

**Zeitliche und räumliche Verteilung von
Mineralvergesellschaftungen in spätquartären
Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre
Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der
Glazial/Interglazial-Wechsel**

**Regional and temporal variations of mineral
assemblages in Arctic Ocean sediments
as climatic indicator during glacial/interglacial
changes**

Christoph Vogt

Christoph Vogt

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

Die vorliegende Arbeit ist die leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die im Januar 1997 vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angenommen wurde. Die Daten dieser Veröffentlichung sind über das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Anschrift siehe unten) verfügbar.

Printed version of a dissertation thesis submitted to and accepted by the Geosciences Department of the University of Bremen (January 1997). The data of this publication are available through the

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research
Department of Marine Geology
Post box 120161
27568 Bremerhaven, Germany
Phone: +49 471 4831 220
Fax: +49 471 4831 149
E-mail: sepan@awi-bremerhaven.de
ftp: <ftp:ftp.awi-bremerhaven.de>, path: /pub/geo/sepan/...

Inhaltsverzeichnis

DANKSAGUNG	1
KURZFASSUNG.....	3
ABSTRACT	5
1. EINLEITUNG	7
1.1 Fragestellung	7
1.2 Untersuchungsgebiet	8
1.3 Bathymetrie und Ozeanographie	11
1.4 Sedimentationsprozesse	17
1.4.1 Gletschereis und Eisberge	18
1.4.2 Meereis	19
1.5 Bisherige Untersuchungen der Mineralogie Arktischer Sedimente	22
2. MATERIAL UND METHODEN.....	24
2.1 Bearbeitung des Probenmaterials	24
2.2 Korngrößenanalyse	25
2.3 Grobkomzählung.....	26
2.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen	26
2.5 Geochemie	27
2.5.1 Stickstoff- und Kohlenstoffelementaranalyse.....	27
2.5.2 Organischer Kohlenstoff und Karbonat.....	27
2.5.3 Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff und Gesamtstickstoff (C/N-Verhältnis)	28
2.5.4 Rock-Eval-Pyrolyse	29
2.6 Röntgendiffraktometeranalysen.....	30
2.6.1 Analyse der Gesamtprobe und der Siltfraktion.....	30
2.6.2 Auswertung für die Gesamt- und Siltmineralogie	31
2.6.3 Das Softwarepaket QUAX	32
2.6.4 Interpretation der Ergebnisse mit QUAX	41
2.7 Bestimmung der Tonmineralvergesellschaftung.....	43
2.7.1 Probenpräparation	43
2.7.2 Semiquantitative Bestimmung der Tonmineralgehalte.....	43
2.8 Verwendbarkeit der Ergebnisse aus der Röntgendiffraktometrie	46
3. STRATIGRAPHIE	47
3.1 Alter der oberflächennahen Sedimente	52
3.2 Stratigraphie der Sedimentkerne	55
3.3 Akkumulationsraten	68

4.	MINERALVERGESELLSCHAFTUNGEN POTENTIELLER LIEFER- GEBIETE	69
4.1	Nordamerika und Grönland.....	70
4.2	Die Sibirische Arktis	75
4.2.1	Oberflächensedimente der Laptew-See-Region	80
4.2.2	Die Kara-See-Region.....	89
4.3	Die Barents-See und Franz-Josef-Land.....	91
5.	OBERFLÄCHEN- UND OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTE IM EURASISCHEN BECKEN	95
5.1	Lithologie.....	95
5.2	Mineralogie	97
5.3	Mineralogie der Siltfraktion	117
5.4	Tonmineralogie	122
5.5	Organischer Kohlenstoffgehalt.....	129
6.	ERGEBNISSE DER SEDIMENTKERNE.....	133
6.1	Lithologie.....	133
6.2	Mineralogie und Sedimentologie	134
7.	MINERALOGISCHE PARAMETER UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE PALÄOZEANOGRAPHISCHE REKONSTRUKTION	169
7.1	Minerale und Mineralgruppen, ihre Herkunft und ihre Nützlichkeit als Liefergebiets- und Transportprozeßanzeiger.....	169
7.2	Der letzte Glazial/ Interglazial- Zyklus im Spiegel der Sedimentmineralogie.....	195
7.2.1	Smektitgehalte während des letzten Glazial/ Interglazial- Zyklus als An- zeiger für unterschiedliche Entwicklungen in der Meereisbedeckung.....	195
7.2.2	Das Svalbard/ Barents-See-Eisschild, die Framstraße und das südwestliche Nansen-Becken während der letzten 30 ka.....	210
7.2.3	Das nördliche Eurasische Becken und die Ablagerung terrigener Karbonate während des letzten Glazial/ Interglazial-Zyklus.....	247
8.	LÄNGERFRISTIGE ENTWICKLUNGEN IM ARKTISCHEN OZEAN - INTERGLAZIALE UND GLAZIALE UND IHRE BEZIEHUNG ZU WECHSELN DER MINERALASSOCIATION.....	262
8.1	Auf- und Abbau des Barents-See-Eisschildes (SBIS) zwischen Isotopenstadium 5 und 3	262

8.2	Erhöhte Sedimentation am nordöstlichen Yermak Plateau aufgrund eines ausgedehnteren Barents- und Kara-See-Eisschildes im Isotopenstadium 6.....	266
8.3	Verstärkter Einstrom atlantischer Wassermassen während des glazialen Isotopenstadiums 6 gegen 145 und 165 ka.....	271
8.4	Das Quartär und späte Tertiär im zentralen Arktischen Ozean - Mineralassoziationen und die Entwicklung der zirkumarktischen kontinentalen Eisschilde.....	272
9.	ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUßFOLGERUNGEN	279
10.	LITERATURVERZEICHNIS	283
11.	ANHANG.....	306
	Anhang D (Tabelle A14) Gruppeneinteilung der Reinstmineraldatenbank für das Auswerteprogramm QUAX (Quantitative Phase Analysis with X-ray Diffraction).	307

Danksagung

Zunächst möchte ich den beiden Gutachtern dieser Arbeit, Herrn Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein und Prof. Dr. Rüdiger Henrich (Universität Bremen) für die Begutachtung danken.

Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein war es auch, der die Anregung für das Thema dieser Arbeit gab, sie stets mit großer Diskussionsbereitschaft und fachlichem Rat begleitete und durch kontinuierliche Unterstützung zum Gelingen beitrug. Ganz herzlichen Dank!

Prof. Dr. Dieter K. Fütterer danke ich für die Bereitstellung aller im Alfred-Wegener-Institut (AWI) verfügbaren Mittel. Dies schließt die Teilnahme an nationalen und internationalen Tagungen sowie die Unterstützung des Auslandsaufenthaltes an der Universität Madison-Wisconsin, U.S.A. mit ein. Dem Deutschen Akademischen Austauschdienst danke ich für die finanzielle Unterstützung meines halbjährigen Auslandsaufenthaltes an der Universität Madison-Wisconsin im Rahmen eines Stipendiums aus Mitteln des zweiten Hochschulsonderprogramms (Kennziffer D/94/20381).

Prof. Dr. D. Clark von der Universität Madison-Wisconsin war sehr aufgeschlossen gegenüber meinem Vorschlag, die Zusammenarbeit mit dem AWI zu intensivieren und mich in seiner Arbeitsgruppe aufzunehmen. Er stellte Kernmaterial aus dem Fletcher-Ice-Island-Projekt der U.S.A. zur Verfügung und war maßgeblich am Erfolg des Stipendiumantrags und der sich daraus ergebenden halbjährigen Zusammenarbeit in Madison beteiligt. Viele Mitarbeiter und Kollegen am Department of Geology and Geophysics der Universität Madison-Wisconsin sorgten für eine sehr freundliche Stimmung und den reibungslosen Fortgang meiner wissenschaftlichen Tätigkeit. Ich möchte hier Dr. Bryce Winter herausheben, der seinen von vielen amerikanischen und kanadischen Arbeitsgruppen zusammengetragenen, umfangreichen Oberflächenprobensatz der nordamerikanischen, amerikanischen und eurasischen Arktis mit mir teilte. "Thank you very much".

Diese Arbeit wäre nicht ohne vielfältige Zusammenarbeit, frühzeitige Einsicht in unveröffentlichte Daten, Diskussionen und technische Hilfe innerhalb des AWI, mit den Kollegen am Geomar Kiel, am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen und dem Geoforschungszentrum Potsdam zustande gekommen.

Vielen Dank an

- Dr. Jörn Lauterjung (Geoforschungszentrum Potsdam), der mir tiefe Einblicke in die Auswertesoftware QUAX gestattete, die Röntgendiffraktometeranalyse verstehen half und immer wieder zur Diskussion des Datenmaterials bereit war. "Potsdam war immer eine Reise wert".
- Dr. Rainer Petschik (AWI/Uni Frankfurt) für die "Einführung in die Tonmineralogie für Fortgeschrittene" und das Auswerteprogramm MacDiff.
- Dr. Nils Nørgaard-Pedersen und Dr. Robert Spielhagen (Geomar Kiel) für das isotopestratigraphische Rüstzeug vieler Kerne inklusive unveröffentlichter AMS-¹⁴C-Daten, die Zusammenarbeit bei der Isotopestratigraphie von PS2200-5 und PS2212-3 sowie die Bereitstellung von Dolomitgesteinsbröckchen aus dem nördlichen Eurasischen Becken. Mit Nils Nørgaard-Pedersen verbinden mich lange Diskussionen über die vielen Schwierigkeiten, arktische Sedimente zu datieren, und die Transportwege der Sedimente zu entschlüsseln.
- Dr. Thomas Frederichs und Dr. Uwe Bergmann (Univ. Bremen) für die sedimentmagnetischen bzw. sedimentphysikalischen Daten der Sedimentkerne der Expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC '91).
- Dr. Heidemarie Kassens (GEOMAR Kiel) für unveröffentlichte sedimentphysikalische Daten von PS2174-4, PS2185-6, PS2200-5, PS2212-3.

-- Dr. Jutta Wollenburg (AWI/ Geologisch-Paläontologisches Institut Univ. Kiel) für die Informationen zur benthischen Foraminiferenvergesellschaftung u.a. aus unveröffentlichten Daten des Kerns PS2212-3.

Prof. Dr. A. Elverhøi und Dr. E.S. Andersen (Universität Oslo), Dr. T.M. Dokken und Dr. P.I. Steinsund (Universität Tromsø) und Dr. D. Hebbeln (Universität Bremen) ermöglichten mir im Rahmen des PONAM (Polar North Atlantic Margins)-Programms der European Science Foundation und persönlicher Kontakte einen frühen Einblick in neue Sedimentdaten westlich Spitzbergens, die die Interpretationen dieser Arbeit befruchteten.

Für die ausgesprochen gute Stimmung während der vielen gemeinsamen Stunden, Meßkampagnen, Diskussionen und "Geofantasiererei" danke ich der gesamten Arbeitsgruppe Arktis. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Monika Wahsner, die auch viele unveröffentlichte Korngrößen- und Tonmineraldaten zur Verfügung stellte, und Michaela Dersch-Hansmann. Dirk Nürnberg danke ich für die stets hinterfragende Haltung und Freundschaft. Claudia Müller, Marion Behrends, sowie der "C_{org}-Fraktion" Carsten Schubert, Kirstin Fahl, Rainer Stax, die zusammen mit Martina Siebold mir auch bei der Messung der organisch-geochemischen Parameter halfen, gilt mein weiterer Dank. Meine Kollegin und Freundin Ute Mann verfolgte nicht nur meine gesamte Zeit am Alfred-Wegener-Institut mit einem Augenzwinkern, sondern sorgte auch immer wieder für aufbauenden Beistand, ganz herzlichen Dank.

Während der Schreibphase genoß ich das äußerst befruchtete Umfeld meiner Zimmerkollegen und Freunde Jochen Knies und Seung-Il Nam. Beide verfolgten nicht nur kritisch das Schreiben des Manuskripts, sondern gaben auch viele Einblicke in ihr eigenes Schaffen. Besonders aufschlußreich waren hier Jochens Ergebnisse zu Sedimentkernen rund um Svalbard und Nams detaillierte Kenntnisse zu Stratigraphie und Entwicklungen in der Norwegen-Grönland-See und dem Grönland-Eisschild. Vielen Dank, es macht viel Spaß mit euch.

Schließlich möchte ich mich bei allen Kollegen und Mitarbeitern, Praktikanten und wissenschaftlichen Hilfskräften des Alfred-Wegener-Institut für die Unterstützung und das Interesse an dieser Arbeit bedanken. Rita Fröhking und Dr. G. Kuhn sorgten für die perfekte Ausstattung und Funktionsfähigkeit der von mir benutzten Labore, Dr. Norbert Scheele, Gabi Traue, Günther Meyer und Dr. Andreas Mackensen ermöglichten die Isotopenmessungen. Hr. Erich Dunker und sein Team vom technischen Dienst des AWIs bauten und verbesserten ein Presswerkzeug und Aluringe zur Erstellung von Presstabletten fürs Röntgendiffraktometer. Dr. Thilo Schöne und Jürgen Monk waren mehr als einmal die Retter in der Software-technischen Not. Dr. Hannes Grobe half bei der IRD-Zählung und sorgte zusammen mit Michael Seebeck für die Aufbereitung der Korngrößenfraktionen und Tonmineralpräparate von PS2122-1 und PS2123-2. Die Diskussionen mit Dr. W. Bonn, Dr. U. Brathauer, Dr. B. Diekmann, Dr. J. Mathiessen, Dr. F. Niessen, Dr. G. Schmidl (AWI/ Uni Tübingen), Dr. M. Weber (BGR), Dr. U. Zielinski und vielen anderen im und außerhalb des AWIs waren sehr aufschlußreich. Der Besatzung des Forschungsschiffs "Polarstern" gebührt ein besonderer Dank für die Unterstützung bei der Probengewinnung während der Expeditionen ARK-VIII/3 (ARCTIC'91) und ARK-IX/4 (ARCTIC'93).

Ganz herzlich möchte ich meiner Freundin Mareile Wolff danken, deren Fähigkeiten, mein persönliches Wetter und Wohlbefinden auf Sonnenschein und Wärme zu trimmen, ausgesprochen wirksam waren und gegen jedes Tiefdruckgebiet halfen.

Diese Arbeit widme ich meinen Eltern Brigitte und Friedrich Vogt, ohne deren Vertrauen und beständige Unterstützung ich nie so weit gekommen wäre.

Kurzfassung

Das System Arktischer Ozean spielt eine entscheidende Rolle in der Klimaentwicklung der Erde. Die Ausdehnung der Meereisbedeckung, ihre Wechselwirkung mit den Wassermassen des Arktischen Ozeans und der Atmosphäre gelten als sehr sensibel gegen klimatische Veränderungen. Gleichzeitig beeinflusst der Arktische Ozean über den Export von kalten, polaren Wassermassen die globale ozeanographische Zirkulation. Der Arktische Ozean wurde und wird von den großen Eisschilden der Nordhemisphäre umgeben, deren Entwicklung nicht nur direkt auf die Sedimentation im Arktischen Ozean einwirkt, sondern auch eine Steuerfunktion im Wechsel von Glazialen und Interglazialen einnimmt. Das über die Eisschilde und von ihnen freigesetzte Eisberge und Schmelzwässer sowie über Meereis in den Arktischen Ozean abgegebene terrigene Material bildet einen Hauptbestandteil der Sedimente im Arktischen Ozean. Der terrigene Anteil der arktischen Sedimente stellt also ein hervorragendes Archiv dar, um Paläoumweltbedingungen zu rekonstruieren.

Glazigene Ablagerungen des Kanadischen Arktischen Archipels und Oberflächensedimente des Arktischen Ozeans und der sibirischen Schelfgebiete wurden röntgendiffraktometrisch mit dem Schwerpunkt Gesamtmineralogie untersucht. Ziel war es, die Herkunftsgebiete des terrigenen Materials anhand ihrer spezifischen Mineralvergesellschaftung zu charakterisieren. Hierfür bietet die komplexe zirkumpolare Geologie, die von stabilen kristallinen Schilden über ehemalige und aktive Faltengebirge mit metamorphen, magmatischen Gesteinskomplexen und unveränderten mesozoischen bis känozoischen Sedimentgesteinen bis zu ausgedehnten Tundratiefen unter Permafrosteinfluß reicht, vielfältige Möglichkeiten. In den nicht vergletscherten Regionen kommt den ausgedehnten Schelfgebieten eine erste Misch- und Ausgleichsfunktion zu, die lokal stark begrenzte, spezifische Mineralvergesellschaftungen dem Gesamtbild des Schelfgebietes untermischt.

In einem ersten Schritt wurde eine Literaturrecherche mit dem Zweck gestartet, aus den entsprechenden Gesteinsbeschreibungen auf die Ausgangsmineralogie zu schließen. Die Sedimentanalysen der Schelfgebiete und glazigenen Sedimente ergaben eine große Übereinstimmung mit den entsprechenden Gesteinszusammensetzungen der benachbarten Liefergebiete. Einer der größten Unterschiede zwischen den zirkumpolaren Liefergebieten ist das weitreichende Vorkommen karbonatischer Sedimentgesteine im Kanadischen Arktischen Archipel und auf Nordgrönland gegenüber weitestgehend siliziklastischen Gesteinen in den sibirischen Schelfgebieten.

Unter den sibirischen Schelfgebieten treten die westliche Laptew-See und die östliche Kara-See mit hohen Gehalten der Tonmineralgruppe Smektit und von (Klino-) Pyroxenen und Plagioklas hervor. Als Quelle für diese Minerale dienen die ausgedehnten sibirischen Flutbasalte, die im Süden der Taimyr-Halbinsel das Plateau des Putorana-Gebirges bilden und durch die Nebenflüsse des Jenissej und Khatanga entwässert werden. Dagegen können die östliche Laptew-See und die Ostsibirische-See zu einer Lieferregion zusammengefaßt werden. Hier dominieren Quarz, Feldspäte, Glimmer sowie die Tonmineralgruppen Illit und Chlorit, während die Klinopyroxengehalte zugunsten von Hornblende und Epidot zurücktreten. Franz-Josef-Land bringt eine Quarz- und Kaolinit-reiche Mineralvergesellschaftung ein, während spezifische Mineralvergesellschaftungen kristalliner, und karbonatischer Gesteine sowie von Sedimentgesteinen höherer Reife auf Svalbard als Liefergebiet zurückzuführen sind.

Ein Profil von Sedimentkernen, die auf der "Polarstern"-Expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC'91) im westlichen Eurasischen Becken gewonnen wurden, sowie weitere Sedimentkerne aus der Umgebung Svalbards wurden bearbeitet, um die Entwicklungen der letzten 30.000 Jahre, dem Übergang von hochglazialen Bedingungen zum heutigen Interglazial, zu rekonstruieren. Die Rekonstruktion basiert neben der Mineralogie verschiedener Korngrößenfraktionen auf der Auswertung verschiedenster sedimentologischer und organo-geochemischer Parameter und der Erstellung einer möglichst hochauflösenden Stratigraphie. Auf diese Weise wird gezeigt, daß sich die Mineralvergesellschaftungen in Sedimenten des Eurasischen Beckens nicht erratisch sondern in Abhängigkeit von klimatischen Schwankungen verändern. Bestimmte Mineralvergesellschaftungen werden nicht nur mit einer Lieferregion, sondern auch mit einzelnen Transportprozessen verbunden, z.B. die Smektit- und Pyroxen-dominante Vergesellschaftung mit einem Meereistransport aus der westlichen Laptew-See/ östlichen Kara-See. Daher ist es möglich, das komplexe Zusammenspiel zwischen dem Einstrom atlantischer Wassermassen im Südwesten des Eurasischen Beckens, dem Wachstum und Zerfall der Svalbard/Barents-See- und Kara-See-Eisschilde, der Flutung der flachen sibirischen Schelfregionen und der Entwicklung der Oberflächen- wie Tiefenwasserzirkulation zu entschlüsseln.

Das gesamte System ist wesentlich dynamischer als es bisher angenommen wurde. Rasche Wechsel des Einstroms warmen Wassers aus dem Süden (<1000 Jahre), kurze Ausdehnungs- und Rückzugsphasen der Eisschilde (1000-3000 Jahre) und kurzfristige Abschmelzereignisse (<100 Jahre?) deuten sich in der Mineralvergesellschaftung von Kernen rund um Svalbard an. Das Abschmelzen der marinen Kara- und Barents-See-Eisschilde und der Eisschilde über dem Kanadischen Arktischen Archipel und über N-Grönland ist nicht zeitgleich. Es wird postuliert, daß das Kara-See-Eisschild bereits bevor 15.000 Jahren (¹⁴C-Skala) ein erstes Schmelzwasserereignis erzeugt hat, ehe das Barents-See-Eisschild folgt. Die landgebundenen westlichen Eisschilde beginnen erst nach 13.500 ¹⁴C-Jahren im Zuge der globalen Erwärmung während der Termination I verstärkt abzuschmelzen.

Im nördlichen Eurasischen Becken werden die Wechsel zwischen dem Eintrag von Eisbergmaterial und Meereismaterial aus dem Kanadischen Arktischen Archipel und N-Grönland und von Meereissediment und Strömungs-transportiertem Material von den sibirischen Schelfen aufgezeichnet. Dabei wird deutlich, daß die landgebundenen, westarktischen Eisschilde wesentlich später abschmelzen als die marinen, eurasischen Eisschilde und daß die Flutung der Laptew-See während des Holozäns anhand von Sedimentationsschüben entsprechenden Materials am Lomonosow-Rücken nachvollzogen werden kann. Auch werden Verschiebungen der Transpolar Drift in Abhängigkeit von Schmelzwaspulsen der Eurasischen Eisschilde beobachtet.

Insgesamt zeigt diese Arbeit, daß die Bestimmung der Gesamtmineralogie unter Verwendung der hier vorgestellten, präparativ einfachen und von subjektiven Einflüssen unabhängigen Auswertemethodik einen großen Beitrag zum Verständnis des Systems Arktischer Ozean leistet und in Zukunft als Basisparameter verwendet werden kann, der zeitaufwendigeren und hochspezialisierten Bestimmungen der Sedimentzusammensetzung (z.B. Schwer- und Tonmineralogie) vorausgehen sollte.

Abstract

The Arctic Ocean system is a key player regarding the climatic changes of Earth. Its highly sensitive ice cover, the exchange of surface and deep water masses with the global ocean and the coupling with the atmosphere interact directly with global climatic changes. The output of cold, polar water and sea ice influences the production of deep water in the North Atlantic and controls the global ocean circulation ("the conveyor belt"). The Arctic Ocean is surrounded by the large Northern Hemisphere ice sheets which not only affect the sedimentation in the Arctic Ocean but also are supposed to induce the course of glacials and interglacials. Terrigenous sediment delivered from the ice sheets by icebergs and meltwater as well as through sea ice are major components of Arctic Ocean sediments. Hence, the terrigenous content of Arctic Ocean sediments is an outstanding archive to investigate changes in the paleoenvironment.

Glazigenic sediments of the Canadian Arctic Archipelago and surface samples of the Arctic Ocean and the Siberian shelf regions were investigated by means of X-ray diffraction of the bulk fraction. The source regions of distinct mineral compositions were to be deciphered. Regarding the complex circumpolar geology stable crystalline shield rocks, active and ancient fold belts including magmatic and metamorphic rocks, sedimentary rocks and wide periglacial lowlands with permafrost provide a complete range of possible mineral combinations. Non-glaciated shelf regions mix the local input from a possible point source of a particular mineral combination with the whole shelf material and function as a sampler of the entire region draining to the shelf.

To take this into account, a literature research was performed. Descriptions of outcropping lithologies and Arctic Ocean sediments were scanned for their mineral association. The analyses of glazigenic and shelf sediments yielded a close relationship between their mineral composition and the adjacent source region. The most striking difference between the circumpolar source regions is the extensive outcrop of carbonate rocks in the vicinity of the Canadian Arctic Archipelago and in N-Greenland while siliciclastic sediments dominate the Siberian shelves.

In the Siberian shelf region the eastern Kara Sea and the western Laptev Sea form a distinct region defined by high smectite, (clino-) pyroxene and plagioclase input. The source of this signal are the extensive outcrops of the Siberian trap basalt in the Putorana Plateau which is drained by the tributaries of the Yenissei and Khantanga. The eastern Laptev Sea and the East Siberian Sea can also be treated as one source region containing a feldspar, quartz, illite, mica, and chlorite association combined with the trace minerals hornblende and epidote. Franz Josef Land provides a mineral composition rich in quartz and kaolinite. The diverse rock suite of the Svalbard archipelago distributes specific mineral compositions of highly metamorphic crystalline rocks, dolomite-rich carbonate rocks and sedimentary rocks with a higher diagenetic potential manifested in stable newly built diagenetic minerals and high organic maturity.

To reconstruct the last 30,000 years as an example of the transition between glacial and interglacial conditions a profile of sediment cores, recovered during the RV "Polarstern" expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC '91), and additional sediment cores around Svalbard were investigated. Besides the mineralogy of different grain size fractions several additional sedimentological and organo-geochemical parameters

were used. A detailed stratigraphic framework was achieved. By exploiting this data set changes in the mineral composition of the Eurasian Basin sediments can be related to climatic changes. Certain mineral compositions can even be associated with particular transport processes, e.g. the smectite/ pyroxene association with sea ice transport from the eastern Kara Sea and the western Laptev Sea. Hence, it is possible to decipher the complex interplay between the influx of warm Atlantic waters into the Southwest of the Eurasian Basin, the waxing and waning of the Svalbard/Barents-Sea- and Kara-Sea-Ice-Sheets, the flooding of the Siberian shelf regions and the surface and deep water circulation.

Until now the Arctic Ocean was assumed to be a rather stable system during the last 30,000 years which only switched from a completely ice covered situation during the glacial to seasonally open waters during the interglacial. But this work using mineral assemblages of sediment cores in the vicinity of Svalbard revealed fast changes in the inflow of warm Atlantic water with the Westspitsbergen Current (< 1000 years), short periods of advances and retreats of the marine based Eurasian ice sheets (1000-3000 years), and short melting phases (<100 years?). Deglaciation of the marine-based Eurasian and the land-based north American and Greenland ice sheets are not simultaneous. This thesis postulates that the Kara Sea Ice Sheet released an early meltwater signal prior to 15,000 ¹⁴C years leading the Barents Sea Ice Sheet while the western land-based ice sheets are following later than 13,500 ¹⁴C years.

The northern Eurasian Basin records the shift between iceberg and sea-ice material derived from the Canadian Arctic Archipelago and N-Greenland and material transported by sea-ice and surface currents from the Siberian shelf region. The phasing of the deglaciation becomes very obvious using the dolomite and quartz/ phyllosilicate record. It is also supposed that the flooding of the Laptev Sea during the Holocene is manifested in a stepwise increase of sediment input at the Lomonosov Ridge between the Eurasian and Amerasian Basin. Depending on the strength of meltwater pulses from the adjacent ice sheets the Transpolar Drift can probably be relocated. These movements are traceable by the distribution of indicator minerals.

Based on the outcome of this work the feasibility of bulk mineral determination can be qualified as excellent tool for paleoenvironmental reconstructions in the Arctic Ocean. The easy preparation and objective determination of bulk mineralogy provided by the QUAX software bears the potential to use this analyses as basic measuring method preceding more time consuming and highly specialised mineralogical investigations (e.g. clay mineralogy, heavy mineral determination).

1. Einleitung

1.1 Fragestellung

Der Arktische Ozean, eine der kältesten marinen Regionen der Erde, ist heute fast vollständig mit Meereis bedeckt. Er wird von Landmassen umgeben, die teilweise vergletschert sind. Mit dem Atlantischen Ozean und damit der weltweiten Ozeanzirkulation ist er nur über eine Tiefenwasserbindung verbunden. Die in jüngster Vergangenheit verstärkte wissenschaftliche Erforschung der Arktis und der polaren Regionen im Allgemeinen spiegeln das große Interesse an dieser gegenüber Klimaschwankungen hochsensiblen Region wider (z.B. Bleil & Thiede 1990; Dansgaard et al. 1993; Johannessen et al. 1994; Jouzel et al. 1996). Eine entscheidende Rolle im Hinblick auf das Klima spielt hierbei die Ausdehnung und Art der arktischen Meereisdecke. Sie beeinflusst unmittelbar den Wärmehaushalt der Erde und damit das globale Klima. Eis- und Schneemenge steuern den Albedoeffekt und haben direkte Auswirkungen auf die von der Meereisbedeckung abhängige Bioproduktivität des Arktischen Ozeans. Wichtig für die globale Klimagestaltung sind weiterhin die atmosphärische und ozeanische Zirkulation. Meeresspiegelschwankungen als Folge der Änderungen im globalen Eishaushalt, dem Auf- und Abbau der Eisschilde über der Antarktis, Grönland, Nordamerika, Skandinavien, der Barents- und Kara-See führen zu massiven Veränderungen der Küstenlinien in den Tiefebenen der Erde.

Diese klimaabhängigen Prozesse besitzen einen bedeutenden Einfluß auf die unterschiedlichen Sedimentationsprozesse, wie z.B. Meereis- und Eisbergtransport, Meeresströmungen und gravitative, fluviatile oder äolische Sedimenttransporte im Arktischen Ozean. Die abgelagerten Sedimente des Arktischen Ozeans können daher ein Spiegel der klimatischen Veränderungen z.B. zwischen Warm- und Kaltzeiten sein.

Untersuchungen an spätquartären arktischen Sedimenten zur Oberflächenwasserentwicklung (Morris & Clark 1986; Morris 1988; Pagels 1991; Köhler 1992; Schubert 1995), zur Herkunft der Grob- (z.B. Spielhagen 1991; Kubisch 1992) und Feinfraktion (z.B. Darby et al. 1989; Letzig 1995) und Sedimentologie (z.B. Clark et al. 1980; Clark & Hanson 1983; vgl. auch Herman 1974, 1989) konnten bereits erste Einblicke und Erkenntnisse über das komplexe System Arktischer Ozean erbringen. Viele Fragen sind jedoch weiterhin ungeklärt. Hat sich das System der Oberflächenwasser- und Meereiszirkulation verändert, sind die Schelfregionen während der Glaziale trockengefallen? Haben demnach z.B. die sibirischen Flüsse zu diesen Zeiten die Schelfkante erreicht und das Oberflächenwasser weiterhin mit Süßwasser gespeist? Wie hat die Meereisbedeckung auf Veränderungen in der Ozeanographie, insbesondere dem wechselnden Einstrom wärmerer Atlantischer Wassermassen in den Arktischen Ozean reagiert; und hat sich die Albedo und damit der Wärmehaushalt verändert? Wie stark waren die den Arktischen Ozean umgebenden Regionen vergletschert? Dies sind nur einige der Fragen, die sich im Bezug auf das System Arktischer Ozean stellen.

Ziel dieser Arbeit ist es, anhand der Mineralzusammensetzung in den Sedimenten des Arktischen Ozeans Rückschlüsse auf deren Herkunft und Transport zu ziehen. Kann diese Verknüpfung hergestellt werden, hat man ein Werkzeug, die in den Sedimenten aufgezeichneten Änderungen zu lesen und im Sinne von Klimaveränderungen zu deuten. Dabei ist es notwendig, die derzeitige Situation im Arktischen

1. Einleitung und Fragestellung

Ozean zu beschreiben und anhand von Oberflächenproben die Sedimentationsprozesse zu charakterisieren. Die erkannten Zusammenhänge können dann auf die Vergangenheit projiziert werden. Zu diesem Zweck werden Sedimentkerne untersucht, die ein natürliches Archiv der vergangenen Sedimentationsprozesse darstellen. Um Rekonstruktionen zu ermöglichen, sind folgenden Fragen von besonderer Bedeutung:

- Gibt es Minerale, die man bestimmten, möglichst eng begrenzten Quellen innerhalb der hochvariablen, zirkumarktischen Geologie zuordnen kann?
- Ist eine Verknüpfung zwischen den Vorkommen dieser ausgewählten Minerale und unterschiedlichen Transportprozessen möglich?
- Zeigen diese Minerale Änderungen im Sediment, und können diese auf klimatische Schwankungen wie den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten oder deren Übergänge zurückgeführt werden?

Diese Fragen können nur beantwortet werden, wenn man zusätzlich weitere Parameter erhebt und auswertet. Grundlage jeder Interpretation ist eine Alterseinstufung der Sedimentabfolgen. Dies hat sich im Arktischen Ozean als sehr schwierig erwiesen. In vielen Sedimenten sind aufgrund der Dominanz von terrigenem Eintrag gegenüber der Oberflächenwasserproduktion kaum Foraminiferenschalen vorhanden, die für eine Sauerstoffisotopenstratigraphie verwendet werden könnten. Auch birgt dieses Standardverfahren der Alterseinstufung mariner Sedimente im Arktischen Ozean aufgrund starker, lokaler Schmelzwassereinflüsse einige Probleme. Es müssen daher zusätzlich andere Datierungsmethoden angewendet werden (z.B. Magnetostratigraphie, Radionuklide). Weiterhin müssen die nicht-mineralischen Bestandteile der Sedimente wie organisches oder authigenes Material bestimmt werden. Erst dann kann der terrigene Anteil der Sedimente sinnvoll bewertet werden.

Diese Aufgabe soll innerhalb dieser Studie in drei Schritten geklärt werden. Nachdem zunächst die heute aktiven, arktischen Sedimentationsprozesse anhand von Untersuchungen an Oberflächensedimenten ausgewählter Lieferregionen und des Eurasischen Beckens beschrieben werden, soll anschließend der Übergang vom Letzten Glazialen Maximum (LGM; ca. 18000 ¹⁴C-Jahre (ka) vor heute) zum heutigen Interglazial an Sedimentkerndaten studiert und interpretiert werden. Zuletzt erfolgt eine Rekonstruktion der längerfristigen Entwicklungen des Arktischen Ozeans, insbesondere ein Vergleich vorhergehender Glazial-Interglazial-Wechsel mit dem letzten.

1.2 Untersuchungsgebiet

Der Schwerpunkt der bearbeiteten Proben liegt auf dem im Rahmen der internationalen ARCTIC '91(ARK-VIII/3)-Expedition mit PFS "Polarstern" gewonnenem Sedimentmaterial (Abb. 1, PS2158-2213; Fütterer 1992). Neben den Oberflächenproben stehen dabei die Sedimente des westlichen Profils A-B zwischen Morris-Jesup-Schwelle und Yermak Plateau im Vordergrund. Hier wurden 9 ungestörte Kurzkerne (Mucorator: 10-40 cm) und 2 lange Kastenlotkerne für die Untersuchungen ausgewählt (PS2200-5: 698 cm und PS2212-3: 735 cm).

Es zeigte sich jedoch, daß zusätzliche Informationen aus den zirkumarktischen Liefergebieten, z.B. den sibirischen Schelfregionen, nötig sind, um eindeutiger Aussagen über den Transportweg einzelner Minerale machen zu können. Dazu

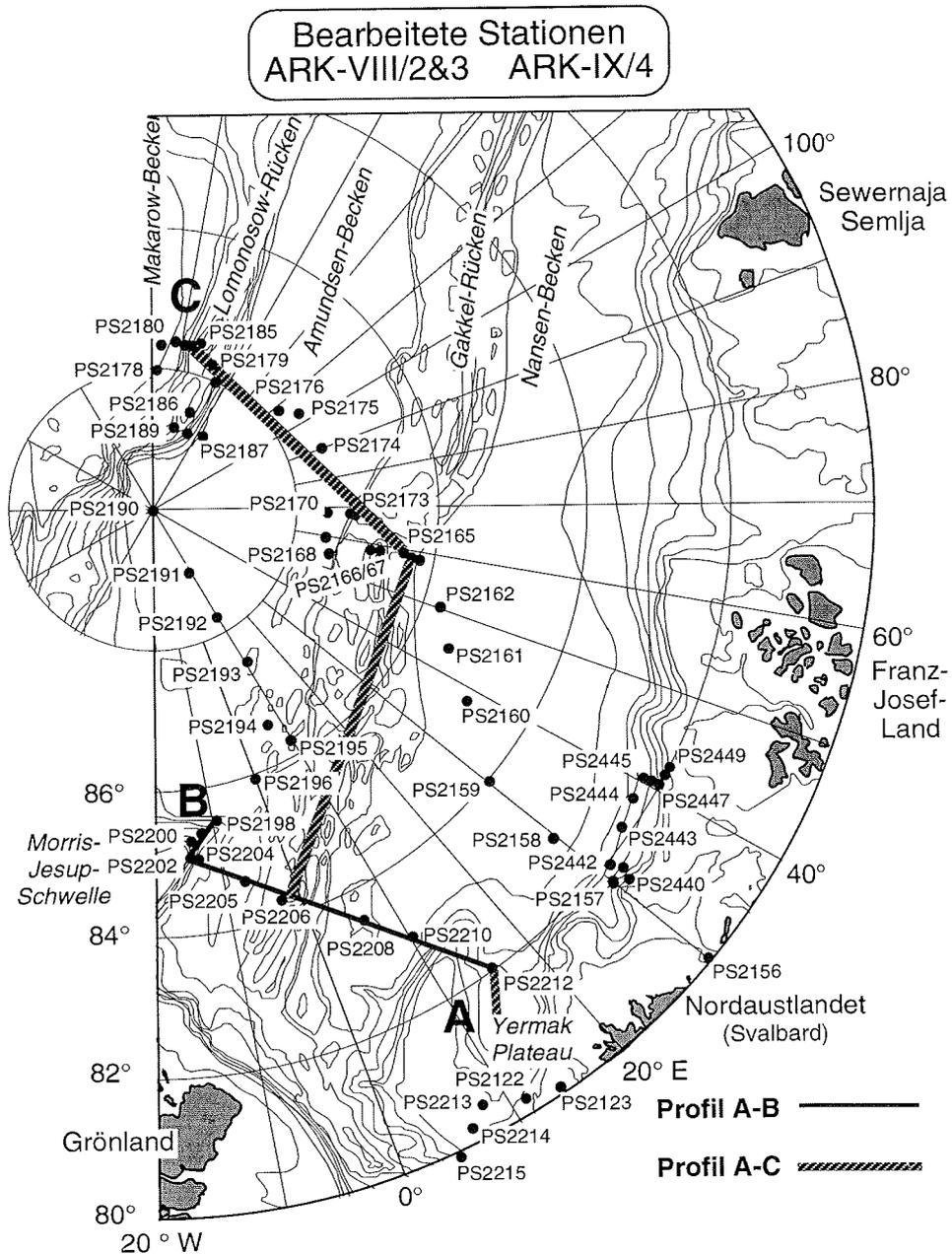


Abb. 1: Karte des Eurasischen Beckens mit den bearbeiteten Beprobungspunkten der Expeditionen ARK-VIII/2&3 und ARK-IX/4.

1. Einleitung und Fragestellung

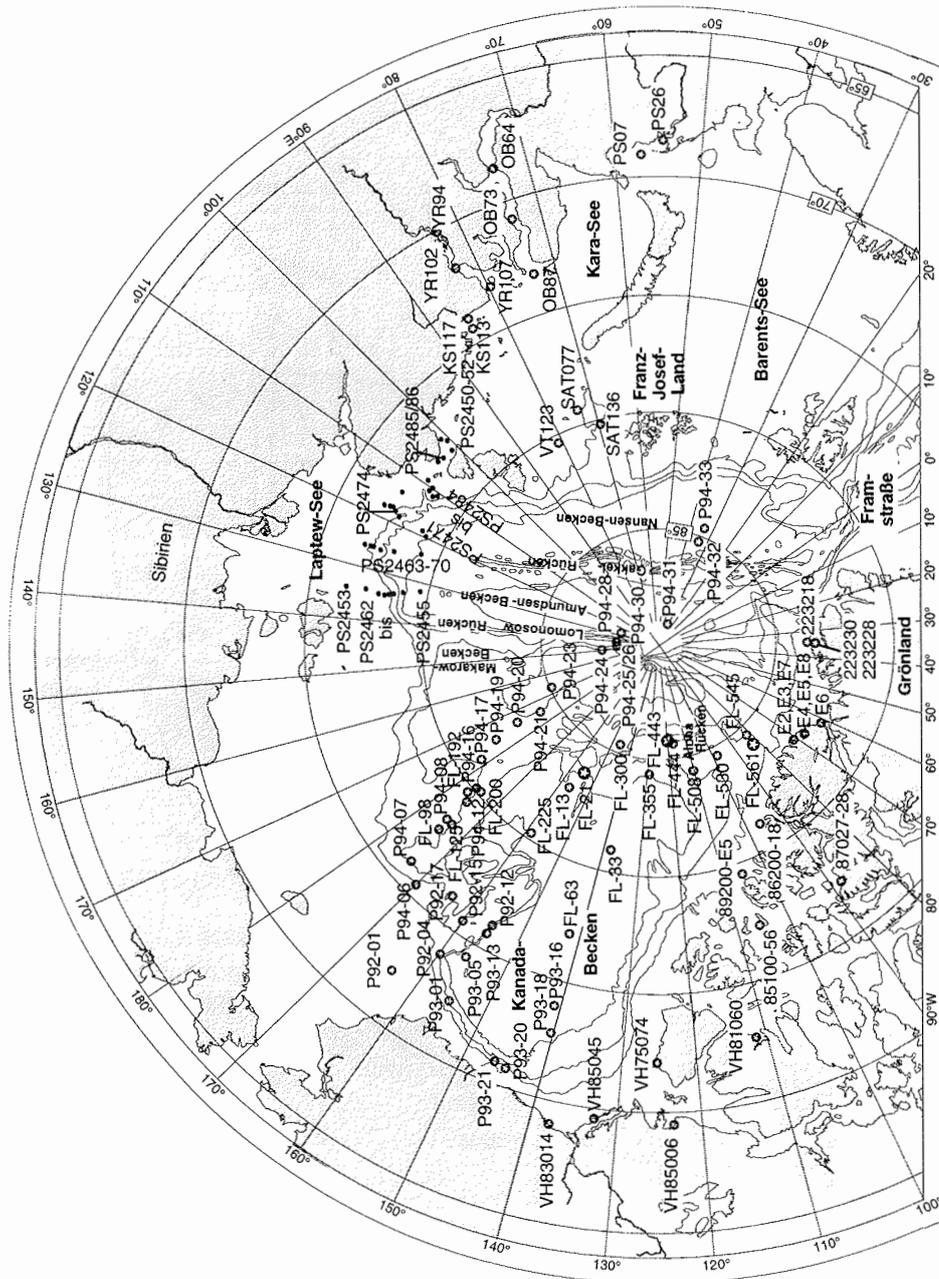


Abb. 2: Karte des Arktischen Ozeans mit den bearbeiteten Beprobungspunkten der Expeditionen ARK-VIII/2&3 und ARK-IX/4.

1. Einleitung und Fragestellung

dienten Proben der "Polarstern"-Expedition ARCTIC '93 (ARK-IX/4; Abb. 1, 2; Kerne PS24** ; Fütterer 1994). Es wurden außerdem je ein langer Kern vom Kontinentalhang der Laptev-See und der Barents-See ausgewählt (PS2474-3 KAL bzw. PS2445-4 KAL). Dazu kamen an Land gewonnene Proben und Oberflächenproben der nordamerikanischen Arktis, Kernmaterial der T3-Eisinsel-Kampagne (Clark et al. 1980) sowie Oberflächenproben der Kara-See (Abb. 2; Probensatz B. Winter, Univ. of Wisconsin-Madison). Für die Beurteilung der Situation in der Framstraße und am Yermak Plateau erwies es sich als zweckdienlich, zusätzlich zwei Kerne von der Polarsternexpedition ARK-VIII/2 in die Arbeit miteinzubeziehen (PS2122-1 SL und PS2123-2 SL (Schwere[ot]; Abb. 1; Rachor 1992; Knies 1994).

1.3 Bathymetrie und Ozeanographie

Der Arktische Ozean ist nahezu vollkommen von Landmassen umgeben und hat nur wenige Verbindungen zu den Weltmeeren. Er zeichnet sich durch seine permanente Eisbedeckung und die ausgedehnten und teilweise sehr flachen Schelfgebiete aus. Sie können sich in der Barents-, Kara-, Laptev-, Ostsibirischen und Chukchi-See bis zu 800 km vor der Skandinavischen und Sibirischen Küste ausdehnen (Abb. 3). Im Westen begrenzen die Kanadischen und Amerikanischen "Northern Territories" und die auch heute noch teilweise vergletscherten Gebiete des Kanadischen Arktischen Archipels und N-Grönlands den Arktischen Ozean. Die Schelfe sind hier wesentlich schmäler und vor den Queen Elizabeth und Banks Islands außergewöhnlich tief (bis 650 m). Johnson et al. (1990) führen dies auf das Fehlen einer Eislast zurück.

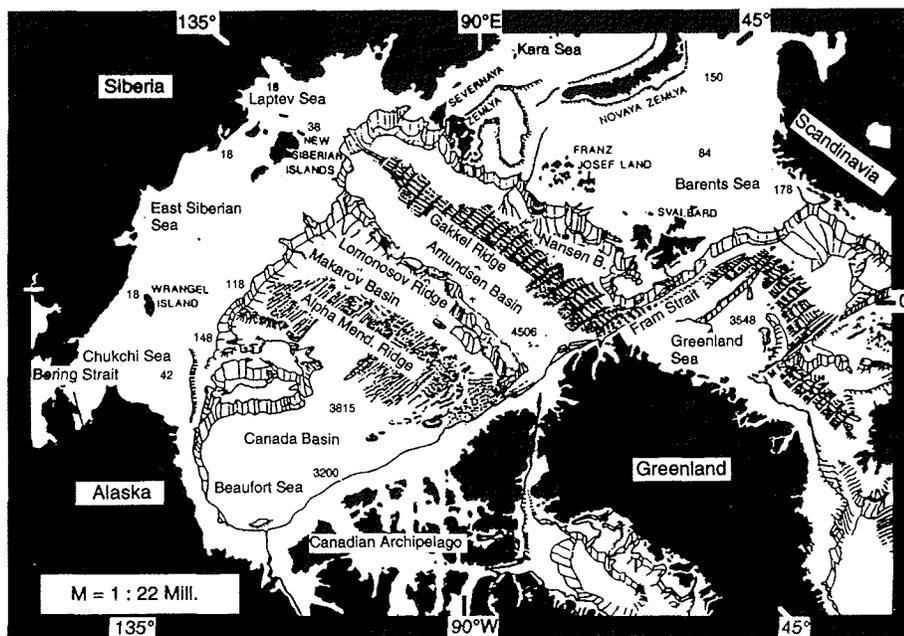


Abb. 3: Die Meeresbecken und Schelfgebiete des Arktischen Ozeans (Tiefe in m; aus Schubert 1995 nach Gierloff-Emden 1982; Wollenburg 1993).

1. Einleitung und Fragestellung

Der Arktische Ozean besitzt mit der sich seit ca. 7,5 Ma öffnenden Framstraße nur eine Tiefenwasserverbindung zu den anderen Weltmeeren (vgl. Lawver et al. 1990). Sie hat eine Schwellentiefe von ca. 2600 m (Johnson 1990), über die ein intensiver Wassermassenaustausch zwischen Nordpolarmeer und Atlantischem Ozean stattfindet. Alle anderen Verbindungen zum Atlantik (Barents-See, Naresstraße) oder zum Pazifik (Beringstraße) erreichen maximale Wassertiefen von 250 m. Der Austausch von Tiefenwasser und damit die Ankopplung an die globale Ozeanzirkulation (siehe Broecker & Peng 1992) ist also auf die Framstraße begrenzt.

Morphologisch ist der Arktische Ozean durch drei nahezu parallel verlaufende Rücken (Alpha/Mendeleew-, Lomonosow- und Gakkel-Rücken) in zwei Haupt- und vier Teilbecken untergliedert (Amerasisches Becken: Kanada- und Makarow-Becken, Eurasisches Becken: Amundsen/ Fram- und Nansen-Becken; Abb. 3). Der aktive Gakkel-Rücken ist der nördlichste Teil des weltumspannenden mittelozeanischen Rückensystems (Gakkel 1962). Die Spreizungsrate ist extrem gering und liegt zwischen 2 und 20 mm/Jahr (Johnson 1990; Fütterer 1992). Sie ist am geringsten vor Sibirien, wo der Gakkel-Rücken unter mächtigen Schelfsedimenten abtaucht, jedoch landeinwärts im Schelfgebiet der Laptev-See weiterverfolgt werden kann (Vogt & Avery 1974; Fujita et al. 1990; Dolginow & Kropatschjow 1994).

Einige Schwellen (z.B. Morris-Jesup- und Northwind-Schwelle) und Plateaus (z.B. Yermak und Chukchi Plateau) ragen mit Wassertiefen von weniger als 1000 m mehrere hundert Kilometer in die Becken hinein. Auch der Lomonosow-Rücken erreicht stellenweise 1000 m Wassertiefe. Dagegen ragt der Gakkel-Rücken selten über 1500 m Wassertiefe heraus, sein Rifftal kann bis zu 5300 m tief sein. Die Tiefseeebenen liegen zwischen 3800 m (Kanada-Becken) und 4300 m Wassertiefe (Amundsen-Becken). Im Vergleich ist das Amundsen-Becken tiefer als das Nansen-Becken (Perry et al. 1986; Fütterer 1992).

Anderson et al. (1994) stellen die Ozeanographie im Arktischen Ozean unter Berücksichtigung der bisherigen Literatur und der Ergebnisse der Expedition ARCTIC '91 vor (z.B. Ostenso 1966; Gordienko & Laktionov 1969; Aagaard et al. 1985; Aagaard & Carmack 1989; Carmack 1990 und weitere Zitate darin). Generell kann man drei gegeneinander stabil geschichtete Wassermassen unterscheiden: Das Oberflächenwasser (surface mixed layer oder polar mixed layer, SML), das Arktische Zwischenwasser (arctic intermediate water mass oder Atlantic layer, AIW) und das Arktische Tiefenwasser (Arctic deep-water mass, ADW).

Das Driftmuster der Eisbedeckung wird durch die atmosphärische Zirkulation geprägt. Man nimmt an, daß die Bewegungsrichtung der Eisdrift im Arktischen Ozean auch die Oberflächenzirkulation im SML wiedergibt (Anderson et al. 1994). Es dominieren zwei Systeme (Abb. 4). Über dem Amerasischen Becken dreht sich der Beaufort Wirbel im Uhrzeigersinn. In der zentralen Region des Lomonosow-Rückens verbindet er sich mit dem nördlichen Teil der Transpolar Drift, die sich vom Sibirischen Schelf in die westliche Framstraße erstreckt, um dort den kalten und niedrig salinen Ostgrönlandstrom (EGC) zu speisen. Dieser transportiert Eis weit nach Süden entlang der Grönländischen Küste.

Der Ausstrom aus dem Arktischen Ozean hat seinen Widerpart in der Framstraße mit dem Einstrom von warmen und salinen Atlantischen Wassermassen im Westspitzbergenstrom (WSC), einem Ausläufer des Golfstrom/ Norwegenstrom-Systems. Der Norwegenstrom spaltet sich nordwestlich Norwegens auf. Ein Teil verläuft über die

1. Einleitung und Fragestellung

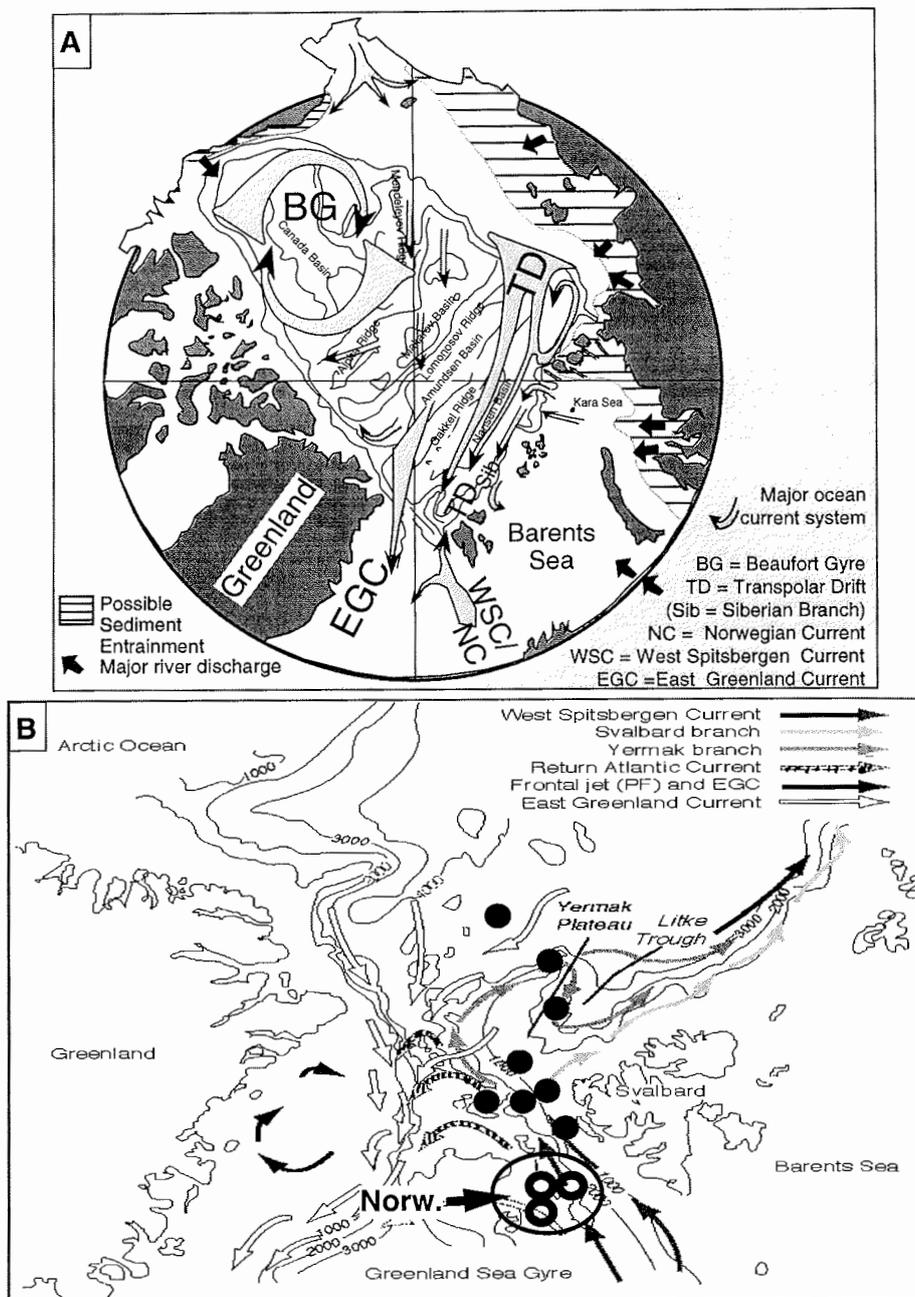


Abb. 4: a) Meereisdrift und Oberflächenwasserzirkulation im Arktischen Ozean (grau -> Flachwassergebiete; aus: Dethleff 1995a nach Gordienko 1958; Gordienko & Laktionov 1969). b) Nördliche Framstraße und Yermak Plateau mit Kernpositionen dieser Arbeit (voller Kreis; O->Norw. Arbeitsgruppen; nach Manley et al. 1992).

1. Einleitung und Fragestellung

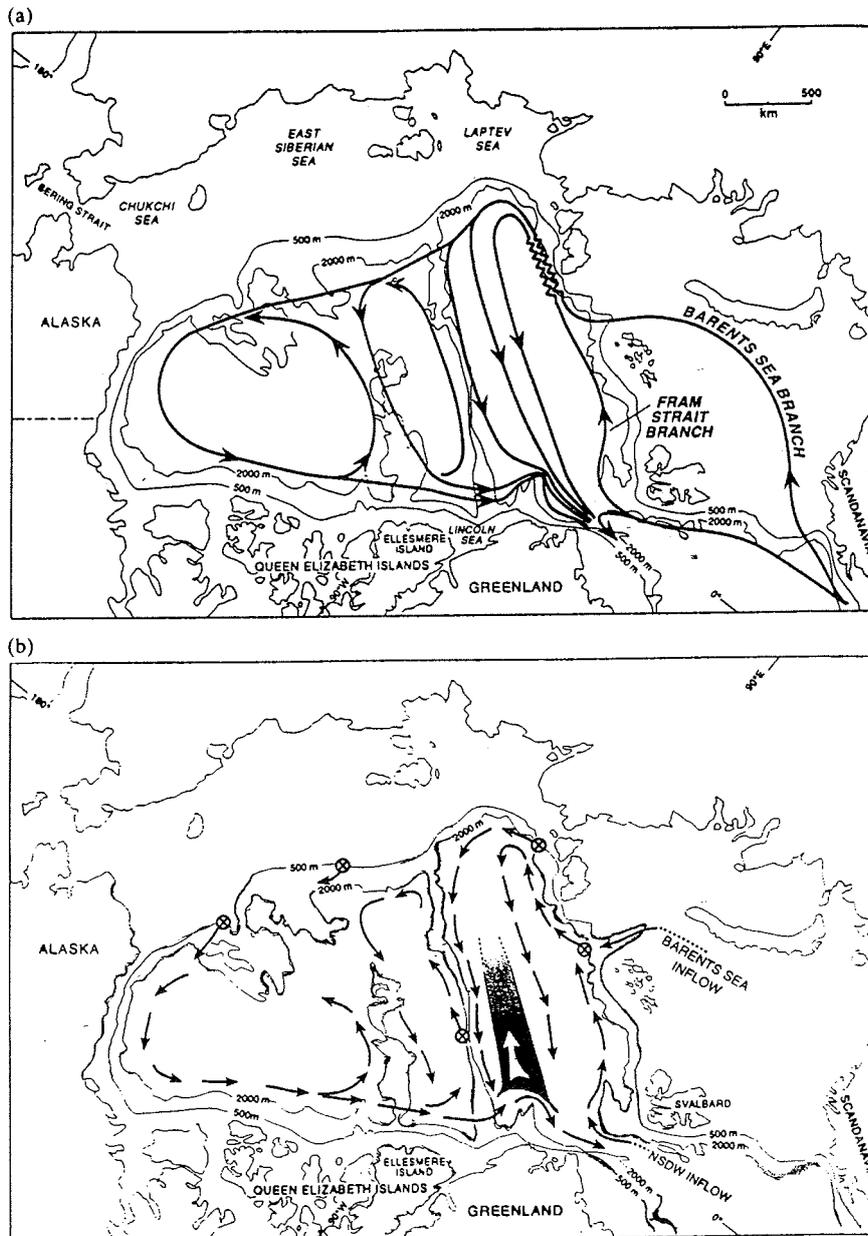


Abb. 5: (a) Zwischen- und (b) Tiefenwasserzirkulation im Arktischen Ozean (NSDW-> Norwegen-See-Tiefenwasser; X-> vermutete Regionen, in denen dichte Schelfwässer in tiefere Wassermassen vordringen können; ⇨ Einstrom aus dem Kanada-Becken ins Amundsen-Becken; Rudels et al. 1994; Jones et al. 1995).

1. Einleitung und Fragestellung

Barents-See, wird durch Meereisbildung und Austausch mit der Atmosphäre verändert und tritt dann wahrscheinlich im Bereich des St. Anna-Troges in den Arktischen Ozean ein (Abb. 5; Agard & Carmack 1994; Pfirman et al. 1994; Rudels et al. 1994; Steele et al. 1995; Schauer et al. 1997). Die Atlantischen Wassermassen werden entlang der Skandinavischen Küste, vorbei an der Halbinsel Kola Richtung Nowaja Semlja transportiert, an deren Küsten sie dann nach Norden gelenkt werden. Das Atlantikwasser wird von gering salinem Flußwasser, das in großen Mengen von Ob und Jenissej in die südliche Kara-See geschüttet wird, überschichtet und verändert. Dieses Flußwasser, unterlagert von Atlantischem Wasser, gelangt von dort unter ständiger Abkühlung und Erhöhung der Salinität zum St. Anna- und Voronin-Trog (Johnson & Milliman 1967, Andrew & Krawitz 1974; Schauer et al. 1997). Der andere Teil der Atlantischen Wassermassen fließt als WSC entlang des westlichen Barents-See-Hanges Richtung Svalbard, spaltet sich am Yermak Plateau in zwei Zweige auf und sinkt nördlich Svalbard aufgrund der größeren Dichte des höher salinen Wassers unter das SML ab.

Das SML ist durch eine geringe Salinität und Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt (ca. $-1,7^{\circ}\text{C}$) gekennzeichnet. Seine Mächtigkeit beträgt 10 bis 50 m (Morris-Jesup-Schwelle). Die Salinität nimmt kontinuierlich zum Makarow-Becken hin ab. Während in der Framstraße etwas mehr als 33 ‰ gemessen werden, erreicht das SML über dem Makarow Becken nur noch 31,5 ‰. Zum Amerasischen Becken hin nimmt die Salinität weiter ab (Gorshkov 1983). Dies ergibt sich durch die unterschiedliche Herkunft des SML. Anderson et al. (1994) unterscheiden zwei Regionen des SML über dem Eurasischen Becken aufgrund diverser chemischer Parameter (Gesamtalkalinität, gelöstes Silikat und Karbonat). Der nördliche Teil der Transpolar Drift mit einer Salinität von 31,5-32,5 ‰ wird hauptsächlich von Flußwasser der sibirischen Region gespeist. In allen sibirischen Schelfregionen wird das Oberflächenwasser durch den starken Einstrom von Flußwasser modifiziert (Pechora, Ob, Jenissej, Khatanga, Lena, Yana, Indigira, Kolyma, MacKenzie; vgl. Aagaard & Carmack 1989). Der südliche Teil mit einer Salinität von 32,5-33,5 ‰ erhält einen Zufluß von Oberflächenwässern aus der Grönland-See, der Framstraße und der Barents-See. Durch Prozesse an der Eiskante, wo z.B. Algenblüten den Nährstoffgehalt drastisch verringern, und durch den Austausch mit der Atmosphäre wird auch dieser verändert. Dazu kommt die Bildung von Meereis. Dennoch kann diese Komponente des SML bis $84-85^{\circ}\text{N}$ über dem Eurasischen Becken verfolgt werden.

Das Arktische Zwischenwasser (AIW) wird von Anderson et al. (1994) in 3 Wassermassen untergliedert. Die obere Halokline von 50- 200 m, die untere Halokline von 200-600 m und die Atlantische Wassermasse (ca. 600-1700 m Wassertiefe). Höhere Salinität und ein Nährstoffmaximum zeichnen die Wässer der oberen Halokline aus, deren Strömungsrichtungen ähnlich dem SML sind (Abb. 4).

Das gemessene Nährstoffmaximum deutet auf den Ursprung dieser Wassermasse aus dem durch die Beringstraße einströmenden Pazifikwasser hin. Höhere Silikatgehalte zeichnen den Einfluß von Oberflächenwasser aus dem Kanada-Becken in der oberen Halokline an der Morris-Jesup-Schwelle aus. Dieser Einstrom scheint veränderlich zu sein, da dessen nordwärtige Ausdehnung zum Alpha-Rücken hin in den letzten Jahrzehnten unterschiedlich war.

Die Wassermassen der unteren Halokline werden durch höhere Temperaturen $>0^{\circ}\text{C}$ und ein Nitrat-Minimum charakterisiert. Für sie wird ein Strömungsmuster entgegen dem Uhrzeigersinn im Eurasischen Becken beschrieben (Abb. 5). Die Quell-

1. Einleitung und Fragestellung

region dieser Wassermasse soll ein Tiefenwasserausstrom aus der Kara-See durch den verschiedene Tröge der Barents- und Kara-See sein (Pfirman et al. 1994; Rudels et al. 1994; Schauer et al. 1997). Auf der Basis von sedimentologischen und ozeanographischen Daten wird ein solcher Bodenausstrom von Andrew & Kravitz (1974) für den St. Anna-Trog gefordert. Dieser Bodenstrom würde aufgrund der Corioliskraft am östlichen Rand des St. Anna-Trogs verlaufen.

Das Wasser der Atlantischen Wassermasse stammt hauptsächlich aus abgesunkenem Wasser des WSC, ist dementsprechend warm und hat eine hohe Salinität (nahe 35 ‰). Es zirkuliert gegen den Uhrzeigersinn entlang des Kontinentalhangs von Barents-, Kara- und Laptev-See und fließt Relief-gesteuert in zwei Rückströmen Richtung Framstraße. Da der Lomonosow-Rücken eine Barriere mit ungefähr 1000-1500 m Wassertiefe darstellt, kann nur der obere Teil dieser Wassermasse auch in das Amerasische Becken eindringen (Abb. 5; siehe Rudels et al. 1994; Jones et al. 1995 für Details). An der Morris-Jesup-Schwelle läßt sich der Rückfluß des Atlantischen Wassers, im Kanada-Becken modifiziert, in das Eurasische Becken entlang des Kontinentalhangs verfolgen (Abb. 5). In der engen Framstraße gebündelt, bilden diese Wassermassen den tieferen Teil des EGC und Zwischenwasser in der Norwegen-Grönland-See.

Das Arktische Tiefenwasser (ADW) im Eurasischen Becken zeichnet sich durch eine konstante Temperatur (ca. $-0,94^{\circ}\text{C}$) und zur Tiefe ansteigende Salinität aus. Nach Aagaard et al. (1985) lassen sich die Tiefenwasser im Eurasischen und Amerasischen Becken gut unterscheiden. Letzteres ist wärmer und saliner. Während das Eurasische Becken einen Zustrom von Tiefenwasser aus der Grönland-See über die Framstraße erhält, ist das Amerasische Becken durch dem Lomonosow-Rücken von der globalen Tiefenwasserzirkulation getrennt (Abb. 5). Anderson et al. (1994) beschreiben diesen Zustrom allerdings als eher schwach und haben ihn unterhalb von 2000 m am Yermak Plateau identifiziert. Für sie erfolgt die Ventilation des ADWs hauptsächlich über den Zustrom von Schelfwässern (vgl.  in Abb. 5). Ein wichtiger Prozeß dabei ist die extreme Abkühlung der Wassersäule während der Herbst- und Winterstürme. Bei der Meereisbildung erhöht sich die Salinität des restlichen Wassers ("brine formation"). Das hoch-saline, kalte Wasser sinkt ab und kann als sehr dichte Wassermasse entlang der Erosionskanäle am Kontinentalhang in die tieferen Wassermassen einfließen. Aufgrund seiner Dichte sinkt es dann bis ins ADW ab (Aagaard & Carmack 1994). Schauer et al. (1997) konnte diesen Prozeß im Nansen-Becken allerdings nur bis in das AIW verfolgen. In dieser Form wird auch im gut geschichteten Arktischen Ozean eine Konvektion angetrieben. Solche "Salzlaugen" können zur Karbonatlösung am Kontinentalhang beitragen (Steinsund & Hald 1994).

MacDonald et al. (1993) und Aagaard & Carmack (1994) stellen auf der Basis von C^{14} -Messungen fest, daß das Tiefenwasser im Amerasischen Becken vor ca. 500 Jahren das letzte Mal aufgefrischt wurde. Dies kann möglicherweise auf eine größere Ausdehnung offenen Wassers in den Schelfgebieten während des Sommers zurückgeführt werden, die unter anderem durch die Ansiedlung der sogenannten Thule Kultur, einer Walfängergesellschaft, belegt zu sein scheint (siehe Aagaard & Carmack 1994 für weitere Literatur). Vor 500 Jahren, zu Beginn der kleinen Eiszeit, die in Europa strenge Winter und wesentlich schlechtere Ernten brachte, war diese Kultur gezwungen, den Walfang einzustellen und Robben zu jagen. Möglicherweise hat sich die Eisbedeckung ganzjährig ausgedehnt, und sich damit die Produktion von hochsalinarem Wasser aus der Neueisbildung verringert. Frisches

1. Einleitung und Fragestellung

Wasser konnte nicht mehr dem Tiefenwasser im Amerasischen Becken zugeführt werden. An der Morris-Jesup-Schwelle ist ein Rückfluß von ADW aus dem Amerasischen Becken nachweisbar (Abb. 5). Dieser Strom verbindet sich dann mit dem Tiefenwasser aus dem Eurasischen Becken und fließt durch die Framstraße ab, wo es an der Bildung von Norwegisch-Grönländischen Tiefenwasser beteiligt ist. Somit kommt dem Arktischen Ozean nicht nur ein Einfluß auf die Oberflächenströmung im Atlantischen Ozean sondern auch auf die Tiefenwasserbildung zu, einem Prozeß, der heute als entscheidendes Glied in der Klimaentwicklung während der letzten Glazial/Interglazial-Zyklen angesehen wird (Broecker & Peng 1992; Aagaard & Carmack 1994).

1.4 Sedimentationsprozesse

Abbildung 6 faßt die Faktoren zusammen, die die Sedimentation im Arktischen Ozean beeinflussen können. Zusätzlich zu den in allen Ozeanen bekannten Transport- und Sedimentationsmechanismen wie Oberflächen- und Bodenströmungen, gravitativer Hangabwärts-transport am Kontinentalhang und in der Tiefsee, Schelfsedimentation (z.B. Flußeintrag), Staubpartikeleintrag durch die Luft, sowie biologische Produktion im Oberflächenwasser und am Boden, besitzen eistransportierte Sedimente einen maßgeblichen Anteil an der Sedimentation im Arktischen Ozean. Das sogenannte IRD ("ice rafted debris") wird von zwei sehr unterschiedlichen Prozessen in die Sedimente eingebracht (Abb. 6, 7, 9). Während IRD im engeren Sinne das von Eisbergen transportierte Grobmaterial ist, das man im Sediment als sogenannte "dropstones" wiederfindet (Molnia 1972; Hebbeln, 1991; Spielhagen 1991; Kubisch 1992), befördert Meereis meist feinkörnigeres Sediment ($<63 \mu\text{m}$), das in flachen Schelfregionen aufgenommen wird. In dieser Arbeit wird der Begriff **IRD** weitestgehend für das grobkörnige, eisbergtransportierte Material verwendet.

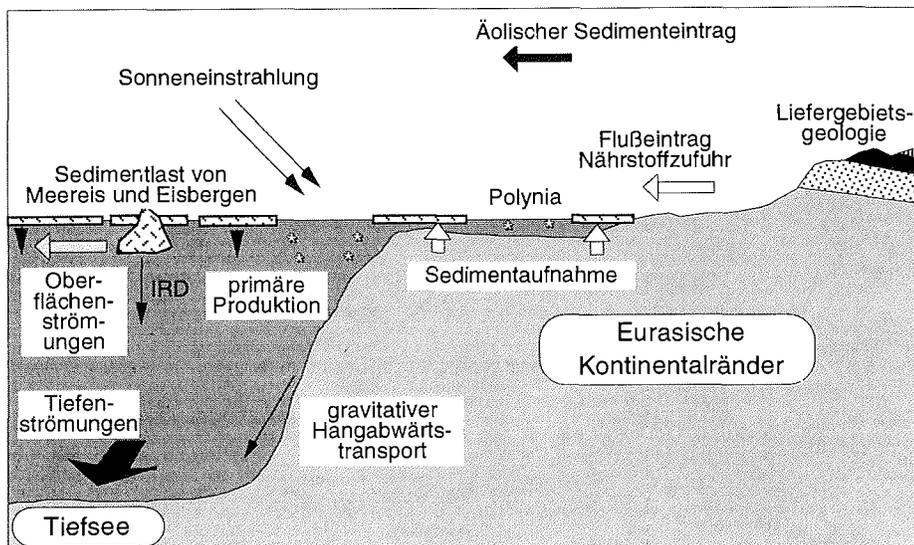


Abb. 6: Schematische Zusammenstellung der Faktoren, die Einfluß auf die Sedimentation im Arktischen Ozean besitzen (Stein & Korolev 1994).

1. Einleitung und Fragestellung

Friedjof Nansen (1897) berichtete schon 1897 von der Sedimentlast im Meereis über dem Eurasischen Becken. Nachdem die Mechanismen bereits für die Beaufort See beschrieben wurden (z.B.: Reimnitz & Barnes 1974), ist der Prozeß der Sedimentaufnahme ins Meereis in den letzten Jahren auch in den Sibirischen Schelfregionen nachgewiesen worden (Wollenburg, 1993; Dethleff et al. 1993; Nürnberg et al. 1994; Dethleff 1995a,b).

1.4.1 Gletschereis und Eisberge

Heute sind N-Grönland, Ellesmere Island, Sewernaja Semlja, Franz-Josef-Land und Svalbard vergletschert. Insbesondere die Gletscher des Kanadischen Arktischen Archipels setzten noch Eisberge in den Arktischen Ozean frei (Abb. 8), wo sie durch Umkippen und Abschmelzen teilweise sehr grobes IRD während ihrer gesamten Wanderung mit dem Beaufort-Wirbel und der Transpolar Drift abladen (Clark & Hanson 1983; Jackson et al. 1985; Darby et al. 1989; Fütterer 1992). Dabei hängt die Korngröße des transportierten Materials direkt von der Region ab, in der der Gletscher wirkt. In Gebieten hohen Reliefs (z.B. N-Grönland, Spitzbergen) erodieren die Gletscher anstehendes Gestein, das je nach Verfestigung in Blöcke oder einzelne Körner zerfallen kann. So berichtet Hodgson (1991) von sehr unterschiedlicher Erosion im Kanadischen Arktischen Archipel, einem potentiellen Liefergebiet bei größerer Eisbedeckung während des Glazials (vgl. Kap. 4). In flachen Gebieten wie den Sibirischen Schelfregionen oder der Barents-See kann ein Gletscher, der zum Beispiel vom angrenzenden gebirgigen Festland vorstößt, nur die bereits vorhandenen, vorsortierten, unverfestigten Sedimente aufarbeiten. Das Verhalten der Gletscher ist direkt an das regionale Klima und die daraus folgende Menge an Niederschlag sowie den Zustand des Untergrunds gebunden (z.B. Permafrost oder hoher Wärme fluß aus der Erdkruste). Die Freisetzung von Eisbergen in die offene See hängt außerdem von der Nähe der Gletscherfront zum offenen Ozean ab (Abb. 7, 8). Heute werden viele der freigesetzten Eisberge in den Fjorden festgehalten (z.B. Svendsen et al. 1992; Marienfeld 1992; Hubberten 1995; Dowdeswell et al. 1995).

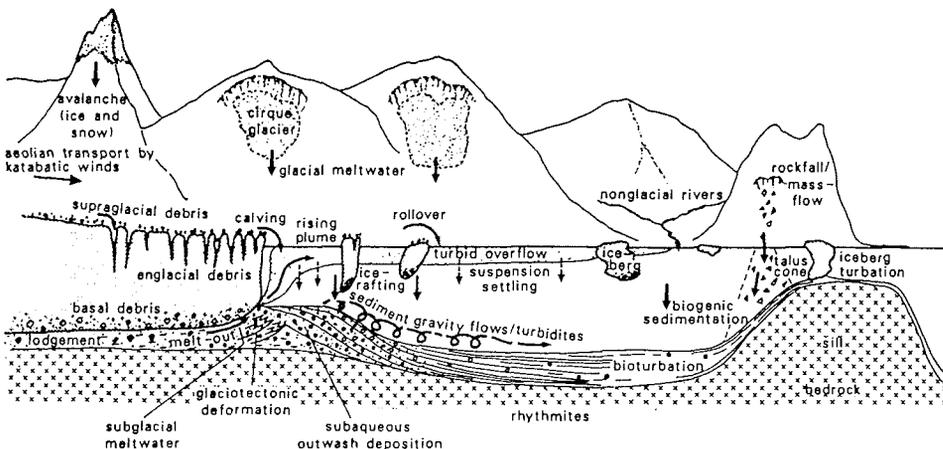


Abb. 7: Sedimentaufnahme durch Gletschereis (aus: Hambrey 1994).

1. Einleitung und Fragestellung

Unter glazialen Bedingungen können zusätzlich zu den in Abbildung 8 bezeichneten Eisbergliefergebieten weitere Regionen wie das Kanadische Arktische Archipel westlich Ellesmere Island, Svalbard und die Barents-See verstärkt Eisberge liefern.

1.4.2 Meereis

Das Meereis bedeckt in seiner größten Ausdehnung eine Fläche von ca $14 \cdot 10^6$ km², die sich während des Sommers ungefähr halbiert und die inneren Schelfregionen freigibt (Abb. 8; Gierloff-Emden 1982; Maykut 1985; Spindler 1990). Das im Beaufort Wirbel zirkulierende Meereis ist älter (bis zu 16 Jahren) und dicker (3 bis >6 m) als das Meereis der Transpolar Drift (1-5 Jahre; 1-5 m; Koch 1945; Colony & Thorndike 1985; Spindler 1990; Rigor 1992). Bei Driftgeschwindigkeiten von 5-7 km/ Tag braucht das Meereis der Transpolar Drift von seinen Entstehungsgebieten auf dem Sibirischen Schelfen bis zum Ausstrom aus dem Arktischen Ozean in der Framstraße 1-4 Jahre (Colony & Thorndike 1985; Rigor 1992; Pfirman et al. eingereicht), wo jährlich ca. 10 % des Meereises den Arktischen Ozean mit dem Ostgrönlandstrom verlassen.

Innerhalb der Transpolar Drift können aufgrund von Driftbeobachtungen (Boyen, bemannte Eisinsel, Satelliten) und Meereiszusammensetzung drei Teilströme definiert werden (Abb. 4, 8; Gordienko & Laktionov 1969; Colony & Thorndike 1985; Nürnberg et al. 1994; Pfirman et al. eingereicht). Der Sibirische Zweig ist der südlichste und wird aus den Kara- und Laptev-See-Schelfregionen gespeist. Der Zentrale Teil ist der Hauptstrom der Transpolar Drift und besteht zu großen Teilen aus Meereis der Ostsibirischen- und Chukchi-See (Pfirman et al. 1990). Der Polare Zweig transportiert Material aus dem Beaufort-Wirbel über den Nordpol hinweg Richtung westliche Framstraße. Der Beaufort-Wirbel und die Transpolar Drift fließen über dem Lomonosow-Rücken südöstlich des Nordpols zusammen. Die unterschiedlichen Strömungsrichtungen und -geschwindigkeiten beanspruchen die geringmächtige Meereisdecke und fördern offene Wasserbereiche aber auch Preßeisrückenbildung. Die Dynamik der Eisdrift (mit bis zu 25 km/Tag in der Verengung der Framstraße) ermöglicht offene Wasserflächen innerhalb der permanenten Eisbedeckung selbst während des Winters (ca. 0,5 % gegenüber 10-20 % im Sommer; Maykut 1985).

Die Bewegung und Entstehung des Meereises steht in direkter Verbindung mit dem Klima der Nordpolarregion. So erzeugt z.B. ein stabiles Hochdruckgebiet über dem Amerasischen Becken die gleichmäßige Bewegung im Uhrzeigersinn des Beaufort Wirbels (Sudgen 1982; Wadhams 1983). Für die massive Neubildung von Meereis sind heute hauptsächlich längerfristig offene Wasserflächen verantwortlich (z.B. Polynias, Abb. 9; Reimnitz et al. 1994; Dethleff 1995a und Zitate darin). Bei der Neueisbildung wird in den flachen Schelfregionen der Arktis vorwiegend feinkörniges Sediment aufgenommen (Abb. 4, 9). Die Sedimentaufnahme erfolgt dabei durch Ein- und Anfrieren von Sedimentpartikeln und Sediment unter speziellen Witterungsbedingungen vorrangig während der Herbststürme (siehe Reimnitz et al. 1994; Dethleff 1995a; vgl. Abb. 9). Auch hier spielt das Klima mit dem wiederholten Auftreten von konstanten, ablandigen Winden eine entscheidende Rolle. Das im Eis eingeschlossene Sediment kann unmittelbar die Albedo beeinflussen, die von besonderer Bedeutung für den Wärmehaushalt der Nördlichen Hemisphäre ist (Abb. 6). Wird die Albedo des Meereises durch den Sedimentgehalt stark herabgesetzt, fördert dies u.a. das frühe Abtauen des Eises. Nansens Expedition nutzte diesen Effekt, um die "Fram" 1896 aus dem Eis freizubekommen, indem eine Sandspur vom Schiff zur nahen Eiskante gelegt wurde (Nansen 1897).

1. Einleitung und Fragestellung

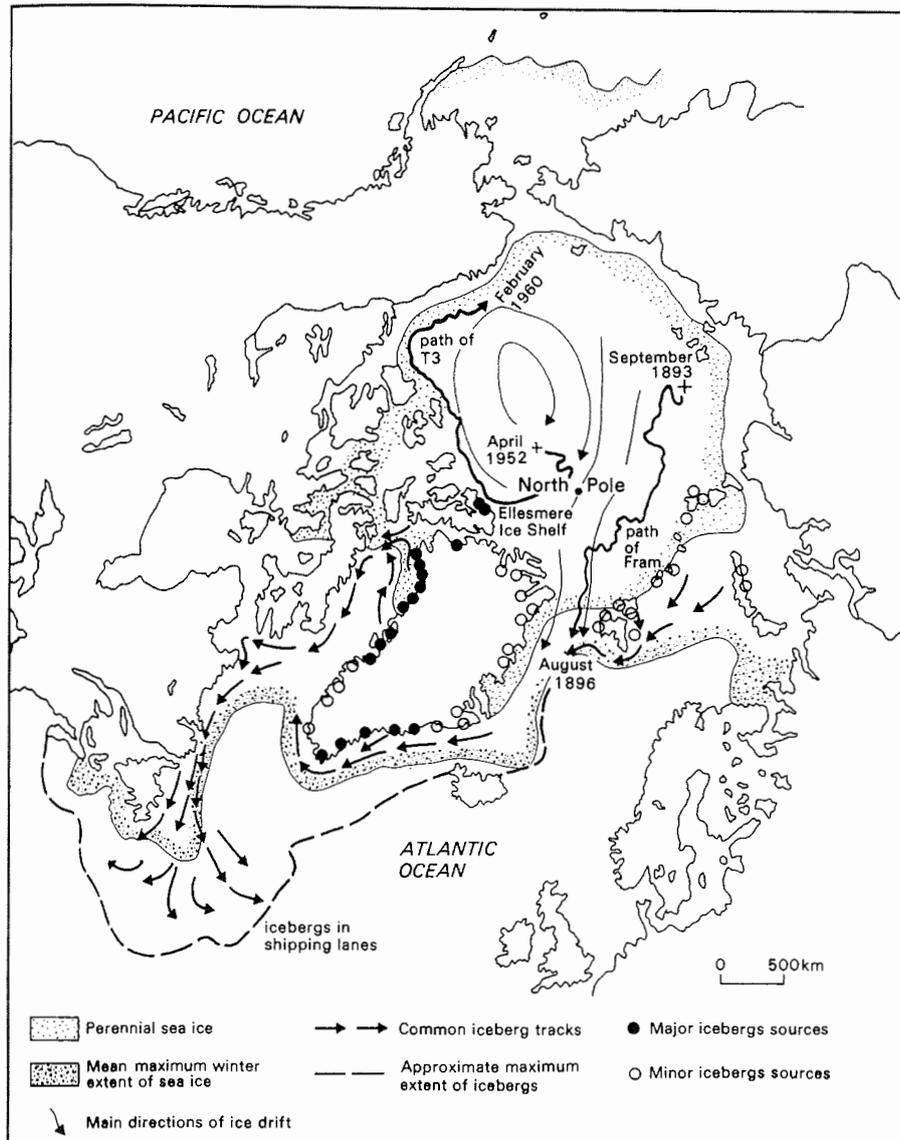


Abb. 8: Verteilung von Meereis im Arktischen Ozean mit mittlerer Winter- (gröber gepunktet) und Sommerausdehnung (feiner gepunktet; "perennial sea ice"). Die derzeitigen Haupt- (gefüllter Kreis) und untergeordneten Herkunftsgebiete der Eisberge (offener Kreis) und deren übliche Driftrichtungen (fette Pfeile) werden dargestellt. Das Driftmuster des Meereises im Arktischen Ozean (dünne Pfeile) wurde durch Beobachtungen wie die Drift der Fram 1893-96 (Nansen 1897) oder der vom Ellesmere-Eisschelf abgebrochenen Eisinsel Fletcher T3 (Clark et al. 1980) erkannt (aus: Sudgen 1982 nach John & Sugden 1975).

1. Einleitung und Fragestellung

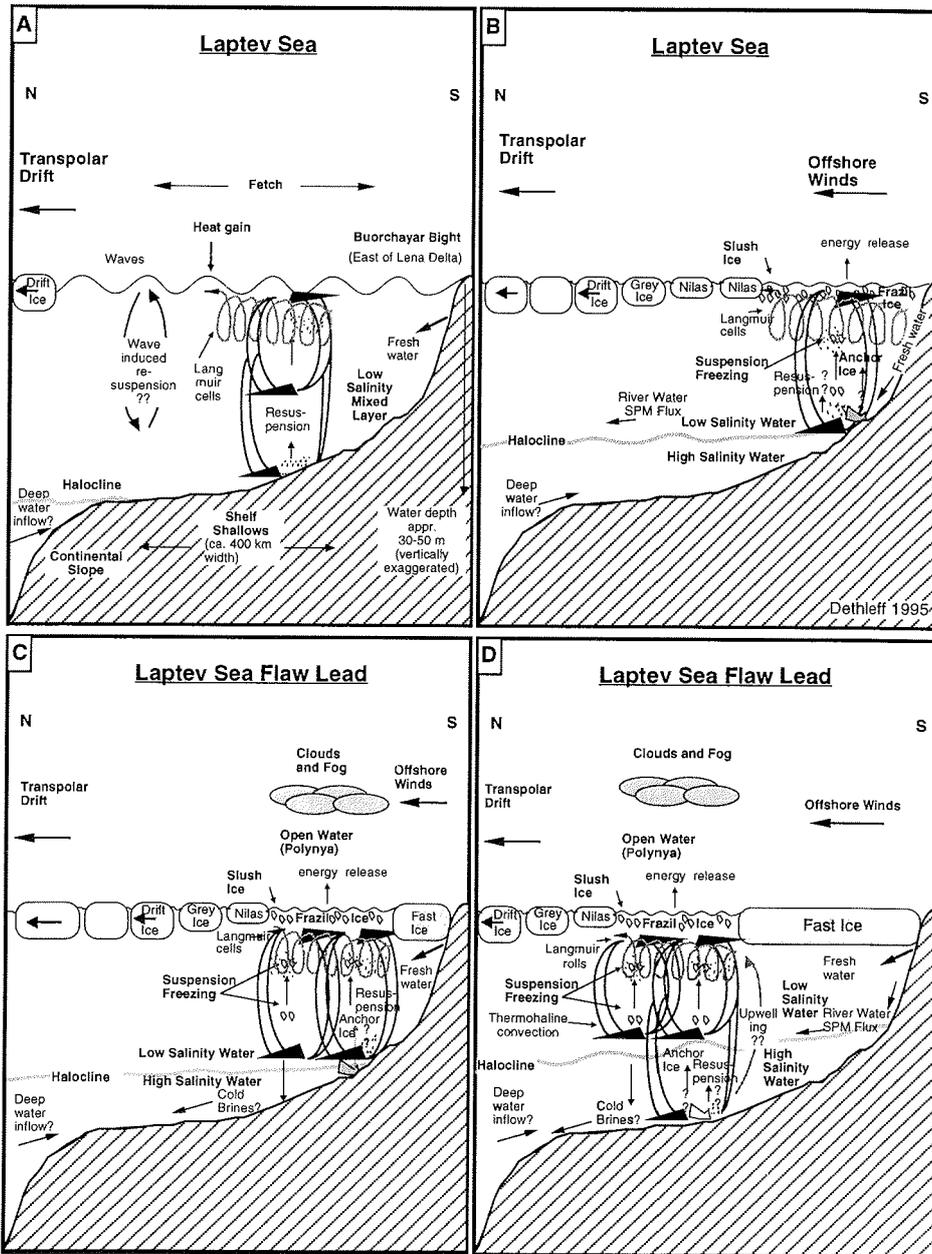


Abb. 9: Modellhafte Darstellung der Prozesse zur Bildung von Meereis und Sedimentaufnahme innerhalb eines Jahresgangs in der Laptew-See: A) Sommer, B) Herbst, C) Frühwinter Okt.-Dez., D) Winter Jan.-Mai (aus: Dethleff 1995a).

1. Einleitung und Fragestellung

Die relativ geringe Mächtigkeit bei gleichzeitig großer Ausdehnung des Arktischen Meereises macht es zu einem sehr sensiblen System in Bezug auf Klimaänderungen. Veränderungen der Albedo des Eises und des Strömungsmusters können zu wesentlichen Veränderungen in der Verteilung der offenen Wasserflächen im Arktischen Ozean führen. Dies könnte einen größeren Austausch zwischen der Atmosphäre und dem Arktischen Ozean ermöglichen und über positive Rückkopplungsprozesse zu einer kontinuierlichen Erwärmung der Arktis führen.

Der umgekehrte Rückkopplungsprozeß war vermutlich für die Abkühlung des Arktischen Ozeans bis zu einer kontinuierlichen Meereisbedeckung verantwortlich. Dieser Zustand besteht seit mindestens 700.000 Jahren. Für das Einsetzen der Eisbedeckung werden Alter zwischen 1,8 und 5 Ma. Jahren angegeben; 2,5 Ma. Jahre werden als ungefähres Alter für das Einsetzen ausgedehnter, glazialer Bedingungen in der Nordhemisphäre angenommen (Clark 1982, 1990; Shackleton et al. 1984; Clark et al. 1990; Myhre et al. 1995 und Zitate darin).

1.5 Bisherige Untersuchungen der Mineralogie arktischer Sedimente

Mineralogische Untersuchungen wurden für den Arktischen Ozean bisher nur im begrenzten Maße durchgeführt. Dabei dient weitestgehend die Tonmineralogie zur paläozeanographischen Rekonstruktion. Im zentralen Amerasischen Becken wird sie in den meisten veröffentlichten Untersuchungen behandelt (Darby 1975; Naidu et al. 1975; Clark et al. 1980; Naidu & Mowatt 1983; Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989 und darin zitierte Literatur). Diese Arbeiten gehen von einer sehr gleichförmigen Sedimentation der Tonminerale im Amerasischen Becken über lange Zeiträume aus (nahezu das gesamte Quartär). Einzig die Nichttonminerale in der Tonfraktion, insbesondere die Karbonatminerale, können weitergehende Erkenntnisse erbringen (Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989). In der Bering- und Chukchi-See können die heutigen Strömungsverhältnisse anhand der Tonmineralogie nachvollzogen werden (Naidu & Mowatt 1983).

Untersuchungen der Tonmineralogie in den Sibirischen und Nordamerikanischen Schelfregionen deuten große Unterschiede zwischen den einzelnen Schelfgebieten an (z.B. Silverberg 1972; Darby 1975; Naidu et al. 1975; Naidu & Mowatt 1983; Darby et al. 1989; Wahsner & Shelekova 1994; Wahsner 1995; Nürnberg et al. 1995a; Mosler et al. 1996; Wahsner et al. 1996). Das Potential für eine stark differierende Tonmineralsedimentation im Eurasischen Becken ist vorhanden (Stein et al. 1994b; Wahsner et al. in Vorb.), und wird von Letzig (1995) zu einer ersten Rekonstruktion des Wechsels vom letzten Glazial zum derzeitigen Interglazial genutzt. Darüber hinaus konnte Dethleff (1995a) durch eine Kombination von (Silt-) Korngrößenparametern und Tonmineralogie den Einfluß verschiedener Sedimententragsmechanismen auf die Zusammensetzung der in der Kara- und Laptev-See eingebundenen Meereissedimente bestimmen. Die Mineralogie von Meereissedimenten des Arktischen Ozeans (Schwerpunkt Tonmineralogie), der Framstraße und eurasischer Schelfgebiete war auch Teil der Arbeiten von Wollenburg (1993).

Schwermineralanalysen sind für einige Schelfregionen und wenige Sedimentkerne im Amerasischen Becken verfügbar (z.B. Silverberg 1972; Darby et al. 1989; Bischof et al. 1996). In drei Sedimentkernen vom Alpha-Rücken bleibt auch die Schwermineralvergesellschaftung über die letzten 2,5 Ma sehr konstant (Darby et al. 1989). Derzeit werden jedoch neue Untersuchungen in Lieferregionen und an Sedimentkernen des Arktischen Ozeans durchgeführt (z.B. Behrends et al. 1995, 1996; Darby & Bischof 1995, 1996). Sie zeigen, daß ein weitreichendes Potential

1. Einleitung und Fragestellung

für die Zuordnung einzelner Schwermineralvergesellschaftungen zu bestimmten Lieferregionen vorhanden ist und damit Veränderungen im Transportpfad vor allem des eistransportierten Materials nachvollzogen werden können. Im Eurasischen Becken sollten damit insbesondere Veränderungen der Transpolar Drift rekonstruierbar werden.

Für das südwestliche Eurasische Becken sind weitere Untersuchungen der Tonmineralogie vorhanden (Berner 1991; Bohrmann 1991). Bohrmann (1991) berichtet zwar über die Tonmineralvergesellschaftung von langen Sedimentkernen vom Gakkel-Rücken, es ist aber nicht Hauptthema seiner Untersuchung. Von ihm stammen jedoch die bisher einzigen veröffentlichten Ergebnisse über authigene Mineralbildung im Eurasischen Becken, die im Zusammenhang mit dem aktiven mittelozeanischen Rücken stehen. Untersuchungen der ODP-Kerne vom südlichen Yermak Plateau deuten ebenfalls auf die Bildung authigener Karbonatminerale hin (Myhre et al. 1995; Chow et al. 1996). In der Framstraße wird die Mineralogie schon etwas weitreichender für paläozeanographische Rekonstruktion verwendet. Berner & Wefer (1990) und Berner (1991) erkennen z.B. das Kaolinit/Illit-Verhältnis als direkten Hinweis auf Veränderungen der Eisrandlage. Jüngste Arbeiten nutzen hier eine Kombination von unterschiedlichen Sedimentparametern, Tonmineralogie und Gesamtmineralogie zur Rekonstruktion der Paläozeanographie und der Eisschildentwicklung über Svalbard (Elverhøi et al. 1995a; Andersen et al. 1996).

Die Gesamtmineralogie der Sedimente im Arktischen Ozean ist bisher kaum untersucht. Außer der Unterscheidung von Kalzit und Dolomit (Darby et al. 1989) und der weitergehenden Untersuchung der Tonfraktion mit einem für die Gesamtmineralanalyse tauglichen Verfahren von Dalrymple & Maass (1987) sind keine weiteren Ergebnisse aus dem Amerasischen Becken veröffentlicht. Im Eurasischen Becken existiert eine einzelne Untersuchung von Markussen (1986) für einen Sedimentkern nordwestlich des Gakkel-Rückens, die von ihr jedoch nicht für eine paläozeanographische Rekonstruktion verwendet wird. Ergebnisse aus der Kara- und Laptew-See deuten auf regionale Unterschiede der Mineralogie in den beiden Schelfgebieten sowie zwischen den beiden Randmeeren und der Barents-See hin (Elverhøi et al. 1989; Levitan et al. 1994; Gurevich 1995; Kosheleva & Yashin 1996; Levitan et al. 1996; Mosler et al. 1996; Solheim & Elverhøi 1996).

Obwohl aufgrund von Untersuchungen an Meereissedimenten die Siltmineralogie eine wichtige Rolle in der Rekonstruktion paläozeanographischer Verhältnisse einnehmen könnte (vgl. Wollenburg 1993), ist sie bisher nur sehr selten bedacht worden. Silverberg (1972) schildert den Versuch, die Siltmineralogie der Schelfsedimente in der Laptew-See zu bestimmen. Mosler et al. (1996) berichten über die Zusammensetzung einzelner Korngrößenfraktionen inklusive des feinen, mittleren und groben Silts von Sedimenten der inneren Laptew-See.

2. Material und Methoden

2.1 Bearbeitung des Probenmaterials

Im Flußdiagramm werden die in dieser Arbeit angewendeten Arbeitsschritte dargestellt (Abb. 10). Eine erste Beprobung in der angegebenen Probendichte und die Beschreibung der Kerne der Multicorer, Großkastengreifer und Kastenlote fand bereits während der Ausfahrt ARK-VIII/3 (ARCTIC '91) statt (Tab. 1; Kernbeschreibungen im Anhang; Stein 1991b; Fütterer 1992). Die weitere Beprobung der Kastengreifer, zusätzlicher langer Kerne des östlichen Profils und der Arktisausfahrt ARK-IX/4 (ARCTIC '93; siehe Abb. 1; Tab. 1) sowie eine teilweise notwendige, engere

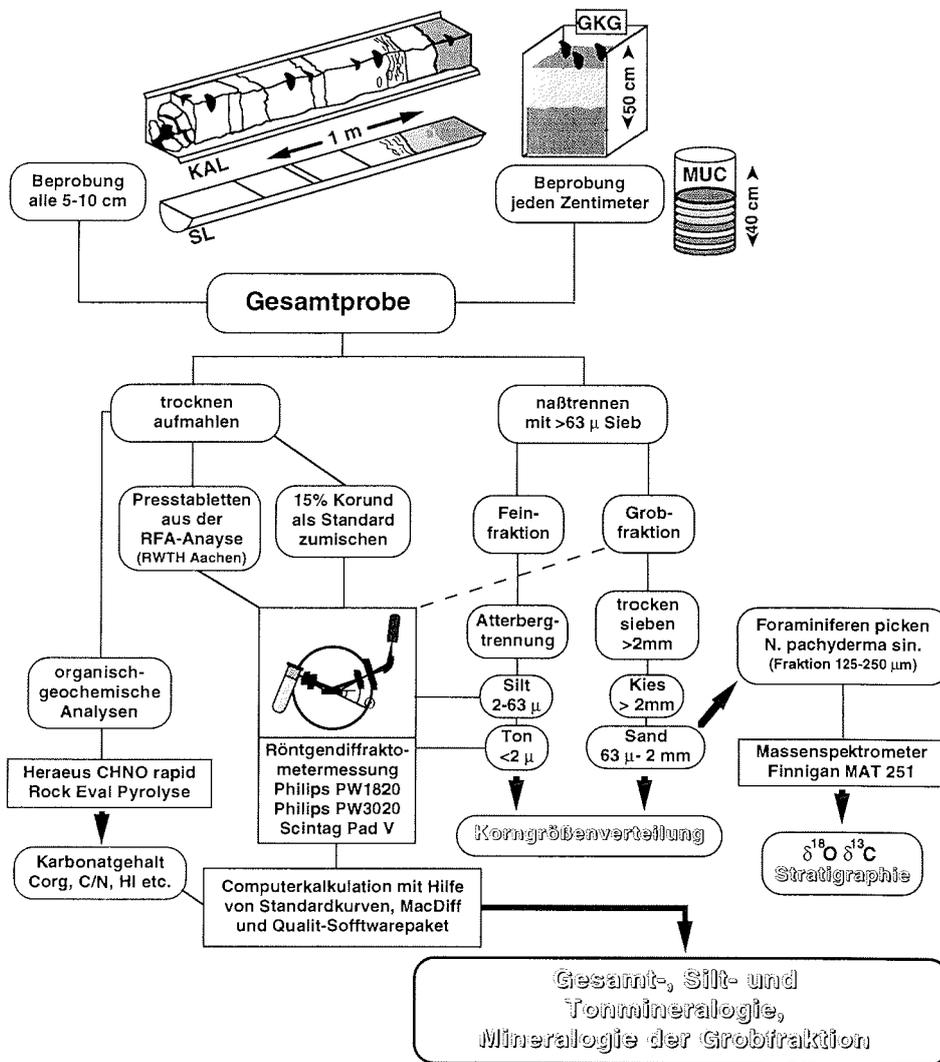


Abb. 10: Flußdiagramm der angewandten Arbeitsschritte.

Beprobung der ARK-VIII/3 (ARCTIC'91)-Kastenlote fanden im Labor des Alfred-Wegener-Instituts statt. Das Öffnen, die Beschreibung und standardmäßige Beprobung von Sedimentkernen wird von mehreren Autoren ausgiebig beschrieben (z.B. Grobe 1986; Melles 1991; Weber 1992; Wollenburg 1993). Es wurden jeweils eine Probe für die Korngrößenanalyse und Tonmineralogie sowie die Gesamtprobe für Elementaranalysen und Gesamtmineralogie aus demselben Horizont entnommen. Letztere wurde gefriergetrocknet und danach aufgemahlen (5-10 min Kugelmühle).

Die Proben, die während des Aufenthaltes bei Prof. Dr. D.L. Clark in Madison, WI, USA, zur Verfügung standen (Abb. 2), lagen in sehr unterschiedlicher Korngröße vor (Probensatz Dr. B. Winter, siehe Anhang). Sie wurden aufgemahlen, homogenisiert und wie die übrigen Gesamtmineralogieproben behandelt.

Kern (weitere Zitate)	Breitengrad (° N)	Längengrad (° E)	Wassertiefe (m)
PS2122-1 (a)	80°23.4	07°33.0 E	705
PS2123-2 (a)	80°10.4	09°51.4 E	571
PS2165-1 (b)	86°26.8	59°57.6 E	2011
PS2174-5 (b,c,d,e)	87°29.1	91°41.5 E	4427
PS2185-6 (b-g)	87°32.2	144°55.6 E	1052
PS2200-5 (c,e,g,h)	85°19.4	14°00.0 W	1073
PS2212-3 (c,d,g,i)	82°04.2	15°43.0 E	2550
PS2445-4 (j)	82°46.0	40°13.6 E	2999
PS2474-3 (j,k)	77°40.2	118°34.5 E	1494

Tab. 1: Position und Wassertiefe der bearbeiteten Sedimentkerne (Oberflächenproben siehe Anhang; Weitere Informationen bei a= Knies 1994, b= Fütterer 1992, c= Frederichs 1995, d= Schubert 1995, e= Bergmann 1996, f= Spielhagen et al. eingereicht; g= Nørgaard-Pedersen 1996; h= Cronin et al. 1994; i= Nowaczyk et al. 1994, j= Fütterer 1994; k= Nürnberg et al. 1995b).

Im Folgenden werden die angewendeten und bereits im Alfred-Wegener-Institut gängigen Analysemethoden kurz beschrieben, während auf die Darstellung der darüber hinaus gehenden und teilweise neuen Untersuchungen der Sedimentmineralogie als Hauptmethodik dieser Arbeit besonders eingegangen wird.

2.2 Korngrößenanalyse

Die gefriergetrocknete Probe zur Korngrößenanalyse wurde mit 5 % H₂O₂ versetzt, um die organischen Bestandteile unter Schonung des anderen Materials zu entfernen und ein Verkleben der Probe beim Naßsieben zu verhindern. Beim Abtrennen der Grobfraction (Kies: >2000 µm und Sand: 2000-63 µm) wurde die Feinfraction aufgefangen und zur Trennung in Silt- (2-63 µm) und Tonfraction (<2 µm) nach der Atterberg-Methode weitergeleitet (Atterberg 1912; Müller 1967).

Die Korngrößenanalyse bietet verschiedene Fehlerquellen. Beim Sieben können Siebverluste, Kornabrieb, unterschiedliche Siebdauer und von der Norm abweichende Siebmaschenweiten das Ergebnis beeinträchtigen. Für die Atterbergmethode sollte die richtige Wahl des Dispergierungsmittels im Absinkzylinder zwar zu einer homogenen Verteilung der Partikel führen, aber keine chemische Veränderung der einzelnen Mineralphasen erzeugen. Müller (1967) gibt zum Beispiel bei der Verwendung von schwacher HCl einen möglichen Materialverlust von 1-4 %

2. Methodik

an. Karbonate können in diesem Fall angelöst und Chlorit möglicherweise verändert werden. Aus diesem Grund wurde im Rahmen dieser Arbeit eine 1 %ige Natriumpolyphosphat-Lösung und für besonders Karbonat-haltige Proben eine 0,25 %ige NH₃-Lösung als Dispersionsmittel verwendet (Petschick et al. 1996). Klimatisierte Räume sorgen für konstante Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsbedingungen, die für eine gleichmäßige Absinkgeschwindigkeit notwendig sind. Trotz des aufwendigen Trennungsverfahrens muß mit dem Verbleib von Tonpartikeln in der Siltfraktion, die 2-9 Gew.% der Siltfraktion ausmachen können, gerechnet werden (z.B. Melles 1991; Weber 1992; Wollenburg 1993). Es wird vermutet, daß sie größere Aggregate bilden, die selbst durch kurzfristige Ultraschallbehandlung der Dispersion nicht gesprengt werden können und somit in der Siltfraktion verbleiben. Eine vollständige Abtrennung dieses Materials würde die zwei- bis dreifache Zeit in Anspruch nehmen (Grobe 1986). Für die Darstellung der Korngrößenverteilung muß bedacht werden, daß ein Vergleich von Sieb- und Sedimentationsverfahren im Übergangsbereich zwischen Sand und Silt zu Fehlern führen kann (Folk 1962). Bei Korngrößenanalysen an Proben aus der inneren Laptew-See stellte Lindemann (1994) besonders große Gewichtsverluste für Proben mit großem Feinfraktions- und organischen Kohlenstoffanteil fest (H₂O₂!). Alle Korngrößenfraktionen werden nach dem möglichst zerstörungsfreien Trocknen bei geringen Temperaturen (40-50°C) gewogen und danach weitergehenden Untersuchungen zugeführt. Die Korngrößenanalyse wird mit der Darstellung der Ergebnisse in Gewichtsprozent (Gew.%) abgeschlossen.

2.3 Grobkornzählung

Als ein schnell erfaßbarer Parameter für den Eintrag von Eisberg-transportiertem Material wurde die Grobfraktion > 2 mm nach der Methode von Grobe (1986, 1987) gezählt. Hierfür wurden die an Bord produzierten Radiographien verwendet und die Anzahl der Körner pro 1 cm-Abschnitt in den max. 25*10*1 cm großen Kernscheiben bestimmt. Die Radiographien vermitteln darüberhinaus Informationen über die Lagerungsverhältnisse im Sediment (z.B. Feinlamination, Wühlgänge etc.).

2.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen

Zur stratigraphischen Einstufung der Sedimentkerne nach Martinson et al. (1987) und Imbrie et al. (1984) wurden hauptsächlich die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) benutzt. Benötigt werden mindestens 5 bis 10 besser 20 bis 30 Foraminiferengehäuse aus der Korngrößenklasse 125-250 μm . So wird die Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten in polaren Gebieten gewährleistet (vgl. z.B. Köhler 1992; Alderman & Lehman 1995; Bauch et al. 1997). Weitere Qualitätsmerkmale der unter dem Binokular ausgewählten Gehäuse sollten Vollständigkeit, Sedimentfreiheit des Gehäuseinneren sowie das Fehlen von Anlösungen oder sekundärem Kristallwachstum sein. Zur Messung der Isotopenverhältnisse wurde ein Massenspektrometer MAT251 der Firma Finnigan verwendet. Der Meßvorgang wird z.B. von Niebler (1995) genauestens beschrieben. Die Isotopenverhältnisse werden als Abweichung von einem Referenzgas angegeben:

$$\delta_{\text{Probe}} (\text{‰ PDB}) = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} * 1000 \quad (\text{Gl. 1})$$

mit R gleich dem Verhältnis O¹⁸/O¹⁶ bzw. C¹³/C¹².

2.5 Geochemie

In dieser Arbeit dienen die organisch-geochemischen Parameter als unterstützende Information zu den mineralogischen Untersuchungen. Eine wesentlich weitergehende Arbeit über das organische Material in Kernen des Eurasischen Beckens liegt von Schubert (1995) vor. Kommentare zu Fehlergrenzen und Meßbeeinträchtigungen an den benutzten Geräten, sowie weiterführende Informationen zur Nutzbarkeit geben u.a. Stein (1991a), Stax (1994) und Wagner (1993). Meßabfolge und Meßprogramme wurden von Schubert (1995) übernommen.

2.5.1 Stickstoff- und Kohlenstoffelementaranalyse

Das verwendete Meßinstrument Hereaus CHN-O Rapid verbrennt eine in einem Zinnschiffchen verpackte Probenmenge von 20-40 mg bei ca. 1400°C vollständig (katalytische Wirkung des Zinns). Es entstehen Kohlendioxid und Stickoxide. Die Stickoxide werden in einem Heliumträgergasstrom über einem Kupferdraht zu Stickstoff reduziert, welches dann mittels eines Wärmeleitfähigkeitsdetektors gegen ein unkontaminiertes Helium-Referenzgas gemessen wird. Das CO₂ wurde währenddessen zurückgehalten und gelangt danach zur Messung. Die Bestimmung des Kohlenstoff- und Stickstoffgehalts erfolgt über den Vergleich mit einer Eichsubstanz (Acetanilid). Die Messungen werden mit institutsinternen Standards ständig überprüft. Daraus ergibt sich eine Standardabweichung von 0,05 % für Kohlenstoff und 0,04 % für Stickstoff (Schubert 1995).

2.5.2 Organischer Kohlenstoff und Karbonat

In einem ersten Meßvorgang wird der Kohlenstoffgehalt der Gesamtprobe bestimmt (TC). Die Gesamtprobe wird danach mit 10 %iger Salzsäure versetzt, um den mineralischen Kohlenstoff (Karbonate) zu entfernen. Die karbonatfreie, neutralisierte und bei 60 °C getrocknete Probe durchläuft anschließend ein zweites Mal die CHN-Messung, womit der Kohlenstoffgehalt der karbonatfreien Probe (TOC') ermittelt wird. Aus den zwei Messungen wird der organische Kohlenstoffanteil (TOC, C_{org}) mit

$$\text{TOC (\%)} = \frac{100 - (8,333 \cdot \text{TC})}{(100/\text{TOC}') - 8,333} \quad (\text{Gl. 2})$$

ermittelt. Der Karbonatgehalt ergibt sich aus der Differenz von TC und TOC mit

$$\text{Karbonatgehalt (\%)} = (\text{TC} - \text{TOC}) \cdot C \quad (\text{Gl. 3})$$

Der Wert 8,333, der üblicherweise auch in Gleichung 3 für den Faktor C eingesetzt wird, gilt nur für reinen Kalzit und ist berechnet aus den Elementarmassenverhältnissen in Kalzit (CaCO₃). Reiner Dolomit würde einen Faktor von 15,353 verlangen. Aus den Röntgendiffraktometeranalysen zeigt sich, daß Dolomit einen größeren Teil der Karbonatfraktion ausmachen kann. Wie der Vergleich in den Kernen PS2200-5 und PS2212-3 ergibt (Abb. 11), erhöht sich der Gesamtkarbonatanteil bei Beachtung des Verhältnisses zwischen Kalzit und Dolomit (Bestimmung siehe Kap. 2.7.1) um bis zu einem Drittel. Dies drückt sich bei hohem Dolomitanteil in einem hohen Umrechnungsfaktor aus (Abb. 11). Der generelle Kurvenverlauf wird durch diese Berechnung jedoch nicht verändert (Abb. 11). Daher ergibt sich auch eine sehr gute Korrelation der nach dem Standardverfahren mit 8,333 und der unter Berücksichtigung des Dolomitanteils berechneten Karbonatwerte (R² = 0,972 bzw. 0,969). Da nicht an allen Kernen Gesamtmineralogie-Untersuchungen durchgeführt wurden, und die Vergleichbarkeit mit anderen Studien in der Arktis erhalten

2. Methodik

bleiben soll (z.B. Darby et al. 1989; Hebbeln 1991; Pagels 1991; Hebbeln et al. 1994; Stein et al. 1994b,c; Elverhøi et al. 1995a; Schubert 1995), werden die Karbonatwerte im Folgenden auf der Basis des Standardfaktors 8,333 angegeben. Wo eine Differenzierung möglich war, werden sie jedoch zusätzlich unter Berücksichtigung des Dolomitanteils dargestellt. In einigen Proben ist außerdem Siderit enthalten, wobei aufgrund der geringen Mengen auf eine zusätzliche Umrechnung verzichtet wurde. Verwendet man den neuen Umrechnungsfaktor C auch in Gleichung 2, so ändern sich die TOC-Werte nur minimal in der zweiten Stelle nach dem Komma. Diese Änderungen werden hier als vernachlässigbar angesehen, da sie im Rahmen der Fehlergrenzen liegen (vgl. Kap. 2.5.1).

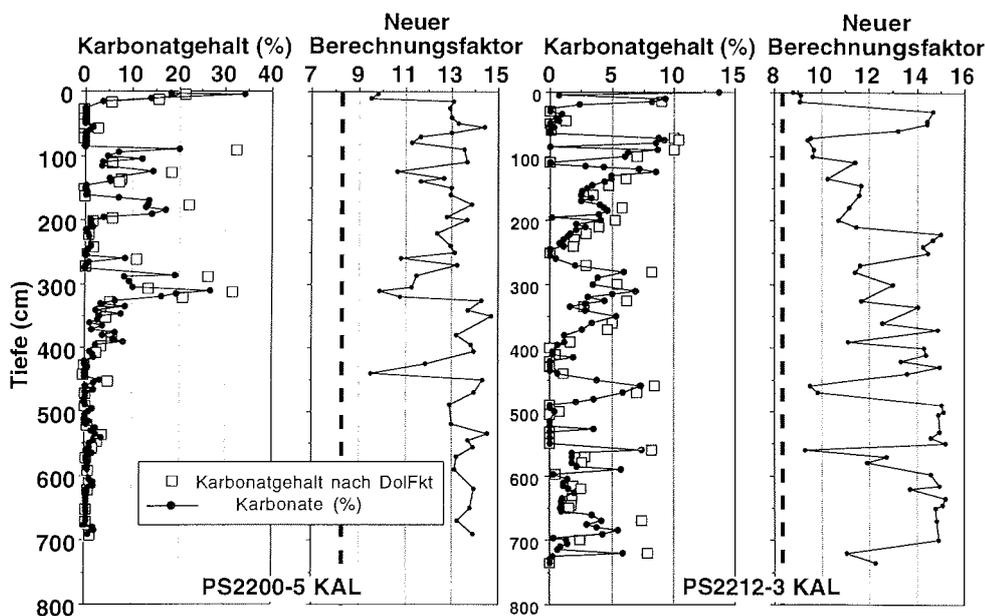


Abb. 11: Vergleich von Karbonatgehalten in den Kernen PS2200-5 und PS2212-3 bei Verwendung des Wertes 8,333 (reiner Kalzit) für den Faktor C (gestrichelte Linie) in Gleichung 3 und des entsprechenden Faktors für die angegebenen Kalzit/Dolomit-Verhältnisse.

2.5.3 Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff- und Gesamtstickstoff (C/N)

Als ein weiterer Parameter, der sich aus der Elementaranalyse von C und N herleiten lässt, wird das Verhältnis des organischen Kohlenstoffs und des Gesamtstickstoffs gebildet. Das C/N-Verhältnis gibt einen ersten Hinweis auf die Zusammensetzung des organischen Materials. Da Landpflanzen einen hohen Anteil an Stickstoffarmen Baustoffen (Zellulose, Lignin) besitzen, können die C/N-Verhältnisse dieses Materials bis auf 200 ansteigen (siehe Stein 1991a). Dagegen produzieren Phyto- und Zooplankton Proteine und damit Stickstoff-reiches organisches Material innerhalb der euphotischen Zone, das auch noch nach Abbauprozessen in der Wassersäule niedrige C/N-Verhältnisse von ≤ 10 zeigt (Emery & Uchupy 1984). Die Aussagekraft der C/N-Verhältnisse wird insbesondere durch die Stickstoffgehalte begrenzt. Zum Einen liegen die Stickstoffwerte der untersuchten Sedimente nahe an

der Nachweisgrenze, zum Anderen werden Gesamtstickstoff- und TOC-Gehalt in zwei unterschiedlichen Messungen erhoben (vgl. Schubert 1995). Zusätzlich muß bei einem hohen Anteil an feinem Sediment mit einem großen Anteil an anorganischem Stickstoff gerechnet werden, der in Tonmineralen, insbesondere der Illitgruppe gebunden sein kann (Müller 1977; Stein 1991a). Schubert (1995) und Knies (1994) haben diese Phänomene eingehend an arktischen Sedimenten untersucht und kommen zu dem Schluß, daß trotz aller Einschränkungen Änderungen des C/N-Verhältnisse im Kern Hinweise auf die Dominanz von terrigenem oder marinem organischem Material geben.

2.5.4 Rock-Eval-Pyrolyse

Eine weitere Möglichkeit, auf den Anteil von terrigener bzw. mariner organischer Substanz im Sediment zu schließen, bietet die Rock-Eval-Pyrolyse (z.B. Espitalie 1984; Peters 1986; Stein 1991a; Schubert 1995). Während der Pyrolyse werden ca. 100 mg Probe schrittweise aufgeheizt, so daß die unterschiedlich flüchtigen, organischen Verbindungen nach und nach verbrannt und freigesetzt werden. Für dieses Aufheizen stehen je nach Fragestellung verschiedene Programme zur Verfügung. Die Menge an freigesetzten Kohlenwasserstoffen wird mit einem Flammeionisationsdetektor bestimmt. In der Endstufe des Aufheizprogramms wird CO₂ mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor ähnlich dem CHN-Gerät gemessen. Das CO₂ wurde bis zum Erreichen von 390°C - oberhalb dieser Temperatur wird es zusätzlich aus Karbonaten freigesetzt - in einer Falle aufgefangen, die dann ebenfalls aufgeheizt wird. Aus den einzelnen Meßwerten können verschiedene Parameter berechnet werden, die Aussagen über die Zusammensetzung und Reife der organischen Substanz zulassen. Für die Abschätzung des marinen bzw. terrigen Kohlenstoffanteils ist der Wasserstoffindex HI (mgHC/gC) ein wichtiger Indikator. Bestimmte Anlagerungseffekte des organischen Materials an Minerale erhöhen die Fehler bei der Bestimmung des Indexes bei TOC-Gehalten kleiner 0,5 % (z.B. Katz 1983).

Wie Schubert (1995) zeigt, kann eine gute Reproduzierbarkeit bei Doppelmessungen des HI-Indexes an Proben aus dem Arktischen Ozean erreicht werden.

Weitere Parameter aus der Rock-Eval-Pyrolyse sind der Sauerstoffindex (OI) und die Temperatur T_{max}, bei der die größte Menge Kohlenwasserstoffe (HC) freigesetzt wird. Letztere kann zu einer Abschätzung der Reife des organischen Materials dienen, während der OI-Index zusammen mit dem HI-Index zur Einstufung der organischen Substanz (terrigen/ marin) verwendet wird. Dabei werden beide Werte gegeneinander im sogenannten "Van Krevelen-Diagramm" aufgetragen, das in drei Felder untergliedert ist (vgl. Tissot & Welte 1984). In diesen zeichnen sich die Kerogentypen I und II durch hohe HI-Werte und geringe OI-Werte aus, während der Kerogentyp III niedrige HI-Werte und höhere OI-Werte aufweist. Kerogentyp I und II stehen für vorwiegend marin-gebildetes, organisches Material, Kerogentyp III vorwiegend für terrigen-gebildetes. In den sehr jungen, kaum durch Diagenese beeinflussten Sedimente dieser Untersuchung können noch vorhandene, labile organische Komponenten die HI- und OI-Werte deutlich verändern. Dies kann insbesondere zu hohen OI-Werten führen, die diese Proben dann im Kerogenfeld III (terrigen) einstufen (Schubert 1995). Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit nur der HI-Wert verwendet. In Anlehnung an Stein (1991a) und Schubert (1995) wird dabei ein erhöhter HI-Wert von 100-300 mgHC/gC als ein von mehr marinem, organischem Material beeinflusstes Sediment angesehen, während Werte unter 100 mgHC/gC eindeutig terrigenem, organischem Material zugeordnet werden.

2.6 Röntgendiffraktometeranalysen

Die Röntgendiffraktometeranalysen der Gesamtprobe, der Siltfraction und der Tonfraction sind Schwerpunkt dieser Arbeit (z.B. Abb. 12). Dabei wurden bei der Analyse der Gesamtprobe und der Siltfraction einige für die jungen, quartären Sedimente des Arktischen Ozeans neue Auswertemethoden verwendet.

2.6.1 Analyse der Gesamtprobe und der Siltfraction

Das Material für die Analyse der Gesamtprobe wurde aus der pulverisierten, homogenisierten Teilprobe entnommen (Abb. 10). Von besonderer Bedeutung ist hierbei die Mahldauer, da zu kurze Zeiten zu einer schlechten Homogenisierung, zu lange Zeiten jedoch zur Zerstörung von leicht zerbrechlichen Mineralen führen können

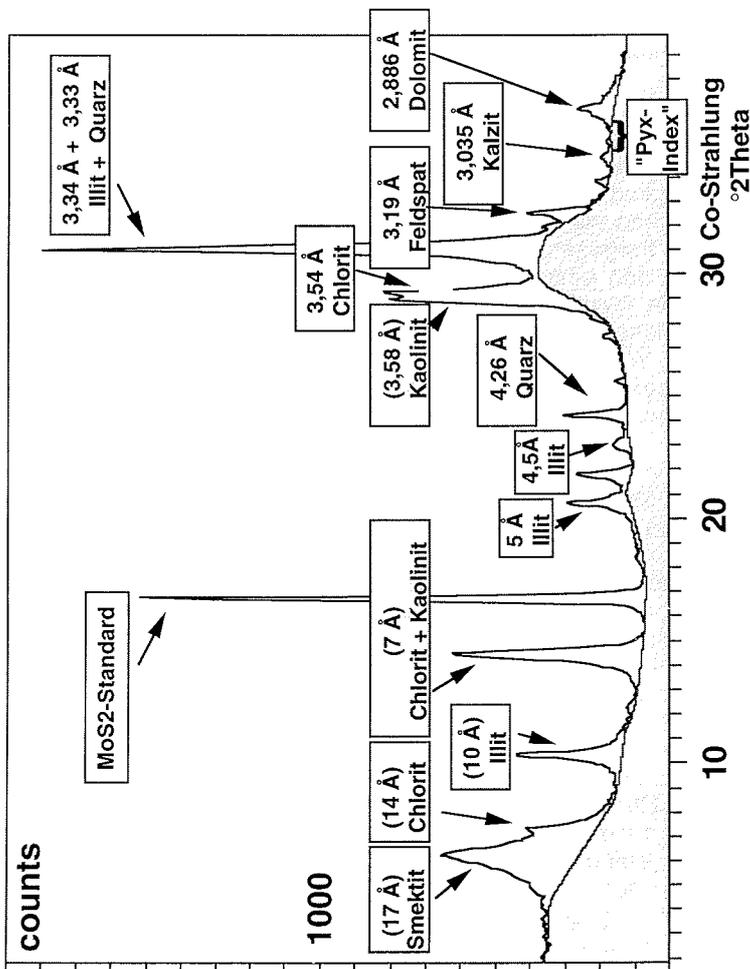


Abb. 12: Röntgendiffraktogramm einer typischen Tonmineralprobe mit gekennzeichneten Beugungsreflexen (1 Å = 0,1 nm, aufgrund der Texturierung bei der Präparation sind die Tonmineralbeugungsreflexe besonders stark, siehe Kap. 2.7).

(siehe Kap. 2.7.1; Dersch-Hansmann 1994). Für die Auswertung der Röntgendiffraktometeranalyse (RDA) mit dem Softwarepaket QUAX sollte möglichst eine maximale Korngröße von 20 μm erreicht werden (Stroh 1988). Die Proben der Multicorer, der Siltfraktionen, und der Kerne PS2123-2; PS2200-5 und PS2212-3 wurden mit 15 % reinem Korund (Martoxid: γ -Korund; Fa. Martinswerk) als internem Standard vermischt und homogenisiert (Abb. 10; Anhang Tab. A8, A9). 3 g Probenmaterial reichen für die Herstellung von Presstabletten mit einer im Hause nach Vorlagen von J. Lauterjung (Geoforschungszentrum Potsdam) gebauten Pressvorrichtung aus. Die Presstabletten sind archivierbar und weiteren Messungen zugänglich.

Der interne Standard hilft bei der Positionskorrektur des Röntgendiffraktogramms, das durch unterschiedliche Präparation oder Maschineneinstellung leicht verschoben sein kann. Zusätzlich kann der interne Standard Korund zur Korrektur der quantitativen Auswertung verwendet werden (siehe Kap. 2.6.2) und unterschiedliche Proben eines Kernes vergleichbar machen. Darüber hinaus dient Korund bei der Erstellung von Standardmischkurven als Referenzmineral (z.B. Tucker 1988; Gingele 1992). Die ursprünglich für die Röntgenfluoreszenzanalyse an der RWTH Aachen (Dr. Plüger) verwendeten Presstabletten wurden ohne internen Standard hergestellt. Für diese Präparation waren 5 bis 10 gr Ausgangsmaterial notwendig (persl. Mittlg. M. Wahsner, 1995).

Bei geringerer Probenmenge wurden die Proben als texturloses Pulverpräparat entweder mit dem Röntgendiffraktometer Philips PW3020 (> 1 g) oder PW1820 (1-0,5 g) gemessen. Die Presstabletten wurden am PW3020 analysiert. Beide Goniometer wurden mit einer $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung von 1600 W (40 kV, 40 mA), einem automatischen Divergenzschlitz, einem Graphitmonochromator und einem automatischem Probenwechsler betrieben. Die in den USA bearbeiteten Proben (Abb. 2, Anhang Tab. A1), wurden ursprünglich mit einer SCINTAG PAD V mit 1500 W (45 kV, 35mA) Cu-Strahlung, 2 mm Eingangs- und 0,3 mm Ausgangsdivergenzschlitz auf einem Glaträger gemessen. Soweit es die Probenmenge zuließ, wurden diese Proben zum Vergleich ein weiteres Mal mit den oben genannten Philips-Röntengeräten untersucht.

2.6.2 Auswertung für die Gesamt- und Siltmineralogie

Bisher wurden hauptsächlich Standardmischkurven zur Bestimmung des Gehalts eines einzelnen Minerals am Alfred-Wegener-Institut verwendet. Damit kann Quarz mit einer Genauigkeit von $\pm 5\%$ bestimmt werden (siehe Gingele 1992; Dersch-Hansmann 1994). Im Institut existieren weitere Eichkurven für Baryt, Pyrit und Opal (Gingele 1992). Die genannten Standardmischreihen wurden jedoch mit einem Korundanteil von einem Drittel der Probe gemischt. Bei Sedimentproben führt dies zu einer starken Verdünnung der Originalprobe. Dies vermindert die Möglichkeiten, akzessorische Minerale zu erkennen, weil ihr bereits geringer Anteil an der Probe weiter erniedrigt wird. Daher wurden für mehrere Minerale neue Eichkurven mit einer Beimischung von nur 15 % Korund erstellt (z.B. Abb. 13). Die quartären Sedimente des Arktischen Ozeans bestehen aus einem Polymineralgemisch, das von Quarz, Feldspäten, Tonmineralen, Glimmern, Karbonaten und vielen verschiedenen akzessorischen Mineralen (vgl. Abb. 12; z.B. Pyroxen, Amphibol, Zeolith, Epidoth, Granat, Rutil) gebildet wird. Die Standardmischreihen können dieses komplexe System nicht wiedergeben, da sie zumeist nur aus maximal drei Phasen gemischt werden. So werden Beugungsreflexüberlagerungen, wie sie z.B. als 3,34 Å- Beugungsreflex (Abb. 12, 15) mit Beiträgen von verschiedenen Silikatmi-

2. Methodik

neralgruppen vorkommen, nicht berücksichtigt. Daher wurde ein anderer Ansatz zur Bestimmung der Mineralvergesellschaftungen in der Gesamtprobe und der Siltfraktion gewählt.

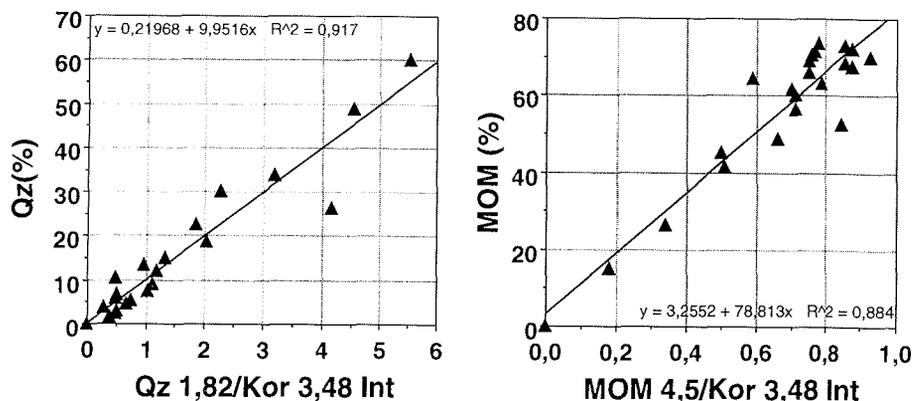


Abb. 13: Quarz- und Montmorillonit-Standardmischkurven aus einer Quarz-Montmorillonit-Korund Mischreihe.

2.6.3 Das Softwarepaket QUAX

QUAX (Quantitative phase-analysis with X-ray powder diffraction) wurde ursprünglich für die gut kristallisierten Gesteine der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) entwickelt (Stroh 1988; Lauterjung 1994). Ziel war eine schnelle, gleichmäßige und automatisierte Bestimmung der Mineralzusammensetzung des Gesteins (Emmermann & Lauterjung 1990). Die Analysen (bisher ca. 40000 Proben; persl. Mittlg. Lauterjung 1995) wurden weitestgehend am Bohrklein der Bohrung durchgeführt (Lauterjung & Emmermann 1990). Das Programm arbeitet in zwei Teilschritten. Im ersten Programmteil PROFIL wird eine Profilanalyse durchgeführt. Die Untergrundlinie, die die Apparatur- und Präparationsbedingte Hintergrundstrahlung vom eigentlichen Signal trennt (Abb. 14), wird durch die Anpassung einer Summe von Polynomen bestimmt. Die Polynome werden rekursiv berechnet und gewichtet an das gemessene Röntgendiffraktogramm im Sinne der kleinsten Quadrate angepaßt (siehe Lauterjung et al. 1985; Lauterjung 1994).

Nach der Untergrundberechnung werden die im Diffraktogramm enthaltenen Beugungsreflexe (Abb. 14) analysiert. Unterschiedliche Kristallinitäten, Überlagerung und Überlappung verschiedener Mineralbeugungsreflexe an einer Position, die nicht streng monochromatische Strahlung der verwendeten Röntgendiffraktometer und durch die Beugungsgeometrie bedingte, systematische Assymetrien führen zu Abweichungen von der Idealform eines Beugungsreflexes. Dies wird in der Software durch entsprechende numerische Verfahren und Modellverteilungen berücksichtigt (Lauterjung 1994).

Das Beugungsspektrum wird in einzelne Berechnungsblöcke zerlegt (Abb. 14a). Für die Entflechtung sich überlappender Beugungsreflexe wird die zweite Ableitung des Beugungsspektrums berechnet (Abb. 14b), und an der Position eines Minimums ein Beugungsreflex mit annähernd den Rohdaten entsprechender Intensität positioniert. Ist ein Beugungsreflex erkannt, so wird dieser vom Gesamtdiffrakto-

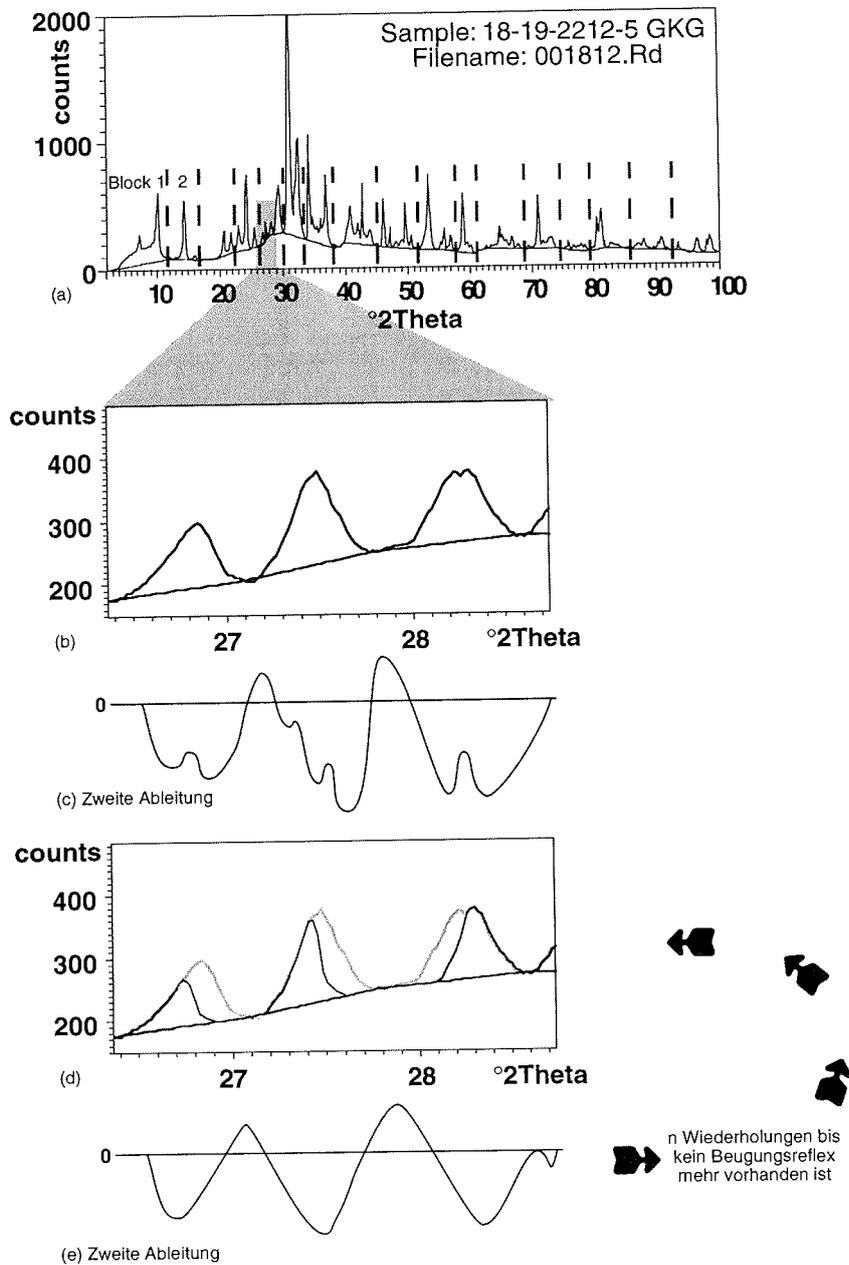


Abb. 14: Skizzierte Prozedur der Entfaltung von Beugungsreflexen am Beispiel eines Röntgendiffraktogramms der Probe 18-19 cm aus dem Kern PS2212-5 (nach Lauterjung 1994).

2. Methodik

gramm abgezogen (Abb. 14c). Der zweite Beugungsreflex, in der Originalaufnahme nur unscharf in einem Beugungsreflexgebirge versteckt, kann dann ebenfalls abgegriffen werden (Abb. 14a-e). Dieser Prozeß wird solange wiederholt, bis sich das Restbeugungsspektrum nicht mehr signifikant vom berechneten Untergrund unterscheidet (Abb. 14). Bei der abschließenden Profilanalyse werden die beschreibenden Parameter der Modellverteilung (Halbwertsbreite, Position und Höhe der Beugungsreflexe) derart variiert, daß das gemessene Beugungsdiffraktogramm optimal reproduziert wird. Aus den optimalen Parametern werden schließlich die Netzebenenabstände und die integralen Intensitäten berechnet. Das Programm erzeugt eine Liste der gefundenen Beugungsreflexe, einen Textfile und einen binären File. Aus dem Textfile lassen sich dann z.B. Intensitätsverhältnisse verschiedener Mineralbeugungsreflexe herauslesen und berechnen. Der binäre File wird vom quantitativen Auswerteprogramm QUALIT weiterverwendet.

Dieser zweite Programmteil ist für die eigentliche Phasenanalyse durch den Vergleich des Probenbeugungsspektrums mit einer Reinst- und Mischmineraldatenbank zuständig. Aus den ursprünglichen ca. 300 Mineralstandards (Stroh 1988) wurden ca. 150 für marine quartäre Sedimente zu erwartende Minerale ausgesucht und ca. 30 neue (vorrangig Tonmineralphasen) aus verschiedensten Quellen hinzugefügt (Anhang D). Die meisten Standardminerale wurden mit der Phillips PW1820 unter Co-Strahlung gemessen und mit dem Teilprogramm PROFIL bearbeitet. Nachdem das Röntgendiffraktometer PW3020 zur Verfügung stand, wurden einige weitere Standards damit gemessen. Die Anpassung gegenüber den bereits gemessenen Standards erfolgte über den Vergleich von Quarzstandard-Messungen an beiden Geräten. Die Quarzstandards werden außerdem monatlich zur Überprüfung der Röhrenintensität wiederholt gemessen.

Der Standarddatenfile wurde für die AWI-Systemkonfiguration (Philips Röntgendiffraktometer mit Co-Strahlung und Steuerung über VAX) neu erzeugt, kann aber auf jeglichem Gerät mit Co-Strahlung und gleicher Geometrie eingesetzt werden. Um innerhalb der Auswertung die Minerale mit hohen Prozentanteilen gegenüber Phasen mit kleinen Gewichtsprozenten nicht überzubewerten, werden mehrere Strategien verwendet. U.a. ist die Mineralstandarddatenbank in mehrere Mineralgruppen strukturiert. Dabei werden die weitverbreitet vorkommenden Minerale (z.B. Quarz) in der ersten Gruppe "Allgemeine" geführt, der bei der späteren Berechnung der Mineralanteile eine Sonderstellung zukommt.

Das Programm startet mit einer Schnellerkennung möglicher Mineralphasen auf der Basis der drei bis fünf intensivitätsstärksten Beugungsreflexe. Dann wird das Probendiagramm mit den vollständigen Standarddiagrammen dieser Kandidaten korreliert, die z.B. im Falle von Feldspäten oder Phyllosilikaten bis zu 80-100 Beugungsreflexe enthalten können. Gerade in diesen Mischkristallreihen ist es wichtig, möglichst viele Varietäten dieser Minerale anbieten zu können. Dies war auch der Grund, weitere Tonmineralphasen, insbesondere schlecht kristallisierte, in die Standarddatenbank mit einzuarbeiten.

Auf der Basis der gefundenen Beugungsreflexe pro möglicher Mineralphase wird ein Wahrscheinlichkeitsfaktor berechnet, der um so größer ist, je stärker die Mineralphase im Gemisch vertreten ist. Hier tritt nun die Gruppierung der Minerale innerhalb der Mineraldatenbank in Aktion. Aus allen Gruppen mit Ausnahme der Gruppe "Allgemeine" (fünf mögliche, aber aus verschiedenen Untergruppen) wird jeweils nur diejenige Phase mit dem höchsten Wahrscheinlichkeitsfaktor zugelassen. So

können auch (akzessorische) Minerale mit geringen Gewichtsanteilen aus den einzelnen Gruppen in die Listen mit eingehen. Über ein lineares Gleichungssystem werden dann die Beugungsreflexe des Probendiagramms mit den Daten der Standardmineralphasen in Beziehung gesetzt. Es werden unter Berücksichtigung der bekannten Massenschwächungskoeffizienten (MSK) der Standardminerale Gewichtsprozent für die erkannten Minerale und der Gesamtproben-MSK ermittelt. Die über die berechneten Gewichtsprozent skalierten Diagramme der Standardminerale werden vom Probendiagramm abgezogen. Die verbleibenden Intensitäten der Probe werden in einem weiteren Durchlauf des eben beschriebenen Prozesses neu beurteilt. Dabei wird die zur Suche notwendige Anzahl der stärksten Beugungsreflexe um eins erniedrigt. Der Vorgang wird so lange wiederholt, bis das resultierende Beugungsspektrum sich nicht mehr signifikant vom Untergrund unterscheidet. Durch den mehrmaligen Suchlauf können prinzipiell also auch Minerale mit stark überlagernden Beugungsdiagrammen aufgelöst werden. Außerdem werden möglicherweise mehrere Mineralanteile einer Mischreihe erkannt, was auf das Vorhandensein eines Mischminerals hinweisen kann.

Während dieser Berechnungen wird die Plausibilität der gefundenen Mineralzusammensetzung mehrfach durch Varianz- und Korrelationstests überprüft. Die endgültige Berechnung basiert auf der Annahme, daß die gefundenen Mineralphasen die Probe zu 100 % repräsentieren (Abb. 15). Es ist daher eine Vorbedingung für die Auswertung mit QUAX, daß überwiegend gut kristallisierende, mineralische Phasen vorhanden sind. Durch Untersuchungen des Opalgehalts - einer möglichen amorphen Phase - an den hier bearbeiteten Kernen ist bekannt, daß der Anteil amorpher Komponenten 10 % nicht übersteigt (Nürnberg et al. 1995c, persl. Mittlg. 1995; Schubert 1995). 10 % Opal gilt als Nachweisgrenze bei röntgenographischen Meßmethoden (Gingele 1992; Dersch-Hansmann 1994) und sollte somit die Auswertung nur unwesentlich beeinflussen. Vulkanische Glase wurden nur sehr selten in den Kernen gefunden (Fütterer 1992; Nørgaard-Pedersen 1996).

Im Kopf der Auflistung werden neben dem Filenamen einige Voreinstellungen des Auswerteprogramms QUALIT wiedergegeben (Abb. 15), mit denen man die Auswertung beeinflussen kann (z.B. error-window, error-level). Die von Lauterjung (1994) gegebenen Default-Werte erwiesen sich zumeist als am wirkungsvollsten (Abb. 15). Es folgen Angaben über den verwendeten Datenbankfile. Der zweite Block gibt einige berechnete Daten wieder. Von Interesse sind dabei der berechnete Proben-MSK und der "Linear R-Value" insgesamt (all data) und des gefundenen Spektrums (matched data). Die R-Werte ermöglichen eine Angabe über die Güte der Anpassung an das Probenbeugungsspektrum. Gut kristalline Proben sollten Werte unter 15 für diese Parameter erreichen (Lauterjung, persl. Mittlg. 1993). Für die jungen quartären Sedimente dieser Untersuchung sind 15 bis 20 Bestwerte, nur Siltfraktionsproben mit hohem Quarzgehalt unterbieten teilweise sogar 10 als R-Wert. Bei einer guten Anpassung der Berechnung und des verarbeiteten Probendiagramms sollten keine großen Unterschiede zwischen dem R-Wert für die Gesamtprobe und des angepaßten Diagramms erscheinen. Bei allen in dieser Arbeit wiedergegebenen Gesamtmineralogiedaten ist diese Bedingung erfüllt. Die Minerale werden mit ihrem zugehörigen Standarddatenfile ausgegeben. "Npeak" beschreibt die Anzahl der Beugungsreflexe im Standarddatenfile, während "Match" die Anzahl der in der Probe gefundenen Beugungsreflexe listet. Neben der Prozentangabe folgt der 3σ -Fehler, den man als \pm -Angabe verstehen kann. Nach einigen Standard-spezifischen Daten folgen noch die Mineralgruppen und die Angabe, in welchem Durchlauf (run) das Mineral gefunden wurde.

