

**Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem
Sedimenteintrag im Spätquartär:
Schwermineralassoziationen in Sedimenten des
Laptev-See-Kontinentalrandes und des
zentralen Arktischen Ozeans**

**Reconstruction of sea-ice drift and terrigenous
sediment supply in the Late Quaternary:
Heavy-mineral associations in sediments of the
Laptev-Sea continental margin and the central
Arctic Ocean**

Marion Behrends

**Ber. Polarforsch. 310 (1999)
ISSN 0176 - 5027**

Marion Behrends

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße; D-27568 Bremerhaven; Bundesrepublik
Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist eine inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1998 im Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Bremen angefertigt wurde.

Inhaltsverzeichnis

I. Zusammenfassung-----	I
II. Summary -----	III
1 Einführung-----	1
1.1 Einleitung und Zielsetzung -----	1
1.2 Meereis, Ozeanographie und Physiographie -----	3
1.3 Sedimenteintrag ins Meereis und Sedimentationsprozesse-----	7
1.4 Mineralogie der Liefergebiete -----	9
2 Methodik-----	15
2.1 Probennahme -----	15
2.2 Lithologie der Sedimente -----	18
2.3 Probenaufbereitung -----	20
2.4 Fehlerbetrachtung der quantitativen Angaben-----	24
3 Stratigraphie und Altersmodelle-----	25
4 Ergebnisse-----	31
4.1 Untersuchte Schwermineralvarietäten und ihre Verteilung -----	31
4.1.1 Amphibole-----	31
4.1.2 Klinopyroxen-----	33
4.1.3 Orthopyroxen-----	35
4.1.4 Epidot-----	36
4.1.5 Apatit-----	38
4.1.6 Opake Minerale-----	40
4.1.7 Granat -----	41
4.1.8 Titanit -----	43
4.1.9 Detritisches Karbonat -----	44
4.1.10 Biotit-----	46
4.1.11 Chlorit-----	47
4.1.12 Sonstige -----	49
4.2 Multivariate Analyse der Oberflächendaten-----	51
4.3 Schwerminerale in der Grobsiltfraktion (32 - 63 µm) Beispiel Laptev-See-----	55
4.4 Verteilung spezifischer Schwerminerale in ausgesuchten Kernen -----	58
4.4.1 Schwerelot PS2725-5 (Fraktion 63 - 125 µm)-----	58
4.4.2 Schwerelot PS2725-5 (Fraktion 32 - 63 µm) -----	59
4.4.3 Kastenlot PS2458-4 -----	60
4.4.4 Großkastengreifer PS2757-7 und Kastenlot PS2757-8 -----	62
4.4.5 Großkastengreifer PS2185-3 und Kastenlot PS2185-6 -----	64

5 Diskussion	68
5.1 Auswirkungen der Granularvariation: Beispiele aus der Laptev-See	68
5.2 Zeigen Schwerminerale die rezente Eisdrift an?	74
5.3 Die Eisdriftmuster im zentralen Arktischen Ozean seit dem marinen Isotopenstadium (MIS) 16	91
5.4 Die Eisdriftmuster in der Laptev-See während der letzten 14000 Jahre	104
5.5 Schlußfolgerungen	112
6 Literatur	118
7 Anhang	132
Danksagung	167

I. Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 129 Oberflächenproben, zwei Kurzkerne und vier Langkerne vom Laptev-See-Kontinentalhang sowie dem östlichen Arktischen Ozean schwermineralogisch bearbeitet.

Schwermineralassoziationen an Oberflächenproben des Laptev-See-Kontinentalhangs ermöglichten, neben einer mineralogischen Charakterisierung durch die akzessorischen Gemengteile, die Gliederung dieses Gebietes in zwei unterschiedliche mineralogische Provinzen, die durch den fluviatilen Eintrag der sibirischen Flußsysteme geprägt sind. Die Transportpfade durch das Meereis vom Schelf über den Arktischen Ozean bis in die Ablationsregionen der Fram-Straße konnten durch Untersuchungen an Oberflächensedimenten aus dem zentralen Arktischen Ozean sichtbar gemacht werden. Im zentralen Arktischen Ozean wurden zwei dominante Quellen terrigenen Materials auskartiert. Unter den sibirischen Schelfregionen ist die Laptev-See der größte Lieferant eistransportierten Materials. Indikatorminerale wie Amphibole und Klinopyroxene hinterließen deutliche Maxima von ihrem Liefergebiet bis in die Fram-Straße. Das sedimentbeladene Meereis der arktischen Schelfgebiete mit ihrer charakteristischen Schwermineralogie, die geprägt ist durch detritisches Karbonat und opake Minerale, hinterließ auch im zentralen Arktischen Ozean, im Mischungsbereich des Transpolardrift-Systems und des Beaufort-Wirbels bis in die Fram-Straße, ein kartierbares Signal.

Mit den schwermineralogischen Informationen aus den potentiellen Liefergebieten konnten die Meereisdrift, Herkunft und Verteilung des eistransportierten Materials der vergangenen Klimazyklen rekonstruiert werden. Unterschiedliche Faktoren steuerten den Transport auf den offenen Ozean. Die Aufnahme von partikulärem Material ins Meereis ist abhängig vom Meeresspiegel, der durch das Fallen und Steigen unterschiedliche Areale überflutet und so die Sedimentaufnahme steuert. Ein weiterer Faktor ist der fluviatile Eintrag, der auch bei niedrigen Meeresspiegelständen dafür verantwortlich ist, daß das terrigene Material eines bestimmten Liefergebietes in das Meereis eingeschlossen wird.

Die Glaziale und Interglaziale der Klimazyklen der letzten 780000 Jahre hinterließen im Sediment des zentralen Arktischen Ozeans durch das meereistransportierte Material zirkumarktischer Liefergebiete deutliche mineralogische Signaturen. Ein Wechsel der Schwermineralzusammensetzung von einem amphiboldominierten zu einem Granat-Epidot-Spektrum kann in Verbindung mit dem Wechsel von Liefergebieten und Veränderungen in der Verteilung geostrophischer Winde in Abhängigkeit von Kalt- und Warmzeiten gebracht werden, die der dominante Antrieb für die Meereisdrift darstellt.

Im marinen Isotopenstadium 6 zeichnet sich im zentralen Arktischen Ozean ein schwermineralogisches Signal ab, daß dem der östlichen Kara-See entspricht. Es ist durch Epidot, Granat und Apatit gekennzeichnet. An der Kernposition auf dem Lomonosov-Rücken vor dem Laptev-See-Kontinentalhang wird dagegen kontinuierlich der terrigene Eintrag durch die Laptev-See dokumentiert; charakteristisch dafür sind die hohen Werte an Amphibolen. Dieses Muster zeichnet sich nur mit kleinen Veränderungen im

Zusammenfassung

Verlauf des marinen Isotopenstadiums 5 und 4 ab. Kleinräumige Inlandvereisungen im Putorana-Gebirge und dem Anabar-Schild verändern das Einzugsgebiet der Flüsse und damit den fluviatilen Eintrag. Im Verlauf des Stadium 3 korrelieren die Schwermineralverteilungen in den untersuchten Kernen auf dem Lomonosov-Rücken und weisen auf dasselbe Liefergebiet hin. Das Spektrum wird dominiert von Amphibolen, Ortho- und Klinopyroxenen, deren Quelle die Laptev-See ist. Sie sind damit Indikatoren für eine Veränderung der Oberflächenzirkulation, die bis ins Holozän konstant bleibt. Eine Ausweitung des Beaufort-Wirbels läßt sich nur während der Termination Ib durch den Eintrag von detritischem Karbonat nachweisen. Die Vergrößerung des Wirbels reichte kurzfristig bis in die Nähe des Laptev-See-Kontinentalhanges.

Die Rekonstruktion der Oberflächenzirkulation während der letzten 14.000 Jahre wird durch die Schwermineralassoziationen eines Kernes vom Laptev-See-Kontinentalhang vorgenommen. Im Holozän wurde durch den ansteigenden Meeresspiegel erst der bathymetrisch tiefere westliche Schelf überflutet. Zu Beginn des Atlantikums war fast der gesamte Schelf marin beeinflusst und die heutige Oberflächenzirkulation etablierte sich.

II. Summary

Focussing on heavy-mineral associations in the Laptev-Sea continental margin area and the eastern Arctic Ocean, 129 surface sediment samples, two short and four long gravity cores have been studied.

By means of the accessory components, heavy-mineral associations of surface sediment samples from the Laptev-Sea continental slope allowed the distinction into two different mineralogical provinces, each influenced by fluvial input of the Siberian river systems. Transport pathways via sea ice from the shallow shelf areas into the Arctic Ocean up to the final ablation areas of the Fram Strait can be reconstructed by heavy-mineral data of surface sediments from the central Arctic Ocean. The shallow shelf of the Laptev Sea seems to be the most important source area for terrigenous material, as indicated by the abundant occurrence of amphiboles and clinopyroxenes. Underneath the mixing zone of the two dominating surface circulation systems, the Beaufort-Gyre and Transpolar-Drift system, the imprint of the Amerasian shelf regions up to the Fram Strait is detectable because of a characteristic heavy-mineral association dominated by detrital carbonate and opaque minerals.

Based on heavy-mineral characteristics of the potential circum-Arctic source areas, sea-ice drift, origin and distribution of ice-rafted material can be reconstructed during the past climatic cycles. Different factors controlling the transport of terrigenous material into the Arctic Ocean. The entrainment of particulate matter is triggered by the sea level, which flooded during highs and lows different regions resulting in the incorporation of sediment from different source areas into the sea ice. Additionally, the fluvial input even at low stands of sea level is responsible for the delivery of material of distinct sources for entrainment into the sea ice.

Glacials and interglacials of climate cycles of the last 780 000 years left a characteristic signal in the central Arctic Ocean sediments caused by the ice-rafted material from different sources in the circum-Arctic regions and its change through time. Changes in the heavy-mineral association from an amphibole-dominated into a garnet-epidote-assemblage can be related to climate-related changes in source areas and directions of geostrophic winds, the dominating drive of the sea-ice drift.

During Marine Isotope Stage (MIS) 6, the central Arctic Ocean is marked by a heavy-mineral signal, which occurs in recent sediments of the eastern Kara Sea. Its characteristics are high amounts of epidote, garnet and apatite. On the other hand, during the same time interval a continuous record of Laptev Sea sediments is documented with high contents of amphiboles on the Lomonosov Ridge near the Laptev Sea continental slope. A nearly similar pattern was detected in MIS 5 and 4. Small-scale glaciations in the Putorana-mountains and the Anabar-shield may have caused changes in the drainage area of the rivers and therefore a change in fluvial input. During MIS 3, the heavy-mineral association of central Arctic sediments show similar patterns than the Holocene mineral assemblage which consists of amphiboles, ortho- and clinopyroxenes with a Laptev Sea source. These minerals are indicating a stable Transpolar-Drift system similar to recent conditions. An extended influence of the Beaufort Gyre is only recognized, when sediment material

from the Amerasian shelf areas reached the core location PS2757-7/8 during Termination Ib.

Based on heavy-mineral data from Laptev-Sea continental slope Core PS2458-4 the paleo-sea-ice drift in the Laptev Sea during 14,000 years was reconstructed. During Holocene sea-level rise, the bathymetrically deeper parts of the western shelf were flooded first. At the beginning of the Atlantic stage, nearly the entire shelf was marine influenced by fully marine conditions and the recent surface circulation was established.

1.1 Einleitung und Zielsetzung

Der Arktische Ozean mit seiner permanenten und variablen Meereisdecke nimmt eine globale Rolle im Klimageschehen ein (Clark 1990). Die Wechsel in der Meereisproduktion und Süßwasserzufuhr in den Schelfgebieten und dem Arktischen Ozean sowie der Export dieser in konvektive Regionen des Nordatlantiks führen zu großskaligen Veränderungen der atlantischen Zirkulationszelle und zu Klimaänderungen in Nordwesteuropa. Die Art und Ausdehnung der arktischen Meereisdecke sind dabei von besonderer Bedeutung, da sie den Wärmehaushalt der Erde und damit das globale Klima beeinflussen und ein limitierender Faktor für die Wechselwirkungen der atmosphärischen mit der ozeanischen Zirkulation ist (Aagaard et al. 1985; Clark 1990). Veränderungen der Küstenlinien durch globale Meeresspiegelschwankungen haben Einfluß auf unterschiedliche Prozesse wie Eisberg- und Meereistransport, Meeresströmung, gravitativer Massentransport, fluviatile und äolische Sedimenttransporte, die die Sedimentation am Kontinentalrand und den angrenzenden Tiefseeregionen kontrollieren (Abb. 1; Stein & Korolev 1994a).

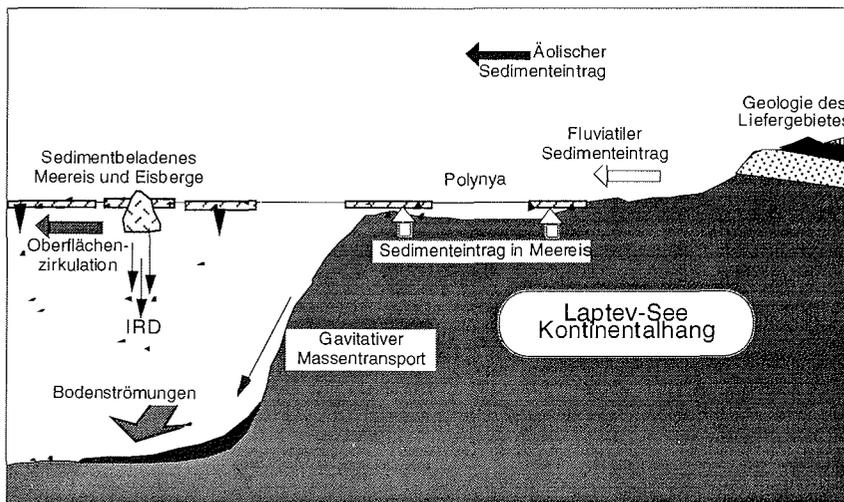


Abbildung 1: Sedimentationsprozesse am eurasischen Kontinentalhang (aus Stein & Korolev 1994a)

Bislang konzentrierten sich die Untersuchungen hauptsächlich darauf, Meereisausbreitung und -driftrichtungen im Spätquartär anhand von eisbergtransportiertem Material zu rekonstruieren (Bischof et al. 1990; Bischof et al. 1996; Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996; Spielhagen 1991). Die rezente Situation jedoch dokumentiert eine permanente Meereisdecke, die diese groben Komponenten kaum mit sich führt (Nürnberg et al. 1994). Die Verwendung von Tonmineralen läßt aufgrund der Korngröße nur eingeschränkte Aussagen zu (Letzig 1995; Wahsner et al. 1998), da diese durch Meeresströmungen weiter transportiert werden können. Im Gegensatz dazu haben sich die Schwerminerale als äußerst aussagekräftig erwiesen (Belov & Lapina 1961; Lapina 1965; Naugler 1967; Silverberg 1972; Luepke & Escowitz 1989).

Durch ihre spezifische Dichte, dem akzessorischen Charakter, ihren vielfältigen Variationen und quantitativen Unterschiede lassen Schwerminerale eine präzise Aussage über das Liefergebiet zu (Scheidegger, Kulm & Piper 1973; Pettijohn 1975; Gutierrez-Mas et al. 1994) und geben die Möglichkeit, dieses zu charakterisieren und durch die Kartierung der Verbreitungsmuster die generelle Eisbedeckung und die Meereisdriftichtung zu rekonstruieren (Nechaev et al. 1993).

Mit den Schwermineralen hat man einen Indikator für eine generelle Eisbedeckung gefunden, der auch nach der Freigabe der Partikel durch das Abschmelzen ein unveränderliches Signal am Meeresboden bildet.

Mit Hilfe von Schwermineraldaten sollten im Rahmen der vorliegenden Arbeit folgende Fragestellungen bearbeitet werden:

- Gibt es in den zirkumarktischen Liefergebieten terrigenen Materials signifikante mineralogische Unterschiede?
- Welche Rolle spielt die Laptev-See als Lieferant terrigenen Materials durch ihre Funktion als größte Quelle des Meereises?
- Sind die rezenten Meereisdriftmuster von ihrer Quelle bis in die Ablationsregionen durch die mineralogischen Charakteristika der Herkunftsgebiete kartierbar?

Wenn diese Fragen im rezenten Sedimentationsmilieu des Arktischen Ozeans beantwortet sind:

- Lassen sich in unterschiedlichen Zeitintervallen durch die Schwermineralogie die Herkunft des terrigenen Materials und die Wechsel der Liefergebiete darstellen?
- Können Veränderungen in der Meereisdecke und ein Paläoeisdriftmuster rekonstruiert werden?
- Welche Auswirkungen hatten die Änderungen des Meeresspiegels auf die Liefergebiete und damit auf die Schwermineralassoziationen?

1.2 Meereis, Ozeanographie und Physiographie

Der Arktische Ozean ist insbesondere durch seine ganzjährige permanente Eisbedeckung charakterisiert (Abb. 2) (Untersteiner 1990), die in ihrer Ausdehnung und Begrenzung den saisonalen Änderungen wie Wind, Insolation und damit veränderten Oberflächentemperaturen unterworfen ist. Die maximale Ausdehnung der winterlichen Eisdecke (Abb. 2) beträgt zwischen 12,2 und 16 mio km², reduziert sich im Sommer aber auf 50 % seiner maximalen Ausdehnung (Parkinson et al. 1987). Im Amerasischen Becken zirkuliert das Meereis zwischen 5 (Rigor 1992) und 15 Jahren (Koerner 1973), dagegen beträgt die Verweildauer des Eises in der Transpolar drift drei bis fünf Jahre (Rigor and Colony in press) (Abb. 3). Somit besteht die Meereisdecke im Eurasischen Becken aus einer Mixtur von jungem (einjährigem), zweijährigem und mehrjährigem Eis (Abb. 2) mit einer variablen Mächtigkeit von 1 bis 7 m (Fütterer 1992), die aus Schmelz- und Deformationsprozessen resultiert. Die sibirischen Schelfe mit ihren saisonal offenen Wasserflächen (Polynyas, Flaw Leads), die während der Herbst- und Wintermonate durch Winde offen gehalten werden, produzieren große Mengen von Meereis, das in den Arktischen Ozean exportiert wird (Dethleff 1995; Kolatschek et al. 1996; Eicken et al. 1997). Eisberge sind von geringerer Bedeutung im Arktischen Ozean. Sie werden nur selten beobachtet. Ihre möglichen Liefergebiete sind Ellesmere Island, Devon Island, Spitzbergen, Severnaya Zemlya, Franz-Josef-Land und Novaya Zemlya (Sudgen 1982).

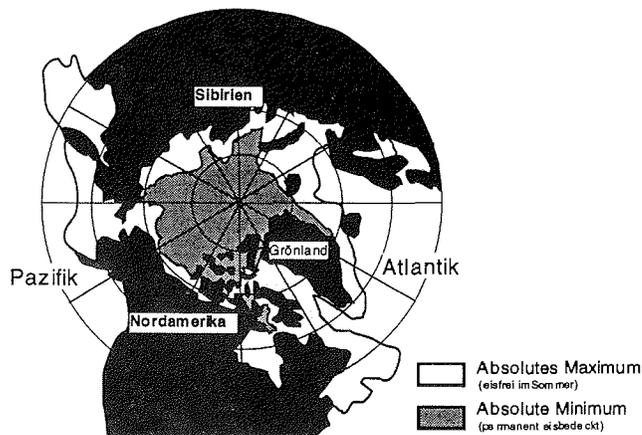


Abbildung 2: Meereisbedeckung im Arktischen Ozean (nach Untersteiner 1990)

Ein grundlegendes Merkmal der Hydrographie des Nordpolarmeers ist der starke Süßwassereintrag durch die großen sibirischen Flußsysteme (Meincke et al. 1997). Hierdurch wird das polare Oberflächenwasser mit salzarmem Wasser gespeist, was zusammen mit Schmelz- und Gefrierprozessen des Meereises die stabile Schichtung der Wassersäule bedingt (Aagaard 1981; Swift 1986). Die Bewegung des polaren Oberflächenwassers wird atmosphärisch gesteuert und ist daher ein Resultat des Zusammenspiels von Wind und Wasserbewegung. Die dominierenden Oberflächenzirkulationssysteme sind im Kanadischen Becken der Beaufort-Wirbel mit antizyklonaler Bewegungsrichtung und im Eurasischen Becken die Transpolar drift (Abb. 4), die nördlich

der Ostsibirischen Inseln bis in die Fram-Straße verläuft und für 90 % des Eisexports verantwortlich ist (Aagaard & Carmack 1989).

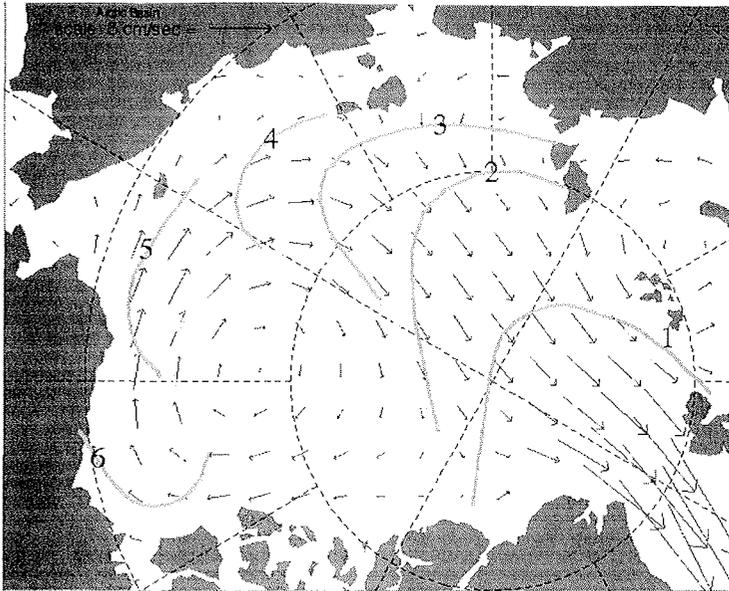


Abbildung 3: Durchschnittliche Eisdrift der Jahre 1979-1990. Die durchgezogenen Linien mit den Ziffern geben die Verweildauer des Eises im Arktischen Ozean von der Bildung bis in die Ablationsregion an (Rigor 1992)

Verbindungen des Nordpolarmeeres zu den angrenzenden Meeresgebieten sind nur an wenigen Stellen vorhanden (Fram-Straße, Barents-See, Kanadisches Archipel und Bering-Straße; Abb. 4). Die Fram-Straße zwischen der Westküste Spitzbergens und der Ostküste Grönlands ist die wichtigste Passage für den Wasseraustausch des Nordpolarmeeres. Sie stellt gleichzeitig die einzige Tiefenwasserbindung zum Atlantischen Ozean dar.

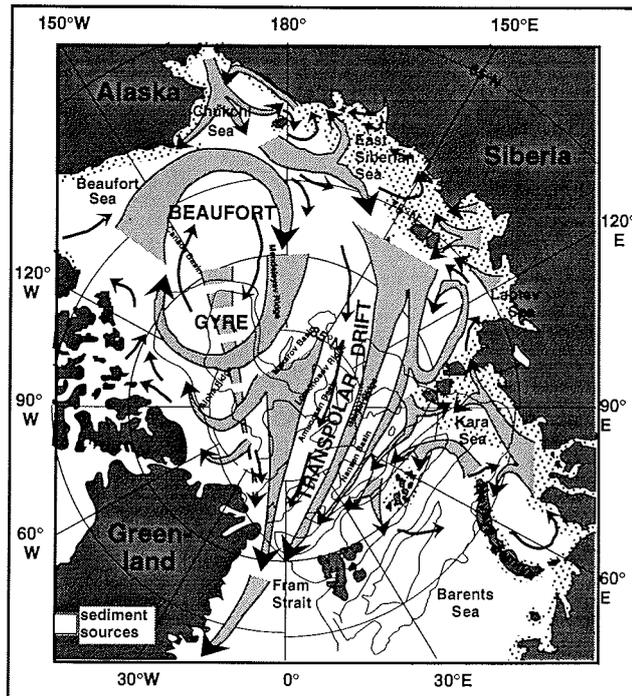


Abbildung 4: Potentielle zirkumparktische Herkunftsgebiete für sedimentbeladenes Meereis. Schematisierte Eisdriftmuster nach Gordienko & Laktionov 1969 (aus Dethleff 1995)

Die Oberflächenzirkulation wird durch zwei gegenläufige, eng an die Bodentopographie gekoppelte und von zyklonischen Winden über die Grönland-See angetriebene Strömungssysteme geprägt. Im Osten transportiert der Westspitzbergenstrom als der nördlichste Ausläufer des Nordatlantikstroms (Abb. 5) relativ warmes, salzreiches Wasser nordwärts in das Nordpolarmeer (Johannessen 1986; Rudels et al. 1994; Schauer 1995). Im Westen fließen im Ostgrönlandstrom kaltes, salzarmes polares Oberflächenwasser, Meereis und durch Vermischungsvorgänge leicht modifiziertes Arktisches Zwischenwasser atlantischen Ursprungs entlang des grönländischen Schelfes nach Süden (Swift 1986). Der Norwegenstrom spaltet sich nordwestlich von Norwegen. Ein Einstromast geht als Barents-See-Zweig in die Barents-See und tritt in Höhe des St. Anna-Troges in den Arktischen Ozean (Aagard & Carmack 1994, Pfirman et al. 1994, Schauer et al. 1997). Der westliche Einstromast umrundet die Westküste Spitzbergens und bewegt sich dann entlang des Kontinentalhanges ostwärts. Er folgt dem Verlauf der 1000 m-Tiefenlinie entlang des sibirischen Kontinentalhanges, wo er nördlich der Kara-See zusammen mit dem östlichen Ast in Richtung Laptev-See weiterfließt. Wahrscheinlich wird das Atlantische Wasser hier durch den Lomonosov-Rücken nach Westen abgelenkt und rezirkuliert in Richtung westliche Fram-Straße (Rudels et al. 1994).

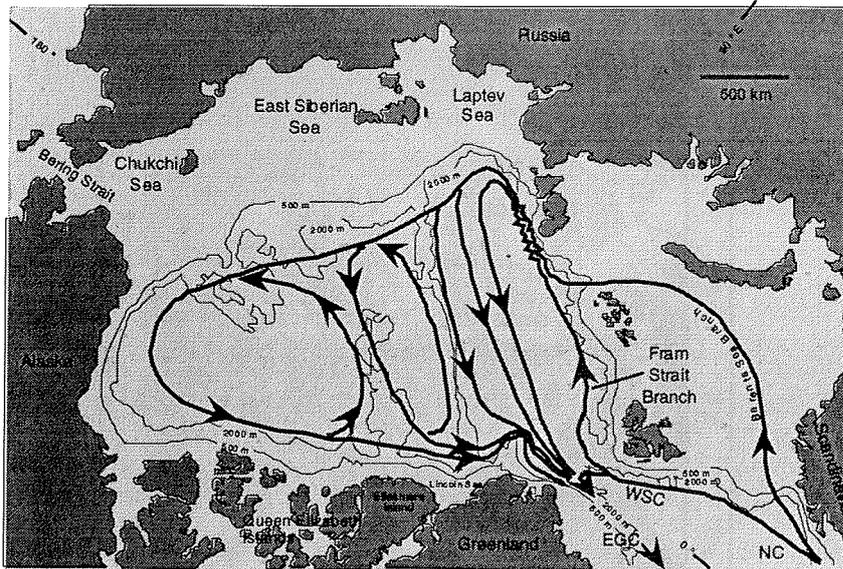


Abbildung 5: Einstrom atlantischer Wassermassen und Zwischenwasserzirkulation (Rudels et al. 1994)

Auf die Bildung und Ausbreitung des Arktischen Zwischenwassers (AIW) als auch des Tiefenwassers des Arktischen Ozeans (AODW), die eine entscheidende Rolle für die ozeanographischen Bedingungen im Nordpolarmeer spielen, soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden, da sie für die Interpretation der Daten dieser Arbeit von untergeordnetem Stellenwert sind.

Der Arktische Ozean ist in zwei Hauptbecken unterteilt, in das Eurasische und das Amerasische Becken (Abb. 4). Das Amerasische Becken wird durch den Alpha-Mendeleev-Rücken in das Makarov- und das Kanada-Becken gegliedert. Mit 25000 km² ist das Kanada-Becken das größte und hat eine maximale Tiefe von ca. 3850 m. Das Makarov-Becken ist zwischen 2700 m und 4000 m tief. Die Schelfe des Amerasischen Beckens sind ca. 200 km breit. Getrennt wird das Amerasische vom Eurasischen Becken durch den Lomonosov-Rücken, der sich von Nordgrönland bis zu den Neusibirischen Inseln erstreckt. Das Eurasische Becken ist unterteilt in Nansen-Becken mit max. 3850 m Wassertiefe und Amundsen-Becken mit max. 4450 m Wassertiefe. Getrennt sind diese durch den Gakkel-Rücken, einer untermeerischen Spreizungszone. Die das Eurasische Becken umgebenden Schelfe zeichnen sich durch ihre außergewöhnliche Breite (ca. 900 km) und geringen Wassertiefen (≤ 100 m) aus. Die Schelfe machen ca. 49 % des Arktischen Ozeans aus.

1.3 Sedimenteintrag ins Meereis und Sedimentationsprozesse

Nach Dethleff (1995) ist die Sedimentaufnahme in das Meereis abhängig von sehr unterschiedlichen Mechanismen. Hydrodynamische Prozesse wie Wellen-, Gezeiten- und Strömungswirkung können Sedimente resuspendieren, je nach Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit. In der Laptev-See können im August und September bodennahe Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 10 und 50 cm/s auftreten (Holmes und Craeger 1974). Durch die Strömung kann das Sediment bis zur Feinsandfraktion in Suspension gebracht werden (Kempema et al. 1989; Reimnitz et al. 1993a; Dethleff 1995). Kempema et al. (1989) haben diese Anreicherung des SPM (suspendiertes partikuläres Material) mit Stürmen und starken ablandigen Winden in Verbindung gesetzt, die dann bei der turbulenten Meereisbildung in einer unterkühlten Wassersäule die Voraussetzungen für den Sedimenteintrag in das Meereis schaffen. Unkonsolidierte, feinkörnige Oberflächensedimente bis 35 µm können dagegen schon bei Geschwindigkeiten <20 cm/s erodiert werden. Nach der Anreicherung in der Wassersäule treten mögliche Mechanismen zum vertikalen Aufwärtstransport und Sedimentaufnahme ins Meereis ein (Reimnitz et al. 1993; Dethleff 1995). Dokumentation für diese Art der Aufwärtsbewegung (Langmuir-Zirkulation) könnten die deutlich voneinander getrennten "frazil"-Eisstreifen sein (Dethleff 1995). Antrieb der thermohalinen Prozesse als Voraussetzung für den Partikeleinschluß ist das Absinken von unterkühlten Salzlaugen (Brines), die durch Neueisbildung freigesetzt werden (Rudels 1990). Als der effektivste Weg der Sedimentaufnahme wird das "suspension freezing" gesehen. Dabei filtern die aufsteigenden "Frazil"-Eiskristalle das klastische Material aus der Wassersäule (Reimnitz et al. 1992; Reimnitz et al. 1993b; Pfirman et al. 1997). Selbst größere Komponenten geraten so in das Meereis, ein Großteil der Sandpartikel sinkt jedoch rasch gravitativ wieder ab (Ackermann et al. 1994). Somit beginnt die Freisetzung der untersuchten Korngrößen schon auf dem Schelf und führt zu einer starken Durchmischung des Ausgangsmaterials. Durch wiederholtes Schmelzen und Gefrieren bilden sich an der Eisoberfläche Aggregate, sogenannte "mud clasts", tonig-siltige "Bällchen", die auf dem Weg in die schließliche Ablationsregion, der Fram-Straße, abregnen.

Sedimentpartikel aller Korngrößen können durch das Anfrieren und Aufliegen von Eis in geringer Wassertiefe und durch die Überflutung und das Entladen der Flußfracht auf die Eisfläche beim Aufbrechen der Flüsse zwischen Mai und Juli im Meereis angereichert werden (Abb. 6). Nach der Ablagerung im flachmarinen Milieu führen unterschiedliche Prozesse zur Resuspension der Partikel. Die Verknüpfung der Eintragsmechanismen von Sediment ins Meereis wurde vielfältig untersucht (Barnes et al. 1982; Reimnitz & Kempema 1987; Reimnitz et al. 1987; Kempema et al. 1989; Dethleff 1995). Morphologische und mineralogische Merkmale der Partikel (Wollenburg 1993; Dethleff 1995) im Vergleich von Schelfsediment mit Meereissedimentproben geben Hinweise auf Resuspension und Aufwärtstransport des Sediments aller Korngrößen (Dethleff 1995). Der Charakter des eistransportierten Sediments richtet sich in erster Linie nach dem Sedimentangebot, der für den Einschluß zur Verfügung steht. Die Tatsache, daß im Meereis vorwiegend tonig-siltiges Material und nur geringe Mengen Sand angereichert sind, liegt zum einen am Korngrößenangebot auf dem Schelf, wo eine Dominanz von siltig-tonigem Material vorliegt, zum

anderen an einer Unsicherheit in der quantitativen Aufnahme der gröberen (>63 μm) Partikel ins Eis. Meereissedimente weisen einen geringeren Sandgehalt (0-5 %, Dethleff 1995) auf als Schelfsedimente (Dethleff et al. 1993; Wollenburg 1993; Nürnberg et al. 1994). Diese Tatsache läßt die Vermutung zu, daß es sich bei dem eistransportierten Material um Sedimentaufnahme des resuspendierten Materials handelt und somit dem Weitertransport durch das Eis ein selektiver Prozeß vorgeschaltet ist. Reimnitz et al. (in Vorb.) schränken durch einen Vergleich der IRD-Komposition diese Tatsache darauf ein, daß es sich bei den selektiven Prozessen um einen Vorgang handelt, der die lithologische Zusammensetzung nicht verändert.

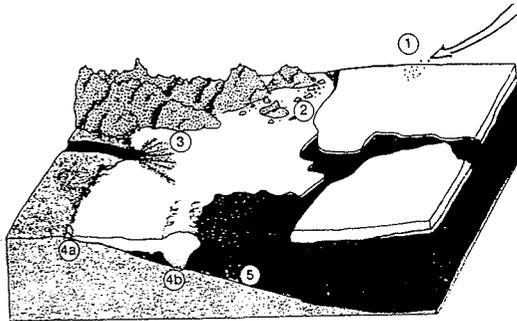


Abbildung 6: Schematische Darstellung der potentiellen Eintragsmechanismen von klastischen Sedimenten ins Meereis (aus Wollenburg 1993)

- 1 Äolischer Eintrag
- 2 Abbrechen von Küstenkliffs
- 3 Überspülen der Eisdecke durch Flüsse
- 4a direktes Anfrieren am Strand oder Untiefen
- 4b Anfrieren bei Bodenberührung von Preßeisrücken
- 5 Filtration von suspendiertem Bodensediment durch Eiskristalle oder Einfrieren in "anchor-ice" am Meeresboden

Neben den Prozessen wie "suspension freezing" und dem Entladen der Flußfracht auf dem Meereis gelangen Partikel kleiner Korngrößen äolisch auf das Eis oder auf die offenen Wasserflächen (Darby et al. 1989; Pfirman et al. 1989b, 1990; Dethleff et al. 1993). Dieser Vorgang ist jedoch von geringer Bedeutung, da nur sehr kleine Mengen an Material transportiert werden.

1.4 Mineralogie der Liefergebiete

Mit Hilfe von mineralogischen Parametern können im Arktischen Ozean Liefergebiete und Transportprozesse rekonstruiert werden. Die Grundvoraussetzung einer Rekonstruktion von Liefergebieten sind signifikante Unterschiede der Geologie und der Mineralogie im Hinterland (Abb. 7).

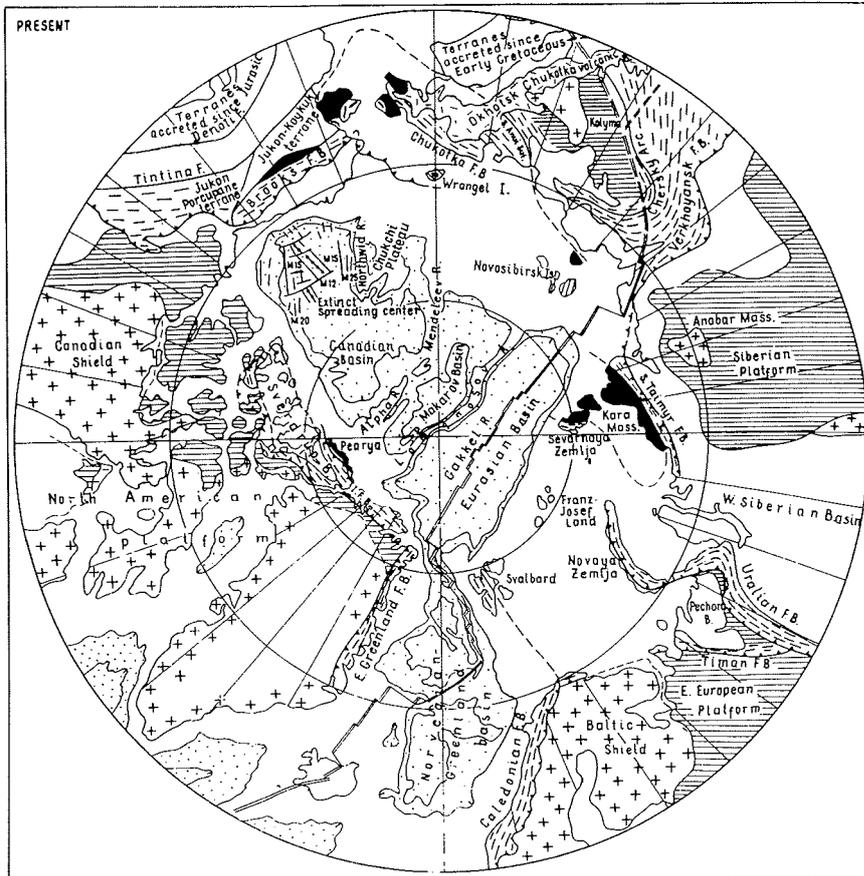


Abbildung 7: Geologische Strukturelemente der Arktis (punktiert: Tiefseebecken; Doppellinie: Mittelozeanische Rücken; Kreuze: Schilde; Linien: Plattformen; gestrichelte Linien: Faltengürtel; weiß: mesozoische und känozoische Becken; schwarz: alte Massivs; gezackte Linien: Hauptstörungszonen (aus Zonenshain & Natapov 1989)

Grönlands Nordspitze, Nansen Land, besteht aus mesozoischen Laven und Tuffen und Gesteinen in Amphibolitfazies mit Granat. Nach Süden schließen die biotitreichen Sedimente des Karbons, Perms, der Trias, Kreide und des Tertiärs, die ins Paläozoikum gehörenden Sedimente des Nordgrönländischen Faltengürtels und die unverfalteten paläozoischen Einheiten (Plattformkarbonate und klastische Serien) mit silurischen Riffeinheiten an (Dawes & Soper 1973, Abb. 8).

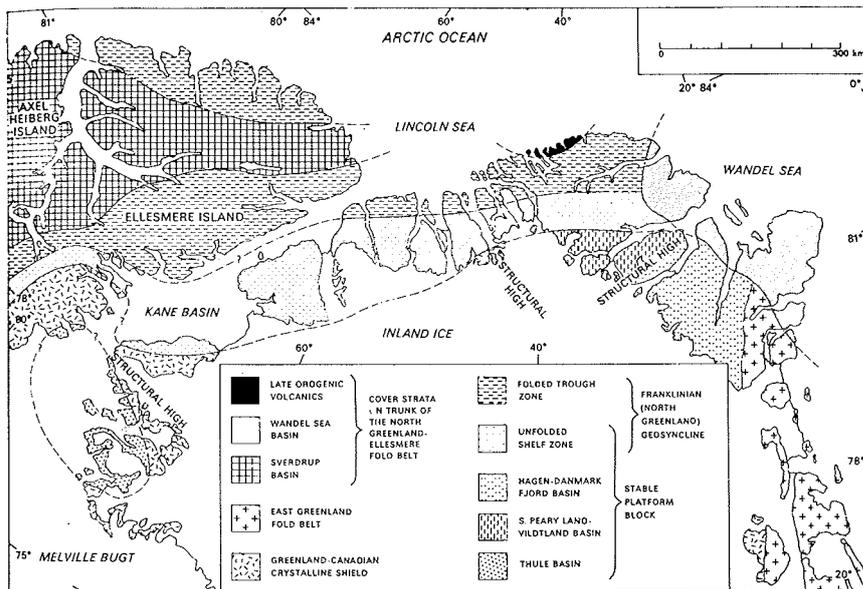


Abbildung 8: Übersichtskarte über die geologischen Einheiten Nordgrönlands sowie Nordkanada (aus Dawes & Soper, 1973)

Im Hinterland der kanadischen Arktis wird das Colville-Becken von mehreren Flüssen nach Norden entwässert, die den Permafrostboden erodieren. Sie tragen das Erosionsmaterial der hauptsächlich kreidezeitlichen aber auch tertiären Beckenfüllungen mit sich. Die unterkreidezeitlichen Ablagerungen enthalten Schiefer, kohlige Schiefer, Sand-, Silt- und Tonstein sowie Konglomerate und nichtkieseligen Eisenstein. Die Sedimente der Oberkreide setzen sich aus Sandsteinen, Konglomeraten und eingeschalteten Silt- und Tonsteinen sowie Bentonit zusammen. Das Tertiär in dem Becken stellt eine Zusammensetzung aus Sandsteinen, Siltsteinen und Konglomeraten dar. Das Quartär ist in dieser Region großräumig verbreitet und besteht aus nicht verfestigten marinen und nicht marinen Ablagerungen (Moore et al. 1994).

Die sibirische Arktis kann in wenige großräumige Strukturelemente gegliedert werden; in stabile Plattformen, präkambrische Massive und Faltenregionen sowie jüngere Faltenzonen (Abb. 9). Die Flüsse, die in die Ostsibirische See entwässern (Kolyma, Indigirka), durchfließen die Werchojansker-Tschukotschen Region. Sie wird aus präkambrischen Gesteinen (Amphibol-Gneise, metamorphe Schiefer, Quarzit) aufgebaut, die von mesozoischen Falteingürteln (grobe Sandsteine, Silt- und Tonsteine, Kohle) umgeben sind. Große Sedimentmächtigkeiten konnten durch langanhaltende Subsidenz entstehen, die erst mit dem Beginn einer tektonisch ruhigen Phase am Ende der Kreide endete (Dolginow & Kropatschow 1994). Neogene und quartäre Faltenphasen führten zur rezenten Morphologie. Tertiäre Transgressionen und Regressionen bedeckten die Tiefebenen großräumig mit marinen Ablagerungen (Sande, Silte, Konglomerate). Auch heute fließen die Flüsse durch eine von Seen bedeckte Marsch und Tundra, so daß ein großer Anteil der Flußfracht aus feinem Material besteht (Naugler et al. 1974).

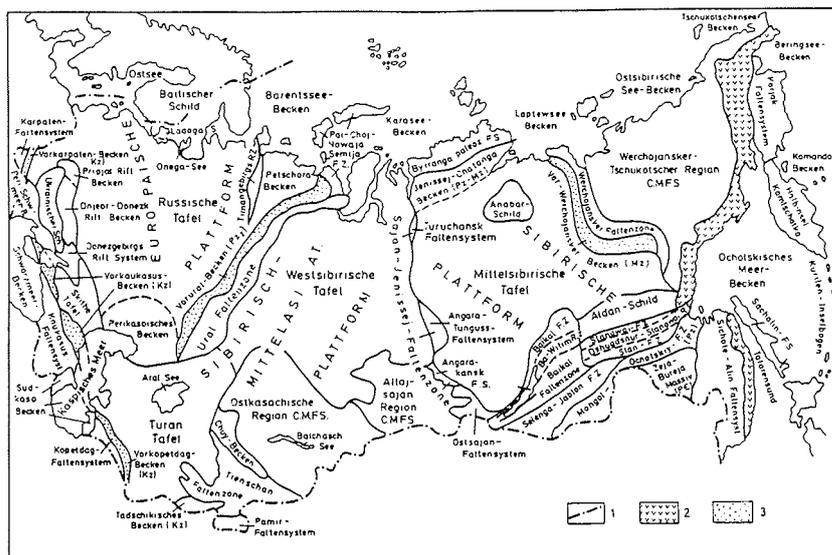


Abbildung 9: Wesentliche geologische Elemente der GUS und benachbarter Gebiete. 1: Begrenzung des beschriebenen Gebietes; 2: Primorje-Tschukotschen-Vulkanzone; 3: Vorbecken (mit Alter); C.M.F.S.: Bereiche präkambrischer Massive und Faltenysteme (aus Dolginow & Kropatschjow 1994)

Nordwestlich schließt sich das Sibirische Tiefland an. Omoloi und Yana entwässern die Werchojansker-Kolyma-Region und führen die Erosionsprodukte der permischen bis tertiären Sedimente mit sich (Abb. 10). Die Lena und ihre Tributarien entwässern die Sedimente der Sibirischen Plattform. Die Ablagerungen bestehen aus Sandsteinen und karbonatischen Lagen mit Gips, die überlagert werden von Devon in Old Red Fazies. Im Unterlauf fließt die Lena durch kreidezeitliche Sedimente (feinkörnige terrigene und marine kohleführende Serien) (Vinogradov et al. 1973).

Das Gebiet wird begrenzt durch die Novaya-Zemlya-Faltenzone im Westen, der Westsibirischen Tafel und der Taimyr-Faltenzone mit seinen paläozoischen Gesteinen. Der Norden der Westsibirischen Platte wird von Quartär in großräumiger Verbreitung überdeckt. Präkambrische und paläozoische Gesteine (Sandsteine, Karbonatgesteine, Gips, Sandsteine in Old-Red-Fazies) zusammen mit permisch-triassischen basischen Intrusionen stehen an der Nordküste der Taimyr-Halbinsel an.

Auf den Franz-Josef-Land-Inseln werden die triassischen und jurassischen terrigenen und marinen Sedimente von kohleführenden Schichten des Karbon unterlagert (Dibner 1970). Kretazische Intrusiva und Effusiva alternieren mit Tuffen, Tuffiten und terrigenen kohlereichen Lagen. Es folgen miozäne Gerölle und Sande. Das marine und glazigene Quartär ist nur sehr geringmächtig und hat ein spätpleistozänes Alter. Terrassen unterschiedlichen Niveaus konnten kartiert und datiert werden, so daß eine Hebungsbewegung für die Inselgruppe sowie ein zeitweiliges

"Verschwinden" während des Klimaoptimums postuliert wird (Matishov et al. 1992).

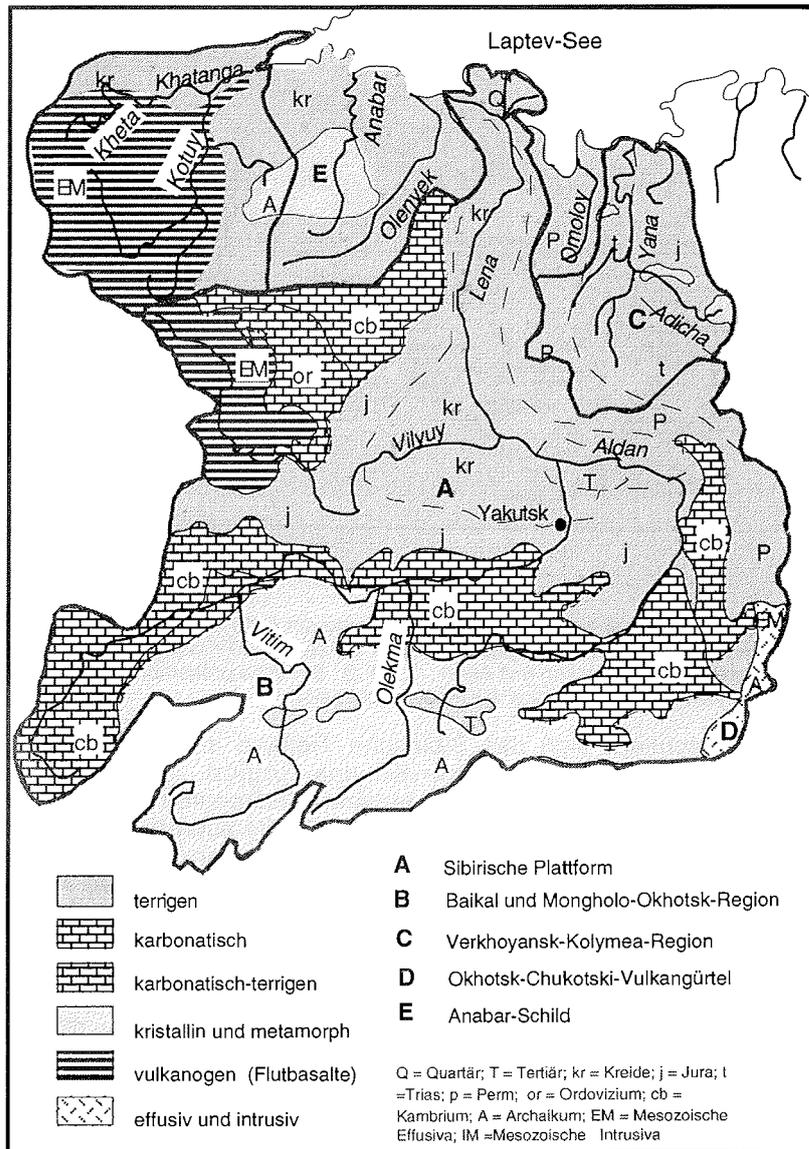


Abbildung 10: Geologie Nordsibiriens (nach Gordeev & Sidorov 1993)

In der Barents-See werden Kreidesedimente (feinkörnige Sandsteine wechsellagernd mit Tonen und Kohlen; Johansen et al. 1993) von geringmächtigem Quartär überlagert. Nördlich wie auch nordwestlich bildet das Tertiär (Sandsteine und Vulkanite; Johansen et al. 1993) das Liegende des Quartärs. Isostatische Ausgleichsbewegungen verursachten die Heraushebung des Svalbard Archipels (Nøttvedt et al. 1988). Hier stehen präkambrische bis silurische Einheiten an, die von der Hekla Hoek Serie

überlagert werden. Es folgt Devon in Old Red Fazies und Karbonatsedimentation im Karbon. Kieselschiefer, Ton und Karbonate im Perm bilden das Hangende. Die mesozoischen Sedimente sind dominiert von mariner klastischer Sedimentation. Im Paläozän erfolgte die Bildung von Kohlelagen. Im Känozoikum schloß sich eine intensive Faltung an, der im Pleistozän eine Aufwärtsbewegung folgte (Nøttvedt et al. 1993).

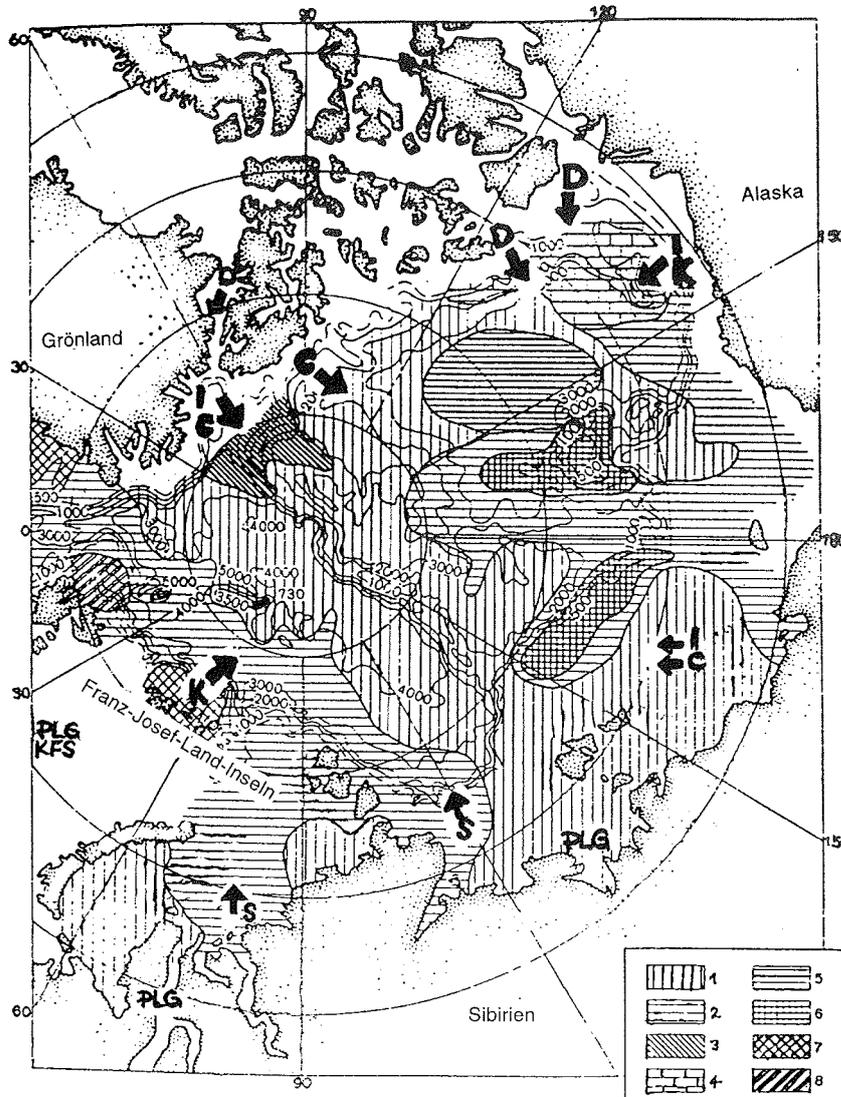


Abbildung 11: Schwermineralverteilung (aus Lisitzin 1996 nach Belov & Lapina 1961), Gesamtmineralogie (nach Vogt 1997) und Tonmineralogie (nach Wahsner et al. 1998) in der Arktis

1 = Epidot-Amphibol; 2 = opake Minerale-Epidot-Pyroxen; 3 = Chloritoides; 4 = Dolomit; 5 = Granat; 6 = opake Minerale; 7 = Pyroxen; 8 = Pyroxen-Amphibol; D= Dolomit; PLG = Plagioklas; S= Smektit; I = Illit; C = Chlorit, K = Kaolinit

Lisitzin (1996) zeigt die Schwermineralprovinzen des Arktischen Ozeans, die andeuten, daß die Schwermineralogie der Schelfregionen mit dem Transport durch das Eis bis in Ablationsregionen verfolgt werden kann (Abb. 11). Durch die geologischen Strukturen wie den breiten flachen Schelfen und der angrenzenden Tiefsee mit der permanenten Eisbedeckung wird hier Sedimentaufnahme durch das Eis, Transport und Sedimentation möglich. Die verwendete Korngröße und der Datensatz in Form von Assoziationen ohne Angabe von Anzahl und Lage der untersuchten Proben machen eine Verwendung der Daten und einen Vergleich mit Kernmaterial zur Rekonstruktion der spätquartären Situation, wie sie in der vorliegenden Arbeit vorgenommen wird, jedoch schwierig.

Tabelle 1: Zusammenfassung der möglichen Liefergebiete und Mechanismen des Transports (aus Lisitzin 1996, Vogt 1997, Wahsner et al. 1998)

Region	Mineral	Transportprozeß
Kanad. Archipel, Nordgrönland	Dolomit, Mg-Kalzit, Quarz Chloritoide, Amphibole	Eisberge, Schmelzwasser- suspension
Ostsibirische See, östliche Laptev-See	Illit, Glimmer, Chlorit, Feldspäte, Amphibole, Orthopyroxen, Epidot	Meereis, Meeresströmung, gravitative Umlagerungen
westliche Laptev-See, östliche Kara-See	Smektit, Klinopyroxen, Plagioklas, opake Minerale, Epidot, Pyroxen	Meereis, Meeresströmung, gravitative Umlagerungen
Severnaya Zemlya, Taimyr	Quarz, Kalifeldspat	Eisberge
Franz-Josef-Land	Kaolinit, Quarz, Kalifeldspat, Almandin, Pyroxen	Eisberge, Meeresströmungen, gravitative Umlagerungen

Die in Abbildung 11 dargestellten Schwermineralprovinzen sind um Ergebnisse der Ton- und Gesamtmineralogie erweitert worden (Vogt 1997; Wahsner et al. 1998). Deutlich erkennt man die mineralogisch signifikanten Unterschiede der einzelnen Liefergebiete. Diese Charakteristika liegen der nachfolgenden Arbeit zu Grunde und sind zusammenfassend in Tabelle 1 dargestellt.

Um eine Differenzierung der Prozesse vornehmen zu können, werden in dieser Arbeit ausschließlich Schwerminerale bearbeitet, deren spezifische Dichte und Korngröße einen Strömungstransport ausschließen.

2 Methodik

2.1 Probennahme

Im Rahmen dieser Arbeit wurden 129 Oberflächenproben (0-1 cm) von Großkastengreifern aus dem zentralen Arktischen Ozean und der Laptev-See bearbeitet (Abb. 12, Tab. 2).

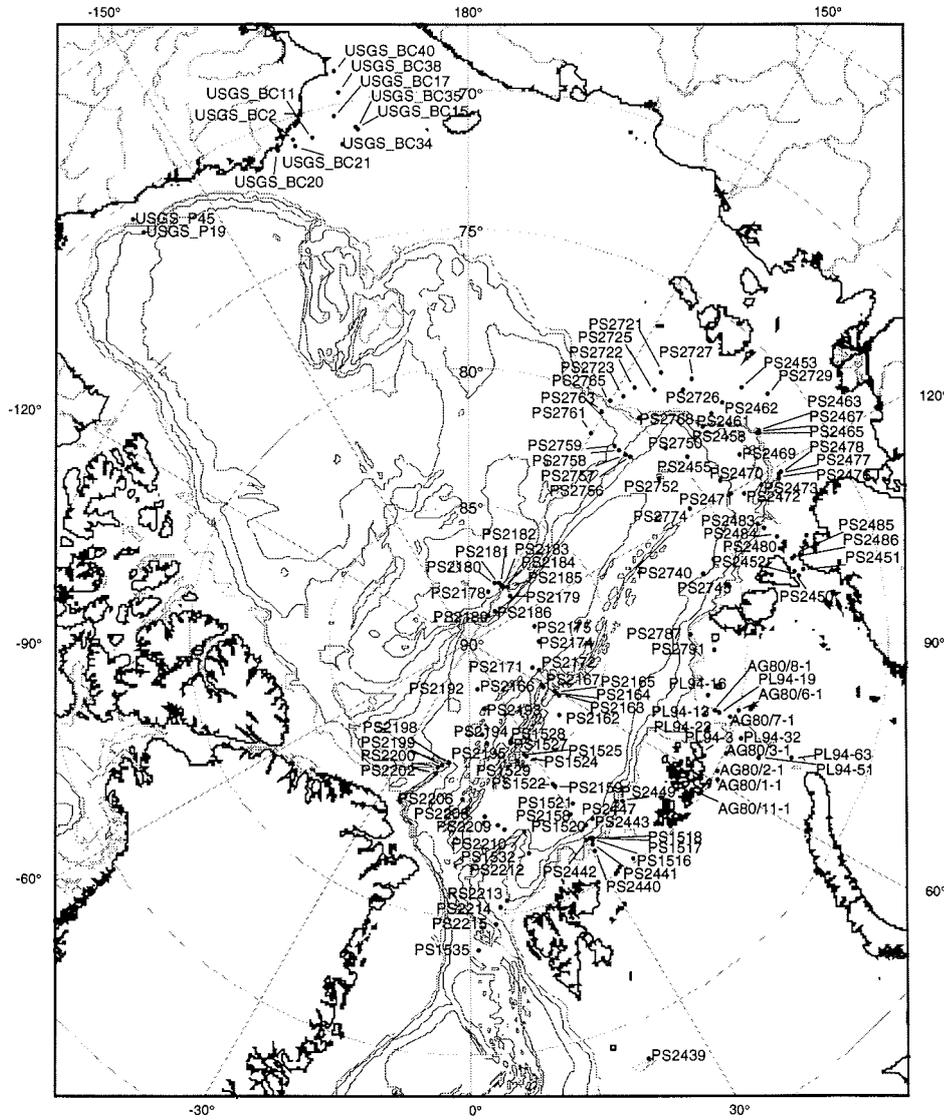


Abbildung 12: Lage der bearbeiteten Oberflächenproben

Tabelle 2: Bearbeitete Oberflächenproben aus dem Arktischen Ozean

Expedition	Gebiet	Anzahl der Proben
ARK-IV/3 (Thiede 1988)	Nansen-Becken, Barents-See-Kontinentalhang	13
ARK-VIII/3 (Fütterer 1992)	zentr. Arktischer Ozean	38
ARK-IX/4 (Fütterer 1994)	Laptev-See	29
ARK-XI/4 (Rachor 1996)	Laptev-See, Lomonossov-Rücken	22
RV <i>Akademik Golitzin</i> (Tarassov et al. 1998. In: Stein et al. in Vorb.)	Kara-See	7
RV <i>Prof. Logachev</i> (Ivanov et al. 1998. In: Stein et al. in Vorb.)	Kara-See	8
USGS	Beaufort-See, Chukchi-See	12

Einige der bearbeiteten Oberflächenproben stammen aus der Beaufort-See, wobei es sich um die obersten 2 cm von Kolbenloten handelt, und aus der Chukchi-See, wo es sich wiederum um Oberflächen von Kastengreifern handelt. Dieses Probenmaterial wurde freundlicherweise vom United States Geological Survey (Kalifornien) (R.L. Phillips) zur Verfügung gestellt. Einige der Oberflächenproben der Laptev-See wurden in der Fraktion 32-63 μm (Abb. 13) und 50-100 μm (Abb. 45) bearbeitet.

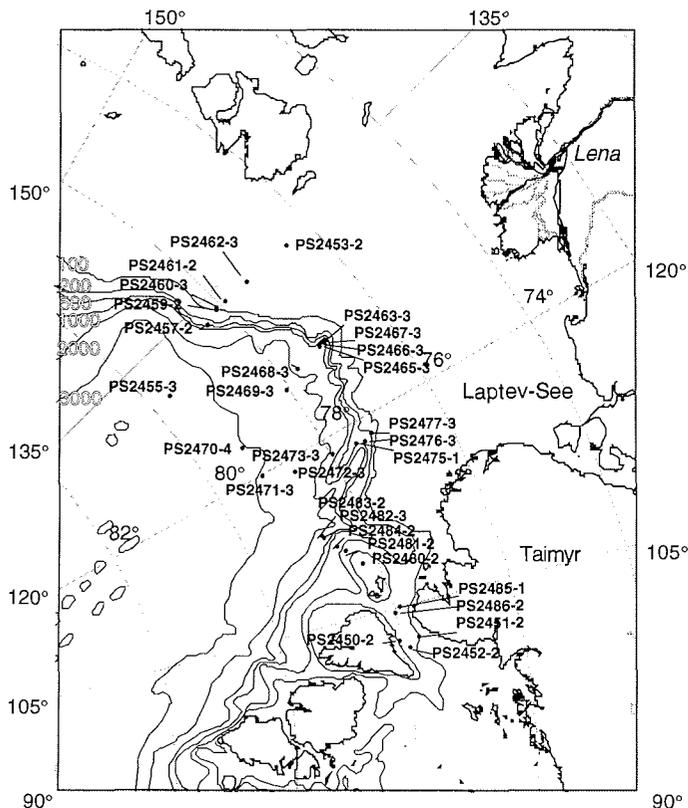


Abbildung 13: Lage der bearbeiteten Oberflächenproben Fraktion 32-63 μm

Es wurden zwei Kurzkern sowie vier Langkern bearbeitet (Abb. 14, Tab. 3). Die Kerne wurden an Bord geöffnet, beschrieben und für den Weitertransport verpackt. Eine Probenentnahme an Bord fand nur am Schwerelotkern PS2725-5 im 20 cm Abstand statt.

Tabelle 3: Verzeichnis der bearbeiteten Kerne

Länge	Breite	Kernbezeichnung	Kerngewinn (m)	Wassertiefe (m)	Expedition
87,529	144,2	PS2185-3/6	8,35	1052	ARK-VIII/3 (Fütterer 1992)
78,656	144,1	PS2725-5	4,78	77	ARK-IX/4 (Fütterer 1994)
78,368	133,19	PS2458-4	8,00	938	ARK-IX/4 (Fütterer 1994)
81,163	140,2	PS2757-7/8	8,40	1241	ARK-XI/4 (Rachor 1997)

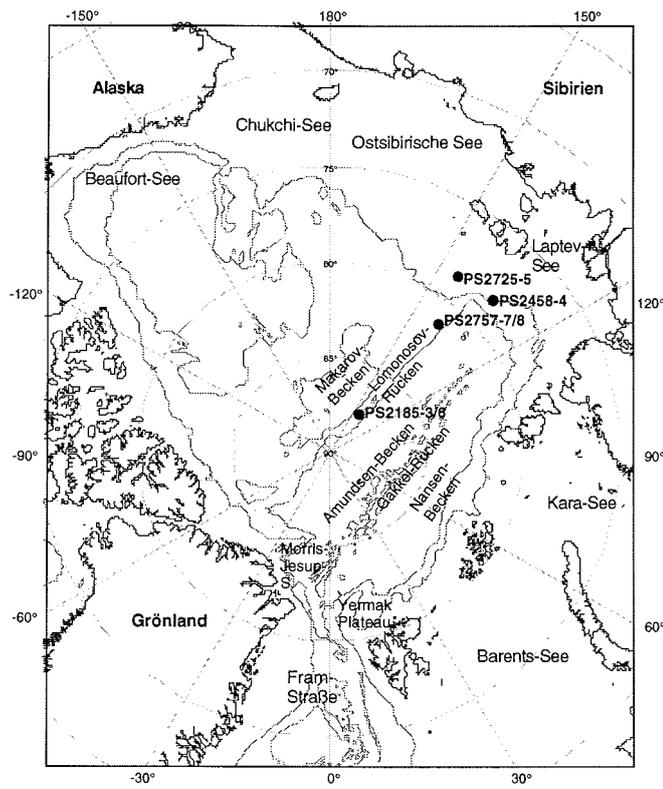


Abbildung 14: Lage der bearbeiteten Kerne

2.2 Lithologie der Sedimente

Die Oberflächensedimente bestehen aus dunkel bis hellbraunen, olivfarbenen und grauen tonigen Silten bis siltigen Tönen mit einem geringen Sandgehalt (Fütterer 1992). Auf den Schelfen sowie auf den topographischen Höhen sind die Sedimente etwas grobkörniger, während in den Tiefseebecken die Korngrößenverteilung zugunsten der kleinen Korngrößen verschoben ist (Stein et al. 1994b). Sehr selten wird grobes Material als Indikator für eisbergtransportiertes Material gefunden.

Für die Oberflächen besteht die Annahme, daß sie Informationen des rezenten Sedimentationsmilieus widerspiegeln. AMS¹⁴C-Datierungen der Oberflächen ergaben jedoch selbst für diese rezenten Oberflächen Altersangaben in Beckenpositionen von etwa 500-1000 Jahren, dagegen auf den Rückenpositionen von 1000 bis 4000 Jahren (Nørgaard-Pedersen 1996, Tab. 4). Häufig fehlen jedoch Foraminiferen oder Muscheln und somit kalkiges Inventar, um eine ¹⁴C-Datierung vornehmen zu können.

Tabelle 4: Datierte Oberflächensedimente im zentralen Arktischen Ozean (aus Nørgaard-Pedersen 1996)

Probenbezeichnung	Alter in ¹⁴ C Jahren	Wassertiefe (m)
PS2185-3	2680	1073
PS2177-1	2070	4000
PS2200-2	5215	1073
PS2195-4	2790	3793
PS2166-2	2395	3618
PS2180-1	2020	4005
PS2192-1	580	4375

Schwerelot PS2725-5

Die Lithologie (Anhang 7.1.1) ist beschrieben als graubraunes, dunkelgraues und olivfarbenes siltig-toniges Sediment mit eingeschalteten Sandlagen (Rachor 19976).

Kastenlot PS2458-4

Die Lithologie des Kernes (Anhang 7.1.2) ist durch sehr homogene Sedimentation charakterisiert. Die Kernansprache ergab, daß es sich bei dem Sediment um siltig-tonige Ablagerungen mit einer olivgrauen Färbung an der Basis und einer Änderung zu dunkelbraunen Farben zum Top handelt. Auch die Korngrößenanalysen (Müller unpubl. Daten) bestätigen diese monotonen Abfolgen. Der Tongehalt ist mit durchschnittlich 50 %, die Siltfraktion mit 48 % und die Sandfraktion mit ca. 3 % vertreten. Variationen innerhalb der einzelnen Korngrößen sind sehr gering. Die Ton- und Siltgehalte schwanken zwischen 45 und 55 %. Dagegen bewegt sich die Sandfraktion gleichförmig in dem Bereich zwischen 2-4 %, und nur bei 100 cm zeichnet sich ein Maximum von 5 % ab.

Großkastengreifer PS2757-7 und Kastenlot PS2757-8

Die Lithologie (Anhang 7.1.3, 7.1.5) ist beschrieben als graue, gelbliche und olivbraune Silte und Tone. Nur bei 543-532 cm wechsellagern sandig siltige und siltig tonige Lagen (Rachor 1997). Von der Basis bis zum Top ist das Kernmaterial bioturbirt.

Großkastengreifer PS2185-3 und Kastenlot PS2185-5

Die Lithologie (Anhang 7.1.4, 7.1.6) ist an der Basis des Kastenlots (>350 cm) geprägt von olivgrünen Tonen und Silten (Fütterer 1992) mit einem Sandgehalt von >10 % (Spielhagen et al. 1997). Im Hangenden ist der Kern zusammengesetzt aus wechsellagernden Sanden, Silt- und Tonlagen mit einem höheren Anteil der Sandfraktion als im unteren Abschnitt. Der Kern weist hier gelbe, graue und olive Brauntöne auf und zeigt bis auf wenige laminierte Abschnitte durchgehende Bioturbation (Fütterer 1992).