2. Methodik

===== QUALIT ===== QUALIT =====

```

Filename           : 001812.dif
Identifier          : 001812.rd

Error - Window     : 30
Number of peaks, sample spectrum : 82
Number of peaks to match : 5
d - Minimum        : 1.176
Minimum peak-high (sigma-level) : 3.000

Intensity - Threshold : 10.000
Calculated 2Theta - correction : 0.000
Error - level in quant. Analysis : 0.950
Device .DIF - Files : [cvogt]
Userfile           : AWIUSER2.NEW

Calculated MSK - sample : 22.35
Calculated density : 2.41 0.15
Calculated thermal conductivity : 0.00 0.00
Linear R - Value (all data) : 18.34
Linear R - Value (matched data) : 15.92
    
```

File	Identifier	Syn.	Npeak	Match	wt %	Error	MSK	RHO	WLF	Gr	Run
KFSP.DIF	QUARZ	QRZ	23	22	28.19	5.22	53.80	2.65	18.30	1	1
ALB439.DIF	ALBIT439	ALB	65	36	13.14	4.14	55.85	2.60	5.60	7	1
CHLORI.DIF	CHLORITREINS	CHL	26	18	5.14	2.85	49.60	2.80	12.30	3	1
MONT32NEW.	MONTMORILLON	MOM	54	44	30.11	10.07	52.00	2.00	5.00	5	1
MIKROK.DIF	MIKROKLIN442	MKL	75	44	10.82	4.07	69.09	2.58	5.95	6	1
KARBON.DIF	CALCIT2	CAL	23	12	5.37	2.96	113.40	2.72	8.58	10	1
MUSCO2NEW.	MUSCOVIUPTON	MUS	33	21	5.74	2.93	65.93	2.82	5.54	2	2
NACLNEW.DI	NACL	NCL	7	6	1.01	2.61	118.50	2.15	5.00	1	2
kaowelnew.	KaolinKGa-2	Kao	85	46	0.47	2.59	51.29	2.60	12.00	4	3

Korrelationstabelle

	Qz	Alb	Chl	MOM	Mkl	Cal	Mus	NCl	Kao
Qz	1.000	0.044	-0.006	-0.398	-0.030	-0.009	-0.493	0.055	0.036
Alb	0.044	1.000	0.001	-0.111	-0.241	-0.004	-0.025	0.005	-0.003
Chl	-0.006	0.001	1.000	-0.030	0.016	0.001	0.039	-0.137	-0.227
MOM	-0.398	-0.111	-0.030	1.000	-0.069	0.006	-0.055	0.016	-0.111
Mkl	-0.030	-0.241	0.016	-0.069	1.000	-0.055	-0.021	-0.016	-0.041
Cal	-0.009	-0.004	0.001	0.006	-0.055	1.000	-0.003	0.001	-0.031
Mus	-0.493	-0.025	0.039	-0.055	-0.021	-0.003	1.000	-0.129	-0.066
NCL	0.055	0.005	-0.137	0.016	-0.016	0.001	-0.129	1.000	0.022
Kao	0.036	-0.003	-0.227	-0.111	-0.041	-0.031	-0.066	0.022	1.000

Abb. 15: Auflistung der QUAX-Auswertung der Probe 18-19 cm PS2212-5 (siehe auch Beugungsspektrum in Abb. 14; grau unterlegt-> Felder erhöhter Übereinstimmung zweier Reinstphasenminerale, z.B. der Feldspäte Albit und Mikroklin).

	d-space	Int.	used Int.	Qz	Alb	Chl	MOM	Mkl	Calc	Mus	NaCl	Kao
1	22.708	1428.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
2	20.628	1318.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
3	19.222	1457.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
4	17.895	1620.	720.	0.	0.	0.	6.	0.	0.	0.	0.	0.
5	16.564	3355.	1279.	0.	0.	0.	11.	0.	0.	0.	0.	0.
6	14.077	6973.	5578.	0.	0.	30.	22.	0.	0.	0.	0.	0.
7	13.591	2432.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
8	13.115	6277.	4456.	0.	0.	0.	40.	0.	0.	0.	0.	0.
9	7.116	14544.	13147.	0.	0.	100.	0.	0.	0.	0.	0.	64.
10	6.382	531.	1531.	0.	5.	0.	0.	5.	0.	0.	0.	0.
11	4.981	7487.	5689.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	26.	0.	0.
12	4.917	1003.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
13	4.712	4652.	4958.	0.	0.	48.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
14	4.508	5629.	3573.	0.	0.	0.	32.	0.	0.	0.	0.	0.
15	4.473	4461.	4257.	0.	0.	0.	28.	0.	0.	2.	0.	17.
16	4.254	13866.	14396.	18.	0.	0.	31.	7.	0.	0.	0.	17.
17	4.029	2954.	2447.	0.	7.	0.	0.	5.	0.	0.	0.	8.
18	3.854	1890.	2519.	0.	3.	0.	0.	7.	4.	1.	0.	8.
19	3.774	3206.	1828.	0.	7.	0.	0.	3.	0.	0.	0.	4.
20	3.665	3445.	4101.	0.	12.	0.	0.	11.	0.	0.	0.	3.
21	3.575	3920.	4580.	0.	0.	0.	0.	2.	0.	0.	0.	100.
22	3.537	8989.	10385.	0.	0.	100.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
23	3.498	3242.	2028.	0.	3.	0.	0.	8.	0.	2.	0.	0.
24	3.472	2337.	447.	0.	0.	0.	0.	3.	0.	0.	0.	0.
25	3.345	88396	87013	100	3.	0.	100.	15.	0.	100.	0.	0.
26	3.240	14954.	14213.	0.	0.	0.	7.	100.	0.	0.	2.	0.
27	3.200	25111.	25465.	0.	100.	0.	18.	26.	0.	3.	0.	0.
28	3.036	14457.	14636.	0.	0.	0.	0.	5.	100.	0.	0.	0.
29	2.995	4147.	1937.	0.	5.	0.	0.	0.	0.	5.	0.	0.
30	2.959	1859.	1352.	0.	0.	0.	0.	10.	0.	0.	0.	0.
31	2.931	1652.	1772.	0.	9.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
32	2.898	1194.	1465.	0.	0.	0.	0.	11.	0.	0.	0.	0.
33	2.885	3687.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
34	2.862	959.	717.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	3.	0.	0.
35	2.847	2561.	1089.	0.	4.	0.	0.	0.	2.	0.	0.	0.
36	2.824	11701.	11547.	0.	0.	22.	0.	0.	0.	0.	100.	0.
37	2.607	1519.	539.	0.	0.	0.	0.	4.	0.	0.	0.	0.
38	2.592	2747.	5224.	0.	0.	2.	41.	1.	0.	1.	0.	0.
39	2.575	2953.	412.	0.	0.	0.	0.	3.	0.	0.	0.	0.
40	2.561	5555.	5380.	0.	0.	3.	27.	3.	0.	4.	0.	18.
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
79	1.228	1401.	1233.	2.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.

Abb. 16: QLT-File von in Abbildung 15 gelisteter Probe, Abkürzungen für Minerale wie in Abbildung 15. D-space gibt den Netzebenenabstand in Angström (Å) wieder.

Außerdem liefert das Programm noch eine Liste möglicher, weiterer Minerale, die aber aufgrund der gesetzten Fehlergrenzen nicht in die Prozentberechnung aufgenommen wurden. Es folgt eine Korrelationsmatrix für alle in die Berechnung eingegangenen Minerale, aus der man sofort die starke wechselseitige Beeinflussung verschiedener Minerale erkennen kann (Abb. 15: grau unterlegt). Dieser Tabelle und der in Abbildung 16 gezeigte File helfen bei der Beurteilung der Auswertung. Möglicherweise ist ein weiterer Durchlauf mit veränderten Grenzparameter notwendig. Andererseits sollte man im Sinne der gleichmäßigen Auswertung darauf achten, daß die Grenzparameter z.B. für Proben eines Kerns nicht zu unterschiedlich werden, idealerweise sich nicht verändern. Der QLT-File (Abb. 16) gehört zu der Auswertung in Abbildung 15 und stellt die vom Programm genutzten Standard-

2. Methodik

probenbeugungsreflexe mit den jeweilig vorhandenen und für die Berechnung genutzten Intensitäten dar. Aus den Unterschieden dieser beiden Zahlen im Gesamtbeugungsspektrum ergeben sich u.a. die Fehlerwerte für den "Linear R-Value" und die einzelnen, erkannten Minerale. Zusätzlich kann man die starke Überlagerung mehrerer Minerale an einzelnen Positionen der Beugungsreflexe erkennen (z.B. 7,1 Å, 3,34 Å).

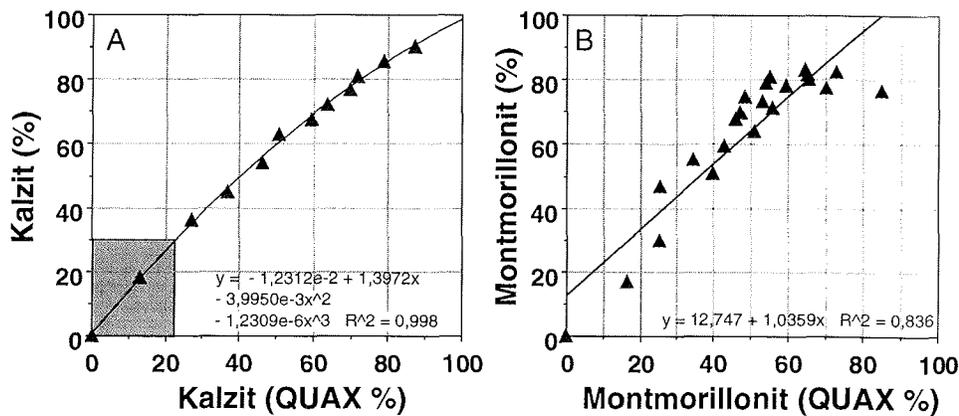


Abb. 17a: Mit Qualität bestimmte Kalzitwerte gegen Kalzitgehalte in einer Kalzit-Quarz-Korund Mischreihe. **b:** Mit Qualität bestimmte Montmorillonitwerte gegen Montmorillonitgehalte aus einer Quarz-Montmorillonit-Korund Mischreihe.

Wurde ein interner Standard hinzugesetzt (das kann bei dieser Software jedes im Datenbankfile vorhandene Mineral sein), so ist es möglich, das Standardmineral in seiner vorgegebenen Menge als internen Standard zu benutzen. Dies führt zu einer verbesserten quantitativen Bestimmung der restlichen Minerale. Die so erzielten Fehlergrenzen liegen im Rahmen der oben aufgelisteten Abweichungen (Abb. 15). Quarz erreicht die besten Werte mit $\pm 2-5\%$ 3σ -Fehler bei Quarzgehalten zwischen 20 und 60 %. Mit Ausnahme von NaCl haben die meisten anderen Minerale bei Gehalten zwischen 10 und 40 % Fehler von bis zu $\pm 15\%$ 3σ -Fehler. Entscheidend ist hier die Struktur und Texturanfälligkeit des Minerals. Fehler werden auch durch hohe Korrelationen erhöht. Sie werden in der Korrelationsmatrix dokumentiert (Abb. 15). So ist der Fehler, d.h. die statistische Unsicherheit bei zwei gefundenen Feldspäten deutlich höher als wenn nur ein Feldspat gefunden wird (Korrelationskoeffizient $> 50\%$; grau unterlegt in Abb. 15). Während bei Feldspäten hauptsächlich die unterschiedlichen Minerale der Mischkristallreihe zu höheren Fehlern führen (z.B. Plagioklase), bewirkt die Texturanfälligkeit von Tonmineralen und Kalzit, daß sie in der Berechnung unterbewertet werden (Abb. 12, 17).

Die Präparationsmethode (Presstabletten) soll einen von zwei möglichen, mathematisch beschreibbaren Zuständen sicherstellen, nämlich den vollständig texturierten. Er hat gegenüber dem texturlosen Präparat den Vorteil, daß man ihn sicher erreichen kann, während bei der Herstellung von texturlosen Präparaten doch erhebliche Sorgfalt angewandt werden muß (z.B. Tucker 1988). Eine Texturierung führt zur bevorzugten Erhöhung bestimmter Beugungsreflexe (beim Kalzit z.B. bei 3,035 Å, vgl. Abb. 12). Diese Überhöhung kann mathematisch gefaßt werden und das

Beugungsspektrum dementsprechend umgerechnet werden. Daß dies für hohe Kalzitwerte funktioniert, zeigt Abbildung 17a mit Werten aus einer Kalzit-Quarz-Korund-Mischkurve. Diese Abbildung zeigt aber auch, daß in dem Bereich 0-30 % zu geringe Werte berechnet werden. Fast alle Proben dieser Arbeit erreichen nur solche Werte. Für ähnliche Gehalte konnte Dersch-Hansmann (1994) durch den Vergleich von CHN-Daten (vgl. Kap. 2.5.1) und QUAX-Auswertung in Sedimenten mit dominierend Kalzit als Karbonatmineral einen sehr gut korrelierbaren, linearen Zusammenhang zwischen den niedrigeren Kalzitwerten und dem Karbonatgehalt feststellen, der auf den angewandten Texturfaktor zurückführbar ist.

Ganz ähnliche texturabhängige Trends enthält auch die Montmorillonitkurve (Abb. 17b). Diese Mineralgruppe birgt durch ihre Mineralstruktur inklusive der Quellfähigkeit noch weitere Modifikationsmöglichkeiten (u.a. auch schlechte physikalische Widerstandsfähigkeit). Dementsprechend höher sind die Abweichungen von den tatsächlichen Gehalten. In dieser Mischreihe wird der Quarz und/ oder der Korund deutlich überbewertet (siehe auch Eichkurven; Abb. 13). Um diese Unterschiede zu beachten und mathematisch zu beschreiben, wären noch weiterführende Untersuchungen notwendig. Zur Zeit wird am Geoforschungszentrum Potsdam eine entsprechende Arbeit an den Mineralgruppen Glimmer und Illit durchgeführt (persl. Mittlg. Lauterjung, 1995). Es müßten auch die tatsächlich vorkommenden Mineralvarietäten (insbesondere der Silikate) isoliert und genau bestimmt werden. Dann könnte man einen speziell für den Arktischen Ozean nutzbaren Standarddatenfile erzeugen und somit die Fehlergrenzen weiter reduzieren.

Mineral	Quarz	Feldspat (Ges)	Illite/Glimmer	Kalzit
S	± 1,11	± 1,68	± 3,39	± 0,73
P=95 %	± 2,24	± 3,4	± 6,86	± 1,50
P=99 %	± 3,00	± 4,55	± 9,18	± 2,02
Anzahl	40	38	38	27

Tab. 2: Fehler bei Doppelmessungen (aus: Dersch-Hansmann 1994).

Mineral	Quarz	Feldspat (Ges)	MOM/III/Glimmer	Kalzit
S	± 3,55	± 7,44	± 8,83	± 0,75
P=95 %	± 7,28	± 15,32	± 18,36	± 1,55
P=99 %	± 9,83	± 20,73	± 24,99	± 2,09
Anzahl	28	26	22	28

Tab. 3: Standardabweichungen S (% absolut) und Streubereiche der Einzelmeßwerte P bei 95 und 99 % der Berechnungen mit QUAX an Proben des Kerns PS2212-3. (nach Heinrichs & Herrmann 1990). MOM= Montmorillonite, III= Illite, Feldspat (Ges)= Summe aller gefundenen Feldspäte.

Müssen aufgrund zu geringer Probenmengen doch texturlose Pulverpräparate verwendet werden, so müssen entsprechend höhere Fehlergrenzen in Kauf genommen werden. Trotz teilweise höherer Fehler bei der Auswertung im Vergleich zum ursprünglichen Anwendungsgebiet (Kristallingesteine) ermöglicht die Auswertung mit der QUAX-Software eine wesentlich stärker automatisierte und vereinheitlichte Bestimmung der Mineralvergesellschaftung in der Gesamtprobe. Sie ist unabhängig von einzelnen Eichkurven oder von begrenzt anwendbaren Mischreihen, bei denen zumeist nur die Intensitäten eines Beugungsreflexes pro Mineral mit Eichfaktoren auf Gewichtsprozent umgerechnet werden.

2. Methodik

Dersch-Hansmann (1994) testete bereits die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse für quartäre Sedimente über Doppelmessungen an separat präparierten Proben, wodurch zusätzlich die Präparationsmethodik kontrolliert wurde (Tab. 2). Dabei ist der Streubereich P ein Maß für die Sicherheit der Angaben (berechnet nach Heinrichs & Herrmann 1990). Die Prozentangabe bestimmt, wieviele der Proben im angegebenen Fehlerfeld liegen. Der oben erwähnte, in QUALIT gelistete Fehler 3σ entspricht einem Streubereich von 99,7 %. Zum Vergleich werden in Tabelle 3 Doppelmessungen für Proben aus dem Kern PS2212-3 gezeigt. Die Fehler sind höher. Dabei sollte man bedenken, daß von den verglichenen Proben eine aus der Präparation im Haus stammt, also mit Korundstandard ausgewertet werden konnte, und die zweite Probe aus der RFA-Präparation ohne beigemischten Standard übernommen wurde. Auch sind die Pressvorrichtungen und Pressdrucke etwas unterschiedlich. Obwohl bei beiden Präparationen eine komplette Texturierung erfolgt sein sollte, bestehen hier Fehlermöglichkeiten. Dazu kommt, daß Dersch-Hansmann (1994) noch nicht über die ergänzten Tonmineralstandards, insbesondere schlecht kristallisierte, bodenbildende Montmorillonite, verfügte. Diese Gruppe ist aber in den jungquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans ein entscheidender Bestandteil des Sediments. Allein ihr Vorkommen im Sediment verschlechtert die Kristallinität der Probe erheblich. Aufgrund des geringen Alters des Sediments aus dem hier verwendeten Kern PS2212-3 (max. 170 ka) und einer relativ geringen Sedimentbedeckung kann die Diagenese noch nicht für eine Verbesserung der Kristallinität gesorgt haben. Dersch-Hansmanns (1994) Proben (Alter ca. 1 Ma) sind dagegen teilweise aus mehreren hundert Metern Tiefe der ODP-Bohrungen 798/799 (Leg 128, Japan-See).

Minerale	Plg	Kfs	Dol	Kaol	Chlor	K&C	Qz/Fsp	Kfs/Plg
S	±9,79	±7,62	±0,78	±3,74	±2,47	±4,26	±0,24	±0,14
P=95 %	±20,12	±15,73	±1,6	±7,69	±5,08	±8,75	±0,48	±0,27
P=99 %	±27,20	±21,22	±2,16	±10,4	±6,87	±11,83	±0,64	±0,35
Anzahl	27	26	28	27	27	27	50	54

Tab. 4: Standardabweichungen S (% absolut) und Streubereiche der Einzelmeßwerte P bei 95 und 99 % der Berechnungen mit QUAX an Proben des Kerns PS2212-3 (nach Heinrichs & Herrmann 1990). Plg= Plagioklase, KFS= Kalifeldspäte, Dol=Dolomit, Kaol= Kaolinit, Chlor= Chlorit, K&C= Summe Kaolinit und Chlorit, Qz/Fsp= Verhältnis der Fläche des Quarzbeugungsreflexes bei 4,26 Å und der Summe der Flächen der Feldspatbeugungsreflexe bei 3,24 und 3,18 Å, Kfs/Plg= Verhältnis der Flächen des Kalifeldspatbeugungsreflexes 3,24 Å und des Plagioklasbeugungsreflexes 3,18 Å (vgl. Abb. 12).

Bei Kalzit, Dolomit, Kaolinit und Chlorit sollte man in Betracht ziehen, daß im Kern PS2212-3 die Gehalte häufig in der Nähe der Nachweisgrenze von 1-2 % liegen und damit das Programm sie nicht mehr erkennt (Werte=0). Auch wird deutlich, daß die Bestimmung bei denjenigen Mineralen am schwierigsten ist, deren Beugungsreflexe sich gegenseitig überdecken (z.B. 3,34 Å -> Silikate, 7 Å -> Kaolinit & Chlorit; Tab. 4). Mit einem Verfahren von Cook et al. (1975) berechneten Dalrymple & Maass (1987) für den Mittelwert von Tonfraktionsproben vom Alpha-Rücken (Abb. 2) ähnliche oder schlechtere Standardabweichungen (z.B. für 19 Proben Mom/ Illit/ Glimmer-Gruppe $48\pm 7\%$, Kaolinit $14\pm 6\%$, Chlorit $13\pm 3\%$, Quarz $6\pm 2\%$, Kalzit $4\pm 8\%$, Dolomit $1\pm 2\%$). Der Tabelle 4 sind außerdem noch Statistikwerte für die Verhältnisse Quarz zu Feldspat und Kalifeldspat zu Plagioklas beigefügt. Hier werden die Beugungsreflexerkennung der Auswerteprogramme PROFIL und

MacDiff verglichen (vgl. Kap. 2.6.1, 2.7; Petschick et al. 1996). Die Unterschiede entstehen dabei durch die unterschiedliche Festlegung der Untergrundlinie in beiden Programmen. Das Qz/Fsp-Verhältnis wird davon wesentlich stärker als das Kfs/Plg-Verhältnis beeinflusst.

2.6.4 Interpretation der Ergebnisse mit QUAX

Um die in den Tabellen 2, 3 und 4 gemachten Fehlerangaben zu interpretieren, ist es wichtig, sie zusammen mit den tatsächlichen Gehalten der einzelnen Minerale zu betrachten (siehe z.B. die QUALIT-Liste in Abb. 15). Da die angegebenen P-Werte (Tab. 3, 4) dabei manchmal in der Größenordnung des berechneten Mineralgehaltes liegen, sollten diese Auswertungen mit Vorsicht betrachtet werden. Im Rahmen dieser Arbeit sind jedoch mehrere Kontrollmechanismen vorhanden.

Für mehrere der wichtigsten Minerale wurden Eichkurven erstellt. Minerale wie Quarz, Kalzit und Montmorillonit konnten somit einer zusätzlichen Bestimmung unterzogen werden. Für Kalzit und Dolomit werden die Gehalte zusätzlich über die Elementaranalyse und das Verhältnis der Hauptbeugungsreflexe berechnet (Tab. 5; vgl. Kap. 2.5.2). Dabei wurde auf die Einschränkungen, die diese Vorgehensweise in Bezug auf die unterschiedliche Stärke der beiden Beugungsreflexe in Abhängigkeit von der Texturierung besitzt, geachtet (vgl. dazu Griffin 1971). Die in den untersuchten Proben vorhandenen niedrigen Mengen an Kalzit und Dolomit verringern den Einfluss, den die Texturierung auf den primären Kalzitbeugungsreflex bei 3,035 Å hat. Da die von Griffin (1971) vorgeschlagenen sekundären Beugungsreflexe durch Tonmineralbeugungsreflexe überlagert werden, wird in dieser Arbeit vereinfacht das Intensitätsverhältnis der primären Kalzit- und Dolomitbeugungsreflexe zur Unterscheidung verwendet (3,035 und 2,886 Å).

Ein weiterer Schritt ist die Bestimmung des Mineralgehaltes in der Silt- und Tonfraktion. Sie machen bis zu 90 % des Sediments aus. Da die Siltfraktion nur wenige Phyllosilikate enthält und schon ursprünglich eine für die Auswertung günstige Korngröße besitzt, sind hier die Fehler, wie sie von QUAX ausgegeben werden, besonders niedrig. Aufgrund zu geringer Probenmengen waren jedoch keine Doppelmessungen möglich. Die Bestimmung der Tonmineralogie unterliegt insbesondere bei der semiquantitativen Angabe von Prozentwerten größeren Fehlern (vgl. Kap. 2.7). Dennoch soll versucht werden, über die Kenntnis der Mineralogie einzelner Fraktionen auf die Gesamtmineralogiezusammensetzung zu schließen und das QUAX-Ergebnis damit zu vergleichen (siehe Kap. 4, 7.1).

Anmerkung zur Nomenklatur betreffs Montmorillonit und Smektit: Beide Begriffe werden in der Literatur teilweise für die gesamte Gruppe der aufweitbaren Schichtsilikate benutzt (vgl. Moore & Reynolds Jr. 1989; Heim 1990). Einzelne Bearbeiter verwenden wiederum diese Begriffe für eine spezifische Gruppe von Mineralphasen innerhalb dieser großen Gruppe. In dieser Arbeit wird **Montmorillonit** innerhalb der Analyse und der Ergebnisdarstellung der **Gesamt- und Siltmineralogie** verwendet, da die in der QUAX-Datenbank integrierten Reinstphasen alle als Montmorillonite bezeichnet waren (siehe Anhang D).

Dagegen wird **Smektit** als Gruppenbezeichnung aller aufweitbaren Tonminerale gebraucht, die nach der Glykolbehandlung der **Tonfraktion** einen Beugungsreflex bei 17 Å aufweisen (vgl. Kap. 2.7.2). Auch die Nutzung des Begriffes Illit ist vielfältig. Illit wird in dieser Arbeit für die Gesamt- und Siltfraktionsanalyse wie für die Ton-

2. Methodik

fraktionsanalyse verwendet. Der Begriff Illit wurde von Grim et al. (1937) als Sammelbegriff für alle Glimmer-ähnlichen Minerale in der $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion (in dieser Arbeit: Tonfraktion) eingeführt. Illite ist aber auch ein bestimmtes Mineral: "ein nicht aufweitbarer K-Glimmer mit Ladungsdefizit" (S.41; Heim 1990) und kann damit auch in größeren Fraktionen vertreten sein. Moore & Reynolds Jr. (1989) definieren das Mineral Illit als ein Endglied in einer Mischreihe, dessen anderes Endglied durch ein aufweitbares also z.B. Wasser oder Kationen aufnehmendes Tonmineral repräsentiert ist (z.B. Smektit, Vermikulit). Alle Zwischenstadien dieser Mischreihe können als "mixed layer" bezeichnet werden (Moore & Reynolds Jr. 1989).

Messung	Probenpreparation	Bereich	Schrittweite
Gesamtprobe, Siltfraktion	untexturierte Pulverpräparate, Presstabletten	3-100	0.02
Tonfraktion	texturiertes Filterpräparat	2-18	0.02
>18 h glykoliert	texturiertes Filterpräparat	2-40	0.02
Detailaufnahme	texturiertes Filterpräparat	28.5-30.5	0.005

Gesamtprobe Silt- u. Tonfraktion	Quarz (3.34,4.26) Feldspäte (3.24,3.18) Qz/Fsp (4.26/(3.24&3.18)) Kalzit (3.035), Dolomit (2.89)
Tonfraktion	OLEM (30-22 glyk, 11-12.5) Smektit (17 glyk), Illit (10, 5, 4.5) Kaolinit (7, 3.58), Chlorit (7, 3.54)

Tab. 5: Zusammenstellung der Meßparameter auf den Philips Röntgendiffraktometern für die Gesamtmineral- und Tonmineralanalyse. Dazu werden die in allen Fraktionen und die speziell in der Tonfraktion verwendeten Mineralbeugungsreflexe aufgelistet. Die geordneten, geschichteten aufweitbaren Tonminerale (Ordered Layered Expandable Minerals, OLEM; Reynolds Jr. 1970) werden als besondere Gruppe zusätzlich zur Gruppe der aufweitbaren Tonminerale (Smektit) geführt. Die Illit-Gruppe schließt die Illit/ Montmorillonit - Wechsellagerungen mit einem Beugungsreflex nahe 10 \AA ein. Der Meßbereich ist in Winkel $^{\circ}2\theta$ und die Schrittweite in $^{\circ}2\theta$ pro Sekunde für die Gesamtmineralogie und in $^{\circ}2\theta$ pro zwei Sekunden für die Tonmineralogie angegeben.

Bei der Bestimmung von Illit in der **Gesamt- und Siltfraktionsanalyse** wird keine Aussage über die Chemie dieses Minerals gemacht, also die speziellere Definition als einzelnes Mineral nicht verwendet. Der Begriff wurde vielmehr von den benutzten Mineralstandards übernommen. Genauere Informationen über deren Herkunft aus u.a. Tonschiefern finden sich im Anhang D und bei Stroh (1988). In der Tonfraktion umfaßt die Mineralgruppe Illit alle Minerale mit einem basalen Beugungsreflex bei 10 \AA .

2.7 Bestimmung der Tonmineralvergesellschaftung

2.7.1 Probenpräparation

Ein entscheidender Faktor bei der Messung von Proben mit dem Röntgendiffraktometer ist die gleichmäßige Herstellung der Präparate, die einzig die Vergleichbarkeit und Reproduzierbarkeit verschiedener Messungen sicherstellt. Im Falle von Tonmineralpräparaten hat sich dabei die Methode nach Lange (1982) bewährt. Durch den geringen Anteil an Karbonaten und biogenem Opal in den Sedimenten des Eurasischen Beckens konnte jedoch auf weitere chemische Behandlungen zum Herauslösen der beiden genannten Phasen verzichtet werden (vgl. Berner 1991; Stein et al. 1994b; Letzig 1995). Die Probenpräparation und Meßparameter werden von Ehrmann et al. (1992) und Petschick et al. (1996) detailliert beschrieben und für diese Arbeit übernommen (vgl. Tab. 5, 6).

2.7.2 Semiquantitative Bestimmung der Tonmineralgehalte

Die genaue Angabe von Prozentanteilen entsprechend der Gewichtsanteile ist für Tonminerale aufgrund ihrer Variabilität in Struktur und Chemismus extrem schwierig. Daher werden für die Berechnung unter der Annahme, daß die Tonminerale 100 % der Tonfraktion stellen, verschiedene empirisch ermittelte Faktoren auf die Flächen der in Tabelle 5 gelisteten Tonmineralbeugungsreflexe angewendet. Für quartäre Sedimente der Nordmeere und des Arktischen Ozeans wurden bisher mindestens vier verschiedene Berechnungsgrundlagen eingesetzt (Tab. 6). Entscheidende Unterschiede ergeben sich dabei aus der Trennung von Kaolinit und Chlorit über die Beugungsreflexe dritter Ordnung von Chlorit (4,72 Å) oder zweiter Ordnung von Kaolinit (3,58 Å) und vierter Ordnung von Chlorit (3,54 Å). Die aus dieser Trennung errechneten Anteile werden dann auf den den beiden Mineralgruppen gemeinsamen Beugungsreflex bei 7 Å angewendet, der wiederum mit den anderen Tonmineralbeugungsreflexen verglichen wird.

Bearbeiter	Smektit (17 Å)	Illit (10 Å)	Kaolinit (K) (7 Å)	Chlorit (C) (7 Å)	Trennung von K/C
z.B. Biscaye 1964, 1965, Stein et al. 1994b, Nürnberg et al. 1994, 1995a, Rossak 1995 Wahsner 1995, Wahsner et. 1996, diese Arbeit	1	4	2 * Anteil des 7 Å Beu- gungs- reflexes	2 * Anteil des 7 Å Beu- gungs- reflexes	3,58/3,54 Å
Pearson 1990, Elverhøi et al. 1995a Andersen et al. 1996	0,5	1	Fläche 7 Å (K/C+1)	Fläche 7 Å (C/K+1)	3,58/3,54 Å
Berner 1991, Hebbeln & Berner 1993	1	4	2* (7Å-Fläche – Chlorit)	2* (7Å-Fläche – 2*4,72 Å)	4,72 Å
Lange 1982, Letzig 1995, Dethleff 1995a	1	4	7Å-Fläche – Chlorit	3,4* 4,72 Å Fläche	4,72 Å

Tab. 6: Unterschiedliche Berechnungsfaktoren für die Tonmineralanteile in Sedimenten der Nordmeere und des Arktischen Ozeans. Bei der Methode nach Pearson (1990) werden außerdem die Minerale der OLEM-Gruppe von der Smektit- und Illitgruppe unterschieden.

Wie Elverhøi & Rønningsland (1978) mit einer Mischreihe aus Kaolinit von Spitzbergen und Chlorit von Bornholm zeigen, können mit der Detailaufnahme um 3,5 Å

2. Methodik

nutzbare Ergebnisse erreicht werden. Dies gilt insbesondere, wenn man Änderungen des Beugungsreflex-Verhältnisses zur Interpretation der Herkunft dieser Tonminerale verwendet und nicht absolute Gewichtsprozent berechnet (siehe auch Tab. 7). Sie raten insbesondere zur Vorsicht, wenn man den Chemismus der beiden Tonminerale, z.B. in einer wenig erforschten Region, nicht kennt. Berner (1991) hat seine Faktoren für die Chloritbestimmung aus dem Intensitätsverhältnis von Chlorit 7 und 4,72 Å-Beugungsreflexen Kaolinit-freier Proben ermittelt. Während alle Berechnungsmethoden einen recht einheitlichen Anteil der Smektit- und Illit-Gruppen ergeben (Abb. 18) - bei Pearson wird der Illitanteil aufgrund der Höherbewertung von Kaolinit und Chlorit erniedrigt -, schwanken die Kaolinit- und Chloritwerte stark und zeigen sogar einen gegensätzlichen Trend, je nachdem, ob man den 4,72 Å Chloritbeugungsreflex oder die Beugungsreflexdoublette bei 3,5 Å nutzt. Betrachtet man die Unterschiede im Chlorit 4,72 Å / 3,54 Å-Beugungsreflexverhältnis (Abb. 18), so kann ein Grund für diese Variabilität erkannt werden. Ein veränderter Chemismus des Chlorits - entscheidend ist dabei der Eisengehalt - aufgrund wechselnder Herkunftsgebiete ist vermutlich der Auslöser (Abb. 18). Diese Änderungen treten mit zunehmender Tiefe bzw. Alter im Kern nicht erratisch, sondern nach einem bestimmten Muster auf und sind ein Hinweis auf unterschiedliche Herkunftsgebiete.

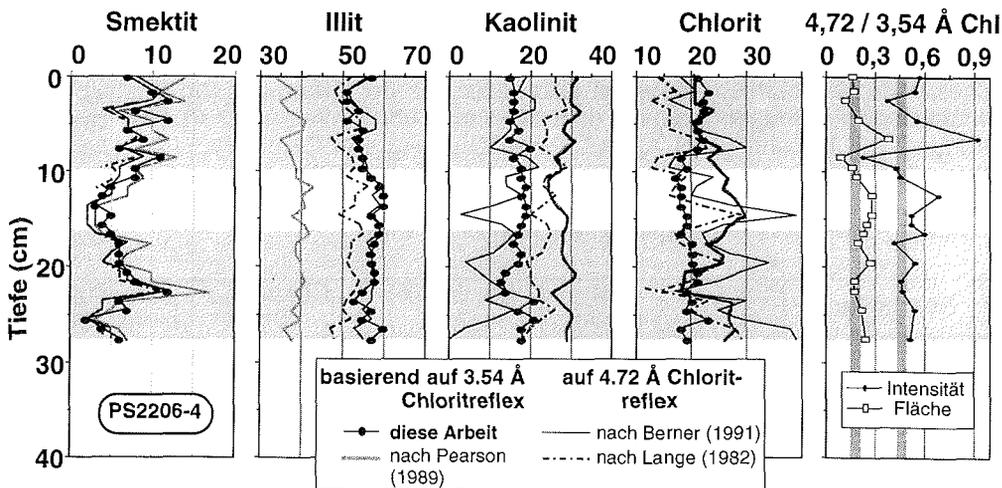


Abb. 18: Auswertung der Tonmineralogie des Kerns PS2206-4 vom westlichen Gakkel-Rücken mit allen in Tabelle 7 genannten Berechnungsmethoden. Die grauen Streifen im 4,72/ 3,54 Å-Graphen beschreiben die Verhältnisse für Beugungsreflexintensität und integrierte Fläche, bei denen mehrere Berechnungsverfahren ähnliche Werte für Chlorit und Kaolinit erzielen. Die grau schattierten Flächen stehen für die Sauerstoffisotopenstadien 1 und 3 als bestimmte, wärmere Zeitintervalle des jüngsten Quartärs (siehe Kap. 3).

Da in vielen Arbeiten über Sedimente des Arktischen Ozeans für die Berechnung der Tonmineralprozentanteile die Faktoren und die Kaolinit/Chlorit- Unterscheidung nach Biscaye (1964, 1965) angewendet wurden (u.a. Silverberg 1972; Naugler et al. 1974; Darby 1975; Naidu et al. 1975; Clark et al. 1980; Naidu & Mowatt 1983; Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989; Nürnberg et al. 1994; Stein et al. 1994b; Wahsner 1995; Wahsner et al. 1996, in Vorb.), soll diese Methode für die

vorliegende Arbeit beibehalten werden. Auch ist sie in der internationalen Literatur weit verbreitet (siehe Chamley 1989 und Fallbeispiele darin). Wie Abbildung 18 zeigt, bewirken die mit den Biscaye-Faktoren errechneten Tonmineralanteile wesentlich gleichmäßigere Kurven für Chlorit und Kaolinit. Der gewählte Kern PS2206-4 wurde am Gakkel-Rücken auf ca. 86° N und aus ca. 3000 m Wassertiefe gewonnen. Die Kernposition wird durch Trübeströme und Bodentransport nicht beeinflusst (Kap. 1.2; Fütterer 1992). Eine geschlossene Eisdecke ist rezent vorhanden und kann für das letzte Glazial angenommen werden. Somit sollten keine starken Änderungen in den Tonmineralgehalten zu erwarten sein, wie es sich auch im Verlauf der Illitkurve andeutet. Bei Smektit muß man in diesem Fall den Maßstab beachten. Die starken Fluktuationen der Chlorit- und Kaolinitkurven können daher auf die Schwankungen im Chloritchemismus und damit des 4,72 Å Beugungsreflexes zurückgeführt werden.

Rossak (1995) bemerkt hierzu in einer Arbeit zur Tonmineralogie von Oberflächensedimenten der Laptew-See kritisch, daß die ursprünglichen Biscaye-Faktoren unter Einsatz einer fixen Divergenzblende ermittelt wurden. Diese produziert eine ungleichmäßige Bestrahlung der Probenoberfläche, so daß bei niedrigen Glanzwinkeln höhere Intensitäten anfallen. Die in dieser Arbeit verwendeten Beugungsreflexe von Smektit und Illit liegen in dem stärker bestrahlten Abschnitt (Abb. 12; Tab. 5, 6). Rossak (1995) stellt beim Vergleich der Ergebnisse zwischen fixer und variabler Divergenzblende eine Erhöhung der Smektit- und Illitanteile in der Tonfraktion um im Mittel 6 bzw. 3 % und eine Erniedrigung der Kaolinit- und Chloritanteile um 3 bzw. 6 % fest. Allein für Smektit ergibt sich jedoch eine konstante Erhöhung der Werte mit zunehmendem Gehalt (Steigung der Korrelationsgraden: ca. 1,4; Rossak 1995). Auch Dalrymple & Maass (1987) berichten von ähnlich unterschiedlichen Ergebnissen zwischen der Berechnung mit Biscaye-Faktoren und der Methode nach Cook et al. (1975: Illit im Mittel + 9 %, Chlorit - 5 %).

	Sm	Ill	Kao	Chi	K/C	Sm/Kao	Ill IB	Qz/Fsp
Meßbereich	2-13 (%)	40-71 (%)	4-31 (%)	14-23 (%)	0,3- 1,14	0,16- 0,84	0,37- 0,49	0,49 1,00
MaxAb	5	7	2	3	0,07	0,19	0,11	0,22
S	±2,05	±2,49	±1,38	±2,43	±0,03	±0,09	±0,04	±0,11
Anzahl	17	17	16	16	16	15	17	10

Tab. 7: Ergebnisse von Doppelmessungen an Tonmineralpräparaten aus oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Beckens: Standardabweichungen S (% absolut) und maximale Abweichung (Max. Ab.). Sm->Smektit, Ill->Illit, Kao->Kaolinit, Chlo->Chlorit, K/C->Verhältnis der Beugungsreflexintensitäten von Kaolinit (3,58 Å) zu Chlorit (3,54 Å), Ill IB-> Illit-Integralbreite des 10 Å-Beugungsreflexes, Qz/Fsp ->Verhältnis der Fläche des Quarzbeugungsreflexes bei 4,26 Å und der Summe der Flächen der Feldspatbeugungsreflexe bei 3,24 und 3,18 Å.

Bei sorgfältiger Präparation wird eine gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse erreicht (vgl. Berner 1991). Als generelle Richtlinie kann die Angabe von Moore & Reynolds Jr. (1989) gelten, die eine Standardabweichung von ± 5 % für eine Tonmineralgruppe mit ≥ 20 % Tonfraktionsanteil annehmen. Bei zufällig ausgewählten, zweifach präparierten Tonmineralanalysen dieser Untersuchung konnte eine etwas bessere Standardabweichung erreicht werden (Tab. 7). In der Tabelle werden weitere Parameter aus der Tonmineralanalyse bewertet: errechnete Tonmineralanteile, Beugungsreflexverhältnisse der Tonminerale sowie von Nichttonmineralen

2. Methodik

und die Form eines Beugungsreflexes (Integralbreite), die Aufschlüsse über die Kristallinität des Tonminerals gibt (Diekmann et al. 1996; Petschick et al. 1996). Es läßt sich ablesen, daß die errechneten Tonmineralanteile stärkeren Schwankungen unterliegen als die reinen Beugungsreflexdaten wie das K/C-Verhältnis.

2.8 Verwendbarkeit der Ergebnisse aus der Röntgendiffraktometrie

Abschließend gilt festzustellen, daß alle Prozentangaben aus röntgenographischen Methoden als bestmögliche Annäherung an den Istwert zu verstehen sind. Interpretierbare Schwankungen sollten sich daher durch Veränderungen weit über den Fehlergrenzen und/ oder an mehreren aufeinanderfolgenden Datenpunkten auszeichnen. Als Fehlergrenzen für interpretierbare Fluktuationen werden in dieser Arbeit die einfachen Fehler (Standardabweichung absolut, 1σ -Fehler) verwendet. Desweiteren werden Verhältnisse zwischen Beugungsreflexen eines unbekanntes Minerals und des Standards oder zwischen zwei unbekanntes Mineralen oder Mineralgruppen (z.B. Qz/Fsp) dargestellt, da diese nicht nur direkt auf die Originalmessung zurückführbar sind, sondern auch Rückschlüsse auf Änderungen der Mineralvergesellschaftungen zulassen.

Ein gutes Beispiel hierfür ist der in dieser Arbeit verwendete "Pyroxenindex". Der **Pyroxenindex (Pyxindex)** als Maß für den relativen Gehalt von Pyroxenen in einer Probe vertritt in den Graphiken die Gruppe der Spurenminerale und wurde zur Präsentation gewählt, da Pyroxene in den Lieferregionen in bestimmten, eng begrenzten Gebieten besonders stark vertreten sind (siehe Kap. 4). Der Pyroxenindex ist die integrierte Fläche unter den Beugungsreflexe zwischen 3,0 und 2,92 Å (vgl. Abb. 12). Dabei wird hier davon ausgegangen, daß diese vorrangig von Pyroxenen gestellt werden. Die Größe der integrierten Fläche ist von der Strahlungsintensität der Röntgenröhre abhängig. Während die Proben eines Kerns in einer Meßkampagne und damit nahezu gesichert mit gleichbleibender Röntgenintensität gemessen wurden, können die absoluten Werte des Pyroxenindexes zwischen den Kernen nicht verglichen werden, da sie teilweise sogar mit verschiedenen Röhren gemessen wurden. Die relativen Schwankungen können jedoch verglichen werden (siehe Pyxindex/ **Korund**-Verhältnis). Während der Pyroxenindex für jede Probe erhoben werden kann, übersteigen die Pyroxengehalte der Gesamtprobe seltener die Nachweisgrenze von QUAX. Auch kann QUAX zumeist nur eine Pyroxenvarietät erkennen, obwohl bekannt ist, daß Orthopyroxene und Klinopyroxene in Sedimenten des Arktischen Ozeans koexistieren (Schwermineralanalysen: Behrends et al 1996).

3. Stratigraphie

Die stratigraphische Einstufung der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Kerne erfolgte mittels absoluter AMS- ^{14}C -Datierung, stabiler Isotopen an planktischen Foraminiferen, Paläomagnetik, ^{10}Be - und $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Daten, der Bestimmung von Aminosäurenepimerisation und Elektronenspinresonanz am Karbonat planktischer Foraminiferen, dem vereinzelt Vorkommen von Coccolithen und kalkigen benthischen Foraminiferen sowie über die Korrelation verschiedener Sedimentparameter mit bereits datierten Kernen der Region.

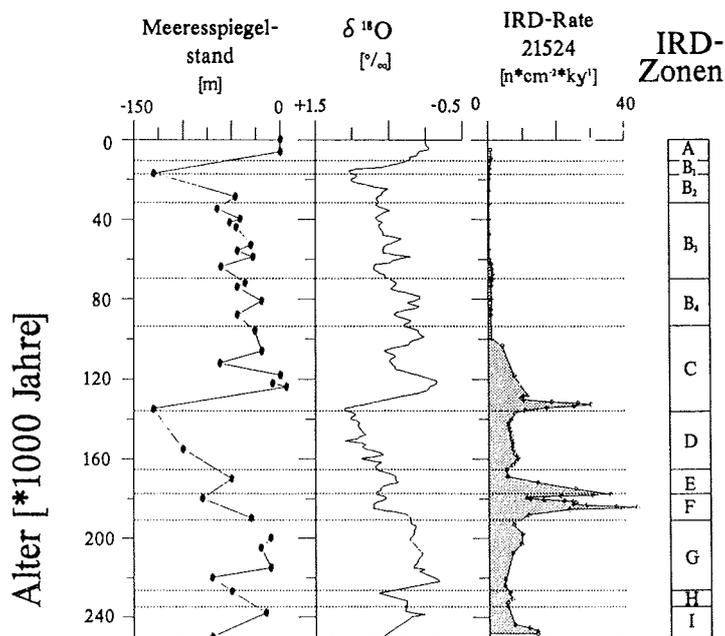


Abb. 19: Meeresspiegelschwankungen (Chappell & Shackleton 1986), Änderungen der mittleren Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Meerwassers (\cong globaler Eiseffekt) ermittelt aus Sauerstoffisotopenwerten von benthischen Foraminiferen in der Norwegen-Grönland-See kombiniert mit Pazifikkernen (Vogelsang 1990), IRD-Rate der Fraktion $>500 \mu\text{m}$ im Kern PS(2)1524-2 und IRD-Zonenstratigraphie (aus: Kubisch 1992).

Die durch AMS- ^{14}C -Datierungen gestützte Sauerstoffisotopenstratigraphie gilt heute als Standardverfahren zur Alterseinstufung mariner Sedimente. Sie beruht in erster Linie auf den Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes im Meerwasser, die auf Veränderungen der Eisschilde im Glazial/ Interglazial-Wechsel zurückgehen und bei der Kalzifizierung von Foraminiferen aufgezeichnet werden (Abb. 19; Imbrie et al. 1984; Martinson et al. 1987).

Im Gegensatz zu Meeresgebieten niedrigerer Breiten steht im Arktischen Ozean meist nur die pelagische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) für eine durchgehende Isotopenstratigraphie zur Verfügung. Aufgrund der geringen

3. Stratigraphie

Produktivität des Arktischen Ozeans (Subba Rao & Platt 1984) und starker Verdünnung durch terrigenes Material ist die Häufigkeit von Gehäusen im Sediment eher gering. Die Karbonatschalen werden weiterhin aufgrund beginnender Karbonatlösung in den tiefen Becken sowie durch aggressive Bodenwässer an den Kontinentabhängungen teilweise nur schlecht erhalten (vgl. Kap. 1.3). Horizonte ohne oder mit nur schlecht erhaltenen Schalen sind daher in Sedimenten des Arktischen Ozeans weit verbreitet. So beinhalten z.B. die Kastenlotkerne PS2185-6 und PS2200-5 weite Abschnitte ohne Foraminiferengehäuse (Abb. 20). Diese Armut an verwertbaren Faunenresten erstreckt sich nicht nur auf planktische Foraminiferen, sondern auf alle Mikrofossilien. Außerdem ist die Artenvielfalt im Arktischen Ozean aufgrund der extremen Lebensbedingungen stark eingeschränkt. Einer stratigraphischen Gliederung über Faunenvergesellschaftungen sind damit enge Grenzen gesetzt.

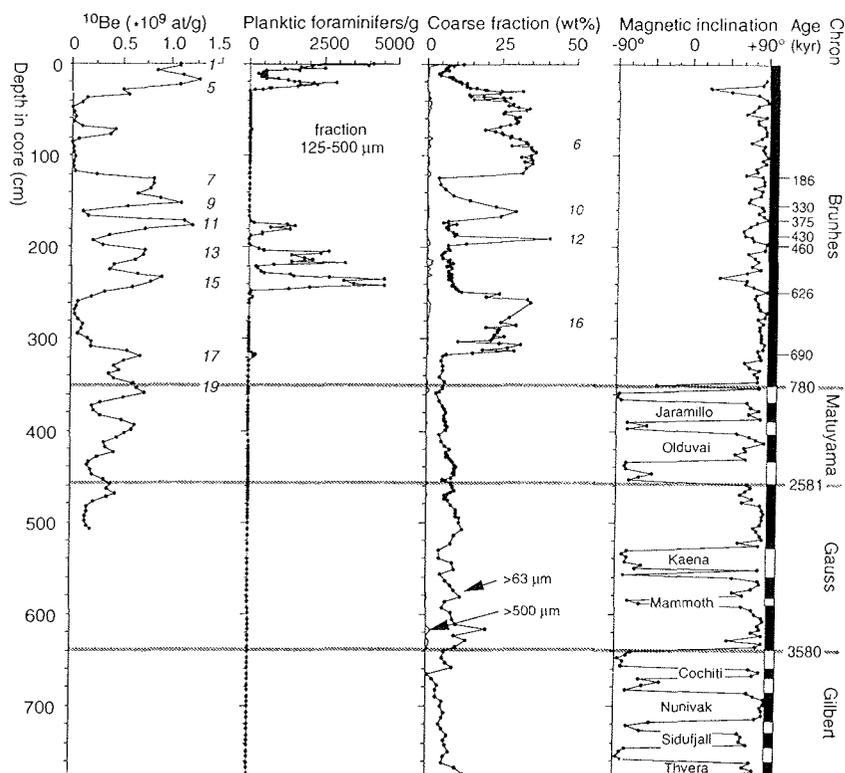


Abb. 20: Stratigraphie, Grobfraktions- und planktische Foraminiferengehalte vom Großkastengreifer PS2185-3 und Kastenlotkern PS2185-6 vom Lomonosow-Rücken (aus: Spielhagen et al. eingereicht; vgl. Nørgaard-Pedersen 1996).

Die obersten Kernabschnitte wurden mittels AMS- ^{14}C -Messung an ca. 2000 Gehäusen von *N. pachyderma* (sin.) absolut datiert. Für konventionelle ^{14}C -Datierungen können Muschelschalen, Holz- und Pflanzenreste oder das Gesamtsediment genutzt werden. Bei letzteren muß mit der Zumischung älteren Kohlenstoffmaterials und damit einer zu alten Datierung gerechnet werden (z.B. Kuptsov & Lisitsin 1996).

und Zitate darin). Die AMS- ^{14}C -Methode und die konventionellen ^{14}C -Messungen können für die letzten ca. 40.000 Jahre angewendet werden. Für die in dieser Arbeit gemachten Angaben wurde eine ^{14}C -Reservoirkorrektur von 440 Jahren verwendet (Mangerud & Gulliksen 1975). Die in der Arbeit weitestgehend verwendeten Altersangaben beziehen sich auf diese kalibrierten ^{14}C -Jahre und werden in tausend Jahren (= ka) angegeben.

PS2200-2		PS2212-5	
Tiefe (cm)	^{14}C -Alter	Tiefe (cm)	^{14}C -Alter
0	5615±60	0	-
3,5	11450±85	6,5	2900±55
6,5	20120±150	13,5	6165±60
8,5	27020±280	15,5	6405±60
10,5	32460±460	18,5	9780±75
14,5	>34870	26-29	? 5535
16,5	? 28270		

Tab. 8: AMS- ^{14}C -Datierungen der oberflächennahen Sedimente (GKG PS2200-2 und PS2212-5; Nørgaard-Pedersen 1996). Die Alter sind Reservoir-korrigiert (440 a). ? -> umgekehrte Alters-Tiefenbeziehung, sie sind daher fraglich (Bioturbation etc.), > weist auf ein infinites Alter hin (mit der ^{14}C -Methodik nicht mehr erfaßbar).

Es wird davon ausgegangen, daß *N. pachyderma* (sin.) das Sauerstoffisotopensignal im Gleichgewicht mit dem sie umgebenden Wasser aufzeichnet (Charles & Fairbanks 1990). Sie verändert jedoch ihren Habitat in Abhängigkeit von der Eisbedeckung und der Zusammensetzung des Wassers (Carstens & Wefer 1992). Im Arktischen Ozean führt dies aufgrund der stabilen Schichtung der Wassermassen (Kap. 1.3) zu sehr unterschiedlichen Sauerstoffisotopenwerten in Oberflächensedimenten (Köhler 1992). Neuste Untersuchungen zeigen, daß *N. pachyderma* (sin.) auf diese unterschiedlichen Bedingungen mit einem zusätzlichen Vitaleffekt reagiert, der den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert um mehr als 1 ‰ verändern kann (Kohfeld et al. 1996; Bauch et al. 1997). Zusätzlich stören starke regionale Schmelzwasserereignisse die Aufzeichnung, so daß ein Vergleich der Sauerstoffisotopenkurven arktischer Sedimente mit der globalen Kurve nur bedingt möglich ist (vgl. Zahn et al. 1985; Aksu 1985; Morris 1988; Jones & Keigwin 1988; Köhler 1992; Stein et al. 1994a,c; Nørgaard-Pedersen 1996).

Da im Amerasischen Becken und im nördlichen Teil des Eurasischen Beckens sehr geringe Sedimentationsraten beobachtet werden (z.B. Clark et al. 1980, 1986; Aksu 1985; Aksu & Mudie 1986; Morris 1988; Pak et al. 1992; Stein et al. 1994c), die auf eine dicht geschlossene Eisdecke und/ oder Resuspension zurückgeführt werden, können ganze Sedimentationsabschnitte fehlen oder aufgrund von Bioturbation in der Form homogenisiert worden sein, daß z.B. einzelne Isotopenereignisse nicht mehr erkannt werden. Die niedrigen Sedimentationsraten führen gerade auf den topographischen Höhen zu vergleichsweise alten Oberflächensedimenten (Tab. 8: PS2200-2), die nicht unbedingt die heutige Situation widerspiegeln.

Unter Einfluß des Westspitzbergenstroms und im südwestlichen Eurasischen Becken konnten jedoch den globalen Kurven vergleichbare $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven gemessen werden (vgl. Abb. 4, 21; z.B. Jones & Keigwin 1988; Hebbeln 1991; Köhler 1992;

3. Stratigraphie

Hebbeln et al. 1994; Stein et al. 1994a,c; Elverhøi et al. 1995a; Nørgaard-Pedersen 1996). Hierfür mitverantwortlich sind die erhöhten Sedimentationsraten im südwestlichen Eurasischen Becken, die vermutlich aus offeneren Meereisbedingungen unter Einfluß des warmen Atlantikwassers und dem verstärkten Eintrag von Material aus den benachbarten, flachen und breiten Schelfgebieten resultieren. Untersuchungen in der Framstraße haben an der Sommereisrandlage einen hohen Fluß von Material zum Meeresboden ergeben, der mit einer Sommeralgenblüte gekoppelt ist (Berner & Wefer 1990; Hebbeln & Wefer 1991). Dadurch wird aber auch deutlich, daß die Foraminiferen gerade in den Gebieten, in denen das einströmende, warme Atlantische Wasser auf die Meereisdecke des Arktischen Ozeans trifft, sehr lokalen Ereignissen unterliegen und dementsprechend nicht immer das globale Signal der Oberflächenwassermasse aufzeichnen (vgl. Bauch et al. 1997).

Die Beeinflußung der Sauerstoffisotopenwerte durch Schmelzwasserereignisse und durch ins Oberflächenwasser gemischtes Süßwasser der sibirischen Flüsse verstärkt sich in im Arktischen Ozean in nordöstlicher Richtung (z.B. Spielhagen & Erlenkeuser 1994; Bauch et al. 1997). Da das Isotopensignal während der Kalzifizierung des Gehäuses in der gesamten oberen Wassersäule aufgenommen wird (50-200 m; Kohfeld et al. 1996; Bauch et al. 1997), und somit geringfügige Veränderungen des Oberflächenwassers nicht aufgezeichnet werden, können Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Werts im Sedimentkern dennoch als Ausdruck tiefgreifender ozeanographischer und klimatologischer Änderungen angesehen werden. Die aufgezeichneten Veränderungen sind vor allem der oberen Halokline des Arktischen Zwischenwassers zuzuordnen (vgl. Kap. 1.3).

Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Schalen wird durch Vitaleffekte nicht so stark überprägt (Kohfeld et al. 1996; Bauch et al. 1997). Daher ist der Verlauf der entsprechenden Kurven in den Sedimentkernen wesentlich mehr durch die globalen Entwicklungen geprägt. Der Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven in den Arktischen Sedimentkernen ist also ein wertvolles, stratigraphisches Werkzeug.

Neben der Isotopenstratigraphie wurden Magnetostratigraphie, ^{10}Be - und ^{230}Th -, Coccolithen oder Ostracoden-Stratigraphie im Eurasischen Becken bereits angewendet (z.B. Gard & Backman 1990; Eisenhauer et al. 1994; Cronin et al. 1995; Frederichs 1995 und enthaltene Zitate). Die Magnetostratigraphie ermöglicht die grobe Einstufung des Sediments anhand der Chronen vorwiegend normaler oder inverser Polarität (Zeitraumen: Millionen Jahre \rightarrow Ma) und zu bestimmten paläomagnetischen Ereignissen veränderter Polarität, die einige wenige tausend Jahre dauern können. Die magnetischen Eigenschaften eines Sediments (z.B. die magnetische Suszeptibilität) sind außerdem von der Sedimentzusammensetzung abhängig und können klimatische Schwankungen anzeigen. Sie werden häufig als Korrelationsparameter zwischen Kernen bekannten Alters und zu datierenden Kernen eingesetzt (z.B. Nowaczyk et al. 1994; Frederichs 1995; Stoner et al. 1995; Nürnberg et al. 1995b). Die Magnetostratigraphie benötigt wie die meisten anderen genannten Methoden zeitliche Fixpunkte im Sediment, vom dem aus die zeit- und/oder klimaabhängigen Schwankungen im Kern verfolgt werden können. Auf diese Weise kommt Frederichs (1995) für die Kerne PS2185-6 und PS2200-5 zu zwei ganz unterschiedlichen Altersmodellen mit ca. 570 ka als Minimalalter gegenüber ca. 5 Ma als Maximumalter. Schwankungen der ^{10}Be -Aktivität und des $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Gehaltes in Sedimenten der Framstraße und des südwestlichen Eurasischen Beckens zeigen eine Abhängigkeit von den klimatischen Veränderungen (z.B. Bohrmann 1991; Eisenhauer et al. 1994). Während Interglazialen werden erhöhte

^{10}Be -Aktivitäten beobachtet (Eisenhauer et al. 1990, 1994). Nach Eisenhauer et al. (1990, 1994) und Molnar (1995) hat ^{10}Be eine große Affinität zu Tonpartikeln, die ^{10}Be aus der Wassersäule absorbieren können ("Scavenging"). Die Sedimentation der Tonpartikel wird dann durch die Aktivität von Organismen beschleunigt. Sie filtern die Suspension und scheiden die Feinfraktion zu Kotpillen verklumpt wieder aus, die dann mit hoher Sinkgeschwindigkeit sedimentieren. Dieser Prozeß ist gerade an der Schelfeiskante besonders verstärkt (Berner & Wefer 1990).

Die Weltozeane besitzen aufgrund einer großen Verweilzeit in der Wassersäule eine relativ konstante Konzentration von ^{10}Be (Kusakabe et al. 1987), die nur durch den direkten Eintrag aus der Atmosphäre und dem Einstrom aus Flüssen mit großem Einzugsgebiet verändert werden können. Während im eisfreien Ozean hauptsächlich die Effektivität des "Scavenging" einen Einfluß auf die ^{10}Be -Sedimentation hat, werden im Arktischen Ozean weitere Faktoren für die relativ großen Schwankungen der ^{10}Be -Konzentration verantwortlich gemacht (vgl. Abb. 20; Eisenhauer et al. 1994; Molnar 1995).

Im Glazial verstärken sich wahrscheinlich eine höhere Sedimentation von grobkörnigen und wenig adsorbierenden Partikeln, die Isolation der Wassersäule von der Atmosphäre sowie ein reduzierter Austausch von Wassermassen zwischen dem Welt- und dem Arktischen Ozean zu einer starken Reduzierung der verfügbaren und sedimentierten ^{10}Be -Menge. Dagegen wird ein erhöhter ^{10}Be -Fluß im Interglazial aufgrund eines verbesserten Austausches mit der Atmosphäre und dem Weltozean, eines erhöhten Flußeintrages, und einer Freisetzung von im Gletschereis zwischengelagertem ^{10}Be während der Abschmelzphase angenommen. Dies führt in Kombination mit einem erhöhten Feinfraktionseintrag und verbessertem "Scavenging" bei verringerten Sedimentationsraten zu einer deutlich erhöhten ^{10}Be -Sedimentation. Das sedimentierte ^{10}Be kann jedoch auf exponierten topographischen Erhebungen durch das Wiederaufarbeiten von feinem Sediment z.B. durch stärkere Strömungen resuspendiert und damit nicht erhalten werden ("winnowing"). Auch für $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Daten müssen die beschriebenen Prozesse einschränkend in Betracht gezogen werden (Bohrmann 1991 und Zitate darin).

Die Coccolithenstratigraphie wurde an Sedimenten der Norwegen-Grönlandsee und der Framstraße geeicht und gibt zumindestens erste Hinweise auf die Interglazialstadien (Gard 1993). Palynologische Alterseinstufungen scheinen möglich (z.B. Aksu & Mudie 1986; Aksu et al. 1988; Nadina 1995; Mathiessen & Brenner 1996), sind aber im Eurasischen Becken noch nicht weitergehend eingesetzt worden.

Im Amerasischen Becken wurde von Clark et al. (1980) eine Lithostratigraphie entwickelt, deren beckenweit korrelierbare Grenzen im Laufe der Zeit datiert wurden (Clark et al. 1986). Es erscheint jedoch schwierig, auch aufgrund der geringen Sedimentationsraten im Amerasischen Becken, diese über den Lomonosow-Rücken hinweg ins Eurasische Becken fortzuführen (vgl. Morris et al. 1985; Morris 1988, Pak et al. 1992). Kubisch (1992) definierte eine Lithostratigraphie für das südwestliche Eurasische Becken anhand der IRD-Zusammensetzung (Abb. 19).

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß eine detaillierte stratigraphische Einstufung insbesondere längerer Sedimentkerne im nördlichen Eurasischen Becken äußerst kompliziert ist. Wegen der oben dargestellten Schwierigkeiten jenseits der ^{14}C -Datierungsgrenzen kann die Stratigraphie derzeit nicht mit der für marine Sedimente niederer Breiten gewohnten Genauigkeit erstellt werden.

3. Stratigraphie

3.1 Alter der oberflächennahen Sedimente

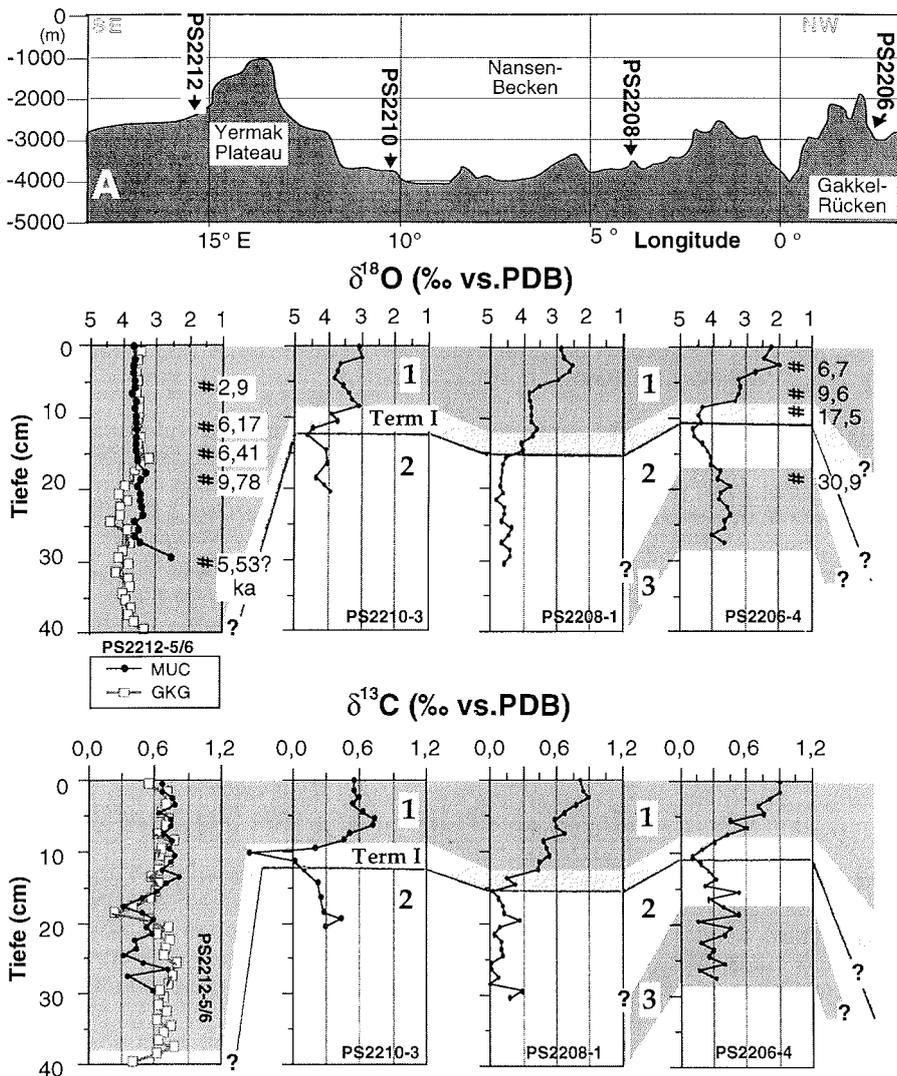


Abb. 21: Skizziertes bathymetrisches Profil und Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven der Kurzkerne im südwestlichen Eurasischen Becken (erweitert nach Stein et al. 1994c, Graustufen -> Isotopenstadien mit ungerader Zahl meist Inter-glazialzeiten, fettgedruckte Zahlen -> Isotopenstadien, # -> AMS- ^{14}C Datierungen an *N. pachyderma* (sin.); PS2212-5 aus: Nørgaard-Pedersen 1996).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven des Nansen-Beckens und vom Gakkel-Rücken zeigen einen den globalen Kurven ähnlichen Verlauf zwischen Isotopenstadium 1 und 3 (vgl. Abb. 19, 21). Auffallend sind die sich verringern den (isotopisch leichteren) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Oberflächenproben nach Norden. Die insgesamt drei Stufen in den Kurven

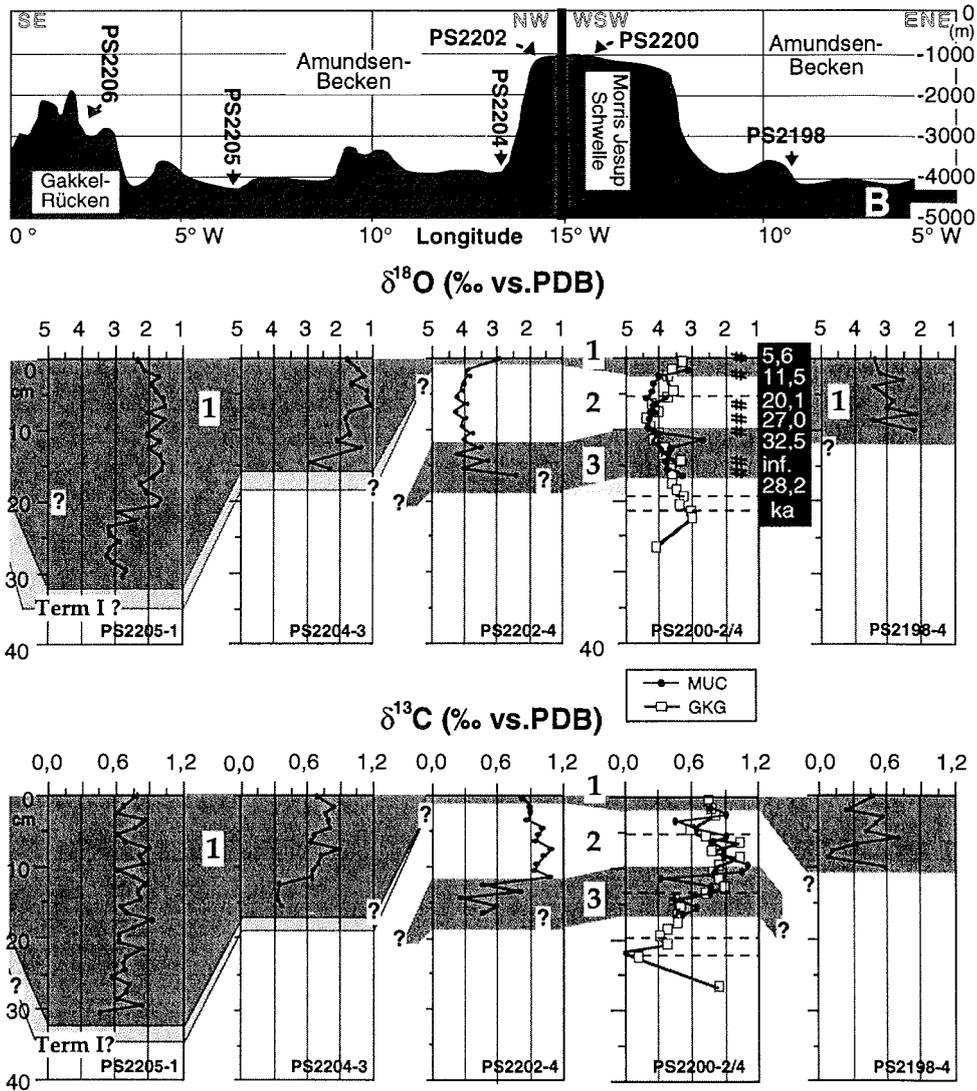


Abb. 22: Skizziertes bathymetrisches Profil und Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven der Kurzkerne im westlichen Eurasischen Becken (erweitert nach Stein et al. 1994c, Graustufen -> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale), fettgedruckte Zahlen -> Isotopenstadien nach Imbrie et al. 1984, # -> AMS-¹⁴C Datierungen an *N. pachyderma* (sin.), GKG PS2200-2 aus: Nørgaard-Pedersen 1996), helles Grau unterhalb Isotopenstadium 3 in PS2200-2/4-Graph und gestrichelte Linien beschreiben die Isotopenstratigraphie des GKG PS2200-2 gestützt auf AMS-¹⁴C Datierungen. Dieser Kern erreicht wahrscheinlich die Isotopenstadiengrenze 6/5 (Nørgaard-Pedersen 1996).

3. Stratigraphie

beim Übergang zwischen dem letzten glazialen Maximum (LGM/ mittleres Stadium 2) und dem Holozän (<10 ka) lassen sich möglicherweise als die Terminationsstufen I_{a-c} mit dem dazwischen liegenden, kälteren Jüngere-Dryas-Ereignis deuten (vgl. Broecker & Van Donk 1970; Duplessy et al. 1981; Mix & Ruddiman 1985; Kennett 1990; Bard & Broecker 1992). Während der Termination werden durch intensive Abschmelzprozesse der Welteisschilde große Mengen isotopisch leichtes Süßwassers in die Ozeane freigesetzt, die im Isotopensignal einen Eisefekt mit einer Verringerung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von bis zu 1,3 ‰ erzeugen (vgl. Abb. 19; z.B. Chappell & Shackleton 1986; Fairbanks 1989). Im AMS-¹⁴C datierten Kern PS2206-4 wird dieser globale Eisefekt mit einer Änderung um 2,6 ‰ während der Termination I deutlich überschritten (Abb. 21).

Da im Arktischen Ozean die heutigen Wassertemperaturen bereits nahe dem Gefrierpunkt des Meerwassers liegen und somit die Wassertemperaturen während des Glazials nicht wesentlich niedriger gewesen sein können, spiegelt diese stärkere Schwankung eine Salzgehaltsänderung wider (vgl. Stein et al. 1994c, Nørgaard-Pedersen 1996). Man kann von mehrfachen Schmelzwasserereignissen ausgehen, die die Salinität des Oberflächenwassers erniedrigt haben. Zu einem ähnlichen Schluß können die parallel auftretenden $\delta^{13}\text{C}$ -Minima führen. Die Frischwasserlinsen scheinen zu einer schlechteren Durchlüftung des Oberflächenwassers beigetragen zu haben. Der verminderte Austausch mit der Atmosphäre führt zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (vgl. Spielhagen & Erlenkeuser 1994; Stein et al. 1994a,c; Erlenkeuser et al. 1995; Nørgaard-Petersen 1996 und Zitate darin). Mittels der deutlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima können die Kerne im Arktischen Ozean sehr gut korreliert werden. Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bestätigen außerdem das konstante Vorhandensein von Eisbedeckung und Schmelzwasserlinsen, da sie gleichbleibend unter dem Wert des isotopischen Gleichgewichts Atmosphäre-Ozean liegen (+1,7 ‰ für *N. pachyderma* (sin.), Spielhagen & Erlenkeuser 1994).

Die im Süden erkannten Trends in den Sauerstoffisotopenkurven setzen sich nach Norden hin fort (Abb. 22). Im Holozän werden im Amundsen-Becken noch leichtere Werte als im Nansen-Becken aufgezeichnet (PS2204-3 und PS2205-1). Die höheren Werte der Oberflächenproben von der Morris-Jesup-Schwelle stellen nicht rezente Werte dar. Diese Oberflächenproben sind mindestens 5 bzw. 6 ka alt (Tab. 8; Nørgaard-Pedersen 1996; Schneider et al. 1996). Die Kerne der Morris-Jesup-Schwelle verdeutlichen bereits die zu Beginn des Kapitels angesprochenen Schwierigkeiten der Sauerstoffisotopenstratigraphie im Arktischen Ozean. Es treten z.B. vergleichsweise leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Isotopenstadium 3 auf, die bei einem Vergleich mit globalen Kurven eher auf das interglaziale Isotopenstadium 5 weisen würden. Aufgrund von Nicht-Sedimentation oder sogar Erosion sind auf der Morris-Jesup-Schwelle entscheidende $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen möglicherweise im Sediment nicht erhalten (vgl. Bergmann 1996). Fehlendes Karbonat verhindert hochauflösende Messungen im unteren Abschnitt der Kerne (vgl. Abb. 54). Im Vergleich zu den südlichen Kernen verzeichnen die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven einen umgekehrten Trend mit ausgesprochen hohen Werten während des Isotopenstadiums 2. In PS2200-4 scheint zumindestens ein kleines $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum am Ende des Isotopenstadiums 2 aufgezeichnet zu sein, das sich mit den südlicheren Kernen korrelieren läßt.

Die Korrelation der Sedimentkerne ist auch über fast alle in dieser Arbeit verwendeten Meßparameter möglich. Die hochauflösenden Meßreihen im Zentimeterabstand (vgl. Kap. 2) ermöglichen Korrelationen vermutlich zeitgleicher Abschnitte, die wesentlich kürzer als die Isotopenstadien sind (siehe auch Kap. 5).

3.2 Stratigraphie der Sedimentkerne

In diesem Kapitel sollen die Altersmodelle für die Kerne PS2445-4, PS2212-3, PS2200-5, PS2185-3/6, PS2174-4 und PS2474-3 vorgestellt werden. Während PS2212-3 über Magneto- und Isotopenstratigraphie sowie über die lithologische und sedimentologische Korrelation mit weiter südlich gelegenen Kernen recht gut stratigraphisch eingestuft wurde (vgl. Nowaczyk et al. 1994), erweist sich die Datierung der anderen Kerne als schwierig.

AMS-¹⁴C-Datierungen, Isotopenstratigraphie und die Korrelationspunkte bieten eine vergleichsweise hohe Anzahl von Altersfixpunkten in PS2212-3 (Abb. 23). Es ist daher möglich, kurzfristige Schwankungen der Linearen Sedimentationsrate (LSR) zu beobachten, wie sie für einen glaziomarinen Ablagerungsraum erwartet

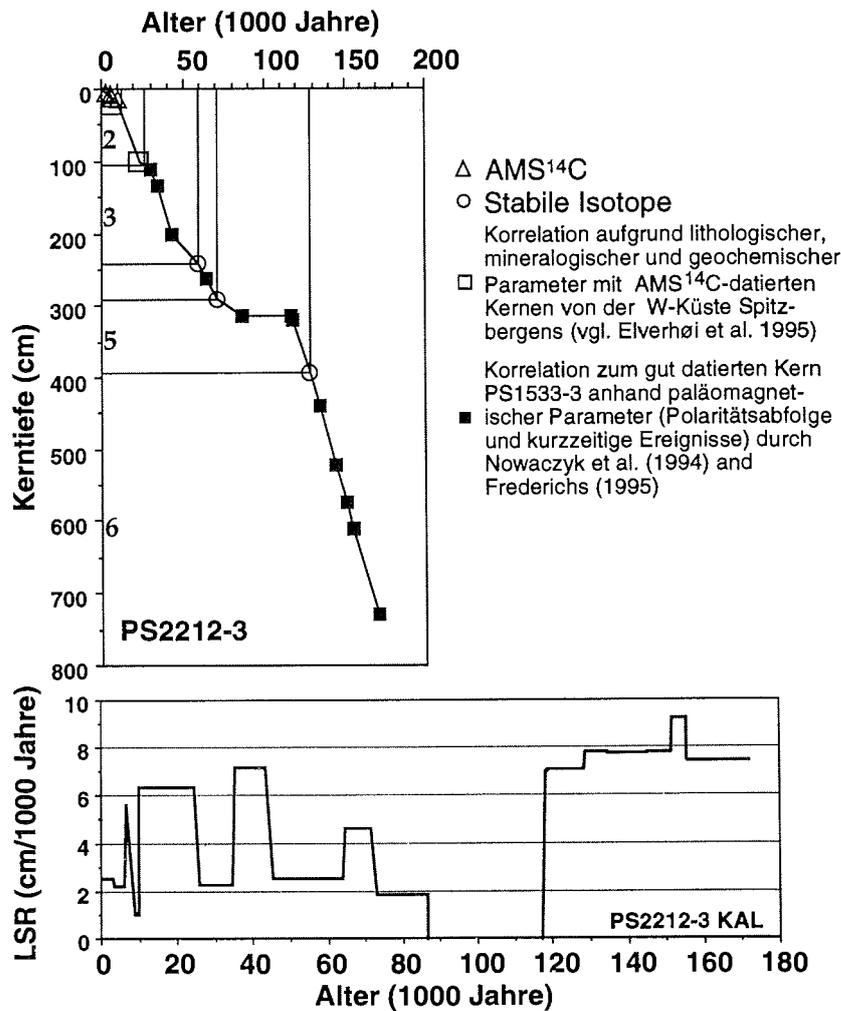


Abb. 23: Alters-Tiefen-Modell für PS2212-3 mit unterschiedlichen Altersfixpunkten und Darstellung der sich daraus ergebenden Linearen Sedimentationsrate.

3. Stratigraphie

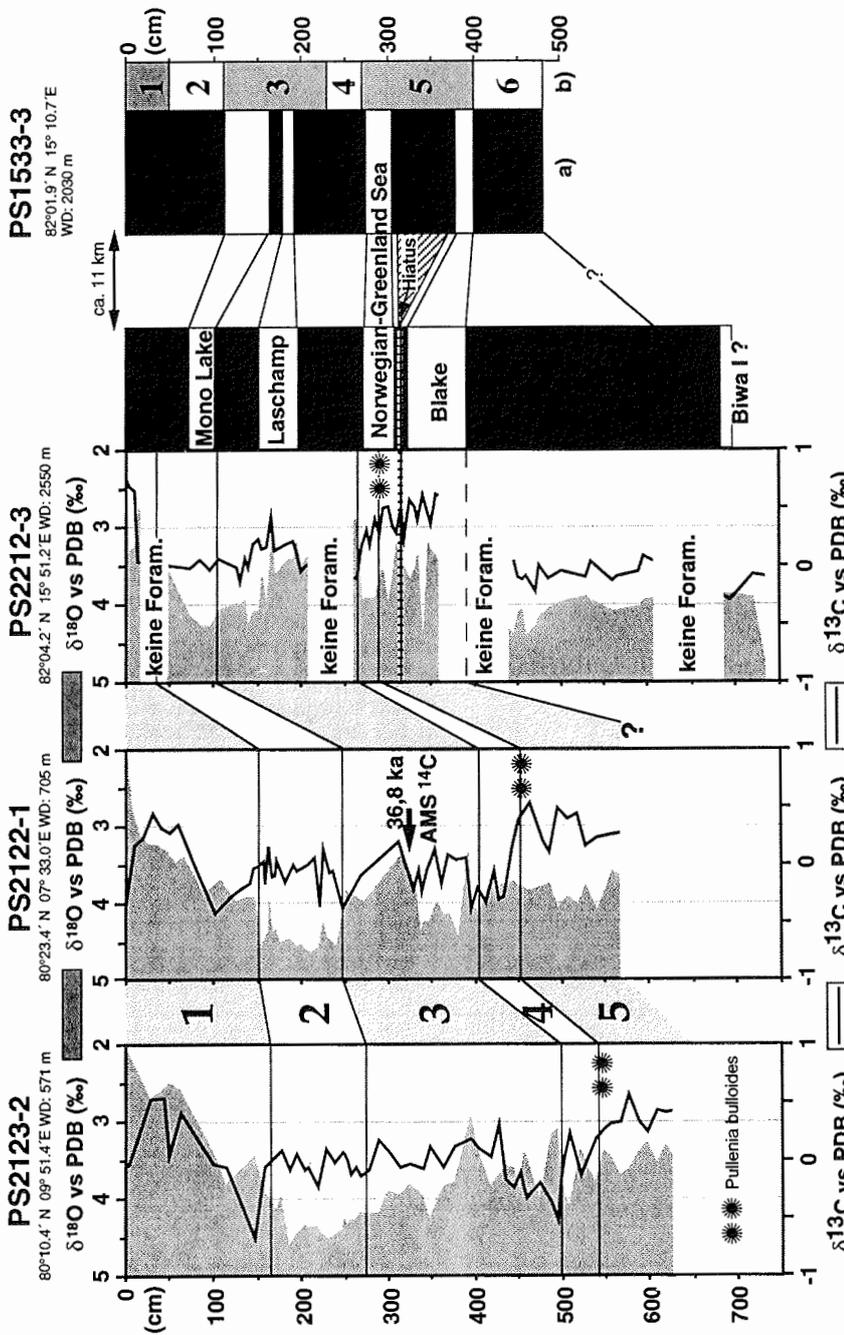


Abb. 24: Korrelation von PS1533-3 und PS2212-3 über paläomagnetische Parameter (a; basierend auf Inklinationswerten sowie weiteren gesteinsmagnetische Kenndaten; schraffierte Linie in PS2212-3 -> Hiatus; vgl. Nowaczyk et al. 1994, Frederichs 1995) und Isotopenstadiengrenzen in PS1533-3 (b; Eisenhauer et al. 1994). Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von PS2212-3 (diese Arbeit; Spielhagen & Stein unveröff. Daten), PS2122 und PS2123 (vgl. Knies 1994). Isotopenstadien nach Imbrie et al. (1984).

werden können (z.B. Hambrey 1994). Deutlich wird auch der von Nowaczyk et al. (1994) erkannte Hiatus in PS2212-3 zwischen ca. 86 und 117 ka (Abb. 23, 24). Die Sauerstoffisotopenkurve von PS2212-3 allein hätte keine durchgehende stratigraphische Einstufung ermöglicht, da in mehreren Kernabschnitten keine Foraminiferen für die Messungen vorhanden waren (Abb. 24: Kerntiefen 20-70, 210-260 und 375-442 cm; vgl. auch Karbonatgehalte in Abb. 77). Obwohl die meisten Proben in diesen Abschnitten keine Foraminiferen enthalten und Meßwerte fehlen, ist der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve während der Terminationen I und II deutlich. Die Stadiengrenzen 2/1 oder 6/5 lassen sich jedoch nicht exakt festlegen. Der Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven bei 287 cm repräsentiert die Stadiengrenze 5/4 an dieser Position. In diesem Abschnitt (300 - 310 cm) tritt auch die benthische Foraminifere *Pullenia bulloides* auf (Wollenburg 1995, persl. Mittlg. 1996), die in der Norwegen-Grönland-See und in der Framstraße ein Indikator für das Isotopenstadium 5.1 ist (Haake & Plaumann 1989; Hebbeln 1992; Hebbeln & Wefer 1997).

Die Stadiengrenze 3/2 wurde von Nowaczyk et al. (1994) bei 72 cm festgelegt. Dies basiert auf der Datierung eines kurzfristigen Ereignisses inverser Magnetisierung, das erstmals an Sedimenten des Mono Lakes, Kalifornien, festgestellt wurde. Nowaczyk (1991) gibt eine Zusammenstellung der bekannten Alter für das Mono-Lake-Ereignis (23 - 30 ka) und legt durch den Vergleich mit anderen Datierungsmethoden ($\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th) an den vom ihm bearbeiteten Kernen der Fram-Straße einen Zeitraum von 23-25 ka für das Mono-Lake-Ereignis fest. Es würde somit die Isotopenstadiengrenze 3/2 (24 ka; Imbrie et al. 1984) umrahmen. Dagegen stellt Frederichs (1995) das Mono-Lake-Ereignis in einem mit AMS- ^{14}C und $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie datierten Sedimentkern der zentralen Fram-Straße komplett in das Stadium 2 (PS1535-8; Köhler 1992). Diese Position wird auch in dieser Arbeit für PS2212-3 bevorzugt. Die Position des Mono-Lake-Ereignisses in Relation zur Stadiengrenze 3/2 hängt entscheidend vom benutzten Alter für die Stadiengrenze und das Mono-Lake-Ereignis ab. Von einigen Bearbeitern wird für die Stadiengrenze 3/2 27 ka als Alter benutzt (Zahn et al. 1985; Stein et al. 1994c). Das Mono-Lake-Ereignis würde in diesem Fall komplett in das Isotopenstadium 2 fallen. In dieser Arbeit wird jedoch nach Imbrie et al. (1984) 24 ka für die Stadiengrenze 3/2 angesetzt, da für viele Kerne aus der benachbarten Framstraße und auch aus dem Arktischen Ozean diese Zeitskala verwendet wird (z.B. Hebbeln 1992; Köhler 1992; Hebbeln et al. 1994; Elverhøi et al. 1995a; Lloyd et al. 1996a; Nørgaard-Pedersen 1996). Trotzdem fällt das Mono-Lake-Ereignis mit der in dieser Arbeit verwendeten Stratigraphie von PS2212-3 komplett in das Stadium 2, wie es auch Frederichs (1995) für den Kern PS1535-8 vom Yermak Plateau vorschlägt.

Die Isotopenstadiengrenze 3/2 in PS2212-3 wird entgegen Nowaczyk et al. (1994) bei 112 cm festgelegt. Dies ist einerseits gerechtfertigt, wenn man die Änderung zu schwereren (höheren) Werten in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve betrachtet und andererseits den Kern PS2212-3 mit hochauflösend AMS- ^{14}C datierten Kernen vor der Westküste Spitzbergens korreliert (vgl. Elverhøi et al. 1995a). Dort wurde an der Stadiengrenze 3/2 ein komplexes Muster von organisch-geochemischen und mineralogisch-lithologischen Sedimentparametern erkannt, das sich über Kerne vor der NW-Küste Spitzbergens bis zu PS2212-3 verfolgen läßt (vgl. Kap. 7.2.2; Hebbeln et al. 1994; Andersen 1995; Vogt et al. 1995b, eingereicht; Hebbeln & Wefer 1997). Desweiteren unterstützt eine Korrelation der Grobfraktionsgehalte (Spielhagen & Thiede 1994) und Suszeptibilitätsdaten (Fütterer 1992) von PS1533-3 und PS2212-3 die hier getroffene Einstufung der Stadiengrenze 3/2 (Abb. 24).

PS2200-5

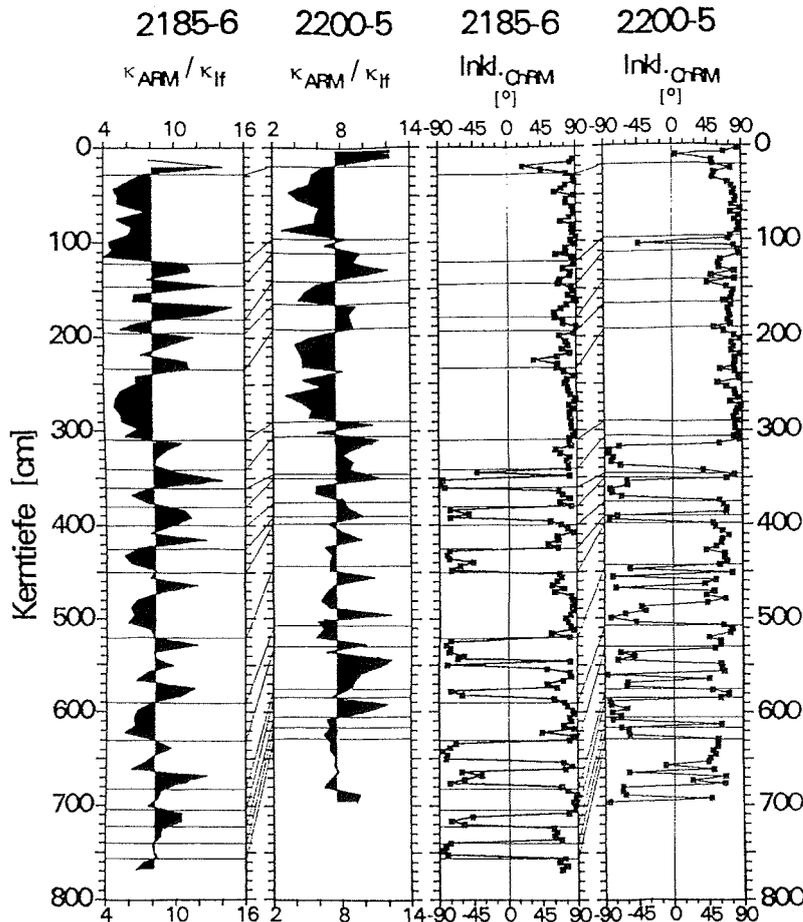


Abb. 25: Korrelation der Sedimentkerne PS2185-3 und PS2200-5 anhand paläomagnetischer Parameter (aus: Frederichs 1995).

Der Kern von der Morris-Jesup-Schwelle kann trotz großer Distanz (vgl. Abb. 1) mit dem Kern PS2185-3 vom Lomonosow-Rücken über nahezu jeden Sedimentparameter korreliert werden. Die Paläomagnetik dient hier als Datierungs- und Korrelationsmethode (Abb. 25). Auf der Basis von verschiedensten gesteinsmagnetischen Parametern konnte Frederichs (1995) die große Ähnlichkeit der beiden Sedimentkerne zeigen. Die in dieser Arbeit untersuchten Parameter werden weitere Korrelationsmöglichkeiten bieten. Jedoch fand Frederichs zwei Möglichkeiten, ein Alters-Tiefenmodell zu erstellen. Erst die Arbeiten am Kern PS2185-6 von Spielhagen et al. (eingereicht) festigten ein Alters-Tiefenmodell mit hohem Gesamtalter von über 5 Millionen Jahren (Ma; Abb. 20). Zeitgleich wurde ein Alters-Tiefenmodell für den Kern PS2200-5 entwickelt. Der im Vergleich zu PS2185-6 wesentlich höhere Karbonatgehalt ermöglicht eine kontinuierliche Messung der stabilen Isotopen in den oberen 450 cm des Kerns PS2200-5 (Abb. 26). Für ein hohes Alter sprechen auch

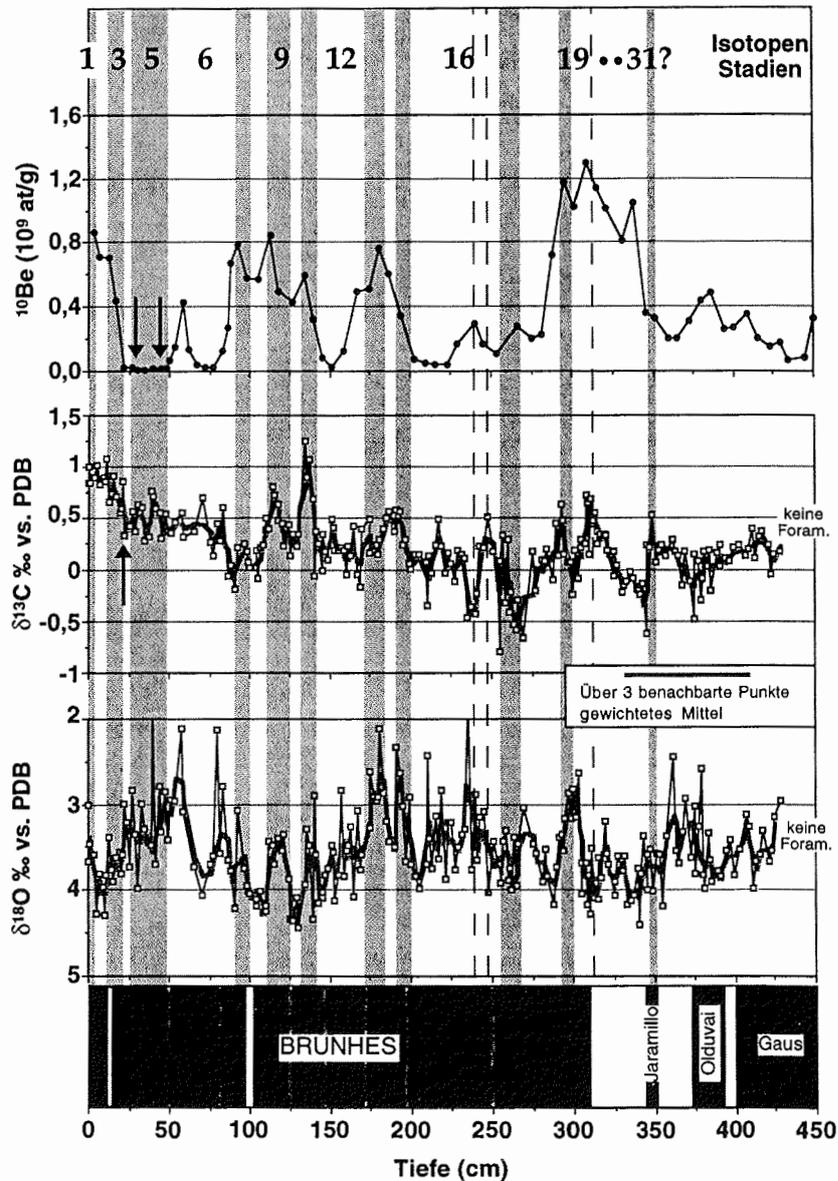


Abb. 26: Paläomagnetik (Frederichs 1995), stabile Isotopenwerte (Stein, Spielhagen und Vogt, unveröff. Daten) und ^{10}Be -Aktivitätsdaten (Molnar 1995) von PS2200-5 während der letzten ca. 3 Ma. Die dunkelgrau markierten Abschnitte innerhalb des Brunhes-Chrons sind schwache Schwankungen des magnetischen Feldvektors zu inverser Polarität. Die Brunhes/Matuyama-Grenze liegt bei 309 cm, die Gauss/Gilbert-Grenze bei 399 cm. Die gewichtete Mittelwertkurve (graue Linie) wurde in den $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Graphen dargestellt, um kurzfristige lokale Schwankungen (z.B. durch Schmelzwassereinfluß) auszugleichen und den Vergleich mit den globalen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven zu erleichtern.

3. Stratigraphie

ESR-Datierungen im Brunhes-Chron (Molnar 1995) und Aminosäurenbestimmungen (unveröffl. Daten Stein). In Abbildung 26 wird das durch die Paläomagnetik definierte Altersmodell um die Zuordnung von Isotopenstadien für die letzten ca. 800 ka verfeinert. Unterhalb der Brunhes/ Matuyama-Grenze führt die stark verringerte Sedimentationsrate trotz hoher Probedichte (alle 2 cm) zu einer niedrigen Auflösung, die die Zuordnung von Isotopenstadien stark erschwert. Das Beprobungsintervall von 2 cm beinhaltet hier zwischen 10 und 100 ka (basierend auf der gemittelten linearen Sedimentationsrate zwischen den paläomagnetischen Ereignissen). Eine detaillierte Untersuchung mit zentimeterweiser Beprobung würde vielleicht eine Fortführung der Isotopenstratigraphie bis zum Jaramillo-Ereignis ermöglichen. Da die in dieser Arbeit untersuchten, südlicher gelegenen Sedimentkerne jedoch kaum in diese Zeitspanne reichen, soll hier auf eine intensivere Betrachtung verzichtet und das Hauptaugenmerk auf die Entwicklung während des Brunhes-Chron gelegt werden. Die Festlegung der Isotopenstadiengrenzen basiert in erster Linie auf der Korrelation zu PS2185-6, dessen Altersmodell von Spielhagen et al. (eingereicht) auf der Basis von Paläomagnetik, ^{10}Be -Stratigraphie, der Häufigkeit von planktischen Mikroorganismen (Foraminiferen, Coccolithen) und den Schwankungen des Grobfractionsanteils definiert wurde (Abb. 20). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und vor allem die $\delta^{13}\text{C}$ -Meßwerte ermöglichen es jedoch, die Festlegung der Stadiengrenzen an PS2200-5 zu testen und Vergleiche mit der globalen Sauerstoffisotopenkurve zu versuchen (vgl. Imbrie et al. 1984, Martinson et al. 1987). Dieser Vergleich wird durch mehrere Umstände stark eingeschränkt, weshalb die Isotopenstratigraphie nicht als stratigraphisches Hauptinstrument verwendet werden kann.

(1) Beide Isotopenkurven, insbesondere die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve, werden durch häufige Schmelzwasserereignisse beeinflusst. Eine starke Temperaturänderung des Oberflächenwassers, das heute bereits nahe dem Gefrierpunkt liegt, ist unwahrscheinlich (vgl. Stein et al. 1994a,c; Nørgaard-Pedersen 1996). Folglich muß eine Änderung des Salzgehaltes im Oberflächenwasser die stark erniedrigten (leichten) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bedingen. Es ist daher nicht verwunderlich, daß diese leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verstärkt an den Übergängen zwischen Glazial und Interglazial und in einigen Glazialen auftreten (Abb. 26).

(2) Obwohl genügend Foraminiferen für eine durchgehende, hochauflösende $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve im Kernabschnitt bis 450 cm vorhanden waren, wird die Aussagekraft der stabilen Isotope eingeschränkt, weil die Anzahl der aus einer Sedimentscheibe von $30 \times 30 \times 2$ cm gewonnenen Foraminiferen in mehreren Kernabschnitten nur für eine Isotopenmessung ausreichte (10-30 Exemplare). Die Meßergebnisse in diesen Bereichen schwanken deutlich (siehe Doppelmessungen in Tab. A7).

(3) Nur oberhalb 20 cm, zwischen 85 und 140 cm, 170 und 200 cm und 290 und 330 cm wurde eine sehr große Anzahl Foraminiferen beobachtet (persl. Mittlg. N. Nørgaard-Pedersen 1995). Es muß daher davon ausgegangen werden, daß aufgrund der geringen Sedimentationsraten umgelagerte oder durch Bioturbation in der Sedimentsäule verfrachtete Foraminiferen gerade bei geringer Schalenanzahl eine große Rolle für das gemessene Isotopensignal spielen.

(4) Alderman & Lehman (1995) konnten anhand von Einzelschalenmessungen von *N. pachyderma* (sin.) die große Schwankungsbreite der Isotopenwerte in Oberflächenproben des Amerasischen Beckens zeigen. Entscheidend ist hierbei der Lebensraum von *N. pachyderma* (sin.), die sich je nach Nahrungsangebot und Jah-

reszeit und aufgrund ihrer Ontogenese im kalten, niedrig salinen Oberflächenwasser, im Meereis oder unterhalb der Holokline im wärmeren und höher salinem Zwischenwasser aufhalten kann (vgl. Berberich 1996). Die Unterschiede können über 1 ‰ im $\delta^{18}\text{O}$ -Wert betragen (Alderman & Lehman 1995). Bei einer hohen Anzahl an Gehäusen dürfte sich ein Mittelwert einstellen, der eine längerfristig bestehende Situation wiedergibt (10^2 - 10^4 Jahre). Sind nur wenige Schalen im Sediment erhalten, könnten sie anstatt der langjährige Situation ein kurzfristiges (Schmelzwasser-) Ereignis überliefern. Es besteht auch die Möglichkeit, daß diese Gehäuse mit einem lateralen Transport (z.B. vom Schelf) zur Kernposition gebracht wurden.

Festlegung der Isotopenstadien im Brunhes-Chron

In Übereinstimmung mit neueren Alterseinstufungen der Paläomagnetik (Cande & Kent 1995) und der Isotopenstratigraphie (z.B. Shackleton et al. 1990; Chen 1995) überbrückt das Stadium 19 die Brunhes/Matuyama-Grenze (Abb. 26: gestrichelte Linie). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven können eine Stadiengrenze 20/19 bei 311 cm aber auch bei 290 cm stützen (Abb. 26). Im zweiten Fall würde Stadium 19 innerhalb des Brunhes-Chrons liegen und der untere Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve, die parallel zum unteren Maximum der ^{10}Be -Kurve bei 310-315 cm verläuft, bereits Stadium 21 anzeigen. Dies würde der ursprünglichen Alterseinstufung der globalen Standardisotopenkurve nach Imbrie et al. (1984) entsprechen. Eine weitere Unterscheidung kann hier nicht getroffen werden, beide Alternativen werden im Sedimentationsratengraphen dargestellt (Abb. 27).

Die Position des nächstjüngeren Interglazials Stadium 17 kann ähnlich ambivalent gesehen werden (Abb. 26: Grauschattierung und gestrichelte Linien). Die Korrelation mit PS2185-6 gibt eine Tiefe von ungefähr 265-275 cm vor. Das Stadium 17 wird in PS2185-6 von einem deutlichen ^{10}Be -Maximum gekennzeichnet (Abb. 20). Die ^{10}Be -Kurve von PS2200-5 ist in diesem Fall nicht so eindeutig und bietet zwei kleine Maxima zur Auswahl (Abb. 26). Dieser Unterschied kann sich aus der Abhängigkeit der ^{10}Be -Ablagerung von der Korngröße im Sediment ergeben. Die hohen Sandfraktionsgehalte, das Fehlen von Sediment, wie sie die hohen AMS- ^{14}C -Alter für die Oberflächenproben andeuten, die im Vergleich zu PS2185-6 noch geringere Sedimentationsrate (Abb. 25 - 28) und die Untersuchungen der physikalischen Eigenschaften an PS2200-5 (Bergmann 1996) weisen darauf hin, daß Resuspension von Feinfracht ("winnowing") und Erosion auf der Morris-Jesup-Schwelle stattgefunden haben. In PS2200-5 führen diese Effekte dazu, daß das in PS2185-6 auch aufgrund der ^{10}Be -Schwankungen erkannte Stadium 17 nicht so exakt zu definieren ist. Auch die Isotopenstratigraphie läßt zwei Einstufungen zu (Abb. 26). Bei der Variante, die Stadium 17 bei ca. 240 cm ansetzt (Abb. 26, 27), würde das Stadium 18 eine höhere Sedimentationsrate aufweisen als in PS2185-6. Dies würde im Widerspruch zum generellen Trend stehen, daß PS2185-6 und PS2200-5 sehr gut miteinander korrelierbar sind und PS2200-5 dabei eine etwas geringere Schichtmächtigkeit aufweist. Aus diesem Grund wird sich hier für die tiefere Position des Stadiums 17 entschieden (Abb. 26: Grauschattierung; Abb. 27).

Die Zuordnung der Stadien 16 bis 6 wird nicht nur durch die Korrelation mit PS2185-6 erreicht, sondern auch durch die Isotopenstratigraphie bestätigt (Abb. 26). Dagegen ist das Isotopenstadium 5 in PS2200-5 nur schwer erkennbar. Die untere Grenze des Stadiums 5 wird durch den Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf nahezu konstant unter 0,5 ‰ bei 45-48 cm definiert. Von 30 cm Kerntiefe an fällt die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve bis zu einem Minimum bei 20 cm ab. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve erreicht ein Minimum bei 30 cm (Abb. 26). Durch Vergleiche mit weiter südlich gelegenen Sedimentker-

3. Stratigraphie

nen kann der Abschnitt mit niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und dem beginnenden Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve als das Substadium 5a gedeutet werden (z.B. Abb. 24). Das Stadium 5 umfaßt also den Kernabschnitt von 28 bis mindestens 45 cm. Diese stratigraphische Einstufung ist mit der von Nørgaard-Pedersen (1996) für den Kastengreifer PS2200-2 entwickelten Stratigraphie bis zum mittleren Stadiums 5 kompatibel.

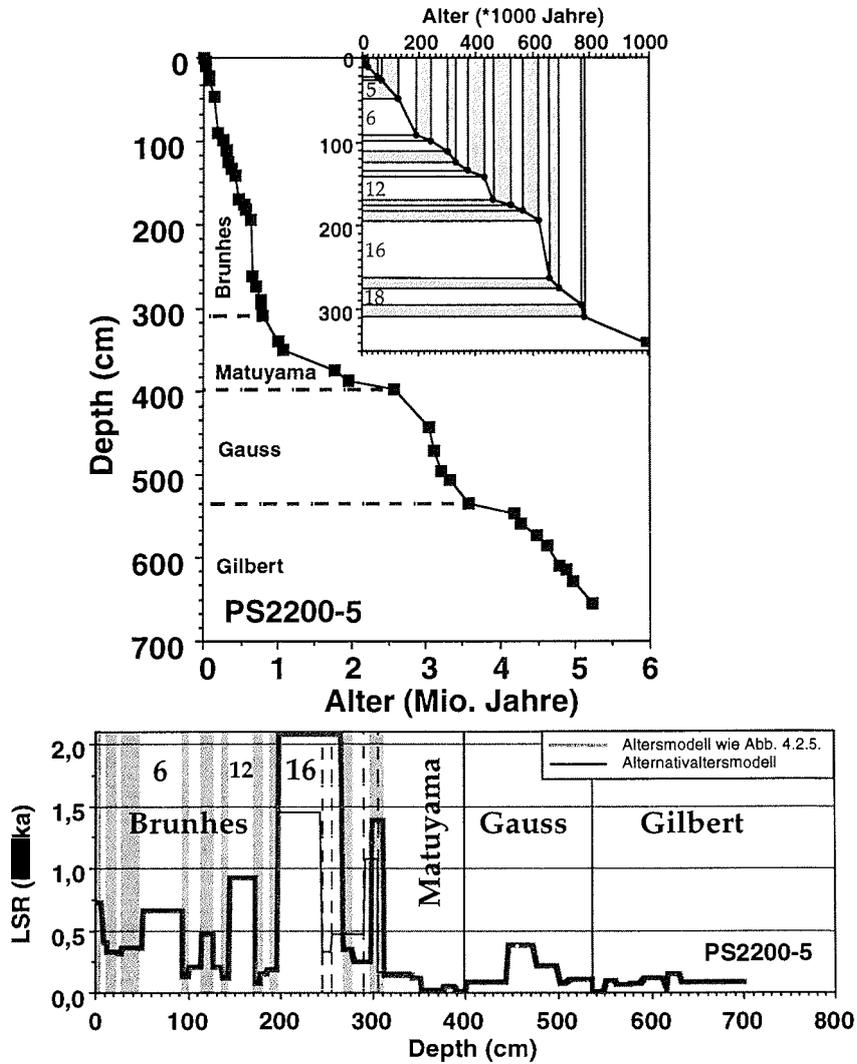


Abb. 27: Alters-Tiefen-Modell für PS2200-5 für den gesamten Kern und die letzten 1 Mio. Jahre (Kasten oben rechts) sowie daraus abgeleitete Lineare Sedimentationsraten. Gekennzeichnet sind die Isotopenstadiengrenzen für das Brunhes-Chron (grau) und die Paläomagnetikzeitskala. Gestrichelten Linien -> alternatives Modell für die Isotopenstadien 16 bis 20. Chrono der Paläomagnetikstratigraphie nach Frederichs (1995) und Cande & Kent (1995).

Es können einige zusätzliche Hinweise für eine Einstufung dieses Kernabschnitts als Stadium 5 herangezogen werden. Die paläomagnetischen Aufzeichnung registriert hier zwei leichte Abweichungen von der normalen Polarisierung (Abb. 25, graue Balken in Abb. 26). Diese könnten den kurzfristigen Ereignissen Blake und Norwegen-Grönland-See zu Beginn und Ende von Stadium 5 entsprechen (vgl. Abb. 24). Wie Abbildung 25 zeigt, sind die Abweichungen vom Normalwert der Inklination des heutigen Magnetfeldes ($+90^\circ$) nur sehr schwach gegenüber der vollen inversen Polarität (-90°) und wurden von Frederichs (1995) deswegen nicht als Ereignis inverser Polarität angesehen (vgl. Abb. 25: 50 & 33 cm). Er beschreibt aber auch, daß bei geringer Sedimentationsrate kurzfristige Ereignisse möglicherweise nicht aufgezeichnet werden. Die ferromagnetischen Partikel sind in diesem Fall lange genug frei beweglich, um sich der nach dem Ereignis wieder eintretenden, "normalen" Polarität anzupassen, bevor sie fest im Sediment eingebunden werden. Außerdem führt Bioturbation besonders bei geringen Sedimentationsraten zur Vermischung von Sedimenten mit normaler und inverser Signatur. Ein kurzzeitiges, paläomagnetisches Ereignis (5-10 ka) wird durch die Vermengung von ferromagnetischen Partikel normaler und inverser Polarität nicht in seiner vollen Stärke erhalten.

Da die ferromagnetischen Partikel, die in Sedimenten des Arktischen Ozeans als Träger der remanenten Magnetisierung erkannt wurden, zur Feinfraktion gehören ($<1 \mu\text{m}$; Frederichs 1995), muß angenommen werden, daß der Prozeß der Resuspension ebenfalls das Erhaltungspotential kurzfristiger, paläomagnetischer Ereignisse beeinträchtigt. Hinzu kommt eine Beprobungsdichte von 5 cm (Frederichs 1995). Es ist also durchaus möglich, daß die erwähnten, kleinen Abweichungen von der normalen, positiven Polarisierung im Brunhes-Chron auf kurzzeitige, paläomagnetische Ereignisse hinweisen. Als ein weiteres Argument für die Einstufung des Kernabschnitts von 28 bis 40 - 45 cm in das Stadium 5 kann ein von Molnar (1995) bei 40 cm Kerntiefe gemessener, geringer Anstieg der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivität dienen. Nach Untersuchungen von Scholten et al. (1990), Eisenhauer et al. (1990) und Bohrmann (1991) können erhöhte $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten in Sedimenten des Arktischen Ozeans Interglazialen zugeordnet werden. Das Stadium 7 weist ebenfalls einen Anstieg der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivität auf (90 cm Kerntiefe). Die ^{10}Be -Konzentration erhöht sich zwischen 45 und 25 cm nur zweimal sehr schwach (Pfeile in Abb. 26). Warum die ^{10}Be -Kurve in PS2200-5 im Stadium 5 kein Konzentrationsmaximum zeigt, bleibt eine offene Frage. Stadium 5 unterscheidet sich damit deutlich von den meisten Interglazialen des Brunhes-Chrons. Wie oben ausgeführt, repräsentieren erhöhte ^{10}Be -Werte vermutlich einen erhöhten Fluß in Kombination mit einer erhöhten Sedimentation. Das Signal kann bereits durch die Schwächung einer der beiden Komponenten stark reduziert sein (vgl. Eisenhauer et al. 1994; Molnar 1995).

Aufgrund der durchgehenden Isotopenstratigraphie und der AMS- ^{14}C -datierten Kurzkerne der Station PS2200 wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, daß das $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum bei 20 cm (Abb. 26: Pfeil) mit dem in vielen Kernen des Eurasischen Beckens gefundenen $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum im unteren Stadium 3 korreliert werden kann (vgl. Kap. 3.1, Stein et al. 1994c und Zitate darin). Dies würde auch die Paläomagnetik stützen. Legt man die oben gemachten Einschränkungen zugrunde, dann repräsentiert die Abweichung der stabilen Inklination auf $+4^\circ$ bei 10 cm Kerntiefe eine kurzzeitigen, magnetischen Feldumkehr (Abb. 25). Da die Isotopenstratigraphie und AMS- ^{14}C -Datierungen in den Kurzkernen (Abb. 22) in dieser Tiefe die Stadiengrenzen 3/2 festlegen, könnte diese Abweichung dem Mono-Lake-Ereignis zu-

3. Stratigraphie

geordnet werden (vgl. Abb. 20, 26, 27). Stadium 3 endet unterhalb dieses Ereignisses, was mit der Isotopenstratigraphie übereinstimmt (Abb. 26). Die leichten Abweichungen der stabilen Inklination innerhalb des Stadiums 3 weisen möglicherweise auf das Laschamp-Ereignis hin (vgl. Abb. 20, 25). Damit können auch in den durch AMS- ^{14}C -Datierungen und Isotopenkurven gut einstuftbaren oberen Kernabschnitten Hinweise auf die kurzen magnetischen Ereignisse gefunden werden. Diese würde die Annahme über die Lage des Isotopenstadium 5 und die darin vorkommenden, magnetischen Ereignisse bestätigen. Oberhalb 20 cm Kerntiefe erhöht sich die $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivität bis zu ihrem Maximalwert. Dieses Bild ist im Arktischen Ozean typisch für oberflächennahe Sedimente der Isotopenstadien 1-3 mit geringer Sedimentationsrate (Molnar 1995 und Zitate darin). Weitere Exkursionen von der normalen Polarität wurden gemessen (Abb. 25). Herausragend ist das Ereignis bei 100 cm Kerntiefe (Abb. 25, 26: weißer Balken). Nach der hier gezeigten stratigraphischen Einstufung von PS2200-5 kann dies ein unbenanntes Ereignis sein, das Nowaczyk (1991) in Kernen der Fram-Straße im unteren Stadium 7 erkannt hat. In gleicher Weise lassen sich das Ereignis Biwa I im unteren Stadium 6, das Biwa II oder ein unbenanntes Ereignis an der Stadiengrenze 10/9 und das Emperor-Ereignis an der Stadiengrenze 13/12 anhand der Inklination beobachten (vgl. Abb. 25, 26).

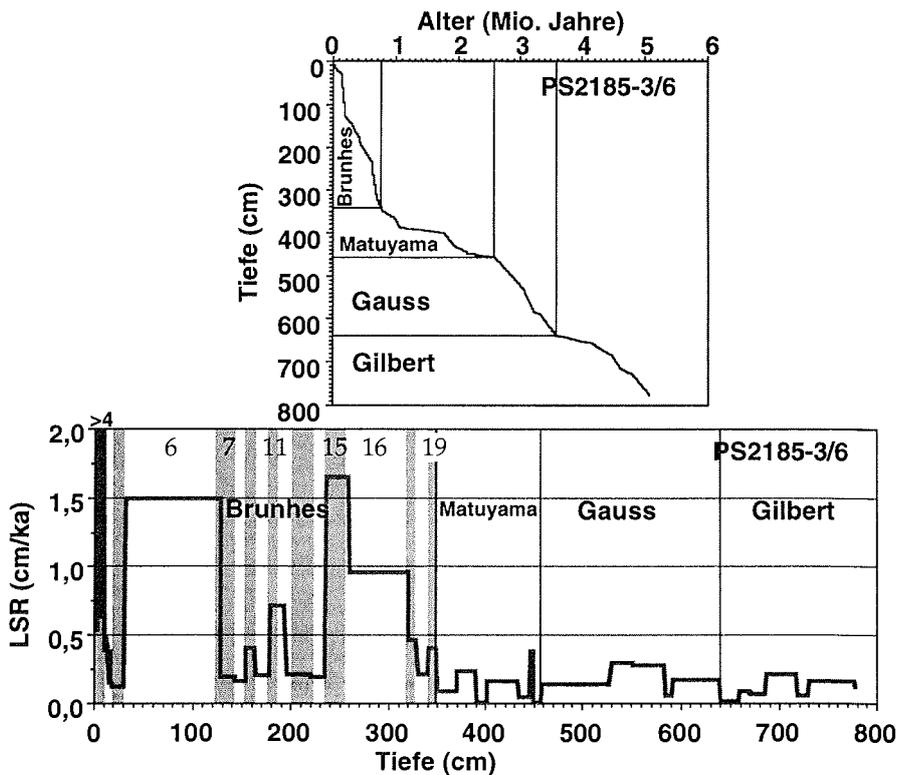


Abb. 28: Alters-Tiefen-Modell für die kombinierten Kerne PS2185-3/6 und daraus abgeleitete Lineare Sedimentationsraten (basierend auf Spielhagen et al. eingezeichnet; bis Isotopenstadium 6 vgl. Stein et al. 1994c, Norgaard-Petersen 1996; Chrono und Alter der Paläomagnetikstratigraphie vgl. Cande & Kent 1995).

Die meisten Glaziale im Brunhes-Chron weisen eine erhöhte Sedimentationsrate gegenüber den Interglazialen auf (Abb. 27, 28). Das Brunhes-Chron zeichnet sich gegenüber dem unteren Teil des Kerns PS2200-5 durch generell erhöhte Sedimentationsraten aus. Die stratigraphische Einstufung des Kerns **PS2185-6** und ihre Herleitung wurden bereits diskutiert. Abbildung 28 zeigt das entsprechende Alterstiefenmodell und die zugehörigen linearen Sedimentationsraten (vgl. Nørsgaard-Pedersen 1996; Spielhagen et al. eingereicht).

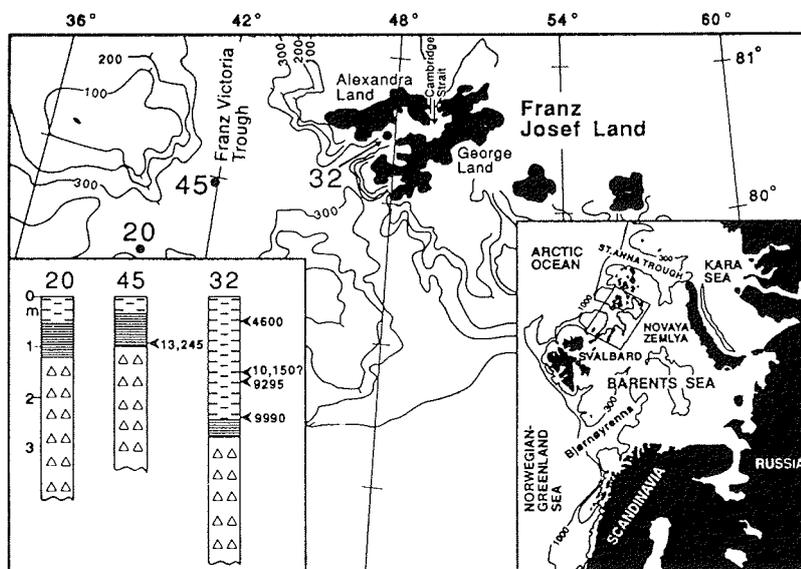


Abb. 29: Lithologische Abfolge und AMS-¹⁴C-Alter für drei Kerne vom Barents-See-Schelf nahe Franz-Josef-Land (aus: Polyak & Solheim 1994).

Für den Kern **PS2174-5** stellte Schubert (1995) anhand einer Korrelation von Suszeptibilitäts- und geochemischen Daten mit dem von Gard (1993; Coccolithen-daten) und Frederichs (1995; Paläomagnetik) datierten Kern PS2171-4 ein Alters-Tiefenmodell bis zum Isotopenstadium 7 auf. In dieser Arbeit soll getestet werden, ob eine weitere Einstufung des unteren Kernabschnitts anhand mineralogischer Parameter möglich ist. Bei Verwendung der mittleren Sedimentationsrate von 1,76 cm/ka für den Kernabschnitt bis zum Stadium 7 würde der Kern mit einer Länge von 9,6 m ein Alter von ca. 546 ka erreichen, also bis ins Stadium 14 reichen. Dies ist sicherlich eher eine Minimalabschätzung, da Turbidite im unteren Kernabschnitt sehr häufig sind, wodurch die Sedimentationsrate beträchtlich erhöht sein kann. Die sedimentologischen und mineralogischen Ergebnisse dieser Arbeit ermöglichen es, die Stratigraphie bis zum Stadium 9 weiterzuführen (vgl. Kap. 6).

Für die beiden Kerne **PS2445-4** und **PS2474-3** bestehen derzeit weder Sauerstoffisotopenstratigraphien noch andere Alterseinstufungen. Nur für PS2445-4 konnte eine AMS-¹⁴C-Datierung für 191 cm Kerntiefe an *N. pachyderma* (sin.) durchgeführt werden (Leipzig-Labor der Univ. Kiel: Probennr. KIA366: 19380 ± 350 cal. ¹⁴C-Jahre). Beide Schelfhangkerne sollen in dieser Arbeit hauptsächlich

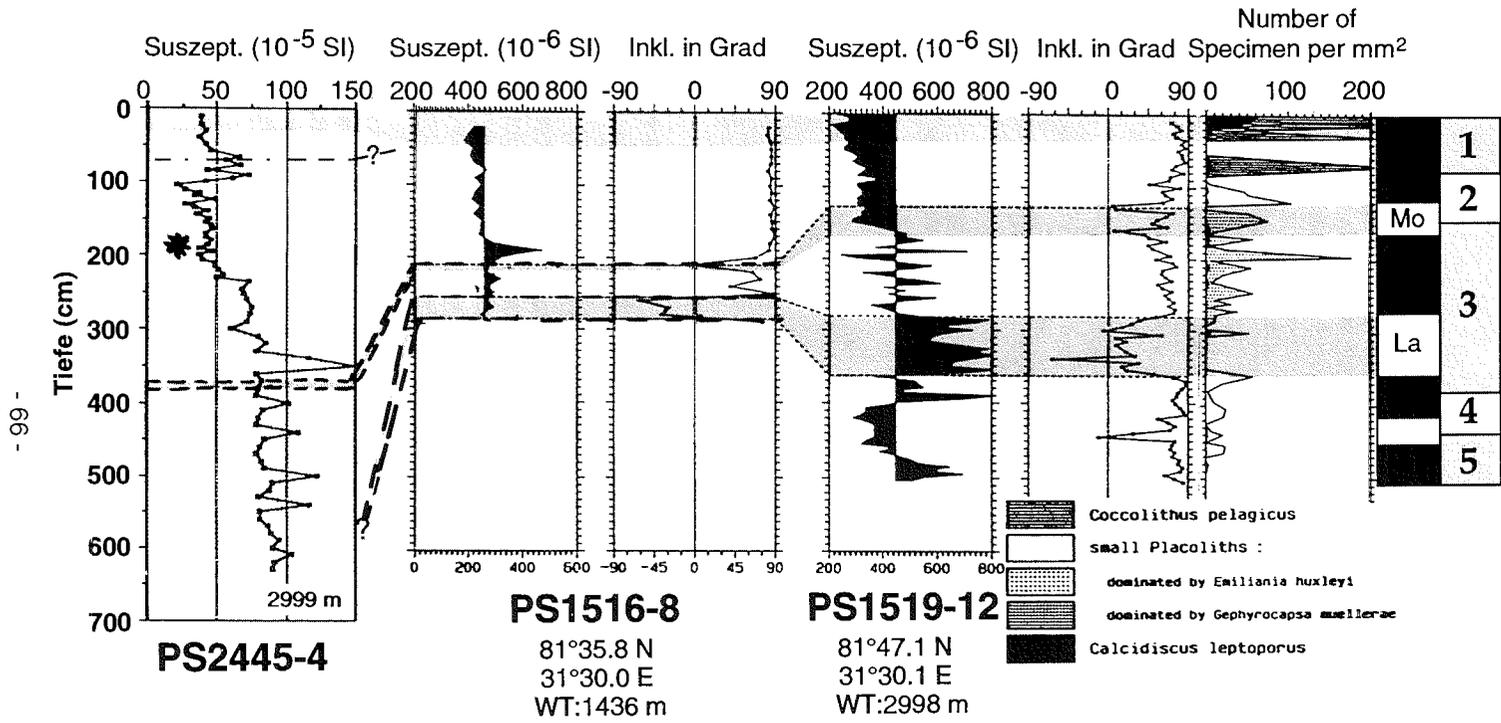


Abb. 30: Vergleich der Suszeptibilitätskurve von PS2445-4 (aus: Fütterer 1994) mit dem nahegelegenen Kern PS1516-8 und dem von Nowaczyk & Baumann (1992) datierten Kern PS1519-12. Holozän und die paläomagnetischen Ereignisse Mono Lake und Laschamp sind grauschattiert. Die gestrichelte Linie in PS2445-4 beschreibt die in Fütterer (1994) vermutete Mächtigkeit des Holozäns. *-> AMS¹⁴C- Datierung. Zuordnung der Isotopenstadien für PS1519-12: Kubisch (1992).

dazu verwendet werden, diejenigen Mineralassoziationen zu beschreiben, die vom Barents- und Laptew-See-Schelf direkt in das Eurasische Becken verfrachtet werden können. Nach Fütterer (1994) bilden die oberen 70 cm von PS2445-4 auf der Basis von Lithologie (brauner, hemipelagischer, siltig-sandiger Ton) und Gehalt an kalkigen Foraminiferen und Nannoplankton das Holozän. Ein weiterer Abschnitt mit ähnlichen Charakteristika und olivgrauer Farbe folgt zwischen ungefähr 130 und 220 cm. Beide Horizonte werden durch eine Sand-reiche und Kalkschalen-freie Lage getrennt. Unterhalb von 220 cm bis zum Kernende dominiert ein Diamikt mit erhöhten Anteilen von grobkörnigen, Eisberg-transportiertem Material. Eine ähnliche lithologische Gliederung beschreiben u.a. Polyak & Solheim (1994) vom Barents-See-Schelf (Abb. 29). Die von ihnen ermittelten AMS-¹⁴C-Alter würden der Grenze zum Diamikt ein Mindestalter von 13,3 ka zuweisen. Das Alter von 19,4 ka deutlich oberhalb des Diamikts in PS2445-4 (Abb. 30: 191 cm) zeigt allerdings, daß der Diamikt in PS2445-4 wesentlich älter als diejenigen auf dem Schelf sein muß.

Der Vergleich der Suszeptibilitätskurve von PS2445-4 mit dem nahegelegenen Kern PS1516-8 zeigt, daß die oberen Kernabschnitte eine eher geringe magnetische Suszeptibilität besitzen (Abb. 30). Bei 350 cm bzw. 190 cm liegt jedoch ein deutliches, eng begrenztes Maximum (Abb. 30). Der Verlauf beider Kurven oberhalb dieses Maximums ist sehr ähnlich. Zwei Abschnitte geringerer Suszeptibilität werden durch etwas höhere Werte unterbrochen. Auch unterhalb des Maximums können beide Suszeptibilitätskurven in Einklang gebracht werden. Anhand der Inklinationskurve von PS1516-8 wurden zwei kurzfristige, paläomagnetische Ereignisse erkannt, die Nowaczyk (1991) und Nowaczyk & Baumann (1992) dem Mono-Lake- sowie dem Laschamp-Ereignis zuordnen (vgl. Abb. 24). Daraus läßt sich schließen, daß das Suszeptibilitätsmaximum in PS1516-8 und PS2445-4 nicht älter als 22 ka sein kann. Eine Interpolation aus dem Alters-Tiefenmodell von Nowaczyk (1991) würde ein Alter von 18-19 ka für das Maximum der Suszeptibilitätskurve ergeben. Die AMS-¹⁴C-Datierung in PS2445-4 deutet jedoch eher auf ein Alter nahe 22 ka für das Maximum hin (vgl. Abb. 30). Die Alterseinstufung des Kernabschnitts unterhalb dieses Fixpunktes ist schwierig. Es bestände die Möglichkeit, daß das Doppelmaximum der Suszeptibilitätskurve von PS2445-4 bei 500/ 540 cm dem einzelnen Maximum bei 230 cm in PS1516-8 entspricht (Abb. 30). In diesem Fall könnte PS2445-4 jünger als 30 ka sein.

Aufgrund der wenigen Anhaltspunkte kann kein detaillierteres Altersmodell für PS2445-4 gegeben werden. Derzeit laufende Messungen der stabilen Isotope (persl. Mittlg. J. Knies, 1996) werden zu einem genaueren Modell führen. Die derzeit bestehende Stratigraphie reicht jedoch aus, um die prinzipiellen mineralogischen Unterschiede zwischen Glazial, Deglazial und heutiger Situation darzustellen (siehe Kap. 6).

Für den Kern **PS2474-3** vom Laptew-See-Kontinentalhang haben Nürnberg et al. (1995b) eine vorläufige Alterseinstufung auf der Basis von Coccolithenvorkommen gegeben, die zur Zeit noch steter Diskussion unterliegt (vgl. Niessen et al. 1996a,b; Kleiber et al. 1997; Stein et al. 1997). Aufgrund der hohen Sedimentationsraten von vor allem terrigenem Material am Laptew-See-Kontinentalhang und der geringen Produktivität wurde in den Hangkernen nur sehr wenig Biogenkarbonat abgelagert (Nürnberg et al. 1995b). Eine Sauerstoffisotopenstratigraphie ist daher schwierig oder ausgeschlossen. Die recht gute Korrelation der Suszeptibilitätskurven ermöglicht es jedoch, PS2474-3 mit PS2471-4 aus dem Nansen-Becken zu vergleichen. Danach besitzt der Kernabschnitt bis 240 cm (oberes Maximum der Suszeptibili-

3. Stratigraphie

tätskurve) ein holozänes Alter. Die Suszeptibilitätsmaxima fallen in der westlichen Laptev-See in die Termination I, der Übergangsphase zwischen dem Letzten Glazialen Maximum (LGM: ca. 18 ka) während des Isotopenstadiums 2 und dem Holozän im Isotopenstadium 1 (Kleiber et al. 1997; Weiel 1997).

Eine erhöhte Turbiditsedimentation am Kontinentalhang wird von Nürnberg et al. (1995b) als Hinweis darauf gedeutet, daß während des LGM die sibirischen Flüsse Lena und Khatanga bis zum Kontinentalrand vordringen, und ihre große Sedimentlast direkt ins Eurasische Becken verfrachten. Diese Vorstellung wird u.a. durch einen erniedrigten Meeresspiegel (120 m; Chappell & Shackleton 1986), der den Laptev-See-Schelf (heute 50-60 m Wassertiefe) trocken fallen läßt, und die durch geophysikalische Untersuchungen erkannten, tiefen Erosionsrinnen auf dem Schelf gestützt. Deren Fortsetzung am Kontinentalhang bilden Rinnen (channel) mit Randdämmen (levee), die sich am unteren Kontinentalhang zu subaquatischen Fächern weiten (Holmes & Creager 1974; Fütterer 1994; Kassens & Karpiy 1994; Nürnberg et al. 1995b; Niessen & Musatov 1997). Turbiditsedimentation wird für PS2474-3 unterhalb einer Kerntiefe von 720 cm verstärkt beobachtet.

Anhand von Arbeiten in der westlichen Laptev-See konnte eine stratigraphische Einstufung von charakteristischen, geophysikalisch definierten Sedimenthorizonten erfolgen (Niessen et al. 1996a,b; Weiel 1997). Diese Horizonte wurden über die Auswertung der hochauflösenden Parasound-Seismikprofile bis zur Position von PS2474-3 kartiert (Kleiber et al. 1997). Aus diesen Arbeiten ergibt sich für den Kernabschnitt unterhalb des Holozäns eine Zugehörigkeit zur kompletten Weichselvereisung, also den marinen Isotopenstadien 4-2 (Kleiber et al. 1997; Niessen et al. 1997). Beim derzeitigen Stand der Untersuchungen läßt sich nicht abschließend klären, ob der Kern ein Maximalalter im Stadium 4 oder im Stadium 2 besitzt (vgl. Stein et al. 1997). Innerhalb dieser Arbeit wird daher nur auf den Unterschied zwischen dem Holozän und der vorhergehenden Weichselvereisung eingegangen. Allerdings sprechen einige Informationen aus der Mineralogie für ein maximales Alter des Kerns nahe der marinen Isotopenstadiengrenze 3/2 (vgl. Kap. 6). Hierfür plädieren auch Stein et al. (1997) auf der Basis von sedimentologischen und organisch-geochemischen Informationen.

Zusätzlich zu diesen Kernen werden Daten der Kerne **PS2122-1** und **PS2123-2** von der NW-Küste Spitzbergens und dem Yermak Plateau vorgestellt (vgl. Knies 1994), deren Alterseinstufung anhand der Sauerstoffisotopenstratigraphie, einer AMS-¹⁴C-Datierung (PS2122-1: 321 cm, Muschelschale, Probe KIA367: 36800±3030 cal. ¹⁴C-Jahre) und dem Vorkommen der benthischen Foraminifere *Pullenia bulloides* definiert werden konnte (Abb. 24; Knies 1994; Vogt et al. eingereicht). Diese Kerne können außerdem mit AMS-¹⁴C datierten Kernen von der Westküste Spitzbergens anhand mineralogischen und geochemischen Parameter korreliert werden (siehe Kap. 7; vgl. Elverhøi et al. 1995a).

3.3 Akkumulationsraten

Die Akkumulationsraten des Gesamtsediments oder einzelner Komponenten ermöglichen die Berücksichtigung von Schichtlücken und Kompaktionseffekten durch Sedimentauflast und lassen die Abschätzung der tatsächlich abgelagerten Sedimentmenge pro Fläche und Zeit (g oder mg * cm⁻² * ka⁻¹) zu. Für die Berechnung nach den Gleichungen 4 und 5 (van Andel et al. 1975; Thiede et al. 1982) werden mehrere physikalische Eigenschaften benötigt, die von Kassens (persl. Mittlg. 1994) und Bergmann (1996, persl. Mittlg. 1994) zur Verfügung standen.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

$$AR_{ges} = LSR * (ND - 1,026 * (PO/100)) \quad (Gl. 4)$$

$$AR_{Komp} = (Komp/100) * LSR * (ND - 1,026 * (PO/100)) \quad (Gl. 5)$$

mit AR-> Akkumulationsrate, LSR-> Lineare Sedimentationsrate, ND-> Naßdichte, PO-> Porosität, ges-> Gesamtprobe, Komp-> Komponente.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

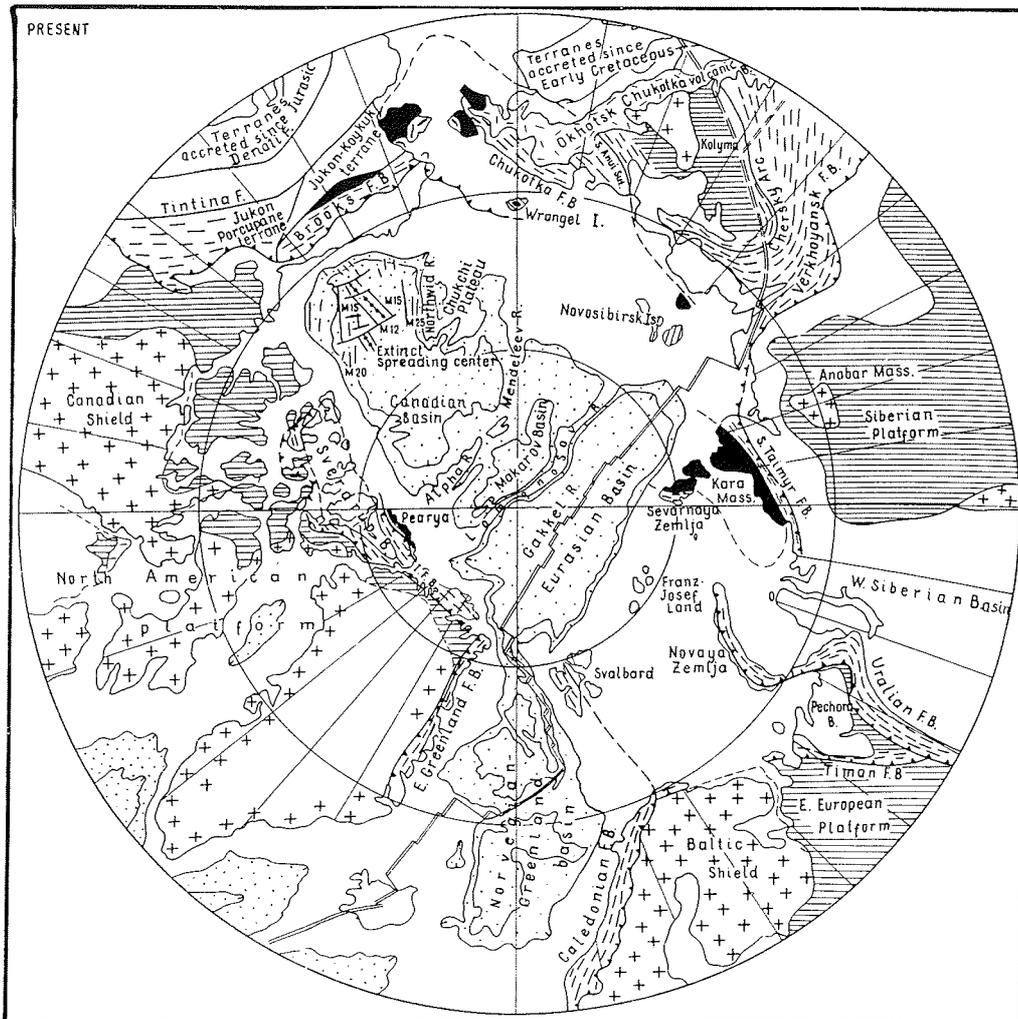


Abb. 31: Geologische Hauptstrukturen in der Arktis. Die Tiefseebecken sind punktiert dargestellt (inkl. 2000 und 3000 m Tiefenlinien). Der aktive Mittelozeanische Rücken und seine Verlängerung in Sibirien sind durch eine Doppellinie gekennzeichnet. Die Kontinente bestehen aus den alten Schilden (Kreuze), Plattformen (Horizontallinien), Faltegürteln verschiedenen Alters (gestrichelte Linien) und mesozoischen und känozoischen Becken (weiß). Schwarze Gebiete markieren das Vorkommen alter Massive, die als allochthone Relikte des alten Arktika Kontinents gedeutet werden. Die dicken, gezackten Linien sind Hauptstörungenzonen (aus: Zonenshain & Natapov 1989).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Die Geologie der an den Arktischen Ozean grenzenden Gebiete ist sehr variabel und daher nicht allumfassend darzustellen. Es ist anzunehmen, daß auch die Mineralvergesellschaftungen der entsprechenden Gesteine und Schelfsedimente sehr variabel sind. Dieses Kapitel soll diese Zusammenhänge untersuchen. Mehr Informationen zur Geologie können in der Geologischen Karte der Arktis (Okulitch et al. 1989), in "Abriß der Geologie Russlands und angrenzender Staaten" (Dolginow & Kropatschjow 1994), "Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland" (Trettin 1991a) und "The Arctic Ocean Region" (Grantz et al. 1990) gefunden werden.

Die kristallinen Gesteine des Kanadisch-Grönländischen Schildes, des Anabar-Schildes und des Baltischen Schildes bilden den Kern der jeweiligen kontinentalen Plattformen, die aus schwächer metamorphen Gesteinsfolgen proterozoischen bis paläozoischen Alters bestehen (Abb. 31, 32). Dabei zeichnet sich die Kanadische (Arktische) Plattform durch einen hohen Anteil an Karbonatgesteinen aus. Die Sibirische Plattform besteht dagegen zu großen Teilen aus Schiefern, Phylliten, Silt- und Sandsteinen (Abb. 31; Churkin et al. 1981; Dolginow & Kropatschjow 1994). Am Rand beider Plattformen folgt eine Sequenz (spät-) paläozoischer bis mesozoischer, hauptsächlich klastisch-mariner Sedimente, die nach massiver Faltung in Orogengürteln zusammengepreßt wurden ("Franklinian Mobile Belt", Caledonian, Innuitian Orogen, Brooks Range, Werchojansker Faltenzone, Ural-Faltenzone). Dagegen liegt die Primorje-Tschukotschen Vulkanzone innerhalb der sogenannten Ostasiatischen Megazone, der Region Rußlands, die an den Pazifischen Ozean grenzt und kontinuierliche Akkretion von Kruste erfahren hat. In ähnlicher Weise setzt sich Alaska zusammen (Abb. 31).

Vom Ende des Mesozoikums bis ins Känozoikum entstehen in Grönland und dem Kanadischen Arktischen Archipel Dehnungsbewegungen, die mit der schrittweise nordwärts fortschreitenden Öffnung des Atlantiks und später des Arktischen Ozeans in Verbindung stehen. Die Sibirische Plattform geriet ebenfalls unter Dehnungstektonik. Weitverbreitete marin-klastische Schelfsedimente in der Sibirischen Tiefebene, der Barents-See und der Kanadischen Arktis und N-Grönland erreichten Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern. Während der Dehnungsphase wurden am westlichen Rand der mittelsibirischen Tafel große Mengen von Flutbasalten und Trappdecken während des Perms und der Trias gefördert (Abb. 43).

Im Folgenden sollen drei Regionen der Arktis etwas detaillierter betrachtet werden: (1) das Kanadische Arktische Archipel und N-Grönland, (2) Sibirien, insbesondere die an die Laptew- und Kara-See grenzenden Regionen, und (3) die Barents-See mit den Kontinentalrand-Archipelen wie Svalbard und Franz-Josef-Land.

4.1 Nordamerika und Grönland

Als eines der potentielle Liefergebiete für die Sedimente im Arktischen Ozean gelten die teilweise auch heute noch vergletscherten Regionen des Kanadischen Arktischen Archipels sowie N-Grönlands (z.B. Darby et al. 1989, Bischof et al. 1996). Im Kanadischen Arktischen Archipel können anhand tektonischer und stratigraphischer Zuordnungen vier geologische Hauptprovinzen ausgehalten werden (Abb. 32). Das älteste Material bildet das Kanadische Schild mit kristallinen Gesteinen und proterozoischen Sediment- und sedimentär-vulkanogenen Gesteinen (Abb. 32). Die meisten Vorkommen liegen im südlichen Teil des Archipels (Thule Basin/W-Grönland, N- u. W.-Baffin Island, Minto Arch/Victoria Island).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

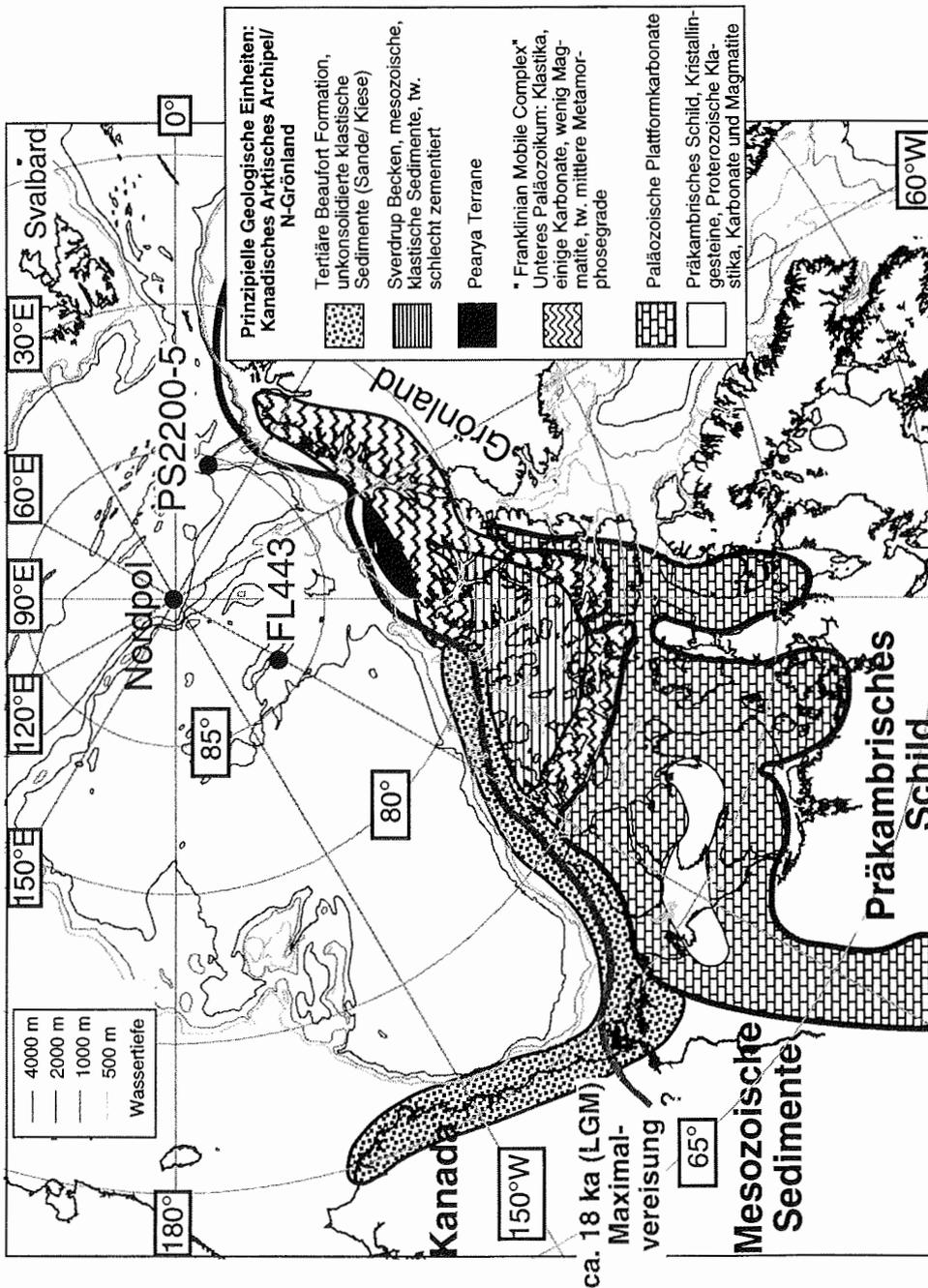


Abb. 32: Geologische Provinzen des Kanadischen Arktischen Archipels und N-Grönlands (nach: Trittin 1991b; Bischof et al. 1996, persl. Mittlg. 1995).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Am Rand des Kanadisch-Grönländischen Schildes können die Sedimente der inneren Plattform und der ehemaligen Schelfregion (hauptsächlich Karbonatgesteine) von den Gesteinen des sogenannten "Franklinian Mobile Belts" unterschieden werden, der das komplette Gesteinsinventar eines ehemaligen geöffneten Ozeans enthält (Kambrium bis Mittleres Devon). Während die Karbonatgesteine in ihrem weiträumigsten Vorkommen auf Victoria Island, King Williams Island und an-

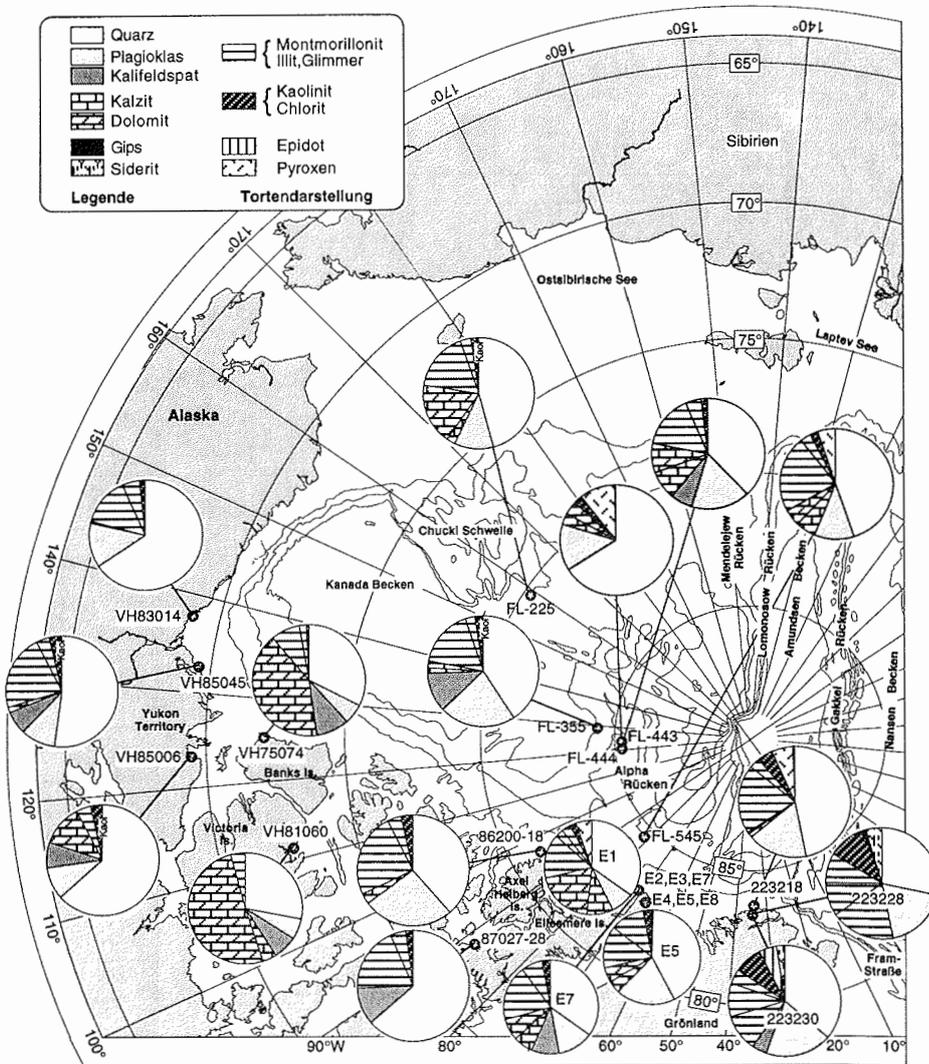


Abb. 33: Karte der nordamerikanischen und der östlichen russischen Gebiete der Arktis und Mineralvergesellschaftungen ausgewählter Liefergebiete. Die Mineralanteile werden in den Summendiagrammen im Uhrzeigersinn in der Reihenfolge Quarz, Feldspat, Karbonat, Tonminerale, Pyroxen, Epidoth, Evaporite dargestellt.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

grenzendem Kanadischen Festland zu großen Teilen dolomitisiert sind, enthalten die Einheiten auf Ellesmere Island und N-Grönland eine größere Vielfalt an Karbonat- (flach-marine bis Bioherm) und Evaporitgesteinen (bis zu Halit, meistens aber als Anhydrit verwittert) im Wechsel mit klastischen Sedimenten (Transgression-/Regressionszyklen). Die Evaporite sind an einigen Stellen auf der westlichen und südlichen Ellesmere Island und auf Devon Island aufgeschlossen und sorgen im Untergrund für Salztektonik. Die glazigenen Ablagerungen von N-Grönland, Ellesmere, Victoria und Banks Island und Oberflächensedimente aus dem Kanada-Bekken spiegeln direkt die Mineralvergesellschaftungen der benachbart anstehenden Gesteine wider (Abb. 33). Die Geschiebemergel auf Victoria und Banks Island enthalten große Mengen an Karbonatmineralen, insbesondere Dolomit (Abb. 33: VH81060; VH75074). Sie stammen von den ausgedehnten paläozoischen Plattformkarbonaten (Abb. 32), die die Ränder des Kanadischen Schildes bedecken. Ausgedehnte Untersuchungen an glazigenen Sedimenten der westlichen Victoria Island ergaben Karbonatgehalte bis 81 % (Nixon 1988). Die Karbonate dienen in paläozeanographischen Rekonstruktionen für das Amerasische Becken als deutlicher Hinweis für den Transport mit Eisbergen und Meereis aus dem Kanadischen Arktischen Archipel in den Arktischen Ozean (z.B. Clark et al. 1980; Darby et al. 1989; Bischof et al. 1996; Grantz et al. 1996).

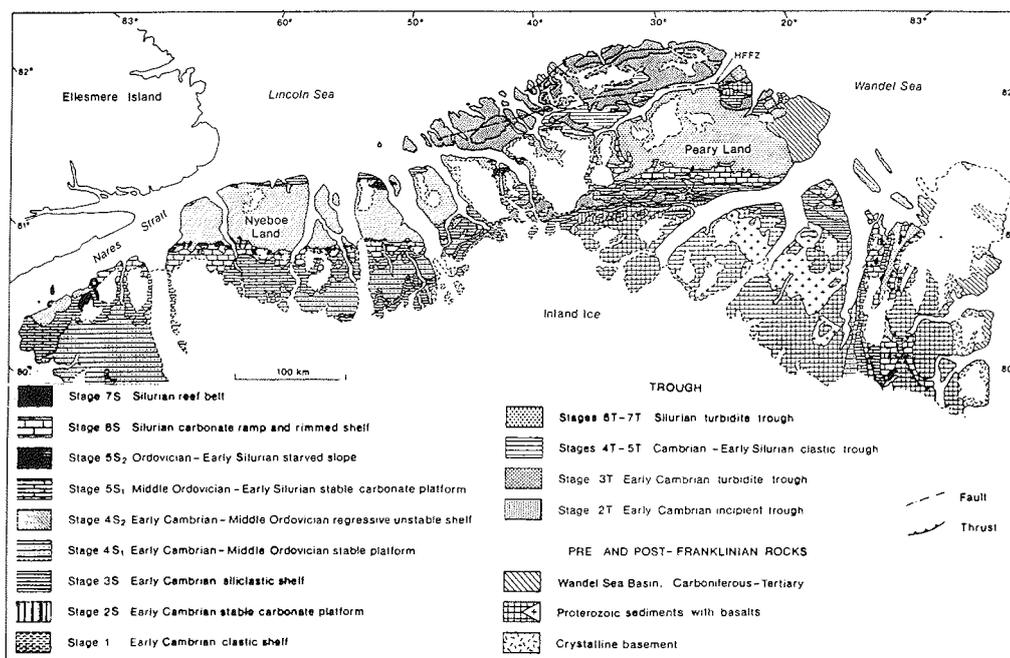


Abb. 34: Geologische Karte mit der Aufgliederung der Gesteine der Franklinian Becken Sequenz in N-Grönland (aus: Higgins et al. 1991).

Während des Devons wurde der Schelf von Quarz-reichen klastischen Sedimenten überschüttet, die heute auf Bathurst und Melville Island aufgeschlossen sind. Danach setzte eine Deformation im Zuge der Ellesmere Orogenese ein (oberes De-

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

von-unteres Karbon). Es folgt die Ablagerung von Schwarzschiefern, Kieselschiefern, Rotschiefer mit Caliche, Kaolinit-reicher Schiefer und Kohle als Ausdruck einer typischen orogenen Entwicklung unter tropischen, subtropischen und später humiden Klimabedingungen (Embry 1991). In N-Grönland werden diese Sedimente während des Devons deformiert. Nach Norden hin nimmt die Deformation zu und erreicht die untere Amphibolfazies, d.h. die Gesteine sind hier völlig umkristallisiert. Die vulkanisch-sedimentäre Zone auf Ellesmere und Axel Heiberg Island enthält einige hundert Meter mächtige silurische Vulkanite, z.B. basaltische Andesite und subalkaline Basalte in Sills und Tuffen, die typisch für eine Subduktionszone sind (Trettin et al. 1991). Das Pearya Terrane enthält Sedimente und Vulkanite aus einem an das Kanadisch-Grönländische Schild angeschweißten Krustenstück, das stark metamorphisierte, vermutlich auch ozeanische Kruste aus einer Region nördlich des "Franklian Mobile Belts" beinhaltet (Abb. 31, 32, 34; N-Ellesmere Island; mittel-proterozoisch bis oberes Silur; Granite, Gneise und mafisch-ultramafische Gesteine in Grünschieferfazies).

Glazigene Sedimente in diesen Regionen enthalten erhöhte Anteile an Glimmern zusammen mit Chlorit und Mineralen aus metamorphen Gesteinen wie Zeolith, Granat, Epidot, Amphibol und Pyroxen (Abb. 33: Proben E1-E8/ Ellesmere Is., Proben 22*/ N-Grönland). Dazu kommen typische Minerale für basische Magmatite wie Klinopyroxen, Olivin und Hämatit (Probe E5). Oberflächensedimente auf dem Ellesmere Island vorgelagerten Alpha-Rücken weisen einen erhöhten Anteil an Chlorit in der Tonfraktion auf (Clark et al. 1980). Nach Bischof et al. (1996) und Darby & Bischof (1996) können eistransportierte Materialien aus diesen Gesteinen in Sedimenten des Amerasischen Beckens festgestellt werden und somit an der paläozooanographischen Rekonstruktion mitwirken.

Als nächste Einheit folgt die mehrere 1000 m mächtigen Füllung des Sverdrup Beckens (Abb. 32). Sie besteht fast vollständig aus klastischen Folgen von Silt- und Tonsteinen, denen auch Kohlen und Gesteine mit Pflanzenresten zwischengeschaltet sind (Embry 1991). In der initialen Phase des Sverdrup Beckens (Unteres Karbon bis Perm) wurden Evaporite, Rotschiefer und Schiefer abgelagert, die heute auf NW-Ellesmere und Axel Heiberg Island aufgeschlossen sind. Für eine Krustendeckung typische Vulkanite sind ebenfalls auf Axel Heiberg und NW-Ellesmere Island zu finden. Im Perm sind außerdem Karbonate, Kieselschiefer und glaukonitische Gesteine entstanden. Glaukonitische Sandsteine treten wiederholt an der Diskordanz zwischen zwei Transgressions/ Regressions-Zyklen auf (Trias bis Kreide). In kretazischen Silt- und Tonsteinen kommen meterdicke Bentonitschichten vor (Núñez-Beletu et al. 1994). Die Füllung des Sverdrup Beckens wird im Eozän beendet (Miall 1991). Sedimente aus dieser Region enthalten erhöhte Anteile an Quarz, Feldspat und Phyllosilikaten (Abb. 33: Proben 86200-18, 87027-28). Die Tonmineralvergesellschaftung verzeichnet erhöhte Kaolinit- und Smektitgehalte (Dalrymple & Maass 1987).

Der Wechsel zwischen Silikat-reichen und Karbonat-reichen Sedimenten am benachbarten Alpha-Rücken gilt als Hinweis auf die klimaabhängigen Veränderungen in der Vergletscherung des Kanadischen Arktischen Archipels (Dalrymple & Maass 1987; Bischof et al. 1996; siehe Kap. 7.2.3).

In der unteren Kreide macht sich die beginnende Öffnung des Amerasischen Beckens mit der Intrusion von basaltischen Gängen bemerkbar, die heute auf der nördlichen Axel Heiberg und vereinzelt auf Ellesmere und Island N-Grönland aufge-

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

geschlossen sind (Soper & Higgins 1991). Das Vorkommen von Siderit (Abb. 33: Probe 223228) steht möglicherweise im Zusammenhang mit spätkreidezeitlichen Gängen. Im Folgenden ist das Kanadische Arktische Archipel hauptsächlich Erosionsgebiet. Im Norden lagert sich die aus schwach zementierten Konglomeraten und Sandsteinen bestehende Miozäne Beaufort Formation ab, die den siliziklastischen Schutt des Erosionsgebietes enthält (Abb. 32). Diese Sedimente sind extrem Quarz-reich (Abb. 33: Proben VH83014, VH85045). Da auch im Hinterland der "Northern Territories" silikat-reiche mesozoische Sedimente vorkommen, wird die gesamte Region von Quarz-, Feldspat- und Phyllosilikat-reichen Mineralvergesellschaftungen dominiert. Sie stellt das meiste Ausgangsmaterial für den Beaufort-Schelf und damit für die Turbidite im Amerasischen Becken (z.B. Goldstein 1983; Grantz et al. 1996).

Im späten Tertiär bis frühen Quartär setzt die Vergletscherung des Archipels ein (Hodgson 1991). Die wenig verfestigten und zementierten Gesteine des Sverdrup Beckens verwittern zu Sand, Silt und Tonen, während die beständigeren Gesteine des "Franklian Mobile Belts" und der Arktischen Plattform wesentlich gröberer Schutt produzieren.

Die hier untersuchten Oberflächensedimente des Amerasischen Beckens liegen nicht im Einflußbereich der Turbiditosedimentation im zentralen Kanada-Becken, die vom Sedimenteintrag des MacKenzie gesteuert wird (Campbell & Clark 1977; Goldstein 1983). Daher geben sie hauptsächlich den Eintrag von eistransportiertem Material aus Meereis und Eisbergen wieder (Clark & Hanson 1983; Goldstein 1983). Das Sediment der Ellesmere Island am nächsten liegende Probenposition FL545 zeigt einen geringen Gehalt an Pyroxenen und verringerte Karbonatgehalte. Die übrigen ausgewählten Oberflächensedimente enthalten ein untereinander wenig unterschiedliches Gemisch von Quarz, Feldspäten, Karbonaten (höchster Gehalt an der Chukchi-Schwelle) und Tonmineralen (Abb. 33).

4.2 Die Sibirische Arktis

Insbesondere die Sibirische Arktis gilt aufgrund ihrer Nähe als mögliches Liefergebiet für Sedimente des Eurasischen Beckens. Große Flußsysteme (z.B. Ob, Jenissej, Khatanga, Lena, Indigirka, Kolyma) bringen Sedimentfracht aus dem Sibirischen Hinterland in die ausgedehnten Schelfgebiete. Von dort kann das Material z.B. über das Meereis in das Eurasische Becken weitertransportiert werden (siehe Abb. 6). Abbildung 35 gliedert das Gebiet Rußlands und der angrenzenden Staaten in drei Hauptstrukturgebiete: Stabile Plattformen, präkambrische Massive und Faltenregionen und jüngere Faltenzonen (vgl. Abb. 31). An den Arktischen Ozean grenzen die Werchojansker-Tschukotschen Zone, die Werchojansker Faltenzone und die Sibirische Plattform mit mehreren Faltenzonen auf der Taimyr-Halbinsel. An die Kara-See grenzen die Sibirisch-Mittelasiatische Plattform und die Ural-Faltenzone mit ihrem Ausläufer auf Nowaja Semlja.

Die Werchojansker-Tschukotschen Region wird von einem komplexen System alter Massive mit präkambrischen bis paläozoischen Gesteinen aufgebaut, die von mesozoischen Faltengebirgen umgeben sind (Abb. 35). Kolyma und Indigirka entwässern große Teile dieser Region nach Norden in die Ostsibirische See. Es können die in Tabelle 9 zusammengefaßten Gesteinsfolgen unterschieden werden. Die große Mächtigkeit dieser Gesteinsserien ist Folge einer langandauernden Absenkungsgeschichte (Oberproterozoikum bis Mesozoikum) und der Faltung im Mesozoikum (Dolginow & Kropatschow 1994). Diese ging einher mit granitoidem Magmatismus, an den ergiebige Rohstoffvorkommen wie Gold, Zinn, Wolfram, Blei und

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

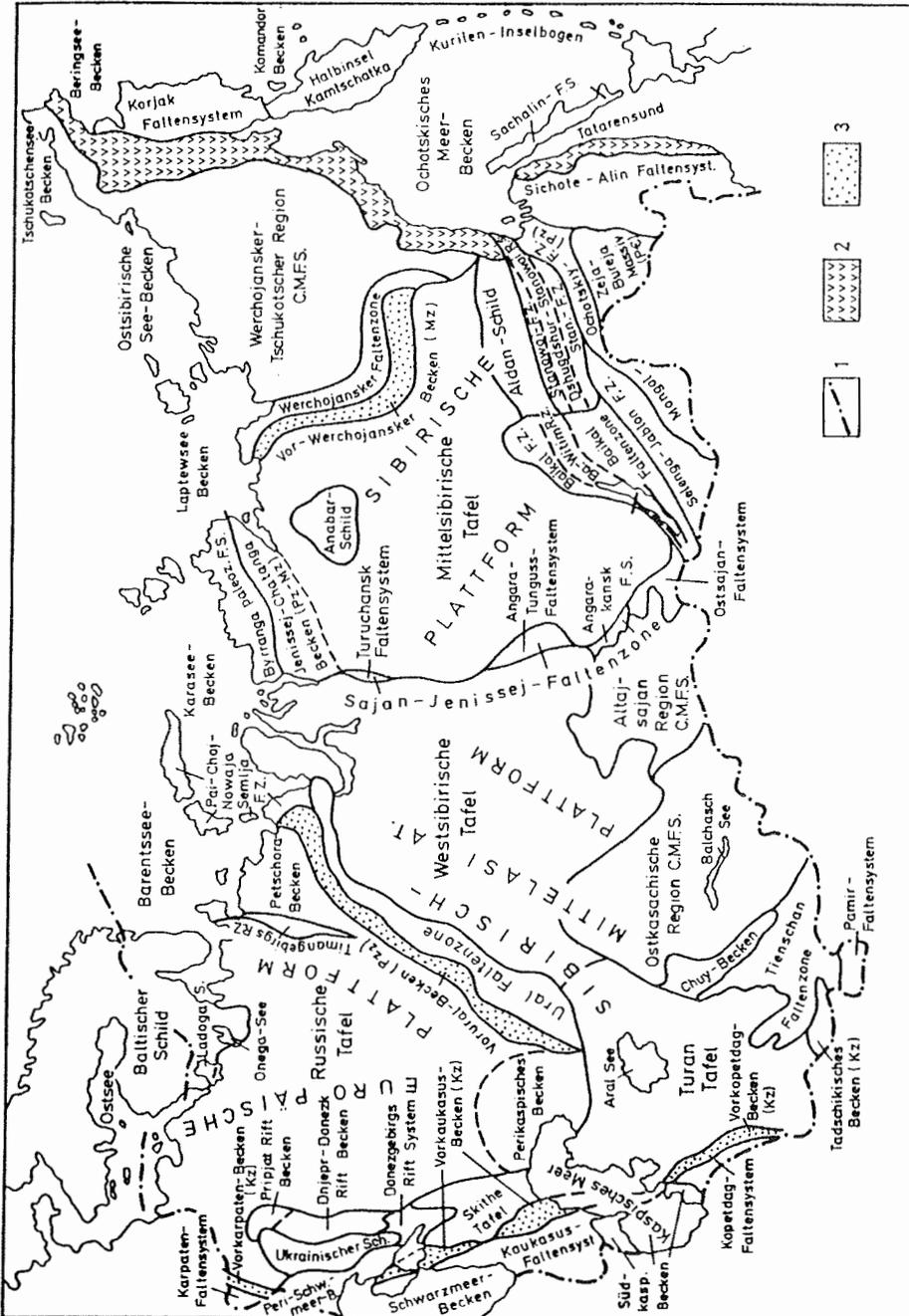


Abb. 35: Wesentliche geologische Elemente Rußlands und benachbarter Gebiete. (1) Begrenzung des beschriebenen Gebietes (2) Primorje-Tschukotschen-Vulkanzone (3) C.M.F.S.: Bereiche präkambrischer Massive und Fallensysteme unterschiedlichen Alters. F.Z.: Faltenzone (aus: Dolginow & Kropatschjow 1994).

Zeit	Mächtigkeit (m)	Gesteinsbeschreibung
Quartär-Jura		durch Permafrost gebundene unverfestigte Sande, Silte und Tone über mehrere hundert Meter mächtigen Grauwacken, Sandsteinen, Konglomeraten mit Pflanzenresten und zwischengelagerten sauren bis basischen Vulkaniten (Jura bis Unterkreide) in Becken am nördlichen Rand der Zone
Kreide-Mittleres Jura	bis 7000	Werchojansker Vorbecken: klastische bis grobklastische Molassesedimente aus Material, das bei der Faltung der Werchojansker Faltenzone freigesetzt wurde
Mittleres Jura-Oberkarbon	4000-15000	Mesozoischer Werchojansker Faltengürtel enthält psammitisch-pelitsche Ablagerungen: Flyschartige Wechsellagerungen von Sand-, Silt-, Tonsteinen mit untergeordneten Karbonaten, groben Sandsteinen und Kohleflözen
Oberpaläozoikum	bis 1500	marine Flachwasser- terrestrische klastische Sedimente (Konglomerate, Sandstein, Tonschiefer) sowie intermediäre und basische Vulkanite
Unter- und Mittelpaläozoikum	1000-2000	Devon: vorwiegend terrestrische und lagunäre Ablagerungen mit Evaporiten und Vulkaniten sauren und (oder) basischer Zusammensetzung bis Devon: Karbonate, Sand- und Tonsteine, mit unterlagernden bunten und roten Serien
Oberproterozoikum	1500-3500	Serizit- u. Chloritschiefer, Quarzlit, Kalkstein, Dolomit, Konglomerat an der Basis
Unterproterozoikum		Amphibolit, Metavulkanite, Paraschiefer, Glaukophanschiefer, Amphibolschiefer mit Granatbasiten und Hyperbasiten; Marmor, Quarzlit, Migmatitgneis
Archaikum	7000-10000	hypersthenführende Amphibol- und andere Gneise sowie metamorphe Schiefer, Amphibolit, Quarzlit, Granitgneis

Tab. 9: Gesteine der Werchojansker-Tschukotschen Region und der Werchojansker Faltenzone nach Dolginow & Kropatschjow (1994) und Zitate darin.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Zink gebunden sind. Nach einer tektonisch ruhigen Phase am Ende der Kreide führten neogene und quartäre Faltungsphasen zum rezenten Bergrelief der Region. Die beiden großen Flüsse Indigirka und Kolyma entspringen in diesen Bergen. Der Indigirka fließt über mehrere hundert Kilometer durch die Indigirka-Kolyma Tiefebene, die schlecht entwässert und von Seen, Marschland und Tundra bedeckt ist (Naugler et al. 1974). Dies führt zu einer deutlich unterschiedlichen Sedimentlast in Indigirka und Kolyma. Der Indigirka trägt wesentlich feineres, aber auch wesentlich mehr Material in die Ostsibirische See als der Kolyma (Naugler et al. 1974). Die Sedimente, insbesondere der westlichen Ostsibirischen See, sind aufgrund der Ausgangsgesteine und des Transportweges reich an Quarz, Feldspäten und vor allem Phyllosilikaten (vgl. Tab. 9). Nach Westen hin schließt sich westlich der Lena das **Nördliche Sibirische Tiefland** an, das zu großen Teilen von der Sibirischen Plattform und von der Lena Senke unterlagert wird (Abb. 35, 36; Churkin et al. 1981). Das schematische Profil zeigt die geologische Situation auf einem Schnitt zwischen Jenissej und Lena auf ungefähr 71° N von den triassischen Trappbasalten des Putoranagebirges über den Grundgebirgsaufbruch des Anabar-Schildes bis zur Lena Senke nahe der Werchojansker Faltenzone (Abb. 36). Diese Region wird durch Lena, Olenek, Anabar und Khatanga in die Laptew-See entwässert. Der Jenissej mündet in die Kara-See.

Das präkambrische kristalline Grundgebirge im Anabar-Schild besteht aus Gneisen, Quartziten, Marmoren und Paragneisen. Mächtige jungpräkambrische bis mesozoische Plattformsedimente überlagern das Grundgebirge. Das jüngere Proterozoikum enthält Sand- und Siltsteine, Schiefer und Phyllite (ca. 1700 m Mächtigkeit), das Paläozoikum Wechsellagerungen von Karbonaten und Klastika (ca. 5000 m). Sie werden von der mesozoischen Bedeckung mit permischen kontinentalen Sedimenten und in der Trias eingeschalteten Tufflagen und Laven diskordant überlagert (bis ca. 2500 m Mächtigkeit). In der Noril'sker Region erreichen die triassischen Vulkanite eine Mächtigkeit von ca. 4 km (Duzhikov & Strunin 1992). Eine geringmächtige Decke kreidezeitlicher, paläogener und quartärer Sand-, Silt-, Tonsteine überlagert regional diese Ablagerungen (Abb. 36; Tab. 9).

Nordöstlich des Olenek finden sich mesozoische Flyschsedimente, die die westliche Ausdehnung des Werchojansker Vorbeckens nachzeichnen (Abb. 35). Zwischen Anabar und Lena stehen mehrere tausend Meter mächtige permische (Kohle-führende Sand-, Silt- und Tonsteine), triassische (Sandsteine mit Tufflagen, Mergel und Tonsteine) und kreidezeitliche Gesteine an (Kohle-führende Sand- und Tonsteine bis 4000 m Mächtigkeit im Lena Delta; Churkin et al. 1981).

Vom Jura bis zum Känozoikum wurden im Jenissej-Khatanga Riftsystem bis zu 7500 m mächtige, vorwiegend flachmarin-klastische Sedimente abgelagert (Dolginow & Kropatschjow 1994). Dieses leicht erodierbare Material ist in der Tundra des Sibirischen Tieflandes, im Khatanga-Becken und auf den Inseln der inneren Laptew-See vertreten (Abb. 35, 36).

Die **Taimyr Halbinsel** und das Sewernaja Semlja Archipel bilden ein eigenes Strukturelement älterer Kruste (Abb. 35). Die Gebirgskette Taimyrs besteht aus metamorphen Beckensedimenten von Präkambrium bis Paläozoikum, in die syn-

Abb. 36 (nächste Seite) oben: Skizziertes W-E-Profil durch die Sibirische Plattform auf ca. 71° N (aus: Churkin et al. 1981 nach Pyatniskiy 1974). **Unten:** Geologische Übersichtskarte der Region zwischen Lena und Jenissej mit ungefährender Position des Profils (umgezeichnet nach: Duzhikov & Strunin 1992).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

orogene Plutone intrudiert sind. N-Taimyr setzt sich aus präkambrischen und spät-paläozoischen Graniten zusammen, die teilweise von kambrischen, fossilführenden Schichten überlagert werden (Churkin et al. 1981; Zonenshain & Natapov 1989). Im südlichen Teil Taimyrs stehen überwiegend permische und triassische klastische Gesteine an, die durch kambrische bis karbonische Karbonat-dominierte Sedimente unterlagert werden (Gesamtmächtigkeit ca. 10 km). Permische und triassische Gesteine weisen starke Ähnlichkeit mit entsprechenden Gesteinen des Urals auf. Nach Churkin et al. (1981) sind dies 1900-2300 m mächtige Sand-, Silt- und Tonsteine mit einer ca. 1000 m mächtigen kohleführenden Sequenz des unteren Perms. Sie wechsellagern mit 1500-2500 m mächtigen, sandigen Tonen mit eingeschobenen Tuffkonglomeraten, basaltischen Laven und Tuffen. Die Überdeckung durch jurassische bis quartäre klastische Sedimente ist nur dünn und regional begrenzt (Abb. 36).

Auf **Sewernaja Semlja**, das weitreichend vergletschert ist, stehen paläozoische Sedimente an (Churkin et al. 1981). Über präkambrischem Kristallin ähnlich demjenigen Taimyrs (4000-4500 m Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefem, Metasandsteinen, Phylliten, einem mächtigen Graphittonschiefer und Metavulkaniten) folgen kambrische Klastika (3000 m), ordovizische und silurische Karbonate (letztere mit reicher Fauna, tabulate Korallen und Pentameriden, max. 4200 m) und das Devon in Old Red Fazies (ähnlich dem Devon Svalbards). Mit ca. 1400 m Mächtigkeit wechseln Sandsteine, Mergel, Karbonate, Gips- und Halit-haltige Lagen mit evaporitischen Karbonaten. Mesozoische und känozoische Sedimente bilden nur eine geringe Überdeckung (Sand- bis Tonsteine, sehr leicht verwitternd). Zur Region Taimyr-Sewernaja Semlja gehören auch einige dem Festland vorgelagerte Inseln in der Kara-See.

4.2.1 Oberflächensedimente der Laptew-See-Region

Während der letzten Jahre lenkten mehrere Untersuchungen an Sedimenten und damit verknüpft an Meereissedimenten im Eurasischen Becken das Augenmerk auf die Laptew-See-Region (Pfirman et al. 1989; Dethleff et al. 1993; Wollenburg 1993; Nürnberg et al. 1994; Dethleff 1995a,b; Letzig 1995 und weitere Zitate darin). Danach gilt die Laptew-See als eine der wichtigsten Quellen für die rezente Sedimentation im Eurasischen Becken. Anhand der Oberflächenproben, die während der "Polarstern"-Expedition ARK-IX/4 (ARCTIC'93) gesammelt wurden (Fütterer 1994), kann nun eine gesamtmineralogische Charakterisierung stattfinden (Vogt 1996). In den folgenden Karten werden die Verteilung verschiedener Mineralgehalte und mineralogischer Parameter dargestellt, die mit unterschiedlichen Einflüssen der verschiedenen Flußsysteme (Khatanga, Lena, Yana) sowie der vergletscherten Regionen Sewernaja Semljas in Verbindung gebracht werden können und deren Charakteristik möglicherweise in das Eurasische Becken weitergegeben wird.

Anmerkung: In den folgenden Kapitel werden 6 Parameter (fett gedruckt) aus der Vielzahl der verfügbaren Einzelinformationen innerhalb der Gesamtmineralogie herausgestellt. Weitere wichtige Daten werden erwähnt (kursiv gedruckt). Der gesamte, umfangreiche mineralogische Datensatz wird im Anhang gelistet.

Proben des Laptew-See-Schelfes zeigen teilweise erhöhte **Quarz**gehalte bis über 40 % (Abb. 37). Die Verteilungskarte weist in der östlichen Laptew-See niedrige und im Westen erhöhte Gehalte aus. Zur Tiefsee hin nimmt der Quarzgehalt entlang des gesamten Schelfes kontinuierlich ab. Diese Verteilung korreliert sehr gut mit der Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente der Laptew-See (vgl. Linde-

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

mann 1994; Stein & Korolev 1994; Wahsner 1995). Mit zunehmender Entfernung vom Schelf reduzieren sich Korngröße und Quarzgehalte. Ein eindeutiges Zeichen für gravitativen Hangabwärtstransport, der mit zunehmender Entfernung vom Schelf an Transportenergie verliert und nur noch feinkörnigeres Material bewegen kann.

Khatanga und Sewernaja Semlja können aufgrund ihrer Nähe zu bergigen Regionen bzw. aufgrund der teilweisen Vergletscherung einen erhöhten Eintrag von grobkörnigerem und Quarz-reicherem Material unterstützen (Abb. 35, 36; vgl. Kap. 1.4.1). Auch das feinkörnigere Material der östlichen Laptew-See, das hauptsächlich aus der vorsortierten Sedimentfracht der Lena und Yana stammt (Silverberg 1972; Benthien 1994; Lindemann 1994; Vogt et al. 1994; Dethleff 1995a), zeigt einen gegenüber den Tiefseesedimenten erhöhten Gehalt an Quarz. Alle Hinterlandregionen der Laptew-See sowie Sewernaja Semlja verfügen über einen überdurchschnittlich hohen Anteil an klastischen Sedimentgesteinen (Abb. 35, 36; vgl. Tab. 9), die für diesen hohen Eintrag an Quarz sorgen können.

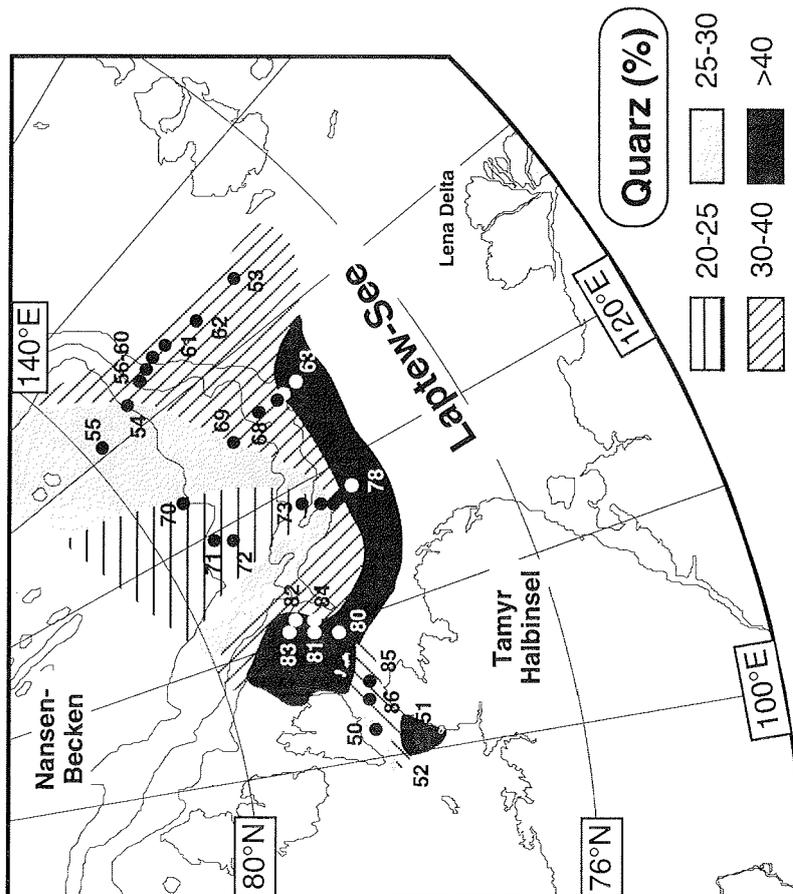


Abb. 37: Verteilungskarte des Quarzgehaltes in Oberflächenproben des Laptew-See-Kontinentalhanges. Nummern -> PS24xx (ARCTIC '93-Expedition).

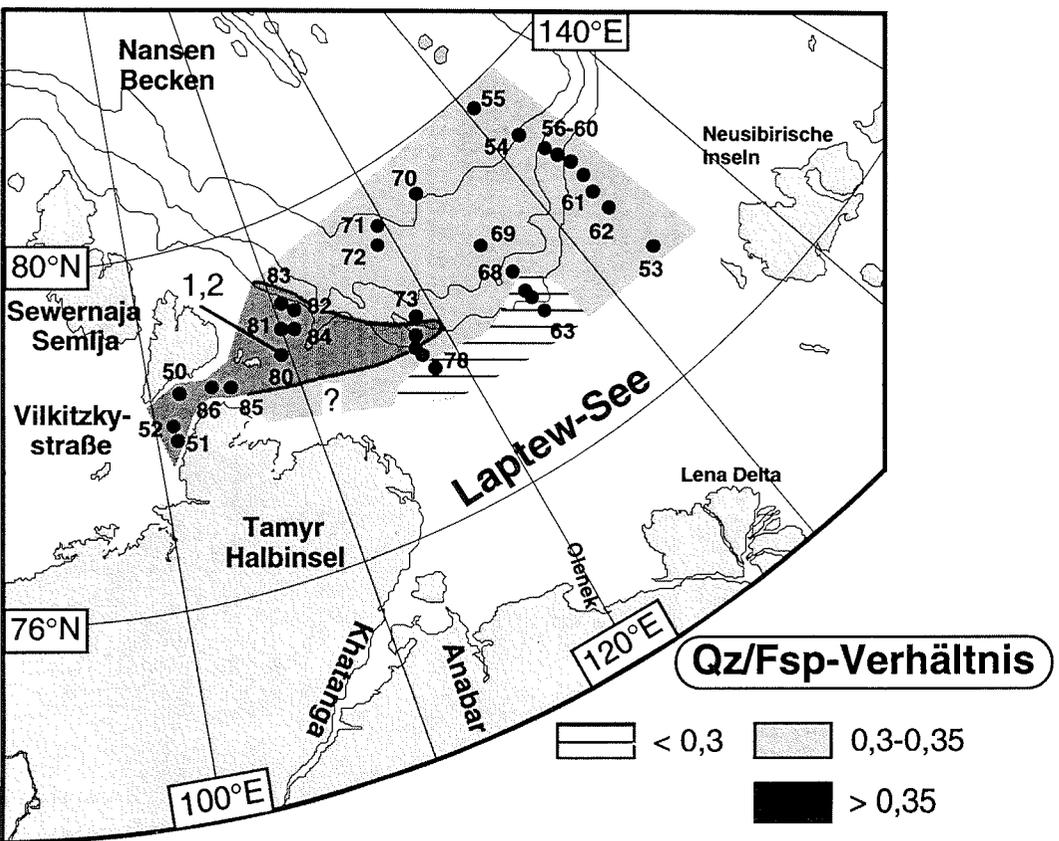


Abb. 38: Verteilungskarte der Quarz/ Feldspatverhältnisse (Qz/Fsp) in Oberflächensproben des Laptev-See Kontinentalhanges. Nummern -> PS24xx (ARCTIC '93-Expedition).

Die Verteilungskarten der Quarz/ Feldspat-Verhältnisse (Abb. 38) und der Kalifeldspat/ Plagioklas-Verhältnisse (Abb. 39) geben Hinweise auf den hohen Anteil an Feldspäten und zusätzlich auf unterschiedliche Liefergebiete der Feldspatgruppen. Die geringsten Qz/Fsp-Werte werden trotz hohen Quarzgehalten in der westlichen und zentralen Laptev-See erreicht (minimal 0,18; PS2463; vgl.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Abb. 37). Dies weist auf einen ebenfalls hohen Eintrag von Feldspäten hin, so daß das Verhältnis extrem niedrig ist. Es sind mehrere Quellen für einen hohen Feldspateintrag verfügbar. Im Einzugsgebiet des Khatangas ist dies vor allem das ausgedehnte Putorana-Flutbasaltplateau (Abb. 36). Der Anabar entwässert das Anabarschild, in dem u.a. Granite und Metasedimente vorkommen. Die Küstenregion der westlichen Laptew-See wird zu großen Teilen aus kreidezeitlichen, siliziklastischen Sedimenten aufgebaut (Abb. 36). Die östliche Laptew-See zeigt höhere Qz/Fsp-Werte. Dies scheint durch einen erhöhten Eintrag von Quarz aus der Kotelny-Region und/ oder der Ostsibirischen See bedingt zu sein (vgl. Kap. 4.2). In beiden östlichen Profilen der Laptew-See erhöht sich das Qz/Fsp-Verhältnis kontinuierlich beckenwärts. Bei gleichzeitiger Verringerung des Quarzgehaltes (siehe Abb. 37) muß somit von einer noch stärkeren Reduzierung des Feldspatgehaltes mit zunehmender Entfernung vom Schelf und verringerter Korngröße ausgegangen werden. Ein herausstehendes Phänomen der Qz/Fsp-Verteilungskarte sind die hohen Werte östlich Sewernaja Semlja und in der Vilkitzkystraße (Abb. 38). Den höchsten Wert erreicht dabei die Oberflächenprobe von PS2480 mit 1,21. Hier ist allerdings auch der Quarzgehalt extrem hoch. Der Sandgehalt dieser Probe erreicht 88 % (Wahsner, persl. Mittlg. 1995). Die Zunge erhöhter Qz/Fsp-Gehalte ostwärts von Sewernaja Semlja folgt der derzeitig dominierenden Richtung der Oberflächenströmungen (Suslov 1961; Timokhov 1994; Eicken et al. 1995; Kolatschek et al. 1995). Sich mit der Entfernung verringernde Qz/Fsp-Verhältnisse suggerieren eine zunehmende Verdünnung durch Material aus der inneren Laptew-See.

Heute werden treibende Eisberge von Sewernaja Semlja in dieser Region beobachtet (Fütterer 1994; Kolatschek et al. 1995). Die Quarz- wie Feldspatgehalte scheinen in dieser Region eng an grobkörniges Material gebunden zu sein (s.o.). Daher liegt der Schluß nahe, daß die erhöhten Qz/Fsp-Verhältnisse einen Transport von grobkörnigem Material (mit Eisbergen ?) von Sewernaja Semlja ostwärts anzeigen. Möglich sind weiterhin auch starke Bodenströmungen durch die Vilkitzkystraße, die dem Kontinentalhang folgen, und so das Material vom Schelf aus Richtung Osten verteilen könnten (Fütterer 1994; persl. Mittlg, Niessen 1995). Wahsner (1995) berichtet von einem W-E-Transport von Smektiten durch die Vilkitzkystraße.

Der Kontinentalhang östlich Sewernaja Semlja und die Vilkitzkystraße sind auch die Gebiete höchster **Kfs/Plg**-Verhältnisse (Abb. 39), die in dieser Arbeit als Indikator für unterschiedliche Anteile von *Kalifeldspäten* und *Plagioklasen* verwendet werden. Die höchsten **Kfs/Plg-Verhältnisse** werden auf dem gesamten westlichen Kontinentalhang bis ins Becken hinein beobachtet (bis zu 1,2/ PS2480; Abb. 39). In der der östlichen Laptew-See benachbarten Tiefsee fallen die Werte auf unter 0,2. Leicht erhöht sind die Werte auch an den Kernpositionen PS2463-68, die im Gebiet des östlichen Lena Troges liegen, der durch die Lena während niedrigerer Meeresspiegelstände in den Schelf erodiert und nach der Überflutung der Laptew-See durch Sediment gefüllt wurde (vgl. Holmes & Creager 1974; Fütterer 1994; Benthien 1994; Lindemann 1994; Niessen & Musatov 1997; Kleiber et al. 1997). Dagegen zeigen die Oberflächenproben im Anabar-Khatanga Trog, einer dem Lena Trog ähnlichen Struktur in der westlichen Laptew-See, relativ niedrige Kfs/Plg-Verhältnisse. Da beide Tröge Material enthalten, das vom inneren Schelf und den Mündungsbereichen der Flüsse durch Strömungen herangebracht werden (Benthien 1994; Lindemann 1994), scheinen hier einige Unterschiede in der Zusammensetzung der Feldspatgruppen zu bestehen. Dies ist vermutlich Ausdruck der unterschiedlichen Liefergebiete (vgl. Abb. 36).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

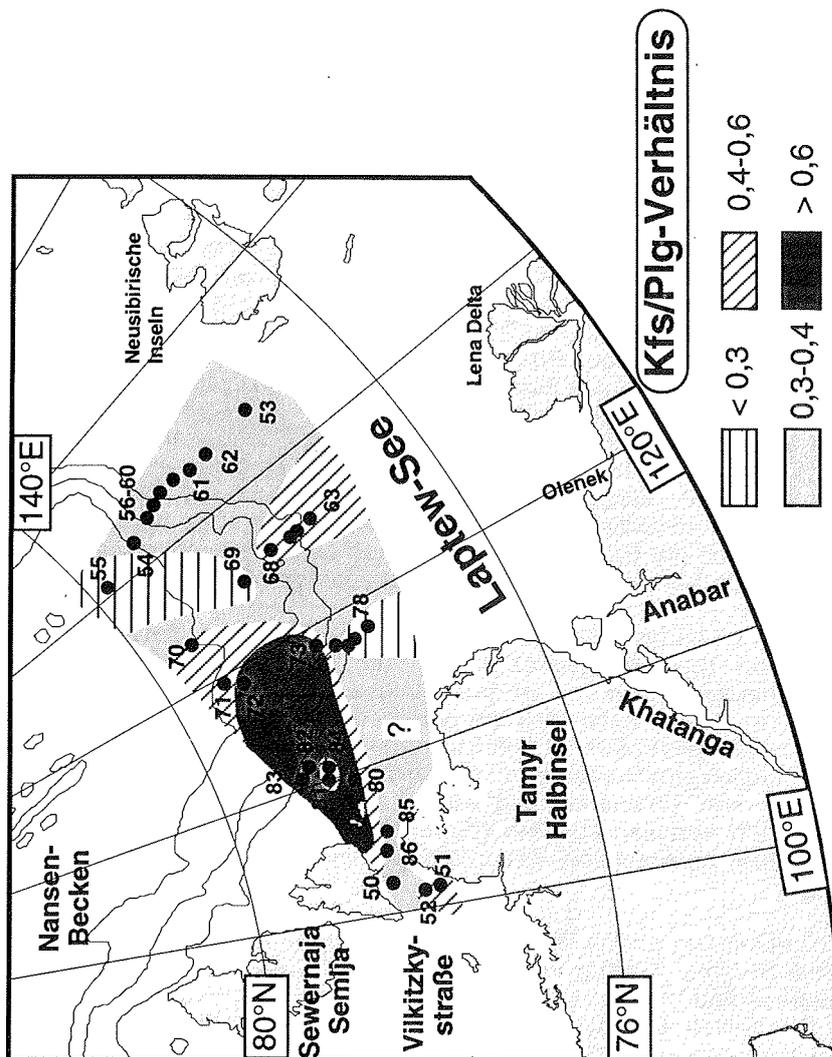


Abb. 39: Verteilungskarte der Kalifeldspat/ Plagioklas-Verhältnisses (Kfs/Plg) in Oberflächenproben des Laptev-See Kontinentalhanges. Nummern -> PS24xx (ARCTIC '93-Expedition).

Die QUAX-Auswertung ergibt für das Laptev-See-Gebiet Plagioklasgehalte von 15 bis >30 % (Tab. A4). Die höchsten Werte werden auf dem Schelf in der zentralen Laptev-See erreicht (PS2463-69). Die niedrigsten Plagioklasgehalte haben die Tiefseeoberflächenproben und Proben vor Sewernaja Semlja und Kotelny. Kalifeldspat erreicht einen Anteil zwischen 0 und über 15 %. Die Schelfregion zeigt durchgehend höhere Werte als die Tiefseesedimente, deren Gehalte insbesondere vor dem östlichen Laptev-See-Schelfhang unterhalb der Nachweisgrenze des

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

QUAX-Programms liegen (2-5 %). Auch vor der Taimyr-Halbinsel ist Kalifeldspat nur ein untergeordneter Bestandteil des Mineralspektrums. Die Gehalte an Quarz, Plagioklasen und Kalifeldspäten sind den von Mosler et al. (1996) für die innere Laptew-See bestimmten Werten sehr ähnlich.

Die **Karbonatgehalte** der Schelfsedimente sind äußerst gering und nahe an der analytischen Nachweisgrenze (0,5-2 %). Mit Hilfe der Karbonatmessungen von Stein (1996) und der Bestimmung von Kalzit/ Dolomit konnten jedoch für alle Kernpositionen entsprechende Werte berechnet werden (Tab. A4). **Kalzit** ist in den Schelf- und Hangproben kaum vorhanden. Zur Tiefsee hin nimmt der Anteil etwas zu und übersteigt 1 % in der Oberflächenprobe PS2470 in der Tiefsee. Die niedrigsten Werte ergeben sich für das östlichste Profil auf ca. 133° E, bei denen Kalzit am Schelf und Hang völlig fehlt.

Für den **Dolomit** zeichnet sich ein umgekehrtes Bild ab. Die höchsten Gehalte mit bis zu 2,1 % (PS2485 vor der Taimyr-Halbinsel) wurden für die Schelfproben gemessen, während die Hang- und Beckensedimente nur Spuren von Dolomit besitzen (<0,5 %). Die etwas höheren Werte können vermutlich auf den Eintrag von detritischen Karbonatmineralen aus den paläozoischen Karbonatgesteinen rund um das Anabar-Schild und auf der Taimyr-Halbinsel/ Sewernaja Semlja zurückgeführt werden (vgl. Abb. 36).

Generell ist festzustellen, daß Karbonate eine untergeordnete Rolle innerhalb der Mineralvergesellschaftungen von Laptew-See-Sedimenten darstellen. Dafür sprechen auch weitestgehend minimale Karbonatgehalte in den Sedimenten des inneren Laptew-See-Schelfes (Stein 1996).

Die Korngrößenverteilung und die Tonmineralvergesellschaftung der Oberflächensedimente in der Laptew-See haben Wahsner (1995) und Rossak (1995) beschrieben. Von besonderer Bedeutung für diese Arbeit sind die konstante Abnahme der mittleren Korngröße hangabwärts und die Verteilung der Tonmineralgruppe **Smektit** (Abb. 40). Die Verteilungskarte zeigt ein deutliches Maximum in der westlichen Laptew-See, insbesondere nahe der Khatanga-Mündung und in der Vilkitskystraße (Abb. 40). Eine Zunge hoher Gehalte erstreckt sich von hier aus ostwärts. Die Verringerung der Werte ostwärts spiegelt die Verdünnung durch den Feinfraktionseintrag insbesondere der Lena wider (vgl. Wahsner 1995 und Zitate darin). Das Verteilungsmuster ist in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Oberflächenströmungen in der Laptew-See (z.B. Suslov 1961; Hass et al. 1995). Zusätzlich zum Eintrag aus der Khatanga-Mündung wird ein Eintrag von Smektit aus der Kara-See, in der in der Ob/Jenissej-Mündung noch höhere Smektitgehalte in den Oberflächenproben beobachtet werden (Abb. 40), in die Laptew-See vermutet (Wahsner 1995). Khatanga und Jenissej entwässern des Putoranagebirge, an dessen Westflanke ausgedehnte Tuffablagerungen ausbleiben (Abb. 36, 40). Smektit ist ein Verwitterungsprodukt basaltischer Magmen, Lava und insbesondere Pyroklastika. Seine Herkunft aus dem ausgedehnten Flutbasaltmassiv des Putoranagebirges ist naheliegend (Abb. 36, 40). Da Tuffe bereits in ihrer Ausgangszusammensetzung reich an Mineralen der Smektitgruppe sind, könnte dies vielleicht die noch höheren Smektitgehalte in der Ob/ Jenissej- Mündung erklären. Die ausgedehnten sibirischen Flutbasalte sind in der Nachbarschaft des Arktischen Ozeans die einzige Quelle solch hoher Smektitgehalte. Daher ist Smektit als Liefergebietsanzeiger sehr tauglich und wurde bereits für paläozeanographische Rekonstruktion im Eurasischen Becken verwendet (Nürnberg et al. 1994; Letzig 1995).

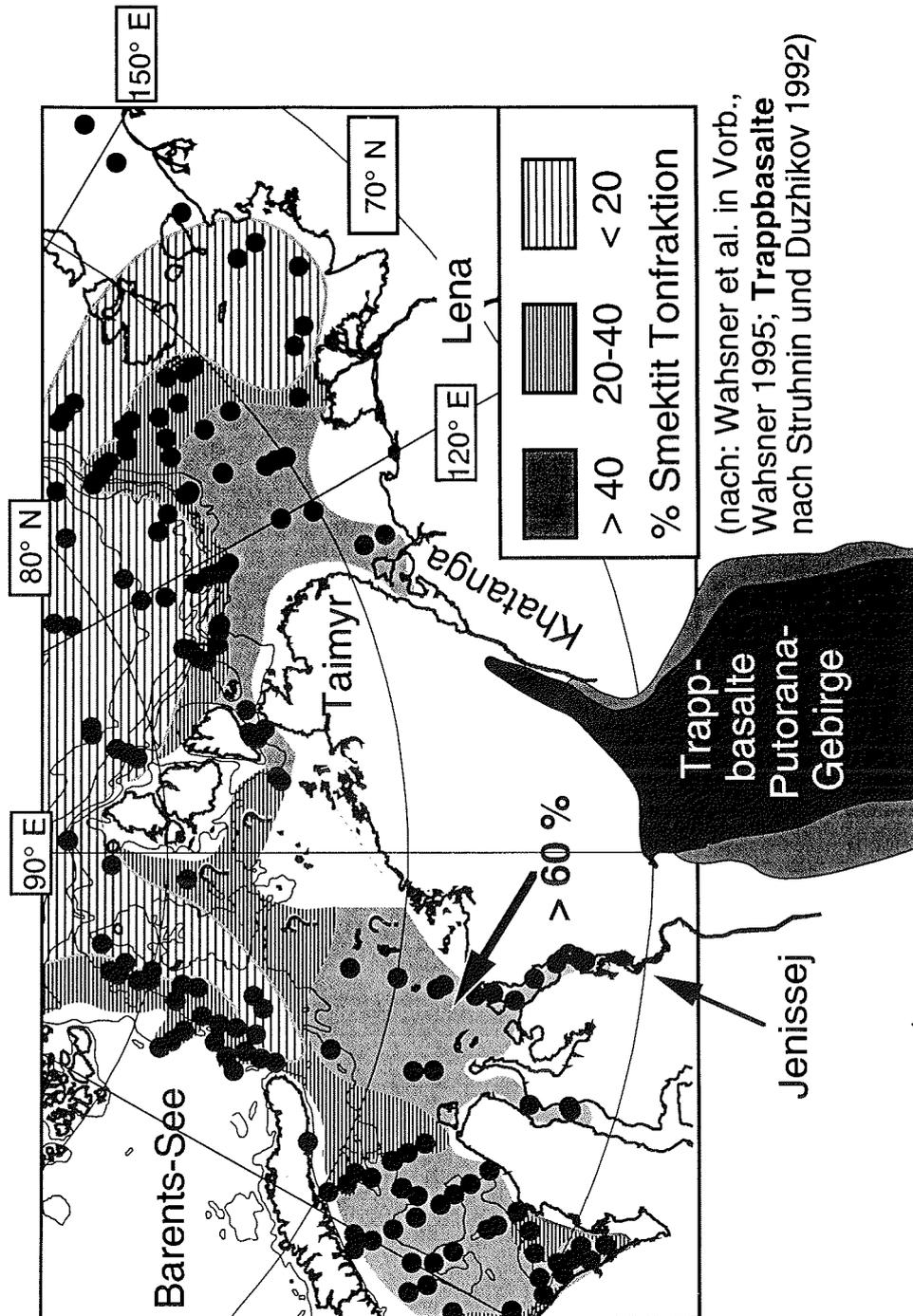


Abb. 40: Verteilungskarte der Smektitgehalte in Oberflächenproben der Kara- und Laptev- See (nach: Rossak 1995; Wahsner 1995; Wahsner et al. 1996, in Vorb.).

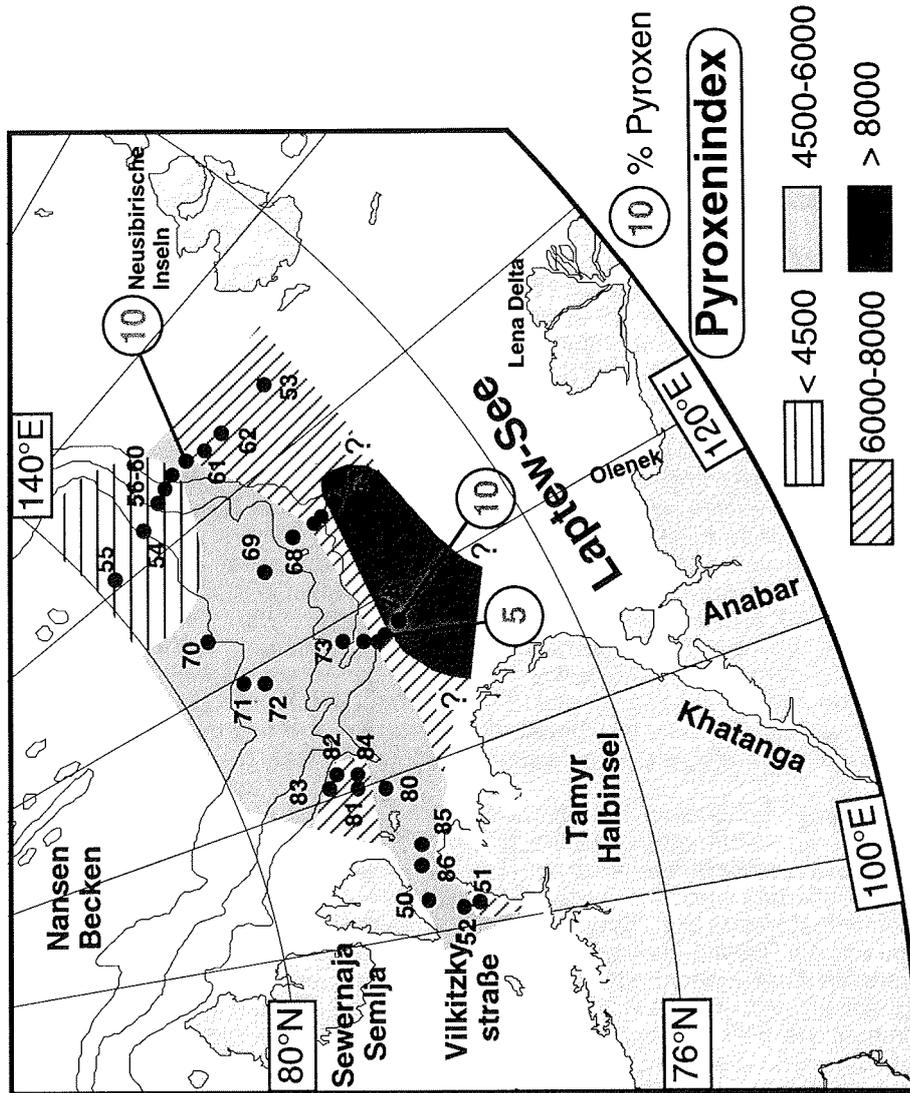


Abb. 41: Verteilungskarte der Pyroxenindexwerte in Oberflächenproben des und erkannte Pyroxengehalte am Laptev-See Kontinentalhanges. Nummern -> PS24xx (ARCTIC '93-Expedition). Der **Pyroxenindex** ist die integrierten Fläche zwischen 3,0 und 2,92 Å aus dem Röntgendiffraktogramm (vgl. Kap. 2). Die Beugungsreflexe diesen Diffraktogrammabschnitts werden in den Sedimenten des Arktischen Ozeans vorrangig von Pyroxenen erzeugt.

Auch in der Gesamtmineralanalyse prägt sich der Eintrag von Erosionsprodukten aus dem Putoranagebirge durch (vgl. hohe Plagioklasanteile). Die Gehalte an *Montmorilloniten* - zu denen die Smekтите gehören - sind in der Gesamtprobe rela-

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

tiv hoch (bis zu 30 % in der westlichen Laptew-See (PS2475) und 40 % in der Kara-See (MD4399)) und die Verteilungskarte des Pyroxenindex (Abb. 41) ähnelt der Smektitverteilungskarte. Hohe Montmorillonitgehalte sind außerdem Ausdruck der großen Nähe zu den Liefergesteinen, da sie aufgrund ihrer geringen physikalischen Widerstandsfähigkeit weite Transporte nicht überdauern.

Die höchsten Werte des **Pyroxenindex** aus der westlichen Laptew-See fallen mit dem Überspringen der Nachweisgrenze des QUAX-Programms für Pyroxene zusammen (2-5 %). An den Stationen PS2477 und PS2478 werden 5-10 % Hypersthen (ein Orthopyroxen typisch für Silikat-arme, basaltische/ tholeiitische Magmatite und Vulkanite; Matthes 1987) erreicht (Abb. 41). Dies stimmt gut mit dem schon durch die Smektitverteilung angedeuteten Eintrag von Basaltverwitterungsprodukten durch den Kathanga und mit vorhergehenden Untersuchungen überein (Lapina 1965; Silverberg 1972; Stein & Korolev 1994; Behrends et al. 1996 und Zitate darin). Ansonsten werden Klinopyroxene erkannt (Tab. A4).

Die Schelfsedimente zeigen generell höhere Pyroxenindexwerte (Abb. 41). Dagegen ist der Pyroxenindex in der Vilkitskystraße und in deren östlicher Verlängerung niedriger. Die Werte verringern sich außerdem über den Kontinentalhang hinweg bis zu den Oberflächensedimenten der Tiefsee, insbesondere vor der östlichen Laptew-See, zu niedrigsten Werten. Die östliche Laptew-See erscheint damit Pyroxen-ärmer, was durch verschiedene Schwermineraluntersuchungen bestätigt wird (Lapina 1965; Silverberg 1972; Behrends et al. 1995, 1996). Die Neusibirischen Inseln scheinen aber Eisen-reiche Orthopyroxene zu liefern. Während bei der Auswertung von Proben nahe Kotelny Fe-Enstatit als ein akzessorisches Mineral ermittelt wurde, fanden Naugler et al. (1974) erhöhte Gehalte von Orthopyroxen in Sedimenten auf der Ostseite der Neusibirischen Inseln. Anhand mikroskopischer Untersuchungen vermuten sie eisenreichen Ferrohpersthen.

Die Gruppe der Dreischichtsilikate *Glimmer*, *Illit* und *Montmorillonit* bildet einen Großteil der bestimmten Phyllite in der Gesamtfraktion. Es folgen Kaolinit und Chlorit als eigenständige Gruppen (Tab. A4). Während Illit vorrangig in den Schelfproben erkannt wird (bis zu 20 %), erreichen die Glimmer Höchstwerte in den Oberflächenproben der Hang- und Beckensedimente (Tab. A4). Illit erreicht außerdem vor der Taimyr-Halbinsel erhöhte Werte in der Gesamtmineralanalyse. Dies könnte im Zusammenhang mit den metamorphen Gesteinen des Taimyr-Faltengürtels stehen (vgl. Kap. 4.2). Dagegen erscheint die unterschiedliche Verteilung der Glimmer und Illite auf dem Schelf und am Hang entweder als Ausdruck der Transportentfernung und damit Widerstandsfähigkeit der Minerale gegen physikalische Beanspruchung oder der unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen.

Aufgrund sehr ähnlicher Beugungsreflexe ist Kaolinit nur schwer von Chlorit in einer Gesamtmineralanalyse zu trennen (Kap. 2.6.3, 2.6.4). Die entsprechenden Gehalte müssen daher immer als Summe beider Mineralgruppen gesehen werden (Tab. A4). Dennoch deutet eine Entscheidung von QUAX für nur ein Mineral auf die Übermacht desselben in der Probe hin. Aufgrund dessen soll auf einige beobachtete Trends hingewiesen werden. Kaolinit hat sein Maximum von 5-10 % in Oberflächenproben vom Hang in einer Wassertiefe von 1500-2500 m (Atlantische Wassermassen, Arktisches Zwischenwasser) und an der nordöstlichsten Station (PS2455). Wahsner (1995) erkennt allerdings keine signifikanten Unterschiede im Kaolinitgehalt der Tonfraktion am Kontinentalhang. Unter den mit QUAX bearbeiteten Oberflächenproben stehen diejenigen vor der Taimyr-Halbinsel und des öst-

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

lichsten Profils mit erhöhten Chloritwerten heraus (Tab. A4). Sie lassen sich möglicherweise den metamorphen Gesteinen der Werchojansker und Taimyr Faltengürtel zuordnen. Auch die Verteilung in der Tonfraktion zeigt etwas erhöhte Gehalte an Chlorit vor der Taimyr-Halbinsel (> 20 %; Wahsner 1995).

Innerhalb der Schwermineraluntersuchungen ist der erhöhte Eintrag von Amphibol aus der Lena in die östliche Laptew-See sehr deutlich (Behrends et al. 1995, 1996 und Zitate darin). Nur in einigen wenigen der hier untersuchten Oberflächenproben konnten Spuren von Amphibolen in der Gesamtprobe erkannt werden (Tab. A4).

Anhydrit, Gips, Talk, Chloritoid, Zeolith, Granat, Zirkon, Rutil, Olivin, Baryt und Fluorit sind weitere von QUAX erkannte, akzessorische Minerale. Olivin, Granat und Zirkon treten in der Vilkitskystraße und vor Sewernaja Semlja auf, Granat, Zeolith und Talk im östlichsten Profil. Diese Minerale lassen sich ohne weiteres auf die entsprechenden metamorphen oder magmatischen Gesteine der nächstliegenden Lieferregionen zurückführen. Granat ist das vierthäufigste Schwermineral nahe den Neusibirischen Inseln (Naugler 1967). Hieraus mag sich das Auftreten von Granat in dem östlichen Profil am Laptew-See-Kontinentalhang erklären (Tab. A4). Das gehäufte Auftreten von Gips oder Anhydritspuren insbesondere in Oberflächen-sedimenten des an den östlichen Lena Trog grenzenden Profils scheint auch auf den Eintrag entsprechenden Materials hinzuweisen (z.B. aus Unter- und Mittelpaläozoischen Sedimenten der Werchojansker Faltenzone; vgl. Tab. 9).

4.2.2 Die Kara-See-Region

Das jüngste Strukturelement der **Westsibirische Tafel** zwischen Jenissej und Ural ist die 3000 m mächtige jurassische bis känozoische Beckenfüllung (vgl. Abb. 35; Churkin et al. 1981; Dolginow & Kropatschjow 1994), deren marin-klastische Serien mit Sand-, Silt- und Tonsteinsolgen mit Kohle- und Pflanzenhäcksel-führenden Gesteinen wechsellagern. Während des Oligozäns werden Glaukonitsande zusammen mit Diatomiten und Kieselkalktonen abgelagert.

Ein Großteil der Westsibirischen Tiefebene, insbesondere die Yamalhalbinsel, wird heute von oberpliozänen bis rezenten Ablagerungen bedeckt. Die mehrheitlich unverfestigten Kiese, Sande, Silte und Tone wurden unter glazialen, limnisch-fluviatilen bis marin-glaziomarinem Bedingungen abgelagert. Sie enthalten bei bis zu 300 m Mächtigkeit an organischem Material reiche Horizonte mit Pflanzenresten (aus u.a. Mooren), Moränen und Strandterrassen mit Mollusken (Yamalhalbinsel). Ähnliche Sedimente bedecken auch die meisten der Kara-See-Inseln nördlich Nowaja Semlja, auf denen jedoch hauptsächlich Kreidesedimente (z.T. mit Kohleflözen) aufgeschlossen sind.

Die in Abbildung 42 dargestellten Mineralvergesellschaftungen einiger Oberflächensedimente aus Flußläufen oder Mündungsgebieten sollen einen ersten Eindruck über die Mineralvergesellschaftungen vermitteln (vgl. Tab. A2). Die Übermacht von **Quarz** und **Feldspat** in allen diesen Sedimentproben fällt auf. Unter den Feldspäten wird vor allem in der Ob/ Jenissej- Mündung eine Dominanz von Plagioklasen beobachtet (Kfs/ Plg-Verhältnisse < 0,2; vgl. Tab. A4), die auch Levitan et al. (1994, 1995, 1996) anhand mikroskopischer Untersuchungen beschreiben. Die hohen Plagioklasengehalte stammen vermutlich aus den sibirischen Flutbasalten des Putoranagebirge. Im Westen der Kara-See können hohe Gehalte an Kalifeldspäten auftreten, die die Zusammensetzung der klastischen, mesozoischen Sedimentgesteine der sibirischen Tiefebene wider. Vergleicht man die inneren Schelfproben mit den drei Proben aus dem St. Anna-Trog und dem Voronin-Trog

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

zwischen Franz-Josef-Land und Sewernaja Semlja, so haben letztere einen wesentlich höheren Anteil an Tonmineralen. Die Voronin-Trog-Proben (Abb. 42: VT-Nr.) zeigen ähnlich wie die landnahen Proben der Jenissej-Region einen meßbaren Gehalt von Klinopyroxenen in der Gesamtfraktion. Die Franz-Josef-Land am naheliegende Probe verfügt über einen erhöhten Kaolinitanteil.

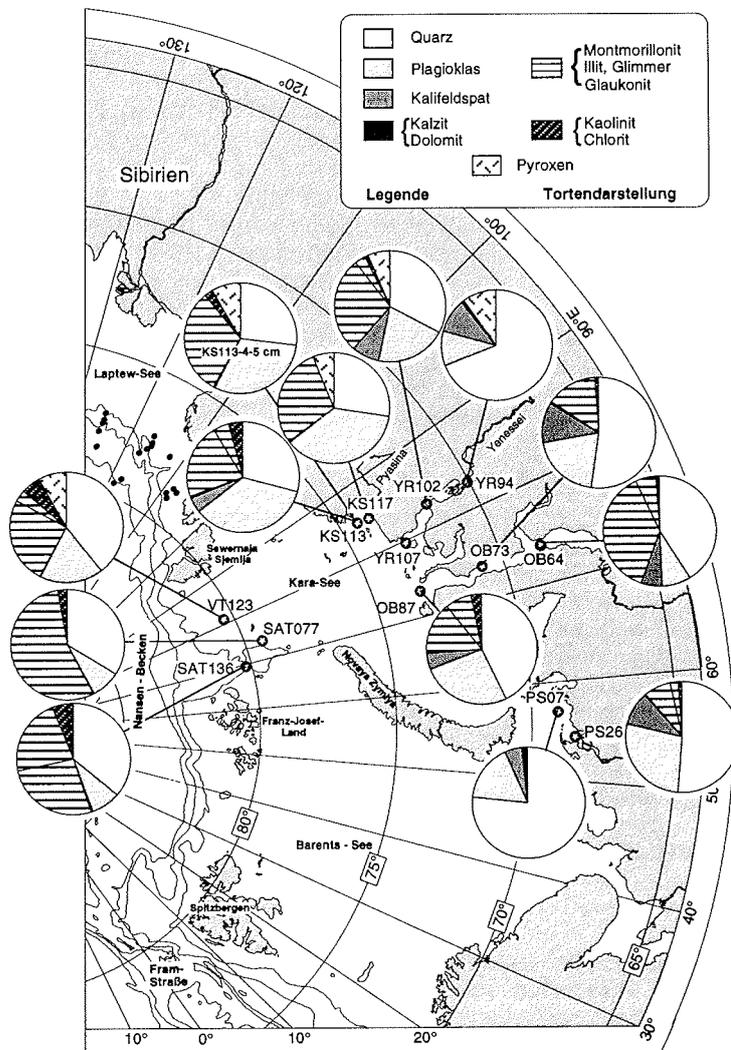


Abb. 42: Mineralvergesellschaftungen in der Kara-See. Die Mineralanteile werden in der Summendarstellung im Uhrzeigersinn in der Reihenfolge Quarz, Feldspäte, Karbonate, Tonminerale, Pyroxen dargestellt.

Ausgedehnte Untersuchungen der Tonmineralogie (z.B. Nürnberg et al. 1995a; Shelekova et al. 1995; Wahsner et al. 1996 und enthaltene Zitate) zeigen stark erhöhte Gehalte von Smektit im Gebiet der Jenissej-Mündung und der östlichen

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Kara-See landwärts von Nowaja Semlja (siehe Abb. 40) sowie deutlich erhöhte Gehalte von Kaolinit in der direkten Umgebung von Franz-Josef-Land. Franz-Josef-Land weist damit eine sehr spezifische Mineralogie auf (siehe Kap. 4.3).

4.3 Die Barents-See und Franz-Josef-Land

Aufgrund ihrer Bedeutung für die Erdölindustrie ist die Barents-See eine der bestuntersuchtesten Regionen in der Arktis. Ölvorkommen waren an Land schon länger bekannt und wurden auf Spitzbergen seit den späten fünfziger Jahren exploriert (Nøttvedt et al. 1993a). Vorren et al. (1993 und darin enthaltene Artikel) beschreiben den derzeitigen Stand der Forschung. Die abgedeckte geologische Übersichtskarte zeigt, daß weite Teile der Barents-See mit kretazischen Sedimenten unterlagert sind (Abb. 43). Nur Franz-Josef-Land, das Svalbard Archipel und die Bäreninsel weisen ältere Gesteine auf. Eine größere Zone triassisch-jurassischer Sedimente unterlagert eine dünne Schicht quartärer Sedimente südlich Spitzbergen und auf den Untiefen wie die Storbank und die Spitzbergenbank. Das quartäre Sediment über diesen älteren Gesteinen ist meistens nur dünn (max. 10 m) und besteht mit Ausnahme einer maximal 0,5 m dicken holozänen Deckschicht aus lokalem Material (Bjørlykke et al. 1978; Antonson et al. 1991; Elverhøi et al. 1989, 1995a und darin enthaltene weitere Zitate).

Die Zusammensetzung der Gesteine und die wichtigsten tektonischen Ereignisse der Region werden in Abbildung 44 zusammengefaßt. Der Nordwesten des Barents-Schelfes unterlag als Reaktion auf vorhergehende Eislast und darauf folgender isostatischer Ausgleichsbewegungen besonders starker Heraushebung. Während der restliche Barents-Schelf um mindestens einen Kilometer angehoben wurde, waren es in Svalbard ca. 3 km (Nøttvedt et al. 1988; Vorren et al. 1991). Dies führte zur Heraushebung paläozoischer Serien auf Svalbard. Ähnlich alte Sedimente finden sich nur noch in Faltenstrukturen innerhalb der Kanin-Skandinavien Zone im Süden der Barents-See und entlang der Uraliden vor Nowaja Semlja.

Die Kaledoniden werden im **Svalbard Archipel** durch regional sehr unterschiedlich stark gefaltete, gestörte und metamorphisierte präkambrische bis mittelordovizische Sedimente, Plutone und Intrusionen vertreten. Das 15-20 km dicke Gesteinspaket wird Hekla Hoek genannt und nimmt den Westen und Norden Spitzbergens und einen Großteil Nordaustlandets ein (Abb. 43; Nøttvedt et al. 1993a,b).

Über den kristallinen Gesteinen der Hekla Hoek Formation dominieren Karbonate die paläozoischen Sedimente mit Ausnahme der durch die Kaledoniden entstandenen Vorbeckensedimente des Devons und Karbons auf Spitzbergen (Abb. 44). Hier liegen ungefähr 8 km Molasse-Sedimente, (sogenannte "continental red beds, Old Red Fazies") innerhalb der devonischen Grabenstrukturen vorwiegend in N-Spitzbergen. Nach weiterer Deformation wurde die Region während des unteren und mittleren Karbons einer Dehnung ausgesetzt in deren Folge bis zu 2 km mächtige kontinentale Ablagerungen mit Kohleflözen und Evaporiten entstanden (Abb. 43; Nøttvedt et al. 1993a,b). Svalbard und die Barents-See bildeten vom späten Karbon bis ins Mesozoikum eine stabile Plattform. Eine Drift dieser Region in höhere Breiten (ca. 45-50°) ist im Übergang von einer durch Karbonate dominierten Sequenz zu einer überwiegend klastischen Sedimentation während der Trias dokumentiert (vgl. Kap. 4.1; Steel & Worsley 1984). Während karbonische und permische Sedimente in Zentralspitzbergen und im südlichen Nordaustlandet anstehen, und auch untermeerisch vorkommen (Antonson et al. 1991; Elverhøi et al.

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

1995a), bauen triassische Sedimente Barentsøja, Edgeøja und die südlich angrenzenden flachen Gebiete der Barents-See auf.

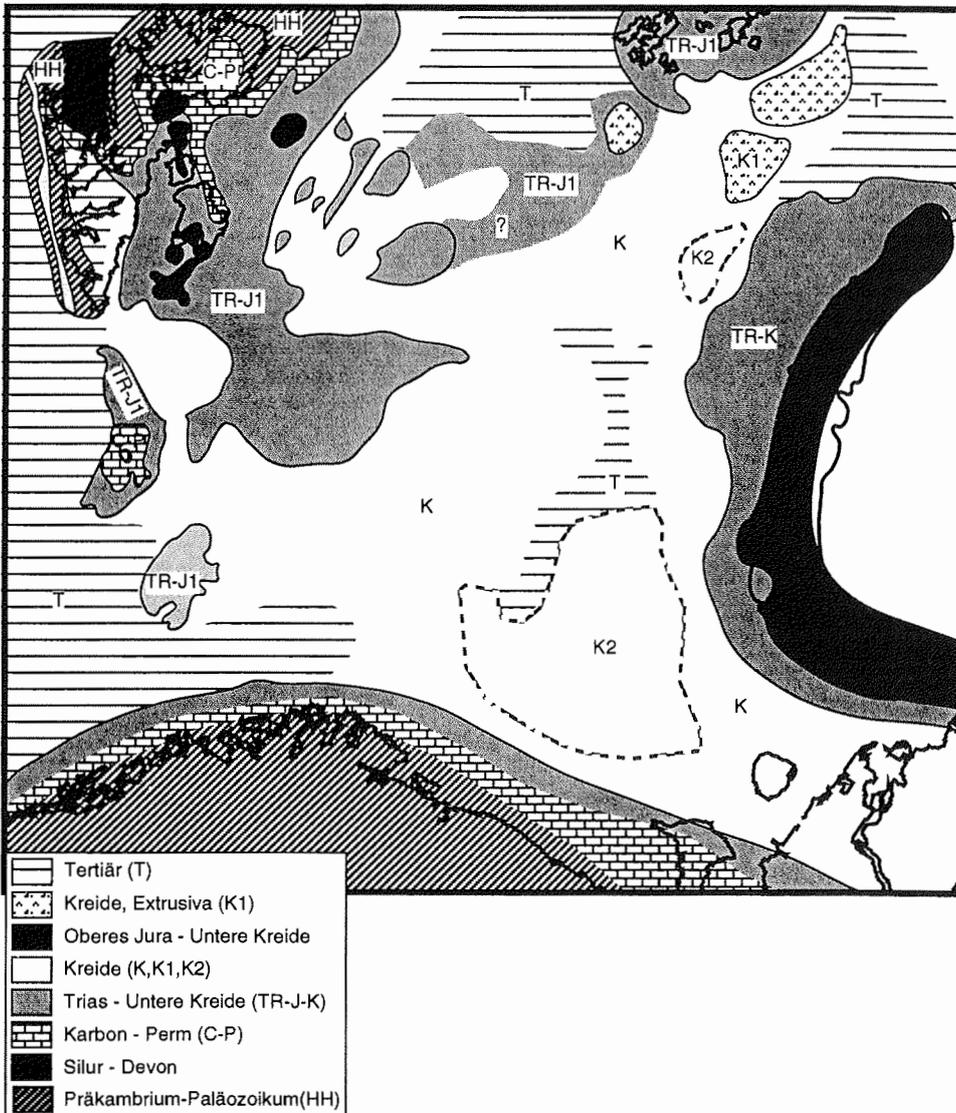


Abb. 43: Abgedeckte Karte der Barents-See (ohne Quartär, umgezeichnet und vereinfacht nach Elverhøi et al. 1995a, basierend auf Winsnes 1988; Sigmond 1992; Johansen et al. 1993; Nøttvedt et al. 1993a).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

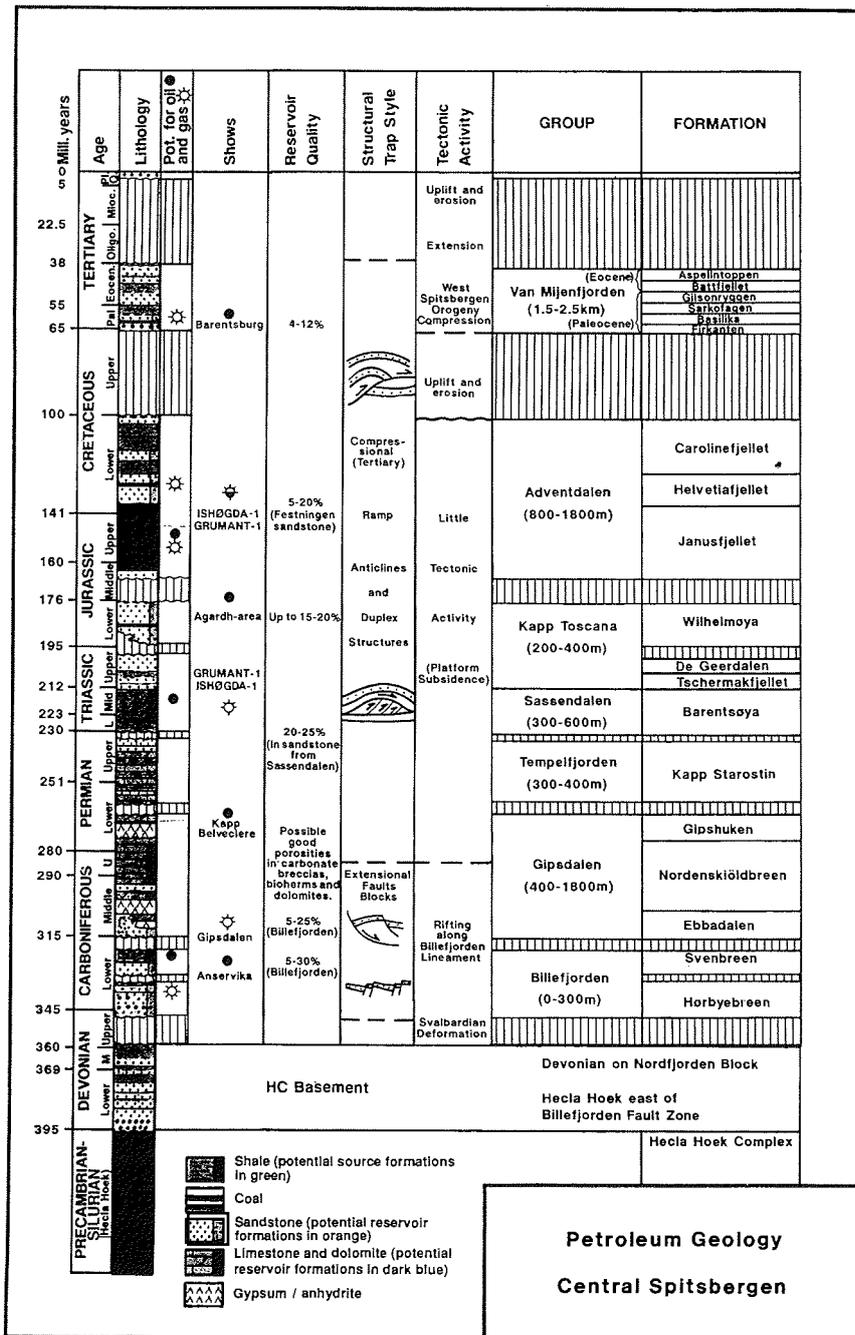


Abb. 44: Zusammenstellung von Stratigraphie, tektonischen Ereignissen und Sedimentologie und für die Erdölexploration wichtigen Daten auf Spitzbergen (aus: Nøttvedt et al. 1993a).

4. Mineralvergesellschaftungen potentieller Liefergebiete

Franz-Josef-Land wird von vorwiegend klastischen Sedimenten der Trias, Jura und Kreide gebildet (Abb. 43; Churkin et al. 1981). Die dominierenden triassischen Ablagerungen erreichen 3000-5000 m Mächtigkeit in Bohrungen und treten an der Oberfläche mit ca. 800 m Mächtigkeit zutage (Mørk et al. 1993). Embry (1994 und Zitate darin) unterscheidet sechs Einheiten des anstehenden Gesteins: (1) Ton- bis Siltsteine der Oberen Trias (80 m Mächtigkeit), (2) Sandsteine der Oberen Trias bis Unteren Jura (800 m, am weitesten verbreitet, Quarz und tw. Feldspat-reich), (3) Ton- und Siltsteine des Mittleren bis Oberen Jura (450 m), (4) Sandsteine mit untergeordneten Lagen von Silt- und Tonsteinen sowie Kohle des Oberen Jura bis Unteren Unterkreide (250 m), (5) Basalte (Dolerite, leukokrate und Quarzdiorite) mit zwischengelagerten Tuff (-Breckzien), Silt- und Tonsteinen und Kohlelagen der unteren Kreide (500 m; siehe auch Abb.43: K1), (6) Sandsteine der oberen Kreide (50 m). Bis auf Einheit 6 wurden alle Sedimente von kreidezeitlichen Eruptiv- und Lagergängen introdiert (Embry 1994). Auch heute noch läßt sich unter Franz-Josef-Land ein erhöhter Wärmefluß von bis zu 75 mW/ m² in Bohrungen feststellen (Dibner et al. 1994). Dies führt u.a. zu erhöhten Reifegraden des organischen Materials in relativ oberflächennahen Sedimenten.

Im Oberen Jura entstand eines der bedeutendsten Muttergesteine für die Erdöl- und Erdgaslagerstätten der Barents-See. Dieser "Ölschiefer" erreicht organische Kohlenstoffgehalte (C_{org}) von 15-25 % in der zentralen und westlichen Barents-See (Leith et al. 1993). Das Äquivalent des Ölschiefers auf Spitzbergen ist die Janusfjellet Formation, die jedoch eher arm an organischer Substanz ist (Abb. 44). Ähnlich C_{org} -reiche Gesteine lassen sich in allen mesozoischen Becken der Arktischen Region finden (vgl. Kap. 4.1, 4.2).

Die Sedimentation in einem epikontinentalen Schelfmeer hielt während der Unteren Kreide beckenweit an. In der südöstlichen Barents-See wurden kontinentale Klastika abgelagert. Im Nordteil drangen basaltische Vulkanite und Effusiva auf (Johansen et al. 1993; Abb. 43). In der oberen Kreide war Spitzbergen wieder herausgehoben und der Erosion unterworfen. Die frühtertiäre Dehnungsphase hinterließ eine transgressive Beckenfüllung mit Kohle-führenden Sandsteinen bis hin zu marinen Sand- und Tonsteinen.

Im oberen Tertiär ist die Barents-See größtenteils Abtragungsgebiet. Glaziale quartäre Ablagerungen überlagern die älteren Sedimente und spiegeln die Vereisungsgeschichte Svalbards wider (z.B. Mangerud et al. 1992). In der Barents-See können Moränen und andere glaziale Sedimentstrukturen auskartiert werden und Auskunft über die Eisschildausdehnung während des letzten glazialen Maximums geben (z.B. Solheim et al. 1990; Grosswald & Hughes 1995). Besonders gute Informationen bieten die großen Schüttungsfächer in die Tiefsee am westlichen Kontinentalhang des Barents-Schelfs am Ausgang des Bäreninsel-Troges und vor dem Stofjorden-Trog (Vorren et al. 1991, Elverhøi et al. 1995b; Solheim et al. 1996). Ein ähnliches Potential haben die Sedimentfächer im Nansen-Becken vor den Trögen am nördlichen Kontinentalhang des Barents-Kara-See-Schelfs.

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

5.1 Lithologie

Die Sedimente des westlichen Profils im Eurasischen Becken können weitestgehend als sandige, siltige Tone ("mud"), tonige Silte und siltige Tone mit geringem Biogenanteil bezeichnet werden. Sehr ähnliche Sedimente wurden auch auf dem östlichen Profil der Expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC '91) angetroffen (Abb. 1; Fütterer 1992; Stein et al. 1994b,c; Frederichs 1995; Schubert 1995). Die Sedimentfarben

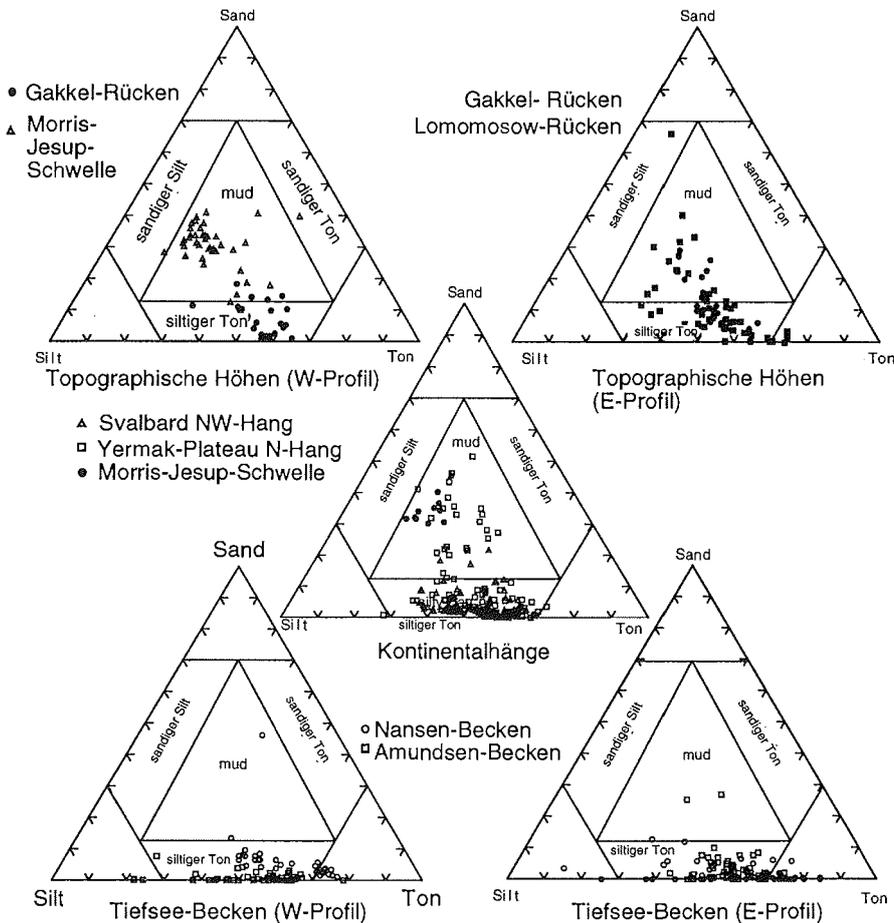


Abb. 45: Ternärdiagramme der Korngrößenverteilung in oberflächennahen Sedimenten des östlichen (unpubl. Daten, Wahsner) und westlichen Profils der Expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC '91). (nach Shepard 1954 und Barker & Kennett 1988: Biogenanteile <15 %. "Mud"-> ein siliziklastisches Sand-Silt-Ton-Gemisch terrigener Herkunft mit <70 Gew.% Sand oder <85 Gew.% Silt & Ton). Die Anteile an Kies sind meist sehr gering (siehe Anhang) und wurden hier nicht berücksichtigt (aus: Vogt et. al 1995a).

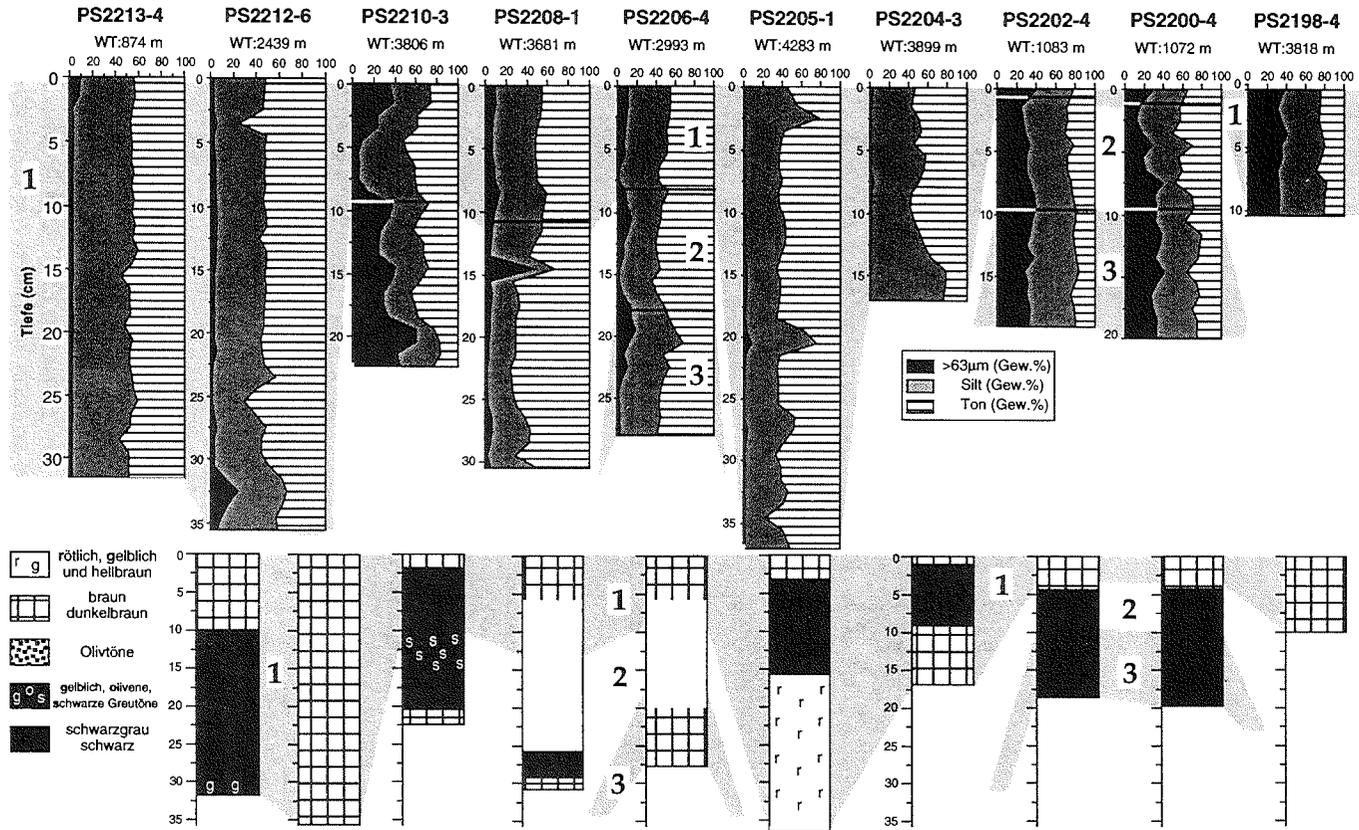


Abb. 46: Korngrößenverteilung der bearbeiteten Multicorer (MUC) und Isotopen-Stadiengrenzen (schwarz-weiße Linie; erweitert nach Stein et al. 1994c). Fettgedruckte Zahlen (1) und Grauschattierung zeigen die Isotopenstadien (nach Imbrie et al. 1984). Farbstufen nach Stein (1991b).

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

wechseln zwischen hellbraunen, braunen und oliven sowie grauen Tönen. Die Sedimente vom Schelf, dem Kontinentalhang und von den topographischen Höhen sind im Mittel grobkörniger (Abb. 45, 46) und besitzen mehr Abschnitte mit Brauntönen als die Beckensedimente (vgl. Kernbeschreibungen Anhang A). Eine Korrelation der Kerne untereinander ist anhand der Korngrößenverteilung und der Sedimentfarbe möglich. Besonders deutlich wird dies zwischen Yermak Plateau und Gakkel-Rücken, zwischen den Kernen PS2204-3 und PS2205-1 sowie unter den Kernen von der Morris-Jesup-Schwelle (Abb. 46).

5.2 Mineralogie

Die Mineralvergesellschaftung in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens wird von Quarz, Feldspäten und Tonmineralen dominiert. Karbonate erreichen maximal 30 %, fehlen jedoch im Becken teilweise vollständig. Die Tonminerale zeigen einen erhöhten Anteil in den feinkörnigen Beckensedimenten (Stein et al. 1994b; Letzig 1995). Die Gruppe der akzessorischen Minerale wird von den verschiedensten Schwermineralen angeführt. Authochtone Mineralbildungen wurden nur selten beobachtet (Bohrmann 1991).

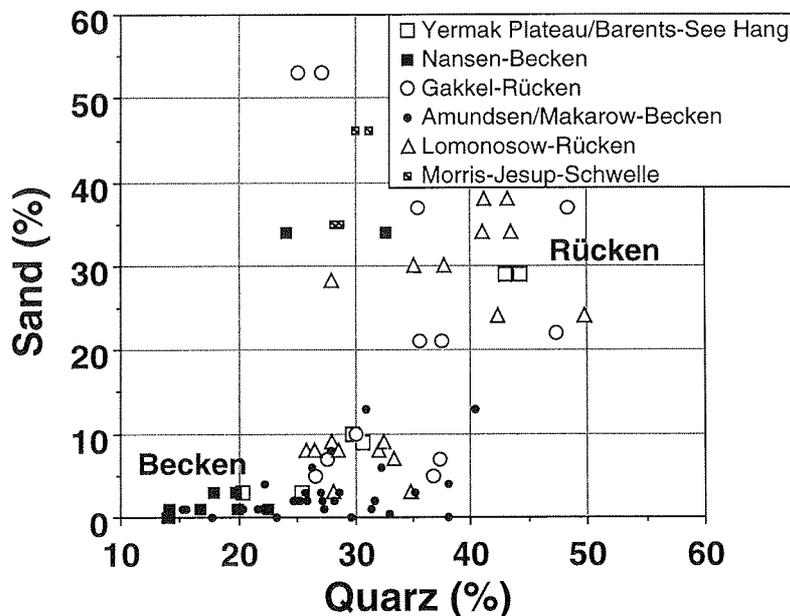


Abb. 47: Korrelation von Quarz- und Sandfraktionsgehalten in Oberflächenproben des Eurasischen Beckens (Korngrößendaten aus Stein et al. 1994b; PS24**-Proben: unveröffl. Daten Wahsner).

Der **Quarz**gehalt schwankt in den untersuchten Sedimenten zwischen 9 % (PS2212-5) und 70 % (PS2165-3). Er ist generell niedrig in den Becken, aber auch auf dem westlichen Gakkel-Rücken. Die höchsten Werte zeigen die Oberflächenproben der topographischen Höhen und des Barents-See-Kontinentalhangs (Abb. 47, 48; Vogt 1996) sowie die Rückenkerne PS2165-3 (östlicher Gakkel-Rücken) und PS2185-3 (Lomonosow-Rücken). Das Sediment ist in beiden Kernen grobkörniger (Abb. 20; persl. Mittlg. Wahsner 1995). Wie Abbildung 47 verdeutlicht, lassen sich auch im Eurasischen Becken hohe Quarzgehalte gut mit hohen Grobfrak-

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

tionsanteilen verknüpfen (vgl. Kap. 4.2). Da am Lomonosow- und östlichem Gakkel-Rücken erhöhte Bodenströmungsgeschwindigkeiten gemessen wurden (Anderson et al. 1994), kann man von "winnowing", dem Resuspendieren feinerer Sedimentpartikel, ausgehen. Im zurückbleibenden, grobkörnigerem Residualsediment sind Quarzkörner typische Bestandteile. Die Oberflächensedimente auf der Morris-Je-

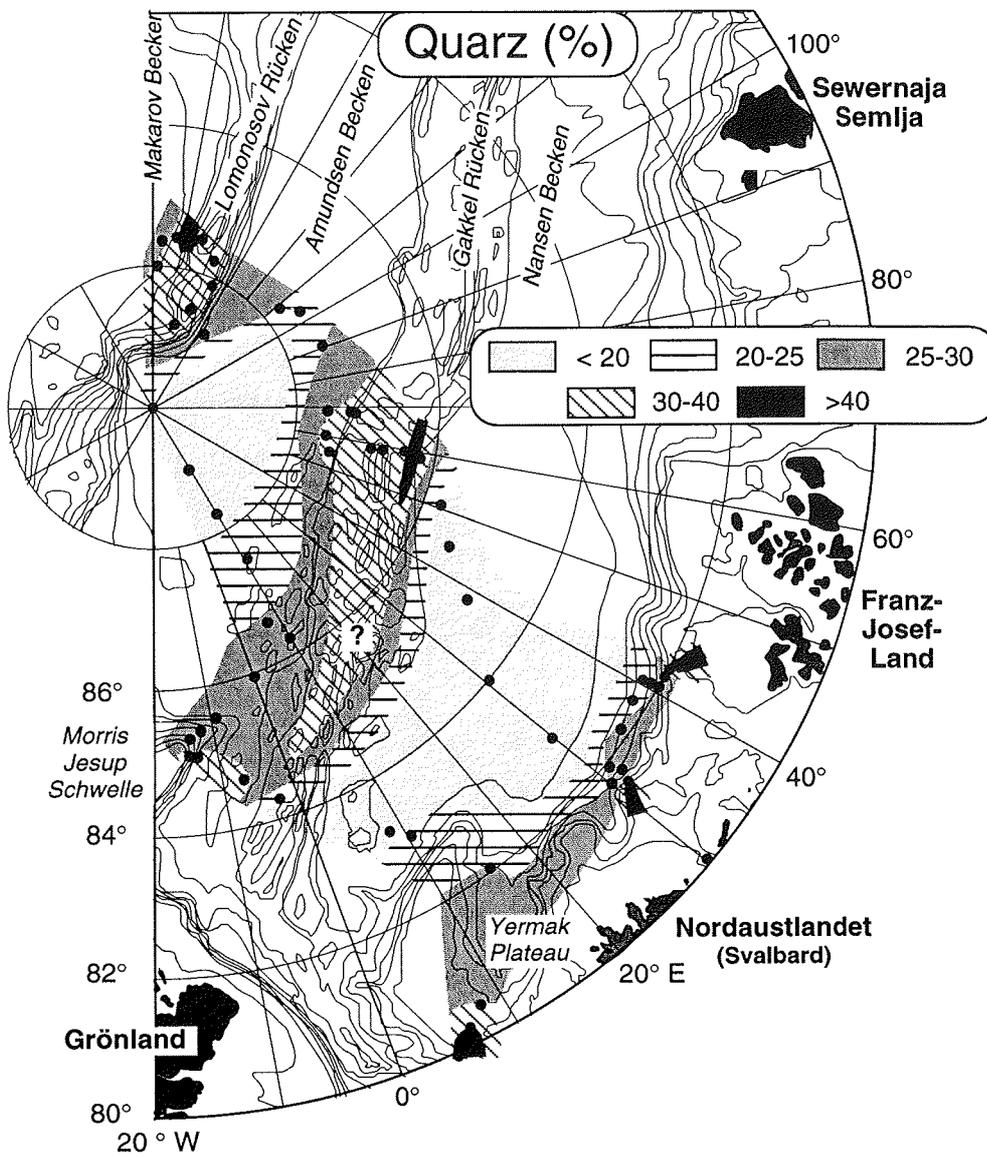


Abb. 48: Verteilungskarte des Quarzgehaltes in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens.

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

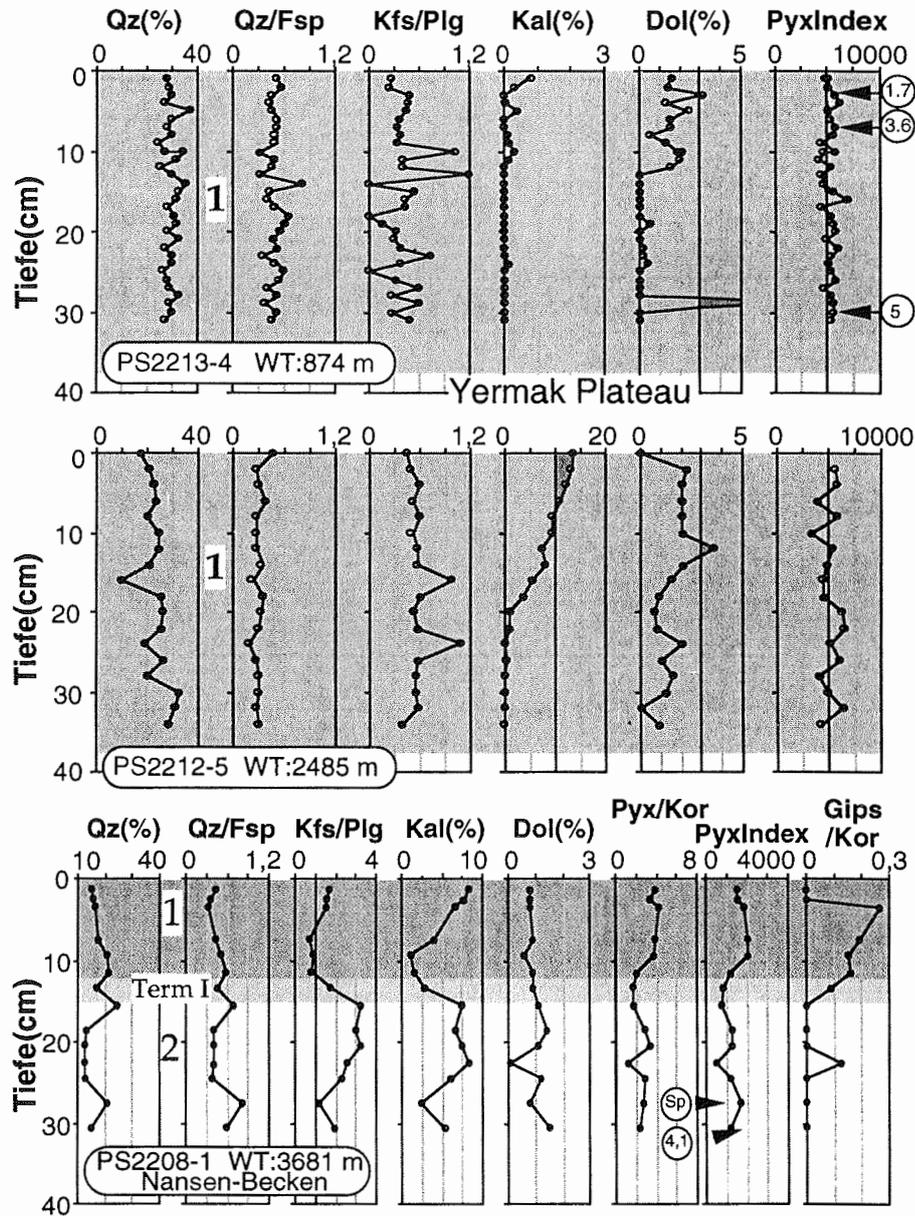


Abb. 49: Gesamtmineralogie der oberflächennahen Sedimente des Yermak Plateaus (PS2213/PS2212) und des Nansen-Beckens (PS2208). Qz-> Quarz, Fsp-> gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklas, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, Kor-> Korund, Pyxindex-> siehe Erläuterungen in Kap. 4, ©-> % Pyroxen. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale; Stratigraphie erweitert nach Stein et al. 1994 und Nørgaard-Pedersen 1996).

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

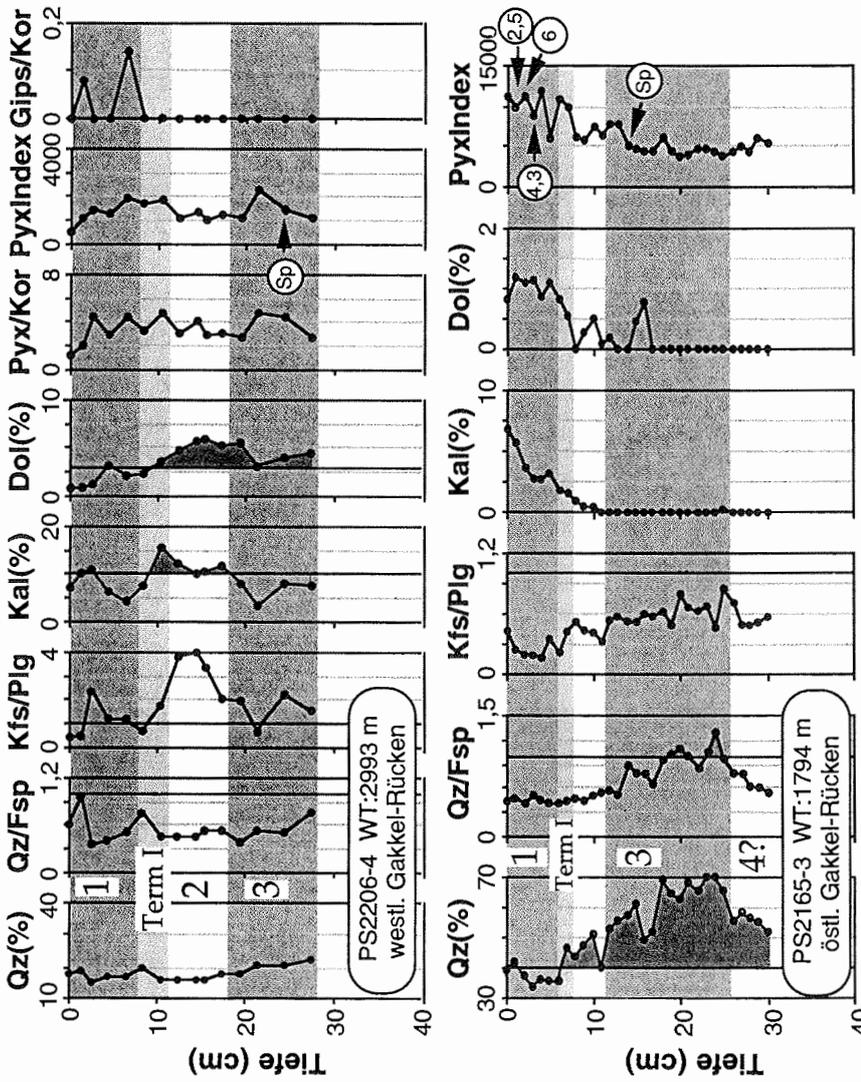


Abb. 50: Gesamtmineralogieparameter der Kerne PS2165-3 und PS2206-4 vom Gakkel-Rücken, Eurasisches Becken. Stratigraphie auf der Basis von Sauerstoffisotopenstadien (fettgedruckte Zahlen) und AMS ¹⁴C-Datierungen (Stein et al. 1994c, Schubert 1995). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, Pyxindex-> siehe Erläuterungen in Kap.2.4; Ⓢ-> % Pyroxen.

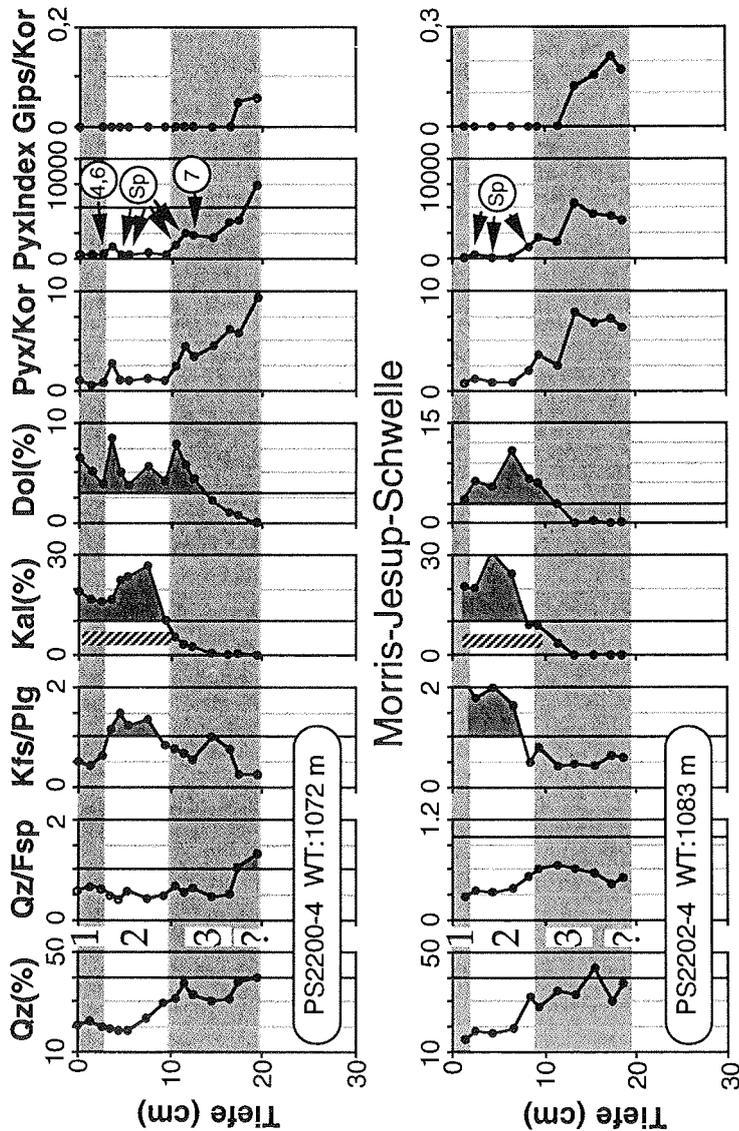
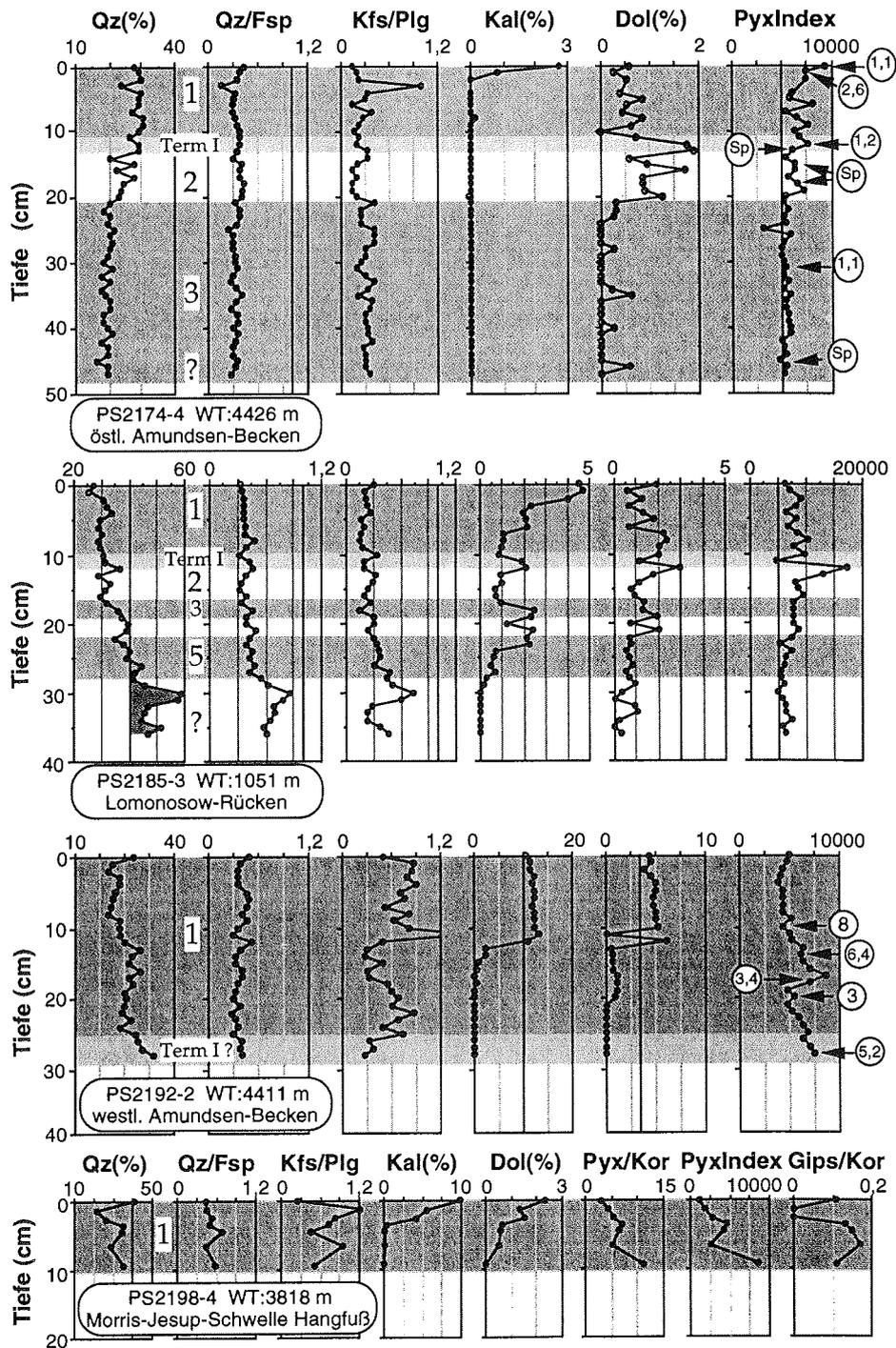


Abb. 51: Gesamtmineralogiejeparameter der Kerne PS2200-4 und PS2202-4 der Morris-Jesup-Schwelle, Eurasisches Becken. Stratigraphie auf der Basis von Sauerstoffisotopenstadien (fettgedruckte Zahlen) und AMS-¹⁴C-Datierungen (Stein et al. 1994c, Nørgaard-Pedersen 1996). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, Pyxindex-> siehe Erläuterungen in Kap.2, Ⓢ-> % Pyroxen, Schraffierter Strich-> Vorkommen von Mg-Kalzit.

Abb. 52 (nächste Seite): Gesamtmineralogische Parameter der oberflächennahen Sedimente am Lomonosow-Rücken (PS2185), im östlichen (PS2174) und westlichen Amundsen-Becken (PS2192/ PS2198). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, Pyxindex-> siehe Erl. in Kap. 4, Ⓢ-> % Pyroxen. Fettgedruckte Zahl (1)-> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale; Stratigraphie nach Stein et al. 1994c; Schubert 1995; Nørgaard-Pedersen 1996).

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken



5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

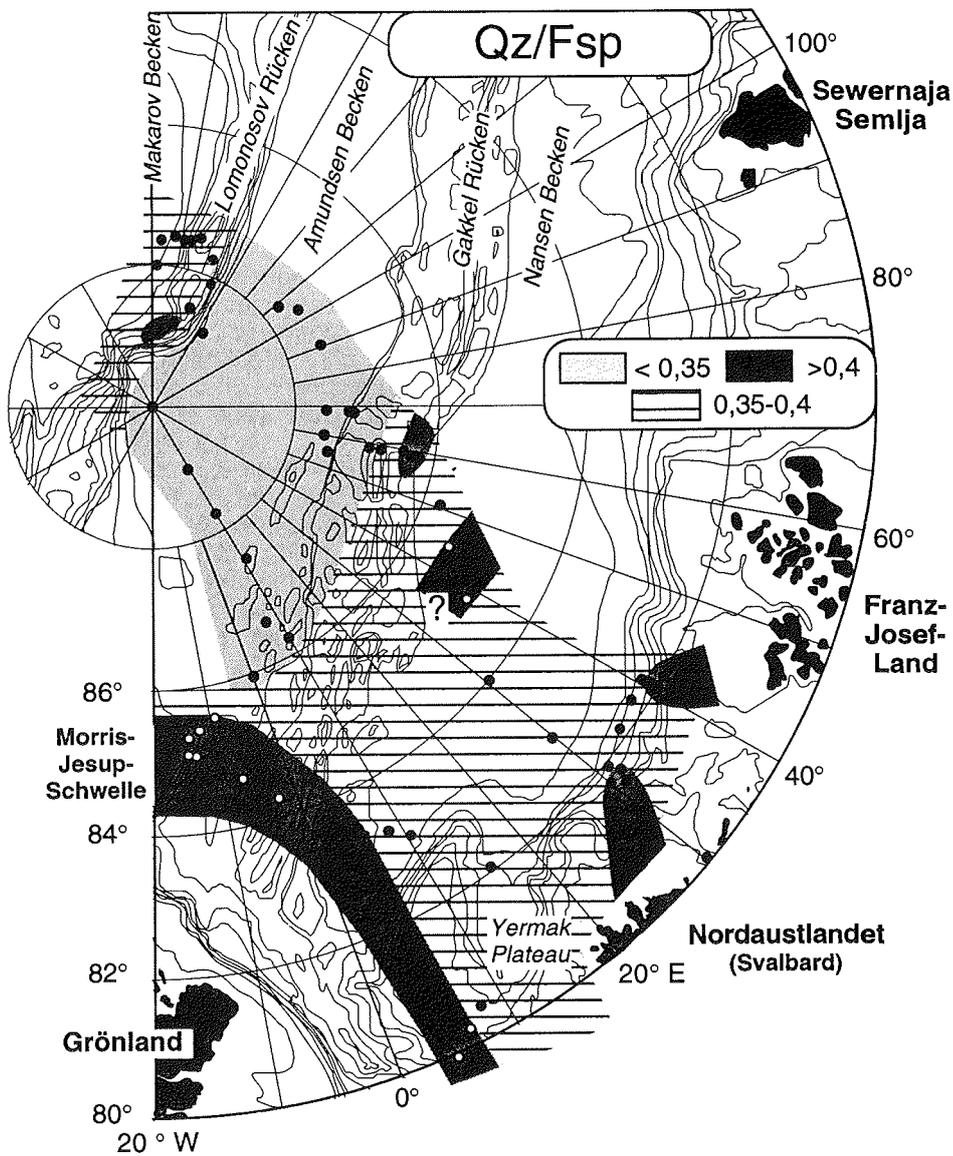


Abb. 53: Verteilungskarte des Qz/Fsp-Verhältnisses in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens.

sup-Schwelle und auf dem Yermak-Plateau zeigen trotz hoher Grobfraktionsgehalte nur mittlere Quarzwerte. Hier scheinen noch andere Quellen für das grobe Sedimentmaterial vorhanden zu sein. Hohe Quarzgehalte hängen also mit einem höheren Anteil an grobem Material zusammen (vgl. Kap. 4.2, 4.3). Kerne, die das

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Isotopenstadium 3 erreichen, zeigen im gesamten Arbeitsgebiet einen erhöhten Quarzgehalt (Abb. 49 - 52). Lediglich der Beckenkern PS2174-4 besitzt deutlich verringerte Quarzgehalte im Stadium 3 (Abb. 52). Besonderes Augenmerk sollte auf die unterschiedliche Verteilung der Quarzgehalte in den beiden Kernen am Yermak Plateau (Abb. 49) sowie am östlichen und westlichen Gakkel-Rücken gelegt werden (Abb. 50). Eine parallele Entwicklung der Quarzgehalte ist im Nansen-Becken und am westlichen Gakkel-Rücken (Abb. 49, 50) sowie an der Morris-Jesup-Schwelle und dem Lomonosow-Rücken zu beobachten (Abb. 51, 52).

Das Quarz/Feldspat-Verhältnis (**Qz/Fsp**) ermöglicht eine Aussage über den Anteil von Feldspäten relativ zum Quarzgehalt. Aufgrund der vielfältigen Möglichkeiten, die Liefergebietssignale bis zum Eintrag in die Oberflächensedimente des Eurasischen Beckens zu mischen (Kap. 1.4), ist es nicht verwunderlich, daß die Qz/Fsp-Verhältnisse der Oberflächensedimente eine geringere Schwankungsbreite aufweisen als in den Schelfregionen (z.B. Abb. 53). Sie liegen zwischen 0,27 (PS2190, Nordpol) und 0,81 (PS2449 NW Franz-Josef-Land). In den Sedimentkernen können die Werte jedoch auf bis zu 1,4 ansteigen (Abb. 50: PS2165-3).

Hohe Qz/Fsp-Werte besitzen die Sedimente am östlichen Lomonosow- und östlichen Gakkel-Rücken (Abb. 49 - 53). Dies läßt sich in Verbindung mit den hohen Quarzgehalten bringen (vgl. Abb. 53 mit Abb. 47). Ähnlich kann man die Werte der Kontinentalhangsedimente nordöstlich Nordaustlandets und nordwestlich Franz-Josef-Lands deuten. Auffallend ist jedoch eine Zone erhöhter Qz/Fsp-Verhältnisse im Westen des Untersuchungsgebietes. Geringere Quarzgehalte z.B. am Gakkel-Rücken und hohe Qz/Fsp-Verhältnisse weisen auf einen verringerten Anteil an Feldspat hin (Abb. 49, 50: PS2206-4/ PS2208-1; Abb. 53). In dieser Region, die unter dem nördlichen Zweig der Transpolar Drift liegt, scheint eine etwas andere Mineralvergesellschaftung zur Verfügung zu stehen.

Die niedrigsten Werte werden im Amundsen-Becken beobachtet (Abb. 52, 53). Bei geringem Quarzgehalt sind hier die Feldspatgehalte relativ hoch, was die Gesamtmineralanalyse mit *Feldspatanteilen* von 15 bis 25 % bestätigt (Tab. A5, A8).

Die Qz/Fsp-Kurven der Sedimentkerne sind insbesondere dann interessant, wenn der Verlauf der Qz/Fsp-Kurve von dem der Quarzkurve entkoppelt ist. Bleibt das Qz/Fsp-Verhältnis konstant trotz starker Erhöhung des Quarzanteils, so muß der Feldspatanteil sich ebenfalls erhöht haben. Ein Beispiel hierfür sind die Beckenkerne PS2192-2 und PS2174-4 (Abb. 52). Auch in den beiden Rückenkernen PS2165-3 und PS2185-3 folgen die Kurven nicht direkt dem Verlauf der Quarzkurve (Abb. 50, 52).

Die **Kfs/Plg**-Verhältnisse erreichen zwar in den Oberflächensedimente nicht die absolut höchsten Werte der Laptew-See (vor Sewernaja Semlja), liegen aber durchaus in ähnlichen Größenordnungen (0,22 - 0,62; Abb. 38, 54). In den Sedimentkernen werden teilweise wesentlich höhere Verhältnisse in einzelnen Kernabschnitten erreicht (Abb. 49 - 53). Das Kfs/Plg-Verhältnis steht nicht in direkter Verbindung mit der Korngrößenverteilung (vgl. Abb. 46 mit 49 - 53; vgl. Stein et al. 1994b). Er scheint eher einzelne Regionen im Eurasischen Becken zu charakterisieren, die unter unterschiedlichem Sedimentationseinfluß stehen. Mit Ausnahme der Kerne im westlichen Amundsen-Becken erreichen die Kfs/Plg-Verhältnisse im Stadium 1 die niedrigsten Werte. Es wurde also relativ zu den Plagioklasen weniger Kalifeldspat im Sediment gefunden. Den westlich gelegenen Kernen ist ein

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Kfs/Plg-Maximum im Stadium 2 gemeinsam (Abb. 49, 50, 51). In den östlich gelegenen Rückenkerneln PS2165-3 und PS2185-3 können dagegen nur leicht erhöhte Kfs/Plg-Verhältnisse und im Amundsen-Becken sogar erniedrigte Kfs/Plg-Verhältnisse im Stadium 2 beobachtet werden (Abb. 52: PS2174-4).

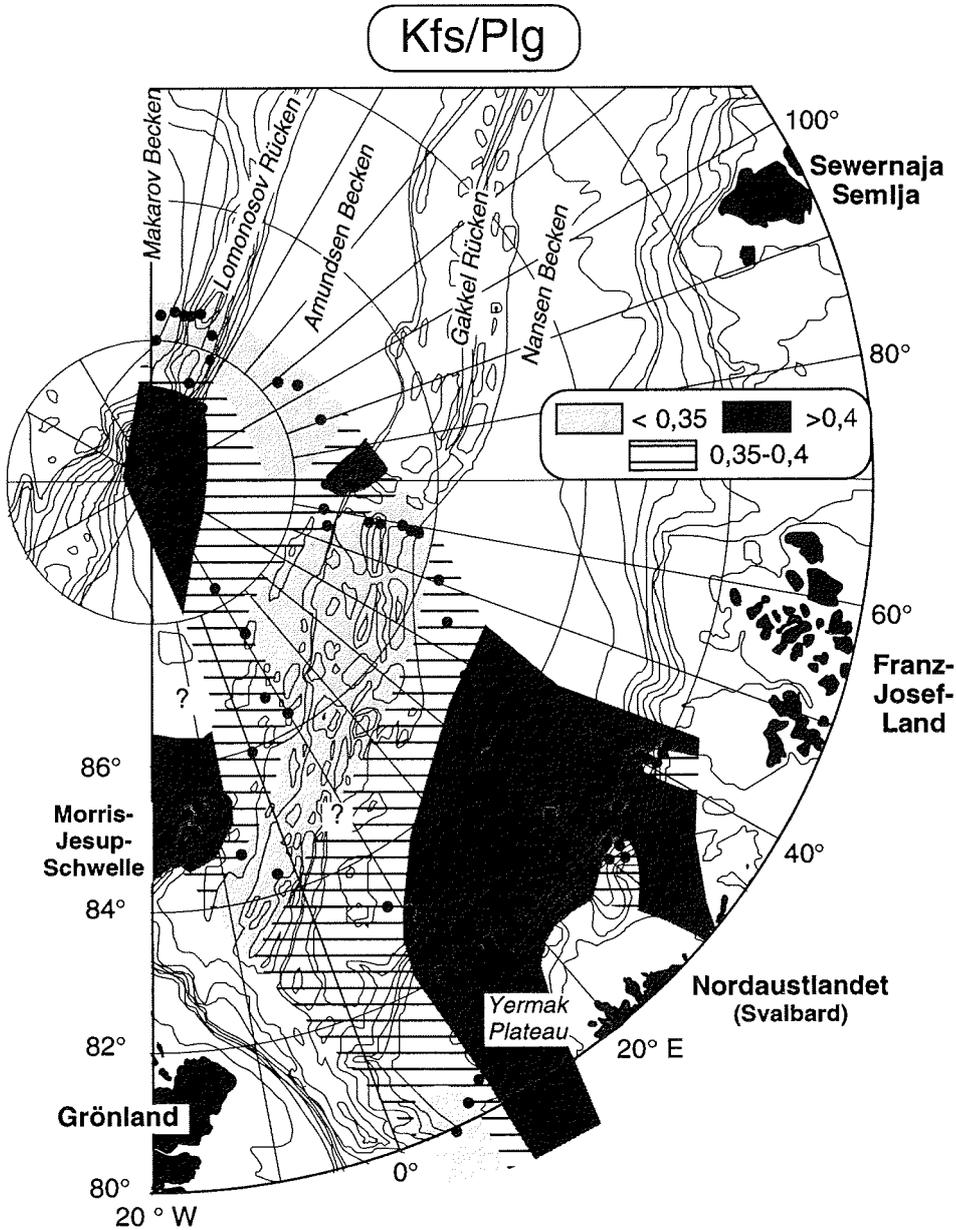


Abb. 54: Verteilungskarte des Kfs/Plg-Verhältnisses in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens.

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Der Gesamtgehalt an *Feldspatmineralen* schwankt zwischen 5 (Nachweisgrenze für einzelne Fsp-Mineralen 2-5 %, vgl. Kap. 2.6) und 39 % (PS2165-3). Dabei werden in nahezu allen Proben von QUAX Minerale der Plagioklasmischreihe erkannt, die Kalifeldspäte können jedoch auf einzelne Kernabschnitte beschränkt sein (vgl. Tab. A5, A8). Die höchsten *Plagioklasgehalte* erreichen die Kerne vom Yermak Plateau, die geringsten werden im Nansen-Becken und am westlichen Gakkel-Rücken beobachtet (PS2206/ PS2208: 0-18 %). PS2174-4 und PS2185-3 im nordöstlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes zeigen gleichmäßig hohe Plagioklasgehalte, die meist über 20 % liegen. Erhöhte Plagioklasgehalte werden in Sedimenten der Termination I am Gakkel-Rücken, im Nansen-Becken und im westlichen Amundsen-Becken (PS2192-2) registriert. Bei der bisher einzigen Untersuchung der Gesamtmineralogie im Eurasischen Becken berichtet Markussen (1986) von nur 8 % Plagioklas in einer Oberflächenprobe nordwestlich des Gakkel-Rückens (Fram I/7). Der deutliche Unterschied gegenüber den hier bestimmten 10-30 % dürfte auf die unterschiedlichen Auswerteverfahren zurückzuführen sein.

Im Nansen-Becken wie im St. Anna-Trog und der Kara-See dominiert in der QUAX-Auswertung Albit bei vergleichsweise niedrigen Plagioklasgehalten (vgl. Kap. 4.2.2). Hier fehlen Daten über die Feldspatmineralogie der in Frage kommenden Liefergebiete, um diesen Feldspat, immerhin das Na-reiche Endglied in der Mischmineralreihe Plagioklase, einem bestimmten Ausgangsgestein zuzuordnen (Granite, Pegmatite, als Drusen- oder Kluftmineral sowie in hellen, alkalibetonten, magmatischen oder niedrigmetamorphen Gesteinen; Matthes 1987). In der Nachbarschaft des Nansen-Beckens würden das Anabar-Schild, die Taimyr-Halbinsel und Sewernaja Semlja, Nowaja Semlja und ihre Küstengebiete sowie N-Svalbard mit ihren granitischen oder metamorphen Gesteinen als Ausgangsgebiete in Frage kommen (vgl. Kap. 4.2). Möglicherweise spielt die Korngrößenverteilung der entsprechenden Sedimente eine entscheidende Rolle. Die Oberflächenproben des St. Anna-Troges lagen nur noch als Korngrößenfraktion < 63 µm vor (Tab. A1), und die Sedimente des Nansen-Beckens sind ebenfalls eher feinkörnig (Abb. 46; Stein et al. 1994b). Dies trifft auch auf PS2212-5 vom Yermak Plateau zu, jedoch weniger auf PS2165-3 vom Gakkel-Rücken, bei dem ebenfalls vorrangig Albit als Plagioklasvarietät erkannt wurde.

Kalifeldspäte erreichen in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens einen Anteil von 0 bis 20 % (in den Kurzkernen bis 21 %; Tab. A5, A8). Der von Markussen (1986) untersuchte Sedimentkern hat Kalifeldspatgehalte zwischen ca. 2 und 10 % und bleibt damit im Rahmen der hier untersuchten Sedimente. Die Minima liegen in den zentralen Becken, die Maxima auf den topographischen Erhebungen. Ein Gebiet am Nordrand der Barents-See und von Franz-Josef-Land innerhalb der nördlichsten Position der Sommereisrandlage zeigt höhere Werte größer 10 % bis über 15 %. Direkt an der Schelfkante sind sie jedoch geringer. Damit scheint der Kalifeldspat nicht direkt von den angrenzenden Archipelen zu stammen. Auch auf dem südlichen Yermak-Plateau verringern sich die Gehalte an Kalifeldspat in den Oberflächensedimenten nach Süden hin (siehe Tab. A5: PS24**; PS2210-15). Keine der Kalifeldspatvarietäten dominiert hier. Dagegen fällt ein Gebiet nördlich des Gakkel-Rückens besonders durch Kalifeldspatwerte über 10 % bei einer Dominanz von Sanidin auf (PS2168-74; PS2192-95). Sanidinkristalle sind nach Matthes (1987) sehr häufig als Einsprenglinge in jungen vulkanischen Gesteinen und Tuffen enthalten. Es besteht also die Möglichkeit, daß der Sanidin direkt vom (schwach) aktiven mittelozeanischen Gakkel-Rücken stammt. Auf der Morris-Jesup-Schwelle ist vorrangig Orthoklas im Sediment enthalten, der auch in den

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Proben von Grönland und dem Kanadischen Arktischen Archipel vorkommt (Kap. 4.1). Die errechneten Kalifeldspatanteile der oberflächennahen Sedimente befinden sich weitestgehend im Einklang mit der jeweiligen Kfs/Plg-Kurve im Sedimentkern (hohe Kfs/Plg-Werte $\hat{=}$ hohe Kfs-Gehalte).

Die Karbonate

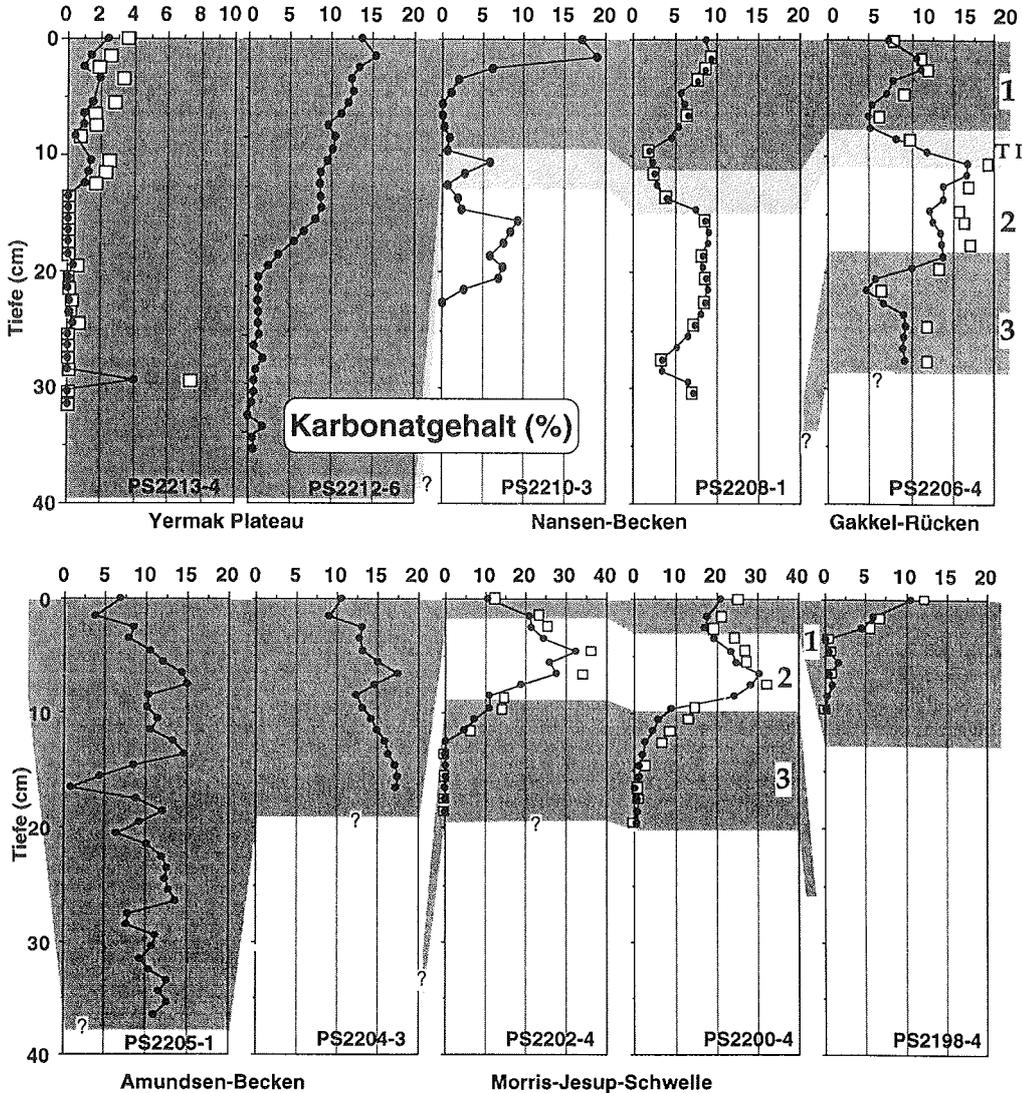


Abb. 55: Karbonatgehalte der oberflächennahen Sedimente im südwestlichen (oben) und nordwestlichen (unten) Eurasischen Becken. Gefüllte Punkte mit durchgezogener Linie -> ursprünglich berechneter Karbonatgehalt. Offene Quadrate -> Karbonat unter der Berücksichtigung von Kalzit und Dolomitanteilen (vgl. Kap. 2.5.2 und Abb. 11, 49 - 53).

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Der **Karbonat**gehalt in den oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Beckens liegt zwischen 0 und 32 % (nach Korrektur 37 %; vgl. Kap. 2.5.2) und verteilt sich auf 0 bis 32 % **Kalzit** sowie 0 bis 17 % **Dolomit** bei nachgewiesenen Spurengehalten von *Siderit* (Yermak Plateau/ Morris-Jesup-Schwelle) und *Aragonit* (östlicher Gakkel-Rücken). Alle Kerne im Südwesten des bearbeiteten Profils (Abb. 55) zeigen einen Anstieg des Karbonatgehaltes von niedrigen Werten (0 - 5 %) während der Termination I und dem unteren Isotopenstadium 1 zu höheren Werten im oberen Stadium 1 und in den Oberflächenproben (3 - 19 %).