2.3 Probenaufbereitung

Proben der Expeditionen ARK-IV/3 (Thiede 1988), ARK-VIII/3 (Fütterer 1992) wie auch der Kastenlotkerne PS2185-3/6, PS2458-4 und PS2757-7/8 lagen durch die vorhergehende Isotopenuntersuchung (R. Spielhagen, GEOMAR Kiel) in der Subfraktion 63-125 μm vor. Sedimentkern PS2725-5 wurde mit 1 cm Scheiben in 20 cm-Abständen beprobt und zur Disaggregation mit 10 % H_2O_2 versetzt. Dies läßt gleichzeitig die nachfolgende Aufbereitung der Feinfraktion für die Tonmineralogie zu. Nach 24 h wurde die Probe über einem 125 μm und 63 μm Sieb geschlämmt. Zum Vergleich mit den Ergebnissen russischer Kollegen (Lapina 1965) wurde aus einigen Proben die Fraktion 50-100 μm gewonnen. Um Transportprozesse des Grobsiltes mit denen des Feinsandes vergleichen zu können, wurde an einigen Oberflächenproben sowie an Kern PS2725-5 (Abb. 14) die Fraktion 32-63 μm abgetrennt. Nach einer Trockenzeit von 48 h bei 50° C im Trockenofen wurden die Subfraktionen gewogen.

Durch den Einsatz von Schwereflüssigkeiten erhält man das Schwermineralkonzentrat. Bisher wurden Schwerminerale im Arktischen Ozean mit unterschiedlichen Methoden bearbeitet. So verhindert eine Dichtentrennung wie zum Beispiel mit Methylenjodid (Silverberg 1972) den Vergleich mit Daten weiterer Bearbeiter und Liefergebieten. Mit Methylenjodid wird bei einer Dichte von 3,33 g/cm^3 getrennt, was zur Folge hat, daß das Schwermineralspektrum im eigentlichen Sinne nicht mehr vollständig ist, da per Definition die Körner mit einer Dichte > 2,90 g/cm^3 (Boenigk 1983) als Schwerminerale angesprochen werden (Abb. 15). Diese fehlen jedoch im Präparat. Die Folge ist eine Überbetonung der Körner mit einer höheren Dichte.

Somit wird nicht nur durch die Wahl der Korngrößen sondern auch durch die Wahl des Dichtemittels das Ergebnis schon durch die Aufbereitung beeinflußt und schränkt den zur Verfügung stehenden Datensatz ein.

In der vorliegenden Arbeit wurde für die Dichteabtrennung das ungiftige Natriumpolywolframat ($\text{Na}_6[\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}]$) verwendet. Es handelt sich hierbei um ein lösliches Salz, das in demineralisiertem Wasser gelöst wird, bis sich die angestrebte Dichte von 2,83 g/cm^3 eingestellt hat. Die Dichte von 2,83 g/cm^3 wird gewählt, weil sich der Großteil der Fraktion (Quarz und Feldspäte) nach der Trennung in der Leichtmineralfraktion befinden.

Tabelle 5: Unterschiedliche Methoden der Schwermineralarbeiten im Arktischen Ozean

Bearbeiter	Methode	Dichtemittel	Korngröße
Gurevich (1995)	Trichter	Bromoform (2.89 g/cm^3)	Siltfraktion (?)
Levitan (1996)	Trichter	Bromoform (2.89 g/cm^3)	50 - 100 μm
Lapina (1965)	Trichter	Bromoform (2.89 g/cm^3)	50 - 100 μm
Naugler (1967)	Trichter	Bromoform (2.89 g/cm^3)	63 - 125 μm
Silverberg (1972)	Trichter	Methylenjodid (3.32 g/cm^3)	63 - 125 μm
Luepke & Escowitz (1989)	Magstream	Magn. Eisenlösung (gerätespezifisch)	62 - 2000 μm

Durch die Wasserlöslichkeit des Salzes kann es nach der Dichtentrennung mit demineralisiertem Wasser ausgewaschen werden, wobei die verdünnte Schwereflüssigkeit aufgefangen wird. Im Trockenofen (<50° C) wird die verdünnte Lösung wieder auf die gewünschte Dichte eingedampft bzw. nach Abschluß der Arbeiten wieder in die Pulverform überführt. Für die Schwermineralabtrennung wurden von der Fraktion 63-125 µm ca. 2 g Sediment abgewogen (in der Mehrzahl der Proben überschritt das Gesamtgewicht der Fraktion diese Menge nicht).

Die getrocknete und gewogene Probe wird in das Glasröhrchen gegeben und mit ca. 10 ml Natriumpolywolframat aufgefüllt. Maßgeblich ist, daß der Abstand von einigen Millimetern nach der Zentrifugation zwischen Leicht- und Schwermineralfraktion für die Weiterverarbeitung groß genug ist, um eine saubere Dekantierung zu ermöglichen.

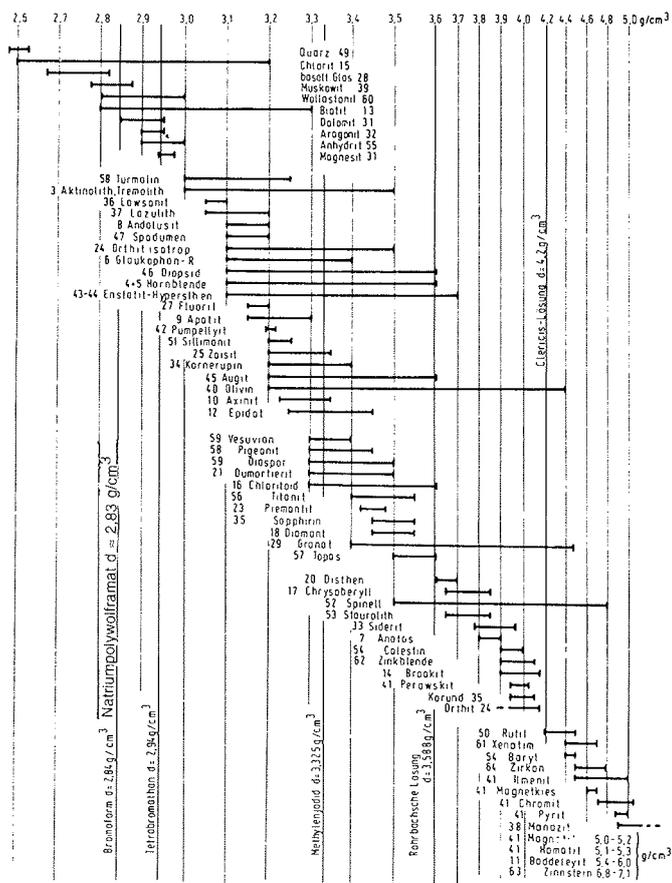


Abbildung 15: Dichte der Schwerminerale und einiger gebräuchlicher Trennflüssigkeiten (leicht verändert aus Boenigk 1983)

Nach dem 20 minütigen Zentrifugieren werden die Reagenzgläser einzeln in flüssigen Stickstoff getaucht (Fessenden 1959, Scull 1960), so daß die abgeseigerten Schwerminerale und die sich zwischen den beiden Mineralphasen befindliche Schwereflüssigkeit gefriert. Mit demineralisiertem Wasser werden die Leichtminerale in einen Filter gespült. Der Vorgang wird nach dem Abdekantieren der Leichtminerale mit den Schwermineralen wiederholt. Anschließend werden die Körner gut gespült, da die verbleibenden Salzreste störend für die Polarisationsmikroskopie sind.

Nach der Separation werden die Filter mit den Schwermineralen im Trockenschrank (60° C) ca. 24 h getrocknet und anschließend eingebettet. Hierzu wird ein Objektträger auf einer Heizplatte erhitzt und das Einbettungsmittel gleichmäßig auf der Glasplatte verteilt. Als Medium wird Meltmount 1,662 verwendet (Lichtbrechungsindex $n=1,662$). Der Glasträger wird auf eine Heizplatte (60° C) überführt, wo das Einbettungsmedium nur dickflüssig wird. Die Schwerminerale werden mit einem feinen Spatel auf den Träger aufgebracht. Ist die Menge für ein Präparat zu groß, wird aliquot entnommen.

Das Präparat wird mit einem Deckglas abgedeckt und für einen Moment auf eine Heizplatte (100° C) gelegt, wo die Viskosität des Einbettungsmediums erniedrigt wird und es sich gleichmäßig und blasenfrei auf dem Objektträger verteilt.

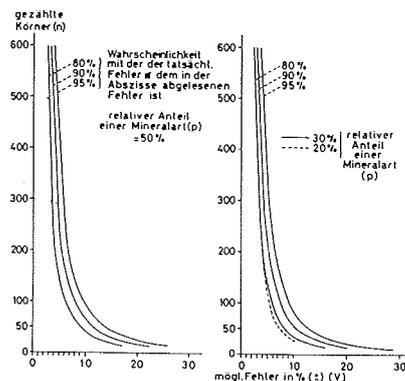


Abbildung 16: Fehlergrenzen bei der Auszählung eines Schwermineralpräparates (aus Boenigk 1983)

Zur Bestimmung der relativen Häufigkeit der Schwerminerale in einer Probe werden gerade Linien, sog. Traversen, in bestimmter Anordnung über das Präparat gezogen und alle Körner gezählt, die das Fadenkreuz durchwandern. Durch die Wahl eines relativ engen Korngrößenbereichs (32-63 μm , 63-125 μm , 50-100 μm) kann eine Überbetonung größerer Körner, die eher den Mittelpunkt des Sichtfeldes durchlaufen als kleinere, ausgeschlossen werden. Im Präparat werden, entgegen der allgemeinen Vorgehensweise, sowohl die Gunkelglimmerminerale als auch die opaken Minerale mitgezählt, weil sie nicht unmaßgeblich zur Interpretation beitragen. Die Gesamtmenge der gezählten Minerale wird auf 100% umgerechnet und die Häufigkeiten in Kornprozentzahlen ausgedrückt. Aufgrund der Untersuchungen von Van Andel (1950), der davon ausgeht, daß bei mehr als 200 gezählten Körnern auch seltene Körner erfaßt werden, wurde in dieser Untersuchung die Anzahl von 200 Körnern generell überschritten (Mange &

Maurer 1991). Bei einigen Präparaten war aufgrund der geringen Sandeinwaage ein Auszählen von 200 Körnern nicht möglich. Es wurde nach dem Grundsatz verfahren, regionale Trends an einer Vielzahl von verfügbaren Proben zu verifizieren. Eine Untersuchung von Varietäten war in diesem Probenmaterial aufgrund der Dominanz von Amphibolen und Pyroxenen nicht möglich, da auch ein sehr enges Raster auf dem Präparat ein Erfassen von 75 - 100 Individuen einer selteneren Phase (Mange & Maurer 1991) nicht ermöglichte. Aus Abbildung 16 wird ersichtlich, daß eine Zählung von mehr als 300 Körnern kaum eine Verbesserung der Genauigkeit erzielt. Die Ergebnisse unterliegen auch bei wesentlich höherer Anzahl gezählter Körner einem Fehler von mehreren Prozent.

2.4 Fehlerbetrachtung der quantitativen Angaben

Die exakte Erfassung eines Schwermineralspektrums setzt die Erfassung aller in einer Probe befindlichen Schwerminerale voraus. Da dies nicht durchführbar ist, werden die Zählergebnisse mit Fehlergrenzen versehen, um die Qualität der einzelnen Daten darzustellen.

Die Fehlergrenzen, sogenannte Konfidenzintervalle, der Auszählungen eines Schwermineralpräparates sind von dem Anteil der jeweiligen Mineralphase abhängig, deren Vertrauenswürdigkeit ermittelt werden soll. Eine Fehlerabschätzung findet nach folgender Formel (Boenigk 1993) statt:

$$V = Z \sqrt{\frac{p \cdot q}{n}}$$

V = mögliche Abweichung des tatsächlichen Wertes vom Zählergebnis (in %)
Z = Faktor, der davon abhängig ist, wieviel % der untersuchten Probe innerhalb der angegebenen Abweichung (V) liegen (s. Tabelle)
p = %-Satz eines Minerals x in einem Spektrum
q = (100-p) = %-Satz des Spektrumanteils, der nicht Mineral x ist
n = Anzahl der gezählten Körner

Bei Z = 2 (95%ige Wahrscheinlichkeit) liegen von 100 Zählungen 95% der Werte in dem angegebenen Fehlerschwankungsbereich.

Die Fehlergrenzen der Komponenten einzelner Zählungen sind in den Anlagen (Anlage 7.4) festgehalten. Für die Interpretation werden nur die aussagekräftigen Minerale hinzugezogen. Trotz großer Fehlerbreite geben einige Minerale und Mineralgruppen Hinweise auf die Änderung des Liefergebietes, so daß in einigen Fällen trotz geringer Vertrauenswürdigkeit auf ihre Aussage nicht verzichtet wurde.

3 Stratigraphie und Altersmodelle

Die Datierung von arktischen Sedimenten wird durch den geringen oder fehlenden Gehalt an Mikrofossilien erschwert. Nur in "jüngeren" Sedimenten bzw. in den obersten Kernabschnitten können genügend *N. pachyderma* sin. für eine $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurve gewonnen werden. Lokale Schmelzwasserereignisse beeinflussen das Isotopensignal jedoch stark (z. B. Stein et al. 1994c, Spielhagen & Stein unpubl. data), so daß Vergleiche mit der globalen Isotopenkurve (Martinson et al. 1987) erschwert werden. Absolute Altersdatierungen mittels der AMS¹⁴C-Methode ermöglichen durch eine Halbwertszeit von 5730 Jahren \pm 40 Jahren eine genaue zeitliche Ansprache der letzten 40000 Jahren (Bard 1988; Bard et al. 1990).

Eine Altereinastufung durch Vergesellschaftungen unterschiedlicher Organismen ist aus Gründen der Erhaltung aber auch der Artenarmut selten möglich. Lediglich Aussagen über wärmere und kältere Zeitintervalle lassen sich auf die Weise treffen (Matthiessen pers. Mitt. 1998).

Die Magnetostratigraphie bietet eine weitere Möglichkeit der Alterseinstufung. Verschiedene Zeitabschnitte (Chronen) werden hier durch eine bestimmte Magnetisierung charakterisiert. Innerhalb einer Chron kann jedoch nur unter Zuhilfenahme weiterer stratigraphischer Mittel eine Aussage hinsichtlich absoluter Alter gemacht werden. Lange Zeitabschnitte können dagegen an Umschlägen der Polarität erkannt werden und geben nützliche Hinweise für die Korrelation mit weiteren Kernen. Untersuchungen in der Fram-Straße zeigen, daß die Brunhes-Epoche (780.000 Jahre) einige kurze Polaritätsereignisse aufweist, die eine Alterseinstufung zulassen (Nowaczyk und Baumann 1992).

Die Messung der ¹⁰Be-Aktivität in Sedimenten beruht auf der Annahme, daß kosmisches Beryllium permanent akkumuliert. Es hat eine Affinität zu Tonpartikeln in der Wassersäule, deren Akkumulation durch die Aktivität von Organismen verstärkt wird ("scavenging"). Dagegen tritt in glazialen Perioden durch die Zufuhr von grobklastischen Material eine Verdünnung des ¹⁰Be ein (Bohrmann 1991; Eisenhauer et al. 1994; Frank 1996).

Tabelle 6: In dieser Arbeit verwendete Datierungsmethoden und ihre Quellen

Methode	Kernbezeichnung	Autor
Sauerstoffisotopenstratigraphie	PS2185-3'	Nørgaard-Pedersen (1996)
AMS ¹⁴ C	PS2725-5	Stein & Fahl (in Vorb.)
	PS2458-4	Spielhagen et al. (1996)
	PS2757-7	Spielhagen (unpubl. Daten)
	PS2185-3/6	Nørgaard-Pedersen (1996)
Paläomagnetik	PS2757-8	Nowaczyk (unpubl. Daten)
	PS2185-3/6	Frederichs (1994)
Be-Stratigraphie	PS2185-3/6	Schäper (1994)
		Spielhagen et al. (1997)
Biostratigraphie	PS2757-7/8	Matthiessen (unpubl. Daten)

Altersmodell PS2725-5

Das Schwerelot PS2725-5 wurde mit Hilfe von Muschelschalen AMS¹⁴C datiert (Tab. 6). Die Sedimentabfolge repräsentiert die letzten ca. 10000 Jahre (Stein & Fahl in Vorb.) und ist im unteren Kernabschnitt (430-393 cm und 393-207 cm) durch hohe Sedimentation geprägt von 826 respektive 660 cm/ky (Stein und Fahl in Vorb.).

Altersmodell PS2458-4

Für das Kastenlot PS2458-4 standen 13 AMS¹⁴C-Alter (Spielhagen et al. 1996) zur Verfügung (Tab. 7). Im Kastenlot PS2458-4 befindet sich bei 100 cm ein Hiatus, der mehr als 8000 Jahre umfaßt. Das Gesamtaltersintervall von PS2458-4 beträgt ca. 15 ka und die Sedimentationsraten betragen ~ 120 cm/ky. Während der Termination gibt es einen Anstieg in der Sedimentationsrate auf fast 200 cm/ky.

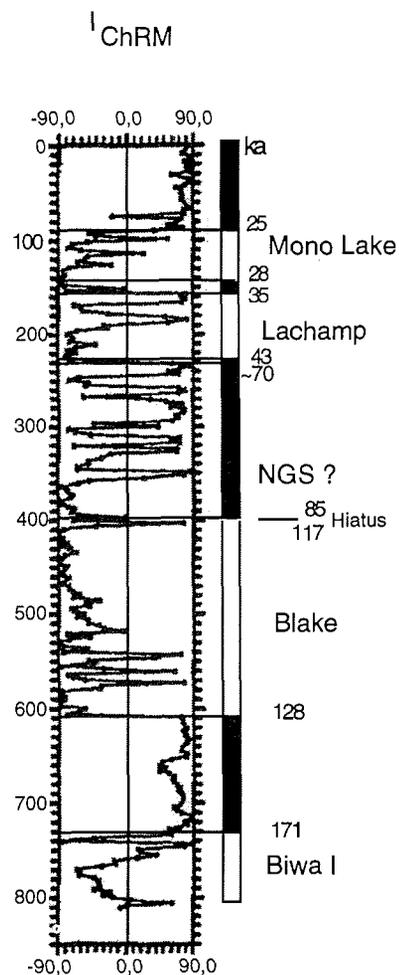


Abbildung 17: Paläomagnetik von PS2757-8 (Nowaczyk, unpubl. Daten)

Altersmodell PS2757-7/8

Der Kastengreifer PS2757-7 konnte lediglich bei 0 und 5 cm an planktischen Foraminiferen AMS¹⁴C datiert werden. Aufgrund des Fehlens von Foraminiferen und anderen Kalkschalern waren weitere AMS-Datierungen nicht möglich. Auch die Datierung des Kastenlots PS2757-8 erwies sich als schwierig. Die Alterseinstufung beruht auf der Paläomagnetik, d.h., auf der Interpretation der im Arktischen Ozean bekannten kurzen Polaritätseignisse (Nowaczyk und Baumann 1992), sowie auf der Interpretation der magnetischen Suszeptibilität. Hiernach läßt sich über eine Korrelation mit Kastenlotkern PS2212-3 (Nowaczyk et al. 1994) der Bereich von 90-155 cm als Mono Lake Event (25-29 ka), der Bereich von 167-230 cm als Lachamp (35-40 ka) interpretieren (Abb. 17). Es folgt ein zeitlich schwer einzuordnender Abschnitt, der von hohen Sedimentationsraten und einem Hiatus (400 cm) geprägt ist (Nowaczyk, pers. Mit.). Die Paläomagnetik gibt einen Hinweis darauf, daß sich bei 610 cm das Ende des Blake Events (115-128 ka) befindet. Weiterhin könnte es sich bei dem folgenden Polaritätseignis (740 cm) um Biwa I (Jamaica 179-189 ka) handeln. Somit umfaßt das Gesamtzeitintervall des Kernes ca. 180 ka mit mittleren Sedimentationsraten von 9,4 cm/ky, die aber starken Schwankungen unterworfen sind (Nowaczyk, pers. Mitt. 1997; Abb. 17).

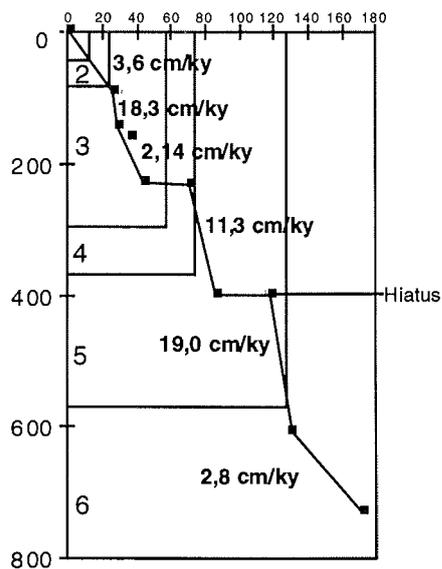


Abbildung 18: Alters-Tiefen-Modell von PS2757-8 mit Hilfe der Paläomagnetik (Nowaczyk, pers. Mitt.) sowie die linearen Sedimentationsraten; die Linien geben die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien an.

Nach Dinoflagellaten-Zysten-Daten befindet sich bei 80 cm Termination I (Matthiessen, pers. Mit. 1998). Aufgrund der Kernlithologie, der dunklen Färbung und der Korrelation mit datierten Kernen aus dem Amundsen-Becken (Fütterer 1994; Schubert 1995) repräsentiert der Kernabschnitt zwischen 230 und 245 cm wahrscheinlich das MIS (marine Isotopenstadium) 4. Die weiteren Untersuchungen und Korrelationen anhand von mineralogischen Gesichtspunkten bestärken diese Annahme (s. Kap. 5.4). Da das Kernmaterial

im unteren Abschnitt durch einen mächtigen Hiatus geprägt ist und die Alterseinstufung sehr hypothetisch ist, wird in der Diskussion der stratigraphische Teil vom MIS 4 bis zum Holozän stärker berücksichtigt.

Altersmodell PS2185-3/6

Im Kastengreifer PS2185-3 konnten die obersten 20 cm durch AMS¹⁴C-Alter datiert werden (Tab. 6). Für das Kastenlot PS2185-6 war es aufgrund der unzureichenden Anzahl an Foraminiferen nur in wenigen Abschnitten möglich, eine Isotopenkurve zu erstellen (Stein, unpubl. Daten). Mit der Information der ¹⁰Be-Aktivität in Verbindung mit der Grobfraktionsverteilung war es möglich, Interglaziale zu identifizieren (Spielhagen et al. 1997).

Eine weitere Interpretation der Paläomagnetik sowie der Be-Stratigraphie für den Kernabschnitt 350-150 cm wird konträr diskutiert (Strobl in Vorb.). Es wird daher in der Diskussion auf die generelle Beziehung zwischen Liefergebieten und Glazial-/Interglazial-Zyklen hingewiesen, ohne näher auf den zeitlichen Ablauf einzugehen.

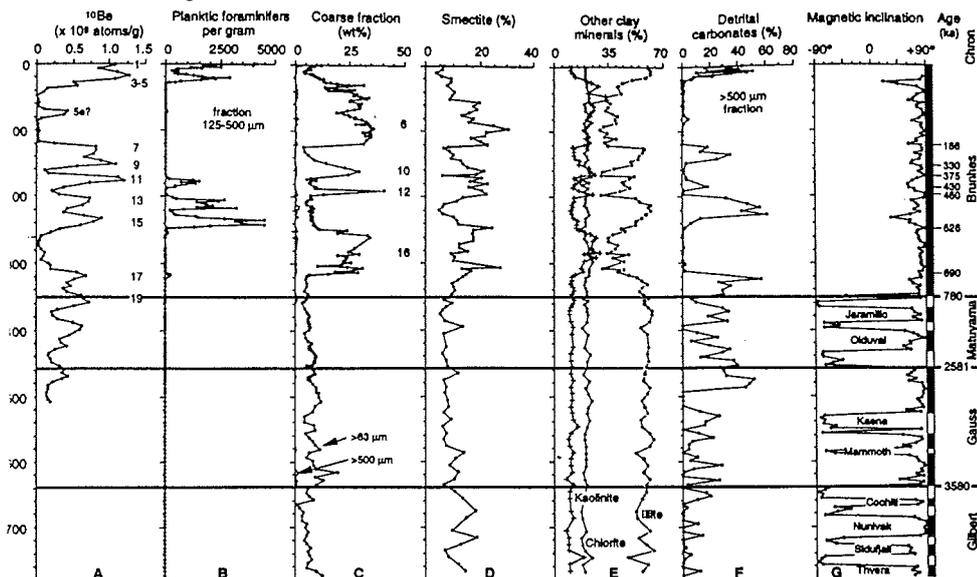


Abbildung 19: Diskutiertes Altersmodell von Kastenlot PS2185-3/6 (aus Spielhagen et al. 1997)

Beryllium entsteht als Spallationsprodukt kosmischer Strahlung. In der Stratos- und Troposphäre lagern sich die Atome an Aerosole an und werden mit dem Niederschlag aus der Atmosphäre gewaschen. Schäper (1994) geht davon aus, daß die ¹⁰Be-Produktion in der Vergangenheit in erster Näherung konstant war. Faktoren, die auf dem Weg zur Sedimentoberfläche zu einer Anreicherung führen können, sind effektive Beryllium-Adsorber wie biogener Opal (Lao et al. 1992) und detritische Tone (Southon et al. 1987). Während die Partikel durch die Wassersäule abregnen, wird das ¹⁰Be aus der Wassersäule gefiltert ("scavenging"). Dagegen ist ein erhöhter Eintrag von Grobfraktion für eine Verdünnung des Signals verantwortlich (Bohrmann 1991; Eisenhauer et al. 1994; Frank 1996). Auch Flüsse sind in der Lage, durch ihre Partikelfracht Beryllium in die ozeanischen Mündungsbereiche zu transportieren. Eine weitere Quelle für ¹⁰Be ist das polare Festlandeis, das wie

ein Speicher wirkt und somit in der Lage ist, in Deglaziationsphasen einen erhöhten Be-Fluß zu verursachen (Schäper 1994).

Das Altersmodell von Kern PS2185-3/6 basiert hauptsächlich auf der Magnetostratigraphie (Abb. 19; Spielhagen et al. 1997).

Die linearen Sedimentationsraten sind drastischen Änderungen im Wechsel zwischen Glazial und Interglazial unterworfen (Abb. 20). In der Abbildung 19 sowie in Abbildung 20 ist der Kern in seiner vollständigen Länge dargestellt. In Rahmen dieser Arbeit wurde die Bearbeitung nur bis zur Brunhes/Matuyama-Grenze durchgeführt. In den Kernabschnitten, die hier diskutiert werden, wird auf der Basis von mineralogischen Parametern dieser Arbeit die Altereinstufung leicht modifiziert.

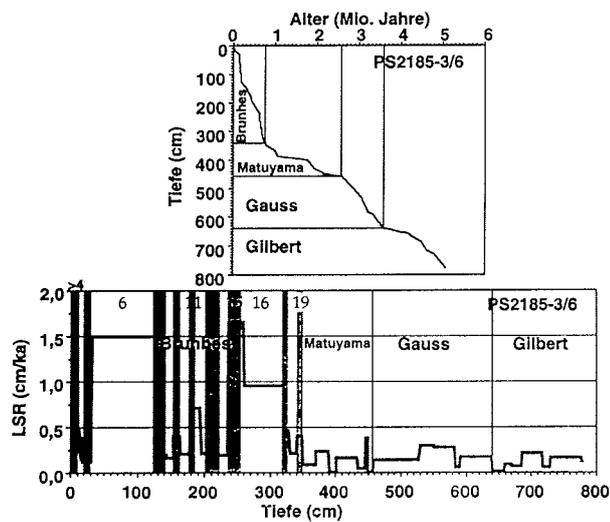


Abbildung 20: Alters-Tiefen-Modell für PS2185-3/6 und daraus abgeleitete lineare Sedimentationsraten (aus Vogt 1997, nach Spielhagen et al. 1997, Nørgaard-Pedersen 1996)

Tabelle 7: In dieser Arbeit verwendete AMS¹⁴C-Alter und ihre Quellen

Teufe <cm>	¹⁴ C-Alter	Reservoirkorrektur	Material
(Stein & Fahl in Vorb.)			
PS2725-5			
115	8,340	7,790	Muschelschale
207	9,170	8,620	Muschelschale
392	9,280	8,730	Muschelschale
430	9,340	8,790	Muschelschale
(Spielhagen et al. 1996)			
PS2458-4			
0	0	0,00	benth. Foraminiferen
201	7,98	7,98	Holz
252	8,83	8,43	Muschelschale
294	9,03	8,63	Muschelschale
335	9,34	8,94	Muschelschale
369	10,02	9,62	Muschelschale
399	10,09	9,69	Muschelschale
436	10,05	9,65	Muschelschale
467	10,60	10,20	Muschelschale
486	10,54	10,14	Muschelschale
530	11,56	11,16	Muschelschale
578	12,27	11,87	Muschelschale
625	12,75	12,35	Muschelschale
(Nørgaard-Pedersen et al. 1998)			
PS2185-3/6			
0	3,080	2,680	plankt. Foraminiferen
1,5	3,505	3,105	plankt. Foraminiferen
2,5	4,955	4,555	plankt. Foraminiferen
4,5	5,690	5,290	plankt. Foraminiferen
6,5	7,140	6,740	plankt. Foraminiferen
7,5	8,375	7,975	plankt. Foraminiferen
8,5	8,770	8,370	plankt. Foraminiferen
9,5	10,710	10,310	plankt. Foraminiferen
10,5	16,530	16,130	plankt. Foraminiferen
11,5	14,350	13,950	plankt. Foraminiferen
11,5	13,650	13,250	plankt. Foraminiferen
12,5	15,960	15,560	plankt. Foraminiferen
13,5	18,510	18,110	plankt. Foraminiferen
14,5	23,650	23,250	plankt. Foraminiferen
15,5	25,900	25,500	plankt. Foraminiferen
16,5	30,780	30,380	plankt. Foraminiferen
19,5	34,070	33,670	plankt. Foraminiferen

4 Ergebnisse

4.1 Verteilung spezifischer Schwerminerale in Oberflächensedimenten

Die Angaben in den Darstellungen (Abb. 21-31) beziehen sich auf die Kornprozentage ohne Fehlerschwankungsbereich, wie sie im Anhang 7.4 angegeben werden. Auf die Berechnung des Fehlers der Gruppe "Sonstige"¹ und deren Darstellung wird verzichtet, da unter diesem Begriff eine Zusammenfassung verschiedener Minerale vorgenommen wurde. Innerhalb dieser Arbeit wird die Gruppe der detritischen Karbonate (Dolomit, Siderit, Magnesit usw.) dargestellt und interpretiert (s. Kap. 4.1.9). Im Laufe der Untersuchungen an Kernmaterial haben sich starke Schwankungen im Anteil der Biotit- und Chloritglimmer ($d = 2,79-3,30 \text{ g/cm}^3$, respektive $2,64-3,22 \text{ g/cm}^3$; Boenigk 1983) abgezeichnet. Um eine Interpretation zu ermöglichen, wurde auch diese Gruppe zu den Schwermineralen gezählt und quantifiziert.

Die Gruppe der Alterite wurde bei der Zählung nicht berücksichtigt. "Bei dem Begriff "Alterit" handelt es sich nicht um einen Mineralnamen, sondern um einen Sammelbegriff für Mineralaggregate und zersetzte Minerale, die wegen ihrer feinkörnigen Verwachsung im Durchlichtmikroskop nicht in ihrer mineralogischen Zusammensetzung zu bestimmen sind. Es fallen unter diesen Begriff die in der Literatur verwendeten Bezeichnungen: Saussurit, Trübe, Zersetztes" (Boenigk 1983, nach Van Andel 1950). Aufgrund der Probleme bei der Ansprache läßt diese Mineralgruppe keine Rückschlüsse auf das Liefergebiet zu.

4.1.1 Amphibole

Bei der Mineralgruppe der "Amphibole" handelt es sich um die größtenteils monokline Untergruppe. Innerhalb dieser Gruppe können farblose (sehr selten), grüne, braune und blaue sowie alle farblichen Zwischen- und Mischbereiche der genannten Farben auftreten. Im untersuchten Probenmaterial weisen die Körner generell gute bis sehr gute Rundung auf, was auf einen fluvialen Transport schließen läßt (Boenigk 1983). Nur sehr selten können an den Körnern Verwitterungserscheinungen, sogenannte Hahnenkammränder, beobachtet werden. Amphibole der grünen, grünbraunen, grünblauen und der braunen Varietät bilden im gesamten Arktischen Ozean einen Großteil des zur Verfügung stehenden Schwermineralinventars (Abb. 21).

Der Anteil der Amphibole in den untersuchten Proben der kanadischen Arktis liegt zwischen 10 und 30 %. Das östliche Schelfgebiet der Laptev-See wird durch Amphibolwerte mit bis zu >50 % vertreten. Die Verteilung dieses Maximums kann bis auf den Lomonosov-Rücken verfolgt werden. Westlich von 120°E werden die hohen Kornprozentage Amphibol leicht abgeschwächt. Vor der Khatanga-Mündung sinken die prozentualen Anteile auf 0-10 %. Auch in der Vilkitsky-Straße ist die Verteilung von Amphibolen mit 20-30 % geringer.

¹ Unter dieser Bezeichnung sind unter anderem Chloritoide, Brookit, Anatas, Monazit zusammengefaßt (Anlage 7.4) .

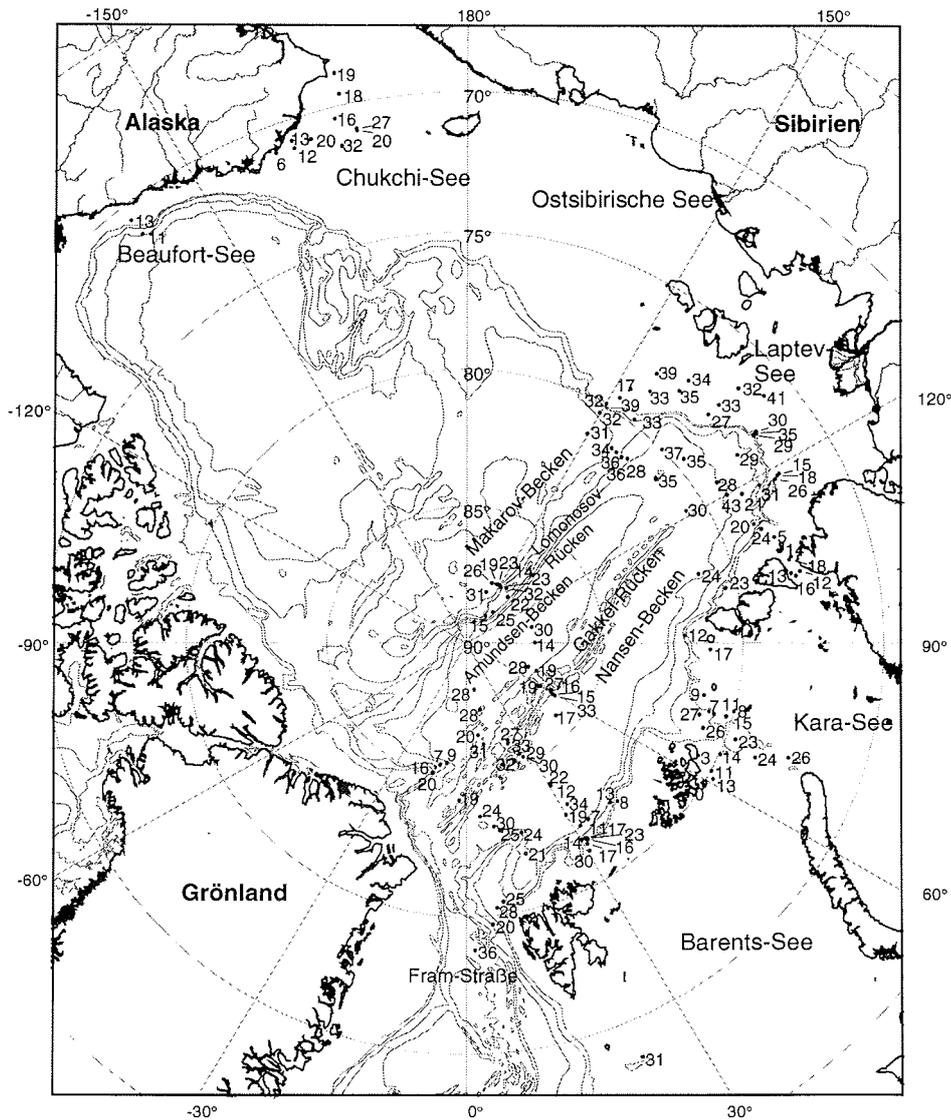


Abbildung 21: Amphibolverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 μm ; Abgaben in Korn-%)

Nördlich von Severnaya Zemlya wie auch westlich der Insel liegen die Amphibolgehalte zwischen 10 und 20 %. Der Sankt-Anna-Trog bildet eine morphologische Vertiefung, deren Osthang von niedrigen Amphibolgehalten dominiert wird, die 10 % nicht übersteigen. Innerhalb des Troges steigen die Werte an (20-30 %). Die erhöhten Werte lassen sich in den Oberflächenproben bis zur Nordspitze Novaya Zemlyas verfolgen. In Richtung der Franz-Josef-Land-Inseln nehmen die Amphibolgehalte bis auf <10 % ab.

In den Oberflächenproben des zentralen Arktischen Ozeans zeigt sich eine große Varianz innerhalb der Amphibolgehalte. Auf dem Lomonosov-Rücken sind neben hohen Werten (PS2178-1: 31 %; PS2185-3: 32 %) auch Probenpunkte, die Amphibolgehalte weit unter 25 % zeigen (PS2183-4: 14 %; PS2181-4: 19 %; PS2179-3: 22 %; PS2189-1: 15 %). Im Amundsen-Becken betragen die Anteile dieser Mineralphase im Schwermineralspektrum zwischen 20-30 %. Auf dem Gakkel-Rücken sind die Oberflächen durch 30-40 % charakterisiert. Im Nansen-Becken sinken die Amphibolwerte wieder auf durchschnittlich 20-30 %. Die Lokationen auf der Morris-Jesup-Schwelle (PS2199-1, PS2189-1, PS2200-6, PS2202-11) zeigen einen Gradienten, der von Grönland in Richtung zentralen Arktischen Ozean abnimmt. Die Amphibolwerte sinken von Positionen PS2202-11 bis 2198-1 von 20 auf 8 % ab. Die Proben auf dem Gakkel-Rücken in Richtung Yermak-Plateau und in der Fram-Straße zeigt sich ein Amphibolgehalt von 20-30 %.

4.1.2 Klinopyroxen

Bei den kartierten Pyroxenen handelt es sich zum überwiegenden Teil um Klinopyroxen der Mischkristallreihe von Diopsid nach Hedenbergit. Sie zeichnen sich durch ihre monokline Kristallsymmetrie aus. In der Mehrzahl der untersuchten Proben haben die Klinopyroxene eine gerundete Kornform und eine farblose bis blaßgrüne Eigenfarbe. Die Körner besitzen einen schwachen Pleochroismus, lebhafte Interferenzfarben und eine schiefe Auslöschung. Häufig beschriebene Verwitterungsformen wie Hacksaws (Darby et al. 1989) wurden nur in Spuren gefunden. Auf die Untergliederung der Mischkristallreihe wurde bei der Auszählung verzichtet. Innerhalb der Klinopyroxen-Gruppe geht die Augit-Reihe in die Berechnungen mit ein. Sie wird jedoch nicht weiter dargestellt; ihre Anteile innerhalb der Klinopyroxene betragen nur 1-2 %. Bei den Körnern der Augit-Reihe handelt es sich in den untersuchten Proben ausschließlich um Ägirin-Augit. Er zeichnet sich durch seine intensive grüne Eigenfarbe sowie einen "flaschengrünen" Pleochroismus aus. Auch hier konnten auffällige Verwitterungsformen nicht dokumentiert werden.

Die Klinopyroxengehalte in der Beaufort-See übersteigen 13 % nicht. In der Chukchi-See besteht die Schwermineralfracht aus 11-22 % Klinopyroxen (Abb. 22). Das Schelfgebiet nördlich der Neusibirischen Inseln ist durch 10-20 % Klinopyroxen charakterisiert. Lediglich in den nordöstlichen Positionen sinken die Werte unter 10 %. Am zentralen Laptev-See-Kontinentalhang nehmen die Klinopyroxengehalte stark zu. Die westliche Laptev-See zeigt durchschnittliche Klinopyroxenkonzentrationen von über 20 % und einen steigenden Trend in Richtung auf den flachen Schelf, wo die Oberflächenproben Klinopyroxenwerte bis zu 50 % erreichen. Die Mineralphase dominiert auch vor Severnaya Zemlya mit 20-30 %. In der Vilkitsky-Straße streuen die Gehalte zwischen 10 und 30 %, wobei die Mehrzahl der Proben im unteren Bereich liegen (Abb. 22).

Im Norden Severnaya Zemlyas liegen an den wenigen zur Verfügung stehenden Lokationen zwischen 11 und 22 % Klinopyroxen vor. In Richtung des Sankt-Anna-Trogs nehmen die Klinopyroxenwerte ab. Das Maximum der Klinopyroxene ist in der Probe AG 80/11-1 erreicht (80 %), die zwischen den Inseln des Franz-Josef-Archipels liegt.

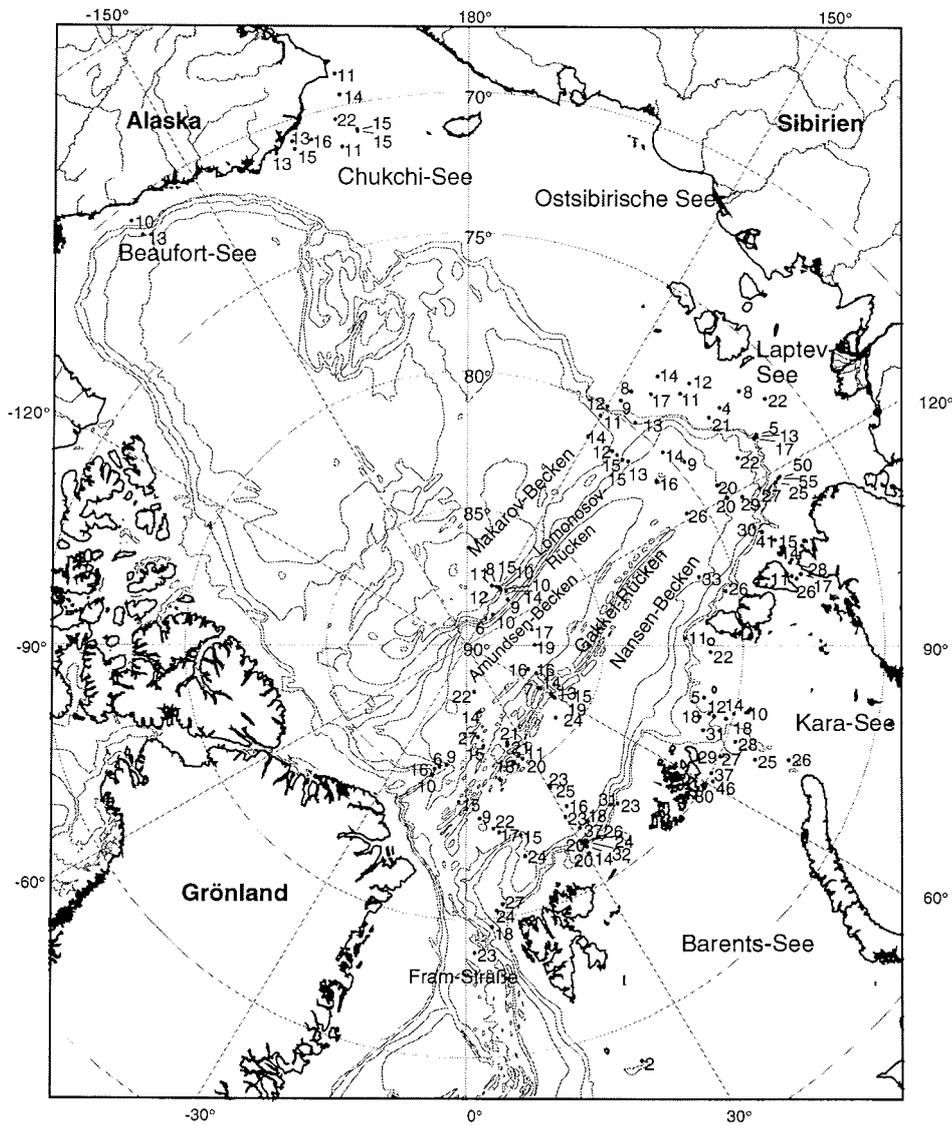


Abbildung 22: Klinopyroxenverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Die Klinopyroxene auf dem Lomonosov-Rücken schwanken zwischen 7 und 14 %. Im Amundsen-Becken betragen die Klinopyroxenwerte zwischen 14 und 27 % und bleiben auf dem Gakkel-Rücken relativ konstant zwischen 13 und 20 %. Im Nansen-Becken liegen die Werte um 20 %. Im Bereich des Barents-See-Schelfs streuen die Gehalte wieder stärker. Die Konzentrationen von Klinopyroxen auf dem Morris-Jesup-Schwelle bewegen sich zwischen 6 und 15 %. Die Werte der Oberflächen über die Fram-Straße bis zum Yermak Plateau schwanken zwischen 9 und 24 %, sind also im Osten leicht erhöht.

4.1.3 Orthopyroxen

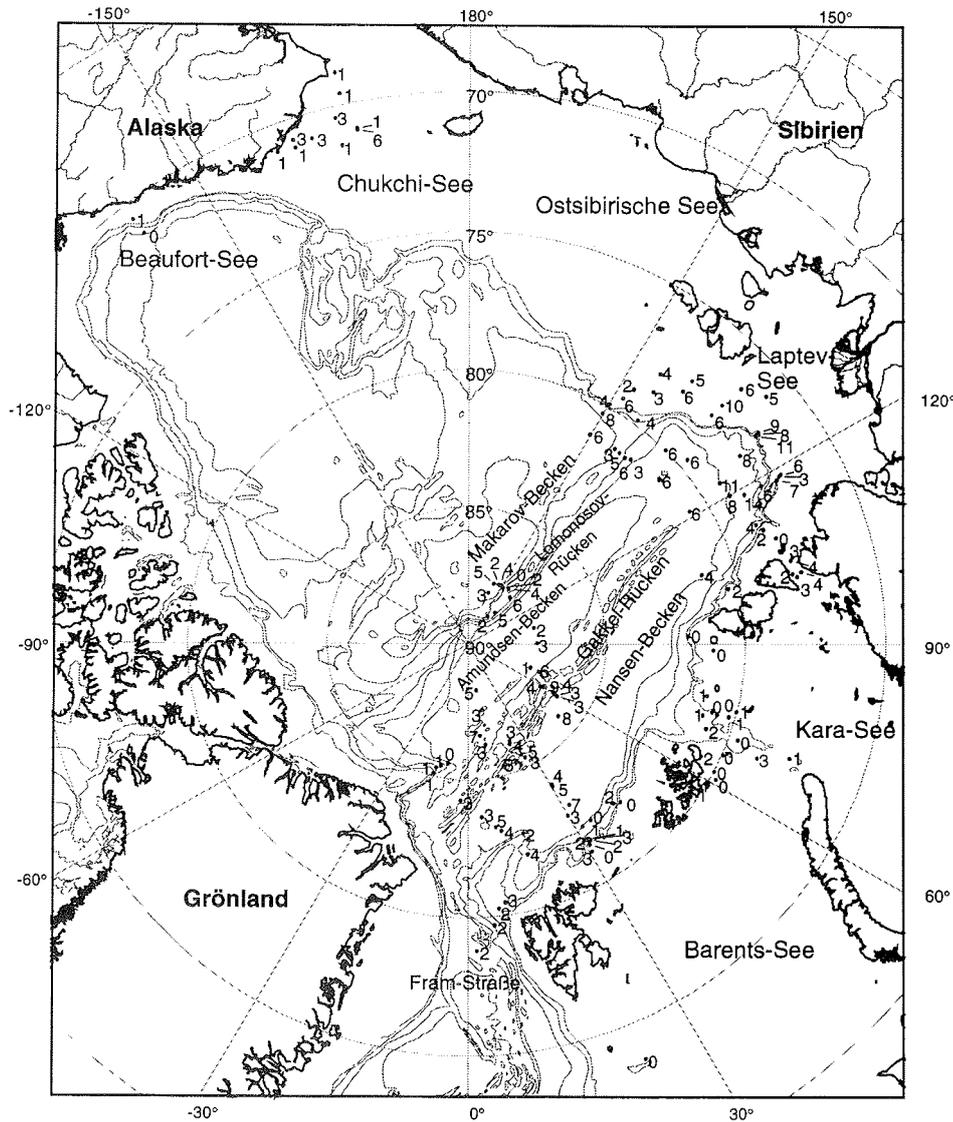


Abbildung 23: Orthopyroxenverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Bei der Mehrzahl der als Orthopyroxen bezeichneten Körner handelt es sich um das Endglied der Mischungsreihe Enstatit - Bronzit - Hypersthen, den Hypersthen. Die Körner besitzen einen auffälligen Pleochroismus von rötlich nach grünlich und sind im Untersuchungsgebiet nicht stark aber durchgängig vertreten. Die in Kernen aus dem Amerasischen Becken beobachteten Eritmischungslamellen (Darby et al. 1989) wurden hier nur in seltenen Fällen beobachtet. Weitere Orthopyroxene treten nur sporadisch auf. Es handelt sich

dabei um einzelne Körner von Enstatit wie auch Bronzit, wobei nur Bronzit eine leicht bräunliche Eigenfarbe aufweist. Am Spektrum der Orthopyroxene sind sie mit <2 % beteiligt und zeigen in den zur Verfügung stehenden Proben keine charakteristischen Verteilungsmuster.

Die untersuchten Oberflächensedimente zeigen Orthopyroxengehalte von <1 % in der Beaufort-See (Abb. 23). Die Orthopyroxenkonzentrationen in der Chukchi-See schwanken zwischen 0 und 3 %. Lediglich die Probe BC15 weist 6 % auf.

Die Laptev-See zeigt deutliche Trends in der Orthopyroxenverteilung. Die Konzentrationen schwanken zwischen 2 und 14 %, wobei die hohen Werte auf den zentralen Laptev-See-Kontinentalhang beschränkt sind. Generell ist die Orthopyroxenphase im Osten stärker vertreten als im Westen. Die Werte betragen zwischen 2 und 10 % im Gegensatz zu den Oberflächenproben der westlichen Laptev-See, wo die Konzentrationen auf 2-4 % absinken.

In der Kara-See überschreiten die Orthopyroxengehalte 1 % nicht. Der Anteil von Orthopyroxenen am Schwermineralspektrum steigt westwärts an, überschreitet 3 % jedoch nicht.

Im zentralen Arktischen Ozean haben die Mehrzahl der Probenpunkte eine Orthopyroxenkonzentration von 2-5 %. Die Werte streuen in diesem Bereich jedoch stark. Im Amundsen-Becken liegen die Werte um 3 bis 7 %, auf dem Gakkel-Rücken gibt es Stationen mit Werten zwischen 2 und 8 %. Am Barents-See-Kontinentalhang betragen die Anteile des Orthopyroxen am Gesamtschwermineralanteil zwischen 0 und 2 % (Abb. 23). Auf der Morris-Jesup-Schwelle enthalten die Oberflächensedimente weniger als 1 %. Auf dem Profil über die Fram-Straße steigt die Orthopyroxenphase auf über 3 % an (lokale Maxima von 5 %).

4.1.4 Epidot

Unter der Bezeichnung "Epidot" ist die Epidot-Gruppe zu verstehen. Klinozoisit, Epidot und Zoisit werden hier zusammengefaßt. Die Gruppierung ist insofern sinnvoll, als daß Klinozoisit und auch Zoisit nur in Spuren enthalten sind und einzeln keine Muster in ihrer Verteilung zeigen. Erkennbar ist Epidot an seinem auffälligen Pleochroismus von gelb nach gelbgrün. Klinozoisit und Zoisit zeigen anomale Interferenzfarben. Klinozoisit zeigt graublau Interferenzfarben, Zoisit anomales Blau (Mange & Maurer 1991, Boenigk 1983, Pichler & Schmitt-Riegraf 1987). Da sie einer Paragenese entsprechen, werden sie zusammengefaßt.

In der Beaufort-See ist die Epidotgruppe mit 9 und 5 % vertreten. Die Epidotgehalte in der Chukchi-See sind im Vergleich zur Beaufort-See leicht erhöht. Es treten Schwankungen zwischen 7 und 15 % auf (Abb. 24).

Am östlichen Laptev-See-Kontinentalhang betragen die durchschnittlichen Epidotkonzentrationen zwischen 7 bis 16 %. Die Mehrzahl der Proben zeigen Werte, die über 10 % liegen. Das Vorkommen von Oberflächen mit Gehalten um 15 % ist ausschließlich auf den Osten beschränkt. Im Westen des Laptev-See-Kontinentalhanges, nördlich von Taimyr und östlich von Severnaya

Zelmya und auch in der Vilkitsky-Straße ist der Schwankungsbereich, in dem sich die Epidotgehalte bewegen, vergleichbar (zwischen 8 und 14 %) (Abb. 24).

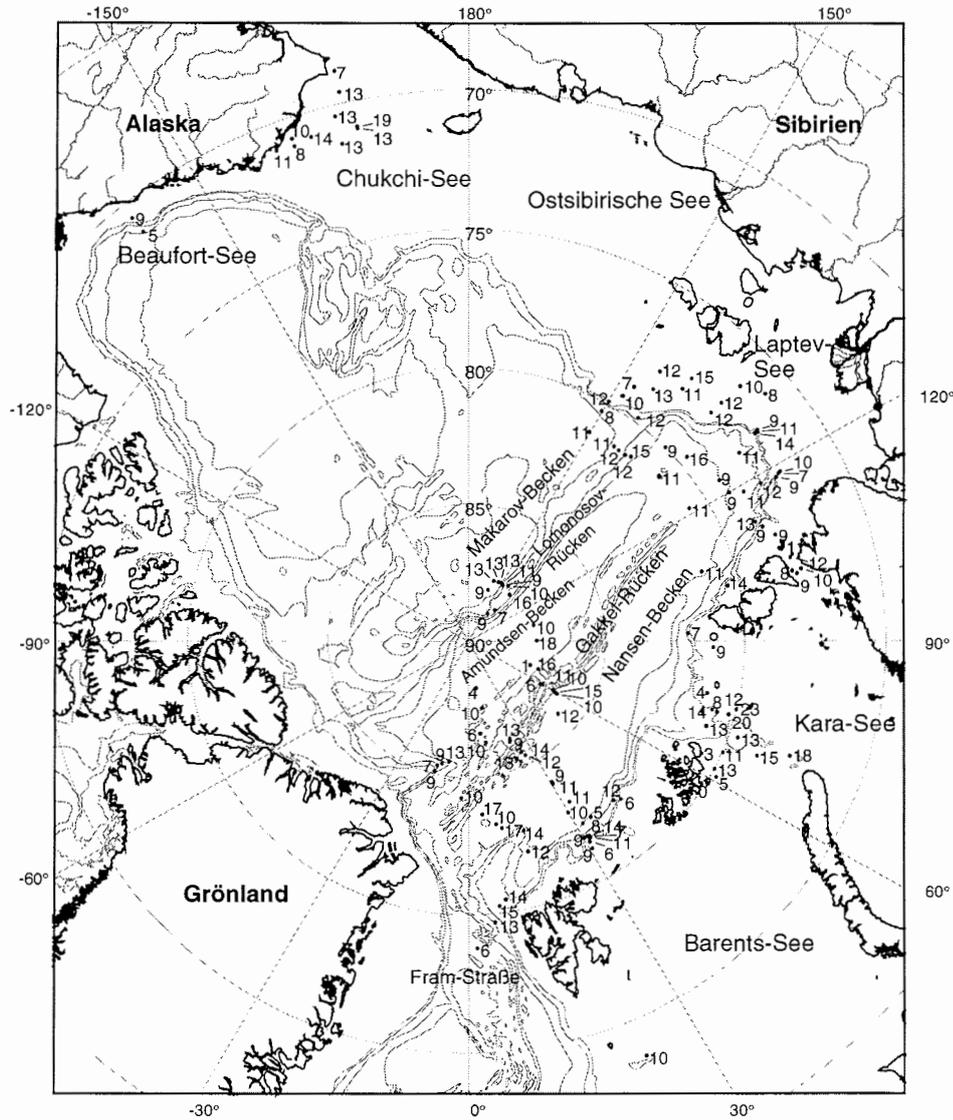


Abbildung 24: Epidotverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Das Verteilungsmuster der Epidotgruppe in der Kara-See ist unregelmäßig. Im Norden des Sankt-Anna-Trogs finden sich Werte von 8 bis 14, im Süden Maximalwerte von über 22 % Epidot. Nach Westen werden die Epidotgehalte der Schwerefraktion etwas geringer, sie bewegen sich zwischen 3 und 13 %.

Epidotkonzentrationen auf dem Lomonosov-Rücken finden sich mit Werten zwischen 7 und 16 %. Im Amundsen-Becken ist die Epidotphase teilweise sogar stärker vertreten. Es gibt in der Probengruppe auf dem Gakkel-Rücken geringe Gehalte (1 %), das Gros der Proben bewegt sich jedoch in dem vorher beschriebenen Bereich. Auf der Morris-Jesup-Schwelle bewegen sich die Epidotkonzentrationen zwischen 7 und 13 %. Probenpunkte nordwestlich von Spitzbergen enthalten zwischen 13 und 15 % Epidot. Weiter südlich ist das Sediment nur noch mit 6 % Epidot charakterisiert (Abb. 24).

4.1.5 Apatit

Apatit kommt in den untersuchten Proben ausschließlich in der farblosen Varietät vor und ist durchgehend gerundet. Häufig haben die Apatitkörner die für diese Mineralphase typischen Einschlüsse wie Pigmente oder Blasen. Eine spezifische Verteilung dieser Merkmale konnte nicht festgestellt werden. Bei der Apatitphase handelt es sich um ein Mineral, das sensibel auf pH-Wertschwankungen reagiert (Morton 1985a). Die Anwesenheit von Apatit wie auch weiteren instabilen Phasen (Pyroxen, Amphibol, Titanit) lassen den Schluß zu, daß es sich bei den Sedimenten um unveränderte Mineralvergesellschaftungen handelt.

Die Apatitgehalte in der Beaufort-See sind sehr niedrig (1 und 3 %). In der Chukchi-See bewegt sich diese Mineralphase in einem Bereich zwischen 2 und 4 % (Abb. 25).

In der Laptev-See finden sich Apatitkonzentrationen zwischen 0 und 5 %. Die höheren Werte liegen westlich von 120°E. Hier werden die Maximalwerte von >5 % erreicht. In der Mehrzahl der Proben schwanken die Apatitgehalte zwischen 2 und 4 %. Ein charakteristisches Muster ist mit Ausnahme einer leichten Ost-West-Gliederung nicht erkennbar. PS2476-3 auf dem Schelf und PS2451-2 in der westlichen Vilkitsky-Straße zeigen Apatitgehalte von 5 %. Andere Proben in der östlichen Laptev-See wie auch westlich von Severnaya Zemlya werden durch deutlich geringere Apatitgehalte charakterisiert.

Auch in der Kara-See werden generell niedrige Werte gefunden. Die Oberflächensedimente enthalten zwischen 1 und 7 %. In der Trogmitte findet sich eine Ansammlung von höchsten Werten (>3 %). Diese erhöhten Werte werden bis in die südliche Verlängerung des Troges dokumentiert. In Richtung Franz-Josef-Land nehmen die Apatitkonzentrationen leicht ab (Abb. 25).

Auf dem Lomonosov-Rücken spiegeln die Werte Apatitgehalte zwischen 2 und 8 % wider. Die Mehrzahl der Proben hat Gehalte um 4 %. Das Profil in Richtung Gakkel-Rücken zeigt sinkende Apatitgehalte, die 3 % nur noch einmal überschreiten. Die verbleibenden Probenpunkte variieren zwischen 0 und 3 %. Im Amundsen-Becken werden Apatitkonzentrationen von 5 % kartiert. Auf dem Gakkel-Rücken sinken die Apatitgehalte leicht. Am Barents-See-Kontinentalhang werden die Werte niedriger, sie liegen um 1 %. In diesem Profil hat die Probe PS2440 den maximalen Apatitgehalt von 6 %. Auf der Morris-Jesup-Schwelle zeigen die Proben Apatitgehalte zwischen 2 % und 7 %. Die Konzentrationen nehmen nach Norden zu. In Richtung Fram-

Straße bewegen sich die Gehalte der Apatitphase zwischen 2 und 6 % (Abb. 25).

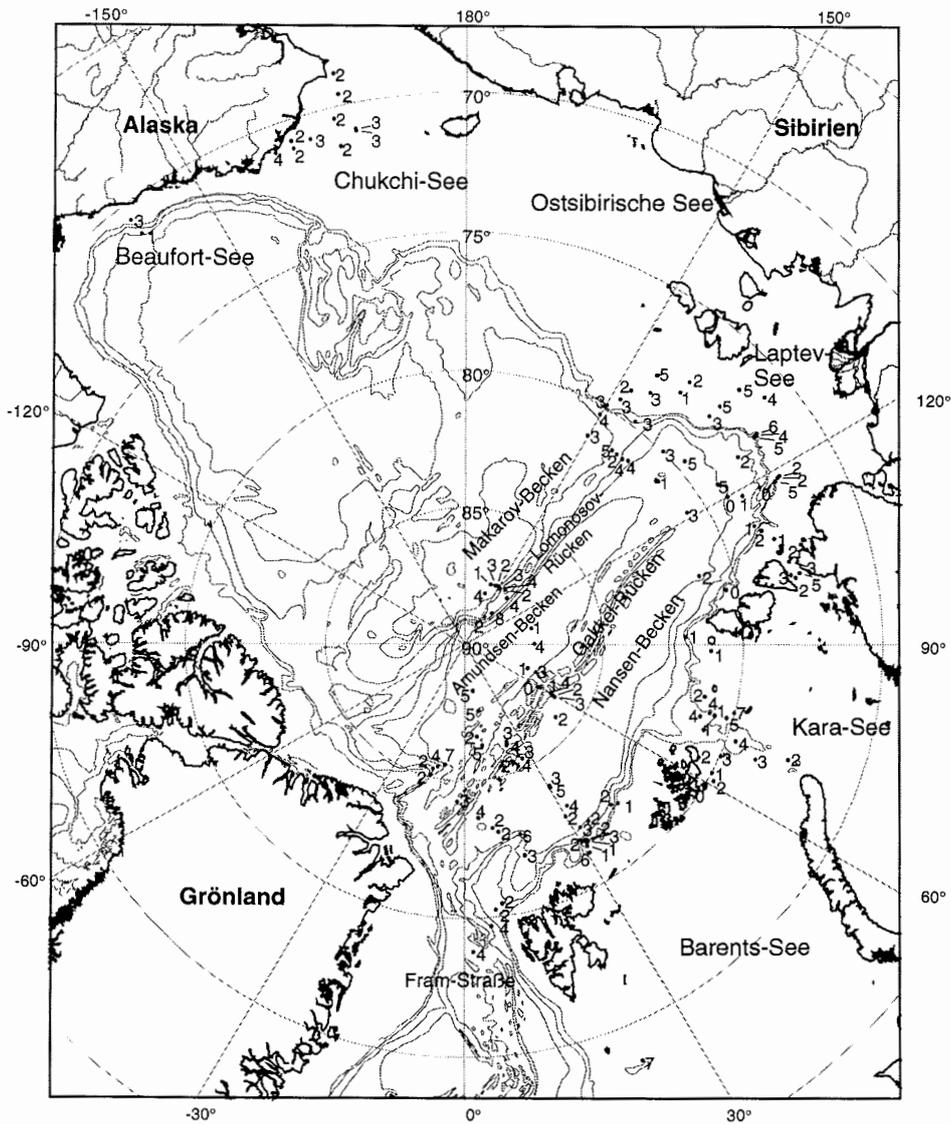


Abbildung 25: Apatitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

4.1.6 Opake Minerale

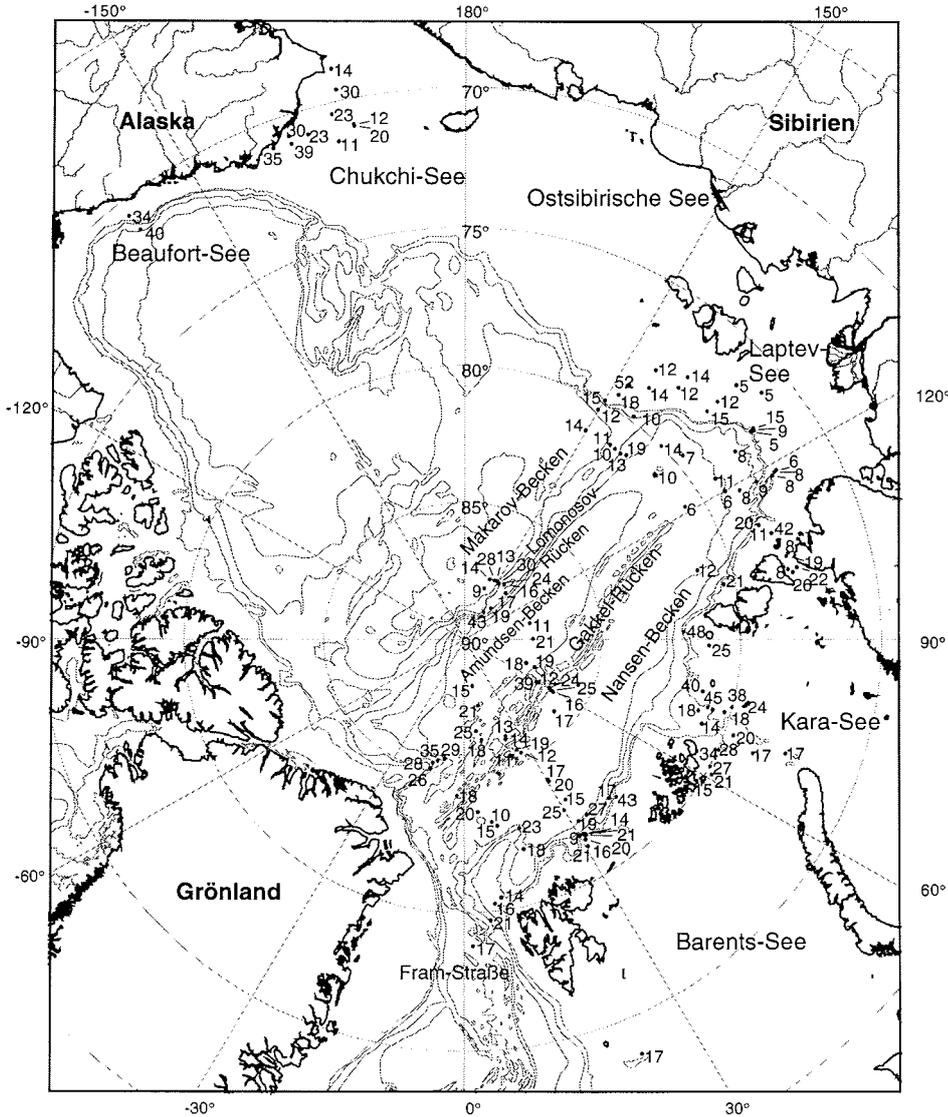


Abbildung 26 : Verteilung der opaken Minerale im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 μm ; Angaben in Korn-%)

Alle nicht durchscheinenden Körner, die mit dem Durchlichtmikroskop nicht zu bestimmen sind, werden unter diesem Begriff zusammengefaßt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die opaken Minerale nicht weiter aufgeschlüsselt, da dies nur mit erweiterten Methoden wie der Auflichtmikroskopie oder röntgenographischen Untersuchungen vorgenommen werden kann. Es wurde jedoch nicht darauf verzichtet, den Anteil der opaken Minerale im Vergleich

mit den durchscheinenden Phasen darzustellen. Im Verlauf der Untersuchungen wurden starke Schwankungen in den Gehalten der opaken Minerale zwischen den einzelnen Teilgebieten festgestellt.

In der Beaufort-See beträgt der Anteil der opaken Minerale zwischen 34 und 40 %. In der Chukchi-See werden nahe Point Barrows Konzentrationen von bis zu 39 % kartiert. Nach Westen nehmen die Opakanteile ab und schwanken zwischen 11 und 30 % (Abb. 26).

Auf dem Lomonosov-Rücken zeigen sich ebenfalls hohe Werte mit bis zu 43 %. Im Nansen-Becken sind die Werte etwas geringer, steigen dann in Richtung Gakkel-Rücken wieder auf 39 % an. Auf der Morris-Jesup-Schwelle konnten Konzentrationen der opaken Phase bis zu 39 % in den Oberflächen dokumentiert werden. Bis zum Yermak Plateau liegen die Gehalte zwischen 10 und 20 %.

In der östlichen Laptev-See sind in den Oberflächensedimenten Konzentrationen der Opakminerale zwischen 5 und 19 % dokumentiert. In der westlichen Laptev-See ist die Anzahl der opaken Körner etwas geringer, die Werte liegen unter 10 %. In der Vilkitsky-Straße werden die Konzentrationen etwas höher.

In der Kara-See sind die Konzentrationen der opaken Minerale generell hoch (14 bis 45 %) (Abb. 26).

4.1.7 Granat

Die Granatgruppe besteht aus Mischkristallen mit verschiedenen Endgliedern. Durch ihre kubische Symmetrie sind sie im polarisierten Licht isotrop. Innerhalb der Granatgruppe im Untersuchungsgebiet sind die Mehrzahl der Körner der Pyralspitgruppe angehörig. Sie zeichnen sich durch ihre völlige Isotropie aus, wohingegen bei anderen Varietäten Gitterstörungen oftmals durchscheinende Partien bei gekreuzten Nichols verursachen. Außerdem hat die Mehrzahl von ihnen keine Eigenfarbe, sie sind also farblos. Nur wenige Körner besitzen eine leicht rosa Färbung. Die Granatverteilung ist in Abbildung 27 dargestellt.