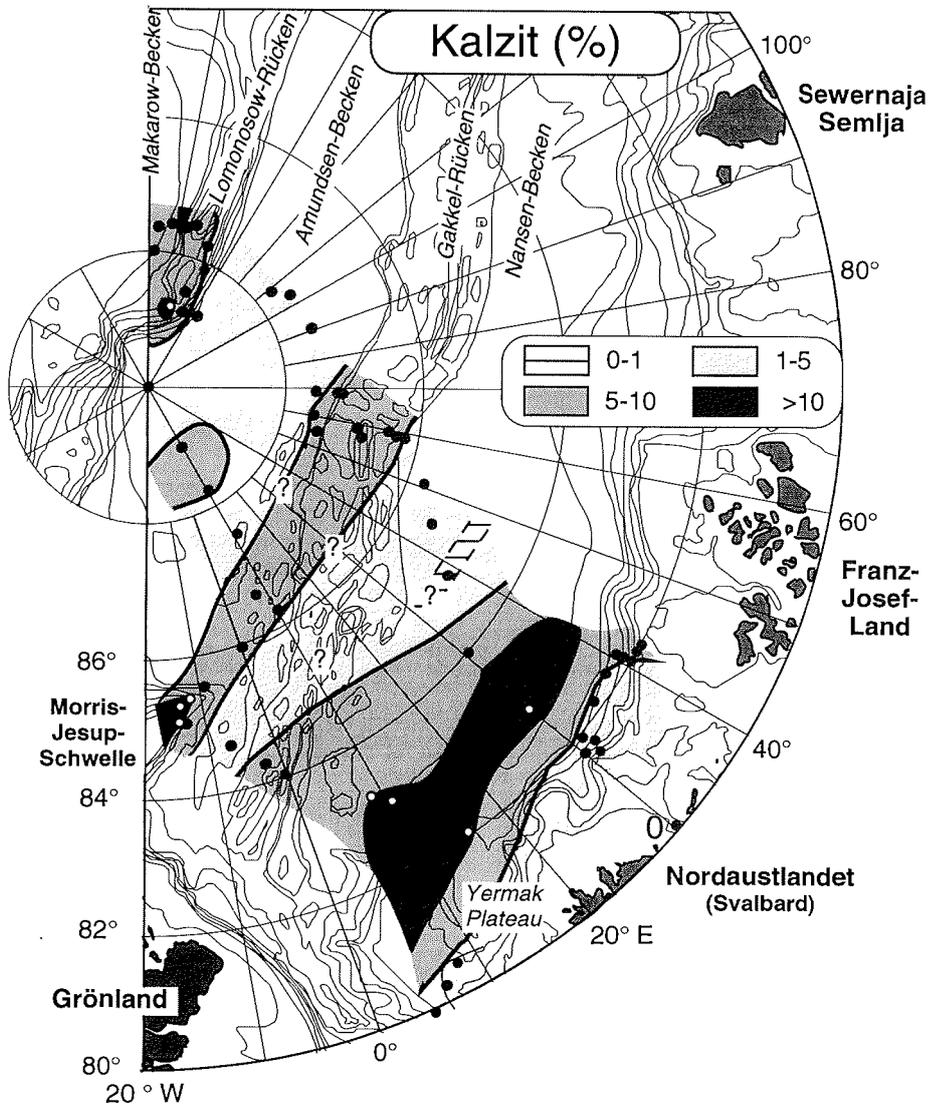


Abb. 56: Verteilungskarte der Kalzitgehalte in Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens (Karbonatbasisdaten aus Stein et al. 1994b; Stein 1996).

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Ein zweiter Abschnitt hoher Gehalte ist das Isotopenstadium 2. Hier treten die Maximalkarbonatwerte in den Kernen der Morris-Jesup-Schwelle auf (Abb. 51, 55). In den Sedimenten des Stadiums 3 sind die Werte niedriger und gehen gegen 0 %. In den zentralen Becken kann Karbonat völlig fehlen (Nansen-Becken) oder Spurenmineralstatus annehmen (Abb. 49, 52, 55 - 57). Über 10 % **Kalzit** werden nur in Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle, des Lomonosow-Rückens und in einem Streifen vom nördlichen Yermak-Plateau nach Osten (Abb. 56), der Maximalwert in Sedimenten des Stadiums 2 auf der Morris-Jesup-Schwelle erreicht (Abb. 51, 55).

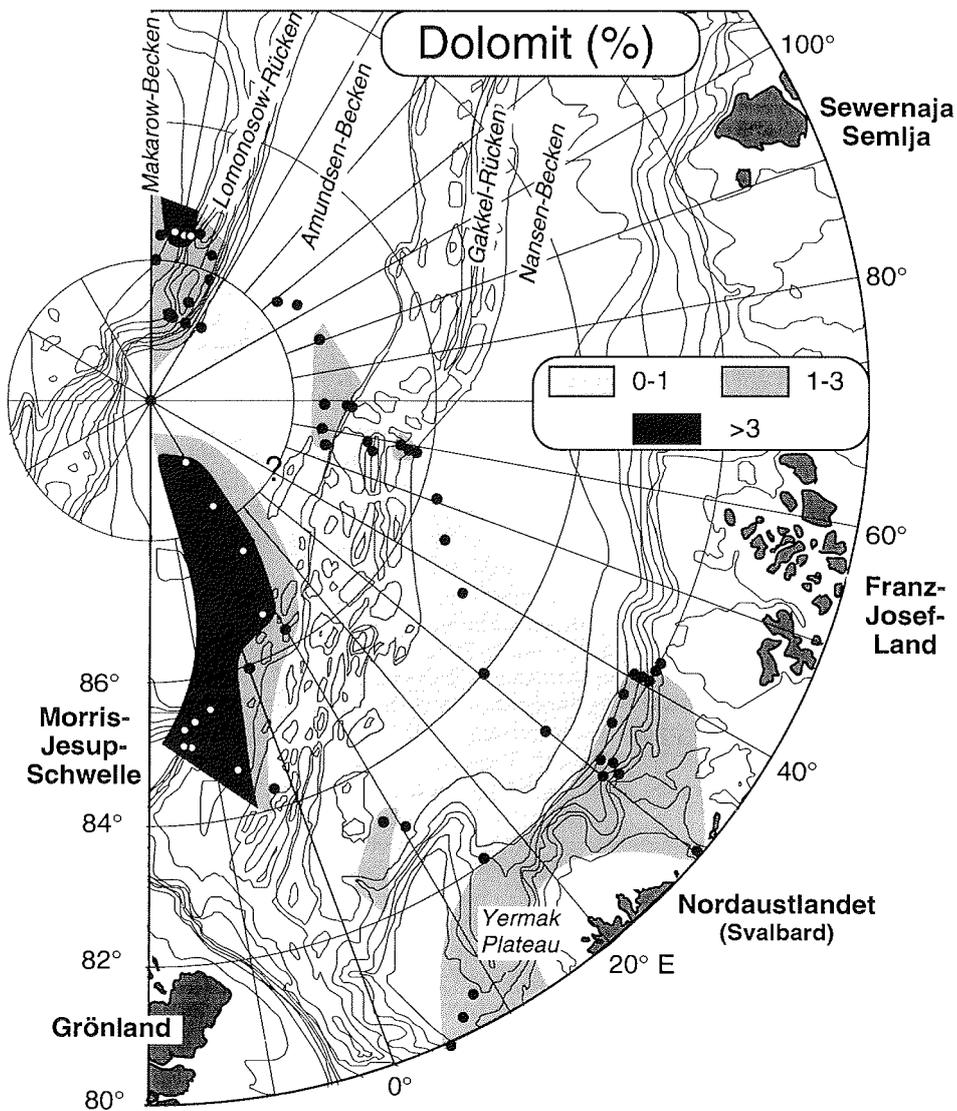


Abb. 57: Verteilungskarte der Dolomitgehalte in Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens (Karbonatbasisdaten aus Stein et al. 1994b; Stein 1996).

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Der Anstieg des Kalzitgehaltes im oberen Stadium 1 ist allen Kernen gemein (Abb. 49 - 52). Die AMS-¹⁴C-Datierung in PS2212-5 vom Yermak Plateau ergibt für den Beginn des Anstiegs ein ungefähres Alter von 10 ka (vgl. Abb. 21, 49). Der Anstieg erfolgt häufig von einem deutlichen Kalzitminimum in der Termination I und unterem Stadium 1 aus (Abb. 49). Hohe Kalzitwerte über 10 % werden nur in den Kernen des westlichen Profils vom Amundsen-Becken (PS2192-2) über die Morris-Jesup-Schwelle zum Yermak Plateau erreicht (vgl. Abb. 49 - 52). Diesen Kernen ist auch ein zweites Kalzitmaximum im mittleren Stadium 2 gemeinsam. Die hohen Gehalte von Kalzit im Stadium 2 der Sedimente auf der Morris-Jesup-Schwelle gehen einher mit hohen Dolomitanteilen (Abb. 49 - 52), so daß auf eine terrigene, detritische Herkunft der Karbonate geschlossen werden kann. In den südlicher gelegenen Kernen, vor allem im Kern PS2208-1 (Abb. 49), kann das Kalzitmaximum im Stadium 2 dagegen mit einem hohen Gehalt an Karbonatschalern in Zusammenhang gebracht werden. Wie der Gesamtkarbonatgehalt ist auch der Kalzitgehalt im Stadium 3 stark erniedrigt (Abb. 49 - 52, 55)

Eine Übersichtsbetrachtung der Grobfraction weist bereits auf einen hohen Anteil an terrigenem Karbonat an den Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle und des Lomonosow-Rückens hin (vgl. Nørgaard-Pedersen 1996). Einzelne Körner der Kiesfraction dieser Oberflächensedimente wurden auf ihre Mineralogievergesellschaftung hin untersucht (von N. Nørgaard-Pedersen, GEOMAR, zur Verfügung gestellt). Dolomit (tw. > 80 %) und Kalzit (10 - 20 %) waren die dominierenden Bestandteile dieser Gesteinsbröckchen (Tab. A6).

Die **Dolomit**gehalte der oberflächen(nahen) Sedimente können bis zu 17 % erreichen. Hohe Dolomitwerte werden in den Oberflächensedimenten nur in einem Streifen vom Lomonosow-Rücken über das westliche Amundsen-Becken bis zur Morris-Jesup-Schwelle und dem angrenzenden Fram-Becken beobachtet. Hier erreichen auch die Sedimentkerne ihren höchsten Gehalte (Abb. 51, 52). Einzig der Kontinentalhang nördlich Svalbards zeigt noch Werte über 3 % (Abb. 49, 57). In beiden Fällen ist grobkörniges, detritisches Karbonat die Ursache erhöhter Dolomitwerte im Oberflächensediment. Das Maximum von 17 % Dolomit wird in Oberflächenproben der Station PS2181 vom Lomonosow-Rücken erreicht. Von dort stammt auch die extrem Dolomit-reiche Kiesfraction (s.o.). Die detritischen Karbonatkörner ähneln in Mineralvergesellschaftung und auch Aussehen den Gesteinen und Erosionsprodukten des Kanadischen Arktischen Archipels, besonders den paläozoischen Plattformkarbonaten Victoria Islands und südlich gelegener Inseln (siehe Kap. 4.1; Darby et al. 1989; Nørgaard-Pedersen 1996).

Die Sedimentkerne des westlichen Profils besitzen gegenüber dem östlichen Profil deutlich höhere Dolomitgehalte (Abb. 49 - 52: häufig über 3 bzw. 5 % besonders im Stadium 2 gegenüber selten >2 %). Im östlichen Profil sind daher die erhöhten Gehalte von Dolomit in den Stadien 4-2 im Amundsen-Becken (PS2174-4), am östlichen Gakkel-Rücken (PS2165-3) und am Lomonosow-Rücken besonders auffällig (PS2185-6; Abb. 50 - 52). Weiterhin auffällig ist das Fehlen von Dolomit im mittleren Stadium 3 der Kerne von der Morris-Jesup-Schwelle und östlichen Gakkel-Rücken, während der westliche Gakkel-Rücken weiterhin erhöhte Gehalte verzeichnet (> 3 %; Referenzlinie Abb. 50).

Die höheren Gehalte vor Svalbard werden dagegen von detritischem Karbonat mit Svalbard-Herkunft bestimmt. Bröckchen von dort vorkommenden, rekristallisierten permo-karbonischen Karbonaten wurden u.a. von Elverhoi et al. (1989), Solheim et

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

al. (1990), Kubisch (1992) und Müller (1995) in Sedimenten nördlich und nordwestlich Svalbards beobachtet. Nahe Svalbard ist auch *Siderit* im Sediment enthalten. Es kann aus mesozischen Gesteinen der nordöstlichen Barents-See stammen. Bjørlykke et al. (1978) ordnen *Siderit* jurassischen Schiefern auf Spitzbergen zu, die *Siderit*-Konkretionen aufweisen. Dypvik (1978) hat die Janusfjellet Formation auf Spitzbergen untersucht und beschreibt meterdicke Lagen mit 100 % *Siderit*. Die Formation besitzt zusätzlich erhöhte Gehalte an Pyrit.

Phyllosilikate

Für alle Oberflächensedimente und die in Abbildung 49 bis 52 gezeigten Sedimentkerne wurden die Anteile an **Phyllosilikaten** ermittelt. Ein Vergleich zu den Tonmineralvergesellschaftungen der Oberflächensedimente (Stein et al. 1994b, Wahsner et al. in Vorb.) und der Sedimentkerne des westlichen Profils (Kap. 5.4) ergibt große Unterschiede, insbesondere bei der Bestimmung von Kaolinit und Chlorit (siehe dazu auch Kap. 2.6). Der Gesamtgehalt der Phyllosilikate steht jedoch in direkter Beziehung zu den Tonfraktionsgehalten (siehe Kap. 4.2), so daß es lohnend ist, an den Sedimentkernen des östlichen Profils und an PS2192-2, an denen im Rahmen dieser Arbeit keine Tonmineralanalysen erfolgt sind, die Verhältnisse innerhalb der Gruppe der Phyllosilikate/ Tonminerale darzustellen (Abb. 58). Außerdem ermöglicht die Gesamtmineralanalyse im Gegensatz zur hier verwendeten Tonmineralbestimmung eine Unterscheidung der verschiedenen Dreischichtsilikate Montmorillonit, Illit und Glimmer.

Der Anteil der Phyllosilikate schwankt zwischen 15 und 78 % und ist in den Bekkensedimenten (siehe Abb. 58: PS2174-4) und am Yermak Plateau am höchsten. Die entsprechenden Gehalte können mit den Unterschieden in der Korngröße der Sedimente positiv korreliert werden (vgl. Kap. 4, 5.1). Dabei haben Montmorillonite und Illite den höchsten Anteil (jeweils 0 bis >50 %), wobei Illit im Norden und in den Beckensedimenten dominiert (vgl. Abb. 58). Die Glimmer folgen mit Muskovit als Vertreter der Hellglimmer (bis zu 35 %) und seltener und nur sporadisch Biotit (0-10 %; in einzelnen Maxima bis zu 26 %; Tab. A5, A8). Mit einander ähnlich hohen Gehalten treten die 7 Å-Minerale Kaolinit und Chlorit mit 0 bis selten > 10 % auf (benannt nach ihrem gemeinsamen stärksten Beugungsreflex bei einem d-Wert von 7 Å, vgl. Abb. 12). Da Quarz eher an die Grobfraction gebunden ist, stellt das Quarz/Phyllosilikatverhältnis eine gute Annäherung an das Verhältnis zwischen Grobfraction (> 63 µm) und Tonfraktion dar und kann somit einen ersten Hinweis auf die Korngrößenzusammensetzung des Sediments geben.

Die Ergebnisse der Oberflächensedimente am Barents-See-Kontinentalhang weisen auf einen verstärkten Eintrag von Glimmer vom Barents-See-Schelf hin, da hier sehr hohe Gehalte sowie zusätzlich Biotit festgestellt wurden (PS2157/ PS2445; Tab. A5). Dies wird auch durch die hohen Anteile von Glimmern (tw. über 30 % inklusive Biotitvorkommen) in PS2212-5 vom nordöstlichen Yermak Plateau untermauert (Tab. A8). Glimmer (inkl. Biotit) und dazu Kaolinit haben ebenfalls einen hohen Anteil in PS2208-1 aus dem benachbarten südwestlichen Nansen-Becken.

Montmorillonite sind weitverbreitet in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens und bestätigen somit die geringe Alteration der Sedimente im Vergleich zum Ausgangsgebiet, da sie gegen die physikalische Veränderungen besonders anfällig sind. Neben den Becken sollen hier noch zwei Gebiete erhöhter Gehalte besonders erwähnt werden: das westliche Nansen-Becken inklusive Yermak Plateau und der westliche Lomonosow-Rücken. Letztere Region wird auch bei der

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Analyse der Tonfraktion mit erhöhten Anteilen an Smektit (\approx Montmorillonit) beschrieben (Stein et al. 1994b). Während der Termination I wird in vielen Sedimentkernen ein Montmorillonitmaximum aufgezeichnet (vgl. Abb. 58).

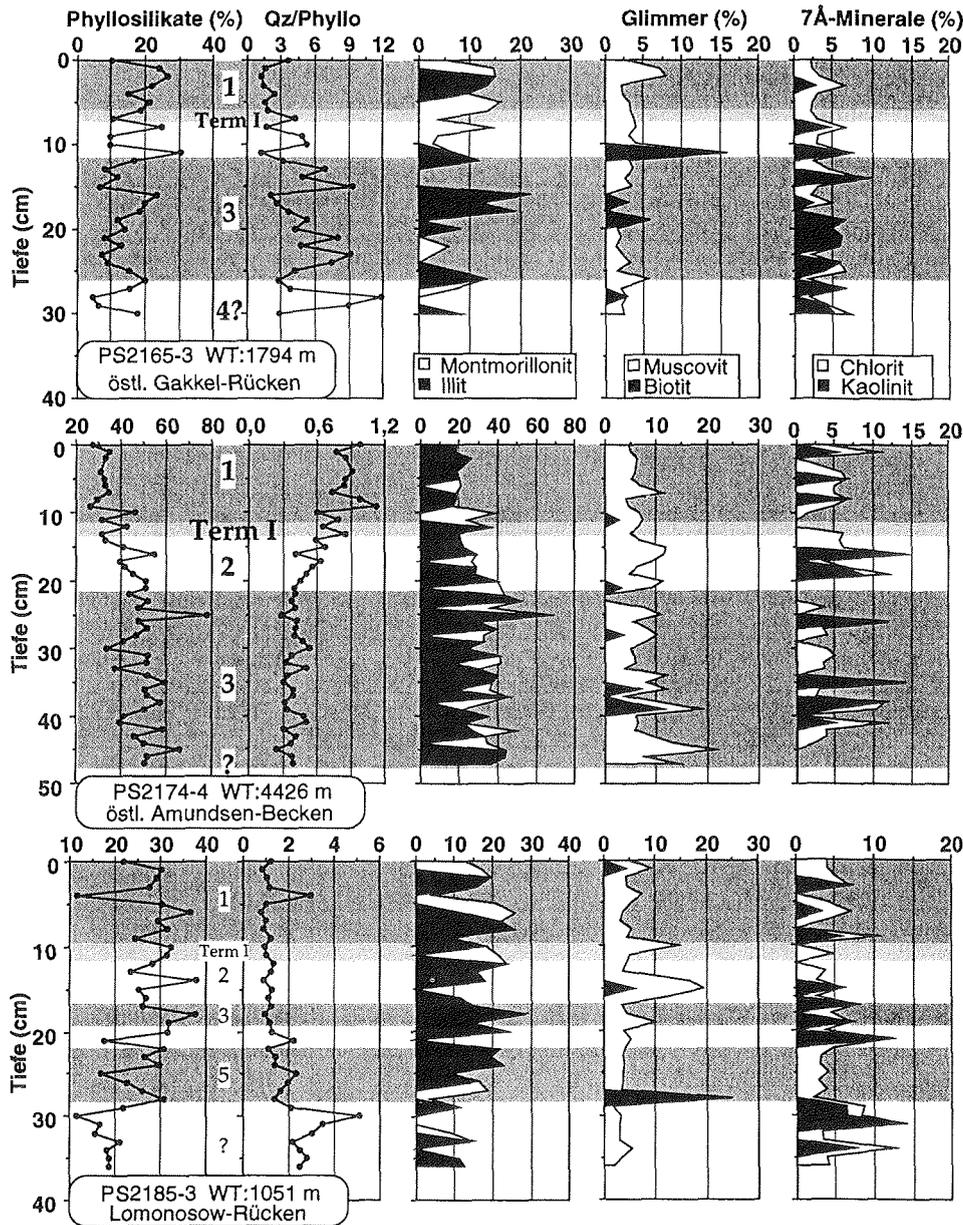


Abb. 58: Phyllosilikatgehalte (Summendiagramme) von PS2165-3 vom östlichen Gakkel-Rücken, von PS2174-4 aus dem östlichen Amundsen-Becken und PS2185-3 vom Lomonosow-Rücken (Qz/Phyllo \rightarrow Verhältnis der Prozentgehalte von Quarz und der Summe der Phyllosilikate).

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Die erhöhten Kaolinitgehalte im Nansen-Becken können mit den Vorkommen auf und um Franz-Josef-Land und der Barents-See in Verbindung gebracht werden (siehe Kap. 4.2.2). Auch im zentralen Amundsen-Becken und am Südhang des östlichen Gakkel-Rückens im Einflußbereich des Arktischen Zwischenwassers Atlantischer Herkunft (Kap. 1.3) besitzt Kaolinit einen leicht erhöhten Anteil. Erhöhte Chloritwerte treten nördlich der Morris-Jesup-Schwelle und östlich des Lomonosow-Rückens in einem Streifen bis zum Nordpol auf. Sie lassen sich möglicherweise mit den Vorkommen von magmatischen und metamorphen Gesteinen Grönlands und Ellesmere Islands verknüpfen (Kap. 4.1).

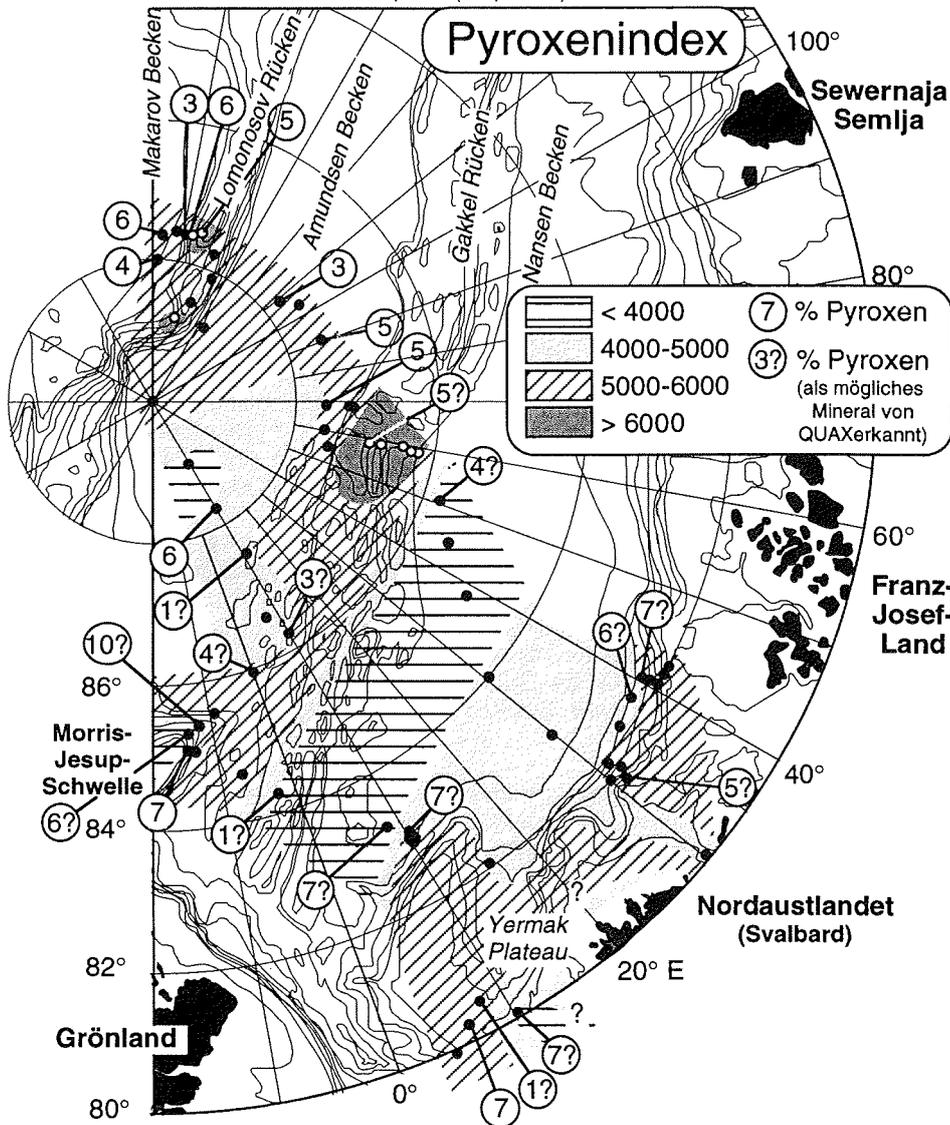


Abb. 59: Verteilungskarte des Pyroxenindex in Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens.

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Die Gruppe der *Spurenminerale* in der Gesamtfraktion zeichnet sich durch Nennungen als "Probable Minerals" oder durch einen geringen Prozentgehalt aus, der mit einem gleichhohen oder höheren Fehler von QUAX belegt wurde (vgl. Kap. 2.6). Dies betrifft vor allem die Schwerminerale und authochton gebildeten Minerale. Innerhalb dieser Mineralgruppe soll wiederum besonders auf die **Pyroxene** eingegangen werden (vgl. Kap. 4). Die hohen Pyroxenindexwerte sind auf die topographischen Erhebungen mit Ausnahme der Morris-Jesup-Schwelle verteilt (Abb. 59). Auffällig sind die hohen Werte im östlichen Amundsen-Becken und an den Hängen der Morris-Jesup-Schwelle. Die Auswertung mit QUAX ergab verschiedene Pyroxenvarietäten, die ein regionales Verteilungsmuster besitzen. So sind die genannten Prozentwerte am Barents-See-Kontinenthang und auf dem Yermak Plateau durchgehend Orthopyroxen zuzuordnen, und hier hauptsächlich Hypersthen. Hypersthen konnte in der westlichen und vor allem der zentralen Laptew-See festgestellt werden (Kap. 4.2.1; Behrends et al. 1996). Da seine Herkunft vorrangig Basaltgestein ist, können außerdem die jungen Basaltgesteine Franz-Josef-Lands und der nördlichen Barents-See (Kap. 4.3) zum erkannten Hypersthengehalt beigetragen haben. Orthopyroxene treten weiterhin in Oberflächensedimenten des Lomonosow-Rückens auf (Fe-Enstatit; Tab. A5). Fe-Enstatit konnte bei den Liefergebietsuntersuchungen nur in den Sedimenten der östlichen Laptew-See gefunden werden.

Klinopyroxene dominieren den Gakkel-Rücken und die Hänge der Morris-Jesup-Schwelle. Dabei wird für den Gakkel-Rücken durchgehend Augit angegeben, der typisch für basaltische Schmelzen wie z.B. von Mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB) ist. Nördlich des Gakkel-Rückens erreicht der Pyroxenindex recht hohe Werte. Die in dieser Region angegebenen Pyroxengehalte sind ausschließlich dem Klinopyroxen Augit zuzuordnen (vgl. Abb. 59). Auf der Morris-Jesup-Schwelle kommt außerdem Diopsid vor. Diopsid wird laut Matthes (1987) bei der Metamorphose von Kalkmergelsteinen gebildet. Schwach metamorphe Kalksteine stehen z.B. auf dem benachbarten N-Grönland an (Kap. 4.1). Diopsid taucht auch in Proben des Stadiums 3 von PS2206-4 auf dem westlichen Gakkel-Rücken auf. Aufgrund der geringen Gehalte wird von QUAX meist nur eine Pyroxenvarietät erkannt. Eine Untersuchung eines Schwermineralpräparats aus Laptew-See-Oberflächenproben (freundlicherweise von M. Behrends zur Verfügung gestellt) ergab allerdings das Nebeneinander von Ortho- und Klinopyroxenen als dominierende Schwermineralphasen.

In den Sedimentkernen werden die Höchstwerte des Pyroxenindex im frühen Stadium 1/ in der Termination I erreicht. Im oberen Stadium 1 folgt in nahezu allen Kernen eine leichte Erniedrigung (Abb. 49 - 52). Auch im Stadium 3 werden leicht erhöhte Werte beobachtet (Abb. 50 - 52). In einem Großteil der Kerne wurden **Pyroxenmineralgehalte** ermittelt (von Kreisen umgebene Zahlen in Abb. 49 - 52), obwohl die Nachweisgrenze von 2 - 5 % kaum überschritten wurde. Bei der Zuordnung bestimmter Pyroxenminerale aus den Gruppen der Ortho- und Klinopyroxene ergaben sich einige interessante Trends. Dabei gilt zu bedenken, daß aufgrund des geringen Anteils an Pyroxenen QUAX mit großer Wahrscheinlichkeit eine der beiden Pyroxengruppen der anderen vorzieht. Die Wahl von QUAX spiegelt jedoch eine gewisse Dominanz des genannten Minerals wider. Derzeit laufende Untersuchungen der Schwermineralfraktion in Sedimenten des Eurasischen Beckens bestätigen, daß in den meisten Proben beide Pyroxengruppen vorhanden sind (Behrends et al. 1996).

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Der Klinopyroxen Augit erhält die meisten Nennungen für die mit Zahlen oder dem Kürzel Sp gekennzeichneten Proben (Spurenmineralgehalt <1 %; Abb. 49 - 52). Dabei zeigt die Auswertung für PS2185-3 (Lomonosow-Rücken) das Phänomen, daß trotz des Vorhandenseins mehrerer Augite aus verschiedensten Weltregionen in der QUAX-Datenbank ein einziger Augitmineralstandard mit der Bezeichnung 592 in allen Proben des Kerns gefunden wurde (Tab. A8). Es erscheint also möglich, daß hier ein ganz bestimmter Augit vorrangig auftritt. Im Gegensatz zum Bekkenkern PS2174-4 aus dem benachbarten Amundsen-Becken wurden in PS2185-3 die Orthopyroxene Hypersthen (unteres Stadium 2) und Fe-Enstatit gefunden (Stadium 5), die typisch für die östliche Laptew-See zu sind. Interessant ist daher, daß Fe-Enstatit auch in Sedimenten des Stadiums 3 auf der Morris-Jesup-Schwelle (zusammen mit Hypersthen), am westlichen Gakkel-Rücken und im unteren Kernabschnitt von PS2208-1 beobachtet wurden (Abb. 49, 50, 52).

Für die mit Sp (Spurengehalte) ausgewiesenen Proben von PS2174-4 (Amundsen-Becken; Abb. 52) wählte QUAX den Mineralstandard Spodumen aus, einen Lithium-reichen Klinopyroxen, der typisch für Pegmatite ist (Matthes 1987). Pegmatite treten häufig in den Randzonen von Granitplutonen auf, die z.B. in der Werchojansker Faltenzone zahlreich aufgeschlossen sind und deren Verwitterungsprodukte über die Lena die östliche Laptew-See erreichen, von wo aus eine Umlagerung über Turbiditströme in das Amundsen-Becken stattfindet (vgl. Kap. 1.3, 4.2; vgl. Nürnberg et al. 1995b; Schubert & Stein 1996). Aus der Verteilung anderer akzessorischer Minerale können weitere Aussagen zur Sedimentation im Eurasischen Becken gemacht werden. Das Vorkommen von Manganit und Magnetit auf dem östlichen Gakkel-Rücken und an dessen nördlichen Hang scheint direkt mit den MORB, deren Erosion und der Umlagerung des erodierten Materials in Verbindung zu stehen. Die Ergebnisse für Kalifeldspat (Sanidinvorkommen) und Klinopyroxen (Augitvorkommen) in diesem Gebiet lassen eine gleichlautende Deutung zu. PS2166 auf dem Gakkel-Rücken führt außerdem Olivin und Spinell. Sie kristallisieren aufgrund ihres hohen Schmelzpunktes zuerst aus einem Magma aus oder gehören sogar zum Ausgangsgestein von Mantelschmelzen, womit sie Anzeiger von plutonischen Gesteinen und in einem MORB zu erwarten (Matthes 1987).

Ein Großteil der Oberflächenproben im Amundsen- und Makarow-Becken, sowie am Lomonosow-Rücken führt Anhydrit als akzessorisches Mineral. Neben der Entstehung als authigenes Mineral aus den Porenwässern wäre auch ein Antransport aus der östlichen und zentralen Laptew-See möglich (vgl. Kap. 4.2). In zwei Regionen führen die oberflächennahen Sedimente Baryt (Tab. A5). Am Yermak Plateau und nördlich davon und am westlichen Hang des Lomonosow-Rückens werden Werte zwischen 0,5 und 1,5 % angegeben. Dies korreliert mit Regionen erhöhter biogener Bariumeinträge in die oberflächennahen Sedimente (Nürnberg et al. 1995c; persl. Mittlg. 1995). Es wird daher von einer leicht erhöhten Oberflächenwasserproduktivität in den genannten Gebieten ausgegangen (vgl. Schubert 1995). Ob der in der Gesamtprobe enthaltene Baryt terrigener oder biogener Herkunft ist, kann jedoch mit röntgenographischen Methoden nicht geklärt werden.

Tab. 10 (nächste Seite): Spurenmineralzusammensetzung der untersuchten oberflächennahen Sedimente (Apa=Apatit, Fluo=Fluorit, Sid=Siderit, Anhyd=Anhydrit, Zeo=Zeolith (Phil=Phillipsit, Preh=Prehnit), Neph=Nephelin, Amf=Amphibol, Hbl=Hornblende, Chd=Chloritoid, Serp= Serpentin, Gnt=Granat (Alm= Almandin), Epi=Epidot, Spin=Spinell, Mag=Magnetit, Man=Manganit, Pyr=Pyrit, Rut=Rutil, Zir=Zirkon, Oliv=Olivin).

Isotopenstadien		PS2213-4	PS2212-5	PS2208-1	PS2206-4	PS2165-3	PS2174-4	PS2185-3	PS2202-4/ PS2200-4	PS2198-4	PS2192-2
Stadium 1	oberes	Rut, Pyr		Zeo, Gnt, Rut		Baryt, Zeo, Sid	Baryt, Talk, Rut			Rut, Gips	**
	mittleres	Gnt, Man, Amf, Chd, Zeo, Anhyd	Amf, Chd, Zeo	Rut	Gips	Apa		Epi, Chd, Apa, Sid, Zir	Gips, Rut	Gips, Zeo	**
	unteres	Gnt	Sid, Apa, Fluo	Rut	Gnt, Serp	Apa, Zeo(Phil)	Mag, Sid, Apa	Zeo, Apa, Sid, Neph	Gips	Hbl	Zeo(Preh), Chd, Gnt, Apa, Sid, Anhyd
	Term. I			Gips		Apa, Zeo(Phil), Baryt	Baryt	Apa, Anhyd	Gips, Zeo		
Stadium 2	oberes			Rut	Rut	Apa, Zeo(Phil)		Apa, Zeo	Gips		**= Zeo(Preh), Chd, Epi, Amf, Spin, Apa, Man, Mag, Pyr, Oliv
	mittleres			Rut	Rut	Apa, Zeo(Phil)	Sid, Apa	Apa, Zeo	Gnt, Gips		
	unteres			Hbl, Gnt(Alm), Zeo	Gnt(Alm), Rut	Gnt(Alm), Zeo	Gnt(Alm) Apa	Oliv, Neph	Gnt		
						Apa					
Stadium 3	oberes				Gnt, Rut, Gips	Gnt, Zir	Mag, Zeo		Gips		
	mittleres					Zir, Rut, Chd, Sid	Man, Rut, Chd, Fluo		Gips, Serp		
	unteres					Apa, Zeo(Phil)	Apa, Zeo(Phil), Mag				
Stadium 4	oberes					Apa, Zeo(Phil, Preh)		Apa, Zeo			
	mittleres							Man			
	unteres							Man			
Stadium 5	oberes										
	mittleres							Apa, Zeo			
	unteres							Zeo			
Stadium 6	Term. II							Apa, Zeo, Amf, Chd			
								Apa, Zeo, Sid			

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Am Kontinentalhang der Barents-See und Svalbards treten in den Oberflächen-sedimenten Minerale schwach und stark metamorpher Gesteine auf (Talk, Granat, Hornblende, Amphibol, Epidot). Sie lassen sich auf die höher metamorphen Gesteine NE-Svalbards zurückführen (vgl. Kap. 4.2). Granat tritt verstärkt nahe den Neusibirischen Inseln auf (Kap. 4.2 ; Naugler et al. 1974) und könnte von dort zum Lomonosow-Rücken transportiert worden sein, während Epidot im westlichen Amundsen-Becken zu finden ist und von N-Grönland oder Ellesmere Island her eingetragen wird (vgl. Abb. 33).

Die Tabelle 10 gibt das prinzipielle Vorkommen einzelner Minerale in den Sedimentkernen wieder. Einige Ergebnisse sollen herausgestellt werden:

1.) Das parallele Vorkommen von Mineralen mit Herkunft aus metamorphen Gesteinen in den Kernen des Yermak Plateaus (PS2213-4, PS2212-5), obwohl viele andere Parameter unterschiedlich sind (vgl. Abb. 49).

2.) Das Auftreten eines bestimmten Granats im unteren Stadium 2 in Kernen des Nansen-Becken (PS2208-1), vom Gakkel-Rücken (PS2206-4 und PS2165-3) und des Amundsen-Beckens (PS2174-4).

3.) die mehrfachen Parallelen zwischen den Kernen des östlichen Profils (PS2165-3, PS2174-4, PS2185-3), z.B. das Vorkommen von Baryt in PS2165-3 und PS2174-4 in der Termination I und im oberen Stadium 1, die parallele Entwicklung dieser beiden Kerne im Stadium 3 oder das gleichverlaufende Auftreten von Apatit zusammen mit Zeolith (meist die Varietät Phillipsit) in Kernen des östlichen Gakkel-Rückens (PS2165-3) und des Lomonosow-Rückens (PS2185-3).

4.) Das verstärkte Auftreten von Gips in den Kernen von der Morris-Jesup-Schwelle.

5.) Die von den anderen Kernen stark unterschiedliche Zusammensetzung der Spurenminerale in PS2192-2 aus dem westlichen Amundsen-Becken, der vor allem Minerale aus mittel- bis hochmetamorphen, ultramafischen und evaporitischen Gesteinen enthält.

5.3 Mineralogie der Siltfraktion

Die Siltfraktion (2-63 μm) gilt als besonders aussagekräftig für die Rekonstruktion von Paläoströmungen (z.B. Weber 1992; Manighetti & McCave 1995; McCave et al. 1995 und Zitate darin). Im Arktischen Ozean ist es außerdem möglich, über die Korngrößenzusammensetzung der Siltfraktion Rückschlüsse auf den meereistransportierten Anteil der Sedimente zu machen (Clark & Hanson 1983; Letzig 1995). Bei der Meereisbildung in der Laptew-See wird möglicherweise eine bestimmte Siltkorngrößenfraktion bevorzugt aufgenommen, die Hauptbestandteil von Meer-eissedimenten ist (vgl. Lindemann 1994; Nürnberg et al. 1994; Dethleff 1995a). Aus diesen Gründen wird in dieser Arbeit versucht, die Mineralogie der Siltfraktion einiger von intensiver Becken- und Hangsedimentation geschützter Rückenkerne zu untersuchen. Sie werden mit der Gesamt- und Tonmineralogie verglichen, um spezifische Signale der Siltmineralogie zu finden und zu interpretieren. Für die Analyse mit QUAX bietet die Siltfraktion optimale Vorbedingungen (vgl. Kap. 2.6.3).

Betrachtet man die **Quarz**gehalte der Siltfraktion in PS2206-4 vom Gakkel-Rücken (Abb. 60), fällt der Rückgang des Quarzgehaltes auf unter 40 % (Referenzlinie) im Stadium 1 auf. Die **Qz/Fsp**-Kurve folgt weitestgehend der Quarzkurve und läßt

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

somit einen nahezu konstanten Anteil von *Feldspat* vermuten. Daher muß die **Kfs/Plg**-Kurve mit ihrem Maximum im Stadium 2 mit höheren *Kalifeldspat*- und erniedrigten *Plagioklas*gehalten zusammenfallen (vgl. Tab. A9). Der dominierende *Plagioklas* ist Albit. Ab der Termination I überwiegt bei den *Kalifeldspäten* Mikroklin anstatt Orthoklas. Auffallend ist die Nennung von Adular im mittleren Stadium 2.

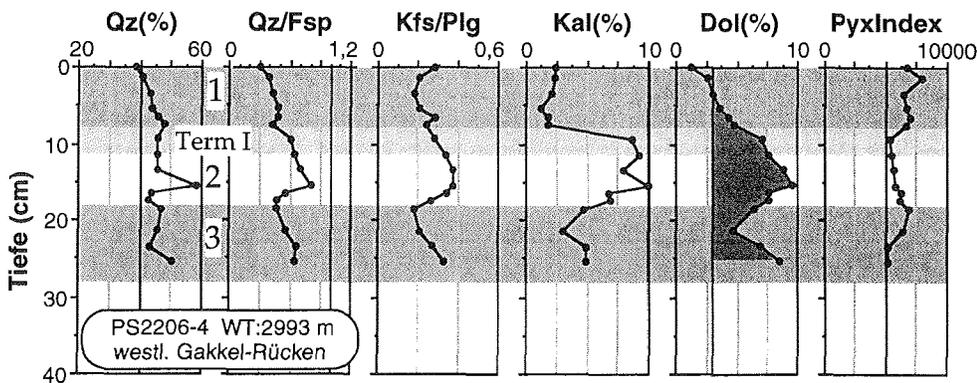


Abb. 60: Mineralogie der Siltfraktion im Kern PS2206-4 (Gakkel-Rücken, Eurasisches Becken). Stratigraphie auf der Basis von Sauerstoffisotopenstadien (fettgedruckte Zahlen) und AMS ^{14}C -Datierungen (Stein et al. 1994c). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> Pyroxenindex, @-> % Pyroxen.

Wie Quarz hat auch **Kalzit** seine niedrigsten Werte im Stadium 1. Stadium 2 und Termination I stechen als Paket mit Kalzitwerte zwischen 8 und 10 % heraus. Derselbe Kernabschnitt ergibt zwischen 7 und 10 % **Dolomitgehalt**. Im Stadium 2 und 3 verlaufen die Kurven von Kalzit und Dolomit parallel, was einen beiden Parametern gemeinsamen Einfluß annehmen läßt.

Die **Pyroxenindexkurve** zeigt ein leichtes Maximum im oberen Stadium 3 und einen stufenweisen Anstieg von der Termination I bis nahe der Oberfläche. Sie weist einige Ähnlichkeiten zur Sauerstoffisotopenkurve (Abb. 19) und Smektitkurve (Abb. 64) des Kerns auf. Pyroxengehalte werden von QUAX nicht genannt (Nachweisgrenze 2 - 5 %; Kap. 2.6.3).

Die Kurven der drei **Phyllosilikatgruppen** in Abbildung 61 zeigen einen deutlichen Anstieg des Schichtsilikatanteils in der Siltfraktion im oberen Stadium 1 und niedrigste Werte im Stadium 2. Der Gesamtgehalt an Schichtsilikaten übersteigt deutlich den möglichen Restanteil an Tonfraktion, der bei der Korngrößenanalyse zurückbleibt (bis zu 9 %; vgl. Kap. 2.2). Die Schichtsilikate sind hauptsächlich in der Tonfraktion konzentriert. Der erkannte höhere Gehalt weist somit auf das Vorkommen von größeren Kristallen der Schichtsilikate, verklumpte Schichtsilikate und Gesteinsbröckchen von Sedimentgesteinen in der Siltfraktion hin. Die Glimmerkurve steigt besonders stark und stufenweise zum Stadium 1 an. Die Chloritkurve zeigt einen deutlichen Unterschied zwischen den Stadien 1 bzw. 3 und 2 (Glazialzeit).

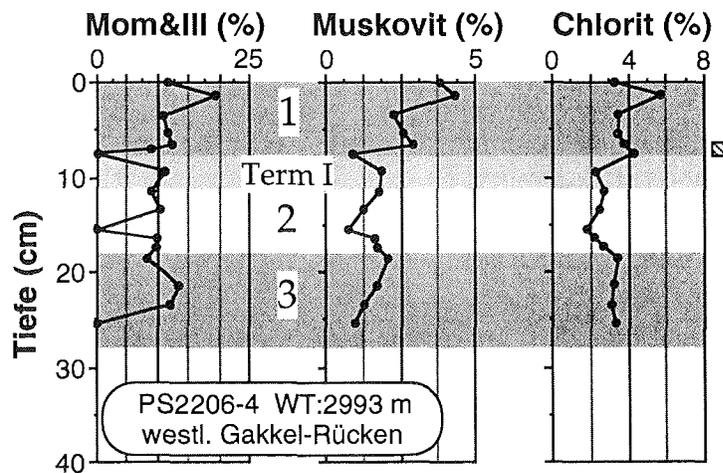


Abb. 61: Schichtsilikatmineralogie der Siltfraktion im Kern PS2206-4 (Gakkel-Rücken, Eurasisches Becken). Mom-> Montmorillonit, Ill-> Illit, die Glimmergruppe wird zumeist durch Muskovit repräsentiert. □ -> zusätzliche Nennung von Biotit (Glimmer) und Kaolinit (Chloritkurve).

Die meistgenannten Spurenminerale sind Amphibole. Sie treten mit 2 bis 6 % in der Termination I und im unteren Stadium 3 auf. In der Termination I werden sie von Zirkon begleitet. Oberhalb des Amphibolvorkommens im Stadium 3 wird außerdem Zeolith von QUAX genannt. In allen anderen Proben von PS2206-4 konnten keine weiteren Spurenminerale von QUAX nachgewiesen werden. Die Phyllosilikat- und Spurenmineralvergesellschaftungen der Termination I sind den Schelfsedimenten der östlichen Laptev-See sehr ähnlich (vgl. Kap. 4.2.2).

Der **Quarzgehalt** der Siltfraktion auf der Morris-Jesup-Schwelle liegt im gesamten Kern PS2200-4 auf gleichbleibend hohem Niveau (Abb. 62). Nur im unteren Stadium 2 fällt er bis auf ca. 40 %. Auch die **Qz/Fsp-** und **Kfs/Plg-**Kurven zeigen nur geringe Schwankungen auf eher niedrigen Werten. Unabhängig vom Quarzgehalt steigt die Qz/Fsp-Kurve im oberen Stadium 3 leicht auf über 0,5. Betrachtet man die Quarz- und die Kfs/Plg-Kurve von PS2198-4, so können die Kurven die Fortsetzung der PS2200-4-Kurven ins obere Stadium 1 darstellen oder mit dem obersten Kernabschnitt von PS2200-4 ab der Stadiengrenze 2/1 korreliert werden.

Die **Plagioklasgehalte** in der Siltfraktion schwanken in beiden Kernen zwischen 20 und über 30 % (PS2200-4, unterhalb Stadiengrenze 2/1). Die niedrigsten Werte werden im oberen Stadium 3 erkannt (Tab. A9). Albit ist die dominierende Plagioklasvarietät. Die **Kalifeldspatgehalte** untermauern die zeitliche Einstufung von PS2198-4. Ein Kalifeldspatminimum oberhalb der Stadiengrenze 2/1 in PS2200-4 (nur 6 % Kfs) läßt sich im unteren Kernabschnitt von PS2198-4 wiederfinden. Sogar die dominierende Feldspatvarietät (Mikroklin) ist die gleiche. Die Maximalwerte für

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Kalifeldspat in der Siltfraktion werden an der Morris-Jesup-Schwelle im oberen Stadium 2 (Term. I ?) erreicht (Tab. A9).

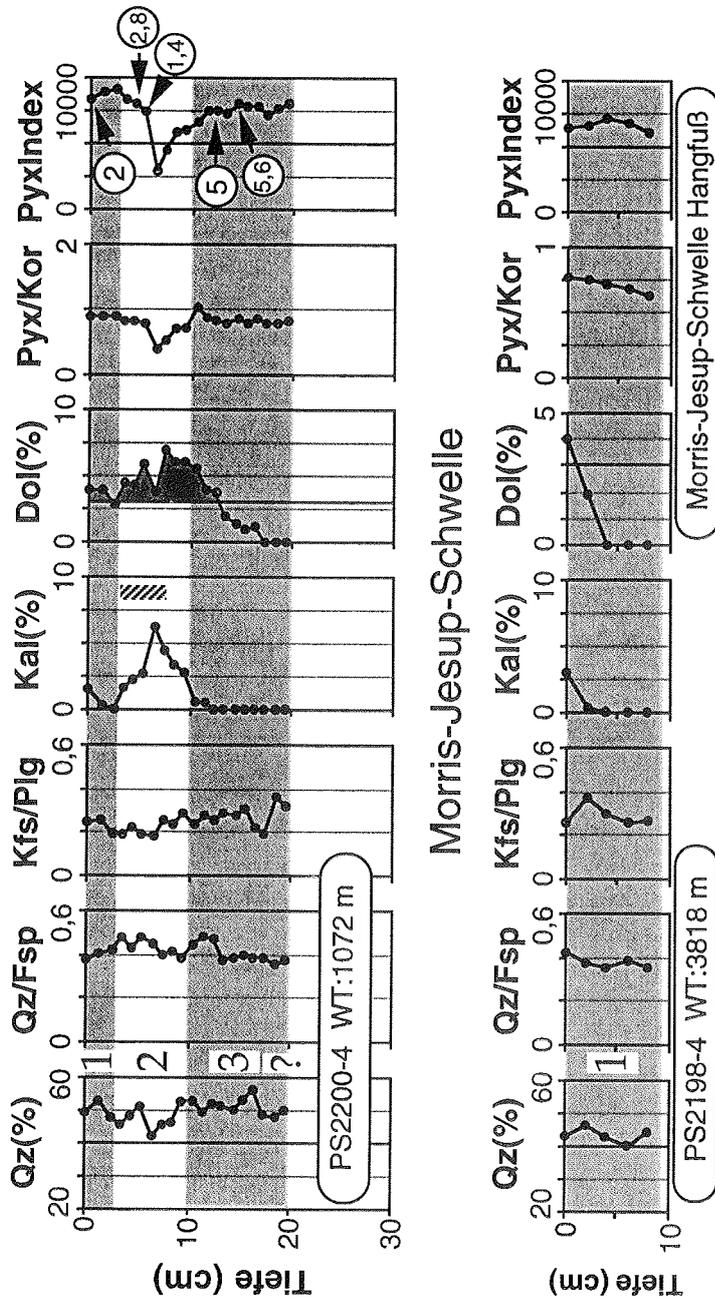


Abb. 62: Mineralogie der Siltfraktion in den Kernen PS2200-4 und PS2198-4 (Morris-Jesup-Schwelle, Eurasisches Becken). Stratigraphie auf der Basis von Sauerstoffisotopenstadien (fettgedruckte Zahlen) und AMS ¹⁴C-Datierungen (Stein et al. 1994c, Nørgaard-Pedersen 1996). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Pig-> Plagioklase, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap.3, @-> % Pyroxen, Schraffierter Strich-> Vorkommen von Mg-reichem Kalzit.

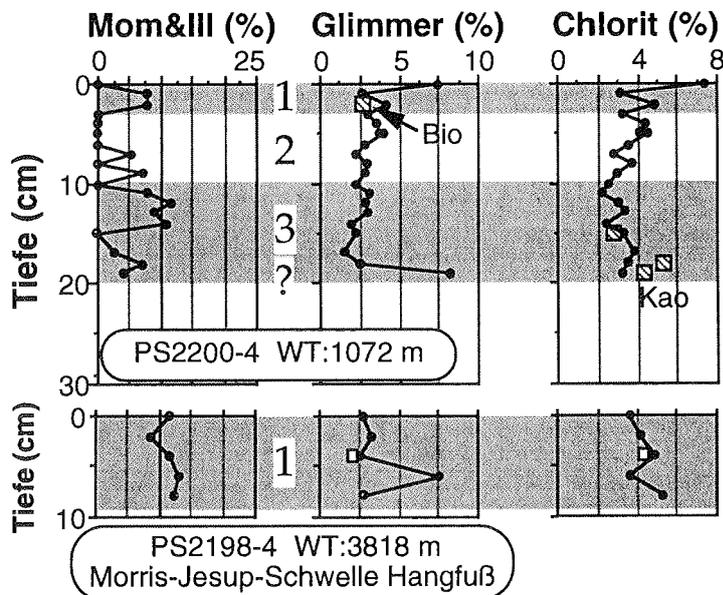


Abb. 63: Schichtsilikatmineralogie der Siltfraktion der Kerne PS2198-4 und PS2200-4 (Morris-Jesup-Schwelle). Mom-> Montmorillonit, Ill-> Illit, die Glimmergruppe wird zumeist durch Muskovit repräsentiert. □ -> Biotit- (Glimmerkurve) oder Kaolinitvorkommen (Chloritkurve).

Die **Karbonatkurven** der Siltfraktion von PS2198-4 lassen sich sehr gut mit dem oberen Abschnitt der Kurven von PS2200-4 vergleichen (Abb. 62). Im unteren Stadium 1 ist kein **Kalzit** erhalten, die Kurven steigen zur Oberfläche hin an. Der Verlauf der Karbonat- (Maximum im Stadium 2), **Pyroxen-** und **Schichtmineralkurven** (Maxima in Termination I) sind am Gakkel-Rücken (Abb. 60, 61) und der Morris-Jesup-Schwelle (Abb. 62, 63) sehr ähnlich. Auf der Morris-Jesup-Schwelle tritt allerdings wie in der Gesamtfraktion (Abb. 51) im Stadium 2 Mg-reicher Kalzit hinzu und der Dolomitgehalt ist besonders hoch (vgl. schraffierter Strich bzw. Referenzlinien in Abb. 62). Auf der Morris-Jesup-Schwelle werden Schichtmineralgehalte von bis zu 20 % erreicht, wobei Montmorillonit über Illit dominiert. Auffallend ist das Vorkommen von Biotit an der Stadiengrenze 2/1 in PS2200-4, das möglicherweise seinen Widerpart im mittleren Kernabschnitt von PS2198-4 hat.

Die von QUAX erkannten *Pyroxengehalte* (Kreise in Abb. 62) werden weitestgehend dem Klinopyroxen Augit zugeschrieben, im Stadium 2 kommt jedoch zusätzlich wie in der Gesamtfraktion Diopsid vor.

Innerhalb der *Spurenmineralgruppe* wurden wie in PS2206-4 nur wenige Nennungen registriert. Sie sind jedoch direkt vergleichbar mit den Ergebnissen der Siltfraktion in PS2206-4. Im Stadium 2 werden Amphibol und Zirkon genannt, im Stadium 3 zusätzlich Zeolith, Apatit, Siderit und Chloritoid.

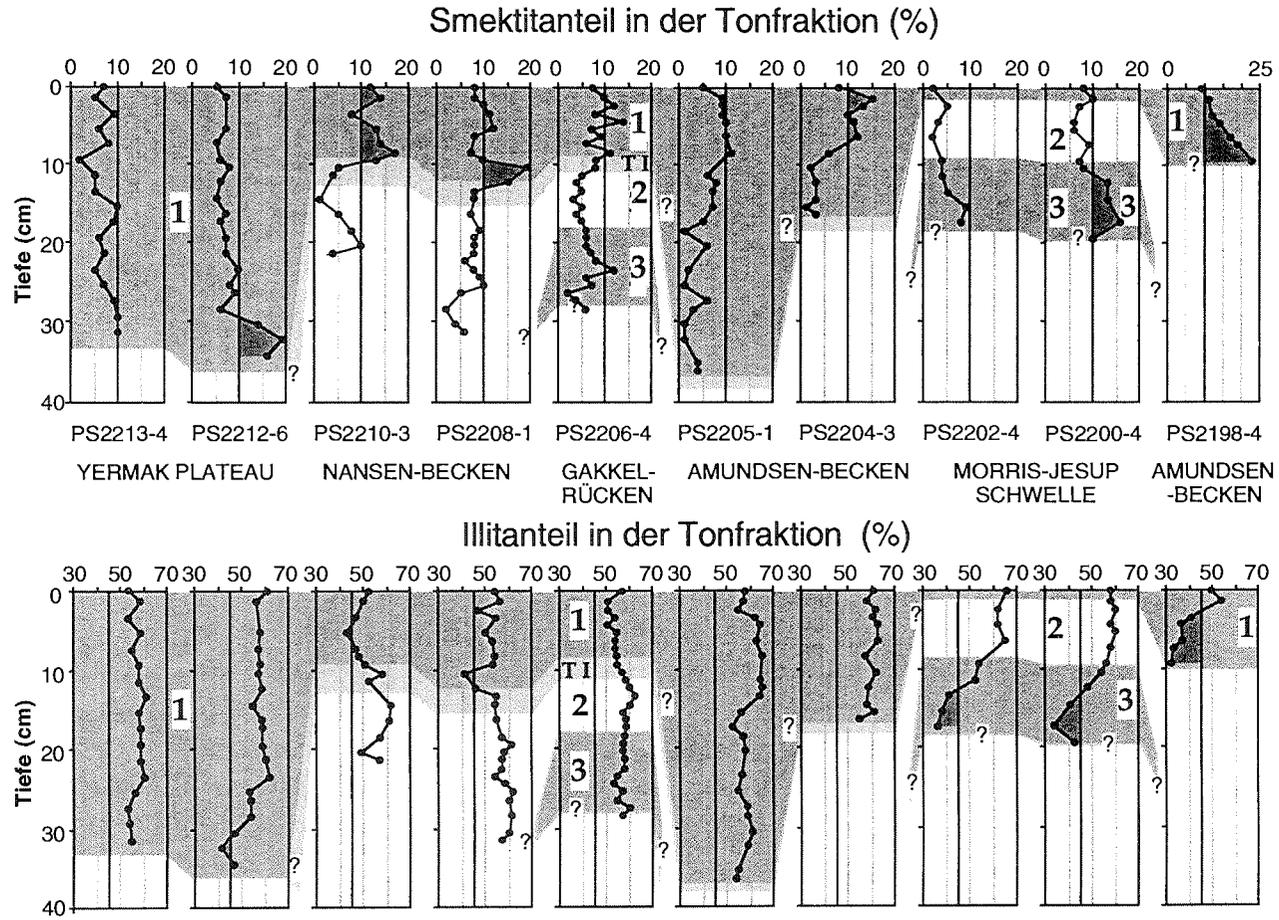


Abb. 64: Smektit- und Illitanteile der Tonfraktion in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopen-Stadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettgedruckte Zahlen (1) zeigen die Isotopenstadien.

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Der **Smektitgehalt** der oberflächennahen Sedimente im westlichen Eurasischen Becken schwankt zwischen 0 und 23 %. Die Kurven aller Kerne zeigen ein sehr ähnliches Bild: Erhöhte Werte nahe oder über 10 % (Referenzlinie Abb. 64) in Sedimenten der Stadien 1 und 3 und niedrige Werte im Stadium 2. Dazu kommt in den Kernen mit mächtigeren Sedimenten des Stadiums 1 ein gut korrelierbarer Kernabschnitt mit niedrigen, teilweise sehr niedrigen Smektitwerten zwischen zwei Maxima. Auf dieser Basis kann vermutet werden, daß die Amundsen-Becken-Kerne die Termination I nicht erreichen, denn während dieses Zeitabschnitts zeigen alle Kerne einen erhöhten Smektitgehalt. Die Yermak-Plateau-Kerne haben eine besonders große Mächtigkeit im Stadium 1 (vgl. Kap. 4). Daher ist es möglich, die niedrigen Werte von PS2212-6 mit den niedrigen Werten im oberen Kernabschnitt von PS2208-1, PS2206-4, PS2205-1 und PS2204-3 zu korrelieren. Alle Kerne zeigen einen Trend zu niedrigeren Werten im Oberflächensediment. Die Maxima des Stadiums 1 und der Termination I sind im südlichen Teil des Profils ausgeprägter, die Maxima des Stadiums 3 dagegen auf der Morris-Jesup-Schwelle.

Die **Illit**gruppe dominiert die Tonfraktion (nahe 30 bis über 65 %). Die Werte fallen nur in Ausnahmefällen unter 45 % (Referenzlinie; Abb. 64). Der Maximalwert wird im Amundsen-Becken-Kern PS2205-1 beobachtet. Das deutlichste Minimum erreicht Werte um 33 % im Stadium 3 auf der Morris-Jesup-Schwelle. Ein weiteres solches Ereignis scheint in Sedimenten des Stadiums 1 im Nansen-Becken und am nördlichen Yermak-Plateau aufgezeichnet worden zu sein und kann zur stratigraphischen Korrelation dienen. Ein leichtes Illitmaximum wird in Sedimenten des mittleren Stadiums 2 in allen Kernen registriert.

Die **Kaolinitanteile** an der Tonfraktion schwanken zwischen 5 und über 30 %. Die drastischen Änderungen werden in den Morris-Jesup-Schwellen-Kernen an der Stadium 3/2-Grenze beobachtet (Abb. 65). Während hier die Höchstwerte an Kaolinit erreicht werden, zeigen PS2205-1 und PS2204-3 ein ausgeprägtes Minimum im oberen Holozän. Die sonstigen Änderungen sind eher moderat. Am Gakkel-Rücken und im benachbarten Nansen-Becken deuten sich leicht erhöhte Kaolinitwerte während des Stadiums 2 an. PS2210-3 zeigt einen erhöhten Kaolinitgehalt zu Beginn und Ende der Termination I.

Chlorit hat eine geringe Schwankungsbreite und kann innerhalb der Tonmineralogie als konservatives Element angesehen werden. Dennoch werden in den Kernen vom Nansen-Becken und Gakkel-Rücken korrelierbare Veränderungen beobachtet (Abb. 65). Das Stadium 2 zeigt durchgehend niedrigere Chloritgehalte unter 20 % (Referenzlinie Abb. 65). Wie für Kaolinit sind die unterschiedlichen Verläufe der Kurven vom Gakkel-Rücken und von der Morris-Jesup-Schwelle auffällig. Die Art und Weise der Berechnung von Tonmineralanteilen (vgl. Kap. 2.7) kann zu unterschiedlichen Bewertungen der Tonmineralverteilung führen. Aus diesem Grund werden in der Literatur häufig Beugungsreflexverhältnisse verwendet, die sich direkt aus dem Röntgendiffraktogramm ableiten lassen. Eine Auswahl besonders nützlicher Verhältnisse werden in den Abbildungen 66 bis 68 gezeigt. Weitere gängige Verhältnisse sind in den Tabellen im Anhang aufgelistet.

Das **Kaolinit/ Chlorit**-Verhältnis (K/C, Abb. 66) ist eines der häufig genutzten Tonmineralverhältnisse, da es eine unterschiedliche Verwitterung an Land anzeigt und somit eng mit verschiedenen Liefergebieten oder Transportprozessen verknüpft werden kann (z.B. Biscaye 1965). Kaolinit entsteht vor allem bei der chemischen Verwitterung von Feldspäten unter humid-warmen Bedingungen.

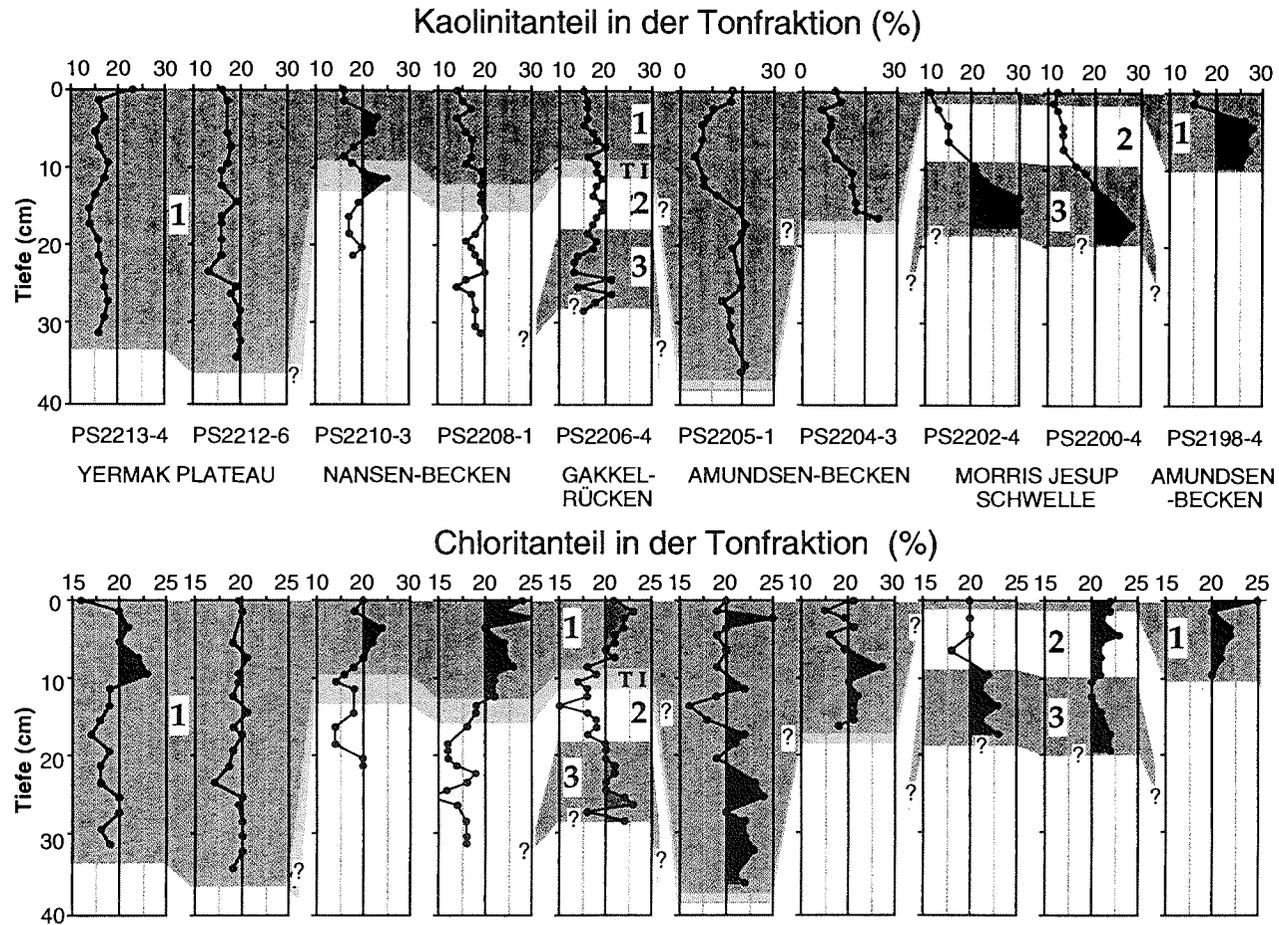
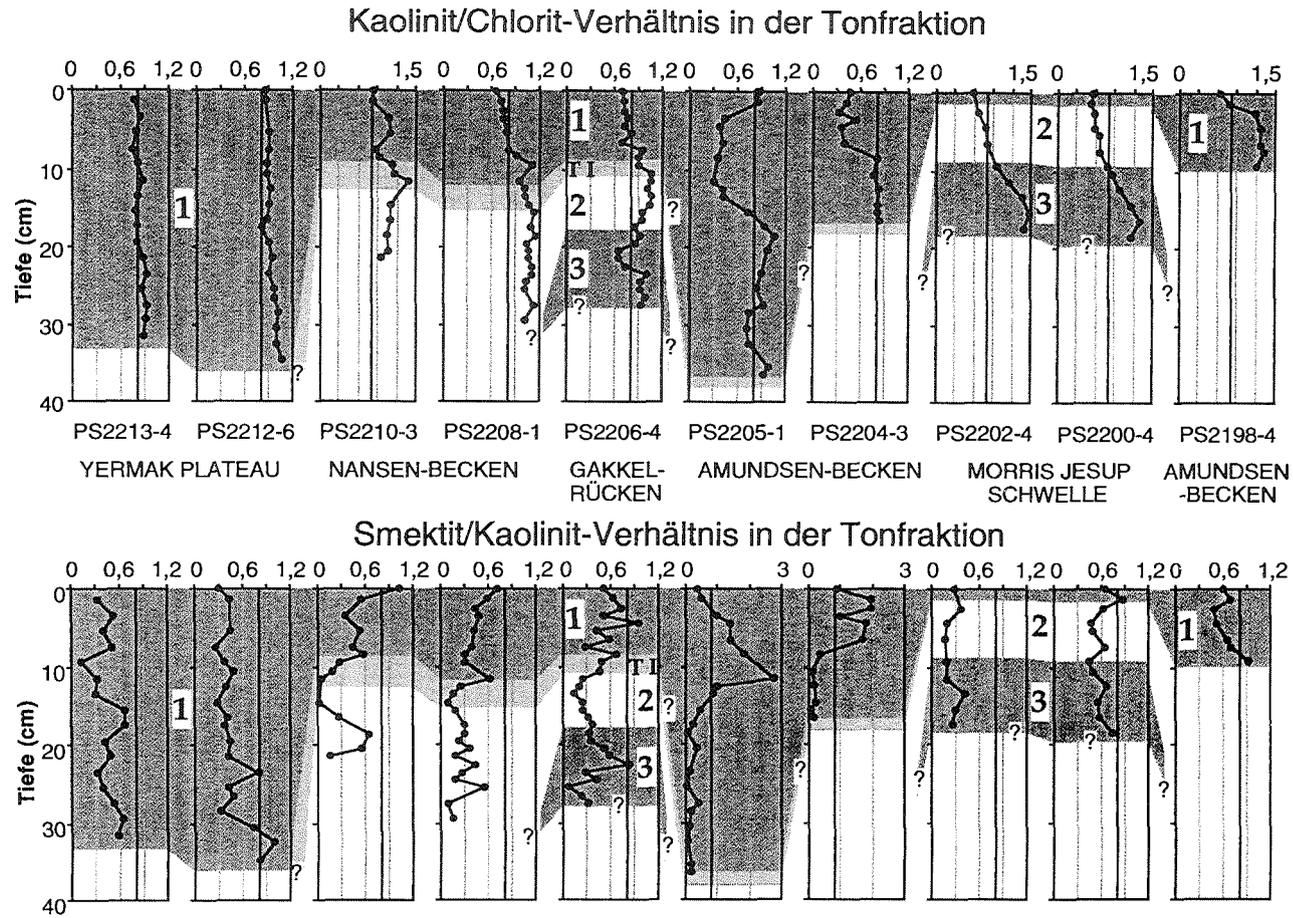


Abb. 65: Kaolinit- und Chloritanteile der Tonfraktion in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopen-Stadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettgedruckte Zahlen(1) zeigen die Isotopenstadien.



- 125 -

Abb. 66: Kaolinit/Chlorit und Smektit/Kaolinit-Verhältnisse in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopen-Stadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettgedruckte Zahlen **(1)** zeigen die Isotopenstadien.

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Dagegen ist Chlorit ein typischer Vertreter physikalischer Verwitterung, die unter den kühlen und teilweise ariden Bedingungen hoher Breiten überwiegt. In hohen Breiten kann jedoch "fossiler" Kaolinit aus Sedimenten an Land remobilisiert werden und entscheidend die Tonmineralzusammensetzung beeinflussen.

Der generelle Trend in den K/C-Kurven ist eine Abnahme zum oberen Stadium 1 hin. Maxima können im unteren und mittlerem Stadium 1 und in der Termination I beobachtet werden. Auf der Morris-Jesup-Schwelle werden die höchsten Werte im Stadium 3 erreicht. Auffällig sind die niedrigen Werte im oberen Stadium 3 von PS2206-4.

Das **Kaolinit/Illit**-Verhältnis wurde von Rossak (1995) zur Unterscheidung von östlicher (<0,3; Tab. A10) und westlicher Laptew-See verwendet. Die Werte schwankten in dieser Studie zwischen 0,15 und 0,59. Ober- wie Untergrenze werden in den oberflächennahen Sedimenten des westlichen Eurasischen Beckens überboten. Ein Minimum enthalten beide Kerne des Amundsen-Beckens. Am Gakkel-Rücken hält sich der K/I-Wert im gesamten Kern nahe an 0,3. Eine ganz leichte Erhöhung im unteren Stadium 1 des Kerns vom Gakkel-Rücken spiegelt sich unter Verstärkung im benachbarten Nansen-Becken-Kern wider. Auch der zweite, weiter südlich gelegene Nansen-Becken-Kern PS2210-3 zeigt diese Maxima. Im Südwesten enthält PS2210-3 die höchsten K/I-Verhältnisse. Noch höhere Werte ergaben nur Proben des Stadiums 3 von der Morris-Jesup-Schwelle.

Das **Smektit/ Kaolinit**-Verhältnis (S/K; Abb. 66) wurde gewählt, da Smektit und Kaolinit starke, von einander meist unabhängige Schwankungen aufweisen (Abb. 64, 65) und die Herkunftsregionen unterschiedlich sind (Laptew-/ Kara-See vs. Franz-Josef-Land; Kap. 4.2). Höhere Smektitgehalte in den Interglazialen und leicht erhöhte Kaolinitgehalte im letzten Glazial führen zu einer Signalverstärkung in den S/K-Verhältniskurven. Somit erreicht das Verhältnis seine höchsten Werte im oberen Holozän der Sedimente des westlichen Amundsen-Beckens. Dieser Trend kann in allen Kernen beobachtet werden, obwohl der Verlauf der Prozentkurven (Abb. 64, 65) nicht so eindeutig ist. Besonderes Augenmerk liegt hier auf den Kernen der Morris-Jesup-Schwelle, die höchste Anteile von Smektit und Kaolinit im oberen Stadium 3 aufweisen.

Da die Illitgruppe einen Hauptbestandteil der Tonmineralfraktion darstellt, werden im folgenden einige Parameter vorgestellt, um die Zusammensetzung der Illitgruppe zu analysieren. Das **5/10 Å**-Beugungsreflexverhältnis ermöglicht eine Unterscheidung von Al-reichen (> 0,45) und Mg-reichen (<0,1) Illiten. Die Al-reichen Illite stammen von Muskovit oder Serizit ab, die Mg-reichen Illite können Biotit zugeordnet werden (Esquevin 1969). 0,1 wird in den Kurven nicht unterschritten (Abb. 67). Der Wert von 0,45 wird weitestgehend übertroffen (vgl. Referenzlinie Abb. 67). Geringere Werte bis zu 0,3 werden nur im mittleren bis oberen Stadium 1 und im mittleren Stadium 2 erreicht. Die Kurvenverläufe ermöglichen die Korrelation zwischen den Kernen im Amundsen-Becken, vom Gakkel-Rücken und dem Nansen-Becken (PS2208-1). Das Stadium 3 zeigt ähnliche Entwicklungen am Gakkel-Rücken und auf der Morris-Jesup-Schwelle.

Die **Integralbreite** (vgl. Diekmann et al. 1996; Petschick et al. 1996) ermöglicht die Beschreibung der Kristallinität. Sie kann anstatt der Halbwertsbreite eines Beugungsreflexes verwendet werden, und ist etwas sensitiver als diese (Petschick et al. 1996). Diekmann et al. (1996) definieren vier Kategorien von sehr gut kristallin

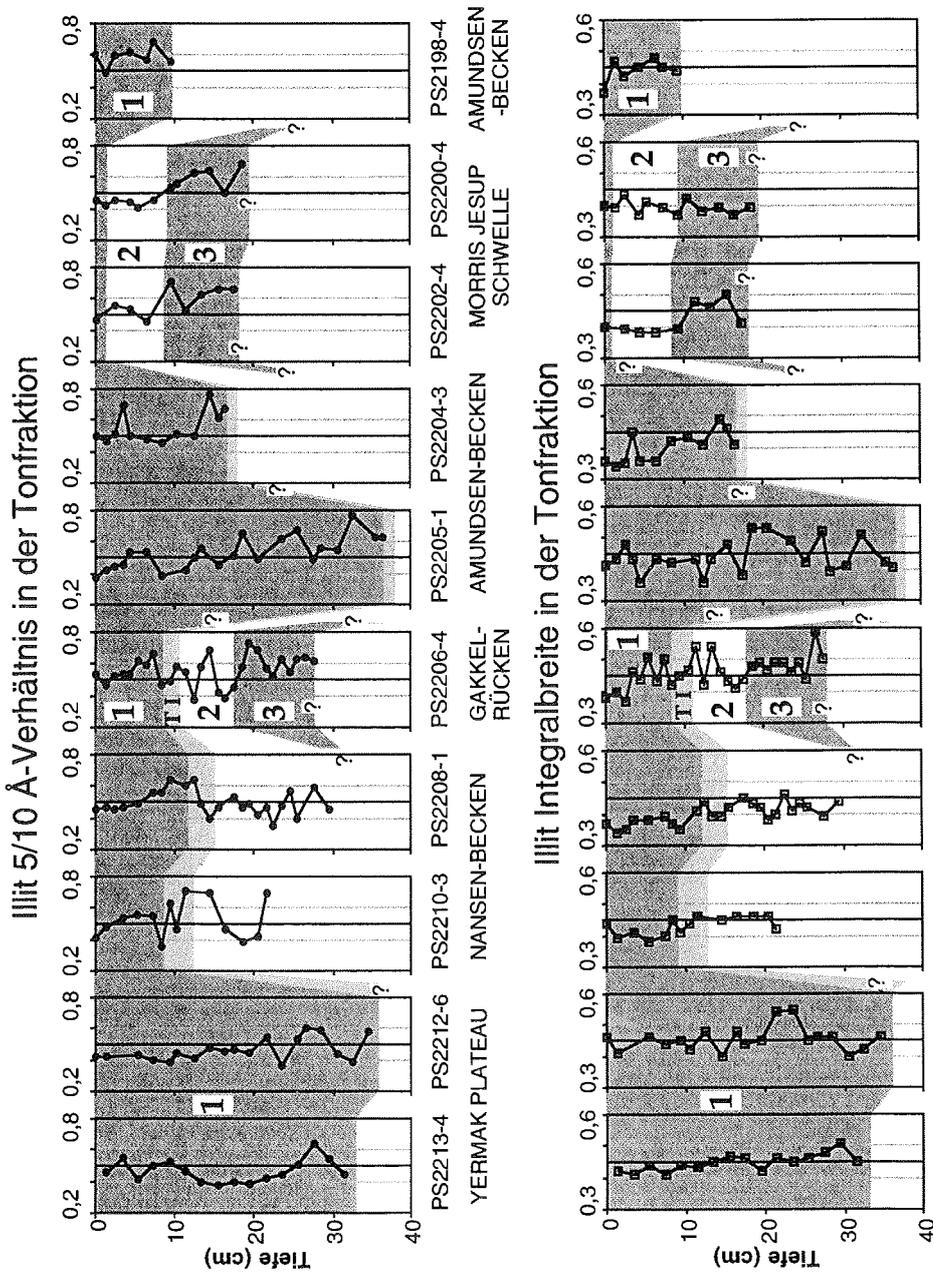


Abb. 67: Illit-5/10Å-Beugungsreflexverhältnisse und Integralbreiten als Kriterien für die Kristallinität in der Illit-Tonmineralgruppe in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopen-Stadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettgedruckte Zahlen (1) zeigen die Isotopenstadien.

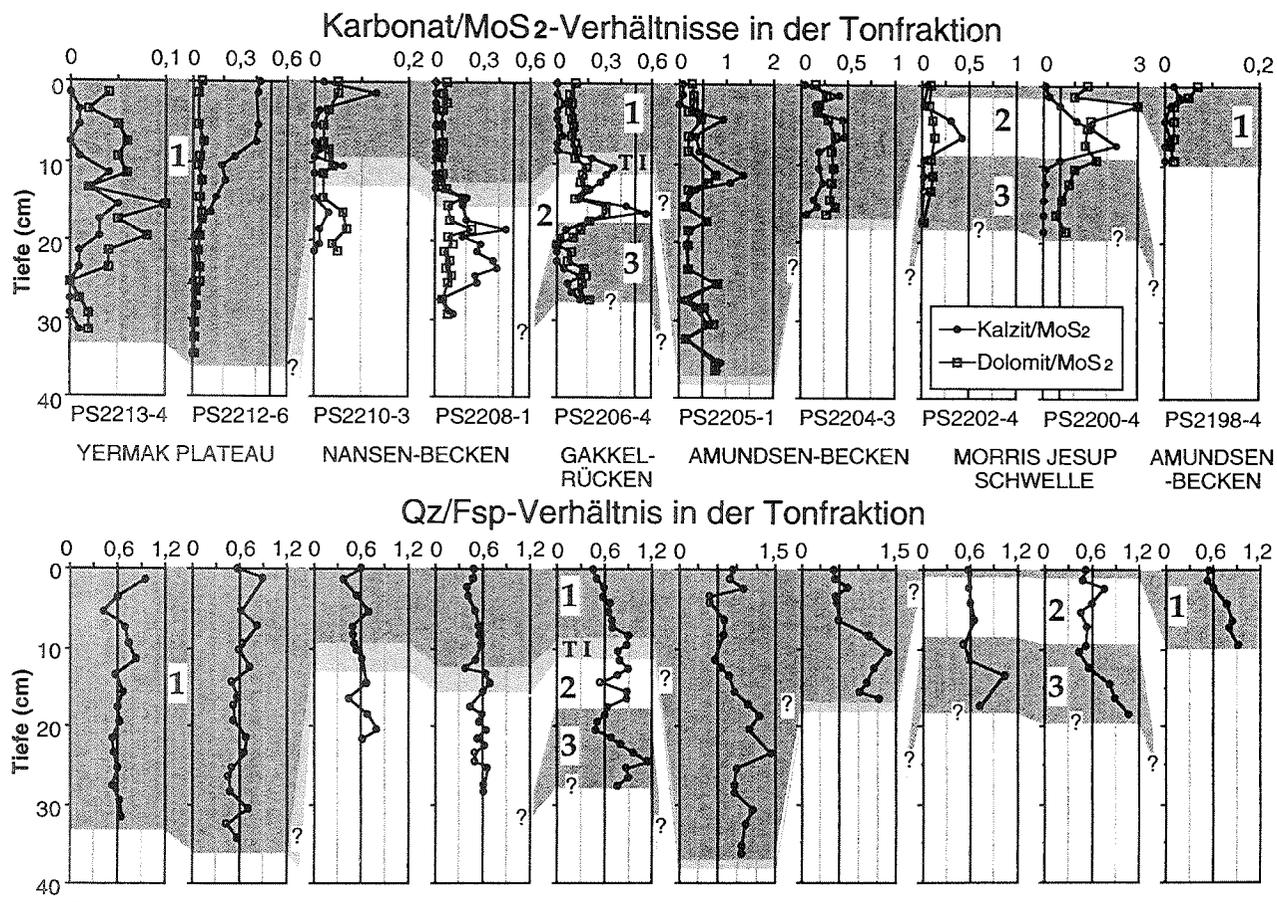


Abb. 68: Karbonat/Molybdänsulfid-Verhältnisse und Qz/Fsp-Verhältnisse der Tonfraktion in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopen-Stadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettgedruckte Zahlen (1) zeigen die Isotopenstadien.

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

(<0,4) bis schwach kristallin (> 0,8). Die meisten Proben der Kurzkerne fallen in die Kategorie "gut kristallin" (0,4 - 0,6). Dennoch stehen in den Sedimenten des Nansen-Beckens, des Gakkel-Rückens und des Amundsen-Beckens die niedrigen, teilweise unter 0,4 liegenden Werte im oberen Stadium 1 heraus. Auf der Morris-Jesup-Schwelle liegen die Werte dagegen im Stadium 1 und 2 nahe oder unter 0,4. Auffallend ist der Unterschied zwischen Nansen-Becken einerseits und Gakkel-Rücken und Amundsen-Becken andererseits. Der Wechsel von höheren zu niedrigen Werten für die Integralbreite scheint bei zweiteren später zu erfolgen.

Während der Untersuchung der Tonfraktion in Sedimenten des Eurasischen Beckens hat es sich gezeigt, daß die Nichttonminerale in der Tonfraktion zusätzliche Informationen bieten können. So können das **Quarz/Feldspat**-Verhältnis und der **Karbonatgehalt** der Tonfraktion Änderungen in der Herkunft der Tonfraktion anzeigen (z.B. Dalrymple & Maass 1987).

Die **Karbonatgehalte** der Tonfraktion werden als Verhältnisse zum internen Standard Molybdänsulfid (MoS_2) dargestellt (Abb. 68). In Kernen des Nansen- und Amundsen-Beckens verlaufen die Kalzit- und Dolomitkurven weitestgehend parallel und deuten somit auf einen gemeinsame Herkunft hin. Bei Sedimenten des Yermak Plateaus und der Morris-Jesup-Schwelle ist dies jedoch nicht der Fall. In PS2212-6 ist nur der Kalzitanteil einzeln erhöht, in PS2200-4 aber auch der Dolomitgehalt. PS2200-4 beinhaltet die höchsten Karbonatgehalte in der Tonfraktion (siehe unterschiedliche Skalen, Abb. 68). Erhöhte Kalzitgehalte im oberen Stadium 1 lassen sich nicht nur in PS2212-6, sondern auch im Kern PS2210-3, am Gakkel-Rücken und im Nansen-Becken erkennen.

Das **Qz/Fsp**-Verhältnis der Tonfraktion ändert sich in den Sedimenten vom Yermak Plateau und aus dem Nansen-Becken nur sehr wenig (Abb. 68). Dagegen zeigen die Qz/Fsp-Kurven am Gakkel-Rücken und im Amundsen-Becken einen deutlichen Abfall vom unteren Stadium 1/Termination I ins mittlere Stadium 1. Das mittlere Stadium 3 bietet ein ähnliches Bild mit hohen Qz/Fsp-Werten und einem starken Abfall zu sehr niedrigen Werten im oberen Stadium 3.

5.5 Organischer Kohlenstoffgehalt

Als begleitender Parameter wurde der organische Kohlenstoffgehalt (C_{org}) der oberflächennahen Sedimente im Eurasischen Becken untersucht, der zum Teil deutlich über dem für offene Ozeane üblichen Mittelwert von 0,3 % liegt (Abb. 69; vgl. Suess 1980; Stein et al. 1994b). Sedimente aus den Becken und vom Yermak Plateau besitzen wesentlich höhere Werte als Sedimente vom Gakkel-Rücken oder von der Morris-Jesup-Schwelle. Allen Kernen gemeinsam ist ein Anstieg des C_{org} -Gehaltes im oberen Isotopenstadium 1. Die Isotopenstadien 2 und 3 zeichnen sich in allen Kernen durch im Allgemeinen sehr niedrige C_{org} -Werte ($\leq 0,4$ %) aus. Das **C/N-Verhältnis** verdeutlicht die Unterschiede zwischen Becken- und Rückensedimenten. Zur groben Unterscheidung von marinem und terrigenem organischen Material wird eine Referenzlinie bei einem C/N-Verhältnis von 8 eingeführt (Abb. 69; vgl. Schubert 1995). Kleinere Werte, wie sie am Gakkel-Rücken und der Morris-Jesup-Schwelle dominieren, weisen auf einen erhöhten marinen Anteil an C_{org} hin.

Die fast bis 40 reichenden C/N-Werte der Beckenkerne und von PS2213-4 auf dem Yermak Plateau bestätigen dagegen die Vorherrschaft des terrigenen organischen Materials in diesen Kernen. Der Unterschied zwischen PS2213-4 und PS2212-6 am Yermak Plateau kann möglicherweise durch die größere Nähe von PS2213-4

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

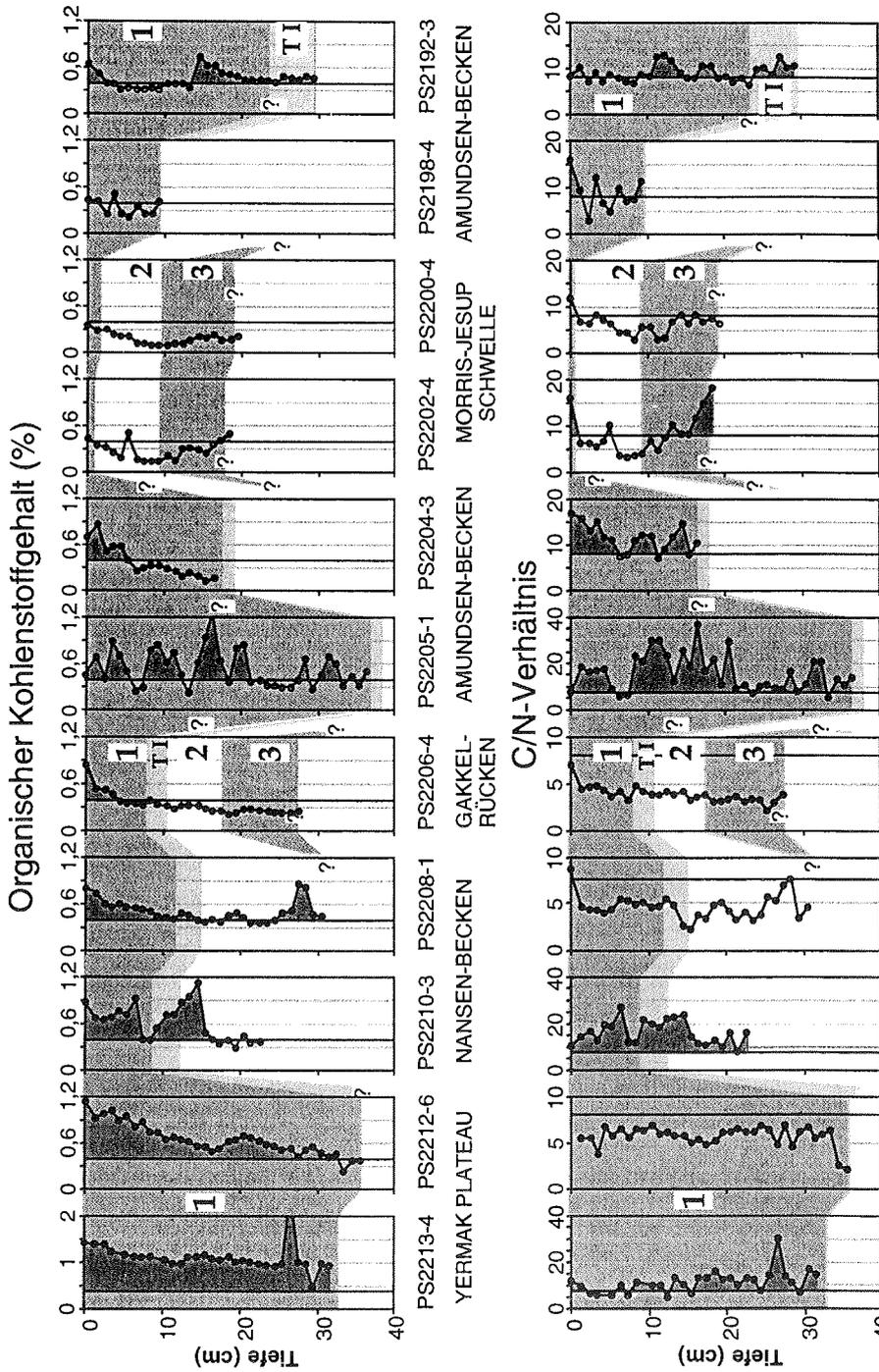


Abb. 69: Organischer Kohlenstoffgehalt und C/N-Verhältnisse in oberflächennahen Sedimenten des Eurasischen Becken. Isotopenstadiengrenzen nach Stein et al. (1994c) und Imbrie et al. (1984). Fettdruckte Zahlen(1) zeigen die Isotopenstadien.

5. Oberflächen- und oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

zu Spitzbergen und dort anstehenden C_{org} -reichen Tonschiefern erklärt werden (Kap. 4.2). Der Nansen-Becken-Kern PS2208-1 läßt sich kaum mit dem südlicher gelegenen Kern PS2210-3 korrelieren. Die niedrigen C/N-Verhältnisse sind eher mit dem Gakkel-Rücken-Kern PS2206-4 vergleichbar (Abb. 69). Der Trend zu geringeren C/N-Werten im Stadium 2 ist jedoch allen dreien gemein und auch auf der Morris-Jesup-Schwelle erkennbar. Die C/N-Kurve des Kerns PS2198-4 ist anhand der Maximalwerte eher den Stadium 1-Sedimenten der benachbarten Kerne vergleichbar, und würde somit das angenommene Alter für PS2198-4 bestätigen (vgl. Kap. 3).

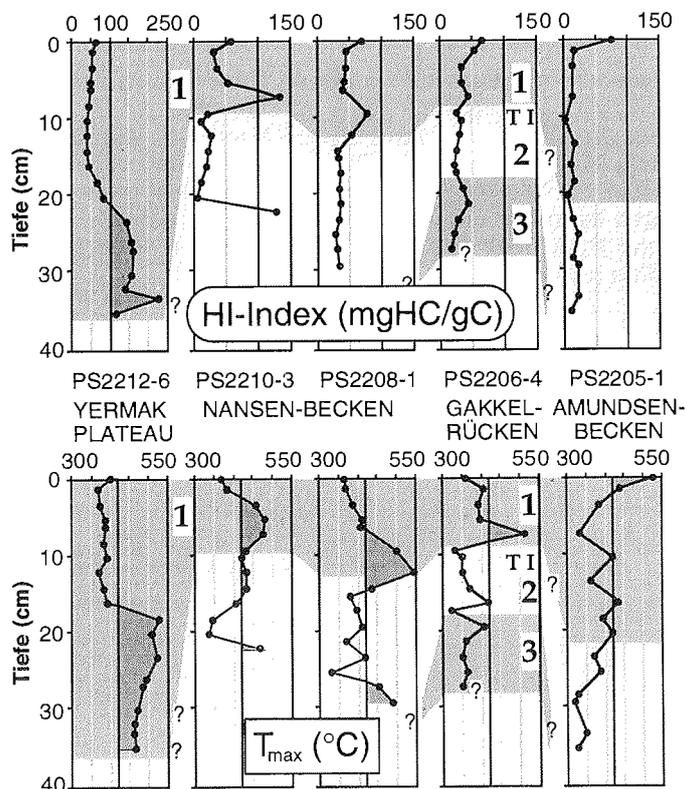


Abb. 70: HI- und T_{max} -Werte von oberflächennahen Sedimenten des südwestlichen Eurasischen Beckens.

Auch der **HI-Index** kann für die Unterscheidung von mariner und terrigener organischer Substanz herangezogen werden (Kap. 2.5.3). Generell ergaben sich eher niedrige Werte im südwestlichen Eurasischen Becken (Abb. 70). In Übereinstimmung mit Schubert (1995) und Stein (1991a) wurde die Referenzlinie bei einem HI-Wert von 100 gesetzt. Darüber liegende Werte spiegeln einen erhöhten Einfluß mariner organischer Substanz wider. Der HI-Wert nimmt nach Norden hin gleichmäßig ab. Ein leichter Anstieg zur Oberfläche hin ist in allen Kernen zu beobachten. Ein deutliches Signal zu Beginn von Stadium 1 läßt sich über alle Kerne korrelieren. Es wird ebenfalls nach Norden hin schwächer (Abb. 70). Ein auffallendes Ergebnis der HI-Messungen ist der gleichmäßig niedrige Wert in PS2205-1, obwohl

5. Oberflächen- u. oberflächennahe Sedimente im Eurasischen Becken

Die Kernabschnitte hoher HI-Werte werden von Lagen mit hohen T_{\max} -Temperaturen zwischen 450 und 550 °C begleitet. Die T_{\max} -Temperatur kann Aufschluß über die Reife des untersuchten organischen Materials geben (Kap. 2.5.3). Die Sedimente des unteren Stadiums 1 weisen bis hin zum Gakkel-Rücken eine relativ hohe Reife des organischen Materials auf (Abb. 70). Die Proben des oberen Stadiums 1 wie des Stadiums 2 haben dagegen niedrige T_{\max} -Werte unterhalb von 420 °C (Abb. 70: Referenzlinie), die eher wenig alterierten Pflanzenhäckseln zugeordnet werden können (vgl. Schubert 1995). Der Verlauf der T_{\max} -Kurven von PS2210-3 und PS2208-1 erlaubt eine direkte Korrelation der tiefsten Kernabschnitte, die möglicherweise mit dem unteren Stadium 2 des Kerns PS2206-4 vergleichbar sind (Abb. 70).

Der Verlauf der wiederum (gegenüber anderen Parametern) sehr gleichmäßigen T_{\max} -Kurve in PS2205-1 ist möglicherweise mit den obersten 6 cm von PS2206-4 korrelierbar. Da für die Oberfläche von PS2206-4 ein Alter von bis zu 4 ka angenommen wird (Stein et al. 1994c), ist es gut vorstellbar, daß der Anstieg der T_{\max} -Kurve von PS2205-1 zur Oberfläche hin in PS2206-4 nicht mehr dokumentiert ist. Die letzte Annahme kann nur unter der Voraussetzung aufrecht erhalten werden, daß PS2206-4 und PS2205-1 das terrigene organische Material aus derselben Quellregion erhalten haben.

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Die Ergebnisse der Sedimentkerne PS2445-4, PS2123-2/ PS2122-1, PS2212-3, PS2474-3, PS2174-5 und PS2200-5 werden jeweils mit allen im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Parametern dargestellt. Diese Reihenfolge ergibt ein Profil vom Barents-See/ Svalbard- Kontinentalhang durch das Eurasische Becken zur Morris-Jesup-Schwelle (Abb. 1: A-B-C). Die Hangkerne PS2445-4 (Barents-See) und PS2474-3 (Laptew-See) sollen als Liefergebiets-nahe Vergleichskerne dienen. Für alle Kerne außer PS2122-1 wurde die Gesamtmineralogie untersucht, für PS2123-2, PS2122-1, PS2212-3 und PS2200-5 zusätzlich die Tonmineralogie. Die Kerne PS2212-3 und PS2200-5 durchliefen ein komplettes Analyseprogramm (vgl. Kap. 2 und 5). Anhand der Kernbeschreibungen können lithologischen Eigenheiten der Kerne, Farbe, und Textur abgeleitet werden (Anhang A).

6.1 Lithologie

Auch die Sedimente der hier untersuchten Sedimentkerne im Eurasischen Becken können weitestgehend als sandige, siltige Tone, tonige Silte und siltige Tone mit geringem Biogenanteil bezeichnet werden (vgl. Kap. 5.1; Fütterer 1992; Stein et al. 1994b,c; Frederichs 1995; Schubert 1995). Die Sedimentfarben wechseln zwischen hellbraunen, braunen, oliven und grauen Tönen. Die Sedimente vom Kontinentalhang und Schelf und von topographischen Höhen sind im Mittel grobkörniger (Abb. 77, 88) und besitzen mehr Abschnitte mit Brauntönen als die Beckensedimente (vgl. Kernbeschreibungen Anhang A).

Während der Kern PS2445-4 vom Barents-See-Kontinentalfuß diese generelle Aussage mit einem mächtigen Diamikt unterhalb von 230 cm und darüberliegenden braunen Horizonten (Abb. 71), fügt sich der Laptew-See-Hangkern PS2474-3 mit seinen durchgehend sehr feinen, siltigen Tonen bis Tonen und vorwiegend schwarz-grau-olivenen Sedimentfarben nicht in dieses Bild. Nur im untersten Kernabschnitt treten dünne Sandlagen mit Turbiditen auf (Fütterer 1994).

In den Rückensedimenten des Lomonosow-Rückens (PS2185-6) und der Morris-Jesup-Schwelle fällt die Zweiteilung der Kerne auf, die unterhalb ca. 300 cm von brauen und oliven, siltigen Tonen dominiert werden und darüber häufigere Wechsel zu sandig-siltigen und siltig-sandigen Tonen zeigen. In PS2200-5 ist allerdings bereits zwischen 400 und 450 cm eine ähnliche Abfolge eingeschaltet.

Für den Kern PS2174-5 aus dem tiefen Amundsen-Becken benutzte Schubert (1995) die charakteristischen Farbwechsel von braunen zu grauen Farbtönen als eines der Kriterien zur stratigraphischen Einstufung (vgl. Kap. 4). Das sehr feinkörnige, tonige Material ist homogen und teilweise laminiert (siehe Anhang A). Auch der Kern PS2212-3 vom NE-Hang des Yermak Plateaus (WT: 2550 m) ist eher feinkörnig (weitestgehend Tone und siltige Tone) mit einigen zwischengeschalteten, größeren Lagen. Wie in PS2174-5 können die markanten Farbwechsel von brauen und oliv-grauen Tönen erste Hinweise auf die stratigraphische Einstufung dieses Kerns geben (siehe Anhang A; vgl. Kap. 4).

Die Kerne PS2122-1 und PS2123-2 vom Yermak Plateau nahe der NW-Küste Spitzbergens beschreibt Knies (1994) als von siltigen Tonen und tonigen Silten dominiert. Zwischen beiden Kernen lassen sich charakteristische Farbwechsel von hellbraun-braun nach oliv-grau und graubraun korrelieren. Auffallend tiefe Biotur-

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

bation und schwarze Horizonte mit pyritischen Konkretionen und H₂S-Freisetzung unterhalb ca. 400 cm sind die Besonderheiten dieser Kerne (Anhang A).

6.2 Mineralogie und Sedimentologie

		BSH	YP	YP	GR	LSH	AB	MJS	LR
	Sta	PS2445-4	PS2123-2	PS2212-3	PS2165-1	PS2474-4	PS2174-4	PS2200-5	PS2185-3
Qz	3,6	10-60 (37,9)	19-49 (35,5)	10-48 (29,5)	32-64 (48)	4,4-36 (23,3)	5-50 (17,9)	24-58 (41,7)	26-67,6 (40,4)
Qz/Fsp	0,2	0,29-0,68 (0,43)	0,32-1,56 (0,68)	0,19-0,98 (0,37)	0,29-1,12 (0,44)	0,14-1,05 (0,31)	0,15-0,37 (0,27)	0,23-0,77 (0,39)	0,52-1,35 (0,74)
Kfs/Plg	0,1	0-0,96 (0,55)	0-1,49 (0,27)	0-1,39 (0,57)	0,3-0,69 (0,46)	0-1,02 (0,43)	0,02-1,61 (0,57)	0,23-0,79 (0,38)	0,12-1,21 (0,37)
Plg	9,8	0-37 (16,5)	7-40 (22,6)	0-37,2 (20,5)	12-35 (22,8)	0-36 (18,8)	0-36,5 (18,9)	0-36 (19,0)	14,5-34 (22,0)
Kfs	7,6	0-25 (6,9)	0-22 (2,8)	0-27,4 (9,3)	0-20,1 (10,5)	0-18 (4,3)	0-24 (6,0)	0-22,4 (6,3)	0-15 (5,2)
Kal	0,8	0-20 (3,7)	0-6,9 (0,8)	0-13 (1,7)	0-1,1 (0,2)	0-0,55 (0,01)	0-0,17 (0,01)	0-26 (1,9)	0-9,2 (0,5)
Dol	0,8	0-5,9 (1,5)	0-5,9 (1,3)	0-3,9 (1,3)	0-2,06 (0,3)	0-2,61 (0,6)	0-2,5 (0,2)	0-16,6 (2,2)	0-3,65 (0,5)
Phyllo	>10	2-60 (31,6)	0-57 (35)	13-61 (36,1)	7-33 (16,4)	36-88,5 (52,1)	11-93 (54,5)	11-55 (28,4)	11-45 (28,1)
Qz/Phyllo	>0,3	0,16-7,26 (1,5)	0,44-2,35 (1,1)	0,26-3,4 (1,0)	0,97-8,77 (3,4)	0,06-0,98 (0,5)	0,05-4,23 (0,5)	0,46-4,48 (1,7)	0,64-5,86 (1,9)
Mom	>10	0-53 (4,1)	0-42 (20)	0-35 (15,3)	0-26 (4,8)	0-67,5 (28,6)	0-67 (20,7)	0-32 (6,0)	0-30,6 (13,7)
Illit	>10	0-29,6 (7,6)	0-34 (10,1)	0-33 (10,7)	0-15 (5,6)	0-62,1 (11,9)	0-81,5 (22,0)	0-28 (10,0)	0-20,4 (9,6)
Musk	2-5	0-32 (11,4)	0-12 (2,9)	0-18 (3,5)	0-4,7 (1,0)	0-21,7 (5,1)	0-79,2 (4,0)	0-33 (7,1)	0-3,6 (0,55)
Bio		max.11,6 (7 von 45)	max. 14,6 (1 von 87)	max.10,8 (13 von 87)	max. 2,66 (5 von 56)	max.8,1 (26 von 105)	max. 9,4 (6 von 67)	Max. 1,5 (2 von 123)	0 (0 von 29)
Kao	3,7	0-11,2 (3,7)	0-8,8 (0,8)	0-20 (4,5)	0-8,6 (3,0)	0-22 (2,4)	0-17,2 (4,8)	0-7,5 (1,6)	0-7,1 (3,0)
Chl	2,5	0-14 (4,1)	0-3,4 (1,1)	0-7,1 (1,3)	0-5 (1,7)	0-14 (2,9)	0-10,4 (2,4)	0-9,5 (3,7)	0-4,2 (1,3)

Tab. 11: Vergleich der Gesamtmineralogiedaten in den Sedimentkernen des Eurasischen Beckens (Sta-> Standardabweichung, BSH-> Barents-See-Hang, YP-> Yermak Plateau, GR-> Gakkel-Rücken, LSH-> Laptew-See-Hang, LR-> Lomonosow-Rücken, MJS-> Morris-Jesup-Schwelle, Qz-> Quarz, Fsp-> Feldspat, Plg -> Plagioklas, Kfs-> Kalifeldspat, Phyllo-> Phyllosilikat, Mom-> Montmorillonit, Kao-> Kaolinit, Chl-> Chlorit).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Anhand der Schwankungsbreite und Mittelwerte der gesamtmineralogischen Parameter werden Unterschiede zwischen den topographischen Höhen, aber auch den unterschiedlichen Randregionen deutlich (Tab. 11). Die Rücken besitzen erhöhte Quarz- und Feldspatgehalte, erhöhte Karbonatgehalte, und niedrige Phyllosilikatwerte (vgl. Qz/Phyllo-Verhältnisse). Die Beckensedimente zeigen besonders hohe Gehalte an Phyllosilikaten. Auffallend ist die Ähnlichkeit der Werte zwischen dem Kern PS2174-5 des Amundsen-Beckens und dem Kern PS2474-3 vom Laptev-See-Kontinentalhang.

PS2445-4 (Barents-See-Kontinentalhang)

Im Kern PS2445-4 können gesamtmineralogisch vier Pakete unterschieden werden. Der Diamikt dominiert die untere Kernhälfte. Er zeichnet sich durch hohe Quarzgehalte, niedrige Kfs/Plg-Verhältnisse, Labradorit und Periklin als Plagioklasvarietäten, hohe Karbonat- und Phyllosilikatwerte aus; der Pyroxenindex ist leicht erhöht (Abb. 71, 72), Sillimanit/ Andalusit, Olivin und Pyrit sind typisch für diesen Kernabschnitt (Tab. 12).

Im mittleren Teil zwischen ca. 250 und 100 cm fällt der Quarzgehalt mehrfach unter 20 %, das Qz/Fsp-Verhältnis ist leicht erniedrigt. Das Kfs/Plg-Verhältnis fluktuiert stärker und erreicht Maximalwerte für diesen Kern, wobei als Varietät der Standard Kalifeldspat gehäuft genannt wird. Dolomit- und Kalzitgehalte steigen nacheinander stark an, der Pyroxenindex ist niedriger, die Phyllosilikate erreichen über 40 %, Illit, Muskovit und Kaolinit treten verstärkt auf, Biotit erhält einige Nennungen von QUAX. Ein Montmorillonitmaximum bei 125 cm ist erwähnenswert. Chloritoid, Epidot, Spinell und Granat, insbesondere Almandin, und Anhydrit werden in diesem Kernabschnitt gehäuft genannt (Tab. 12)

Am Übergang zum Holozän verändert sich das Bild wieder und eine dem unteren Kernabschnitt ähnliche Sedimentzusammensetzung wird beobachtet. Das vierte Paket im oberen Holozän gleicht dem mittleren.

PS2122-1/2123-2 (NW Spitzbergen)

Knies (1994) konnte die große Ähnlichkeit beider Kerne vom Yermak Plateau nahe der Küste Spitzbergens und vom nordwestlichen Hang des Yermak Plateaus zeigen, was auch die in beiden Kernen durchgeführten Tonmineralanalyse bestätigt (Tab. A10). Somit kann sich hier auf die Darstellung von Gesamtmineralogiedaten von PS2123-2 und Tonmineralogiedaten von PS2122-1 beschränkt werden (Abb. 73 - 76).

Die **Quarzkurve** erreicht ihre Maxima im unteren Stadium 3 und unteren Stadium 2 (Abb. 73) Der Verlauf der **Qz/Fsp-Kurve** ist teilweise von der Quarzkurve entkoppelt. Im Vergleich aller Kerne erreicht das Qz/Fsp-Verhältnis der Gesamtfraktion von PS2123-2 im Mittelwert wie im Maximalwert die höchsten Werte (Tab. 11). Die Tonfraktion besitzt einen geringen Anteil an Quarz zwischen 5 und 6 % (Abb. 76). Das Maximum im Qz/Fsp-Verhältnis im unteren Stadium 2 ist auch in der Tonfraktion zu beobachten. Aus der **Kfs/Plg-Kurve** der Gesamtprobe stehen der Höchstwert im mittleren Stadium 3 sowie zwei 0-Werte im mittleren Stadium 3/ unteren Stadium 2 heraus (Abb. 73). Der **Kalifeldspatgehalt** ist im Vergleich eher niedrig, der **Plagioklasgehalt** dagegen mit maximal 40 % im Vergleich aller Kerne am höchsten (Tab. 11). Der Feldspatgehalt der Tonfraktion ist vorwiegend Plagioklas mit Maxima im Stadium 5, oberen Stadium 3 und mittleren Stadium 1 (Abb. 76).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

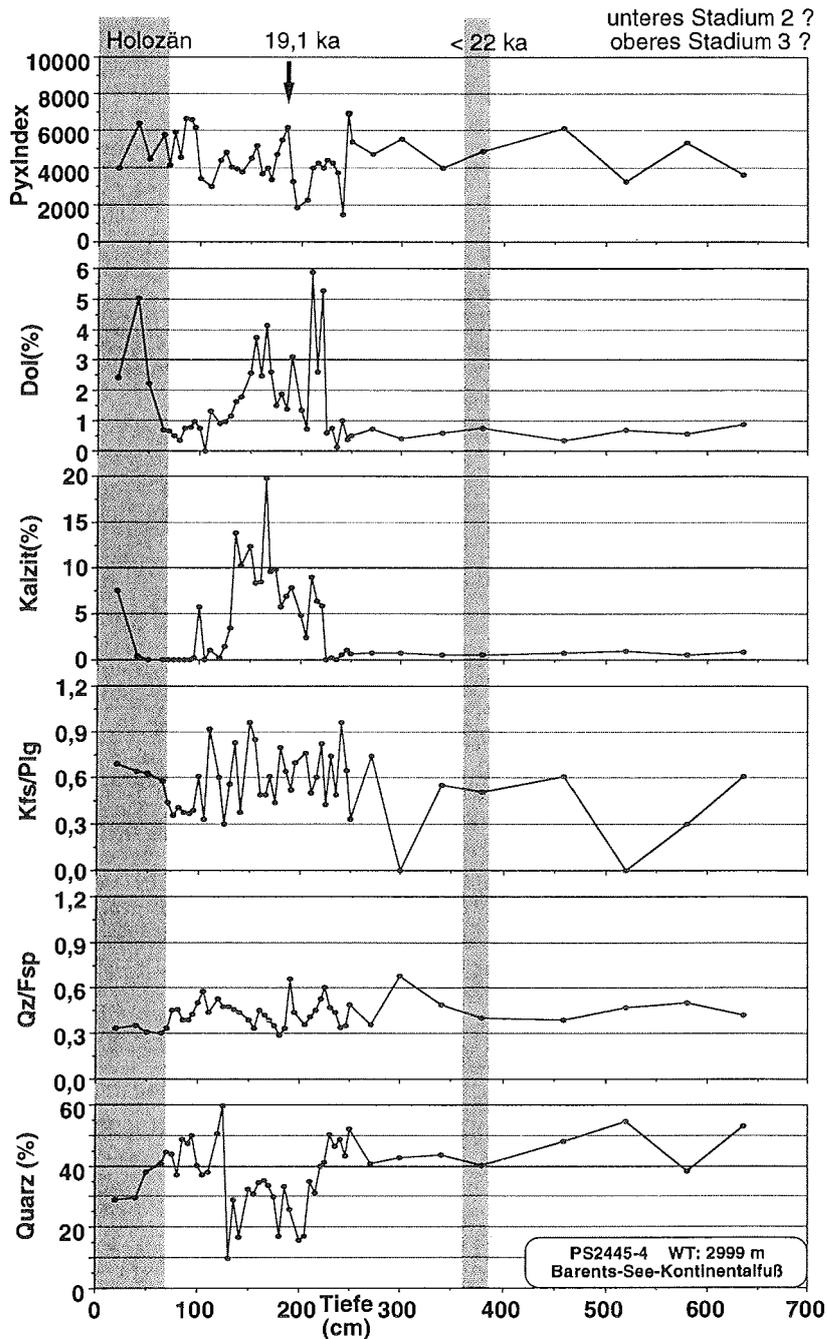


Abb. 71: Gesamtmineralogische Parameter des Kerns PS2445-4 vom Barents-See-Kontinentalhang. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Kal-> Kalzit, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4.

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

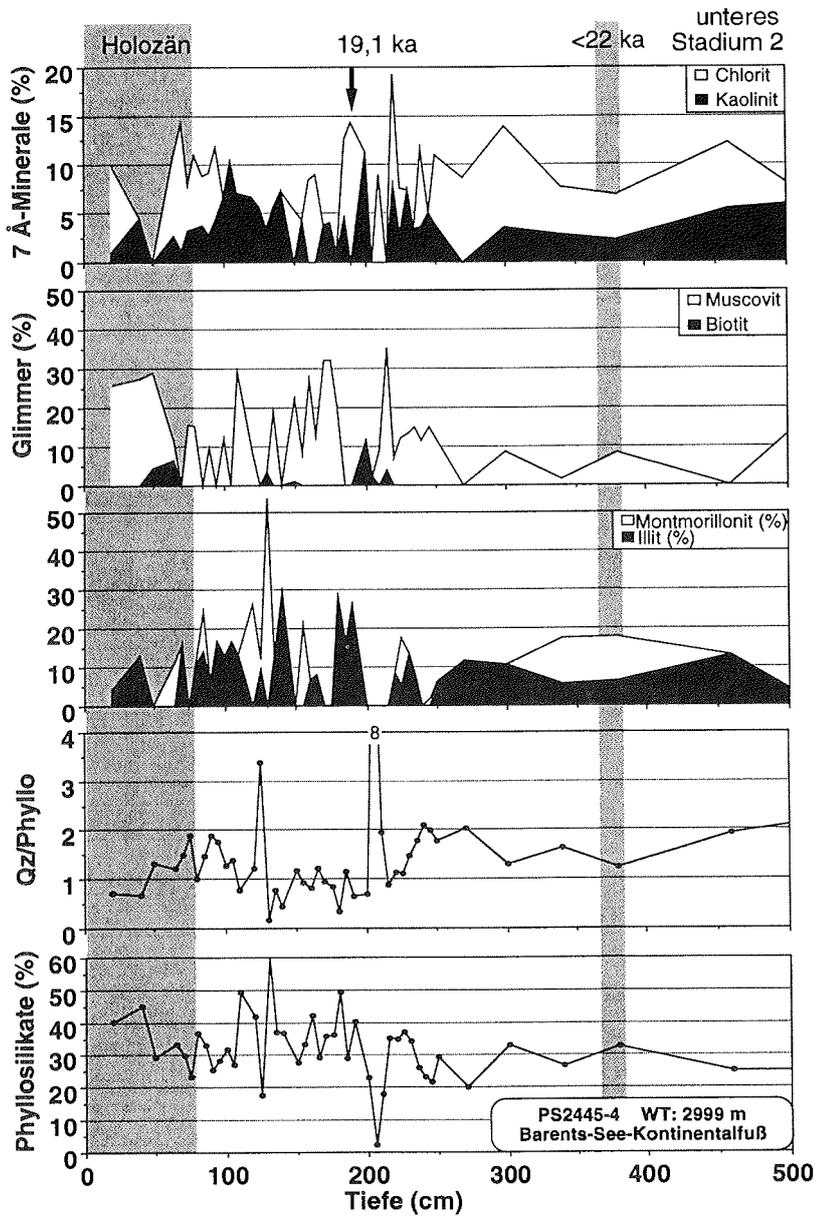
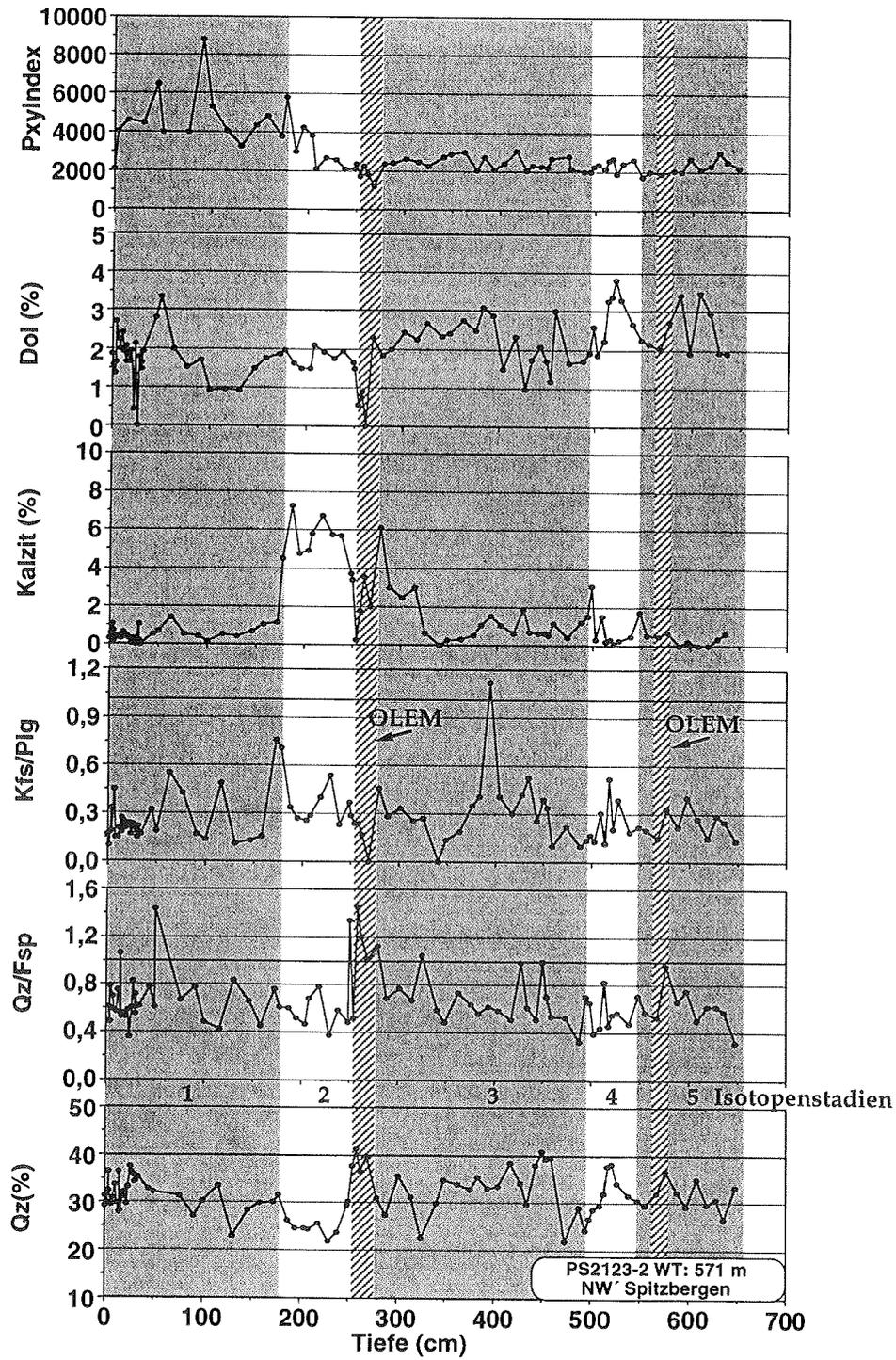


Abb. 72: Phyllosilikatgehalte (Summenkurven) des Kerns PS2445-4 vom Barents-See-Kontinentalhang (Qz/Phyllo-> Verhältnis der Prozentgehalte von Quarz und der Summe der Phyllosilikate).

Abb. 73 (nächste Seite): Gesamtmineralogische Parameter nordwestlich Spitzbergens (PS2123-2). Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Stratigraphie von Knies (1994; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne



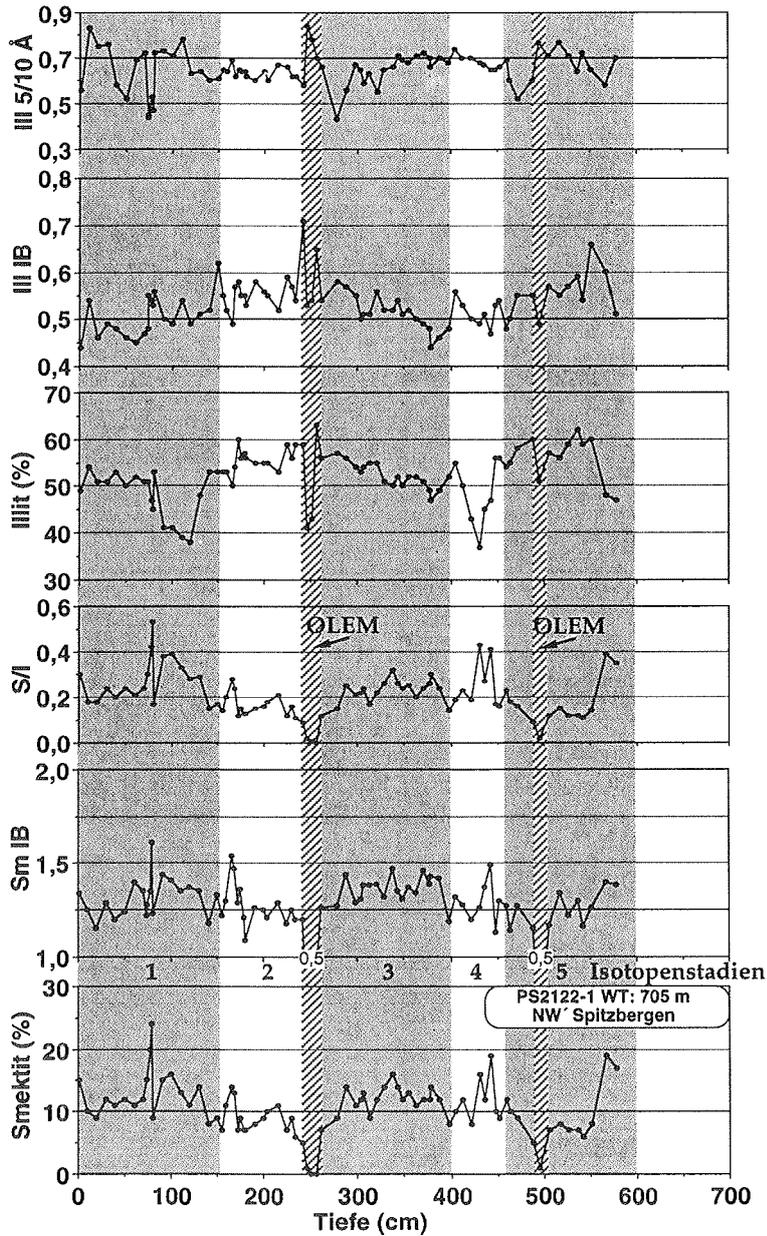


Abb. 74: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2122-1 nordwestlich Spitzbergens (Teil 1): Smektit- und Illitgruppe. Sm-> Smektit, IB-> Integralbreite eines bestimmten Beugungsreflexes (vgl. Kap. 2.7), Ill-> Illit, III 5/10 Å-> Intensitätsverhältnis der Beugungsreflexe von 5 und 10 Å. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Stratigraphie nach Knies (1994; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

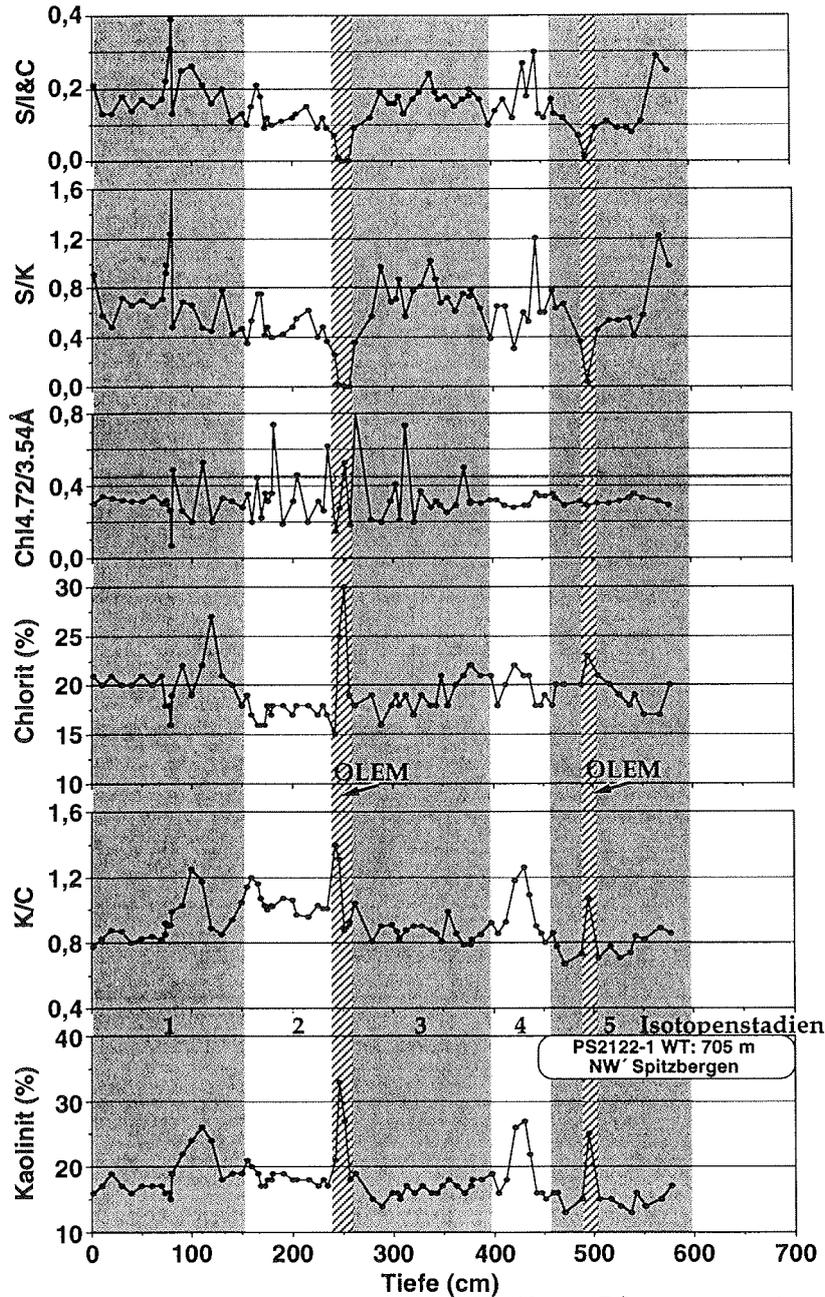


Abb. 75: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2122-1 nordwestlich Spitzbergens (Teil 2): Kaolinit- und Chloritgruppe. S-> Smektit, K-> Kaolinit, C-> Chlorit, Ill-> Illit, Chl 4,72/ 3,54 Å-> Verhältnis der Integralfläche der Beugungsreflexe von Chlorit als Maß für die chemische Zusammensetzung (vgl. Abb. 18; Kap. 2.7). Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Stratigraphie nach Knies (1994; vgl. Kap. 3).

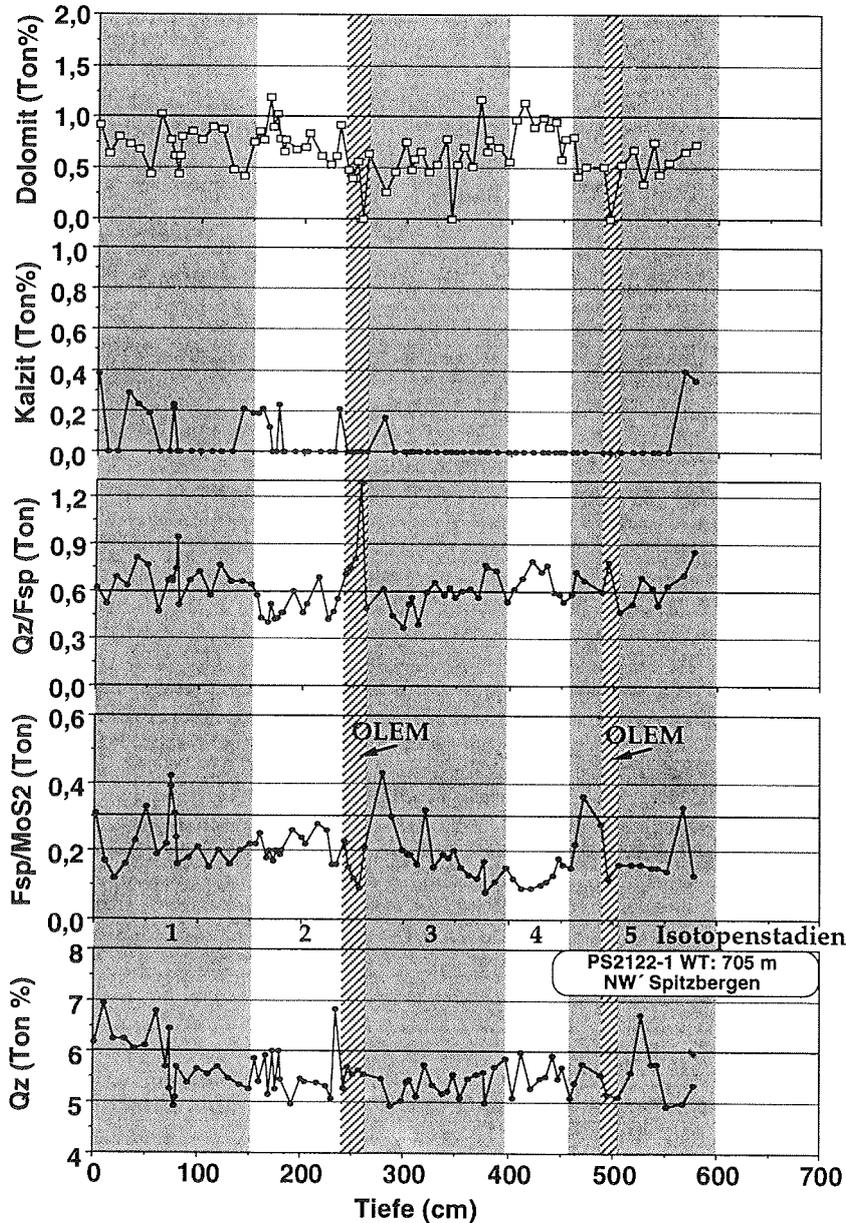


Abb. 76: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2122-1 nordwestlich Spitzbergens (Teil 3): Nichttonminerale. Qz-> Quarz, Fsp-> Gesamte Feldspatgruppe, MoS₂-> Molybdänsulfid (interner Standard). Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Stratigraphie nach Knies (1994; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Das gesamte Stadium 2 und das obere Stadium 3 bilden ein Paket hoher **Kalzit**-gehalte in einer ansonsten auf niedrigen Werten verharrenden Kalzitkurve. Die **Dolomit**kurve besitzt Höchstwerte im Stadium 4 und mittlerem Stadium 1. Generell sind die Dolomitgehalte recht hoch (Tab. 11). Die **Karbonat**kurven der Tonfraktion zeigen der Gesamtfraktion ähnliche Trends bei sehr niedrigen Gehalten (Abb. 76).

Die Analyse der Gesamtmineralogie ergibt für die *Phyllosilikate* eine dem Kern PS2212-3 ähnliche Verteilung des Gesamt-, *Montmorillonit*- (Maxima im obr. St. 5, mittl. St. 2, St. 1), *Illit*- und *Glimmer*anteile (Maxima im St. 4 & 2) sowie des Qz/Phyllo-Verhältnisses (Tab. 11). In allen diesen Parametern sind die Werte gegenüber den Rückenkerne und dem Kern vom Barents-See-Kontinentallhang erhöht bzw. das Qz/Phyllo-Verhältnis erniedrigt. PS2123-2 unterscheidet sich von allen Kernen durch seinen niedrigen *Kaolinit*- und *Chlorit*anteil in der Gesamtfraktion (Tab. 11).

In der Tonfraktionsanalyse pendelt der Kaolinitgehalt zwischen 15 und 20 % (Abb. 75). Es stehen vier Maxima aus der Kurve heraus, die die vier auffallendsten Wechsel der Tonmineralogie in PS2122-1 und PS2123-2 markieren. Dabei ändern sich nicht nur die Kaolinitgehalte sondern nahezu alle Parameter, am deutlichsten im unteren Stadium 2 (siehe OLEM-Kennung und Schraffur in Abb. 74 - 76): Smektit fällt auf 0 %, Illit zeigt ein Minimum, die Illitintegralbreite und das 5/10 Å-Verhältnis jedoch ein Maximum. Obwohl neben Kaolinit auch der Chloritgehalt ansteigt, erreicht das K/C-Verhältnis ein deutliches Maximum, das Qz/Fsp-Verhältnis ist hoch vor allem aufgrund der verringerten Feldspatanteile, und Dolomit fehlt. Dies geschieht nur noch in zwei weiteren Proben (Abb. 74 - 76).

Der beschriebene Kernabschnitt zeichnet sich durch das Auftreten von aufweitbaren Tonmineralen mit regelmäßiger Anordnung von unterschiedlichen Schichtlagen aus ("ordered layered expandable minerals", im Weiteren als OLEM bezeichnet; Reynolds Jr. 1970). Eine Analyse der Beugungsreflexe dieses Tonminerals läßt eine Zusammensetzung ähnlich Corrensit vermuten, das als regelmäßige Wechsellagerung von Illite- und Chloritschichten beschrieben wird (Moore & Reynolds Jr. 1989). Bei der Glykolisierung werden die Schichtzwischenräume auf über 20 Å geweitet, typisch sind Werte zwischen 25 und 30 Å. Für eine exakte Einstufung wären allerdings weiterführende, tonmineralogische Untersuchungen notwendig. Diese extreme Änderung in der Tonmineralogie wiederholt sich - allerdings in einigen Parametern etwas schwächer ausgeprägt - in einer Probe aus 495 cm (Abb. 74 - 76: ob. Stadium 5, OLEM-Schraffur).

Die anderen zwei Kaolinitmaxima im Stadium 4 und mittleren Stadium 1 gehen einher mit erhöhten Smektitwerten und leicht erniedrigten Illitwerten, hohen K/C-, S/K-, S/I- und S/I&C-Verhältnissen, und erhöhten Qz/Fsp-Verhältnissen. Beide Kernsequenzen werden jeweils durch ein Dolomitmaximum überlagert (Abb. 74 - 76).

Drei weitere Beobachtungen sollen hier noch herausgestellt werden: das Chlorit 4,72/ 3,54 Å-Verhältnis fluktuiert stärker ab dem mittleren Stadium 3 bis ins mittlere Stadium 1 und erreicht Maximalwerte im Stadium 2; die niedrigsten Illitintegralbreiten sind im unteren Stadium 3 und mittleren Stadium 1, die niedrigsten Ill 5/10 Å-Verhältnisse im oberen Stadium 5, im mittleren und oberen Stadium 3 und im mittleren Stadium 1 sowie in der Oberflächenprobe zu beobachten. Die restlichen Proben des Stadiums 5 und Stadiums 1 haben erhöhte 5/10 Å-Verhältnisse (> 0,7 Referenzlinie).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Die Pyroxenindexkurve aus der Gesamtmineralogie von PS2123-2 steigt erst nahe der Stadiengrenze 2/1 an (Abb. 73). Im gesamten Kern konnte QUAX Pyroxene erkennen (Tab. 12, A8). Die Spurenanteile bis ca. 6 % verteilen sich weitestgehend auf den Klinopyroxen Augit und den Orthopyroxen Hypersthen. Auffallend ist das Vorkommen von Ti-Augit im Stadium 5, mittleren Stadium 3 und im Stadium 1.

In der Spurenmineralgruppe stehen die Stadien 3 und 4 heraus. Es treten verstärkt Zeolithe auf (Phillipsit, Prehnit, Natrolith; Tab. 12). Granat, Olivin und Trydimit-Nennungen sind auf diesen Kernabschnitt begrenzt. Interessant ist, daß der erkannte Olivin-Standard aus einem schottischen Gestein gewonnen wurde (vgl. Anhang D; Stroh 1988). In diesen Zeitraum fällt auch die Nennung eines Augit-Standards mit finnischer Herkunft, der außerdem zweimal im mittleren Stadium 1 von QUAX gefunden wurde (vgl. Tab. 12). Damit scheinen südlich gelegene Ausgangsgesteine angezeigt zu werden.

Anhand der Korngrößenverteilung kann der Kern dreigeteilt werden (Abb. 77). Unterhalb von 400 cm, im gesamten Stadium 6, ist das Sediment wesentlich gröber als in dem darüberliegenden Kernabschnitt, der sehr feinkörnig ist und auch weniger IRD enthält (oberes Stadium 5 bis 4). Mit dem unteren Stadium 3 beginnt ein Kernabschnitt mit wiederum etwas mehr Sand- und Kiesgehalt.

Aus allen Parameterkurven (Abb. 77 - 83) stehen die Stadiengrenzen 6/5, 4/3 und 2/1 in einander sehr ähnlicher Weise heraus: Das Sediment hat einen erhöhten Grobfraktionsgehalt bei nur geringer IRD-Anzahl, der Karbonatgehalt ist auf 0 reduziert, Kalzit fehlt in wesentlich mehr Proben als Dolomit, der Anteil an organischem Material ist erhöht, wobei ein höherer HI-Wert auf etwas höhere Gehalte an marinem Material schließen läßt, die hohe T_{max} -Temperaturen jedoch auf sehr reifes und damit eher terrigenes Material hinweisen, der Pyroxenindex, der Plagioklas- und die Montmorillonitgehalte erhöhen sich in der Gesamt- wie in der Siltfraktion (siehe auch Tab. A8, A9), Smektit- und Kaolinitgehalte der Tonfraktion sind stark erhöht, während Illit und Chlorit Minimalwerte zeigen, das Illit 5/10 Å-Verhältnis erreicht nahezu Maximalwerte, der Feldspatanteil an der Tonfraktion zeigt die niedrigsten Werte, das Qz/ Fsp- Verhältnis der Tonfraktion ist dementsprechend erhöht.

PS2212-3 (Yermak Plateau)

Die Stadiengrenzen 6/5 und 2/1 (Terminationen II und I) gleichen sich zusätzlich im erhöhten Quarzgehalt, dem erhöhten Qz/Fsp-Verhältnis in der Gesamtfraktion, dem erniedrigten Qz/Fsp-Verhältnis in der Tonfraktion, und dem erniedrigten Kfs/Plg-Verhältnis in der Gesamtfraktion bei erhöhtem Kfs/Plg-Verhältnis in der Siltfraktion. Gerade über die letztgenannten Kriterien ist mindestens noch ein weiterer Kernabschnitt im Stadium 6 erkennbar, der den Terminationssedimenten ähnelt (um ca. 550 cm herum).