Oberflächensedimente der Beaufort-See zeigen Granatgehalte von 1-3 %. Die Lokationen der Chukchi-See, die dem Point Barrow nördlich von Wainwright am nächsten liegen, besitzen einheitlich hohe Granatkonzentrationen von 8-10 %. Weiter westlich, in Richtung Point Lay, sinken die Werte auf 6 bis 1 %.

Granatkonzentrationen der westlichen Laptev-See schwanken zwischen 2 und 14 %, wobei die Mehrzahl der Werte 5 % deutlich überschreitet. Eine Großzahl der Proben liegt über 10 %. Innerhalb der Laptev-See gibt es einen Gradienten zu höheren Werten im Osten. Westlich von 120°E sinken die Werte auf <10 %. Östlich von Severnaya Zelmya liegen die Werte zwischen 4 und 6 %, nördlich der Inseln um ca. 10 % (Abb. 27).

Auch die Granatverteilung ist durch die Morphologie des Sankt-Anna-Trogs geprägt. Die östliche Flanke zeigt einheitliche Granatgehalte in den Oberflächen von mehr als 10 %. In der Trogmitte sinken sie auf <5 % ab. Auf

dem Lomonosov-Rücken betragen die Granatwerte zwischen 3 und 9 %. Im Amundsen-Becken liegen sie zwischen 4 und 6 %, wogegen auf dem Gakkel-Rücken höhere Konzentrationen von mehr als 3 bis 10 % zu finden sind. Am Sockel des Barents-See-Kontinentalhanges dagegen finden sich Werte zwischen 1 und 10 % (Abb. 27). Die Lokationen auf der Morris-Jesup-Schwelle zeigen Granatwerte von 8 bis 21 %, dies sind die höchsten Werte im gesamten Arbeitsgebiet. Die Oberflächen zeigen einen Gradienten mit zunehmenden Werten in nördlicher Richtung. Auf dem Yermak Plateau ist der Granat mit 5 % in der Schwerefraktion vertreten.

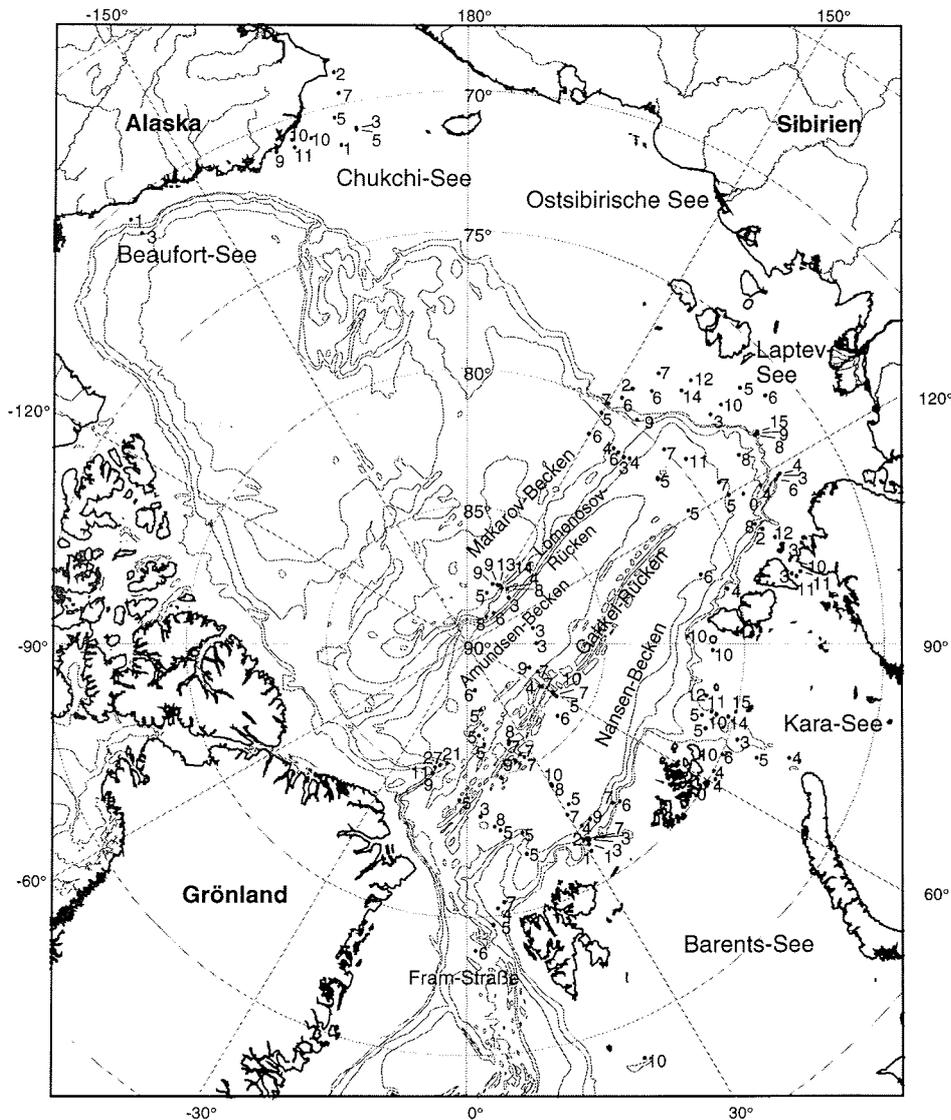


Abbildung 27: Granatverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

4.1.8 Titanit

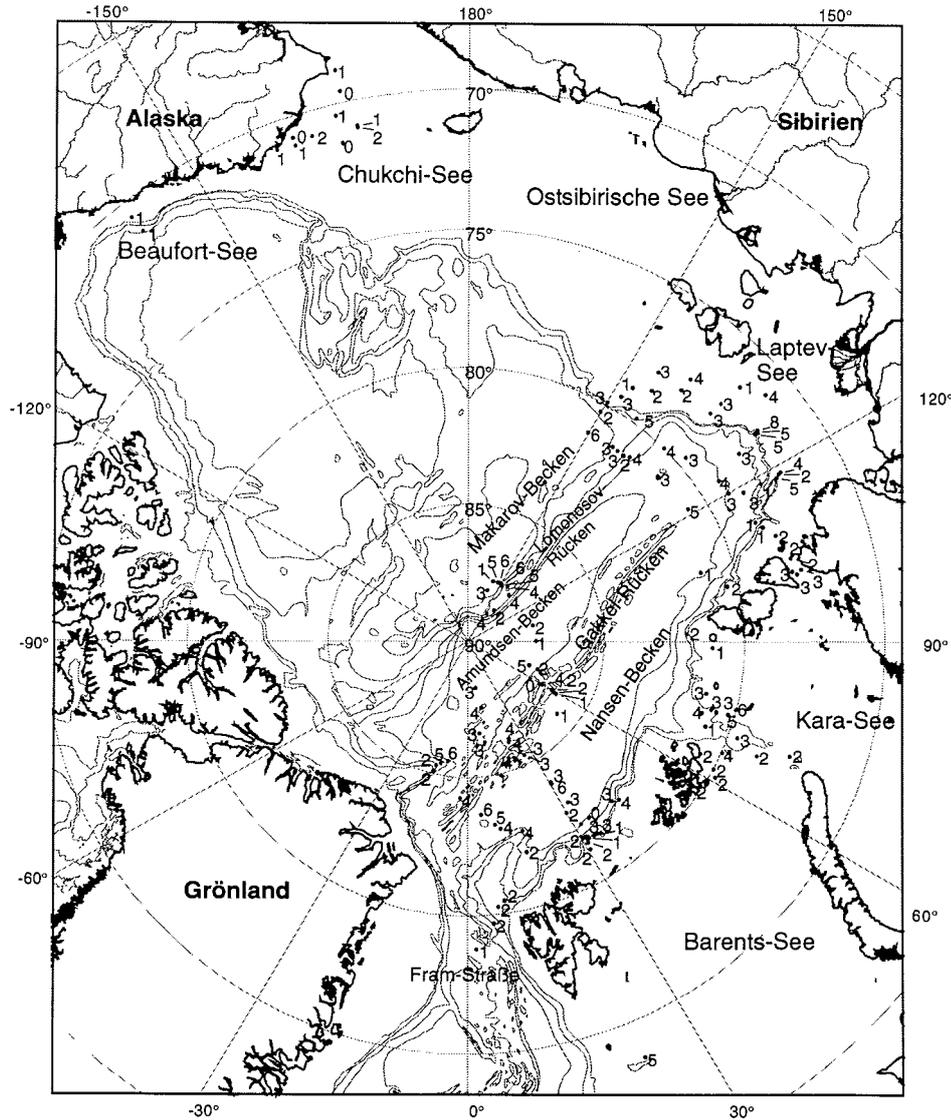


Abbildung 28: Titanitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Titanit ist aufgrund seiner anomalen Interferenzfarben bei gekreuzten Nichols leicht zu diagnostizieren. Zusätzlich gehören Titanite zu den Mineralen mit der höchsten Doppelbrechung. Eine unvollständige Auslöschung ist typisch. Titanite sind charakteristisch für intermediäre und untersättigte Tiefengesteine, seltener für Ergußgesteine. Sie sind nicht stabil gegen Transporteinwirkung (Mange & Maurer 1991). Im Untersuchungsgebiet sind die Körner größtenteils gerundet, selten handelt es sich um Bruchstücke.

Die zur Verfügung stehenden Oberflächenproben in der Beaufort-See und der Chukchi-See zeigen einen Titanitanteil in der Schwerefraktion von <2 %.

Die Sedimente der östlichen Laptev-See zeigen generell Titanitgehalte von 1-5 %. Die Mehrzahl der Oberflächen werden von Titanitgehalten von 3 % charakterisiert. Östlich von Severnaya Zemlya sind die Anteile dieser Mineralphase <2 % an der Schwerefraktion des Sediments (Abb. 28).

Die Sedimente des Sankt Anna-Trog zeigen Titanitwerte, die generell zwischen 3 und 4 % liegen, damit also etwas höher sind als nördlich von Severnaya Zemlya. Niedrigere Werte sind in den Oberflächenproben östlich der Franz-Josef-Land-Inseln dokumentiert (<3%).

Auf dem Lomonosov-Rücken sind die Oberflächen durch Titanitgehalte zwischen 2 und 5 % charakterisiert. Im Amundsen-Becken sinken die Titanitgehalte auf <2 %, während zum Gakkel-Rücken ein Anstieg einiger einzelner Proben auf >5 % dokumentiert wird. Probenpunkte im Nansen-Becken zeigen eine Konzentrationen zwischen 2 und 6 %. Auf der Morris-Jesup-Schwelle zeigen die Oberflächensedimente Titanitkonzentrationen von 1 bis 6 % in der Schwerefraktion. Auf dem Profil über die Fram-Straße sind die Mineralgehalte homogen (zwischen 4 und 6 %) (Abb. 28).

4.1.9 Detritisches Karbonat

Im allgemeinen wird die Karbonat-Gruppe nicht zu den Schwermineralen gerechnet. Das spezifische Gewicht von Calcit ist niedriger und würde innerhalb der Leichtminerale liegen. Die Dolomit-Ankerit-Reihe sowie Magnesit und Siderit liegen jedoch mit einer Dichte von 2,86-2,93 g/cm³ (Mange und Maurer 1991), 2,96 g/cm³ (Boenigk 1983) und 3,78-3,96 g/cm³ (Boenigk 1983) in der Schwerefraktion qualitativ vor, da auf eine Säurebehandlung verzichtet wurde. In der Mikroskopie wurde auf eine genaue Differenzierung verzichtet, da eine eindeutige Bestimmung nur mit Röntgen- oder Mikrosondenanalysen möglich ist. Aufgrund der trüben aber durchscheinenden Färbung und der unregelmäßigen Kornform läßt sich qualitativ jedoch sagen, daß es sich bei den meisten Körnern um Individuen aus der Dolomit-Ankerit-Reihe handelt.

Die Oberflächensedimente der Beaufort-See zeigen eine Konzentration detritischen Karbonats von 6-16 %. Nahe Point Barrows liegen die Werte an detritischem Karbonat in einem ähnlichen Bereich (4 und 14 %).

In der Laptev-See gibt es kaum detritisches Karbonat. Nur in der Probengruppe der nordöstlichen Laptev-See steigen die Werte auf bis zu 2 % an. In der westlichen Laptev-See gibt es nur an zwei Stationen (PS2471-3 und PS2472-3) 6 respektive 1 % detritisches Karbonat. Östlich von Severnaya Zemlya sind ebenfalls geringe Konzentrationen dokumentiert (<2 %) (Abb. 29).

Die Konzentrationen an detritischem Karbonat in der Kara-See sind sehr gering. An der Ostflanke des Sankt-Anna-Trogs, in dem Dreieck zwischen der Nordspitze Novaya Zemlya, Franz-Josef-Land und der Trogachse des Sankt-Anna-Trogs haben die Oberflächenproben Werte detritischen Karbonats zwischen 1 und 2 % (Abb. 29).

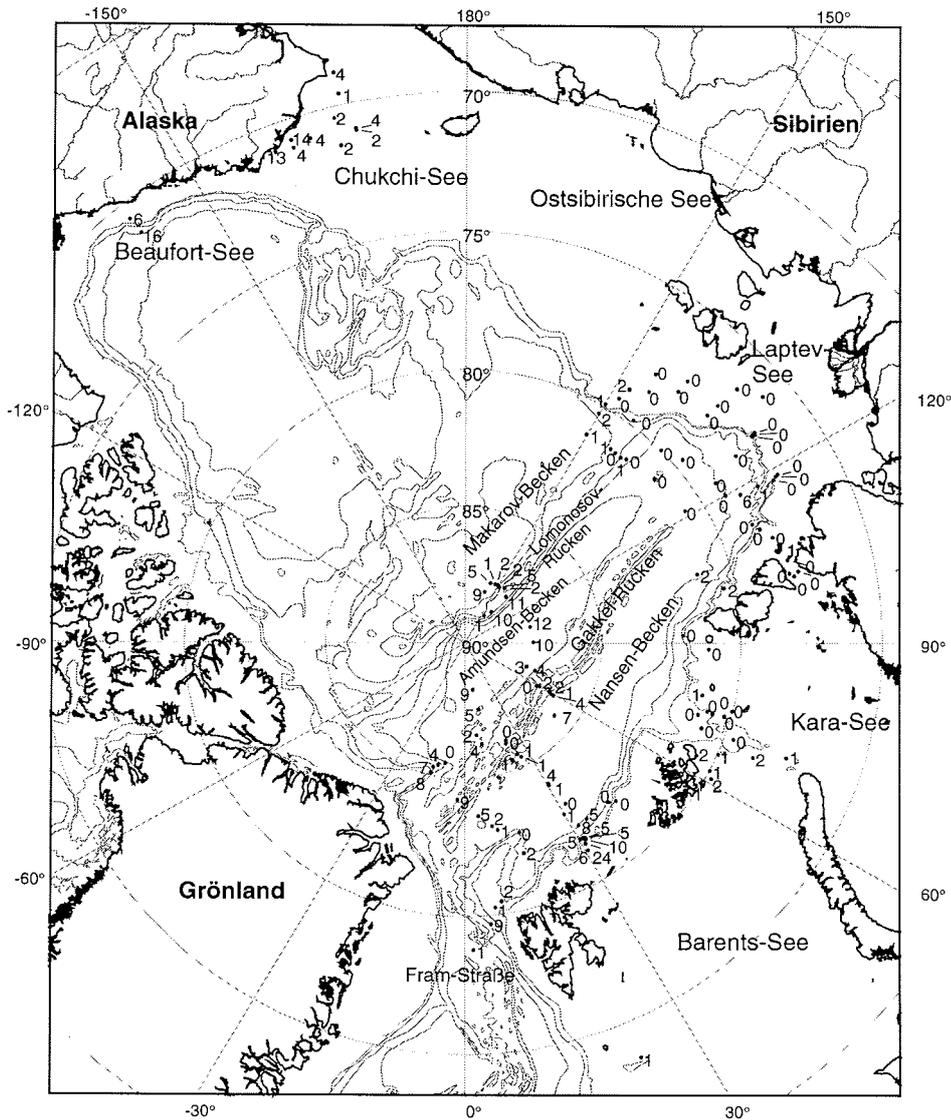


Abbildung 29: Verteilung von detr. Karbonat im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Auf dem Lomonosov-Rücken betragen die Werte der detritischen Karbonate in der Schwerefraktion zwischen 1 und 11 %. Auch im Amundsen-Becken erreicht diese Mineralgruppe Maximalwerte von 12 %. Im Verlauf des Profils sinken die Konzentrationen auf dem Gakkel-Rücken auf <4 % (Abb. 29) und steigen am Barents-See-Kontinentalhang auf bis zu 10 % an. Die Probengruppe auf dem Morris-Jesup-Schwelle ist mit detritischem Karbonat bis 8 % charakterisiert. Die küstennahen Lokationen sind dabei mit den Maximalwerten belegt.

4.1.10 Biotit

Biotit gehört zu den Glimmermineralen. Es handelt sich dabei um ausschließlich plattige Körner mit schwachem Pleochroismus. In den untersuchten Proben erscheinen die Biotite als Bruchstücke sowie blättrige oder schuppige Körner. Eine pyroklastische Herkunft kann damit ausgeschlossen werden (Mange & Maurer 1991).

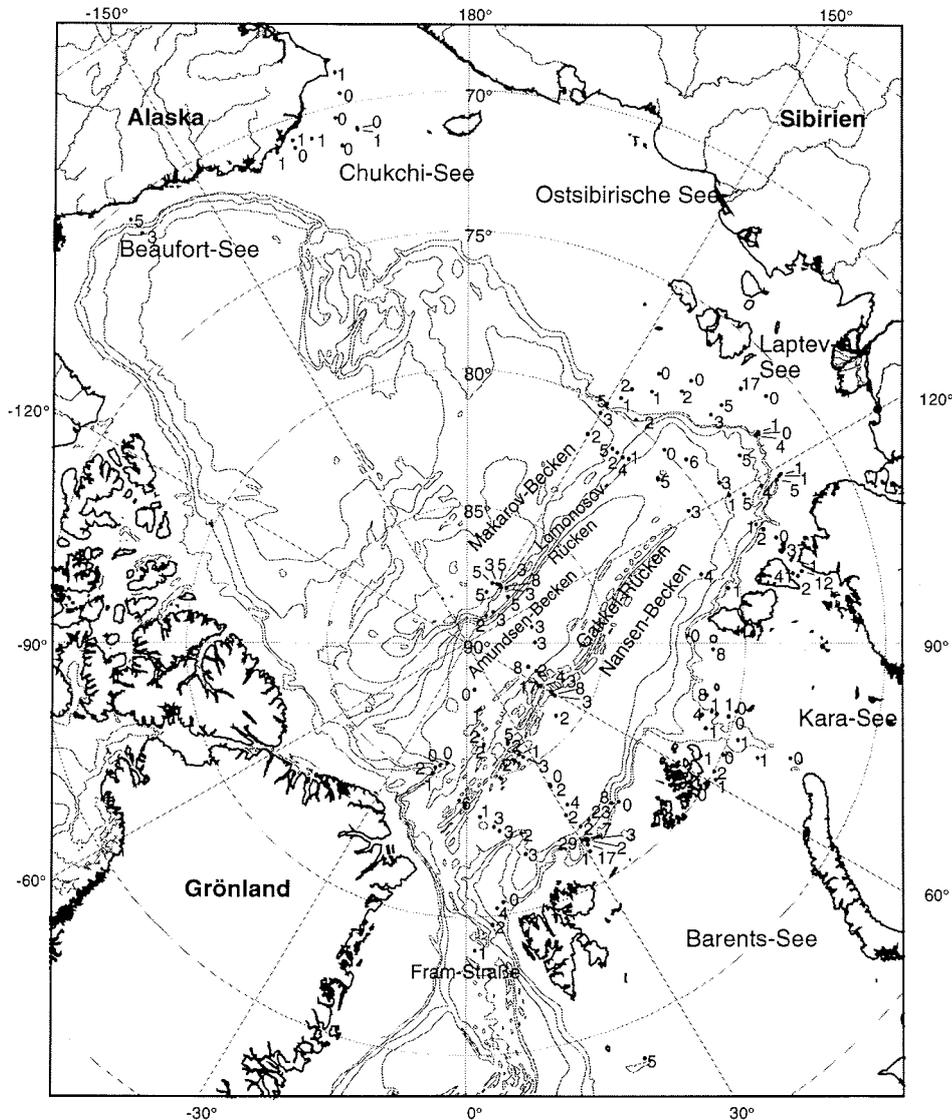


Abbildung 30: Biotitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Glimmer werden nicht immer zu den Schwermineralen gerechnet. Aufgrund ihrer Dichte (2,70 - 3,30 g/cm³, Mange & Maurer 1991) gehören sie jedoch laut Definition zu den Schwermineralen. Sie werden häufig nicht als solche

interpretiert, da das Auftreten von Glimmerplättchen willkürlich scheint. Die Verteilung ist nicht den Prozessen unterworfen wie andere Schwerminerale, die aufgrund ihrer Kornform für einen Strömungstransport ausgeschlossen werden können. Gerade diese Tatsache macht das Auftreten von Biotit für diese Untersuchungen interessant, da die Akkumulation von Biotit ein strömungsinduziertes Signal sein könnte.

In der Beaufort-See liegen die Konzentrationen von Biotit im Schwermineralspektrum bei 3-5 %, in der Chukchi-See unter 1 % (Abb. 30).

In der gesamten Laptev-See zeigt die Biotitverteilung nicht die übliche Ost-West-Gliederung. Die Konzentrationen liegen bei 0-5 %. In der Vilkitsky-Straße streuen die Werte stark zwischen 4 und 37 %.

Auf der östlichen Flanke des Sankt-Anna-Trogs gibt es Lokationen mit leicht erhöhten Werten bis 8 %. Westlich der Trogachse sind dagegen nur noch Konzentrationen bis 2 % dokumentiert.

Auf dem Lomonosov-Rücken enthält die Schwerefraktion bis zu 7 % Biotit. Im Profilverlauf zum Gakkel-Rücken nehmen die Werte leicht ab, um dann wieder leicht anzusteigen (14 %). Im Amundsen-Becken liegen die Werte <2 %, auf dem Gakkel-Rücken steigen sie wieder auf 5 % an, um im Nansen-Becken auf 2 % abzusinken. In dem Profil am Barents-See-Kontinentalhang gibt es einige Oberflächenproben, die aus den üblichen Gehalten durch hohe Konzentrationen von über 15 % herausfallen (Abb. 30). Auf der Morris-Jesup-Schwelle gibt es Biotitgehalte bis 2 %. In der Fram-Straße findet man noch zwischen 2 und 4 %.

4.1.11 Chlorit

Bei der Chlorit-Gruppe handelt es sich um ein glimmerartiges Mineral epimetamorpher Gesteine. Durch seine anomale Interferenzfarbe oder auch häufige Isotropie ist das Mineral diagnostisch leicht identifizierbar. Laut Boenigk (1983) haben nur die eisenreichen Endglieder der Chloritgruppe ein spezifisches Gewicht über $2,8 \text{ g/cm}^3$. Es ist anzunehmen, daß damit methodisch bedingt ausschließlich eine Anreicherung der eisenreichen Chlorite forciert wird.

In der Beaufort-See schwanken die Chloritgehalte zwischen 7 und 16 %, wohingegen sie in der Chukchi-See östlich von Point Barrows nur einen geringen Anteil an Chlorit zeigen (1-4 %). Im westlichen Teil der Chukchi-See werden bis zu 38 % Chlorit dokumentiert.

In der Laptev-See ist das Mineral Chlorit nur gering vertreten. Durchgängig werden bis zu 4 % in den untersuchten Oberflächenproben gezählt. In der Probengruppe nördlich der Neusibirischen Inseln ist ein leichter Anstieg der Chloritgehalte zu verzeichnen (5 bis 12 %) (Abb. 31).

Die Anteile von Chlorit im Sankt-Anna-Trog zeigen Gehalte zwischen 0 und 3 %. Die Chloritwerte im Amundsen-Becken und auf dem Gakkel-Rücken schwanken zwischen 0 und 7 %.

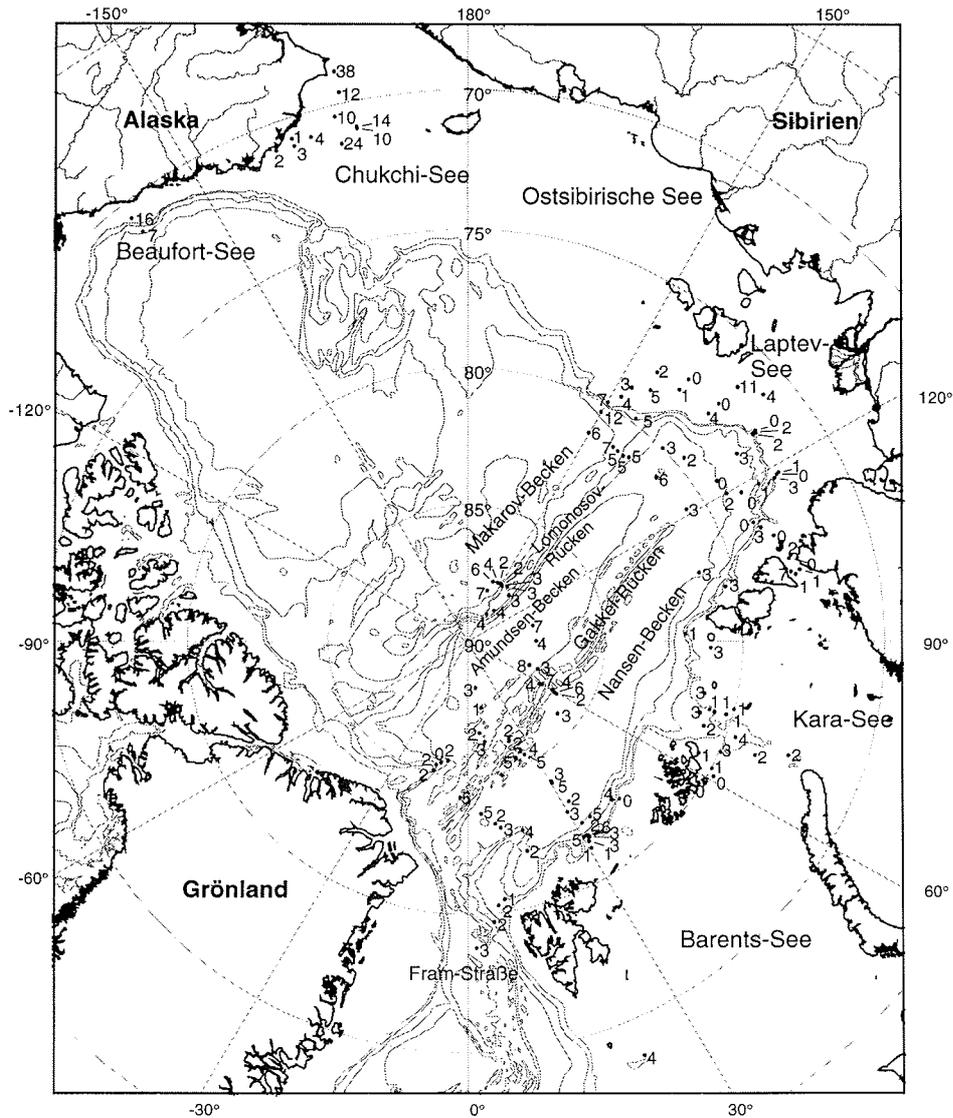


Abbildung 31: Chloritverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

Im Bereich des Barents-See-Kontinentalhanges sind sie leichten Schwankungen unterworfen, die Konzentrationen überschreiten jedoch 6 % nicht. Auf der Morris-Jesup-Schwelle ist in der Schwerefraktion bis zu 2 % Chlorit enthalten; auf dem Profil zur Fram-Straße steigen die Gehalte auf 5 % an (Abb. 31).

4.1.12 Sonstige

Zirkon

Der Zirkon gehört zu den Mineralen mit der höchsten Dichte sowie mit der höchsten Lichtbrechung. In den Sedimenten des Untersuchungsgebietes wurden zum größten Teil farblose Varietäten gefunden. Nur in ganz wenigen Proben wurden rosafarbenen Zirkone erfaßt. Anhand der geringen Individuenzahl innerhalb der untersuchten Proben muß auf eine Auswertung der Kornform und damit auf mögliche petrogenetische Rückschlüsse verzichtet werden (Anhang 7.2.1).

Turmalin

Die in dem Probensatz untersuchten Turmaline haben zum größten Teil gerundete Formen. Danach folgen gerundeten Individuen von Körnern, deren prismatischer Habitus noch erkennbar ist. Nur in seltenen Fällen werden Turmalinindividuen gefunden, deren pyramidale bipolare Form nicht der mechanischen Transporteinwirkung anheim gefallen ist. Als häufigste Farbvariation ist die braun-schwarze Phase vertreten, deren Färbung ein Indikator für eisenhaltige Turmaline ist. Farblose Individuen sind selten, ebenso wie blaue und grüne Körner. Turmaline gehören zu den extrem stabilen Mineralen, die durch ihre mechanische und chemische Stabilität ausgezeichnet sind. Die Ansprache wird durch eine eindeutig gerade Auslöschung und einen sehr starken Pleochroismus erleichtert (Anhang 7.2.2).

Rutil

Die Rutil-Gruppe innerhalb dieser Schwermineralanalyse wird durch ihren säuligen, häufiger jedoch durch einen gerundeten Habitus charakterisiert. Die Individuenzahl ist sehr gering, die Farbe der Körner rot und tiefrot, nur selten gelb. Wenige Körner zeigen diagonale Zwillingsstreifung. In einigen Oberflächenproben wurden sogenannte Kniezwillinge gefunden, dies jedoch in zu geringen Mengen, um ein Muster zu erkennen (Anhang 7.2.3).

Staurolith

Das Mineral Staurolith gehört zu den stabilen Mineralen im Sediment. Durch seine warme Gelbfärbung und sein hohes Relief ist es leicht von Epidot zu unterscheiden. Die typische Kornform in dem untersuchten Probenmaterial sind große, unregelmäßig geformte Körner (Anhang 7.2.4).

Disthen

Im Untersuchungsgebiet ist das Vorkommen von Disthen sehr selten. Die untersuchten Individuen sind meist plattige oder auch säulige, gebogene Körner mit der charakteristischen Spaltbarkeit im "Treppemuster". Die Anzahl der Disthenindividuen ist allerdings so gering, daß sich aufgrund der unzureichenden Datenbasis keine petrographischen Aussagen machen lassen (Anhang 7.2.6).

Gläser

Im Untersuchungsgebiet enthielten PS2167 und PS2166 auf dem Gakkelerücken große Mengen von bräunlichem Glas (Fütterer, 1992). Die Schwermineralproben bestanden hier zu 50 respektive 90 % aus den isotropen Körnern. Das Vorkommen in dieser relativ großen Korngröße von 63-125 µm ist erstaunlich. Es kann sich dabei nur um erodierte Partikel

anstehender erhabener Rückenpositionen handeln, da ein horizontaler Transport über lange Distanzen nicht stattfinden kann, und eine weiträumige Verbreitung gänzlich fehlt.

4.2 Multivariate Analyse der Oberflächendaten

Die Faktorenanalyse ermöglicht, den Wirkungszusammenhang zwischen mehreren Variablen zu finden und aus einer Vielzahl die wichtigsten herauszukristallisieren (Backhaus et al. 1994). Imbrie und Van Andel (1964) bearbeiteten Schwermineraldaten aus dem Golf von Kalifornien sowie vom Orinoco-Guayana Schelf, um die Verwendbarkeit der Vektoranalyse für mineralogische Datensätze zu prüfen. Hier konnten schon eine geringe Anzahl von Faktoren das Schwermineralspektrum beschreiben. Stattegger (1986) wendete die statistische Analyse nach Klován und Miesch (1976) an, um festzustellen, ob die Faktorenanalyse die bekannten Endglieder modellieren und ein tektonisches Modell verifizieren würde.

In dieser Arbeit wurde die Faktorenanalyse nach Klován und Imbrie (1971) verwendet. Sie liefert zwei Datenmatrizen, von denen die Faktorladungs-Matrix die Wichtigkeit der jeweiligen Faktoren zur Beschreibung der einzelnen Proben darstellt. Die Faktor-Score-Matrix beschreibt, welche Schwerminerale die einzelnen Faktoren charakterisieren. Diese Werte können positiv oder negativ sein (Tab. 6).

Tabelle 6 : Die Faktor-Score-Matrix zeigt an, welches Mineral welchen Faktor (**fett**) bedingt. Die Reihenfolge der Faktoren zeigt zugleich die "Wichtigkeit" des jeweiligen Minerals.

	Faktor 1 Amphibol-F.	Faktor 2 Opak-Faktor	Faktor 3 Klinopyroxen-F.	Faktor 4 Biotit-Faktor	Faktor 5 Chlorit-Faktor	Faktor 6 Ep-Gra-Faktor
Amphibol	0.938076	-0.056793	0.0446944	0.0104459	-0.048948	-0.256195
Orthopyroxen	0.1575016	-0.039400	-0.022044	0.0282721	-0.127359	0.0094899
Klinopyroxen	0.0350271	0.0022707	-0.98938	0.0677161	0.0327536	-0.018845
Epidot	0.2314890	0.1393238	-0.066621	0.0845208	0.2654135	0.592160
Apatit	0.0838628	0.0526718	0.0258689	0.0243832	-0.014480	0.0798403
Zirkon	0.0012488	0.0600596	-0.003162	-0.008675	-0.041091	0.0476464
Turmalin	0.0144745	0.0203646	0.0034598	-0.007444	0.0055735	0.0284515
Rutil	0.0031269	0.0223929	0.0031395	0.0014650	-0.024940	0.0124994
Titanit	0.0845667	0.0484370	0.0069286	0.0156614	-0.101521	0.1390283
Granat	0.1379026	0.2524846	0.0470288	0.0176994	-0.321608	0.459305
Opake Min.	-0.017078	0.945652	-0.000116	-0.011867	0.0242442	-0.193763
Detr. Karbonat	-0.017724	0.0828079	-0.001993	0.0906033	0.1557485	-0.543666
Biotit	-0.047623	-0.013225	0.0640807	0.983238	-0.115775	-0.021725
Chlorit	0.0635192	0.0074859	0.0839347	0.1019525	0.866449	0.0979450
Disthen	0.0038820	0.0045801	-0.002671	-0.004620	0.0046665	-0.004079
Staurolith	-0.006712	0.0225307	-0.001389	0.0142701	-0.018927	0.0089990
Sonstige	0.0010375	0.0232205	0.0091350	-0.018740	0.0649120	-0.009268

Es wurden alle bei der Analyse verwendeten Schwerminerale für die Berechnung zugrunde gelegt. Eine "Bereinigung" des Datensatzes wurde nicht vorgenommen. Nach Imbrie und Van Andel (1964) wurden auch für die Darstellung der Hauptkomponenten alle Faktorladungen der Faktoren dargestellt, d.h. keine Differenzierung zwischen "statistisch bedeutend" und "unbedeutend" gemacht.

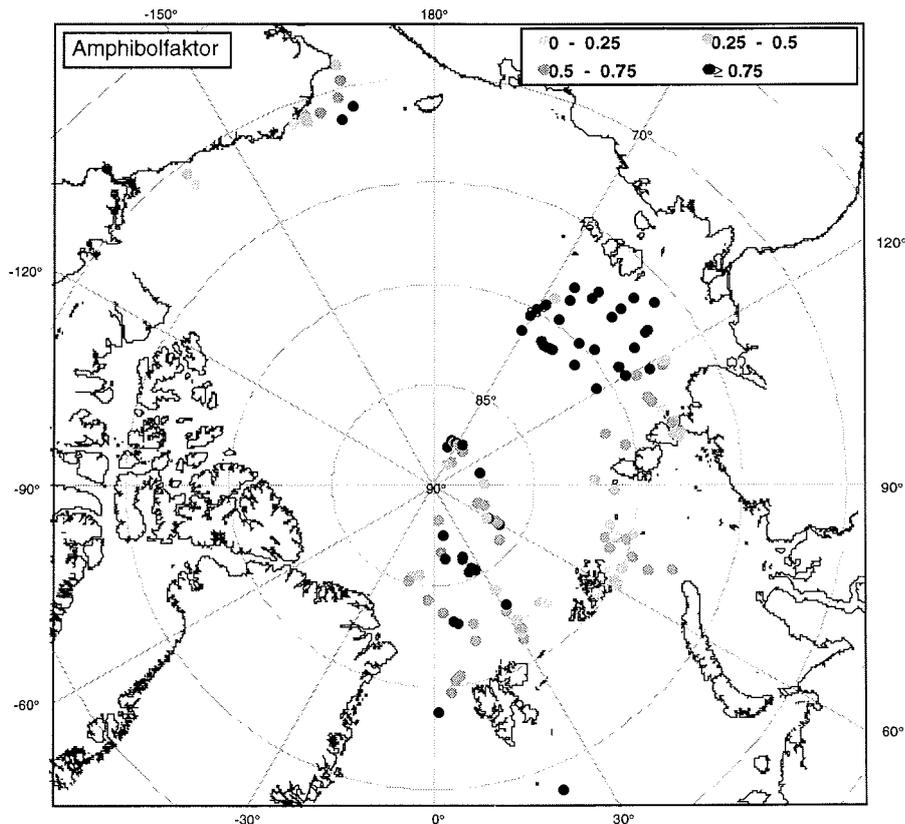


Abbildung 32: Verteilung der Faktorladungen des "Amphibolfaktors"

Die Qualität eines gewählten Faktorenmodells ist an der Summe der quadrierten Faktorladungen, den Kommunalitäten, erkennbar. Bei einer vollständigen Erklärung einer Ausgangsvarianz (bei 17 Mineralen = 17 Faktoren) ergeben diese den Wert 1. Bei einem Modell mit weniger Faktoren sind die Kommunalitäten < 1 . Generell liegen sie in dem gewählten 6 Faktorenmodell zwischen 0,87 und 0,99.

Dargestellt werden in dieser Arbeit die drei Faktoren mit den höchsten Varianzen. Dies sind Faktor 1 (Amphibolfaktor, Abb. 32), Faktor 2 (Opakfaktor, Abb. 33) sowie Faktor 3 (Klinopyroxenfaktor, Abb. 34). Die aussagekräftigsten Minerale für die Laptev-See, Amphibole und Klinopyroxene, werden in ihrer Ost-West-Verteilung in der Laptev-See auch in der Faktorenanalyse sichtbar. Das Amphibolmaximum im Osten der Laptev-See wird in Abbildung 32 durch die hohen Faktorladungen dargestellt. Auch die Dominanz der Klinopyroxenphase in der westlichen Laptev-See und der Kara-See kann mit Hilfe der Faktorenanalyse sichtbar gemacht werden. In der Verteilung der Faktorladungen des Faktors 2 (Abb. 33) werden die Maxima in der kanadischen Arktis sowie in der Kara-See sichtbar. Die Darstellung weiterer Ergebnisse ließ jedoch keine zusätzlichen Schlüsse auf charakteristische Minerale für einzelne Gebiete zu, da durch die Dominanz dieser drei Phasen alle weiteren Minerale unbedeutend wurden. Die Ergebnisse der

multivariaten Analysemethoden bleiben in diesem Arbeitsgebiet somit hinter den Ergebnissen einer Interpretation einzelner Minerale zurück, so daß in der Diskussion auf eine weitere Interpretation der erhaltenen Informationen verzichtet wird.

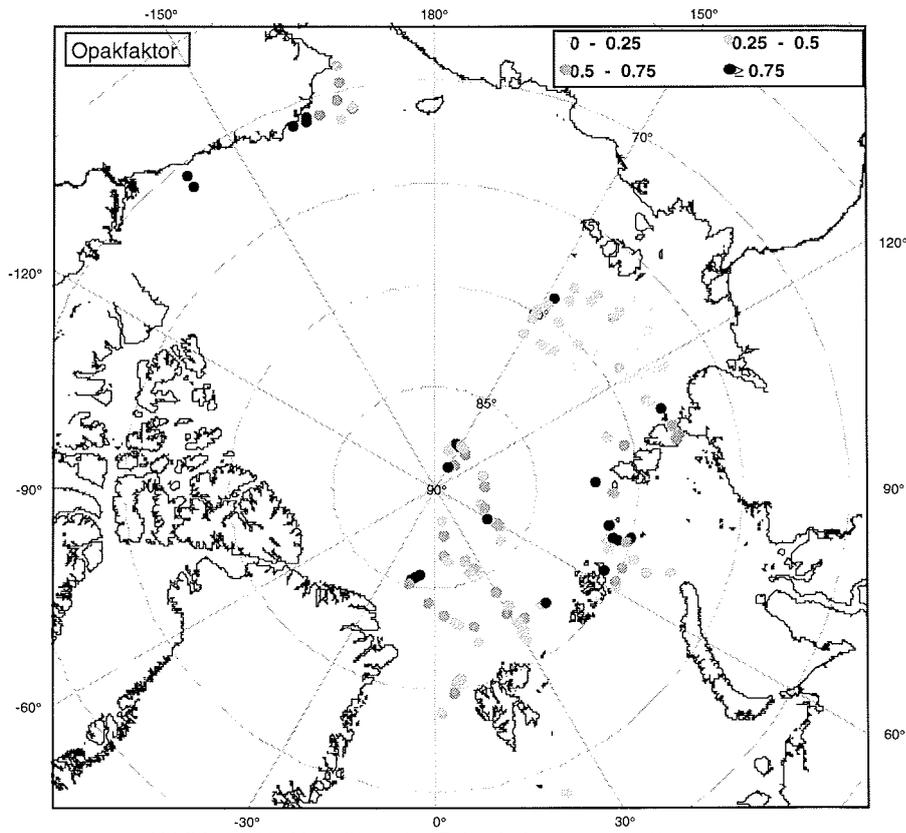


Abbildung 33: Verteilung der Faktorladungen des "Opakfaktors"

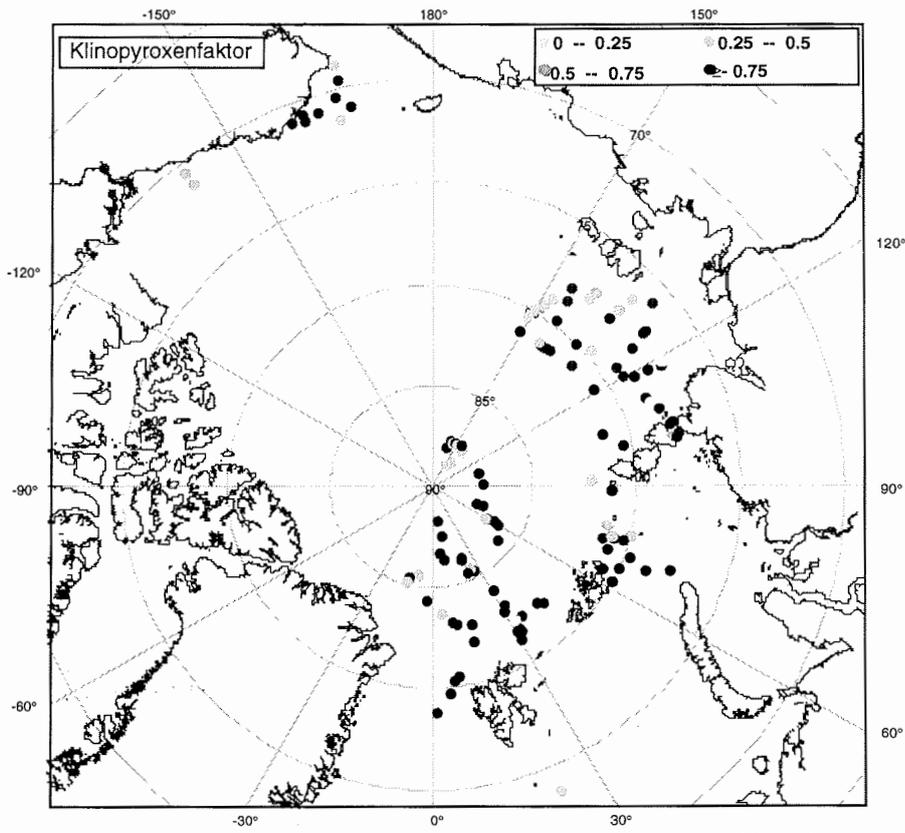


Abbildung 34: Verteilung der Faktorladungen des "Klinopyroxenfaktors"

4.3 Schwerminerale in der Grobsiltfraktion (32-63 μm) Beispiel Laptev-SeeAmphibole (32-63 μm)

Im Osten der Laptev-See sind die Obefflächenproben mit Amphibolkonzentrationen von bis zu 57 % charakterisiert. In den westlichen Profilen sinken die Werte generell unter 30 % bis auf einige Lokationen (PS2476-3 mit 32 %; PS2484-2 mit 39 %). In der Vilkitsky-Straße zeichnen sich die Proben durch Amphibolkonzentrationen um 20 % und weniger aus (Abb. 35).

Klinopyroxen (32-63 μm)

Auf den östlichen Laptev-See-Schelf schwanken die Klinopyroxengehalte zwischen 6 und 26 %. Im zentralen Teil steigen die Werte auf 4 bis 38 %. In beiden Probengruppen sieht es so aus, daß sich die Maximalgehalte in den Profilmitten konzentrieren. Im Westen werden die Maximalwerte der gesamten Laptev-See mit Werten zwischen 9 und 59 % erreicht, die zwischen 75° und 78°N liegen (Abb. 36).

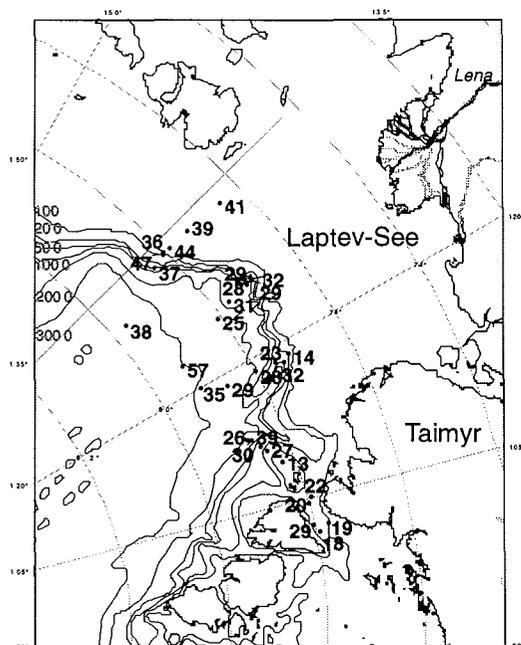


Abbildung 35: Amphibolverteilung in der Laptev-See (Fraktion 32-63 μm ; Angaben in Korn-%)

Orthopyroxen (32-63 μm)

In der östlichen Laptev-See sind die Orthopyroxengehalte in der Fraktion 32-63 μm am höchsten. Sie betragen zwischen 0 und 9 %. Hier finden sich im mittleren Teil (PS2458-3, PS2460-3, PS2459-2, PS2461-2, PS2462-3) die höchsten Werte, wogegen im Norden des Profils (PS2455-3 mit 2 %) wie auch nahe dem Kontinentalhang (PS2453-2 mit 0 %) niedrige Konzentrationen vorliegen. Die zentrale Laptev-See zeigt eine ähnliche Verteilung, hier ist nur der nördlichste Punkt durch niedrige Orthopyroxenwerte charakterisiert. An den anderen Stationen betragen die Werte zwischen 3 und 9 %. Im Westen sinken die Orthopyroxenwerte - sie

schwanken lediglich zwischen 0 und 2 %. Die höheren Werte liegen in der Nähe des Kontinentalschelfes (Abb. 37).

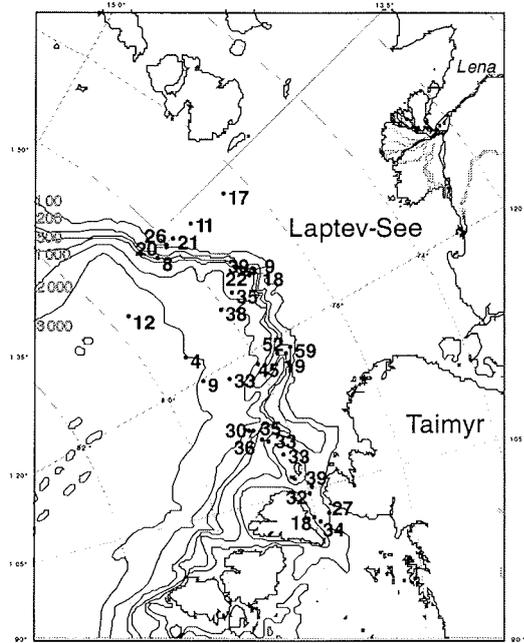


Abbildung 36: Klinopyroxenverteilung in der Laptev-See (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)

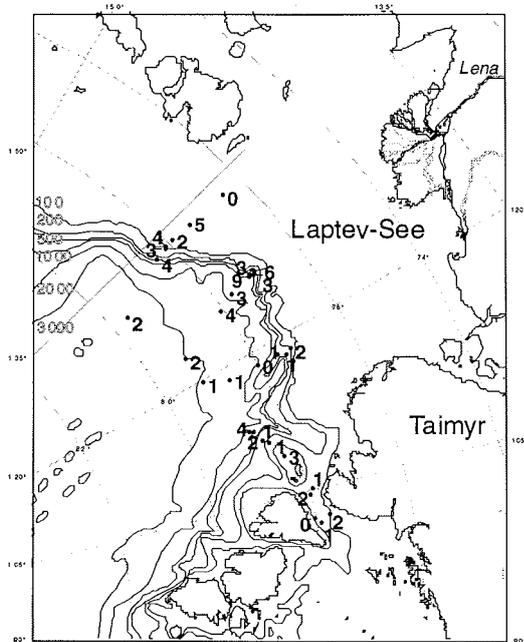


Abbildung 37: Orthopyroxenverteilung in der Laptev-See (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)

Schwerminerale in der Grobsiltfraktion

Die Verteilung der Minerale Epidot, Apatit, opake Minerale, Granat, Titanit, detr. Karbonat, Biotit, Chlorit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Staurolith und Disthen werden hier nicht weiter beschrieben, sondern sind im Anhang in Form von Karten dargestellt (Anhang 7.3).

4.4 Verteilung spezifischer Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

4.4.1 Schwerelot PS2725-5 (Fraktion 63-125 µm) (Abb. 38)

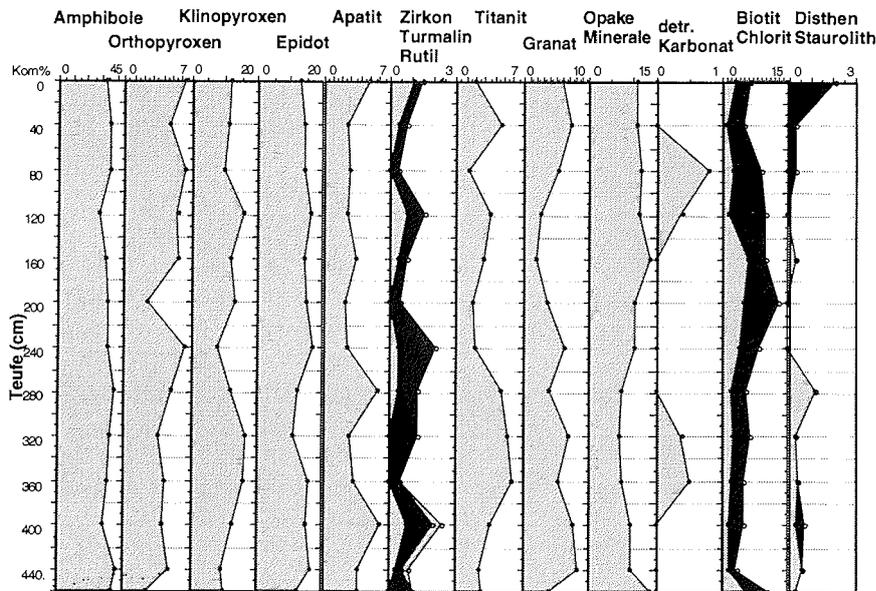


Abbildung 38: Schwermineralverteilung im Schwerelotkern PS2725-5 (Fraktion 63-125 µm)

Schwermineralanalysen in der Fraktion 63-125 µm ergaben durchschnittlich 35 Korn% Amphibole. Sie zeigen eine Schwankungsbreite von 30 bis 35 %.

Orthopyroxene sind im Mittel mit 5 % vertreten. Während im unteren Kernabschnitt 5 % unterschritten werden, steigen die Hypersthenwerte im Hangenden leicht an.

Klinopyroxene zeigen hier einen Schwankungsbereich von 10-15 %. Generell sind sie mit 12 % im Schwereanteil des Sediments vertreten.

Die Epidot-Gruppe (Klinozoisit, Zoisit und Epidot) zeigt kaum Variationen; der Mittelwert liegt bei 14 %.

Die Apatitphase ist mit ca. 3 - 5 % am Schwermineralspektrum beteiligt (Mittelwert 3 %).

Extrem stabile Minerale wie Zirkon, Turmalin und Rutil sind nur zu einem ganz geringen Prozentsatz am Schwerespektrum beteiligt (0,3 respektive 0,7 %).

Die Titanitverteilung im Kernmaterial von PS2725-5 schwankt zwischen 2 und 5 %.

Granatminerale schwanken in ihren Anteilen zwischen 3 und 10 % (Ø 6 %). Bezüglich der Farbvarietäten ist auffällig, daß im Kernabschnitt 400-200 cm ausschließlich farblose Individuen gefunden werden.

Opake Minerale sind mit 7 bis 13 % über den gesamten Kernabschnitt verteilt (Mittelwert 10 %).

Detritisches Karbonat ist praktisch nicht vorhanden. Das Vorkommen von Dolomit beschränkt sich auf einige wenige Proben, in denen 1 % jedoch nicht überschritten wird.

Der Anteil an Biotit beträgt im Mittel 3 %; 6 % werden nicht überschritten.

Chlorit ist mit ca. 5 % am Schwermineralspektrum von PS2725-5 beteiligt. Die Verteilung innerhalb des Kerns zeigt Maxima von ca 8 % bei 200 und 120 cm. In den anderen Bereichen werden 4 % nicht überschritten.

Die "metamorphen" Minerale leisten kaum einen Beitrag zum Schwermineralspektrum. Disthen tritt nur im Kernabschnitt 460-120 cm auf (1 %), während Staurolith zwischen 120 und 0 cm Kerntiefe vorkommt (0 bis 2%, siehe Anhang 7.4.4).

4.4.2 Schwerelot PS2725-5 (Fraktion 32-63 µm) (Abb. 39)

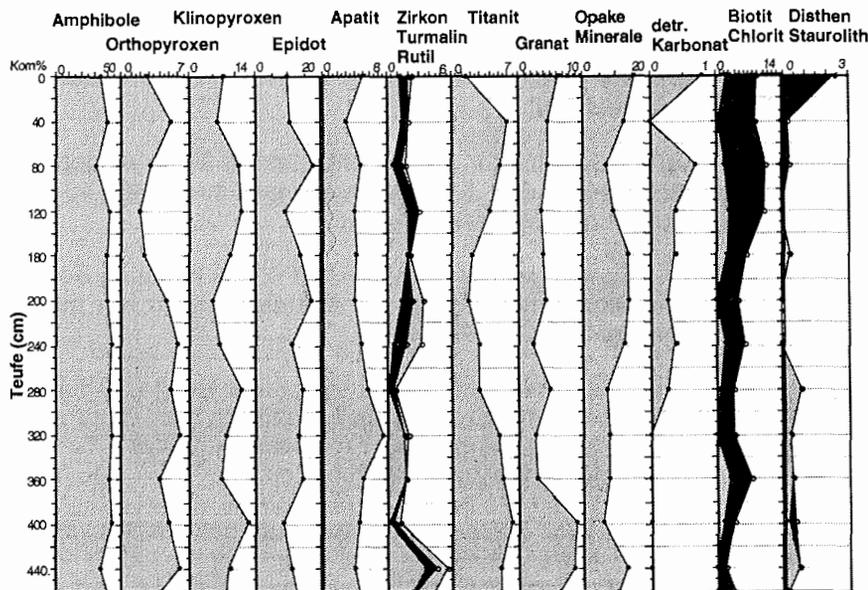


Abbildung 39: Schwermineralverteilung im Schwerelotkern PS2725-5 (Fraktion 32-63 µm)

Amphibol ist im Mittel mit 40 % am Schwermineralspektrum dieser Fraktion beteiligt. Generell liegen die Konzentrationen der einzelnen Proben über 40 %, lediglich bei 440, 80 und 0 cm liegen sie deutlich darunter.

Orthopyroxen schwankt zwischen 2 und 6 %. Im Kernabschnitt 460-180 cm liegen die Werte über 4 %, während die Konzentrationen im

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

darüberliegenden Kernabschnitt deutlich darunter liegen und nur einmal bei 40 cm erhöhte Werte zeigen. Im Mittel werden 4,5 % erreicht.

Klinopyroxene sind mit durchschnittlich 8 % am Schwermineralspektrum beteiligt. Ihre Anteile schwanken zwischen 5 und 12 %.

Die Epidotgruppe (Klinozoisit, Zoisit und Epidot) ist mit fast 10 - 18 % eines der quantitativ wichtigsten Schwerminerale in dieser Fraktion (Mittelwert ca. 13 %). Maximale Gehalte finden sich in der oberen Kernhälfte bei 200 cm und 80 cm (18 %).

Apatitkörner sind mit durchschnittlich 5 % nur gering im Schwermineralspektrum vorhanden. Herausragend ist ein Gehalt von 7,5 % Apatit bei 320 cm.

Zirkon, Turmalin und Rutil tragen mit 1,5, 0,5 und 0,5 % zum Schwermineralinventar bei. Es gibt keine signifikanten Variationen.

Titanit trägt mit durchschnittlich 4 % zum Schwereanteil bei. Die Verteilung an der Basis zeigt Konzentrationen bis 6 %, die im Kernabschnitt 280-160 cm jedoch auf <3 % absinken. Zum Top werden Werte von 4 % noch einmal überschritten, die an der Oberfläche jedoch dann wieder auf 2 % absinken (Abb. 39).

Granat trägt mit durchschnittlich 5 % zu den Schwermineralen bei. Auffällig ist die relative Abnahme der Konzentration an der Basis von ca. 8 % auf relativ konstante Werte ≤ 5 % zum Top.

Opakminerale sind im Mittel 11 % die drittstärkste Mineralgruppe. Die Verteilung schwankt zwischen 6 und 16 %. Die Kernabschnitte 460-420, 260-130 sowie 6-0 cm zeigen höhere Werte (>10 %).

Statistisch gesehen ist detritisches Karbonat mit $\emptyset 0,2$ % kaum im Sediment vertreten. Auffällig an der Verteilung ist das Auftreten dieser nur geringen Konzentrationen im Kernabschnitt 280-0 cm.

Glimmerminerale und glimmerartige Minerale tragen mit Biotit (1,3 %) sowie Chlorit ($\emptyset 5$ %) zur Schwerefraktion bei. Das Auftreten von Biotit scheint unregelmäßig zu sein, die Verteilung schwankt zwischen 1 und 3 %. Chlorit dagegen zeigt eine kontinuierliche Zunahme zum Top.

Disthen und Staurolith sind im Schwermineralspektrum sehr gering vertreten. Auffällig ist lediglich die Anwesenheit von Disthen im Kernabschnitt 460-240 cm (1%). Das Vorkommen von Staurolith beschränkt sich auf den oberen Kernabschnitt 120 - 0 cm (2 %)(Anhang 7.4.4).

4.4.3 Kastenlot PS2458-4 (Abb. 40)

Die Amphibolvarietäten zeigen eine recht gleichförmige Verteilung im Kern PS2458-4 mit 30 bis 40 %. Lediglich bei 23 cm sinken die Amphibolkonzentrationen auf 15 %, was durch den hohen Opakanteil in der Probe verursacht wird.

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

Orthopyroxen ist durchschnittlich mit 5 % am Schwereanteil beteiligt. Im Kernabschnitt 798-400 cm sind die Werte leicht erhöht, sie erreichen in einigen Proben 10 %.

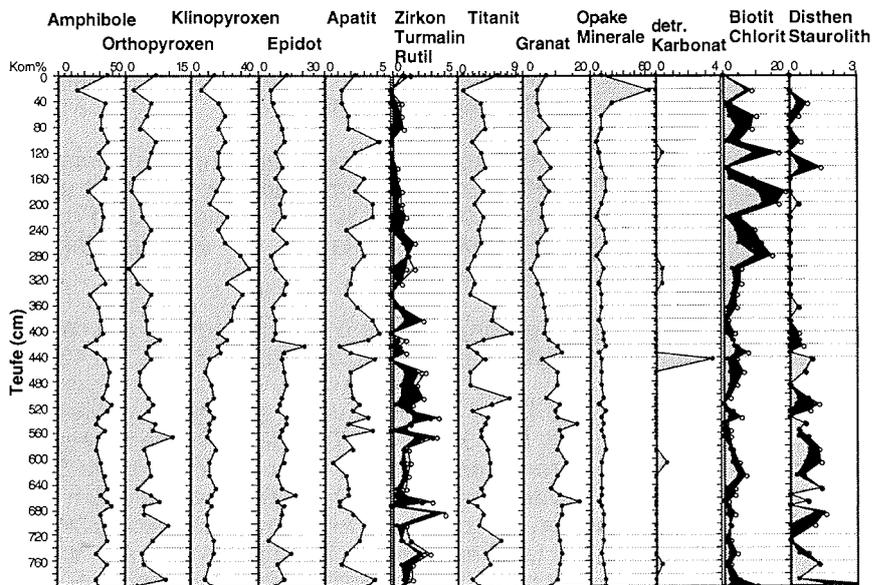


Abbildung 40: Schwermineralverteilung im Kastenlotkern PS2458-4 (Fraktion 63-125 µm)

Klinopyroxen ist mit durchschnittlich 16 % im Schwermineralspektrum der Fraktion 63-125 µm vertreten. Seine Verteilung im Kern zeigt eine Dreiteilung. Während im Kernabschnitt 798-450 cm die Konzentrationen nur zwischen 10 und 14 % liegen, tritt ein rapider Anstieg der Werte bei 450 cm ein. Das Klinopyroxenmaximum ist mit 35 % bei 305 cm. Bei 200 cm sinken die Gehalte wieder auf 15 bis 20 %.

Der Anteil der Epidotgruppe (Klinozoisit, Zoesit und Epidot) beträgt im Mittel 11 % (Schwankungsbreite 8 bis 14 %).

Apatitminerale tragen mit 2 % zum Schwermineralinventar. Die Schwankungsbreite liegt zwischen 1 und 4 % und zeigt kein interpretierbares Muster.

Zirkon, Turmalin, Rutil

Die Gruppe der extrem stabilen Minerale ist nur gering vertreten. Zirkon ist mit 0,6, Turmalin mit 0,5 und Rutil nur mit 0,1 % am Schwermineralspektrum des untersuchten Kerns beteiligt. Eine getrennte Betrachtung innerhalb dieser geringen Schwankungsbreite ist aufgrund des Fehlers bei diesen geringen Gehalten nicht sinnvoll.

Die Titanitverteilung zeigt eine Erhöhung der Konzentration im unteren Kernabschnitt (798-350 cm). Hier zeigt Titanit Werte von 2-7 %. Im Hangenden ist die Schwankungsbreite geringer (2 bis 4 %). Durchschnittlich hat Titanit einen Anteil von 3,5 % am Schwermineralinventar.

In der Granatverteilung sind größere Schwankungen sichtbar. Im Mittel beträgt der Anteil von Granat fast 9 %. Von der Basis bis 400 cm werden Maximalgehalte von 17 % erreicht; generell liegen die Konzentrationen bei 10 %. Im Kernabschnitt 400-0 cm sinken die Werte auf <6 %. Innerhalb der Granatphase zeigen die Farbvarietäten (farblos, rosa und gelb) keine Verteilung, die in Zusammenhang mit anderen Mineralphasen stehen bzw. einen Hinweis auf ein verändertes Liefergebiet geben.

Opake Minerale zeigen keine großen Variationen. Ihr Vorkommen ist homogen über den gesamten Kern mit durchschnittlich 13 % verteilt und hat eine Schwankungsbreite zwischen 10 und 15 % liegt. Lediglich die Probe bei 23 cm zeigt mit 55 % einen sehr hohen Opakanteil, der allerdings nicht mit anderen Maxima korreliert werden kann.

Die Menge an detritischem Karbonat ist mit 0,1 % zu gering, als daß eine Interpretation möglich wäre. Auffällig ist der Maximalwert von 3 % bei 450 cm.

Die Glimmerminerale bilden nur einen geringen Anteil am Schwermineralinventar (Biotit Ø 3 %, Chlorit Ø 3 %). Trotzdem zeigen sie signifikante Änderungen in ihren Anteilen. Biotit ist von der Basis bis 300 cm gleichförmig mit bis zu 5 % vertreten. Von 300 bis 0 cm zeigen sich immer wieder höhere Konzentrationen bis zu 12 %. Ähnlich verhält sich Chlorit. Im Kernabschnitt 798 bis 300 cm tauchen lediglich Gehalte bis 3 % auf, während sich im Hangenden Konzentrationen bis 7 % feststellen lassen (Abb. 40).

Die stabilen Minerale sind nur mit 0,5 % am Mineralinventar von PS2458-4 beteiligt. Auffällig in der Verteilung von Disthen und Staurolith ist ihr Auftreten von 798 bis 400 cm und 150 bis 0 cm. Weitere Minerale wie Chloritoide, deren Spuren unter "Sonstiges" dokumentiert wurden (Anhang 7.4.5), konnten nicht festgestellt werden.

4.4.4 Großkastengreifer PS2757-7 und Kastenlot PS2757-8 (Abb. 41, 42)

Amphibole sind auch in Kern PS2757-7/8 die quantitativ herausragendste Mineralgruppe. Das Vorkommen ist im ganzen Kern gleichmäßig mit ca. 32 %. Lediglich im Kernabschnitt zwischen 305 und 250 cm zeigt sich ein deutliches Minimum mit 10-20 %.

Orthopyroxene treten in größeren Mengen bis zu 3 % im Kernabschnitt 700-660 cm auf. Im darüberliegenden Sediment werden 2 % nicht mehr überschritten. Erst zwischen 220-0 cm erhöhen sich die Orthopyroxengehalte wieder und erreichen mit ca. 8 % ihr Maximum.

Die Klinopyroxenphase ist im Mittel mit 9 % vertreten. Während im Kernabschnitt 700-140 cm 10 % kaum überschritten werden, steigen die Klinopyroxengehalte bei 140-0 cm auf 10 bis 15 % an.

Die Epidotgruppe ist mit durchschnittlich 13 % am Schwermineralspektrum von Kern PS2757-7/8 beteiligt. Die Mineralgruppe zeigt eine gleichmäßige Verteilung, die eine Schwankungsbreite von 10 bis 15 % aufweist. Nur bei 100 cm werden die 20 % überschritten.

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

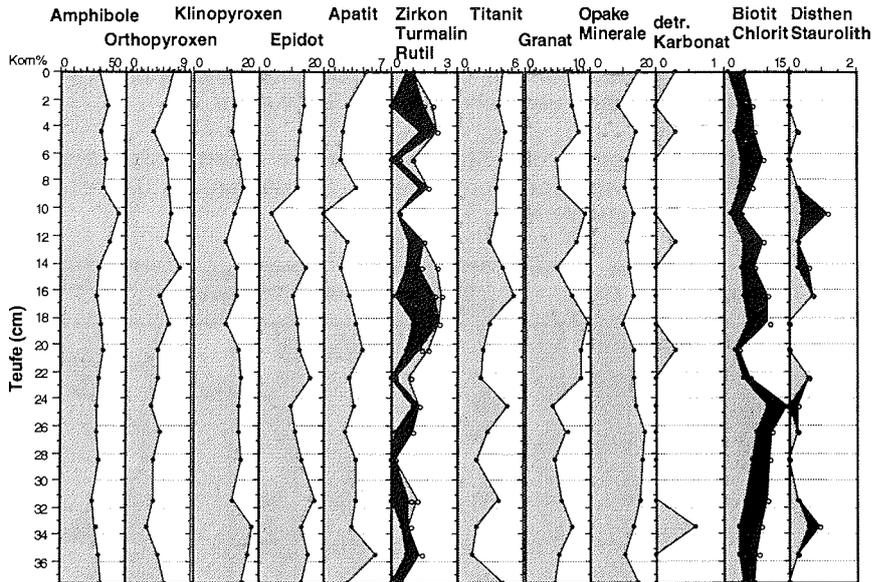


Abbildung 41: Schwermineralverteilung im Großkastengreifer PS2757-7
(Fraktion 63-125 µm)

Apatit ist mit durchschnittlich 3 % im Mineralinventar vertreten. Die Schwankungsbreite ist gering, die Werte bewegen sich zwischen 3 und 5 %. Lediglich bei 305 cm werden Apatitkonzentrationen von 8 % erreicht.

Der Anteil der extrem stabilen Phasen (Zirkone, Turmaline, Rutile) ist auch in Kern PS2757-7/8 sehr gering. Zirkone sind mit 0,5 %, Turmaline mit 0,6 % und Rutilite mit 0,2 % am Mineralspektrum beteiligt. Die Schwankungen, die die Minerale jeweils zeigen, sind gering und überschreiten 2 % selten.

Titanitindividuen sind mit durchschnittlich 3 % im Mineralinventar vertreten. Auch diese Verteilung zeichnet sich durch Gleichförmigkeit aus, die unterbrochen wird bei 308, 42, 17 cm, wo Maximalwerte von 5 % erreicht werden.

Granatminerale zeigt eine Schwankungsbreite von 3-8 % auf. Durchschnittlich sind sie mit 6 % am Schwereanteil beteiligt. Maximalwerte von 13 bzw. 11 % werden nur bei 305 respektive 42 cm erreicht. Auch im Kernabschnitt 40-0cm zeigen die Granate nur Werte zwischen 5 und 10 %. Die Mehrzahl der Granate gehört der farblosen Varietät an. Nur etwa 3 % der Körner innerhalb der Mineralgruppe sind rosa. Die gelbe Varietät tritt nur in Spuren auf. Eine Abhängigkeit zwischen Anzahl der gezählten Individuen und Auftreten der selteneren Farbvarietäten (van Andel 1950) kann in dieser Untersuchung nicht gefunden werden.