Damit deutet vieles darauf hin, daß die Übergangsabschnitte zwischen den einzelnen Kaltphasen (Stadien 6, 4, 2) und Warmphasen (Stadien 5, 1 und mittl. 6??) sich einander sehr ähnlich und gleichzeitig anhand aller Sedimentparameter Ausnahmesituationen gegenüber dem restlichen Kern sind. Eine weitere Ausnahmezeit wird ebenfalls durch das Fehlen von Karbonatminerale in den Sedimenten ausgewiesen (Abb. 77 - 79, 83). Es ist die bereits in den Kernen PS2122/ PS2123 vom südwestlichen Yermak Plateau als Zeit sehr spezieller Sedimentation erkannte Übergangszeit zwischen den Isotopenstadien 3 und 2. Auch in PS2212-3 werden

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

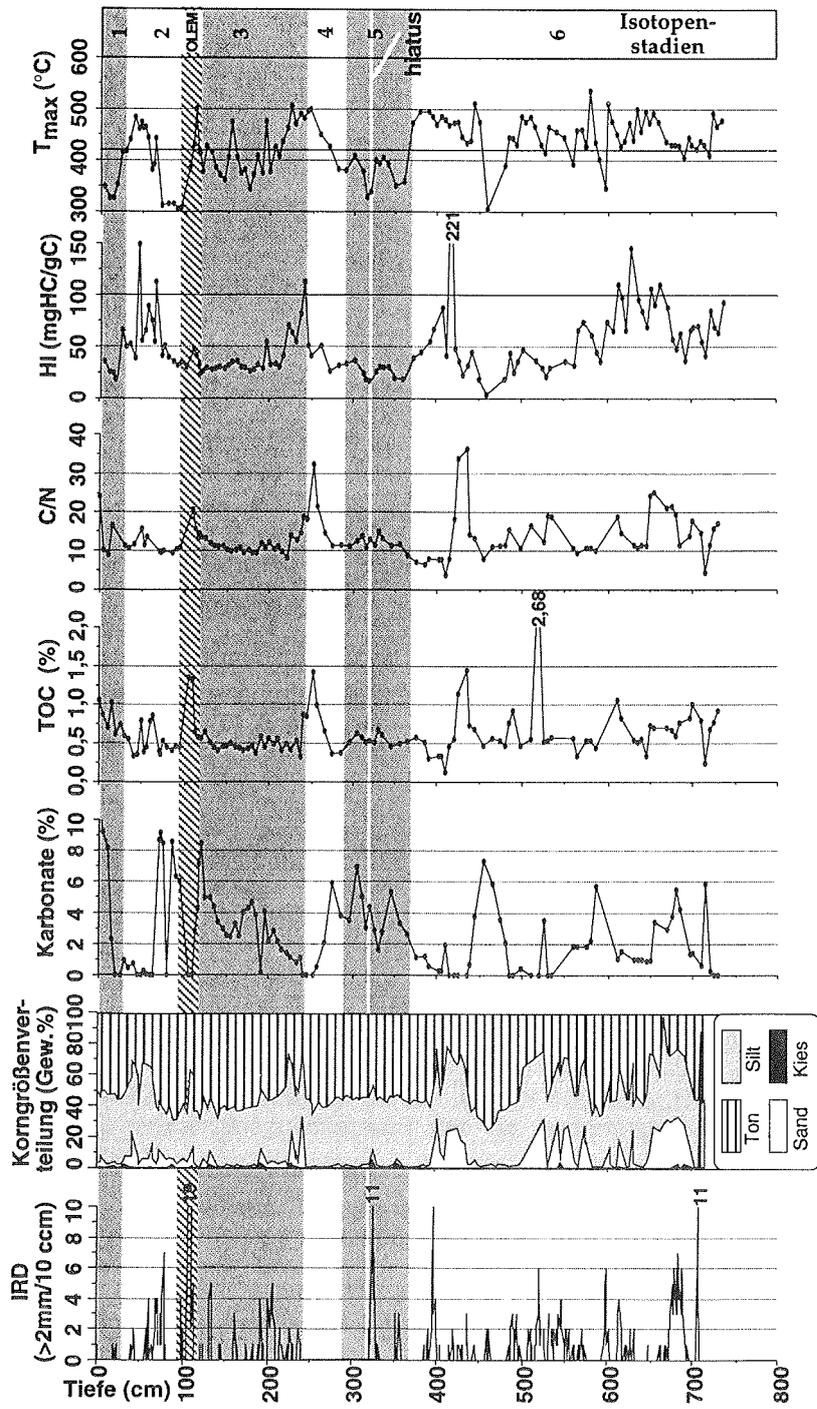


Abb. 77: Korngrößenanalysen und Parameter aus der organischen Geochemie des Korns PS2212-3 (NE-Hang Yermak Plateau).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

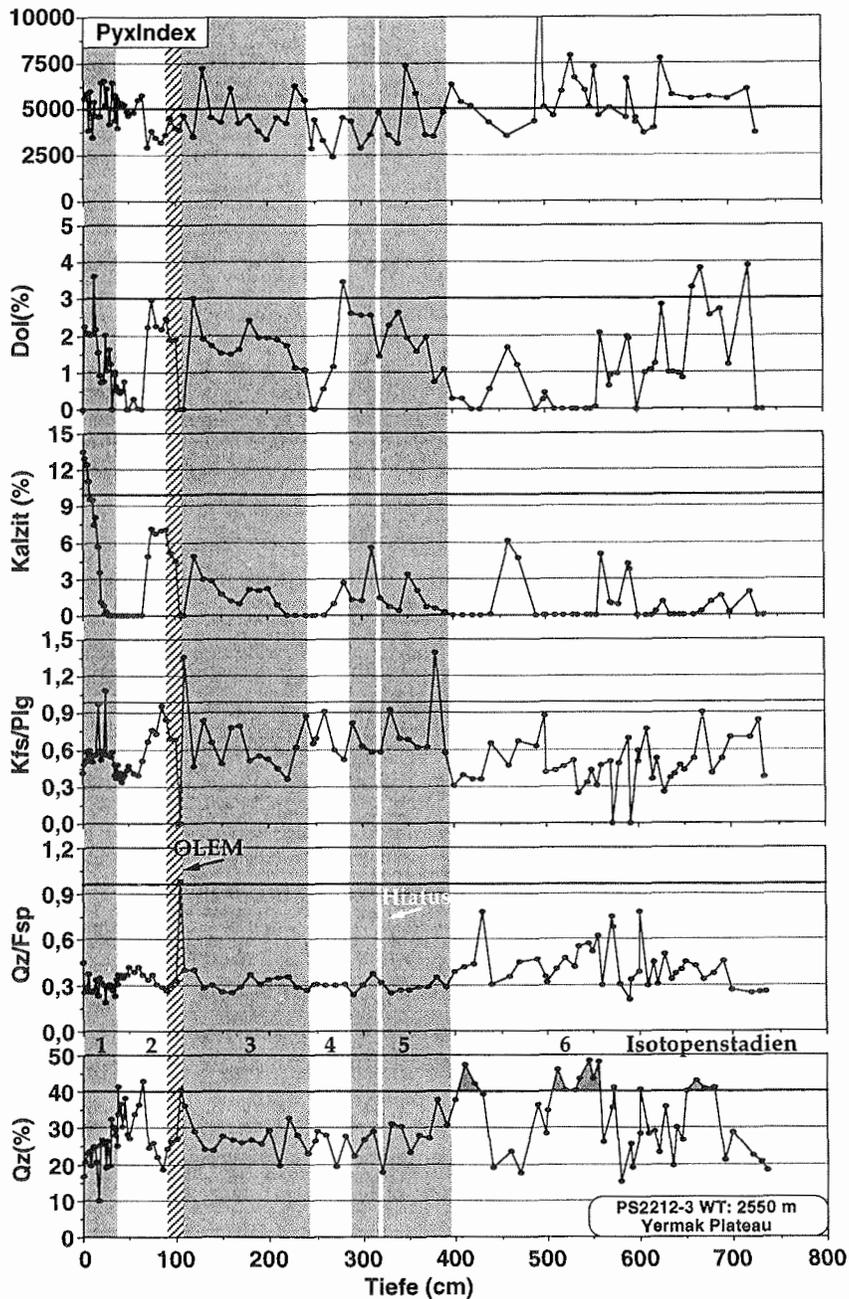


Abb. 78: Gesamtmineralogische Parameter des Kerns PS2212-3. Qz->Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

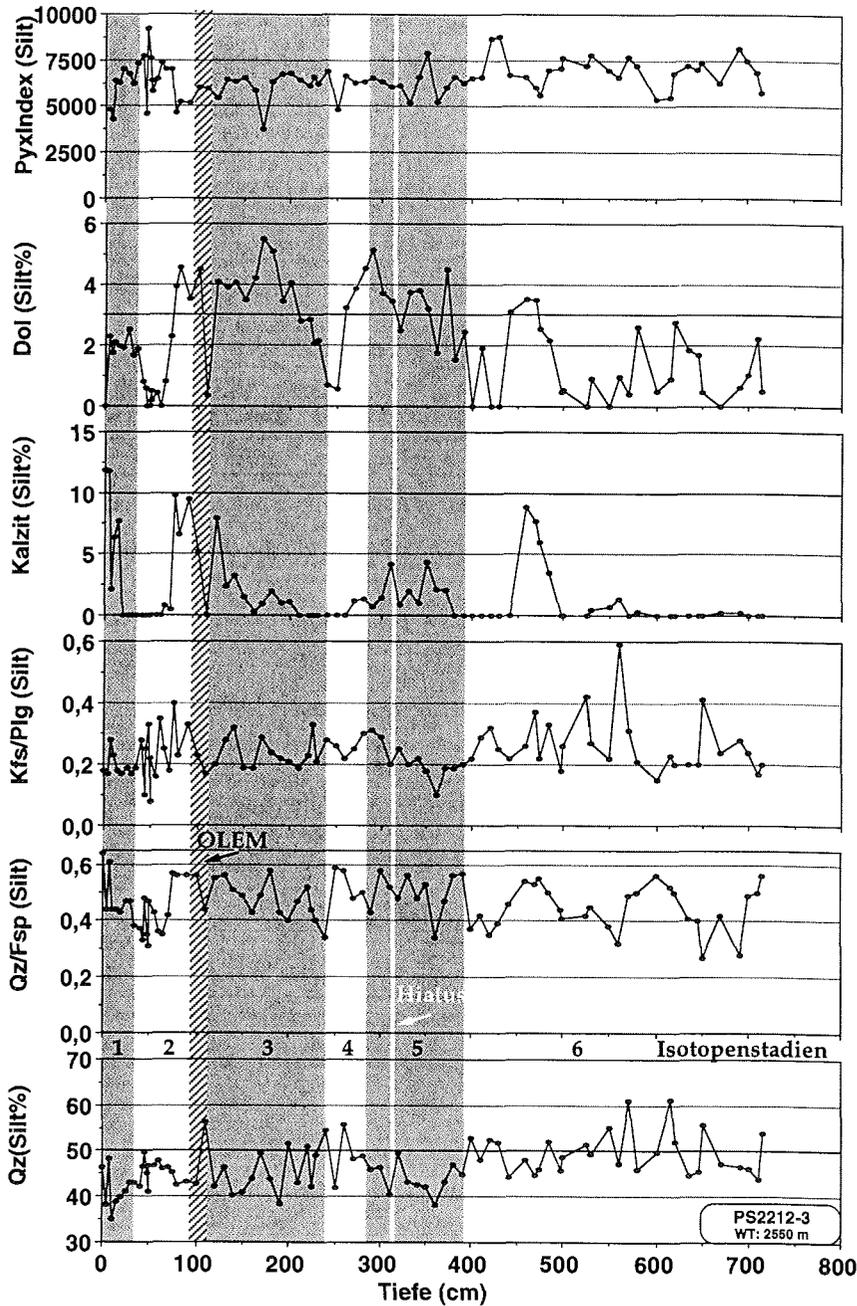


Abb. 79: Siltmineralogie des Kerns PS2212-3. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

ein erhöhter Anteil von reifem (hoher T_{\max}), terrigenem (hohes C/N-Verhältnis), organischem Material zusammen mit einer spezifischem Tonmineralvergesellschaftung (OLEM/ Kaolinit/ kein Smektit; schraffiert in Abb. 77 - 83) beobachtet. Wie in den Kernen nordwestlich Spitzbergen wird dieser Kernabschnitt von einem erhöhten Anteil IRD, einem erhöhten Quarzgehalt, erniedrigten Feldspatgehalten mit der einzigen Nennung von Labradorit als Plagioklasvarietät in der Gesamt- wie in der Siltfraktion, dem Fehlen von Kalifeldspäten gleichbedeutend mit niedrigen Kfs/Plg-Verhältnissen (tw. gegen 0 gehend) in der Gesamt- und Siltfraktion und dem Auftreten von Amphibolen in Gesamt- und Siltfraktion begleitet (vgl. Tab. 12). Auch in PS2212-3 erreichen Illit-Integralbreite und $-5/10 \text{ \AA}$ -Verhältnis Maximalwerte, während das K/C-Verhältnis trotz Ansteigens beider Tonmineralgehalte seinen Maximalwert erreicht.

Dieser Kernabschnitt ist zwischen zwei Kernhorizonte mit erhöhten Kalzitgehalten in allen Fraktionen geschoben (Abb. 6.8, 79, 83), einem weiteren Erkennungsmerkmal der Übergangsphase zwischen den Isotopenstadien 3 und 2. Die Verteilung der Kalzitgehalte soll zu einigen generellen Aussagen über den Sedimentkern PS2212-3 überleiten. Außer an der Stadiengrenze 3/2 werden erhöhte Kalzitgehalte in allen Korngrößenfraktionen nur während der (warmen) Isotopenstadien 5 und 1 beobachtet, sowie in einem Kernhorizont des Stadiums 6. Parallel zum Anstieg der Kalzitkurve im Isotopenstadium 1 erhöht sich der Anteil des terrigenen organischen Materials (Abb. 77: erhöhtes C/N-Verhältnis; niedriger HI-Wert). Ein Trend, der auch in Kurzkerne des westlichen Eurasischen Beckens beobachtet wurde (Kap. 5; Schubert 1995).

Auch und gerade im Stadium 6 ist der Anteil des terrigenen, organischen Materials zusammen mit der Korngröße, dem Quarzgehalt und dem Qz/ Fsp-Verhältnis stark erhöht, das Kfs/Plg- Verhältnis in der Gesamtfraction jedoch erniedrigt. Dies spricht für ein Liefergestein, das reich an Quarz und (Plagioklas-) Feldspat sowie an reifem, terrigenem organischen Material ist. Dazu kommen teilweise hohe Smektitgehalte in der Tonfraktion und hohe Pyroxenindizes in der Gesamt- wie in der Siltfraktion mit mehreren Nennungen von vor allem Orthopyroxen, während in den oberen Kernabschnitten eher Klinopyroxenen erkannt wurden. Damit steht das Stadium 6 deutlich gegenüber dem restlichen Kern heraus.

Im Vergleich der Sedimentkerne zeigt PS2212-3 den dritthöchsten Mittelwert der **Kalzit**gehalte (Tab. 11). Unter den benachbarten Kernen PS2445-4 vom Barents-See-Kontinentalhang und PS2123-2 vor der NW-Küste Spitzbergens nimmt er die Mitte ein. Das Gebiet nördlich Svalbard zeigt damit deutlich höhere Karbonatgehalte als die Kerne des zentralen Eurasischen Beckens (vgl. auch Kap. 5).

PS2212-3 gehört zu den Kernen mit den höchsten Gehalten an Phyllosilikaten in der Gesamtfraction (Tab. 11). Mit Ausnahme der beiden Kerne vom Amundsen-Becken und Laptew-See-Kontinentalhang besitzt er zusammen mit PS2123-2 die höchsten Gehalte an Montmorillonit (Tab. A8: Maxima: unt. & ob. Stadium 5, mitt. 3, unt. & mitt. 1). Von den auf die Siltfraktion untersuchten Kernen zeigt PS2212-3 den höchsten Gehalt an Phyllosilikaten (Abb. 80: bis zu 33 %). In der Siltfraktion von PS2212-3 wird der Phyllosilikatgehalt vor allem von Montmorillonit (mit häufigen Nennungen im Stadium 2 und 1, Tab. A8) und von in jeder Probe registriertem Muskovit getragen (besonders hohe Werte in den Stadien 6, 5 und 3). Auch in der Gesamtfraction ist Muskovit verstärkt vertreten. Biotit wird in beiden Fraktionen in allen Stadien mit Ausnahme von Stadium 4 genannt (Tab. A8, A9). Die Phyllosili-

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

katkurve der Siltfraktion zeigt typische, den in Kap. 5 gezeigten Kernen ähnliche, stufenweise Anstiege am Übergang zu den (warmen) Stadien 5, 3 und 1.

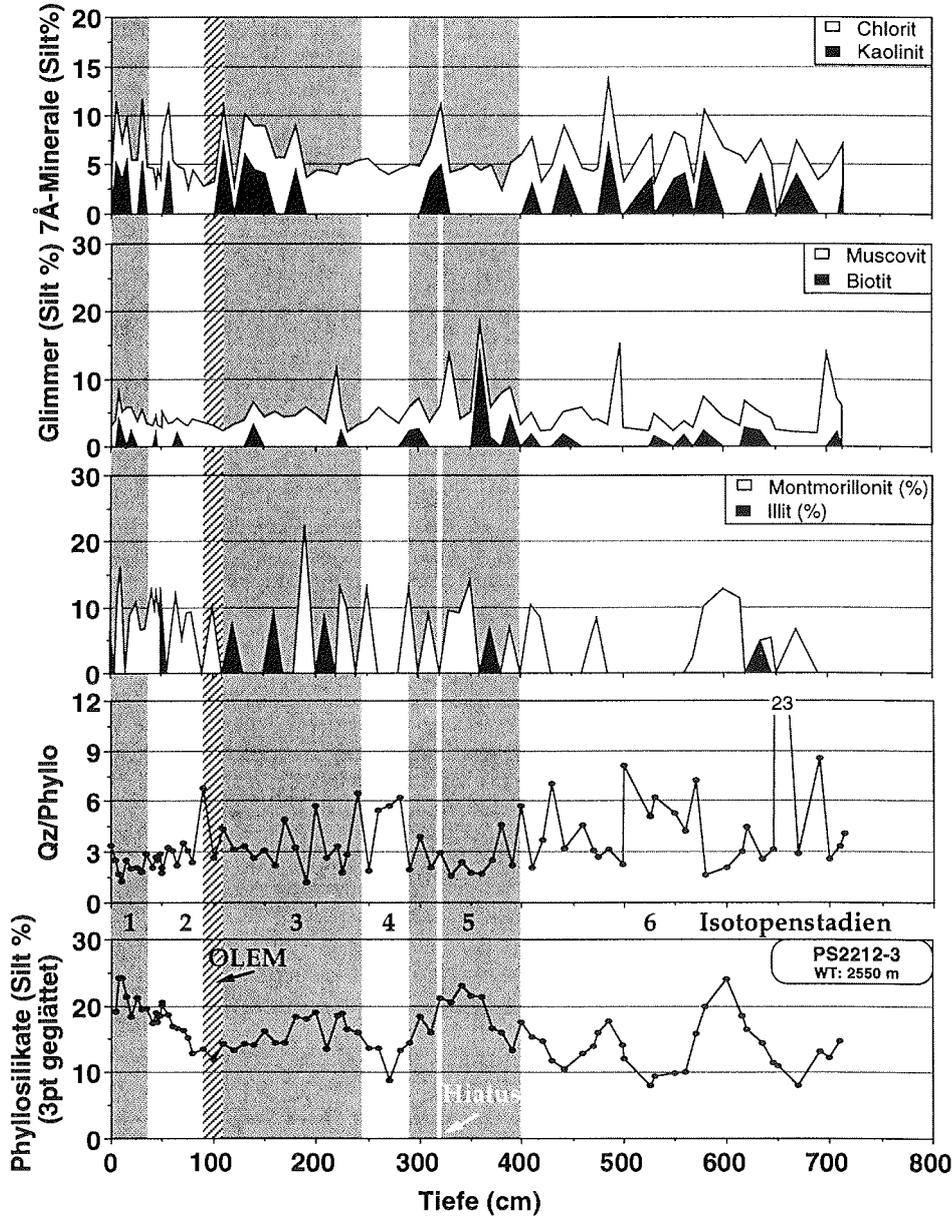


Abb. 80: Phyllosilikate (Phyllo; Summenkurven) in der Siltfraktion des Kerns PS2212-3. Qz-> Quarz, Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

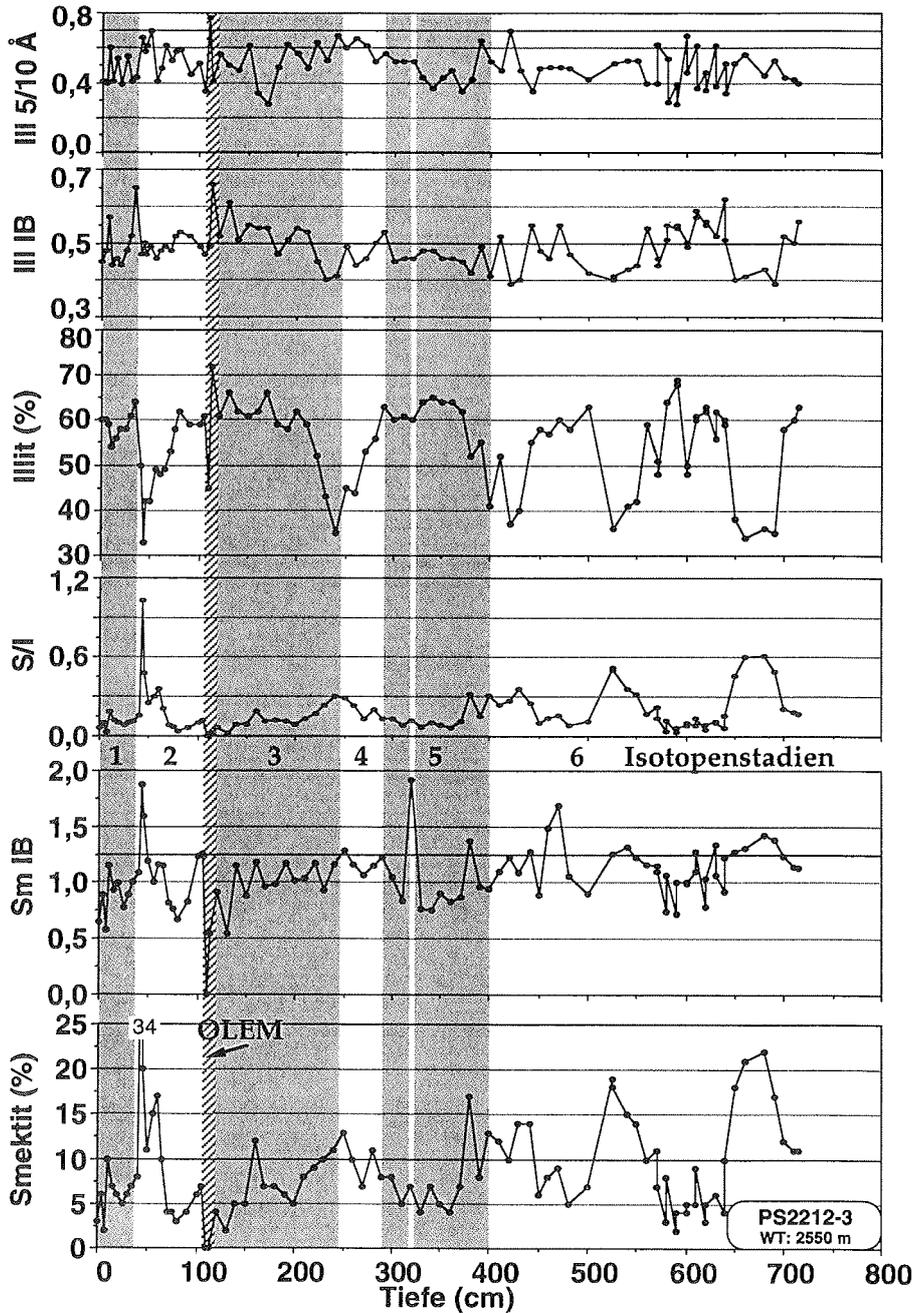


Abb. 81: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau (Teil 1): Smektit- und Illitgruppe. Sm-> Smektit, IB-> Integralbreite eines bestimmten Beugungsreflexes (vgl. Kap. 2.7), Ill-> Illit, III 5/10 Å-> Intensitätsverhältnis der Beugungsreflexe von 5 und 10 Å. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

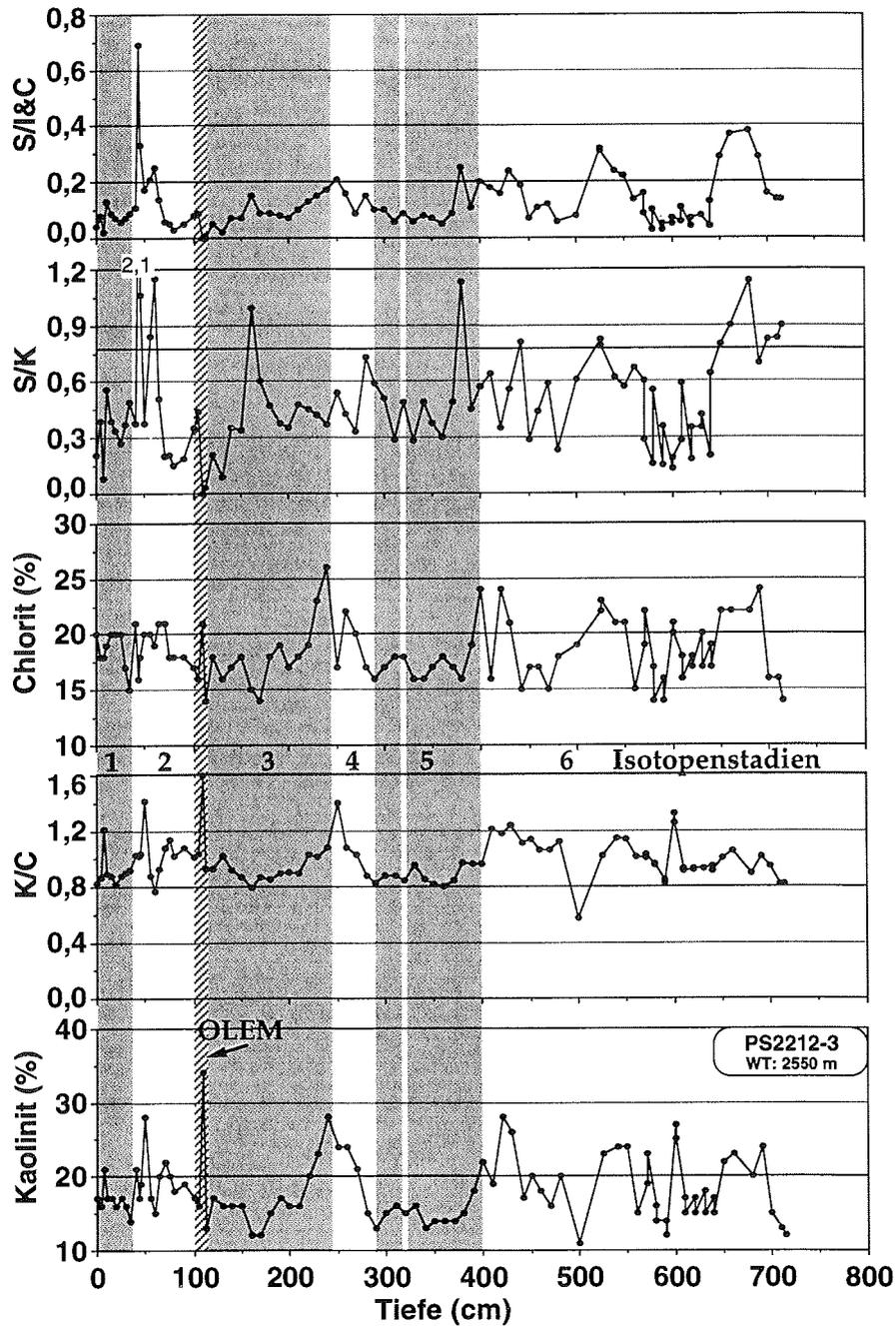


Abb. 82: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau (Teil 2): Kaolinit- und Chloritgruppe. S-> Smektit, I-> Illit, K-> Kaolinit, C-> Chlorit. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

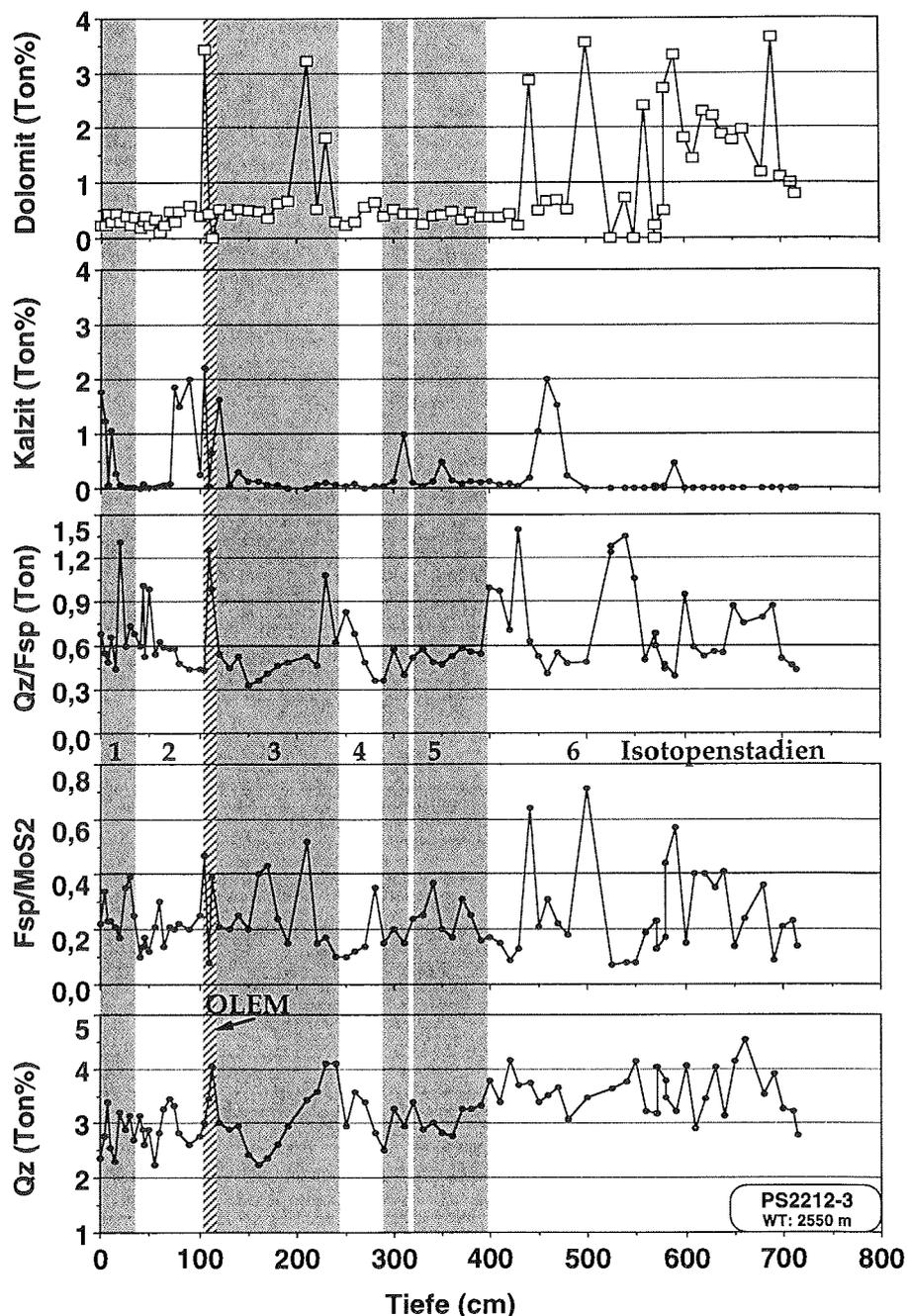


Abb. 83: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau (Teil 3): Nichttonminerale. Qz-> Quarz, Fsp-> Gesamte Feldspatgruppe, MoS₂-> Molybdänsulfid (interner Standard). Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Die Verteilung von *Kaolinit* und *Chlorit* in der Gesamt- und Siltfraktion sind gegenläufig. Während in der Gesamtfraction Kaolinit häufiger als Chlorit von QUAX genannt wird und hohe Absolutwerte sowie den zweithöchsten Mittelwert der Sedimentkerne erreicht (Tab. 11), wird in der Siltfraktion Chlorit in jeder Probe mit einem nahezu konstanten Anteil (ca. 2-6 %) von QUAX gefunden und Kaolinit nur sporadisch erkannt (Tab. A8, A9).

Aus der Verteilung der Spurenminerale (Tab. 12) sollen zwei Punkte herausgegriffen werden: das häufige und für andere Sedimentkerne untypische Vorkommen von Talk sowie das Auftreten des Granats Almandin im Stadium 2.

PS2474-3 (Laptew-See-Kontinentalhang)

Herausstehendes Merkmal des Kerns PS2474-3 ist sein niedriger Quarzgehalt, die niedrigen Qz/Fsp- und hohen Kfs/Plg-Verhältnisse, das nahezu komplette Fehlen von Kalzit und die hohen Phyllosilikatanteile. Letztere werden vor allem von hohen Montmorillonit- und Muskovitgehalten getragen (Abb. 85; Tab. 11). Dazu kommt häufiger Biotit, das in einem Viertel der Proben mit bis zu 8,1 % erkannt wurde.

Die in den Abbildungen 84 und 85 eingetragenen vorläufigen stratigraphischen Grenzen können in signifikanten Änderungen der mineralogischen Parameter wiedergefunden werden. So zeigt der Horizont, der direkt über der Turbiditlage (Alter: Stadium 2 oder 4??) liegt, erniedrigte Quarzwerte, stärkere Schwankungen im Qz/Fsp-Verhältnis, erhöhte Kfs/Fsp-Verhältnisse, verringerte Pyroxenindexwerte und hohe Phyllosilikatgehalte, die mit verringertem Illit- und erhöhten Muskovit und Montmorillonitgehalten einher gehen.

Ein ähnlicher Kernabschnitt kann am Übergang zum Holozän beobachtet werden. Zwischen diesem beiden Kernabschnitten steigt der Quarzgehalt kontinuierlich an und der Phyllosilikatgehalt sinkt kontinuierlich ab (vgl. Qz/Phyllo-Kurve, Abb. 85). Das Kfs/Plg-Verhältnis fluktuiert stark. Oberhalb 630 cm setzt ein leicht erhöhter Dolomitgehalt ein, der mit einem sprunghaften Anstieg der Pyroxenindexkurve zusammenfällt (Abb. 84). Der mittlere Kernabschnitt fällt durch seine Manganit-, Granat-, Epidot- und Amphibolgehalte, der Kernabschnitt über dem Turbidithorizont und das mittlere Holozän fallen durch ihre Pyritgehalte auf, einem Hinweis auf anoxische Bedingung im Sediment, die häufig auf hohe Sedimentationraten zurückgeführt werden können und damit eher ein niedriges Höchstalter (-> Stadium 2) des Kerns andeuten (vgl. Tab. 12).

QUAX erkennt Augit mit 1-5 % in mehreren Proben des mittleren Kernabschnitts und im oberen Holozän, jedoch die Orthopyroxene Hypersthen und Fe-Enstatit an den jeweiligen Übergängen von Quarz-armen und Phyllosilikat-reichen zu Quarz-reicheren und Phyllosilikat-ärmeren Kernabschnitten (z.B. das untere Holozän; Tab. A8). Trotz extrem niedriger Werte, die nur das Vorhandensein von Kalzit markieren, sind die Positionen der erkannten Kalzitgehalte direkt über der Turbiditlage (frühe Termination I oder Stadiengrenze 4/3), am Übergang zum Holozän und im obersten Holozän möglicherweise signifikant (optimale Bedingungen während der Termination I?).

Einen Hinweis auf ein niedriges Alter von PS2474-3 (bis maximal zur Stadiengrenze 3/2) könnten die Montmorillonitgehalte und die Pyroxenindexkurve geben. Untersuchungen an Kernen vor Sewernaja Semlja haben gezeigt, daß die Montmorillonitgehalte (\approx Smektit in der Tonfraktion) und die magnetische Suszeptibilität

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

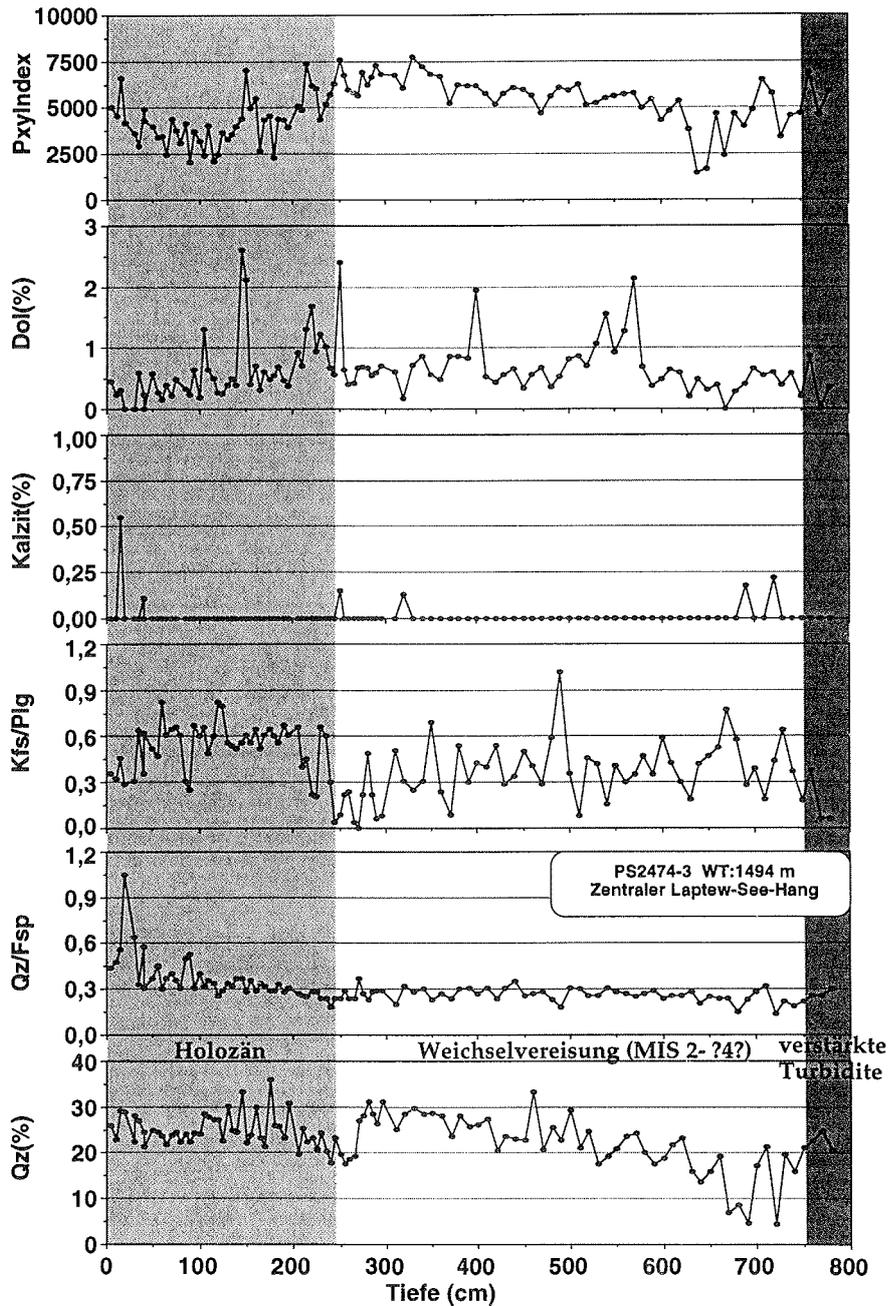


Abb. 84: Gesamtmineralogie des Kerns PS2474-3 vom Laptew-See-Kontinentalhang. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Dol-> Dolomit, PxyIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

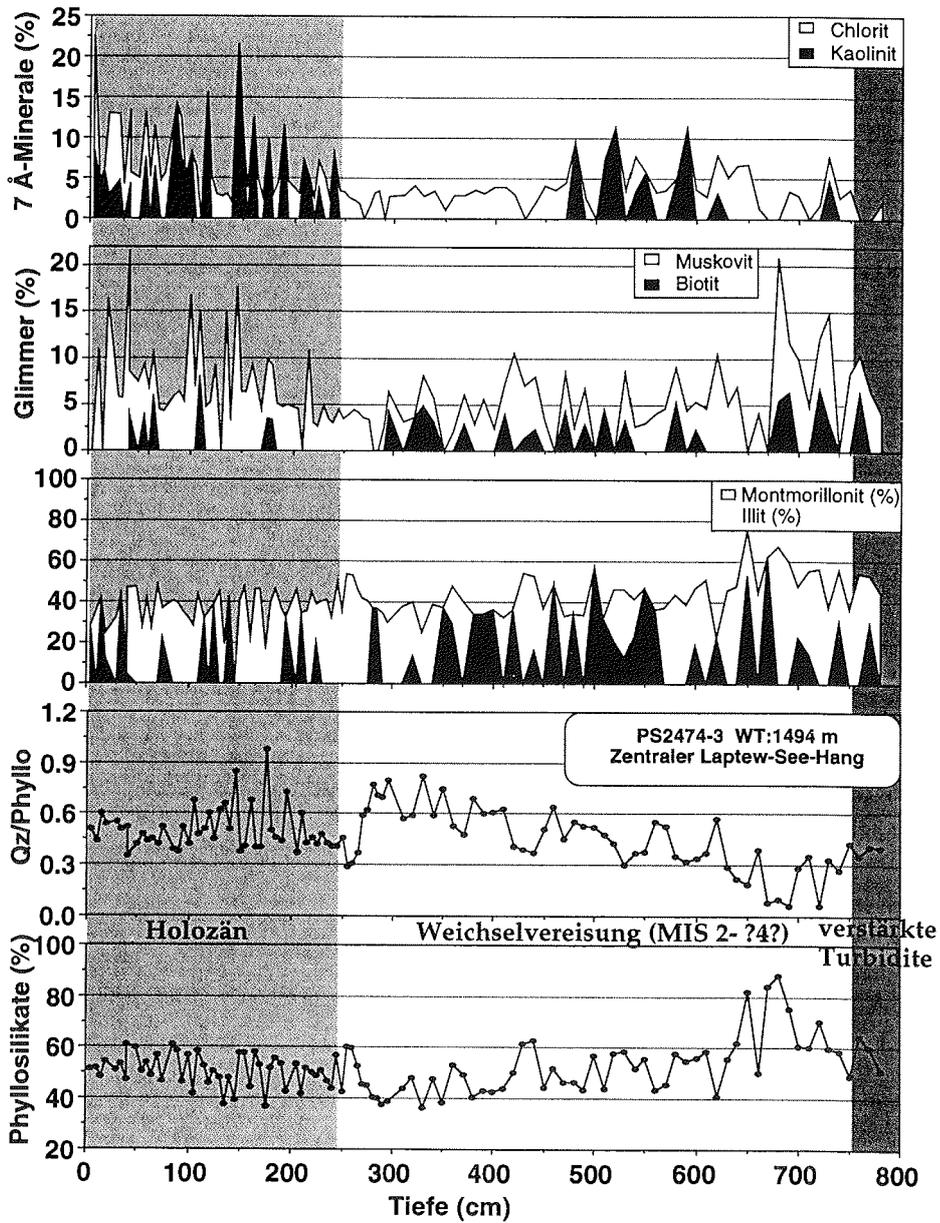


Abb. 85: Phyllosilikate in der Gesamtfraction von PS2474-3 (Phyllo; Summenkurven). Qz-> Quarz Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

während der Termination I besonders hoch sind (Weiel 1997). Der Anstieg beider Werte wird auf den erhöhten Eintrag von Basalterosionsprodukten aus dem Putorana-Gebirge im Hinterland der westlichen Laptev-See bezogen (Niessen et al. 1996a,b, 1997; Weiel 1997; Kleiber et al. 1997). Da Pyroxene ebenfalls zu diesen Erosionsprodukten gehören, kann der entsprechende Anstieg der Pyroxenindexkurve (Abb. 84) zusammen mit dem Anstieg der Suszeptibilität (vgl. Nürnberg et. al. 1995b) und des Montmorillonitgehaltes als Ereignis während der Termination I angesehen werden, deren Beginn (ca. 15 ka) damit bei ca. 500 cm oder darunter im Sedimentkern liegen müßte.

PS2174-5 (Amundsen-Becken)

Der Kern PS2174-5 zeichnet sich durch die im Mittel niedrigsten Quarzwerte, Qz/Fsp- und Qz/Phyllo-Verhältnisse, Kalzit- und Dolomitgehalte und die höchsten Phyllosilikat-, Illit- und Kaolinitwerte in der Gesamtfraktion der untersuchten Sedimentkerne aus (Tab. 11).

Der Kern kann dreigliedert werden (Abb. 86, 87). Den unteren Kernabschnitt beschreiben leicht erhöhte Quarzgehalte, niedrige Qz/Fsp-Verhältnisse, mittlere Pyroxenindexwerte und Phyllosilikatgehalte und das weitgehende Fehlen von Glimmern. Kalifeldspat wird kaum von QUAX erkannt. Wenn ein Kalifeldspat vorkommt, wird er hauptsächlich der Varietät Orthoklas zugeschlagen (Tab. A8).

Der mittlere Kernabschnitt wird durch niedrige Quarz- (< 10 %) und Feldspatgehalte, insbesondere niedrigem Plagioklasgehalt (Tab. A8), niedrige Pyroxenindexwerte und Qz/Phyllo-Verhältnisse sowie hohe Kfs/Plg-Verhältnisse und Phyllosilikatgehalte gekennzeichnet. Montmorillonit, Illit, Muskovit und Kaolinit können in erhöhten Gehalten vorkommen. Spinell, Zirkon und Olivin, Sillimanit und Phillipsit (Zeolith) werden nur für diesen Abschnitt genannt (Tab. 12). Ortho- (Hypersthen, Fe-Enstatit) und Klinopyroxen (Jadeit) sind häufig.

Der obere Kernabschnitt ab Stadium 6 zeichnet sich durch hohe Quarzgehalte, niedrigere Kfs/Plg-Verhältnisse, hohe Feldspatgehalte mit erhöhten Plagioklas-, aber auch Kalifeldspatanteilen und der Dominanz der Mineralvarietäten Albit und Mikroklin aus (Tab. A8). Kalzit und Dolomit treten häufiger auf (Stadium 5 bis 4), die Pyroxenindexwerte sind erhöht (Max. im oberen Stadium 5), der Phyllosilikatanteil erniedrigt und damit das Qz/Phyllo-Verhältnis deutlich erhöht. Siderit, Magnetit, Hämatit, Manganit und Augit werden häufiger genannt (vgl. Tab. 12, A8).

Das Isotopenstadiums 9 wurde zusätzlich zu der von Schubert (1995) vorgegebenen Stratigraphie aufgrund der Ähnlichkeiten der gesamtmineralogischen Parameter der relativen Warmzeiten 7, 5, 3 und 1 zu diesem Kernabschnitt gekennzeichnet. Maßgebend dabei waren das Vorkommen von Kalzit, die Maxima im Kfs/Plg-Verhältnis, die jeweils in den Warmzeiten liegen, die erhöhten Phyllosilikatgehalte, die zusammen mit einem niedrigen Quarzwert zu niedrigen Qz/Phyllo-Verhältnissen führen, und die im Vergleich mit den benachbarten Kaltzeiten niedrigeren Pyroxenindexwerte. Das Abfallen der Kfs/Plg-Verhältnisse im untersten Teil des Stadiums ist ebenfalls allen Warmzeiten gemeinsam. Leicht erhöhte Qz/Fsp-Verhältnisse sind ein weiteres Kriterium. Aufgrund dieser Kriterien ließe sich möglicherweise der Kernabschnitt um 850 cm als Isotopenstadium 11 definieren.

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

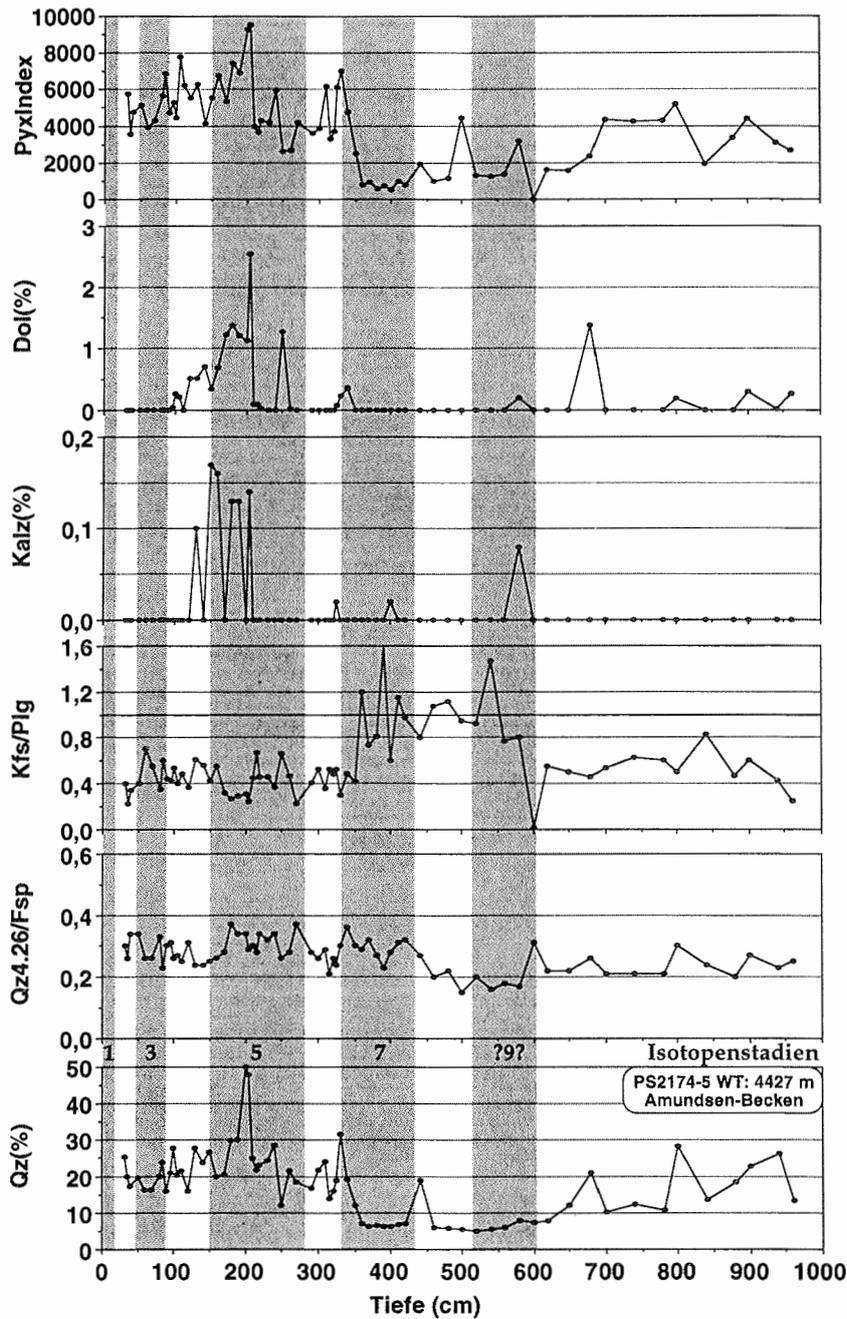


Abb. 86: Gesamtmineralogie des Kerns PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erl. in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

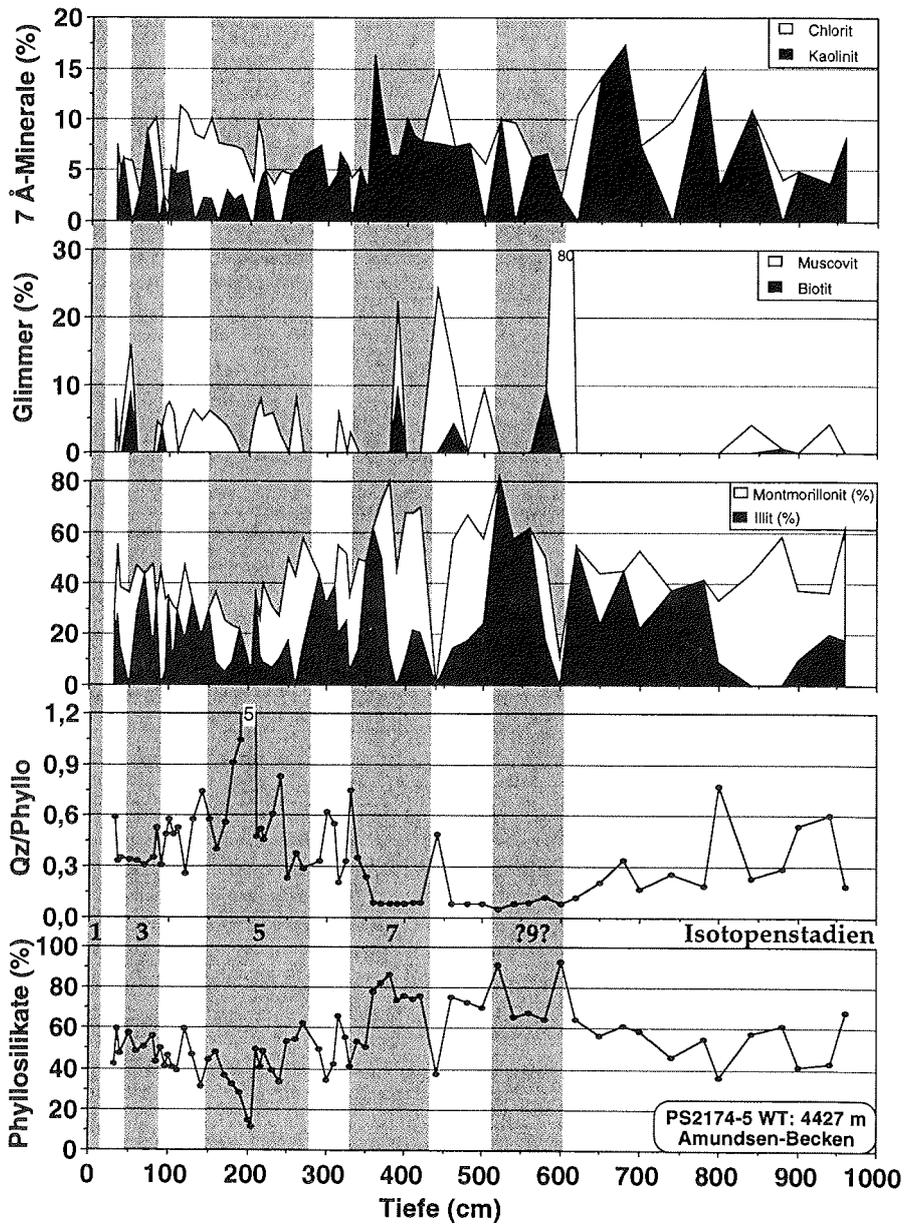


Abb. 87: Phyllosilikate in der Gesamtfraction von PS2174-5 (Phyllo; Summenkurven). Qz-> Quarz, Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale).

PS2200-5 (Morris-Jesup-Schwelle)

Der Kern PS2200-5 korreliert weitestgehend gut mit dem Kern PS2185-6. Dies ist auch und insbesondere für die gesamt- und tonmineralogischen Parameter der Fall. Daher wird PS2200-5 ausführlich dargestellt, und die gesamtmineralogischen Ergebnisse von PS2185-6 werden im Anhang gelistet (Tab. A8). Die Parameter aus der Korngrößenanalyse und den Untersuchungen der organischen Geochemie ermöglichen eine Gliederung in drei Kernabschnitte (Abb. 89). Als Grenzen können das Jaramillo-Ereignis (um 1 Ma) und die Stadiengrenze 7/6 dienen.

Der Kernabschnitt unterhalb des Jaramillo besitzt im Allgemeinen geringe IRD-Werte. Das Sediment ist feinkörniger als in dem darüberliegenden Kernabschnitt, der Karbonatgehalt ist niedrig, organischer Kohlenstoff (TOC) kaum vorhanden, und das C/N-Verhältnis liegt unter 5.

Der mittlere Kernabschnitt zeichnet sich durch insgesamt hohe IRD-Werte. Die IRD-Maxima werden von erhöhten Karbonatwerten begleitet. Der Grobfraktionsgehalt ist leicht erhöht gegenüber dem unteren Kernabschnitt. Die C/N-Kurve verzeichnet einige leichte Anstiege. In diesen Abschnitt fallen auch die höchsten HI-Werte und die niedrigsten T_{max} -Temperaturen. Für die Parameter der organischen Geochemie gilt zu bedenken, dass bei niedrigen TOC-Gehalten unter 0,3 % der Fehler für die weiteren Parameter sehr hoch wird (vgl. Kap. 2.5). Deswegen wurde die Rock-Eval-Pyrolyse an den Proben des unteren Kernabschnitt nicht fortgesetzt.

Der dritte und oberste Kernabschnitt definiert sich über die niedrigen IRD-Werte, hohe Sandgehalte, komplett fehlendes Karbonat, erhöhte TOC-Gehalte, hohe C/N-Verhältnisse und T_{max} -Werte und einem Anstieg der HI-Werte im oberen Stadium 6 und im Stadium 5. In den jüngsten Sedimenten verändern sich die Parameter ein weiteres Mal. Die Feinfraktion (Silt und Ton) erreicht ihren höchsten Anteil (nahezu 90 %), der Karbonatgehalt steigt auf über 20 %, TOC-Gehalt, C/N, HI und T_{max} sind erniedrigt.

In der **Gesamtmineralogie** besitzen die Kerne PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle und PS2185-6 vom Lomonosow-Rücken sowie der Kern PS2165-1 vom östlichen Gakkel-Rücken im Mittel die höchsten **Quarz**gehalte. Im Falle von PS2200-5 schlägt dies jedoch nicht auf die **Qz/Fsp**-Verhältnisse durch (Tab. 11). Eher niedrige **Kfs/Plg**-Verhältnisse unterscheiden die nördlich gelegenen Kerne PS2200-5 und PS2185-6 von PS2165-1. Trotz großer Schwankungen im Quarzgehalt bleiben die Qz/Fsp-Verhältnisse extrem konstant im unteren Kernabschnitt von PS2200-5 (Abb. 89). Die Qz/Fsp-Kurve der Siltfraktion ähnelt der Gesamtfractionskurve (Abb. 90). Das Qz/Fsp-Verhältnis der Gesamtfraction erreicht die höchsten Werte und die stärksten Schwankungen im mittleren Kernabschnitt.

Auch für die Kfs/Plg-Verhältnisse funktioniert eine Dreigliederung des Kerns. Die höchsten Werte und die stärksten Fluktuationen werden im mittleren Kernabschnitt zwischen dem paläomagnetischen Jaramillo-Ereignis und der Stadiengrenze 7/6 aufgezeichnet. Im Brunhes-Chron können Quarzminima zusammen mit niedrigen Kfs/Plg-Verhältnissen fast immer den als Warmzeiten eingestuften Stadien mit ungerader Nummer zugeordnet werden (Abb. 89). Die geringsten Quarzgehalte der Tonfraktion werden jeweils an den Stadiengrenzen 20/19, 18/17, 16/15, 13/12, 7/6 und 2/1 beobachtet (Abb. 94).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

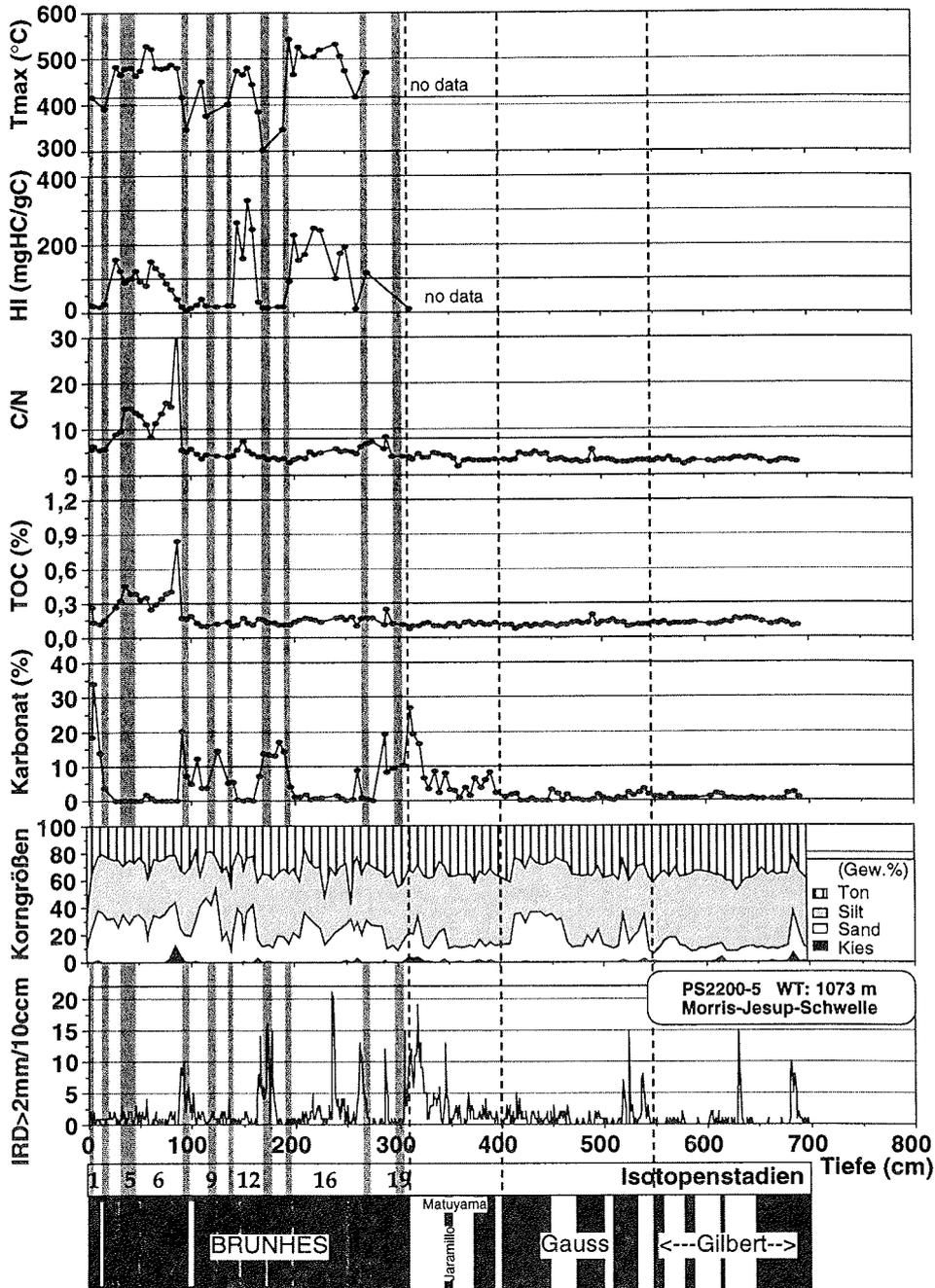


Abb. 88: Korngrößenanalysen und Parameter aus der organischen Geochemie des Kerns PS2200-5 (Morris-Jesup-Schwelle). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

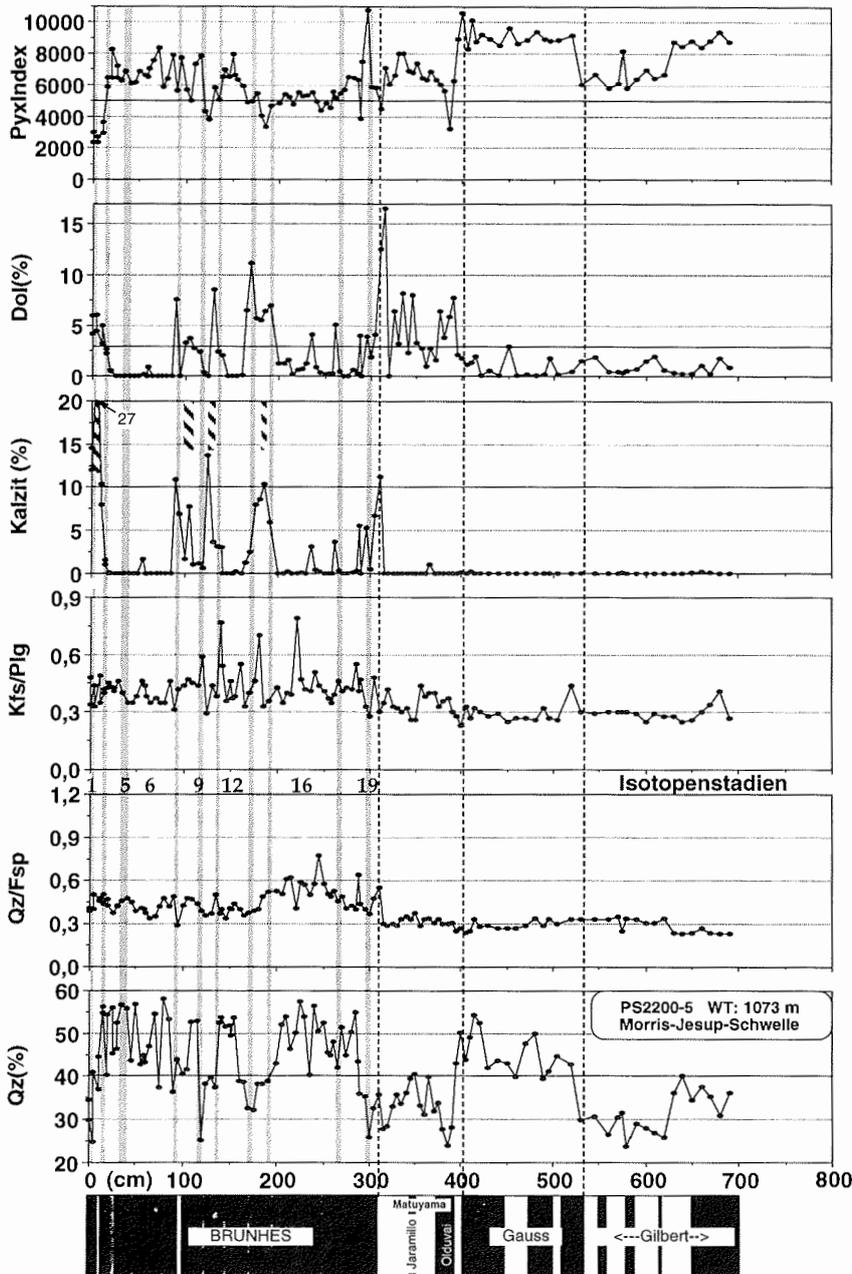


Abb. 89: Gesamtmineralogie des Kerns PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklasse, Dol-> Dolomit, PyxIndex-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

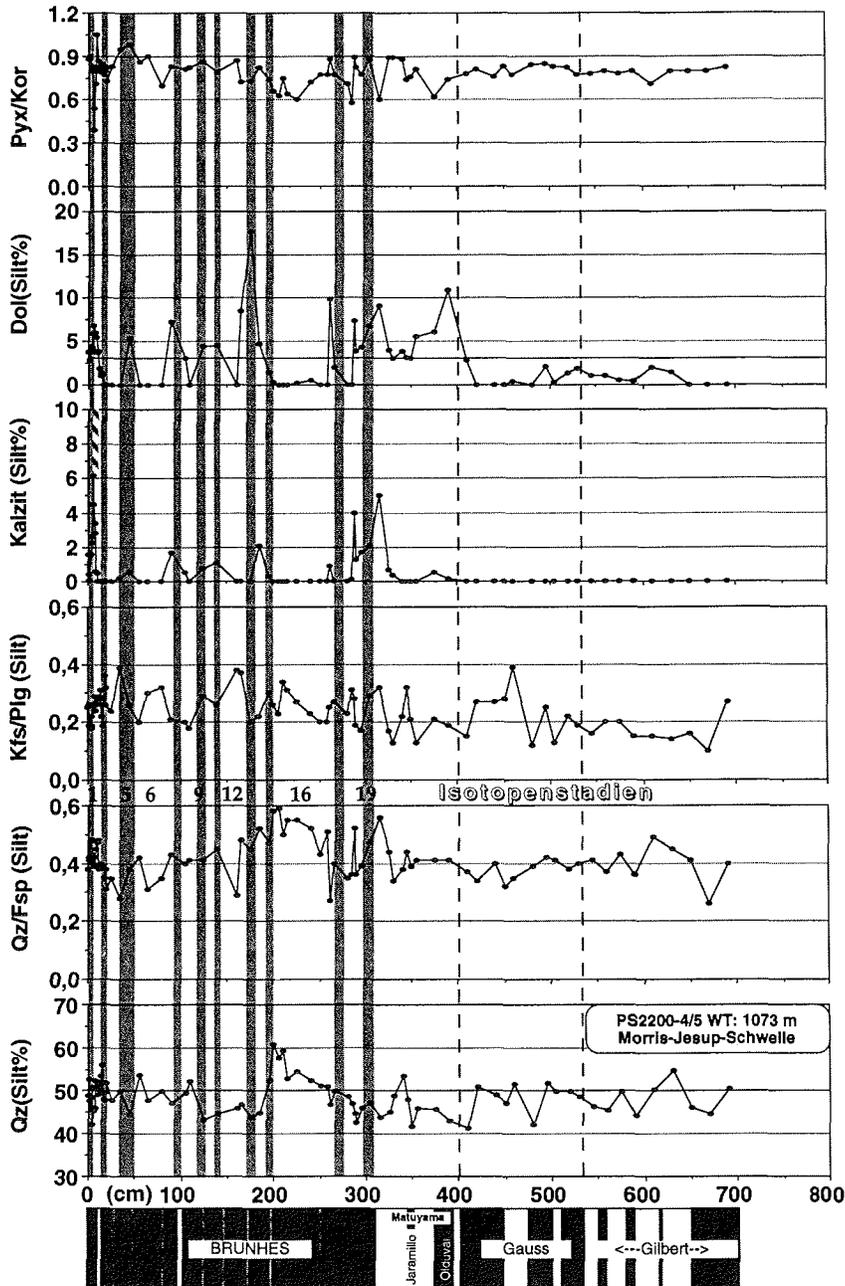


Abb. 90: Mineralogie der Siltfraktion des Kerns PS2200-5. Qz-> Quarz, Fsp-> die gesamte Feldspatgruppe, Kfs-> Kalifeldspat, Plg-> Plagioklase, Dol-> Dolomit, Pyx-Index-> siehe Erläuterungen in Kap. 2, 4. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Der Quarzgehalt der Tonfraktion ist gegenüber den Kernen vom Yermak Plateau deutlich erhöht (vgl. Abb. 76, 83). Das Qz/Fsp-Verhältnis der Tonfraktion steigt im oberen Gauss-Chron und besonders stark in den Stadien 16, 6 und 4 an (verringertes Feldspat- und erhöhter Quarzgehalte; Abb. 94). Weder in der Gesamt- noch in der Siltfraktion gibt es Parallelen dazu.

Betrachtet man die Mittelwerte der *Plagioklas*- und *Kalifeldspat*gehalte der Gesamtfraktion, dann ergibt sich eine große Ähnlichkeit von PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle mit dem Kern PS2174-5 aus dem Amundsen-Becken mit vergleichsweise niedrigen Plagioklas- und mittelhohen Kalifeldspatanteilen (Tab. 11, A8). Der Plagioklasgehalt der Siltfraktion liegt im Mittelwert (26,4 %) und im Maximalwert (39 %) deutlich höher als in der Gesamtfraktion (Tab. 11, A9). In der Gesamt- wie Siltfraktion zeichnet sich der untere Kernabschnitt durch erhöhte Plagioklasgehalte aus. Auch die Kalifeldspate sind verstärkt im unteren Kernabschnitt vertreten. Entgegen den südlicheren Kernen stellt vorrangig Mikroklin den Kalifeldspatanteil der Gesamtfraktion. Auffallend ist die Dominanz von Sanidin im Stadium 2 in der Gesamt- wie in der Siltfraktion (Tab. A8, A9).

Trotz vieler 0-Werte wird der **Kalzit**mittelwert von PS2200-5 durch die absoluten Höchstgehalte von bis zu 27 % auf den zweithöchsten Wert unter den Sedimentkernen gehoben (Tab. 11). Der Mittelwert für das Brunhes-Chron läge bei 3 %, für den Rest des Kerns jedoch um 0,1 %. Auch in der Siltfraktion ist Kalzit fast nur im Brunhes-Chron vertreten (Abb. 89, 90). Der Mittelwert des Kalzitgehaltes in der Siltfraktion (0,8 %) liegt deutlich unter dem der Gesamtfraktion.

Dagegen ist der Mittelwert des **Dolomit**gehaltes in der Siltfraktion (2,8 %) noch höher als der im Vergleich der Sedimentkerne bereits höchste Dolomitgehalt der Gesamtprobe (vgl. Tab. 11). In der Gesamt- wie in der Siltfraktion treten die Dolomitmaxima im Matuyama-Chron auf (Abb. 89, 90). Auch die Dolomitkurve der Tonfraktion zeigt in diesem Abschnitt einen Anstieg (Abb. 94).

PS2200-5 birgt einige Besonderheiten im Bezug auf den Kalzitgehalt. Zum Einen treten in einigen Kernabschnitten Mg-reiche Kalzite in der Gesamtfraktion auf (schrattierte Streifen, Abb. 89, 90) Zum Anderen werden außergewöhnlich hohe Kalzitwerte in der Tonfraktion registriert (Abb. 94). Die Verteilung der Karbonatminerale ist einer der größten Unterschiede zwischen den beiden Kernen PS2200-5 und PS2185-6 vom Lomonosow-Rücken (Tab. 11) Trotz niedrigerer Gehalte werden auch in PS2185-6 Kalzitmaxima im Brunhes-Chron und erhöhte Dolomitgehalte im Matuyama-Chron gefunden (Tab. A8).

Betrachtet man den Gehalt an *Phyllosilikaten* in der Gesamtfraktion von PS2200-5 (Tab. A8), so sticht das Gauss-Chron mit konstant niedrigen Werten (< 30 %), einem erhöhten Qz/Phyllo-Verhältnis, einer massiven Illitdominanz, niedrigen Glimmergehalten und fehlenden Kaolinitnennungen stark heraus. Im Brunhes-Chron zeichnen sich die Warmzeiten gegenüber den Kaltzeiten durch jeweils höhere Phyllosilikatgehalte mit Kaolinit- und Chloritnennungen und niedrigere Qz/Phyllo-Verhältnisse aus. Mit 13,1 % liegt der mittlere Phyllosilikatgehalt der Siltfraktion von PS2200-5 noch niedriger als derjenige von PS2212-3 (Tab. 11). Wie in PS2212-3 sind auch in PS2200-5 Muskovit und Chlorit in allen untersuchten Siltproben vertreten und aus diesem Grund ihre Gehalte gegenüber der Gesamtfraktion erhöht (Abb. 91; Tab. 11).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

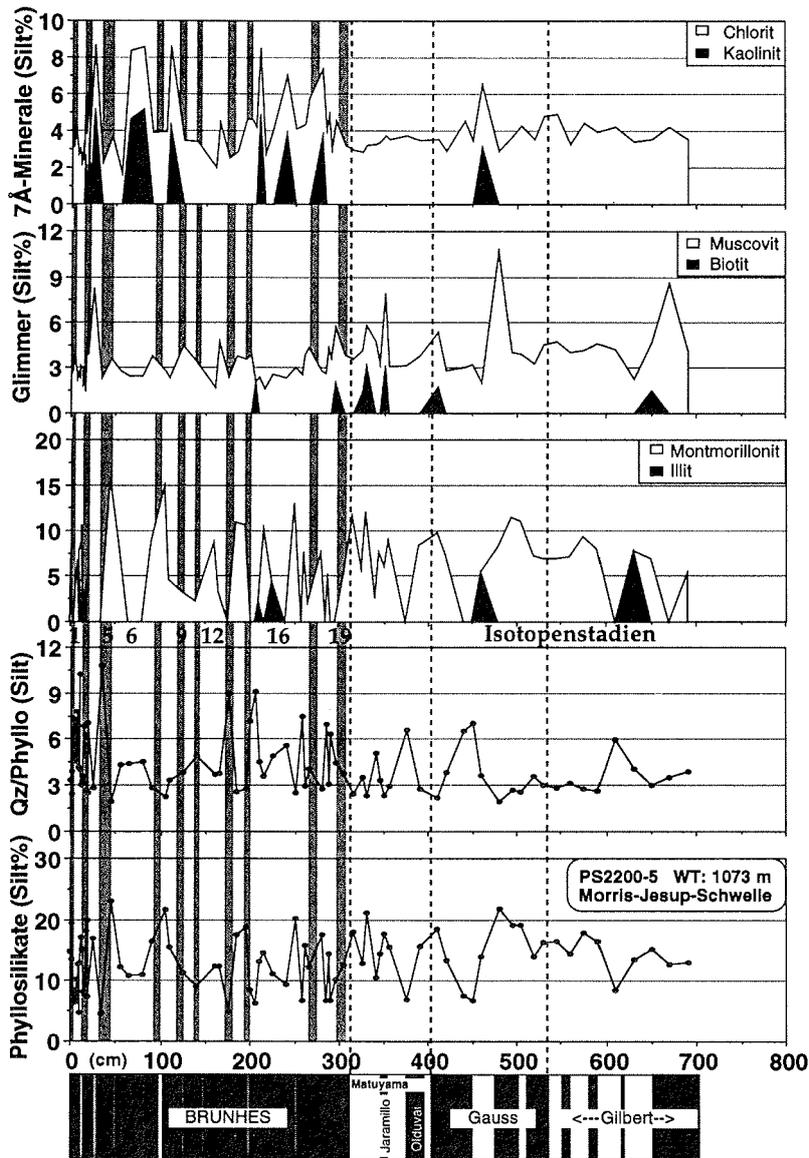


Abb. 91: Phyllosilikate (Phyllo; Summenkurven) in der Siltfraktion des Kerns PS2200-5. Qz-> Quarz Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995, vgl. Kap. 3).

In der **Tonfraktion** setzen starke Fluktuationen mit dem Beginn des Brunhes-Chrons ein (Abb. 92 - 94). Besonders stark sind dabei die Veränderungen im Illitgehalt, der mehrfach in den Kaltzeiten die Untergrenze von 30 % erreicht. Mit Aus-

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

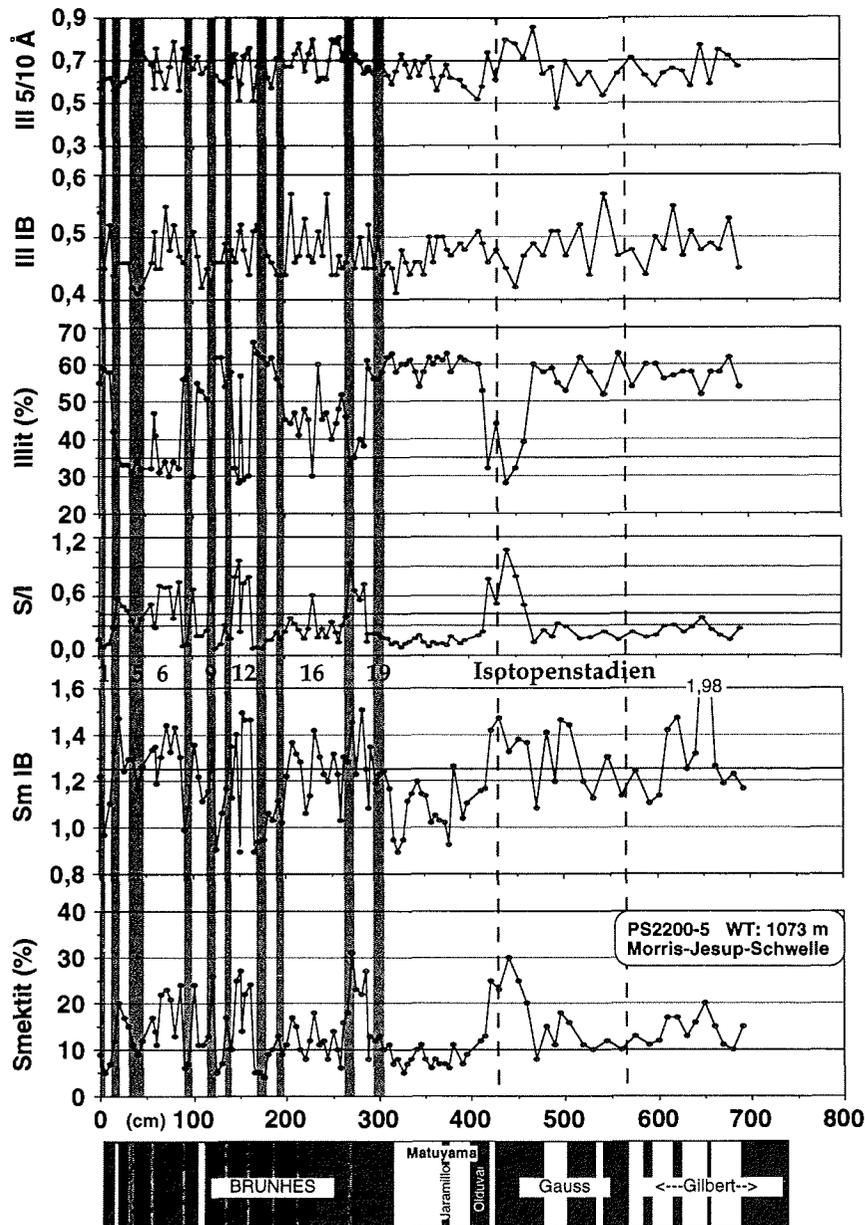


Abb. 92: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle (Teil 1): Smektit- und Illitgruppe. Sm-> Smektit, IB-> Integralbreite eines bestimmten Beugungsreflexes (vgl. Kap. 2.7), Ill-> Illit, III 5/10 Å-> Intensitätsverhältnis der Beugungsreflexe von 5 und 10 Å. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

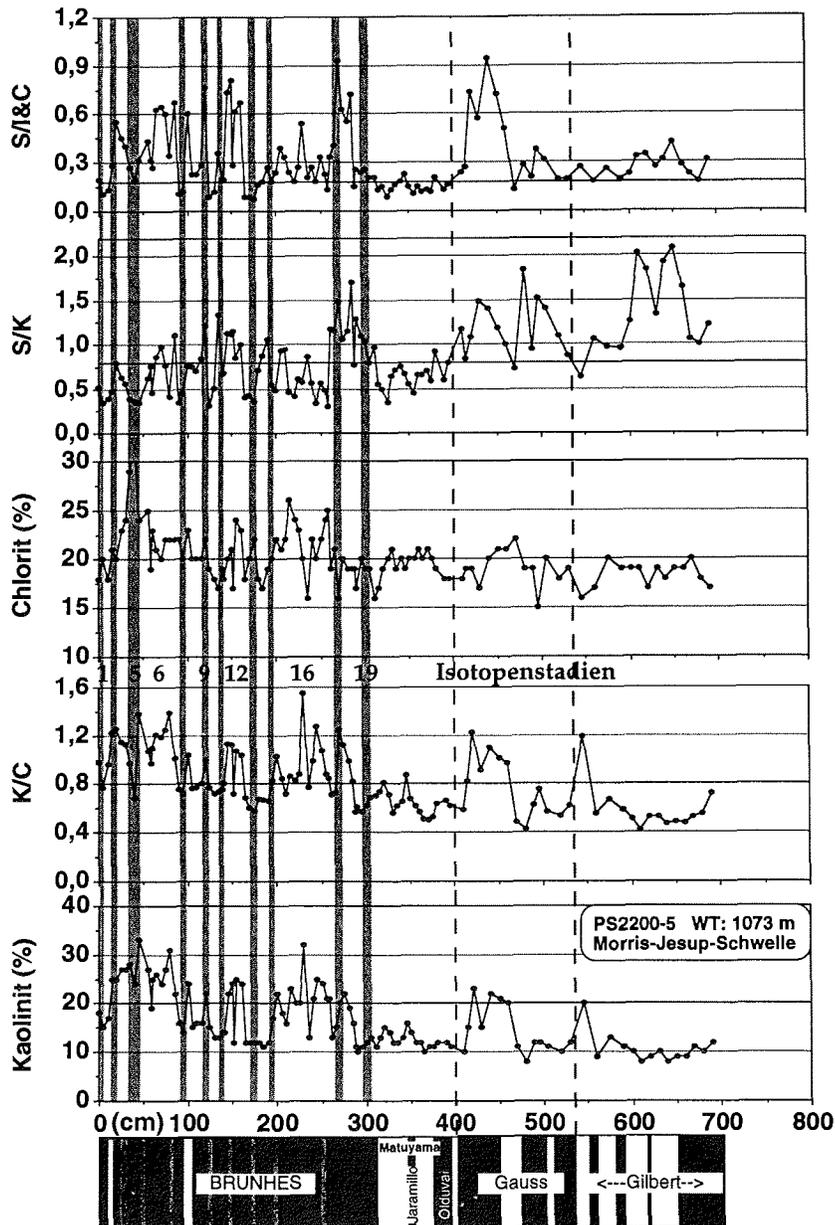


Abb. 93: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle (Teil 2): Kaolinit- und Chloritgruppe. S-> Smektit, I-> Illit, K-> Kaolinit, C-> Chlorit. Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

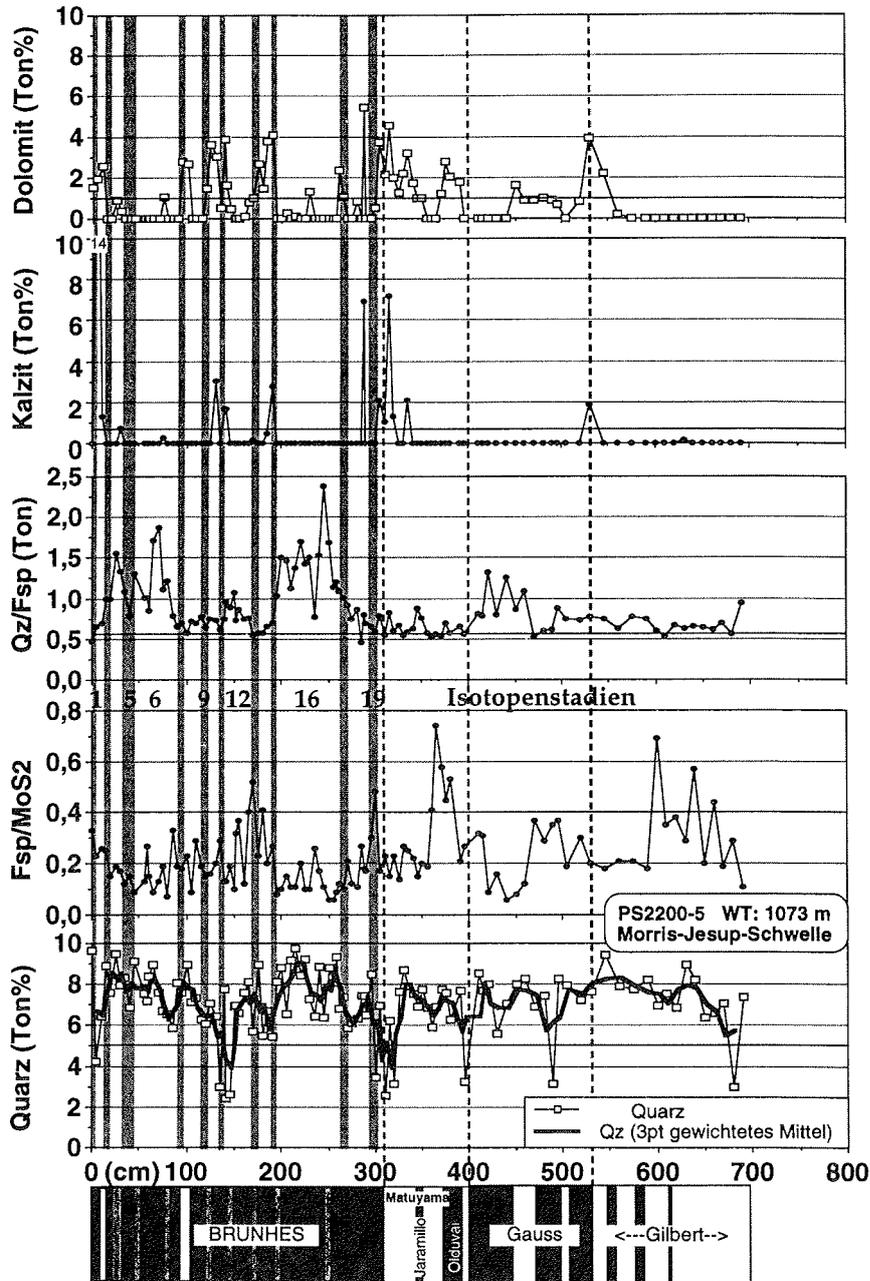


Abb. 94: Tonmineralogische Parameter des Kerns PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle (Teil 3): Nichttonminerale. Qz-> Quarz, Fsp-> Gesamte Feldspatgruppe, MoS₂-> Molybdänsulfid (interner Standard). Fettgedruckte Zahl (1) -> Isotopenstadium, Graustufe-> Isotopenstadien mit ungerader Zahl (meist Interglaziale). Magnetostratigraphie erweitert nach Frederichs (1995; vgl. Kap. 3).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

nahme von Stadium 16 steigen die Smektitgehalte in oder am Ende der Kaltzeiten auf über 20 % (Abb. 92). Durch diese Konstellation ist das S/I-Verhältnis in Kaltzeiten hoch und in Warmzeiten niedrig. Unterhalb des Brunhes-Chrons treten höhere S/I-Verhältnisse nur in einem weiterem Kernabschnitt auf (oberes Gauss-Chron). Die Smektitintegralbreite als Kennwert für die Kristallinität schwankt ebenfalls stärker im Brunhes-Chron. Niedrige Integralbreiten sind dabei häufig an Warmzeiten gebunden. Dagegen zeigen Gilbert- und Gauss-Chron sehr hohe Integralbreiten bei mittleren Smektitgehalten. Die Smektitintegralbreiten sind generell etwas kleiner als in südlicheren Kernen und übersteigen 1,5 nur ein einziges Mal (vgl. Abb. 74, 81 mit 92). Niedrige Illitintegralbreiten werden vor allem in den Warmzeiten gefunden. So tritt insbesondere das Isotopenstadium 5 mit sehr niedrigen Werten heraus. Diese deutlichen Unterschiede zwischen Warm- und Kaltzeiten können möglicherweise von stratigraphischem Nutzen sein und die üblichen stratigraphischen Methoden ergänzen (vgl. Kap. 3). Verglichen mit den Sedimentkernen vom Yermak Plateau sind die 5/10 Å-Verhältnisse vor allem im Brunhes-Chron deutlich erhöht (siehe Anzahl der Proben oberhalb der 0,7- Referenzlinie in den Abb. 74, 81 und 92). Dabei fallen die niedrigsten Verhältnisse größtenteils in die Kaltzeiten. Die Schwankungsbreite des Kaolinit- und Chloritgehaltes sowie der K/C-Verhältnisses sind im Brunhes-Chron am stärksten. Dies gilt auch für die Chloritgehalte, die im unteren Stadium 5 einen für die untersuchten Sedimente absoluten Maximalwert von 34 % erreichen. Im Brunhes-Chron sind die Kaolinitgehalte und K/C-Verhältnisse häufig in den Warmzeiten am niedrigsten (Abb. 93).

Das S/K-Verhältnis verringert trotz hoher Smektit- und Kaolinitwerte sich kernaufwärts (Abb. 93). Den Höchstwerten von 2,0 äquivalente S/K-Verhältnisse sind im Arktischen Ozean nur aus der westlichen Laptew-See und der östlichen Kara-See bekannt (Rossak 1995; Wahsner 1995). Der Verlauf der S/I&C-Kurve läßt eine Vierteilung des Kerns zu. Hohe Werte werden im oberen Gauss- und im gesamten Brunhes-Chron erreicht, niedrige Werte im Gilbert- und Matuyama-Chron. Im Brunhes-Chron liegen hohe Verhältnisse in den Kaltzeiten oder an den Stadiengrenzen (max. 0,63). Werte über 0,6 werden in den Oberflächenproben der Laptew-See nicht erreicht (Rossak 1995; Wahsner 1995). Entsprechende Sedimente stammen daher vermutlich nicht aus der Laptew- oder Kara-See.

Die **Pyroxenindexkurve** der Gesamtprobe zeigt die höchsten Werte im Gilbert- und im Gauss-Chron (Abb. 89). Der starke Abfall zum Olduvai-Ereignis hin ist auffallend. Ein weiteres Paket höherer Werte liegt zwischen den Stadien 12 und 4. Die Kurve der Siltfraktion unterliegt nur geringen Schwankungen. Das Minimum im Stadium 2 ist die einzige starke Abweichung (Abb. 90). QUAX erkennt Pyroxen in der Gesamtfraktion vor allem im Brunhes-Chron. Dabei wird vorrangig der Orthopyroxen Hypersthen mit Gehalten von bis zu 10 % angegeben (Stadien 19, 18, 16, 10-8 und 2). Augit wird für die Stadien 18 und 8 erwähnt, Spodumen im Stadium 12 (Tab. A8). In der Siltfraktion werden Pyroxene vorrangig in den Stadien 3-1 erkannt. Es fällt die mehrfache Nennung von Diopsid im Stadium 2 auf (Tab. A9).

Tab. 12 (nächste Seite): Spurenmineralzusammensetzung der untersuchten Sedimentkerne (Apa=Apatit, Fluo=Fluorit, Sid=Siderit, Anhyd=Anhydrit, Zeo= Zeolith (Phillipsit, sonst Preh=Prehnit, Natro=Natrolith, Chaba=Chaba-sit), Amf= Amphibol, Hbl= Hornblende, Chd=Chloritoid, Serp=Serpentin, Gnt=Granat (Alm=Almandin), Epi=Epidot, Spin= Spinell, Mag=Magnetit, Häm=Hämatit, Man= Manganit, Pyr= Pyrit, Rut=Rutil, Zir=Zirkon, Oliv=Olivin, Try=Trydimit, Chr=Christoballit, Cord= Cordierit, Sili=Silimanit, Anda= Andalusit, Gibb= Gibbsit, Glau= Glaukonit, Kiegl=SiO₂ amorph).

6. Ergebnisse der Sedimentkerne

Isotopenstadien		PS2445-4	PS2123-1	PS2212-3	PS2212-3 (Silt)	PS2474-3	PS2174-5	PS2200-5	PS2200-5 (Silt)	PS2185-6
Stadium 1	oberes	Talk, Sid	Sid, Zeo(Preh)	Sid,Zeo,Rut Baryt,Gibb	Apa,Amf	Talk, Anhyd,Zeo	Talk,Baryt, Rut			
	mittleres	Zeo, Sid, Fluo, Baryt, Häm, Pyr	Apa,Sid,Epi Zir,Häm, Kiegl	Talk,Sid,Chd Anhyd,Fluo, Zeo(Chab), Anda,Cord, Mag,Kiegl	Sid,Epi	Apa,Sid, Anhyd,Fluo, Baryt,Zeo,Chd, Epi,Gnt,Rut, Man,Mag,Pyr		Baryt,Chd, Amf,Oliv, Pyr,Try		
	unteres	Talk,Zeo,Fluo, Anhyd,Gnt	Anhyd,Epi, Mag,Cord			Apa,Anhyd,Sid, Fluo,Zeo,Serp, Gnt,Man	Apa,Sid,Man			
	Term. I	Apa,Anhyd, Zeo(Chaba), Fluo,Gibb	Apa,Sid,Rut	Sid	Talk, Zeo	Talk, Apa,Sid, Anhyd,Baryt, Chd,Amf, Epi,Gnt,Man	Baryt			
Stadium 2	oberes	Apa,Anhyd,Chd, Oliv,Häm, Mag,Spin	Epi, Zeo(Preh)	Zeo, Gnt(Alm)	Baryt,Pyr	Apa,Sid,Baryt, Epi,Gibb,Man	Apa,Zeo	Pyr	Apa,Zir	
	mittleres	Talk,Zeo,Apa Sid,Anhyd,Fluo, Gnt,Gnt(Alm), Chd,Epi,Serp Sili,Spin,Mag, Man,Pyr,Rut		Zeo(Chaba), Epi,Anda, Rut	Apa,Amf	Talk,Glau,Apa, Sid,Anhyd,Fluo, Baryt,Zeo(Preh), Chd,Epi,Serp,Sili, Gnt,Rut,Zir,Chr, Man,Mag,Pyr, SnO2,Kiegl	Apa,Zeo	Apa, Gnt(Alm)	Apa	Apa,Zeo
	unteres	Sid,Anhyd,Zeo, Amf,Gibb,Oliv, Häm,Pyr	Apa,Anhyd, Mag,Pyr	Talk,Apa, Epi,Chd			Apa,Zeo, Serp,Gibb, Mag,Pyr	Apa		
		Apa,Fluo, Zeo,Anda, Serp,Oliv, Kiegl								
Stadium 3	oberes		Sid,Anhyd, Zeo(Preh, Nat),Gnt,Zir Rut,SnO2, Try	Talk,Apa, Zeo(Preh), Epi,Hbl,Chr	Apa,Baryt, Amf,Hbl		Sid,Baryt, Man,Mag	Zeo(Natro)	Apa,Zir	
	mittleres		Apa,Sid, Anhyd,Epi, Zeo(Preh), Oliv,Kiegl	Talk,Apa, Sid,Anhyd	Zeo,Amf		Sid,Anhyd, Epi,Gibb	Sid, Anhyd, Fluo, Chd,Gnt	Sid,Zeo, Chd	
	unteres		Apa,Sid, Anhyd,Epi	Anhyd,Zeo	Zeo		Talk,Gnt, Man,Pyr	Zeo		
Stadium 4	oberes		Gnt,Oliv, Try,Kiegl	Talk,Apa,Sid, Zeo,Epi,Serp, Mag,Man	Sid		Epi			
	unteres		Zeo,Chd	Sid,Man	Talk,Zeo, Cord		Apa,Sid,Man	Sid,Anhyd, Zeo		
Stadium 5	oberes		Apa,Sid, Mag,Zir	Talk,Anhyd, Zeo,Gnt,Hbl	Chd,Amf		Baryt,Serp, Pyr		Chr	
	mittleres		Apa,Sid,Zeo Fluo,Epi	Hiatus	Hiatus		Man,Häm	Zeo,Chd, Man		Sid
	unteres			Apa,Sid,Epi Fluo,Anhyd, Cord,Mag,Spin	Apa,Baryt		Sid,Anhyd, Fluo	Man		
	Term. II				Zeo		Zeo,Rut,Spin	Fluo,Chd, Hbl		Zeo
Stadium 6	oberes			Zir,Cord,Try	Zeo		Talk,Anhyd, Mag	Baryt,Zeo		Sid,Anhyd, Fluo, Man,Mag
	mittleres			Apa,Anhyd, Chd,Baryt,Epi, Zeo(Preh),Gnt, Zir,Man,Gibb	Talk,Glau, Sid,Baryt, Zeo,Chd, Hbl,Ilm		Gnt	Zeo		Mag
	unteres			Talk,Apa,Sid Anhyd,Zeo	Zeo,Amf		Sid,Zeo	Zeo		
Stadium 7	oberes						Sid,Anhyd, Gibb,Man, Spin,Kiesgl	Zeo		
	mittleres						Talk,Glau, Zeo,Man, Sili,Gibb, Zir,Spin	Zeo		Chd
	unteres						Talk,Anhyd, Fluo,Zir,Man	Zeo		

Spurenminerale in den Sedimentkernen

Die auffallendsten QUAX-Nennungen von Spurenmineralen betreffen den Granat Almandin (Stadium 2), der in nahezu allen Kernen und am stärksten im Kern PS2445-4 (Barents-See-Hang) vertreten ist (vgl. Tab. 12, A8, A9). Epidot kommt im Stadium 2 und 4 in allen Kernen außer den nördlichsten (PS2200-5 und PS2185-6) vor. Hornblende und Amphibole treten verstärkt im Kern vom NE´ Yermak-Plateau (PS2212-3, besonders in der Siltfraktion) und vom Laptev-See-Kontinentalhang (PS2474-3) auf (Tab. 12). Es fallen außerdem die Fülle und Vielfalt von Spurenmineralnennungen im Stadium 2 an den Kontinentalhängen (PS2445-4 und PS2474-3) und im Stadium 6 am NE´ Yermak Plateau auf. Interessant sind weiterhin die Vorkommen von Baryt, die vor allem zu Warmzeiten oder dem Übergang zu Warmzeiten auftreten (z.B. Term. I in PS2174-5 und PS2474-3).

7. Mineralogische Parameter und ihre Bedeutung für die paläozeanographische Rekonstruktion

Im diesem Kapitel soll die Nützlichkeit einzelner Minerale und Mineralgruppen für die Bestimmung von Sedimentationswegen im Arktischen Ozean geprüft werden. Mit Hilfe dieses Beziehungsgeflechts wird die Unterscheidung verschiedener Transportprozesse und deren Veränderungen während der letzten Glazial/ Inter-glazial-Zyklen möglich. Ein Bild der veränderten Ozeanographie des Arktischen Ozeans kann entstehen.

7.1 Minerale und Mineralgruppen, ihre Herkunft und ihre Nützlichkeit als Liefergebiets- und Transportprozeßanzeiger

Quarz gehört nach den Feldspäten (Plg: 39 Vol.%, Kfs: 12 Vol.%) zu den am weitesten verbreiteten Mineralen in der Erdkruste (12 Vol.%; Matthes 1987). Er kommt verstärkt in klastischen Sedimentgesteinen, insbesondere in Sandsteinen vor. In der zirkumpolaren Geologie können also Gesteine des Devons (z.B. Spitzbergen), des Mesozoikums (vgl. Abb. 43, 44; Kap. 4.1), und des Känozoikums (z.B. Tertiär des Kanadischen Arktischen Archipels, Kreide bis zum Quartär des Sibirischen Tieflands) verstärkt Quarz freisetzen (vgl. Kap. 4).

Quarz gehört außerdem zu den verwitterungsresistentesten Mineralen und ist daher oft in Restsedimenten zu finden (vgl. Kap. 1.4, 4), wie sie z.B. nach dem Resuspendieren der Feinfraktion durch Strömungen zurückbleiben ("winnowing"; z.B. Füchtbauer & Müller 1970; Leeder 1982).

Im Arktischen Ozean und den angrenzenden Schelfregionen sind hohe Quarzgehalte mit erhöhten Anteilen der Sand- und Siltfraktion verbunden (Abb. 47, 48; siehe Anhang; Kap. 4 - 6). Hohe Quarzanteile in landnahen Regionen können auf die benachbarten Quarz-reichen Sedimente bezogen werden, die durch Erosion, Fluß- und Bodentransport ihr Signal in die angrenzenden Ozeane übertragen. Dieser Sedimentationspfad ist heute für die Kara-See bestimmend (Levitan et al. 1994). Die hohen Sedimentlasten der Flüsse werden in den ausgedehnten sibirischen Schelfregionen zwischengelagert. Hier ist der direkte Weitertransport über Bodenströmungen auf die wenigen tief eingeschnittenen Tröge begrenzt. Dagegen erhält das Amerasische Becken aufgrund der schmalen Schelfe einen starken Ein-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

trag von Material aus den Flüssen (vgl. Goldstein, 1983; Grantz et al. 1996).

Andererseits wird über Gletschererosion, Eisbergproduktion und -export aus Fjord-systemen der noch heute vereisten zirkumpolaren Archipele (vgl. Abb. 8) größeres Material jeglicher Größe auf den benachbarten Schelf, die Kontinentalhangregion und den Arktischen Ozean verteilt, so daß auch die topographischen Höhen inmitten des Arktischen Ozeans erreicht werden (vgl. Clark & Hanson 1983; Darby et al. 1989). Erodieren die Gletscher die entsprechenden (mesozoischen) Gesteinsschichten, so kann das Eisberg-transportierte Material (IRD) hohe Gehalte an Quarz besitzen (Tab. A2, A3; Kap. 4: N´ Sewernaja Semlja, Franz-Josef-Land, Svalbard und dem Kanadischen Arktischen Archipel). Ein Beispiel hierfür zeigt der Kern FL443 vom Alpha-Rücken (Abb. 95). Anhand der Grobfraction > 63 µm deutet sich an, daß sich der Gehalt an Quarz-reichem IRD gegenläufig zum Karbonat-IRD entwickelt. Dies kann nicht nur in der Anzahl von IRD, sondern auch in der mineralogischen Zusammensetzung des grobkörnigen Materials gefunden werden (Abb. 95; Bischof et al. 1996). Bischof et al. (1996) gehen im Einklang mit anderen Untersuchungen davon aus, daß die detritischen Karbonate vor allem aus den Aufschlüssen der paläozoischen Plattformkarbonate im südlichen und östlichen Teil des Kanadischen Arktischen Archipels stammen, über die sich das Laurentidische Eisschild in Glazialzeiten von Süden her ausdehnte (vgl. Kap. 1.4, 4.1; Darby et al. 1989; Bischof et al. 1996; Grantz et al. 1996).

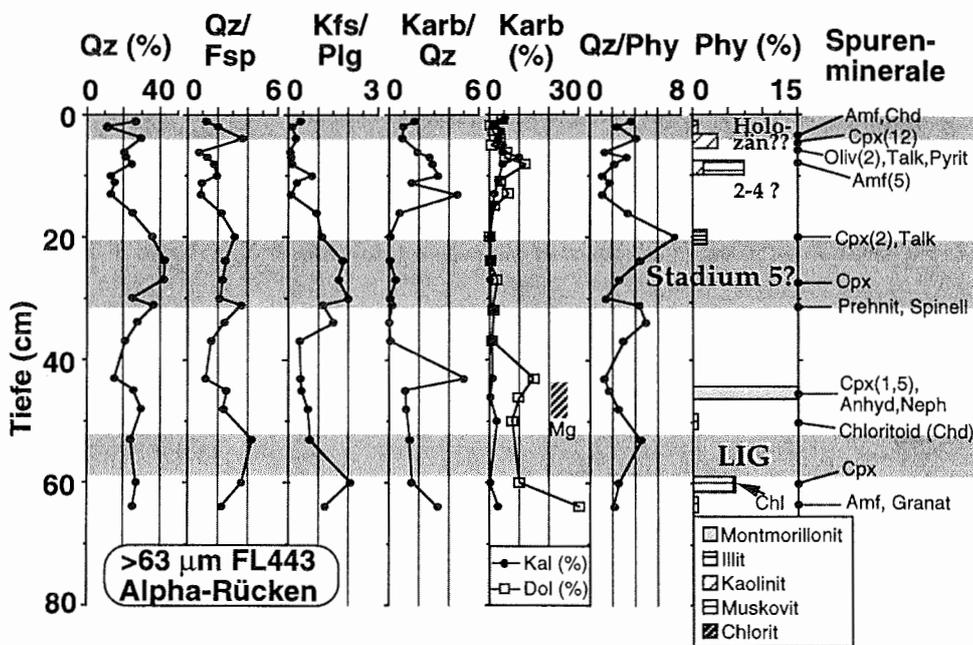


Abb. 95: Mineralogische Parameter der Grobfraction (> 63 µm) des Kerns FL443 vom Alpha-Rücken, Amerasisches Becken (vgl. Abb. 2; Stratigraphie nach Morris 1988), LIG-> "Letztes Interglazial" (Bischof et al. 1996)-> im herkömmlichen Gebrauch das Eem (Marines Isotopenstadium 5e).

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Eine weitere Ausdehnung des Eisschildes führte dazu, daß die Queen Elizabeth Islands (z.B. Axel Heiberg Island, Ellef Ringes Island) vom Eis überfahren und die dort anstehenden, teilweise schlecht zementierten, klastischen Gesteine des Sverdrup-Beckens aufgearbeitet werden (vgl. Kap. 4.1; Darby & Bischof 1995, 1996; Bischof et al. 1996). Eine zweite Möglichkeit wäre die Beschränkung des Eisschildes auf die Queen Elizabeth Islands. Auch dies würde zu relativ wenig Karbonat-IRD führen. In den Hochglazialphasen wird ein starker Quarz-Eintrag über Eisberge im Kanada-Becken nahe dem Kanadischen Arktischen Archipels aufgezeichnet (Bischof et al. 1996).

Quarz stellt einen hohen Anteil an dem im Meereis eingeschlossenen Sedimentmaterial des Eurasischen Beckens (Abb. 96; Nürnberg et al. 1994). In den Regionen mit der stärksten Aufnahme von Sedimentpartikeln ins Meereis dominieren klastische Materialien, und damit auch Quarz, die Mineralvergesellschaftung der Schelfsedimente (Kara- bis Ostsibirische-See; z.B. Naugler et al. 1974; Stein & Korolev 1994; Rossak 1995). Das Meereissediment im Beaufort-Wirbel zeigt ebenfalls hohe Quarzgehalte (Reimnitz et al. in Vorb.). Nürnberg et al. (1994) erwähnen außerdem, daß ein regionaler Unterschied im Rundungsgrad und Aussehen der Quarzkörner im Meereissediment des Eurasischen Beckens zu beobachten ist. Gerade die Schwankungen des Quarzgehaltes in der Siltfraktion, die Hauptbestandteil der Meereissedimente ist, sind direkt abhängig von den Glazial/ Interglazialwechseln (Abb. 60, 62, 79, 90). Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung von feinen Einschlüssen und Verunreinigungen in den Quarzkörnern werden als mögliche Liefergebietsabhängige Parameter gesehen (vgl. Hein et al. 1990; persl. Mittlg. Spielhagen 1996).

Es zeigt sich also, daß der Gehalt an Quarz trotz dessen ubiquitären Vorkommens zusammen mit anderen Sedimentparametern signifikante Hinweise auf die Herkunft und den Transportweg von Sediment im Arktischen Ozean geben kann.

Die Feldspatminerale

Die Feldspatminerale untergliedern sich in die zwei Hauptgruppen Plagioklas und Kalifeldspat. Innerhalb dieser Mischmineralreihen werden viele Mineralvarietäten unterschieden, wobei die Bildungsbedingungen entscheidend für die Tracht, den Habitus, die Kristallstruktur und die chemische Zusammensetzung des Feldspatminerals sind. Primär werden Feldspäte vor allem in plutonischen, vulkanischen und metamorphen Gesteinen gebildet. Seltener entstehen sie in Sedimentgesteinen (speziell in Sandsteinen oder Arkosen).

Feldspäte gelten als (chemisch) leicht verwitterbare Minerale. Das Verhältnis von Quarz, Feldspäten und Tonmineralen zueinander gilt als Anzeiger für die texturale und chemische Reife eines Gesteins (z.B. Selley 1988). Eine hohe texturale Reife würde den Quarz- und Feldspatmineralanteil erhöhen und weist auf eine (mehrfache?) dominierende physikalische Verwitterung oder Aufarbeitung hin. Eine hohe chemische Reife eines klastischen Sediments deutet auf eine Dominanz der chemischen Verwitterung hin, die dazu führt, daß Feldspäte zuerst zersetzt werden und Tonminerale sowie Quarz im Sediment zurückbleiben. Ein Quarz-Schwermineralsand würde also eine hohe texturale und chemische Reife besitzen und auf mehrfache Wiederaufarbeitungszyklen hinweisen. Ein hoher Anteil an Feldspäten deutet folglich nicht nur auf eine eher physikalische Verwitterung, sondern auch auf einen vergleichsweise kurzen Weg vom Ausgangsgestein zum Sediment hin. Die in allen Liefergebieten, insbesondere aber den sibirischen Schelfen, beobachteten

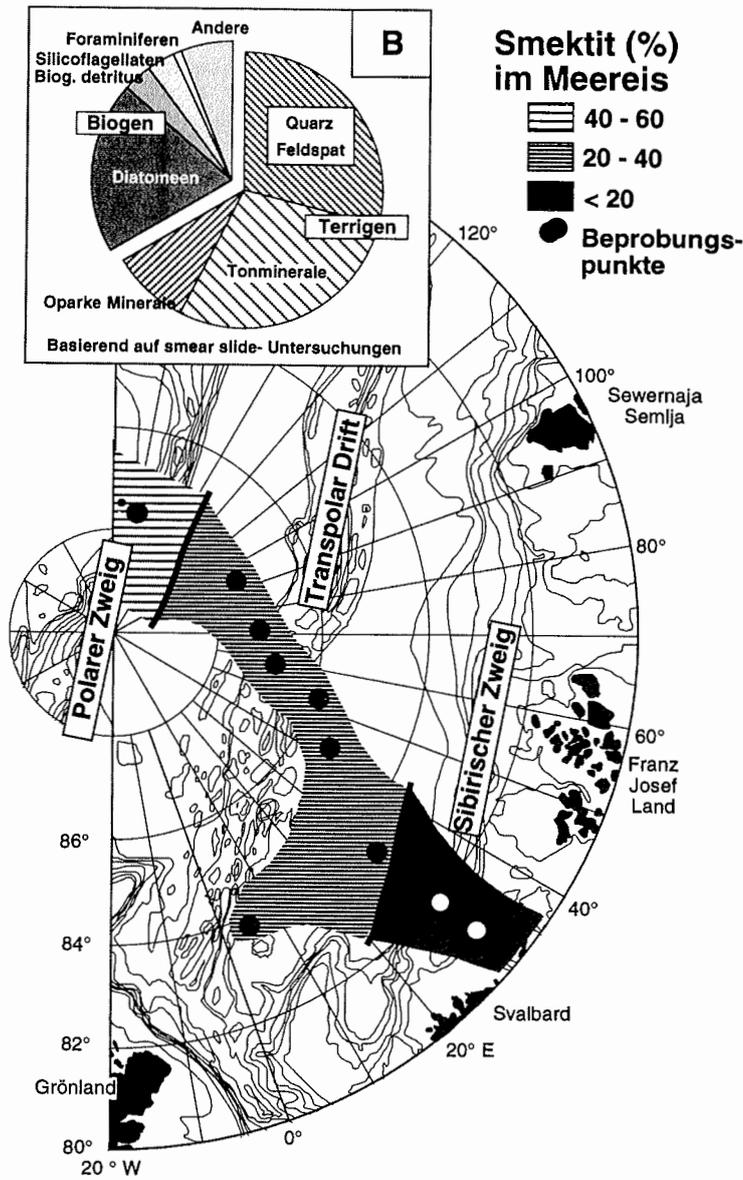


Abb. 96: Generelle Zusammensetzung der Meereissedimente (B) und Verteilung der Smektitgehalte in Meereissedimenten (Nürnberg et al. 1994).

hohen Anteile an Feldspat sind daher ein Zeichen der großen Nähe zu den Ausgangsgesteinen. Einige der Liefergesteine sind bereits entsprechend vorsortiert. Die kretazischen bis quartären, klastischen Sedimente aus der sibirischen

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Tiefenebene und dem Vor-Werchojansker Becken bestehen zu großen Teilen aus Quarz und Feldspäten (vgl. Kap. 4; z.B. Samarkin et al. 1996).

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Bildungsbedingungen können die Feldspäte je nach Mineralvarietät bestimmten Liefergesteinen wie Pegmatiten, Graniten, Plutoniten und Vulkaniten (z.B. Basalten) oder Metamorphiten zugeordnet werden. In den Kapiteln 4 bis 6 wurde bereits mehrfach auf die Zuordnung einzelner, durch das Auswerteprogramm QUAX erkannter Mineralvarietäten zu möglichen Ausgangsgesteinen hingewiesen. Eine detaillierte Untersuchung geht über die Zielsetzung dieser Arbeit hinaus. Aufgrund der ersten, hier vorgestellten Ergebnisse kann aber eine deutlichere Zuordnung zu bestimmten Liefergebieten erwartet werden, sollte die Feldspatgruppe intensiver untersucht werden.

In Arbeiten über Oberflächensedimente der Kara-See unterteilen Levitan et al. (1994, 1995, 1996) die Kara-See in zwei große Sedimentationsprovinzen: die westliche Kara-See und den Einflußbereich der Flüsse Ob und Jenissej. Beide Provinzen werden generell von einer sehr ähnlichen Zusammensetzung der "Leichten Fraktion", also der bei der Schwermineralanalyse zurückgebliebenen hellen Minerale, bestimmt. Dabei dominieren "acid plagioclase", Kalifeldspat (vorwiegend Orthoklas) und Quarz (Levitan et al. 1996). Nach Correns (1968) sind saure Gesteine solche mit einem Überschuß an SiO_2 , z.B. Granite, Granodiorite, Rhyolithe, Dazite und Quarzporphyre. Plagioklase in diesen Gesteinen sind normalerweise Albit-reich.

Die beiden Provinzen unterscheiden sich vor allem durch das Quarz/ Feldspat-Verhältnis. In der westlichen Kara-See überwiegt Quarz gegenüber den Feldspäten, während die Ob/ Jenissej-Region niedrige Qz/Fsp-Verhältnisse auszeichnen. Levitan et al. (1996) schreiben dies einem erhöhten Eintrag von Plagioklasen aus dem Ob und Jenissej zu. Sie geben den Hinweis, daß die Feldspatminerale im Allgemeinen und die Plagioklase im Besonderen einen Brechungsindex unter 1,54 besitzen. Nach einer Korrelationskurve von Smith & Brown (1988) entsprechen Brechungsindizes unter 1,54 einem Anorthitgehalt kleiner 70 %. Das würde die Plagioklasvarietäten Bywtonit und Anorthit ausschließen. Labradorit, Andesin, Oligoklas und Albit wären die möglichen Plagioklasminerale. Vergleicht man die Erkenntnisse Levitans et al. (1994, 1995a,b, 1996) mit den Ergebnissen aus der QUAX-Analyse (Kap. 4) fallen die Parallelen betreff der Feldspatmineralvergesellschaftungen auf. Albit und Labradorit in der Plagioklasgruppe und Orthoklas in der Kalifeldspatgruppe wurden in beiden Untersuchungen als die dominanten Feldspatvarietäten erkannt.

Feldspäte in der Laptew-See

Silverberg (1972) fast aufgrund einer Literaturrecherche zusammen (vgl. Andrew & Kravitz 1974; Holmes & Creager 1974; Naugler et al. 1974), daß die Feldspäte in der Laptew- und Ostsibirischen See einen Gehalt zwischen 18 und 69 % des Gesamtsediments erreichen können und die höchsten Werte nahe den Flußmündungen und entlang der Küste erkannt werden. Er berichtet von einer Dominanz an Plagioklasen in der Laptew-See, während die Ostsibirische See erhöhte Kalifeldspatgehalte aufweisen soll.

Auch Stein & Korolev (1994) zeigen basierend auf der Mikroskopiearbeit von Lapina (1965) erhöhte Feldspatgehalte (über 50 %) im Einflußbereich der Lena und

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

vor den Neusibirischen Inseln und deuten Ost-West-Unterschiede innerhalb der Laptew-See an, die sich auch in dieser Arbeit gezeigt haben (Kap. 4 - 6). Neuere Untersuchungen von Mosler et al. (1996) ergeben für Gesamtsedimentproben des inneren Laptew-See-Schelfs mittlere Feldspatgehalte von größer 30 % mit einer Dominanz von Plagioklas (ca. 30 zu 3 % Kalifeldspat). Die Feldspäte und insbesondere die Kalifeldspäte verteilen sich dabei vor allem auf die Grobsilt- und Sandfraktion (ca. 30 % Plagioklas und 10 % Kalifeldspat; Mosler et al. 1996).

Feldspat- und Quarzgehalte als Liefergebietscharakteristika

Anhand der erwähnten Untersuchungen wird deutlich, daß das Qz/Fsp-Verhältnis ein wichtiger Parameter für die Unterscheidung von Liefergebieten sein kann. Wird das Qz/Fsp-Verhältnis dazu noch mit dem Kfs/Plg-Verhältnis verglichen, so kann eine Charakterisierung der Beziehungen zwischen Quarz und den Feldspatgruppen erreicht werden.

Die in Abbildung 97 gegeneinander geplotteten Verhältnisse haben eine hohe Schwankungsbreite. Es fällt auf, daß viele Proben, vor allem aber diejenigen aus der Laptew-See, in ein enges Feld fallen (Kreis in Abb. 97a). Einige Extremwerte beschreiben jedoch bestimmte Herkunftsgebiete. Till-Proben und Oberflächensedimente mit hohen Qz/Fsp- und Kfs/Plg-Verhältnissen stammen aus derjenigen Region des Kanadischen Arktischen Archipels, in der die klastischen Sedimente des Sverdrup-Beckens ausbeißern (Abb. 97a; vgl. Kap. 4). Die Grobfraktion $>63 \mu\text{m}$ von Schelfsedimenten in dieser Region enthält einen hohen Anteil von Quarz ($\emptyset 45,2$ Korn%; Hein et al. 1990). Zusammen mit einer niedrigen Anzahl von Plagioklas-körnern ($\emptyset 4,3$ Korn%; Hein et al. 1990) und einem hohen Anteil von Kalifeldspäten (zumeist Orthoklas/ Perthit: $\emptyset 12,1$ Korn%; Hein et al. 1990) ergeben sich hohe Qz/Fsp- und Kfs/Plg-Verhältnisse (2,75 bzw 2,81). In der Nähe dieser Proben plottet zusätzlich eine Oberflächenprobe aus der Laptew-See (Abb. 97a). Sie stammt aus der Region vor Sewernaja Semlja (Abb. 2, 38, 39), aus der auch die andere, extreme Probe der Laptew-See stammt.

Ein Großteil der Proben aus der Kara-See zeigt niedrige Kfs/Plg-Verhältnisse bei hohen Qz/Fsp-Verhältnissen und bildet somit ein eigenes Feld im Qz/Fsp-Kfs/Plg-Diagramm (Abb. 97). In dieses Feld fallen außerdem die Proben aus dem Amerasischen Becken und dem Kanadischen Arktischen Archipel. Hohe Qz/Fsp-Verhältnisse über ca. 0,6 kombiniert mit niedrigen Kfs/Plg-Verhältnissen schließen also im untersuchten Probensatz ein Liefergebiet Laptew-See aus. Für den Probensatz Winter (Kara-See, Kanadisches Arktisches Archipel und Amerasisches Becken) muß beachtet werden, daß einige Proben nicht mehr aus der Gesamtprobe bestanden (vgl. Tab. A1). Die drei Proben, die aus der Region des Sverdrup-Beckens stammen, waren nur teilweise als Gesamtprobe verfügbar. Trotzdem zeigen sie dasselbe Signal sehr hoher Kfs/Plg-Verhältnisse (Abb. 97a).

Trägt man die Oberflächenproben aus dem Eurasischen Becken ebenfalls in einen Qz/Fsp-Kfs/Plg-Graphen ein (Abb. 97b), so liegen nahezu alle Punkte in demjenigen Feld, das für die Proben aus der Laptew-See und vom Barents-See-Hang typisch ist (Kreise in Abb. 97). Daraus könnte man schließen, daß weder Kara-See noch das Kanadische Arktische Archipel derzeit einen großen Anteil am Sedimenteintrag in das Eurasische Becken haben, wofür auch die von QUAX ermittelten Feldspatvarietäten sprechen (Tab. A2, A4, A5; A8, A9; Kap. 5)

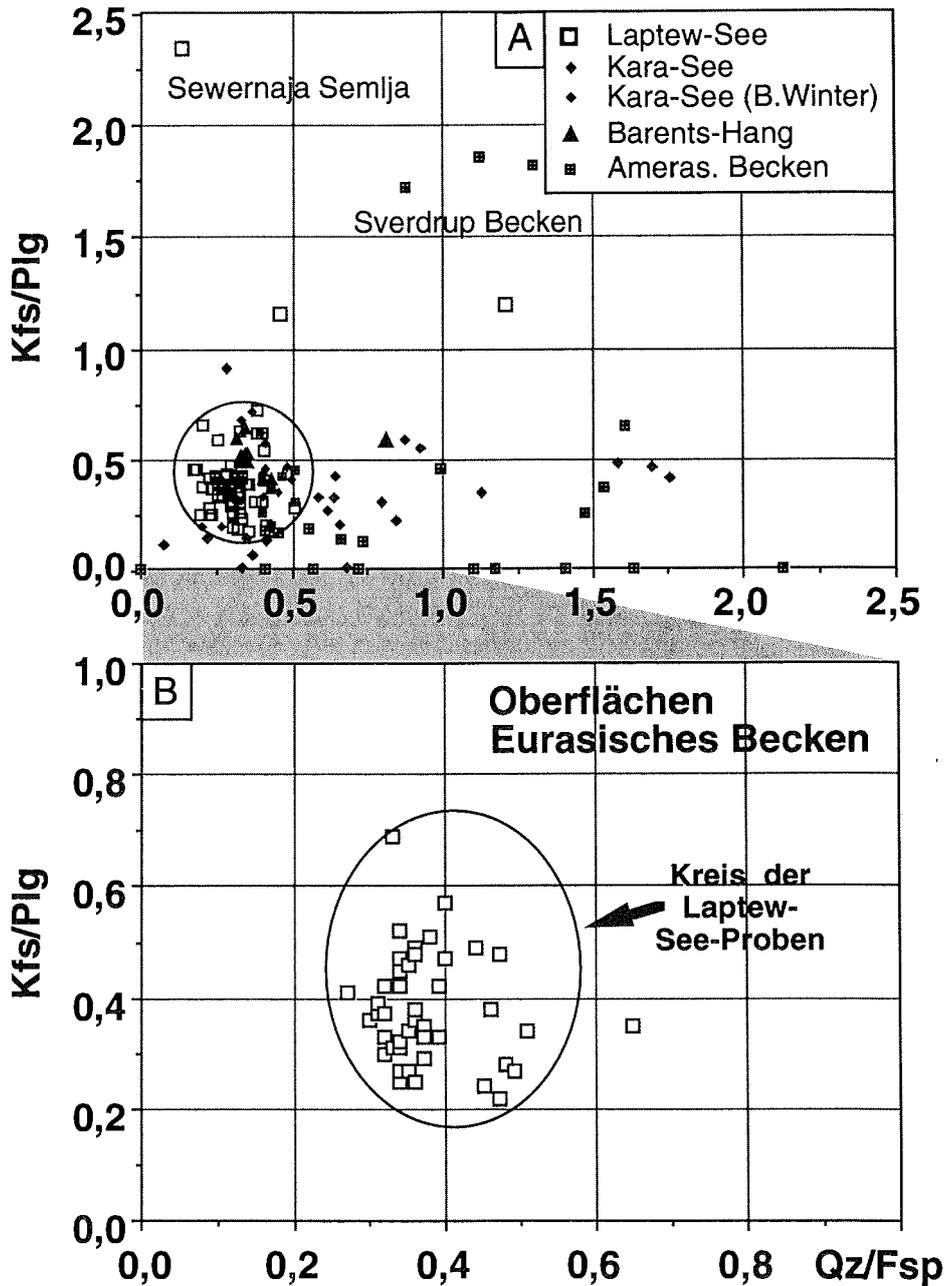


Abb. 97: Quarz/Feldspat- (Qz/Fsp) und Kalifeldspat/Plagioklas- (Kfs/Plg) Verhältnisse der (A) untersuchten Oberflächen- und Tillsedimente aus möglichen Liefergebieten für das Eurasisches Becken (der Probensatz von Dr. Bryce Winter, Universität Wisconsin-Madison besitzt unterschiedliche Korngrößen; vgl. Tab. A1, A2); (B) Oberflächensedimente des Eurasisches Beckens.

Feldspatminerale und Korngrößenfraktionen

Die Ergebnisse dieser Untersuchung haben gezeigt, daß die verschiedenen Korngrößenklassen einer Probe Träger unterschiedlicher Signale für Quarz und Feldspat sein können (Kap. 4 - 6). Diese unterschiedlichen Signale bergen die Möglichkeit, zwischen der Herkunft von grobem, eisbergtransportierten Material und von feinkörnigerem, Meereis-, gravitativ oder Strömungs-transportierten Material zu unterscheiden. Die Verwitterung fördert besonders stark die Zerstörung von Kalifeldspäten. Die Tonfraktion enthält deswegen kaum Kalifeldspat (1-2 %; vgl. Mosler et al. 1996). Feinkörnige Sedimente, wie sie am Laptew-See-Schelfhang und in den Becken dominieren, besitzen aus diesem Grund ein niedriges Kfs/Plg-Verhältnis (z.B. Oberflächenproben der inneren Laptew-See: 0,08 und 0,25; persl. Mittlg. Mosler, 1996).

Zeigt die mögliche Herkunftsregion eines Sediments bereits eine Vorsortierung zu feinerem Material hin wie z.B. die Laptew- und Kara-See-Schelfe, so kann ein niedriges Kfs/Plg-Verhältnis erwartet werden. Stark erhöhte Kfs/Plg-Verhältnisse sind dagegen eher Ausgangsregionen mit einer ursprünglichen (gröberen) Gesteinszusammensetzung zuzurechnen (z.B. aus Fjordwänden; siehe Abb. 97: hohe Kfs/Plg-Verhältnisse aus Till-Proben im Kanadischen Arktischen Archipel). Da hohe Quarzgehalte in den Sedimenten des Arktischen Ozeans zumeist direkt mit einem hohen Sandgehalt zusammenhängen, können die Qz/Fsp-Verhältnisse dieser Proben nur durch ebenfalls erhöhte Feldspatgehalte verringert werden. Die Kombination von Quarzgehalt und Qz/Fsp-Verhältnis ermöglicht also nicht nur eine Aussage über die Korngröße, sondern auch über die Herkunft des grobkörnigen Materials. Stehen die Daten für die feineren Fraktionen Silt und Ton ebenfalls zur Verfügung, kann direkt festgestellt werden, welche Fraktionen für den Ausgleich im Qz/Fsp-Verhältnis sorgen. Dies birgt weitere Möglichkeiten, auf die Liefergebiete der verschiedenen Sedimentfraktionen zu schließen.

Feldspäte in der Siltfraktion

Es wurde bisher nur wenige Male probiert, die Siltfraktionsmineralogie einer sibirischen Schelfregion röntgenographisch zu bestimmen (Laptew- und Ostsibirische See; Silverberg 1972). Aufgrund verschiedenster Schwierigkeiten betreffs der Probenpräparation, Meßmethodik und Auswertung gibt Silverberg (1972) keine exakten Angaben über die Zusammensetzung der feinen (<10 µm) und groben (10 - 63 µm) Siltfraktion. Hauptbestandteil beider Fraktionen sind Quarz und Feldspat, weiterhin erkannt wurden Illit (Gruppe der 10 Å-Minerale) und Chlorit. Der feine Silt soll zwischen 30 und 40 % Quarz und die gröberen Fraktion zwischen 40 und 50 % Quarz enthalten. Für die Feldspäte wird ein Gehalt von 15 bis 25 % der Quarzwerte, also zwischen ca. 5 und 13 % der Siltfraktion, angenommen. Die berechneten Quarzgehalte lagen um ein Drittel niedriger als Schätzungen aufgrund mikroskopische Untersuchungen, was wahrscheinlich mit der hohen Anzahl einzelner Quarzkörner erklärt werden kann. Die von Silverberg (1972) angegebenen Quarzgehalte der Siltfraktion liegen im Rahmen der in dieser Arbeit festgestellten. Die Feldspatgehalte sind jedoch deutlich niedriger als in dieser Arbeit (vgl. Abb. 60, 61, 79, 91). Dethleff (1995a) mikroskopierte die Siltfraktion von Meereis und Schelfbodensedimenten der Laptew-See und erkannte einen kombinierten Quarz/ Feldspatgehalt von 30 bis >90 % (Ø ca. 88 %). Über den sehr guten Rundungsgrad konnte er Meereis- und Schelfbodensedimente von äolisch eingetragenen Komponenten unterscheiden.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Mosler et al. (1996) berichten über die Quarz- und Feldspatgehalte der feinen, mittleren und groben Siltfraktionen aus Oberflächensedimenten der inneren Laptev-See. Dabei steigt der Quarzgehalt von 25 % in der Feinsiltfraktion bis 36 % in der Grobsiltfraktion an. Der Plagioklasgehalt steigt von ca. 25 auf über 35 % in der Grobsiltfraktion an, was höher als in der Sandfraktion der untersuchten Proben war. Ein hoher Gehalt von Plagioklasen in der Siltfraktion wurde auch in den Sedimenten des Eurasischen Beckens festgestellt (Kap. 5 und 6). Die Kalifeldspatgehalte steigen von 2-3 % in der Feinsiltfraktion auf 7 % in Grobsiltfraktion und über 10 % in der Sandfraktion an (Mosler et al. 1996) und sind den in dieser Untersuchung gefundenen Werten sehr ähnlich (vgl. Kap. 5 und 6). Unterschiede zu Silverberg (1972) dürften sich vor allem aus einer unterschiedlichen Meßmethodik und anderen Reinstmineralstandards ergeben.

Die in dieser Arbeit dargestellten Ergebnisse zeigen erste Anhaltspunkte im Bezug auf die Feldspatmineralogie der feineren Fraktionen Silt und Ton. Während stark erhöhte Plagioklasgehalte in Sedimenten des Eurasischen Beckens einen Hinweis auf den Eintrag von größeren Siltkorngrößen aus der Laptev-See geben können und damit auf einen erhöhten Anteil von Meereis-transportiertem Material deuten (siehe Dethleff 1995b), könnten hohe Kalifeldspatgehalte ein Abbild von grobkörnigem Eisberg-transportiertem Material sein. Daher erscheinen zukünftige Arbeiten in der für die QUAX-Auswertung optimalen Siltfraktion als ein Hauptbestandteil von Meereissedimenten vielversprechend.

Die Karbonatminerale

In den Weltozeanen werden hohe Karbonatgehalte meistens durch einen hohen Anteil biogener Komponenten erklärt (z.B. "Globigerinenschlamm"). Die kalkigen Tiefseesedimente besitzen einen mittleren Gehalt an Kalzit/ Aragonit von über 50 % gegenüber einem sehr geringen Anteil an Dolomit (Chester 1990). Der Aragonit wird im Sediment in kurzer Zeit zu Kalzit umgewandelt. Daher gehen die meisten Bearbeiter bei der Bestimmung von organischem und anorganischen Kohlenstoff in marinen Sedimenten davon aus, daß der anorganische Anteil weitestgehend dem Mineral Kalzit zuzurechnen ist (Kap. 2.5, 4; z.B. Chester 1990; Tucker & Wright 1990; Stein 1991a).

Ganz sicher gilt dies auch im südlichen Teil des Arbeitsgebietes, jedoch nicht für das nordwestliche Eurasische Becken, insbesondere die Morris-Jesup-Schwelle (Kap. 4, 5). Hier wurden die höchsten Gehalte an Karbonat im Untersuchungsgebiet gemessen (Kap. 4 - 6). Es setzt sich aus Dolomit, Mg-reichem Kalzit, Mg-armem Kalzit und auch Siderit zusammen. Erhöhte Anteile von Dolomit in Sedimenten des Amerasischen Beckens können mit dem Eintrag von Eisberg-transportiertem Material in Verbindung gebracht werden, dessen Herkunft auf das südwestliche Kanadische Arktische Archipel eingegrenzt wird (Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989; Bischof et al. 1996).

Auch die erhöhten Dolomitgehalte im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes können so gedeutet werden (Abb. 57; Kap. 4). Dalrymple & Maass (1987) finden in Kernen vom Alpha-Rücken einen erhöhten Karbonatgehalt in der Tonfraktion (Kalzit bis zu 20 %, Dolomit bis zu 10 %) zusammen mit grobkörnigem, karbonatreichen IRD. Darby et al. (1989) erläutern, daß ein Großteil des in Sedimenten des Amerasischen Beckens gespeicherten Karbonats zwar zusammen mit erhöhten Grobfraktionsgehalten auftritt, jedoch weitestgehend in den Feinfraktionen Silt und Ton gespeichert ist.

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Gehalte von Mg-reichem Kalzit werden bisher nur von Darby et al. (1989) erwähnt (0 - 6,5 % in zwei Sedimentkernen vom Northwind-Rücken). Die Mg-reichen Kalzite treten alternativ zu den Kalzit- und Dolomit-reichen Kernabschnitten in Sedimenten unterhalb des mittleren Brunhes-Chrons auf. Walker et al. (1995, persl. Mittlg. 1995) stellen in den Karbonat-reichen Horizonten im Amerasischen Becken ein fröhdiagenetisches Präzipitat fest, das als feinkörniger, isotopisch schwerer und Mg-reicher Kalzit beschrieben wird. Dieser Kalzit ist jedoch kein Hauptbestandteil der Karbonatsuite. In den Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle ist der Mg-reiche Kalzit dagegen ein Hauptträger des Karbonatsignals. Er tritt zusammen mit den höchsten Gehalten an Karbonat, Grobfraktion und gezählem IRD auf (Abb. 50, 88 - 91). Dieses spezielle Karbonat gibt also eine zusätzliche Information über die Zusammensetzung des IRDs. In der Grobfraktion eines Kerns vom Alpha-Rücken konnte in einem Kernabschnitt etwas Mg-reicher Kalzit zusammen mit den höchsten Gehalten an Dolomit festgestellt werden (Abb. 95). Ein wesentlich weiter westlich gelegener Kern zeigte verstärkt diesen Trend in mehreren Kernabschnitten (FL21 nördlich des Northwind-Rückens; siehe Abb. 2; Tab. A3).

Da die Sedimente der Sibirischen Schelfregionen wie der Beaufort-See niedrige Karbonatgehalte zeigen (vgl. Tab AL; Silverberg 1972; Naugler et al. 1974; Reed & Sater 1974; Naidu et al. 1975; Naidu & Mowatt 1983; Stein 1996), kann die Herkunft karbonatischer Minerale im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes auf die genannten Regionen eingegrenzt werden. Werden diese Karbonatminerale im Sedimentkern erkannt, gehören sie zu den eindeutigsten Möglichkeiten, Transportweg und Sedimentherkunft zu bestimmen.

Im Süden ist die Nutzung der Karbonatminerale als Liefergebietsanzeiger etwas komplizierter. Unter dem Einfluß des Westspitzbergenstroms und in Eisrandlagen wird eine höhere Primärproduktion in der Wassersäule gefunden (z.B. Berner 1991). Dies fördert die Entwicklung der Nahrungskette und damit auch die Anzahl planktischen und benthischen Kalkschaler (Gard & Backman 1990; Nowaczyk & Baumann 1992; Gard 1993; Hebbeln & Berner 1993; Cronin et al. 1994; Hebbeln et al. 1994; Nowaczyk et al. 1994; Wollenburg 1995). Der Kalzitgehalt kann also weitestgehend als biogen eingestuft werden.

Leicht erhöhte Gehalte an detritischem Dolomit werden in der Nähe von Svalbard erkannt (Abb. 57). Diese gehen teilweise einher mit Sideritvorkommen. Bjørlykke et al. (1978) und Elverhoi et al. (1989) finden Siderit in Oberflächensedimenten der nordwestlichen Barents-See und ordnen diesem Material eine detritische Herkunft zu. Siderit kann mit jurassischen Siderit-reichen Gesteinen in Verbindung gebracht werden, die auf Spitzbergen anstehen (Kap. 4). Der Dolomit kann auf die karbono-permischen Karbonate von Nordaustlandet und Spitzbergen zurückgeführt werden (Kap. 4).

Gurevich (1995) stellt für dieselbe Region eine Dominanz der Fe-Karbonate Siderit und Ankerit innerhalb der Gruppe der authigenen Fe-Mn-Minerale fest. Nach Gurevich (1995) sind die Fe-Mn-Minerale der Hauptbestandteil der authigenen Minerale in Oberflächensedimenten der gesamten Barents-See, die zwischen 0,5 und 40 Gew.% (Ø 8 %) des Sediments ausmachen können. Die Verteilungskarte von Gurevich (1995) läßt die Zone der Fe-Karbonat-reichen Assoziation ungefähr an der Schelfkante enden und nimmt für den Hang und das Nansen-Becken eine Fe-Sulfid-reiche Assoziation an. Die Abhandlung von Gurevich (1995) bietet weder Informationen über die Probendichte einzelner Regionen noch über einzelne

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Werte. Authigener Siderit wird am westlichen Yermak Plateau erst in Sedimenttiefen von über 70 m festgestellt (Myhre et al. 1995; Chow et al. 1996). Das Auftreten von Siderit zusammen mit Dolomit in Sedimenten vom Hang und Hangfuß zum Nansen-Becken deutet auch unter Berücksichtigung der Erkenntnisse von Gurevich (1995) auf umgelagerte Karbonate von Svalbard und der nordwestlichen Barents-See in das Nansen-Becken hin (vgl. Kap. 4 - 6).

Karbonatminerale und Korngrößenverteilung

Ein entscheidendes Argument im Bezug auf die Herkunft des Sediments kann das Vorkommen von Dolomit und Kalzit in den feineren Fraktionen, besonders in der Tonfraktion sein. Dalrymple & Maass (1987) schliessen für den Alpha-Rücken einen Anteil von biogenem Kalzit in der Tonfraktion aus, weil dieser vor allem von Coccolithenbruchstücken stammt und im Amerasischen Becken sehr geringe Mengen an Coccolithen beobachtet wurden. Der Kalzit in der Tonfraktion wird also einer detritischen Herkunft zugeschrieben. Für Dalrymple & Maass (1987) gehört Kalzit damit vor allem zu den durch Gletscher aufgearbeiteten und kleingemahlene Materialien ("Gletschermilch"). Krawitz (1982) hat das feinstgemahlene Material aus den benachbarten Gletschern von Ellesmere Island und NW-Grönland bis ins Oberflächensediment des Kane-Beckens, einem Teil der Nares-Straße zwischen Grönland und Ellesmere Island, verfolgt und untersucht. Einen beträchtlichen Teil dieses Feinstmaterials (<1 µm; 7 - 28 % der Tonfraktion) können Karbonatminerale stellen (0 - 90 %). Dabei wirkt Ellesmere Island als Lieferant für die Karbonate (vgl. Kap. 4).

Im Einflußbereich des Westspitzbergenstroms nördlich Spitzbergens sind jedoch gerade zu Warmzeiten häufig Coccolithen vorhanden (z.B. Gard & Backman 1990; Nowaczyk et al. 1994). Damit ist eine Entkoppelung von Kalzit- und Dolomitsignalen in der Tonfraktion zu erwarten. Andererseits gehen Elverhoi et al. (1989) für die nordwestliche Barents-See davon aus, daß Karbonate in der Tonfraktion eine "nicht-biogene" Herkunft besitzen.

Karbonaterhaltung und Bodenwasserzusammensetzung

Pagels (1991) beschäftigt sich mit dem Karbonatgehalt der Sedimente im Eurasischen Becken und geht von einer guten Erhaltung von Karbonatschalen bis in die tiefen Becken aus. Anhand von Lösungserscheinungen kann er Zeiten einer höheren Tiefenwasseraggressivität für Foraminiferenschalen ermitteln. Kalzitschalen gehören zu den leicht angreifbaren Karbonatträgern. Detritisches Karbonat und vor allem Dolomit sind wesentlich schwerer löslich. Dieser Unterschied ermöglicht es, Änderungen in der Zusammensetzung des Bodenwassers aus dem Erhaltungsgrad von Karbonatmineralen abzulesen.

Auf den zirkumarktischen Schelfen ist der Anteil von Karbonat, speziell Kalzit äußerst niedrig (Lesitzin 1971; Steinsund & Hald 1994). Steinsund & Hald (1994) erklären dies durch eine reduzierte Erhaltung von Karbonatschalen. Der Kalzit wird durch einen erhöhten Anteil von CO₂ im Bodenwasser in Lösung gebracht. Der CO₂-Gehalt erhöht sich durch eine komplexe Abfolge von Prozessen, die mit einer Anreicherung von CO₂ während und nach der Algenblüte im Sommer durch die Aufarbeitung organischen Materials im Oberflächenwasser beginnt. Das CO₂-reiche Wasser wird durch die sich bildenden Neueisdecke von einem Austausch mit der Atmosphäre abgeschnitten. Die Neueisbildung hinterläßt salzreiche Restwässer, die aufgrund ihrer Dichte auf den Schelfboden absinken und entlang von

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Schelfhängen und Trögen in die benachbarten Becken fließen (vgl. Kap. 1.3). Diese "Salzlaugen" bringen CO₂- und Sauerstoff-angereichertes Wasser auf den Schelfboden. Der hohe Sauerstoffgehalt kann zu einem verstärktem Aufoxidieren von im Sediment deponiertem, organischen Material führen. Weiteres CO₂ wird dem Bodenwasser zugeführt, der Grenzwert der Kalzitlöslichkeit überschritten. Die Karbonatschalen werden in der Reihenfolge planktische und danach benthische Kalkschaler angegriffen. Das Sediment führt wenig Kalzit, gleichzeitig kann sich der Anteil an agglutinierenden Foraminiferen jedoch erhöhen. Die Produktivität ist also nicht reduziert in der entsprechenden Region, die Nahrungskreislauf ist sogar eher beschleunigt. Dieser Prozeß kann heute verstärkt unter nur saisonal eisbedeckten Gebieten, den höchstproduktiven Regionen der Barents-See, beobachtet werden (Steinsund & Hald 1994).

Somit könnte das Fehlen von Kalzit im Sediment auch einen Hinweis auf die Nähe der Kernposition zu Eisrandlagen und hochproduktiven Regionen geben. Niedrige Kalzitgehalte können jedoch auch durch einen hohen Eintrag nicht biogener, siliziklastischer Komponenten erreicht werden. Die Sedimentationsrate muß dafür allerdings größer als einige Zentimeter pro 1000 Jahre sein (Steinsund & Hald 1994).