Biotit ist mit durchschnittlich 10 % vertreten, zeigt jedoch eine abwechslungsreiche Verteilung. Ähnliches Verhalten, jedoch quantitativ geringer, zeigt Chlorit mit 5 % durchschnittlichem Anteil in der Schwerefraktion. Der Kernabschnitt 710-650 cm zeigen einen

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

vergleichsweise hohen Biotit- und Chloritgehalt von 30 % und 13 %. Die Biotitwerte variieren in 400-310 cm und 300-210 cm Tiefe nochmal, dort steigen sie sprunghaft auf ca. 30 %. Im hangenden Kernabschnitt (20-0 cm) sinken die Biotitkonzentrationen auf <5 %. Die Chloritverteilung bleibt von 650 bis zum Top relativ konstant; überschreitet 10 % nicht mehr.

Die stabilen Phasen Disthen und Staurolith sind zu einem uninterpretierbar geringen Anteil am Schwerespektrum beteiligt. Sie stellen nur 0,2 respektive 0,1 % der Schwerminerale (Anhang 7.4.6).

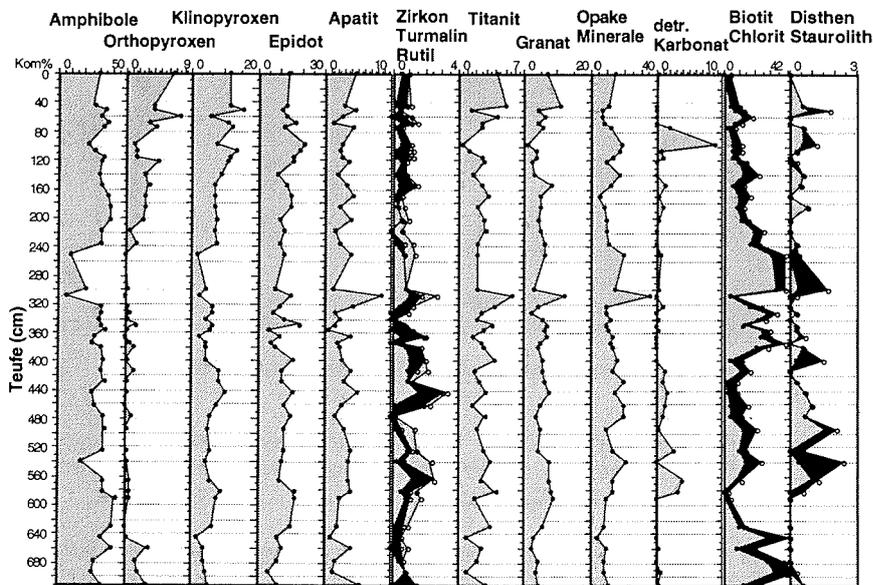


Abbildung 42: Schwermineralverteilung im Kastenlot PS2757-8 (Fraktion 63-125µm)

4.4.5 Großkastengreifer PS2185-3 und Kastenlot PS2185-6 (Abb. 43, 44)

Das dominierende Schwermineral sind hier die Amphibole. Im ganzen Kern sind sie mit 15 % bis zu 40 % vertreten. Diese hohen Konzentrationen werden lediglich zwischen 110 und 30cm von geringeren Werten abgelöst, erreichen jedoch von 30 bis 0 cm Maximalwerte von >30 %. Im Mittel betragen die Amphibolgehalte 20 % des Schwermineralspektrums.

Orthopyroxene sind im Kern mit durchschnittlich 1 % vertreten. Bei 30-0 cm konnte jedoch ein Anstieg bis zu 7 % ermittelt werden.

Klinopyroxene sind nach den Amphibolen die zweite wichtige Mineralphase. Die Analyse ergab Minimal- bzw. Maximalkonzentrationen von 5 respektive 28 %. Die Maxima befinden sich bei 305, 240 und 95 cm. Im Kernabschnitt 30-0 cm erreichen die Klinopyroxenkonzentrationen konstante Werte zwischen 10-15 %.

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

Die Epidotphase zeigt im Kernabschnitt 340-250 cm Werte zwischen 15 und 20 %. Die Konzentrationen bei 250-125 cm bewegen sich zwischen 5 und 12 %. Ausnahmen gibt es bei 195 und 150 cm mit Epidotwerten bis 25 %. Lediglich im Kernabschnitt 90-60 cm steigen die Werte bis zu 8 % an. Im Kernabschnitt 30-0 cm sinken die Gehalte auf 10-15 % ab. Durchschnittlich ist Epidot mit 14 % am Schwermineralspektrum beteiligt.

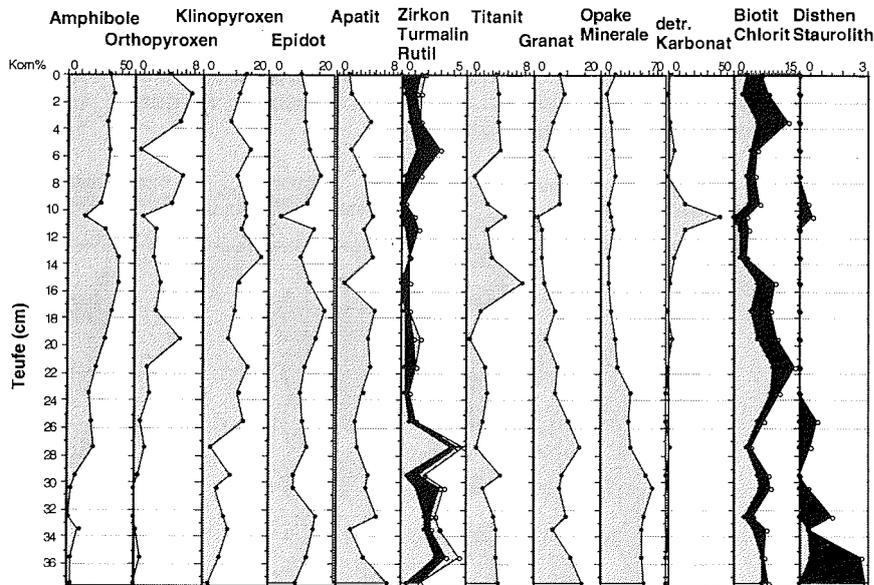


Abbildung 43: Schwermineralverteilung im Großkastengreifer PS2185-3 (Fraktion 63-125 µm)

Die Apatitphase zeigt im gesamten Kern Gehalte zwischen 2 und 5 %. Lediglich im Kernabschnitt 90-60 cm steigen die Werte auf bis zu 8 % an. In 30-0 cm Kerntiefe pendeln sich die Apatitkonzentrationen wieder auf 2 bis 5 % ein.

Die Phasen Zirkon, Turmalin, und Rutil sind jeweils nur in sehr geringen Mengen im Sediment enthalten. Zirkonwerte bewegen sich zwischen 0 und 2 %. Leicht erhöhte Konzentrationen gibt es zwischen 275 und 250 cm mit 1,5-2 % und bei 160 cm mit >3 % und 120-90 cm. Im Kernabschnitt 30-0 cm sind die Zirkone wieder in sehr geringen Mengen vorhanden, sie liegen in der Mehrzahl <1 %. Auch Turmalin- und Rutilkonzentrationen sind gering. Turmalinwerte schwanken zwischen 0 und 2 %, wobei die Rutilwerte immer unter 2 % bleiben. In der Turmalinverteilung ist der Kernabschnitt 340-260 cm durch leicht erhöhte Konzentrationen charakterisiert. Die Rutilphase schwankt ebenfalls in einem Bereich zwischen 0 und 2 %, wobei hier im Kernabschnitt 120-30 cm ein leichter Anstieg zu erkennen ist.

Titanit ist im gesamten Kern mit durchschnittlich 4 % vorhanden. Maxima finden sich nur in den Kernabschnitten 170-140 cm (7 %) und 110-50 cm (11 %). Im Kernabschnitt 30-0 cm sinken die Titanitkonzentrationen auf <5 %.

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

Die Granatminerale zeigen im gesamten Kernabschnitt wechselhafte Verteilungen, die zwischen 3 und 16 % liegen. Im Mittel betragen die Werte 8 % am Schwermineralspektrum von Kern PS2185-3/6. Maxima der Granatphase treten bei 270 cm (16 %), 168-145 cm (16 %) und im Kernabschnitt 120-45 cm (35 %) auf. Der Abschnitt 35-0 cm ist durch Werte charakterisiert, die unter 10 % liegen. Die Farbvarietäten innerhalb der Granatgruppe zeigen keine großen Variationen. 80 % der Granate sind farblos. Immer wieder treten rosafarbene Granate auf (9 %). Seltener als rosafarbene Granate treten gelbe Individuen auf. Der Anteil dieser Phase im Granatspektrum beträgt nur 2 % und zeigt keine spezifische Verteilung. Die Anzahl der Individuen der jeweiligen Varietäten ist jedoch zu gering, um eine Liefergebietspezifische Aussage zuzulassen.

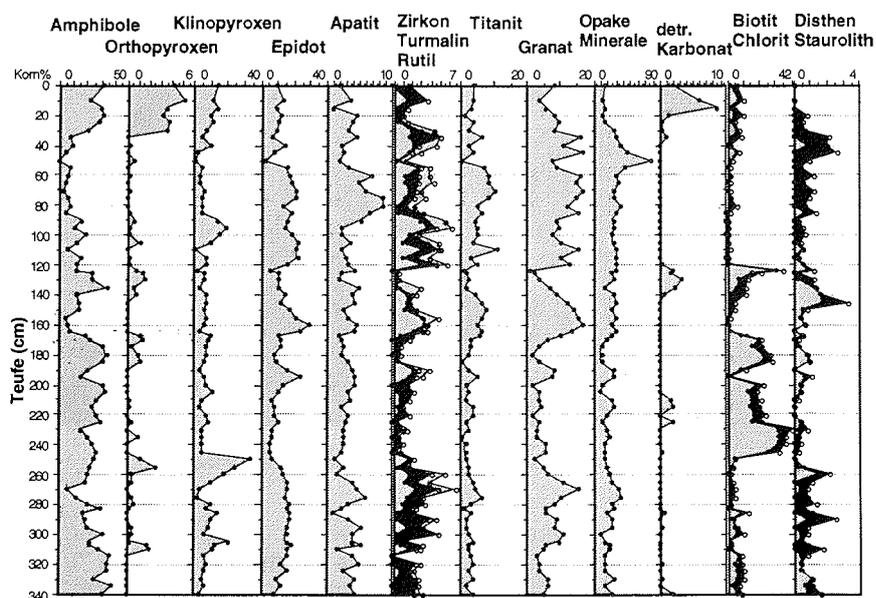


Abbildung 44: Schwermineralverteilungen im Kastenlot PS2185-6 (Fraktion 63-125 µm)

Opake Minerale stellen auch in dieser Aufstellung die Menge der nicht transparenten Minerale dar. Von der Basis bis 60cm liegt in dieser Phase eine gleichförmige Verteilung vor, die Gehalte liegen zwischen 15 und 30 %. Eine herausragendes Maximum liegt bei 50 cm. Im Kernabschnitt 50-0 cm liegen die Opakgehalte unter 40 % mit einem abnehmenden Gradienten bis 10 % zur Sedimentoberfläche.

Detritisches Karbonat ist nur in geringen Mengen im Schwereanteil der Fraktion 63-125 µm enthalten. Im Kernabschnitt 340-40 cm tritt es nur unregelmäßig in Konzentrationen von 4 % bis 10 % auf. Im Abschnitt 40-0 cm finden sich nur Werte bis 1 %.

Auch das Mineral Biotit ist in Kern PS2185-3/6 nur in Spuren vertreten. Im Durchschnitt kommt Biotit mit 7 % im Schwereanteil der Proben vor. Auffällig sind die extremen Anreicherungen in den Intervallen 250-200, 190-170 und 130-120 cm, wo die Konzentrationen bis zu 32 % erreichen.

Schwerminerale in ausgesuchten Kernen

Chloritminerale verhalten sich ähnlich wie die Biotitphase. Sie haben ihre Maxima in den eben beschriebenen Kernabschnitten, weisen jedoch nur Gehalte von bis zu 8 % auf. In den verbleibenden Kernabschnitten bewegen sich die Chloritgehalte zwischen 0 und 4 %. Im oberen Kernabschnitt zwischen 40 und 0 cm zeigen sich wieder leicht erhöhte Werte von bis zu 6 %.

Die stabilen Phasen Disthen und Staurolith kommen nur in Spuren im untersuchten Kernmaterial vor. Beide Phasen überschreiten 3 % nicht. Auffällig ist nur ihre Abwesenheit im Kernabschnitt 30-0 cm für Disthen und 15-0 cm für Staurolith.

Unter Sonstige wurden die Individuen zusammengefaßt, die nur in wenigen Präparaten und in geringen Konzentrationen auftreten. Häufigstes "Spurenmineral" unter den "Sonstigen" ist Chloritoid (Anhang 7.4.7).

5 Diskussion

5.1 Auswirkungen der Granularvariation: Beispiele aus der Laptev-See

Die Granularvariation beschreibt die unterschiedliche Größenausbildung einzelner Minerale im Muttergestein. So treten Zirkon und Rutil z. B. bedingt durch ihre typisch kleine Kornform im Ursprungsgestein häufiger in kleineren, Turmalin und Staurolith dagegen eher in gröberen Korngrößen auf (Vinken 1959; Van Andel 1950; Boenigk 1983). Van Andel (1950) beobachtete beispielsweise in Rhônesedimenten gravierende Änderungen in der Schwermineralzusammensetzung abhängig von der betrachteten Korngrößenfraktion. Während in der Grobfraktion $>210 \mu\text{m}$ Granat und Alterit die dominanten Schwerminerale sind, besteht die Fraktion $>210 \mu\text{m}$ hauptsächlich aus Augit und Alterit.

Bisher unbeachtet blieben die Schwankungen der jeweiligen Schwermineralanteile in der Grobsiltfraktion im Vergleich zur Feinsandfraktion. Um Übereinstimmungen oder Unstimmigkeiten in den Proben zu erkennen, wurden in acht Oberflächenproben der Laptev-See jeweils die Fraktion $32-63 \mu\text{m}$, $63-125 \mu\text{m}$ sowie die Fraktion $50-100 \mu\text{m}$ gezählt. Diese Korngrößenfraktionen wurden ausgewählt, da sich die vorliegende Arbeit in erster Linie auf die für die Schwermineralanalyse gängige und aussagekräftigste Fraktion $63-125 \mu\text{m}$ konzentriert. In Arbeiten russischer Kollegen, die bereits früh das Potential der Schwermineralanalyse im Arktischen Ozean erkannten (Belov & Lapina 1961; Lapina 1965), wurde jedoch mit der Fraktion $50-100 \mu\text{m}$ gearbeitet. Bevor die eigenen Daten mit Literaturdaten aus dem Arktischen Ozean verglichen werden können, ist daher eine Diskussion möglicher Granularvariationen durchzuführen.

Wie Abbildungen 45 a, b, c zeigen, bestehen keine starken korngößenabhängigen Variationen des Schwermineralspektrums. Aus den ternären Diagrammen 45 d), e) und f) wird deutlich, daß innerhalb der häufigsten Phasen nur geringe Unterschiede im Anteil bestehen. Eine Verschiebung des Spektrums zu Gunsten von Epidot zeichnet sich im Grobsilt ab, die aber schon in der Fraktion $50-100 \mu\text{m}$ nicht mehr ersichtlich ist. Orthopyroxen dominiert hingegen in der Feinsandfraktion. Es wird deutlich, daß die Unterschiede im Anteil der individuellen Schwerminerale in den Fraktionen zwischen $50-100 \mu\text{m}$ und $63-125 \mu\text{m}$ am geringsten sind. Daß sich nur Trends der dominanten Phasen in den Fraktionen $32-63 \mu\text{m}$ und $63-125 \mu\text{m}$ nachzeichnen lassen, wurde schon von Behrends et al. (1996) für die Laptev-See erkannt. Generell muß für den Vergleich von Schwermineralanalysen verschiedener Fraktionen die Interpretation auf die anteilig starken Phasen beschränkt bleiben.

Der Vergleich der Oberflächenverteilung in den Hauptkomponenten zeigt deutliche Parallelen in den untersuchten Korngrößenfraktionen (Abb. 46a,b). Amphibole sind die dominante Phase im Feinsand wie auch im Grobsilt im Osten der Laptev-See. In beiden Fraktionen bildet diese Mineralgruppe Maxima $>35 \%$. Dagegen bilden Klinopyroxene die Hauptkomponente im Schwermineralspektrum der westlichen Laptev-See. Der Einfluß des Khatanga-Eintrages wird durch das Klinopyroxenmaximum von $>35 \%$ deutlich. Eine Abnahme ist nach Westen sowie nach Osten deutlich. Durch

einen im Vergleich zur Khatanga-Mündung geringeren Klinopyroxengehalt in der Vilkitsky-Straße wird deutlich, daß der Eintrag dieser Mineralphase nicht durch den Eintrag des Kara-See Meereises via Vilkitsky-Straße verursacht wird. Das Klinopyroxenmaximum ist durch die Sedimentfracht des Khatanga bedingt. Diese Schwermineralverteilungsmuster der für die Laptev-See häufigsten Komponenten werden trotz der Granularvariation deutlich.

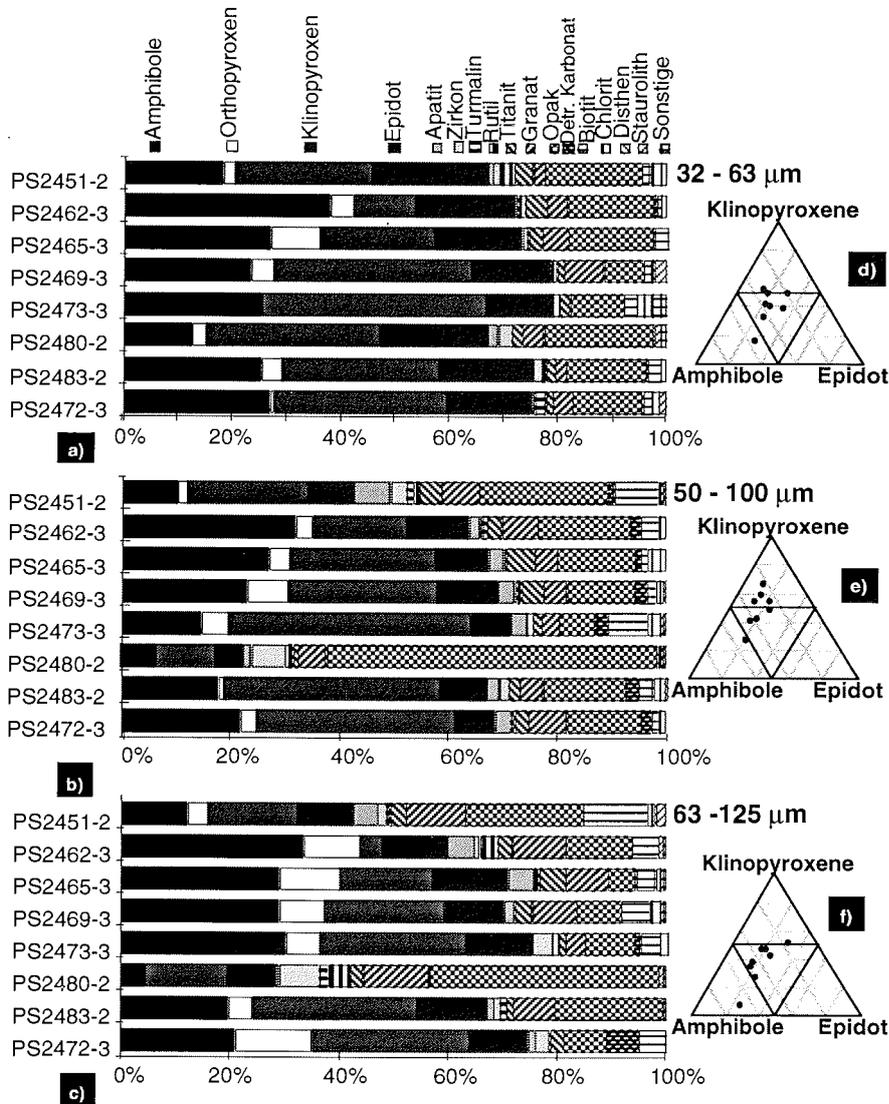


Abbildung 45: Fraktionierte Schwermineralanalyse in den Fraktionen 32-63 µm, 50-100 µm und 63-125 µm an ausgesuchten Oberflächenproben der Laptev-See

Korngrößenanalysen an Sedimentproben aus der Laptev-See (Wollenburg 1993; Dethleff 1995; Müller, unpubl. Daten; Wahsner, unpubl. Daten) zeigen im Vergleich mit Proben aus dem zentralen Arktischen Ozean (Stein et al. 1994b) höhere Ton- und Siltgehalte. Eisproben aus der Laptev-See

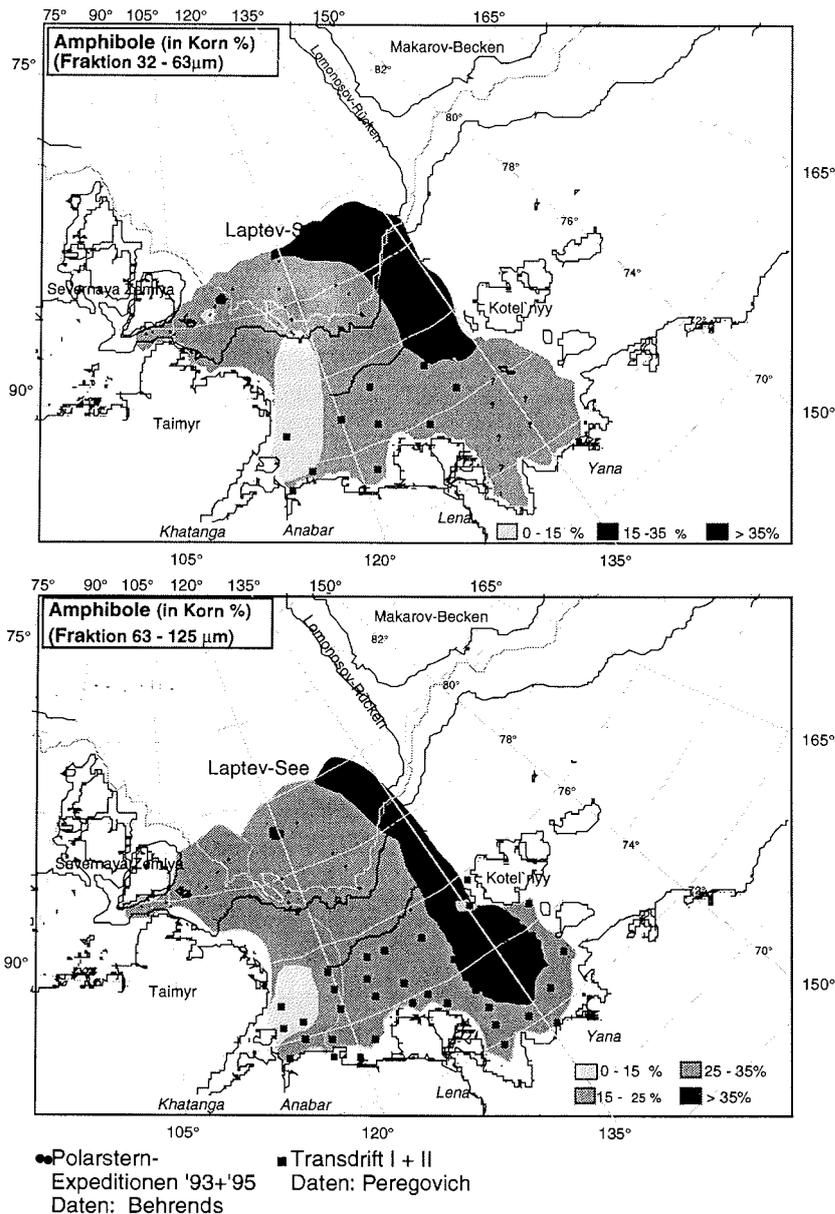
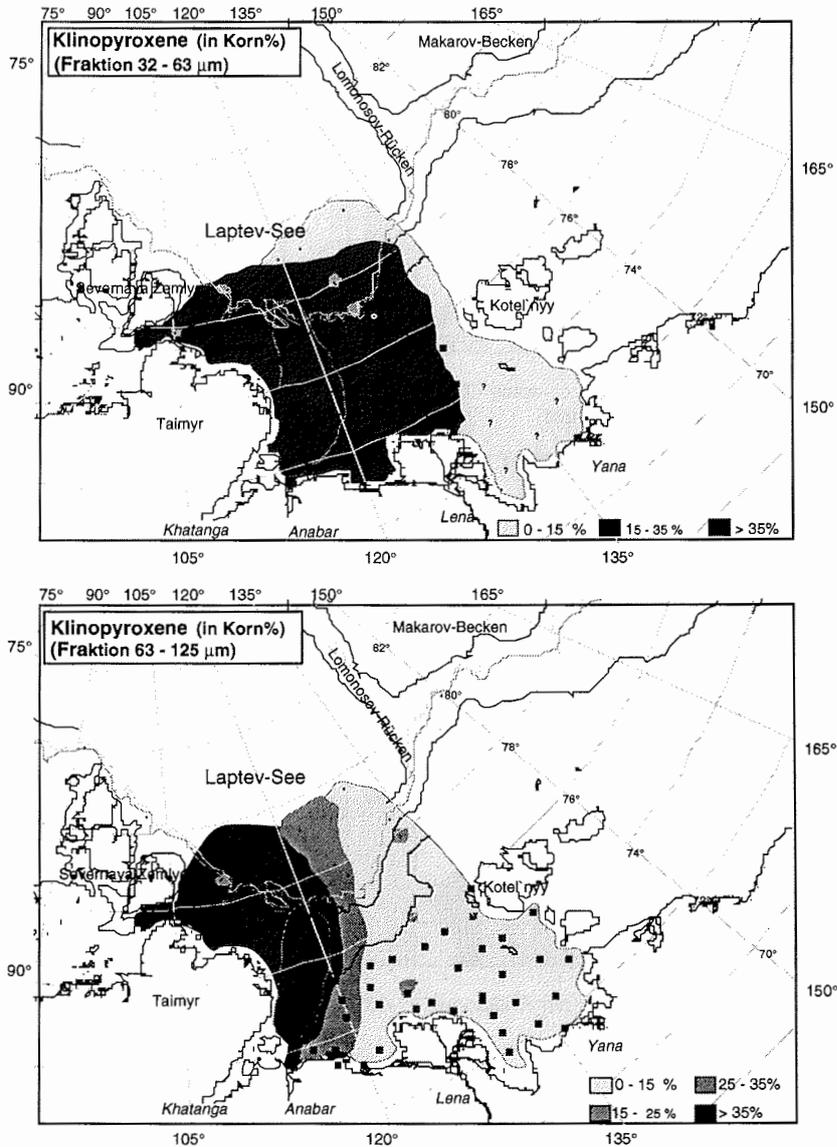


Abbildung 46a: Fraktionierte Schwermineralanalyse (Amphibole) in der Laptev-See in den Korngrößen 32-63 µm und 63-125 µm

(Wollenburg 1993; Dethleff 1995) sowie dem zentralen Arktischen Ozean (Nürnberg et al. 1994) enthalten bis zu 5 % Sand. Dieser Wert ist signifikant geringer als die Sandgehalte der Schelfsedimente der Laptev-See (12,5 %; Nürnberg et al. 1994). Nürnberg et al. (1994) führen dies auf einen bevorzugten Einschluß suspendierten Feinmaterials im Meereis zurück, wodurch relativ mehr Schluff und Ton in die Tiefsee gelangt.

Eine KorngröÙenselektion bei der Sedimentaufnahme durch das Meereis sollte sich auch in einer veränderten Zusammensetzung des Schwermineralspektrums widerspiegeln. Findet der bevorzugte EinschluÙ noch im Grobsilt statt, dann könnten spezifische Dichten der einzelnen Minerale bei der Granularvariation eine Rolle spielen. Kommt es zu einer Anreicherung spezifisch kleinerer Körner, die stärker ist als die Granularvariation? Um die offenen Fragen zu klären, wurde der Sedimentkern PS2725-5 in den Fraktionen 63-125 µm sowie 32-63 µm bearbeitet.



- Polarstern-Expeditionen '93+'95
- Transdrift I + II
- Daten: Peregovich
- Daten: Behrends

Abbildung 46b: Fraktionierte Schwermineralanalyse (Klinopyroxene) in der Laptev-See in den KorngröÙen 32-63 µm und 63-125 µm

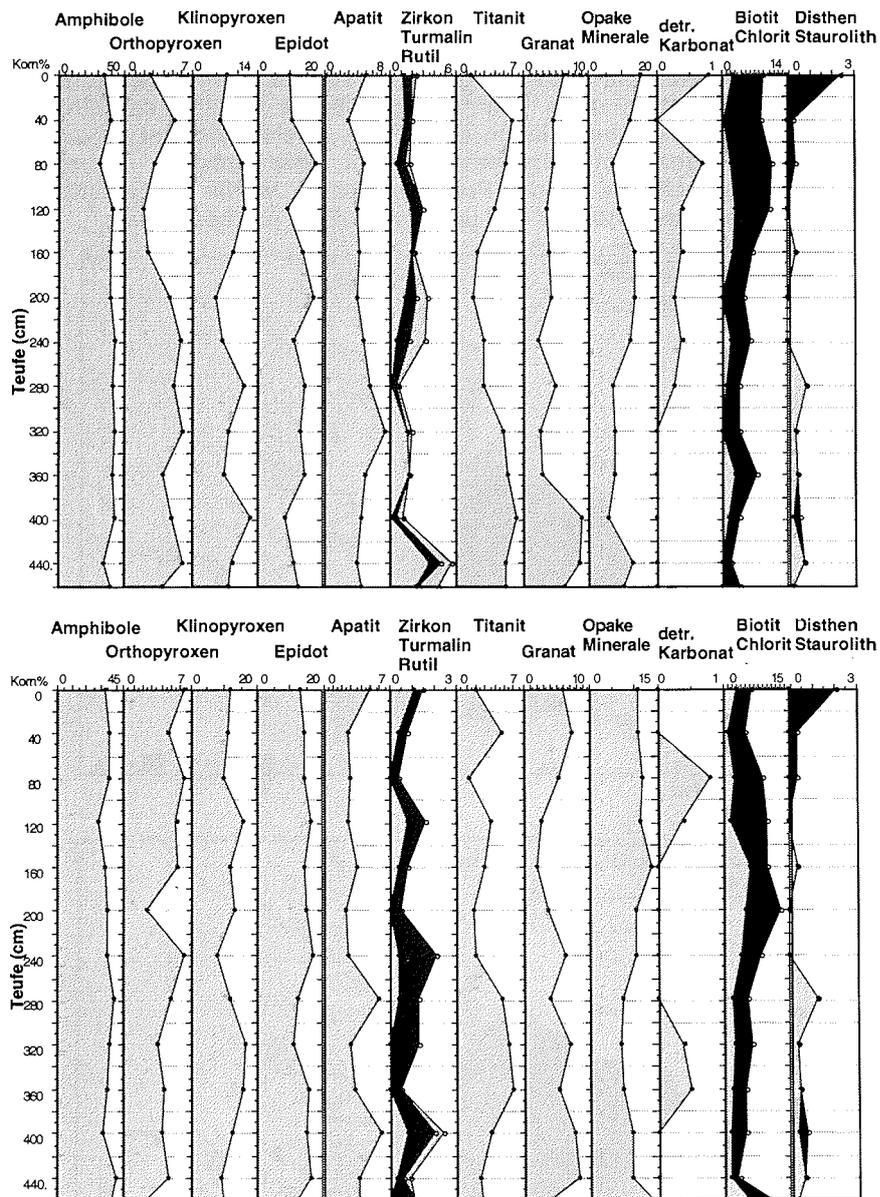


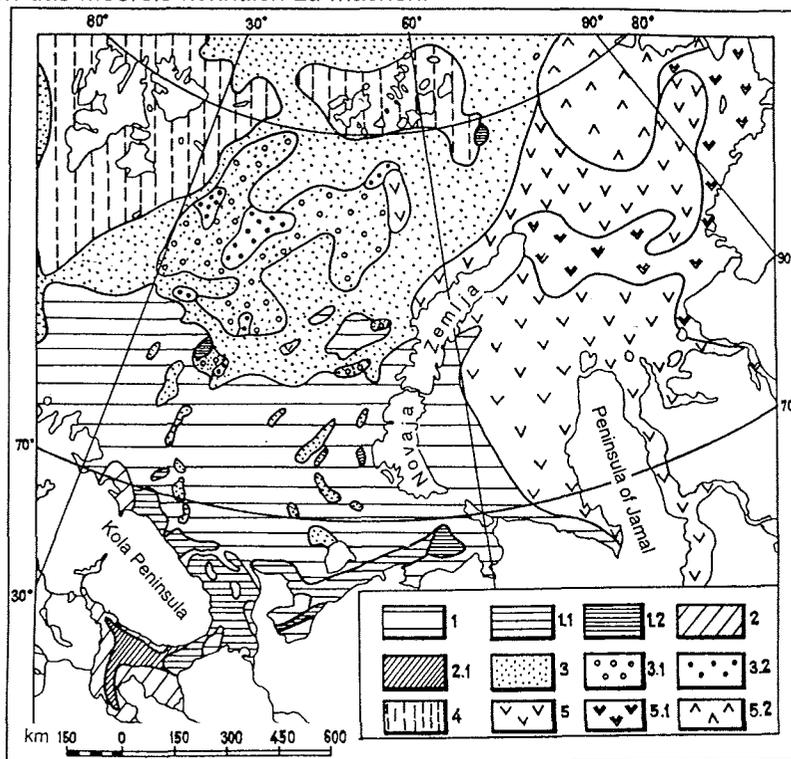
Abbildung 47: Vergleich der Fraktionen 32-63 µm (oben) und 63-125 µm (unten) in Kern PS2725-5

Sedimentkern PS2725-5 wurde aus einer geringen Wassertiefe von 77 m gewonnen und repräsentiert die letzten ca. 9000 ¹⁴C Jahre bzw. 10000 Kalenderjahre v.H. (Stein & Fahl in Vorb.). Zu diesem Zeitpunkt lag der Kern in einer Paläowassertiefe von ca. 25 m (Fairbanks 1989). Diese Bedingungen garantieren einen flachmarinen Ablagerungsraum, der von Wellenaktivität sowie von Boden- und küstenparallelen Strömungen beeinflusst ist. Indikator hierfür ist der hohe Sandgehalt in dem unteren Kernabschnitt (18 %). Trotz

wechselnder Sedimentationsraten (Stein & Fahl in Vorb.) und der großen Variabilität in der Korngrößenverteilung (Müller unpubl. Daten) zeigen die einzelnen Schwermineralphasen in Grobsilt und Feinsand nur geringe Schwankungen. Deutlich wird auch hier, daß Epidot und Orthopyroxen in der Feinsandfraktion stärker vertreten sind als im Grobsilt. Bei stark wechselnden Bedingungen durch einen steigenden Meeresspiegel hat sich der Transport für die gewählten Korngrößen im Vergleich zur rezenten Situation nicht geändert. Mineralphasen, die auch mit der Granularvariation in diesen Korngrößenklassen in den Oberflächen kaum Abweichungen zeigen, weisen auch im Kern gleiche Verteilungen auf. Deutlich wird dies in Mineralphasen wie Klinopyroxen, Titanit, Granat und opake Minerale sowie sehr seltenen Mineralphasen wie Disthen und Staurolith (Abb. 47).

5.2 Zeigen Schwerminerale die rezente Eisdrift an?

Um die Verteilung der Schwerminerale auf den Meereistransport zurückführen zu können, müssen die Schwermineralzusammensetzungen der flachen Schelfe erfaßt werden. Mit diesen Informationen kann ein Hinweis auf den Transportweg des Meereises gefunden werden. Untersuchungen in den Schelfregionen des Arktischen Ozeans (Lapina 1965; Naugler 1967; Silverberg 1972; Luepke & Escowitz 1989; Gurevich 1995; Levitan et al. 1996) gaben erste Hinweise auf charakteristische Schwermineralassoziationen, die den Transport terrigenen Materials durch die Eisdrift kartierbar machen (Lisitzin 1996). Ein Vergleich dieser Liefergebiete mit der Schwermineralzusammensetzung der Oberflächensedimente des zentralen Arktischen Ozeans gibt dann die Möglichkeit, die Einflüsse der einzelnen Liefergebiete und den Transport durch das Meereis kenntlich zu machen.



(aus Gurevich 1995)

Abbildung 48: Schwermineralzusammensetzung der rezenten Oberflächen der Barents-See

1. Ep-Gra-Opak-Hbl-Assoziation (Süd-Barents-Typ)
 - 1.1 Epidot-arme Subprovinz (Ep <10 %)
 - 1.2 Titanit-Zirkon-Subprovinz (Titanit, Zirkon >10 %)
2. Ep-Gra-Hbl-Assoziation (Belomorian-Typ)
 - 2.1 Hbl-Becken-Subprovinz (Hbl >50 %)
3. Ep-Gra-Opake-Assoziation (Zentraler Barents-Typ)
 - 3.1 Epidotarme Subprovinz
 - 3.2 Titanit-Leukoxen-Apatit-Subprovinz (Tit, Ap, Leu >10 %)
4. Chlorit-Hbl-Opak-Px-Assoziation (Spitzbergen-Typ)
5. Ep-Px-Opak-Hbl Assoziation (Kara-Typ)
 - 5.1 Epidotlose "sibirische" Subprovinz (Ep <10 %)
 - 5.2 Granatreiche "severozemelian" Subprovinz (Gra >10 %)

Barents-See

Die quartären Sedimente der Barents-See wurden von Gurevich (1995) mineralogisch untersucht (Abb. 48). Ihm gelang eine Differenzierung von Schwermineralprovinzen. Ein Großteil der Barents-See wird danach als Epidot-Granat-Opak-Provinz beschrieben. Nach Belov und Lapina (1961) wird das Sediment durch Zirkon, Epidot, Amphibol und opake Minerale charakterisiert.

Kara-See

Aus der inneren Kara-See, im Einflußbereich des Yenisei, sind hohe Klinopyroxengehalte dokumentiert (Lisitzin 1996; Levitan et al. 1996) (Abb. 49). Der Yenisei und der Pjasina entwässern wie der Khatanga das Gebiet der Sibirischen Trappbasalte. Sie führen in ihrer Erosionsfracht bis zu 70% Klinopyroxen (Lisitzin 1996). Weitere Minerale sind Epidot, opake Minerale, Granat und zu einem weitaus geringeren Anteil Amphibol (Lisitzin 1996). Dagegen ist im Einflußbereich des Ob eine starke Dominanz des Epidot (20%) erkennbar (Levitan et al. 1996).

Laptev-See

Die Laptev-See ist durch den Eintrag der großen sibirischen Flußsysteme geprägt. In den Schwermineraldaten der sibirischen Flüsse wird deutlich, wie sich die Geologie des Untergrundes in dem Wechsel der Schwermineralogie widerspiegelt (Abb. 50). Die hohen Amphibolgehalte werden auf dem Laptev-See-Schelf durch die Sedimentfracht der Lena (Hermel 1995; Peregovich 1998; Hoops in Vorb.) und die Küstenerosion in der Nähe der Neusibirischen Inseln verursacht und lassen sich vom Delta über den Schelf bis auf den angrenzenden Kontinentalhang der Laptev-See verfolgen (Abb. 51).

Westlich des Anabars fließt der Khatanga in die Laptev-See. Er durchfließt die triassischen Flutbasalte Nordsibiriens, so daß das Schwermineralinventar seiner Flußfracht durch bis zu 70% Pyroxen geprägt ist (Lisitzin 1996). Neuere Untersuchungen ergaben Werte zwischen 30 und 54% (Abb. 50, Hoops in Vorb.). Die Flüsse Olenek und Anabar fließen unter anderem durch den Anabar-Schild, der aus kristallinen und metamorphen Gesteinen aufgebaut ist. Die Einheiten sind aus vulkanischen Gesteinen, Pyroxen-Plagioklas-Gneisen sowie Pyroxen-Plagioklas-Schiefern, Hypersthenitgneisen, Granatgneisen und Magnetitschiefern aufgebaut (Vinogradov et al. 1973). Die Erosionsprodukte des Olenek und des Anabars führen als typisches Schwermineral hohe Gehalte an Orthopyroxen mit sich (Behrends et al. 1998; Hoops in Vorb.). Der westliche Laptev-See-Schelf ist somit durch die Sedimentfracht des Khatanga klinopyroxendominiert. Der Khatanga transportiert Erosionsmaterial der Sedimentgesteine des Putoranagebirges, das sich tonmineralogisch durch hohe Smektitgehalte auszeichnet (Wahsner et al. 1995). Ein Transport der Klinopyroxene durch Meereis durch die Vilkitsky-Straße kann aufgrund der vorliegenden Daten ausgeschlossen werden (Behrends et al. 1996). Durch die Smektitverteilung, mit Maxima in der Kara-See, Vilkitsky-Straße sowie der westlichen Laptev-See, wird hier ein Sedimenttransport durch die Meeresströmung angezeigt. Nach Osten wird das "Khatanga-Signal" durch den Sedimenteintrag der Lena verdünnt.

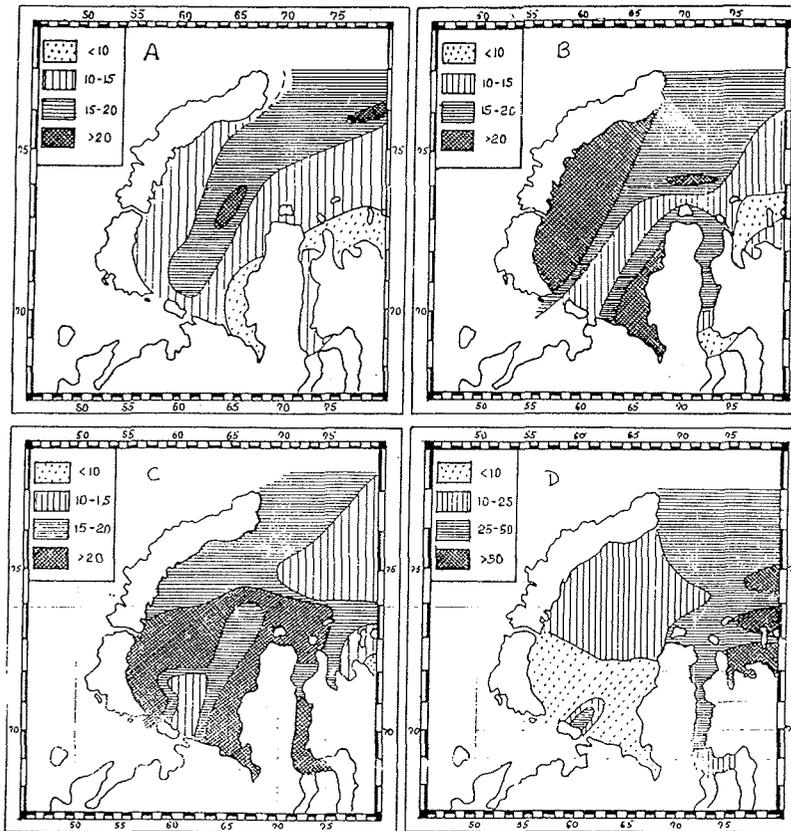


Abbildung 49: Schwermineralverteilung der wichtigsten Komponenten ($d > 2,90 \text{ g/cm}^3$) in der Fraktion 50-100 µm
 A - Amphibole; B - Opake Minerale; C - Epidot; D - Klinopyroxene (Levitan et al. 1996)

Ostsibirische See

Die Ostsibirische See wird in erster Linie von Amphibolen (21-42 %) sowie Granat, Titanit, Zirkon und Epidot (14-27 %) geprägt. In geringerem Anteil als Amphibol und Granat ist Klinopyroxen vorhanden (Lisitzin 1996; Belov & Lapina 1961). Die mineralogischen Komponenten des Indigirka verursachen auf dem westlichen Schelf der Ostsibirischen See ebenfalls sehr hohe Amphibolwerte (Naugler 1967). Diese Mineralgehalte sind somit der Indikator für eine Herkunft aus der östlichen Laptev-See und der westlichen Ostsibirischen See (Naugler 1967; Silverberg 1972; Naugler et al. 1974, Abb. 51; Abb. 52).

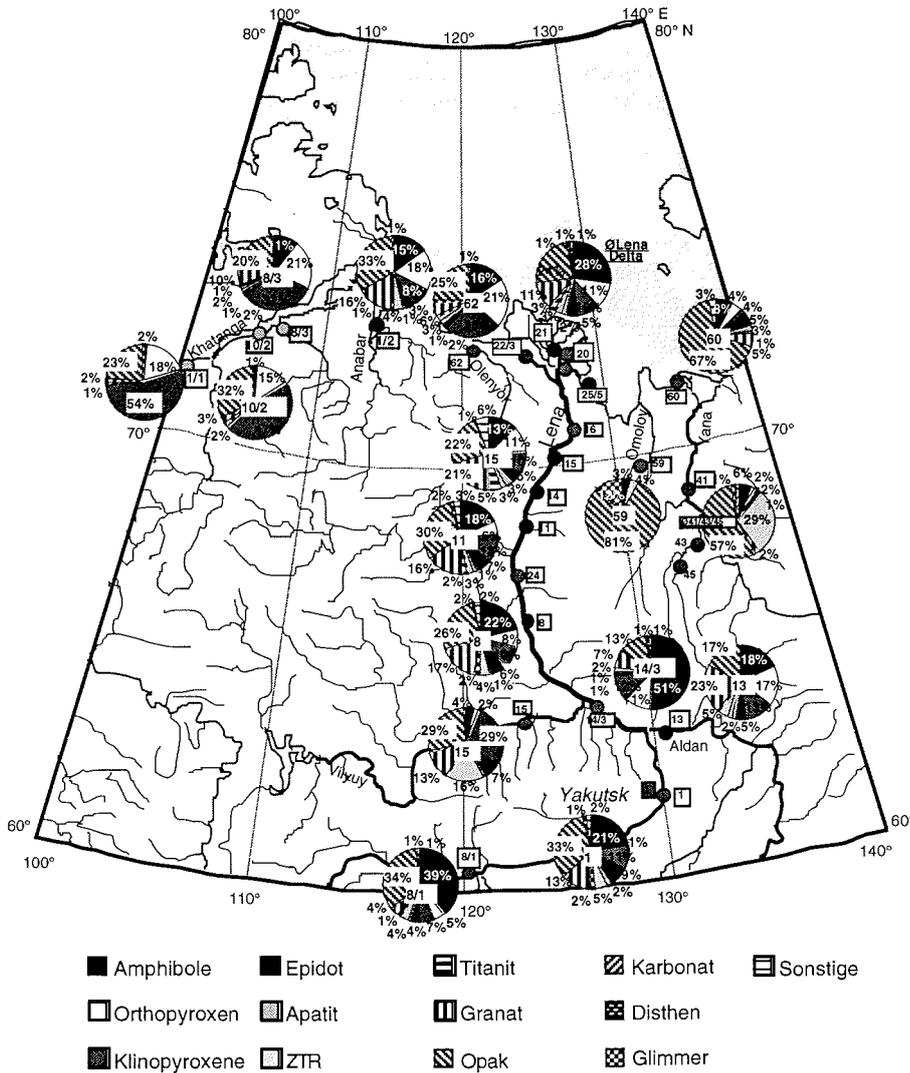


Abbildung 50: Schwermineralverteilung in den sibirischen Flüssen (Fraktion 63-125 µm; aus Hermel 1995 und Hoops in Vorb.)

Beaufort-See/Chukchi-See

Schwermineralogisch wird die Region in der Nähe des MacKenzie sowie nach Osten zum Kanadischen Archipel durch die Erosionsprodukte der paläozoischen Plattformkarbonate geprägt. Außer detritischem Karbonat findet man in geringeren Mengen Epidot, Pyroxen, Amphibol, Titanit, Zirkon und Granat. Speziell die Beaufort-See ist durch einen hohen Gehalt an Granat (12-18%) charakterisiert (Lisitzin 1996). Die westliche Chukchi-See bis in die Region der östlichen Ostsibirischen See wird schwermineralogisch als weitere Provinz angesehen. Die Flüsse transportieren hier Sedimente, die durch Klinopyroxen, Epidot, Titanit sowie einen hohen Anteil an opaken Mineralen charakterisiert sind. Weiterhin sind Zirkon und Granat zu finden.

Generell ist der Anteil der Amphibole geringer als der der Pyroxene (Lisitzin 1996). Diese Charakterisierung wurde durch Luepke und Escowitz (1989) weitestgehend für die Chukchi-See bestätigt (Abb. 53). Leider wurden hier Pyroxene und Amphibole gruppiert und als "Pyroboles" ohne weitere Angaben aufgeführt.

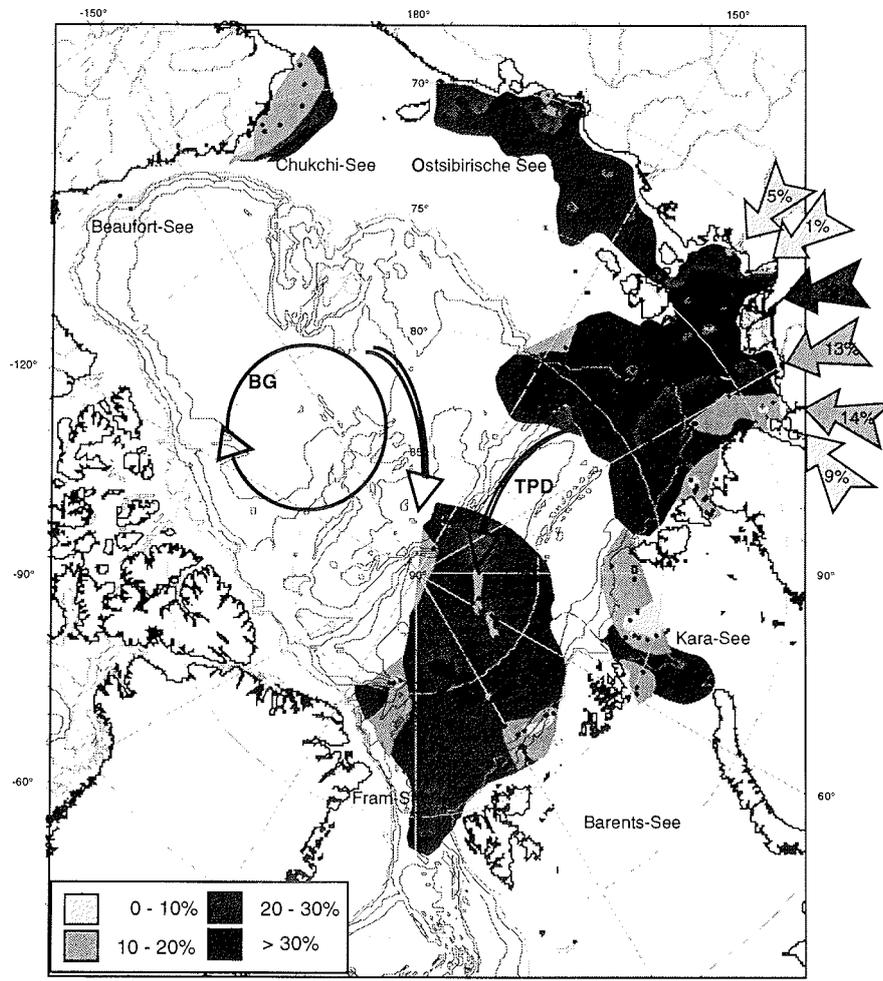


Abbildung 51: Amphibolverteilung in Oberflächensedimenten (Fraktion 63-125 µm; BG = Beaufort-Gyre; TPD = Transpolardrift-System; Daten Ostibirische See aus Naugler 1967; SM-Daten Flüsse: Hoops in Vorb.; SM-Daten Laptev-Schelf: Peregovich 1998; aus Behrends et al. 1998)

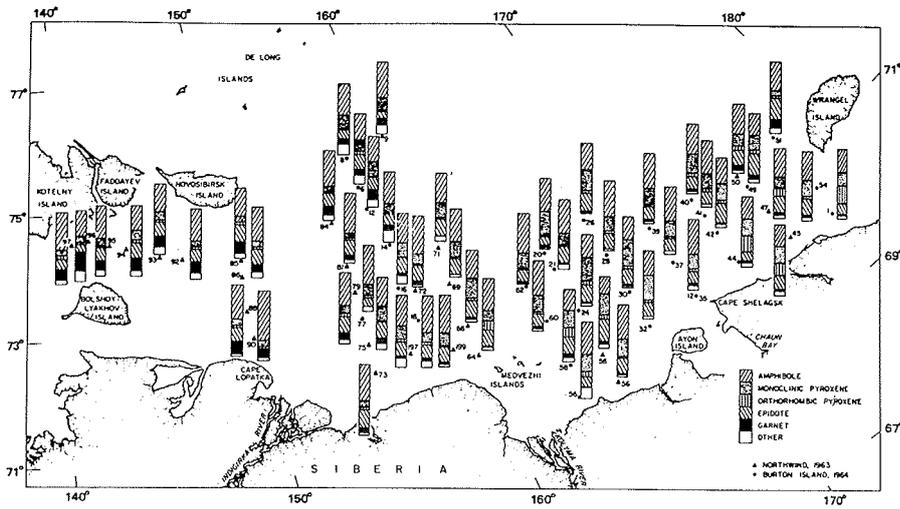


Abbildung 52: Die Balkendiagramme zeigen die jeweiligen Anteile der einzelnen Phasen in der Schwermineralfraktion (63-125 µm). Die Gruppe "Others" beinhaltet Zirkon, Apatit, Turmalin und Titanit. In dieser Untersuchung wurden die opaken Minerale und Glimmer nicht in der Berechnung berücksichtigt (aus Naugler et al. 1974).

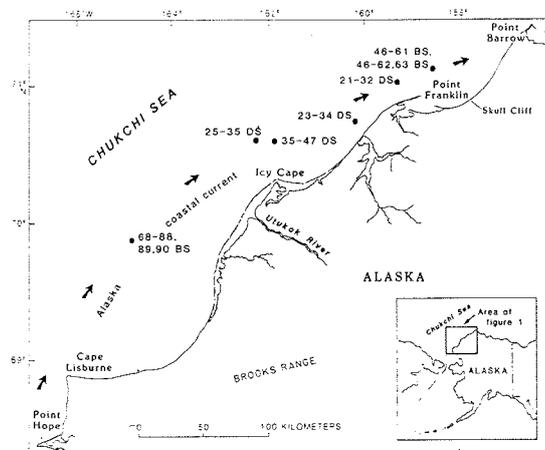
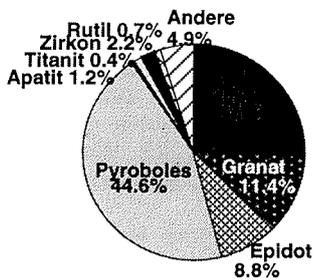


Abbildung 53: Verteilungskarte der von Luepke & Escowitz (1989) untersuchten Proben aus der Chukchi-See (BS = box-core; DS = dredge) und Durchschnittswerte (links).

Die Schelfregionen sind von ganz unterschiedlicher Bedeutung für den Eisexport in den Arktischen Ozean (Tab. 8).

Tabelle 8: Verschieden Schelfgebiete und ihre Eisexportraten (aus Kolatschek et al. 1996)

<u>Randmeer</u>	<u>Eisexport</u> (km ³ yr ⁻¹)	<u>Autor</u>
Laptev-See	400	Eicken et al. (1997)
	540	Timokhov (1994)
Barents-See	40	Timokhov (1994)
Kara-See	240	Timokhov (1994)
Ostsibirische See	150	Timokhov (1994)
Chukchi-See	10	Timokhov (1994)

Durch das Eis wird das Sediment auf den offenen Ozean transportiert. Die unterschiedlichen, eingeschlossenen biogenen und terrigenen Partikel sind nach der Freigabe aus dem Eis verschiedenen Prozessen unterworfen. Benthische Foraminiferen werden durch Lösungsprozesse beeinflusst (Wollenburg 1995), während Tonminerale durch Meeresströmung transportiert und verfrachtet werden können (Stein & Korolev 1994a; Nürnberg et al. 1995; Wahsner et al. 1998). Durch Assoziationen von bestimmten Schwermineralen mit bestimmten Tonmineralen in Oberflächensedimenten der Laptev-See (Illit und Amphibole; Smektit und Klinopyroxene, Abb. 54) scheint das tonmineralogische Herkunftssignal der Laptev-See nicht nur auf dem Schelf, sondern auch im Eis vergleichbar zu sein.

Die Proben der östlichen Laptev-See (n=6) (Abb. 54) zeigen eine hohe Variabilität bezüglich der Smektitkonzentration. Die hohen Smektitkonzentrationen sind jedoch nur auf einen Probenpunkt begrenzt, während alle anderen Proben illitreich sind (Nürnberg et al. 1994).

Die schwermineralanalytisch untersuchten Eisproben liegen größtenteils im Westen und sind durch die hohen Klinopyroxenwerte in der westlichen Laptev-See charakterisiert. Die Sedimente im Eis vor der Lenamündung dagegen sind durch geringe Gehalte von Klinopyroxen (10%) und hohe Amphibolgehalte (31%) gekennzeichnet. Die in den Oberflächenproben beobachtete mineralogische Ost-West-Gliederung (Wahsner 1995; Wahsner et al. 1998; Behrends et al. 1996), bestätigt sich somit auch in Meereisproben.

Anhand der vorliegenden Daten (Nürnberg et al. 1994) kann eine mineralogische Charakterisierung des Meereises des Transpolardrift-Systems gemacht werden (Abb. 54). Die Transpolardrift und der Sibirische Zweig werden durch hohe Smektitgehalte charakterisiert. Der Polare Zweig zeigt Maxima in der Illitkonzentration (Nürnberg et al. 1994; Pfirman et al. 1997).

Im zentralen Arktischen Ozean kann keine Aussage über die Schwermineralverteilung im Eis des Transpolardrift-Systems gemacht werden. Die Probe vor Spitzbergen zeigt jedoch hohe Klinopyroxengehalte, korreliert somit mit den hohen Smektitgehalten und kann vielleicht in Relation gesetzt werden mit dem Klinopyroxenmaximum in der westlichen Laptev-See. Andererseits betragen die Amphibolwerte an dieser Position lediglich 12 % und sind damit sogar geringer als ein großer Teil der Amphibolgehalte in den Eisproben der westlichen Laptev-See.

Die Meereissedimente können in smektitreich-amphibolarm und illitreich-amphibolreich unterschieden werden (Nürnberg et al. 1994), die dem ton- als auch dem schwermineralogischen Charakter der Laptev-See-Sedimente entsprechen. Da Schwermineraldaten aus Meereissedimenten der zentralen Arktis fehlen, wird die Tonmineralogie im Meereis mit den Schwermineralen der Oberflächensedimente verglichen. Der Vergleich der Tonmineralogie mit der Schwermineralogie der Oberflächensedimente ist im zentralen Arktischen Ozean nicht möglich, da andere Prozesse die Verteilung der Tonminerale beeinflussen (Stein & Korolev 1994a).

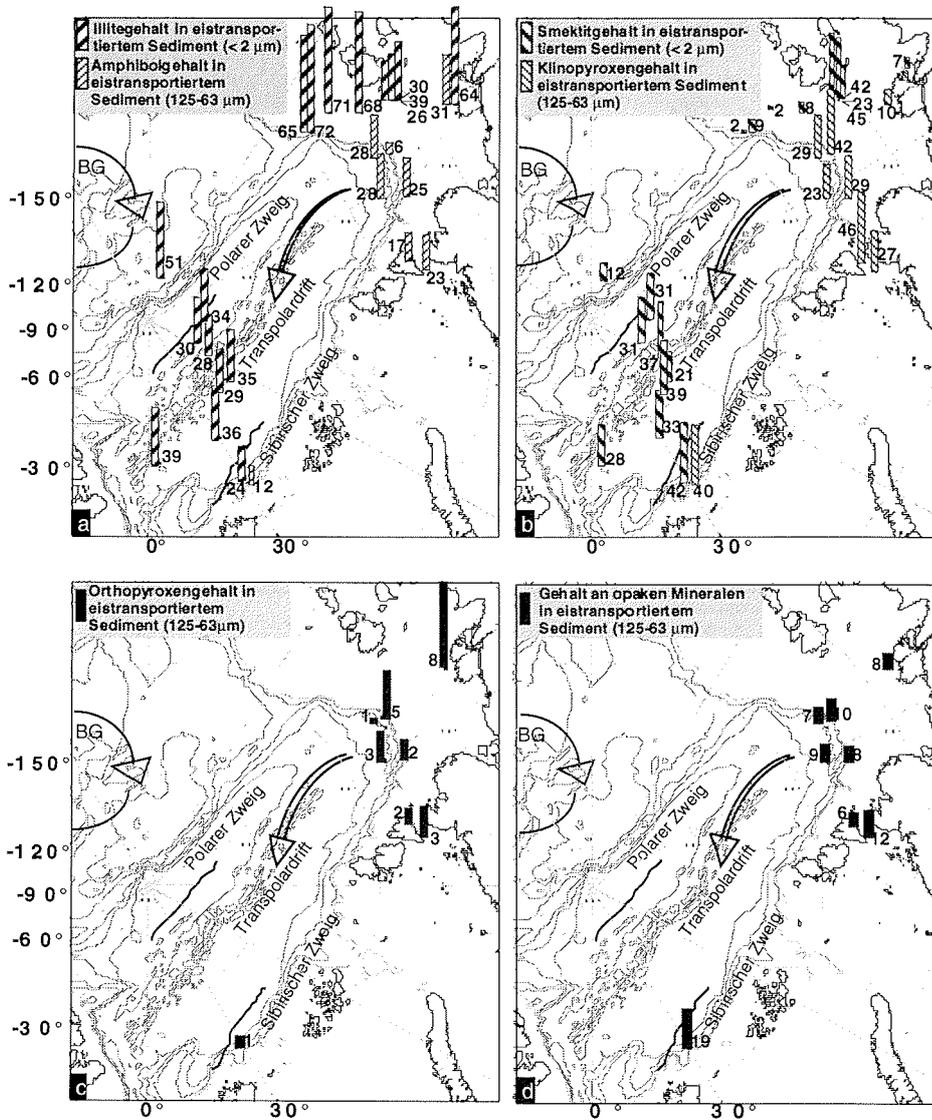
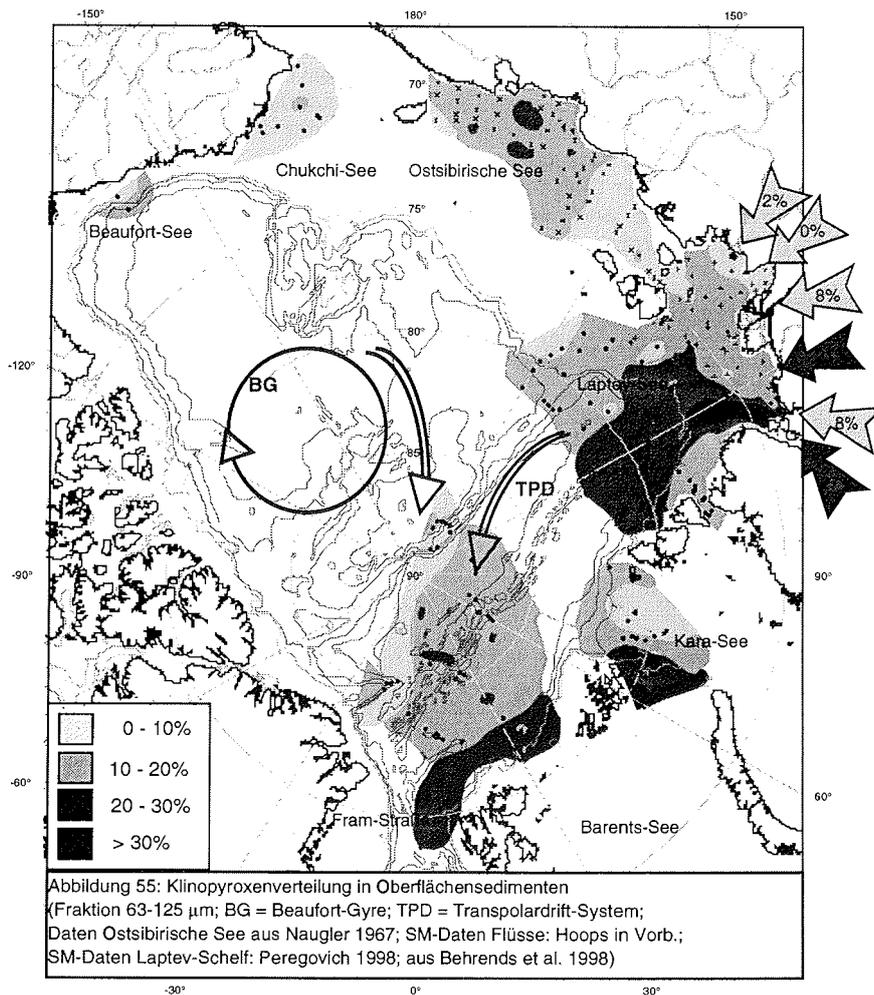


Abbildung 54: Tonminerale und Schwerminerale im Eis (Tondaten aus Nürnberg et al. 1994; Schwermineraldaten aus Peregovich 1998; aus Behrends et al. 1998)



In der Laptev-See kann anhand von schwermineralogischen Charakteristika eine Ost-West-Gliederung vorgenommen werden. Die westliche Laptev-See ist klinopyroxen- und die östliche Laptev-See amphibolddominiert (Lapina 1965; Behrends et al. 1996; Behrends et al. 1998; Abb. 46). Es stellt sich die Frage, ob die schwermineralogische Signatur der Laptev-See in den Oberflächensedimenten des Arktischen Ozeans reflektiert wird. Voraussetzung ist, daß der Transport der Feinsandfraktion in den zentralen Arktischen Ozean durch andere Prozesse als durch das Eis ausgeschlossen werden kann. Der Eintrag der feinen (Ton und Silt) wie auch der groben Komponenten ($>63 \mu\text{m}$) wird durch unterschiedliche Mechanismen gesteuert. Die Transportprozesse der gröberen Komponenten lassen sich jedoch auf einige wenige reduzieren. An Hangpositionen findet Sedimentumlagerung durch Trübestrome, Konturströme sowie Schlammströme statt (Stein & Korolev 1994a). Um sicherzustellen, daß die Sedimente nicht durch den lateralen Eintrag in ihrer Zusammensetzung verändert worden sind, werden für den Vergleich der Liefergebiete mit dem zentralen Arktischen Ozean

ausschließlich Proben gewählt, die auf den morphologischen Rücken liegen. Die Partikel $>63 \mu\text{m}$ können diese exponierten Rückenpositionen im zentralen Arktischen Ozean nur durch den Transport mit dem Eis erreichen (Fütterer 1992).

Eine Dreiteilung des Transpolardrift-Systems wird anhand der Verteilung von Diatomeen (Abelmann 1992) und benthischen Foraminiferen (Wollenburg 1995) im Eis des zentralen Arktischen Ozeans erkannt, die durch ozeanographische Modellierungen verifiziert wird (Pfirman et al. 1997).

Um die Annahme zu prüfen, ob sich unterschiedliche Äste des Transpolardrift-Systems in den Schwermineralspektren der Oberflächensedimente des zentralen Arktischen Ozeans nachweisen lassen, wurden lediglich Proben von Rückenpositionen aus einer Wassertiefe $<3000 \text{ m}$ ausgewählt (Tabelle 9).

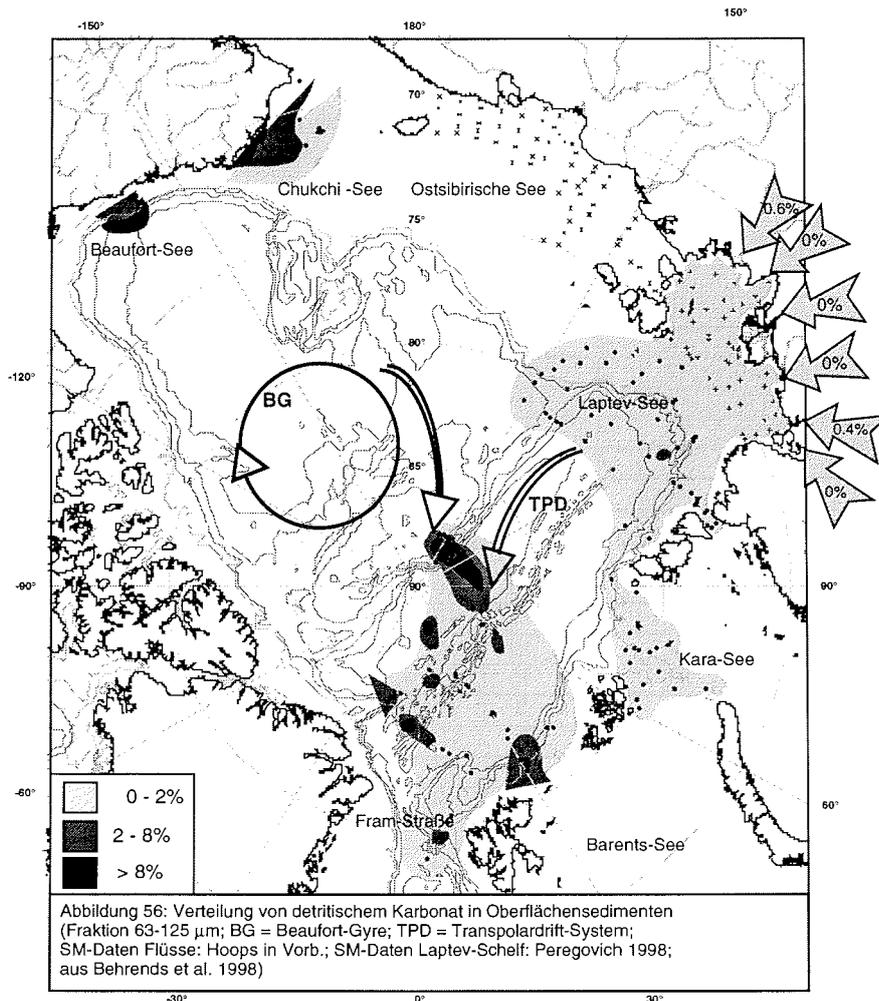
Die Sedimente auf dem Lomonosov-Rücken und auf dem Gakkel-Rücken sind durch hohe Amphibolkonzentrationen ($\bar{\sigma}$ 22 % respektive $\bar{\sigma}$ 21 %) gekennzeichnet. In der Fram-Straße sind die Amphibolgehalte geringfügig höher ($\bar{\sigma}$ 26 %).