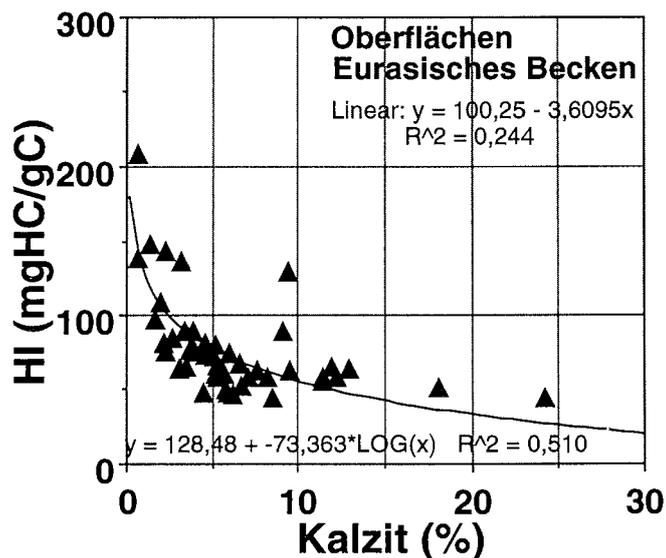


Abb. 98: Kalzitgehalte und HI-Werte der Oberflächensedimente aus dem westlichen Eurasischen Becken (HI-Werte aus: Stein et al. 1994b).

In Oberflächenproben des Eurasischen Beckens korrelieren die höchsten Kalzitgehalte mit den niedrigsten HI-Indizes und umgekehrt (Abb. 98). Nur zwei Proben (PS2210, PS2212), die im Einflußbereich des Westspitzbergenstroms nördlich des Yermak Plateaus liegen, stehen mit mittleren Kalzit- und HI-Werten heraus. Der HI-Index ist ein Indikator für den erhöhten Eintrag und Erhalt (neu gebildeter) mariner, organischer Substanz (Kap. 2.5.4). Gerade marines organisches Material ist besonders leicht aufbrechbar. Das dabei freigesetzte CO₂ würde zu einer verstärkten Karbonatlöslichkeit in der Wassersäule führen (z.B. Stein 1991a). Hohe Kalzitgehalte sind im Eurasischen Becken also nicht an erhöhte Oberflächenwasserproduktion gebunden. Für den nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes könnte dieses

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Bild auf den erhöhten Anteil detritischen Kalzits zurückgeführt werden. Im südlichen Teil des Arbeitsgebietes bestehen zwei Möglichkeiten: die Verdünnung des Kalzitgehaltes unter hohen Sedimentationraten vorwiegend siliziklastischer Komponenten (vgl. ODP-Bohrungen 910, 911 am SW Yermak Plateau; Myhre et al. 1995; Positionen der Oberflächenproben PS2213, PS2214 und PS2215, Abb. 1) oder Lösung des Kalzits nach dem von Steinsund & Hald (1994) beschriebenen Weg.

Es erscheint also als schwierig, aus einem hohen Anteil an Kalzit auf erhöhte Oberflächenwasserproduktivität zu schließen, wie es für nicht von Eis bedeckte, küstenferne Meeresgebiete durchaus möglich ist. Zusätzliche Informationen über das entsprechende Sediment sind notwendig (z.B. Faunen, organische Geochemie).

Die letzten Abschnitte zeigen: das **Karbonatmineralbudget in allen Fraktionen** ist ein **entscheidender Schlüssel** zur Dechiffrierung des in den Sedimenten des Eurasischen Beckens aufgezeichneten Paläoumweltarchivs.

Die Phyllosilikate

Über die Verteilung der Phyllosilikate im Bezug auf die Gesamtfraktion lagen bisher keine Informationen für die Sedimente des zentralen Arktischen Ozeans vor. Für den inneren Laptew-Schelf haben Mosler et al. (1996) einige Werte veröffentlicht (\emptyset : 27 % Illit und Glimmer, 12 % Montmorillonit, ca. 2 % Kaolinit und 2 % Chlorit). Der Hauptanteil der Phyllosilikate kann der Tonfraktion zugeschrieben werden (vgl. Kap. 4 - 6). Es kann für das Eurasische Becken und die angrenzenden Schelfgebiete festgestellt werden, daß die in der Grobfraktion möglicherweise in Gesteinsbruchstücken von Silt- und Tonsteinen oder Phylliten vorhandenen Phyllosilikatminerale gegenüber der Tonfraktion keinen bedeutenden Einfluß auf die Gesamtmineralogie besitzen. Dies gilt auch für die in der Grobfraktion von marin-glazialen Sedimenten. In den letzten Jahren wurden verstärkt sogenannte "mud clasts/ mud-dropstones/ sediment pellets" als von Meereis und Eisbergen sedimentierte, verklumpte und verfestigte Sedimenthaufen beschrieben (Goldschmidt et al. 1992; Goldschmidt 1994 und Zitate darin). Lagen mit erhöhtem Anteil an "mudclast" wurden auch im Eurasischen Becken erkannt (Thiede 1988; Fütterer 1992, 1994; Kassens & Thiede 1994).

Da die Mineralogie dieser Sedimentklumpen weder in der Norwegen-Grönland-See noch im Arktischen Ozean bisher bestimmt wurde, kann keine weitere Aussage über ihren Einfluß auf die Gesamtmineralogie gemacht werden. Es ist jedoch davon auszugehen, daß nur in Sedimenten mit hohem Grobfraktionsanteil ($> 63 \mu\text{m}$) die Phyllosilikatmineralogie der Grobfraktion die Gesamtmineralogie weitergehend beeinflussen kann. Auch die Analyse der Grobfraktion dreier Kerne aus dem Amerasischen Becken und von Moränenmaterial des Kanadischen Arktischen Archipels (Abb. 32, 95; Tab. A2, A3) weisen auf den geringen Anteil von Phyllosilikaten in der Grobfraktion hin. In der Sandfraktion von Oberflächenproben der inneren Laptew-See finden Mosler et al. (1996) einen Phyllosilikatgehalt von ca. 10 %.

Der Vergleich der Mittelwerte einzelner Mineralgruppen in den verschiedenen Lieferregionen weißt die Laptew-See als Region mit erhöhten Glimmergehalten aus (Tab. A12). Außerdem werden in der Gesamtfraktion hohe Illitgehalte für die östliche Laptew-See registriert (Kap. 4.2). Rossak (1995) geht davon aus, daß die erhöhten Anteile von Illit und Chlorit in der Tonfraktion von Oberflächensedimente der östlichen Laptew-See auf den Eintrag von Material aus den paläozoischen Tonschiefern der Werjochansker Faltenzone über Lena, Jana und Olenek in die Lap-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

tew-See zurückzuführen sind (vgl. Kap. 4.2). Erhöhte Montmorillonitgehalte werden für die Kara-See und die westliche Laptew-See gefunden (Tab. A3, A4, A12). Diese korrelieren mit erhöhten Smektitgehalten in der Tonfraktion, d.h. die in der Gesamtfraktion gemessenen Montmorillonitgehalte stehen in direkter Verbindung mit den Smektitgehalten der Tonfraktion. Im nächsten Kapitel 7.2 wird die Wichtigkeit dieses Ergebnisses deutlich werden.

Obwohl die Phyllosilikatmineralogie der Lieferregionen oder bestimmter Liefergesteine nicht bekannt ist, sie teilweise jedoch aus den Gesteinsbeschreibungen abgeleitet werden kann (Kap. 4), liefert sie im Rahmen dieser Arbeit Hinweise auf Ausgangsgesteine bestimmter Gebiete. Sie kann jedoch nicht als einer der wichtigen Faktoren zur Bestimmung von Transportwegen und Sedimentationsprozessen dienen. Die leichte Unterbewertung gegenüber Feldspäten bei der Bestimmung der Phyllosilikate mit QUAX und der begrenzte Standarddatenfile lassen keine weitergehenden, qualitativen Aussagen zu. Die Quantifizierung der Phyllosilikate mit QUAX kann beim derzeitigen Stand der Untersuchung die spezielle Tonmineralogie noch nicht ersetzen. Diese Arbeit zeigt jedoch, daß für schnelle und auf die Analyse vieler Proben und Kerne angelegte Untersuchungen von klastischen Sedimenten die Gesamtmineralanalyse eine ausreichende Annäherung an die Tonmineralzusammensetzung erbringen kann. Zusätzlich können weitere Aussagen über die Verhältnisse in der Glimmer- und Illitmineralgruppe gemacht werden.

Gehalte an Phyllosilikaten in der Siltfraktion

Unterschiedliche Gehalte an Phyllosilikaten in der Siltfraktion können möglicherweise auf eine sich ändernde Herkunft des Silts deuten. Da die Siltfraktion als eine der wichtigsten Bestandteile der Meereissedimente gilt (vgl. Kap. 1.4 und 5), besteht hier eine Möglichkeit, auf unterschiedliche Regionen der Meereisneubildung zu schließen. Es fehlen jedoch detaillierte Untersuchungen an der Siltfraktion der Meereissedimente und der Ausgangsregionen wie z.B. der Laptew-See. Bei Laboruntersuchungen stellten Kempema et al. (1993) keine Selektionsprozesse zwischen dem neugebildeten "frazil ice" und einzelnen Mineralen fest (vgl. Kap. 1.4). Reimnitz et al. (in Vorb.) geben allerdings zu bedenken, daß auch eine selektive Anlagerung der juvenilen Eiskristalle an Minerale einer bestimmten Kristallklasse möglich ist (Benedicks & Sederholm 1943; Michel 1972). Eis kristallisiert in der hexagonalen Kristallklasse, der außer Apatit nur wenige weitverbreitete Minerale angehören (z.B. Beryll, Graphit, Nephelin und verschiedenen Erze). In der der hexagonalen Klasse verwandten trigonalen Kristallklasse kristallisieren weitverbreitete Minerale wie Quarz, Kalzit und andere trigonale Karbonate (Matthes 1987).

Der hohe Quarzgehalt im Meereis wurde schon mehrfach erwähnt. Da jedoch auch die Ausgangsmaterialien für das im Meereis eingebundene Sediment bereits an Quarz angereichert sind (Kap. 4, 7.1), ist dies kein Hinweis auf eine selektive Auswahl von bestimmten Mineralen während der Meereis-Neubildung. Es kann also von der Übernahme der Ausgangsvergesellschaftung des Liefergebietes ins Meereis ausgegangen werden. Damit sollte die Zusammensetzung der Silt- und Tonfraktion in Sedimentationsräumen, die von der Beckensedimentation geschützt sind, einen Hinweis auf das Herkunftsgebiet enthalten. Es wird dabei davon ausgegangen, daß das Meereis der Hauptlieferant dieser Fraktionen ist (z.B. Clark & Hanson 1983; Letzig 1995). Mosler et al. (1996) berichten von einem vergleichsweise hohen Glimmer/ Illit-Verhältnis in der Siltfraktion von Oberflächensedimenten der inneren Laptew-See. Auch Chlorit kommt verstärkt vor (vgl. Kap. 5).

Die Tonmineralgruppe Smektit

Während der letzten Jahre konnte aufgezeigt werden, daß Smektit einen großen Nutzen als Liefergebietsanzeiger im Arktischen Ozean haben kann (z.B. Letzig 1995). Schon frühe Untersuchungen von Laptew-See-Sedimenten berichteten von erhöhten Smektitgehalten in Oberflächensedimenten der westlichen Laptew-See (Silverberg 1972). Neue Analysen an Oberflächensedimenten dieses Schelfmeeres bestätigen die Ergebnisse (Abb. 40; Rossak 1995; Wahsner 1995; Mosler et al. 1996). Mit der Erforschung von Meereissedimenten der Laptew-See und der Transpolar Drift wurde deutlich, daß die erhöhten Smektitgehalte an die Meereissedimente weitergegeben werden, und daß eine regionale Dreigliederung der Meereissedimente in der Transpolar Drift anhand des Smektitgehaltes möglich ist (Dethleff et al. 1993; Wollenburg 1993; Nürnberg et al. 1994; Dethleff 1995a). Auf diese Weise können ein südlicher, sibirischer Zweig der Transpolar Drift mit sehr hohen Smektitgehalten, ein zentraler Zweig mit mittleren Smektitgehalten und ein nördlicher, polarer Zweig mit geringeren Smektitgehalten getrennt werden (Abb. 96). Diese Unterscheidung kann auch auf der Basis der beobachteten Oberflächenströmungen gemacht werden (Kap. 1.3; z.B. Colony & Thorndike 1985; Pfirman et al. 1989; Rigor 1992; Pfirman et al. eingereicht). Aus letzterer Untersuchung wurde deutlich, daß auch die Kara-See einen Teil des Meereises liefert. Der Einschluß von Sediment ins Meereis ist auf flache Schelfgebiete begrenzt (Kap. 1.4). Weite Bereiche der Kara-See müssen aus diesem Grund heute als Liefergebiete für Meereissediment ausgeschlossen werden. Andererseits haben die Expedition der letzten Jahre in die sibirischen Schelfgebiete die Beobachtung des Meereises z.B. in der nordöstlichen Laptew-See ermöglicht. Dort konnten u.a. auch vom Autor während der Expedition "Transdrift I" besonders "schmutzige", sedimentreiche Eisschollen beobachtet werden (vgl. Kassens & Karpiy 1994). Dabei scheint sich der in der Kara-See abgelagerte Smektit von demjenigen in der Laptew-See zu unterscheiden (Kap. 4: hohe Integralbreiten <-> schlechte Kristallinität).

Letzig (1995) koppelte das erhöhte Vorkommen von Smektit in oberflächennahen Sedimenten des südwestlichen Eurasischen Beckens mit detaillierten Untersuchungen der Siltkorngröße (vgl. Kap. 1.4), um das Signal aus dem Meereis von anderen Einflüssen zu unterscheiden. Er kommt zu dem Schluß, daß sich das Meeressignal (erhöhter Smektitgehalt und schlechte Sortierung der Siltfraktion) vor allem auf dem Gakkel-Rücken sowohl im Oberflächensediment als auch im Sedimentkern erkennen läßt.

Smektit gehört zu den am weitesten transportierbaren Tonmineralen im Ozean und in der Atmosphäre. In Sedimenten des Eurasischen Beckens erreicht Smektit jedoch den zweithöchsten oder sogar höchsten Tonmineralanteil (Kap. 4 - 6), obwohl die mediterrane Lage des Arktischen Ozeans eine große Nähe zum Liefergebiet annehmen läßt.

Hierfür verantwortlich ist die biologisch verstärkte physikalische Aggregatbildung und Sedimentation von Einzelpartikeln. Berner & Wefer (1990) und Berner (1991) beschreiben anhand der Sedimentation in der Framstraße, wie die extrem gesteigerte biologische Aktivität während der sommerlichen Algenblüte an Eisrandlagen dazu führen kann, daß feines Sedimentmaterial aus dem Oberflächenwasser oder aus dem gerade geschmolzenen Meereis direkt zum Meeresboden verfrachtet und nicht mit der Meeresströmung weitreichend verteilt wird. Die Algenblüte ermöglicht als Primärmaterial eine verstärkte Verklumpung des fein verteilten Sediments in der Wassersäule und den Zooplanktonfraß. Das Zooplankton scheidet die für sie un-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

verdaulichen lithologischen Komponenten in Form von Kotpillen aus, die durch ihre Form und Dichte sofort durch die Wassersäule absinken können und z.B. das Tonmineralsignal direkt ins Sediment verfrachtet. Untersuchungen im Europäischen Nordmeer über den Fraß an Coccolithen und die daraus resultierenden Ausscheidungen des Zooplanktons ergaben, daß die entsprechenden Kotpillen eine Sinkgeschwindigkeit von über 100 m pro Tag erreichen können (Harris 1996).

Kotpillen tragen auch im offenen Ozean die Verantwortung für die schnelle Sedimentation von feinen Sedimentpartikeln. Unter Eisbedeckung tritt dieser Prozeß aufgrund der geringen Bioproduktivität jedoch zurück und das Ausfallen von Kryoconiten aus dem Eis wird als Hauptsedimentationsprozeß angesehen (Berner 1991 und Zitate darin). Der Sedimenttransport erhöht sich deshalb um ein Vielfaches während einer Algenblüte. In Sedimentfallen in der Framstraße stellen Berner & Wefer (1990) eine verstärkte Sedimentation von Kaolinit und auch Smektit gegenüber Chlorit und Illit fest. Für Berner & Wefer (1990) und Berner (1991) ist deshalb das Verhältnis Kaolinit/Illit ein maßgeblicher Faktor für die Interpretation der Oberflächensedimente in der Framstraße.

Obwohl Berner (1991) erhöhte Smektitgehalte in Sedimentfallen während der Sommermonate registriert, klammert er Smektit als nützlichen Liefergebietsanzeiger aus, da die Herkunft des Smektit in der Framstraße nicht exakt bestimmt werden konnte. Kuhlemann et al. (1993) deuten an, daß Smektit aus der Island-Faröer-Region (Mittelozeanische Rückenbasalte) stammend mit dem Norwegen- und Westspitzbergenstrom weit nach Norden verdriften kann (vgl. Kap. 1.3). Ihre Verteilungskarte der Oberflächensedimente zeigt jedoch eine stete Abnahme des Smektitgehalts im Oberflächensediment entlang des Westspitzbergenstroms bis unter 10 % in der südlichen Framstraße. In Berners (1990) Smektitverteilungskarte sowie in den Ergebnissen von Stein et al. (1994b) und Letzig (1995) zeigt sich dagegen ein Gebiet höherer Smektitwerte in der zentralen Framstraße, das sich nach Norden und Nordnordost fortsetzt. Diese Region liegt heute in direkter Nähe zum Eisrand und bezogen auf die Transpolar Drift in direkter Verlängerung zum Gakkel-Rücken (vgl. Abb. 4, 8). Letzigs (1995) Ergebnisse dort und die Erkenntnisse von Berner & Wefer (1990) zum Sedimentationsweg aus der Wassersäule legen den Schluß nahe, daß der Smektit eher aus dem Meereis des Arktischen Ozeans stammt, als mit dem Westspitzbergenstrom zur zentralen Framstraße oder gar in den Arktischen Ozean zu verdriften. Auch in der nordwestlichen Barents-See wird ein hoher Smektitgehalt in Oberflächensedimenten zwischen Svalbard und Franz-Josef-Land dem Eintrag durch Meereis zugeschrieben (Elverhoi et al. 1989).

Die Bestimmung der Integralbreite des Smektitbeugungsreflexes könnte hier zu einer endgültigen Klärung führen. Einige der von Nürnberg et al. (1994) beschriebenen Meereissedimente konnten daraufhin untersucht werden. Die Integralbreite liegt im Mittel recht hoch ($> 1,15$) und kann deshalb eher den aus der Bodenbildung stammenden Smektiten der Laptew- und Kara-See zugeordnet werden. Der Probenatz, der zur Verfügung stand, reicht jedoch nicht aus, um eine allumfassende Aussage zu machen. Die 5 untersuchten Proben stammen aus dem zentralen und sibirischen Zweig der Transpolar Drift. Das Amerasische Becken und die es umgebenden Landregionen bieten keine Quelle hoher Smektitgehalte. Die mittlere Gehalt der Beckensedimente und der Meereissedimente schwankt zwischen 4 und 10 % (Darby 1975; Naidu et al. 1975; Clark et al. 1980; Dalrymple & Maass 1987; Reimnitz et al. in Vorb.). Die einzige Region höherer Smektitgehalte liegt nahe der Mündung des Colville River in NW Alaska.

Die vorhergehenden Betrachtungen haben gezeigt, daß **Smektit ein bedeutender Parameter** ist, um Liefergebiete und möglicherweise auch den Haupttransportweg des entsprechenden Sediments nachzuvollziehen. Im Eurasischen Becken und in der zentralen Framstraße kann der Smektit den Lieferregionen Kara-See und westliche Laptew-See sowie dem Transportweg südliche Transpolar Drift (Meereis und Oberflächenwasserströmung) zugeordnet werden.

Illit in der Tonfraktion

Die Illitgruppe dominiert die Tonmineralvergesellschaft im Arktischen Ozean mit bis zu 70 % und wird zusammen mit hohen Chloritgehalten als Ausdruck der vorwiegend physikalischen Verwitterung und des direkten Transfers über Bodenströmungen und gravitativen Hangabwärts-transport in die benachbarten Tiefseebecken gesehen (z.B. Darby, 1975; Clark et al. 1980; Elverhoi et al. 1989; Berner & Wefer 1990; Stein et al. 1994b; Letzig 1995). So steht ein hoher Illitanteil im Sedimentationsmodell der Framstraße für den direkten Eintrag von Spitzbergen und Grönland (Berner 1991). Ein geringer Illitanteil ist deshalb stark zu beachten. Er kann u.a. durch einen gesteigerten Eintrag von Material aus den mesozoischen Sedimenten von Franz-Josef-Land und dem Sverdrup-Becken herrühren, wo Kaolinit, Smektit und Chlorit einen erhöhten Gehalt besitzen (Kap. 4; Darby 1975; Dalrymple & Maass 1987; Stein et al. 1994b; Nürnberg et al. 1995a; Reimnitz et al. in Vorb. und Zitate darin). In der direkten Nachbarschaft des Eurasischen Beckens zeichnen sich Franz-Josef-Land und die Kara-See durch niedrige Gehalte an Illit aus, die sich auch auf die Verhältnisse zwischen Illit und anderen Tonmineralen auswirken (Tab. A13; Nürnberg et al. 1995a; Wahsner et al. 1996). Innerhalb der Kara-See bildet das Gebiet der Ob- und Jenissej-Mündung und ihre nordwestliche Verlängerung eine Domäne niedrigster Illitgehalte (Shelekhova et al. 1995; Tab. A13).

Die höchsten Illitgehalte (bis nahezu 65 % im Mittelwert; Tab. A12; z.B. Silverberg 1972; Naidu et al. 1975; Kalinenko et al. 1996) werden in der Chukcki- und Ostsibirischen See gefunden. Illit dominiert auch die Tonmineralassoziation im Meereis und Tiefseesedimenten des Amerasischen Beckens (Darby 1975; Reimnitz et al. in Vorb.); sowie des Meereises im nördlichen Zweig der Transpolar Drift (Nürnberg et al. 1994) und in der zentralen und westlichen Framstraße (Berner & Wefer 1990). Ein Großteil der zentralen Barents-See zeigt eine Illit-dominierte Tonmineralassoziation (Gurevich 1995; Nürnberg et al. 1995a; Wahsner et al. 1996). Die Oberflächensedimente um Svalbard und im Eurasischen Becken werden ebenfalls durch die Illitgruppe dominiert (Elverhoi et al. 1989; Stein et al. 1994b).

Aufgrund seiner Dominanz in der Tonfraktion wäre eine Unterscheidung zwischen Illiten aus dem Amerasischen Becken und den angrenzenden Schelfregionen gegenüber denjenigen von Spitzbergen, Grönland oder der Laptew-See-Region eine große Hilfe bei der Rekonstruktion von Transportwegen und Sedimentationsprozessen. Nach Berner & Wefer (1990) und Stein et al. (1994b) sind vor allem direkte gravitative Umlagerungen wie z.B. Turbidite von den Landregionen und Schelfen für den hohen Gehalt an Illit in den benachbarten Tiefseebecken verantwortlich. Berner & Wefer (1990) registrieren außerdem in der Framstraße einen erhöhten Anteil von Illit in Sedimentfallen während der Zeit einer geschlossenen Eisbedeckung und damit verbundenener geringer Sedimentation.

Auch für den 10Å-Beugungsreflex, der die Tonmineralgruppe Illit definiert, können Integralbreiten als Kriterium für die Kristallinität herangezogen werden (Kap. 2). Im Allgemeinen sind die Illite sehr gut bis gut kristallisiert (Tab. A9, A12; Kap. 4 - 6; Stein

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

et al. 1994b). Es können kaum Unterschiede erkannt werden, einzig die Region der Ostsibirischen See fällt durch erhöhte Integralbreiten auf (Tab. A12). Im Eurasischen Becken sind die Integralbreiten denen von Laptew- und Kara-See sehr ähnlich und auch in der regionalen Verteilung kaum unterschiedlich. Aus diesem Grund ermöglicht die Illitkristallinität nur einen schwachen Hinweis auf unterschiedliche Lieferregionen. Starke Schwankungen innerhalb eines Sedimentkerns sollten jedoch auf gravierende Änderungen der Lieferregion für die Illitgruppe im Eurasischen Becken hinweisen, da die vermuteten Hauptliefergebiete Svalbard/ Barents-See, Kara-, Laptew-See und N-Grönland ein sehr gleichmäßiges Signal zeigen.

Besonderes Augenmerk kann auf den Eintrag externen Materials z.B. mit dem Westspitzbergenstrom von Skandinavien, Island-Faröer und Nordengland gerichtet werden. Gerade von Skandinavien wäre ein Eintrag von Illiten mit besonders guter Kristallinität denkbar, so daß die Werte für die Integralbreite unter 0,4 liegen (vgl. Kap. 2, 5 u. 6). Leider werden von Kuhlemann (1990), Berner (1991), Stein et al. (1994b) oder Letzig (1995) dazu keine Angaben gemacht. Durch die freundliche Unterstützung von Hr. Dr. Lange (GEOMAR Kiel) standen die Originalmessungen von Letzig (1995) zur Verfügung, dessen am südlichsten gelegener Kern PS1230-2 (westliche/ zentrale Framstraße) einen Mittelwert der Illitintegralbreite von 0,38 mit nur 4 von 20 Werten über 0,4 zeigt. Dies könnte auf einen dominanten Eintrag von Skandinavischem Material hinweisen. In diese Richtung müssen aber noch wesentlich mehr Untersuchungen von Kernen unter dem Westspitzbergenstrom gemacht werden, bevor eine entgeltliche Zuordnung erfolgen kann.

Ein weiterer Parameter, der die Herkunft der Tonmineralgruppe Illit beschreibt, ist das Verhältnis der 5 Å- zu 10 Å-Beugungsreflexe (vgl. Kap. 2, 5 u. 6). Unter den zur Verfügung stehenden Tonmineralmessungen (vgl. Stein et al. 1994b; Wahsner & Shelekova 1994; Wahsner 1995; Wahsner et al. 1996, unveröff. Daten Wahsner) fallen die Kara-See und insbesondere die Ob/Jenissej-Region sowie der St. Anna-Trog durch sehr hohe Verhältnisse auf (Tab. A12). Alle anderen Gebiete liegen ungefähr auf einem Niveau. Minimalwerte unter 0,35 werden nur in der Chukchi-See beobachtet (Tab. A12).

Der hohe Gehalt, die Kristallinität und das 5/10 Å-Beugungsreflexverhältnis von Illit in den bisher untersuchten Oberflächenproben des Eurasischen Beckens weisen darauf hin, daß die Kara-See-Region und der Eintrag über den Westspitzbergenstrom derzeit keinen maßgeblichen Einfluß auf die Sedimentation im westlichen Eurasischen Becken haben. Allerdings fehlen bisher z.B. Oberflächenproben, die entlang des Barents-See/ Kara-See-Kontinentalhangs unter direktem Einfluß des Atlantischen Wassers (vgl. Kap. 1.4) und der Schelftröge liegen.

Der in allen Proben des Eurasischen Beckens beobachtete Illitanteil von über 50 % (Morris-Jesup-Schwelle > 60 %) kann jedoch nur schwerlich mit einer Herkunft des Sediments aus dem Meereis der Laptew-See vereinbart werden. Wenn ein solches Signal aus dem Meereis kommen soll, so muß dessen Herkunft das Amerasische Becken und hier insbesondere die sibirischen Schelfe sein. Die direkte Umlagerung von Svalbard, N-Grönland und Ellesmere Island in die angrenzenden Tiefseebecken über die gravitativen Hangabwärtstransporte, Trübeströme und Bodenwasserströmungen hat einen entscheidenden Einfluß auf das Eurasische Becken. In diesem Sinne gebraucht, kann der Illitanteil eine Argumentationshilfe in der paläozeanographischen Rekonstruktion sein. Sehr hohe Illitanteile im Eurasischen Becken können nur durch einen direkten Eintrag von den Schelfen oder durch

Meereis aus dem Amerasischen Becken und den ostsibirischen Schelfregionen einschließlich der östlichen Laptev-See erklärt werden.

Kaolinit in der Tonfraktion

Im Zuge der Erforschung der Ozeane seit den sechziger Jahren wurde deutlich, daß die Tonmineralassoziationen in Oberflächensedimenten direkt auf die benachbarten Landmassen und die dort vorherrschenden Klimate zurückführbar sind. So wurden erhöhte Kaolinitgehalte in äquatorialen Regionen erkannt (z.B. Griffin et al. 1968), die aus der Verwitterung tropischer Böden warm-humider Regionen stammen (s.o.: Feldspäte).

Schon Biscaye (1965) weist auf den meridionalen Gradienten im Kaolinit/Chlorit-Verhältnis hin, das von über 10 in den äquatorialen Regionen des Atlantiks auf deutlich unter 1 im Nordatlantik und teilweise unter 0,5 in der Norwegen-Grönland-See fällt. Im Sinne dieser Arbeiten wurde für den Arktischen Ozean in frühen Untersuchungen von nur geringen Anteile an Kaolinit ausgegangen, da in der Polarregion die physikalische Verwitterung vorherrscht (Darby 1975 und Zitate darin). Darby (1975) zeigt jedoch, daß "fossiler" Kaolinit aus entsprechenden Sedimentgesteinen und reliktschen Böden aus einer wärmeren Klimaphase aufgearbeitet werden kann und der Gehalt über einen Spurenmineralstatus hinauskommt (Abb. 99). Herkunftsgesteine sind die mesozoischen Sedimentgesteine des Sverdrup-Beckens (nordwestliches Kanadisches Arktisches Archipel und Yukon-Territories) und Franz-Josef-Lands (Kap. 4 - 6), zu deren Entstehungszeit die Arktischen Landmassen noch wesentlich weiter südlich lagen (Kap. 4). Die kaolinit-haltigen, reliktschen Böden sollen während einer wärmeren Phase im frühen Holozän entstanden sein (8-11 ka; Tedrow 1966).

In den Randbereichen des Eurasischen Beckens ist es vor allem Franz-Josef-Land und die das Archipel umgebende Region, die hohe Kaolinitgehalte in Oberflächensedimenten oder Landproben zeigen (Polyak & Solheim 1994; Nürnberg et al. 1995a; Wahsner 1996; Kosheleva & Jashin 1996). Stein et al. (1994b) erkannten einen N-S gerichteten Streifen erhöhter Kaolinitgehalte (> 25 %) östlich Spitzbergens und Nordaustlandets, der in ungefähr dem untermeerischen Aufschluß mesozoischer Gesteine folgt (vgl. Abb. 43). Auch Bjørlykke & Elverhøi (1975), Bjørlykke et al. (1978) und Elverhøi et al. (1989, 1995a) beschreiben eng begrenzte Gebiete in der nordwestlichen Barents-See mit hohen Kaolinitgehalten in Oberflächensedimenten. Besonders interessant ist hierbei, daß Bjørlykke & Elverhøi (1975) und Elverhøi et al. (1995a) die hohen Kaolinitgehalte einem ganz bestimmten Ausgangsgestein mit einer sehr spezifischen Tonmineralogie zuschreiben. Diese Jurassischen Tonschiefer besitzen neben dem hohem Kaolinitgehalt einen erhöhten Anteil an regelmäßigen "mixed-layer"-Mineralen (vgl. Kap. 2, OLEM) und Chlorit. Sie zeichnen sich außerdem durch sehr niedrige Gehalte an Kalifeldspat und den Vorkommen von Siderit und Pyrit aus. Diese Gesteine kommen untermeereisch in kleinen Gebieten zwischen Spitzbergenbank und Spitzbergen vor (Abb. 43; Kap. 4). Der Kaolinit/"ordered mixed layer"-Tonmineralassoziation wird von Elverhøi et al. (1995a) und Andersen et al. (1996) eine entscheidende Rolle für die Rekonstruktion der Paläozeanographie westlich und nordwestlich Spitzbergens und der Vereisungsgeschichte von Svalbard im letzten Glazial zugewiesen.

Die Unterschiede in den Liefergebieten lassen sich besonders deutlich anhand der entsprechenden Tonmineralverhältnisse darstellen (Abb. 99). Die Kombination von S/K- und K/I-Verhältnissen ist günstig, um eine Dominanz von Kaolinit zusammen

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

mit einer gleichzeitigen Smektitanreicherung (Mesozoische Sedimente) gegenüber einer Smektit-dominierten Ausgangszusammensetzung herauszustellen. Es wird deutlich, daß nur die Landproben von Franz-Josef-Land und die Jurasische Tonschiefer stark an Kaolinit angereichert sind. Auch gegenüber Chlorit (K/C-Verhältnis) sind es diese Proben und die Proben aus dem St. Anna-Trog, die auf einen hohen Gehalt an Kaolinit hinweisen. Dagegen zeigen die Kara-See und in verringertem Maße die Laptew-See eine starke Anreicherung von Smektit gegenüber Kaolinit und auch Illit.

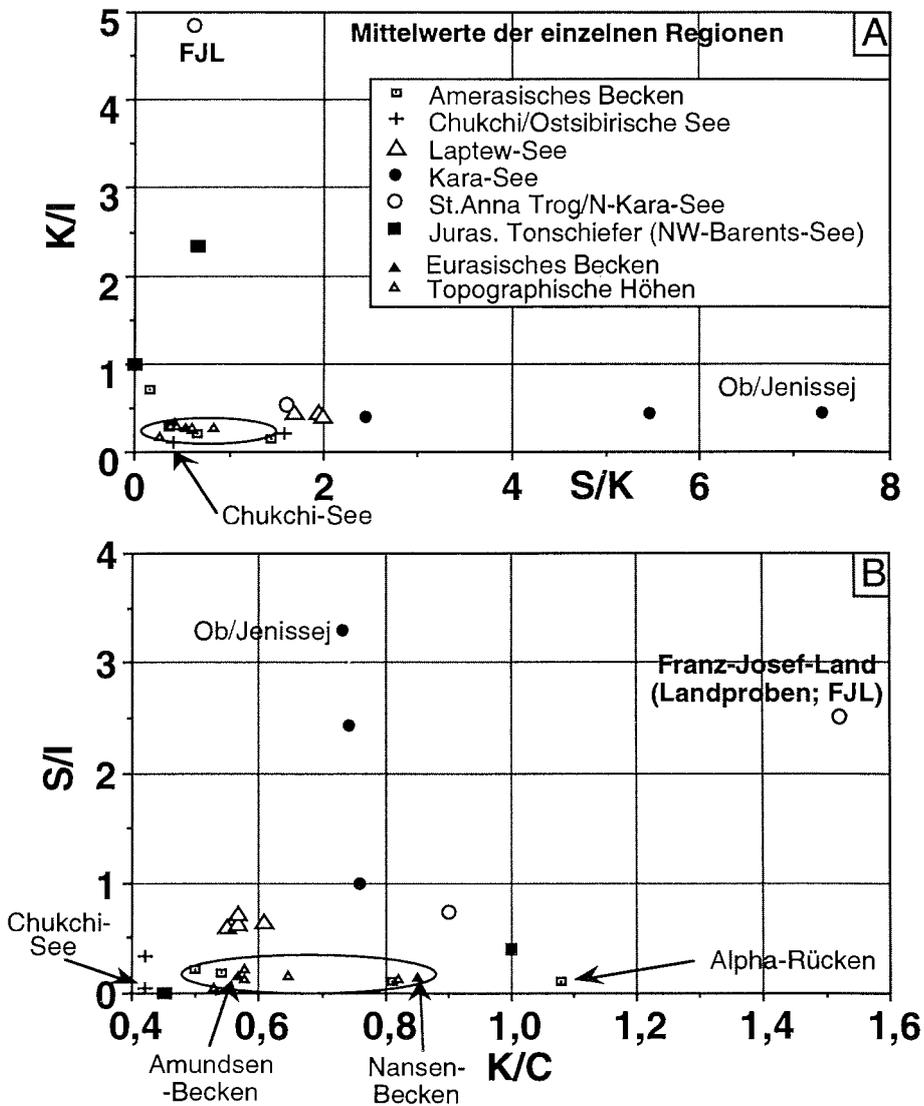


Abb. 99: Mittelwerte der Tonmineralverhältnisse in den Lieferregionen (A) und der Becken (B) des Arktischen Ozeans (Daten aus: Bjørlykke & Elverhøi 1975; Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989; Stein et al. 1994b; Wahsner 1995, unveröff. Daten; Wahsner et al. 1995, 1996, in Vorb.; Reimnitz et al. in Vorb.).

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Es gilt festzuhalten, daß auf der Basis der in dieser Arbeit zugänglichen Informationen über die zirkumarktischen Liefergebiete Franz-Josef-Land und die Jurassischen Tonschiefer der Barents-See/ Svalbards die einzigen Liefergesteine bieten, die für eine Kaolinit-dominierte/ Illit-verarmte Tonmineralassoziaton verantwortlich sein könnten. Eine zweite Gruppe stellen mesozoische, klastische Gesteine, die ein kombiniertes Kaolinit/ Smektit-Signal einbringen würden und niedrige Chloritgehalte besitzen (vgl. Alpha-Rücken-Sedimente; Abb. 99b). Abbildung 99 zeigt jedoch deutlich, daß rezent weder das Amerasische Becken noch das Eurasische Becken einen stärkeren Einfluß dieser Kaolinit-reichen Tonmineralassoziaton aufzeichnen (siehe Kreise in Abb. 99). Einzig die signifikant unterschiedlichen K/C-Verhältnisse des Amundsen- und des Nansen-Beckens können durch die Nähe letzterens zu Franz-Josef-Land erklärt werden. Bereits Stein et al. (1994b) gehen hier von einem verstärkten Einfluß der direkten Umlagerung von Land aus. Vom Schelf gelangt das Material durch gravitative Prozesse, Trübeströme und Bodenströmungen in den Trögen des Schelfrandes ins Becken.

Im K/I-S/K-Graphen fallen beide Becken mit ihren Mittelwerten sehr nahe an den darstellenden Punkt der Chukcki-See-Mineralassoziaton (Abb. 99: Kreuz). Auch das S/I-Verhältnis ist dem der Chukchi- und Ostsibirischen See recht ähnlich. Das K/C-Verhältnis ermöglicht jedoch einen Unterscheidung zwischen dem Amerasischen und dem Eurasischen Becken (Abb. 99). Das Eurasische Becken zeigt leicht erhöhte K/C-Verhältnisse ähnlich denen der Laptew-See. Neben dem Nansen-Becken werden auch für das Yermak-Plateau erhöhte K/C-Werte registriert. Sie sind wie im Nansen-Becken Ausdruck vergleichsweise niedriger Chloritgehalte (16 bis 17 % statt >20 % in anderen Regionen; Tab. A12) gegenüber erhöhten Kaolinitgehalten (Ø 16 bis 17 % statt < 15 %).

Kaolinit in der Tonfraktion in Arktischen Sedimenten kann ein **direkter Wegweiser** zu wenigen, gut eingrenzbaeren Herkunftsgebieten sein. Dies sind Franz-Josef-Land, bestimmte mesozoische Sedimente der Barents-See und die Region vom westlichen Kanadische Arktische Archipel bis zu den Northwest Territories (N-Kanada). Erhöhte Kaolinitgehalte sind nicht Ausdruck primärer Verwitterung unter warm-humidem Klima, sondern einer vorwiegend glaziogenen Aufarbeitung von Kaolinit-reichen Gesteinen. Der Arktische Ozean ist damit von der globalen klima- und regionsabhängigen Verteilung des Kaolinit entkoppelt. Kaolinit muß in Verbindung mit **verstärkter Vergletscherung** der oben genannten Regionen gesehen werden.

Chlorit in der Tonfraktion

Hohe Chloritgehalte in Tiefseesedimenten wurden einer dominierenden physikalischen Verwitterung und der Nähe zu Gebieten mit einem hohen Anteil metamorpher und plutonischer Gesteine zugeschrieben. Chlorit verwittert chemisch sehr leicht und ist dementsprechend in kalt-ariden Regionen besonders angereichert. Daher ist Chlorit im Arktischen Ozean, besonders im Amerasischen Becken, die zweithäufigste Tonmineralgruppe und tritt nur in den bisher beschriebenen Regionen Smektit- oder Kaolinit-reicher Liefergesteine zurück. Dabei zeigen sich zwischen diesen einzelnen Lieferregionen Unterschiede (Tab. A12). In der Kara- und Laptew-See ist Chlorit mit Smektit angereichert, in den mesozoischen Sedimenten Franz-Josef-Lands und der Barents-See dagegen mit Kaolinit zusammen.

In der Chukchi- und Ostsibirischen See stellen Chlorit und Illit zusammen über 80 % der Tonmineralvergesellschaftung, Smektit und Kaolinit sind stark erniedrigt

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

(Tab. A12). Dies führt u.a. zu sehr niedrigen K/C-Verhältnissen (Abb. 99b), die sich von allen anderen Regionen abheben und somit ein sehr deutliches Signal in den Sedimenten des Arktischen Ozean hinterlassen müßten. Interessanterweise kommen die Proben von der Morris-Jesup-Schwelle den niedrigen Werten dieser beiden Schelfregionen am nächsten. Auch das Amerasische Becken und hier besonders die der Chukchi-See am nächsten liegende Region zeigen sehr niedrige K/C-Verhältnisse (vgl. Darby 1975).

Der Schelf zwischen Ellesmere Island und dem Alpha-Rücken besitzt auch höhere Chloritgehalte bei sehr niedrigen Kaolinitwerten ($K/C < 0,15$; Darby 1974, Clark et al. 1980). Dies kann auf Chlorit-reiche Liefergesteine auf Ellesmere Island und N-Grönland zurückgeführt werden (vgl. Kap. 4). Die Morris-Jesup-Schwelle liegt in relativ dichter Nachbarschaft zu dieser Region (Abb. 1, 2). Ein direkter Transport über den Schelf oder driftende Eisberge ist hier sehr gut vorstellbar. Gerade zu Glazialzeiten können veränderte Oberflächenströmungen (ostwärts entlang des Schelfes) vorhanden sein, wie es z.B. von Funder & Larsen (1982) und Bischof et al. (1996) angenommen wird.

Ein besonderes Potential zur Unterscheidung von Liefergebieten hat die variierende chemische Zusammensetzung von Chlorit im Arktischen Ozean (vgl. Kap. 2.7). Unter erhöhter Temperatur, z.B. in magmatischen, metamorphen oder hydrothermalen Gesteinen, bilden sich eher Mg-reiche Chlorite (Heim 1990), die aber bei der Bodenbildung und Verwitterung mit der Zeit in Fe-reichere Varianten übergeführt werden. In paläozoischen Tonschiefern dominieren deshalb die Fe-reichen Chloritvarietäten. Daher berichten Darby et al. (1989) für das Amerasische Becken, das von weitreichenden Vorkommen paläozoischer Sedimente umgeben ist, daß Chamosit (60-100 Mol.-% Fe) das dominierende Chloritmineral ist. Besonders die Werchojansker-Tschukotschen Region (Kap. 4), die an die Chukchi- und Ostsibirische See grenzt, dürfte als Liefergebiet wirken (vgl. Abb. 99).

Eine Zunahme im Fe-Gehalt führt zu einer Schwächung der Beugungsreflexe mit ungeraden Ordnungszahlen (z.B. 003 bei 4,72 Å) gegenüber solchen mit geraden Ordnungszahlen (z.B. 004 bei 3,54 Å; vgl. Kap. 2). Das Verhältnis dieser Beugungsreflexe würde sich also erniedrigen. Brown & Brindley (1980) und Moore & Reynolds Jr. (1989) beschreiben, wie unter einigen Vorbedingungen (Probenpräparation, Meßanordnung) aus den Beugungsreflexen 2. bis 5. Ordnung (002-005) der Fe-Anteil errechnet werden kann. Das in den Abbildungen 18 und 75 dargestellte Beugungsreflexverhältnis erfüllt diese Anforderungen nicht, da eine texturierte Probenpräparation erfolgte. Dennoch können in beiden Abbildungen Schwankungen des Beugungsreflexverhältnisses festgestellt werden, die auf Änderungen der Chloritzufuhr zurückgeführt werden könnten.

Außer den Quellen Fe-reicher Chlorite müssen also auch Liefergebiete Fe-ärmerer Chlorite vorhanden sein. Diese sind vorrangig in möglichst wenig verwitterten, hydrothermalen, magmatischen und metamorphen Gesteinen zu suchen. So finden sich vor allem in Pegmatiten, wie sie z.B. verstärkt im Einzugsgebiet der Lena vorkommen, Fe-arme Chlorite. Im Extremfall ist im Chlorit nicht nur der Fe- sondern auch der Mg-Gehalt gegenüber Si und Al verringert. Ein solches Mineral kommt auf Nowaja Semlja vor (Dombassit; Aleksandrova et al. 1972). Ellesmere Island, N-Grönland, Franz-Josef-Land, der Gakkel-Rücken, der Mittelozeanische Rücken in der Norwegen-Grönland-See, die Faröer-Inseln und Island sind weitere Regionen, die Fe-arme Chlorite freisetzen könnten.

Obwohl Chlorit die geringsten Gehaltsschwankungen in den Oberflächensedimenten wie in den Sedimentkernen des Arktischen Ozeans zeigt (Tab. A12, Kap. 4 - 6; Bjørlykke & Elverhøi 1975; Darby 1975; Naidu et al. 1975; Naidu & Mowatt 1983; Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989; Elverhoi et al. 1989; Nürnberg et al. 1994; Stein et al. 1994b; Elverhøi et al. 1995a; Nürnberg et al. 1995a; Letzig 1995; Wahsner 1995), ergeben der Gehalt und die Beziehung zu den anderen Tonmineralgruppen Liefergebiets-spezifische Information. Hohe Chloritgehalte vor allem in Kombination mit hohen Illitgehalten ermöglichen eine Eingrenzung der Chloritherkunft auf die Chukchi-See oder die Schelfregion vor Ellesmere-Island, möglicherweise ganz N-Grönland (vgl. Abb. 33).

Erhöhte Chloritwerte in der Kara-See, an den Küsten Nowaja Semljas und im St. Anna-Trog müssen ebenfalls in Betracht gezogen werden (vgl. Nürnberg et al. 1995a; Wahsner 1996; Kosheleva & Yashin 1996).

Untersuchungen zum Fe-Gehalt des Chlorits bieten gute Möglichkeiten, die Liefergebiete noch stärker einzugrenzen.

Die Spurenminerale

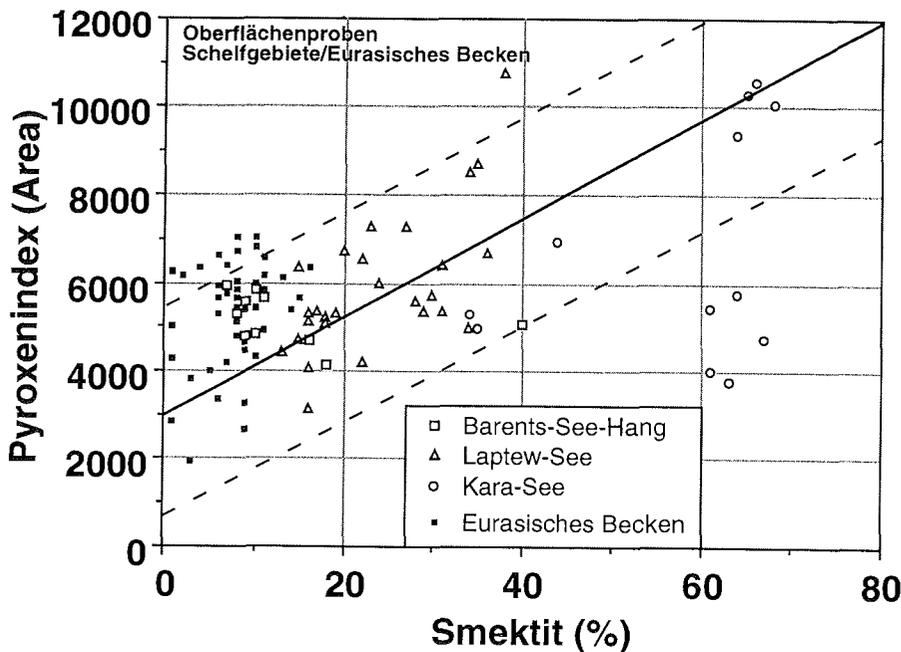


Abb. 100: Korrelation der Smektitwerte und des Pyroxenindexes in Oberflächen- und Kernsedimenten aus der Laptew-See und dem westlichen Eurasischen Becken (vgl. Kap. 4 - 6).

Innerhalb der Spurenminerale sind die Pyroxene eindeutig als besondere Gruppe herausgehoben. Die Verteilungskarten und Mittelwerte haben gezeigt, daß die westliche Laptew-See und die Kara-See mit der Ob-Jenissej-Mündung höchste Gehalte an Pyroxenen aufzeigen (Abb. 41; Tab. A12). Diese von Klinopyroxen dominierten Regionen (Silverberg 1972; Levitan et al. 1994, 1996; Stein & Korolev

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

1994) fallen zusammen mit Gebieten hoher Smektitgehalte. Eine solche Mineralvergesellschaftung kann durch die Verwitterung von basaltischem Material entstehen. Die Flüsse Khatanga und Jenissej entwässern das Putorana-Gebirge, das aus dem entsprechenden Gesteinen aufgebaut wird. Das erodierte Material wird auf den Schelfen zwischengelagert, um dann z.B. ins Meereis eingeschlossen und über dem Eurasischen Becken verteilt zu werden. Ein Sediment im Eurasischen Becken mit hohem Pyroxengehalt und hohem Smektitgehalt weist mit großer Wahrscheinlichkeit auf die eng-begrenzte Schelfregion der westlichen Laptew-See und der östlichen Kara-See hin (Abb. 100; siehe Kap. 7.2.1).

Epidot und Amphibol sind die nächsthäufigen Minerale in der Schwermineralfraktion (Lapina, 1965; Silverberg, 1972; Andrew & Krawitz 1974; Naugler et al. 1974; Darby et al. 1989; Stein & Korolev 1994; Darby & Bischof 1995; Gurevich 1995; Behrends et al. 1996; Levitan et al. 1996; Kosheleva & Yashin 1996). Epidot konnte desöfteren in der Gesamtmineralanalyse erkannt werden, Amphibole und Hornblenden nur sehr selten (Kap. 4 - 6). Letztere nannte QUAX jedoch verstärkt in der Silfraktion einiger Sedimentkerne (Tab. A9).

Beim derzeitigen Entwicklungsstand der QUAX-Software und des Datenbankfiles im AWI ist eine spezielle Schwermineralanalyse für eine Quantifizierung unumgänglich. Würden jedoch einzelne Korngrößenfraktionen analysiert und ein Inventar an für Lieferregionen typischen Schwermineralgemischen erstellt werden, so könnte es möglich werden, auch das Schwermineralsignal aus einer Gesamtfractionsanalyse zu filtern.

Einige Trends haben sich dennoch gezeigt, und können auch für eine paläozeanografische Rekonstruktion genutzt werden. Vor allen anderen ist hier das Vorkommen einer bestimmten Granatvarietät (Almandin) in Sedimenten des Amundsen-Beckens, des Gakkel-Rückens und des Nansen-Beckens im Stadium 2 zu nennen. Er scheint aus der Barents-See zu stammen, denn er tritt verstärkt in PS2445-4 vom Barents-See-Hang auf (Tab. 10, 12; Kap. 6). Almandin ist ein Bestandteil von Gesteinen der niedergradigen und hochgradigen Amphibolitfazies (Metabasite, Paragneise, Granulitfazies typisch für präkambrisches Grundgebirge). Damit kommt in der Svalbard-Barents-See-Region nur das paläozoische Kristallin Svalbards (Hekla-Hoek) als Ausgangsgestein in Frage (vgl. Kap. 4.3). Weiter entferntere Gebiete wären Skandinavien oder auch Grönland. Einige weitere Minerale, die typisch für die Hochtemperatur-Metamorphose sind, wurden in Sedimenten des Yermak Plateaus in unmittelbarer Nähe zu den Aufschlüssen des Hekla-Hoek auf Svalbard gefunden (Kap. 3, 5 und 6). Auch Talk und Amphibole wie Antophyllit sind kennzeichnend für diese metamorphe Fazies. Almandin wurde auch in einer St. Anna-Trog-Probe und in der Oberflächenprobe KS117 vor der Pyasina-Mündung erkannt (vgl. Abb. 42; Tab. A2). Die Pyasina entwässert das westliche Taimyr-Gebirge mit seinen hochmetamorphen Gesteinen (vgl. Kap. 4). Der St. Anna-Trog gilt als Kanal für den Ausstrom von Bodenwässern aus der Kara-See, das Seegebiet zwischen Sewernaya Semlja und Franz-Josef-Land als Austauschgebiet für Meereis- und Oberflächenwasserströmungen (vgl. Kap. 1.3). Almandin scheint also direkt auf eine Herkunft von Svalbard oder der Taimyr-Halbinsel zurückführbar zu sein. Granat tritt auch mit Zirkon zusammen verstärkt in den Sedimenten der östlichen Laptew-See auf. Vermutlich kann dies mit dem Vorkommen einer solchen Assoziation in der Nähe der Neusibirischen Inseln in Verbindung gebracht werden (Kap. 4; Naugler et al. 1974). Auch die Yana bringt erhöhte Mengen an Granaten und Zirkonen in die östliche Laptew-See (Hoops et al. 1996).

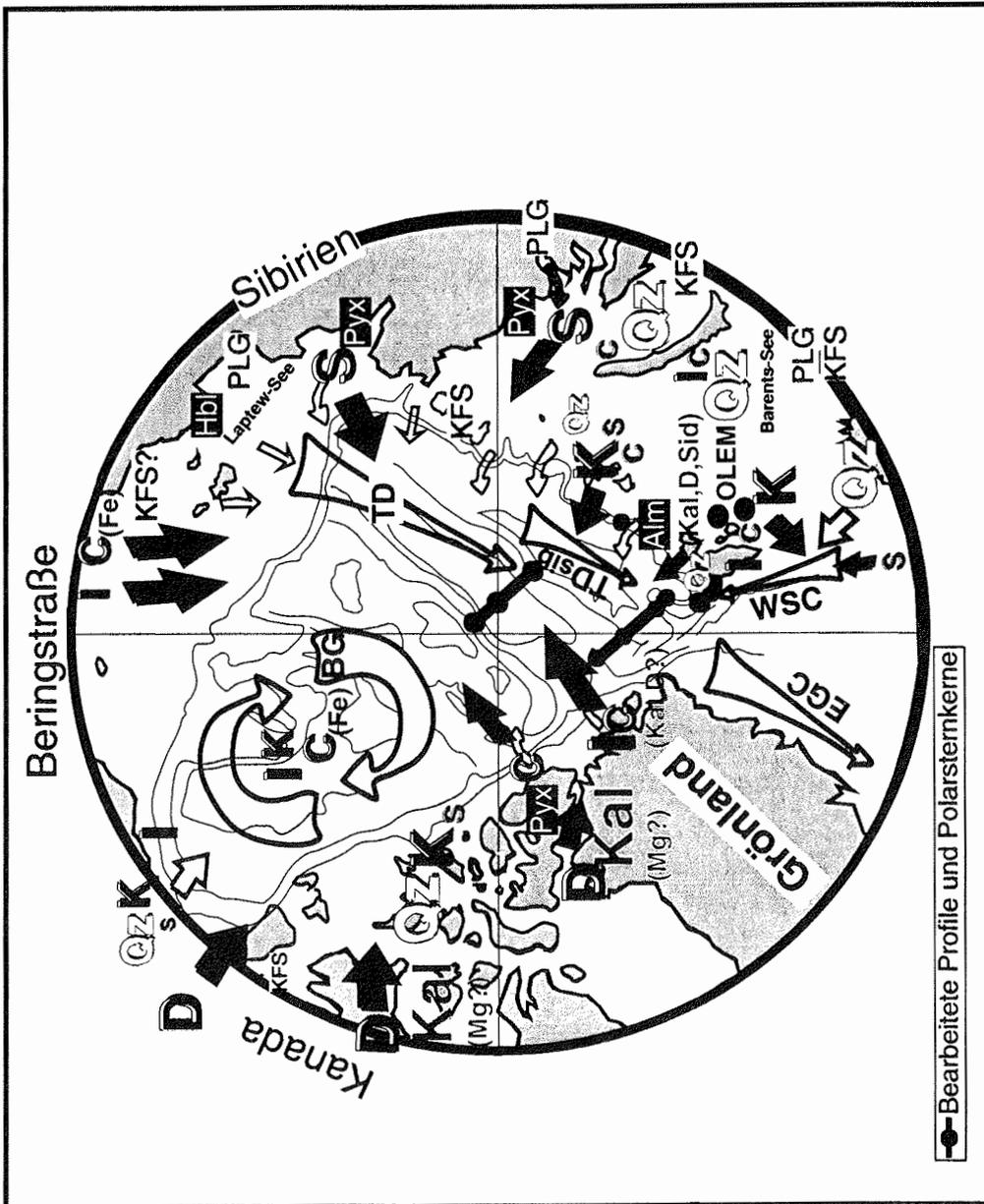


Abb. 101: Schematische Darstellung des Arktischen Ozeans mit für bestimmte Liefergebiete signifikanten Mineralien (Gehalte gehen weit über den Durchschnitt der untersuchten Sedimente). Qz-> Quarz, Plg-> Plagioklas, Kfs-> Kalifeldspat, Kal(Mg)-> Kalzit (Mg-reich), D-> Dolomit, S->Smektit, I-> Illit, K-> Kaolinit, C(Fe)-> Chlorit (Fe-reich), Pyx-> Pyroxen, Hbl-> Hornblende, Alm-> Almandin.

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Weitverbreitet wurde eine Kombination von Apatit und Zeolithen gefunden (Kap. 4 - 6), die in bestimmten Zeitabschnitten die Spurenmineralgruppe dominiert (Tab. 10, 12). Apatit könnte bei der Meereisneubildung aufgrund seiner Kristallstruktur bevorzugt aufgenommen werden (s.o.). Unter den erwähnten Schwermineraluntersuchungen deuten nur Naugler et al. (1974) an, daß Apatit als vierthäufigstes Schwermineral einer bestimmten Region, nämlich dem von Indigirka beeinflussten Teil der Ostsibirischen-See, zugeordnet werden kann. Hier hält Apatit ca. 1 - 10 % der allerdings geringen Schwermineralfraktion (Naugler et al. 1974). Der Indigirka liefert auch geringe Mengen Turmalin und Titanit. Beide wurden von QUAX nicht erkannt (Tab. 10, 12). Apatit wird außerdem als zweithäufigstes Schwermineral in der Flußfracht der Yana genannt (Hoops et al. 1996). Apatit an sich ist ein sehr weitverbreitetes Mineral und kann aus vielen Gesteinen stammen.

Als letzter Trend soll das verstärkte Vorkommen von Gips und Anhydrit auf der Morris-Jesup-Schwelle angesprochen werden. Gips und Anhydrit könnten aus dem Kanadischen Arktischen Archipel und von N-Grönland stammen (vgl. Kap. 4). Größere Evaporitvorkommen sind ansonsten von Nowaja Semlja bekannt. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die von QUAX erkannten Spurenminerale zwar einige Hinweise für die paleozeanographische Rekonstruktion bergen, beim derzeitigen Entwicklungsstand der Auswertemethodik jedoch vorsichtig und unter Einbeziehung anderer Sedimentparameter argumentiert werden muß. Das diesbezügliche Potential von QUAX konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeit aufgrund der dafür notwendigen, zeitintensiven Ergänzungsarbeiten nur angedeutet werden. Die dargelegten Argumente führen zu einer Arbeitsgrundlage (Abb. 101), die deutliche Unterschiede zwischen den Mineralassoziationen einzelner, möglicher Liefergebiete für die Sedimente im Eurasischen Becken integriert. Basierend auf dieser Arbeitsgrundlage werden im nächsten Kapitel Sedimentkerne auf die zeitliche Veränderung der Mineralassoziation geprüft. Unter Einbeziehung weiterer Sedimentparameter können paleozeanographische Rekonstruktionen entstehen.

7.2 Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus im Spiegel der Sedimentmineralogie

In diesem Kapitel werden paläozeanographische Rekonstruktionen des Eurasischen Beckens während der letzten ca. 30 ka dargestellt. Die Mineralvergesellschaftungen werden mit anderen Sedimentparametern kombiniert, um einzelne Sedimentationsprozesse besser unterscheiden zu können. Besonderer Wert wird dabei auf die Bestimmung von Meereis-transportiertem Material gelegt, da die gegenüber ihrer Ausdehnung geringmächtige Arktische Meereisdecke als extrem sensibel gegenüber Klimaschwankungen eingeschätzt wird (vgl. Kap. 1.1, 1.3, 1.4).

7.2.1 Smektitgehalte während des letzten Glazial/ Interglazial-Zyklus als Anzeiger für unterschiedliche Entwicklungen in der Meereisbedeckung

In diesem Kapitel soll getestet werden, in wieweit der Eintrag von Smektit in das Eurasische Becken als Indikator für den Meereis- und Oberflächenströmungstransport aus der südöstlichen Kara-See und/ oder der südwestlichen Laptev-See dienen kann (vgl. Wollenburg 1993; Nürnberg et al. 1994; Stein et al. 1994b; Letzig 1995). Im Kapitel 7.1 wurden die Möglichkeiten dargelegt, wie der Smektit aus diesen Sibirischen Regionen anhand seiner Kristallinität von "frischem" Smektit, der an den mittelozeanischen Rücken entsteht, unterschieden werden kann. Auch wurde berichtet, daß ein erhöhter Eintrag von Smektit vor allem durch die beschleunigte Sedimentation feiner lithogener Komponenten aufgrund einer erhöhten Oberflächenwasserproduktivität in offenen Wasserflächen und besonders an Eisrandlagen produziert wird.

Liegen diese Gebiete nahe einer Landregion, dann wird dieses Signal heute durch starke Bodenströmungen und gravitative Land -> Schelf -> Schelfhangtransporte überlagert (Abb. 102; Kap. 7.1; vgl. Berner & Wefer 1990; Berner 1991). Erhöhte Smektitgehalte können daher heute im Eurasischen Becken nur in Regionen mit erhöhter Abschmelzrate des Meereises und schwacher Beeinflussung durch benachbarte Landregionen erwartet werden. Dies ist vor allem in den saisonal eisfreien Zonen in der nordwestlichen Barents-See und in der zentralen Framstraße der Fall (Abb. 102; Elverhoi et al. 1989; Berner 1991; Polyak & Solheim 1994).

Das in Sedimentfallen der zentralen Framstraße aufgefangene lithogene Material erreicht jedoch selbst in den Hochsedimentationszeiten des Jahres kaum 20 % Smektit (Berner 1991). Die aus den Fallendaten für ganzjährig eisbedeckte Regionen errechnete Sedimentationsrate übersteigt 0,2 cm/ka nicht. In den Oberflächensedimenten des südwestlichen Eurasischen Beckens und der nördlichen Framstraße werden dementsprechend nicht über 20 %, sondern wesentlich niedrigere Smektitgehalte erreicht (Abb. 102; Kap. 7.1). In der nordwestlichen Barents-See werden allerdings wesentlich höhere Smektitwerte in Oberflächensedimenten gemessen (Abb. 102; bis zu 45 % nahe Franz-Josef-Land; vgl. Elverhoi et al. 1989; Polyak & Solheim 1994).

Betrachtet man die heute vorhandenen Oberflächenströmungen, wird offensichtlich, daß ein größerer Teil des im Sibirischen Zweig der Transpolar Drift beförderten (Smektit-reichen) Meereises den Arktischen Ozean durch die Passage zwischen Franz-Josef-Land und Svalbard verlassen kann (Abb. 4, 96; vgl. Kap. 1.3, 1.4, 7.1; Pfirman et al. 1989; Nürnberg et al. 1994; Pfirman et al. eingereicht).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Die Oberflächenverteilungskarte weist nur ein weiteres Gebiet mit erhöhten Smektitwerten aus: die Südseite des Lomonosow-Rückens (Abb. 102; Stein et al. 1994b). Diese Region wird auch durch einen erhöhten Anteil an kurzkettingen n-Alkane gekennzeichnet, die als Anzeiger für erhöhte biologische Aktivität im Oberflächenwasser gesehen werden (Schubert 1995). Die Anzeichen höherer Produktivi-

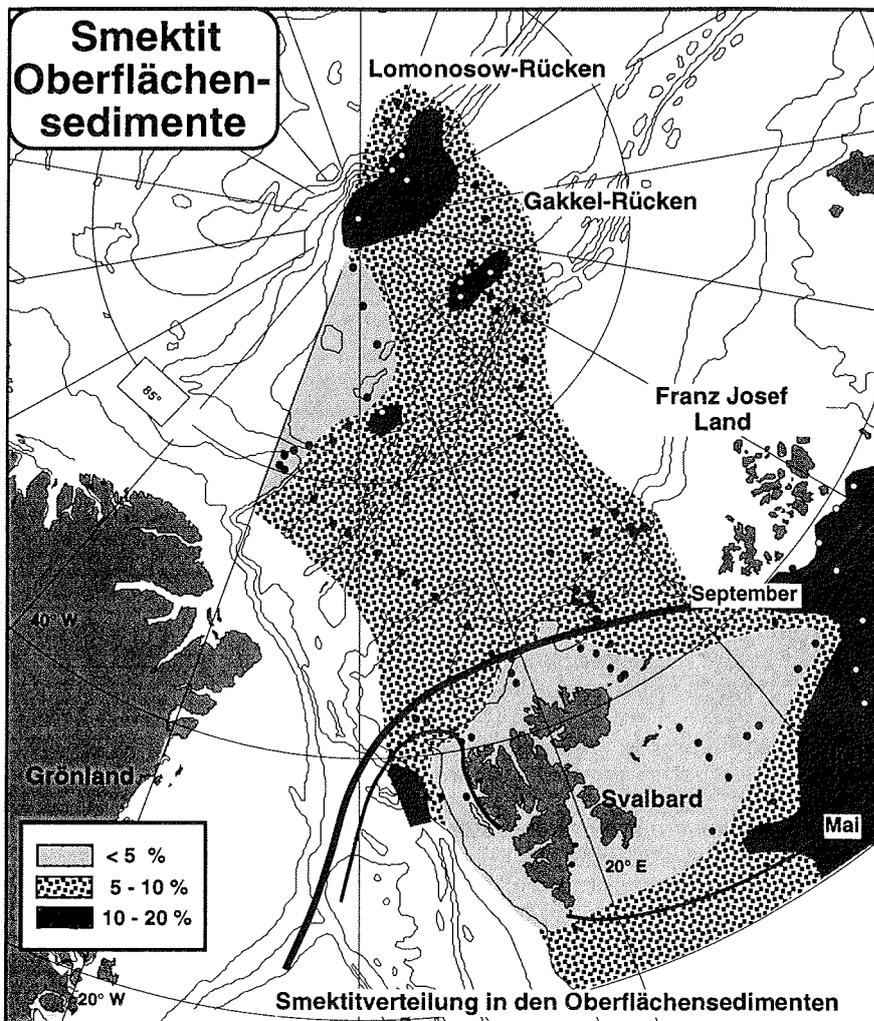


Abb. 102: Verteilungskarte des Smektitanteils in der Tonfraktion von Oberflächensedimenten des westlichen Eurasischen Beckens (nach: Stein et al. 1994b; Wahsner et al. in Vorb.; persl. Mittlg. Wahsner 1995). Mittlere Eisrandlagen für Mai und September nach Gloersen et al. 1992.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

tät und stärkerer Smektit sedimentation können auf das häufige Vorkommen offener Wasserflächen zurückgeführt werden. Der Lomonosow-Rücken liegt unter dem Zusammenfluß der beiden dominierenden Oberflächenströmungen im Arktischen Ozean (vgl. Kap. 1.3). Das Zusammentreffen des Beaufort-Wirbels und der Transpolar Drift kann ausgedehntere offene Wasserflächen fördern (vgl. Fütterer 1992; Schubert 1995), deren verringerte Albedo auch zu einer lokalen Erwärmung unter der sommerlichen Dauerbestrahlung führen kann. Damit sind die Bedingungen für ein Ausschmelzen von Meereissedimenten verbessert. Das heutige Oberflächenströmungsmuster lenkt Meereis, das in der westlichen Laptew-See gebildet wird, entlang der Laptew-See ostwärts (Abb. 4). Am nordöstlichen Rand der Laptew-See wird das Eis in die Transpolar Drift eingebunden und verdriftet nordwestwärts über den Lomonosow-Rücken, wo es sich mit Meereis aus dem Amerasischen Becken vermischt. Dessen Sediment besitzt nur sehr geringe Smektitgehalte (vgl. Kap. 7.1; Reimnitz et al. in Vorb.).

Das Meereissediment über dem Lomonosow-Rücken enthält heute einen vergleichsweise geringen Smektitanteil (Abb. 96). AMS-¹⁴C-Datierungen haben gezeigt, daß die Oberflächensedimente des Lomonosow-Rückens und der Morris-Jesup-Schwelle ein höheres Alter haben (vgl. Kap. 3; Nørgaard-Pedersen 1996; Schneider et al. 1996). Eine Entstehung zwischen 10 und 2,5 ka vor heute würde eine Sedimentation während des Holozänen Klimaoptimums oder kurz danach bedeuten (6 ka; vgl. Kap. 7.2.2). Während dieser Zeit könnten verbesserte Abschmelzbedingungen bestanden oder ein verstärkter Anteil von Meereis mit der Herkunft Laptew-See den Lomonosow-Rücken erreicht haben.

Eine erhöhte Besiedlungsdichte lebender, benthischer Foraminiferen aber auch von Ostracoden deutet am Lomonosow-Rücken auf einen auch heute erhöhten Nahrungsfluß aus der Wassersäule zum Boden hin (Bergsten 1994; Cronin et al. 1994; Wollenburg 1995). Andererseits könnte eine heute verstärkte Bodenströmung den lateralen Transport von Feinstpartikel mit dem Zwischenwasser aus der Laptew- und Kara-See-Region fördern (vgl. Kap. 1.4). Für eine Sedimentation aus dem Meereis und damit auch der Wassersäule spricht jedoch das häufige Vorkommen von Sedimentlagen mit 0,5-1 cm großen siltigen und sandigen Tonklümpchen in Sedimentkernen des Lomonosow-Rückens (Fütterer 1992; Kassens & Thiede 1994). Diese ähneln den von Goldschmidt et al. (1992) und Goldstein (1983) beschriebenen feinkörnigen "sediment pellets", die mit einem Ausschmelzen von Meereissedimenten insbesondere Kryokoniten verknüpft werden können (vgl. Kap. 1.5, 7.1). Am Lomonosow-Rücken stammt also zumindestens ein Teil des Sediments aus dem Meereis.

Der Smektitgehalt in den Sedimenten des westlichen Eurasischen Beckens steigt nur an, wenn die Sedimentation aus dem Meereis, der Wassersäule und aus Eisbergen die Hintergrundsedimentation überlagert. Einer Abschätzung von Dethleff (1995a) zufolge kann das Meereissediment aus der Laptew-See heute maximal 28 % der Tiefseesedimentakkumulation in den Abschmelzgebieten stellen. Rechnet man diese Zahl auf den Maximalwert an Smektit in den von Nürnberg et al. (1994) untersuchten Meereissedimenten an (56 % der Tonfraktion), dann kann der in den Beckensedimenten gespeicherte Smektitgehalt, der aus dem Laptew-See-Meereis stammt, heute kaum 15 % übersteigen. Für die anderen, von Nürnberg et al. (1994) gegebenen Smektitwerte im Meereis, würde sich die entsprechende Rate auf Werte zwischen 4 und 12 % Smektit reduzieren. Obwohl die genannten Werte einer insgesamt mit vielen Fehlern und Vorgaben behafteten Abschätzung ent-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

springen (u.a. keine weitere Smektitquelle zulassen und eine Korngrößenselection bei der Ablagerung nicht in Betracht ziehen), liegen die in den Oberflächensedimenten bestimmten Smektitgehalte innerhalb dieses Rahmens von 0-15 % Smektit (Abb. 102; Stein et al. 1994b). Über 15 % Smektit werden nur im Einflußbereich des Westspitzbergenstroms in der Nähe der mittleren Sommereisrandlage sowie über dem Lomonosow-Rücken erreicht (Abb. 102).

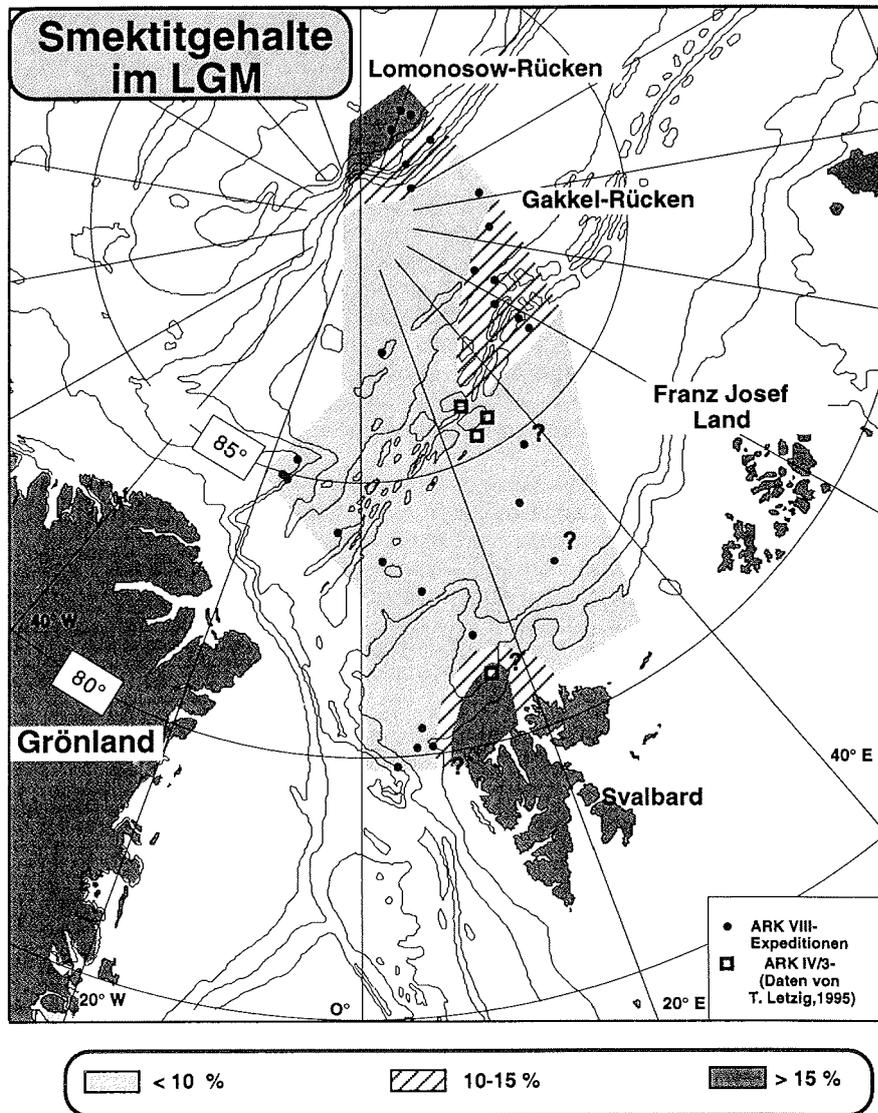


Abb. 103: Verteilung der maximalen Smektitgehalte in Sedimenten des Letzten Glazialen Maximums (ca. 18-20 ka, östl. Profil: unveröff. Daten, Wahsner).

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Da die Sedimente auf topographischen Höhen der Becken- und Kontinentalhangsedimentation entzogen sind, sollte ihr durchschnittlicher Gehalt an Smektit, so er denn tatsächlich aus der Wassersäule und von Meereis stammt, über dem der Beckensedimente liegen. Das Bild im Eurasischen Becken wird allerdings durch die regionalen Unterschiede im verfügbaren Smektiteintrag überprägt (vgl. Abb. 7.1.6.). So werden alle Maximalwerte der Smektitgehalte während der Isotopenstadien 6 bis 1 vom Kern PS2212-3 gestellt (Kap. 5, 6), der nicht nur am Svalbard-Kontinentalhang, sondern auch im Einflußbereich des Westspitzbergenstroms liegt.

Dennoch zeigt der Vergleich von PS2212-3 und dem Kern PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle, daß diejenigen Sedimente, die älter als Isotopenstadium 5 sind, auf der Morris-Jesup-Schwelle konstant hohe Smektitgehalte erreichen (Abb. 81, 92). Diese liegen im Schnitt über denen von PS2212-3 vom Yermak Plateau. Auch der westliche Gakkel-Rücken zeichnet gegenüber dem benachbarten Amundsen-Becken erhöhte Smektitgehalte auf (Abb. 64; vgl. PS2206-4 mit PS2205-1 und PS2204-3). Diese Ergebnisse können jedoch nur einen ersten Hinweis auf den erhöhten Eintrag von Smektit aus dem Meereis und der Wassersäule in das Eurasische Becken geben, da die hier verglichenen Sedimentkerne regionale wie lithologische und granulometrische Unterschiede besitzen (vgl. Kap. 5, 6).

Sehr interessant ist allerdings, daß die Sedimente des Letzten Glazialen Maximums (LGM) gleichmäßig niedrige Mittelwerte um 5 % aufweisen, während in den meisten anderen Isotopenstadien Unterschiede zwischen Rücken- und Beckensedimenten erkennbar sind (Abb. 103; Kap. 5, 6). Hierfür können mehrere Gründe angeführt werden: 1) Die Quellen für einen hohen Smektiteintrag in den Arktischen Ozean sind abgeschnitten, 2) das Meereis beinhaltet aufgrund anderer Bildungsbedingungen während des Glazials kaum Sedimente, 3) die im Glazial herrschenden extrem niedrigen Temperaturen und die verringerte Insolation verhindern, daß Sedimente aus dem Eis freigesetzt werden, 4) andere Liefergebiete (z.B. das Amerasische Becken) gewinnen größeren Einfluß auf das Tonmineralsignal, 5) das generelle Eisdriftmuster verändert seine Lage, 6) das Svalbard/ Barents-See-Eisschild und das Grönland-Eisschild sind bis zum Schelfrand ausgedehnt und beeinflussen die Schelfhangsedimentation.

Bei einem um über 100 m reduzierten Meeresspiegel fallen weite Gebiete der flachen, sibirischen Schelfe während des LGM trocken (vgl. Abb. 4, 116). Auch die wenigen Regionen der Amerasischen Schelfe mit hoher Smektitkonzentration liegen frei. Das Schelfgebiet vor N-Grönland und Ellesmere Island wird durch eine reduzierte Wassermenge bedeckt, und die Eisschilde dehnen sich vermutlich über die Küstenlinien hinaus aus (Plag et al. 1996 und Zitate darin). Erhöhte Schelfsedimentation kann die Umlagerung von Sediment vom Schelf in den Tiefsee fördern. Dieser direkte Transport wird also verstärkt (vgl. Kap. 1.5, 7.2.2). Es ist außerdem möglich, daß sich die Transpolar Drift verändert und größere Gebiete des westlichen Eurasischen Beckens von Meereis und Eisbergen aus dem Amerasischen Becken überströmt werden.

Am östlichen Gakkel- und am Lomonosow-Rücken können etwas erhöhte Smektitgehalte beobachtet werden (Abb. 103). Am Lomonosow-Rücken korreliert dies wiederum mit einer gegenüber dem restlichen Eurasischen Becken erhöhten Ablagerung von kurzkettigen n-Alkanen, einem Anzeiger für vorhandene Bioproduktivität im Oberflächenwasser (vgl. Schubert 1995). Da auch die langkettigen n-Alkane als Indikator für terrigenes organisches Material eine starke Zunahme zeigen, geht

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Schubert (1995) für das Stadium 2 davon aus, daß es im Zusammenfluß von Eis des Beaufort Wirbel und der Transpolar Drift zu einer verstärkten Freisetzung von Meereismaterial kommt und größere Lücken in der Meereisbedeckung entstehen. Damit können in dieser Region wenig Unterschiede zwischen der heutigen Situation und dem LGM erkannt werden.

Erhöhter Smektit eintrag während der Terminationen I_a und I_b (ca. 9 - 15 ka) - die Flutung der Kara- und Laptev See und ihre Auswirkung im westlichen Eurasischen Becken

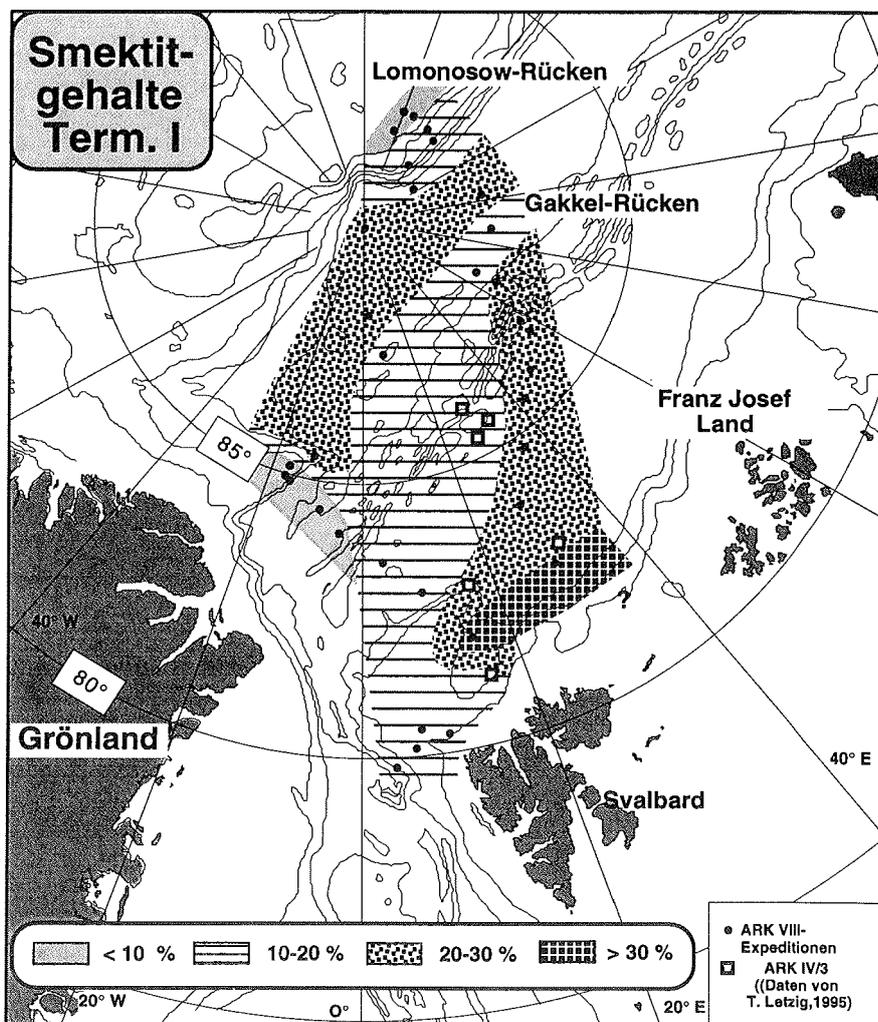


Abb. 104: Verteilung der Smektitmaximalgehalte in Sedimenten der Termination I (ca. 9-15 ka; östl. Profil; unveröff. Daten, Wahsner).

In Kapitel 7.1 wurde dargelegt, daß sich die Tonmineralvergesellschaftung der Kara-See und Franz-Josef-Lands deutlich von der der Laptew-See unterscheidet (vgl. Gurevich 1995; Wahsner 1995; Wahsner et al. 1996; Kosheleva & Yashin 1996). Insbesondere zeichnet sich die Smektitgruppe durch eine besonders schlechte

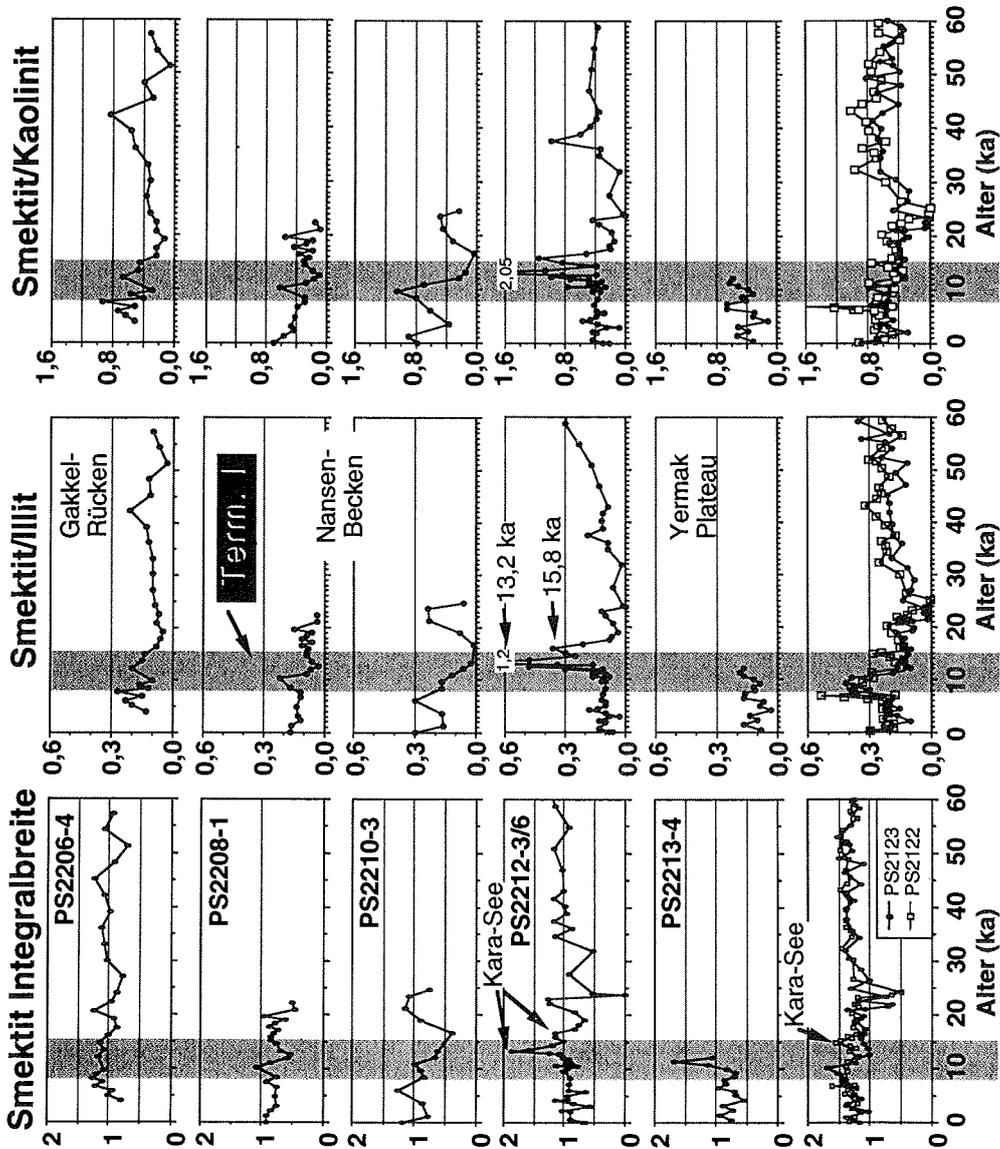


Abb. 105: Schwankungen der Smektitkristallinität, des Smektit/Illit-Verhältnisses und des Smektit/Kaolinitverhältnisses gegen das Alter (vgl. Kap. 5 und 6).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Kristallinität aus, Franz-Josef-Land und die benachbarten nördlichen Kara-Schelf-Regionen setzen als einzige der sibirischen Schelfgebiete hohe Mengen an Kaolinit frei, und die Illitgruppe tritt in der Kara-See extrem stark zurück, so daß ein sehr hohes Smektit/Illit-Verhältnis zustande kommt.

Die Verteilungskarte zeigt generell gegenüber dem LGM stark erhöhte Smektitgehalte und zwei Streifen besonders hoher Werte über 20 % (Abb. 104). Dazu erstreckt sich ein Feld von Werten über 30 % am nördlichen Barents-See-Kontinentaltlang. Zur Framstraße hin werden die Anteile wieder geringer. Damit ist ein Eintrag des Smektit mit einem zu dieser Zeit möglichen Einstrom des Westspitzbergenstroms eher unwahrscheinlich (siehe dazu auch Kap. 7.2.2). Die warmen atlantischen Wassermassen würden dafür sorgen, daß Meereis und Eisberge einen Großteil der Sedimente während des Nordwärtstransports freisetzen. Die Smektitgehalte in Sedimentkernen unter dem nördlichen Norwegen- und dem Westspitzbergenstrom übersteigen aber kaum 30 % (z.B. Kuhlemann 1990; Berner 1991). In der Framstraße können unter dem Westspitzbergenstrom etwas mehr als 20 % Smektit während der Termination I erreicht werden (Letzig 1995). Die schlechte Smektitkristallinität (hohe Integralbreiten) und das hohe Smektit/Illit-Verhältnis deuten darauf hin, daß während der Termination I_a ein Schub von Kara-See-Material vor allem die südlicheren Kernpositionen erreicht hat (Abb. 105: PS2212-3; vgl. Kap. 7.1). Dieses Signal folgt erst nach einem Maximaleintrag von Kaolinit (Abb. 105; vgl. Kap. 5, 6, 7.1), was sich auch im Smektit/Kaolinit-Verhältnis widerspiegelt. Letzteres zeigt besonders im Nansen-Becken zu Beginn der Termination I Minimalwerte, ehe es in der Termination I_b auf Spitzenwerte ansteigt (Abb. 105). Während also in der initialen Abschmelzphase des Svalbard/ Barents-See-Eisschildes und des Kara-See-Eisschildes Material von Franz-Josef-Land das südwestliche Eurasische Becken erreicht, wechselt das Herkunftsgebiet der Feinfraktion zur nach 13 ka frei werdenden Kara-See (vgl. Kap. 7.1, 7.2.2). Der besonders starke Kaolinit-Eintrag im tiefen Nansen-Becken weist auf einen erhöhten gravitativen Transport vom Franz-Josef-Land-Schelf ins benachbarte Becken direkt nach dem ersten Aufbrechen der Barents- und Kara-See-Eisschilde hin.

Die von Dunaev et al. (1995) erstellte Rekonstruktion der Kara-See-Region für das LGM geht von einer minimalen Vergletscherung von Nowaja Semlja aus und sieht die östlichen Gebiete der Kara-See trockengefallen (Abb. 106). Dieses Minimalvereisungsmodell für die späte Weichselvereisung wird inzwischen durch neue Ergebnisse aus der nordöstlichen Kara-See und von der Taimyrhalbinsel mehr und mehr gestützt (vgl. Tveranger et al. 1995; Bolshiyarov 1996; Bourtman & Levitan 1996; Ebel et al. 1996; Hahne 1996; Harwat 1996; Kosheleva & Yashin 1996; Melles et al. 1996; Musatov 1996; Niessen et al. 1996a,b; Polyak et al. 1996; Siegert et al. 1996; Velichko et al. 1996; siehe auch Thiede & Bauch 1996 und Kurzfassungen darin). Ein steigender Meeresspiegel würde in der beschriebenen Situation zur sofortigen Flutung der östlichen Kara-See führen. Weite Flachwassergebiete entstehen und können eine intensive Meereisbildung fördern (optimaler Bereich 10-30 m; Reimnitz et al. 1994; Dethleff 1995a). Die Laptew-See bleibt dagegen weiterhin trocken, da eine benachbarte Vergletscherung fehlt und die Region damit nicht wie die Kara-See durch eine Eisschild-Auflast abgesenkt ist (vgl. Holmes & Creager 1974; Nürnberg et al. 1995b).

Der Rand des Svalbard/Barents-See-Eisschildes über Franz-Josef-Land würde aufgrund seiner Position als einer der ersten der Region instabil werden und könnte dadurch frühzeitig Eisberge freigeben und Sedimentumlagerungen am

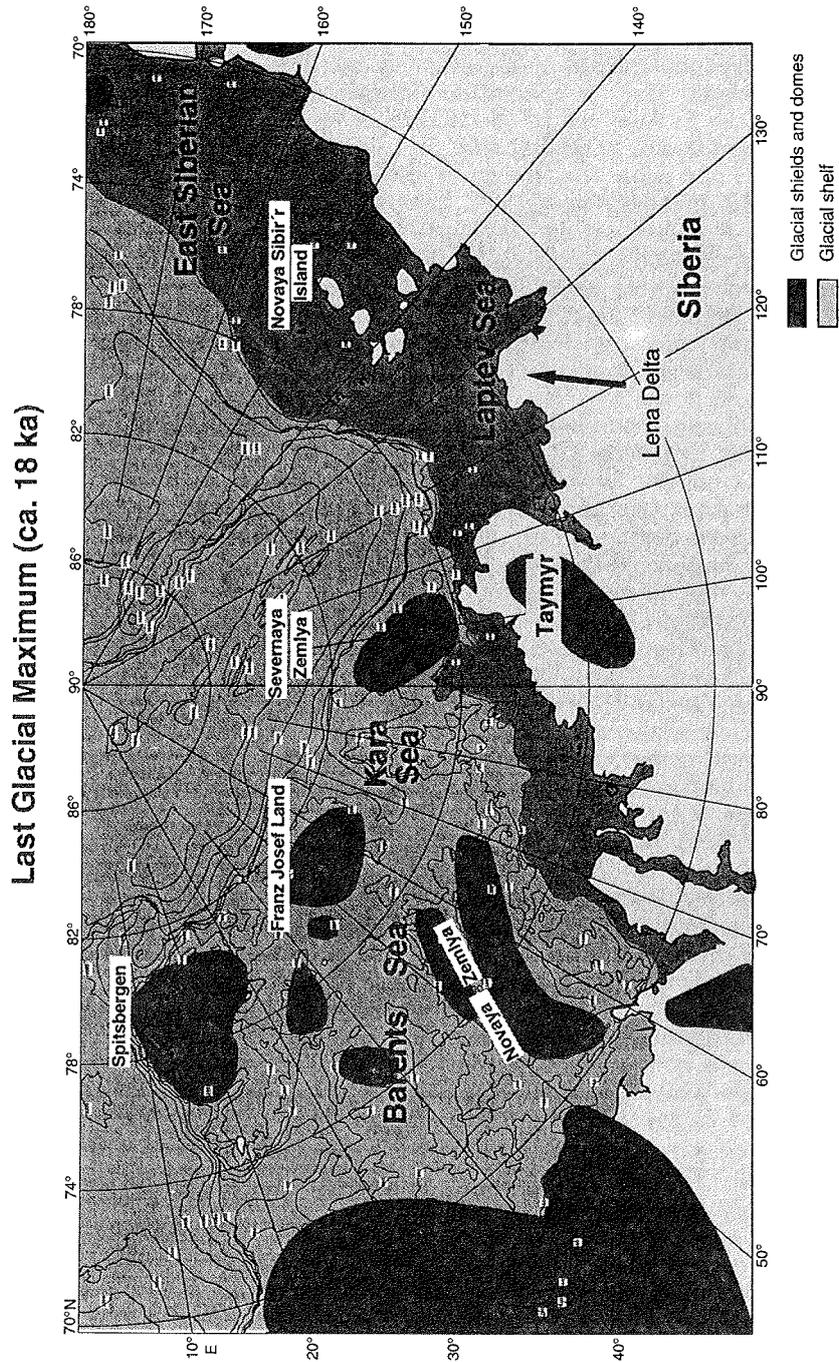


Abb. 106: Paläogeographische Rekonstruktion der Barents- und Kara-See-Region während des LGM basierend auf seismischen und Sedimentkernergebnissen (aus: Weiel 1997 nach Dunayev 1988).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Kontinentalhang fördern. Danach würden in den Flachwassergebieten der Kara-See große Mengen Sediment in Meereis aufgenommen werden. Auf diese Weise könnte die Feinsignalabfolge (zuerst Kaolinit-reich dann Smektit-reich) in den Tiefseesedimenten am Yermak Plateau entstanden sein. An dieser Stelle muß betont werden, daß die in Abbildung 106 gegebene Rekonstruktion eine absolute Minimumvereisung für das LGM darstellt und andere Bearbeiter (z.B. Grosswald & Hughes 1995) von einer wesentlich mächtigeren Vergletscherung der Kara-See ausgehen. Eine frühe Enteisung und Öffnung des St. Anna-Troges deckt sich jedoch mit den Ergebnissen von Kolstad (1995), Herlihy (1996) und Polyak et al. (1996). Die nordöstliche Kara-See erscheint heute als extrem Smektit-reich (Kap. 7.1). Außerdem birgt sie einen hohen Anteil von terrigenem organischen Material (Stein 1996). Während der Termination I erhält der südwestliche Teil des Eurasischen Beckens (Stationen PS2213 bis PS2210) ein Sedimentsignal, daß diese beiden Charakteristika beinhaltet (vgl. Abb. 69).

Hohe C_{org} -Gehalte mit deutlichen Kennzeichen wiederaufgearbeiteten, organischen Materials (vgl. Abb. 69, 70, 77; Knies 1994; Knies et al. eingereicht), hohe Smektitgehalte mit der Signatur der Kara-See (vgl. Abb. 105; Kap. 7.1) sowie die Dominanz von Albit, Labradorit und Orthoklas (Tab. A8) bei hohen Plagioklasanteilen zusammen mit niedrigen Qz/Fsp-Verhältnissen in der Gesamtmineralogie (Abb. 49-5.4.3, 78) deuten gleichlautend auf eine Herkunft aus der östlichen Kara-See hin (Kap. 7.1). Das für die genannten Parameter deutlichste Signal wird in PS2212-3/6 vom nordöstlichen Yermak Plateau aufgezeichnet (Abb. 105). Es kann jedoch in abgeschwächter Form im gesamten südwestlichen Eurasischen Becken bis zum Gakkel-Rücken verfolgt werden (siehe Grauschattierung in Abb. 105). Am Yermak Plateau und am Gakkel-Rücken setzt es zwischen 16 und 15 ka ein. Dies ist die Zeit eines ersten Schmelzwasserereignisses im Arktischen Ozean und der Framstraße, dessen Herkunft bisher noch nicht geklärt ist (Kap. 4, 7.2.2; Stein et al. 1994a). Zieht man die hier beschriebenen Erkenntnisse in Betracht, dann scheint ein frühes Aufbrechen des Kara-See-Eisschildes die Ursache für dieses Schmelzwassersignal zu sein. In einer frühen Phase können die östlich angrenzenden Landflächen in der Kara-See durch die Schmelzwässer geflutet werden. Das in der während des LGM verlandeten, östlichen Kara-See abgelagerte Material wird durch diese Schmelzwässer und die einsetzende Transgression aufgearbeitet und durch den St. Anna-Trog in das Eurasische Becken verteilt. Daran sind Meeresströmungen aber auch Meereisneubildung und Meereistransport beteiligt.

Auch neue Parasound-Ergebnisse und Sedimentkerninformationen aus dem Gebiet nördlich und nordöstlich Sewernaja Semlja deuten auf eine Minimalvereisung des Sewernaja Archipels, eine kontinuierliche Sedimentation während der Isotopenstadien 3-1 in der Vilkitzkystraße zwischen Sewernaja Semlja und der Taimyr-Halbinsel sowie einen verstärkten Sedimenteintrag während der Termination I_a hin (Niessen et al. 1996a; Kleiber et al. 1997; Weiel 1997). Diese Informationen stützen die Vorstellung einer frühen Flutung der nordöstlichen Kara-See während der Termination I. Dazu stellen Bourtnan & Levitan (1996) eine starke Veränderung der Schwermineralvergesellschaftung nach 15 ka in Sedimentkernen südlich Sewernaja Semlja fest, die auf einen verstärkten Einfluß aus der inneren Kara-See deuten könnten (möglicherweise dem Ob/ Jenissej-Ästuar). Eine weitere Möglichkeit, ein solch deutliches Signal zu erklären, wäre das katastrophale Aufbrechen eines oder mehrerer durch Gletschereis gebildeten, riesigen Seen im Putorana-Gebirge, die eine Flutwelle über den Jenissej in die Kara-See freisetzen würde. Dafür sind allerdings keine Informationen aus der Landgeologie bekannt.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Alle Kerne nördlich des Yermak Plateaus zeigen erhöhte Smektitwerte, Smektitintegralbreiten und Smektit/Illit-Verhältnisse später als 10 ka (Abb. 64, 105). Die am Yermak Plateau aufgezeichneten Maximalwerte vor allem auch des S/I-Verhältnisse werden jedoch nicht erreicht (Abb. 105). Da der Meeresspiegel weiter ansteigt, reduzieren sich die Möglichkeiten in der nordöstlichen Kara-See, Meereis über weiten flachen Gebieten zu produzieren (vgl. Kap. 1.3).

Die Flutung der westlichen Laptew-See nach 10 ka durch diesen Meeresspiegelanstieg (Fairbanks 1989) fördert nun den Prozeß der Wiederaufarbeitung von Sediment und der Meereisbildung in dieser ebenfalls Smektit-reichen Region (vgl. Silverberg 1972; Holmes & Creager 1974; Kuptsov & Lisitsin 1996). Die Laptew-See ist jedoch nicht ganz so verarmt an Illit wie die östliche Kara-See (vgl. Tab. A12; Kap. 3, 7.1; Wahsner & Shelekova 1994; Rossak 1995; Wahsner 1995, Mosler et al. 1996). Das Eurasische Becken erhält ein weiteres Mal einen Schub Smektit mit dem Meereis und den Meeresströmungen. Die in den Kernen zu dieser Zeit aufgezeichnete Smektitintegralbreite erreicht jedoch nicht die Maximalwerte von PS2212-3/6 und auch die Smektit/Illit-Verhältnisse bleiben niedrig (Abb. 105). Diese Signatur ist typischer für Material aus der westlichen Laptew-See als aus der östlichen Kara-See (vgl. Kap. 7.1).

Zwischen 9 und 6 ka muß eine Zumischung von Sediment aus der zunehmend gefluteten zentralen und östlichen Laptew-See erwartet werden (Holmes & Creager 1974; Kuptsov & Lisitsin 1996). Ein Trend zu höheren Smektitgehalten läßt sich bis auf die Morris-Jesup-Schwelle verfolgen (Abb. 64, 92). Hier prägt sich der starke Einfluß von N-Grönland und Ellesmere Island mit hohen Einträgen von Chlorit und Illit durch. Die günstigeren Bedingungen im frühen Holozän ermöglichten vermutlich eine weniger dicke und feste Eisbedeckung über dem Schelf (vgl. Kap. 1.4; Dyke et al. 1996 und Zitate darin). Schmelzwasser, Suspension und Eisberge konnten aus den Fjorden in den benachbarten Teil des Arktischen Ozeans vordringen. Besonders PS2204-3/ PS2205-1 aus dem westlichen Amundsen-Becken zeigen niedrige Smektit- und hohe Illit- und Chloritgehalte, die sich entsprechend auf die Tonmineralverhältnisse auswirken (Abb. 64 - 66).

Eine Zone hoher Smektitgehalte zieht sich vom östlichen Gakkel-Rücken zur östlichen Framstraße und zeichnet möglicherweise die Lage des sibirischen Zweiges der Transpolar Drift während der Termination I nach (Abb. 104). In diesem Fall wäre das gesamte System nordwestwärts verlagert. Diese Annahme verlegt das Interesse auf den zweiten Streifen hoher Smektitwerte im Eurasischen Becken während der Termination I (Abb. 104). Für diesen zentralen Teil des Arktischen Beckens muß auch während verbesserter klimatischer Bedingungen eine permanente Eisbedeckung angenommen werden.

Obwohl gerade im Zusammenfluß von Transpolar Drift und Beaufort Wirbel verstärkt offene Wasserflächen erwartet werden können (Fütterer 1992; Schubert 1995), erklärt dies nicht den Streifen erhöhter Smektitwerte im nördlichen Teil des Amundsen-Beckens. Auch der sich ostwärts über den Lomonosow-Rücken hinweg ins Makarov-Becken stark verringernde Anteil ist zu beachten (Abb. 104). Dies ist nahezu die Umkehr der rezenten Situation oder im LGM (vgl. Abb. 102, 103). Die Anzeichen für eine erhöhte Bioproduktivität über dem Lomonosow-Rücken und dem Makarov-Becken bleiben jedoch bestehen und verstärken sich bis zur rezenten Situation (Schubert 1995). Aus Sicht der Tonmineralogie scheint sich daher eine Änderung in der Ausgangsregion des Sedimentmaterials zwischen Termina-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

tion I einerseits und LGM und rezenter Situation andererseits vollzogen zu haben, was auf Änderungen in der Lage der Transpolar Drift zurückgeführt werden könnte.

Sollte eine Verschiebung des Systems Transpolar Drift- Beaufort Wirbel nordwestwärts stattgefunden haben, wie es eine größere Ausdehnung des Sibirischen Zweiges andeutet, dann könnte die Zone hoher Smektitgehalte im Amundsen-Becken als Abbild divergierender Oberflächenströmungen während der Termination I_b angesehen werden. Diese würde offenen Wasserflächen durch ihr Auseinanderströmen begünstigen. In diesem Fall müßte Material aus Sibirien in das Amerasische Becken gelangen. Tatsächlich werden solche Veränderungen im Sedimenteintrag während Interglazialen im Amerasischen Becken angenommen (z.B. Darby & Bischof 1995; Bischof et al. 1996; Reimnitz et al. in Vorb.).

Eine Verteilung des Smektit als Teil der durch Tiefenwasserströmungen transportierbaren Feinfraktion wäre auch möglich, indem hochsalinare und/ oder mit Sediment angereicherte Schelfwässer von der Laptew-See in das Arktische Zwischenwasser oder Tiefenwasser eindringen und mit diesen zum Hang des Lomonosow-Rückens verbracht würden (vgl. Kap. 1.3). Die in diesem Kapitel dargestellten Informationen deuten jedoch eher auf einen vorrangigen Transport mit Meereis und Oberflächenströmung hin.

Die Mineralogie der Siltfraktion als Entscheidungshilfe zwischen Meeresströmungen und Meereissedimentation

Während Meeresströmungen vor allem Ton- und Feinsiltkorngößen über lange Strecken befördern können, kann Meereis wesentlich gröbere Komponenten transportieren (Kap. 1.5, 7.1). Sedimente können aus dem Meereis durch die Bildung von Kryokoniten und die biologische Verklumpung von feineren Partikeln freigesetzt werden (Kap. 7.1). Diese Partikel haften teilweise auch nach der granulometrischen Trennung aneinander. Auf diese Weise kann ein gewisser Anteil in der Siltfraktion verbleiben (Kap. 2).

In Kapitel 5 und 6 wurden Ergebnisse der Siltfraktionsmineralogie dargestellt. In allen drei untersuchten Sedimentkernen vom nordöstlichen Yermak Plateau, vom westlichen Gakkel-Rücken und von der Morris-Jesup-Schwelle steigt der Phyllosilikat- (≙Tonmineral-) anteil in der Termination I und dem Holozän an (Abb. 62, 63, 80). Insbesondere verstärkt sich der Anteil der Montmorillonite, die zu großen Teilen der Smektitgruppe zugeordnet werden können (Kap. 2). Am Gakkel-Rücken steigern sich im Holozän zusätzlich die Illit-, Muskovit- (Glimmer) und Chloritanteile in der Siltfraktion (Abb. 62). Diese Zusammensetzung kann indikativ für die zentrale und östliche Laptew-See sein, da entsprechend hohe Anteile dieser Minerale in Oberflächensedimente der Laptew-See vorhanden sind (Vogt et al. 1994; Rossak 1995). Die detaillierte mineralogische Untersuchung einzelner Korngrößenfraktionen von Oberflächensedimenten der inneren Laptew-See ergibt für den Feinsilt einen Gehalt von ca. 45 % Phyllosilikaten (++)Muskovit), ca. 30 % im Mittelsilt, < 20 % im Grobsilt und ca. 10 % in der Sandfraktion (Mosler et al. 1996).

Damit scheint sich ein im Holozän erhöhter Meereissedimenteintrag aus der Laptew-See in das westliche Eurasische Becken zu bestätigen. Niedrige Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse, stark erniedrigte Kalzit- und Dolomitgehalte, ein erhöhter Pyroxenindex und die Nennungen von Amphibolen und Klinopyroxen als Spurenminerale in der Siltfraktion weisen ebenfalls auf die (östliche) Laptew-See als Herkunftsgebiet hin (vgl. Abb. 60, 62; Kap. 5.3, 7.1).

Es wird ein Eintrag über Meereissedimente während der Termination I favorisiert. Da jedoch kaum Informationen über die Feinfraktionsmineralogie aus dem nördlichen Teil des Amundsen-Beckens vorliegen, kann für diese Region des Eurasischen Beckens keine abschließende Einstufung gemacht werden. Hohe von terrigen Komponenten dominierte Gehalte an organischem Material, sehr niedrige Kalzitgehalte und die Dominanz von Illit und Chlorit in der Tonfraktion wie in der Gesamtfraktion sowie die große Ähnlichkeiten aller mineralogischen Parameter zwischen dem Laptew-See-Hangkern PS2474-3 und dem Beckenkern PS2174-5 (vgl. Abb. 84 - 87; Schubert 1995; persl. Mittlg. Wahsner 1995) weisen jedoch darauf hin, daß die Sedimentation im östlichen Amundsen-Becken durch Trübeströme und Bodenströmungen vom Laptew-See-Hang dominiert wird.

Die in diesem Kapitel dargestellten Ergebnisse haben gezeigt, daß in Sedimentkernen des westlichen Eurasischen Beckens die schrittweise Flutung der nordöstlichen Kara-See zwischen 16 und 10 ka und der westlichen Laptew-See nach 10 ka registriert werden kann (vgl. Holmes & Creager 1974; Kosheleva & Yashin 1996). Die große Entfernung des untersuchten Profils von den Lieferregionen läßt nur weitreichende Transportprozesse zu. Meereistransport und untergeordnet Meeres(tiefen)strömungen sind für die Verfrachtung des Smektit aus seiner Herkunftsregion zwischen Khatanga- und Jenissejmündungen verantwortlich. Unterschiede in der vom Meereis inkorporierten Sedimentlast aus der Kara- oder der Laptew-See werden als die entscheidende Änderung im Kernsignal gedeutet.

Smektit- und Pyroxenanteile - Der Fingerabdruck des Putarana-Gebirges zwischen Jenissej und Khatanga

Die mesozoischen Flutbasalte des Putarana-Gebirges stellen sich nahezu als Punktquelle für die Mineralassoziaton Smektit/ Pyroxen/ Plagioklas im Bezug auf das Eurasische Becken dar (Kap. 7.1). Diese Mineralassoziaton wird nicht durch grobkörniges Material getragen und ist deswegen kaum in IRD-Studien zu ermitteln (vgl. z.B. Spielhagen 1991; Hebbeln 1992; Kubisch 1992). Durch Vergleiche der Tonmineralogie und der Gesamtmineralogie ist es jedoch möglich, aus dem gekoppelten Smektit/ Pyroxen-Signal auf die Herkunftsregion östliche Kara-/ westliche Laptew-See zu schliessen (vgl. Abb. 100; Kap. 7.1; Silverberg 1972; Behrends et al. 1995, 1996).

Da in der Tonfraktion der hier untersuchten Sedimente kaum Pyroxen gefunden wurde, konzentriert sich der Pyroxeneintrag eindeutig auf die Siltfraktion. In den drei Kernen, in denen die Siltfraktion untersucht wurde, liegt der Pyroxenindex deutlich höher als im Gesamtsediment (Abb. 107). Da neben der Tonfraktion auch das gröbere Material im Eurasischen Becken an Pyroxenen verarmt scheint (Nørgaard-Pedersen 1996), ist der Pyroxengehalt ein guter Indikator für den Transport mittlerer Korngrößen. Mehrere Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Korngrößen bevorzugt in Meereis eingebaut werden (Lindemann 1994; Nürnberg et al. 1994; Reimnitz et al. 1994; Dethleff 1995a; Reimnitz et al. in Vorb. und Zitate darin).

Die ausgeprägtesten Schwankungen zeigen die Sedimentkerne vom Yermak Plateau, wo heute der Sibirische Zweig der Transpolar Drift auf den warmen Westspitzbergenstrom trifft (Abb. 107). Es ist die Region, in der heute die Sommereisgrenze liegt und in der die höchsten Sedimentflüsse aus dem Eis über Abschmelzen und biologisch-verstärkte Sedimentation erwartet werden können (Kap. 1.3,

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

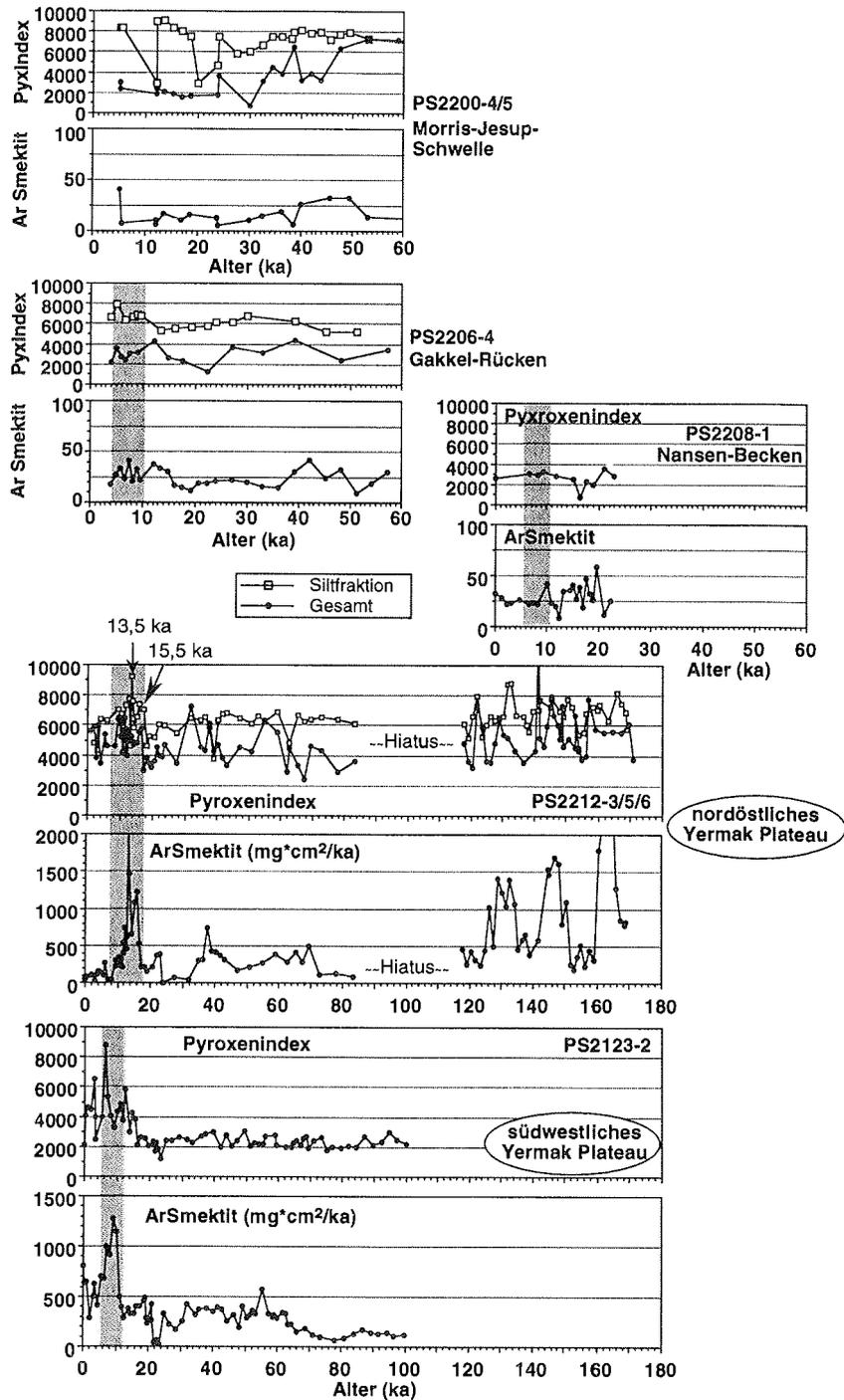


Abb. 107: Smektitakkumulationsraten und Pyroxenindizes verschiedener Kerne aus dem Eurasischen Becken.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

1.4, 7.1). Ein Vergleich der Kerne PS2123-2 und PS2212-3/6 zeigt, daß sich die Position der Hochakkumulation von Smektit und des verstärkten Eintrags von Pyroxen während der Termination I weiter nordwärts auf 82° N verschiebt (Abb. 73, 78, 79). Dies ist auch in einer leichten Verstärkung der Smektit- und Pyroxensedimentation auf dem Gakkel-Rücken und im Nansen-Becken aufgezeichnet (Abb. 107). Das über das gesamte südwestliche Eurasische Becken verteilte Signal kann nur durch einen überregionalen Eintrag von Sediment erzeugt werden. Dies deutet auf eine Sedimentation aus den oberen Schichten der Wassersäule hin. Der Eintrag vom Barents-See-Schelf in das Nansen-Becken ist sehr stark (vgl. Pagels 1991; Kubisch 1992) und sollte daher die Sedimentation über Bodentransporte dominieren. Vom Barents-See-Schelf werden weder hohe Smektit- noch Pyroxeneinträge abgeben (vgl. Kap. 7.1). Im Rahmen der in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Daten kann davon ausgegangen werden, daß hohe Smektit- und Pyroxeneinträge, die aus der östlichen Kara-See und der westlichen Laptew-See stammen, aus der oberen Wassersäule und mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Meereis in das Eurasische Becken sedimentiert werden.

Dabei sollte nicht außer acht gelassen werden, daß die höchsten Werte beider Parameter im Nansen-Becken zwischen 21 und 18 ka, also während des Letzten Glazialen Maximum, erkannt werden (Abb. 107). Parallel dazu finden sich zu dieser Zeit hohe Anteile an biogenem Kalzit in den Proben (Kap. 5). Daher können saisonal offene Wasserflächen im südwestlichen Eurasischen Becken angenommen werden, die ein Ausschmelzen von Meereissediment ermöglichen würden.

Ein erhöhter Direkteintrag vom Barents-See/Svalbard-Hang würde allerdings das Meereis überlagern (Kap. 1.4, 7.1). Dies muß zeitweilig auch für der Termination I und das Holozän angenommen werden. Die gekoppelten Signaturen von Pyroxen- und Smektitanteilen ermöglichen es, die Hypothese zu erstellen, daß dieses Signal ein Anzeiger für Meereis-transportiertes Material aus der östlichen Kara- und westlichen Laptew-See ist. Nur das gleichzeitige Ansteigen beider Werte ist indikativ für diese Herkunft. Während der Termination I_a kommt es zu einem dominierenden Anteil von Pyroxenen in der Schwermineralfraktion von Sedimenten südlich von Sewernaja Semlja (Bourtman & Levitan 1996), der vermutlich aus der inneren Kara-See stammt (vgl. Kap. 7.1). Auch eine erhöhte magnetische Suszeptibilität und erhöhte Smektitwerte in Sedimenten nördlich Sewernaja Semlja weisen auf den Ausstrom von Kara-See-Material hin (Weiel 1997).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

7.2.2 Das Svalbard/Barents-See-Eisschild, die Framstraße und das südwestliche Nansen-Becken während der letzten 30 ka

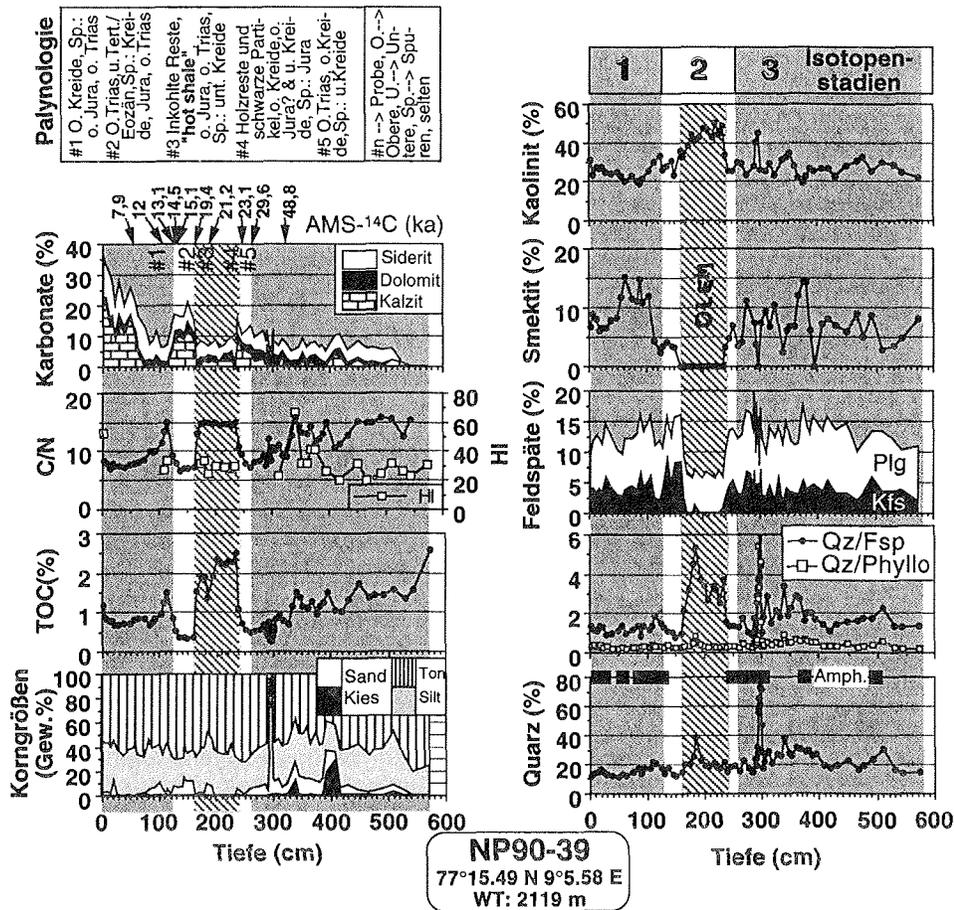
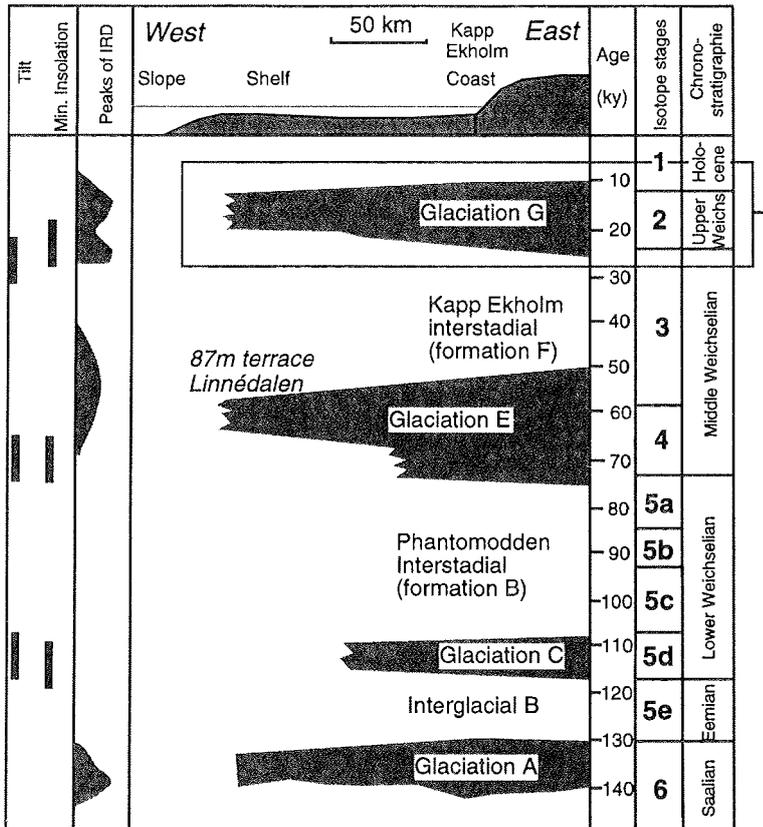


Abb. 108: Sedimentparameter des Kerns NP90-39 westlich Spitzbergens (aus: Andersen 1995; Elverhøi et al. 1995a).

Abbildung 108 faßt diejenigen Sedimentparameter zusammen, die zu der detaillierten Rekonstruktion des Letzten Glazialen Maximums (LGM) und des Übergangs zum Holozän geführt haben (Abb. 109). Es hat sich gezeigt, daß sich die sehr unterschiedlichen, markanten mineralogischen Signale auch in den weiter nördlich gelegenen Kernen dieser Arbeit abbilden (vgl. Abb. 4, 110). Die von Andersen (1995) und Elverhøi et al. (1995a) entwickelte Rekonstruktion läßt sich anhand der hier untersuchten Sedimentkerne untermauern und verfeinern. Der schrittweise Aufbau und Zerfall des Svalbard/Barents-See-Eisschildes (SBIS) über die letzten 30 ka wird von ihnen wie folgt beschrieben: Zwischen 27 und 22 ka führt der verstärkte Einstrom wärmeren, atlantischen Wassers mit dem Westspitzbergenstrom (WSC) zu saisonal offenen Wasserflächen in der östlichen Framstraße, die über die

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion



Glaciation curve: Svalbard and northwestern Barents Sea

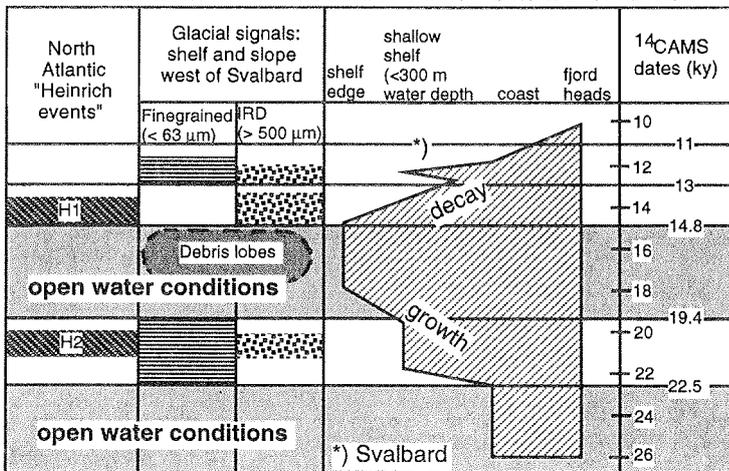


Abb. 109: Wachstum und Zerfall des Svalbard/ Barents See-Eisschildes in Abhängigkeit von der paläozeanographischen Entwicklung in der Framstraße und im südwestlichen Eurasischen Becken (aus: PONAM Final Report (Elverhøi 1995); nach: Elverhøi et al. 1995a, Andersen et al. 1996).

7. Mineralogie und paläozoographischen Rekonstruktion

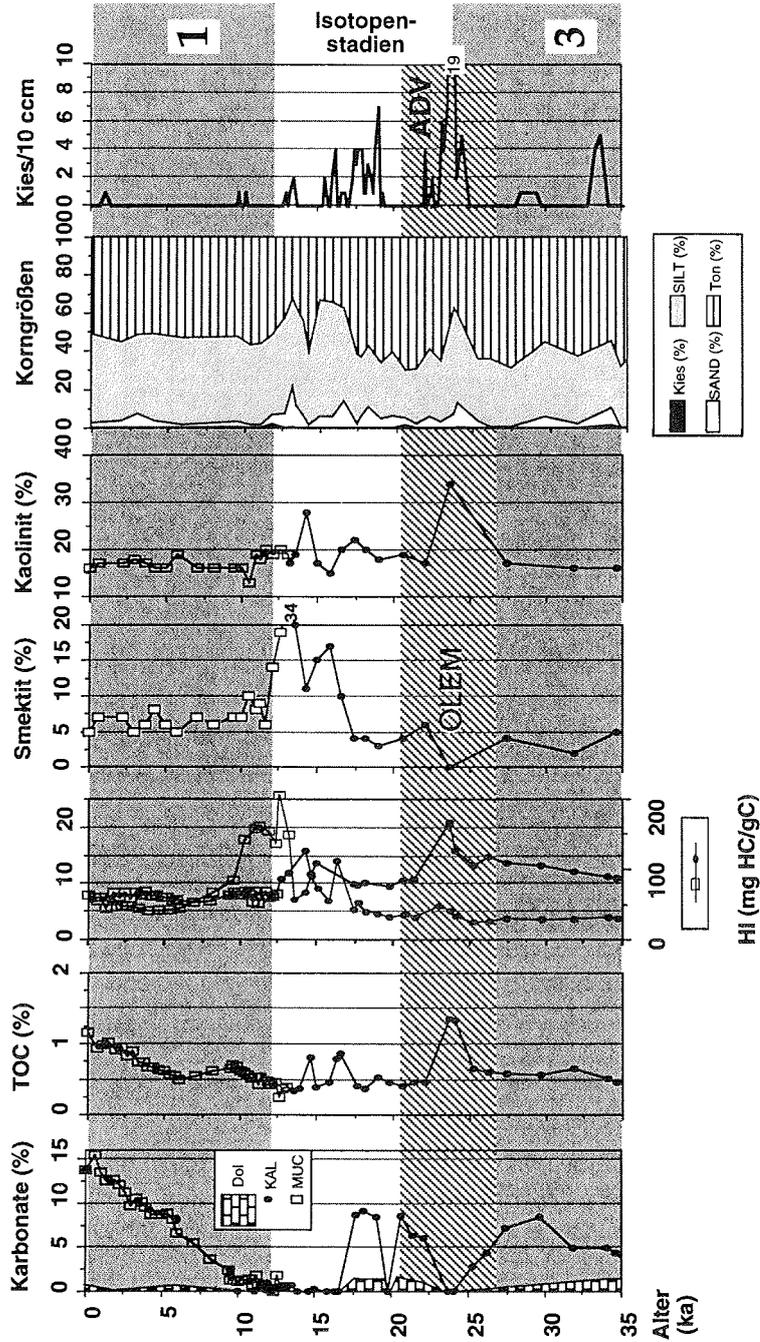


Abb. 110: Sedimentdaten von PS2212-3 gegen das Alter geplottet (vgl. auch Abb. 73- 83; Kap. 4 und 6).

erhöhte Verdunstung Niederschläge auf dem benachbarten Svalbard fördern und bei geringer Insolation und niedrigen Sommertemperaturen zum Aufbau des Eisschildes über Svalbard beitragen. Die Ergebnisse dieser Arbeit (Abb. 73 - 83; Kap. 5) und neue Informationen über Sedimentkerne weiter östlich (Knies et al. eingereicht, persl. Mittlg. Knies, 1996) bestätigen, daß dieser Einfluß sich nach Norden und Nordosten fortsetzt. Hauptargumente für saisonal offenes Wasser sind ein erhöhter Anteil von planktischen, karbonatschaligen Foraminiferen in der Grobfraktion sowie das Vorkommen subarktischer Foraminiferenarten und von Coccolithen (Hebbeln et al. 1994; Dokken 1995; Dokken & Hald 1996).

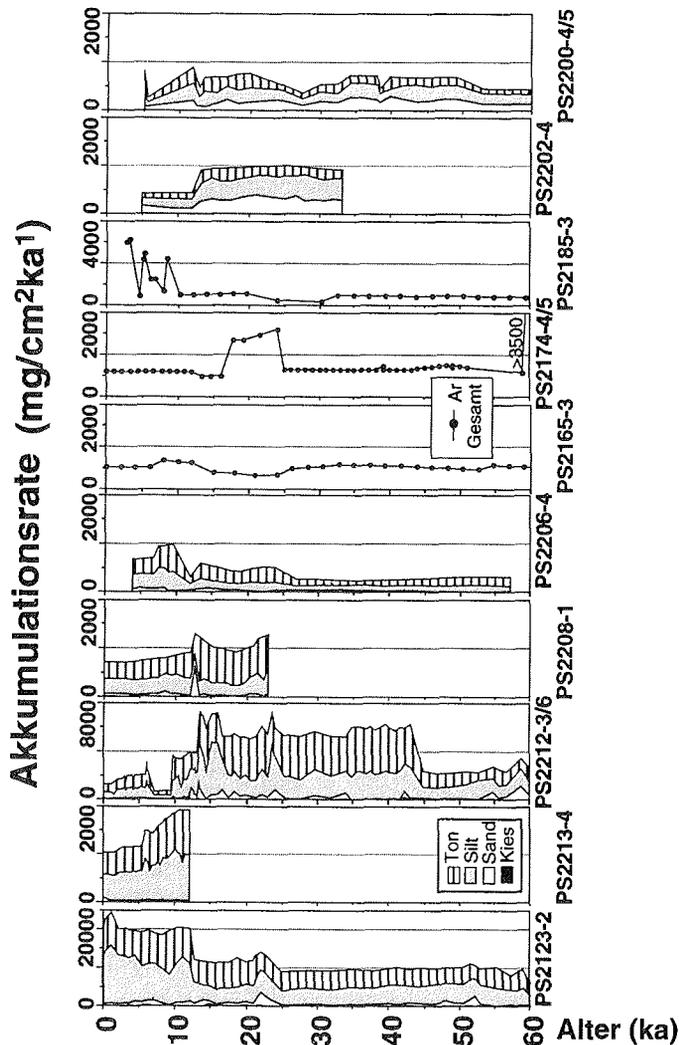


Abb. 111: Akkumulationsraten der Sedimentkerne gegliedert nach Korngrößen auf einem S-N-Profil durch das Eurasische Becken (vgl. Abb. 1: A-B-C; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Knies 1994; Bergmann 1996, persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200: persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Ein Anstieg der Coccolithenanzahl steht immer im Zusammenhang mit verbesserten (wärmeren) Oberflächenwasserbedingungen, wobei die Salinität nur untergeordnet eine Rolle spielt (Samtleben et al. 1995; Harris 1996). Die Coccolithen können heute mit dem Norwegenstrom und dem West-spitzbergenstrom weit nordwärts verdriften (Samtleben et al. 1995). Daher können hohe Coccolithenzahlen in der Framstraße und dem Eurasischen Becken zusätzlich auch als Zeichen eines verstärkten Einstroms atlantischer Wassermassen gedeutet werden (vgl. Gard 1987, 1988, 1993; Baumann 1990; Gard & Backman 1990; Gard & Crux 1994; Hebbeln & Wefer 1997). Eine erhöhte Anzahl an Coccolithen kann den Kalzitgehalt in den feineren Fraktionen erhöhen.

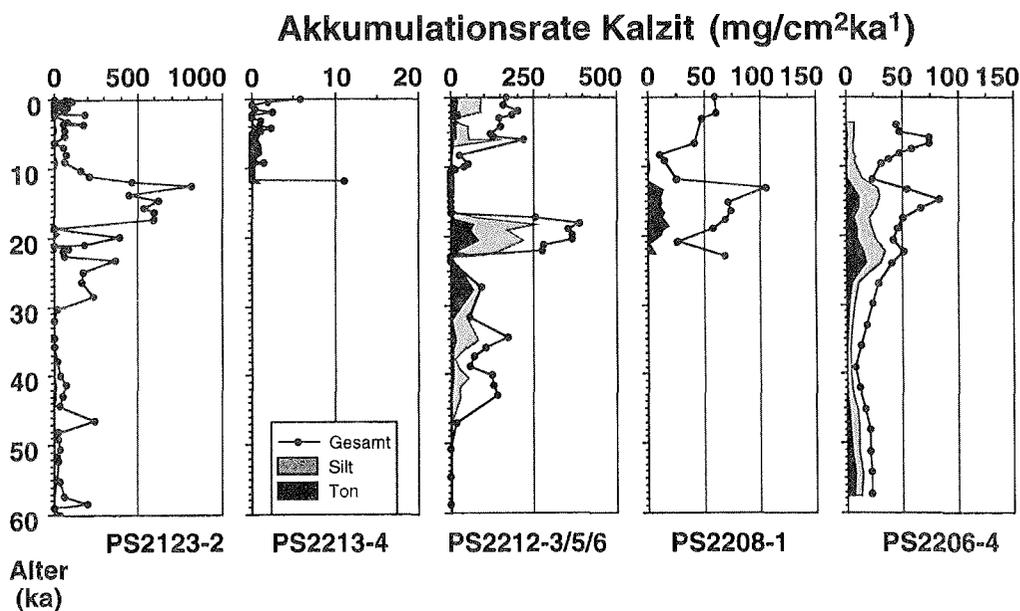


Abb. 112: Akkumulationsraten von Kalzit auf einem S-N-Profil durch das Eurasische Becken (vgl. 1: südlicher Abschnitt; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Knies 1994; Bergmann 1996, persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200; persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

Zwischen 27 und 22 ka wird das Sediment durch Wurmbauten charakterisiert, was Andersen et al. (1996) als ein Zeichen für niedrige Sedimentationsraten sehen. In der Region um Svalbard sind niedrige Sedimentationsraten typisch für eine allein aus der Wassersäule bestimmte Sedimentation. In PS2212-3 vom nördlichen Yermak Plateau ist die Sedimentakkumulationsrate zwischen 27 und 24 ka leicht erniedrigt und die Tonfraktion dominiert das Sediment (Abb. 23, 110). Neben der schwachen Bioturbation (siehe Kernbeschreibung Anhang A) ist dies ein deutlicher Hinweis auf eine pelagische Sedimentation zu dieser Zeit.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Der erhöhte Anteil an Karbonatschalern spiegelt sich mineralogisch in erhöhten Kalzitwerten, vor allem in der Feinfraktion (Coccolithen), wider (Abb. 108, 110, 112; Kap. 6, 7.1). Dieses Signal kann bis zum westlichen Gakkel-Rücken verfolgt werden (Abb. 49, 50; vgl. Pagels 1991). Die Grobfraktion von PS2206-4 auf dem Gakkel-Rücken besteht nahezu vollständig aus Foraminiferengehäusen von *N. pachyderma* (sin.). Am Ende dieser Phase saisonal offener Wasserflächen westlich Spitzbergens bildet die IRD-Zusammensetzung eine Dominanz von Material aus Skandinavien ab (Kristallingesteine). Andersen (1995) führt dies auf eine Abschmelzphase des Fennoskandischen Eisschildes gegen **23 ka** zurück. Eisberge werden freigesetzt und können mit der bestehenden Norddrift die Framstraße erreichen. In der Gesamtmineralogie wird dieses Ereignis durch einen Anstieg im Quarz- und untergeordnet Feldspatgehalt sowie das verstärkte Vorkommen von Amphibolen dokumentiert (Abb. 108). Es ist jedoch nicht sicher, ob die Eisberge von Fennoskandien weiter als 80° N vordringen können (vgl. Hebbeln 1991, 1992; Hebbeln & Wefer 1991; Spielhagen 1991; Kubisch 1992; Andersen 1995). Der nordwärts gerichtete Strom wird als eher schwach bezeichnet.

Die Mineralogiedaten der Kerne PS2123-2 und PS2212-3 (Abb. 73 - 83) können darüber Aufschluß geben, wie weit die nordwärtige Strömung gereicht hat. Das Qz/Fsp-Verhältnis der Gesamtprobe von PS2123-2 steigt zu Beginn des Stadiums 2 in zwei Schritten an (Abb. 73). Es liegt sogar deutlich höher als das Qz/Fsp-Verhältnis der Tonfraktion, was für die untersuchten Sedimentkerne äußerst selten ist (vgl. Tab. A8 - A10; Kap. 5 - 7). Dies weist auf einen hohen Anteil von grobem Material aus Kristallingesteinen hin, die von Fennoskandien, aber auch aus dem Kristallin Spitzbergens, stammen können (Kap. 4). Da die Gletscher Spitzbergens um 23 ka jedoch noch nicht über die Küste hinaus vorgedrungen sein sollen (Abb. 109), muß der Anteil von Spitzbergenmaterial am IRD zu diesem Zeitpunkt begrenzt gewesen sein (Spielhagen 1991; Hebbeln 1992; Elverhøi et al. 1995a).

In PS2212-3 (82°N) kann keine Unterscheidung zwischen dem IRD-Signal von Skandinavien und dem nachfolgenden Sedimentationsereignis (s.u.) getroffen werden. Der Verlauf der Qz/Fsp-Kurve mit einem einzigen Maximum im Vergleich zu zweien in PS2123-2 an der Stadiengrenze 3/2 (Abb. 73, 78) läßt jedoch vermuten, daß die nordwärts gerichtete Oberflächenströmung mit IRD-transportierenden Eisbergen PS2212-3 nicht erreicht hat, was im Einklang mit den bisherigen Untersuchungen steht (vgl. Spielhagen 1991; Hebbeln 1992).

Einen entscheidenden Hinweis könnte hier die Verteilung des Quarzgehaltes auf die einzelnen Korngrößenfraktionen geben. Der Quarz ist in PS2212-3 weitestgehend in der Ton- und vor allem der Siltfraktion gebunden (Abb. 113), die auch den größten Anteil am Gesamtsediment haben (Abb. 111). Dies spricht gegen einen hohen Eintrag von eisbergtransportiertem Material aus Kristallingesteinen, die eher sehr grobe Komponenten > 500 µm stellen (Spielhagen 1991; Hebbeln & Wefer 1997). Das Maximum im Qz/Fsp-Verhältnis von PS2212-3 stammt damit sehr wahrscheinlich aus der Sedimentationsphase zwischen 22 und 19,5 ka (s.u.).

Andersen et al. (1996) nehmen ein langsames Anwachsen ab ca. 30 ka bis 22 ka an. Zu diesem Zeitpunkt ist das Eisschild über die Küste hinaus bis auf die Untiefen südlich Svalbards angewachsen (Abb. 109). Das Eisschild erreicht die Spitzbergenbank südöstlich Svalbards und arbeitet jurassische und kretazische Silt- und Tonsteine auf. Große Sedimentmengen werden möglicherweise durch ein kurzfristiges Abschmelzereignis freigesetzt (Dokken 1995).

22 bis 19,5 ka - Eintrag eines speziellen Mineralogiesignals durch die Erosion der Region zwischen Svalbard und Spitzbergenbank und die weitere Ausdehnung des Svalbard/Barents-See-Eisschildes

In einem von Andersen (1995) favorisierten Szenario führt ein drastischer Meeresspiegelabfall (vgl. Abb. 19) zu einer sehr geringen Wassertiefe über den Untiefen südöstlich Spitzbergens, und eine starke Erosion durch Wellengang und Sturmergebnisse setzt erhöhte Mengen an Feinmaterial von z.B. der Spitzbergenbank frei. In der Zeit von **22 bis 19,5 ka** dominiert Material von der Spitzbergenbank die Sedimente westlich Spitzbergens (Elverhøi et al. 1995a; Andersen et al. 1996). Die obermesozoischen, vorwiegend dunklen Silt- und Tonsteine, die im Gebiet der Spitzbergenbank anstehen, enthalten eine sehr spezifisches mineralogisches und organisch-geochemisches Signal (Abb. 108, 110: Grauschattierung; vgl. Abb. 73 - 83, Kap. 7.1). Erhöhte Kaolinitwerte fallen mit dem Vorkommen von geordneten, aufweitbaren Tonmineralen (OLEM, vgl. Kap. 2, 5 u. 6) sowie dem Fehlen von Kalifeldspat, Karbonaten und der Smektitgruppe zusammen (vgl. Abb. 108 mit 73 - 83). Dazu ist der Anteil an organischem Material, das eine hohe Reife besitzt, stark erhöht (Abb. 108: "hot shale"). Das Signal wird in Sedimentkernen am Kontinentalhang von Westspitzbergen durch einen stark erhöhten Eintrag von Feinfraktion begleitet (Elverhøi et al. 1995a). Laminierte, tonige Sedimente ohne Bioturbation erreichen mehrere Meter Mächtigkeit. Andersen (1995) beschreibt diese Fazies als eine durch eine Kombination von Bodenströmen in den tiefen Schelftrog, Turbiditen und Konturiten am Schelfhang abgelagertes Sedimentpaket mit teilweise sehr hohen Sedimentationsraten (bis >30 cm/ka).

Die Kerne der Norwegischen Arbeitsgruppe liegen südwestlich Spitzbergen (vgl. Abb. 4). Das sehr spezielle mineralogische und organisch-geochemische Signal wird auch in den in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkernen nordwestlich und nördlich Spitzbergens gefunden (Abb. 73 - 83, 110). Die Sedimentmächtigkeit des entsprechenden Horizonts ist jedoch in den nördlichen Kernen auf wenige Zentimeter reduziert. Die Tatsache, daß das Feinfraktionssignal von der Spitzbergenbank sich in diesen Kernen durchprägt, kann nur durch einen Strömungstransport mit einer nordwärts gerichteten Strömung entlang des westlichen Svalbard-Schelfes bis über das Yermak Plateau hinaus erklärt werden. Es existieren kaum Aufschlüsse des für die Spitzbergenbank typischen Gesteins auf der Westseite Spitzbergens (Elverhøi et al. 1989, 1995a und Zitate darin).

Das Feinmaterial kann möglicherweise mit einer verstärkten Bodenströmung von der Spitzbergenbank über den Storfjorden-Trog in mittlere Wassertiefen (100-500 m, vgl. Abb. 4) eingebracht werden. Prozesse in der Nähe der Gletscherfront (Abb. 7) oder eine verstärkte Meereisbildung im Bereich der Spitzbergenbank aufgrund geringer Wassertiefen und ablandiger Winde vom Eisschild (vgl. Kap. 1.4) könnten zu einer erhöhten Produktion von Salzlaugen führen, die die Bodenströmung im Storfjorden-Trog verstärkt (vgl. Kap. 1.3). Aufgrund der Coriolis-Kraft würde eine solche Strömung dann nordwärts entlang des Svalbard-Schelfhanges abgelenkt.

Heute teilt sich der Westspitzbergenstrom am Yermak Plateau in einen Zweig, der über das Plateau hinweg fließt und einen Zweig, der unter das mit der Transpolar Drift aus dem Arktischen Ozean ausströmende Wasser absinkt und um die nördliche Spitze des Yermak Plateaus herum entlang des Hanges strömt (Abb. 4; Manley et al. 1992). Eine ganz ähnliche Strömung könnte zwischen 23 und 19 ka für einen Transport des Spitzbergenbankmaterials zur Kernposition von PS2212-3 am

nordöstlichen Hang des Yermak Plateaus geführt haben. Für einen Konturstrom spricht der starke Anstieg der Siltakkumulationsrate in PS2212-3 gegen 23 ka (Abb. 111). Von Konturströmen abgelagerte Sedimente zeigen ein Maximum innerhalb der (Grob-)Siltfraktion (z.B. McCave et al. 1995).

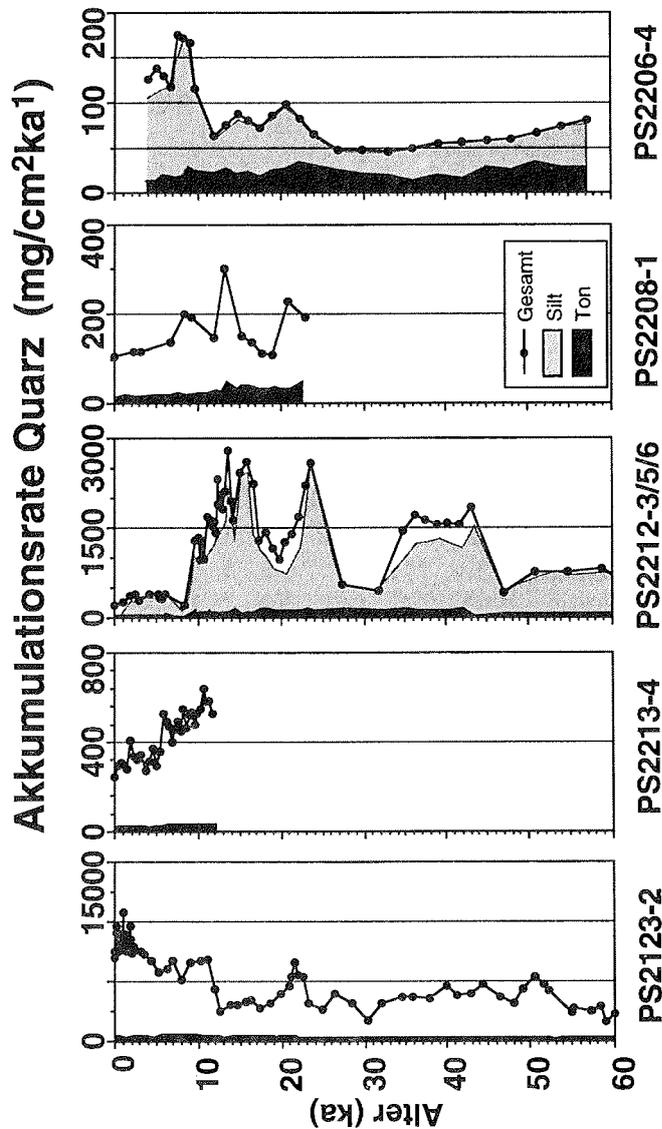


Abb. 113: Akkumulationsraten von Quarz auf einem S-N-Profil durch das Eurasi-sche Becken (vgl. Abb. 1: südlicher Abschnitt; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Knies 1994; Bergmann 1996; persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200 persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Ein entsprechender Sedimenthorizont mit dunklen, laminierten Sedimenten kann mit nach Süden und auf den Schelfhang hinauf zunehmender Mächtigkeit in allen Kernen westlich Spitzbergen beobachtet werden (Knies 1994; Müller 1995; Elverhøi et al. 1995a; Lloyd et al. 1996a; Andersen et al. 1996). Bei einer Sedimentationsrate von ca. 4 cm/ka in den nördlichen Sedimentkernen und aufgrund der Entfernung von der Sedimentquelle Spitzbergenbankregion ist eine Ablagerung durch zu dieser Zeit vorhandene Konturströme entlang des Svalbard-Schelfhanges sehr wahrscheinlich (vgl. Stow 1985). Konturströme werden westlich Spitzbergen gerade für das frühe Stadium 2 angenommen (Hebbeln 1991; Laberg 1994; Lloyd et al. 1996a). Hebbeln et al. (1994) postulieren, daß der Zeitabschnitt nach 23 ka durch das Wachsen des Eisschildes über Svalbard dominiert wird und in Folge dessen ein Ausräumen der Sedimente in den Fjorden erfolgte, die weitestgehend durch Schmelzwasser sedimentiert und daher sehr feinkörnig sind. Erreichen die Gletscher den Schelf, können Eisberge und in Folge dessen Spitzbergen-IRD in der östlichen Framstraße freigesetzt werden. Dem widerspricht Andersen (1995): Das Feinfraktionssignal ist **älter als** der erhöhte IRD-Eintrag (ca. 1500 Jahre Unterschied). Die wesentlich geringmächtigeren Horizonte nordwestlich und nördlich Spitzbergens lassen diese Unterscheidung kaum noch zu, so daß das Feinfraktions- und das IRD-Signal nahezu in einen Horizont fallen (Abb. 77, 110).

IRD-Zusammensetzung (dunkle und helle Siltsteine; Knies 1994, persl. Mittlg. Knies 1996) und Gesamtmineralogie (erhöhter Quarzgehalt bei niedrigem Feldspatgehalt; Abb. 73, 78, 108) deuten auf dieselben Quellen aus der vermutlich zentralen und (nord)westlichen Barents-See hin, die im Südwesten Spitzbergens erkannt wurden (Andersen 1995; Elverhøi et al. 1995a). Der Vorstellung Hebbelns widerspricht auch die sich nach Norden hin stark verringernde Mächtigkeit des dunklen, laminierten Sedimenthorizonts (Abb. 111; vgl. Hebbeln et al. 1994; Knies 1994; Andersen 1995; Dokken 1995; Müller 1995; Hebbeln & Wefer 1997).

Zu Beginn des Zeitabschnitts 22 bis 19 ka muß von einer nahezu permanent geschlossenen Meereisdecke über der nordöstlichen Framstraße und dem Yermak Plateau ausgegangen werden, die Eisberge entweder in den Fjorden oder nahe der Gletscherfront bindet oder aufgrund der Kälte des Oberflächenwassers die freigesetzten Eisberge ohne Abschmelzen westwärts in den ausgeweiteten Ostgrönlandstrom und damit nach Süden verdriften läßt (vgl. Spielhagen 1991). Grobes Eisberg-transportiertes Material wird nur in stark verringerter Menge abgelagert (Abb. 115; vgl. Hebbeln 1991, 1992; Spielhagen 1991; Elverhøi et al. 1995a).

Die Akkumulationsraten nördlich ca. 80° sind eher gering (Abb. 111). Der Anteil der Foraminiferenschalen, der Kalzitgehalt und der Smektitgehalt als Anzeiger von Oberflächenwasserproduktivität sind stark reduziert (Abb. 108, 110, 113; Kap. 5 - 7.2.1). Das kurzzeitige Fehlen von Kalzit sowie von Dolomit in allen Hang- und Tiefseekernen mag auf aggressive Bodenwässer hindeuten, die sämtliches Karbonat lösen können (Abb. 112, 114; Kap. 5 und 6). Dies wird als ein weiterer Hinweis auf die Entstehung von Salzlagern auf den Schelfen gesehen, die über die Tröge in die benachbarte Tiefsee abfließen (vgl. Steinsund & Hald 1994).

Erst der Zeitabschnitt zwischen ca. 21 und 19 ka wird durch einen hohen Eintrag von IRD vor allem aus der nordwestlichen und zentralen Barents-See charakterisiert (Hebbeln 1992; Andersen 1995; Lloyd et al. 1996a; Hebbeln & Wefer 1997). In den küstennahen Kernen, z.B. in PS2123-2, aber auch am NE-Hang des Yermak Plateaus (PS2212-3) wird eine hohe IRD-Anzahl (>2 mm) gezählt (Abb. 115).

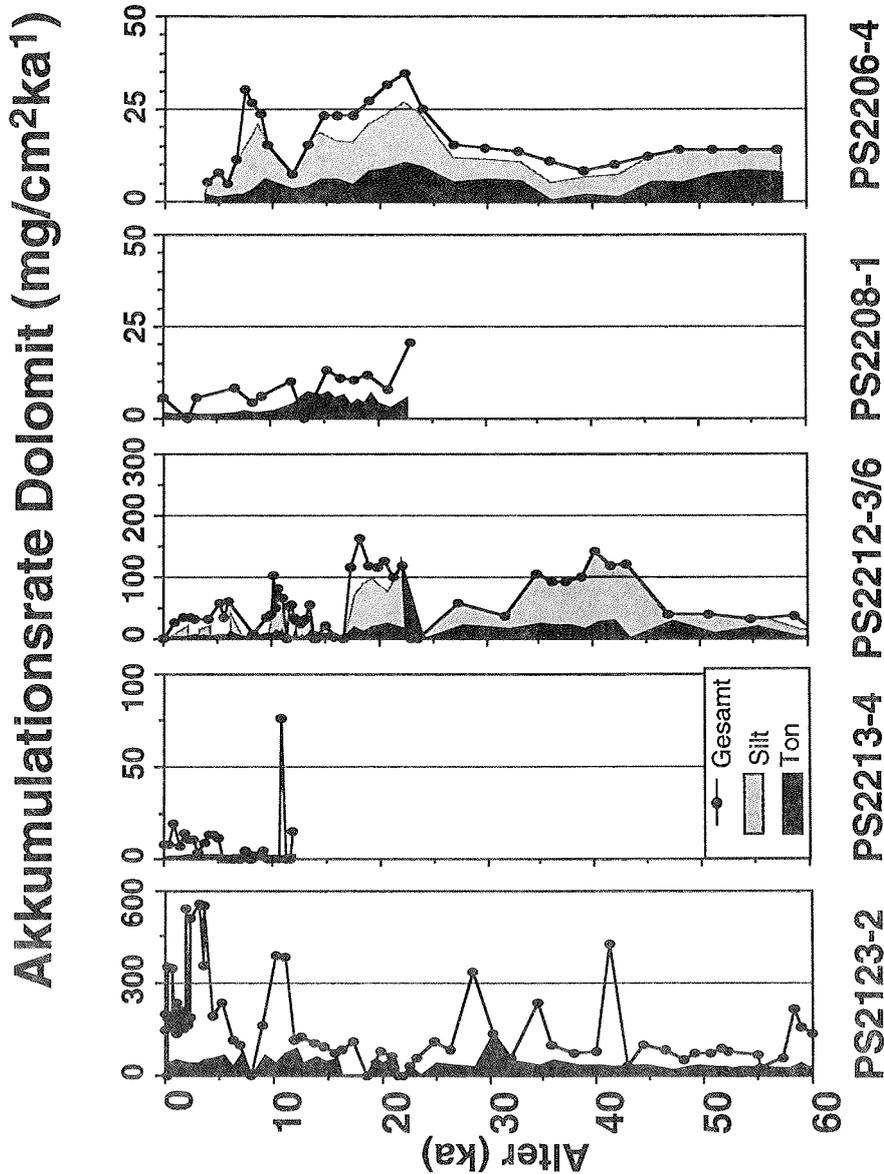


Abb. 114: Akkumulationsraten von Dolomit auf einem S-N-Profil durch das Eurasische Becken (vgl. Abb. 1: südlicher Abschnitt; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Knies 1994; Bergmann 1996; persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200 persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

Andersen (1995) nimmt an, daß das SBIS nun den Rand der Tröge südlich Svalbard erreicht hat und durch das Aufschwimmen des Eisschildes im tiefen Trog verstärkt Eisberge freigesetzt werden können, die mit einer nordwärtigen Strömung die

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

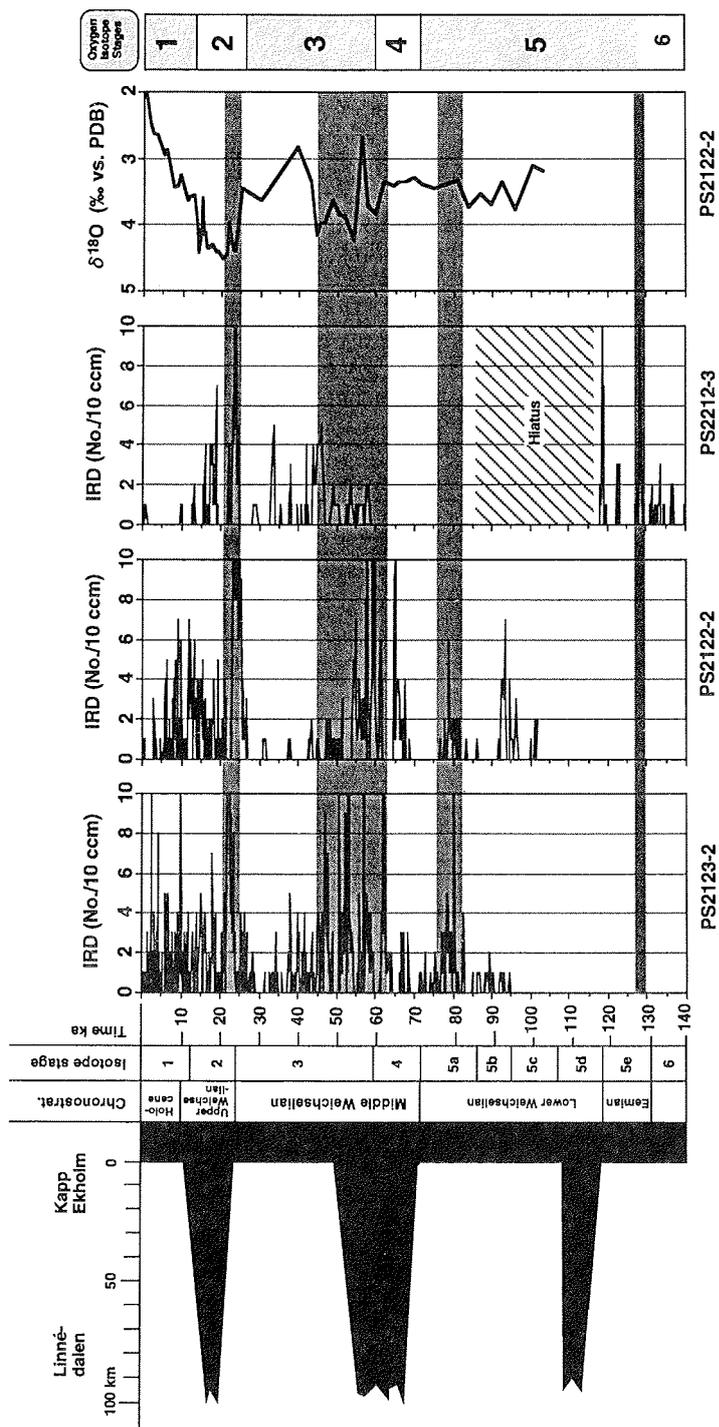


Abb. 115: IRD-Zählungen in den Sedimentkernen nordwestlich und nördlich Spitzbergen (aus: Vogt et al. eingereicht; verändert nach Knies 1994).

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

zentrale und nördliche Framstraße erreichen (Abb. 4). Die Gletscher können auch auf den westlichen Svalbard-Schelf vordringen und Eisberge mit IRD freisetzen (Abb. 4, 115). Im Norden wird in PS2212-3 Material aus N-Spitzbergen oder Nordaustlandet angeliefert (z.B. Abb. 114: hohe Dolomitanteile in der Tonfraktion (vgl. Dalrymple & Maass 1987; Solheim et al. 1990, 1996). Einige Gletscher auf Nordaustlandet setzen noch heute Schmelzwässer mit feinkörnigem, karbonatreichen Sediment frei (Solheim et al. 1990). Diese könnten während stärkerer Vereisung und aufgrund des trockenengefallenen Schelfes nordwärts in die tiefe Hinlopenstraße gelenkt worden sein und so die Lokation des Kerns PS2212-3 über Bodenströme erreicht haben. Die permokarbonischen Karbonatgesteine stehen jedoch auch im oberen Isfjorden, dem größten Fjordsystem des westlichen Spitzbergens, an, von wo aus feines und grobes Karbonatmaterial via Boden- und Konturströme sowie durch Eisberge nordwärts transportiert werden könnte. PS2123-2, in viel größerer Nähe zum Isfjorden als PS2212-3, zeigt ebenfalls einen detritischen Karbonatpuls an feinkörnigem Material (Abb. 112, 114). Wäre der Isfjorden die einzige Quelle dolomitischen Materials in der Region rund um Spitzbergen, müßte sich der Dolomiteintrag bis zum nordöstlichen Yermak Plateau aufgrund der Verdünnung durch andere Materialien von Spitzbergen reduzieren.

Da jedoch in PS2212-3 ähnlich hohe Dolomitakkumulationsraten auftreten wie in PS2123-2 vor der nordwestlichen Spitzbergen-Küste, kann ein Eintrag aus der nordwestlichen Barents-See und aus der Nordaustlandet-Region angenommen werden. Ein Vergleich der Mineralgehalte in der Gesamtprobe und der Siltfraktion macht deutlich, daß die Grobfraktion ($>63 \mu\text{m}$) von PS2212-3 zu großen Teilen aus Quarz und Feldspäten besteht (Abb. 78, 79, 112; Tab. A8). Eine solche Mineralkombination könnte aus dem präkambrischen und paläozoischen Kristallingestein stammen (Kap. 4), das durch ein bis über die Küsten N-Svalbards hinaus wachsendes SBIS überfahren wird. Einige Proben dieses Kernabschnitts enthalten für höher metamorphe Gesteine typische Spurenminerale (u.a. Amphibole; vgl. Kap. 7.1; Tab. 10, 12, A8).

Sedimentkerne aus oder vom Rand des untermeerischen Sedimentfächers nördlich des Franz-Victoria-Trogs zwischen Franz-Josef-Land und Svalbard bestätigen anhand mächtiger Diamikte (z.B. PS2445-4; Kap. 3 - 6), daß das SBIS sich nach 22 ka von Süden den weit in den Schelf hineinerozierten Trögen genähert hat (z.B. PS2445-4; vgl. Fütterer 1994; Lubinski et al. 1996). Proben aus dem Diamikt besitzen einige mineralogische Ähnlichkeiten mit dem jurassischen und kretazischen Material aus der Spitzbergenbankregion (Abb. 71: hoher Quarzgehalt und niedriges Kfs/Plg-Verhältnis bzw. nicht vorhandener Kfs).

Das Letzte Glaziale Maximum nördlich und westlich Spitzbergens

Für die Zeit von 19 bis 15 ka wird eine maximale Ausdehnung des SBIS angenommen. Die Schelfkante wird westlich und wahrscheinlich auch nördlich Spitzbergens erreicht (Abb. 109; Elverhøi et al. 1995a; Solheim et al. 1996 und darin enthaltene Artikel). Zu Beginn dieser Zeit dehnt sich das Eisschild rapide aus (Andersen 1995). Andersen (1995) glaubt, daß dieser Vorstoß weniger durch die erneut erhöhte Zufuhr von Feuchtigkeit und dem daraus folgenden Niederschlag gespeist wird. Vielmehr geht er davon aus, daß die jungen, tonreichen Sedimente des Schelfes in der Lage sind, über ihren hohen Wassergehalt einen hydrostatischen Gegendruck zu erzeugen. In diesem Fall kann sich das Eisschild sehr schnell über den Untergrund hinweg bewegen, da es kaum Reibungsverluste gegen den Untergrund hat.

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Reibungsarmes Fließen des Eisschildes heißt allerdings auch, daß wenig Material aus dem Untergrund aufgearbeitet und transportiert wird. Weder Fein- noch Grobmaterial werden verstärkt freigesetzt. Die Akkumulationsraten und der IRD-Eintrag in die benachbarten Tiefseesedimente sind niedrig und könnten diese Vorstellung stützen (Abb. 111, 115). Die verringerte Bodenreibung ermöglicht es dem Eisschild, sich rasant auszudehnen.

Der Westspitzbergenstrom ist verstärkt aktiv. Mit einer nordwärts gerichteten Strömung erreichen Eisberge aus Skandinavien und dem Nordseeraum die östliche Framstraße (Schreibkreide-IRD; Spielhagen 1991), jedoch nicht das südwestliche Nansen-Becken (Kubisch 1992). Erhöhte Kalzitwerte in allen Sedimentkernen der östlichen Framstraße und des südwestlichen Nansen-Beckens verbunden mit dem verstärkten Vorkommen planktischer Kalkschaler deuten auf eine leicht erhöhte Oberflächenwasserproduktion hin (Abb. 55, 108, 110, 112; vgl. Pagels 1991; Stein et al. 1994c; Dokken 1995). Die Situation ähnelt derjenigen von 27 bis 22 ka. Ein Korridor saisonal offenen Wassers erstreckt sich entlang des Barents-See-Svalbard-Kontinentalhanges (vgl. Henrich et al. 1995 und Zitate darin). Die höheren Gehalte an Kalkschalern und der damit verbundene erhöhte Kalzitwert sogar in den Sedimenten des südwestlichen Nansen-Beckens deuten auf ebenfalls saisonal offene Wasserflächen hin (vgl. Pagels 1991; Carstens & Wefer 1992; Carstens et al. 1997). Heute wird dies durch den Einstrom von wärmerem und salzreichem Wasser atlantischer Herkunft über den Westspitzbergenstrom gefördert. Es muß bemerkt werden, daß in den Sedimenten des westlichen Nansen-Beckens die Kalkschaler die Grobfraktion dominieren (bis zu 90 % der Grobfraktion; Markussen et al. 1985; vgl. Abb. 112). Dies deutet darauf hin, daß zwar eine kurze Phase offenen Wassers während des Sommers existiert, jedoch kaum terrigenes Material aus Meereis oder Eisbergen freigesetzt wird. *N. pachyderma* (sin.) kann bei Temperaturen um 0°C durchaus überleben (vgl. Berberich 1996 und Zitate darin). Unter diesen niedrigen Temperaturen und aufgrund der geringen Sommerinsolation während des LGMs kann nur wenig eistransportiertes Sediment freigesetzt werden.

So kann eine weitestgehend geschlossene Meereisdecke, und kaltes Oberflächenwasser, das Eisberge und Meereis kaum schmelzen läßt, für die Zeit des LGM angenommen werden (vgl. Hebbeln et al. 1994; Knies 1994; Andersen 1995; Elverhøi et al. 1995a). Dadurch ist der terrigene Eintrag stark reduziert und kurze Perioden leicht erhöhter Produktion von Kalkschalern und Biogenkalzit prägen sich in den Sedimentaufzeichnungen des Nansen-Beckens sehr stark durch (Abb. 112: hoher Grobfraktionsanteil). Eine geringe Sedimentakkumulationsrate ist während dieser Zeit anzunehmen. Die in dieser Arbeit verwendete stratigraphische Auflösung ist zumeist zu gering, um das LGM von der darauf folgenden Termination I zu trennen (vgl. Kap. 3). Nur für PS2206-4 vom westlichen Gakkel-Rücken kann für die Zeit zwischen 19,1 und 17,5 ka eine geringere Sedimentakkumulationsrate als für die Termination I_a stratigraphisch gesichert festgestellt werden (Abb. 111; Tab. 13: ca. 420 vs. Ø 575 mg/cm²ka).

Alternativ oder zusätzlich zum Einstrom atlantischen Wassers besteht die Möglichkeit, daß katabatische Winde vom SBIS für offenen Wasserflächen über dem südwestlichen Nansen-Becken sorgen (Knies et al. eingereicht). Ablandige Winde, die aufgrund der Unterschiede zwischen der sehr kalten Luft über einem Eisschild und der wärmeren Luft über dem benachbarten Meer entstehen, können längerfristig große Wasserflächen an der Küste offenhalten (z.B. Gordon & Comiso 1988). Da das Oberflächenwasser wegbewegt wird, wallen Tiefenwässer auf. Sind diese

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Tiefenwässer wärmer, so tragen sie zur Stabilität der offenen Wasserfläche bei und fördern eine erhöhte Bioproduktivität. Dies passiert rezent u.a. in der Whalers-Bay-Polynia nördlich Spitzbergen und in der NE-Wasser-Polynia vor NE-Grönland (Martin & Cavalieri 1989; Schneider & Budeus 1995). Trotz einiger Hinweise auf entsprechende Schmelzwasserereignisse aus $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven in dieser Region (vgl. Hebbeln 1992; Köhler 1992; Knies 1994; Elverhøi et al. 1995a; Müller 1995; Lloyd et al. 1996a; Hebbeln & Wefer 1997), kann dies zur Zeit nur vermutet werden.

Das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal deutet mit niedrigen Werten während des gesamten Zeitabschnitts auf einen verringerten Austausch zwischen Atmosphäre und Wassermasse hin (Abb. 24). Eine geschlossene Eisdecke mit sommerlichen Schmelzwasserlinsen ist daher als effektivste Abdichtung sehr wahrscheinlich. Das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal birgt zusätzlich einen Hinweis auf die Zusammensetzung der nordwärts strömenden Oberflächenwassermassen. Rezent spiegeln die in *N. pachyderma* (sin.) erhaltenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0,8 bis 0,4 ‰) aus dem Einflusbereich der warmen und salzreichen atlantischen Wassermassen (WSC) das Bild einer relativ schlecht durchlüfteten Wassermasse wider (vgl. Abb. 21, 24). Köhler führt dies auf das relativ hohe Alter des tieferen Teils des WSC zurück, in der *N. pachyderma* (sin.) heute vorwiegend lebt (100-200 m; Carstens & Wefer 1992). Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 19 und 15 ka sind allerdings leichter (meist $<0,3$ ‰; Abb. 21, 24). Es ist daher anzunehmen, daß der nordwärts gerichtete Transport von wärmeren Wassermassen atlantischer Herkunft in der Framstraße und über dem Yermak Plateau schwächer als heute war oder daß die atlantischen Wassermassen bereits wesentlich tiefer unter die kalten, polaren Wassermassen abgesunken waren (Kap. 1.3, 3).

Der WSC wird vermutlich im Verlauf seiner nordwärtigen Strömung durch Schmelzwasser und katabatische Winde von den dicht angrenzenden Eisschilden ständig gekühlt und abgeschwächt (vgl. Lloyd et al. 1996b). Dagegen sprechen die Gehalte an Coccolithen selbst am nordöstlichen Yermak Plateau für einen weitreichenden atlantischen Einstrom (vgl. Nowaczyk et al. 1994).

Die Gesamtakkumulationsraten sind während des LGM in der zentralen Framstraße, dem Nansen-Becken und am Gakkel-Rücken erniedrigt (Abb. 111; vgl. Kubisch 1992; Hebbeln & Wefer 1997). Eine Dominanz pelagischer Sedimentation mit vereinzeltem Eintrag von IRD kann angenommen werden, da insbesondere die Grobfraktionsgehalte stark reduziert sind (Abb. 111, 115; Kap. 5 und 6). Die Akkumulation von Quarz, die an die Grobfraktion gebunden ist (Kap. 7.1), ist deutlich erniedrigt. Am Yermak Plateau ist sie halbiert (PS2212-3; Abb. 111). Allerdings gehört das LGM zu den wenigen Zeitabschnitten, in denen ein signifikanter Anteil des Quarzgehaltes der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ zugerechnet werden kann (Abb. 113). Dies ist ein weiterer Hinweis auf driftende Eisberge, die an der Kernposition ihr Material verlieren (vgl. auch IRD-Kurve, Abb.115).

Die saisonal offenen Wasserflächen in der Framstraße während des LGM werden als eine der Feuchtigkeitsquellen gesehen, die eine weitere Akkumulation des SBIS ermöglichen (Hebbeln et al. 1994). Ein Streifen offenen, wärmeren Wassers entlang der norwegischen Küste bis zur Framstraße wäre durch seinen Einfluß auf die Atmosphäre und durch den Temperaturunterschied zwischen eisbedecktem Land und offener Wasserfläche ein idealer Leitpfad, um Stürme niederer Breiten nordwärts zu lenken (Dokken 1995, Dokken & Hald 1996). Warme und wassergesättigte Luft könnte weitere Niederschläge über dem SBIS fördern. Dies wäre ein dem derzeitigen Interglazial ähnliches, atmosphärisches Zirkulationsmuster (vgl. Charles et al. 1994). Aufgrund der verringerten Insolation bleiben die Sommer kalt,

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

es wird wenig Eis geschmolzen, die Gletscher können kaum kalben (vgl. Ruddiman et al. 1980). Das SBIS wächst weiter und erreicht die maximale Ausdehnung bis zur Schelfkante (Abb. 110).

Gegen 17 ka wird im Kern PS2212-3 (WT: 2550 m) das Fehlen von Kalzit und Dolomit im Sediment verzeichnet (Abb. 112, 114). Dies deutet auf eine nahezu vollständige Karbonatlösung hin, die bis ungefähr 14 ka bestehen bleibt. Danach wird weiterhin nur wenig Kalzit bis ca. 10 ka konserviert (Abb. 110, 112). Auch Pagels (1991) verzeichnet für den Zeitraum nach dem LGM, insbesondere während der Termination I von 16-8 ka, häufige Ausfälle der Karbonaterhaltung (bis zu 2000 m; Quadfasel et al. 1988). Er legt anhand mehrerer Sedimentkerne aus dem südwestlichen Nansen-Becken dar, daß vor allem der Kontinentalhang der Barents-See in bestimmten Wassertiefen betroffen ist. Die Karbonatlösung läßt mit größerer Entfernung vom Kontinentalhang nach (Abb. 112, 114; vgl. Pagels 1991). Pagels führt dies auf die Entstehung von Salzlagunen auf dem Schelf zurück, die sich durch die Neubildung von Meereis entwickeln (vgl. Kap. 1.3). Sie können entsprechend ihrer Dichte den Schelfhang hinunterfließen, bis sie auf Tiefenwässer mit ähnlichen physikalischen Eigenschaften treffen, mit denen sie sich dann vermischen. Eine weitere Möglichkeit für Entstehung solcher Wässer sind die Entwicklungen vor einer Gletscherfront (Kap. 1.3).

Für das Vorhandensein solcher Wässer in der Zeit zwischen 17 und 13 ka sprechen auch die Ergebnisse von Lloyd et al. (1996b) an Sedimentkernen in der östlichen Framstraße. Sie fanden einen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg gemessen an benthischen Foraminiferen von 0,4-1,0 ‰. Diese Werte übersteigen den Anstieg in den planktischen Foraminiferen (0,5 ‰; Lloyd et al. 1996a,b) sowie den globalen Eis-Volumen-Effekt zu dieser Zeit (vgl. Abb. 19; Fairbanks 1989). Isotopisch leichteres Schmelzwasser wird bei erhöhter Meereisproduktion im Winter mit bei der Eisbildung entstehenden Salzlagunen vermischt, die das Signal den Kontinentalhang hinunter zu den Kernpositionen transportieren.

Die Tatsache, daß in Kernen am NE-Hang des Yermak Plateaus ein starker Einfluß von Salzlagunen nach 17 ka aufgezeichnet wird, kann auf mehrere Entwicklungen am nördlichen Rand des SBIS hinweisen. Offensichtlich bestand die Möglichkeit erhöhter Meereisneubildung in dieser Region. Wie oben bereits ausgeführt, könnte hierfür eine Küstenpolynia verantwortlich sein, die durch katabatische Winde vom Eisschild offengehalten wird. Für eine sehr große Nähe des SBIS zum Kern PS2212-3 spricht die erhöhte Gesamtsedimentationsrate, die ein deutliches Maximum im Siltanteil aufweist. Die Strömungsgeschwindigkeit an der Kernposition scheint erhöht. Darauf weist u.a. auch das Vorkommen von strömungsliebenden, agglutinierenden benthischen Foraminiferen hin (persl. Mittlg. J. Wollenburg, 1995), die in diesem Kernabschnitt besonders zahlreich vertreten sind.

Die Quarzakkumulationsrate ist stark erhöht. Der Quarz wird vor allem von den feineren Fraktionen gestellt (Abb. 113). Bodenströmungen und vom Eisschild ausgehender Bodentransport auf dem Schelf könnten für diese Befunde verantwortlich sein. Ein IRD-Maximum zu Beginn dieser Phase und die Ergebnisse der Gesamtmineralanalyse von PS2212-3 und PS2445-4 weisen darauf hin, daß zwischen 17 und 14 ka vom nördlichen SBIS verstärkt Eisberge und feines Sediment freigesetzt werden. Das Vorkommen des Granats Almandin nicht nur in diesen beiden Kernen, sondern auch bis ins Amundsen-Becken im mittleren Stadiums 2 kann nur so erklärt werden. Almandin deutet zusammen mit anderen, für hoch- bis mittelmetamor-

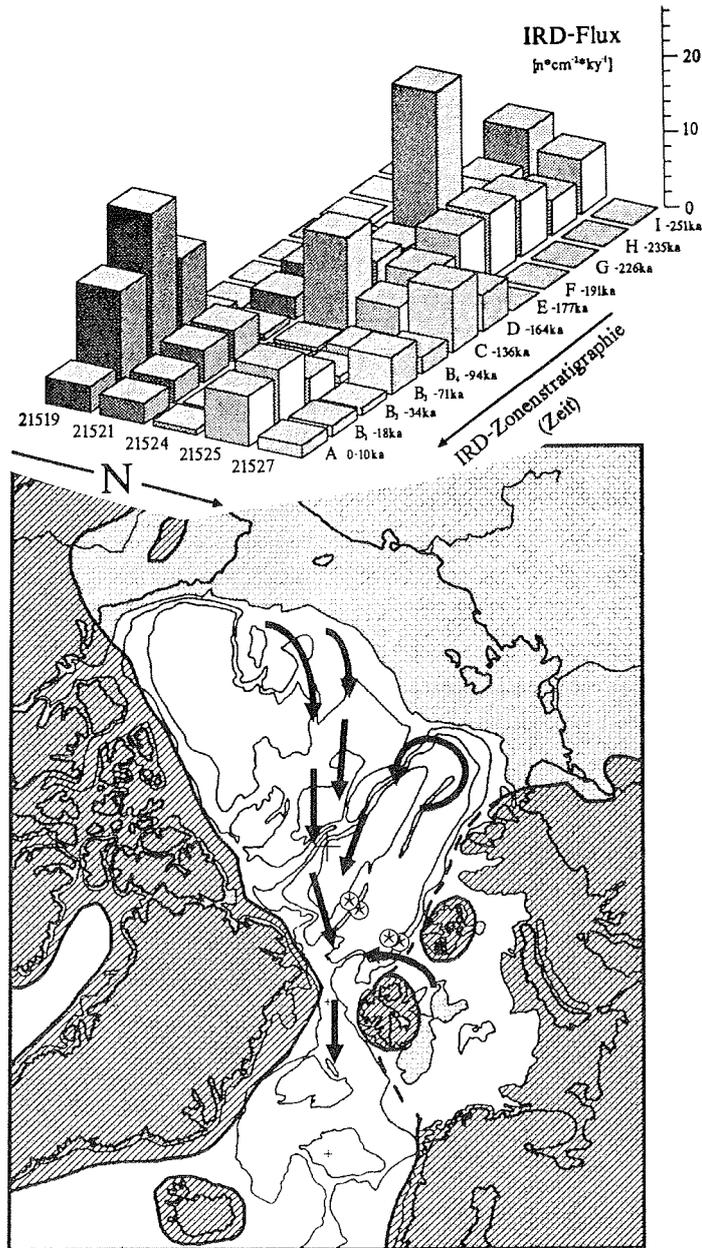


Abb. 116: Eisdrift im Arktischen Ozean zwischen 94 und 10 ka, glaziale Küstenlinie (gepunktetes Muster; Chappell & Shackleton 1986), vergletscherte Regionen durch Schraffur und in der Barents-See gestrichelt gekennzeichnet (CLIMAP 1976; CLIMAP 1981; Sterne kennzeichnen Kernpositionen von Kubisch 1992) und IRD-Flux in den Sedimentkernen des Nansen-Beckens und des Gakkel-Rückens (aus: Kubisch 1992).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Die Gesteine typische Minerale, auf eine Herkunft aus der Hekla Hoek-Formation, dem Kristallingestein N-Svalbard hin (vgl. Kap. 7.1). In PS2445-4 vom Kontinentalhang am Ausgang des Franz-Victoria-Troges wird dazu eine Kombination von hohen Kalzitwerten mit einem hohen Foraminiferenanteil und stark erhöhten Dolomitwerten aufgezeichnet (Abb. 71; persl. Mittlg. Knies 1996). Der Dolomit kann auf die Vorkommen von paläozoischen Karbonatgesteinen auf und um Nordaustlandet am südwestlichen Rand des Franz-Victoria-Troges zurückgeführt werden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich das SBIS von Svalbard her nord- und nordostwärts ausgedehnt hat.

Auch Polyak & Solheim (1994) nehmen für das eistransportierte Material in der Nähe von Franz-Josef-Land eine Herkunft aus der nordwestlichen Barents-See an. Das verstärkte Vorkommen von "mixed-layer"-Mineralen (vgl. Kap. 2, 7.1) und von "authigenen" Mineralen (in diesem Fall Siderit und Pyrit) deuten auf die mesozoische, klastische Sedimentabfolge hin, die vor allem östlich von Svalbard an die Oberfläche tritt (Kap. 4.3, 7.1). Die Verfrachtung von Material aus der Region östlich Spitzbergen nord- und nordostwärts steht im Einklang mit Modellierungen des SBIS (Elverhøi et al. 1993; Lambeck 1995, 1996; Siegert & Dowdeswell 1995a, 1996). Im Westen erreicht das SBIS seine größte Ausdehnung gegen 18 ka und soll diese Position nur wenige 1000 Jahre gehalten haben (z.B. Hebbeln et al. 1994). Im Norden ist eine ganz ähnliche Entwicklung anzunehmen.

Im stark eingetieften Franz-Victoria-Trog zwischen Franz-Josef-Land und Svalbard kann das Eisschild auch aufgrund der von ihm selbst verursachten isostatischen Absenkung aufschwimmen. Dies führt zu einer erhöhten Kalbungsrate und fördert eine verstärkte Freisetzung von Eisbergen. Eine benachbarte Polynia mag dies durch die freigesetzte Wärme und die erhöhte Absorption der Sonneneinstrahlung in den Sommermonaten noch verstärken. Zusätzlich beginnt der Meeresspiegel vom absoluten Minimum um 18 ka an zu steigen (Abb. 19). Der hohe Verlust am Rand des Eisschildes induziert einen erhöhten Abfluß von Eis aus dem Schildinneren, Eisströme werden über den Trögen ausgebildet ("marine downdraw"-Effekt).

Eine solche Entwicklung wird für die rapide Freisetzung großer Mengen Eisberge aus verschiedensten Eisschilden verantwortlich gemacht (z.B. Denton & Hughes 1981; MacAyeal 1993). Dabei behält das Eisschild zu Beginn noch seine Ausdehnung, beginnt jedoch durch den notwendigen Ausgleich für die hohen Kalbungsraten an den Rändern auszudünnen, der aufschwimmende Teil zieht Masse aus dem zentralen Schild ab (-> marine downdraw). Eine ideale Vorbereitung für einen späteren, schnellen Zerfall des Eisschildes. Dieser Prozeß wird durch die Bildung von schnell fließenden Eisströmen in den Schelfrandtrögen gefördert. Einer Modellierung von Siegert & Dowdeswell (1995b) zufolge werden Eisströme für den Westrand des SBIS mit hohen Geschwindigkeiten angenommen, im Norden erreichen sie in diesem Modell jedoch nur einen begrenzten Einfluß.

Nimmt man an, daß die Verteilung des Granats Almandin während des mittleren Stadiums 2 über driftende Eisberge vom Barents/ Kara-See-Hang aus geschieht, dann muß man entweder von einer geschwächten südlichen Transpolar Drift ausgehen, die ein Verdriften der Eisberge vom Barents-See-Kontinentalhang mit ablandigen Winden nordwärts bis über das Amundsen-Becken zuläßt, oder sich große Eisberge vorstellen, deren Wurzel in das Strömungsfeld der mittleren Wasserschichten des Arktischen Ozeans reicht und so bis in den Nordwesten des Eurasischen Beckens verdriften kann (vgl. Kap. 1.3; Lubinski et al. 1994; Rudels et al.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

1994). Kubisch (1992) befaßte sich mit dem IRD-Fluß und der IRD-Zusammensetzung im südlichen Teil des Eurasischen Beckens (Abb. 116). Ihre Rekonstruktion basiert auf der Annahme, daß die Transpolar Drift weitestgehend stabil ist und sich nur in ihrer Ost-West-Position verschiebt. Die Darstellung der IRD-Flußrate zeigt einen der höchsten Werte nach 18 ka (IRD-Zone B1) direkt am Barents-See-Kontinentalhang (PS(2)1519-12; Abb. 116). Diese Zone wird durch klastische Sedimentgesteine dominiert (über 50 % Siltsteine). Als zweithäufigste Komponente treten Karbonatgesteine gefolgt von Quarziten auf (Kubisch 1992). Eine Zusammensetzung, die verglichen mit den Erkenntnissen dieser Arbeit und direkt mit der nördlichen und nordwestlichen Barents-See in Verbindung gebracht werden kann (vgl. Elverhøi et al. 1989, 1995; Andersen et al. 1996).

Kubisch (1992) führt diese Zusammensetzung allerdings auf ein wechselndes Herkunftsgebiet zwischen Taimyr-Halbinsel und Kara-See zurück. Fossilreiche Karbonatgesteine sind für sie ebenfalls ein Signal von Spitzbergen. Für die östlicheren Gebiete spricht nach Kubisch (1992) der hohe Anteil an Kristallingesteinen, die sie der Taimyr-Halbinsel zuordnet. Dies würde sich mit dem Auftreten von Almandin in einer Oberflächenprobe südwestlich der Taimyr-Halbinsel decken (Kap. 7.1), der dann von dort aus im Eurasischen Becken verteilt worden wäre.

Der geringe Quarzgehalt und die niedrigen Qz/Fsp- und Kfs/Plg-Verhältnisse in PS2212-3 deuten jedoch nicht auf einen erhöhten Anteil von Material aus der Kara-See oder der westliche Laptew-See hin (vgl. Abb. 78, 97; Kap. 6, 7.1). Auch ist der Gehalt an organischem Material gering und das C/N-Verhältnis niedrig, was auf erniedrigte Gehalte von terrigenem, organischen Material hinweist. Dies steht in deutlichem Widerspruch zu einem Herkunftsgebiet Kara/Laptew-See (vgl. Tab. A12; Stein 1996). Andererseits kann das IRD und auch das feinere Sediment im Zeitabschnitt 14 - 17 ka nicht von den jurassischen und kretazischen Gesteinen aus der Umgebung der Spitzbergenbank stammen, da sich deren mineralogische Signatur (vgl. Kap. 7.1) weder in PS2445-4 noch in PS2212-3 durchprägt. Außerdem liegt die Spitzbergenbank nach jüngsten Eisschildrekonstruktionen nicht nur im Inneren des SBIS, sondern auch im Einflußbereich eines südwestwärts gerichteten Eisstroms (z.B. Forman et al. 1995; Lambeck 1995; Siegert & Dowdeswell 1995a).

Ein verstärkter Boden- und/ oder Suspensionstransport vom Barents-See-Kontinentalhang zwischen 17 und 14 ka, insbesondere von Franz-Josef-Land ausgehend, prägt sich im gesamten Nansen-Becken in der Feinfraktion durch. In mehreren Kurzkerne ist der Kaolinitgehalt leicht erhöht, das K/C-Verhältnis erhöht und das S/K-Verhältnis erniedrigt, in der Gesamtfraktion tauchen Biotit und verstärkt Kaolinit auf (vgl. Kap. 5, 6, 7.2.1). Dies ist eine Signalkombination, die Oberflächenproben aus dem Franz-Josef-Land-Gebiet sehr nahe kommt (vgl. Abb. 65, 66, 81, 82, 99, 105; Kap. 7.1; Nürnberg et al. 1995a; Wahsner 1996).

Das Svalbard/Barents-See Eisschild und das Seegebiet nördlich davon während der Termination I (ca. 15-8 ka)

Für den Beginn und den Verlauf der Termination I in der Framstraße und dem südwestlichen Nansen-Becken, sowie in der nördlichen Barents-See existieren inzwischen einige ¹⁴C-Alter (Jones & Keigwin 1988; Polyak & Solheim 1994; Stein et al. 1994a,c; Elverhøi et al. 1995; Kolstad 1995; Herlihy 1996; Hebbeln & Wefer 1997). Die Termination beginnt mit einem starken Schmelzwassersignal in der östlichen Norwegen-Grönland-See, der Framstraße und im Arktischen Ozean gegen 15 ka (Zahn et al. 1985; Jones & Keigwin 1988; Sarnthein et al. 1992; Stein et al. 1994a

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

und Zitate darin). Nach Elverhøi et al. (1995a) erfolgt das Abschmelzen des SBIS in zwei Schritten, die durch einen kleinen Eisvorstoß von Svalbard aus unterbrochen werden. Nach Andersen et al. (1996) können diese zwei Phasen in einen ersten starken Rückzug, der vor allem durch verstärkte Freisetzung von Eisbergen charakterisiert wird (15-12,2 ka), und einen zweiten rapiden Zerfall (12-10 ka), der zusätzlich durch Schmelzwasser- und Suspensionsfreisetzung bestimmt ist, getrennt werden (Abb. 109).

Die erste Phase (15-12,2 ka) wird vermutlich durch einen rapiden Meeresspiegelanstieg initiiert (ca. 8-10 m; Fairbanks 1989). Das Eisschild wird gerade in den tiefen Kontinentalrandtrögen instabil und verstärkt die dort bereits existierenden Eisströme. Ein solches Szenario deckt sich mit den jüngsten Modellierungen des SBIS (z.B. Siegert & Dowdeswell 1995a). Die Freisetzung vieler Eisberge vom SBIS spiegelt sich in der hohen Anzahl an IRD, dem erhöhten Anteil der Grobfraktion an der stark gesteigerten Gesamtakkumulation und der sich verdoppelnden Quarzakkumulationsrate am Yermak Plateau wider (Abb. 111, 113, 115). In dieser Zeit wird auch die Position von PS2208-1 im Nansen-Becken verstärkt von Eisbergen erreicht. Eine massive Lage von Kies (Abb. 46, 111: >40 % Grobfraktion) tritt gegen Ende der ersten Phase auf. Der SBIS-Aufbruch ist mit einem stark erhöhten Eintrag von Grobfraktion und Quarz verbunden (PS2208-1, PS2212-3; Abb. 111, 113: 15,8 ka), die mit leichten $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Signalen zusammenfallen (Abb. 21; Schmelzwässer?).

Die Tatsache, daß bereits nach 15 ka Anzeichen für einen beginnenden Zerfall auch das nördlichen SBIS aufgezeichnet werden, widerspricht den Erkenntnissen von Polyak & Solheim (1994) und Lubinski et al. (1996). Sie gehen von einem um 2000 Jahre späteren Rückzug des SBIS in der Region zwischen Franz-Josef-Land und Svalbard aus. Ihre Sedimentkerne liegen jedoch alle in Wassertiefen oberhalb 500 m auf dem Schelf oder in Trögen. In einem Nachbarkern von PS2445-4 vom Ausgang des Franz-Viktoria-Troges konnte eine Rutschmasse, die in glaziomarine siltige Tone eingebettet ist, mit 15,2 ka datiert werden (PS2446-4; persl. Mittlg. J. Knies 1996). Die Lage von dunklem, siltigen Ton ist lithologisch mit PS2445-4 korrelierbar (Fütterer 1994). Sie enthält in PS2445-4 hohe Gehalte an biogenen und terrigenen Karbonaten, die vermutlich von Nordaustlandet stammen (Abb. 71). Gravitative Umlagerungen von IRD-reichem Material werden als Zeichen für die große Nähe des Eisschildes und für einen der tragenden Prozesse beim Aufbau der submerischen Sedimentfächer vor den Trögen der westlichen Barents-See gesehen (Andersen et al. 1994; Laberg 1994; Laberg & Vorren 1996). Der Zerfall des SBIS begann im Süden aufgrund starker Eisströme in den Schelfrandtrögen und setzte sich während der Termination I über den Westen nach Norden fort (z.B. Elverhøi et al. 1993; Polyak et al. 1995; Siegert & Dowdeswell 1996). Offenbar konnte das SBIS die nördliche Maximalausdehnung länger bewahren. Gründe hierfür könnten eine vergleichsweise größere Ausgangsmächtigkeit des Eisschildes, eine noch nicht abgeschlossene isostatische Justierung der Kruste gegenüber der glazialen Maximumeisauflast oder wesentlich kältere Sommerbedingungen im Vergleich zum südlichen Teil des SBIS gewesen sein (Forman et al. 1996).

Eine weitere Möglichkeit, die beobachteten Signale in den Sedimentkernen des Nansen-Beckens und am Gakkel-Rücken zu erklären, wäre ein früher Zerfall des Eisschildes am NE-Rand, vor allem im St. Anna-Trog. Elverhøi et al. (1993) zeigen in ihrer Modellrekonstruktion des SBIS eine Einbuchtung über dem St. Anna-Trog um 15 ka. Ein verstärkter Zustrom von IRD könnte also aus dem St. Anna-Trog

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

stammen. Ein hoher Eintrag von Kaolinit zu dieser Zeit am Yermak Plateau und im Nansen-Becken deuten einen verstärkten Transport aus der Franz-Josef-Land-Region an (Abb. 65 - 66, 81, 82). Dies ist kombiniert mit einem erhöhten Quarzeintrag (Abb. 113). Basierend auf AMS ^{14}C -Datierungen in glaziomarinen Sedimenten des St. Anna-Trogs wird der Rückzug des Gletschereises bis auf Nowaja Semlja und Franz-Josef-Land bevor 13,3 ka angenommen (Kolstad 1995; Herlihy 1996; Polyak et al. 1996).

Für Kubisch (1992) stammt das IRD zu dieser Zeit aus der Taimyr/ Sewernaja Semlja Region. Oberflächenproben nordöstlich Sewernaja Semlja zeigen ein stark erhöhtes Kfs/Plg-Verhältnis bei mittleren Qz/Fsp-Verhältnissen (Abb. 39, 97). Der Kieshorizont in PS2208-1 besitzt eine ähnliche Signatur (Abb. 46, 49). Dies würde die Annahme von Kubisch (1992) stützen. Im südwestlichen Nansen-Becken könnten sich also zwischen 15 und 12 ka Grobfraktionseinträge aus der nördlichen Kara-See und der Barents-See sowie Feinfraktionseinträge vom Barents-See-Kontinentalhang, insbesondere aus der Franz-Josef-Land-Region, mischen. Die Grobkornlage in PS2208-1 bildet das Ende der ersten Deglaziationsphase im südwestlichen Nansen-Becken ab (ca. 13 ka). Während dieser ersten Abschmelzphase ist die Akkumulationsrate in PS2212-3 vom Yermak Plateau und PS2208-1 im Nansen-Becken am höchsten (Abb. 111). Dagegen zeigt der küstennahe Kern PS2123-2 nordwestlich Spitzbergen kaum Schwankungen der Akkumulationsrate zwischen dem LGM und dieser ersten Abschmelzphase. Nur ein Kiesmaximum zwischen 15 und 14 ka und ein leicht erhöhter Sandeintrag deuten eine Veränderung der Sedimentation an (Abb. 111, 118). Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß das LGM eine geringere Sedimentationsrate und der erste Abschnitt der Termination I eine erhöhte Sedimentationsrate besitzen (vgl. Kap. 3).

Der für das LGM typische hohe Kalziteintrag bleibt in PS2123-2 bis ca. 12 ka bestehen und kann auch im südlichen Nansen-Becken erkannt werden (PS2208-1: Abb. 112). Damit wird deutlich, daß nahe Westspitzbergen eine Situation mit kaltem, saisonal offenem Oberflächenwasser bestehen bleibt, die eine starke Freisetzung von IRD aus Eisbergen verhindert. Hierfür spricht auch ein von Lloyd et al. (1996b) beobachtetes Maximum an erhaltenen Foraminiferengehäusen (100 % *N. pachyderma* (sin.)), das etwas älter als 14,1 ka ist und mit schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zusammenfällt. Dagegen zeichnen die Kerne vom Kontinentalhang den beginnenden Zerfall des SBIS nach (Elverhøi et al. 1995a,b). Das Eisschild weicht von der Schelfkante zurück, erreicht jedoch noch nicht die Küstenlinie von Spitzbergen (Abb. 109; Mangerud et al. 1992; Elverhøi et al. 1995a,b und Zitate darin).

Schrittweiser Zerfall des nördlichen Svalbard/Barents-See-Eisschildes

Um 12,3 ka wird auf dem westlichen Svalbard-Schelf ein Stillstand oder kurzfristiger Vorschub des SBIS beobachtet (Andersen 1995; Elverhøi et al. 1995a; Lloyd et al. 1996b). Zu diesem Zeitpunkt wird in allen Kernen des Nansen-Beckens eine Reduzierung der Gesamtakkumulationsrate festgestellt (Abb. 111). Im AMS ^{14}C -datierten Kern PS2206-4 vom Gakkel-Rücken fällt die Akkumulationsrate auf Werte, die vor dem Wachstum des SBIS und den verstärkten Einströmen von Atlantikwasser üblich sind. Diese Befunde, die Vormacht von Feinfraktionssedimenten und die hohe Kalzitakkumulation (Abb. 111, 112) deuten auf kaltes Oberflächenwasser hin, daß das Abschmelzen von Meereis und Eisbergen über dem Nansen-Becken verhindert und nur kurzfristige, saisonal offene Wasserflächen zuläßt. Am nordöstlichen Yermak Plateau scheint eine mittlere Karbonatlösung zu dieser Zeit dafür zu sorgen, daß kaum biogener Kalzit, jedoch terrigener Dolomit erhalten bleibt. Offen-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

sichtlich waren die Möglichkeiten einer Salzlagenbildung nördlich Svalbards zu dieser Zeit begrenzt.

Auch der nördliche Rand des SBIS unterliegt einem stufenweisen Abbau (Stillstand/ Vorschub NE´ Svalbard gegen 12,2 u. 10,6 ka; Lubinski et al. 1996). Ebenfalls stufenweise reduziert sich die Quarzakkumulationsrate in PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau (Abb. 112). Hohe Quarzakkumulationsraten sind mit einem verstärktem Eintrag von grobkörnigerem Material verbunden (vgl. Abb. 113, 115). Basierend auf einer linearen Interpolation (Kap. 3) haben diese Maxima in PS2212-3 Alter von 15,8, 13,4, 12,2, 11,1 und 10,4-9,6 ka und könnten auf einzelne Stillstände im Zerfall des Eisschildes nördlich Spitzbergen hinweisen.

15,7 ka ist das Alter eines starken Schmelzwassersignals im zentralen Arktischen Ozean und in der Framstraße (Jones & Keigwin 1988; Stein et al. 1994a,c), dessen Herkunft noch nicht geklärt werden konnte. Es kommen eine frühe Desintegration der den Arktischen Ozean umgebenden, marinen Eisschilde und/ oder ein verstärkter Eintrag aus den sibirischen Flüssen in Betracht. Da der Franz-Viktoria-Trog für eine frühe Abschmelzphase nicht in Frage kommt (Lubinski et al. 1996), bleiben nur noch die weiter östlich gelegenen Tröge. Der größte und tiefste (600 m) Trog der nördlichen Barents- und Kara-See ist der St.Anna-Trog zwischen Franz-Josef-Land und Sewernaja Semlja. Kolstad (1995) und Herlihy (1996) nehmen hier eine erste Abschmelzphase zwischen 15 und 13 ka an. Für P.R. Vogt et al. (1994) gehört der St.Anna-Trog zu den wenigen Regionen im Arktischen Ozean, die die Möglichkeit bieten, mächtige Tafeleisberge freizusetzen. Nur solche könnten einen ausreichenden Tiefgang erreichen, um die von ihnen beobachteten, spätpleistozänen Pflugmarken auf dem zentralen und südwestlichen Yermak Plateau zu fabrizieren. Polyak et al. (1996) und Herlihy (1996) bestätigen, daß das Eisschild in der St.Anna-Trog-Region bis zu einer heutigen Wassertiefe von 600 m gegründet hat und daß der zentrale Trog bereits gegen 13,3 ka frei von Gletschereis ist. Einige mineralogische und organisch-geochemischen Parameter deuten auf einen Anteil von Material aus der St.Anna-Trog/ Franz-Josef-Land/ Kara-See-Region in den Sedimentkernen des südwestlichen Eurasischen Beckens hin (vgl. Kap. 7.1, 7.2.1).

Zwischen **13,5** und **13 ka** beginnt der Abschmelzprozeß über dem Franz-Viktoria-Trog (Lubinski et al. 1996), und am nordöstlichen Yermak Plateau ändert sich die Sedimentation zu grobkörnigerem, quarzreichem Material (111, 115). Es ist die Zeit einer ersten Erwärmung im Nordatlantik und in der Norwegen-Grönland-See. Ein schmaler Korridor offenen Wassers und eine nordwärts gerichtete Oberflächenströmung werden angenommen (Koç et al. 1993; Henrich et al. 1995). Dieser Strom atlantischen Wassers ist zwar kälter als heute, dringt jedoch bis in die Framstraße vor (Hebbeln et al. 1994; Dokken 1995; Elverhøi et al. 1995a; Lloyd et al. 1996b) Nordwärts transportiertes IRD wird in Sedimenten der östlichen Framstraße gefunden (z.B. skandinavische Schreibkreide, Kristallingesteine; Andersen et al. 1996).

In den Kernen auf dem Yermak Plateau und in der östlichen Framstraße wird einer erster Anstieg der HI-Werte beobachtet (Abb. 110; Knies 1994, Andersen et al. 1996). Zusammen mit niedrigen TOC-Gehalten und C/N-Verhältnissen deutet dies auf einen etwas gesteigerten Einfluß von marinem, organischem Material hin (vgl. Schubert 1995). Die weiterhin hohen Akkumulationsraten von Kalzit lassen zusätzlich vermuten, daß eine leicht gesteigerte Oberflächenwasserproduktivität und damit länger offene, schwach erwärmte Oberflächenwässer für diese Zeit angenommen werden können. Auf Svalbard werden Walknochen (Alter bis zu 13 ka) in

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

herausgehobenen, marinen Sequenzen gefunden, die ebenfalls auf offene Wasserflächen hinweisen (Forman 1990). Hierzu trägt sicherlich auch die sich nach dem Minimum um 15 ka steigende Insolation auf der Nordhalbkugel bei (Berger & Loutre 1991). Der Einstrom der atlantischen Wassermassen reicht bis zum Nordrand des SBIS, in den Schelfrandtrögen wird dieser Einfluß aufgezeichnet (Polyak & Solheim 1994; Kolstad 1995; Herlihy 1996; Lubinski et al. 1996).

Die offenen Wasserflächen können wiederum zu einer erhöhten Feuchtigkeit und damit zur Akkumulation von Niederschlag auf dem Eisschild führen. Dieses Wachstum kann jedoch die destabilisierenden Effekte aus Meeresspiegelanstieg und verstärkter Insolation nicht aufwiegen (Forman et al. 1996). Vielmehr wird ein starker Ausstoß von Eisbergen produziert, die in den Arktischen Ozean und die Norwegen-Grönland-See freigesetzt werden und dort zu einer prominenten IRD-Lage führen (vgl. Kap. 5 und 6 und z.B. Baumann et al. 1995; Henrich et al. 1995; Nørgaard-Pedersen 1996 und Zitate darin).

Das **12,2 ka-Maximum** in der Quarzakkumulation von PS2212-3 wird von einem deutlichen Kiesmaximum begleitet. Zu dieser Zeit wird der Anstieg des HI-Wertes unterbrochen (Abb. 110), ein weiteres Indiz für einen Rückfall zu härteren, glazialen Bedingungen während dieser Zeit. Der Rückfall zu kalten Bedingungen könnte durch die Freisetzung einer großen Zahl von Eisbergen während eines rapiden, globalen Meeresspiegelanstiegs (> 10 m in weniger als 300 Jahren; Blanchon & Shaw 1995) zu dieser Zeit entstanden sein. Eine Linse von kaltem Schmelzwasser würde entstehen, die den Einstrom von atlantischem Wasser in die Norwegen-Grönland-See und den Arktischen Ozean blockieren kann. Ein sehr typisches $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum, das ein solches Schmelzwasserereignis wiedergeben könnte, wird im Eurasischen Becken während dieser Zeit beobachtet (Kap. 3; Stein et al. 1994a,c; Nørgaard-Pedersen 1996 und Zitate darin). Das Eurasische Becken ist von kalten und gering produktiven Wassermassen überlagert. Auch in der Norwegen-Grönland-See wird ein Schmelzwasserereignis gegen 12,3 ka erkannt (Sarnthein et al. 1992). Somit ist es sehr wahrscheinlich, daß das SBIS sich nicht nur am westlichen, sondern auch am nördlichen Rand etwas ausgedehnt hat.

12,1 ka werden als Ende der ersten Abschmelzphase in der südlichen Barents-See und dem Skandinavischen Eisschildes angegeben (Vorren et al. 1988b; Polyak et al. 1995; Vorren & Laberg 1996). Starke Schwankungen im Einstrom von atlantischem Wasser zwischen 13 und 11,5 ka spiegeln sich in rapiden Klimawechseln in N-Norwegen und auf den Inseln am W-Rand der südlichen Barents-See wider (Vorren et al. 1988a). Um 12 ka sinken die Sommertemperaturen auf Andøya (N-Norwegen) auf nahezu glaziales Niveau (Birks et al. 1994; Vorren & Laberg 1996). Nach dem kurzen Rückschlag gegen 12,2 ka führt die fortschreitende Verstärkung des WSC und die sich erhöhende Sommerinsolation (Berger & Loutre 1991) zu einer kontinuierlichen Verbesserung der Oberflächenwasserbedingungen. Der HI-Wert erreicht im südlichen Eurasischen Becken weitere Höchstwerte (Abb. 70, 110). Die saisonal offenen Wasserflächen weiten sich aus. Im gesamten Eurasischen Becken werden erste Verbesserungen der Bioproduktivität beobachtet (z.B. Cronin et al. 1995; Schubert 1995). In einer Probe des Kerns vom Yermak Plateau wird wiederum eine vollständige Lösung des Karbonats aufgezeichnet (Abb. 112, 114: interpoliertes Alter 11,5 ka).

Das zurückweichende SBIS gibt auch im Norden immer mehr Schelfregionen frei, in denen die entsprechenden Wässer entstehen können (vgl. Kap. 1.3; Steinsund &

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Hald 1994). Ein rapider Meeresspiegelanstieg gegen 12 ka sorgt für eine erneute Destabilisierung des Eisschildes (Blanchon & Shaw 1995; Forman et al. 1996). Die erhöhte Insolation begünstigt das verstärkte Abschmelzen von Meereis und Eisbergen und damit die Bildung einer gering salinen Oberflächenwassermasse (vgl. SML; Kap. 1.3). Diese fördert wiederum zum Winter hin eine verstärkte und schnelle Meereisbildung, so dass große Mengen von Salzlaugen freigesetzt werden. In Kernen vom Westhang Svalbards wird zu diesem Zeitpunkt ein verstärkte Ablagerung von IRD mit Svalbard-Herkunft und eine Erniedrigung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes beobachtet (Abb. 108; Elverhøi et al. 1995a). Es werden größere Mengen Schmelzwasser aus dem nordwestlichen SBIS abgegeben. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve schlägt in Kernen westlich Spitzbergen und im Eurasischen Becken ein zweites Mal zu leichteren (niedrigeren) Werten hin aus (Abb. 21: PS2208-1; Knies 1994; Stein et al. 1994c; Elverhøi et al. 1995a; Müller 1995; Nørgaard-Pedersen 1996).

Der gesamte kühlere Abschnitt der Termination I steht in PS2212-3 vom Yermak Plateau im Zeichen feinkörniger Sedimentation (Jüngere Dryas?; Abb. 109, 111). Die Gesamtakkumulationsrate nimmt kontinuierlich ab (Abb. 111), was ein weiterer Hinweis auf einen reduzierten Transport von Material aus dem SBIS zum nordöstlichen Yermak Plateau ist. Der Anteil terrigenen Materials ist jedoch hoch, planktische Karbonatschaler sind nicht erhalten. Dagegen erhöhen sich nach 12 ka die Gesamtakkumulationsraten und der Eintrag gröberer Fraktionen in den Kernen nordwestlich Spitzbergens (PS2123-2, PS2213-4; Abb. 111; vgl. Knies 1994; Elverhøi et al. 1995a). Dies fällt zusammen mit dem Beginn des endgültigen Zerfalls des SBIS (Andersen et al. 1996). Die Verringerung des Kalzitanteils geht einher mit wesentlich geringeren Gehalten an planktischen und benthischen Organismen (Pagels 1991; Dokken 1995). Ein stark erhöhter Eintrag des terrigenen Materials während des Rückzugs der Gletscher in die Fjorde verdünnt die biologischen Komponenten und überlagert damit das biogene Signal.

Unterschiedliche Herkunft von Quarz und terrigenen Karbonaten

Während die Quarzakkumulationsrate sich zwischen 15 und 10 ka konstant verringert, steigt die Dolomitakkumulationsrate im Kern vom nordöstlichen Yermak Plateau nach 13,5 ka beständig bis 10,2 ka an (Abb. 113, 114). Hier scheint ein Wechsel im Ausgangsgebiet des terrigenen Materials vom Kristallin- zu den Karbonatgesteinen Svalbards aufgezeichnet zu sein (vgl. Kap. 4, 7.1). In einem Profil aus Sedimentkernen vom Schelf vor dem Isfjorden bis in den Isfjorden hinein stellen Svendsen et al. (1992) in Diamikten, die vor 12,5 ka subglazial abgelagert werden, hohe terrigene Karbonatgehalte fest. Die darüber folgenden glaziomarinen sandig, siltigen Tone (12,5 bis 10 ka) enthalten jedoch nur sehr wenig Karbonat. Vor dem Franz-Viktoria-Trog im NE Svalbards nach 15 ka abgelagerten Sedimente bergen sehr hohe Gehalte an terrigenem Karbonat (vgl. Abb. 71: PS2445-4). Die frühe Phase des Dolomiteintrags in PS2212-3 könnte also auf einer Materialzufuhr von beiden Seiten des Svalbard Archipels hinweisen. Aus beiden Regionen können Grob- und Feinsedimente die Kernposition von PS2212-3 am nordöstlichen Yermak Plateau erreichen (s.o.). Ein erhöhter Eintrag von Dolomit als Anzeiger terrigener Karbonate setzt abrupt nach 12 ka im küstennahen Kern PS2123-2 ein (Abb. 114). In PS2123-2 und PS2212-3 ist zwischen 12 und 11 ka ein Maximum im Eintrag von Dolomit in der Tonfraktion zu beobachten. Die maximalen Akkumulationsraten von Dolomit stellen sich in allen Kernen am Yermak Plateau zwischen 11,5 und 10 ka ein (Abb. 114). Dabei läßt sich eine abnehmende Intensität nordwärts diagnostizieren. In PS2212-3 ist der gesamte Anteil Dolomit in der Feinfraktion enthalten. All diese Beobachtungen sprechen für eine Freisetzung von feingemah-

lenem Gletscherabrieb aus dem Isfjorden und möglicherweise auch aus dem Kongsfjorden, der mit der zu dieser Zeit verstärkten Entstehung von Salzlaugen über den Schelfregionen in die mittleren Wasserschichten gelangen kann. In diesen können verstärkte Boden- und Konturströmungen als Teil des hochaktiven WSC erwartet werden (vgl. Elverhøi et al. 1995a), die zum Transport der Feinmaterialien bis zum nordwestlichen Yermak Plateau beitragen. Die sehr geringen Gehalte an Dolomit im Nansen-Becken und über dem Gakkel-Rücken bestätigen, daß dieser Eintrag an die Schelfregionen Svalbards gebunden ist (Abb. 114). Am Gakkel-Rücken wird in dieser Zeit sogar ein Dolomitminimum aufgezeichnet (Abb. 114).

Werner (1988) beschreibt die Zusammensetzung des Karbonatmaterials in einem Seesediment eines Seitenarms des Isfjorden. Eine sehr ähnliche Zusammensetzung wird im küstennahen Kern PS2123-2 und auch am nordöstlichen Yermak Plateau beobachtet (PS2212-3, vgl. Abb. 73, 76, 78, 79, 83, 112, 114). Dies bestätigt noch einmal, daß das terrigene Karbonat rund um Svalbard mit großer Wahrscheinlichkeit aus den permokarbonischen Serien stammt (vgl. Kap. 7.1; Elverhøi et al. 1989; Pfirman & Solheim 1989).

Der endgültige Zerfall des Svalbard/Barents-See-Eisschildes (SBIS/ ca. 10,6-9,5 ka)

Ein breites Quarzakkumulationsmaximum um 10 ka und die Erhöhung der IRD-Anzahl bezeugen die letzte Phase der SBIS (Abb. 110, 111, 113, 115). Ein starker Einstrom von atlantischem Wasser, die höchsten Insolationswerte des gesamten letzten 100 ka-Zyklus und der zweite rapide Anstieg des Meeresspiegels führen zum endgültigen massiven Zerfall des SBIS nach ca. 10,6 ka (Forman et al. 1996 und Zitate darin). Der gesteigerte Einfluß des atlantischen Wassers spiegelt sich im HI-Maximum des südwestlichen Eurasischen Beckens wider (Abb. 70, 110; vgl. Schubert 1995). Erstmals erreichen subpolare Foraminiferenarten einen erhöhten Gehalt in der östlichen Framstraße (z.B. Hebbeln et al. 1994; Dokken 1995; Lloyd et al. 1996b). Während der gesamten Termination I kann anhand von Ostracodenvergesellschaftungen ein starker Einfluß atlantischer Wassermassen im Arktischen Zwischenwasser nachvollzogen werden (Cronin et al. 1995). Cronin et al. (1995) nehmen an, daß der Einstrom von Atlantischen Wasser möglicherweise stärker war als heute (vgl. dazu auch Kap. 7.2.1, 7.2.3).

Gegen 10 ka vollendet sich der Rückzug des SBIS aus dem Barents-See-Schelf (z.B. Polyak et al. 1995). Ein zweiter, rapider Anstieg des Meeresspiegels ist möglicherweise der Auslöser hierfür (Forman et al. 1995, 1996 und Zitate darin). Die weitgehenden Untersuchungen im gesamten Svalbard-Archipel geben eine detaillierte Geschichte des Rückzug der Gletscher in die Fjorde nahe an die heutige Position, des Einsetzens des isostatischen Auftriebs nach der Entlastung der Kruste und des schnellen Anstiegs des Meeresspiegels wieder (Abb. 109; z.B. Mangerud et al. 1992; Elverhøi et al. 1995a,b; Forman et al. 1996 und Zitate darin). Während der Kaltphase der Jüngeren Dryas, die in Europa und Skandinavien noch einmal einen Vorstoß der Gletscher erbrachte, werden auf der Westseite Svalbards keine Vorstöße registriert (Mangerud & Svendsen 1990). Im Isfjorden stellen Svendsen et al. (1992) allerdings eine verstärkte Gletschertätigkeit fest. Auch auf der Ostseite des Svalbard Archipels kommt der Rückzug der Gletscher mindestens zu einem Halt (Birks et al. 1994 und Zitate darin).

Ein Stillstand des relativen Meeresspiegelanstiegs, der sich aus dem isostatischen Auftrieb der Kruste und dem eustatischen Anstieg des Meeresspiegels ergibt, soll

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

diesen kleinen Vorstoß gefördert haben. Das Quarzakkumulationsmaximum im Kern PS2212-3 vom Yermak Plateau ist möglicherweise ein Anzeiger dieses Stillstandes (Abb. 113). Zur selben Zeit wird im Franz-Josef-Land Archipel ebenfalls ein Stillstand des relativen Meeresspiegels registriert (10,4 ka), so daß eine Strandterrasse erzeugt werden kann (Forman et al. 1996). Darauf abgelagerte Meereis-transportierte Holzstämme können bereits das Innere des Franz-Josef-Land Archipels erreichen (Forman et al. 1995). Der zentrale British Channel von Franz-Josef-Land ist also Gletschereis-frei.

Die Gletscher Svalbards ziehen sich bis spätestens 9 ka auf Positionen nahe oder sogar tiefer als heute in die Fjorde zurück (Mangerud et al. 1992; Elverhøi et al. 1995a,b und eine große Anzahl Zitate darin). Der Eintrag von eisbergtransportiertem Material endet zu dieser Zeit in den Sedimentkernen am westlichen Svalbardhang (z.B. Hebbeln 1992; Lloyd et al. 1996b; Hebbeln & Wefer 1997). Im inneren Isfjorden wird eine Schicht gut laminierten Tons kurz nach 10 ka abgelagert. Dieses Sediment besteht zu großen Teilen aus feingemahlener Gletschermilch, die mit der jährlichen, sommerlichen Schmelze freigesetzt wird (Svendsen et al. 1992). Das sehr karbonatreiche Material gibt einen weiteren Hinweis auf den in der zweiten Abschmelzphase des SBIS stark gestiegenen Anteil an Schmelzwasserlinsen mit hohem Sedimentanteil. Diese finale Freisetzung von terrigenem, feinem Karbonat im Isfjorden (10,3-9,7 ka; Svendsen et al. 1992) kann mit einer zeitgleich erhöhten Akkumulation von Feinfraktionskalzit und -dolomit im küstennahen Kern PS2123-2 in Verbindung gebracht werden (Abb. 112, 114).

Es besteht die Möglichkeit, daß das Feinmaterial mit dem Oberflächenwasser oder als sedimentbeladene Schmelzwasserlinse aus dem Fjord freigesetzt und mit einer nordwärts gerichteten, küstenparallelen Strömung zur Kernposition vor der NW-Küste Spitzbergen transportiert wird. Zu diesem Zeitpunkt (mind. 9,1 ka nach der Datierung in PS2123-2) ist die Tonakkumulationsrate besonders hoch. Nach Müller (1995) setzt auch der Kongsfjorden terrigenes, karbonatisches IRD und damit vermutlich ebenfalls Feinfraktion während dieser Zeit frei. Die Vorkommen permokarbonischer, dolomitischer Karbonatgesteine erstrecken sich über den Isfjorden hinaus nordwärts bis in den Einzugsbereich des Kongsfjorden (Abb. 43). Somit könnten Isfjorden wie Kongsfjorden Quelle für dieses Signal in PS2123-2 sein.

Die Küsten von Franz-Josef-Land und Nowaja Semlja werden bis spätestens 9,2 ka eisfrei (Forman et al. 1995; Lubinski et al. 1996), das Sedimentationsmilieu in den nördlichen Kontinentalrandtrögen geht von glazial-marinen zu hemipelagischer Sedimentation über (Polyak & Solheim 1994; Kolstad 1995; Herlihy 1996; Lubinski et al. 1996).

Am nordöstlichen Yermak Plateau wird ein permanenter Abfall der Gesamtakkumulationsrate registriert (Abb. 111). Ein letzter Eintrag von grobem IRD wird in PS2212-3 verzeichnet (Abb. 110, 111, 115). Gegen 9,4 ka erfolgt eine drastische Verringerung der Sedimentakkumulation am nördlichen Yermak Plateau. In PS2122-1 vom nordwestlichen Kontinentalhang Spitzbergens ist dies der Zeitpunkt eines letzten, in den Isotopenwerten aufgezeichneten Schmelzwassersignals (sehr leichter $\delta^{13}\text{C}$ -Wert; Knies 1994; Vogt et al. eingereicht). Bis zu diesem Zeitpunkt wird eine sich ständig verringernde Menge glazial-terrigenen Materials von Svalbard und dem Barents-See-Schelf an die Position von PS2212-3 verfrachtet. Nun beginnt eine Phase pelagischer Sedimentation.

Das frühe Holozän - Verbesserung der klimatischen Bedingungen

In dieser Phase ab ca. 9,5 ka wird zum erstenmal eine den heutigen Bedingungen ähnliche Situation rund um Svalbard erreicht. Ein starker Einstrom atlantischer Wassermassen mit dem WSC kann anhand eines hohen Anteils subpolarer, planktischer Foraminiferen und eines hohen Gesamtgehaltes an Foraminiferenschalen festgestellt werden (Hebbeln et al. 1994; Dokken 1995; Lloyd et al. 1996b). In den Kernen westlich Spitzbergens wird eine leichte Erhöhung des HI-Indexes beobachtet, der Grobfractionsanteil ist stark, die Sedimentakkumulationsrate leicht reduziert (Abb. 111; Knies 1994). Nördlich Spitzbergens wird die Gesamtakkumulationsrate auf einen für das benachbarte Nansen-Becken typischen Wert reduziert (Abb. 111). Die Karbonatgehalte des Sediments beginnen zu steigen, am Yermak Plateau bleibt Kalzit im Sediment erstmals wieder erhalten (Abb. 110, 112). Quarz- wie Dolomitakkumulationsraten als Anzeiger für einen hohen Eintrag von terrigenem Material vom SBIS fallen rapide. Alle Parameter deuten auf eine vorwiegend pelagische Sedimentation hin. Der starke Einstrom atlantischen Wassers, die zu dieser Zeit hohe Insolation (Berger & Loutre 1991) und das Fehlen großer Eisschilde ermöglichen eine stärkere Erwärmung der Region während des Sommers. Die Folge sind länger offene Wasserflächen und möglicherweise auch ein weiteres Vordringen des warmen und salinen Oberflächenwassers aus dem Westspitzbergenstrom (WSC).

Zwischen 10 und 9,5 ka steigt die Oberflächenwassertemperatur westlich Spitzbergen rapide um 2-3°C (Dokken 1995). Eine Erklärung dafür könnte sein, daß das Oberflächenwasser arktischer Herkunft durch die Atlantischen Wassermassen ersetzt wird. Daß der WSC ähnlich seiner heutigen Zusammensetzung W-Spitzbergen erreicht hat, ist an der Einwanderung bestimmter Molluskenarten in die Fjorde W-Spitzbergens um 9,5 ka zu erkennen, die heute nicht oder kaum in Spitzbergen, dafür aber in N-Norwegen vorkommen (Salvigsen et al. 1992). Ihr Auftreten spricht für küsten-nah wärmere Sommeroberflächenwassertemperaturen als heute. Auch die auf palynologischen Erkenntnissen basierende Klimaeinschätzung von Birks et al. (1994) geht von einer auf 6°C angestiegenen mittleren Sommertemperatur in W-Spitzbergen aus (+ 1-2°C zu heute). Dieser Wert wurde vermutlich im absoluten Klimaoptimum zwischen 8,7 und 7,7 ka erreicht (Salvigsen et al. 1992). Es wird eine erhöhte Saisonalität beobachtet (z.B. Wohlfahrt et al. 1995), die die Erosion durch Frostsprengung und Sommerschmelze steigert (vgl. auch Werner 1988).

Auch in der Franz-Josef-Land-Region werden zwischen 9,5 und 8,5 ka verbesserte klimatische Bedingungen rekonstruiert. Eine für hochproduktive Oberflächenwasserregionen typische benthische Foraminiferenvergesellschaftung wird beobachtet (Polyak & Solheim 1994; Lubinski et al. 1996). Diese Produktivität kann z.B. durch jährlich wiederkehrende Eisrandlagen an einer nur saisonal vorhandenen Meereisdecke erzeugt werden. Heute ist jedoch die entsprechende Region nur selten eisfrei (Gloersen et al. 1992).

Ein weiteres Vordringen des WSC in den Arktischen Ozean begrenzt möglicherweise das Entstehen einer gering salinaren Deckschicht im Arktischen Ozean. Damit fehlt eine der wichtigen Voraussetzungen zur schnellen Bildung von Meereis im Herbst (vgl. Kap. 1.3, 1.4; Midttun 1985). Die Freisetzung von Salzlaugen wäre reduziert, wodurch die verbesserte Erhaltung von Kalzit am nordöstlichen Yermak Plateau erklärt wäre (vgl. Abb. 110, 112). Auch Pagels (1991) sieht eine bessere Erhaltung von Karbonat im frühen Holozän. Andererseits könnte eine Erhöhung der Anzahl der im Oberflächenwasser gebildeten Foraminiferenschalen dazu führen,

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

daß einige Schalen erhalten bleiben. Pagels (1991) stellt weiterhin eine schwache Lösung der Foraminiferenschalen im zentralen Nansen-Becken fest.

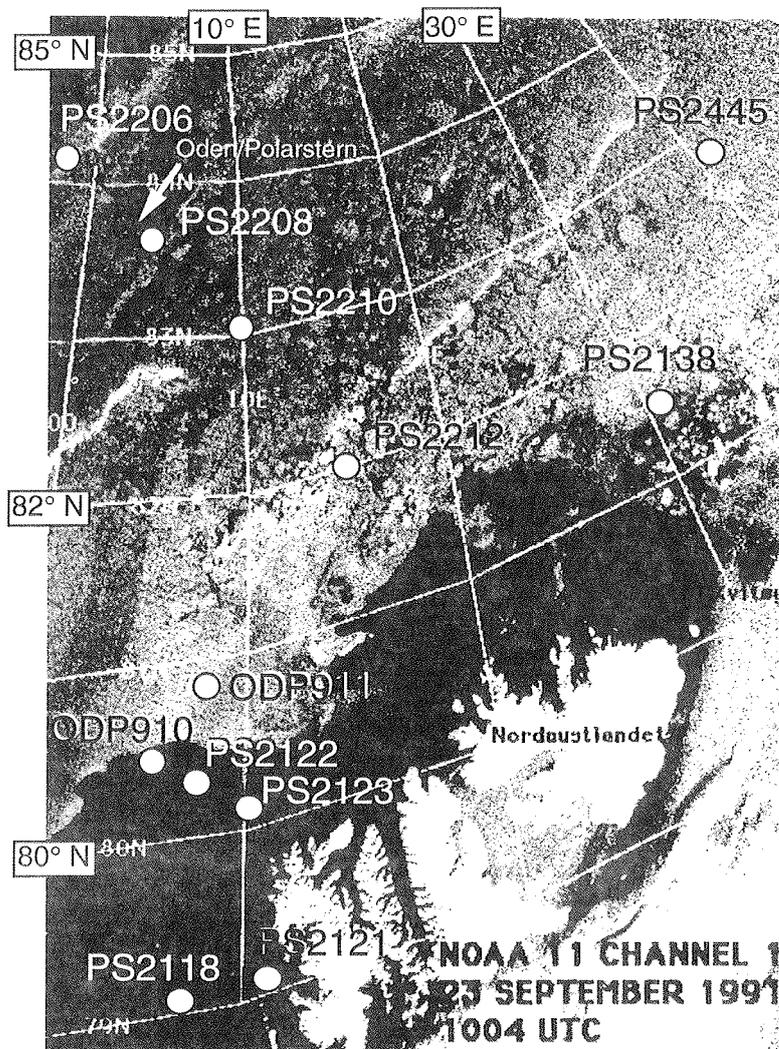


Abb. 117: Meereisverteilung nördlich Spitzbergen im Satellitenbild (Kanal 1 des AVHRR an Bord NOAA 11) vom 23. Sept. 1991 (verändert aus Andersen & Carlsson 1991). Kernpositionen einiger in dieser Arbeit und von Knies (1994, persl. Mittlg. 1996) verwendeter Sedimentkerne (vgl. Abb. 1).

Die verbesserten Sommerbedingungen fördern ein verstärktes Abschmelzen von Meereis im südwestlichen Teil des Eurasischen Beckens. Gesamt-, Feinfraktions-, Quarz- und Dolomitakkumulationsraten steigen in den Kernen des Nansen-Beckens und vom Gakkel-Rücken (Abb. 111, 113, 114; vgl. Pagels 1991, Letzig 1995).

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Dagegen bleibt die Kalzitakkumulationsrate niedrig (Abb. 113). Der terrigene Eintrag überwiegt gegenüber den biogenen Komponenten. U.a. werden die organisch-geochemischen Anzeiger für marine Produktion durch den hohen Eintrag terrigener organischer Komponenten aus den Schelfregionen der Kara- und Laptev-See unterdrückt (Abb. 70, 77: erniedrigte HI-Werte, höhere T_{max} -Werte; vgl. Schubert 1995). Dennoch weisen die bereits verringerten C/N-Verhältnisse auf den verstärkten Anteil marin-organischer Anteile hin (z.B. Abb. 110). Zusätzlich erhöht sich der Gesamtanteil des organischen Materials um ein Vielfaches (Abb. 70, 77; Schubert 1995). Auch Letzig (1995) stellt für diese Zeit einen verstärkten Eintrag Meereis-transportierten Materials in Sedimente des Nansen-Beckens und Gakkel-Rückens fest. Er betont dabei, daß ein besonders starker Anstieg der Siltakkumulationsrate, teilweise sogar gegenläufig zur Gesamtsedimentationsrate und begleitet durch einen schlechteren Sortierungsgrad, indikativ für einen erhöhten Eintrag von Meereis-sedimenten ist. Dieser geht einher mit einem erhöhten Smektitanteil in der Tonfraktion. In PS2208-1 aus dem Nansen-Becken wie in PS2206-4 vom westlichen Gakkel-Rücken können in der Zeit nach ca. 9 ka entsprechende Höchstwerte der Siltakkumulation wie des Smektitwertes beobachtet werden (Abb. 64, 111).

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, daß die Siltfraktion in Sedimenten des Arktischen Ozeans stark an Quarz angereichert ist (Kap. 5 - 7.2.1). Dementsprechend verdoppelt sich die Quarzakkumulationsrate um 9 ka in PS2206-4. Dabei wird ein Hauptteil des Anstiegs durch die Siltfraktion getragen. Das Maximum der Quarzakkumulation wird im Nansen-Becken wie auf dem gesamten Gakkel-Rücken zwischen 8,2 und 7,5 ka erreicht und ist danach abrupt reduziert (Abb. 113). Zur selben Zeit wird am nordöstlichen Yermak Plateau ein minimaler Quarzeintrag aufgezeichnet. Die Tonfraktion dominiert hier. Die Siltfraktion tritt zurück und die Grobfraktion $>63 \mu\text{m}$ ist kaum vorhanden (Abb. 77, 110, 111).

Die Kalzitakkumulationsrate zeigt nach 8 ka einen deutlichen Anstieg, vor allem gegen 6 ka in der Siltfraktion von PS2212-3/6 am nordöstlichen Yermak Plateau (Abb. 112). Nach Nowaczyk et al. (1994) erfolgt während des Holozäns ein Anstieg der Coccolithenzahlen. Die Coccolithen werden mit den atlantischen Wassermassen über die östliche Framstraße in das südwestliche Nansen-Becken verfrachtet. Die im Sediment erhaltenen karbonatischen Reste dieser Gruppe gehören weitestgehend der Siltfraktion an. Da gleichzeitig nur wenig Dolomit ins Sediment eingetragen wird (Abb. 114), kann davon ausgegangen werden, daß dieser Anstieg des Kalzits biogener Natur ist.

Alle Informationen deuten darauf hin, daß die Region des nordöstlichen Yermak Plateaus im Zeitraum des "Marinen Holozänen Klimaoptimums" (Svendsen et al. 1992) wesentlich günstigere Bedingungen als heute erlebt. Die Region ist heute zumeist ganzjährig mit Eis bedeckt (Abb. 117; vgl. Abb. 8). Zwischen 8 und 6 ka können saisonal offene Wasserflächen, möglicherweise mit nur geringer Wintereisbedeckung, angenommen werden.

Die niedrige Gesamtakkumulationsrate deutet außerdem darauf hin, daß nur selten über PS2212-3/6 Eisrandsituationen mit Frühjahrsalgenblüte und hoher Sedimentationsrate entstehen (vgl. Berner & Wefer 1990; Kap. 7.1, 7.2.1). Dies könnte ein Grund dafür sein, daß der HI-Index sich zu dieser Zeit nicht erhöht (Abb. 110). Mit PS2212-3/6 vergleichbar sind eher Kernpositionen am Ostrand der Norwegen-Grönland-See unter dem Westspitzbergenstrom (vgl. Wagner & Henrich 1994).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Zusätzlich ist es möglich, daß das marine organische Material gerade unter den verbesserten Lebensbedingungen und bei geringen Sedimentationsraten bereits einem Abbau unterzogen wird (vgl. Wagner & Henrich 1994). Andererseits zeigt ein Zuwachs der kurzkettigen n-Alkane und anderer autochthon gebildeter, organischer Verbindungen in holozänen Sedimenten des Yermak Plateaus, daß ein erhöhter Anteil mariner, organischer Substanz abgelagert wird (Schubert 1995). Dafür sprechen auch die niedrigen C/N-Verhältnisse (Abb. 110). Die Eisrandsituationen scheinen weiter nördlich und nordöstlich zu entstehen (vgl. Kap. 7.2.1, 7.2.3). Ein Hinweis hierauf könnte der Kern PS2210-3 (83° N 10° E) sein, der gegen 8,4 ka ein Maximum im HI-Wert bei vergleichsweise niedrigem C_{org} -Gehalt und C/N-Verhältnis zeigt (Abb. 69, 70). Es dominiert, untypisch für diesen Kern, die Feinfraktion mit einem großen Anteil Silt (Abb. 46). In der Tonfraktion wird ein erhöhter Gehalt von Smektit aber auch von Kaolinit bei niedrigen Werten von Illit festgestellt (Abb. 64, 65). All diese Parameter deuten in Anbetracht der in Kapitel 7.1 beschriebenen Verknüpfungen von erhöhter Produktivität an einer Eisrandlage und der damit einhergehenden, schnellen Sedimentation von Feinstmaterial darauf hin, daß zumindestens zeitweise eine Eisrandsummerlage nahe 83 ° N angenommen werden kann. Die darüberliegende Probe in PS2210-3 mit einem interpolierten Alter von 7,2 ka zeigt bei gleichbleibender Tonmineralogie einen massiven Zuwachs der terrigenen, organischen Komponenten (+ C_{org} , ++C/N, + T_{max}). Möglicherweise ändert sich die Quelle des feinkörnigen, organischen Materials.

Obwohl in diesem Kernabschnitt Feinkornzunahme, graue Farbtöne und ein hoher C_{org} -Wert beobachtet werden (Abb. 46, 69), was in einigen Bereichen des Eurasischen Beckens als Hinweis auf eine turbiditischen Beckensedimentation gesehen wird (Schubert 1995), kann eine Turbiditsedimentation hier ausgeschlossen werden. In Anbetracht der Tonmineralogie müßte dieser Trübestrom seine Herkunft am Barents- oder Kara-See-Kontinentalhang haben und westwärts entgegen der Coriolis-Kraft abgelenkt worden sein. Da dies nicht möglich ist, könnte nur eine südwestwärts-gerichtete Bodenströmung einen solchen Transport bewerkstelligen. Das heutige Tiefenwasserströmungsmuster läßt einen solchen Transport kaum zu. Die Position von PS2210-3 wird heute vom Grönland-See-Tiefenwasser erreicht (vgl. Kap. 1.3; Jones et al. 1995). Somit erscheint eine Sedimentation aus dem Oberflächenwasser wahrscheinlicher.

Im küstennahen Kern PS2123-2 steigt die Gesamtakkumulationsrate nach einem kleinen Minimum zwischen 10 und 9 ka während des Holozäns permanent an. Der Anstieg wird von der Grobfraktion $>63 \mu m$ und vor allem von der Siltfraktion getragen (Abb. 111). Der küstenfernere Kern PS2122-1 besitzt zwar auch eine im Stadium 1 wesentlich erhöhte Gesamtakkumulationsrate, sie ist jedoch im Vergleich beider Kerne niedriger und spiegelt so die größere Entfernung von der Sedimentquelle wider (vgl. Knies 1994). Die Quarz- und Phyllosilikatakkumulationsraten in PS2123-2 sind extrem hoch und zeugen von dem hohen Eintrag terrigenen Materials (Abb. 113; Tab. 13). Der Anteil biogenen Materials wird durch den hohen Eintrag terrigenen Materials verdünnt. Die Kalzitakkumulationsrate und der Gehalt an marin-organischem Material sind dementsprechend niedrig (Abb. 112; Knies 1994).

Da die IRD-Rate niedrig liegt (Abb. 115), bleiben zwei Quellen für die starke Sedimentation. In Zeiten erhöhter Sommertemperaturen und weiterhin starker Insolation kann davon ausgegangen werden, daß die Gletscher in den Fjorden weiterhin Schmelzwässer und Eisberge produzieren. Da nördlich und nordwestlich Spitzbergens wesentlich mehr offenen Wasserflächen als heute zur Verfügung stehen,

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

dürfte auch genügend Feuchtigkeit und Niederschlag vorhanden sein, um dem erhöhten Massenverlust entgegen zu wirken (vgl. Hebbeln et al. 1994). Somit können Schmelzwasserzungen mit hoher Sedimentlast aus den Fjorden auf den Schelf gelangen, wo sie spätestens durch das Zusammentreffen mit salzreichem Meerwasser das Sediment abgeben. Eine hohe Sedimentationsrate auf dem Schelf fördert die Instabilität der schnell abgelagerten und damit Porenwasser-reichen Sedimentpakete. Gravitative Prozesse und auch Bodenströmungen ermöglichen den Weitertransport hangabwärts.

Eine zweite Möglichkeit ist das verstärkte Aufschmelzen von Meereissedimenten. Meereis kann durch die Transpolar Drift aber auch über den Ostspitzbergenstrom, weitergeleitet durch den WSC, die Kernpositionen nordwestlich Spitzbergen erreichen (Abb. 4, 8). Eine verstärkte Abschmelzrate, insbesondere sich ständig wiederholende Eisrandsituationen im Sommer können zu einer extrem hohen Sedimentation vor allem der Korngrößenfraktionen $<63 \mu\text{m}$ führen. Die Herkunft des Materials kann über die Tonmineralogie geklärt werden, da aus den Fjorden der Westküste Spitzbergens eine Illit/Chlorit-dominierte Tonmineralvergesellschaftung erwartet werden kann, während das Meereis verstärkt Smektit und Kaolinit transportiert (vgl. Kap. 7.1, 7.2.1; Berner & Wefer 1990; Hebbeln & Wefer 1991; Nürnberg et al. 1994). Die Illit/Chlorit-Dominanz läßt sich einerseits aus der Geologie der im Westen Spitzbergens anstehenden Gesteine herleiten (Kap. 4; vgl. Hebbeln & Berner 1993; Elverhøi et al. 1995a), andererseits auch durch den nahe vor dem Kongsfjorden gewonnenen Kern PS2121-4 bestätigen (Müller 1995).

Hohe Quarzgehalte und ein sehr geringer Anteil an Kalifeldspäten könnten weiterhin auf eine Herkunft des Sedimentmaterials aus den hochkristallinen, proterozoischen Gesteinen des Hekla Hoeks hinweisen. Diese Gesteinsserien bildet nahezu ausschließlich den Nordwestteil Spitzbergens (Abb. 43, Kap. 4). Dagegen weisen Franz-Josef-Land und Kara- und Laptew-See-Region teilweise erhöhte Anteile an Kalifeldspat auf (vgl. Abb. 97, Kap. 4, 7.1). Dieselben Regionen zeigen auch hohe Qz/Fsp-Verhältnisse in allen Korngrößenfraktionen (Tab. A12).

Die Daten für das frühe Holozän in PS2123-2 deuten auf einen gegenüber den vorgehenden LGM und Termination I verstärkten Einfluß von Meereismaterial hin (vgl. Knies 1994). Erhöhte Smektit- und Kaolinitgehalte (Abb. 74, 75) und ein leichter Anstieg der Qz/Fsp- und Kfs/Plg-Verhältnisse (Abb. 73, 75) können zu diesem Schluß herangezogen werden. Außerdem werden erhöhte C_{org} -Gehalte und C/N-Verhältnisse bei mittleren T_{max} -Temperaturen beobachtet. Gleichzeitig wird in beiden Kernen des westlichen Yermak Plateaus eine sehr geringe Anzahl von IRD gezählt (Abb. 115). Ein entsprechend geringerer Einfluß des Eisberg-transportierten Materials wird angenommen. Nach Häggblom (1982) werden zu dieser Zeit besonders viele mit dem Meereis weit verfrachtete Holzstämmen in die Fjorde Spitzbergens verbracht (Abb. 119). Unter den heutigen Bedingungen stammen die Stämme im nördlichen Spitzbergen weitestgehend aus den sibirischen Schelfregionen (Eggertsson 1994 und Zitate darin). Sehr viele Indizien deuten also auf verstärkten **Meereistransport** und erhöhte Sedimentation aus Meereis im frühen Holozän westlich Spitzbergens.

Basierend auf Ergebnissen von Strandterrassen (9,9 bis 6,2 ka) im Franz-Josef-Land-Archipel bieten Forman et al. (1996) eine weitere Erklärung für einen erhöhten Sedimenteintrag in küstennahe Regionen während des "Marinen Holozänen Klimaoptimums". Langanhaltend offene Wasserflächen in Küstennähe erhöhen die

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Zeitabschnitte, in der die Küste den erosiven Kräften von Wellengang, Tidenhub und (Herbst-) Stürmen ausgesetzt sind. Außerdem fördern höhere Wassertemperaturen u.a. in der Barents-See die Ausbildung von Stürmen, die wiederum die entsprechenden Sturmfluten auf Svalbard und Franz-Josef-Land zulaufen lassen. Insofern müßte an der Westküste Spitzbergens lokales Material einen starken Einfluß erreichen. Dagegen wird ein starker Einfluß von Svalbard-fremden Material erkannt (s.o.). Erhöhte Windgeschwindigkeiten und Wellengang führen jedoch auch zu verstärkter Preßrückenbildung in einer Meereisdecke (Barnes & Reimnitz 1974; Reimnitz & Kempema 1987; Reimnitz et al. 1994) Hierbei können Meereissedimente verstärkt freigesetzt werden.

Verstärkter Einfluß des Westspitzbergenstroms

Zwischen 7 und 6 ka wird in PS2213-4 und PS2212-3/6 auf dem westlichen und nordöstlichen Yermak Plateau ein Anstieg in der Gesamtakkumulationsrate, dominiert durch die Siltfraction, registriert (Abb. 111). Dieser Zeitpunkt fällt in den dritten sprunghaften Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven während der Termination I in den Kernen am westlichen Yermak Plateau (Abb. 118). Das die Termination I_c repräsentierenden Isotopensignal konnte nicht nur am Yermak Plateau, sondern auch im gesamten Eurasischen Becken beobachtet werden (Kap. 3; Zahn et al. 1985; Hebbeln 1992; Köhler 1992; Hebbeln et al. 1994; Stein et al. 1994c; Dokken 1995; Elverhøi et al. 1995; Nørgaard-Pedersen 1996). Auch Letzig (1995) stellt für diese Zeit einen verstärkten Eintrag Meereis-transportierten Materials in Sedimente des Nansen-Bekens und Gakkel-Rückens fest.

Am nordöstlichen Yermak Plateau sind erst am Ende der Termination I_c ausreichend Foraminiferen vorhanden, um Isotopendaten zu erhalten (Abb. 22, 24; Köhler 1992; Hebbeln & Wefer 1997). Der Sprung in der Sauerstoffisotopenkurve scheint in der Framstraße weniger mit der Freisetzung von Schmelzwässern als mit einer Temperaturerhöhung des Oberflächenwassers durch den Einstrom atlantischer Wassermassen zusammenzuhängen (z.B. Köhler 1992; Dokken 1995; Nørgaard-Pedersen 1996).

Die Kalzitakkumulationsrate erhöht sich am nordöstlichen Yermak Plateau. Auch im küstennahen Kern PS2123-2 steigt die Akkumulationsrate wieder an (Abb. 112). Der Anteil des biogenen Materials am Sediment hat sich gesteigert, am Yermak Plateau sicherlich auch durch eine verbesserte Erhaltung des Kalzits. In die Zeit der erhöhten Kalzitsedimentation fallen die niedrigsten C/N-Verhältnisse bei eher geringen C_{org}-Gehalten (Abb. 69, 70, 77, 110). Dies ist nach Schubert (1995) ein Hinweis auf einen erhöhten Einfluß von marinem, organischem Material im Arktischen Ozean. In dem entsprechenden Kernabschnitt (PS2212-6: 15-16 cm; Abb. 70) sinkt die T_{max}-Kurve auf Werte, die entweder auf sehr unreifes, terrestrisches organisches Material (z.B. Grasfasern) oder auf einen autochthonen, marinen Ursprung hinweisen (Abb. 70, 77; Schubert 1995). All diese Informationen deuten auf einen erhöhten Anteil der "normalen" marinen Sedimentation. Das eistransportierte Material ist stark reduziert. Der Westspitzbergenstrom (WSC) und damit der Einstrom atlantischen Wassers ist verstärkt. Die niedrigen HI-Werte könnten sich wiederum aus der bei erhöhter Bioproduktivität gesteigerten Aufarbeitung und Zerstörung insbesondere der labilen, marinen organischen Verbindungen ergeben (Schubert & Stein 1996). Auch können bei geringerer Sedimentationsrate diese Verbindungen gerade aufgrund Sauerstoff-reicher Bodenwässer frühdiagenetischen Prozessen zum Opfer fallen (Andersen 1995; Schubert 1995).

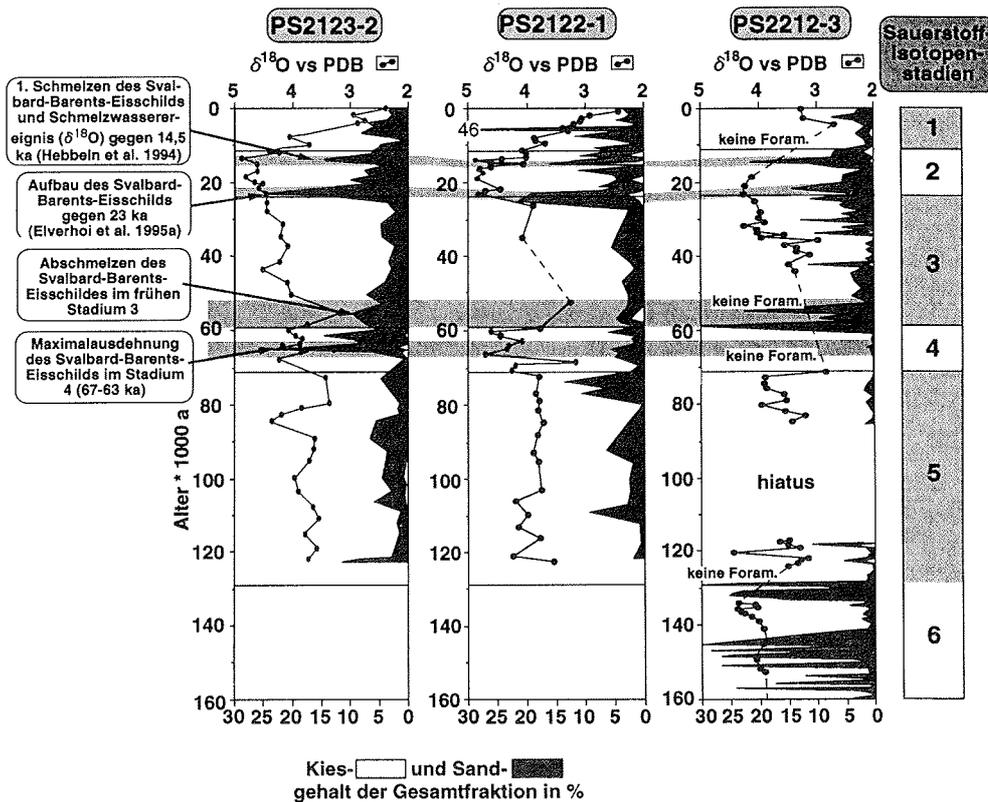


Abb.118: Sauerstoffisotopenkurve, Sand- und Kiesgehalte der Kerne vom Yermak Plateau vs. Alter (aus: Vogt et al. eingereicht, vgl. Knies 1994).

Der zu dieser Zeit verstärkte WSC wurde bereits häufig beschrieben. Anhand von Diatomeenvergesellschaftungen rekonstruieren Koç et al. (1993) einen sehr starken Einstrom von warmem, atlantischem Wasser in die östliche Norwegen-Grönland-See (NGS). Die Oberflächenwassertemperaturen übersteigen dabei möglicherweise die heutigen. In der gesamten NGS bis vor Ostgrönland werden zu dieser Zeit wärmere Oberflächentemperaturen als heute rekonstruiert (z.B. Koç & Jansen 1994; Sarnthein et al. 1995; Williams et al. 1995). Am westlichen Kontinentalhang vor Svalbard werden weiterhin subpolare Foraminiferenarten erkannt (Dokken 1995; Lloyd et al. 1996b).

In den Kontinentalrandtrögen der nördlichen Barents- und Kara-See sowie in allen Schelfregionen < 200 m Wassertiefe wird die benthische Foraminifere *Melonis barleeanus* gefunden (Polyak & Solheim 1994; Kolstad 1995 und Zitate darin). Sie tritt üblicherweise in feinkörnigen, an organischem Material reichen Sedimenten auf und kann mit dem Einstrom atlantischer Wassermassen in Verbindung gebracht werden (Polyak & Solheim 1994 und Zitate darin), der also im mittleren Holozän

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

zwischen 7 und 5 ka besonders stark war. Die Wirkung reicht mindestens bis in den St. Anna-Trog (Kolstad 1995, Herlihy 1996). Dies setzt eine Intensivierung nicht nur der nordwärts gerichteten Oberflächenwasserströmung, sondern auch der mittleren Wasserschichten voraus. Heute reicht der Einfluß des Westspitzbergenstroms bis ca. 1000 m Wassertiefe und wird dort für die Erosion von Schelfsedimenten und die Veränderungen von untermeerischen Sedimentfächern verantwortlich gemacht (Hopkins 1988; Manley et al. 1992; Laberg 1994).

Resuspension und Abtransport von Feinfraktion sind auf dem Schelf westlich Spitzbergens seit mindestens 8 ka besonders aktiv (Svendsen et al. 1992; Andersen 1995). Stärkere Strömungen verursachen in den Kontinentalhangsedimenten eine Vergrößerung des Korngrößenspektrums und teilweise sogar die völlige Erosion des Sediments (Andersen 1995; Lloyd et al. 1996b). So erklären sich nicht nur die erhöhten Siltanteile zwischen 6 und 7 ka (Abb. 111), sondern auch das sehr prominente Sandmaximum in PS2122-1 am nordwestlichen Kontinentalhang Spitzbergens (Abb. 118).

Dieses Sandmaximum besteht in den beiden küstennahen Kernen PS2122-1 und PS2123-2 aus einer Doppelspitze (Abb. 118). Zur selben Zeit wird der Kern am unteren, nordöstlichen Hang des Yermak Plateaus wesentlich schwächer beeinflusst (Abb. 118: PS2212-3). Der kurzfristige Anstieg der Gesamtakkumulationsrate und des Siltanteils könnten jedoch auf die distalen Ausläufer von Turbiditen hinweisen, die sich am nördlichen Svalbard-Schelfhang oder auf dem Yermak Plateau aufgrund der verstärkten, durch den WSC beeinflussten Bodenströmungen entwickelt haben. Dies hat jedoch weder auf die Quarz- noch auf die Dolomitakkumulationsrate in PS2212-3 einen entscheidenden Einfluß (Abb. 113, 114). Dagegen sind Phyllosilikate und untergeordnet Feldspäte stark angereichert (Tab. A13), was für eine schnelle Umlagerung vom Ausgangsgestein her spricht (vgl. Kap. 7.1).

Der Zeitpunkt der turbiditischen Ablagerung in PS2212-3 konnte durch zwei ¹⁴C-AMS-Alter auf ca. 5,8 ka festgelegt werden (vgl. Kap. 3). Unter Berücksichtigung der linearen Interpolation für das Isotopenstadium 1 ergibt sich für das Sandmaximum in PS2122-1 ein Alter von 6 ka. Die entsprechende Probe zeigt mit erhöhtem Karbonatgehalt und HI-Wert, niedrigem C_{org}-Gehalt und C/N-Verhältnis ein eher marin geprägtes Signal (Knies 1994; Vogt et al. eingereicht). In allen Parametern ähnelt dieser Horizont, der außerdem Pyritkonkretionen enthält, stark den von Andersen (1995) und Andersen et al. (1996) beschriebenen Turbiditlagen am westlichen Svalbard-Kontinentalhang. Möglicherweise sind Andersens et al. (1996) Turbiditlage T1 und der hier beschriebene Horizont zeitgleich (vgl. Abb. 108).

Spätestens gegen 6 ka wechselt die Tonmineralassoziation in allen Kernen des Yermak Plateaus, aber auch im südlichen Nansen-Becken von Smektit- und teilweise Kaolinit-reicher zu Illit- und Chlorit-reicher Zusammensetzung (Abb. 64, 65, 73-83, 108, 110). Hierfür gibt es wiederum zwei Möglichkeiten (Kap. 7.1). Zum Einen könnte die Ausgangsregion des Meereis-transportierten Materials sich weiter nach Osten verlagert haben. Als zweite Möglichkeit kommt eine Erhöhung der Materialzufuhr von Svalbard und Grönland über Bodentransport entlang der Kontinentalhänge in Frage. Rezent ist dies rund um Svalbard der dominierende Prozeß (vgl. Berner & Wefer 1990; Stein et al. 1994b). Das Smektit-reiche Meereissediment aus dem sibirischen Zweig wird heute entweder zwischen Franz-Josef-Land und Svalbard abgelagert (Elverhoi et al. 1989; Polyak & Solheim 1994), oder driftet mit dem Ostgrönlandstrom entlang des Grönländischen Kontinentalhangs bis in die Labra-

dor-See (vgl. Fagel et al. 1996).

Da der WSC gegen 6 ka noch stärker als heute ist, kann davon ausgegangen werden, daß eine Umlagerung vom westlichen Svalbardschelf auf die benachbarten Kontinentalhänge und das Yermak Plateau stattfindet. Somit wird das Signal des Meereis-transportierten Materials trotz sommerlichen Abtauens des Meereises über der östlichen Framstraße und dem gesamten Yermak Plateau ähnlich wie heute durch einen hohen Eintrag von vom benachbarten Schelf umgelagerte Materialien unterdrückt.

Auf dem Gakkel-Rücken reduziert sich die Gesamtakkumulationsrate nach 7 ka, im Nansen-Becken tritt keine Veränderung ein (Abb. 111). Da die Sedimentation auf dem Gakkel-Rücken weitestgehend durch die Ablagerung von eistransportiertem Material und pelagischer Sedimentation bestimmt wird, kann daraus geschlossen werden, daß diese nach 7 ka reduziert ist. Ein Grund hierfür könnte die sich verringerte Sommerinsolation sein (Berger & Loutre 1991), die weniger Meereis schmelzen läßt. Zusätzlich könnte der Einstrom atlantischen Wassers geschwächt und damit der meridionale Wärmetransfer reduziert worden sein (vgl. Wohlfahrt et al. 1995). Zur selben Zeit erlebt das Kanadische Arktische Archipel die größte Ausdehnung von Meereis während des Holozän, die entweder durch kältere Sommer oder einen verstärkten Ausstrom von Meereis aus dem Arktischen Ozean induziert wird (Dyke et al. 1996 und Zitate darin).

Heute werden außerdem Strömungen im Tiefenwasser über den Gakkel-Rücken hinweg beobachtet, die in der Lage wären, feineres Sediment zu resuspendieren oder an der Ablagerung zu hindern (Rudels et al. 1994). Untersuchungen der Siltkorngrößenverteilung ergeben jedoch, daß im späten Holozän nur ein geringer Strömungseinfluß am Gakkel-Rücken herrscht (Letzig 1995). Andererseits wurden für mehrere Stationen am Gakkel-Rücken Oberflächensedimentalter von 2,7-4 ka ermittelt (Kap. 3: PS2206-4; vgl. Mienert et al. 1990; Köhler 1992). Dies kann allerdings auf die geringen Sedimentationsraten (ca. 1-1,5 cm/ka) und eine starke Bioturbation zurückgeführt werden (vgl. Köhler 1992; Nørgaard-Pedersen 1996). Da auch die Siltakkumulationsrate in PS2206-4 keine weiteren Veränderungen zeigt, muß die Verringerung der Gesamtakkumulationsrate auf einen reduzierten Eintrag aus Wassersäule und Meereis zurückgeführt werden, was auch im Nansen-Becken beobachtet wird (Abb. 111). Nach 7 ka steigt die Häufigkeit von Foraminiferenschalen in der Sandfraktion der Gakkel-Rücken-Sedimente stark an (Pagels 1991; Nørgaard-Pedersen 1996). Dies prägt sich in den Kalzitakkumulationsraten am Gakkel-Rücken und im Nansen-Becken durch (Abb. 112). Eine leicht erhöhte Produktivität der Foraminiferen und/ oder eine Verringerung des terrigenen Eintrags können hierfür der Grund sein. Die Quarz- und Phyllosilikatakkumulationsraten sind entsprechend verringert (Abb. 113, Tab. A13).

Spätholozäne Verschlechterung der klimatischen Bedingungen

Wie Werner (1988) zeigen konnte, folgt dem Klimaoptimum in Spitzbergen nach 5 ka ein schrittweiser Abkühlungsprozeß mit mehreren Gletschervorstößen im westlichen Spitzbergen (Abb. 119), der seinen Höhepunkt in der auch in Mitteleuropa deutlich aufgezeichneten kleinen Eiszeit hat (ca. 1200 bis 1880 A.D. mit einem warmen Intervall zwischen 1500 und 1700 A.D.; z.B. Werner 1988). Diese Entwicklung kann im hochauflösenden und küstennahen Kern PS2123-2 in mehreren Sedimentparameter nachvollzogen werden (Vogt et al. in Vorb.). Der IRD-Eintrag, die Quarz- und vor allem die Dolomitakkumulationsraten zeichnen nach 4 ka den

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Wechsel zwischen Gletschervorschub und Abschmelzphasen im benachbarten Spitzbergen nach (Abb. 113, 114, 115, 119). Es wird ein Dolomitmaximum zwischen 4 und 2 ka erreicht, das mit dem initialen Vorschub der Gletscher im Isfjorden und wahrscheinlich auch im Kongsfjorden in Verbindung gebracht werden kann. Auch Müller (1995) beobachtet eine sehr ähnliche Entwicklung im Sedimentkern PS2121-4 vor der Öffnung des Isfjorden.

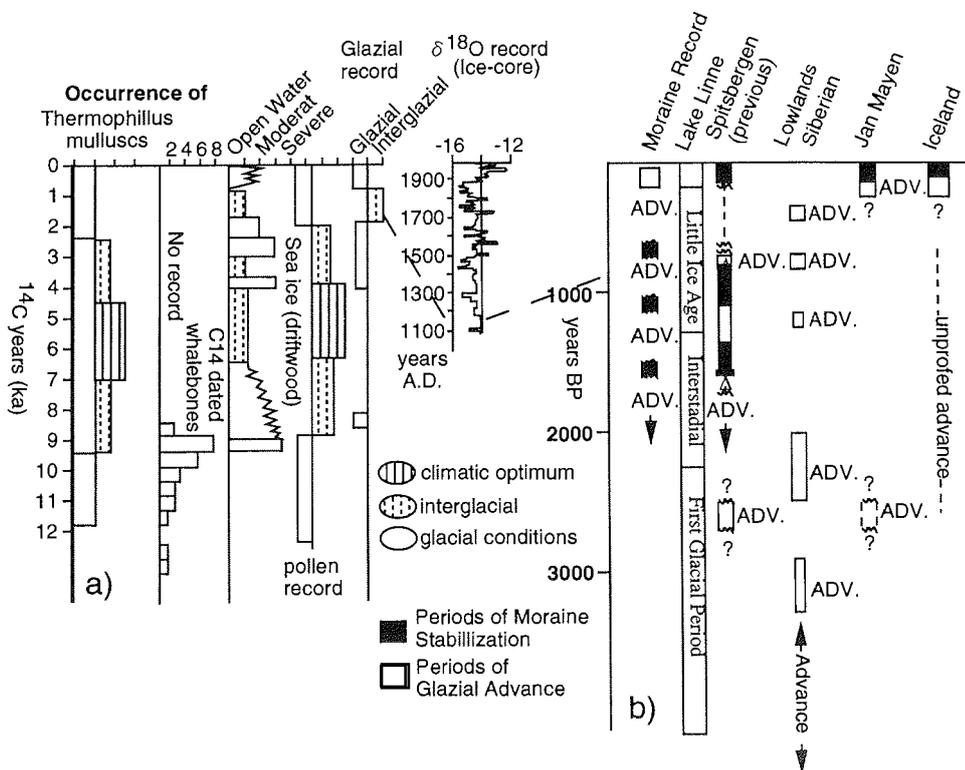


Abb.119: Zusammenfassung der a) holozänen und b) spätholozänen Entwicklungen auf Spitzbergen anhand unterschiedlichster Paläoklimaaufzeichnungen (aus: Werner 1988).

Der Einstrom atlantischen Wassers mit dem Westspitzbergenstrom ist konstant vorhanden (vgl. z.B. Svendsen et al. 1992; Hebbeln et al. 1994; Dokken 1995; Elverhøi et al. 1995a). Auch die Tröge am nördlichen Rand der Barents- und Kara-See werden weiterhin von Atlantikwasser erreicht (Polyak & Solheim 1994; Kolstad 1995; Herlihy 1996; Lubinski et al. 1996), werden jedoch von polaren Oberflächenwassermassen und Meereis überdeckt (Polyak & Solheim 1994 und Zitate darin). Durch den permanenten Einstrom atlantischer Wassermassen ist die Zufuhr von Feuchtigkeit in die Spitzbergenregion sichergestellt, und wird möglicherweise durch besonders starke Stürme gefördert (Strandterrassen gegen 5,5 und 3,5 ka; Forman et al. 1996). Die weitergehende Abnahme der Insolation führt zu kälteren Sommern und verringerter Abschmelzung, so daß die zugeführte Feuchtigkeit in Schnee umgewandelt auf den Gletscher liegenbleiben kann. Damit können die

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Gletscher an Masse zunehmen, wachsen und sich in den Fjorden ausdehnen. Die kontinuierliche Abnahme der Sedimentationsrate nach 4 ka am Yermak Plateau (Abb. 111: PS2212-3/ PS2213-4), der geringe Quarz- und Dolomiteintrag, sowie die nahezu gleichbleibend hohe Kalzitakkumulation im NE des Yermak Plateaus und die beginnende Erhaltung von Kalzit am westlichen Yermak Plateau (PS2213-4) weisen auf eine pelagische Sedimentation unter einer weitestgehend ganzjährig geschlossenen Meereisdecke hin (Abb. 111 - 114). Die heutige Situation ist erreicht (Abb. 117). Nur gegen 2 ka, dem Beginn des letzten Interstadials, könnten etwas günstigere Bedingungen, vielleicht mit saisonal offenen Wasserflächen, geherrscht haben (Abb. 112: Kalzitmaximum, Abb. 119).

Nach 5 ka zeigt PS2123-2, der im Gebiet des von Boulton (1990) anhand von seismischen Linien postulierten Schelfvorbaus auf das Yermak Plateau liegt, einen starken Anstieg der Siltakkumulationsrate. Ein Maximum in der Siltakkumulation fällt auf ca. 2 ka, dem Beginn des spätholozänen Interstadials (Abb. 111, 119). Hier deutet sich an, daß der WSC gegen 2 ka eine kurzfristige Stärkung erfahren haben könnte, und eine etwas wärmere Zeit auf W-Spitzbergen beginnt (vgl. Abb. 119). Ein Beweis für diese küstenparallelen Strömungen sind die Veränderungen in der Vergesellschaftung von benthischen Karbonatschalern und Sedimentationsbedingungen auf schelfnahen Flachwasserbänken im Südwesten von Spitzbergen (SW Hornsund; Andruleit et al. 1996). Nach 2,6 bis 2,4 ka werden diese Regionen in Wassertiefen <100 m von starken Strömungen erfaßt, die ein Restsediment bestehend aus Muschelschalen von Substrat-filtrierenden Muscheln, anderen Karbonatschalern und IRD bis zur Gesteinsblockgröße hinterläßt (Andruleit et al. 1996).

Daß sich selbst kurzfristige Änderungen in der Stärke des WSC auf die Ablagerungen von Sediment und Material auf und in der Umgebung von Spitzbergen auswirken, belegt eine Arbeit von Eggertsson (1994) über die nahezu rezenten Drifthölzer im nördlichen Spitzbergen. Die erste Hälfte dieses Jahrhunderts war auf Spitzbergen im Schnitt wärmer als heute. Ein stärkerer WSC konnte Driftholz, das bei längerer Transportzeit nur mit Meereis verfrachtet werden kann, aus dem Weißen Meer bis an die Nordspitze Spitzbergens transportieren. Driftholz mit einem Alter nach 1950 A.D. kommt dagegen weitestgehend aus Sibirien. Der WSC hat sich abgeschwächt, das Klima auf Spitzbergen hat sich leicht abgekühlt (Eggertsson 1994 und Zitate darin). Ein stärkerer Einstrom atlantischen Wassers fördert die Abschmelzprozesse an der Eiskante im Frühjahr. In allen hier gezeigten und bearbeiteten Kernen westlich Spitzbergens steigt der Smektitgehalt in den obersten Kernabschnitten an (Abb. 74, 110; PS2121-4 seit ca. 1250 A.D.; Müller 1995). PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau zeigt einige kleine Schwankungen im Smektitgehalt. Die Veränderungen erfolgen gegen 4 und zwischen 2 und 1 ka (Abb. 110) zu den durch die terrestrische Geologie vorgegebenen Zeiten günstiger Bedingungen in Spitzbergen und auf Franz-Josef-Land. Da die Schwankungen jedoch kaum die Fehlergrenzen für die Tonmineralogie überschreiten (vgl. Kap. 2), können sie nur als schwacher Hinweis auf die klimatischen Änderungen gelten.

Mineralogische Veränderungen in Sedimentkernen nahe Svalbard und im südwestlichen Eurasischen Becken ermöglichen somit, je nach stratigraphischer Qualität und in Verbindung mit weiteren Sedimentparametern, Schwankungen im Einstrom des Westspitzbergenstroms sowie Vor- und Rückzug der Gletscher auf Spitzbergen und in der nordwestlichen Barents-See mit einer hohen Auflösung aufzuzeichnen, einzelne Sedimentquellen zu markieren und Hinweise auf den wahrscheinlichsten Transportweg zu entwickeln. Detaillierte Rekonstruktionen des Se-

7. Mineralogie und paläozoogeographischen Rekonstruktion
 dimentationsmilieus sind möglich (vgl. Abb. 120).

Isotopen Stadien	Karbonate		Organische Geochemie	Tonmineralogie			Gesamminer- alogie	IRD	Interpretation		
	Calc	Dol		Sm	Kaol	OLEM			WSC ≈ Prod.	Svalbard/Barents See-Eis-Schild	Herkunft Meereis
1			+TOC,C/N + C/N					o	++	Rückzug	
Term I 2			+ HI, -C/N ++TOC,C/N				++ Qz,Fsp (PS2212)		++	Rückzug	W Laptev E Kara
3							++ Qz (OLEM)		++	Vorstoß	Laptev?
4			+TOC,C/N (PS2212)				+ Qz,Fsp (PS2212)		+	Rückzug	
5			+TOC,C/N (PS2212)				+ Qz (PS2123)		+	Vorstoß	W Laptev E Kara
6			+TOC,C/N (PS2212)				-Qz (OLEM)		+	Rückzug	W Laptev E Kara
Term II 6			+ HI, -C/N +TOC,C/N				+Fsp ++ Qz		++ + (IS?)	Eisschild ist größer als während des Letzten Glazialen Maximums	

Abb. 120: Zusammenstellung einiger Sedimentparameter und deren paläozoogeographische Deutung für die Region nordwestlich Spitzbergen (TOC-> organischer Kohlenstoffgehalt, Sm-> Smektit, Kaol -> Kaolinit, OLEM-> ordered layered expandable minerals (siehe Kap. 2), Qz-> Quarz, Fsp-> Feldspat, ++ -> sehr starker Einfluß, + bestehender Einfluß, - -> stark reduzierter Einfluß, IS-> Interstadial).

7.2.3 Das nördliche Eurasische Becken und die Ablagerung terrigener Karbonate während des letzten Glazial/ Interglazial-Zyklus

Das nördliche Eurasische Becken mit Amundsen-Becken, Lomonosow-Rücken und Morris-Jesup-Schwelle wurde bisher nur mit wenigen Sedimentkernen von Eisseln aus beprobt (z.B. Morris et al. 1985; Zahn et al. 1985). Von der Morris-Jesup-Schwelle existieren keine veröffentlichten Daten außer von den hier vorgestellten Kernen (Stein et al. 1994c, Frederichs 1995, Nørgaard-Pedersen 1996; Schneider et al. 1996). Die gesamte Region liegt unter ganzjähriger Eisbedeckung und zeigt nur im Zusammenfluß von Beaufort-Wirbel und Transpolar Drift über dem Lomonosow-Rücken größere offene Wasserflächen (vgl. Kap. 1.3, 1.4, 7.2.2). Über der Morris-Jesup-Schwelle verdickt sich das Packeis zu mehr als 3 m Mächtigkeit (Kap. 1.3, 1.4; Fütterer 1992).

Auf den topographischen Höhen werden Tiefenwasserströmungen verzeichnet, die eine Sedimentation zeitweise verhindern oder sogar Sediment erodieren (Kap. 1.4). Dies führt zu Sedimentoberflächenaltern von 2,5 bis 4 ka am Lomonosow-Rücken (vgl. Kap. 3; Nørgaard-Pedersen 1996, Spielhagen et al. eingereicht) und über 5 bis 10 ka auf der Morris-Jesup-Schwelle (vgl. Kap. 3; Nørgaard-Pedersen, 1996; Schneider et al. 1996).

Die Sedimentakkumulationsraten auf den topographischen Höhen schwanken daher etwas stärker als im benachbarten Amundsen-Becken, liegen jedoch generell zwischen 500 und 1000 mg/cm²ka (Abb. 111). Diese Raten sind deutlich niedriger als im südlichen Eurasischen Becken. Sie sind Ausdruck der großen Distanz von den Lieferregionen und der permanenten Eisbedeckung, die zu einer Reduzierung der Sedimentation aus der Wassersäule führt. Der im Südwesten wirksame Einstrom des warmen atlantischen Wassers ist bereits am östlichen Gakkel-Rücken (PS2165-3) stark reduziert und im Amundsen-Becken nicht erkennbar (vgl. Schubert 1995; Wollenburg 1995).

Erhöhte Sedimentakkumulationsraten werden nur zwischen 25 und 15 ka im östlichen Amundsen-Becken und im Holozän auf dem Lomonosow-Rücken beobachtet (Abb. 111).

Der Sedimentkern PS2174-4 im östlichen Amundsen-Becken erhält während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) einen erhöhten Eintrag von Sediment über eine verstärkte Trübestromtätigkeit (Frederichs 1995; Schubert 1995; Bergmann 1996). Die stark erhöhten Akkumulationsraten von Quarz, Feldspäten und den Phyllosilikaten untermauern diese Einschätzung (Abb. 121; Tab. A13). Dabei treten kaum Schwankungen in der Feldspatzusammensetzung und im Quarz/Feldspat-Verhältnis auf (Abb. 52). Die Herkunft des terrigenen Materials bleibt konstant und kann mit der Gesamtmineralassoziation der zentralen und östlichen Laptew-See verglichen werden (vgl. PS2474-3 vom Laptew-See-Hang; Abb. 84, 85; Tab. A12; Kap. 4 - 6, 7.1). Nimmt man ein geringes Alter für den Kern PS2474-3 vom Laptew-See-Hang an, dann zeigt er eine ungefähre Sedimentationsrate von 100 cm/ka im LGM/ Termination I, die im Holozän auf ca. 25 cm/ka reduziert ist (Kap. 3). Am Hang erhöht sich also die Sedimentationsrate damit wesentlich deutlicher als im Amundsen-Becken. Diese Beobachtung ist gut mit einem dominierenden gravitativen Sedimenteintrag vereinbar. Dabei ähneln sich die mineralogischen Kernwerte (Abb. 52, 58, 86, 87).

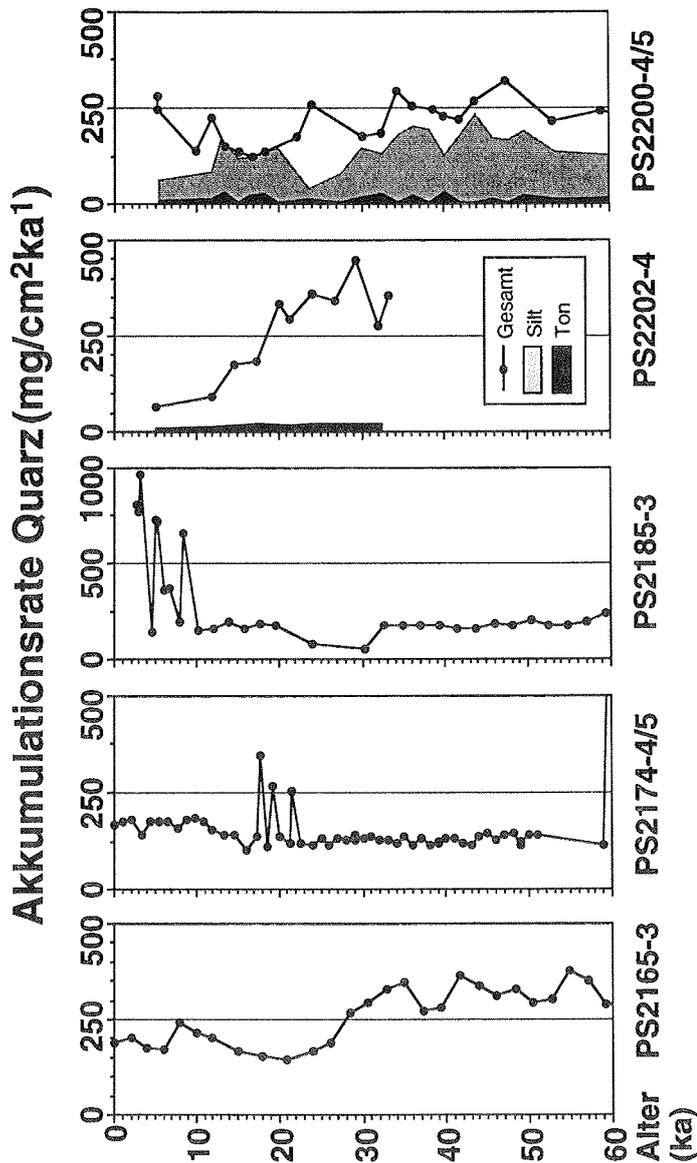


Abb. 121: Akkumulationsraten von Quarz auf einem integrierten S-N-Profil durch das Eurasische Becken (nördlicher Teil; berechnet mit sedimentphysikalischen Parametern aus Bergmann 1996, persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200: persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

Die starken Schwankungen in der Sedimentakkumulationsrate des Kerns vom Lomonosow-Rücken (PS2185-3) konnten vor allem auf der Basis der sehr detaillierten Datierung erkannt werden (Kap. 3). Gerade in eisbedeckten und glazial beeinflussten Meeresregionen können die Sedimentakkumulationsraten um Größenord-

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

nungen schwanken (vgl. z.B. Andersen et al. 1996). Die drei hier erkannten Maxima während des Holozäns fallen in Phasen eines intensivierten Einstroms des WSC (vgl. Kap. 7.2.1, 7.2.2): Das frühe Holozän zwischen 9,5 und 8,5 ka, die Zeit nach dem Holozänen Klimaoptimum zwischen 5,1 und 4,9 ka und die Zwischenerwärmung zwischen 3,1 und 2,7 ka (Abb. 111; vgl. Kap. 7.2.1). Dabei gilt es zu bedenken, daß es für eine vollständige Aufschlüsselung der Ereignisse einer noch detaillierteren Datierung möglichst mit einem Probenintervall von 1 cm bedarf und daß bei den im zentralen Arktischen Ozean erkannten geringen Sedimentationsraten Bioturbation eine große Rolle spielt (vgl. Kap. 3; Nørgaard-Pedersen 1996).

Mindestens drei Möglichkeiten sind zur Erklärung der starken Unterschiede denkbar:

- 1) Eine Reduzierung der Sommereisbedeckung und/ oder ein erhöhter Eintrag von Sediment in das neugebildete Meereis der Laptew-See könnten über dem Lomonosow-Rücken größere Mengen an Sediment freisetzen und ablagern.
- 2) Ein verstärkter Eintrag aus Eisbergen erreicht den Lomonosow-Rücken via Beaufort-Wirbel induziert durch das schubweise Abschmelzen des Laurentidischen Eisschildes über der nordamerikanischen Arktis und des N-Randes des Grönlandeischildes.
- 3) Eine Reduzierung der Sedimentation erfolgte durch stärkere Tiefenwasserströmungen über den Lomonosow-Rücken hinweg.

Im weiteren Verlauf dieses Kapitels werden alle drei Möglichkeiten anhand der Mineralzusammensetzung und anderer Parameter getestet werden.

Geringe Produktion von Kalkschalern aufgrund der extremen klimatischen Situation bei über 80° N und die Ablagerung terrigenen Kalzits

Eine Reduzierung der Sommereisbedeckung und damit ausgedehntere offene Wasserflächen (Möglichkeit 1) am Lomonosow-Rücken und in den eurasischen Schelfgebieten würde eine erhöhte Produktivität in der Wassersäule nach sich ziehen, die u.a. über die Veränderungen des biogenen Eintrags erkannt werden können. Die Salinität des Oberflächenwassers reduziert sich im nördlichen Eurasischen Becken aufgrund des hohen Anteils an sibirischem Flußwasser und lokalem Sommerschmelzwasser aus dem Meereis (vgl. Kap. 1.3). Dies und die ganzjährige Meereisbedeckung führen zu einer starken Reduzierung des Planktons und vor allem der Kalkschaler wie *N. pachyderma* (sin.) (Aagaard 1981; Carstens & Wefer 1992; Köhler 1992; Bauch et al. 1995, 1997; Rudels et al. 1996). Dazu verändert *N. pachyderma* (sin.) außerdem die Lebensweise (vgl. Kap. 3).

Die Kalzitakkumulationsrate ist am östlichen Gakkel-Rücken, im Amundsen-Becken und auch am Lomonosow-Rücken extrem niedrig und nimmt nur zum Holozän hin etwas zu (Abb. 113, 122). Dies läßt sich gut durch den stark erniedrigten Eintrag von Biogenkalzit aus der Wassersäule erklären. Da auch die Produktion von organischem Material stark reduziert ist, können nur wenige benthische Kalkschaler überleben (vgl. Markussen et al. 1985; Markussen 1986; Cronin et al. 1994, 1995; Schubert 1995; Wollenburg 1995). Auch in der Laptew-See werden keine hohen Kalzitgehalte erkannt (Tab. A12; Kap. 4.2; Stein 1996). Allerdings muß in der Laptew-See von einer starken Verdünnung durch den Eintrag terrigener Partikel aus den großen Flußsystemen ausgegangen werden. Im tiefen Amundsen-Bekken muß zusätzlich mit der Lösung von Karbonaten gerechnet werden (siehe PS2174-4/5:

Abb. 86, 122, 123; Schubert 1995). Damit gibt es nur schwache Hinweise auf größere saisonal offenen Wasserflächen, die einen periodischen verstärkten Sedi-
 menteintrag aus abschmelzendem Meereis und Eisbergen erkennen lassen.

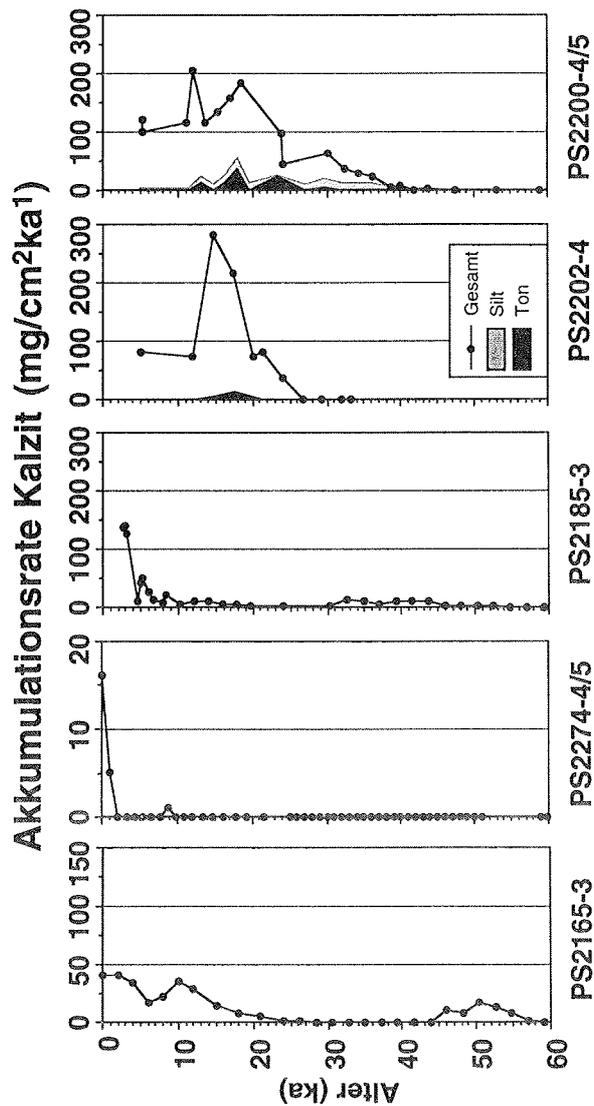


Abb. 122: Akkumulationsraten von Kalzit auf einem Profil durch das Eurasische Becken (siehe Abb. 1: nördlicher Teil; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Bergmann 1996; persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200: persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3).

Terrigenes Karbonat auf der Morris-Jesup-Schwelle und am Lomonosow-Rücken

Die erhöhten Kalzitakkumulationsraten auf der Morris-Jesup-Schwelle können zu großen Teilen der Grobfraktion > 63 µm zugeordnet werden (Abb. 122). Auffallend ist außerdem, daß zwischen 25 und 12 ka die Kalzitakkumulation in der Tonfraktion von PS2200-4/5 größer als in der Siltfraktion ist. Diese beiden Beobachtungen deuten auf den Eintrag terrigenen Kalzits über Gletschermaterial, Eisberge und Suspensionsströme hin, wie es bereits von Dalrymple & Maass (1987) für den Alpha-Rücken angenommen wurde. Auch im Amerasischen Becken besteht eine direkte Korrelation zwischen dem Eintrag von eisbergtransportiertem Material (IRD) und der Anreicherung von Karbonaten in den feinen Fraktionen, insbesondere der Tonfraktion (Darby et al. 1989). Hinzu kommt, daß im Zeitraum zwischen 30 und 10 ka auf der Morris-Jesup-Schwelle ein Eintrag von Magnesium-reichem Kalzit erkannt wird (vgl. Kap. 5, 6). Dessen höchster Anteil am Kalzit wird im LGM und der Termination I erreicht. Der Kalzit hat also keinen biogenen Ursprung und kann größtenteils einer Herkunft aus vergletscherten Gebieten zugeschrieben werden.

Der hohe Anteil von Mg-reichem Kalzit in Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle wirft die Frage seiner Herkunft auf (vgl. Kap. 4, 7.1). Auf der Morris-Jesup-Schwelle werden die höchsten Anteile des Mg-Kalzits zwar zusammen mit hohen Grobfraktionsgehalten gemessen, jedoch nicht zusammen mit den höchsten Gehalten an Dolomit (Abb. 51). Dies könnte darauf hindeuten, daß die terrigenen Karbonatminerale aus unterschiedlichen Quellen stammen. Der stärkste Eintrag von Mg-Kalzit erfolgt im oberen Stadium 2 und der Termination I, Dolomit und der Anteil des Feinfraktionskalzit steigen jedoch während des frühen Stadiums 2 an (Abb. 51, 90, 122, 123). Das Vorkommen von Dolomit setzt insgesamt auch wesentlich früher als der des Kalzits ein (bereits gegen 40 ka). Dagegen entwickeln sich am Lomonosow-Rücken Dolomit- und Kalziteintrag nahezu parallel und auf wesentlich niedrigerem Niveau (Abb. 52, 122, 123). Das grobkörnige, Eisberg-transportierte Karbonatmaterial vom Lomonosow-Rücken, das im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden konnte (vgl. Kap. 4, 5), weist eine starke Dominanz an Dolomit auf (Tab. A6). Mg-reicher Kalzit konnte in den für Dolomitgesteine typisch zuckrigen, braungelben Gesteinsbrocken nicht gefunden werden. Eine zweite Gruppe grauer Karbonate enthält zwar einen erhöhten Anteil Kalzit, zeigt jedoch ebenfalls keine Vorkommen von Mg-Kalzit (Tab. A6; Kap. 4).