Tabelle 9: Hier wurden nur die aussagekräftigen Minerale dargestellt (ausführliche Darstellung siehe Anhang 7.4.1)

Proben- bezeichnung	WT [m]	Amphi- bole	Ortho- pyroxen	Klino- pyroxen	Epidot	Apatit	Titanit	Granat	Opake Minerale	Detrit. Karbonat
Lomonosov-Rücken										
PS2189-1	1001	15	2	6	9	2	4	8	43	1
PS2186-1	1867	25	5	10	7	8	2	6	19	10
PS2179-3	1230	22	6	9	16	4	4	3	17	11
PS2184-1	1640	23	2	10	9	4	5	4	24	5
PS2183-4	2016	14	0	10	11	3	6	14	30	2
PS2182-1	2489	23	4	15	13	2	6	13	13	2
PS2185-7	1073	32	4	14	10	2	4	8	16	2
$\bar{\sigma}$		22	3	11	11	4	4	8	23	5
Standardabweichung		6	2	3	3	2	1	4	10	4
Gakkel-Rücken										
PS2165-1	2011	16	4	13	10	4	2	10	24	2
PS2164-6	2004	15	3	15	15	2	2	7	25	1
PS1529-7	2875	32	3	18	13	2	4	9	11	1
$\bar{\sigma}$		21	3	15	13	3	3	9	20	1
Standardabweichung		10	1	3	3	1	1	1	8	1
Fram-Straße										
PS2212-1	2531	21	4	24	12	3	2	5	18	2
PS2213-6	897	25	3	27	14	2	2	7	14	2
PS2214-1	552	28	2	24	15	2	2	4	16	1
PS2215-4	2045	20	2	18	13	4	2	5	21	9
PS1535-5	2544	36	2	23	6	4	1	6	17	1
$\bar{\sigma}$		26	2	23	12	3	2	5	17	3
Standardabweichung		6	1	3	4	1	1	1	3	3

Deutliche Unterschiede zeichnen sich im Anteil der Klinopyroxenphase sowie in den Anteilen der opaken Minerale und denen des detritischen Karbonats ab.

Oberflächensedimente auf dem Lomonosov-Rücken enthalten durchschnittlich 10 % Klinopyroxen, während sich auf dem Gakkel-Rücken die Klinopyroxenkonzentrationen auf 15 % erhöhen und in der Fram-Straße 23 % erreichen. Aufgrund mangelnder Probandichte nördlich von Franz-Josef-Land sowie im Nansen-Becken kann hier nur postuliert werden, daß der Sibirische Zweig des Transpolardrift-Systems die Sedimente der westlichen Laptev-See transportiert. Das Klinopyroxenmaximum, das sich nordwestlich von Spitzbergen befindet, bestätigt diese Annahme. Lediglich in den Sedimenten des Gakkel-Rückens ist in den Klinopyroxenwerten ein Anstieg zu erkennen, erklärbar durch einen mineralogisch von der westlichen Laptev-See dominierten Sibirischen Zweig, der in seiner Sedimentfracht Klinopyroxen an diese Position bringt (Abb. 55).



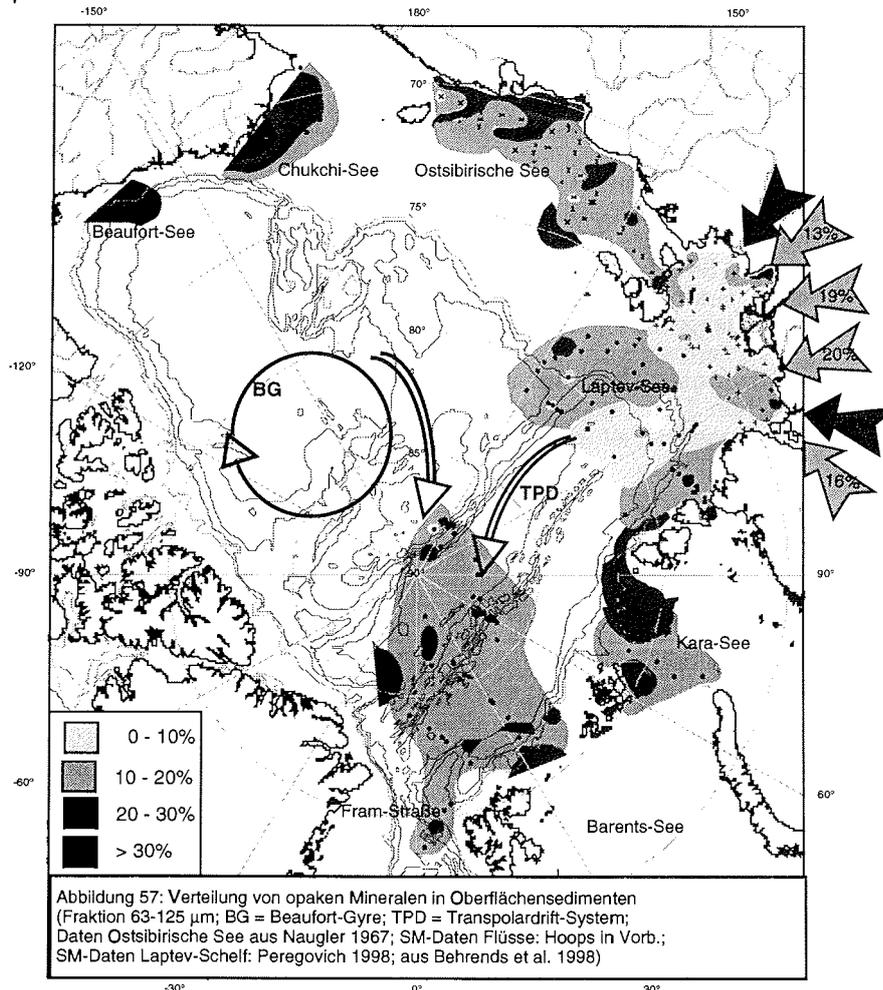
Die Probenverteilung im zentralen Arktischen Ozean garantiert nicht die Erfassung des Bereichs im Nansen-Becken, der von dem Sibirischen Zweig beeinflusst ist. An diesen Positionen ist ein Hangabwärtstransport bzw. ein lateraler Sedimenttransport vom Barents-See-Kontinentalhang bzw. Spitzbergen nicht auszuschließen. Einen Hinweis darauf liefern erhöhte Dolomitgehalte (Abb. 56, Elverhøi et al. 1995; Vogt 1997). Dagegen würden die hohen Pyroxenindizes von Vogt (1997) in der westlichen Fram-Straße und im Nansen-Becken den Einfluß des Sibirischen Zweiges verifizieren. Gegen diese durch die Oberflächenzirkulation bedingte Mineralogie sprechen eine Erhöhung des Pyroxenindizes auf dem Gakkel-Rücken sowie hohe Werte auf dem Lomonosov-Rücken. Bei der Untersuchung des Gesamtsedimentes nimmt die Granularvariation Einfluß auf die Verteilung und auf Sortierungsprozesse, die das Sediment nach dem Freisetzen aus dem Eis und durch den Strömungstransport erfährt (Stein & Korolev 1994a). Das Signal der Smektitverteilung (Wahsner et al. 1998) in den Oberflächensedimenten im zentralen Arktischen Ozean unterscheidet sich stark vom Pyroxenindex der Gesamtmineralogie (Vogt 1997) sowie von der Schwermineralogie (Behrends et al. 1998), belegt jedoch die unterschiedlichen Transportprozesse, denen das Material nach der Freigabe aus dem Eis ausgesetzt ist (Stein & Korolev 1994a; Nürnberg et al. 1994).

Auch von den amerasischen Schelfgebieten wird Meereis exportiert. Über den Beaufort-Wirbel wird das sedimentbeladene Meereis in das Transpolardrift-System gespeist sowie umgekehrt. Reimnitz et al. (in Vorb.) erkannten in den höheren $^{137}\text{Cäsium}$ Konzentrationen im IRD aus Eisproben des Beaufort-Wirbels verglichen mit den $^{137}\text{Cäsium}$ Konzentrationen des IRD der Schelfregionen einen Eintrag in das Eis der Beaufort-See, der seinen Ursprung nicht in den amerasischen Schelfregionen hat, und schlossen auf die ostsibirischen Schelfgebiete als mögliche Quelle. Ebenso läßt sich der Eintrag der amerasischen Schelfe in einem veränderten Schwermineralspektrum im zentralen Arktischen Ozean erkennen. Indikatoren dafür sind die opaken Minerale sowie das detritische Karbonat. Lediglich in den Sedimenten der Beaufort-See und der Chukchi-See sind hohe Gehalte an detritischem Karbonat festgestellt worden. Wie aus Abbildung 56 zu entnehmen ist, betragen die Gehalte durchschnittlich 6 %, wohingegen auf den sibirischen Schelfen detritisches Karbonat lediglich in Spuren vorhanden ist. Im zentralen Arktischen Ozean ist detritisches Karbonat mit durchgehend 3-5 % vertreten, wobei der Lomonosov-Rücken im Vergleich zum Gakkel-Rücken die dreifache Menge aufweist. Erhöhte Gehalte am Barents-See-Kontinentalhang nordwestlich von Spitzbergen sind auf den lokalen Eintrag von Spitzbergen zurückzuführen (Elverhøi et al. 1995; Vogt 1997).

Ein weiterer Indikator für den terrigenen Beitrag von den amerasischen Schelfgebieten durch den Beaufort-Wirbel ist der erhöhte Anteil an opaken Mineralen auf dem amerasischen Schelf und dem Lomonosov-Rücken. Dadurch kann auf den Sedimenteintrag vom amerasischen Schelf durch das Meereis geschlossen werden.

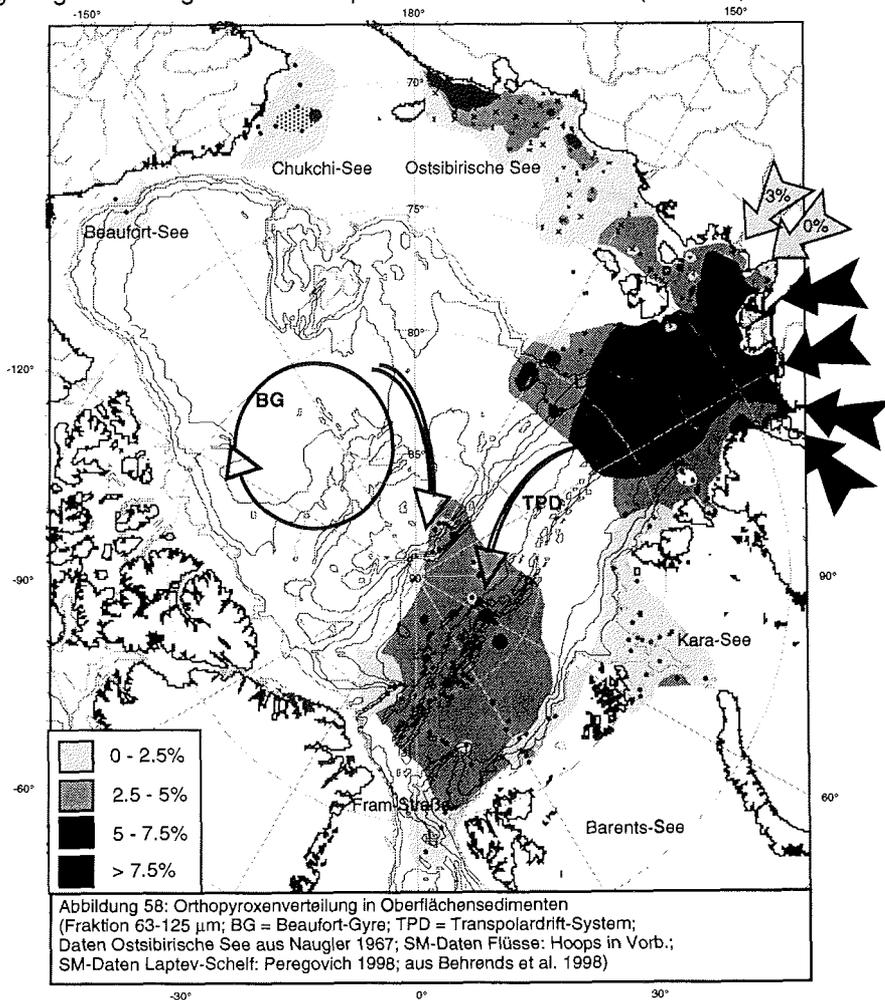
Unter den eurasischen Schelfregionen kommt als Quelle für opake Minerale nur die Kara-See in Frage (Abb. 57). Der Beitrag der Kara-See zum terrigenen Sedimenthaushalt über das Meereis im zentralen Arktischen Ozean ist heute generell jedoch nur von geringer Bedeutung (Wollenburg

1993; Nürnberg et al. 1995). Außerdem ist eine geringfügige Abnahme der Konzentrationen vom Lomonosov-Rücken im Vergleich zum Gakkel-Rücken und zur Fram-Straße erkennbar, was gegen einen Eintrag aus der Kara-See spricht.



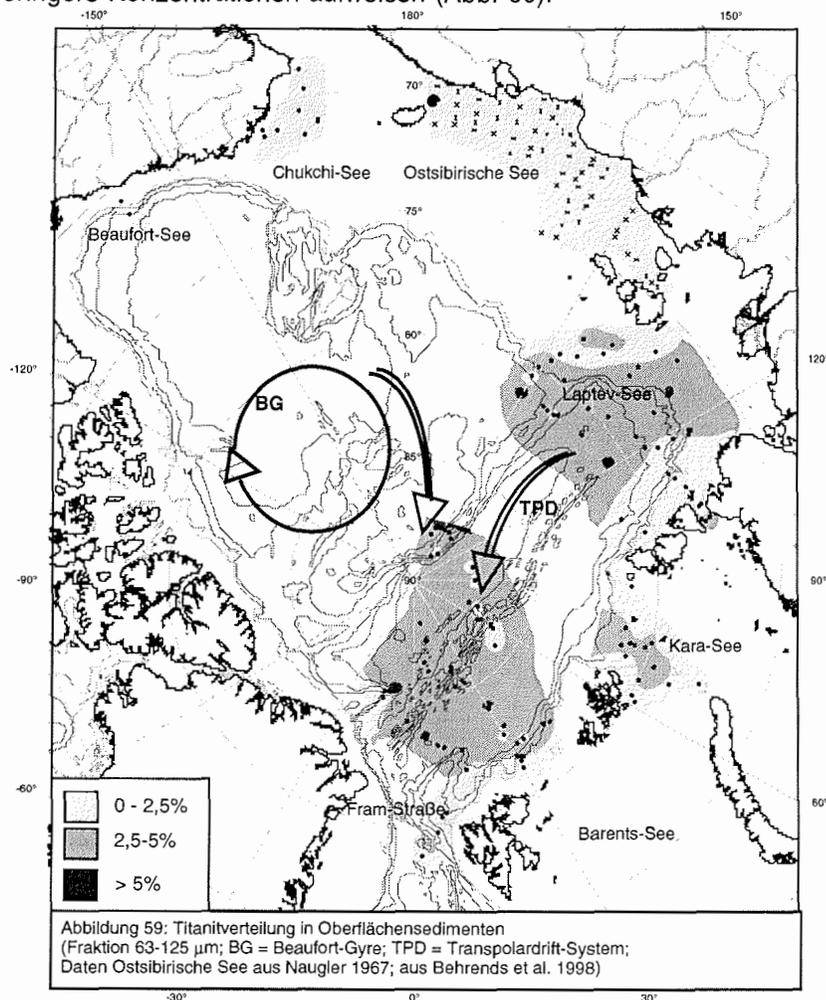
Um zwischen den Liefergebieten Ostsibirische See und Laptev-See unterscheiden zu können, müssen die Gehalte der akzessorischen Minerale in der Laptev-See betrachtet werden. Die Maxima der Orthopyroxene liegen in der zentralen Laptev-See (Abb. 58). Auf dem Lomonosov-Rücken (\emptyset 3%) zeigen sie ähnlich hohe Werte wie in der westlichen Laptev-See, vergleichbar mit dem Gakkel-Rücken (\emptyset 3%) und der Fram-Straße (\emptyset 2%). Ein deutliches Maximum ist hier nicht erkennbar. In der Ostsibirischen See gibt es südlich der Wrangel-Inseln ein Maximum, das jedoch aufgrund seiner lokalen Begrenzung für eine gleichförmige und weitreichende Verteilung im zentralen Arktischen Ozean nicht verantwortlich sein kann. Durch die im Vergleich mit dem zentralen Arktischen Ozean geringen Gehalte der Orthopyroxenphase in der Ostsibirische See, der Kara-See und der Chukchi-See können diese als dominante Liefergebiete ausgeschlossen werden. Die Oberflächenverteilung

der Orthopyroxene gibt einen deutlichen Hinweis auf die Quelle Laptev-See (Abb. 58). Die Untersuchungen an Flußsedimenten grenzen die potentiellen fluviatilen Lieferanten auf die der westlichen Laptev-See ein. Der Khatanga, Olenek sowie der Anabar zeigen Orthopyroxengehalte über 15% (Behrends et al. 1998; Hoops in Vorb.). Ausgangsgesteine sind wahrscheinlich die Hypersthenitgneise des Anabarschildes (Vinogradov et al. 1973). Ein weiteres Leitmineral der rezenten Laptev-See ist Titanit. Es ist dort gleichförmig verteilt (>2,5 %). In der Kara-See sind höhere Gehalte an größere Wassertiefen gebunden. Die Menge des Kara-See-Eisexports ist geringer als die der Laptev-See (Wollenburg 1993; Kolatschek et al. 1996, Tab. 8), und der Einschluß von Material in das Eis in der Kara-See ist aufgrund der größeren Wassertiefen auf dem Schelf stark limitiert (Dethleff et al. 1993; Nürnberg et al. 1994; Nürnberg et al. 1995). Das Maximum von 4 % Titanit in den Sedimenten des Lomonosov-Rückens läßt nur ein östliches Liefergebiet zu. Die Ostsibirische See sowie die Chukchi-See sind durch ihre geringen Titanitgehalte keine potentiellen Lieferanten (Abb. 59).

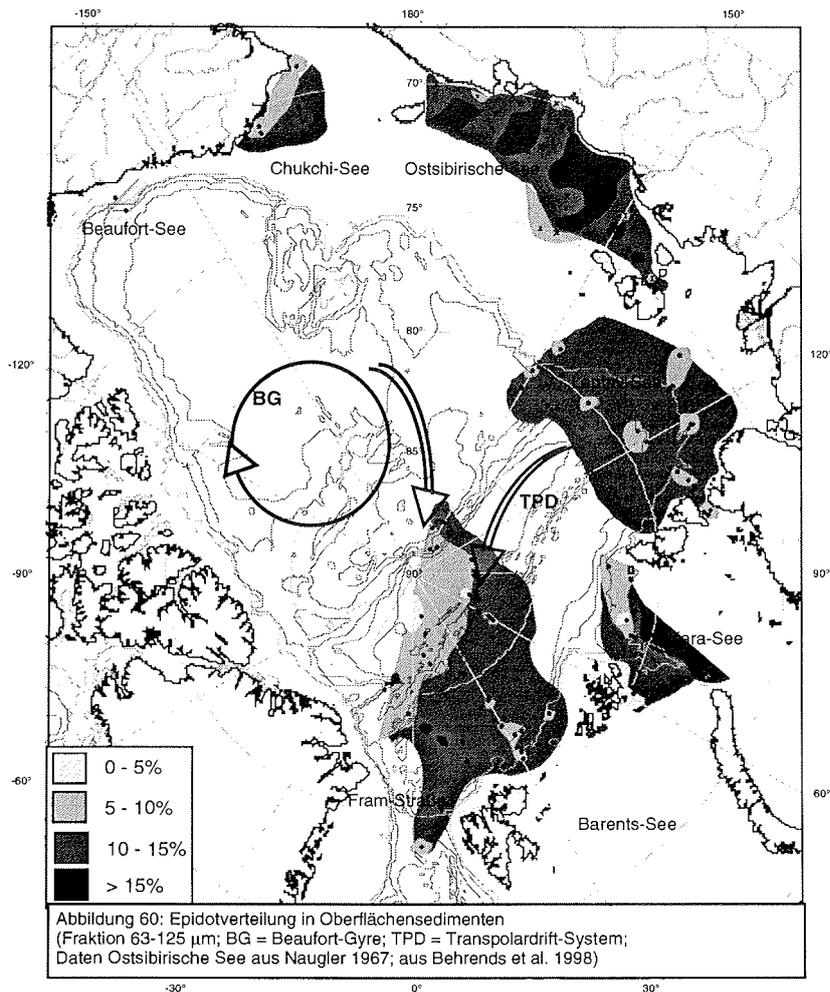


Als Liefergebiet des Epidots kommt die Ostsibirische See in Frage. Die Kara-See ist von geringer Bedeutung für den Sedimenthaushalt des Arktischen

Ozeans (Dethleff et al. 1993; Nürnberg et al. 1994; Nürnberg et al. 1995). Wenn jedoch die Ostsibirische See mit ihren deutlich höheren Epidotgehalten einen größeren Beitrag zum terrigenen Eintrag leisten würde, müßte sich ein höherer Anteil an Epidot in den Sedimenten auf dem Lomonosov-Rücken erkennen lassen. Die Epidotanteile auf dem Lomonosov- und dem Gakkel-Rücken wie auch in der Fram-Straße sind jedoch nahezu identisch. Ein Gradient zu höheren Werten in der Nähe der Ostsibirischen See in den Sedimenten des Lomonosov-Rückens ist nicht zu erkennen. Bei der Quelle von Epidot handelt es sich somit um die Laptev-See, da alle weiteren Quellen geringere Konzentrationen aufweisen (Abb. 60).

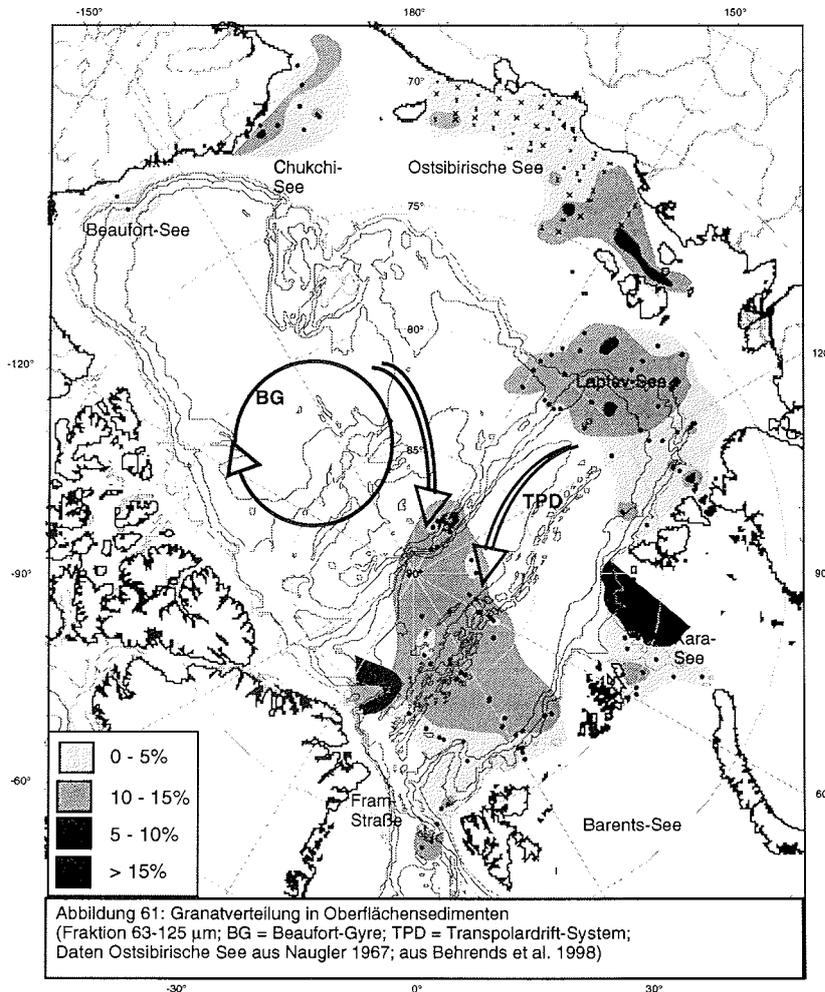


Die Verteilung der Granatphase gibt einen Hinweis auf die östliche Laptev-See sowie die Ostsibirische See als Liefergebiete für diese Mineralphase. Gleichförmige Werte auf den Rückenpositionen bestätigen diese Annahme, da die Granatgehalte in der Kara-See höher als im zentralen Arktischen Ozean sind (Abb. 61).

**Fazit:**

Schwermineralassoziationen im zentralen Arktischen Ozean geben einen Hinweis auf die Transportwege des sedimentbeladenen Meereises. Der Sedimenthaushalt im zentralen Arktischen Ozean wird maßgeblich von Sedimenten der Laptev-See dominiert, was durch die Anwesenheit der für die Laptev-See typischen Index-Mineralen Amphibole, Orthopyroxene und Klinopyroxene angezeigt wird. Der Einfluß der amerasischen Schelfgebiete wird durch die erhöhten Anteile der opaken Minerale sowie dem Auftauchen detritischen Karbonats erkennbar. Die Oberflächensedimente unter dem Polaren Zweig der Oberflächenzirkulation (nach Gordienko & Laktionov 1969) sind durch die Schwermineralassoziation der östlichen Laptev-See sowie durch Einträge aus Meereis des Beaufort-Wirbels geprägt. Durch die Dominanz von Klinopyroxen in der westlichen Laptev-See erfahren die Sedimente unter dem Einfluß des Meereises des Sibirischen Zweigs eine Erhöhung des Klinopyroxenanteils, der sich bis in die Oberflächensedimente der Fram-Straße bemerkbar macht. Auch hier ist der Eintrag des Meereises der amerasischen Schelfgebiete durch den erhöhten opaken Anteil und die Anwesenheit detritischen Karbonats gekennzeichnet.

Die Kenntnis der rezenten Schwermineralzusammensetzung und Liefergebiete ermöglicht die Interpretation des Kernmaterials und eine Herkunftsbestimmung des terrigenen Materials sowie die Rekonstruktion von Transportwegen und ihrer zeitlichen Variationen während Glazial-/Interglazial-Zyklen.



5.3 Die Eisdriftmuster im zentralen Arktischen Ozean seit dem marinen Isotopenstadium (MIS) 16

Kern PS2185-3/6 (Abb. 62) zeigt in einer Kernteufe von 350 cm ein Alter von 780 ka laut Paläomagnetik (Spielhagen et al. 1997).

Deutlich wird in diesem Kernabschnitt, daß die Maxima der Be-Akkumulation mit den Maxima des Schwerminerals Hornblende übereinstimmen. Genauso korrelieren die hohen IRD- und Sand-Gehalte mit dem Schwermineral Granat. Wenn eine hohe Beryllium-Akkumulation stellvertretend für eine Warmzeit steht und ein Minimum - durch einen verstärkten Eintrag von groben Komponenten - für ein Glazial, dann läßt sich in der Schwermineralverteilung von Kern PS2185-3/6 ein klarer Trend ablesen. In Interglazialen wird verstärkt Hornblende auf den zentralen Arktischen Ozean transportiert. Dieses Schwermineral wird zeitgleich mit hohen Illitgehalten abgelagert. Beide Minerale weisen auf das Liefergebiet Laptev-See hin. In Glazialen dagegen zeigt die Mineralogie ein metamorphes Spektrum. Granat, Titanit, ZTR und Epidot kommen verstärkt zur Ablagerung, während zeitgleich Smektit in der Tonfraktion angereichert wird. Diese mineralogische Zusammensetzung läßt auf die Kara-See als Liefergebiet des terrigenen Materials schließen. Die Abhängigkeit zwischen Kalt- und Warmzeit sowie der Wechsel der Liefergebiete Laptev-See und Kara-See kann im ganzen Kernabschnitt zwischen 310 bis 55 cm (MIS 16 bis MIS 6 nach Spielhagen et al. 1997) beobachtet werden. Da die Eisdrift zu einem großen Teil von geostrophischen Winden angetrieben wird, kann eine Erklärung in einer veränderten Verteilung von Hoch- und Tiefdruckgebieten gesucht werden, die sich zwangsläufig beim Aufbau großer Eisschilde ergibt. Da es jedoch über die Verteilung und Ausbreitung der Eisschilde in diesem Zeitraum sehr wenig Informationen gibt, muß darauf verzichtet werden.

MIS 6 (186-128 ka)

Das Hochglazial des marinen Isotopenstadium 6 war durch eine starke Meeresspiegelabsenkung bis zu 130 m unter dem heutigen Niveau geprägt (Chappell & Shackleton 1986). Generell wird für diesen Zeitraum eine weitreichende Vereisung angenommen, die Spitzbergen, die Barents-See und große Teile der Kara-See bedeckte (Climap 1981). Im MIS 6 wurde in der westlichen Fram-Straße im Bereich des Ostgrönlandstromes Sediment abgelagert, das durch hohe Gehalte in der Fraktion $>63 \mu\text{m}$ und $>500 \mu\text{m}$ charakterisiert ist. Im östlichen Arktischen Ozean ist das Sediment durch hohe Feinsangehalte ($>63 \mu\text{m}$) aber geringe Anteile an Komponenten $>500 \mu\text{m}$ geprägt (Spielhagen 1991). In den Sedimentkernen des zentralen und östlichen Arktischen Ozeans sowie in der Fram-Straße (Pagels 1991; Spielhagen 1991; Kubisch 1992; Spielhagen et al. 1997) ist im MIS 6 eine Zunahme der Fraktion $>63 \mu\text{m}$ dokumentiert. Pagels (1991) hält einen Eintrag durch Gletscher und Eisberge für wahrscheinlich, da aufgrund des niedrigen Meeresspiegels auf den flachen Schelfen kein Sediment in das Eis aufgenommen werden konnte. Die geringen Anteile der Fraktion $>500 \mu\text{m}$ ließen Spielhagen (1991) zu dem Schluß kommen, daß es sich bei dem Ausgangssediment um gut sortierte Schelflockersedimente oder Schmelzwassersande handelte, die durch Eisberge in den Arktischen Ozean transportiert wurden. Kohlefragmente, deren Liefergebiet in Nordsibirien oder

auf Franz-Josef-Land lagen (Bischof et al. 1990), geben Hinweise auf eine Herkunft des eistransportierten Materials aus dem sibirischen Raum. Das IRD-Inventar im Lomonosov-Rücken-Kern PS2185-3/6 zeigt im MIS 6 nur sehr geringe Anteile an Kohlepartikeln (Nørgaard-Pedersen, mündl. Mitt. 1998). Das Kohlevorkommen konnte somit nur in der westlichen Kara-See, in der Region der Franz-Josef-Land-Inseln, liegen, wie es von Bischof et al. (1990) schon angenommen wurde.

Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse des Kerns PS2185-3/6 lassen darauf schließen, daß die Hauptquelle für terrigenes Material in der östlichen Kara-See lag. Im MIS 6 wurde in den zentralen Arktischen Ozean durch das Eis ein Schwermineralspektrum transportiert, das durch Granat, Epidot, Apatit und Titanit sowie einen erhöhten Anteil an opaken Mineralen charakterisiert ist und somit auf ein metamorphes Liefergebiet hinweist. Es wird angenommen, daß in Zeiten starken Sedimenttransports durch Eisberge der Fein- sowie der Grobfraktionsanteil aus etwa dem selben Gebiet stammt (Spielhagen et al. 1997). Diese Annahme konnte im rezenten Arktischen Ozean nicht verifiziert werden (Stein et al. 1994b). Da jedoch unterschiedliche Wassermassen jeweils für den Transport von Partikeln bestimmter Korngröße verantwortlich sind, muß die Ursache für die Korrelation der Tonmineralogie mit der Schwermineralogie eine andere zusätzliche Wassermasse als die Oberflächenzirkulation gewesen sein, die das Material auf die Kernposition brachte. Die rezente Mineralogie der Kara-See ist durch eine Dominanz an Smektit (Wahsner et al. 1998) sowie hohe Epidotgehalte (Levitan et al. 1996; Lisitzin 1996) charakterisiert. Hohe Gehalte an opaken Mineralen und ZTR im Schwermineralspektrum im MIS 6 des Kerns PS2185-3/6 (Abb. 62) weisen Übereinstimmungen mit den Mineralen der rezenten Kara-See auf. Spielhagen et al. (1997) grenzten für die Glaziale im zentralen Arktischen Ozean die Herkunft des terrigenen Materials auf Nordsibirien ein. Für das MIS 6 steht diese Annahme in Übereinstimmung mit Vorkommen von Kohlefragmenten im IRD-Material aus dem zentralen Arktischen Ozean (Kubisch 1992) und der Fram-Straße (Bischof et al. 1990; Spielhagen 1991).

Variationen des Tonminerals Illit und des Schwerminerals Amphibol korrelieren im ganzen Kern PS2185-3/6 miteinander. Im MIS 6 zeigen beide Phasen Minima, während Granat und Smektit jeweils zu den dominierenden Mineralphasen gehören. In einem Vergleich mit der Mineralogie des rezenten zentralen Arktischen Ozeans kann aus der Korrelation hoher Konzentrationen von Amphibolen (Behrends et al. 1998) und dem Tonmineral Illit (Nürnberg et al. 1994; Wahsner et al. 1998) auf das Liefergebiet Laptev-See geschlossen werden. Die Dominanz von Smektit und Granat weisen dagegen auf das Liefergebiet Kara-See (Abb. 62).

Schwermineralogisch ist eine Zweiteilung in ein oberes und ein unteres MIS 6 erkennbar (Abb. 62). Der Übergang von MIS 7 in MIS 6 ist durch geringe Orthopyroxengehalte und hohe Amphibol- und Klinopyroxenwerte geprägt. Trotzdem bleiben die für die Kara-See indikativen Minerale dominant. Während an Kernposition PS2185-3/6 im unteren MIS 6 deutliche Hinweise auf das Liefergebiet Kara- und Laptev-See gefunden werden konnten, gibt es im oberen MIS 6 ausschließlich Hinweise auf die Kara-See als Liefergebiet.

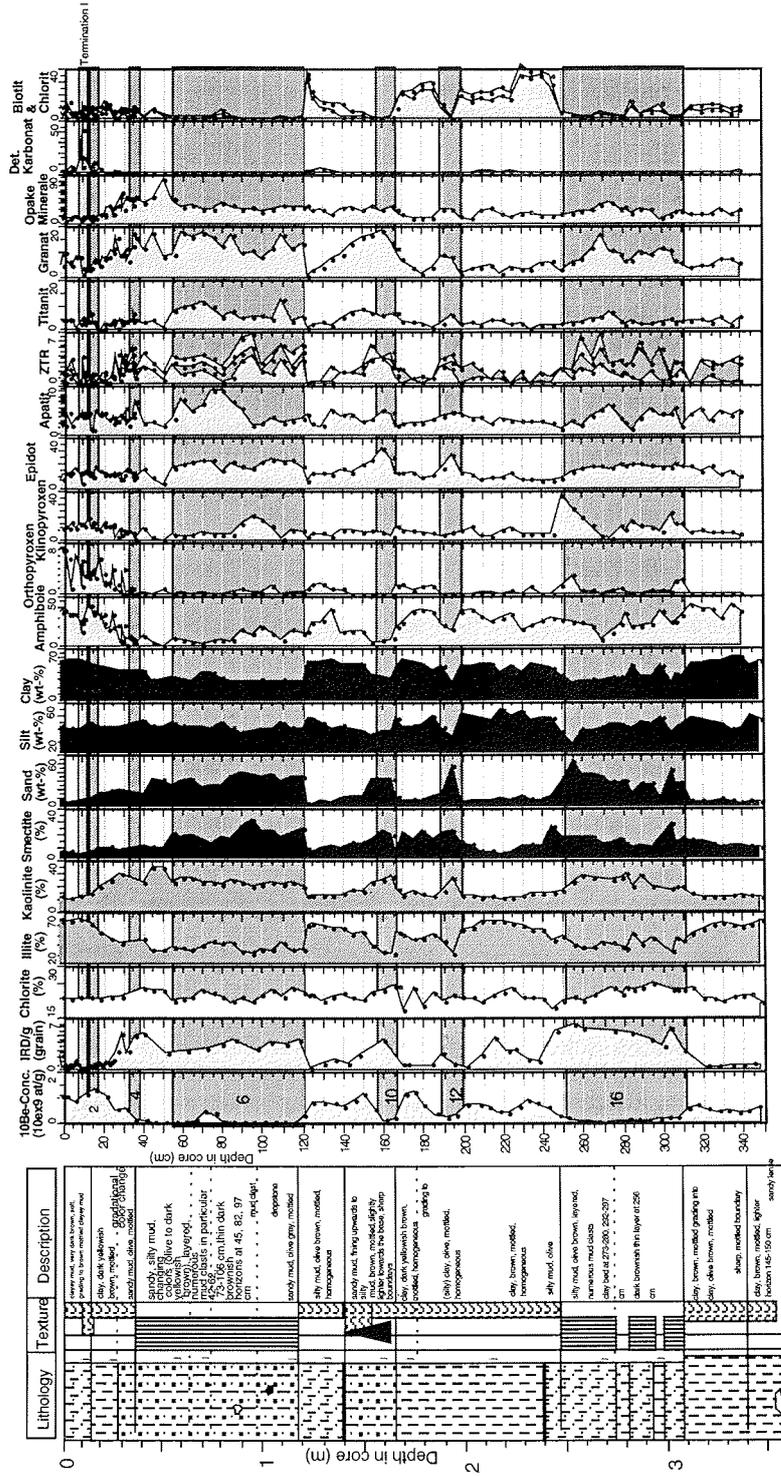


Abbildung 62: Schwermineralverteilung im Kern PS2185-3/6 (Kernlithologie aus Fütterer 1992; Tomminerologie, Grobfraktion und ¹⁰Be aus Spielhagen et al. 1997)

Die Korngrößenänderungen in Sedimentkernen der Fram-Straße dokumentieren ebenso diesen drastischen Liefergebietswechsel (Spielhagen 1991). Während im unteren MIS 6 größere Anteile an Partikel $>500 \mu\text{m}$ im Sediment den Einfluß von Eisbergen dokumentieren, ist im mittleren und oberen MIS 6 nur noch die 63-500 μm Fraktion dominant. Spielhagen (1991) führte dies im unteren MIS 6 auf den Einfluß des grönländischen Eisschildes zurück. Die Abnahme der $>500 \mu\text{m}$ Fraktion im oberen MIS 6 wird entweder mit "sauberen" sedimentfreien Eisbergen oder mit einer Zunahme des Meereises erklärt. Kohlefragmente sind während des ganzen MIS 6 ein Indikator für eistransportiertes Material aus der Kara-See (Bischof et al. 1990).

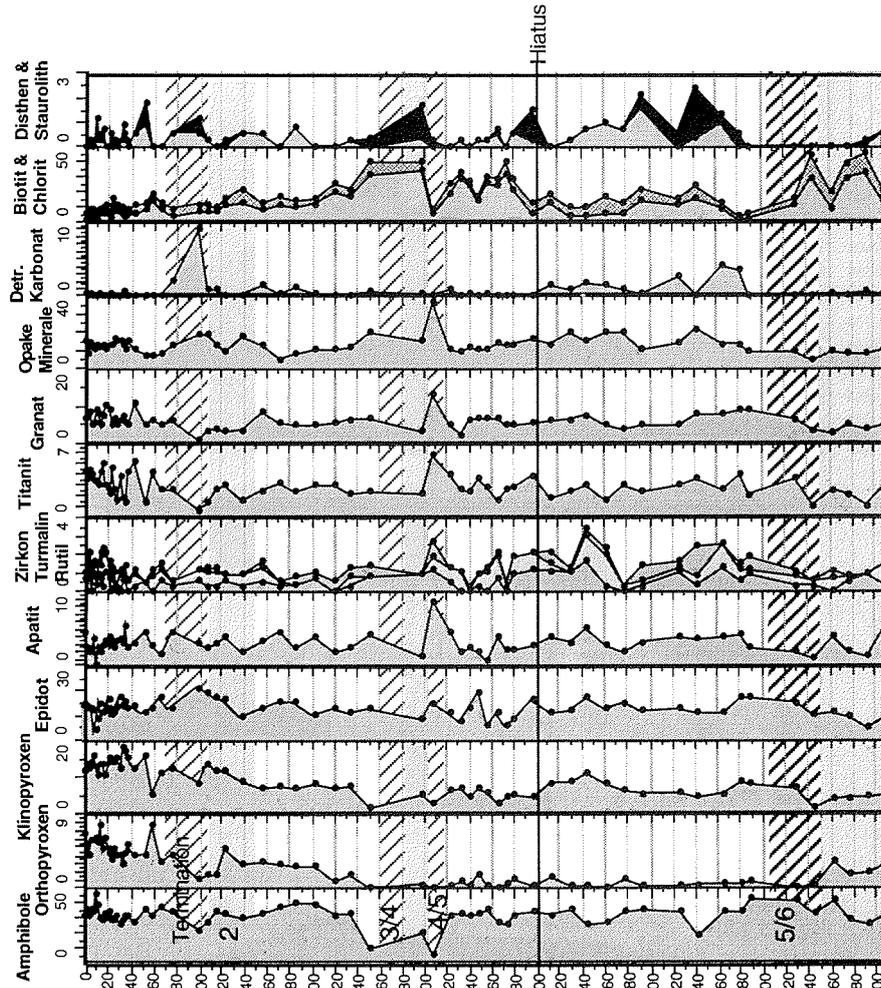
Wahrscheinlich war das Meereis infolge eines noch nicht so stark abgesenkten Meeresspiegels (0-50 m; Chappell & Shackleton 1986) zu Beginn des MIS 6 noch in der Lage, Schelfsedimente der Laptev-See aufzunehmen. Erst durch das Unterschreiten eines kritischen Meeresspiegelniveaus (MIS 6: - 130 m; Chappell & Shackleton 1986) verlagerte sich das Gebiet der Sedimentaufnahme durch das Eis auf die Kara-See, so daß im oberen MIS 6 das terrigene Material durch Eistransport fast ausschließlich aus der Kara-See angeliefert wurde.

Das MIS 6 ist im Kern PS2757-7/8 durch eine Schwermineralassoziation geprägt, die durch die Dominanz der Amphibole und Gegenwart von Orthopyroxenen auf die Laptev-See als Liefergebiet schließen läßt (Abb. 63).

MIS 5 (128-74 ka)

Durch das Abschmelzen der Eisvolumen des MIS 6 stieg der Meeresspiegel bis auf über 6 m des heutigen Niveaus an (Chappell & Shackleton 1986), was durch zahlreiche Strandterrassen im zirkumarktischen Raum belegt ist (Brigham-Grette & Hopkins 1995; Anisimov 1996). Dadurch standen in diesem Zeitraum weitaus größere Areale geringer Wassertiefen für die Sedimentaufnahme in das Meereis zur Verfügung als heute.

Der Übergang zu fast glazialen Bedingungen im Verlauf des MIS 5 bedingten ein erneutes Abfallen des Meeresspiegels (-75 m; Chappell & Shackleton 1986). Für das Ende von MIS 5 sind auf dem Gakkel-Rücken geringere Sedimentationsraten dokumentiert als im Nansen-Becken (Pagels 1991), was auf unterschiedliche Eintragsmechanismen terrigenen Materials zurückgeführt wurde. Es wurde zwischen einem Meereistransport über dem Nansen-Becken und einem Eisbergtransport mit sehr geringen Mengen an gröberen IRD-Fragmenten über dem Gakkel-Rücken unterschieden. Im Vergleich zu konstant niedrigen Gesamtsedimentationsraten mit $0,5 - 1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ auf dem Gakkel-Rücken, dem Amundsen-Becken und dem Lomonosov-Rücken (Nørgaard-Pedersen 1996) sind auf dem Yermak-Plateau erhöhte Gesamtsedimentationsraten dokumentiert (Nowaczyk & Baumann 1992). Unterschiede treten hier nur in den Akkumulationsraten der Fraktion $<63 \mu\text{m}$ auf. Pagels (1991) schlußfolgert, daß die Sedimentfracht der abschmelzenden Eismassen lediglich das Gebiet des Eurasischen Beckens beeinflusste, da gleichzeitig in der Fram-Straße kein erhöhter Eintrag in der Sandfraktion erkennbar war (Spielhagen 1991).



Depth (m)	Lithology / Feature	Description
0	0-48 cm: silty clay, dark brown (10YR 3/3); coarse clasts in the upper 14 cm; very dark brown (10YR 2/2) at 48 cm and 68-74 cm; silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2)	
1	68-74 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4); 74-107 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); 107-128 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); mottled/banded, silty, light olive brown (2.5Y 5/4); mottled/banded, silty, light olive brown (2.5Y 5/4); 143-150 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); 150-188 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); 188-214 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); 214-224 cm: silty clay, brown (10YR 4/3) and light olive brown (2.5Y 5/4); mottled, silty layer at 216 cm; silty clay, brown (10YR 3/3) and very dark brown (10YR 2/2); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); 228-232 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4); 232-250 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4); strongly mottled/banded, silty	
2	250-262 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4); 262-272 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4); 272-292 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4) to light olive brown (2.5Y 5/3); mottled/banded, light yellowish brown (2.5Y 6/4); mottled/banded, silty, light olive brown (2.5Y 5/4); mottled, silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); horizon at 320-321 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); moderately to strongly mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/4); 320-327 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); strongly mottled/banded, silty; 327-337 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4); moderately mottled, black, silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); 337-358 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); 358-366 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); 366-380 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); 380-415 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4) and dark yellowish brown (10YR 2/2); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/3); 415-424 cm: silty clay, very dark grayish brown (10YR 3/2) and dark yellowish brown (10YR 2/2); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/3); 424-433 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2) and light olive brown (2.5Y 5/3); strongly mottled/banded, dark grayish brown (2.5Y 4/2); light olive brown mottling; 433-438 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); 438-458 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2); light olive brown (2.5Y 5/3); mottled/banded, light olive brown (2.5Y 5/3); 458-508 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); 508-517 cm: silty clay, brown (10YR 5/3); 517-528 cm: silty clay, olive yellow (2.5Y 6/8) and light olive brown (10YR 4/3); 528-532 cm: silty clay, olive yellow (2.5Y 6/8) and light olive brown (10YR 4/3); 532-543 cm: alternation of silty clay and silty-sandy layers; 543-558 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4); more dark brown (10YR 4/3); 558-568 cm: silty clay, dark brown (10YR 3/3); moderately mottled, silty clay, dark brown (10YR 2/2) and dark brown (10YR 4/3); 568-629 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4); light olive brown (10YR 5/3); 629-654 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4) to dark grayish brown (10YR 3/3); 654-675 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4) to dark grayish brown (10YR 3/3); 675-712 cm: silty clay with significant amounts of sand, dark gray (2.5Y 4/0); sharp boundary at top. Core catcher.	

Abbildung 63: Schwermineralverteilung im Kern PS2757-7/8 (Kernlithologie aus Flacher 1997; weitere Daten aus Spielhagen et al. 1997)

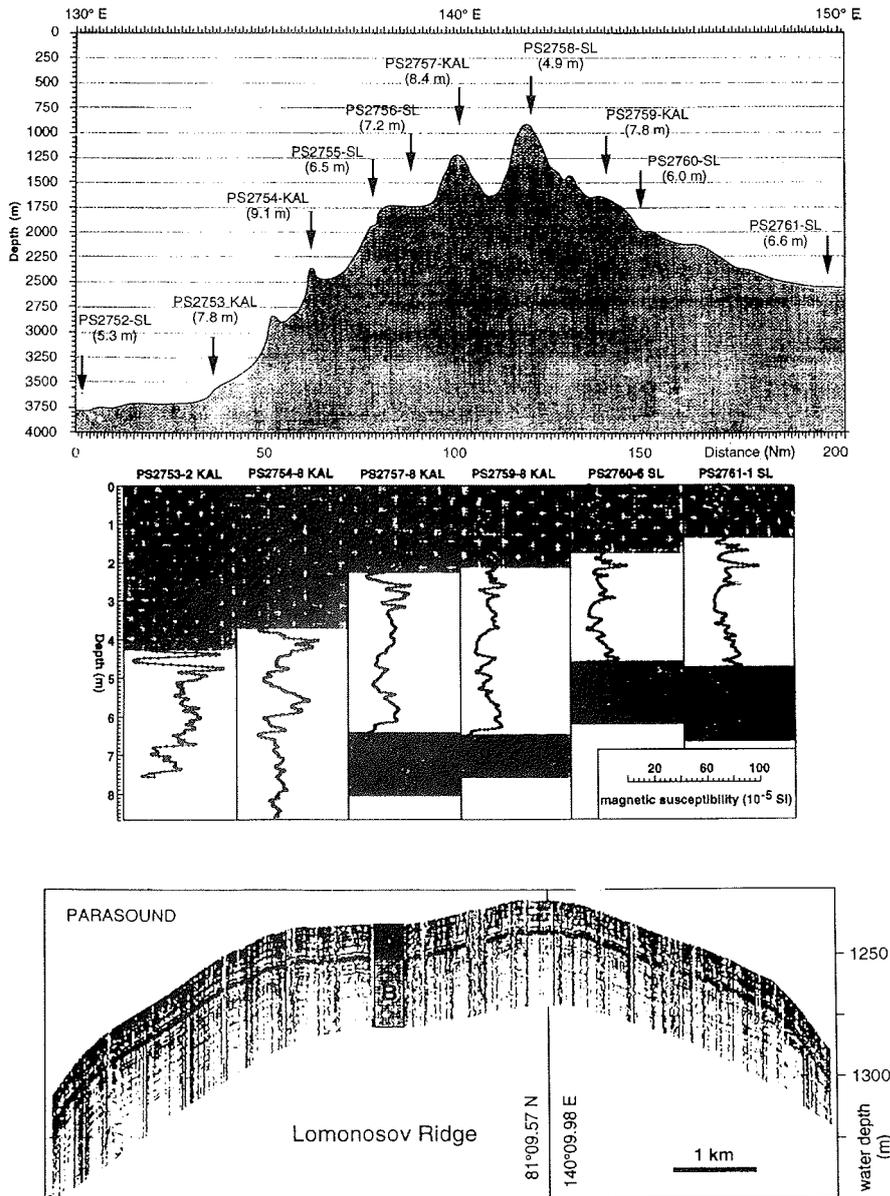


Abbildung 64 a): Polarstern-Expedition ARK-X/1, 1995. Geologische Stationen und Kerngewinn auf dem Profil Lomonosov-Rücken (81°N)
 b): Korrelation der Kerne durch die magnetische Suszeptibilität
 c): Parasound-Profil über den Lomonosov-Rücken der diskutierten Kernpositionen

Auffällig ist auch, daß im Nansen-Becken und auf dem Gakkel-Rücken immer noch vereinzelte Kohlefragmente abgelagert wurden (Kubisch 1992), während die zeitgleichen Sedimente der Fram-Straße keine Kohle mehr aufweisen (Spielhagen 1991).

Generell ist das Deglaziationsereignis (Übergang MIS 6/5, Termination II) im zentralen Arktischen Ozean durch hohe Anteile an feinem Material (<63 µm) charakterisiert (Gard & Backmann 1990; Spielhagen 1990; Pagels 1991). Auf der untersuchten Kernposition im zentralen Arktischen Ozean (Kern PS2185-3/6) zeigt die ¹⁰Be-Aktivität ein Minimum (Schäper 1994; Spielhagen et al. 1997).

Möglicherweise ist das Minimum des ¹⁰Be auf einen Verdünnungseffekt durch Grobfraction zurückzuführen, da im Kern PS2185-3/6 noch hohe Anteile an der Fraktion >63 µm zur Ablagerung kamen. Erst im oberen MIS 5 wird die Dominanz der feinen Korngrößen erkennbar. Gleichzeitig nimmt der Gehalt an IRD zu (Spielhagen et al. 1997; Nørgaard-Pedersen 1996). Anhand der mineralogischen Datensätze sowie der Korngrößenverteilung wird hier der Vorschlag gemacht, die Termination II in den Bereich von 54 cm Kerntiefe zu legen, womit das erwähnte Be-Maximum (bei 75 cm; Schäper 1994; Spielhagen et al. 1997, Abb. 62) in MIS 6.3 fällt. Erst bei dieser Teufe lassen Schwankungen in der Ton- sowie in der Schwermineralogie auf einen Wechsel der Liefergebiete schließen. Während sich die Gehalte an opaken Mineralen, Glimmermineralen und Titanit schon zu Beginn der Termination verändern, reagieren die Korngrößen sowie die Illitanteile verzögert (Spielhagen et al. 1997, Abb. 62). Für das obere MIS 5 wird ein verstärkter Einfluß der Laptev-See durch den steigenden Amphibol- und Klinopyroxenanteil sichtbar. Parallel mit dem erhöhten Eintrag dieser Schwerminerale steigt in der Feinfraktion auch der Anteil des Tonminerals Illit, das hauptsächlich aus der Laptev-See geliefert wurde.

Der Übergang 6/5 im Kern PS2757-7/8 (Abb. 63) liegt bei einer Kerntiefe von 647 bis 610 cm. Hinweise gibt hier die Schwermineralogie durch das fast vollständige Ausdünnen der Orthopyroxenphase. Ansonsten ist in dem Kern ein Schwermineralspektrum dokumentiert, wie es in der Laptev-See zu finden ist. Das Schwermineral Orthopyroxen erscheint im MIS 5 nur in sehr geringen Mengen. Durch die im Vergleich mit dem Holozän zwar geringeren Anteile an Klinopyroxen, konstant hohen Gehalten an Amphibolen und eine Gleichförmigkeit in der Tonmineralogie (Müller in Vorb.) gibt es keine Indikatoren, die auf eine gravierende Veränderung in den Liefergebieten im MIS 5 hinweisen. In dem Kern PS2757-7/8 fehlen hohe IRD-Gehalte, die indikativ für eine große Vereisung wären.

Nach dem angewandten Altersmodell für Kern PS2757-7/8 wurden im MIS 5 enorm hohe Sedimentationsraten erreicht (Abb. 18; Nowaczyk unpubl. Daten). Bei 85 ka befindet sich ein Hiatus, der laut Geomagnetik rund 32 ka umfaßt (Nowaczyk, mündl. Mitt. 1997). Der Hiatus wird jedoch nicht durch einen Wechsel in der Mineralogie angezeigt. Auf dieser Kernposition blieb das Liefergebiet Laptev-See konstant aktiv. Geringe Veränderungen der Schwermineralzusammensetzung im MIS 5 im Vergleich mit dem Holozän könnten einen geringfügig veränderten fluviatilen Eintrag anzeigen. Es gibt für das MIS 5 keinen Hinweis auf die Verlagerung der Transpolardrift weiter nach Osten in die westliche Ostsibirische See. Veränderungen in den Anteilen der Indikatorminerale für dieses Liefergebiet wie ein erhöhter Epidotgehalt, Verringerung des Titanitsgehaltes und der opaken Minerale waren in dem Kern nicht erkennbar. Spuren von detritischem Karbonat, dessen Liefergebiet nicht die kanadische Arktis gewesen sein kann, deuten auf ein verändertes Spektrum aus der Laptev-See. Detritisches Karbonat wurde bei

gleichbleibenden Gehalten opaker Minerale abgelagert. Da keine Erhöhung der opaken Mineralphasen erkennbar ist, kann eine Herkunft des detritischen Karbonats aus amerasischen Gebieten ausgeschlossen werden.

Hohe Sedimentationsraten im MIS 5 sind im gesamten Profil über den Lomonosov-Rücken charakteristisch (Abb. 64 a, c). Die Kerne PS2753-2, PS2754-8, PS2757-8, PS2759-8, PS2760-6, PS2761-1 (Abb. 64 b) lassen sich anhand der magnetischen Suzeptibilität korrelieren und zeigen auch in weiteren Parametern wie Korngrößen und Tonmineralogie gute Übereinstimmungen (Müller in Vorb.), so daß ein lokales Sediment-"Focussing" ausgeschlossen werden kann. Eine Erklärungsmöglichkeit für die gleichartigen Sedimentationsraten kann das Auftauen des Permafrosts in der Laptev-See und der Küstenregion sein. Zu Beginn des MIS 5 gab es durch den ansteigenden Meeresspiegel und durch das Auftauen des Permafrostbodens einen Küstenrückzug, wie er unter rezenten Bedingungen gefunden wird (Grigiryev & Kunitsky 1996). Damit konnten die Flüsse mehr Material erodieren und auf den Schelf ausbringen. Dort wurde es in das Meereis eingeschlossen, jedoch nach kurzem Transport bereits wieder freigegeben. Daß die Transpolar drift weiter östlich am Lomonosov-Rücken vorbei über das Makarov-Becken verlagert wurde, ist aufgrund der niedrigen Sedimentationsraten im Makarov-Becken eher unwahrscheinlich (Abb. 64 b). Diese Überlegungen zu den hohen Sedimentationsraten im MIS 5 im Lomonosov-Rücken-Kern PS2757-7/8 sind jedoch hypothetisch, da bisher Umweltinformationen über das MIS 5 am Laptev-See-Kontinentalhang fehlen.

Paläogeographische Karten für das frühe MIS 5 in Nordsibirien erlauben weitere Spekulationen (The Robertson Group & Geological Institute & Academy of Science, USSR). Durch den angestiegenen Meeresspiegel waren große Teile der Kara-See-Küste überschwemmt. Auch die Vilkitsky-Straße war durch weiträumige Überschwemmungen der Taimyr-Halbinsel verbreitert. Tatsächlich gibt es auf der Taimyr-Halbinsel Terrassen und marine Ablagerungen, die diesen Paläo-Küstenverlauf markieren (Anisimov 1996). Die Laptev-See war bei diesem hohen Meeresspiegel (bis zu 7 m über dem heutigen Niveau) vollkommen überflutet und die Küstenlinie ins Hinterland verschoben. Durch die veränderten Wasser-Land-Verhältnisse könnte eine Meeresspassage vom Atlantik über Dänemark, den Golf von Finnland bis ins Weiße Meer gereicht haben (Gerasimov 1965). Dadurch wurde ein Einstrom von atlantischen Wassermassen über die Barents-See, Kara-See und über die verbreiterte Vilkitsky-Straße bis in die Laptev-See möglich. Zeitgleich gibt es durch datierte Paläoküstenterrassen Hinweise für den Einfluß warmer pazifischer Wassermassen über die Bering-Straße (Sancetta & Silvestri 1986) und zeitweise eisfreie Verhältnisse in dieser Region (Brigham-Grette & Hopkins 1995).

Die Schwermineralassoziationen in Kern PS2757-7/8 geben keinen Hinweis auf eine drastisch veränderte Materialzusammensetzung des terrigenen Eintrags in diesem Zeitraum. Dies wäre jedoch der Fall, wenn sedimentbeladenes Meereis über eine verbreiterte Vilkitsky-Straße in die Laptev-See transportiert würde.

MIS 4 (74-59 ka)

Obwohl das Barents-See-Eisschild im glazialen MIS 4 bis zur Schelfkante vorrückte (Mangerud & Svendsen 1992; Forman et al. 1995), war die IRD-Akkumulation gering (Nørgaard-Pedersen 1996). Eine dichte Meereisbedeckung hemmte die biologische Produktivität (Schubert 1995; Nørgaard-Pedersen 1996). Die Akkumulationsraten waren niedriger als in klimatisch wärmeren Stadien ($0,2-0,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{kyr}^{-1}$; Pagels 1991; Nørgaard-Pedersen 1996; Nørgaard-Pedersen et al. 1998).

Im MIS 4 (Kern PS2185-3/6) ist kein klares Signal der diskutierten Liefergebiete zu erkennen. Die Schwermineralzusammensetzung läßt zwar aufgrund der Dominanz an metamorphen Mineralen auf die Kara-See schließen, jedoch ist auch, genau wie im MIS 5, ein geringer Anteil an Laptev-See indikativen Mineralen (Amphibole, Klinopyroxen, Orthopyroxen) erkennbar. Die Schwermineralassoziationen sind im Vergleich mit MIS 5 fast unverändert. Der Gehalt an opaken Mineralen geht zurück (Abb. 62).

Der Übergang MIS 5/4 im Kern PS2757-7/8 liegt bei 310 cm (Abb. 63). Sichtbar wurden die Stadiengrenzen in einer sprunghaften Zunahme der metamorphen Minerale. Das Fehlen von groben Komponenten läßt auf ein stark verändertes Sedimentationsmilieu schließen (Müller in Vorb.).

Der Sandgehalt in Kern PS2757-7/8 ist zu gering für die Schwermineralanalyse, so daß genaue Aussagen zu Liefergebieten im MIS 4 auf dem Lomonosov-Rücken für diese Position (PS2757-7/8) nicht möglich waren.

Am Übergang MIS 4/3 lassen die höheren Akkumulationsraten im zentralen Arktischen Ozean (Nørgaard-Pedersen 1996) und eine Zunahme des IRD (Knies et al. 1998) auf den Zerfall des Barents-See-Eisschildes schließen. Verbunden war dies mit einem Meeresspiegelanstieg von -60 m auf -35 m (Chappell & Shackleton 1986). Im östlichen Arktischen Ozean sowie in der Fram-Straße sedimentierten während des ganzen Zeitraumes keine Kohlefragmente mehr (Spielhagen 1991), d.h., es gibt keine direkten Hinweise auf das Liefergebiet Kara-See.

Der Übergang 4/3 ist im Kern PS2757-7/8 zwischen 280 und 260 cm. Schwermineralogisch wird eine Veränderung des Liefergebietes deutlich (Abb. 63). Orthopyroxen, das Leitmineral für die Laptev-See, taucht im Spektrum von Kern PS2757-7/8 und Kern PS2185-3/6 auf. Auch andere Phasen, die sich als typische Laptev-See-Minerale auszeichnen (Amphibole, Klinopyroxene), nehmen in ihren Konzentrationen zu, während der Anteil der opaken Minerale in diesem Zeitintervall abnimmt.

Korngrößenuntersuchungen im östlichen und zentralen Arktischen Ozean (Kubisch 1992; Pagels 1991; Nørgaard-Pedersen 1996) lassen auf eine dichte Eisbedeckung schließen, da der terrigene Eintrag größtenteils aus Feinfraktion besteht. Für diesen Bereich gibt keinen Hinweis auf intensiven Eisbergtransport. Der geringe Anteil an biogenen Komponenten deutet auf eine eingeschränkte Produktivität und damit auf eine geschlossene Eisdecke hin.

MIS 3 (59-27 ka)

Das MIS 3 kann im Arktischen Ozean in drei Intervalle unterteilt werden. Das frühe MIS 3, das ähnlich dem Stadium 4 ist und ein Art Übergang darstellt, und das mittlere MIS 3, das geprägt ist durch interglaziale Verhältnisse. Das obere MIS 3 wiederum ist der Übergang zum Stadium 2 und zu glazialen Verhältnissen (Nørgaard-Pedersen 1996).

Das frühe MIS 3 wird durch ein Schmelzwassersignal charakterisiert, das vom Arktischen Ozean bis in den Nordatlantik zu verfolgen ist (Weinelt 1993; Nørgaard-Pedersen 1996). Der Beginn des MIS 3 ist auf dem Lomonosov-Rücken durch ein Maximum in der Sandfraktion gekennzeichnet (Nørgaard-Pedersen 1996), das sich vom Makarov-Becken (Morris et al. 1985) bis zum Morris-Jesup-Rise (Pagels 1991) verfolgen läßt, aber auf dem Gakkel-Rücken sowie im Nansen-Becken nicht gefunden werden konnte (Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996). Verstärkte Einträge der Fraktion $>63 \mu\text{m}$ zeigen an, daß sich dieses Deglaziationsereignis auch in der Laptev-See vor Severnaya Zelmya (Knies et al. in Vorb) sowie in Kern PS2757-7/8 (Müller in Vorb.) abzeichnete. Das Muster des Schmelzwassersignals läßt zudem den Zerfall des Svalbard-/Barents-See-Eisschildes vermuten (Nørgaard-Pedersen et al. 1998).

Diese Abschmelzphase spiegelte sich auch in den zu Beginn vom MIS 3 hohen Gehalten an Schwermineralen der Kara-See (Granat und opaken Mineralen) wider. Die Schwermineralassoziation ist gegenüber dem MIS 4 nicht verändert (Abb. 62, 63).

Höhere Wasserstoffindex-Werte, erhöhte Gehalte an Foraminiferen und Maxima in den kurzkettingen n -Alkanen zeigen für das MIS 3 in den Sedimentkernen des Makarov- und Amundsen-Beckens sowie für den Lomonosov-Rücken relativ höhere Anteile an mariner organischer Substanz an (Schubert 1995). Ein Grund für die bessere Erhaltung der marinen organischen Substanz kann unter anderem eine schlechtere Durchlüftung gewesen sein. Trotzdem war die erhöhte Produktivität ein großräumiges Phänomen im östlichen Arktischen Ozean, das durch saisonal offene Wasserflächen bedingt war. Driftverhältnisse ähnlich den heutigen waren verantwortlich für eisfreie Zonen (Schubert 1995). Nørgaard-Pedersen (1996) schloß aufgrund sehr feinkörnigen Sediments und großen Mengen an planktischen Foraminiferen ebenfalls auf erhöhte Produktivität vergleichbar mit holozänen Bedingungen.

Durch den großen Eintrag an Laptev-See indikativen Schwermineralen kann für das MIS 3 auf eine Oberflächenzirkulation ähnlich der heutigen geschlossen werden. Die Phasen Amphibol, Klinopyroxen sowie Orthopyroxen ersetzen nun das "metamorphe" Spektrum (Abb. 62, 63). Hinweise auf den Einfluß der arktischen Schelfgebiete durch einen erhöhten Eintrag an detritischem Karbonat wurden nicht in der Schwermineralogie von Kern PS2185-3/6 gefunden.

Auch die IRD-Zusammensetzung im Kern PS2185-3/6 gibt, im Gegensatz zu weiter südlich gelegenen Kernpositionen, keinen Hinweis auf einen erhöhten Eintrag aus dem Liefergebiet Kanada oder Nordgrönland zu dieser Zeit

(Nørgaard-Pedersen et al. 1998; Vogt 1997). Aufgrund schwerer $d^{18}\text{O}$ - und $d^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte in planktischen Foraminiferen wurde auf eine Zunahme des Süßwasser- und Schmelzwassereintrages im mittleren MIS 3 geschlossen (Nørgaard-Pedersen 1996) und eine Erhöhung des fluviatilen Eintrags in die Laptev-See postuliert.

Im oberen MIS 3 gab es nur noch kleine Variationen in der Schwermineralogie. Trotz der geringen Akkumulationsraten im oberen MIS 3 sowie im MIS 2 ($0,2 - 0,4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$, Nørgaard-Pedersen 1996) veränderte sich das Schwermineralspektrum nicht. Auch durch veränderte Sedimentationsbedingungen aufgrund des fallenden Meeresspiegels gab es keinen Wechsel der Liefergebiete. Nur sehr geringe Mengen an detritischem Karbonat in PS2185-3/6 dokumentieren den Einfluß der kanadischen Arktis (Abb. 62, 63).

Im Kern PS2757-7/8 ist eine Erhöhung des fluviatilen Eintrages durch die Anwesenheit von Orthopyroxen dokumentiert. Weitere Veränderungen sind nicht erkennbar. Das schwer- und das tonmineralogische Signal (Müller in Vorb.) wurde durch den fluviatilen Eintrag der sibirischer Flußsysteme geprägt, die in die Laptev-See entwässerten und auch heute für die Schwermineralassoziaton verantwortlich sind.

MIS 2 (27-14,5 ka)

Während des glazialen Maximums bedeckte eine mehr oder weniger geschlossene Eisdecke den Arktischen Ozean (Markussen et al. 1985; Pagels 1991; Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996). Der Meeresspiegel war um bis zu 120 m abgesenkt (Chappell & Shackleton 1986). Das Barents-See/Kara-See-Eisschild bedeckte den gesamten Barents-See-Schelf bis Svalbard und reichte in seiner maximalen Ausdehnung bis nach Severnaya Zemlya (Elverhøi et al. 1993; Elverhøi et al. 1995; Herlihy 1996; Polyak et al. 1995; Polyak & Solheim 1994; Polyak et al. 1997; Punkari 1995; Stein et al. 1994c). Eine weitläufige Vergletscherung im Bereich der Laptev-See kann für diesen Zeitraum ausgeschlossen werden (Dunayev & Pavlidis 1988; Fütterer 1994; Kleiber & Niessen 1998). Die sibirischen Entwässerungssysteme schnitten jedoch während des Glazials Rinnen in den Schelf, so daß terrigenes Material über den Schelf direkt in die Tiefsee transportiert wurde. Während die Sedimentationsraten in der westlichen Arktis $\approx 0,33 \text{ cm/ky}$ (Darby et al. 1997), im zentralen und östlichen Arktischen Ozean $0,7 \text{ cm/ka}$ (Stein et al. 1994c) betragen, sedimentierten im Amundsen-Becken vor Nordgrönland $1,8$ beziehungsweise $2,6 \text{ cm/ky}$ (Kern Fram-I/4 respektive Fram-I/7; Zahn et al. 1985). Das heißt, daß der Sedimenttransport durch das Eis hauptsächlich über dem östlichen Arktischen Ozean stattgefunden hat. Durch die geschlossene Meereisdecke nahm die Produktivität, angezeigt durch geringe Gehalte planktischer Foraminiferen (Nørgaard-Pedersen 1996) sowie geringe Gehalte kurzketziger n -Alkane (Schubert 1995) ab. Die Menge an eistransportiertem Sediment ($>63 \mu\text{m}$) nahm im Vergleich zum MIS 3 weiter ab (Nørgaard-Pedersen et al. 1998; Spielhagen et al. 1997).

Die IRD-Assoziaton in den Sedimenten des Lomonosov-Rückens weisen nur geringe Mengen an dolomitischen Fragmenten auf. Das Sedimentmaterial des MIS 2 im Makarov-Becken, im südlichen Amundsen-Becken sowie auf

dem Gakkel-Rücken deuten durch ihre IRD-Komposition auf einen geringen, jedoch permanenten Eintrag aus dem Meereis der arktischen Schelfgebiete (Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996).

Das MIS 2 unterscheidet sich an den untersuchten Kernpositionen schwermineralogisch im Vergleich zur rezenten Situation im zentralen Arktischen Ozean kaum (Abb. 62,63). Das Schwermineralspektrum der Laptev-See spiegelt sich in den Sedimenten unverändert wider. Die Schwermineralassoziation wird auf beiden untersuchten Kernpositionen durch die Laptev-See indikativen Minerale Amphibole, Orthopyroxene und Klinopyroxene dominiert. Im Kern PS2185-3/6 ist auch an anderen zur Verfügung stehenden Parametern kein Hinweis auf einen starken Wechsel im MIS 2 zu finden (Abb. 62): Die Tongehalte bleiben konstant hoch (60 %, Spielhagen et al. 1997; Wahsner unpubl. Daten), die IRD-Gehalte niedrig (Nørgaard-Pedersen 1996; Spielhagen et al. 1997). Keine der Schwermineralphasen deutet hier einen verstärkten Eintrag aus arktischen Gebieten an.

Die Tonmineralogie verläuft gleichförmig mit einem Illitmaximum, das mit den Amphibolen korreliert. Demnach muß der Barents-See-Eisschild bzw. die Kara-See-Vereisung das terrigene Material zwar freigesetzt (Polyak & Solheim 1994; Herlihy 1996; Polyak et al. 1997), jedoch im Gegensatz zu den vorherigen Glazialen den zentralen Arktischen Ozean nicht erreicht haben. Der Lomonosov-Rücken in der Nähe des Laptev-See-Kontinentalhanges sowie der zentrale Arktische Ozean bezogen während des MIS 2 das terrigene Material hauptsächlich aus der Quelle Laptev-See.

Holozän mit Termination I (14,5-0 ka)

Der IRD-Eintrag in den arktischen Arktischen Ozean ist während des gesamten Pleistozäns durch die Karbonatfragmente der paläozoischen Karbonate geprägt. Die Sedimente in der Beaufort-See, der Chukchi-See sowie dem Northwind-Becken bestehen zu einem großen Teil aus Dolomit (Phillips & Grantz 1997). In den Kernen des Chukchi-, Northwind- und Alpha-Rückens besteht die Grobfraction (>250 µm) zu mehr als 20 % aus dolomitischen Fragmenten (Bischof et al. 1996). Das Liefergebiet kann auf den westlichen Teil des Laurentidischen Eisschildes eingegrenzt werden (Phillips & Grantz 1997), das in Eisvorstößen durch den Amundsen-Golf und die M'Clure-Straße (Hodgson 1994) sowie den Mackenzie (Phillips & Grantz 1997) das Material in den Arktischen Ozean und in das Meereis brachte.

Das ausgehende MIS 2, die Termination I, war durch den Zerfall der großen Eisschilde geprägt. Während der ersten Phase der Deglaziation (Termination Ia; 15-14 ¹⁴C ka Elverhøi et al. 1995; 15,7 ¹⁴C ka, Stein et al. 1994c) verschwand ein großer Teil des Barents-See-Eisschildes und verursachte einen Einstrom von isotopisch leichterem Schmelzwasser in den Arktischen Ozean (12-14 ¹⁴C ka; Nørgaard-Pedersen 1996) sowie in die Norwegen-Grönland-See (Jones & Keigwin 1988; Weinelt 1993; Sarnthein et al. 1995). Im östlichen Arktischen Ozean ist der Zerfall des Barents-See-Eisschildes durch den Eintrag erhöhter IRD-Gehalte dokumentiert (Pagels 1991; Köhler 1992; Nørgaard-Pedersen 1996).

Der Dolomitpeak im Kern PS2185-3/6 wurde von Nørgaard-Pedersen (1996) in die Termination Ia gelegt, muß aber nach dem in dieser Arbeit benutzten Altersmodell in die Termination Ib gelegt werden (10 ka, Abb. 62). Weitergehende IRD-Untersuchungen an Kernmaterial aus dem Makarov-Becken bestätigten diese Annahme (Nørgaard-Pedersen, pers. Mitt. 1998). Die postulierte Ausweitung des Beaufort-Wirbels oder seines Vorläufers war wahrscheinlich auf die Termination Ib beschränkt. Ein Einfluß der kanadischen Arktis, dokumentiert durch Dolomit während Termination Ia, ist bisher nicht beobachtet worden.

Während das IRD der Termination Ia im zentralen und östlichen Arktischen Ozean hauptsächlich durch siliziklastisches Material aus dem Zerfall des Barents-See/Kara-See-Eisschildes geprägt ist, wurde in der Termination Ib das IRD des Laurentidischen- und Innutian-Eisschildes und damit die Dolomitgesteine in den zentralen Arktische Ozean gebracht (Nørgaard-Pedersen 1996).

In den Schwermineralen im zentralen Arktischen Ozean sowie auf der Position von Sedimentkern PS2757-7/8 (Abb. 63) ist nur das Terminationsereignis Ib dokumentiert. Hier wurden neben dem Eintrag aus der Laptev-See erhöhte Mengen detritischen Karbonats gefunden, welche als Erosionsprodukte der paläozoischen Plattformkarbonate Nordamerikas durch den Zerfall des Laurentidischen Eisschildes freigegeben wurden. Mit dem Beaufort-Wirbel oder einer ähnlich gearteten Oberflächenzirkulation wurden die Dolomitfragmente über Eisberg- und Meereistransport bis auf die untersuchten Kernpositionen gebracht.

In der Termination I stieg der Anteil des detritischen Karbonats in der Schwerefraktion um ein Vielfaches an. Im Kern PS2185-3/6 korreliert das Maximum des detritischen Karbonats mit dem IRD-Maximum der Fraktion 500-1000 µm (Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Aus vergleichenden Untersuchungen an Kernmaterial aus dem östlichen und zentralen Arktischen Ozean ist bekannt, daß sich die Dolomitakkumulation zur Morris-Jesup-Schwelle sowie zum Makarov-Becken verstärkte (Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996; Nørgaard-Pedersen et al. 1998). Im Gegensatz zu den Kernen aus dem Amundsen-Becken und der Morris-Jesup-Schwelle (Nørgaard-Pedersen 1996) dokumentiert das Terminationsereignis Ib im zentralen Arktischen Ozean den einzigen massiven Sedimenteintrag aus der westlichen Arktis. Eine Quelle für detritisches Karbonat in höheren Anteilen konnte auf den sibirischen Schelfen anhand der Schwermineraldaten an Oberflächenproben ausgeschlossen werden.

Eine Korrelation der Maxima im detritischen Karbonat in den Kernen PS2185-3/6 und PS2757-7/8 mit dem Maximum des detritischen Karbonats im Kern PS2458-4 bei 450 cm (Abb. 65) ist nicht möglich. Das Maximum in der detritischen Karbonatphase im Kern PS2458-4 fällt hier zwischen 11,13 und 11,81 ka. Der zeitliche Versatz ist nicht erklärbar. Eine Ausweitung des Beaufort-Wirbels läßt sich somit nur bis zur Position PS2757-7/8 auf dem Lomonosov-Rücken postulieren. Das geringe Vorkommen detritischen Karbonats im Kern PS2458-4 muß damit einem lokalen Einfluß zugerechnet werden, wie es beispielsweise auch im Oberflächendatensatz für Position PS2472 der Fall ist.

Im Kern PS2757-7/8 steigt die Klinopyroxenphase nach der Termination I geringfügig an. Durch den steigenden Meeresspiegel und die Überflutung des Laptev-See-Schelfes wurde das Material der bathymetrisch tieferen Khatanga-Rinne in das Meereis eingeschlossen und bis an die Position PS2757-7/8 gebracht (s. Kap. 5.4).

Im Zuge des Meeresspiegelanstiegs während der Termination I wurde zwischen 11,00 ka (Elias et al. 1997) und 8,5 ka (Mann & Hamilton 1995) die Bering-Straße geflutet und als Flachwasser Verbindung wieder aktiv. Die Öffnung der Passage hat nach den Daten dieser Arbeit keinen wesentlichen Einfluß auf die Meereisdrift gehabt.

Aufgrund der hier vorliegenden Ergebnisse kann somit dem von Bischof et al. (1996) entworfenen minimalen glazialen Eis-Szenario entsprochen werden. Im MIS 2 erreichte kein detritisches Karbonat die Kernpositionen. Die Dolomitfragmente im IRD konnten jedoch auf weiter südlich gelegenen Kernpositionen beobachtet werden (Kubisch 1992; Nørgaard-Pedersen 1996). Erst durch den Zerfall des Eisschildes über dem kanadischen Archipel brachte die Oberflächenzirkulation das mit dem Meereis transportierte Material in den zentralen Arktischen Ozean.

Für das Holozän zeigen beide Kerne ein gleichförmiges Schwermineralspektrum aber ganz andere Sedimentationsraten. Charakteristisch in dieser Zusammensetzung ist der Gehalt an Orthopyroxen, der in diesen hohen Konzentrationen ausschließlich in der Laptev-See auftritt (Abb. 58).

5.4 Die Eisdriftmuster in der Laptev-See während der letzten 14.000 Jahre

Der Laptev-See-Schelf ist ein 400 km breiter Kontinentalschelf, der durch Paläoflußrinnen geprägt ist, die die einmündenden Flüsse während der Glaziale und/oder Interglaziale erodierten (Kleiber & Niessen 1998). In Parasoundprofilen sind Rinnen der sibirischen Entwässerungssysteme sichtbar, deren postglaziale Verfüllung sowie Hinweise auf submarinen Permafrostboden eine Vereisung des Schelfs während des glazialen Maximums ausschließen (Kleiber & Niessen 1998, Abb. 64). Anhand der reflektionsseismischen Ansprache wurde für die sedimentäre Verfüllung der Rinnen die Zeit zwischen der Termination Ia und dem frühen Holozän postuliert, wenn der Meeresspiegel die jeweilige Position erreichte (Kleiber und Niessen 1998). Zwischen den Rinnen liegen flache terrassenähnliche Areale, die Meeresspiegelstillstände dokumentieren (Holmes and Craeger 1974).

Tabelle 10: Meeresspiegelstände verschiedener Autoren in dem diskutierten Zeitintervall

Autor	Meeresspiegelstand	
	11.000 (¹⁴ C-) Jahre vor heute	9.000 (¹⁴ C-) Jahre vor heute
Fairbanks (1989)	-68 m	-38 m
Blanchon & Shaw (1995)	-62 m	-25 m

Meeresspiegelschwankungen verändern die Position der Meereisbildung, wodurch Sedimente mit einer anderen Zusammensetzung und Herkunft in

das Eis eingeschlossen werden können. Bei unterschiedlichen Meeresspiegelständen können unterschiedliche Liefergebiete erreicht werden. Voraussetzung dabei ist, daß die Transportprozesse unverändert stattfinden können. Für die Laptev-See bedeutet dies auch zu Zeiten niedriger Meeresspiegel eine saisonale Eisbildung und die Aufnahme partikulären Materials durch aufsteigende Eiskristalle. Eine Oberflächenzirkulation ähnlich der heutigen, die das sedimentbeladene Eis gegen den Uhrzeigersinn aus dem Westen in den Osten brachte, muß angenommen werden. Die heutige Eisdrift wird von geostrophischen Winden und dem Verlauf der Küstenlinien und Inseln gesteuert (Kolatschek et al. 1996). Ein Indikator für eine konstante Eisdrift in dem diskutierten Zeitraum ist dabei die unveränderte Korngrößenverteilung im Kernabschnitt 800-450 cm in Kern PS2458-4. Informationen über die Liefergebiete und deren Wechsel durch veränderte Meeresspiegel liefern die Schwermineraldaten im Kern PS2458-4.

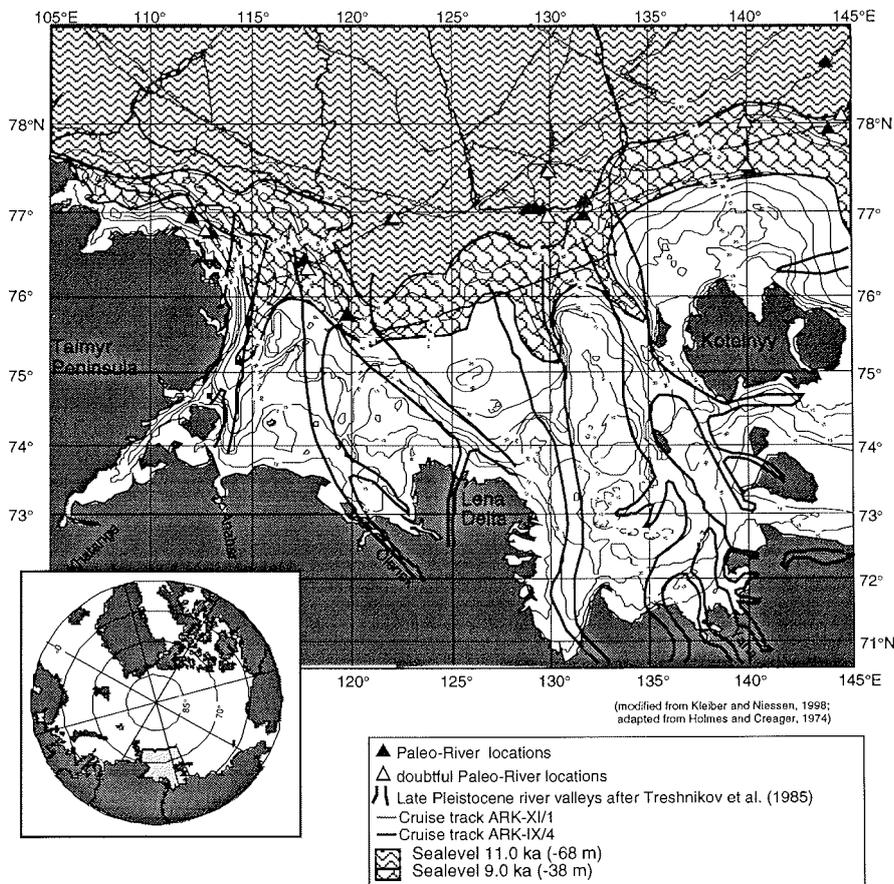


Abbildung 65: Paläoflußrinnen auf dem Laptev-See-Schelf (aus Kleiber & Niessen 1998) und Meeresspiegelanstieg im Zeitraum 11,0 bis 9,0 ka (nach Fairbanks 1989)

Um die Wechsel der Schwermineralassoziation im Kern PS2458-4 zu erklären, zeigt Abbildung 65 die Situation bei 11 ka (-68 m) und um 8.84 ka (-38 m, Fairbanks 1989, Tabelle 10), beruhend auf der heutigen Bathymetrie.

Ein Vergleich mit der globalen Meeresspiegelkurve (Fairbanks 1989) ist legitim, da die Laptev-See im letzten glazialen Maximum nicht von einer mächtigen Vereisung betroffen war und daher isostatische Ausgleichsbewegungen auszuschließen sind (Dunayev & Pavlidis 1988, Elverhøi et al. 1993).

Im Kernabschnitt 800-415 cm, der den Zeitraum vor der Termination Ib beschreibt, ist ein im Vergleich mit dem jüngsten Kernabschnitt erhöhter Eintrag von Granat dokumentiert. Die Schwermineralverteilung in Oberflächensedimenten der Laptev-See (Peregovich 1998) zeigt, daß ein Granatmaximum auf dem Schelf zu diesem Zeitpunkt durch einen niedrigen Meeresspiegel nicht für eine Sedimentaufnahme durch das Eis zur Verfügung stand. Somit muß die erhöhte Granatzufuhr im Sediment mit dem Eintrag der Lena in Verbindung gebracht werden. Die rezente Lena führt ein Schwermineralspektrum mit bis zu 21 % Granat in den Sedimenten (Hermel 1996; Behrends et al. 1998; Hoops in Vorb.)

Eine weitere Herkunft der erhöhten Granatgehalte könnte durch den steigenden Einfluß der sich öffnenden Vilkitsky-Straße erklärt werden. Bei geringen Wassertiefen kann diese Passage potentieller Lieferant für eistransportiertes Material sein. Die rezenten Bedingungen zeigen hier höhere Granatgehalte und - in Spuren - höhere Werte an Staurolith und Disthen, welche auch in der Zeit vor der Termination im Kern PS2458-4 verstärkt zur Ablagerung kamen. Höhere Strömungsintensitäten und größere Transportkraft wurden für die Zeit der Termination I in der Vilkitsky-Straße von Weiel (1997) postuliert. Eine zunehmende magnetische Suszeptibilität in den Kernen der zentralen Vilkitsky-Straße bestätigen die Öffnung zur Kara-See (Weiel 1997). Die Erosionsprodukte des Yenisei aus dem Putorana-Gebirge, die größere Mengen magnetischen Materials beinhalten, könnten somit die Erhöhung der magnetischen Suszeptibilität im Kern PS2458-4 erklären, ohne mit dem fluviatilen Eintrag des Khatangas verknüpft zu sein, da sie durch die Vilkitsky-Straße eingetragen wurden. So kann die Öffnung der Vilkitsky-Straße von Westen nach Osten postuliert werden (Weiel 1997). Die Überflutung der Khatanga-Rinne kann sich jedoch auch in einer Erhöhung der magnetischen Suszeptibilität im Kern PS2458-4 ausgewirkt haben. Sie verläuft in ihrem Anstieg wie die Klinopyroxenkurve und ist ein weiterer Indikator für einen Anstieg der Menge des Sedimentmaterials aus der westlichen Laptev-See (Abb. 67).

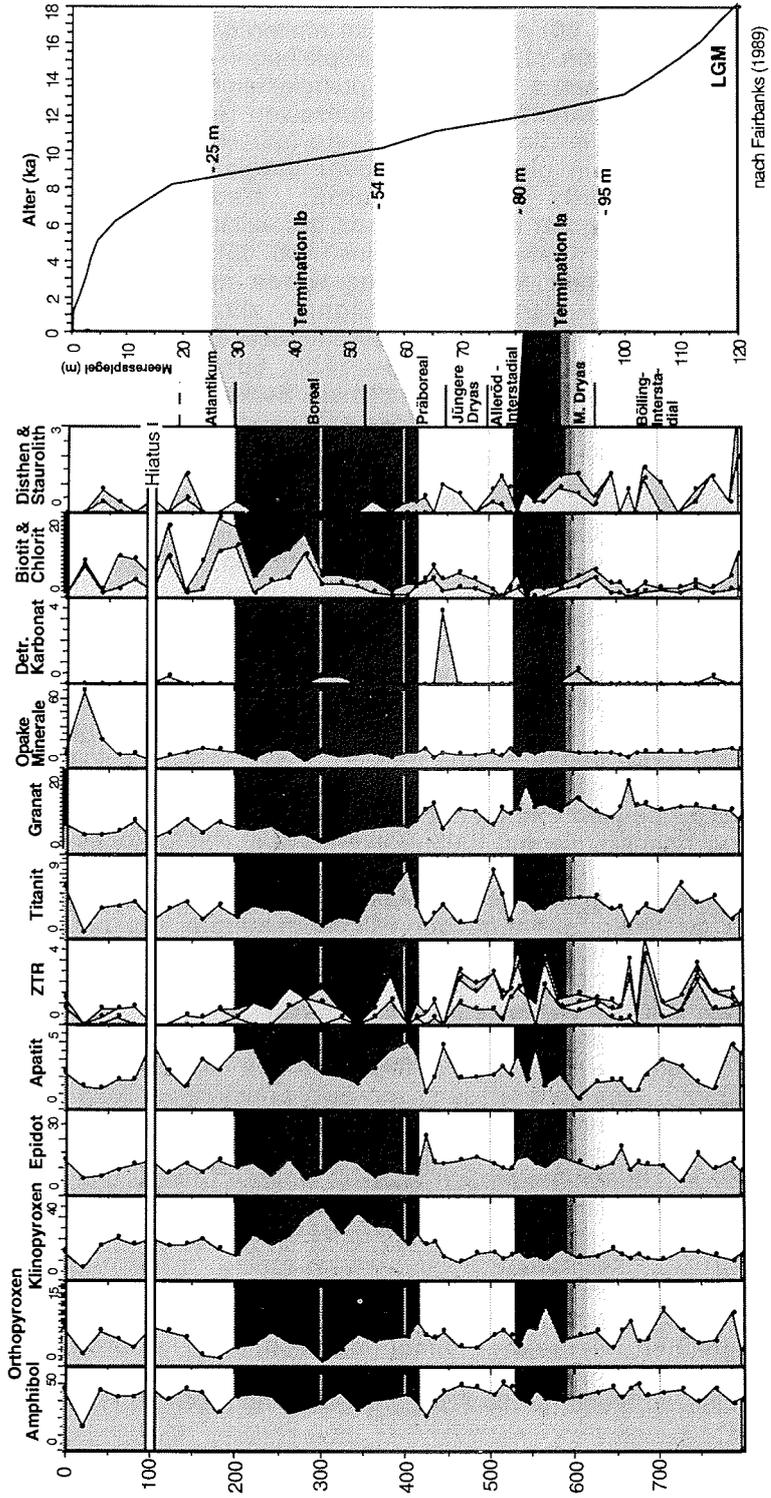


Abbildung 66: Schwermineralverteilung im Kern PS2458-4

Kern PS2458-4 (Abb. 66) repräsentiert im mittleren Kernabschnitt (440-200 cm) das Zeitintervall von 11,0 bis 8,8 ka (Spielhagen et al. 1996; Spielhagen, pers. Mitt. 1997) während des letzten postglazialen Meeresspiegelanstiegs (Abb. 64). Die Rekonstruktion der transgressiven Überflutung des Schelfes zeigt, daß das Meer in die Khatanga-Rinne (ca. -40 m, nach Holmes und Craeger 1974), die in glazialen und/oder präglazialen Zeiten von dem gleichnamigen Fluß erodiert wurde, eindrang. Die rezente Klinopyroxenverteilung hat ihr Maximum in der westlichen Laptev-See (Abb. 55), in der Region der Khatanga-Paläorinne (Abb. 65). Mit der kontinuierlichen Flutung des westlichen Schelfgebietes wurde das Sediment mit dem charakteristischen Klinopyroxen-Signal durch die saisonalen Eisbildungsprozesse in das Meereis eingeschlossen. Der schnelle Anstieg der Klinopyroxengehalte im Kern PS2458-4 (Abb. 66) dokumentiert die durch geringe Wassertiefen begünstigte, maximale Sedimentaufnahme durch das Meereis in der Khatanga-Rinne. Saisonale Abschmelzprozesse verursachten das Abregnen der Partikel.

Auch die Tonmineralogie liefert durch den zeitgleichen Anstieg des Smektit (Müller in Vorb.) mit den Klinopyroxenen und der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 67) einen weiteren Hinweis auf die Überflutung der Khatanga-Rinne.

Die Ausweitung der Überflutung auf den gesamten Schelf veränderte das Angebot des zur Erosion durch das Eis zur Verfügung stehenden Materials, so daß nun andere Gebiete die notwendigen Bedingungen zur Eisbildung erfüllten. Sediment, das durch den fluviatilen Eintrag der Lena auf den Schelf transportiert wurde, konnte während der Eisbildung eingeschlossen, transportiert und sedimentiert werden. Kern PS2458-4 zeigt einen gleichbleibenden Amphibolanteil (Abb. 66) und damit für dieses Zeitintervall einen gleichbleibenden Eintrag der Lena, da der Fluß die dominante Quelle für Amphibol darstellt (Hermel 1995; Behrends et al. 1998; Hoops in Vorb.)

In einer Kerntiefe von 300 cm, im Maximum der Klinopyroxenanreicherung, kommt es zu einer Erhöhung der Glimmerminerale, die bis ins jüngste Holozän anhält. Die Klinopyroxengehalte nehmen ab, bis sie rezente Gehalte erreichen, während Chlorit wie auch Biotit mit ca. 10 % im Spektrum dokumentiert sind. Im Gegensatz dazu bleibt die Smektitkonzentration mit 30 % hoch (Müller in Vorb.) und erreicht die rezenten Verhältnisse (Wahsner et al. 1998). Durch ihre spezifische plattige Kornform werden Glimmerminerale im Gegensatz zu den anderen sandigen Schwermineralpartikeln auch mit der Strömung transportiert. Das Erscheinen von Glimmermineralen könnte als Zeitpunkt der Etablierung des heutigen Oberflächenzirkulationsmusters (Rigor und Colony im Druck) interpretiert werden. Höhere Chlorit- und Biotitgehalte in den rezenten Oberflächensedimenten der Vilkitsky-Straße geben einen Hinweis darauf, daß es sich hierbei um das Liefergebiet der Glimmerminerale handelt.

Kern PS2458-4 beinhaltet eine 8000 Jahre umfassende Schichtlücke. Somit ist eine Aussage über die Entwicklung nach der Termination anhand der mineralogischen Parameter nicht möglich. Die obersten 100 cm repräsentieren wahrscheinlich die letzten 100 Jahre (Spielhagen et al. 1996) und sind stellvertretend für die Ablagerungsbedingungen im Holozän.

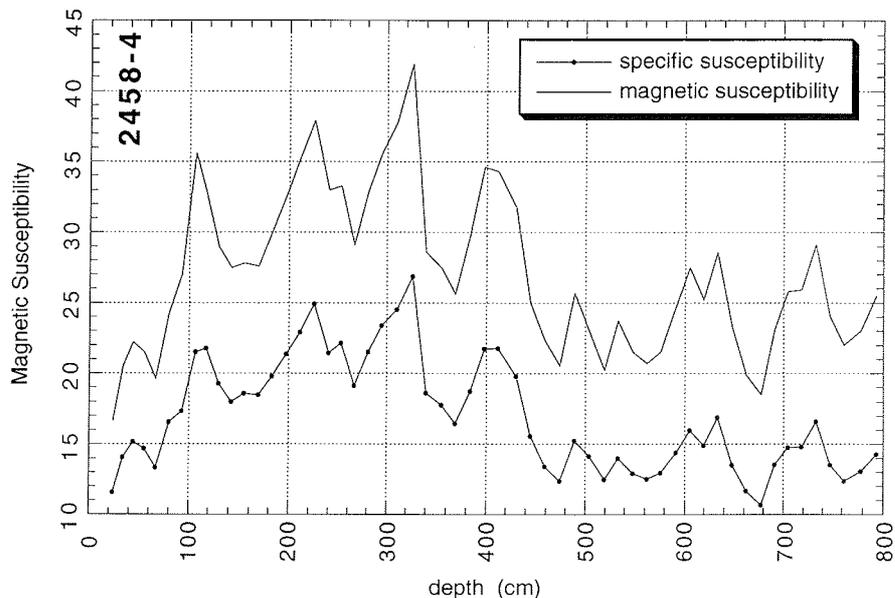


Abbildung 67: Magnetische Suszeptibilität in Kern PS2458-4 (Niessen unpubl. Daten)

Im oberen, holozänen Abschnitt des Kernes (200-0 cm) ist die Schwermineralzusammensetzung durch abnehmende Klinopyroxenwerte charakterisiert, vergleichbar mit den Oberflächensedimenten des östlichen Laptev-See-Schelfs. Der fluviatile Eintrag kann sich aufgrund der Klimaverbesserung nun verstärkt haben, wie es auch die Sauerstoffisotopenwerte planktischer Foraminiferen zeigen (Spielhagen et al. 1996).

Eine weitere Erklärung für die leicht veränderte Mineralzusammensetzung in Kern PS2458-4 kann der vor, während und nach der Termination I veränderte fluviatile Eintrag sein (Spielhagen et al. 1996). Eine Gebirgsvereisung im Putorana-Gebirge sowie auf dem Anabar-Schild im MIS 2 (Galabala 1997; Velichko et al. 1997) und deren Abschmelzereignisse können die Ursache für veränderte Einzugsgebiete der Flüsse gewesen sein. Eine großflächige Vereisung der Taimyr-Halbinsel kann dagegen ausgeschlossen werden (Dunayev & Pavlidis 1988; Melles et al. 1996; Niessen et al. 1998). Sicherlich ist bei einer gravierenden Änderung des fluviatilen Eintrags während der Termination eine Änderung der Korngrößen zu erwarten. Drastische Wechsel in der Korngrößenverteilung wurde weder in den Schelfkernen in der Nähe der Khatanga-Rinne (Weiel 1997) noch im Kern PS2458-4 dokumentiert.

Weitere Parameter im Sedimentkern PS2725-5 lassen hingegen auf einen veränderten fluviatilen Eintrag in die östliche Laptev-See schließen. Kern PS2725-5 (Abb. 68) vor den Neusibirischen Inseln zeigt in der Zufuhr des terrigenen organischen Materials drastische Änderungen in den Akkumulationsraten. Im Zeitraum 8790 ^{14}C bis 8620 ^{14}C -Jahren (Termination Ib) betrug die lineare Sedimentationsrate (LSR) $>660 \text{ cm/kyr}$ und der Eintrag terrigenen organischen Materials stieg um ein Vielfaches an (Stein & Fahl in Vorb.). Ein Maximum des terrigenen organischen Materials mit $2 \text{ gC cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$

Bei veränderten Sedimentationsraten dokumentiert die Schwermineralogie im Schwerelotkern PS2725-5 eine unveränderte Zusammensetzung des eistransportierten Materials. Die starke Abnahme an terrigenem Material nach der Termination ist somit nicht auf ein verändertes Einzugsgebiet zurückzuführen, sondern auf eine veränderte Transportkraft und damit Eintrag der Flüsse.

Es ist kein Maximum der Klinopyroxenphase ersichtlich. Entweder war die Erosion der Khatanga-Rinne schon abgeschlossen als die Dokumentation der Sedimentation an dieser Kernposition einsetzte, wie es in Kern PS2458-4 erkennbar ist, oder die Oberflächenzirkulation brachte große Mengen des Schwermineralsignals der Neusibirischen Inseln auf die Position von Kern PS2725-5 und die hohen linearen Sedimentationsraten wurden durch eine verstärkte Küstenerosion der Inseln verursacht. Die Oberflächenzirkulation der Laptev-See beeinflusste die Sedimente durch das eistransportierte Material dort nicht mehr in dem Maße wie es im Kern PS2458-4 dokumentiert wurde. Die Dominanz der Amphibole zeigt deutlich den Eintrag der Lena und/oder das Schwermineralsignal der Neusibirischen Inseln. Im ganzen Kern weist die Schwermineralzusammensetzung ein mit den rezenten Oberflächen vergleichbares Spektrum auf. Nur die geringen Spuren an detritischen Karbonat deuten auf einen lokalen Einfluß der Neusibirischen Inseln (Fujita & Cook 1990). Kern PS2725-5 ist ein Beispiel dafür, daß sich das Liefergebiet des meereistransportierten Materials für diese Region in den letzten 8000 Jahren nicht veränderte.

5.5 Schlußfolgerungen

Die Schwermineralassoziationen im Kern PS2185-3/6 zeigen für die Kaltstadien 6 und älter ein klimaabhängiges Signal. Durch die Kernlage im zentralen Arktischen Ozean kann eine lokale Beeinflussung ausgeschlossen werden. Geostrophische Winde sind der Hauptantrieb für die Eisdrift (Walsh et al. 1985; Kolatschek et al. 1996; Proshutinsky & Johnson 1997), die die terrigene Sedimentfracht auf den offenen Arktischen Ozean bringt. Bei einer Veränderung oder Verschiebung von Hoch- und Tiefdruckgebieten durch Temperatur und/oder z.B. Eisschilde verändert sich die Richtung und Ausdehnung der Eisdrift. In den Kaltzeiten transportierte das Meereis ein Spektrum, das einem metamorphen Liefergebiet entspricht (Abb. 69). Dagegen entspricht in den MIS 15 bis MIS 7 die Schwermineralzusammensetzung der heute in der Laptev-See gefundenen Mineralogie (Abb. 72).

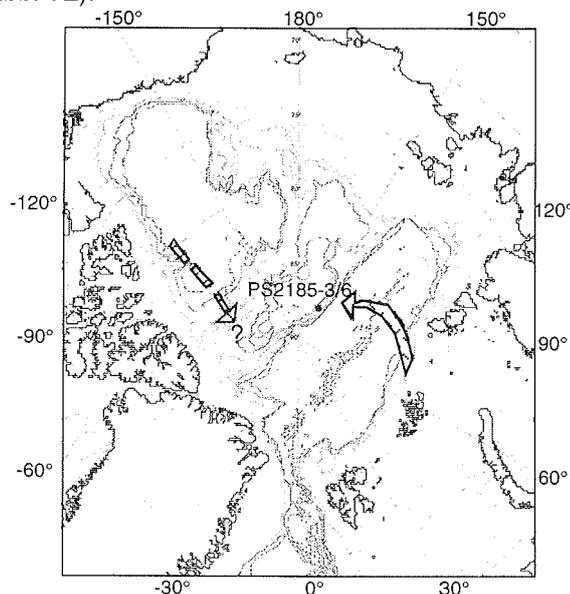


Abbildung 69: Generalisierte Eisdrift im zentralen Arktischen Ozean in glazialen Zeitabschnitten (MIS 16-6)

Ein Modell, wie es von Proshutinsky und Johnson (1997) vorgeschlagen wird, könnte in dieser Weise in den Kaltstadien wirksam gewesen sein (Abb. 70).

Das erste (zyklonische) Regime benötigt als Voraussetzung ein Sibirisches Hoch (der nördlichste Bereich des asiatischen Hochs ist über Sibirien gelegen) über den nördlichen Bereichen der östlichen Arktis. Dabei entstehen über den sibirischen Randmeeren Winde von West nach Ost. Das zyklonische System nördlich der Laptev-See expandiert, während das antizyklonale an Bedeutung verliert. Die Transpolar-Drift verliert an Intensität und verschiebt sich in Richtung Nordamerika, was zu einer zyklonischen Zirkulation und Eisbewegung in der Ostsibirischen See und der Chukchi-See führt. Somit kann mit die Oberflächenzirkulation eistransportiertes Material aus der Kara-

See in den zentralen Arktischen Ozean gelangen, wie es in den Kaltstadien vom MIS 16 bis zum MIS 6 der Fall war (Abb. 69).

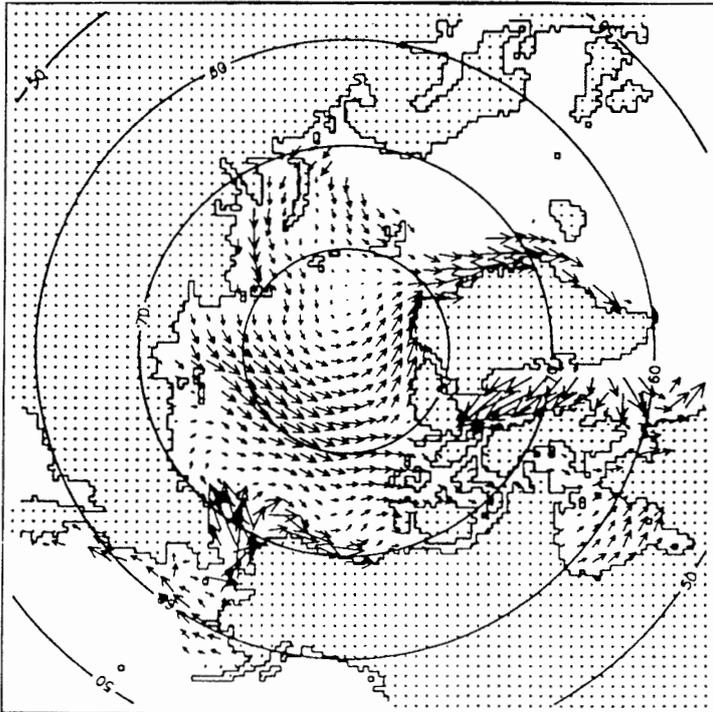


Abbildung 70: Durch atmosphärischen Druck und Wind angetriebene Eisbewegung (Zyklonisches Regime 1989-1993 aus Proshutinsky & Johnson 1997)

Das gegenläufige Modell geht von einer antizyklonischen Zirkulation (Beaufort-Wirbel) über dem Kanadischen Becken sowie einer zyklonischen Zirkulation mit dem Mittelpunkt nördlich der Laptev-See aus. Das arktische Drifteis fließt zwischen diesen beiden Zirkulationszellen. Dieses Zirkulationsmuster taucht auf, wenn das polare Winterhoch das System antreibt, so daß das Gebiet der antizyklonalen Zirkulation wächst und das Gebiet der zyklonalen Zirkulation schrumpft (Abb. 71).

Dieses Regime ist in den Interglazialen (MIS 15-7) aktiv (Abb.72).

Bojendaten unterstützen diese Modelle für die letzten 50 Jahre als zyklisch auftretende Änderungen in der Oberflächenzirkulation. Es gibt Hinweise darauf, daß in rezenten Zeiten (Beobachtungsdauer 1946 bis 1993) die Zirkulationsmodelle alle fünf bis sieben Jahre wechseln (Proshutinsky & Johnson 1997).

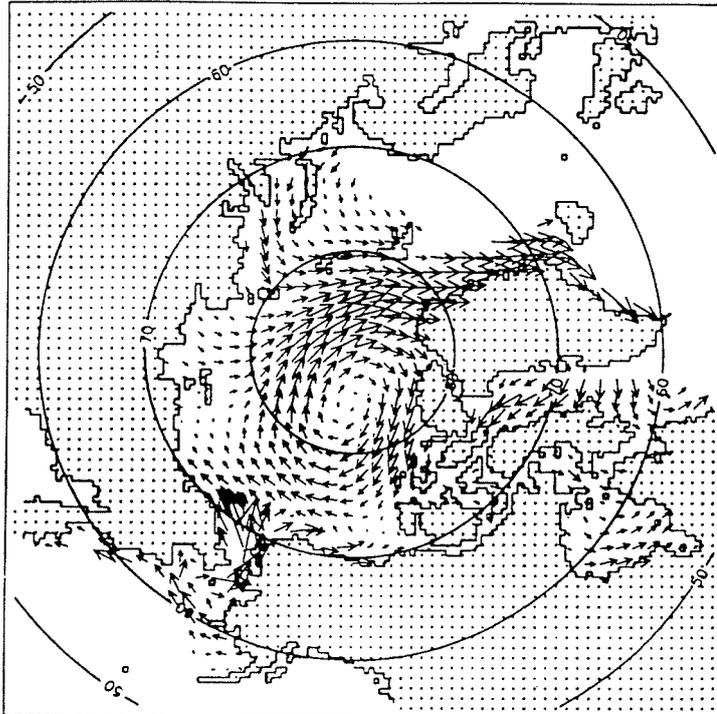


Abbildung 71: Durch atmosphärischen Druck und Wind angetriebene Eisbewegung (Antizyklisches Regime 1946-1952 aus Proshutinsky & Johnson 1997)

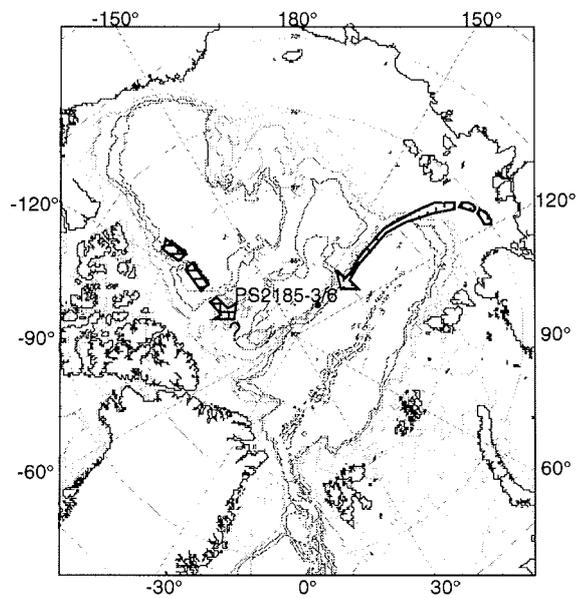


Abbildung 72: Generalisierte Paläoeisdrift im zentralen Arktischen Ozean in interglazialen Zeitabschnitten vom MIS 15 bis zum MIS 6

In diese Modelle gehen eine veränderte thermohaline Konvektion durch veränderte Niederschlagsmengen und damit der fluviatile Eintrag ein, der sich erhöht, wenn das Transpolardrift-System aktiv ist, wie es in dem antizyklischen Regime geschildert wird (Proshutinsky & Johnson 1997). Um die unterschiedlichen Schwermineralzusammensetzungen in den jeweils untersuchten Kernen PS2185-3/6 und PS2757-7/8 im MIS 6 und MIS 5 zu erklären, muss das erste Modell herangezogen werden. Dabei muß davon ausgegangen werden, daß es sich beim MIS 5 generell um ein "kaltes" Interglazial handelte, damit das Zirkulationsmodell für die Kaltstadien herangezogen werden kann (Abb. 73). Eine weitere Erklärung für die relativ einförmige Schwermineralzusammensetzung in PS2757-7/8 ist die lokale Beeinflussung durch die Nähe zur Laptev-See.

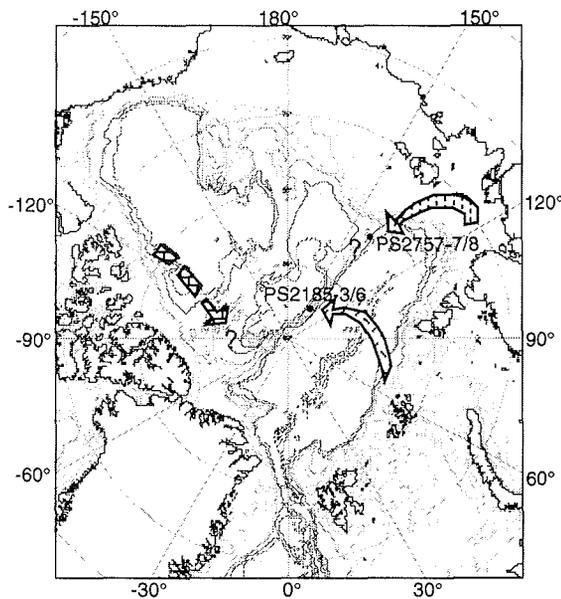


Abbildung 73: Paläoeisdrift im zentralen Arktischen Ozean im MIS 6 und 5

Diese Erklärungsversuche können für die Zusammensetzungen der Schwermineralassoziationen im zentralen Arktischen Ozean seit MIS 16 bis zum MIS 5 herangezogen werden. Davor läßt sich diese Abhängigkeit nicht mehr erkennen. Es scheint, als würden sich die Liefergebiete vermischen. Weder in der Tonmineralogie noch in der Schwermineralogie konnten Muster erkannt werden, die aufgrund ihrer Korrelation untereinander auf ein eindeutiges Liefergebiet hinweisen.

Ein in den beiden untersuchten Kernen PS2185-3/6 und PS2757-7/8 korrelierendes und den rezenten Bedingungen entsprechendes Schwermineralspektrum zeigt ein stabiles Transpolardrift-System seit dem MIS 3 an. Während dieser Zeit war die Laptev-See das wichtigste Liefergebiet für den zentralen Arktischen Ozean. Selbst im MIS 2 war das Transpolardrift-System aktiv. Damit muß selbst im LGM (Last Glacial Maximum) von einem antizyklischen Regime ausgegangen werden. Die

Schwermineralzusammensetzung war in diesem Zeitintervall eher abhängig von dem fluviatilen Eintrag als von dem veränderten Meeresspiegel (Abb. 74).

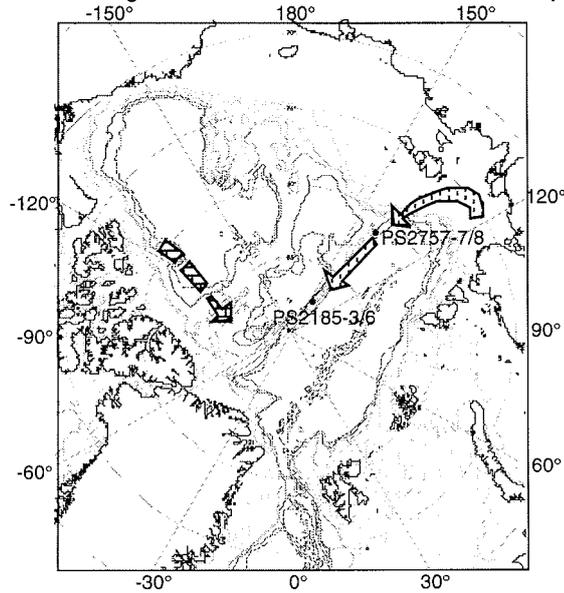


Abbildung 74: Paläoeisdrift vom MIS 3 bis zur Termination Ib

Die Interpretation der Daten von Kern PS2458-4 läßt eine direkte Abhängigkeit der Schwermineralzusammensetzung durch die Veränderung des Meeresspiegels erkennen. Durch die Nähe zum Liefergebiet sind schwermineralogisch unterschiedliche Areale und deren Überflutung durch den ansteigenden Meeresspiegel dokumentiert. Durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse konnte eine Oberflächenzirkulation und somit ein Eisdriftmuster vor, während und nach der Termination postuliert werden (Abb. 75, 76).

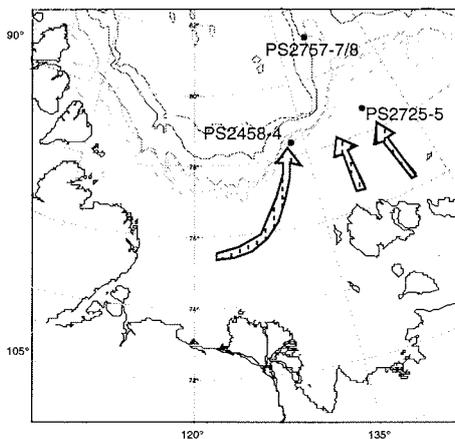


Abbildung 75: Paläoeisdrift in der Laptev-See nach dem LGM

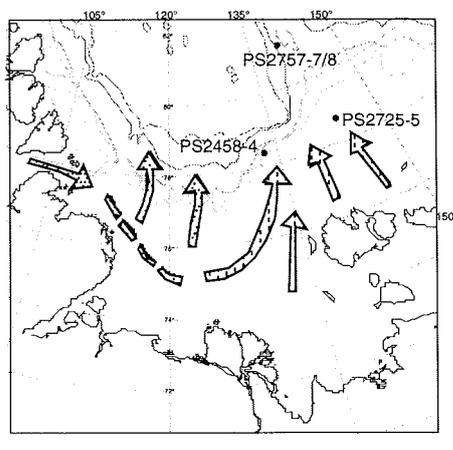


Abbildung 76: Eisdriftmuster seit dem Ende der Termination in der Laptev-See

Eine Verstärkung des terrigenen Eintrags der amerasischen Schelfgebiete ist nur während der Termination Ib dokumentiert, wo der Beaufort-Wirbel bzw. sein Vorläufer größere Mengen der Erosionsprodukte der paläozoischen Plattformkarbonate an die untersuchten Kernpositionen brachte (Abb. 77).

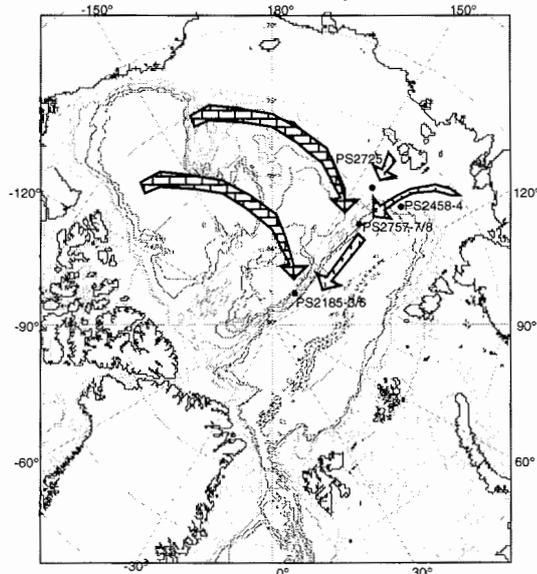


Abbildung 77: Ausweitung des Beaufort-Wirbels zum Zeitpunkt der Termination Ib

Untersuchungen der rezenten Sedimente zeigen die Laptev-See als wichtigsten Sedimentlieferant für den östlichen Arktischen Ozean. Ein Einfluß der kanadischen Arktis wurde nur im zentralen Arktischen Ozean anhand des Eintrags an detritischem Karbonat und opaken Mineralen deutlich (Abb. 78).

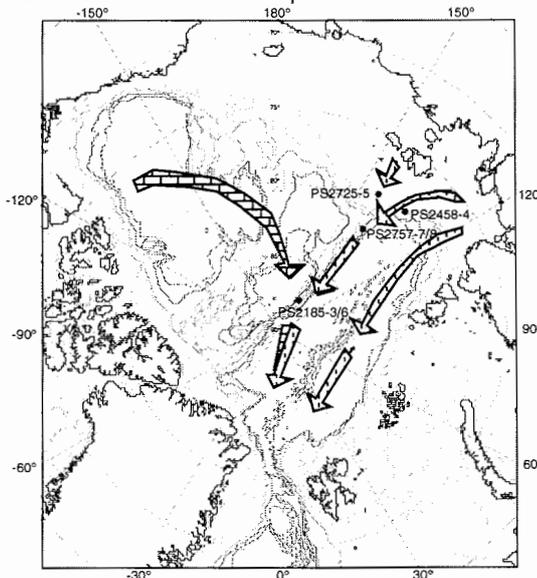


Abbildung 78: Rezente Eisdriftmuster im zentralen Arktischen Ozean

6 Literatur

- Aagaard, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **28A**: 251-268.
- Aagaard, K., Swift, J.H. und Carmack, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **90**: 4833-4846.
- Aagaard, K. und Carmack, E.C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94**: 14485-14498.
- Aagaard, K. und Carmack, E.C. (1994): The Arctic Ocean and climate: a perspective. *In*: O. M. Johannessen, R. D. Muench and J. E. Overland: The polar oceans and their role in shaping the global environment: The Nansen centennial volume. American Geophysical Union, Washington, D.C., 5-20.
- Abelmann, A. (1992): Diatom assemblages in Arctic sea ice - indicator for ice drift pathways. *Deep Sea Res.*, **39** (2): 525-538.
- Ackermann, N.L., Shen, H.T. und Sanders, B. (1994): Experimental studies of sediment enrichment of arctic ice covers due to wave action and frazil entrainment. *J. Geophys. Res.*, **99**: 7761-7770.
- Anisimov, M.A. (1996): The landscape chart of the basin of the Levinson-Lessing lake. *In*: H. Kassens, F. Lindemann and B. Rohr, Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts): Köln, Alfred-Wegener-Stiftung, 112 pp.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. und Weiber, R. (1994): Multivariate Analysemethoden. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, Springer-Verlag, 594 pp.
- Bard, E. (1988): Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic Foraminifera: Paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, **3**: 635-645.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. und Zindler, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**: 405-410.
- Barnes, P.W., Reimnitz, E. und Fox, D. (1982): Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. *J. Sed. Petrol.*, **52**: 493-502.
- Behrends, M., Peregovich, B. und Stein, R. (1996): Terrigenous sediment supply into the Arctic Ocean: Heavy mineral distribution in the Laptev Sea. *In*: R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan and K. Fahl, Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Ber. Polarforsch.*, **212**: 37-42.

- Behrends, M., Hoops, E. und Peregovich, B. (1998): 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. et al. (eds), *Land Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History.-Lecture Notes in Earth Sciences*, Berlin, Springer-Verlag, in Druck.
- Belov, N.A. and Lapina, N.N. (1961): *Seafloor sediments of the Arctic Basin*. Gidrometeoizdat, 214 p.
- Bischof, J., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F. und Thiede, J. (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions :Ice-rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6: *In: J. A. Dowdeswell and J. D. Scourse, Glacimarine Environments: Processes & Sediments: Geol.Soc.Spec.Publ.*, **53**: 275-291.
- Bischof, J., Clark, D.L. und Vincent, J.-S. (1996): Origin of ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **11**: 757-772.
- Blanchon, P. und Shaw, J. (1995): Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, **23**: 4-8.
- Boenigk, W. (1983): *Schwermineralanalyse*. Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart, 158 pp.
- Bohrmann, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. *Ber. Polarforsch.*, **95**: 133 pp.
- Brigham-Grette, J. und Hopkins, D.M. (1995): Emergent marine record and paleoclimate of the last interglaciation along the northwest Alaskan coast. *Quaternary Res.*, **43**: 159-173.
- Chappell, J. und Shackleton, N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.
- Clark, D.L. (1990): Arctic ocean ice cover; geologic history and climatic significance. *In: A. Grantz, L. Johnson und J. F. Sweeney, The Arctic Ocean Region*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., 53-62.
- CLIMAP Project Members (1981): Maps of Northern and Southern Hemisphere Continental Ice, sea ice, sea surface temperatures in August for the modern and the last glacial maximum. *Map and Chart Series*, London (Geological Society), **MC36**: 18 pp.
- Darby, D.A., Naidu, A.S., Mowatt, T.C. und Jones, G. (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean: *In: Y. Herman, The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. New York, van Nostrand Reinhold, 657-720.

- Darby, D.A., Bischof, J.F. und Jones, G.A. (1997): Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic. *Deep-Sea Res. II*, **44**: 1745-1757.
- Dawes, P.R. und Soper, N.J. (1973): Pre-Quaternary history of North Greenland. *In*: M.G. Pitcher (ed). Arctic Geology, *AAPG Memoirs*, **19**: 117-134
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. und Savchenko, Y.P. (1993): East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - Its Significance for Arctic Sea ice Formation and Transpolar Sediment Flux: *Ber. Polarforsch.*, **120**: 3-37.
- Dethleff, D. (1995): Die Laptevsee - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meereis. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 111 pp.
- Dibner, V.D. (1970): Franz-Josef-Land and Victoria Island: *In* B. V. Tkachenko and B. K. Yegiazarov, *Geologiya SSSR, Ostrova Sovetskoy Arktiki*: Moskau, 55-112.
- Dolginow, J. und Kropatschjow, S. (1994): Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten. Moskau, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 163 pp.
- Dunayev, N.N. und Pavlidis, J.A. (1988): A model of the late Pleistocene glaciation of Eurasiatic arctic shelf: *In*: V. M. Kotlyakov, Sokolov, V.E., Arctic Research. - Advances and Prospects, 70-72.
- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, T., Martin, T., Kassens, H. und Viehoff, T. (1997): Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Cont. Shelf Res.*, **17**: 205-233.
- Eisenhauer, A., Spielhagen, R.F., Frank, M., Hentschel, G., Mangini, A., Kubik, P. W., Dietrich-Hannen, B. und 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.
- Elias, S.A., Short, S.K. und Birks, H.H. (1997): Late Wisconsin environments of the Bering Land Bridge. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **136**: 293-308.
- Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland-Burg, M. und 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., Andersen, E.S., Dokken, T., Hebbeln, D., Spielhagen, R.F., Svendsen, J.I., Sørflaten, M., Rørnes, A., Hald, M. und Forsberg, C.F. (1995): The growth and decay of the Late Weichselian ice sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. *Quaternary Res.*, **44**: 303-316.

- Fahl, K. und Stein, R. (1998): Biomarkers as organic-carbon-source and environmental indicators in the late Quaternary Arctic Ocean: problems and perspectives. *Mar. Chem.*, in Druck.
- 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.
- Fessenden, F.W. (1959): Removal of heavy liquid separates from glass centrifuge tubes. *J. Sed. Petrol.*, **29**: 269-280.
- Forman, S.L., Lubinski, D., Miller, G.H., Snyder, J., Matishov, G., Korsun, S. und Myslivets, V. (1995): Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. *Geology*, **23** (2): 113-116.
- Frank, M. (1996): Reconstruction of late quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic circumpolar current system. *Ber. Polarforsch.*, **186**: 136 pp.
- Frederichs, T. (1995): Regionale und altersabhängige Variationen gesteinsmagmatischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. *Ber. Polarforsch.*, **164**: 212 pp.
- Fütterer, D.K. (1992): ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS "Polarstern" 1991. *Ber. Polarforsch.*, **107**: 267 pp.
- Fujita, K. and Cook, D.B. (1990): The Arctic continental margin of eastern Siberia. In: A. Grantz, L. Johnson und J. F. Sweeney, The Arctic Ocean Region. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., 289-304.
- Fütterer, D.K. (1994): Die Expedition ARCTIC '93, Der Fahrabschnitt ARK-IX/4 mit FS "Polarstern" 1993. *Ber. Polarforsch.*, **149**: 244 pp.
- Galabala, R.O. (1997): Pereletki and the initiation of glaciation in Siberia. *Quaternary International*, **41/42**: 27-32.
- Gard, G. und Backman J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Drift Water influx during the last 500.000 Years. In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Dordrecht Kluwer NATO ASI Series, C, **308**: 417-436.
- Gerasimov, I.P. (1965): Degradation of the last European ice sheet. *Quaternary Geology and Climate*, **16**, 72-80.
- Gordeev, V.V. und Sidorov, I.S. (1993): Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River. *Mar. Chem.*, **43**: 33-45.
- Gordienko, P.A. und Laktionov, A. F. (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. *Ann. International Geophys. Year*, **46**, New York (Oceanogr. Pergamon): 94-112.

- Grigiryev, M.N. und Kunitsky V.V. (1996): Development of excessively iced shores of the Arctic seas during forecasted rise in temperature. *In*: H. Kassens, F. Lindemann and B. Rohr, Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea Seystem (Program and Abstracts): Köln, Alfred-Wegener-Stiftung, 112 pp.
- Gurevich, V.I. (1995): Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of western Eurasia. *Norsk Polarinstitut Meddelelser*, **131**: 1-92.
- Gutierrez-Mas, J.M., Domínguez-Bella, S. und López-Aguayo, F. (1994): Present-day sedimentation patterns of the Gulf of Cadiz northern shelf from heavy mineral analysis. *Geo-Marine Letters*, **14**: 52-58.
- 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. Unpubl. master thesis, Ohio State University.
- Hermel, J. (1995): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Flußsedimenten der Lena (Yakutsk-Laptev-See), Ostsibirien. Unpubl. Diplomarbeit, Techn. Univ. Braunschweig.
- Hodgson, D.A. (1994): Episodic ice streams and ice shelves during retreat of the northwesternmost sector of the late Wisconsinan Laurentide ice sheet over the central Canadian Arctic Archipelago. *Boreas*, **23**: 14-28.
- Holmes, M.L. und Creager, J.S. (1974): Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. *In*: Y. Herman, Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas: New York, Springer-Verlag, 211-230.
- Hoops, E. (1998): Die Charakterisierung von Sedimenten der in die Laptev See mündenden Flüsse anhand von Schwermineralverteilungen. Universität Potsdam, in Vorb.
- Imbrie, J. und Van Andel, T.H. (1964): Vector Analysis of Heavy-Mineral Data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **75**: 1131-1156.
- Ivanov, G.I., Krylov, A.A. und Ponomarenko, T.V. (in Vorbereitung): Mineralogy of heavy subfraction of bottom sediments in the St. Anna Trough. *In*: Rüdiger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, Gennady Tarasov and Kirsten Fahl, Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea, in Vorbereitung
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. *In*: Hurdle, B.G. (ed), The Nordic Seas, 102-127.
- Johansen, S.E., Ostist, B.K., Birkeland, Ø., Federovsky, Y.E., Martirosjan, V.N., Christensen, O.B., Cheredeev, S.I., Ignatenko, E.A. und Margulis, L.S. (1993): Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential. *In*: T.O. Vorren, E. Bergsager, Ø. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie and T.B. Lund, Arctic Geology and Petroleum Potential: Amsterdam, Elsevier, 273-320.

- Jones, G.A. und Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78° N) for early deglaciation. *Nature*, **336**: 56-59.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E. und Barnes, P.W. (1989): Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. *Sed. Petrol.*, **59**: 308-317.
- Kleiber, H.-P. und Niessen, F. (1998): Late pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea shelf - implications from sub-bottom profiling. *In*: H. Kassens, et al. (eds), Land Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Berlin, Springer-Verlag, in Druck.
- Klován, J.E. and Imbrie, J. (1971): An algorithm and FORTRAN-IV program for large scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores. *J. Math. Geol.* **3**: 61-67.
- Klován, J.E. und Miesch, A.T. (1976): Extended CABFAC and QMODEL computer programs for Q-mode factor analysis of compositional data. *Computers and Geosciences*, **1**:161-178.
- Knies, J. Müller, C. Nowaczyk, N. und Stein, R. (in Vorbereitung): A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian margin over the last 160 kyr
- Koerner, R.M. (1973): The mass balance of the sea ice of the Arctic Ocean: *J. Glaciol.*, **12**: 173-185.
- Kolatschek, J., Eicken, H., Alexandrov, V.Y. und Kreyscher, M. (1996): The sea-ice cover of the Arctic Ocean and the Eurasian marginal seas: A brief overview of present day patterns and variability: *In* R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan and K. Fahl, Surface-sediment composition in and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin: *Ber. Polarforsch.*, **212**: 2-18.
- Kubisch, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. Geomar Report, **16**, Kiel, 100 pp.
- Lao, Y., Anderson, R.F. und Broecker, W.S. (1992): Boundary scavenging and deep sea sediment dating: Constraints from Excess ^{230}Th and ^{231}Pa . *Palaeoceanography*, **7**:783-798.
- Lapina, N.N. (1965): The determination of distribution paths of sediments, based on mineralogical investigations of marine deposits (example Laptev Sea). *Uchennye Zapiski NIIGA, Ser. Region. Geol.*, **7**:139-157 (in Russisch).
- Letzig, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. *Ber. Polarforsch.*, **162**: 98 pp.

- 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 und 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: R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan and K. Fahl, Surface-sediment composition and sedimentary processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin: Ber. Polarforsch.*, **212**: 58-80.
- Listzin, A.P. (1996): Oceanic Sedimentation. American Geophysical Union, Washington, D.C., 400 pp.
- Luepke, G. und Escowitz, C. (1989): Grain-Size, Heavy-Mineral, and Geochemical Analyses of Sediments from the Chukchi Sea, Alaska: *U.S. Geol.Surv. Bull.*, **1896**: 12.
- Mange, M.A. und Maurer, H.F.W. (1991): Schwerminerale in Farbe. Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart, 148 pp.
- Mangerud, J. und Svendsen, J.I. (1990): Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*, **19**: 249-272.
- Mann, D.H. und Hamilton, T.D. (1995): Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the north Pacific coast. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 449-471.
- Markussen, B., Zahn, R. and Thiede, J. (1985): Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**: 271-284.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. und 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 Res.*, **27**: 1-27.
- Matishov, G.G., Tarasov, G.A., Pavlova, L.A. und Alekseev, V.V. (1992): Quaternary geology of shelf areas surrounding Franz Josef Land: *Arctic Ocean Marine Geology*, 301 pp.
- Meincke, J., Rudels, B. und Friedrich, H.J. (1997): The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system. *ICES Journal of Marine Science*, **54**:283-299.
- Melles, M., Ebel, T., Hahne, J., Hagedorn, B., Harwart, S., Hermichen, W.-D., Hubberten, H.-W., Kienel, U., Kopsch, C., Niessen, F., Siegert, C. und Stock, O. (1996): On the Late Quaternary climatic and environmental history of the Taymyr peninsula and Severnaya Zemlya Archipelago, central Siberia. *In: H. Kassens, F. Lindemann and B. Rohr, Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea Seystem (Program and Abstracts): Köln, Alfred-Wegener-Stiftung*, 112 pp.

- Moore, T.E., Wallace, W.K., Bird, K.J., Karl, S.M., Mull, C.G. und Dillon, J.T. (1994): Geology of northern Alaska: *In* G. Plafker and H. Berg, The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, *Geological Society of America*, 1055 pp.
- Morris, T.H., Clark, D.L. and Blasco, S.M., (1985): Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A Pleistocene stratigraphy for the North Pole. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 901-910.
- Morton, A.C. (1985): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the North Sea. *Sedimentology*, **32**: 553-566.
- Müller, C. (1998): Terrigener Sedimenteintrag und Paläoozeanographie am Eurasischen Kontinentalrand im Spätquartär: Rekonstruktionen nach Tonmineral- und Korngrößendaten. Universität Bremen, in Vorb.
- Naugler, F.P. (1967): Recent Sediments of the East Siberian Sea. Unpubl. Master thesis, University of Washington.
- Naugler, F.P., Silverberg, N. und Creager, J.S. (1974): Recent sediments of the East Siberian Sea. *In*: Y. Herman, Marine geology and oceanography of the Arctic Seas: New York, Springer-Verlag, 191-210.
- Nechaev, V.P., Sorochinskaya, A.V., Tsoy, I.B. und Gorbarenko, S.A. (1994): Clastic components in Quaternary sediments of the northwest Pacific and their paleo-oceanic significance. *Marine Geology*, **118**, 119-137.
- Niessen, N., Ebel, T., Kopsch, C. und Fedorov, D.E. (1998): High-resolution seismic stratigraphy of lake sediments on the Taymyr Peninsula, Central Siberia. *In*: H. Kassens et al. (eds), Land Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History.-*Lecture Notes in Earth Sciences*, Berlin, Springer-Verlag, in Druck.
- Nørgaard-Pedersen, N. (1996): Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris. Dissertation, Geomar, Kiel, 115 pp.
- Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R., Thiede, J. und Kassens, H. (1998): Central Arctic surface ocean environment during the past 80,000 years. *Paleoceanography*, **13**: 193-204.
- Nøttvedt, A., Berglund, L.T., Rasmussen, E. und Steel, R.J. (1988): Some aspects of the Tertiary tectonics and sedimentation along the western Barents Shelf. *Geol. Soc. London; Spec.Publ.*, **39**: 421-425.
- Nøttvedt, A., Livbjerg, F., Midbøe, P.S. und Rasmussen, E. (1993): Hydrocarbon potential of the Central Spitsbergen basin. *In*: T.O. Vorren, E. Bergsager, Ø. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie and T.B. Lund, Arctic Geology and Petroleum Potential: Amsterdam, Elsevier, 333-362.

- Nowaczyk, N.R. und Baumann, M. (1992): Combined high - resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep Sea Res.*, **39**: S567-S601.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. und Thiede, J. (1994): Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release: *In*: J. Thiede, T.O. Vorren and R.F. Spielhagen, *Marine Geology*. Amsterdam, Elsevier Science B.V., 185-214.
- Nürnberg, D., Levitan, M.A., Pavlidis, J.A. und Shelekhova, E.S. (1995): Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara seas. *Geol. Rund.*, **84**: 665-682.
- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmungen der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. Geomar Report, **10**, Kiel, 106 pp.
- Parkinson, C.L., Comiso, J.C., Zwally, H.J., Cavalieri, D.J., Gloersen, P. und Campbell, W.J. (1987): Arctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive microwave observations. Washington, D.C., NASA, 489 pp.
- Peregovich, B. (1998): Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptewsee: schwermineralogische und sedimentologische Untersuchungen, Dissertation Universität Kiel, 84 pp, in Druck.
- Pettijohn, F.J. (1957): Sedimentary rocks. New York (3. Auflage 1975) 718 pp.
- Pfirman, S., Wollenburg, I., Thiede, J., Mudie, P.J. und Abelmann, A. (1989): Lithogenic sediment in Arctic pack ice: Potential aeolian flux and contribution to deep sea sediments. *In*: M. Sarnthein und M. Leinen (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, Dordrecht, Kluwer, NATO ASI Series C, **282**, 463-493
- Pfirman, S., Lange, M.A., Wollenburg, I. und Schlosser, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic-Antarctic comparisons. *In*: U. Bleil und J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, Dordrecht, Kluwer, NATO ASI Series C, **308**, 187-211.
- Pfirman, S., Bauch, D. und Gammelsrød, T. (1994): The Northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. *In*: O. M. Johannessen, R. D. Muench und J. E. Overland, *The polar oceans and their role in shaping the global environment: The Nansen centennial volume*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 77-94.
- Pfirman, S.L., Colony, R., Nürnberg, D., Eicken, H. und Rigor, I. (1997): Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **102**:12575-12586.
- Phillips, L.R. und Grantz., A. (1997): Quaternary history of sea ice and paleoclimate in the Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge. *GSA Bulletin*, **109**: 1101-1115.

- Pichler, H., und Schmitt-Riegraf, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart, 230 pp.
- Polyak, L. und Solheim, A. (1994): Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land. *Polar Research*, **13**:197-207.
- Polyak, L., Lehman, S.J., Gataullin, V. und Jull, A.J.T. (1995): Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. *Geology*, **23**: 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, Arctic Russia. *Marine Geology*, in Druck.
- Proshutinsky, A.Y. und Johnson, M.A. (1997): Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, in Druck
- Punkari, M. (1995): Glacial flow systems in the zone of confluence between the scandinavian and Novaya Zemlya ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 589-603.
- Rachor, E. (1997): Wissenschaftlicher Fahrtbericht über die Arkis-Expedition ARK-XI/1 von 1995 mit FS "Polarstern". *Ber. Polarforsch.*, **226**: 157 pp.
- Reimnitz, E., McCormick, M., Bischof, J., Darby, D. und Barnes, P.W. (in Vorbereitung): Comparison of sediment composition in sea ice with that of the shallow source area.
- Reimnitz, E. und Kempema, E.W. (1987): Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. *Marine Geology*, **77**:219-231.
- Reimnitz, E., Kempema, E.W. und Barnes, P.W. (1987): Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. *J. Geophys. Res.*, **92**: 14671-14678.
- Reimnitz, E., Marincovich jr., L., McCormick, M. und Briggs, W.M. (1992): Suspension freezing of bottomsediment and biota in the Northwest Passage and implications for the Arctic Ocean sedimentation. *Can. J. Earth Science*, **29**: 693-703.
- Reimnitz, E., McCormick, M., McDougall, K. und Brouwers, E. (1993a): Sediment-export by ice rafting from a coastal polynya, Arctic Alaska. *Arctic Alp. Res.*, **25**: 83-98.
- Reimnitz, E., Kempema, Weber, W.S., Clayton, J.R. und Payne, J.R. (1993b): Interaction of rising frazil with suspended particles: tank experiments with applications to nature. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **21**: 117-135
- Rigor, I. und Colony, R. (in Vorbereitung): Sea ice production and transport of pollutants in the Laptev Sea, 1979-1992. *Science of the Total Environment*

- Rigor, I. (1992): Arctic Ocean buoy program. *ARCOS newsletter*, **44**, 1-3.
- Rudels, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea. *Deep Sea Res.*, **37**: 1491-1511.
- Rudels, B., Jones, E.P., Anderson, L.G. und Kattner, G. (1994): On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. *In*: O. M. Johannessen, R. D. Muench and J. E. Overland, The polar oceans and their role in shaping the global environment: The Nansen centennial volume: American Geophysical Union, Washington, D.C., 33-46.
- Sancetta, C. und Silvestri, S.M (1986): Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean - atmosphere system, interpreted from fossil diatoms. *Paleoceanography*, **1(2)**: 163-180.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnhold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatøy, A., Johannessen, G., Jung, S., Koç, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. und Schulz, H. (1995): Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography*, **10**: 1063-1094.
- Schäper, S. (1994): Quartäre Sedimentation im polnahen Arktischen Ozean. Unpubl. Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.
- Schauer, U. (1995): The Arctic Shelves: their role in water mass formation. *In* H. Kassens, H.-W. Hubberten, S. M. Pryamikov and R. Stein, Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev-Sea: *Ber. Polarforsch.*, **144**: 9-13.
- Schauer, U., Muench, R.D., Rudels, B. and Timokhov, L. (1997): The impact of eastern Arctic shelf water on the Nansen Basin intermediate layers: *J. Geophys. Res.*; **102**: 3371-3382.
- Scheidegger, K.F., Kulm, L.D. und Piper, D. J. W. (1973): Heavy mineralogy of unconsolidated sands in northeastern Pacific sediments: Leg 18, Deep Sea Drilling Project. *Init. Rep. DSDP.*, **18**: 877-887.
- Schubert, C.J. (1995): Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität. *Ber. Polarforsch.*, **177**: 178 pp.
- Scull, B.J. (1960): Removal of heavy liquid separates from glass centrifuge tubes. Alternativ method. *J. Sed. Petrol.*, **30**: 626.
- Silverberg, N. (1972): Sedimentology of the surface sediments of the east Siberian and Laptev Seas. Unpubl. Master thesis, University of Washington.
- Southon, J.R., Ku, T.L., Nelson, D.E., Reys, J.L., Duplessy, J.C. und Vogel, J.S. (1987): ¹⁰Be in a deep sea core: implications regarding ¹⁰Be production changes over the past 420 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**: 356-364.

- Spielhagen, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. Geomar Report, **4**, Kiel, 133 pp.
- 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. und Wahsner, M. (1997): Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets. *Geology*, **25**: 783-786.
- Spielhagen, R.F., Erlenkeuser, H. und Heinemeier, J. (1996): Variability of freshwater export from the Laptev Sea to the Arctic Ocean during the last 14.000 years. In: H. Kassens, F. Lindemann and B. Rohr, Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts): Köln, Alfred-Wegener-Stiftung, 89 pp.
- Stattegger, K. (1987): Heavy minerals and provenance of sands: Modelling of lithological end members from river sands of northern Austria and from sandstones of the Austroalpine Gosau formation (Late Cretaceous). *J. Sed. Petrol.*, **57**: 301-310.
- Stein, R. und Fahl, K. (in Vorbereitung): Holocene accumulation of organic carbon along the Eurasian continental margin (Arctic Ocean) and its Paleoenvironmental Significance
- Stein, R. und Korolev, S. (1994a): Shelf-to-Basin sediment transport in the eastern Arctic Ocean. In: H. Kassens, H.-W. Hubberten, Pryamikov, S.M., Stein, R., *Ber. Polarforsch.*, **176**:87-100.
- Stein, R., Grobe, H. und Wahsner, M. (1994b): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments. In: J. Thiede, T. O. Vorren and R. F. Spielhagen, *Marine Geology*, Amsterdam, Elsevier Science B.V., 269-285.
- Stein, R., Nam, S.-I., Schubert, C., Vogt, C., Fütterer, D. und Heinemeier, J. (1994c): The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean. *Science*, **264**: 692-696.
- Sudgen, D.E. (1982): *Arctic and Antarctic - A Modern Geographical Synthesis*. Oxford (Blackwell Publ.): 472 pp.
- Swift, J.H. (1986): Arctic Waters. In: The Nordic Seas, B.D. Hurdle (ed.), Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 129-151.
- Tarasov, G.A., Matishov, G.G., Samoilovich, Yu.G. und Kukina, N.A. (in Vorbereitung): History of investigations of bottom sediments. In: Rüdiger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, Gennady Tarasov and Kirsten Fahl, Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea, in Vorbereitung
- Thiede, J. (1988): Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK-IV/3. *Ber. Polarforsch.*, **43**: 237 pp.

- The Robertson Group (U.K.) & Geological Institute, Academy of Science (USSR): Palaeogeographic atlas of the shelf regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic
- Timokhov, L.A. (1994): Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian Seas: climate, topography, icy phases, thermohaline regime and circulation: *In: H. Kassens, H. W. Hubberten, S. Priamikov and R. Stein, Ber. Polarforsch., 176: 15-31.*
- Untersteiner, N. (1990): Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover: *In: A. Grantz, L. Johnson and J. F. Sweeney, The Arctic Ocean region: Boulder Colorado, Geological Society of America, 63-78.*
- Van Andel, T.H. (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Proefschrift, Universität Groningen.
- Velichko, A.A., Kononov, Y.M. und Faustova, M.A. (1997): The last glaciation of earth: size and volume of ice-sheets. *Quaternary International, 41/42: 43-51.*
- Vinken, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4: 127-170.*
- Vinogradov, V.A., Gramberg, I.S., Pogrebitsky, Yu.E., Rabkin, M.I., Ravich, M.G., Sokolov, V.N. und Sorokov, D.S. (1973): Main features of geologic structure and history of North-Central Siberia.- *In: M.G. Pitcher (ed.) Arctic Geology, AAPG, 181-189.*
- Vogt, C. (1997): Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel: *Ber. Polarforsch., 251: 309.*
- Wahsner, M. (1995): Mineralogical and sedimentological characterization of surface sediments from the Laptev Sea. *In: H. Kassens, D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten and S.M. Priamikov, Russian-German Cooperation: Laptev Sea System: Ber. Polarforsch., 176: 303-313.*
- Wahsner, M., Mueller, C., Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M., Shelekova, E. und Tarasov, G. (eingereicht): Clay mineral distributions in surface sediments from the Central Arctic Ocean and the Eurasian continental margin as indicator for source areas and transport pathways - A synthesis-. *Boreas,*
- Walsh, J.E., Hibler III, W.D. und Ross, B. (1985): Numerical simulation of northern hemisphere sea ice variability, 1951-1980. *J. Geophys. Res., 90: 4847-4865.*
- Weiel, D. (1997): Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. Unpubl. Diplomarbeit, Universität Köln.

- Weinelt, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60,000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen: Dissertation, Universität Kiel.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Ber. Polarforsch.*, **127**: 159.
- Wollenburg, J. (1995): Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean. *Ber. Polarforsch.*, **179**: 227.
- Zahn, R., Markussen, B. und Thiede, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, **314**: 433-435.
- Zonenshain, L.P. und Natapov, L.M. (1989): Tectonic history of the Arctic region from the Ordovician through the Cretaceous. *In*: Y. Herman, The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology: New York, van Nostrand Reinhold, 829-862.

7 Anhang

7.1 Lithologie

Legende:

Lithology

Structure

	sand		foraminiferal ooze		bioturbation
	sandy silt		nannofossil ooze		stratification
	sandy clay		diatomaceous ooze		lamination
	sandy mud		radiolarian ooze		coarsening upward sequence
	silt		volcanic ash		fining upwards sequence
	mud		chert / porcellanite		sharp boundary
	clay		pebbles, dropstones		gradational boundary
	diamicton		sediment clasts		transition zone

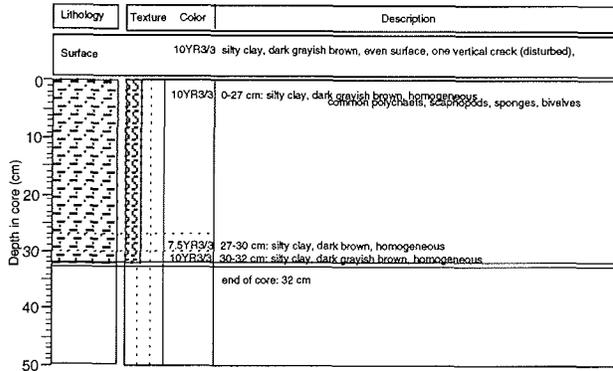
PS2757-7 (GKG)

ARK-XI/1

Recovery: 0.32 m

Lomonosov Ridge
81°09.6'N, 140°12.1'E

Water depth: 1223 m



Anhang 7. 1.3: Kernbeschreibung Kastengreifer PS2757-7 (Rachor 1997)

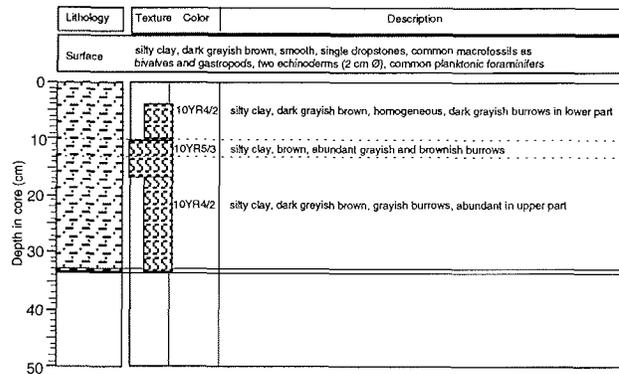
PS2185-3 (GKG)

ARK-VIII/3

Recovery: 0.33 m

Lomonosov Ridge
87° 32' N, 144° 22.9' E

Water depth: 1051 m



Anhang 7.1.4: Kernbeschreibung Kastengreifer PS2185-3 (Fütterer 1992)

PS2757-8 (KAL)

Recovery: 8.40 m

Lomonosov Ridge

81° 09.8' N, 140° 12.0' E

ARK-XI/1

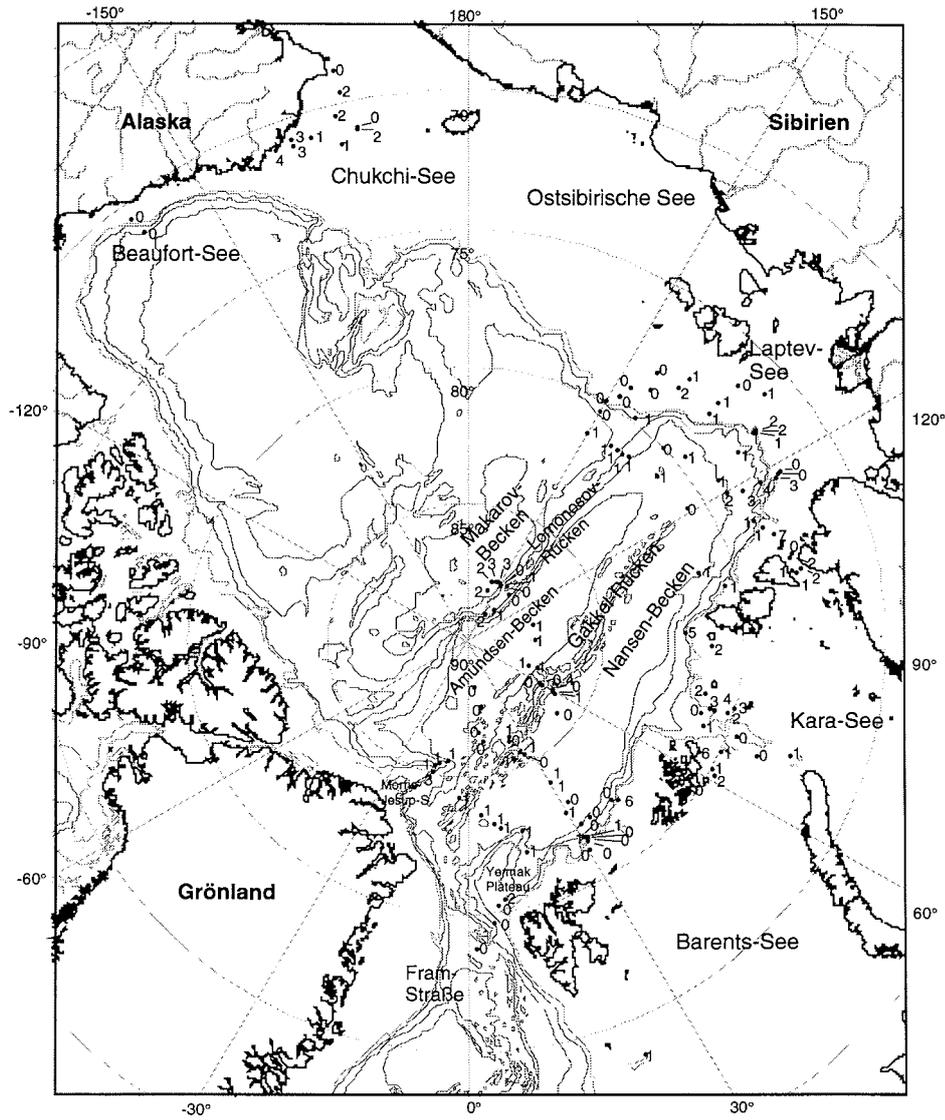
Water depth: 1230 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
		2.5Y 5/4	377 - 389 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4), moderately bioturbated	
		2.5Y 6/4	389 - 396 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), moderately bioturbated	
		10YR 4/3	396 - 415 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), moderately bioturbated	
		2.5Y 6/6	415 - 424 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4), mottled	
		10YR 3/2	424 - 475 cm: silty clay, very dark grayish brown (10YR 3/2) and dark yellowish brown (10YR 4/4), mottled/bioturbated	
		10YR 5/3	475 - 483 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4), dark grayish brown (2.5Y 4/2), and light olive brown (2.5Y 5/3), strongly mottled/bioturbated	
		10YR 2/2	483 - 493 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), light olive brown mottling	
		10YR 4/4	493 - 498 cm: silty clay, brown (10YR 5/3), mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/4 to 2.5Y 4/2	498 - 507 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2) and light olive brown (2.5Y 5/3), mottled/bioturbated	
		2.5Y 4/0	507 - 517 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated; dark brown clay lense at 501-502 cm	
		2.5Y 5/0	517 - 532 cm: silty clay, olive yellow (2.5Y 6/6) and light olive brown (2.5Y 5/4); very dark brown (10YR 2/2) horizons at 508-509 and 516-517 cm	
		5Y 5/3	532 - 543 cm: silty clay, brown (10YR 4/3) and olive yellow (2.5Y 6/6) to light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated	
		5Y 5/3 to 5Y 3/2	543 - 558 cm: alternation of silty clay and silty-sandy layers, light olive brown (2.5Y 5/4) and very dark grayish brown (10YR 3/2)	
		5Y 5/3	558 - 562 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), more dark brown in the middle part	
		5Y 5/3	562 - 599 cm: silty clay, brown (10YR 5/3)	
		5Y 5/3	599 - 608 cm: silty clay, dark brown (10YR 3/3), moderately bioturbated	
		5Y 5/3	608 - 618 cm: silty clay, very dark brown (10YR 2/2) and dark brown (10YR 4/3)	
		5Y 5/3	618 - 629 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4), light olive brown (10YR 5/4) interval at 612-613 cm	
		5Y 5/3	629 - 654 cm: silty clay, abundant silt layers	
		5Y 5/3	654 - 712 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4) to dark grayish brown (2.5Y 4/2), common brown silt layers	
		5Y 5/3	712 - 735 cm: silty clay with significant amounts of sand, dark gray (2.5Y 4/0), sharp boundary at top	
		5Y 5/3	735 - 840 cm: silty clay, olive gray (5Y 5/3); between 764 and 790 cm olive to dark olive gray (5Y 3/2), strongly mottled/bioturbated	

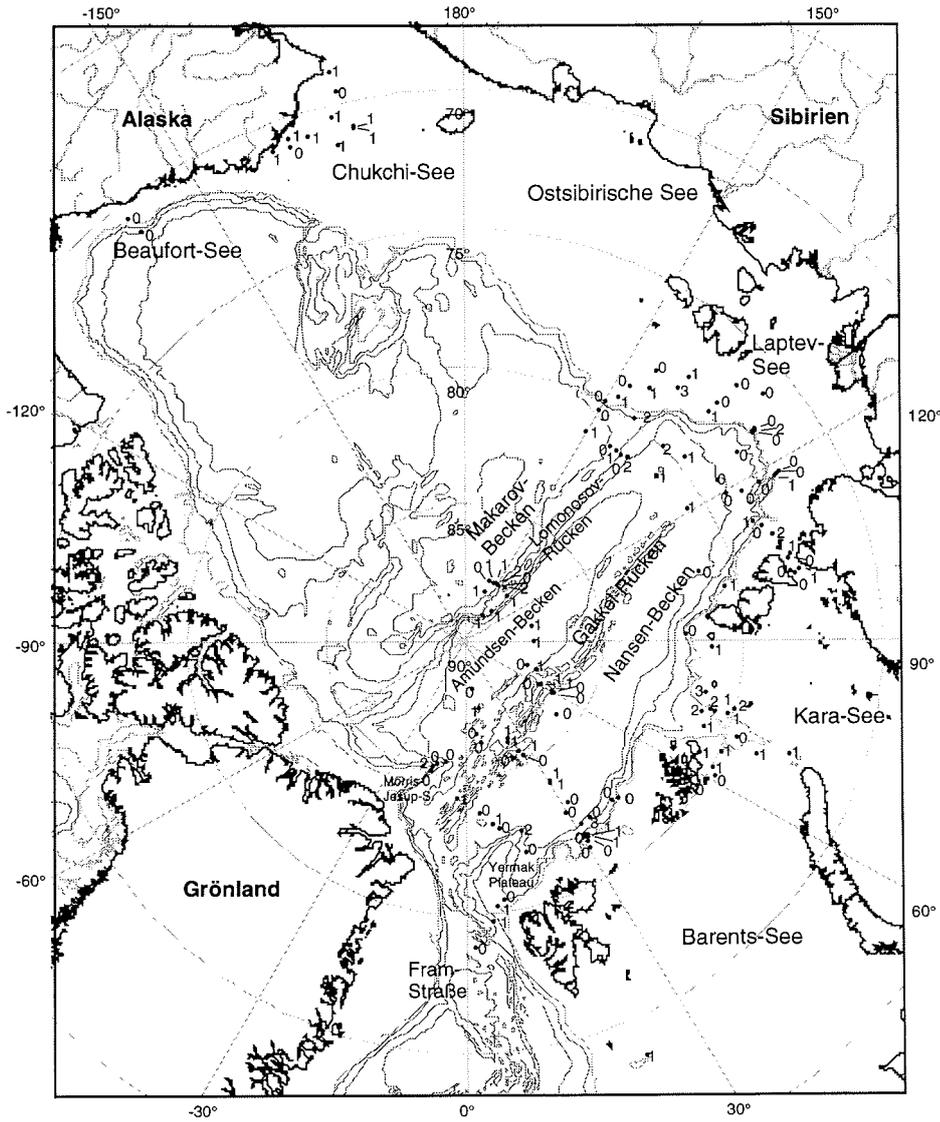
Lithology	Texture	Color	Description	Age
		10YR 3/3	0 - 48 cm: silty clay, dark brown (10YR 3/3); coring disturbance in the upper 14 cm; very dark brown (10YR 2/2) layers at 33-35 cm and 46 - 60 cm and 68 - 74 cm	
		2.5Y 4/2	60 - 68 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2)	
		2.5Y 4/4	68 - 74 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4), mottled/bioturbated	
		2.5Y 4/2	74 - 96 cm: silty clay, brown (10YR 5/3)	
		10YR 5/3	96 - 107 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/4	107 - 126 cm: silty clay, brown (10YR 5/3), mottled/bioturbated	
		10YR 5/3	126 - 143 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/4	143 - 150 cm: silty clay, brown (10YR 5/3), mottled/bioturbated	
		10YR 5/3	150 - 157 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated	
		10YR 4/3	157 - 188 cm: silty clay, brown (10YR 4/3), mottled/bioturbated	
		10YR 3/3	188 - 203 cm: silty clay, dark brown (10YR 3/3), bioturbated	
		10YR 2/2	203 - 214 cm: alternation of dark brown (10YR 3/3) and very dark brown (10YR 2/2)	
		2.5Y 5/4	214 - 221 cm: silty clay, slightly mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/0	221 - 228 cm: silty clay, brown (10YR 4/3) and light olive brown (2.5Y 5/4), mottled; silty layer at 216 cm	
		2.5Y 6/4	228 - 242 cm: silty clay, grayish brown (2.5Y 5/2)	
		2.5Y 4/4	242 - 250 cm: silty clay, gray (2.5Y 5/0), mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/4	250 - 267 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4), mottled/bioturbated	
		10YR 4/4	267 - 274 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4), strongly mottled/bioturbated, sandy layer at 256 cm	
		10YR 5/3	274 - 297 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4), mottled/bioturbated	
		2.5Y 4/4	297 - 300 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/4) to light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/4	300 - 321 cm: silty clay, light yellowish brown (2.5Y 6/4), mottled/bioturbated	
		10YR 3/2	321 - 340 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), mottled/bioturbated, black spots; dark brown (10YR 3/3) horizon at 320-321 cm	
		2.5Y 4/2 and 2.5Y 5/3	340 - 350 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 4/4), moderately to strongly mottled/bioturbated	
		2.5Y 5/3	350 - 377 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), strongly bioturbated	
		10YR 5/3	377 - 389 cm: silty clay, brown (10YR 5/3), strongly bioturbated, black spots	

Anhang 7.1.5: Kernbeschreibung Kastenlot PS2757-8 (Rachor 1997)

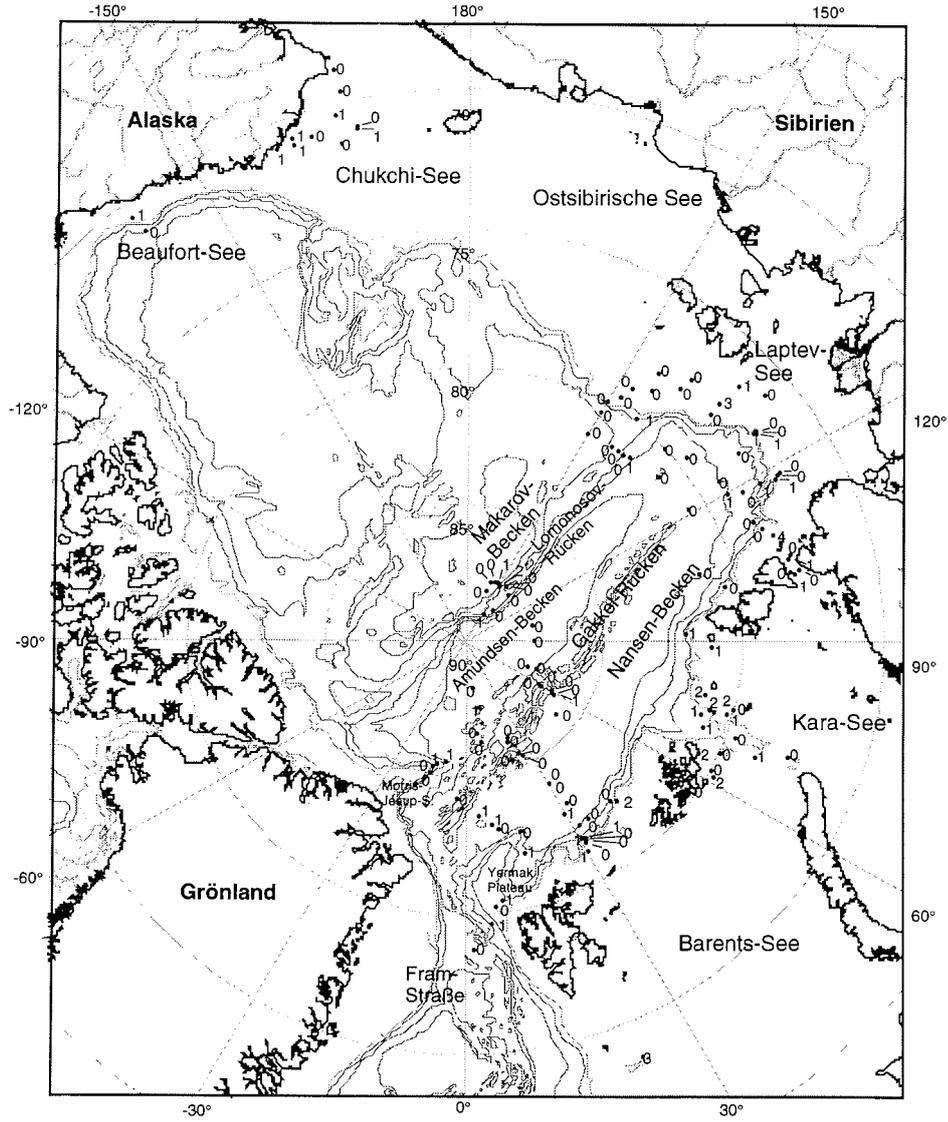
7.2 Schwerminerale in der Feinsandfraktion
(63-125 μm)



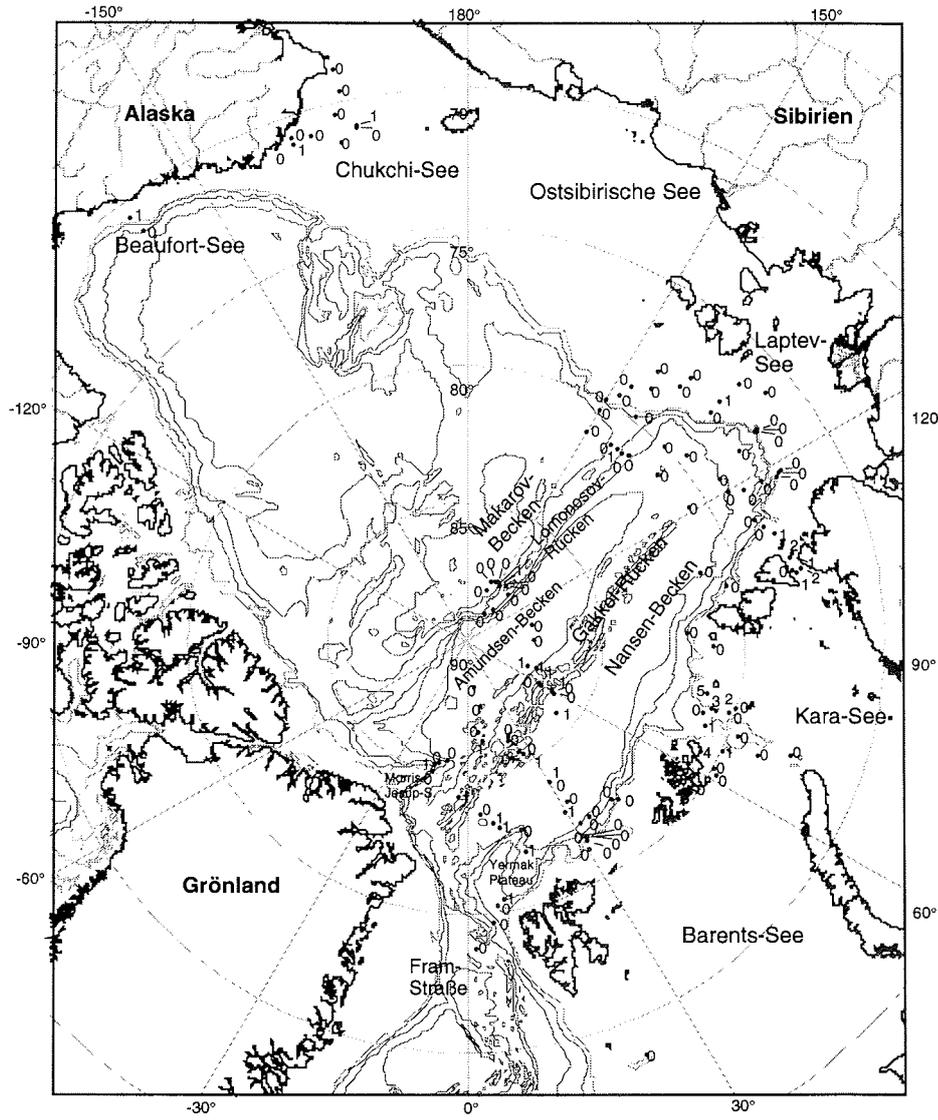
Anhang 7.2.1: Zirkonverteilung im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)



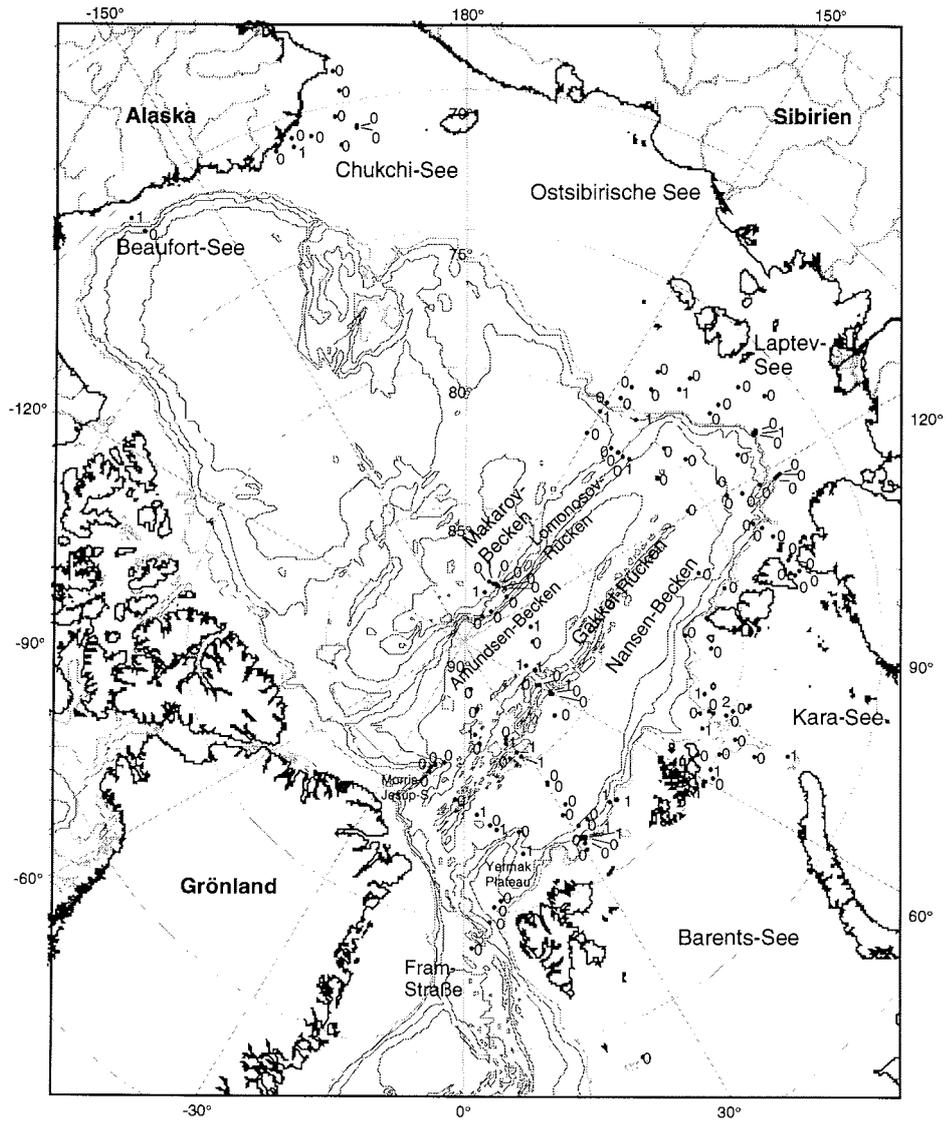
Anhang 7.2.2: Turmalinverteilung im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)



Anhang 7.2.3: Rutilverteilung im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

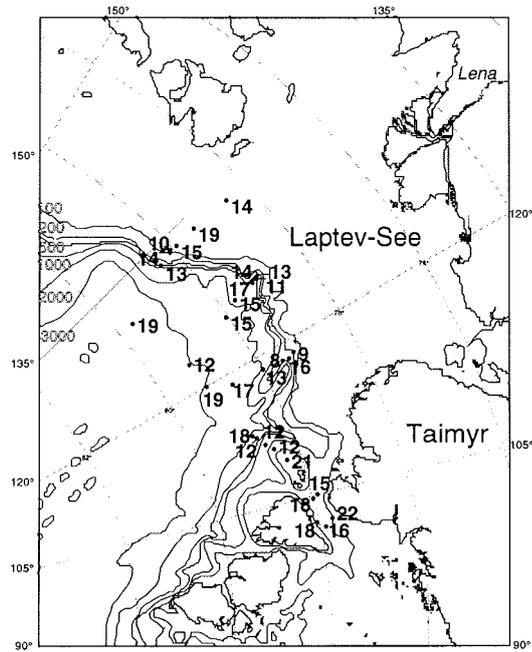


Anhang 7.2.4: Staurolithverteilung im Arktischen Ozean (Fraktion 63-125 µm; Angaben in Korn-%)

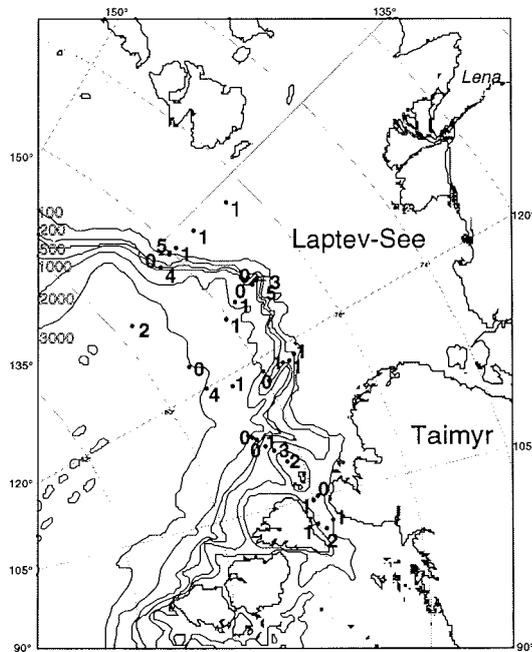


Anhang 7.2.5: Disthenverteilung im Arbeitsgebiet
(Fraktion 63-125 µm, Angaben in Korn-%)

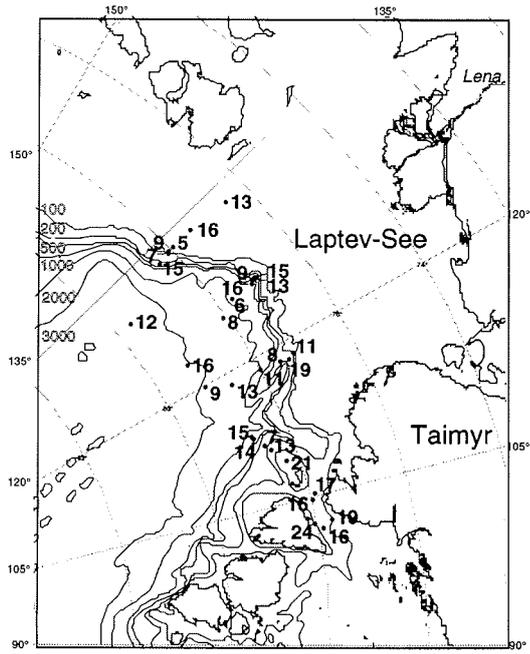
7.3 Schwerminerale in der Grobsiltfraktion
(32-63 μm)



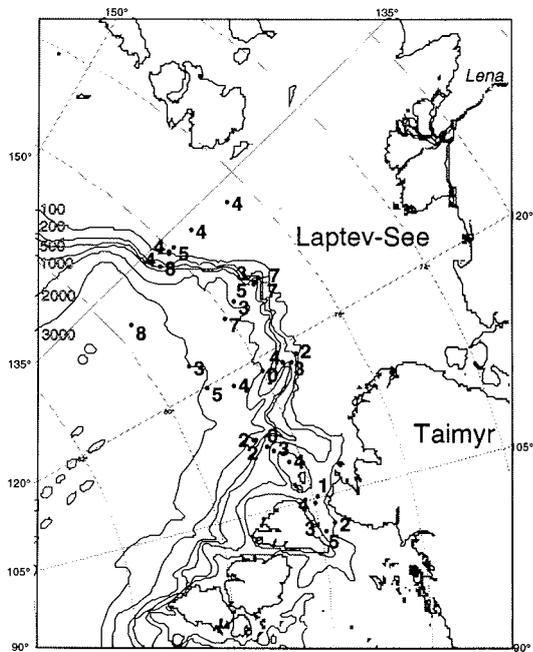
Anhang 7.3.1: Epidotverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



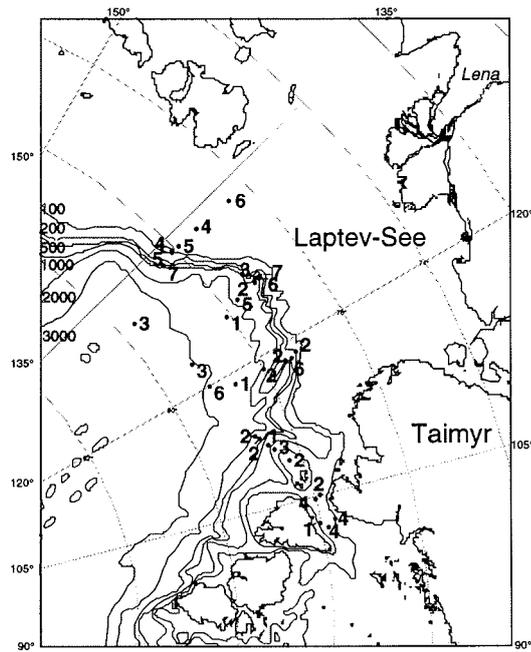
Anhang 7.3.2: Apatitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



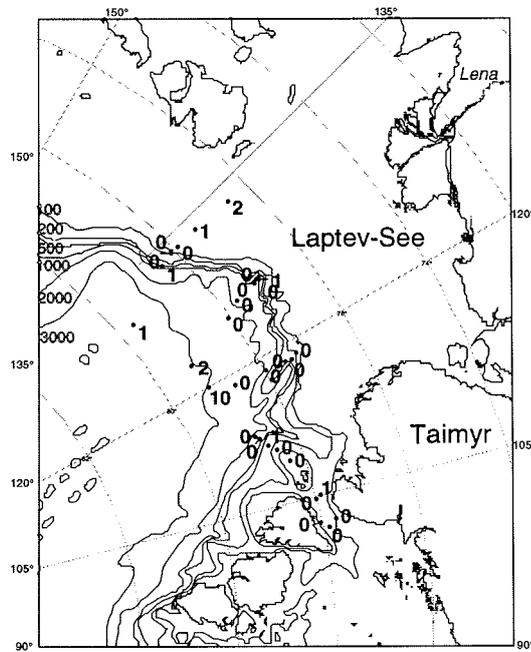
Anhang 7.3.3: Verteilung opaker Minerale im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 μm ; Angaben in Korn-%)



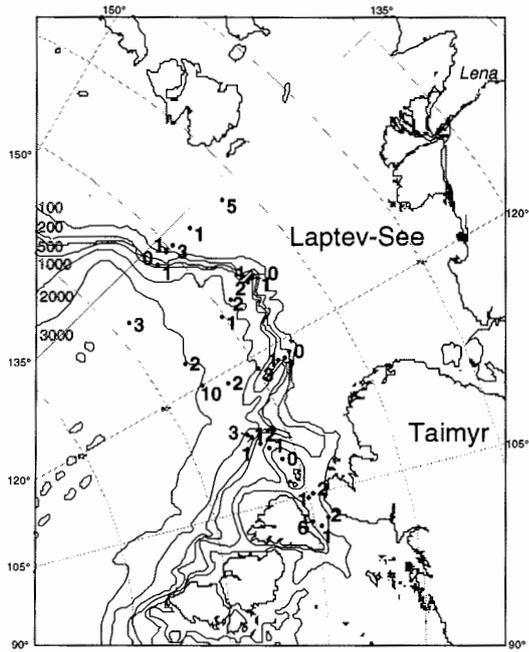
Anhang 7.3.4: Granatverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 μm ; Angaben in Korn-%)



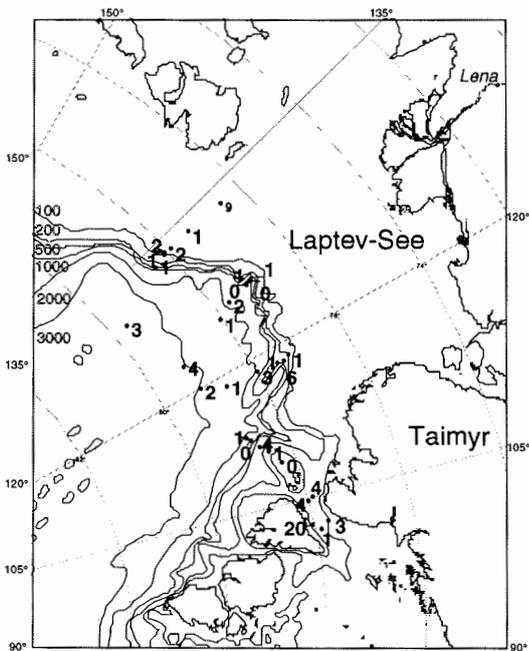
Anhang 7.3.5: Titanitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



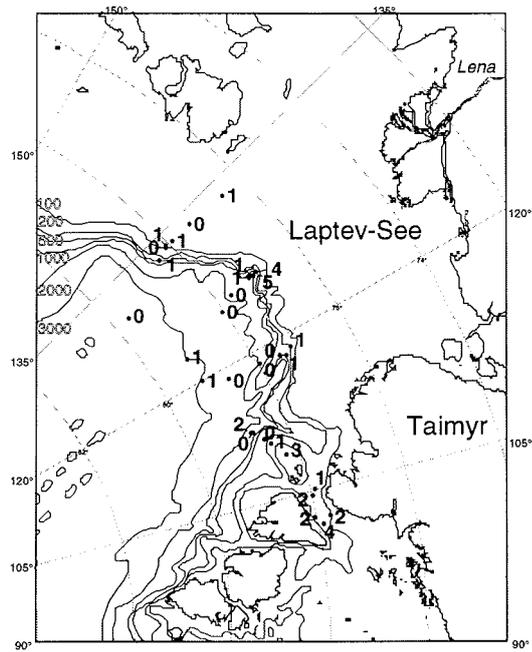
Anhang 7.3.6: Verteilung detr. Karbonats im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



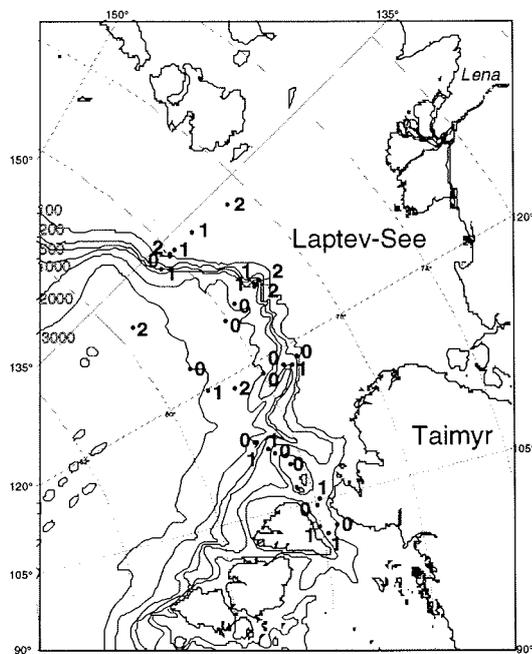
Anhang 7.3.7: Biotitverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



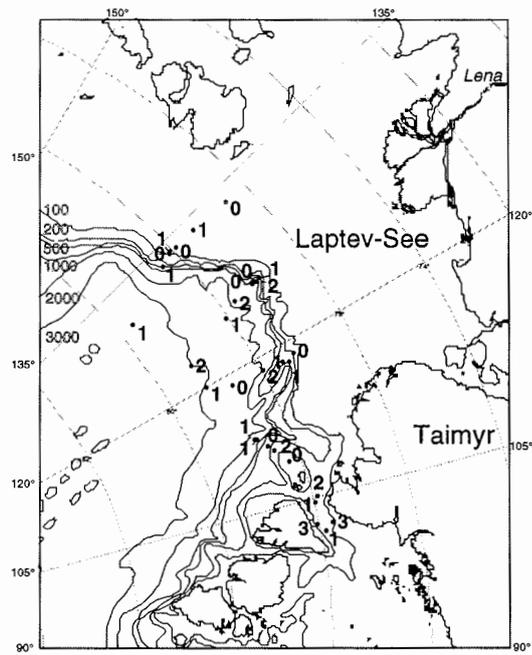
Anhang 7.3.8: Chloritverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



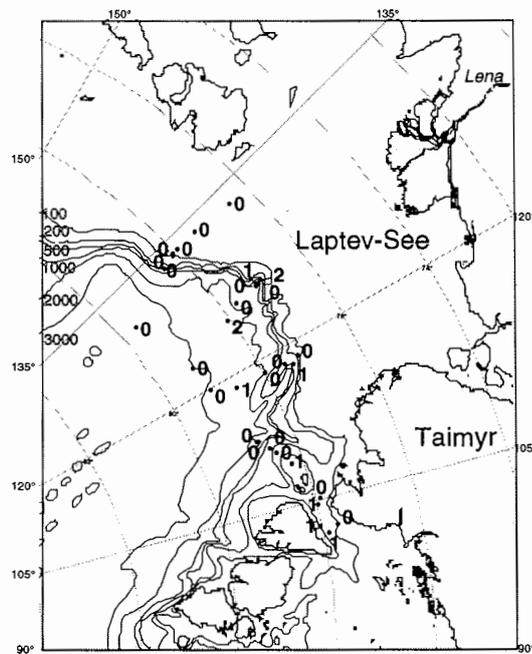
Anhang 7.3.9: Zirkonverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



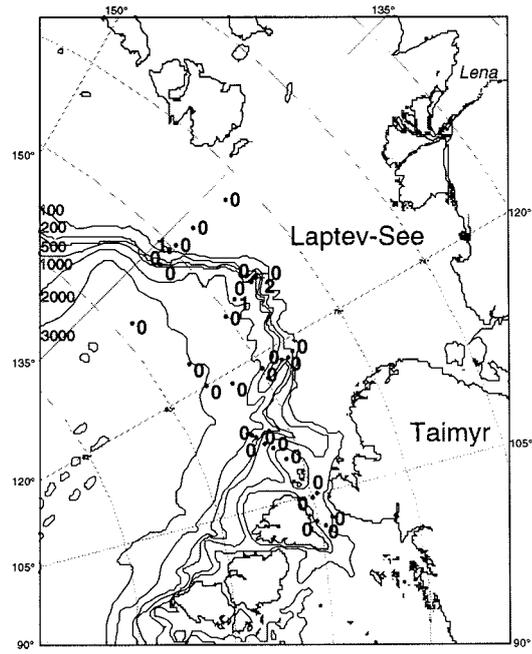
Anhang 7.3.10: Turmalinverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 µm; Angaben in Korn-%)



Anhang 7.3.11: Rutilverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 μm ; Angaben in Korn-%)



Anhang 7.3.12: Staurolithverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 μm ; Angaben in Korn-%)



Anhang 7.3.13: Dichtverteilung im Arbeitsgebiet (Fraktion 32-63 μm; Angaben in Korn-%)

7.4 Zählergebnisse der Oberflächensedimente und Sedimentkerne

Tabelle 7.4.1: Zählergebnisse der Oberflächensedimente des Arbeitsgebietes (Fraktion 63-125 μm ; Positionen siehe Abb. 12)

Tabelle 7.4.2: Zählergebnisse der Oberflächensedimente des Laptev-See-Kontinentalhanges (Fraktion 32-63 μm ; Positionen siehe Abb. 13)

Tabelle 7.4.3: Zählergebnisse der Oberflächensedimente des Laptev-See-Kontinentalhanges (Fraktion 50-100 μm ; Positionen siehe Abb.12)

Tabelle 7.4.4: Zählergebnisse PS2725-5 (Fraktion 32-63 μm und 63-125 μm ; Position siehe Abb. 14)

Tabelle 7.4.5: Zählergebnisse PS2458-4 (Fraktion 63-125 μm ; Position siehe Abb. 14)

Tabelle 7.4.6: Zählergebnisse PS2757-7/8 (Fraktion 63-125 μm ; Position siehe Abb. 14)

Tabelle 7.4.7: Zählergebnisse PS2185-3/6 (Fraktion 63-125 μm ; Position siehe Abb. 14)

Tabelle 7.4.1																																			
	Homblanden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Det. Karb.	Fehler +/-	Blottit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner	
PS1516	16,1	6,3	1,5	2,1	32,1	8	10,9	5,3	0,7	1,4	0	0	0,7	1,4	0	0	0,7	1,4	2,9	2,9	19,7	6,8	9,5	5	2,2	2,5	2,9	2,9	0	0	0	0	0	137	
PS1517	23	6,8	2,6	2,6	25,7	7,1	7,2	4,2	2,6	2,6	0	0	1,3	1,8	0	0	0	1,4	2,6	2,6	21,1	6,6	5,3	3,6	3,3	2,9	3,3	2,9	1,3	1,8	0	0	0	152	
PS1518	16,8	5,5	0,5	1	24,3	6,3	14,1	5,1	1,6	1,8	0,5	1	0,5	1	0,5	1	2,7	2,4	6,5	3,6	13,5	5	5,4	3,3	6,5	3,6	5,9	3,5	0,5	1	0	0	0	185	
PS1520	11,3	5	1,3	1,8	36,9	7,6	7,5	4,2	3,1	2,7	0	0	2,5	2,5	0	0	3,1	2,7	4,4	3,2	18,8	6,2	7,5	4,2	1,9	2,2	1,9	2,2	0	0	0	0	0	160	
PS1521	33,6	6,2	6,5	3,2	15,9	4,8	11,2	4,1	3,9	2,5	0	0	0	0	0	0	3	2,2	4,7	2,8	15,1	4,7	0,4	0,8	3,9	2,5	1,7	1,7	0	0	0	0	0	232	
PS1522	12,1	4,6	4,5	2,9	24,7	6,1	10,6	4,4	5,1	3,1	0,5	1	0,5	1	0	0	6,1	3,4	8,1	3,9	20,2	5,7	0,5	1	2	2	5,1	3,1	0	0	0	0	0	198	
PS1524	30,2	6,9	3,4	2,7	20,1	6	12,3	4,9	3,9	2,9	0	0	0	0	0	0	2,8	2,5	6,7	3,7	11,7	4,8	0,6	1,2	2,8	2,5	4,5	3,1	0,6	1,2	0,6	1,2	0	0	179
PS1525	29,3	6,2	4,7	2,9	11,2	4,3	14,4	4,8	3,3	2,4	1,4	1,6	0,9	1,3	0	0	2,8	2,3	7	3,5	19,1	5,4	0,5	1	0,9	1,3	4,2	2,7	0,5	1	0	0	0	215	
PS1527	32,8	6,2	3,5	2,4	20,5	5,3	8,7	3,7	3,5	2,4	0,4	0,8	1,3	1,5	0,4	0,8	3,9	2,6	7	3,4	13,5	4,5	0	0	1,7	1,7	1,7	1,7	0,9	1,2	0	0	0	229	
PS1528	26,8	5,9	3,1	2,3	20,5	5,4	13,4	4,6	2,7	2,2	0,9	1,3	1,3	1,5	0	0	3,6	2,5	7,6	3,5	12,5	4,4	0,4	0,8	4,9	2,9	2,2	2	0	0	0	0	0	224	
PS1529	31,9	5,8	3,1	2,2	17,7	4,8	12,6	4,2	1,6	1,6	1,2	1,4	0	0	0,4	0,8	4,3	2,5	8,7	3,5	11,4	4	0,8	1,1	1,6	1,6	4,7	2,7	0	0	0	0	0	254	
PS1532	23,5	5	1,7	1,5	15,2	4,2	13,5	4	5,9	2,8	0,7	1	1,7	1,5	0	0	3,5	2,2	4,5	2,4	22,8	4,9	0,3	0,6	2,4	1,8	4,2	2,4	0	0	0	0	0	289	
PS1535	35,7	6,3	2,1	1,9	23,4	5,5	5,5	3	3,8	2,5	0,4	0,8	0,4	0,8	0	0	0,9	1,2	5,5	3	16,6	4,9	0,9	1,2	1,3	1,5	3,4	2,4	0	0	0	0	0	235	
PS2158	18,8	5,7	3,2	2,6	22,6	6,1	10,2	4,4	2,2	2,2	1,1	1,5	0	0	0,5	1	2,2	2,2	6,5	3,6	25,3	6,4	0,5	1	2,2	2,2	3,2	2,6	0	0	0,5	1	1,1	1,1	186
PS2159	22,3	5,9	4,1	2,8	23,4	6	8,6	4	3	2,4	1	1,4	0,5	1	0	0	2,5	2,2	9,6	4,2	16,8	5,3	3,6	2,7	0	0	2,5	2,2	0	0	1	1,4	1	197	
PS2162	16,9	7,9	7,9	5,7	23,6	9	12,4	7	2,2	3,1	0	0	0	0	0	0	1,1	2,2	5,6	4,9	16,9	7,9	6,7	5,3	2,2	3,1	3,4	3,8	0	0	1,1	2,2	0	0	89
PS2163	32,8	6,6	3,4	2,5	19,1	5,5	9,8	4,2	3,4	2,5	0,5	1	0	0	0,5	1	1	1,4	4,9	3	15,7	5,1	4,4	2,9	2,5	2,2	2	2	0	0	0	0	0	204	
PS2164	14,9	4,2	2,5	1,9	14,9	4,2	15,2	4,3	2,1	1,7	0,4	0,8	0	0	0	0	1,8	1,6	7,1	3,1	24,8	5,1	1,4	1,4	7,8	3,2	6	2,8	0	0	0,4	0,8	0,7	282	
PS2165	15,5	5	4,2	2,7	13,1	4,6	10,3	4,2	3,8	2,6	4,2	2,7	1,4	1,6	0	0	2,3	2,1	9,9	4,1	24,4	5,9	2,3	2,1	3,3	2,4	4,2	2,7	0,5	1	0,5	1	0	213	
PS2166	27	7,3	8,8	4,7	14,2	5,7	10,8	5,1	0,7	1,4	0	0	0,7	1,4	0	0	4,1	3,3	7,4	4,3	12,2	5,4	2	2,3	4,1	3,3	7,4	4,3	0	0	0,7	1,4	0	148	
PS2167	19,4	9,3	4,2	4,7	6,9	6	5,6	5,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,2	4,7	38,9	11,5	0	0	16,7	8,8	4,2	4,7	0	0	0	0	0	72	
PS2171	27,5	7,1	1,3	1,8	15,6	5,7	0,6	1,2	1,3	1,8	1,3	1,8	0	0	0	0	5	3,4	8,8	4,5	18,1	6,1	3,1	2,7	7,5	4,2	7,5	4,2	1,3	1,8	0,6	1,2	0,6	160	
PS2172	18,6	6,2	6,4	3,9	16	5,9	16	5,9	2,6	2,5	0,6	1,2	1,3	1,8	0	0	1,9	2,2	7,1	4,1	19,2	6,3	3,8	3,1	1,9	2,2	3,2	2,8	0,6	1,2	0,6	1,2	0	156	
PS2174	14	6,3	2,5	2,8	19	7,1	18,2	7	4,1	3,6	0,8	1,6	0,8	1,6	0	0	0,8	1,6	2,5	2,8	20,7	7,4	9,9	5,4	2,5	2,8	4,1	3,6	0	0	0	0	0	121	
PS2175	29,9	7,1	2,4	2,4	16,5	5,8	9,8	4,6	0,6	1,2	0,6	1,2	0,6	1,2	0	0	1,8	2,1	3	2,7	11	4,9	12,2	5,1	3	2,7	7,3	4,1	1,2	1,7	0	0	0	164	
PS2178	31,4	6,2	2,7	2,2	12,1	4,4	8,5	3,7	4	2,6	1,8	1,8	0,9	1,3	0,4	0,8	2,7	2,2	4,9	2,9	9	3,8	9	3,8	4,5	2,8	7,2	3,5	0,9	1,3	0	0	0	223	
PS2179	22,2	6	5,7	3,3	9,3	4,2	15,5	5,2	4,1	2,8	0	0	0,5	1	0	0	3,6	2,7	2,6	2,3	16,5	5,3	11,3	4,5	5,2	3,2	3,1	2,5	0	0	0	0	0,5	194	
PS2180	25,8	5,9	5	2,9	11,3	4,3	13,1	4,5	1,4	1,6	1,8	1,8	0	0	0	0	1,4	1,6	8,6	3,8	14	4,7	5	2,9	5,4	3	6,3	3,3	0	0	0	0	0,9	221	
PS2181	18,8	5,1	1,7	1,7	7,7	3,5	12,8	4,4	3	2,2	3,4	2,4	0,9	1,2	0	0	5,1	2,9	9	3,7	27,8	5,9	1,3	1,5	2,6	2,1	3,8	2,5	0,9	1,2	0,4	0,8	0,9	234	
PS2182	23,4	6	3,6	2,7	14,7	5	12,7	4,7	2	2	2,5	2,2	1	1,4	0,5	1	5,6	3,3	12,7	4,7	12,7	4,7	1,5	1,7	5,1	3,1	2	2	0	0	0	0	0	197	
PS2183	13,7	4,2	0,4	0,8	9,9	3,7	10,6	3,8	3	2,1	0,4	0,8	2,3	1,8	1,5	1,5	5,7	2,9	13,7	4,2	30	5,7	2,3	1,8	3	2,1	2,3	1,8	0	0	1,1	1,3	0	263	
PS2184	23,4	5,4	2	1,8	9,7	3,8	9,3	3,7	4,4	2,6	0,8	1,1	0,4	0,8	0	0	5,2	2,8	4	2,5	23,8	5,4	5,2	2,8	7,7	3,4	3,2	2,2	0,4	0,8	0,4	0,8	0	248	
PS2185	31,7	5,7	4,2	2,5	13,6	4,2	10,2	3,7	1,9	1,7	0	0	1,5	1,5	0,4	0,8	3,8	2,3	8,3	3,4	15,5	4,4	1,9	1,7	3	2,1	3,4	2,2	0,4	0,8	0	0	0,4	265	
PS2186	25,3	7	4,5	3,3	10,4	4,9	7,1	4,1	7,8	4,3	0,6	1,2	0,6	1,2	0	0	1,9	2,2	5,8	3,8	18,8	6,3	9,7	4,8	3,2	2,8	3,9	3,1	0	0	0	0	0	154	
PS2189	14,7	4,4	1,9	1,7	6	2,9	9,4	3,6	1,9	1,7	1,5	1,5	1,1	1,3	0,8	1,1	4,2	2,5	7,9	3,3	43,4	6,1	0,8	1,1	1,5	1,5	3,8	2,3	0	0	0,4	0,8	0,8	265	
PS2192	28,2	10,2	5,1	5	21,8	9,4	3,8	4,3	5,1	5	0	0	0	0	0	0	2,6	3,6	6,4	5,5	15,4	8,2	9	6,5	0	0	2,6	3,6	0	0	0	0	0	78	
PS2193	27,8	7,5	2,8	2,7	13,9	5,8	10,4	5,1	4,9	3,6	0	0	0,7	1,4	1,4	2	4,2	3,3	4,9	3,6	20,8	6,8	4,9	3,6	1,4	2	1,4	2	0	0	0	0	0,7	144	
PS2194	20,4	5,7	7	3,6	26,9	6,3	6	3,4	1,5	1,7	0	0	0	0	0	0	3	2,4	4,5	2,9	24,9	6,1	2	2	1,5	1,7	1,5	1,7	0,5	1	0	0	0,5	201	
PS2195	31,4	6,2	2,7	2,2	14,6	4,7	10,2	4	4,9	2,9	0	0	0	0	0	0	3,1	2,3	5,3	3	17,7	5,1	4	2,6	2,2	2	3,1	2,3	0	0	0,9	1,3	0	226	
PS2198	8,8	3,8	0,4	0,8	8,8	3,8	12,8	4,4	7	3,4	1,3	1,5	0,4	0,8	0,9	1,3	5,7	3,1	21,1	5,4	29,1	6	0,4	0,8	0,4	0,8	2,2	1,9	0	0	0,4	0,8	0	227	
PS2199	7,1	3,1	1,1	1,2	5,7	2,8	8,5	3,3	4,3	2,4	1,4	1,4	0,4	0,8	0,7	1	5	2,6	26,6	5,3	34,8	5,7	4,3	2,4	0	0	0	0	0	0	0,4	0,8	0	282	
PS2200	16,2	4,3	1,4	1,4	16,2	4,3	7,2	3	2,4	1,8	0,7	1	1,7	1,5	0,3	0,6	1,7	1,5	10,7	3,6	27,9	5,3	7,2	3	1,7	1,5	1,7	1,5	0	0	1	1,2	1,7	290	
PS2202	20,1	4,7	1	1,2	10	3,5	8,7	3,3	2,4	1,8	2,8	1,9	0,3	0,6	0	0	2,1	1,7	8,7	3,3	26,3	5,2	7,6	3,1	0,7	1	2,4	1,8	0	0	0,3	0,6	6,6	289	
PS2206	18,8	6,5	2,8	2,7	15,3	6	10,4	5,1	2,8	2,7	1,4	2	1,4	2	0	0	3,5	3,1	4,9	3,6	18,1	6,4	9	4,8	6,3	4	4,9	3,6	0	0	0,7	1,4			

Tabelle 7.4.1															Summe der gez. Körner																							
		Hornblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apfilit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Tumalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Blödit	Fehler +/-	Chlozit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige				
PS2213	249	5,6	2,9	2,1	2,6	5,7	13,5	4,4	2	1,8	6,9	3,2	13,5	4,4	1,6	1,6	0,4	0,8	0,8	1,1	2	1,8	6,9	3,2	13,5	4,4	1,6	1,6	0,4	0,8	0,8	1,1	0	0	245			
PS2214	281	6,5	1,6	1,8	2,4	6,2	15,1	5,2	2,1	2,1	0	0	1,4	0	0	1,4	0	0	1,6	1,8	0	1,4	3,6	2,7	2,1	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0	192			
PS2215	202	5,6	1,9	1,9	17,8	5,3	13	4,7	4,3	2,8	0	0	1,4	1,6	0,5	1	1,9	1,9	4,8	3	20,7	5,6	9,1	4	2,4	2,1	1,9	1,9	0	0	0	0	0	0	208			
PS2439	30,5	6,1	0	0	2,2	2	9,7	3,9	7,1	3,4	1,3	1,5	3,1	2,3	5,3	3	10,2	4	17,3	5	7,3	1,5	5,3	3	4,4	2,7	0	0	0,4	0,8	0,4	0	0	226				
PS2440	29,8	5,9	2,5	2	19,7	5,2	9,2	3,2	5,5	3	0	0	0	0,8	1,2	1,7	1,7	1,3	1,5	21,4	5,3	5,5	3	0,8	1,2	0,8	1,2	0	0	0,4	0,8	0,4	0	0	238			
PS2441	17,1	4,5	0,3	0,6	1,4	4,1	5,6	2,7	1	1,2	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	1,7	1,5	1,6	1,1	4,5	1,2	0	0	0,3	0,6	0	0	0	0	286			
PS2442	14,4	6,5	1,8	2,5	20,2	7,5	3,8	3,3	1,8	2,5	0,9	1,8	0	0	0,9	1,8	1,8	2,5	16,1	4,3	29,8	5	17,1	4,5	1,2	0	0	0	0,3	0,6	0	0	0	0	114			
PS2443	6,8	7,6	0	0	16,2	11,6	4,3	1,8	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9,1	8,7	27,3	13,4	4,5	6,3	22,7	12,6	4,5	6,3	0	0	0	0	0	0	44			
PS2447	12,9	4,4	1,8	1,8	31,3	6,2	11,6	4,3	1,8	1,8	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	3,1	2,3	6,7	3,3	1,7	5	0,4	0,8	8	3,6	3,6	2,5	0,9	1,3	0	0	224			
PS2449	7,7	3,4	0	0	23,2	5,4	6,1	3,1	1,8	1,1	5,7	3	0,4	0,8	1,6	3,1	2,4	5,7	3	42,7	6,3	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	246		
PS2450	13,3	4,4	2,1	1,9	10,7	4,1	7,7	3,5	2,6	2,1	0,9	1,2	0	0	0,4	0,8	0,6	2,1	3,4	2,4	8,2	3,6	0	0	40,8	6,4	7,3	3,4	0	0	0	0	0	0	0	293		
PS2451	12,4	4,5	3,7	2,6	16,5	5	9,6	4	4,6	2,8	1,8	1,8	0,5	1	0	0	0	3,2	2,4	10,6	4,2	21,6	5,6	0	0	11,9	4,4	1,4	1,6	0	0	2,3	2	0	0	218		
PS2452	16	4	3	1,9	26,4	4,8	8,9	3,1	1,5	1,3	0,6	0,8	0,3	0,6	0,5	0,8	3	1,9	11,3	3,4	25,5	4,7	0	0	1,5	1,3	0,6	0,8	0	0	0,9	1	0	0	0	337		
PS2453	31,8	6,7	6,3	3,5	7,8	3,9	10,4	4,4	5,2	3,2	0	0	0	0,5	1	1	4,7	3,1	4,7	3,1	0	0	16,7	5,4	10,9	4,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	192		
PS2455	34,8	6,9	6,1	3,4	8,6	4	16,2	5,2	4,5	2,9	0,5	1	1,4	0	0	3	2,4	11,1	4,5	7,1	3,7	0	0	5,6	3,3	1,5	1,7	0	0	0	0	0	0	0	0	198		
PS2461	27,2	5,6	6,1	2,8	20,7	4,7	11,6	3,7	3,4	2,1	1	1,2	1,2	0	0	3,1	2	4,1	2,3	0	0	4,8	3,1	0	0	4,8	3,1	0	0	0	0	0,3	0,6	0	0	294		
PS2462	33,3	6,9	10,2	4,4	3	12,4	4,8	4,8	3,1	1,1	1,5	0	0	3,2	2,6	2,7	2,4	9,7	4,3	11,8	4,7	0	0	4,8	3,1	0	0	0	0	1,1	1,5	0,5	0,8	0	0	186		
PS2463	30,3	6,7	8,5	4,1	5,3	3,3	8,5	4,1	5,9	3,4	2,1	2,1	0	0	0	0	8	14,9	5,2	15,4	5,3	0	0	1,1	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	188		
PS2465	29,1	6,5	11,2	4,5	16,8	5,3	14,3	5	4,6	3	0,5	1	0	0,5	1	5,1	3,1	7,7	3,8	4,6	3	0	0	3,6	2,7	1,5	1,7	0	0	0	0	0	0	0,5	0,8	0	0	196
PS2467	35,3	5,5	7,9	3,1	12,5	3,8	10,9	3,6	4,3	2,3	1,7	1,5	1,5	0	0	0	4,6	2,4	8,6	3,2	8,9	3,3	0	0	0,3	0,6	2	1,6	1,1	0,3	0,6	0	0	0	0	303		
PS2470	27,9	5,7	10,8	3,9	19,5	5	9,2	3,6	5,2	2,8	1,2	1,4	0,4	0,8	0,4	0,8	3,6	2,4	2,3	10,8	3,9	0	0	3,2	2,2	0,4	0,8	0	0	0,4	0,8	0	0	0	0	193		
PS2471	43,2	7,8	8	4,3	20,4	6,3	9,3	4,6	0	0	1,9	2,1	0	0	0,6	1,2	3,1	2,7	4,9	3,4	5,8	3,6	0	0	1,2	1,7	1,9	2,1	0	0	0	0	0	0	0	251		
PS2472	21,3	9,2	13,8	7,7	26,8	10,1	11,3	7,1	1,3	2,5	2,5	3,5	0	0	0	2,5	3,5	0	0	0	0	0	0	7,5	5,9	6,3	5,4	5	4,9	0	0	0	0	0	0	0	80	
PS2473	30,5	10,2	6,1	5,3	26,8	9,8	12,2	7,2	0	0	3,7	4,2	0	1,2	2,4	1,2	2,4	3,7	4,2	8,5	16,2	1,2	2,4	3,7	4,2	1,2	2,4	0	0	0	0	0	0	0	0	82		
PS2476	26,6	6,2	6,5	3,5	24,6	6,1	8,5	4	4,5	2,9	3	2,4	1	1,4	1,4	4,5	2,9	5,5	3,2	7,5	3,7	0	0	4,5	2,9	3	2,4	0	0	0	0	0	0	0	0	199		
PS2477	18,1	4,5	3	2	5,5	5,8	7,4	3	1,7	1,5	0,3	0,6	0,3	0,6	0	0	2	1,6	2,7	1,9	8,4	3,2	0	0	0,7	1	0,3	0,6	0	0	0	0	0	0	0	0	286	
PS2478	15,4	4,1	6,2	2,8	49,8	5,7	9,8	3,4	2	1,6	0	0	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	3,9	2,2	3,6	2,1	5,9	2,7	0,3	0,6	1	1,1	0,7	1	0,3	0,6	0,3	0,6	0	0	305	
PS2480	4,5	3,1	0	15,3	5,4	8,5	4,2	0,6	1,2	7,4	3,9	1,7	1,9	4	3	2,3	2,3	11,9	4,9	4,2	7,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	176		
PS2483	20,2	6,2	4,2	3,1	29,8	7,1	12,5	5,1	1,2	1,7	1,2	1,7	1,2	0	0	1,1	1,3	2,2	1,8	11,1	3,8	0,4	0,8	0	0	0,6	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0	168		
PS2484	24,1	5,2	2,2	1,8	40,7	6	8,5	3,4	2,2	1,8	0,7	1	0	0	0	1,1	1,3	2,2	1,8	11,1	3,8	0,4	0,8	0	0	0,6	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	168	
PS2485	14,3	4,4	2,8	2,1	13,9	4,4	11,2	4	2	1,8	0,4	0,8	0,8	1,1	0	0	1,6	1,6	3,2	2,2	8	3,4	0,8	1,1	3,6	7	6,1	2,4	1,9	0	0	0	0	2,2	0	270		
PS2721	39,3	5,6	4,2	2,3	13,6	3,9	12,3	3,7	5,2	2,5	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	2,6	1,8	7,1	2,9	11,7	3,7	0	0	0,3	0,6	2,3	1,7	0	0	0	0	0	0	0,3	0,6	251	
PS2722	17,2	4,6	2,3	1,8	8,2	3,4	7,1	3,1	2,2	1,8	0	0	0	0	0	0,7	1	2,2	1,8	8,2	4,1	1,5	1,5	2,2	1,8	3	2,1	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	308		
PS2723	38,6	6,6	5,5	3,1	8,6	3,8	10	4	2,7	2,2	0	0	1,4	1,6	0	0	3,2	2,4	5,5	3,1	18,2	5,2	0,5	1	1,4	1,6	4,1	2,7	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	267	
PS2725	35,2	6,2	5,3	2,7	11,7	4,4	13,4	4	2,7	1,9	0	0	1,4	1,6	0	0	3,2	2,4	5,5	3,1	18,2	5,2	0,5	1	1,4	1,6	4,1	2,7	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	220	
PS2727	33,8	5,6	5,3	2,7	11,7	3,8	14,6	4,2	2,1	1,7	0,7	1	0	0	2,1	1,9	1,4	4,6	11,9	4,2	0	0	1,7	1,7	0,9	1,2	0,9	1,2	0	0	0	0	0	0	0	282		
PS2729	40,6	6,4	5	2,8	21,8	5,3	7,5	3,4	3,8	2,5	0,8	1,2	0,4	0,8	0	0	3,6	2,2	12,1	3,9	14,2	4,2	0,4	0,8	0	0	0,4	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	235	
PS2740	23,7	6,2	4,2	2,9	32,6	6,8	10,5	4,4	1,6	1,8	1,1	1,5	0	0	0	0,5	1	6,3	3,5	11,6	4,6	1,6	1,8	3,7	2,7	2,6	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	239		
PS2745	23,3	5,3	1,6	1,6	26,1	5,5	13,8	4,3	0,4	0,8	0,8	1,1	0,8	1,1	0,4	0,8	1,6	1,6	4,3	2,6	21,3	5,1	1,6	1,6	1,2	1,4	2,8	2,1	0	0	0	0	0	0	0	0	190	
PS2750	37,2	5,5	5,8	2,7	14,2	4	9,4	3,3	2,9	1,9	0	0	1,9	1,6	0	0	3,6	2,1	7,1	2,9	13,9	3,9	0	0	0,3	0,6	3,2	2	0,3	0,6	0	0	0	0	0	0	309	
PS2752	34,9	5,4	6	2,7	16,2	4,2	10,8	3,5	1,3	1,3	0,6	0,6	0,9	0,3	0,6	2,9	1,9	5,1	2,5	9,8	3,4	0,3	0,6	5,1	2,5	5,7	2,6	0	0	0	0	0	0	0	0	315		
PS2756	27,9	6,7	2,8	2,5	13,4	5,1	15,1	5,4	3,9	2,9	0,6	1,2	1,7	1,9	0,6	1,2	3,9	2,9	3,9	2,9	19	5,9	0	0	1,1	1,6	5	3,3	0,6	1,2	0	0	0	0	0	0	179	
PS2758	36,4	6,1	4,9	2,7	15,4																																	

Tabelle 7.4.1

	Hohlblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apaitit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Det. Karb.	Fehler +/-	Blödit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Disthen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner
PS2763	32,3	6,9	8,1	4	11,3	4,6	8,1	4	3,8	2,8	0	0	0	0	0	1,6	1,8	5,4	3,3	11,8	4,7	1,6	1,8	3,2	2,6	12,4	4,8	0,5	1	0	0	0	186	
PS2765	31,6	5,7	3,7	2,3	11,5	3,9	11,5	3,9	2,6	1,9	0,4	0,8	0,4	0,8	0	0	2,6	1,9	6,7	3	14,9	4,3	1,5	1,5	4,5	2,5	7,4	3,2	0,4	0,8	0,4	0,8	0	269
PS2768	32,6	6,7	4,1	2,9	13	4,8	12,4	4,7	3,1	2,5	0,5	1	1,6	1,8	1	1,4	4,7	3	8,8	4,1	10,4	4,4	0	0	1,6	1,8	5,2	3,2	0,5	1	0	0	0,5	193
PS2774	30,2	5,3	6	2,7	26,2	5,1	11	3,6	2,7	1,9	0,3	0,6	0,7	1	0	0	5,3	2,6	4,7	2,4	6,3	2,8	0	0	3,3	2,1	3,3	2,1	0	0	0	0	0	301
PS2787	16,9	5,1	4,7	2,9	35,7	6,6	8	3,7	2,8	2,3	0,5	1	0	0	0,5	1	0,9	1,3	5,6	3,2	11,7	4,4	0	0	10,3	4,2	2,3	2,1	0	0	0	0	0	213
PS2791	16,7	4,7	0,4	0,8	22,2	5,2	9,1	3,6	1,2	1,4	1,6	1,6	0,8	1,1	0,8	1,1	1,2	1,4	9,5	3,7	25,4	5,5	0	0	7,9	3,4	3,2	2,2	0	0	0	0	0	252
PL94-3	2,5	2	1,7	1,7	28,8	5,9	3,4	2,4	1,7	1,7	5,9	3,1	1,3	1,5	1,7	1,7	2,1	1,9	9,7	3,9	33,5	6,1	2,1	1,9	0,8	1,2	0,8	1,2	0	0	3,8	2,5	0	236
PL94-13	26,5	5,9	0,9	1,3	18,1	5,1	14,2	4,6	3,5	2,4	0,4	0,8	1,8	1,8	1,3	1,5	3,5	2,4	4,9	2,9	18,1	5,1	0	0	3,5	2,4	3,1	2,3	0	0	0	0	0	226
PL94-16	9,4	4,2	0,5	1	4,7	3,1	4,2	2,9	1,6	1,8	1,6	1,8	2,6	2,3	1,6	1,8	3,1	2,5	11,5	4,6	40,3	7,1	1	1,4	7,9	3,9	3,1	2,5	0,5	1	5,2	3,2	1	191
PL94-19	10,8	3,7	0	0	13,9	4,1	12,2	3,9	0,7	1	3,8	2,3	0,7	1	1,7	1,5	2,8	1,9	9,7	3,5	37,8	5,7	0	0	0,7	1	1	1,2	1,7	1,5	2,4	1,8	0	288
PL94-22	25,8	6,1	2,4	2,1	30,6	6,4	12,9	4,6	1	1,4	0,5	1	0,5	1	0,5	1	1,4	1,6	4,8	3	14,4	4,9	0	0	1	1,4	2,4	2,1	1,4	1,6	0,5	1	0	209
PL94-32	23,2	5,6	0,4	0,8	27,6	5,9	12,7	4,4	3,9	2,6	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	3,1	2,3	2,6	2,1	19,7	5,3	0	0	1,3	1,5	3,9	2,6	0	0	0	0	0	228
PL94-51	24,3	5,4	2,7	2	25,1	5,4	14,9	4,5	3,1	2,2	0,4	0,8	0,8	1,1	0,8	1,1	1,6	1,6	4,7	2,7	17,3	4,7	1,6	1,6	0,8	1,1	1,6	1,6	0	0	0	0	0,4	255
PL94-63	25,5	5,5	1,2	1,4	25,5	5,5	18,2	4,9	1,6	1,6	0,8	1,1	0,8	1,1	0	0	2	1,8	4	2,5	16,6	4,7	0,8	1,1	0	0	1,6	1,6	1,2	1,4	0	0	0	247
AG80/1-1	13	4,2	0,4	0,8	46,2	6,2	5,3	2,8	2,3	1,9	1,5	1,5	0	0	1,5	1,5	1,5	4,2	2,5	21	5	1,5	1,5	0,8	1,1	0,4	0,8	0,4	0,8	0	0	0	262	
AG80/11-1	0	0	1,4	1,6	80,2	5,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15,2	4,9	0,9	1,3	0	0	0	0	0,5	1	0	0	0	217
AG80/2-1	10,7	4,3	0	0	36,9	6,7	12,6	4,6	1	1,4	1	1,4	0,5	1	0	0	2,4	2,1	4,4	2,9	26,7	6,2	1	1,4	1,5	1,7	1	1,4	0,5	1	0	0	0	206
AG80/3-1	13,8	5,7	0	0	26,9	7,4	11	5,2	3,4	3	0,7	1,4	0,7	1,4	0	0	4,1	3,3	6,2	4	28,3	7,5	1,4	2	0	0	2,8	2,7	0	0	0,7	1,4	0	145
AG80/6-1	7,5	3,4	0,8	1,2	9,6	3,8	23,3	5,5	7,1	3,3	2,9	2,2	1,7	1,7	0	0	6,3	3,1	15,4	4,7	23,8	5,5	0	0	0,4	0,8	1,3	1,5	0	0	0	0	0	240
AG80/7-1	15,4	4,5	0,8	1,1	17,8	4,8	19,7	4,9	5	2,7	1,9	1,7	0,8	1,1	0,8	1,1	4,6	2,6	13,9	4,3	18,1	4,8	0,4	0,8	0	0	0,8	1,1	0	0	0	0	0	259
AG80/8-1	6,6	3,3	0	0	11,8	4,3	7,5	3,5	3,5	2,4	3,1	2,3	1,8	1,8	1,8	3,1	2,3	11	4,1	44,7	6,6	0	0	1,3	1,5	0,9	1,3	0,4	0,8	2,6	2,1	0	228	
USGS_BC11	19,8	4,3	2,9	1,8	15,5	3,9	14,4	3,8	2,9	1,8	0,9	1	0,6	0,8	0,3	0,6	1,7	1,4	9,5	3,1	23	4,5	4,3	2,2	0,6	0,8	3,7	2	0,3	0,6	0,3	0,6	3,4	348
USGS_BC15	20,2	4,2	5,9	2,4	15,1	3,7	13,2	3,5	2,7	1,7	1,9	1,4	1,1	1,1	0,5	0,7	1,6	1,3	5,4	2,3	19,9	4,1	2,2	1,5	0,5	0,7	9,7	3,1	0	0	0,3	0,6	4,3	371
USGS_BC17	16,3	3,7	2,8	1,7	21,8	4,1	12,8	3,3	2,3	1,5	1,5	1,2	1	1	0,5	0,7	0,8	0,9	5	2,2	22,8	4,2	2	1,4	0,3	0,5	10,3	3	0	0	0,3	0,5	3,8	399
USGS_BC2	13,1	4,5	2,7	2,2	12,7	4,5	10,4	4,1	2,3	2	2,7	2,2	0,5	0,9	0,9	1,3	0	0	9,5	3,9	29,9	6,2	13,6	4,6	0,5	0,9	1,4	1,6	0	0	0	0	4,1	221
USGS_BC20	5,8	3	1,2	1,4	12,8	4,3	10,7	4	3,7	2,4	4,1	2,5	0,8	1,1	0,8	1,1	1,2	1,4	8,7	3,6	34,7	6,1	12,8	4,3	0,8	1,1	1,7	1,7	0,4	0,8	0	0	3,7	242
USGS_BC21	11,5	3,1	1,4	1,2	15,1	3,5	8,4	2,7	1,7	1,3	2,6	1,6	0	0	0,7	0,8	0,7	0,8	11,1	3,1	39,2	4,8	4,1	1,9	0	0	3,4	1,8	0,5	0,7	0,7	0,8	1,2	416
USGS_BC34	31,9	5,1	1,2	1,2	11,1	3,4	13,3	3,7	2,1	1,6	0,9	1	1,2	1,2	0	0	0	0	1,2	1,2	10,8	3,4	1,8	1,5	0,3	0,6	24,1	4,7	0	0	0,3	0,6	1,8	332
USGS_BC35	26,8	5,7	1,3	1,5	14,6	4,6	18,8	5,1	2,9	2,2	0	0	0,8	1,2	0	0	0,8	1,2	3,3	2,3	12,1	4,2	4,2	2,6	0	0	14,2	4,5	0	0	0,8	1,2	2,9	239
USGS_BC38	17,7	4,3	1,2	1,2	14,3	3,9	12,7	3,7	1,9	1,5	1,6	1,4	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	5,5	2,7	29,8	5,1	0,6	0,9	0,3	0,6	12,4	3,7	0	0	0,3	0,6	0,6	322
USGS_BC40	19,3	4	0,5	0,7	10,5	3,1	6,7	2,5	2,1	1,5	0,3	0,6	1	1	0,3	0,6	0,8	0,9	1,8	1,3	13,9	3,5	3,9	2	1	1	3,8	4,9	0,3	0,6	0	0	1,5	389
USGS_P19	10,8	3,8	0,4	0,8	13,1	4,2	4,6	2,6	1,2	1,4	0	0	0,4	0,8	0	0	0,8	1,1	3,1	2,1	40	6,1	15,8	4,5	3,1	2,1	6,9	3,1	0	0	0	0	0,4	260
USGS_P45	13,1	4,5	0,5	0,9	10,4	4,1	9	3,9	3,2	2,4	0	0	0	0	0,5	0,9	0,9	1,3	0,9	1,3	33,5	6,3	6,3	3,3	5,4	3	16,3	5	0,5	0,9	0,9	1,3	0	221

Tabelle 7.4.2

	Horblendan	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Apfilit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Tummalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Blökt	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner							
2472	285	7,3	0,7	1,4	33,1	7,7	16,6	6,1	0,7	1,4	0,0	0,0	2,0	2,3	0,0	0,0	1,3	1,8	4,0	3,2	13,2	5,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,3	1,3	1,8	0,0	0,0	1,3	1,8	0,0	151	
2483	263	6,0	4,1	2,7	30,0	6,2	18,0	5,2	0,0	0,0	1,8	1,8	0,0	0,0	1,8	1,8	1,8	2,3	2,0	15,2	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	2,2	0,9	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	217	
2486	20,4	5,4	1,8	1,8	32,1	6,3	18,1	5,2	0,9	1,3	1,8	0,0	0,0	0,0	1,3	3,6	2,5	4,1	2,7	16,3	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	1,3	4,1	2,7	0,0	0,0	0,5	0,9	0,5	221
2485	21,6	5,1	0,8	1,1	38,6	6,1	15,4	4,5	0,4	0,8	0,8	1,1	0,8	1,1	1,5	1,5	1,5	1,2	1,4	16,6	4,6	0,8	1,1	1,5	1,5	3,5	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,8	0,8	259
2480	13,1	4,5	2,6	2,1	32,8	6,2	20,5	5,3	1,7	2,6	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	1,9	3,9	2,6	20,5	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,5	0,9	229
2481	27,0	5,8	1,3	1,5	33,3	6,1	12,2	4,2	2,5	2,0	1,3	1,5	0,4	0,8	2,1	1,9	3,4	2,4	3,4	2,4	13,1	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,2	0,8	1,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	237
2482	29,8	5,8	1,6	1,6	36,3	6,1	12,2	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,1	1,2	1,4	2,0	1,8	2,4	2,0	13,5	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	245
2484	99,1	11,7	1,4	2,8	34,8	11,5	11,6	7,7	1,4	2,8	0,0	0,0	1,4	2,8	0,0	0,0	1,4	2,8	0,0	7,2	6,2	1,4	2,8	11,6	7,7	4,3	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	1,4	0,0	69
2477	13,6	4,5	2,1	1,9	58,7	6,4	8,9	3,7	0,9	1,2	0,9	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	1,9	1,7	1,7	11,1	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	235
2476	32,2	7,7	0,7	1,4	19,2	6,5	15,8	6,0	1,4	1,9	1,4	1,9	1,4	1,9	0,7	1,4	6,2	4,0	2,7	2,7	18,5	6,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	1,9	6,2	4,0	0,0	0,0	0,7	1,4	0,0	146
2475	22,5	7,1	1,4	2,0	52,2	8,5	8,0	4,6	1,4	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,4	2,2	2,5	3,6	3,2	8,0	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,4	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	138	
2474	16,0	6,1	2,1	2,4	43,1	8,3	11,1	5,2	0,0	0,7	1,4	0,7	1,4	1,4	2,0	3,5	3,1	3,5	3,1	18,1	6,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,1	1,4	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	144
2473	27,6	8,7	0,0	0,0	44,8	9,7	13,3	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	2,7	0,0	0,0	10,5	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	3,3	2,9	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	105	
2471	35,2	9,2	0,9	1,8	9,3	5,6	18,5	7,5	3,7	3,6	0,9	1,8	0,9	1,8	0,9	1,8	5,6	4,4	4,6	4,0	9,3	5,6	10,2	5,8	10,2	5,8	1,9	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	108
2470	56,6	8,7	1,6	2,2	3,9	3,4	11,6	5,6	0,0	0,8	1,6	0,0	0,0	1,6	2,2	3,1	3,1	3,1	16,3	6,5	1,6	2,2	2,3	2,6	3,4	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	129
2469	24,5	7,3	4,3	3,4	38,1	8,2	15,1	6,1	0,7	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,4	2,0	7,2	4,4	7,9	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	2,0	0,7	1,4	0,0	0,0	2,2	2,5	0,0	139	
2468	31,4	6,7	2,6	2,3	35,1	6,9	14,7	5,1	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	1,8	5,2	3,2	2,6	2,3	6,3	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	1,8	2,1	2,1	0,5	1,0	0,0	0,0	0,5	191	
2465	27,7	6,2	9,2	4,0	21,8	5,8	16,5	5,2	0,0	0,0	1,0	1,4	0,5	1,0	0,0	0,0	2,4	2,1	4,9	3,0	16,0	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	206	
2463	32,4	6,4	5,6	3,1	8,8	3,9	13,4	4,6	3,2	2,4	3,7	2,6	2,3	2,0	1,4	1,6	6,9	3,4	6,5	3,4	15,3	4,9	0,5	1,0	0,0	0,0	1,4	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	2,0	0,9	0,9	0,0	216	
2466	28,6	6,7	2,7	2,4	38,5	7,2	13,7	5,1	0,0	0,0	0,5	1,0	0,5	1,0	0,0	0,0	3,3	2,6	3,3	2,6	8,8	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	0,5	1,0	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	182
2467	29,0	6,3	3,3	2,5	18,1	5,3	11,0	4,3	4,8	3,0	4,8	3,0	1,9	1,9	1,9	1,9	5,7	3,2	6,7	3,5	12,9	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	0,0	1,9	1,9	0,0	0,0	0,0	210	
2462	38,8	6,9	4,5	2,9	11,4	4,5	18,9	5,5	0,5	1,0	0,0	0,0	0,5	1,0	1,0	1,4	4,0	2,8	4,0	2,8	15,9	5,2	0,5	1,0	1,0	1,4	1,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	201	
2461	43,5	6,8	2,3	2,0	20,6	5,5	15,0	4,9	1,4	1,6	0,9	1,3	1,4	1,6	0,0	0,0	5,1	3,0	5,1	3,0	4,7	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	2,3	1,9	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	214	
2460	36,4	6,8	3,5	2,6	26,3	6,3	10,1	4,3	5,1	3,1	1,0	1,4	1,5	1,7	0,5	1,0	3,5	2,6	3,5	2,6	8,6	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	2,0	2,0	0,5	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	198	
2459	47,1	6,4	2,5	2,0	19,6	5,1	13,8	4,5	0,4	0,8	0,0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,8	4,6	2,7	4,2	2,6	7,1	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	240	
2457	37,1	7,4	4,1	3,0	8,2	4,2	12,9	5,1	4,1	3,0	1,2	1,7	1,2	1,7	0,6	1,2	6,5	3,8	8,2	4,2	15,3	5,5	0,6	1,2	0,6	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	170	
2455	38,3	7,2	2,2	2,2	11,5	4,7	19,1	5,8	1,6	1,9	0,0	0,0	2,2	2,2	1,1	1,5	3,3	2,6	7,7	3,9	12,0	4,8	1,1	1,5	2,7	2,4	2,7	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	183	
2453	40,9	8,7	0,0	0,0	16,5	6,6	14,2	6,2	0,8	1,6	0,8	1,6	2,2	0,0	0,0	5,5	4,0	3,9	3,4	13,4	6,0	2,4	2,7	4,7	3,8	9,4	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	127	
2451	19,3	5,7	2,1	2,1	26,6	6,4	22,4	6,0	1,0	1,4	1,6	1,8	0,0	0,0	2,6	2,3	3,6	2,7	2,1	2,1	18,8	5,6	0,0	0,0	1,6	1,8	3,1	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	192	
2452	17,5	5,9	0,6	1,2	33,7	7,3	16,3	5,7	1,8	2,1	3,6	2,9	0,6	1,2	0,6	1,2	3,6	2,9	5,4	3,5	16,3	5,7	0,0	0,0	0,6	1,2	1,2	1,7	0,0	0,0	1,2	1,7	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	166	
2450	29,1	7,5	0,0	0,0	17,6	6,3	18,2	6,3	1,4	1,9	2,0	2,3	1,4	1,9	2,7	2,7	1,4	1,9	2,7	2,7	23,6	7,0	0,0	0,0	6,1	3,9	20,3	6,6	0,0	0,0	0,7	1,4	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	148	

Tabelle 7.4.3		Horblend	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Det. Karb.	Fehler +/-	Biotit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Disthen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner
2472	22	4,9	2,9	2	36	5,8	7,5	3,1	2,9	2	0	0	0,4	0,8	0,4	0,8	2,5	1,9	7,1	3,1	13,2	4	2,1	1,7	1,4	1,4	1,4	1,4	0	0	0	0	0	280	
2483	18	4,8	0,8	1,1	40	6,1	8,6	3,5	2,3	1,9	1,6	1,6	0	0	0	0	2	1,8	4,3	2,5	15,2	4,5	2,3	1,9	2,7	2	2	1,8	0,4	0,8	0	0	0	256	
2480	6	2,5	0	0	11	3,3	5,4	2,4	1,4	1,3	6	2,5	0,3	0,6	1,4	1,3	0,9	1	5,1	2,3	60,8	5,2	0	0	0,3	0,6	0,3	0,6	0,6	0,8	0,6	0,8	0	352	
2473	15	5,3	5	3,3	45	7,4	7,3	3,9	2,8	2,5	0	0	0	0	1,1	1,6	1,7	1,9	3,4	2,7	6,7	3,7	2,2	2,2	7,3	3,9	2,8	2,5	0	0	0,6	1,2	0	179	
2469	23	4,9	7,4	3	27	5,2	12	3,7	3	2	0,3	0,6	0,7	1	0,3	0,6	4,1	2,3	4,4	2,4	12,2	3,8	2,4	1,8	1,7	1,5	1,4	1,4	0	0	0,3	0,6	0	296	
2465	27	5,7	3,7	2,4	27	5,7	10	3,9	2,5	2	0,4	0,8	0	0	0	0	5,3	2,9	4,1	2,5	14,3	4,5	0,8	1,1	1,6	1,6	3,3	2,3	0	0	0	0	0	244	
2462	32	5,8	3,1	2,1	17	4,7	12	4	1,9	1,7	0,4	0,8	0,8	1,1	0	0	2,7	2	6,5	3,1	16,9	4,6	2,3	1,9	3,1	2,1	1,5	1,5	0	0	0	0	0	260	
2451	10	3,4	1,9	1,6	22	4,7	8,4	3,2	6,5	2,8	2,9	1,9	1,3	1,3	1,3	1,3	3,9	2,2	6,8	2,9	24	4,9	1	1,1	8,1	3,1	0,6	0,9	0	0	0,6	0,9	0,3	308	

Tabelle 7.4.4																																				
(Fraktion 32 - 63µm)																																				
	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opake Min.	Fehler +/-	Det. Carb.	Fehler +/-	Blötit	Fehler +/-	Chlozit	Fehler +/-	Disthen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner			
0	35,6	6,1	2,8	2,1	7,6	3,4	10,0	3,8	5,2	2,8	1,2	1,4	0,8	1,1	0,4	0,8	1,6	1,6	6,4	3,1	15,6	4,6	0,8	1,1	2,4	1,9	6,4	3,1	0,0	0,0	2,4	1,9	0,8	250		
40	40,6	5,8	5,2	2,6	6,3	2,9	10,8	3,7	3,1	2,0	1,4	1,4	0,7	1,0	0,0	0,0	5,9	2,8	4,9	2,5	12,2	3,9	0,0	0,0	0,7	1,0	7,6	3,1	0,0	0,0	0,3	0,6	0,3	288		
80	32,0	5,5	3,2	2,1	10,9	3,7	18,0	4,6	4,9	2,6	0,7	1,0	0,7	1,0	0,4	0,7	5,3	2,7	4,6	2,5	7,4	3,1	0,7	1,0	2,1	1,7	8,5	3,3	0,0	0,0	0,4	0,7	0,4	284		
120	42,3	6,4	2,1	1,8	11,2	4,1	9,1	3,7	4,1	2,6	2,1	1,8	0,8	1,1	0,0	0,0	4,1	2,6	3,7	2,4	9,1	3,7	0,4	0,8	2,2	7,5	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	241			
160	40,5	6,0	2,6	1,9	8,9	3,5	13,8	4,2	4,5	2,5	1,9	1,7	0,0	0,0	0,4	0,8	2,2	1,8	4,1	2,4	13,8	4,2	0,4	0,8	2,2	1,8	4,5	2,5	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	269		
200	39,3	5,7	4,8	2,5	5,2	2,6	17,2	4,4	4,1	2,3	1,4	1,4	1,0	1,2	1,0	1,2	1,7	1,5	4,5	2,4	13,8	4,1	0,3	0,6	0,3	0,6	4,5	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	290		
240	42,5	5,9	6,1	2,9	6,8	3,0	11,4	3,8	5,0	2,6	0,7	1,0	1,1	1,2	1,4	1,4	2,9	2,0	2,5	1,9	12,5	4,0	0,4	0,8	1,8	1,6	4,3	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	280		
280	42,1	5,3	5,3	2,4	11,1	3,4	14,6	3,8	5,6	2,5	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	2,9	1,8	5,0	2,4	7,0	2,8	0,3	0,6	0,9	1,0	2,9	1,8	0,9	1,0	0,0	0,0	0,6	342		
320	43,0	6,4	6,2	3,1	7,9	3,5	13,2	4,4	7,4	3,4	1,7	1,7	0,0	0,0	0,4	0,8	5,0	2,8	2,9	2,2	7,9	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	2,4	0,4	0,8	0,0	0,0	0,4	242		
360	41,9	6,7	4,1	2,7	7,4	3,6	14,7	4,8	5,1	3,0	1,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	5,5	3,1	3,2	2,4	7,8	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	2,2	4,6	2,8	0,5	1,0	0,0	0,5	217	
400	42,6	5,5	5,0	2,4	12,5	3,7	8,5	3,1	4,7	2,4	0,3	0,6	0,3	0,6	0,6	0,9	6,3	2,7	9,1	3,2	5,6	2,6	0,0	0,0	1,6	1,4	2,2	1,6	0,3	0,6	0,3	0,6	0,0	319		
440	34,2	5,9	6,2	3,0	8,8	3,5	11,5	4,0	4,2	2,5	3,5	2,3	1,2	1,4	0,8	1,1	5,4	2,8	8,5	3,5	13,1	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	1,7	0,8	1,1	0,0	0,0	0,0	260		
460	40,3	5,7	4,1	2,3	7,8	3,1	12,2	3,8	4,7	2,5	2,4	1,8	0,3	0,6	1,7	1,5	5,4	2,6	6,4	2,9	10,2	3,5	0,0	0,0	0,3	0,6	3,4	2,1	0,3	0,6	0,0	0,0	0,3	295		
(Fraktion 63-125µm)																																				
0	33,2	5,6	6,4	2,9	12,1	3,9	13,6	4,1	5,0	2,6	1,1	1,2	0,4	0,8	0,0	0,0	2,1	1,7	6,1	2,9	10,7	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	2,1	3,2	2,1	0,0	0,0	2,1	1,7	0,7	280
40	36,5	6,3	4,8	2,8	11,7	4,2	14,3	4,6	2,6	2,1	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	0,0	4,8	2,8	7,4	3,5	10,9	4,1	0,0	0,0	1,3	1,5	3,9	2,6	0,0	0,0	0,4	0,8	0,4	230		
80	37,0	6,3	6,3	3,1	10,1	3,9	14,3	4,5	2,9	2,2	0,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	1,3	1,5	5,5	3,0	11,8	4,2	0,8	1,2	2,5	2,0	6,3	3,1	0,0	0,0	0,4	0,8	0,4	238		
120	28,6	5,7	5,6	2,9	16,3	4,7	16,7	4,7	2,8	2,1	0,8	1,1	0,8	1,1	0,0	0,0	3,6	2,3	2,8	2,1	11,5	4,0	0,4	0,8	1,6	1,6	8,3	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	252		
160	33,3	6,0	5,8	3,0	12,3	4,2	14,8	4,6	3,7	2,4	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	0,0	2,9	2,2	2,1	1,8	14,0	4,5	0,0	0,0	5,8	3,0	4,1	2,5	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	243	
200	35,1	6,6	2,4	2,1	13,9	4,8	15,4	5,0	2,4	2,1	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	0,0	1,9	1,9	3,8	2,7	10,6	4,3	0,0	0,0	4,8	3,0	8,2	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	208		
240	34,9	6,2	6,4	3,2	8,5	3,6	17,0	4,9	2,6	2,1	0,4	0,8	1,7	1,7	0,0	0,0	2,1	1,9	6,4	3,2	10,6	4,0	0,0	0,0	3,8	2,5	4,7	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	235		
280	38,9	6,4	5,1	2,9	12,0	4,2	12,8	4,4	6,0	3,1	0,4	0,8	0,9	1,2	0,0	0,0	4,7	2,8	4,3	2,7	7,3	3,4	0,0	0,0	2,1	1,9	3,4	2,4	1,3	1,5	0,0	0,0	0,9	234		
320	36,2	6,3	3,8	2,5	17,0	4,9	11,5	4,2	3,0	2,2	0,0	0,0	1,3	1,5	0,0	0,0	5,5	3,0	7,2	3,4	6,8	3,3	0,4	0,8	2,6	2,1	3,8	2,5	0,4	0,8	0,0	0,0	0,4	235		
360	35,1	6,7	4,4	2,9	16,1	5,1	15,6	5,1	3,4	2,5	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	0,0	5,9	3,3	5,4	3,2	7,3	3,6	0,5	1,0	2,0	2,0	2,9	2,3	0,5	1,0	0,0	0,0	0,5	205		
400	32,1	6,0	4,1	2,5	12,8	4,3	15,2	4,6	6,2	3,1	0,8	1,1	1,2	1,4	0,4	0,8	3,7	2,4	7,8	3,4	9,5	3,8	0,0	0,0	1,6	1,6	3,3	2,3	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	243		
440	40,1	5,8	4,9	2,5	9,4	3,4	16,4	4,4	3,8	2,3	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6	2,4	1,8	8,4	3,3	9,4	3,4	0,0	0,0	1,7	1,5	1,7	1,5	0,7	1,0	0,0	0,0	0,0	287		
460	37,9	5,7	2,5	1,8	10,2	3,6	12,6	3,9	3,9	2,3	0,0	0,0	1,1	1,2	0,0	0,0	2,8	2,0	4,2	2,4	13,7	4,1	0,0	0,0	5,6	2,7	4,9	2,6	0,4	0,7	0,0	0,0	0,4	285		

Tabelle 7.4.5															Summe der gez. Körner																			
Hornblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige				
0	37,8	6,5	7,2	3,5	14,4	4,7	13,1	4,5	2,3	2,0	0,9	1,3	0,0	0,0	0,5	0,9	5,9	3,2	7,2	3,5	10,4	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	222			
23	14,6	4,8	2,3	2,0	6,4	3,3	1,4	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	1,3	4,6	2,8	54,8	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	219			
43	36,1	6,2	6,3	3,1	16,8	4,8	7,1	3,3	1,5	0,0	0,0	0,4	0,8	0,4	0,8	3,4	2,3	4,6	2,7	20,6	5,2	0,0	0,0	1,3	1,5	0,8	1,2	0,4	0,8	0,4	238			
63	32,6	5,6	5,1	2,6	20,7	4,9	9,4	3,5	1,8	1,6	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	0,0	3,6	2,2	5,4	2,7	10,1	3,6	0,0	0,0	2,5	1,9	7,6	3,2	0,0	0,4	0,8	276		
83	32,7	6,2	3,5	2,4	17,7	5,1	11,1	4,2	1,8	1,8	0,0	0,0	0,9	1,3	0,0	0,0	4,0	2,6	8,0	3,6	11,1	4,2	0,0	0,4	2,7	4,9	2,9	0,0	0,0	0,0	226			
103	37,9	6,9	7,2	3,7	20,5	5,8	12,3	4,7	4,1	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	2,1	3,6	2,7	6,7	3,6	0,0	0,0	1,5	1,7	3,6	2,7	0,0	0,5	1,0	195		
123	30,8	5,8	6,3	3,1	17,0	4,7	8,3	3,5	2,4	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	2,2	8,1	2,8	9,5	3,7	0,4	0,8	9,9	3,8	7,1	3,2	0,0	0,0	0,0	253		
143	36,8	6,5	5,5	3,1	17,3	5,1	11,4	4,3	1,4	1,6	0,0	0,0	0,5	1,0	0,0	0,0	4,1	2,7	8,2	3,7	11,8	4,4	0,0	1,4	1,6	0,5	1,0	0,5	1,0	0,9	1,3	220		
163	35,1	6,3	2,2	1,9	19,9	5,3	8,7	3,7	3,0	2,2	0,0	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	2,2	1,9	5,2	2,9	14,7	4,7	0,0	0,0	2,2	1,9	6,5	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	231	
183	22,9	5,4	1,6	1,6	15,5	4,6	12,7	4,3	2,4	2,0	0,0	0,0	0,8	1,1	0,0	0,0	3,7	2,4	7,8	3,4	13,9	4,4	0,0	11,0	4,0	7,8	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	245		
203	32,4	5,9	3,6	2,3	12,6	4,2	9,9	3,8	3,6	2,3	0,4	0,8	0,0	0,0	0,4	0,8	2,4	1,9	6,3	3,1	11,5	4,0	0,0	12,3	4,1	4,3	2,6	0,4	0,8	0,0	0,0	253		
224	34,8	5,8	4,1	2,4	22,2	5,1	11,9	3,9	3,7	2,3	0,0	0,0	1,1	1,3	0,0	0,0	3,7	2,3	5,9	2,9	7,4	3,2	0,0	1,5	1,5	3,7	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	270		
244	33,5	5,9	6,2	3,0	17,5	4,7	7,4	3,3	1,6	1,6	0,0	0,0	0,8	1,1	0,0	0,0	3,1	2,2	7,0	3,2	13,2	4,2	0,0	0,0	4,3	2,5	5,4	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	257	
264	23,2	5,7	4,5	2,8	21,4	5,5	13,2	4,6	2,7	2,2	0,9	1,3	0,9	1,3	0,0	0,0	3,2	2,4	4,5	2,8	14,1	4,7	0,0	0,0	5,0	2,9	6,4	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	220	
284	25,6	5,8	4,0	2,6	30,8	6,1	6,2	3,2	3,1	2,3	1,3	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	2,1	4,8	2,8	6,6	3,3	0,0	10,6	4,1	4,4	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	227		
304	28,9	5,5	1,1	1,3	35,2	5,8	8,1	3,3	2,2	1,8	0,0	0,0	1,1	1,3	0,7	1,0	1,5	1,5	2,9	2,0	12,5	4,0	0,4	0,8	3,3	2,2	2,2	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	273	
325	35,7	6,0	3,2	2,2	23,0	5,3	13,1	4,3	2,0	1,8	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	0,0	2,4	1,9	4,4	2,6	9,5	3,7	0,4	0,8	3,6	2,3	2,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	252	
345	25,1	5,5	6,0	3,0	32,3	5,9	12,0	4,1	1,6	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	1,8	5,6	2,9	11,2	4,0	0,0	0,0	2,8	2,1	1,6	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	251	
365	30,5	6,0	4,7	2,8	26,3	5,7	7,2	3,4	2,5	2,0	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	0,0	5,1	2,9	6,4	3,2	11,4	4,1	0,0	0,0	1,7	1,7	3,0	2,2	0,4	0,8	0,0	0,0	236	
385	32,0	5,9	5,3	2,9	25,1	5,5	8,9	3,6	3,6	2,4	1,2	1,4	1,2	1,4	0,0	0,0	4,9	2,7	6,9	3,2	8,9	3,6	0,0	0,0	0,8	1,1	1,2	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	247	
405	34,0	6,1	5,4	2,9	17,4	4,9	8,3	3,6	4,1	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,5	3,4	6,6	3,2	12,4	4,2	0,0	0,0	2,9	2,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	241	
415	29,6	5,5	8,0	3,3	22,3	5,0	7,7	3,2	3,3	2,2	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,7	1,0	3,6	2,3	8,0	3,3	12,8	4,0	0,0	0,0	2,9	2,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	274
426	21,0	6,1	5,7	3,5	17,6	5,7	21,6	6,2	1,1	1,6	0,0	0,0	0,6	1,2	0,0	0,0	1,7	1,9	10,8	4,7	14,8	5,4	0,0	0,0	4,0	3,0	0,6	1,2	0,0	0,0	0,6	1,2	0,0	176
436	29,8	5,8	5,2	2,8	19,0	4,9	11,9	4,1	2,0	1,8	0,4	0,8	0,8	1,1	0,0	0,0	2,8	2,1	11,9	4,1	8,7	3,6	0,0	0,0	4,8	2,7	2,8	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	252	
446	35,6	6,6	6,3	3,4	12,0	4,5	11,5	4,4	3,8	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	2,7	6,3	3,4	11,5	4,4	3,4	2,5	1,9	1,9	2,9	2,3	1,0	1,4	0,0	0,0	208	
466	39,6	6,0	3,7	2,3	9,3	3,5	12,6	4,0	1,9	1,7	1,1	1,3	1,1	1,3	0,4	0,8	1,9	1,7	10,7	3,8	10,7	3,8	0,0	0,0	2,6	1,9	3,7	2,3	0,7	1,0	0,0	0,0	270	
486	38,1	6,1	5,6	2,3	13,5	4,3	13,9	4,4	2,0	1,8	0,8	1,1	0,8	1,1	0,4	0,8	2,0	1,8	10,3	3,8	9,9	3,8	0,0	0,0	2,4	1,9	2,4	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	252	
506	33,9	6,1	5,8	3,0	14,0	4,5	11,6	4,1	2,1	1,8	0,8	1,1	1,7	1,7	0,0	0,0	7,4	3,4	7,0	3,3	12,4	4,2	0,0	0,0	0,8	1,1	1,7	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	242	
516	40,9	5,6	6,5	2,8	11,0	3,6	10,1	3,4	2,6	1,8	0,3	0,6	1,0	1,1	0,3	0,6	4,9	2,5	11,0	3,6	9,4	3,3	0,0	0,0	0,3	0,6	0,3	0,6	1,0	1,1	0,0	0,0	308	
526	38,0	6,3	5,6	3,0	12,4	4,3	9,8	3,9	2,1	1,9	1,3	1,5	0,4	0,8	0,0	0,0	2,1	1,9	9,8	3,9	14,5	4,6	0,0	0,0	1,7	1,7	1,3	1,5	0,0	0,0	0,9	1,2	0,0	234
536	31,4	5,6	3,7	2,3	14,0	4,2	13,3	4,1	3,3	2,2	1,8	1,6	1,1	1,3	0,7	1,0	4,4	2,5	10,7	3,8	10,0	3,6	0,0	0,0	2,6	1,9	3,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	271	
546	29,0	5,5	7,2	3,1	11,2	3,8	13,8	4,2	1,8	1,6	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	2,4	16,7	4,5	13,0	4,0	0,0	0,0	0,7	1,0	0,4	0,8	0,7	1,0	0,0	0,0	276	
556	36,1	5,9	6,7	3,0	12,3	4,0	11,5	3,9	3,7	2,3	0,0	0,0	1,1	1,3	0,0	0,0	3,3	2,2	11,2	3,8	11,2	3,8	0,0	0,0	0,7	1,0	1,9	1,7	0,4	0,8	0,0	0,0	269	
566	31,3	5,7	10,9	3,8	10,6	3,8	10,6	3,8	1,5	1,5	1,9	1,7	1,1	1,3	0,4	0,8	3,4	2,2	12,1	4,0	13,2	4,2	0,0	0,0	0,4	0,8	1,9	1,7	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	265
586	30,3	6,0	4,7	2,8	15,4	4,7	13,7	4,5	2,1	1,9	0,9	1,2	0,0	0,0	0,4	0,8	4,3	2,7	10,3	4,0	13,7	4,5	0,0	0,0	2,1	1,9	0,9	1,2	0,9	1,2	0,4	0,8	0,0	234
606	32,3	5,7	5,6	2,8	11,2	3,8	11,9	3,9	0,7	1,0	0,7	1,0	0,4	0,8	0,4	0,8	4,5	2,5	13,4	4,2	11,5	3,9	0,7	1,0	3,0	2,1	2,2	1,8	0,7	1,0	0,7	1,0	0,0	269

Tabelle 7.4.5																																		
	Horblend	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Det. Karb.	Fehler +/-	Biottit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Disthen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner
627	35,3	5,5	6,3	2,8	11,9	3,7	9,6	3,4	1,7	1,5	1,0	1,1	0,3	0,6	0,0	0,0	4,6	2,4	10,2	3,5	11,6	3,7	0,0	0,0	5,0	2,5	2,0	1,6	0,3	0,6	0,3	0,6	0,0	303
647	38,0	5,8	3,3	2,2	15,2	4,3	11,6	3,9	1,8	1,6	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	3,3	2,2	8,7	3,4	12,0	3,9	0,0	0,0	1,4	1,4	2,2	1,8	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	276
657	31,8	5,1	6,3	2,7	13,1	3,7	17,3	4,1	1,8	1,5	0,3	0,6	0,6	0,8	0,0	0,0	3,6	2,0	11,0	3,4	10,4	3,3	0,0	0,0	1,5	1,3	2,4	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	336
667	37,7	6,0	8,1	3,4	10,8	3,8	9,2	3,6	1,2	1,4	0,4	0,8	1,9	1,7	0,8	1,1	1,5	1,5	17,3	4,7	8,8	3,5	0,0	0,0	0,4	0,8	1,2	1,4	0,8	1,1	0,0	0,0	0,0	260
677	40,1	5,5	4,7	2,4	13,0	3,7	12,1	3,6	1,2	1,2	0,0	0,0	0,6	0,9	0,0	0,0	2,8	1,8	11,5	3,6	12,1	3,6	0,0	0,0	0,9	1,1	0,9	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	322
687	33,3	6,0	4,9	2,8	10,7	4,0	11,1	4,0	2,1	1,8	3,3	2,3	0,8	1,1	0,0	0,0	3,7	2,4	11,9	4,2	12,8	4,3	0,0	0,0	1,6	1,6	2,1	1,8	1,2	1,4	0,4	0,8	0,0	243
707	35,1	5,8	10,1	3,7	10,4	3,7	10,8	3,8	3,0	2,1	0,4	0,8	0,7	1,0	0,0	0,0	3,0	2,1	10,4	3,7	12,3	4,0	0,0	0,0	2,2	1,8	0,4	0,8	0,0	0,0	1,1	1,3	0,0	268
728	37,1	7,9	6,6	4,0	14,6	5,7	5,3	3,6	2,6	2,6	0,7	1,4	0,0	0,0	0,7	1,4	6,0	3,9	11,3	5,2	12,6	5,4	0,0	0,0	1,3	1,8	1,3	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	151
748	29,6	6,0	4,3	2,7	13,7	4,5	15,0	4,7	1,7	1,7	2,1	1,9	0,4	0,8	0,4	0,8	3,9	2,5	11,6	4,2	12,0	4,3	0,0	0,0	2,6	2,1	1,7	1,7	0,4	0,8	0,4	0,8	0,0	233
768	37,7	6,3	4,6	2,7	12,6	4,3	9,6	3,8	1,3	1,5	0,8	1,2	0,8	1,2	0,0	0,0	4,6	2,7	10,9	4,0	13,0	4,4	0,4	0,8	1,3	1,5	1,3	1,5	1,3	1,5	0,0	0,0	0,0	239
788	29,1	6,0	9,6	3,9	10,0	4,0	12,6	4,4	3,9	2,6	0,9	1,2	0,4	0,8	0,4	0,8	2,2	1,9	10,4	4,0	14,8	4,7	0,0	0,0	2,2	1,9	3,0	2,2	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	230
798	31,5	6,5	3,0	2,4	12,8	4,7	8,9	4,0	3,4	2,5	1,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	2,4	8,4	3,9	14,3	4,9	0,0	0,0	2,5	2,2	7,9	3,8	2,0	2,0	1,5	1,7	0,0	203

Tabelle 7.4.6		Kastengitter PS2757-7																Summe der gez. Körner																		
		Hornblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Flußit	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Biotit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige		
0	31	53	65	28	118	37	141	4	46	24	07	1	03	06	0	0	42	23	69	29	147	4	03	06	13	13	36	21	0	0	0	0	0	0	306	
25	364	58	55	28	132	41	14	42	26	19	0	0	15	15	04	08	37	23	74	32	88	34	0	0	37	23	29	2	0	0	0	0	0	272		
45	321	54	41	23	125	38	2	16	14	14	07	1	0	44	24	84	32	139	4	03	06	27	19	47	25	03	06	0	0	0	0	0	0	296		
65	354	57	58	28	141	42	123	39	18	16	0	0	04	04	07	1	4	24	51	26	116	38	0	0	43	24	47	25	0	0	0	0	0	277		
85	346	56	59	28	157	43	119	38	35	22	14	14	03	08	0	0	35	22	56	27	103	38	0	0	36	23	28	2	03	06	0	0	0	298		
105	453	62	62	3	128	42	39	24	0	0	04	08	0	0	0	0	35	23	33	36	132	42	0	0	16	16	27	2	04	08	08	11	0	298		
125	391	54	56	26	106	34	84	31	25	17	09	11	06	09	0	0	31	19	51	3	132	42	0	0	24	24	31	2	03	06	0	0	0	322		
145	306	54	76	31	135	4	149	42	77	15	07	1	07	1	07	1	42	24	52	26	122	39	0	0	42	24	31	2	03	06	03	06	0	288		
165	327	53	48	25	137	4	109	36	27	19	03	06	17	15	03	06	51	26	75	31	133	4	0	0	57	29	46	26	0	0	0	0	0	293		
185	327	58	61	3	106	38	118	4	34	22	11	13	11	13	0	0	3	21	99	37	99	37	0	0	57	29	46	26	0	0	0	0	0	263		
205	344	53	46	24	142	4	126	38	4	23	07	1	07	1	03	06	22	17	89	33	132	39	03	06	26	18	1	11	0	0	0	0	0	302		
225	298	51	44	23	15	4	162	41	28	18	0	0	03	06	06	09	22	16	87	31	131	38	0	0	44	23	19	15	06	09	0	0	0	321		
245	295	52	36	21	144	4	102	35	33	2	11	03	06	0	0	0	46	24	46	24	138	39	0	0	102	35	43	23	0	03	06	0	0	0	305	
265	292	52	47	24	14	4	113	36	23	17	03	06	07	1	0	0	27	19	66	29	166	43	0	0	76	31	37	22	03	06	0	0	0	301		
285	312	54	41	23	149	41	132	39	34	21	0	0	03	06	0	0	0	17	15	47	25	159	43	0	0	68	29	37	22	0	0	0	0	0	295	
315	259	47	41	21	125	36	175	41	35	2	0	0	09	1	03	06	38	21	58	25	159	43	0	0	52	24	47	23	03	06	0	0	0	0	343	
335	282	49	3	19	183	42	135	37	3	19	06	08	03	06	0	0	18	15	75	29	135	37	06	08	39	21	48	23	06	08	03	06	0	0	333	
355	307	54	44	24	171	44	154	42	55	27	07	1	07	1	0	0	14	14	55	27	106	36	0	0	38	22	41	23	03	06	0	0	0	0	293	
375	32	51	53	24	154	39	134	37	24	17	0	0	06	08	0	0	42	22	47	23	148	39	0	0	45	23	27	18	0	0	0	0	0	0	337	
Kastengitter PS2757-8		Kastengitter PS2757-8																Summe der gez. Körner																		
		Hornblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Turmalin	Fehler +/-	Flußit	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Biotit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Dishen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige		
44	272	49	4	22	119	36	135	38	31	19	03	06	06	06	03	06	52	25	11	35	113	35	0	0	58	26	52	25	06	09	0	0	0	0	327	
52	355	65	41	27	157	49	111	43	46	28	05	1	0	0	0	0	14	16	46	28	78	36	0	0	78	36	51	3	09	13	09	13	0	0	217	
60	324	58	76	33	57	29	134	42	27	2	0	0	08	11	04	08	42	25	65	3	73	32	0	0	141	43	5	27	0	0	0	0	0	0	262	
68	369	53	33	2	114	35	171	41	15	13	06	08	08	03	06	0	27	18	45	23	87	31	0	0	78	29	45	23	0	0	0	0	0	0	333	
76	337	54	42	23	125	37	128	38	45	23	03	06	03	06	0	0	26	18	58	26	125	37	19	15	38	22	45	23	06	09	0	0	0	0	0	312
100	222	64	12	17	82	42	211	62	29	26	06	12	0	0	06	12	0	06	12	12	17	193	6	88	43	64	37	58	36	06	12	06	12	0	0	171
108	27	51	16	14	135	39	191	45	23	17	03	06	07	1	03	06	13	13	36	21	181	44	07	1	63	28	49	25	03	06	0	0	0	0	0	304
116	345	54	16	14	117	37	166	42	29	19	03	06	07	1	03	06	29	19	29	22	137	39	1	11	65	28	36	21	0	0	0	0	0	0	307	
124	331	51	46	22	115	34	164	41	37	2	06	08	03	06	0	0	29	19	29	18	92	31	0	0	104	33	4	21	0	0	03	06	0	0	0	347
140	304	52	29	18	89	32	96	33	19	15	03	06	03	06	0	0	16	14	35	21	173	43	0	0	128	39	96	33	06	09	0	0	0	0	313	
158	329	49	53	19	71	27	134	36	33	19	03	07	08	03	06	0	25	16	95	29	123	34	14	74	27	58	24	05	07	0	0	0	0	0	365	
172	374	55	29	19	74	3	155	41	45	24	03	06	03	06	0	0	32	2	55	26	55	26	03	06	11	36	61	27	0	0	0	0	0	0	310	
186	398	6	27	2	72	32	155	45	23	18	04	08	0	0	04	03	06	29	19	46	24	104	35	11	13	98	37	38	24	08	11	0	0	0	0	264
204	397	56	26	18	81	31	101	34	39	22	07	1	0	0	06	08	3	19	54	25	101	33	0	0	20	44	63	27	0	0	0	0	0	0	307	
220	319	51	09	1	72	28	128	37	18	15	0	0	0	0	06	08	0	07	22	15	65	26	116	33	0	0	44	63	27	0	0	0	0	0	0	335
236	33	49	16	13	76	28	108	32	24	16	03	06	05	07	05	07	22	13	68	22	201	35	06	07	173	39	51	23	03	06	0	0	0	0	0	370
252	92	26	0	0	19	12	127	29	41	18	08	08	0	0	06	07	23	13	69	22	201	35	06	07	312	41	92	26	0	04	06	0	0	0	0	513
299	204	54	04	08	49	29	88	38	13	15	09	13	0	0	0	0	22	2	31	23	155	48	04	08	341	63	32	04	08	13	15	0	0	0	0	326
308	59	26	0	0	28	18	153	4	87	31	12	12	06	09	09	11	59	26	128	37	364	54	0	0	5	24	31	19	0	0	03	06	1	0	0	381
324	321	47	03	05	65	25	108	31	45	21	05	07	08	09	0	0	4	2	48	21	10	3	1	1	18	38	68	25	0	0	0	0	0	0	386	
334	335	51	09	1	66	27	74	28	17	14	0	0	11	11	0	0	26	17	23	16	97	32	0	0	287	48	49	23	03	06	0	0	0	0	0	349
342	314	53	03	06	46	24	129	39	23	17	0	0	0	03	06	23	17	63	28	122	38	03	06	238	49	33	21	0	0	0	0	0	0	0	0	393

Tabelle 7.4.6

	Hornblenden	Fehler +/-	Orthopyroxen	Fehler +/-	Klinopyroxen	Fehler +/-	Epidot	Fehler +/-	Apatit	Fehler +/-	Zirkon	Fehler +/-	Tourmalin	Fehler +/-	Rutil	Fehler +/-	Titanit	Fehler +/-	Granat	Fehler +/-	Opak	Fehler +/-	Del. Karb.	Fehler +/-	Biotit	Fehler +/-	Chlorit	Fehler +/-	Disthen	Fehler +/-	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner
350	327	5	17	1,4	6,6	2,7	19,2	4,2	1,7	1,4	0,3	0,6	0,6	0,8	0	0	3,7	2	6,9	2,7	10	3,2	0	0	13,8	3,7	2,6	1,7	0,3	0,6	0	0	0	349
358	353	5,6	0,3	0,6	5,9	2,8	5,9	2,8	0,7	1	0	0	1	1,2	0,3	0,6	2,8	1,9	6,6	2,9	10,7	3,6	0,3	0,6	26,3	5,2	3,5	2,2	0,3	0,6	0	0	0	289
366	27,4	4,4	0	0	2,6	1,6	10,5	3	4	1,9	0,7	0,8	1,2	1,1	0,2	0,4	1,7	1,3	6,9	2,5	14,3	3,4	0	0	24	4,2	5,5	2,2	0,5	0,7	0,2	0,4	0	420
374	25,8	4,8	0,6	0,8	4,6	2,3	6,1	2,6	2,1	1,6	0	0	0,3	0,6	0,3	0,6	2,7	1,8	5,2	2,4	12,5	3,6	0	0	32,5	5,2	7,3	2,9	0	0	0	0	0	329
382	31,8	5,2	1,2	1,2	4,9	2,4	8,6	3,1	2,2	1,6	0,9	1	0,9	1	0	0	2,8	1,8	4,6	2,3	13,3	3,8	0	0	21,6	4,6	6,2	2,7	0,6	0,9	0	0	0	324
398	34,3	5,2	0,3	0,6	4,5	2,3	16,4	4	2,7	1,8	1,2	1,2	0,9	1	0	0	3,9	2,1	5,7	2,5	16,4	4	0	0	4,8	2,3	7,5	2,9	0,3	0,6	1,2	0	0	335
414	32,6	5,6	1,4	1,4	8,4	3,3	11,2	3,7	3,9	2,3	1,1	1,2	0,4	0,7	0,7	1	1,8	1,6	6	2,8	13,3	4	1,4	1,4	12,3	3,9	5,3	2,7	0	0	0	0	0	285
430	35,1	5,6	0,3	0,6	8,6	3,3	11,7	3,8	3,1	2	1	1,2	0	0	0,3	0,6	2,4	1,8	6,5	2,9	20,3	4,7	1	1,2	3,1	2	6,2	2,8	0,3	0,6	0	0	0	291
446	23,4	5,1	0,3	0,6	10,8	3,7	16,7	4,4	4,9	2,5	1,7	1,5	1,4	1,4	0,3	0,6	3,1	2	7,7	3,1	15	4,2	1,7	1,5	3,8	2,3	6,3	2,9	0,7	1	0	0	0	287
462	27,5	5,2	0	0	8,1	3,2	12,5	3,9	2,7	1,9	0,3	0,6	1,7	1,5	0,3	0,6	1,7	1,5	5,1	2,6	20	4,7	1,4	1,4	5,1	2,6	11,9	3,8	1	1,2	0	0	0	295
478	33,7	5,5	1	1,1	6,3	2,8	15,3	4,2	1,7	1,5	0	0	0,3	0,6	0	0	3	2	4	2,3	20	4,6	1	1,1	5,3	2,5	7,3	3	0,7	1	0	0	0	300
494	35	4,9	0,3	0,6	5,4	2,3	12,2	3,3	3,1	1,8	0,3	0,6	0,3	0,6	0,8	0,9	2,3	1,5	5,2	2,3	10,6	3,1	0,3	0,6	13,7	3,5	8,3	2,8	1,6	1,3	0,5	0,7	0	386
526	34,5	5,4	0,3	0,6	5,8	2,7	12,6	3,8	3,9	2,2	1	1,1	0,3	0,6	0,3	0,6	2,9	1,9	4,5	2,4	14,5	4	2,6	1,8	10,6	3,5	4,8	2,4	0	0	0,6	0,9	1	310
566	34	5,5	0,7	1	5,7	2,7	11	3,6	3,7	2,2	1,3	1,3	1,3	1,3	0	0	2,7	1,9	8	3,1	13,7	4	4	4	8,7	3,3	3,7	2,2	1	1,1	0,3	0,6	0	300
590	43,6	5,3	0,9	1	7,8	2,9	17,7	4,1	2,3	1,6	0,9	1	0,3	0,6	0,8	0,9	2,2	1,5	9	3,1	9,3	3,1	0	0	1,7	1,4	3,2	1,9	0	0	0,6	0,8	0	338
602	34,3	5,2	0,6	0,8	8,9	3,1	16,9	4,1	2,2	1,6	0,9	1	0,3	0,6	0,8	0,9	2,2	1,5	9	3,1	9,3	3,1	0	0	1,7	1,4	3,2	1,9	0	0	0	0	0	344
630	41,4	5,2	0	0	6,8	2,6	15,3	3,8	1,9	1,4	0,3	0,6	0,5	0,7	0,3	0,6	3,6	2	3,2	2,5	9	3	0	0	10,7	3,2	3,8	2	0	0	0	0	0	365
646	33	5,3	0,3	0,6	1,9	1,5	9,8	3,4	1	1,1	0,3	0,6	0,3	0,6	0	0	1,1	1,1	3,5	2,1	4,4	2,3	0	0	2,8	5,1	15,2	4	0	0	0	0	0	315
662	41	5,8	0,2	0,3	3,9	2,3	11,3	3,8	3,9	2,3	0	0	0,7	1	0,4	0,8	2,5	1,9	2,8	2	9,2	3,4	0,4	0,8	8,8	3,4	11,3	3,8	0	0	0	0	0	283
678	28,3	4,6	1,6	1,9	4,2	2,1	9,2	3	1,8	1,4	0,5	0,7	0,3	0,6	0	0	2,1	1,5	4,5	2,1	8,4	2,8	0	0	2,6	4,6	10,2	3,1	0	0	0	0	0	381
694	23,7	4,7	2	1,5	4,6	2,2	5,4	2,4	1,4	1,3	0,9	1	0	0	0	0	1,1	1,1	3,7	2	6,6	3	0,6	0,8	3,1	5	1,2	3,5	0	0	0,3	0,6	1	350
710	32,9	5,2	3,1	1,9	5,2	2,3	9,2	3,2	5,2	2,5	0,3	0,6	1,2	1,2	0	0	3,1	1,9	4,6	2,3	11,4	3,5	0,3	0,6	13,8	3,8	8,6	3,1	0,6	0,9	0	0	0	325

Tabelle 7.4.7		Hornblenden	Orthopyroxen	Klinopyroxen	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Fluid	Tranfit	Granat	Opak	Del. Karb.	Biotit	Chlozit	Dishen	Staurolith	Fehler +/-	Sonstige	Summe der gez. Körner																
342	31,4	5,3	0,3	0,6	2,4	12,9	3,9	2,3	1,7	0	0	0	0	0	0,6	2,3	1,7	6,3	2,8	12,2	3,8	0,3	9,0	2,8	4,9	3,3	2,1	0	0	0	0	0	303			
350	32,7	5	1,7	1,4	6,6	27	19,2	4,2	1,7	1,4	0,3	0,6	0,6	0,8	0	0	3,7	2	6,9	2,7	10	3,2	0	0	13,8	3,7	2,6	1,7	0,3	0,6	0	0	0	349		
358	35,3	5,6	0,3	0,6	5,9	28	0,7	1	0	0	1,2	0,3	0,6	2,8	1,9	6,6	2,9	10,7	3,6	0,3	0,6	2,8	3	0	0	26,3	5,2	3,5	2,2	0,3	0,6	0	0	0	288	
365	27,4	4,4	0	0	2,6	16	10,5	3	4	1,9	0,7	0,8	1,2	1,1	0,2	0,4	1,7	1,3	6,9	2,5	14,3	3,4	0	0	2,4	4,2	5,3	2,2	0,5	0,7	0,2	0,4	0	0	420	
374	25,8	4,8	0,6	0,9	4,6	2,3	6,1	2,6	2,1	1,6	0	0	0,3	0,6	0,3	0,6	2,7	1,8	5,2	2,4	12,5	3,6	0	0	3,2,5	5,2	7,3	2,9	0	0	0	0	0	0	329	
382	31,8	5,2	1,2	1,2	4,9	2,4	8,6	3,1	2,2	1,6	0,9	1	0,9	1	0	0	2,8	1,8	4,6	2,3	13,3	3,8	0	0	2,1,6	4,6	6,2	2,7	0,6	0,9	0	0	0	0	324	
398	34,3	5,2	0,3	0,6	4,5	2,3	16,4	4	2,7	1,8	1,2	1,2	0,9	1	0	0	3,9	2,1	5,7	2,5	16,4	4	0	0	4,8	2,3	7,5	2,9	0,3	0,6	1,2	1,2	0	0	335	
414	32,6	5,6	1,4	1,4	8,4	3,3	11,2	3,7	3,9	2,3	1,1	1,2	0,4	0,7	0,7	1	1,8	1,6	6	2,8	13,3	4	1,4	1,4	12,3	3,9	5,3	2,7	0	0	0	0	0	0	285	
430	35,1	5,6	0,3	0,6	8,6	3,3	11,7	3,8	3,1	2	1	1,2	0	0	0,3	0,6	2,4	1,8	6,5	2,9	20,3	4,7	1	1,2	3,1	2	6,2	2,8	0,3	0,6	0	0	0	0	291	
446	25,4	5,1	0,3	0,6	10,8	3,7	16,7	4,4	4,9	2,5	1,7	1,5	1,4	1,4	0,3	0,6	3,1	2	7,7	3,1	15	4,2	1,7	1,5	3,8	2,3	6,3	2,9	0,7	1	0	0	0	0	287	
478	33,7	5,5	1	1,1	6,3	2,8	15,3	4,2	1,7	1,5	0	0	0,3	0,6	0	0	3	2	4	2,3	20	4,6	1	1,1	5,3	2,6	7,3	3	0,7	1	0	0	0	0	300	
494	35	4,9	0,3	0,6	5,4	2,3	12,2	3,3	3,1	1,8	0,3	0,6	0,3	0,6	0,3	0,9	2,3	1,5	5,2	2,3	10,6	3,1	0,3	0,6	13,7	3,5	8,3	2,8	1,6	1,3	0,5	0,7	0	0	386	
526	34,5	5,4	0,3	0,6	5,8	2,7	12,6	3,8	3,9	2,2	1	1,1	0,3	0,6	0,3	0,6	2,9	1,9	4,5	2,4	14,5	4	2,6	1,8	10,6	3,5	4,8	2,4	0	0	0,6	0,9	1	0	310	
542	18,2	4,9	0,4	0,8	4,7	2,7	11,5	4	3,6	2,3	0,4	0,8	0,4	0,8	1,6	1,6	3,6	2,3	7,9	3,4	21,3	5,1	0	0	1,5	4,5	9,1	3,6	0,4	0,8	2	1,8	0	0	253	
566	34	5,5	0,7	1	5,7	2,7	11	3,6	3,7	2,2	1,3	1,3	1,3	1,3	0	0	2,7	1,9	8	3,1	13,7	4	4	2,3	8,7	3,3	3,7	2,2	1	1,1	0,3	0,6	0	0	300	
582	34,3	5,2	0,6	0,8	8,9	3,1	16,9	4,1	4,1	2,2	0,6	0,8	0,6	0,8	0,3	0,6	4,1	2,2	8,6	3	13,6	3,7	3,3	1,9	0,9	1	2,4	1,7	0	0	0,6	0,8	0	0	338	
590	43,6	5,3	0,9	1	7,8	2,9	17,7	4,1	2,3	1,6	0,9	1	0,3	0,6	0,8	2	1,5	9	3,1	9,3	3,1	0	0	1,7	1,4	3,2	1,9	0	0	0	0	0	0	1	0	344
630	41,4	5,2	0	0	6,8	2,6	15,3	3,8	1,9	1,4	0,3	0,6	0,5	0,7	0,3	0,6	3,6	2	6,3	2,5	9	3	0	0	10,7	3,2	3,8	2	0	0	0	0	0	0	0	365
646	33	5,3	0,3	0,6	1,9	1,5	9,8	3,4	1	1,1	0,3	0,6	0,3	0,6	0	0	1	1,1	3,5	2,1	4,4	2,3	0	0	2,8,2	5,1	1,5,2	4	0	0	0	0	0	0	315	
662	41	5,8	3,2	2,1	3,9	2,3	11,3	3,8	3,9	2,3	0	0	0,7	1	0,4	0,8	2,5	1,9	2,8	2	9,2	3,4	0,4	0,8	8,8	3,4	11,3	3,8	0	0	0	0	0	0	1	283
678	28,3	4,6	1,6	1,3	4,2	2,1	9,2	3	1,8	1,4	0,5	0,7	0,3	0,6	0	0	2,1	1,5	4,5	2,1	8,4	2,8	0	0	28,6	4,6	10,2	3,1	0	0	0	0	0	0	381	
694	25,7	4,7	2	1,5	4,6	2,2	5,4	2,4	1,4	1,3	0,9	1	0	0	0	0	1,1	1,1	3,7	2	8,6	3	0,6	0,8	3,3	5	1,2	3,5	0	0	0,3	0,6	1	0	350	
710	32,9	5,2	3,1	1,9	5,2	2,5	9,2	3,2	5,2	2,5	0,3	0,6	1,2	1,2	0	0	3,1	1,9	4,6	2,3	11,4	3,5	10,3	0,6	13,8	3,8	8,6	3,1	0,6	0,9	1	0	0	0	325	

Danksagung

Herrn Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein möchte ich für die Vergabe der Arbeit, die sehr gute Betreuung, stete Diskussionsbereitschaft, fachliche sowie moralische Unterstützung während meiner Zeit am AWI danken. Herrn Prof. Dr. Rüdiger Henrich sei hier für die Übernahme des Korreferates gedankt. Herrn Prof. Fütterer danke ich für die Bereitstellung der Arbeitsmittel sowie für die Möglichkeit, meine Ergebnisse auf einer Vielzahl von nationalen und internationalen Tagungen zu präsentieren.

Ich habe während meiner Arbeit sehr von der freundschaftlichen Zusammenarbeit im BMBF-Verbundvorhaben "System Laptev-See" profitiert. Allen Kolleginnen und Kollegen ein herzliches Dankeschön. Dies geht an dieser Stelle auch an die Kollegen in Kiel, Robert Spielhagen und Niels Nørgaard-Pedersen. Ihnen sei für die Bereitsstellung "meiner Fraktion" und die hervorragende Zusammenarbeit gedankt.

Kirsten Fahl, Jens Matthiessen und Bernhard Diekmann möchte ich hier erwähnen. Danke für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die wertvollen Verbesserungsvorschläge. Besonders Kirsten möchte ich für ihre fortwährende Unterstützung und Geduld danken.

Mehr als einen Rechneralarm half Rainer Sieger zu beheben. Ihm, Michael Diepenbroek und Hannes Grobe habe ich es zu verdanken, daß meine Daten über PANGAEA komfortabel zu bearbeiten und graphisch darzustellen waren. Vielen Dank auch für manche "ungeologische" Stunde.

Für viele wissenschaftliche und unwissenschaftliche Stunden möchte ich hier allen jetzigen und früheren Mitarbeitern der Arbeitsgruppe "Arktis" danken: Claudia Müller, Bettina Boucsein, Frank Schoster, Hans-Peter Kleiber, Jockel Knies, Christoph Vogt, Renate Volkmann, Seung-II Nam, Monika Wahsner, Jens Hefter und meiner Freundin Ute Mann. Für viele aufmunternde Worte ein Dankeschön an die "Theophyße" Regina Usbeck und Carsten Porthun.

Last but not least - für die wunderbare gemeinsame Zeit auf zwei Arktis-Expeditionen - allerherzlichsten Dank an meine "Polarstern-Familie", an Kirsten, Frank und Rudy. Für unvergeßliche Erinnerungen, unvergeßliche Kastenlote und sensationell viel Spaß.

Mein besonderer Dank gilt meiner Familie, die mich durch alle Höhen und Tiefen meiner Arbeit begleitet und immer unterstützt hat, und Jens.

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 ‚Polarstern‘ (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 Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den 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 Stablein, Wolfgang Zick
- * **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft-Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spatpleistozane Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber 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 beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV „Polarstern“
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

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

- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas.
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer 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 Anfrrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional 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 und mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- * Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- * Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodell mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Anfarktika)", 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 Bolshiyakov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddel meer 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 Antrctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Müller und Hannes Grobe.

- Heft-Nr. 190/1996** – “Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan ‘Victor Hensen’ Campaign in 1994”, edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – “Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen”, von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – “Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen”, von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – “Heterogene Reaktionen von 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 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis”, von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – “Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis”, von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – “The Expedition ARKTIS-XI/2 of ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – “Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – “The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV ‘Polarstern’ Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – “Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit 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 Schwerefeld 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 Kuprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis”, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoridae *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyonov.
- 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 Fahrback und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – “Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-II Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – “Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchner.
- 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 Starman.
- 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 Bunger-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.

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

- Heft-Nr. 288/1998** – “Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft-Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft-Nr. 290/1998** – “Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft-Nr. 291/1998** – “Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft-Nr. 292/1998** – “Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft-Nr. 293/1998** – “Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft-Nr. 294/1998** – “Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft-Nr. 295/1998** – “Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft-Nr. 296/1998** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft-Nr. 297/1998** – “Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft-Nr. 298/1998** – “Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft-Nr. 299/1998** – “The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991-1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft-Nr. 300/1999** – “The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft-Nr. 301/1999** – “The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 302/1999** – “Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft-Nr. 303/1999** – “Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft-Nr. 304/1999** – “Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft-Nr. 305/1999** – “Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Borchert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Gianguseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Abgelo 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.

* vergriffen / out of print.

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