Der hohe Anteil an Mg-Kalzit, die Abfolge der Karbonatmaximalvorkommen in den Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle und die Ergebnisse von Moränenmaterial aus dem Kanadischen Arktischen Archipel und von Ellesmere Island legen den Schluß nahe, daß die Mg-Kalzit-reichen, terrigenen Karbonate aus einem Gebiet nahe der Morris-Jesup-Schwelle stammen (vgl. Kap. 4.1). Die Proben aus den glazialen Ablagerungen der nördlichen Ellesmere Island zeigen jedoch keine Vorkommen von Mg-Kalzit an (Tab. A8; Kap. 4.1). Auch Krawitz (1982) erwähnt in seiner Analyse von Sedimenten und Suspensionsfracht im Kane-Becken (Naresstraße zwischen Grönland und Ellesmere Island) keine Vorkommen von Mg-Kalzit. Für eine weitere Begrenzung des Herkunftsgebiets fehlen mineralogische Informationen über N-Grönland und Ellesmere Island.

Die Nähe N-Grönlands und die topographische Verbindung über die Morris-Jesup-Schwelle zum Schelf, die u.a. auch einen Weg für gravitative Umlagerung vom Schelf darstellen könnte, legen jedoch eine Herkunft aus dieser Region nahe. In diesem Fall kämen paläozoische Karbonatgesteine aus dem Innutian Orogen und

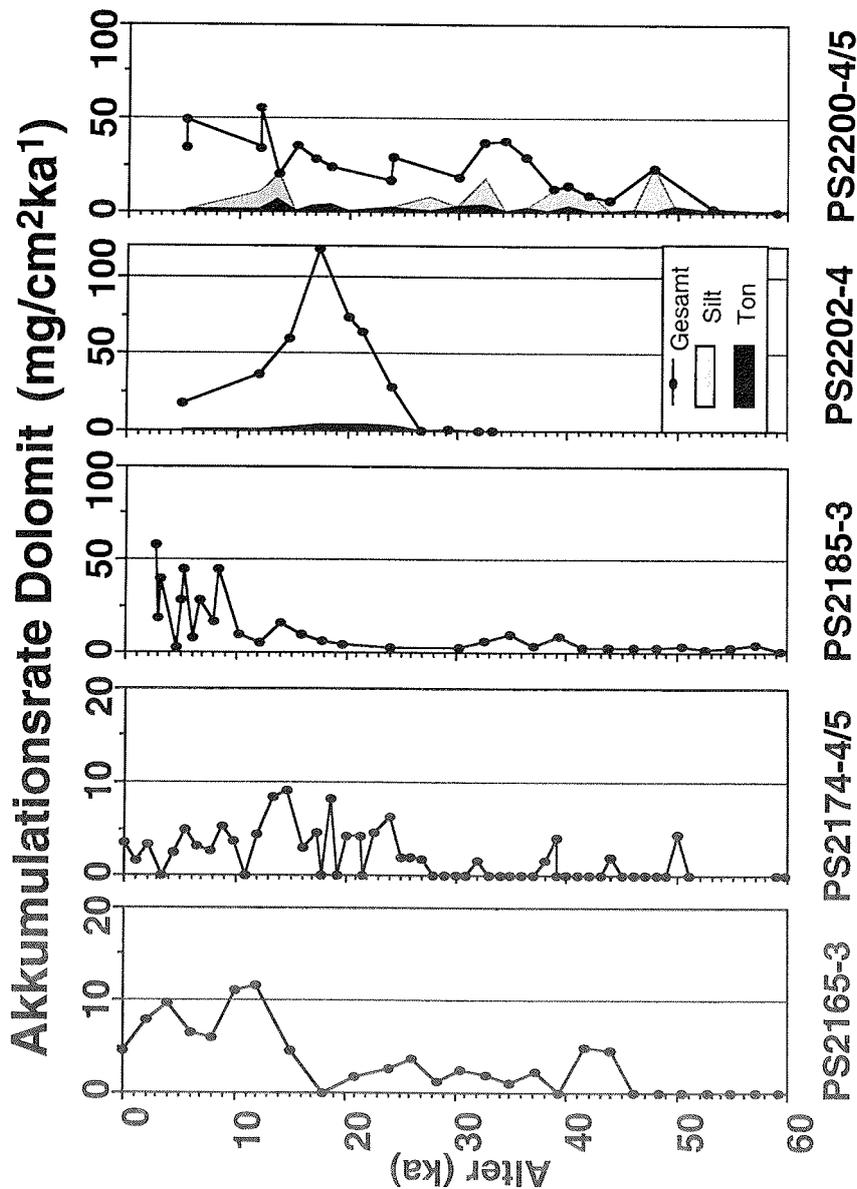


Abb. 123: Akkumulationsraten von Dolomit auf einem Profil durch das Eurasische Becken (vgl. Abb. 1: nördlicher Teil; berechnet mit sedimentphysikalische Parameter aus Bergmann 1996; persl. Mittlg. Bergmann 1994, für PS2212 und PS2200; persl. Mittlg. Kassens 1994; Stratigraphie: vgl. Kap. 3)

mesozoische und känozoische Gesteine aus dem Wandel-See-Becken (NE-Grönland) in Frage (vgl. Abb. 34; Kap. 4.1). Letzteres würde allerdings eine NW-Drift von Eisbergen voraussetzen, die zumindestens rezent nicht vorhanden ist (vgl. Abb.

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

124; Kap. 1.3, 1.4). Die genannten Herkunftsgebiete können auch mit den Vorkommen von Mg-Kalzit in den Oberflächensedimenten und Kernen des Amerasi-schen Beckens und am Lomonosow-Rücken in Verbindung gebracht werden, da der Beaufort-Wirbel heute Eisberge und Material aus dem gesamten Kanadischen Arktischen Archipel und von N-Grönland transportiert (vgl. Abb. 8). Die Mg-reichen Kalzite treten in den Sedimenten der Morris-Jesup-Schwelle sehr häufig zusammen mit Anhydrit und Gips auf (vgl. Tab. 10, A8). Das gemeinsame Auftreten von Mg-Kalzit und Gips/Anhydrit im gesamten Sedimentkern PS2200-5 fällt auf und untermauert die Kopplung beider Minerale (Tab. A8). Dies könnte auf eine Herkunft aus einer Region mit Evaporitgesteinen hinweisen. Der verwendete Reinstphasen-datenfile von QUAX beinhaltet keine extremen Evaporitminerale, so daß nicht geklärt werden kann, ob weitere Minerale, die indikativ für die höheren Stufen der Evaporitserie sind, im Sediment enthalten sind. Die höchsten Gehalte an Mg-Kalzit treten eher mit Sand- als mit Kies-reichen Lagen auf (Abb. 88, 89). Das Ausgangs-gestein ist möglicherweise recht feinkörnig und zerfällt leicht in einzelne Körner der Sandfraktion. Auch Mergelgesteine können Anhydrit und Gips enthalten.

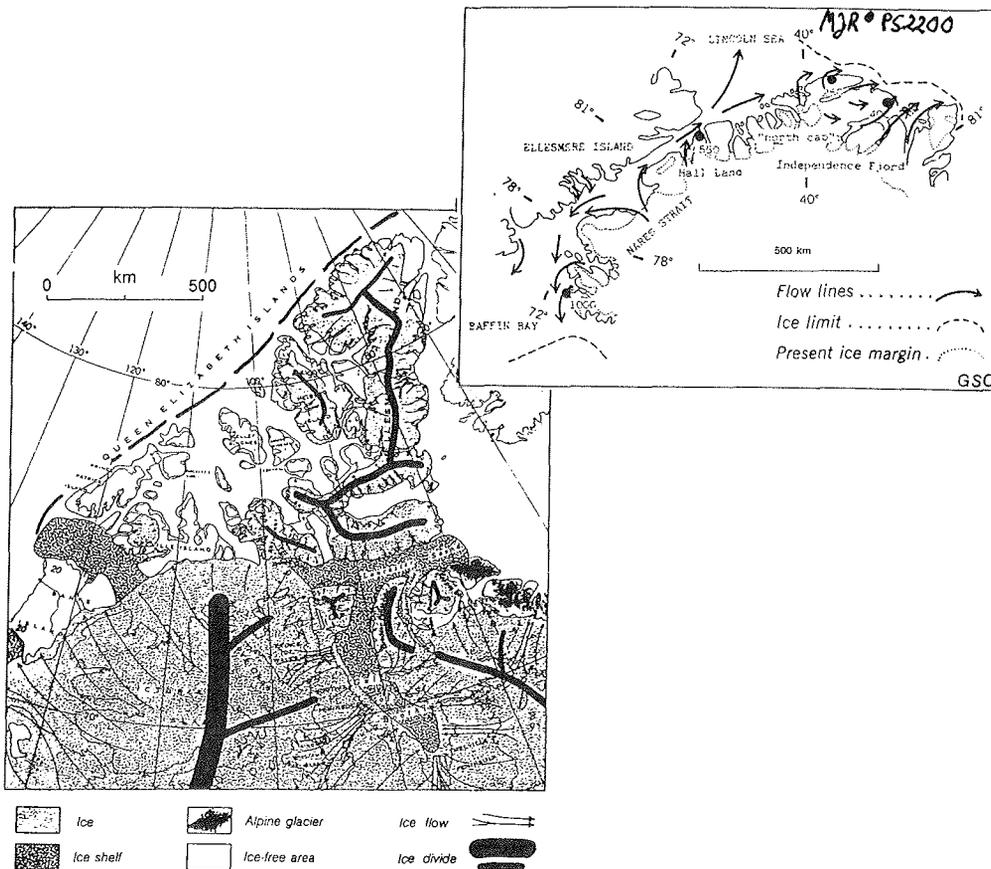


Abb. 124: Paleogeographische Rekonstruktion des Kanadischen Arktischen Archipels (Minimalmodell) und N-Grönlands gegen 18 ka (LGM; aus Hodgson 1991 nach Dyke & Prest 1987 und Funder 1989; gestrichelte Linie-> Maximal-Vereisung nach z.B. Andersen & Borns 1994).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

Die Proben mit dem Mg-Kalzit fallen zusätzlich durch ihren gehäuften Anteil an dem Orthopyroxen Hypersthen, an Amphibol, an dem Klinopyroxen Diopsid, an Granat, Olivin und seltener Zirkon auf. Dies deutet auf eine Zone mit metamorphen Gesteinen aus zumindestens teilweise magmatischer Herkunft hin. Gleichzeitig ist der Kalifeldspatanteil in der Gesamtfraktion während des späten Stadiums 2 und der Termination I erhöht, in der Siltfraktion jedoch erniedrigt (vgl. Abb. 51, 62, 89, 90). Da weitestgehend Mikroklin als dominantes Kalifeldspatmineral erkannt wurde (Tab. A8, A9; Kap. 4, 5, 7.1), kann ebenfalls von einer schwach metamorphen oder plutonischen Herkunft des (grobkörnigen) Materials ausgegangen werden. Hierzu würde auch ein gehobener Anteil an Chlorit passen. Im mittleren Stadium 2 kann dies auf der Morris-Jesup-Schwelle in allen in dieser Arbeit vorgestellten Analysen deutlich beobachtet werden (Abb. 63, 65, 90 - 92; Tab. A8 - A10). Das nördliche Ellesmere Island und das Peary-Land in N-Grönland bieten entsprechende Ausgangsgesteine (Kap. 4, 7.1).

Obwohl PS2192-2 aus dem westlichen Amundsen-Becken vermutlich gravitativ umgelagertes Sediment zeigt, dessen Herkunft das Schelfgebiet vor Ellesmere Island ist, wurde hier kein Mg-Kalzit gefunden (Abb. 52, Tab. A8). Die Vielfalt der genannten akzessorischen Minerale können vorrangig metamorphen und magmatischen Gesteinen zugeordnet werden (Tab. 10). Mg-Kalzit scheint jedoch nicht aus der direkter Nachbarschaft des Lincoln-See-Schelfes vor Ellesmere Island zu stammen. Auch steigen in PS2192-2 Kalzit- und Dolomitgehalte und das Kfs/Plg-Verhältnis gemeinsam an. Auf der Morris-Jesup-Schwelle ist der Dolomitanstieg nicht in Phase mit den anderen beiden Kurven (Abb. 51). Betrachtet man die von Funder (1989) erstellte Rekonstruktion des LGMs in N-Grönland (Abb. 124), so ist es leicht vorstellbar, wie Eisberge von der Eiskante über dem Schelf abbrechen und nordostwärts Richtung Morris-Jesup-Schwelle verdriften können. Die Nähe der Schelfeiskante würde auch einen Ausstrom von Suspension über die Morris-Jesup-Schwelle hinweg ermöglichen. Diese Rekonstruktion würde die Herkunft des Mg-reichen Kalzits auf die Region zwischen Peary Land an der nördlichsten Spitze von Grönland und Hall Land im Nordwesten begrenzen (Abb. 124). In den inneren Fjorden dieser Region stehen paläozoische karbonatische Serien an (Abb. 34).

Ist die Ausgangsregion relativ weit westlich angesiedelt, so würden heute dort freigesetzte Eisberge genauso wie die Eisinsel T3 von Ellesmere Island vom Beaufort-Wirbel erfaßt werden (Abb. 8) und schließlich den Arktischen Ozean mit dem Polaren Zweig der Transpolar Drift verlassen. Dieser überströmt den Lomonosow-Rücken. Der Zusammenstrom von Eisbergen und Meereis aus dem Beaufort-Wirbel und der Transpolar Drift könnte dazu führen (vgl. Kap. 7.2.1, 7.2.2), daß die wenigen heute driftenden Eisberge gerade über dem Lomonosow-Rücken einen Teil ihrer Sedimentlast abgeben und damit der beobachtete geringe Gehalt an Mg-Kalzit in Oberflächenproben dieser Region erklärbar wäre (vgl. Tab. A8).

In einem jüngeren Artikel von Funder & Hansen (1996) wird allerdings auf der Basis neuerer Information angenommen (Blake 1992; Kelly & Bennike 1992), daß während des LGMs höchstens lokale Gletscher von den Hängen Peary Lands ausgehend über die Küste hinaus reichen. Ein großer Gletscher über der Naresstraße verfügt während des LGMs über einen starken Eisstrom nach Süden, aber nur über wenig Abfluß nach Norden. Das herrschende Klima erlaubt das Abschmelzen der Eisberge kaum, und das Meer ist durch eine dichte Packeisdecke geschlossen, so daß der Weg der Eisberge nach Norden blockiert ist (Funder & Hansen 1996). Dies würde eine Herkunft des Mg-reichen Kalzits aus dem nordwestlichen Teil Nord-

grönlands unwahrscheinlich machen, birgt jedoch die Möglichkeit, Material aus dem südlichen Ellesmere Island nordwärts zu befördern. Dort stehen nicht nur große Karbonatvorkommen, sondern auch Evaporitgesteine an (Abb. 32; Kap. 4).

Für eine weitere Charakterisierung müßten optische und röntgendiffraktometrische Analysen der Grobfraktion $> 63 \mu\text{m}$ miteinander gekoppelt werden. Die Mineralogie der potentiellen Liefergesteine müßte näher untersucht werden. Die in diesem Abschnitt dargestellten Argumente würden die Erklärung Nr. 2 (erhöhter Eisbergtransport) für den erhöhten Sedimenteintrag am Lomonosow-Rücken stützen.

Der Eintrag von terrigenem Dolomit - Abbild der Eisbergdrift aus dem Amerasischen Becken

Dolomit in Grob- und Feinfraktion gilt im Amerasischen Becken des Arktischen Ozeans als einer der sichersten Anzeiger für Eisberg-transportiertes Material, das aus dem Kanadischen Arktischen Archipel stammt (Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989 und Zitate darin). Auch in PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle kann dies beobachtet werden (Abb. 123). Auf der Morris-Jesup-Schwelle setzt ein deutlicher Schub in der Dolomitakkumulation nach 40 ka ein (Abb. 123; Kap. 7.1). Zwei Maxima zwischen 30 und 40 ka und nach 15 ka werden beobachtet. Letzteres kann direkt der finalen Abschmelzphase des nördlichen Laurentidischen Eisschildes zugeordnet werden, während der vermutlich große Mengen Eisberge in das Amerasische Becken freigesetzt werden (vgl. Andersen & Borns 1994 und Zitate darin). Bei wesentlich geringeren Akkumulationsraten in der frühen Phase zwischen 40 und 10 ka zeigt dies auch der Kern PS2185-3 vom Lomonosow-Rücken. Für die nördlichen Positionen der Morris-Jesup-Schwelle und des Lomonosow-Rückens erscheint die Herkunft des Dolomits aus dem Kanadischen Arktischen Archipel als wahrscheinlichste Quelle (Tab. A3; Kap. 7.1). Die Dolomitakkumulation ist an der Morris-Jesup-Schwelle seit 40 ka erhöht. Seit dieser Zeit bestimmt auch die Grobfraktion $> 63 \mu\text{m}$ den Dolomiteintrag (Abb. 123: PS-2200-4/5). Auch im Amundsen-Becken werden leicht erhöhte Dolomiteinträge registriert (Abb. 123: PS2174-4). Am Lomonosow-Rücken setzt eine erhöhte Dolomitakkumulation jedoch erst in der Termination I_b ein (Abb. 123).

Die Dolomitakkumulation verläuft auch für die anderen Sedimentkerne des nördlichen Eurasischen Beckens nicht exakt zeitgleich. Ein besonderes Augenmerk gilt dabei dem Verlauf des Dolomiteintrags am westlichen Gakkel-Rücken, der zwar mit der Entwicklung auf der Morris-Jesup-Schwelle, nicht jedoch mit der am östlichen Gakkel-Rücken vergleichbar ist (Abb. 123). Wie auf der Morris-Jesup-Schwelle (PS2200-4/5) steigt vor allem der Anteil der Grobfraktion an der Dolomitakkumulation nach 40 ka an, wird ein Maximum während des frühen Stadiums 2 erreicht und eine Phase purer Dolomitfeinfraktionssedimentation während der Termination I_b erkannt. Dieser parallele Verlauf der Dolomitakkumulationen kann eingedenk der heutigen Richtung und Aufteilung der Transpolar Drift auf einen polaren Zweig mit verstärktem Dolomitgehalt hinweisen. Der Dolomit kommt möglicherweise verstärkt in den feineren Sandfraktionen vor. Auch Nørgaard-Pedersen (1996) berichtet von einem verstärkten Anteil eisbergtransportiertem karbonatischem Material nach 40 ka. Dieser zeigt sich besonders deutlich in Kernen nahe N-Grönland (PS2195 bis PS2200; Nørgaard-Pedersen 1996).

Ein Strom von Eisbergen vom westlichen Kanadischen Arktischen Archipel über die Außenbahn des Beaufort-Wirbels in das Eurasische Becken erscheint möglich (Abb. 4, 8). Sein Außenrand liegt möglicherweise während des LGMs und der frü-

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

hen Termination I auf Höhe der Kernposition von PS2174-4/5 im östlichen Amundsen-Becken ehe das Vordringen des Westspitzbergenstroms im Südwesten und die Schmelzwässer der Kara-See dazu führen, daß sich die Transpolar Drift über dem Eurasischen Becken nordwestwärts verschiebt (vgl. Kap. 7.2.1, 7.2.2).

Sollte der nördliche Teil der Transpolar Drift tatsächlich direkt die Entwicklungen des nördlichen Laurentidischen und des Grönland Eisschildes aufzeichnen, dann zeigen die Erkenntnisse vom östlichen Gakkel-Rücken und von der Morris-Jesup-Schwelle, daß es während des Abschmelzens am Nordrand dieser Eisschilde zu einer unterschiedlichen Freisetzung von grobem Moränenmaterial und Eisbergen und Schmelzwässern mit hohem Suspensions- und Feinfraktionsanteil kommt. Andererseits ist es möglich, daß eine Verschiebung der Transpolar Drift dazu führt, daß unterschiedliche Zweige des Beaufort-Wirbels den polaren Zweig der Transpolar Drift speisen, so daß Regionen mit feinkörnigerem und grobkörnigerem Material als Ausgangsgebiete wechseln. Mg-Kalzit wird jedoch nicht am westlichen Gakkel-Rücken beobachtet. Dies wirft die hier nicht beantwortbare Frage auf, wohin der Mg-Kalzit außer zur Morris-Jesup-Schwelle transportiert wird.

Möglicherweise werden die entsprechenden Karbonate im westlichen Teil der Transpolar Drift Richtung Framstraße transportiert (vgl. Spielhagen 1991). Nørgaard-Pedersen (1996) merkt an, daß im mittleren Stadium 2 eine Zunahme von authigenen Karbonatpartikeln in der Grobfraktion auf der Morris-Jesup-Schwelle (z.B. PS2200-2) aber auch am östlichen Gakkel-Rücken (z.B. PS2166-2) zu beobachten ist. Auf der Morris-Jesup-Schwelle würde dies mit dem erhöhten Anteil an Mg-Kalzit zusammenfallen. Da jedoch weder am östlichen Gakkel-Rücken (z.B. PS2165-3) noch in anderen Kernen des Amundsen-Beckens, Gakkel-Rückens oder Nansen-Beckens Mg-reicher Kalzit erkannt wurde, kann hier kein Zusammenhang zwischen beiden gesehen werden. Dennoch ist es möglich, daß die Bildung authigener Karbonatbröckchen durch den Eintrag von feinkörnigem terrigenem Karbonatmaterial induziert wird, das insbesondere auf der Morris-Jesup-Schwelle Mg-Kalzit enthält. Aufgrund der optischen Untersuchung der Bröckchen besteht nach Nørgaard-Pedersen (1996) neben einer diagenetischen Entstehung der authigenen Karbonate auch die Möglichkeit, daß sie aus älteren Gesteinen zu den Kernpositionen transportiert werden. Letzteres wird hier aufgrund der mineralogischen Untersuchungen in den Sedimentkernen favorisiert (vgl. Kap. 7.1).

Sedimentation auf dem Lomonosow-Rücken in Abhängigkeit von den Eisdriftmustern

Eine sehr interessante Beobachtung ist, daß der Dolomiteintrag am Lomonosow-Rücken erst im Holozän zusammen mit der Gesamtakkumulationsrate, vor allem von Quarz, ansteigt (Abb. 111, 121, 123, 125). Das Holozän von PS2185-3 ist vergleichsweise feinkörnig mit einem hohen Anteil an Foraminiferen und anderen Kalkschalern sowie einem erhöhten Anteil von grobkörnigem IRD, stark bioturbiert und von brauner Farbe (Abb. 20; Kernbeschreibung im Anhang A). Die Lithologie zeigt keinen direkten Einfluß verstärkter Bodenströmungen über der Kernposition. Hierfür spricht auch ein Anteil der Tonfraktion von über 50 % und ein sich kaum ändernder Anteil der Siltfraktion (unveröff. Daten Wahsner). Damit scheiden Änderungen in der Tiefenwasserströmung als bestimmendes Element für die Sedimentzusammensetzung und -ablagerung aus (s.o.: Möglichkeit 3). Der Zusammenstrom von Beaufort-Wirbel und Transpolar Drift sorgt für eine erhöhte Sedimentation aus der Eisdecke und für offene Wasserflächen (vgl. Kap. 7.2.1, 7.2.2). Die schubweise Erhöhung der Gesamt-, Quarz-, Phyllosilikat- und Dolomitakkumulation (Abb. 111,

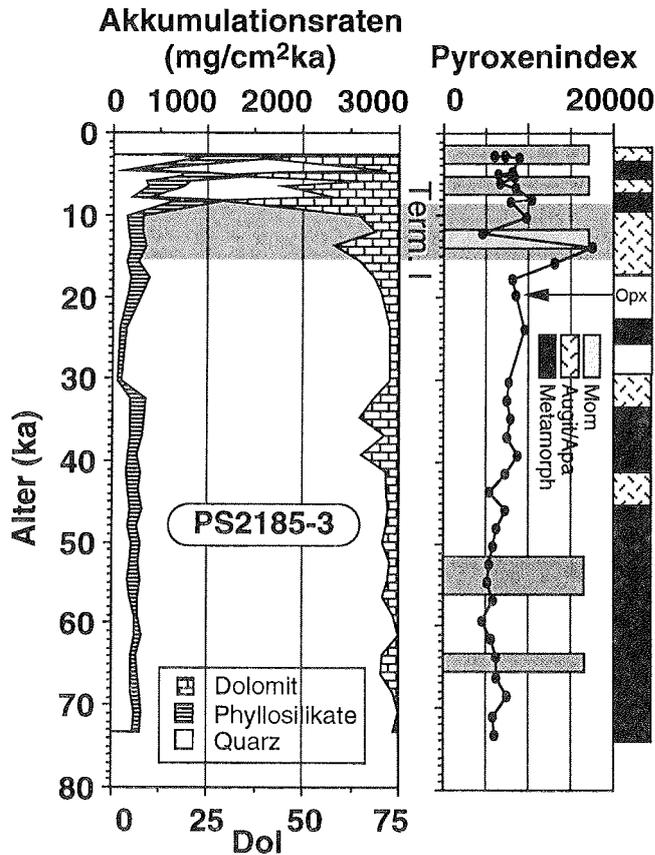


Abb. 125: Akkumulationsraten von Quarz, Phyllosilikaten (Phyllo) und Dolomit (Dol) sowie Pyroxenindexkurve und Vorkommen von Montmorilloniten (Mom) und Spurenmineralassoziationen in PS2185-3 dargestellt gegen das Alter (Stratigraphie vgl. Kap. 3, vgl. Abb. 121, 123).

121, 125; Tab. A13) deutet entweder auf einen zu diesen Zeiten verstärkten Eintrag von terrigenen Mineralen aus der Wassersäule und dem Eis, d.h. größere zumindest saisonal offenen Wasserflächen sind vorhanden (Möglichkeit 1), oder auf einen wesentlich höheren Anteil an Sediment im Meereis und/ oder Eisbergen hin, die über dem Lomonosow-Rücken freigesetzt werden (Möglichkeit 2).

Im Kapitel 7.2.1 wird die Bedeutung eines gemeinsamen Smektit- und Pyroxeneintrages als Anzeiger der Ablagerung von Meereissedimenten im Eurasischen Becken beschrieben. Wendet man diese Einstufung auf PS2185-3 an, so muß dieser Eintrag während der Terminationsabschnitte I_a, I_b und I_c besonders stark gewesen sein. Die Anstiege des Pyroxenindexes liegen kurz vor oder nach den Phasen stark erhöhter Sedimentation (Abb. 125). QUAX erkennt parallel einen Eintrag von Montmorilloniten. Zu dieser Mineralgruppe gehört Smektit (Kap. 2). Ein Eintrag aus dem Meereis ist also sehr wahrscheinlich. Ein hoher Quarz- und Phyllosilikateintrag

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

bei eher geringer Korngröße und Sedimentationsraten über 2 cm/ka deutet ebenfalls auf Sedimenteinträge aus dem Meereis hin. Eine Sedimentation aus dem Meereis wird außerdem durch das Vorkommen von benthischen Foraminiferen, Ostracoden und Diatomeen aus Schelfdomänen in Sedimenten des Lomonosow-Rückens angedeutet (Abelmann 1992; Cronin et al. 1994, 1995; Wollenburg 1995).

Der Anteil an Dolomit im Gesamteintrag ist sehr niedrig. 50-75 mg/cm²ka Dolomit stehen 1000-2000 mg/cm²ka Quarz und Phyllosilikate gegenüber. Wenn Dolomit den Eintrag an Eisberg-transportiertem Material beschreibt, dann muß von einer eher geringen Anzahl an Eisbergen ausgegangen werden, die den Lomonosow-Rücken erreichen. Auch auf der Morris-Jesup-Schwelle werden nicht wesentlich höhere Dolomitakkumulationsraten erreicht (Abb. 123). Dabei muß bedacht werden, daß die holozänen Aufzeichnungen auf der Morris-Jesup-Schwelle durch das Fehlen von Zeitabschnitten aufgrund starker Erosion oder Nichtsedimentation lückenhaft sind (Kap. 3).

Da der Dolomiteintrag als Indikator für Eisbergtransport in den beiden Kernen PS2185-3 und PS2200-5 von den topographischen Höhen sich nicht unterscheidet, könnte angenommen werden, daß die hohen Quarz- und Phyllosilikatschübe am Lomonosow-Rücken auf andere Quellen als das Amerasische Becken und das Kanadische Arktische Archipel zurückgeführt werden müssen. Der starke Anstieg des Sedimenteintrags am Lomonosow-Rücken könnte mit einem schubweisen Eintrag von Sediment aus der zunehmend gefluteten Laptew-See einhergehen (vgl. Holmes & Creager 1974; Kuptsov & Lisitsin 1996). Es ist anzunehmen, daß ähnliche Entwicklungen auch in den weiter östlich gelegenen Sibirischen Schelfregionen erfolgen. Die Rekonstruktionen von Holmes & Creager (1974) deuten eine initiale Überflutung weiter Schelfgebiete zwischen 9,5 und 9 ka, einen bzw. zwei Stillstände dazwischen, und einen weiteren Meeresspiegelanstieg zwischen 8,5 und 8 ka an (Abb. 126), bei dem ein relativer Stand von 20 m unter dem heutigen Niveau erreicht wird. Das von den Flüssen und vom Taimyr-Eisschild in die westliche Laptew-See abgelagerte Lockersedimente kann in den Flachwasserregionen verstärkt ins Meereis aufgenommen werden (vgl. Kap. 1.3). Ein den heutigen Bedingungen sehr ähnliches Strömungsregime würde das Material ostwärts und dann nordwärts verdriften und den Lomonosow-Rücken erreichen lassen. Auf diese Weise könnte das erste Sedimentakkumulationsmaximum in PS2185-3 gegen 8,4 ka entstanden sein.

Die weiteren zwei Akkumulationsmaxima lassen sich nicht so leicht auf die entsprechenden Meeresspiegelschwankungen in den Sibirischen Schelfregionen zurückführen (vgl. Abb. 125 mit Abb. 126). Zwar deutet die Kurve gegen 5 ka das Ende eines letzten stärkeren Anstiegs an, und das heutige Niveau des Meeresspiegels wird gegen 3 ka erreicht, jedoch sind diese Veränderungen viel schwächer als diejenigen vor dem 8,4 ka-Ereignis (Abb. 126). Es gilt anzumerken, daß die von Kuptsov & Lisitsin (1996) entwickelte Meeresspiegelkurve keine Stillstände des relativen Meeresspiegelanstiegs zwischen 15 und 5 ka zeigt (Abb. 126). Aus Arbeiten über Franz-Josef-Land, die nördliche Barents-See und Svalbard sind jedoch mehrere Stillstände während des Holozäns bekannt (vgl. Kap. 7.2.2; z.B. Forman et al. 1995, 1996; Landvik et al. 1995 und weitere Zitate darin).

Der Quarzgehalt sowie Qz/Fsp- und Kfs/Plg-Verhältnisse schwanken während des Holozäns in PS2185-3 am Lomonosow-Rücken kaum. Nur während der Termination I erhöhen sich Quarz- und Plagioklasanteile (Abb. 52). Anhand dieser Informa-

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

tionen kann von einer nahezu gleichbleibenden Quelle der terrigenen Hauptbestandteile während des Holozän für den Lomonosow-Rücken ausgegangen werden. Quarzgehalte um 30 %, Qz/Fsp-Verhältnisse um 0,3 und Kfs/Plg-Verhältnisse zwischen 0,15 und 0,3 kommen der Mineralzusammensetzung der Laptev-See sehr nahe (vgl. Tab. A12, Kap. 7.1). Eine Illit/Chlorit-dominierte Tonmineralassozia-

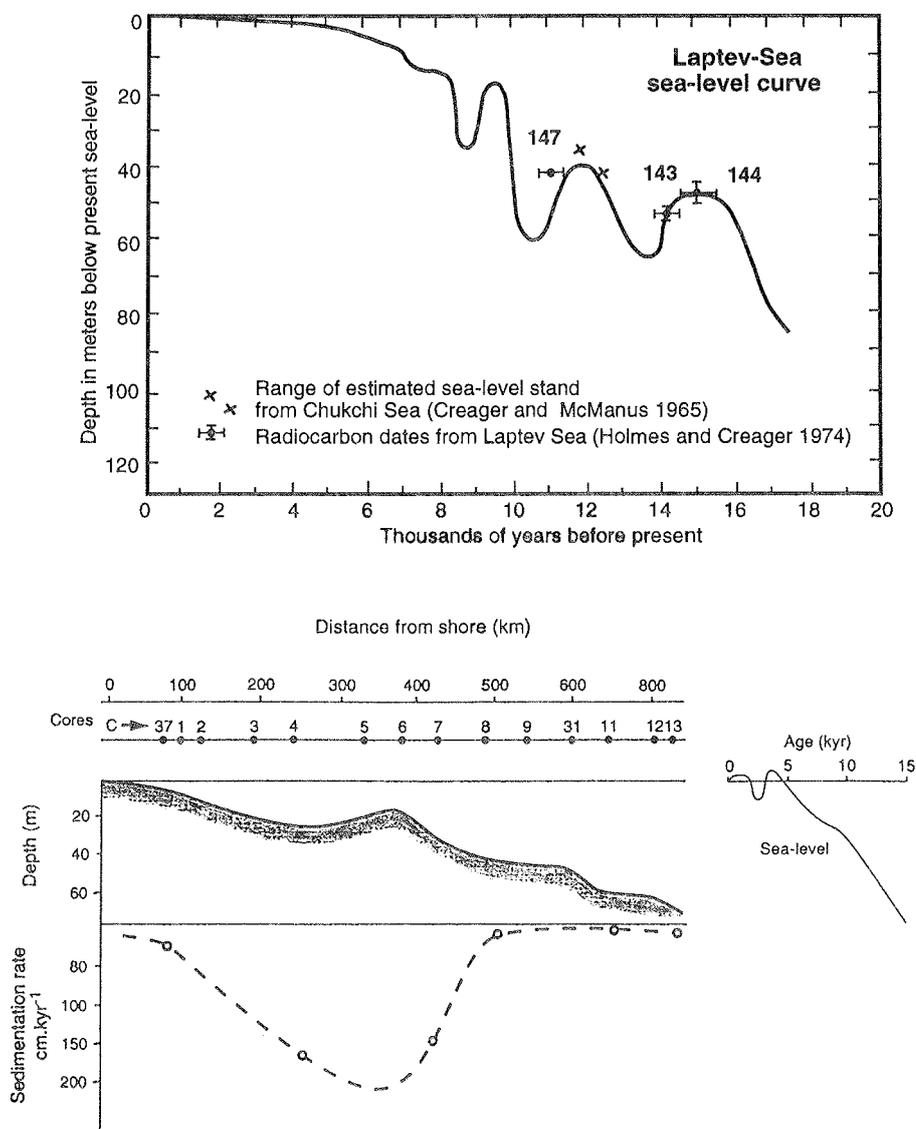


Abb. 126: Relative Meeresspiegelkurven für die Laptev-See (A) umgezeichnet aus: Holmes & Creager 1974 und Zitate darin; B) aus: Kuptsov & Lisitzin 1996).

7. Mineralogie und paläozeanographischen Rekonstruktion

tion spricht für eine dominierende Herkunft der Feinfraktion aus der östlichen Lap-tew-See oder weiter östlich gelegenen Liefergebieten (Tab. A12; Kap. 7.1; Wahsner 1995; Wahsner et al. 1996, in Vorb.; Spielhagen et al. eingereicht).

Die von QUAX erkannten Spurenminerale (Tab. 10) schwanken zwischen zwei Assoziationsgruppen: einer mit dem Klinopyroxen Augit (Kennung 592) und Apatit, die vor allem während der Termination I und mit anderen Höchstwerten der Pyroxenindexkurve zusammen erkannt wird und einer Assoziation mit mehreren für Metamorphite typischen Mineralen dazwischen (Chloritoid, Prehnit und Phillipsit/ Zeolithe; Abb. 125). Metamorphite stehen vor allem in der von Lena, Jana und Indigirka entwässerten Werchojansker Faltenzone und an den Ränder der Grundgebirgsaufbrüche der Sibirischen Tiefebene an (vgl. Kap. 4).

Während des LGMs kommt weiterhin noch Orthopyroxen dazu. Nach Behrends et al. (1995, 1996) sind Orthopyroxene vorrangig in der zentralen und östlichen Lap-tew-See vorhanden. Dagegen deuten die hohen Pyroxenanteile zusammen mit den Montmorilloniteinträgen auf die westliche Laptew-See und die Kara-See als Liefergebiet hin (Abb. 125; Kap. 7.1, 7.2.1). Sie fallen mit schwach erhöhten Anteilen der Smektitgruppe in der Tonfraktion zusammen (Vogt et al. 1995a; Spielhagen et al. eingereicht; unveröff. Daten Wahsner).

Die Zeiten eines erhöhten Eintrages von Pyroxen und Smektit/ Montmorillonit liegen zwischen den Phasen hoher Sedimentakkumulation am Lomonosow-Rücken. Genaugenommen erscheinen sie direkt in der Phase vor der Hochakkumulation (Abb. 125). Vergleicht man sie mit der relativen Meeresspiegelkurve für die Laptew-See (Abb. 126), dann fallen sie jeweils in die Zeitabschnitte eines starken Meeresspiegelanstiegs, während die Zeiten hoher Sedimentation am Lomonosow-Rücken eher am Ende der verschiedenen, holozänen Meeresspiegelanstiege liegen. Die Kopplung von relativem Meeresspiegelanstieg auf den sibirischen Schelfen und dem Pyroxen/ Montmorilloniteintrag am Lomonosow-Rücken ist bereits in der Termination I ab 15 ka etabliert (Abb. 125, 126).

Wie Kapitel 7.2.2 gezeigt hat, werden in dieser frühen Phase der Termination I große Mengen Sedimentmaterial beim Abschmelzen des Kara-See-Eisschildes und der Flutung der Kara-See freigesetzt. Der parallele Anstieg der Dolomitakkumulation und des Pyroxenindexes gegen 14 ka weist deshalb möglicherweise auf den Eintrag von (grobkörnigem) terrigenen Karbonatmaterial aus den auf Sewernaja Semlja und Taimyr anstehenden paläozoischen Karbonatserien hin (vgl. Kap. 4). Die Untersuchung der Grobfraktion zeigt jedoch im gesamten Kern PS2185-3 eine Dominanz der Partikel aus dem Kanadischen Arktischen Archipel (Nørgaard-Pedersen 1996). Im Holozän sind die Dolomit- und Pyroxenindexmaxima nicht mehr zeitgleich. Das Dolomitmaximum fällt mit einem erhöhten Eintrag von Grobfraktion, insbesondere der Fraktion > 500 µm zusammen und kann damit eindeutig dem Eisberg-dominierten Eintrag zugeordnet werden (Nørgaard-Pedersen 1996). Die Sedimente in der nordwestlichen Laptew-See sind trotz großer Nähe zu den auch heute noch aktiven Gletschern Sewernaja Semljias Karbonat-arm (Kap. 4.2).

Wenn Dolomit mit Eisbergen aus dem Kanadischen Arktischen Archipel den Lomonosow-Rücken erreichen kann, dann muß auch geprüft werden, ob andere Minerale über den Eisberg- oder Meereistransport aus dem Kanadischen Sektor der Arktis am Lomonosow-Rücken beobachtet werden. Dies könnte zum Beispiel Quarz sein, der einen hohen Anteil der triasischen und tertiären Lockersedimenten des

7. Mineralogie und paläozeanographische Rekonstruktion

Sverdrup-Beckens und der nördlichen Territorien Kanadas und der U.S.A. stellt. Nach den Ergebnissen dieser Arbeit müßte Quarz aus diesen Regionen entweder durch erhöhte Smektit- **und** Kaolinitwerte in der Tonfraktion und/ oder erhöhte Kalifeldspatgehalte begleitet werden (Kap. 4, 5, 7.1). Dies ist jedoch in PS2185-3 am Lomonosow-Rücken im Holozän nicht der Fall (Abb. 52; unveröff. Daten Wahsner). Im Holozän waren die Lieferregionen für Quarz-reiche Sedimente allerdings auch nicht mehr vergletschert (vgl. z.B. Andersen & Borns 1994 und Zitate darin).

Die Grobfraktion besteht am Alpha-Rücken vor dem Kanadischen Arktischen Archipel im Holozän zu großen Teilen aus Plagioklas-reichen Gesteinen, Sedimentgesteinen und terrigenen Karbonaten (Abb. 95; Bischof et al. 1996), im Amerasischen Becken dominieren die terrigenen Karbonate in der Grobfraktion (Tab. A2; Darby et al. 1989; Grantz et al. 1996; Bischof et al. 1996). Einen weiteren Anteil tragen am Alpha-Rücken metamorphe und magmatische Gesteine, die sich im hohen Plagioklasgehalt und im Auftreten der entsprechenden Spurenminerale widerspiegeln (Abb. 95; Tab. A3; Hein et al. 1990; Bischof et al. 1996). Eisberge aus dem während des Holozäns noch vereisten Kanadischen Arktischen Archipel würden also vorwiegend terrigene Karbonate und Metamorphite zum Lomonosow-Rücken verfrachten. Die hohen Einträge von Quarz und Phyllosilikaten am Lomonosow-Rücken stammen also mit großer Wahrscheinlichkeit aus den Sibirischen Schelfregionen. Dabei nimmt die Laptew-See während des Holozäns eine führende Rolle ein. Warum eine schubweise Erhöhung des Sedimenteintrags erfolgte, kann nicht mit entgültiger Sicherheit geklärt werden, da u.a. eine weitere Verdichtung der AMS-¹⁴C datierten Probenpunkte das Bild im Holozän von PS2185-3 verändern könnte.

Neben der hier betrachteten schrittweisen Flutung der Laptew-See und vermutlich auch der östlicheren Schelfgebiete könnten auch Änderungen des Oberflächenströmungsmusters zu größeren, offenen Wasserflächen und darauf folgender, stärkerer Freisetzung von Sediment aus Meereis und Eisbergen geführt haben. Inwiefern dabei der unterschiedliche Einstrom warmer, atlantischer Wassermassen durch die Framstraße und über die Barents-See und den St. Anna-Trog eine Rolle gespielt hat (vgl. Kap. 7.2.2), ist nur schwer einzuschätzen. Denkbar wäre z.B. auch, daß über dem Lomonosow-Rücken durch Änderungen der atmosphärischen Zirkulation eine dauerhafte Zone auseinanderströmender Oberflächenwasser entsteht. In diesem Fall könnte das wärmere atlantische Zwischenwasser an die Oberfläche gelangen und mehr offene Wasserflächen erzeugen. Um diese oder andere Hypothesen zu begründen, fehlen zur Zeit allerdings weitere Informationen. Der Lomonosow-Rücken scheint während der gesamten letzten 30 ka eine Trennlinie für die Wassermassen des Amerasischen und Eurasischen Beckens gewesen zu sein (Nørgaard-Pedersen 1996).

Fazit: Der Eintrag terrigenen Karbonats in Sedimente der Morris-Jesup-Schwelle, des Amundsen-Beckens und des Lomonosow-Rückens wird vorrangig dem Transport über Eisberge zugeschrieben, deren Herkunft das Kanadische Arktische Archipel ist. Zusätzlich werden während des Letzten Glazialen Maximums und danach auf der Morris-Jesup-Schwelle Mg-reiche Kalzite abgelagert, deren Quelle auf N-Grönland oder die östliche Ellesmere Island eingegrenzt werden konnte. Am Lomonosow-Rücken wird während des Holozäns vermutlich die Geschichte der Flutung der sibirischen Schelfregionen, insbesondere der Laptew-See anhand der Quarz, Feldspat- und Phyllosilikateinträge aufgezeichnet. Pyroxen- und Smektitgehalte ermöglichen das Erkennen einzelner Phasen des Sedimenteintrages aus der eng begrenzten Region der östlichen Kara- und der westlichen Laptew-See.

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean - Interglaziale und Glaziale und ihre Beziehung zu Wechseln der Mineralassoziationen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden nur einige Kerne mit längerfristigen Aufzeichnungen untersucht. Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Erfassung des heutigen Zustandes (Kap. 4, 5), der Beziehungen zwischen Mineralassoziationen und Ausgangsgesteinen/ Liefergebieten (Kap. 4, 7.1) und der Rekonstruktion der letzten ca. 30 ka (Kap. 7.2.1 - 7.2.3). Daher soll in diesem Kapitel anhand einiger Beispiele und als Ausblick das Potential mineralogischer Untersuchungen für die Erstellung längerfristiger, paläozeanographischer Rekonstruktionen im Arktischen Ozean angedeutet werden.

8.1 Auf- und Abbau des Svalbard-Barents-See-Eisschildes (SBIS) zwischen Isotopenstadium 5 und 3

Vergleicht man die Abbildungen 127 und 110, dann wird die Ähnlichkeit der Signalabfolge vor, während und nach dem Letzten Glazialen Maximum und der Phase zwischen den Isotopenstadien 5b und 3 deutlich. Ein Kernabschnitt mit hohem Kaolinit- und C_{org} -Gehalten terrigener Herkunft (erhöhtes C/N-Verhältnis), kombiniert mit dem Vorkommen von OLEM-Tonmineralen, und hohem Feinfraktionsanteil ($< 63 \mu m$) wird von Karbonat-reicheren und grobkörnigeren Sedimentlagen unter- und überlagert. Das Qz/Fsp-Verhältnis und der Quarzgehalt sind in diesem Horizont erhöht, das Kfs/Plg-Verhältnis erniedrigt (Abb. 73: PS2123-2: 560-580 cm Kerntiefe). In beiden Horizonten bestimmt QUAX Siderit als Spurenminerale. Auch Andersen et al. (1996) erkennen in Kernen weiter südlich für diesen mineralogisch herausstehenden Horizont, der zwischen 22 und 19,5 ka abgelagert wird (Abb. 108; Kap. 7.2.2), dieselbe gesamt- wie tonmineralogische Signalabfolge sowie neben Dolomit ebenfalls einen Anteil Siderit (vgl. Abb. 108). Wie in diesem jüngeren Horizont wird auch im oberen Stadium 5 von PS2122-1 nach dem Feinfraktionssignal eine Lage gröberer, vermutlich eisbergtransportiertem Material aufgezeichnet (Abb. 127: ca. 79 ka).

Im frühen Stadium 2 sind saisonal offene Wasserflächen an der Westküste Svalbards vorhanden (vgl. Kap. 7.2.2). Dies spiegelt sich in erhöhten, biogenen Kalzitgehalten und dem marinen C_{org} -Signal wider, die auf einen Einstrom wärmerer, atlantischer Wassermassen mit dem Norwegen- und Westspitzbergenstrom zurückzuführen sind. Sie sorgen für die notwendige erhöhte Evaporation, die die Niederschläge und damit die Schneeakkumulation auf Svalbard erhöht. Das Eisschild kann wachsen. Das vergrößerte Eisschild führt indirekt oder direkt zu einer Aufarbeitung von Spitzbergenbankmaterial, dessen spezielle Mineralogie in der Sedimentlage mit der OLEM/Kaolinit-Tonmineralvergesellschaftung abgebildet wird (Kap. 7.2.2). Es folgt ein Quarz-reicher und Feldspat-armer Horizont (ca. 87 ka), der mit erhöhten IRD-Zahlen einhergeht. Damit wird exakt die Abfolge des frühen Stadiums 2 abgebildet (vgl. Abb. 108, 110; Kap. 7.2.2). Es kann angenommen werden, daß auch im oberen Stadium 5 auf das Feinfraktionssignal ein Grobfraktionssignal mit Komponenten direkt von W-Spitzbergen aber auch aus N-Skandinavien folgt.

Auch der weitere Verlauf bis zum Beginn des Isotopenstadiums 3 folgt in der gesamten Sedimentaufzeichnung der bereits aus den Kernen von der W-Küste Spitzbergens bekannten Abfolge zwischen dem Letzten Glazialen Maximum (LGM) und der Termination I (Kap. 7.2.2). Damit kann das Verlaufsbild für den Auf- und Abbau

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

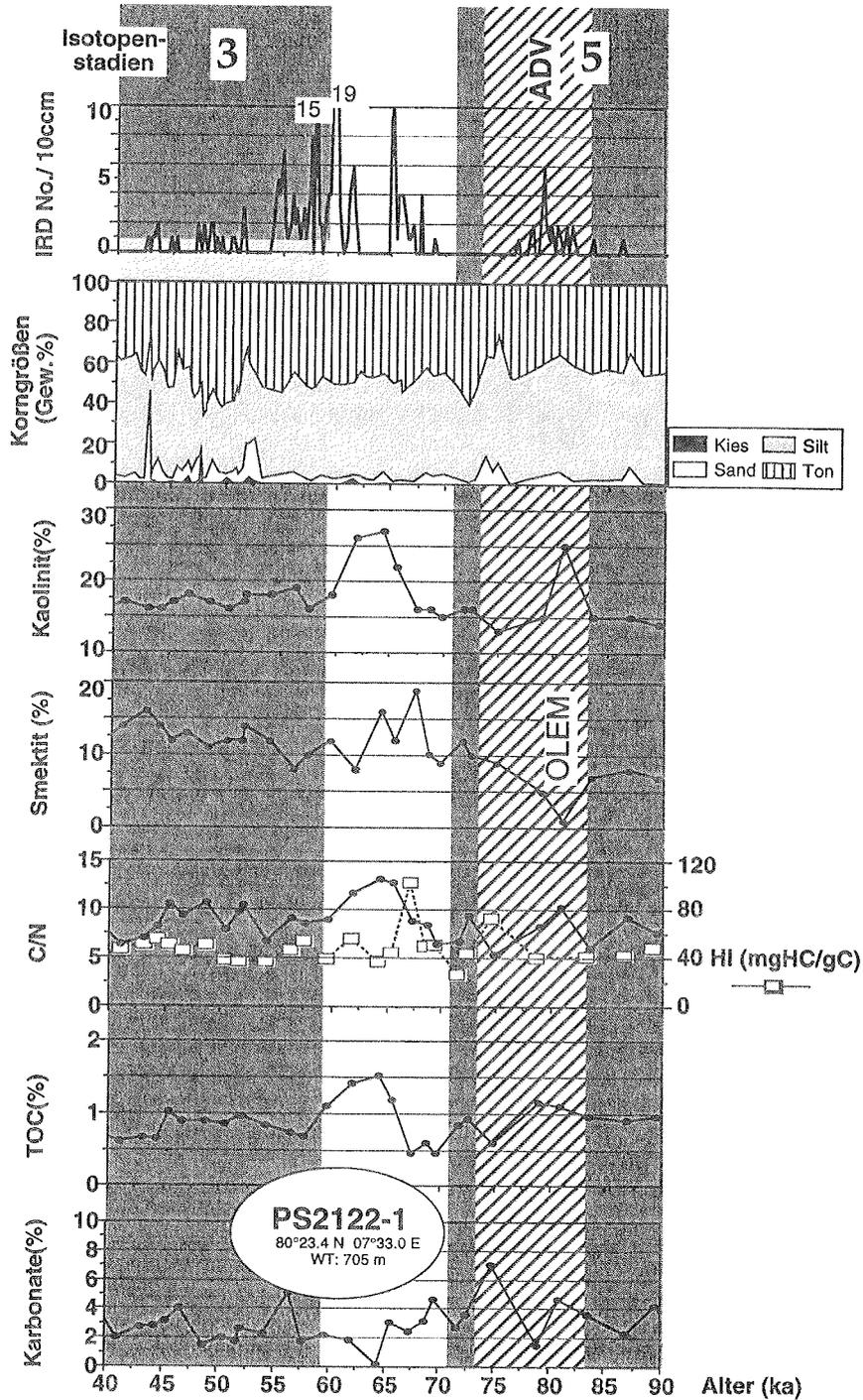


Abb. 127: Sedimentparameter im Kern PS2122-1 nordwestlich Spitzbergen gegen das Alter dargestellt (40-90 ka; vgl. Knies 1994).

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

des Svalbard-Barents-See-Eisschildes (Abb. 109) während des LGMs und der Termination I direkt auf die Zeit zwischen ca. 83 ka und 55 ka in den Kernen nordwestlich Spitzbergens angewendet werden. Einem zweistufigen Aufbau folgt einschränkter Zerfall. Zwei Phasen mit hohen IRD-Zahlen, die jeweils ein Abschmelzen andeuten, werden durch eine Zeit geringer IRD-Mengen unterbrochen (Abb. 127). Dieser erste Anstieg von IRD (68 - 65 ka) wird durch einen Anstieg der Smektit- und Kalzitgehalte sowie dem höchsten HI-Wert begleitet. Dazu ist das Sediment insgesamt sehr fein (Abb. 127). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf offene Wasserflächen im mittleren Stadium 4, in denen Meereis- und Eisberge vor der Westküste Spitzbergens abschmelzen können. Ein erhöhter Anteil Dolomit im küstennahen Kern PS2123-2 gegen ca. 66 ka, der zusammen mit der größten IRD-Anzahl auftritt, weist dabei auf lokale Quellen des Eisbergmaterials hin. Dagegen deutet der alleinige Anstieg des Smektitgehalts gegen 67 ka direkt vor dem Einsetzen des IRDs einen verstärkten Eintrag aus Meereissedimenten mit Herkunft östliche Kara-/ westliche Laptev-See an (Abb. 120; 127; Kap. 7.1, 7.2.1, 7.2.2).

Auch die Schwankungen des Einstroms an atlantischen Wassermassen dürften einen sehr ähnlichen Verlauf genommen haben (vgl. Abb. 109). Die zweite Abschmelzphase erfolgt zwischen 60 und 55 ka und endet mit dem globalen Schmelzwasser- und Isotopenereignis 3.31 (55,45 ka; Dokken & Hald 1996), das sich in den beiden Kernen vom westlichen Kontinentalhang Spitzbergens mit Minima der stabilen Isotopenaufzeichnung, insbesondere einem $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum, durchprägt (Abb. 24; Knies 1994; Vogt et al. eingereicht). Der Kern PS2212-3 vom nordöstlichen Rand des Yermak Plateau zeichnet sich jedoch durch das Fehlen sämtlichen Karbonats zu dieser Zeit aus (Abb. 77), was eine weitere Parallele zur Situation während der Termination I und dem Abschmelzen des Svalbard-Barents-See-Eisschildes ist (vgl. Abb. 109, 120). Viele Parameter deutet wiederum auf einen zu dieser Zeit verstärkten Einstrom atlantischen Wassers mit dem Westspitzbergenstrom hin. Auch Dokken & Hald (1996), Hebbeln & Wefer (1997) und Lloyd et al. (1996a) finden Hinweise für den verstärkten Einstrom atlantischen Wassers zu dieser Zeit.

Die Ergebnisse der IRD-Auszählung und auch andere Sedimentparameter (Abb. 110; Kap. 6) deuten jedoch darauf hin, daß während dieses früheren Wachstums- und Zerfallzykluses des Svalbard-Barents-Eisschildes die Region über dem nordöstlichen Yermak Plateau vorwiegend unter einer permanenten Meereisdecke liegt, die Eisberge darin hindert, weiter als 80°N zu verdriften. Dementsprechend konnte Kubisch (1992) zu dieser Zeit nordöstlich des Yermak Plateaus kein IRD mit skandinavischer Herkunft feststellen. Im Kern PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau weisen sehr feinkörniges Sediment mit grauen und olivenen Sedimentfarben, niedrige Quarzgehalte der Gesamt- und Siltfraktion, ein sehr gleichmäßiges, niedriges Qz/Fsp-Verhältnis, ein erhöhter Dolomitgehalt in der Gesamtfraktion und eine Dominanz von Illit- und Chlorit in der Tonfraktion bei mittleren C_{org} - und C/N-Werten auf einen direkten, gravitativen Eintrag von Sediment vom nördlichen Svalbard-Schelf hin (Abb. 77-82; Anhang B). Das über die Küste hinaus ausgedehnte Svalbard-Barents-See-Eisschild schüttet Sediment auf und über den eher schmalen Schelf hinaus (vgl. Abb. 109). Das Sediment wird über Massenumlagerung und Trübestrome zur Kernposition verfrachtet.

Die Sedimentationsrate ist während des frühen Stadiums 4 am Nordosthang des Yermak Plateaus erhöht (Abb. 23) und zeugt damit möglicherweise davon, daß das

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Eisschild zu dieser Zeit am weitesten in N-Spitzbergen ausgedehnt war. Auch im Nansen-Becken werden in Nachbarschaft zum Barents-See-Schelf erhöhte Sedimentationsraten während des Stadiums 4 aufgezeichnet (Abb. 116; Pagels 1991, Kubisch 1992). Saisonal offene Wasserflächen können für die Position des Kerns PS2212-3 nördlich 82° zwar für das Isotopenstadium 5a angenommen werden, danach sind sie jedoch drastisch reduziert. So ist z.B. das Vorkommen von Coccolithen in dieser Region auf das Stadium 5a und das frühe Stadium 4 beschränkt (Baumann 1990; Gard & Backman 1990; Nowaczyk et al. 1994). Dagegen erhält die östliche Framstraße während des frühen und mittleren Stadiums 4 öfter einen schwachen Einfluß atlantischer Wassermassen, der durch das Vorkommen von Coccolithen angezeigt wird (Hebbeln & Wefer 1997). Diese Einflüsse können bis zum nordöstlichen Yermak Plateau anhand eines hohen Kalzitanteils verfolgt werden (Abb. 78). Im Nansen-Becken wird am Barents-See-Kontinentalhang eine hohe Anzahl planktischer und benthischer Foraminiferen aufgezeichnet (Pagels 1991). Das späte Stadium 4 wird jedoch auch in der Framstraße und in der Norwegen-Grönland-See durch eine nahezu geschlossene Eisdecke charakterisiert (Baumann 1990; Gard & Backman 1990; Berner 1991; Hebbeln 1992; Baumann et al. 1995; Henrich et al. 1995; Lloyd et al. 1996a; Hebbeln & Wefer 1997). Hohe Gehalte an terrigenem organischen Material und ein paralleler Anstieg des Kaolinitgehaltes in den Kernen westlich Spitzbergen im oberen Stadium 4 könnten darauf hinweisen (Abb. 127), daß Meereismaterial oder durch Oberflächenströmungen transportierte Feinfraktion aus der nordwestlichen Barents-See und der Franz-Josef-Land-Region um S-Spitzbergen herum zu den Kernpositionen westlich Spitzbergen verdriftet (vgl. Kap. 7.2.2.; Berner 1991).

Nach Berner (1991) erfolgt eine verstärkte Sedimentation der Feinfraktion allerdings nur, wenn Eisrandlagen mit entsprechenden Schmelzwässern entstehen, die die biologische Aktivität und das Ausfällen aus der Wassersäule fördern. Somit muß auch im späten Stadium 4 die Eisdecke nordwestlich Spitzbergen teilweise im Sommer abgeschmolzen sein. Dies wird jedoch nicht durch den Einstrom atlantischer Wassermassen verstärkt (Baumann 1990; Gard & Backman 1990; Berner 1991; Hebbeln 1992; Lloyd et al. 1996a; Hebbeln & Wefer 1997). Aus diesem Grund ist die durch den Kalzitgehalt und die Anzahl der Kalkschaler im Sediment aufgezeichnete Bioproduktivität stark reduziert (vgl. Kap. 7.1, 7.2.2). Die Anzahl der Kalkschaler wird zusätzlich durch den Eintrag terrigener Komponenten verdünnt und damit reduziert.

Gegen 64 ka wird im Kern PS2122-1 zusätzlich ein sehr niedriger Gehalt an Karbonat aufgezeichnet, was ein Hinweis auf verstärkte Karbonatlösung sein könnte (siehe Kap. 7.2.2, 7.2.3). Der Kern in einer Wassertiefe von etwas über 700 m wird zu dieser Zeit möglicherweise von aggressiven Schelfwässern und Salzlaugen erreicht (vgl. Kap. 7.1, 7.2.2). Im küstennahen Kern PS2123-2 wird jedoch zu dieser Zeit ein erhöhter Kalzitanteil festgestellt. All dies deutet auf die Produktion von Salzlaugen in den Schelfregionen hin. Offene Wasserflächen im Sommer und die Produktion von Meereis finden statt. Auch die Karbonat- und Coccolithendaten des Kerns PS1294-4 (78° N und 5°22' E; Gard 1987; Hebbeln & Wefer 1997) sowie die Foraminiferendaten von Kernen etwas weiter südlich von Lloyd et al. (1996a) weisen darauf hin, daß am Kontinentalhang westlich Spitzbergen saisonal offenen Wasserflächen vorhanden sind. Hebbeln & Wefer (1997) geben allerdings zu Bedenken, daß ein geringer Anteil Kalkschaler durch unter dem Meereis abgesunkene, atlantische Wassermassen von ihrem Entstehungspunkt her weiter nord- und ostwärts verteilt werden können.

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Am nordöstlichen Yermak Plateau fehlt jegliches Karbonat im oberen Stadium 4 (Abb. 77 - 79, 83), was auch in anderen Sedimentkernen des südlichen Nansen-Beckens beobachtet wird. Dazu fehlen im oberen Stadium 4 im Nansen-Becken wie am Gakkel-Rücken trotz geringer Karbonatgehalte planktische wie karbonatschalige, benthische Foraminiferen nahezu komplett. Die wenigen vorkommenden, planktischen Foraminiferen sind stark angelöst (Pagels 1991). Das Verschwinden von Kalzit und das alleinige Vorkommen von Dolomit in den karbonatarmen Sedimenten des oberen Stadiums 4 (Abb. 78) kann durch eine erhöhte Karbonatlösung in den Tiefenwässern des Nansen-Beckens erklärt werden. Auch Pagels (1991) nimmt für diese Zeit im Nansen-Becken eine eingeschränkte Bodenwasserzirkulation und CO₂-reiche Tiefenwässer an. Karbonatlösung ist ein weitverbreitetes Phänomen in der Norwegen-Grönland-See während des Übergangs zwischen den Stadien 4 und 3 und kann auch in der Framstraße beobachtet werden (z.B. Henrich 1989; Hebbeln 1992; Hebbeln & Wefer 1997).

Insgesamt gleichen sich die Entwicklungen der Stadiengrenze 4/3 und der Termination I in der Region westlich und nordwestlich Spitzbergen sehr. Die Phase karbonatarmer Sedimentation geht in eine Phase starker Abschmelzprozesse des benachbarten Svalbard-Barents-See-Eisschildes und einer daraus resultierenden IRD-reichen Sedimentation über.

8.2 Erhöhte Sedimentation am nordöstlichen Yermak Plateau aufgrund eines ausgedehnteren Barents- und Kara-See-Eisschildes im Isotopenstadium 6

Seismische und sedimentologische Untersuchungen der Sedimentfächer am Westhang des Barents-See-Schelfes haben gezeigt, daß die Barents-See während früherer Glaziale von wesentlich ausgedehnteren und mächtigeren Eisschilden als während des letzten Glazials bedeckt war (Solheim et al. 1996 und Artikel darin).

Der Kern PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau zeigt im Stadium 6 eine stark erhöhte Sedimentationsrate (tw. > 8 cm/ka; Kap. 3.2), die phasenweise mit einem erhöhten Gehalt von grobkörnigem Material > 63 µm einhergeht (Abb. 23, 128). Das Stadium 6 splittet sich in PS2212-3 in 3 Kernabschnitte mit hohem Grobfraktionsgehalt und IRD-Anteil, die durch zwei Horizonte von feinkörnigerem und Kalzit-reicherem Material unterbrochen werden (Abb. 128). Die vor allem in der Silt- und Tonfraktion Kalzit-reichen Lagen zeichnen sich durch niedrige C_{org}-Gehalte und C/N-Verhältnisse aus, der Quarzgehalt ist niedrig, die Qz/Fsp-Verhältnisse der Gesamt-, Silt- und Tonfraktion nähern sich einander an und das Kfs/Plg-Verhältnis ist in der Gesamt- und Siltfraktion niedrig (Abb. 77 - 83). Illit- und Chlorit dominieren in der Tonfraktion, der Phyllosilikatanteil in der Siltfraktion ist erhöht, der Pyroxenindex ist in der Gesamt- und Siltfraktion erniedrigt.

Diese mineralogische und sedimentologische Signalkombination gibt die heutige Situation am nordöstlichen Yermak Plateau in großer Ähnlichkeit wieder (vgl. Kap. 3, 5, 6). Es liegt daher nahe, für die zwei Zwischenphasen des Stadiums 6 von ca. 134 bis 140 ka und ca. 150 bis 155 ka von einer ähnlichen ozeanographischen Situation wie heute auszugehen. Damit wäre die Kernposition bei 82° N nahezu ganzjährig eisbedeckt, ein Einstrom von atlantischem Wasser vorhanden, das jedoch unter dem polarem Oberflächenwasser absinkt (Kap. 1.4). Für eine permanente Eisbedeckung sprechen auch die konstant niedrigen δ¹³C-Werte, die deutlich unter 0 ‰ liegen (Abb. 24), während die δ¹⁸O-Kurve Werte zwischen 3,5 und

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

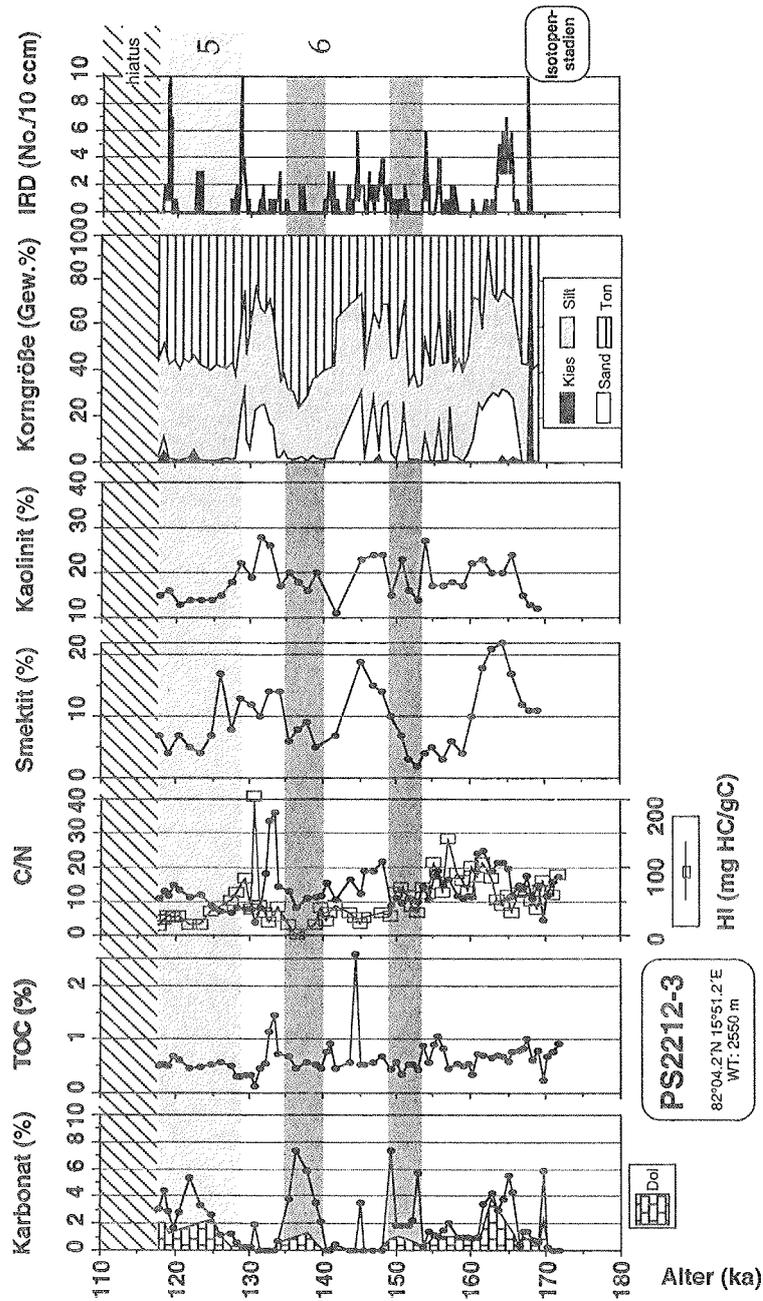


Abb. 128: Sedimentparameter des Kerns PS2212-3 vom nordöstlichen Yermak Plateau in der Zeit von 110 bis 170 ka, grau unterlegt sind die wärmeren Phasen.

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

4 ‰ aufzeichnet, die sehr große Ähnlichkeit mit dem LGM besitzen. Die Sommereisrandlage würde sich dementsprechend etwas weiter südwestlich einstellen. Leider erreichen die Kerne PS2122-1 und PS2123-2 das Stadium 6 nicht, so daß diese Hypothese innerhalb dieser Arbeit nicht überprüft werden kann. Auch die meisten veröffentlichten Kerndaten vom westlichen Svalbardkontinentalhang erreichen das Stadium 6 nicht (vgl. Berner 1991; Hebbeln 1991, 1992; Andersen et al. 1996; Lloyd et al. 1996a). Lloyd et al. (1996a) berichten für das Stadium 6 aus ihrem Kern PCM5 (78°29' N 07°43' E) von den höchsten Gehalten an planktischen Foraminiferen während den gesamten letzten 180 ka. Diese hohen Gehalte sind über das gesamte Stadium 6 verteilt. Für Lloyd et al. (1996a) zeigen die Foraminiferenwerte eine Steigerung der Produktivität an, die auf die Freisetzung von Nährstoffen beim Abschmelzen von Meereis während der Sommermonate beruht. Sie nehmen also eine dauerhafte Eisrandsituation während der Sommermonate westlich Spitzbergen an.

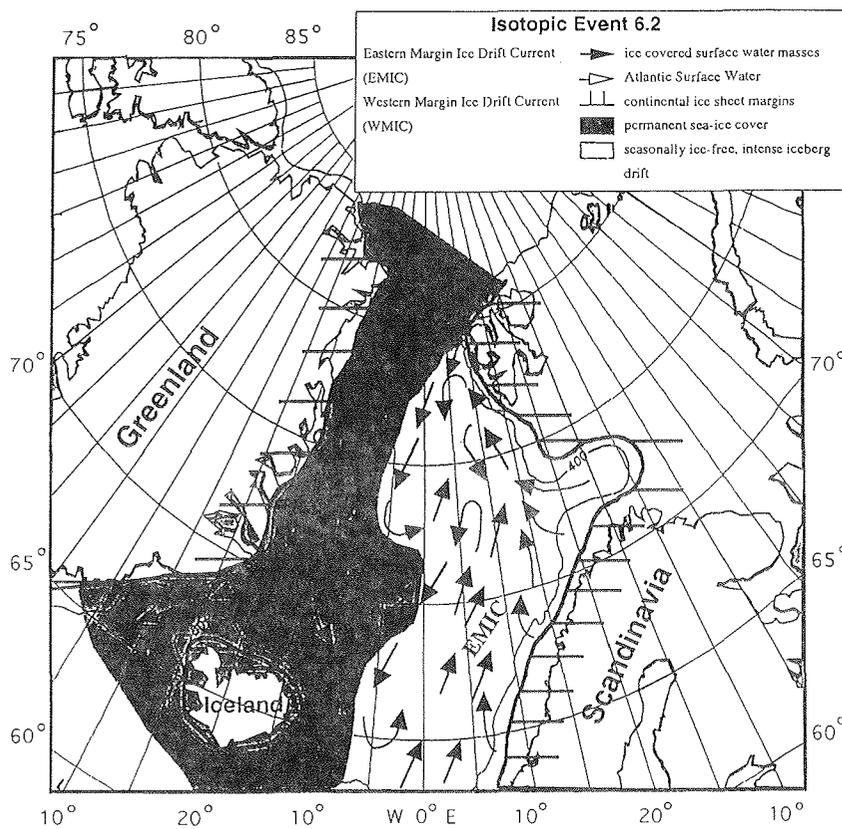


Abb. 129: Rekonstruktion der Paleozeanographie in den Nordmeeren während des Isotopenereignisses 6.2 (135 ka; Imbrie et al. 1984; aus: Henrich et al. 1995).

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Berner (1991) benutzt ein hohes Kaolinit/Illit-Verhältnis als einen Indikator für Eisrandlängen in der Framstraße. Er weist für das Stadium 6 bereits für die zentrale Framstraße (PS1295-5: 77°59,5' / 2°25,2' E) sehr hohe Kaolinit/Illit-Verhältnisse aus, die sogar teilweise weit über den Werten unter der heutigen Sommereisrandlage liegen. Viele seiner Kerne auf einem E-W-Profil durch die Framstraße bei 78° N stammen allerdings aus Wassertiefen unterhalb 2000 m, wodurch ein Antransport dieses Feinfraktionssignals über Tiefenströmungen ebenfalls in Betracht gezogen werden muß. Salzlaugen und sedimentbeladene Schmelzwässer vom Barents-See-Schelf, die aufgrund ihrer Dichte in die mittleren Tiefenwässer absinken können und mit einer der heutigen Situation ähnlichen Tiefenwasserströmung nordwärts strömen, könnten hierfür verantwortlich sein. Diese werden heute in der zentralen Framstraße westwärts abgelenkt (vgl. Kap. 1.3). Auf diese Weise läßt sich allerdings die Aufzeichnung hoher Kaolinit/Illit-Verhältnisse am Grönländischen Kontinentalhang der Framstraße im mittleren und oberen Stadium 6 nicht leicht erklären (PS1230-2; WT:1270 m; vgl. Berner 1991).

Hebbeln & Wefer (1997) berichten gerade für die beiden Zeiträume 155-150 ka und 140-134 ka von stark erhöhten Sandfraktionsakkumulationsraten, die nicht parallel mit dem grobkörnigeren Material auftreten. Dabei sind die erhöhten Werte näher zum Spitzbergenschelf hin am ausgeprägtesten. Hebbeln & Wefer (1997) ordnet dieses Signal einer nicht näher benannten Quelle auf den sibirischen Schelfen zu. Die gute Vorsortierung und der hohe Gehalt an Kohlestückchen gilt hier als eindeutiger Anzeiger (vgl. Bischof et al. 1990).

Verschiedenste Untersuchungen deuten also gleichlautend die Region um 78° N und 2-10° E als Ablationsgebiet von Sedimenten aus der Eisdecke, die auch und gerade im Stadium 6 durch saisonal offene Wasserflächen gekennzeichnet ist. Die Freisetzung großer Mengen von Schmelzwasser, die die Isotopensignale zu leichteren (niedrigeren) Werten verschieben und das Fehlen einer starken Grobkornsedimentation (Hebbeln & Wefer 1997) bei erhöhten Gehalten der feineren Sand und (Grob-)Siltfraktion könnte auf einen verstärkten Eintrag aus Meereissediment hinweisen. Die von Henrich et al. (1995) erstellte Rekonstruktion der Nordmeerregion illustriert die hier beschriebene Situation noch einmal (Abb. 129).

Eisbergdrift während des Stadiums 6 zum Yermak Plateau

In den drei in PS2212-3 aufgezeichneten Phasen grobkörnigerer Sedimentation mit einem hohen Anteil von Kiesmaterial, das sich als hohe Anzahl von IRD durchprägt (Abb. 128), dominiert Quarz die Gesamtmineralogie (Abb. 78). Das Kfs/Plg-Verhältnis der Gesamtfraktion ist erhöht, das der Siltfraktion nur in einigen Proben (Abb. 78, 79). Das Karbonat besteht zu großen Teilen aus Dolomit und untergeordnet Siderit (Abb. 128; Tab. A8). Smektit- und insbesondere Kaolinitgehalte erreichen höchste Werte, dazu werden erhöhte C_{org} -Gehalte und C/N-Verhältnisse bei sehr niedrigen HI-Werten und hohen T_{max} -Temperaturen registriert (Abb. 77, 128). Die meisten Signaturen passen zu einem eng umgrenzten Liefergebiet des Sedimentmaterials: die Region zwischen Franz-Josef-Land und westlicher Laptew-See. Smektitkristallinität, Smektit/Illit- und Smektit/Kaolinitverhältnisse, der Pyroxenindex der Gesamt- wie Siltfraktion sowie der erhöhte Chloritgehalt und das stark erhöhte Quarz/Feldspat-Verhältnis in der Tonfraktion grenzen das Herkunftsgebiet des Sedimentmaterials weitestgehend auf die östliche Kara-See und die Gletscher Franz-Josef-Lands und Sewernaja Semlja ein (vgl. Kap. 7.1, 7.2.1, 7.2.2). Dolomit und Siderit jedoch können am Yermak Plateau auch direkt aus der nordwestlichen Barents-See stammen (Kap. 7.1, 7.2.2).

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Auch die mikroskopische Analyse von IRD-Material dieser Zeit in Sedimenten des südwestlichen Eurasischen Beckens einschließlich des Yermak Plateaus kommt zu demselben Schluß (Spielhagen 1991; Kubisch 1992). Barents- und vor allem das Kara-See-Eisschild sind während des Stadiums 6 über lange Zeit bis an die Schelfkante ausgedehnt und geben Eisberge direkt in den Arktischen Ozean frei (Arkhipov et al. 1986a,b). Diese Eisberge können das gesamte Eurasische Becken erreichen und laden ihre Last über dem Gakkel-Rücken wie über dem Lomonosow-Rücken ab (Spielhagen & Thiede 1994; Nørgaard-Pedersen & Spielhagen 1995; Phillips & Grantz 1995; Nørgaard-Pedersen 1996; Spielhagen et al. eingereicht). Die an Grobfraction $> 63 \mu\text{m}$ reichen Sedimente zeichnen sich durch hohe Quarz- und Kalifeldspatgehalte aus (PS2165-1; PS2185-3/6; Abb. 20, 52; Tab. A8; Anhang A; Kubisch 1992; Spielhagen & Thiede 1994; Spielhagen et al. eingereicht; unveröff. Daten Wahsner). Eine Lieferregion könnte somit Sewernaja Semlja sein (vgl. Abb. 37 - 39; Kap. 3.2.2., 7.1). Für den Lomonosow-Rücken kämen allerdings auch Gesteine des Sverdrup-Beckens im Kanadische Arktische Archipel in Frage (vgl. Abb. 97; Tab. A8, A12; Kap. 7.1). Das parallele Vorkommen von sehr ähnlichem Material auf dem östlichen Gakkel-Rücken und am Lomonosow-Rücken sowie im Südwesten am Yermak Plateau spricht allerdings gegen eine Herkunft aus dem Amerasischen Becken. Zusätzlich deuten am östlichen Gakkel-Rücken (PS2165-1; Tab. A8) hohe Quarz- und Feldspatgehalte zusammen mit hohen Kalifeldspatgehalten, erhöhten Werten an Kaolinit in der Gesamtfraction und das Vorkommen von Biotit und des Granats Almandin eine Herkunft des Materials aus der Region westliches Franz-Josef-Land an (vgl. Kap. 7.1, 7.2.2).

Hohe Turbiditsedimentation in die Becken im Stadiums 6

Wie schon während des Stadiums 2 wird aufgrund des erniedrigten Meeresspiegels (vgl. Abb. 19, 116) das östliche Amundsen-Becken direkt von Material aus der Laptew-See über Bodenströmungen und Trübeströme erreicht (vgl. Kap. 7.2.3; Schubert 1995). Mittlere Quarzgehalte, niedrige Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse deuten auf einen hohen Anteil Plagioklas im Kern PS2174-5 hin (Abb. 86). Die östliche Laptew-See weist einen besonders hohen Anteil an Plagioklasen auf (Kap. 7.1). Kaum Karbonat und eine Dominanz von Illit und Muskovit in der Gesamtfraction würden diese Herkunftsregion ebenfalls stützen (vgl. Kap. 7.1). Ein Anstieg des Pyroxenindex und die Dominanz von Kaolinit in der Gesamtfraction verschieben die Ausgangsregion allerdings eher nach Westen. Schubert (1995) erkennt mehrere einzelne Turbidite in PS2174-5, davon einen im unteren Stadium 6, anhand der Zusammensetzung des organischen Materials, das nicht nur eine terrigene Herkunft (hoher C_{org} -Gehalt, hohes C/N-Verhältnis, Dominanz langkettiger n-Alkane, niedriger HI- und $\delta^{13}\text{C}_{\text{Corg}}$ -Wert), sondern auch sehr unreifes, organisches Material aufweist ($T_{\text{max}} < 350^\circ\text{C}$). Über mikroskopische Untersuchungen kann dieses Material kaum alterierten Pflanzenhäckseln zugeordnet werden (Schubert 1995, Schubert & Stein 1996).

Ein erhöhter Anteil von Turbiten und die direkte Zuordnung des Sediments zur Laptew-See ermöglicht für das Stadium 6 eine ähnliche Deutung wie für das Letzte Glaziale Maximum (vgl. Kap. 7.2.3). Über eine aufgrund eines erniedrigten Meeresspiegels weitestgehend trockenengefallene Laptew-See können die Flüsse bis zum Schelfrand vordringen und die Flußfracht direkt ans Becken weitergeben. Zusätzlich muß während des Stadiums 6 mit einer stärkeren Vergletscherung der Laptew-See-Region gerechnet werden (Arkhipov et al. 1986a,b; Grosswald & Hughes 1995). Gletschereisränder nahe der Schelfkante fördern und initiieren eine gravitative Umlagerung von Sediment (Kap. 1.4, 7.2.2, 7.2.3; z.B. Anderson & Ashley

1994; Hambrey 1994). Die Zunahme von Turbiditsedimentation während der Glaziale ist aufgrund der durch den Meeresspiegelabfall fehlenden Zwischenlagerung von Erosionsprodukten von Land auf den flachen Schelfen und der erhöhten Erosion an Land durch die Eisschilde und Gletscher eine globale Erscheinung (vgl. Solheim et al. 1996 und Artikel und Zitate darin).

8.3 Verstärkter Einstrom atlantischer Wassermassen während des glazialen Isotopenstadiums 6 gegen 145 und 165 ka

Das Isotopenstadium 6 (≙ Saalevereisung) erscheint aufgrund dieser Untersuchung und der in Kapitel 8.2 dargelegten Ausdehnung der Barents- und Kara-See-Eisschilde als ein gegenüber den Weichselvereisungen (≙ Marine Isotopenstadien 5d-2) extremeres Glazial (vgl. Abb. 115, 118, 120). Dennoch werden auch während dieses Glazials am nordöstlichen Yermak Plateau bei 82° N zwei Einbrüche warmer atlantischer Wassermassen registriert, die jeweils kurz vor der starken Freisetzung von IRD an der Kernposition stattfinden und damit jeweils eine Abschmelzphase starten. Diese Einbrüche werden in PS2212-3 jeweils durch einzelne Kalzitmaxima gegen 145 und 165 ka repräsentiert, die mit niedrigen C_{org} -Gehalten und C/N-Verhältnissen einhergehen (Abb. 128). Die T_{max} -Werte sind auf 400-430°C gegenüber 470-490°C reduziert (Abb. 77) und deuten damit auf den etwas verstärkten Einfluß marin-organischen Materials hin (vgl. Schubert 1995). Diese Sedimentlage wird außerdem durch die in diesem Kernabschnitt höchsten Smektitgehalte charakterisiert, die stark erhöhten Kaolinitgehalten folgen (Abb. 128). Der Smektit-reiche Horizont unterlagert einen Kernabschnitt mit erhöhten Grobfraktionsgehalten. Die gesamte Abfolge bildet die Situation während der Termination I ab (vgl. Abb. 108, 110). Dazu passen auch das Fehlen von Karbonat rund um das 145 ka-Ereignis, das auf eine starke Karbonatlösung hinweist, und der hohe Anteil an Dolomit, der auf das 165 ka-Ereignis folgt (Abb. 128). Ähnlich wie während der Termination I kann eine erhöhte Produktion von Salzlaugen in der benachbarten Schelfregion oder durch eine Polynia angenommen werden. Diese Entwicklung beschreiben auch Knies et al. (eingereicht) anhand organisch-geochemischer Daten von PS2138-1 (vgl. Abb. 117).

Einen Einstrom atlantischer Wassermassen gegen 145 ka und gegen 165 ka beobachten ebenfalls Hebbeln & Wefer (1997) bei 78° N in der östlichen Framstraße. Neben erhöhten Gehalten an Foraminiferen mit untergeordnet subpolaren Arten stellen sie das Vorkommen von Coccolithen und Schreibkreidebruchstücken sowie kristallinem IRD-Material fest (vgl. Spielhagen 1991). In Übereinstimmung mit den in Kapitel 7.2.2 dargelegten Rekonstruktionen für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus wird dies als Hinweis einer nordwärtigen Drift von Eisbergen aus dem Skandinavischen Raum angesehen. Auch Lloyd et al. (1996a) nehmen einem solchen Einstrom moderat-warmer, atlantischer Wassermassen während des gesamten Stadium 6 an. In der Norwegen-Grönland-See wird von einem schmalen Korridor mit zeitweise offenem Wasser und Nordwärtsstrom entlang der Ostseite ausgegangen (vgl. Abb. 129; Henrich et al. 1995 und Zitate darin).

Die in den Kapiteln 8.2 und 8.3 berichteten Ergebnissen stellen das Isotopenstadium 6 im Arktischen Ozean als dynamische Zeit dar, die durch ausgedehnte Eisschilde über der Barents-See und den sibirischen Schelfen gekennzeichnet ist. Diese reagieren auf den variierenden Einstrom moderat-warmer, atlantischer Wassermassen durch die östliche Framstraße mit Abschmelzereignissen. In den Kernen des Eurasischen Beckens, insbesondere des südwestlichen Teils, werden dabei sedimentologische, lithologische und mineralogische Abfolgen erzeugt, die denen

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

bekannter starker Abschmelzphasen während der Termination I und II sehr ähneln. Da in dieser Arbeit eine charakteristische Abfolge unterschiedlicher Mineralassoziationen für eine typische Abschmelzphase der sibirischen und Barents-See-Eisschilde festgestellt werden konnte, erscheint es möglich, Abschmelzphasen einzelner Eisschilde in dieser Region von einander zu unterscheiden und die paläozeanographische Rekonstruktion im Arktischen Ozean zu detaillieren.

8.4. Das Quartär und späte Tertiär im zentralen Arktischen Ozean - Mineralassoziationen und die Entwicklung der zirkumarktischen kontinentalen Eisschilde

Die mineralogischen und sedimentologischen Daten des Kerns PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle geben Aufschluß über die Entwicklung der Sedimentation im oberen Tertiär und im Quartär im zentralen Arktischen Ozean (Abb. 129). Die Darstellung beruht auf der Annahme einer kontinuierlichen Sedimentation. Wie in den Kapiteln 4, 5 und 7.3 gezeigt wurde, müssen auf der Morris-Jesup-Schwelle zeitweilige Unterbrechungen der Sedimentation erwartet werden (vgl. Bergmann 1996). Sie können jedoch anhand der derzeit verfügbaren, lithologischen und stratigraphischen Mittel nicht erkannt werden, weshalb hier vereinfacht von einer kontinuierlichen Sedimentationsgeschichte ausgegangen wird. Aufgrund der geringen Sedimentationsrate, Bioturbation und der vermuteten Sedimentationsunterbrechungen ist die maximale Auflösung einzelner Ereignisse nicht besser als 10 ka im Brunhes-Chron und 50 bis 100 ka darunter (vgl. Kap. 3). Im Brunhes-Chron sind die einzelnen Isotopenstadien repräsentiert, jedoch nicht jedes Substadium oder jede einzelne Abschmelzphase (Kap. 3). Damit sind generelle Aussagen über die Unterschiede zwischen einzelnen Stadien, jedoch nicht über kurzfristige Zyklen im Zeitrahmen von Heinrich-Ereignissen oder Dansgaard-Oeschger-Zyklen, möglich.

Bis auf eine Phase zwischen 3 und 3,5 Ma ist die Sedimentation bis vor 1 Ma sehr gleichförmig. Die Gesamtakkumulationsrate ist sehr niedrig, das Sediment ist feinkörnig und wird von terrigenen Komponenten dominiert (Quarz, Phyllosilikate und untergeordnet Dolomit, Abb. 130). Kalzit ist kaum vorhanden bis vor ca. 1 Ma (vgl. Tab. A13). Die geringen Einträge an Kalzit und der sehr niedrige Gehalt an organischem Material beschreiben eine sehr geringe Produktivität der Wassersäule (Abb. 130). Dies deutet auf eine reduzierte Sedimentation unter einer permanenten Meereisbedeckung hin, die sich im Sommer nur sehr selten öffnet.

Initiale Vereisung und darauf folgende Intensivierung der Vergletscherung in den zirkumpolaren Gebieten der Nordhemisphäre

Die begrenzten, den Glazialen des Brunhes-Chrons vergleichbaren Maxima der IRD-Zahl bereits im Gilbert-Chron deuten auf eine frühe, zeitweilige Vereisung der zirkumpolaren Gebiete hin (Miozän; Abb. 88). Dies ist in Übereinstimmung mit neueren Ergebnissen der ODP-Bohrungen am Yermak Plateau und in der Framstraße (Myhre et al. 1995).

Eine Phase erhöhter Sedimentakkumulation, der erhöhte Gehalt von Dolomit sowie das Vorhandensein von grobem, Eis(berg)-transportiertem Material zwischen 3,5 und 3 Ma läßt sich möglicherweise auf die nordwärtige Ausdehnung des grönländischen Eisschildes sowie die Entstehung weiterer Vergletscherungen im Kanadischen Arktischen Archipel zurückführen (Abb. 88, 89, 130; vgl. Myhre et al. 1995; Maslin et al. 1996 und Zitate darin). Diese sind die Folge einer kontinuierlichen Abkühlung während des Pliozäns (vgl. Berger & Jansen 1994; Maslin et al. 1996 und Zitate darin). In einem durch zumindestens saisonal offene Wasserflächen gepräg-

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

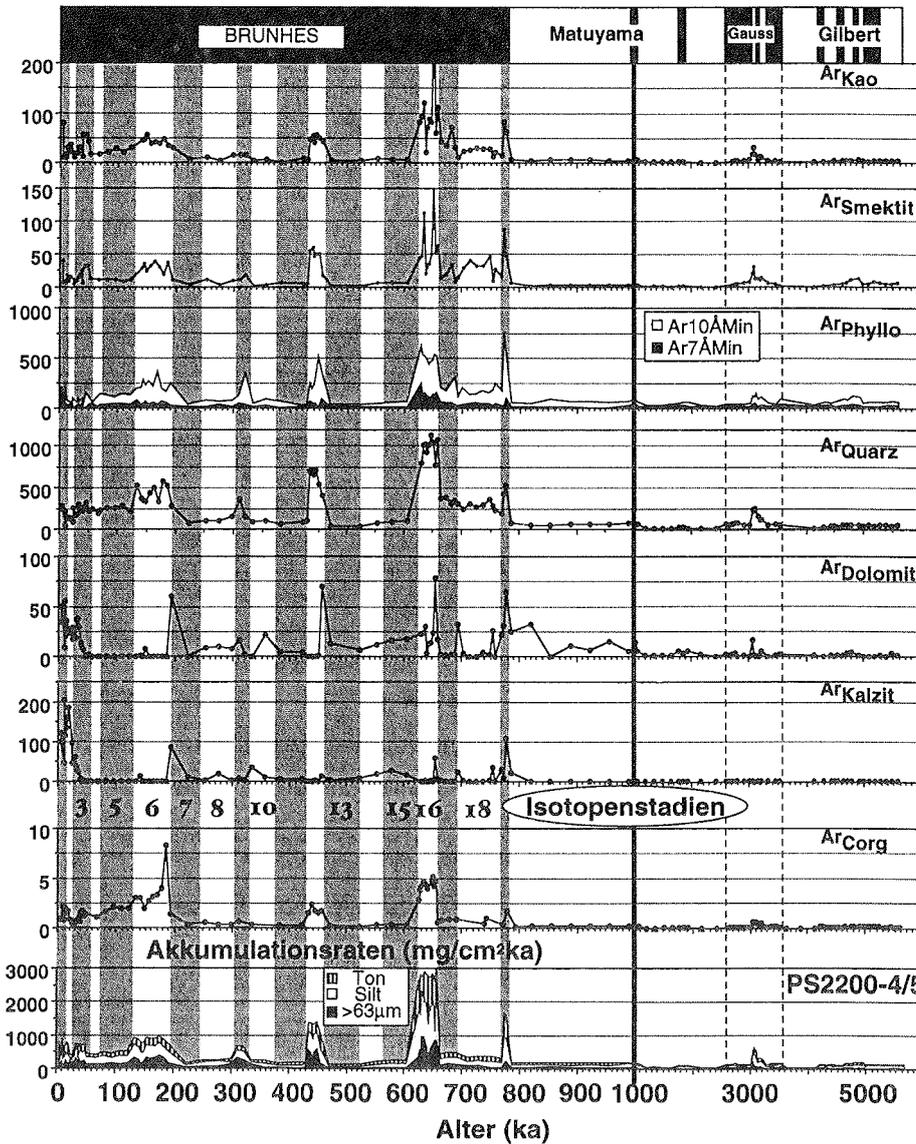


Abb. 130: Akkumulationsraten verschiedener Sedimentparameter im Kern PS2200-5 (berechnet mit physikalischen Sedimentparameter von H. Kassens, persl. Mittlg. 1994, vgl. Bergmann 1996, Stratigraphie vgl. Kap. 3, Paläomagnetik vgl. Frederichs 1995). > 63 µm -> Sand- und Kiesfraktion (vgl. Kap. 6), Ar-> Akkumulationsraten, Phyllo-> Phyllosilikate in der Gesamtfraction, 10Å-Min-> Minerale mit einem Beugungsreflex bei 10 Å in der Gesamtfraction (z.B. Illit, Glimmer, siehe Kap. 2), 7Å-Min-> Minerale mit einem Beugungsreflex bei 7 Å in der Gesamtfraction (Kaolinit und Chlorit; vgl. Kap. 2), Kao-> Kaolinit in der Tonfraktion.

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

ten Arktischen Ozean würden Eisberge leichter verdriften als rezent oder als zu Zeiten verdickter Meereisbedeckung, wie sie für die letzten Glaziale angenommen werden (vgl. z.B. Denton & Hughes 1981; Clark 1988,1990; Clark et al. 1990; Köhler 1992; Kubisch 1992; Stein et al. 1994c; Nørgaard-Pedersen 1996). Damit sollte es einfacher als unter rezenten Bedingungen sein, Eisberge vom Kanadischen Arktischen Archipel oder aus Grönländischen Fjorden zur Morris-Jesup-Schwelle zu transportieren (vgl. Abb. 124).

Nach 3 Ma wird eine weitere Abkühlung angenommen und eine permanente, stark ausgeweitete Meereisbedeckung dehnt sich über dem Arktischen Ozeans spätestens zwischen 2,7 Ma und 2,1 Ma aus (Aksu et al. 1988; Scott et al. 1989; Clark et al. 1990; Mathiessen & Brenner 1996). In PS2200-5 wird im frühen Matuyama-Chron (< 2,6 Ma; vgl. Kap. 3) eine weitere Erniedrigung der Gesamtakkumulationsrate verzeichnet (Abb. 130). Ein stark verringerter Gehalt an Quarz, die Erniedrigung des Pyroxenindex-Wertes, die erhöhte Anzahl an grobkörnigem Eisbergtransportiertem Material und der erhöhte Gehalt von Dolomit (Abb. 88, 89) sprechen für einen Wechsel der Herkunft des Sedimentmaterials von Sibirischen Quellen zum Kanadischen Arktischen Archipel (vgl. Kap. 7.1, 7.2.1, 7.2.3, 8.1 - 8.3). Der weitere Aufbau der Eisschilde um den Arktischen Ozean herum, insbesondere in der Kanadischen Arktis, prägt sich durch (vgl. Myhre et al. 1995; Maslin et al. 1996 und Zitate darin). Die niedrigen Quarzgehalte und die erhöhten Dolomitgehalte bleiben während des gesamten Matuyama-Chrons bestehen und deuten auf einen erhöhten Anteil der Sedimente aus der kanadischen Arktis. In der Folge weisen die gegenläufigen Veränderungen von Dolomit- und der Summe von Quarz- und Phyllosilikatgehalten auf den häufigen Wechsel zwischen eurasischen und nordamerikanischen Quellen hin.

Veränderungen der Karbonatlösung als Anzeiger unterschiedlicher Eisbedeckung in den Schelfregionen des Arktischen Ozeans

Der Kern PS2200-5 wurde aus einer Tiefe von etwas über 1000 m auf der Morris-Jesup-Schwelle gewonnen. Der niedrige Kalzitanteil könnte daher nur dann auf Karbonatlösung zurückgeführt werden, wenn Karbonat-aggressive Schelfwässer vom Grönländischen Schelf her die äußere Morris-Jesup-Schwelle erreichen würden. Karbonat-aggressive Schelfwässer greifen sehr oft auch den schwerer löslichen Dolomit im Sediment an (vgl. Kap. 7.2.2, 7.2.3). Dolomit erreicht einen geringen Anteil am Sediment in nahezu allen Proben von PS2200-5, die älter als 1 Ma sind (Abb. 89, 90, 94). Aus diesem Grund wird hier angenommen, daß weitestgehend eine geringe Oberflächenwasserproduktivität für die geringen Gehalte an (biogenem) Kalzit verantwortlich ist.

Es gilt allerdings anzumerken, daß bei der Analyse der Grobfraktion gerade im älteren Teil des Kerns große Abschnitte auftreten, die frei von Foraminiferengehäusen sind oder nur sehr wenige, teilweise angelöste Gehäuse enthalten (Nørgaard-Pedersen 1996). Auch Ishman et al. (1996) stellen aufgrund benthischer Foraminiferenvergesellschaftungen für das Amerasische Becken fest, daß das Zwischenwasser > 1000 m Wassertiefe mindestens während des gesamten Matuyama-Chrons (bevor 790 ka) von kalten, relativ frischen und Karbonat-korrosiven Schelfwässern beeinflusst ist, so daß nur dickwandige und lösungsresistentere, kalkige sowie agglutinierende, benthische Foraminiferen erhalten sind. Karbonat-korrosive Schelfwässer mit einer ausreichenden Dichte, um ins Zwischenwasser abzusinken, entstehen rezent vor allem bei der Produktion von Meereis in den Randgebieten des

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Arktischen Ozeans (siehe Kap. 1.4, 7.2.2, 7.2.3, 8.1). Dies deutet auf saisonal offene Wasserbedingungen mindestens an den Rändern des Arktischen Ozeans hin.

Änderungen der Sedimentakkumulation und -zusammensetzung während der "Mittelpleistozänen Revolution"

Der Begriff "Mittelpleistozäne Revolution" (Berger et al. 1994; Berger & Jansen 1994) beschreibt eine globale Klimaänderung im mittleren Quartär, die bereits seit den frühen achtziger Jahren bekannt ist und auf ca. 900 bis 920 ka vor heute datiert wird (vgl. Berger & Jansen 1994 und Zitate darin). Sie fällt zusammen mit einer Änderung der Dominanz innerhalb der orbitalen Erdbahnparameter und wird als der Übergang von der 41 ka-Welt, in der der Erdschiefe eine entscheidenden Rolle bei der Änderung des Erdklimas zugeschrieben wird, zur 100 ka-Welt, in der die Exzentrizität zusätzlich an Einfluß gewinnt, gesehen (vgl. z.B. Milankovitch 1930; Pisias & Leinen 1984; Ruddiman et al. 1986). Die entscheidende klimatische Änderung zu extremeren Vereisungen und Interglazialen gründet auf dem starken Zuwachs der Eisschilde. Dabei wird der Nordhemisphäre eine führende Rolle zugeacht (vgl. Berger & Jansen 1994).

In den Kernen PS2200-5 von der Morris-Jesup-Schwelle und PS2185-6 vom Lomonosow-Rücken erhöht sich in der Zeit nach 1 Ma die Sedimentationsrate (Abb. 28) und mit ihr die Gesamtakkumulationsrate (Abb. 130). Zwischen 1 Ma und 800 ka steigert sich die Dolomitakkumulationsrate (Abb. 130) und nach ca. 900 ka vervierfacht sich die Anzahl des grobkörnigen IRD (> 2 mm; Abb. 88). Im Vergleich mit dem gesamten Brunhes-Chron oder dem oberen Gauss-Chron ist das Sediment jedoch eher feinkörnig (Abb. 88), was gegen eine Resuspension von Sediment während des späten Matuyama-Chrons in PS2200-5 spricht. Eine verstärkte Bodenströmung kann also während dieser Zeit an der Morris-Jesup-Schwelle als Grund für eine Vergrößerung des Sediments ausgeschlossen werden (vgl. Kap. 5, 7.2.3).

Es spricht alles für einen erhöhten Anteil von Eis(berg)-transportiertem Material aus dem Kanadischen Arktischen Archipel an der Morris-Jesup-Schwelle und am Lomonosow-Rücken (vgl. Kap. 6). Dies würde mit der auf den stabilen Isotopenwerten äquatorialer Foraminiferen basierenden Vorgabe übereinstimmen, daß die Vergletscherung der Nordhemisphäre sich zwischen 1 Ma und 800 ka intensiviert hat (Berger & Jansen 1994 und Literatur darin). Fehlende zusätzliche Zeitmarker verhindern eine detailliertere Stratigraphie zwischen 1 Ma und 800 ka. Die gemittelte Sedimentationsrate zwischem dem magnetischen Jaramillo-Ereignis und der Brunhes/Matuyama-Grenze ermöglicht es nicht, eine abrupte Intensivierung der Wechsel zwischen Glazialen und Interglazialen in den Sedimentparametern von PS2200-5 zu erkennen, wie sie von Berger & Jansen (1994 und Literatur darin) beschrieben wird (vgl. Abb. 26). Einzig die Dolomitakkumulationsrate zeigt bereits verstärkte Schwankungen (Abb. 130). Außerdem zeigt die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve gegen Ende des Jaramillo (1030 ka; Abb. 26: 345 cm Kerntiefe) einen starken Abfall. Danach steigt sie kontinuierlich bis zur Brunhes/Matuyama-Grenze an. Der Wechsel von negativen, sehr leichten Werten zu positiven, zunehmend schwereren Werten fällt in die Zeit zwischen 920 und 900 ka (Abb. 26: 330 - 327 cm Kerntiefe).

Der neben den Isotopendaten höchstauflösende Parameter ist die IRD (>2 mm Korn)-Zahl, die jeden Zentimeter erhoben wird (vgl. Kap. 2). Dieser Parameter zeigt bereits ab dem Jaramillo höhere Werte und wechselt nahezu in der Mitte zwischen Jaramillo und Brunhes/Matuyama-Grenze auf stark erhöhte Werte und stärkere Schwankungen (Abb. 88). Dies könnte auf eine relativ abrupte Änderung der Vereisung in den benachbarten Landregionen hinweisen. Auf Basis der linearen Se-

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

dimentationsrate steigt die IRD-Anzahl nach ca. 895 ka bis zu einem sehr hohen Wert (Abb. 88: 19) gegen 840 ka an, der dann bis zum Übergang ins Isotopenstadium 19 auf diesem erhöhten Niveau schwankt.

Im Rahmen der hier verwendeten Stratigraphie kann nur mit wenigen Parametern auf eine abrupte Änderung der Sedimentation gegen 900 ka geschlossen werden. Wie auf Basis der Beobachtungen in niederen Breiten vorausgesagt (Berger & Jansen 1994), deuten auch die Änderungen der Sedimentation auf der Morris-Jesup-Schwelle auf eine intensiviertere Vereisung der Nordhemisphäre, in diesem Fall vor allem des Kanadischen Arktischen Archipels, hin. In den Bohrungen des ODP-Programms auf dem Yermak Plateau und in der Framstraße wird ebenfalls ein Erhöhung des grobkörnigen IRD-Anteils gegen 1 Ma beobachtet (Myhre et al. 1995).

Das Brunhes-Chron im zentralen Arktischen Ozean

Ishman et al. (1996) stellen einen zunehmenden Einstrom von Zwischenwasser atlantischer Herkunft ins Amerasische Becken nach 790 ka und während des gesamten Brunhes-Chrons fest. Seit dieser Zeit, mit Beginn des Isotopenstadiums 19, werden auf der Morris-Jesup-Schwelle auch erhöhte Kalzitakkumulationsraten und erhöhte kalkige Foraminiferenschalenmengen registriert (Abb. 130; persl. Mittgl. Nørgaard-Pedersen 1995). Der gesteigerte Einfluß warmer atlantischer Wassermassen fördert eine ozeanographische Situation, die sich der heutigen annähert (vgl. Kap. 1.3; Ishman et al. 1996). Seit spätestens 250 ka vor heute ist im Amerasischen Becken eine ähnliche Schichtung der Wassersäule wie heute vorhanden, so daß eine Halokline den Austausch von Wärme aus dem durch den Einstrom von atlantischem und pazifischem Wasser geprägten Zwischenwasser mit dem kalten polaren Oberflächenwasser verhindert und eine mehrjährige, wesentlich verdickte Meereisdecke im zentralen Arktischen Ozean bestehen kann (vgl. Kap. 1.3, 1.4; Ishman et al. 1996 und Zitate darin). Unter der heutigen Oberflächenzirkulation wird das Meereis gegen die Grönländischen Schelf getrieben und bis zu 10 m Dicke aufgetürmt (Kap. 1.4; Fütterer 1992; Rigor 1992). Während den letzten 30 bis 40 ka kann eine gute Erhaltung von Kalzit auf der Morris-Jesup-Schwelle angenommen werden (Abb. 130; Kap. 7.2.3; vgl. Nørgaard-Pedersen 1996). Eine gute Erhaltung von Kalzit auf der Morris-Jesup-Schwelle scheint mit einer der heutigen Ozeanographie vergleichbaren Situation verbunden zu sein.

Das jüngere Holozän der Morris-Jesup-Schwelle ist durch Nichtsedimentation oder sogar Erosion der Sedimente gekennzeichnet (vgl. Kap. 3, 7.2.3), die höchsten Kalzitwerte werden im letzten Glazial erreicht. Dagegen werden am Lomonosow-Rücken die höchsten Kalzitwerte im frühen Stadium 1/ Holozän aufgezeichnet (Kap. 7.2.3). Auf der Morris-Jesup-Schwelle (ca. 1000 m Wassertiefe) wird der höchste Anteil an Kalzit nicht während der wärmsten Phasen der Interglaziale, sondern während der Glaziale und vor allem den Wechseln zwischen Glazialen und Interglazialen registriert (Abb. 122, 130).

Analog zur Entwicklung während der letzten 30 ka muß angenommen werden, daß Resuspension und teilweise Erosion von Sediment, sowie eine erhöhte Karbonatlösung während der wärmsten Phasen der Interglaziale zu einer vollständigen Zerstörung des Kalzit- oder Karbonatsignals geführt haben und daher Höchstproduktionsphasen von Plankton nicht anhand des Karbonat- oder Kalzitwerts oder anhand karbonatischer Mikrofossilien rekonstruiert werden können (vgl. Nørgaard-Pedersen 1996). Die wenigen im Kern PS2200-5 erhaltenen Coccolithen werden als weitestgehend aus mesozoischen Gesteinen umgelagertes Material angesehen (Gard & Crux 1994).

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

Es kommt hinzu, daß die höchsten Gehalte an Kalzit auf der Morris-Jesup-Schwelle nicht auf biogene Komponenten (z.B. Coccolithen und Foraminiferenschalen), sondern auf terrigenen Eintrag zurückzuführen sind (vgl. Kap. 7.1, 7.2.3). Daher sind die höchsten Akkumulationsraten von Kalzit im Brunhes-Chron mit den höchsten Werten für den Dolomiteintrag verknüpft (Abb. 130; Kap. 7.1, 7.2.3). Der Kalziteintrag wird außerdem von unterschiedlichen terrigenen Quellen gespeist, da in den Isotopenstadien 2, 8, 10 und 14 Magnesium-reicher Kalzit beobachtet wurde (Abb. 89, 90), der offenbar weitestgehend in der Grobfraction > 63 µm oder in geringen Mengen in der Tonfraction vorhanden ist und damit eher einer Herkunft aus vergletscherten Gebieten, höchstwahrscheinlich N-Grönland, zugeordnet werden kann (siehe Kap. 7.2.3; vgl. Dalrymple & Maass 1987; Darby et al. 1989).

Das Vorkommen Mg-reichen Kalzits wiederum scheint eher schwächeren Glazialen vorbehalten zu sein (vgl. Kap. 7.2.2, 7.2.3, 8.1 - 8.3), in denen ein nordostwärtiger Transport von Eisbergen von N-Grönland/ Ellesmere Island Richtung Morris-Jesup-Schwelle möglich ist. Extrem ausgeprägte Glaziale im Brunhes-Chron zeichnen sich dagegen auf der Morris-Jesup-Schwelle und auch am Lomonosow-Rücken durch erhöhte Akkumulationsraten von vor allem grobkörnigeren Material aus (vgl. Abb. 130: Stadium 6; Kap. 8.2, 8.3). Eine ausgeprägte Dominanz von Quarz- und Phyllosilikat-reichem Material begleitet diese Phasen. Dazu kommt ein leicht erhöhter Eintrag von organischem Material (Abb. 130), dessen vorrangig terrigene Herkunft durch erhöhte T_{max} -Werte und in den Stadien 6 und 5 auch durch erhöhte C/N-Verhältnisse belegt wird (Abb. 88). Auch die Smektit- und Kaolinitgehalte der Tonfraction sind parallel erhöht. Die eben beschriebenen Mineralassoziation in Kombination mit der terrigenen Herkunft des organischen Materials werden in dieser Arbeit auf eine Herkunft aus der Laptew- und Kara-See-Region zurückgeführt (vgl. Kap. 7.1, 7.2.1 - 7.2.3). Erhöhte Qz/Fsp- (Gesamt- und Tonfraction!) und Kfs/Plg-Verhältnisse stützen diese Annahme ebenfalls.

Die Auszählung des grobkörnigen, Eis(berg)-transportierten Materials ergibt eine geringe Zahl größter Komponenten und den vorrangigen Gehalt von Mittel- und Feinsandanteilen in den angesprochenen Glazialen (IRD-Kurve in Abb. 88; für das Stadium 6; Nørgaard-Pedersen 1996). Dies ist nach Nørgaard-Pedersen (1996), Spielhagen & Thiede (1994) und Spielhagen et al. (eingereicht) ein weiterer Hinweis auf eine Herkunft vom sibirischen Schelf des Eurasischen Beckens. In Folge dieser Argumente kann eine Ausdehnung des zentralen Zweiges der Transpolar Drift bis zum nordwestlichsten Teil des Eurasischen Beckens während der vermutlich extremsten Glaziale 16, 12 und 6 angenommen werden, was analog zum am besten untersuchten Stadium 6 auf eine starke Vergletscherung der Barents-, Kara- und Laptew-See zurückzuführen wäre (vgl. Spielhagen 1991, Kubisch 1992, Spielhagen & Thiede 1994, Nørgaard-Pedersen 1996).

Andererseits kann beim derzeitigen Stand der Arbeiten im Eurasischen Becken nicht ganz ausgeschlossen werden, daß die stärksten Vergletscherungen des Kanadischen Arktischen Archipels eistransportiertes Material mit ganz ähnlicher mineralogischer und geochemischer Signatur freisetzen kann (vgl. Kap. 4, 7.1, 7.2.3; Darby et al. 1989; Phillips et al. 1992; Phillips & Grantz 1995; Darby & Bischof 1995; Bischof et al. 1996), das dann mit einem Vorgänger des Beaufort-Wirbels in den polaren Zweig einer Paläo-Transpolar-Drift verfrachtet wird und den Lomonosow-Rücken und die Morris-Jesup-Schwelle erreicht. Hierfür spräche ein charakteristischer Wechsel zwischen Quarz-dominiertes, etwas feinkörnigeres und Dolomit-dominiertes grobkörnigeres Grobfraction (vgl. Abb. 95; Darby & Bischof 1995; Bischof

8. Längerfristige Entwicklungen im Arktischen Ozean

et al. 1996). Dabei führt das Karbonat- (Dolomit)maximum das siliziklastischen Signal an, weil das wachsende Eisschild über dem Kanadischen Arktischen Archipel zuerst die Karbonat-reichen, paläozoischen Gesteine und dann die siliziklastischen mesozoischen und känozoischen Serien im NE des Archipels überfährt (z.B. Axel Heiberg Island; vgl. Minimal- und Maximalstand in Abb. 124; Kap. 4, 7.1, 7.2.3; Darby & Bischof 1995, 1996; Bischof et al. 1996).

Die umgekehrte Abfolge müßte dann am Ende eines Glazials während der Abschmelzphase beobachtet werden, was jedoch auf der Morris-Jesup-Schwelle nicht der Fall ist (Abb. 130). Hier könnte die Karbonatlösung während der Termination eine große Rolle spielen (vgl. Entwicklung am Yermak Plateau; Kap. 7.2.2). Zum Ende der Stadien 16, 12 und 6 werden jeweils sehr niedrige Karbonatgehalte aber auch IRD-Zahlen beobachtet (Abb. 88). Die Sandfraktion zeigt jedoch einen erhöhten Gehalt. Die komplette Lösung größerer terrigener Karbonatbrocken, wie sie für das Eisberg-transportierte Material im Amerasischen Becken typisch sind, erscheint sehr unwahrscheinlich (vgl. Darby et al. 1989). Vielmehr wird hier davon ausgegangen, daß das fein- und mittelsandige Material der eurasischen Schelfregionen einen Großteil des eistransportierten Materials stellt und den Anteil des Karbonatmaterials stark verdünnt. Hierfür sprechen auch die erhöhten Pyroxenanteile (Abb. 88: Stadium 12 und 6), die auf die Ausgangsregion westliche Laptev-See/ östliche Kara-See zurückgeführt werden können (Kap. 7.1, 7.2.1).

Es wird deutlich, daß die Kerne von den topographischen Höhen zwischem dem Eurasischen und dem Amerasischen Becken des Arktischen Ozeans den Wechsel zwischen Eis(berg)-transportiertem Material aus der nordamerikanischen und der eurasischen Arktis aufzeichnen und damit Auskünfte über die Paläozeanographie des Arktischen Ozeans geben können. Der massiven Zustrom von Material vom Laptev- und Kara-See-Schelf während der stärksten Glaziale 16, 12 und 6 über den Lomonosow-Rücken hinweg zur Morris-Jesup-Schwelle hin weist auf den Aufbau von großen, teilweise marinen Eisschilden über der Barents-, Kara- und Laptev-See hin. Ein vorwiegend gegen den Uhrzeiger ausgerichtete Oberflächenwasserzirkulation verfrachtet als Folge von Schmelzereignissen dieser Eisschilde Eisberge aus dem S und SE des Eurasischen Beckens bis in den NW, während das Material aus Grönland und Ellesmere Island entweder in den Fjorden durch eine dicke Meereisdecke festgehalten oder ähnlich wie heute entlang der Grönländischen Küste direkt in die Framstraße und weiter südwärts verfrachtet wird (vgl. Spielhagen 1991, Berner 1991, Hebbeln 1991, Nørgaard-Pedersen 1996).

Mit einer Kombination von gesamt-, silt- und tonmineralogischen Informationen, granulometrischer und organisch-geochemischer Daten können die Herkunft des Sediments geklärt und Annahmen über die Paläozeanographie erstellt werden. Eines der größten Probleme ist die stratigraphische Einstufung und Auflösung, wie auch an PS2200-5 deutlich wird, so daß eher Änderungen mit einer Frequenz > 10 ka erkennbar sind. Bioturbation sowie die Resuspension durch Bodenströmungen verringern zusätzlich die zeitliche Auflösung.

9. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Die Sedimente des Arktischen Ozeans setzen sich weitestgehend aus allochthonen, terrigenen Komponenten zusammen. Neben den in jedem Ozean herrschenden gravitativen Sedimentumlagerungs- und Strömungstransportprozessen spielen Meereis und Eisberge eine entscheidende Rolle für die Zusammensetzung der arktischen Sedimente. Diese zwei Tatsachen legen den Schluß nahe, daß eine Analyse der terrigenen Sedimentanteile viele Informationen zu Herkunft und Transportweg des Materials erbringt und auf diese Weise die paläozeanographische und paläogeographische Entwicklung des gegen Klimaeinflüsse hochsensiblen Arktischen Ozeans entschlüsselt werden kann.

Bisher wurden zu diesem Zweck entweder die Anzahl und Zusammensetzung des grobkörnigen, vermutlich durch Eisberge transportierten Materials oder einzelner anderer Teilfraktionen untersucht (Schwer- oder Tonmineralogie), sowie Faunenvergesellschaftung, das Isotopensignal von Foraminiferen oder die Zusammensetzung des organischen Materials analysiert (um nur einige Untersuchungen zu nennen).

Die Aufgabe dieser Arbeit war es, ein Bild der gesamtmineralogischen Zusammensetzung Arktischer Sedimente zu gewinnen und ihren Nutzen für eine Unterscheidung verschiedener Herkunftsgebiete und Sedimenttransportprozesse und damit für eine paläozeanographische Rekonstruktion des Arktischen Ozeans zu evaluieren.

Die Gesamtmineralogie wurde bisher nur selten verwendet, da die komplexe Mineralzusammensetzung der weitestgehend feinkörnigen, arktischen Sedimente den meisten röntgendiffraktometrischen Auswerteverfahren Schwierigkeiten bereitet. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit ein für die kontinentalen Tiefbohrung der Bundesrepublik Deutschland entwickeltes und automatisiertes Präparations- und Auswerteverfahren adaptiert, daß eine objektive, standardisierte Analyse einer Messung ermöglicht. Es bietet vor allem Fortschritte in der Bestimmung der Mineralgruppen Feldspäte, Phyllosilikate und Spurenminerale (< 5 % Anteil). Obwohl arktische Sedimente aufgrund der relativ großen Nähe zu benachbarten Landregionen und der zusätzlichen, mechanisch schonenden, extrem schnellen Transportprozesse junge und wenig beanspruchte schlecht kristallisierte Minerale enthalten, führten unabhängige Kontrollen (z.B. Standardmischkurven), Doppelmessungen und andere Tests der Auswertesoftware QUAX zu einer detaillierten Bestimmung der Mineralvergesellschaftungen.

Auf dieser Basis werden glazigene Sedimente des Kanadischen Arktischen Archipels und Oberflächenproben der nordamerikanischen und eurasischen Schelfgebiete auf ihre gesamtmineralogische Zusammensetzung hin untersucht. Für das gesamte Eurasische Becken gilt, daß der Gehalt an Kalzit in der Gesamt- wie in der Siltfraktion Hinweise auf den Anteil von Karbonatschalern und damit auf die Oberflächenwasserproduktivität gibt. Hohe Kalzitgehalte in der Tonfraktion werden dagegen Feinabrieb von Gletschern (Gletschermilch) in Gebieten mit Karbonatgesteinen zugeschrieben. Weiterhin birgt die unterschiedliche Löslichkeit von Kalzit, Dolomit und Siderit Hinweise auf die Zusammensetzung des Bodenwassers und ermöglicht es z.B., eine verstärkte Freisetzung von Salzlaugen in den Schelfgebieten zu erkennen.

9. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

In Kombination mit einer umfassenden Literaturrecherche können trotz der komplexen zirkumpolaren Geologie einzelne Regionen mit einer für sie typischen und einzigartigen Mineralvergesellschaftung und teilweise sogar domnierenden Transportprozessen in Verbindung gebracht werden:

Region	Signalminerale	Transportprozeß
Das Kanadische Arktische Archipel N-Grönland	Dolomit, Mg-Kalzit untergeordnet Quarz	Eisberge, Schmelzwassersuspension
Ostsibirische See/ östliche Laptew-See	Illit, Glimmer, Chlorit, Feldspäte, Hornblende, Orthopyroxen	Meereis, Meeresströmungen, gravitative Umlagerungen
westliche Laptew-See/ östliche Kara-See	Smektit, Klinopyroxen, Plagioklas	Meereis, gravitative Umlagerungen, Meeresströmungen
Sewernaja Semlja/ Taimyr	Quarz, Kalifeldspat	Eisberge
Franz-Josef-Land	Kaolinit, Quarz, Kalifeldspat, Almandin	Eisberge, Meeresströmungen, gravitative Umlagerungen

Mit Hilfe dieser Zuteilung, einer detaillierten stratigraphischen Grundlage, der Mineralvergesellschaftung der Gesamt-, der Silt- und der Tonfraktion und zusätzlicher Sedimentparametern (u.a. Granulometrie, Organische Geochemie) wird auf der Basis von während der PFS "Polarstern"- Expedition ARK-VIII/3 (ARCTIC '91) gewonnenen Sedimentkernen des gesamten Eurasischen Beckens eine Rekonstruktion der letzten 30 ka dargestellt.

In der nordöstliche Framstraße und über dem Yermak Plateau herrscht ein komplexes, sehr dynamisches System. Im Oberflächenwasser trifft der Einstrom warmer, atlantischer Wassermassen auf den Ausstrom kalter und polarer, mit Meereis bedeckter Schichten aus dem Arktischen Ozean. Die Grenzzone zwischen beiden (die Polarfront) ist ein Gebiet erhöhter Oberflächenwasserproduktivität an der abschmelzenden Eiskante. Das unter die kalten, geringsalinen Oberflächenwasser absinkende atlantische Wasser sorgt für eine küstenparallele Tiefenwasserströmung, die die von den Schelfgebieten ausgehenden Salzlauen ablenkt und Sediment vom Schelf auf die Hänge umlagert. Auf Spitzbergen sind die Gletscher heute bis tief in die Fjorde zurückgezogen und beeinflussen kaum die Sedimentation. Sie waren jedoch im Glazial bis auf den Schelf ausgedehnt.

Die unterschiedlichen mineralogischen und sedimentologischen Signaturen dieser verschiedenen Prozesse ermöglichen es, den schrittweisen Aufbau des Svalbard/Barents-See-Eisschildes in Verbindung mit dem zeitweisen Einstrom atlantischer Wassermassen im Südwesten des Eurasischen Beckens zwischen 27 und 23 ka und 19 und 15 ka, die dazwischen liegenden Auswirkungen des Eisschildvorstos-

9. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

ses, das Vorhandensein offener Wasserflächen und die Produktion von Salzlaugen bei der Neueisbildung auch während des Letzten Glazialen Maximums, die frühe Abschmelzphase des Kara-See-Eisschildes bevor 15 ka und die in zwei Schritten zwischen 14 und 13 ka und 11,5 und 10 ka mit einem oder mehreren Stillständen dazwischen verlaufende Zerstörung des Svalbard/Barents-See-Eisschildes, dem bis zum "Marinem Holozänen Klimaoptimum" zwischen 9 und 8 ka sich ständig steigenden und den heutigen Niveau weit übersteigenden Einstrom warmer atlantischer Wassermassen und die kontinuierliche Verschlechterung der Bedingungen bis zur "kleinen Eiszeit" zu rekonstruieren. Da immer wieder Lösung eine Erhaltung der Karbonatschaler verhindert, hilft die Mineralogie vor allem dabei, eine kontinuierliche Reihenfolge der Ereignisse zu erhalten.

Im Nansen-Becken wie im Amundsen-Becken wird unterschiedlich starke Turbiditsedimentation festgestellt. Am Barents-See-Hang des Nansen-Beckens dominieren auch heute die gravitativen Sedimentumlagerungen vom benachbarten Schelf. Eine deutlich erhöhte Sedimentationsrate terrigener Komponenten während des letzten Glazials mit eisbergtransportiertem Material und einer Mineralogie, die direkt auf Franz-Josef-Land und später Svalbard zurückgeführt werden kann, deutet auf die bis auf die Schelfkante vorgedrungenen Eisschilde und den unterschiedlichen Verlauf der Abschmelzphasen hin. Während des Letzten Glazialen Maximums (ca. 18 ka) fallen die flachen Schelfgebiete, insbesondere die Laptew-See trocken. Das östliche Amundsen-Becken erhält eine erhöhte Sedimentzufuhr mit Laptew-See-Signatur über Turbiditströme. Im westlichen Amundsen-Becken werden gravitative Umlagerungen beobachtet, die mit einem Wachstum des Eisschildes über Ellesmere Island nach 5,1 ka in Verbindung gebracht werden können.

Auf den topographischen Höhen im Norden des Eurasischen Beckens werden das zeitversetzte Abschmelzen der marinen eurasischen am Beginn der Termination I und landgebundenen nordamerikanischen Eisschilde zum Ende der Termination I beobachtet. Auf der N-Grönland vorgelagerten Morris-Jesup-Schwelle lagert sich während des glazialen Maximums eisbergtransportiertes Material aus N-Grönland mit dem Leitmineral Mg-reicher Kalzit ab. Erhöhte Dolomitgehalte aus eisbergtransportiertem Material (Grob- wie Feinstfraktion) aus dem Kanadischen Arktischen Archipel in Kernen des östlichen Amundsen-Becken und Gakkel-Rückens zeugen davon, daß sich der polare Zweig der Transpolar Drift nach SE ausdehnt.

Eine größere nordwestwärtige Verbreitung von Barents- und Kara-See-Material wird während der Termination I beobachtet. Während dieser Zeit sorgen Eisberge, Schmelzwasserpulse des Kara-See-Eisschildes und die frühe Flutung der Kara-See für einen hohen Eintrag von Material aus dieser Region. Die Transpolar Drift wird vermutlich durch den hohen Schmelzwassereintrag nordwestwärts verschoben.

Auf dem Lomonosow-Rücken erfolgen später schubweise erhöhte Einträge von Laptew-See-Material, im frühen Holozän eher aus dem Westen, im späten Holozän eher aus dem Osten. Es wird vermutet, daß diese Abfolge mit einer schrittweisen Flutung der Laptew-See während des Holozäns zusammenhängt.

Die für die letzten 30 ka gewonnenen Informationen beschreiben sehr unterschiedliche Zustände des System Arktischer Ozean. Es ist jedoch möglich, mit Hilfe der sedimentologischen und mineralogischen Zusammensetzung ähnliche Ereignisse auch in der längerfristigen Geschichte des Arktischen Ozeans zu erkennen. So hat

9. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

sich zwischen dem späten Isotopenstadium 5 und dem frühen Stadium 3 in der Svalbard/ Yermak Plateau-Region eine den letzten 30 ka sehr ähnliche Abfolge der Ereignisse abgespielt und das Svalbard/Barents-See-Eisschild sich schrittweise auf- und wieder abgebaut. Während des glazialen Isotopenstadiums 6 werden mindestens zwei starke Einströme von warmen atlantischen Wassermassen über dem Yermak Plateau aufgezeichnet.

Die geringen Sedimentationsraten auf der Morris-Jesup-Schwelle und dem Lomonosow-Rücken ermöglichen, noch viel weiter zurückzuschauen. Hier werden die beginnende Vereisung der Nordhemisphäre, speziell des Kanadischen Arktischen Archipels, und deren Intensivierung nach ca. 2,7 Mill. Jahren aufgezeichnet. Die sogenannte "Mittelpleistozäne Revolution", eine Verschiebung der Klimaschwankungen zu extremeren Glazial- und Interglazialzeiten hin nach ca. 900 ka, kann auf der Morris-Jesup-Schwelle mit höheren Sedimentationsraten vor allem im Glazial (vermutlich während der Abschmelzphasen) und verstärktem Eintrag von Eisbergtransportiertem, Dolomit-reichem Material im Wechsel mit Quarz- und Phyllosilikat-reichem Material von den sibirischen Schelfen beobachtet werden.

Die Bestimmung der Gesamtmineralogie kann als schnelles und präparativ unkompliziertes Verfahren, die Zusammensetzung der terrigenen Sedimentkomponenten zu analysieren, gerade in Sedimentationsgebieten wie dem Arktischen Ozean einen großen Beitrag zum Verständnis der Sedimentationsbedingungen erbringen. Die geringe notwendige Sedimentmenge und Wiederverwendbarkeit des Sedimentpulvers ermöglichen es, die Gesamtmineralogie als eine der grundlegenden Meßmethoden zu verwenden. Es kann eine hohe Probendichte erreicht werden. Diese Arbeit hat gezeigt, daß dabei nicht nur Basisdaten ermittelt, sondern erste Rückschlüsse auf die Herkunft des Sediments und die entsprechenden Transportprozesse entwickelt werden können.

Die Auswertesoftware bietet dazu noch die Möglichkeit, anstatt der Reinstmineralphasen, eine Referenzdatenbank zu verwenden, in der typische Sedimentzusammensetzungen aus einzelnen Liefergebieten die Vergleichsdaten darstellen. In diesem Falle würde ähnlich der Clusteranalyse in der Mikropaläontologie ein Vorrang bestimmter Analoge in der Mineralzusammensetzung vom Auswerteprogramm angegeben werden. Hier gilt es, wesentlich mehr Herkunftsgebiete und Sedimenttransportprozesse (z.B. Meereis) zu beproben, um eine repräsentative Datenbank zu erstellen. Außerdem erscheinen Untersuchungen einzelner Korngrößenfraktionen, insbesondere der Siltfraktion, als sehr nützlich, weitere Informationen über Transportprozesse und Sedimentzusammensetzung des Arktischen Ozeans zu erhalten. Feldspat- und Phyllosilikatgruppen müssen noch detaillierter untersucht werden, um das Auswerteverfahren weiter zu verbessern und weitere Informationen zu nutzen.

10. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research*, **28A**(3): 251-268.
- Aagaard, K. und E.C. Carmack (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94** (C10):14485-14498.
- Aagaard, K. und E.C. Carmack (1994): The Arctic Ocean and climate: a perspective. In: Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland (Hrsg.): The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monograph*. Washington, D.C. (American Geophysical Union), **85**: 5-20.
- Aagaard, K., J.H. Swift und E.C. Carmack (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **90** (C3): 4833-4846.
- Abelmann, A. (1992): Diatom assemblages in Arctic sea ice - indicator for ice drift pathways. *Deep Sea Research*, **39** (2): S525-S538.
- Aksu, A.E. (1985): Planktonic foraminiferal and oxygen isotope stratigraphy of CESAR cores 102 and 103, preliminary results. *Geol. Surv. Canada Paper*, **84-22**: 115-124.
- Aksu, A.E. und P.J. Mudie (1986): Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation. *Nature*, **318**: 280-283.
- Aksu, A.E., P.J. Mudie, S.A. Macko und A. de Vernal (1988): Upper Cenozoic history of the Labrador Sea, Baffin Bay, and the Arctic Ocean: a paleoclimatic and paleoceanographic summary. *Paleoceanography*, **3** (5): 519-538.
- Alderman, S.E. und S.J. Lehman (1995): Correlation of coretop $\delta^{18}\text{O}$ and modern salinity gradients in the Arctic. *EOS Trans. AGU*, **76** (16, Spring Meet. Suppl.): S171.
- Aleksandrova, V.A., V.A. Drits und G.V. Sokolova (1972, zitiert in Heim 1990): Structural features of dioctahedral one-packet chlorite. *Soviet. Phys. Crystallogr.*, **17**: 456-461.
- Andersen, B.G. und H.W. Borns (1994): *The Ice Age World*. Oslo (Scandinavian University Press): 208 pp.
- Andersen, E.S. (1995): Sedimentary development of glaciated continental margins: the Svalbard margin and the northern North Sea during the Plio- and Pleistocene. [Dissertation], Universität Oslo, Artikelsammlung.
- Andersen, E.S., A. Solheim und A. Elverhøi (1994): Development of a glaciated Arctic continental margin: Exemplified by the western margin of Svalbard. In: Thurston, D.K. und K. Fujita (Hrsg.): Proceedings of the 1992 International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska. (U.S. Depart. Inte., Min. Manag. Serv., Alaska Outer Continental Shelf Region), *OCS Study*, **MMS94-0040**: 155-160.
- Andersen, E.S., T.M. Dokken, A. Elverhøi, A. Solheim und I. Fossen (1996): Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard margin. *Marine Geology*, **133**: 123-156.
- Anderson, J.B. und G.M. Ashley (Hrsg.) (1994): Glacial Marine Sedimentation: Paleoclimatic Significance. *GSA Special Paper*, Boulder, CO (Geological Society of America), **261**: 225 pp.
- Anderson, L.G. und M.L. Carlsson (Hrsg.) (1991): Swedish Arctic Research Programme 1991: International Arctic Ocean Expedition, Icebreaker Oden - A cruise report. Stockholm (Swedish Polar Research Secretariat): 128 pp.
- Anderson, L.G., G. Björk, O. Holby, E.P. Jones, G. Kattner, K.P. Koltermann, B. Liljeblad, R. Lindgren, B. Rudels und J. Swift (1994): Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 North Pole Expedition. *J. Geophys. Res.*, **99** (C2): 3273-3283.
- Andrew, J.A. und H.J. Kravitz (1974): Sediment distribution in deep areas of the Northern Kara Sea. In: Herman, Y. (Hrsg.): *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*. Berlin/ Heidelberg/ New York (Springer): 231-256.
- Andruleit, H., A. Freiwald und P. Schäfer (1996): Bioclastic carbonate on the southwestern Svalbard shelf. *Marine Geology*, **134**: 163-182.
- Antonson, P., A. Elverhøi, H. Dypvik und A. Solheim (1991): Shallow bedrock geology of the Olga Basin area, Northwestern Barents Sea. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **75** (7): 1178-1194.
- Arkipov, S.A., L.L. Isayeva, V.G. Bepaly und O.Y. Glushkova (1986a): Glaciation of Siberia and north-east USSR. *Quaternary Science Reviews*, **5**: 463-474.
- Arkipov, S.A., V.G. Bepaly, M.A. Faustova, O.Y. Glushkova, L.L. Isayeva und A.A. Velichko (1986b): Ice-sheet reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, **5**: 475-483.
- Atterberg, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwe-

10. Literaturverzeichnis

- dens. *Int. Mitt. f. Bodenkunde* : 314 pp.
- Bard, E. und W.S. Broecker (Hrsg.) (1992): The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Dating. *NATO ASI Series*, Berlin/ Heidelberg/ New York (Springer-Verlag), **12**: 358 pp.
- Barker, P.F., J.P. Kennett und Shipboard Scientific Party (1988): Explanatory Notes. *Proc. ODP., Initial Reports*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), **113**: 13-32.
- Barnes, P.W. und E. Reimnitz (1974): Sedimentary processes on Arctic Shelves off the northern coast of Alaska. *In*: Reed, J.C. und J.E. Sater (Hrsg.): The Coast and Shelf of the Beaufort Sea. Arlington (Arctic Institute of North America): 439-476.
- Bauch, D., P. Schlosser und R.G. Fairbanks (1995): Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of H₂¹⁸O. *Progress in Oceanography*, **35**: 53-80.
- Bauch, D., J. Carstens und G. Wefer (1997): Oxygen isotope composition of living *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) in the Arctic Ocean. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **146**: 47-58.
- Baumann, K.-H., K.S. Lackschewitz, J. Mangerud, R.F. Spielhagen, T.C.W. Wolf-Welling, R. Henrich und H. Kassens (1995): Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150000 years. *Quaternary Research*, **43**: 185-197.
- Baumann, M. (1990): Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. *In*: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI*, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 437-445.
- Behrends, M., B. Peregovich und R. Stein (1995): Heavy-mineral associations at the Laptev-Sea continental margin: Indicator for terrigenous sediment supply in the eastern Arctic Ocean. *In*: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada): 153.
- Behrends, M., B. Peregovich und R. Stein (1996): Terrigenous sediment supply into the Arctic Ocean: Heavy mineral distribution in the Laptev Sea. *In*: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahli (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 37-42.
- Benedicks, C. und P. Sederholm (1943): Regarding the formation of anchor (ground) ice. *Arkiv for Matematik, Astronomi, ock Fysik*, **29**: 1-7.
- Benthien, A. (1994): Echographiekartierung und physikalische Eigenschaften der oberflächennahen Sedimente in der Laptevsee. [unveröff. Diplomarbeit], Christian-Albrechts-Universität Kiel, 75 pp.
- Berberich, D. (1996): Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **195**: 193 pp.
- Berger, A. und M.F. Loutre (1991): Insolation values for climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, **10**: 297-318.
- Berger, W.H., T. Bickert, E. Jansen, Y. Memorie und G. Wefer (1994): Das Klima im Quartär. *Geowissenschaften*, **12** (9): 258-266.
- Berger, W.H. und E. Jansen (1994): Mid-Pleistocene climate shift - the Nansen connection. *In*: Johannessen, O.M., R.M. Muench und J.E. Overland (Hrsg.): The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monograph*. Washington, D.C. (American Geophysical Union), **85**: 295-311.
- Bergmann, U. (1996): Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **183**: 164 pp.
- Bergsten, H. (1994): Recent benthic foraminifera of the transect from the North Pole to the Yermak Plateau, eastern central Arctic Ocean. *In*: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology, *Marine Geology*, **119**: 251-267.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstrasse, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften*, Universität Bremen, **20**: 165 pp.
- Berner, H. und G. Wefer (1990): Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. *In*: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 317-335.
- Birks, H.H., A. Paus, T. Alm, J. Mangerud und J.Y. Landvik (1994): Late Weichselian environmental

10. Literaturverzeichnis

- change in Norway including Svalbard. *Journal of Quaternary Sciences*, **9** (2): 133-145.
- Biscaye, P.E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction. *American Mineralogist*, **49**: 1281-1289.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 803-832.
- Bischof, J., J. Koch, M. Kubisch, R.F. Spielhagen und J. Thiede (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions: Ice-rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: Dowdeswell, J.A. & J.D. Scourse (Hrsg.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication*, London (The Geological Society), **53**: 275-291.
- Bischof, J., D.L. Clark und J.-S. Vincent (1996): Origin of ice-rafted debris: Pleistocene paleoceanography in the western Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **11** (6): 757-772.
- Bjørlykke, K. und A. Elverhøi (1975): Reworking of mesozoic clayey material in the northwestern part of the Barents Sea. *Marine Geology*, **18**: 29-34.
- Bjørlykke, K., B. Bue und A. Elverhøi (1978): Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock. *Sedimentology*, **25**: 227-246.
- Blake, W. (1992): Holocene emergence at Kape Herschel, east-central Ellesmere Island, Arctic Canada: implications for ice sheet configuration. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 1958-1980.
- Blanchon, P. und J. Shaw (1995): Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology*, **23**: 4-8.
- Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.) (1990): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI*, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 823 pp.
- Bohrmann, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). *Berichte, SFB 313*, Universität Kiel, **9**: 221 pp.
- Bohrmann, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **95**: 133 pp.
- Bolshiyarov, D.Y. (1996): Taymyr Peninsula: Current state of environmental research. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*, Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 8.
- Boulton, G.S. (1990): Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture. In: Dowdeswell, J.A. und J.D. Scourse (Hrsg.): *Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication*, London (The Geological Society), **53**: 15-52.
- Bourtman, M.V. und M.A. Levitan (1996): Heavy minerals of upper Quaternary sediments of the southeastern Kara Sea. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*, Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 100-101.
- Broecker, W.S. und J. van Donk (1970): Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **8**: 169-198.
- Broecker, W.S. und T.-H. Peng (1992): Interhemispheric transport of carbon dioxide by ocean circulation. *Nature*, **356**: 587-589.
- Brown, G. und G.W. Brindley (1980): X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brindley, G.W. und G. Brown (Hrsg.): *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. London (Mineralogical Society), **Monograph 5**: 305-359.
- Campbell, J.S. und D.L. Clark (1977): Pleistocene turbidites of the Canada Abyssal Plain of the Arctic Ocean. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 657-670.
- Cande, S.C. und D.V. Kent (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100** (B4): 6093-6095.
- Carmack, E. (1990): Large-Scale Physical Oceanography of Polar Oceans. In: Smith, W.O. (Hrsg.): *Polar Oceanography, Part A, Physical Science*, San Diego (Academic Press Inc.): 171-222.
- Carstens, J. und G. Wefer (1992): Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean. *Deep - Sea Research*, **39** (2): S507-S524.
- Carstens, J., D. Hebbeln und G. Wefer (1997): Distribution of planktic foraminifera at the ice margin in the Arctic (Fram Strait). *Marine Micropaleontology*, **29**: 257-269.
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Berlin (Springer Verlag): 623 pp.
- Chappell, J. und N.J. Shackleton (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**: 137-140.

10. Literaturverzeichnis

- Charles, C.D. und R.G. Fairbanks (1990): Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of southern ocean surface water. *In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.* Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 519-538.
- Charles, C.D., D. Rind, J. Jouzel, R.D. Koster und R.G. Fairbanks (1994): Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate. *Science*, **263**: 508-511.
- Chen, J. (1995): Timescales and paleoceanographic implications of a 3.6 m.y. oxygen isotope record from northeast Indian Ocean (Ocean Drilling Program site 758). *Paleoceanography*, **10** (1): 21-47.
- Chester, R. (1990): *Marine Geochemistry.* London (Unwin Hyman Ltd), 698 pp.
- Chow, N., S. Morad und I.S. Al-Aasm (1996): Origin of authigenic carbonates in Eocene to Quaternary sediments from the Arctic Ocean and Norwegian-Greenland Sea, ODP Leg 151. *In: Thiede, J., A.M. Myhre, J.V. Firth, G.L. Johnson und W.F. Ruddiman (Hrsg.): Proc. ODP, Scientific Results,* College Station, TX (Ocean Drilling Program), im Druck.
- Churkin, M. und J.H. Trexler (1981): Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic. *In: Nairn, A.E.M., M. Churkin und F.G. Stehli (Hrsg.): The Arctic Ocean. The Ocean Basins and Margins.* New York/London (Plenum Press), **5**: 1-20.
- Churkin, M., G. Soleimani, C. Carter und R. Robinson (1981): Geology of the Soviet Arctic: Kola Peninsula to Lena River. *In: Nairn, A.E.M., M. Churkin und F.G. Stehli (Hrsg.): The Arctic Ocean. The Ocean Basins and Margins.* New York/London (Plenum Press), **5**: 331-376.
- Clark, D.L. (1982): Origin, nature and world climate effect of Arctic Ocean ice-cover. *Nature*, **300**: 321-325.
- Clark, D.L. (1988): The early history of the Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **3** (5): 539-550.
- Clark, D.L. (1990): Arctic ocean ice cover; geologic history and climatic significance. *In: Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsg.): The Arctic Ocean Region. The Geology of North America.* Boulder, CO (Geol. Soc. Am., auch: Geol. Surv. Can.), **L**: 53-62.
- Clark, D.L. und A. Hanson (1983): Central Arctic Ocean sediment texture: Key to ice transport mechanisms. *In: Molnia, B.F. (Hrsg.): Glacial-marine Sedimentation.* New York (Plenum Press), 301-330.
- Clark, D.L., R.R. Whitman, K.A. Morgan und S.D. Mackay (1980): Stratigraphy and glacio-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **181**: 57 pp.
- Clark, D.L., M. Andree, W.S. Broecker, A.C. Mix, G. Bonani, H.J. Hofmann, E. Morenzoni, M. Nessi, M. Suter und W. Woelfli (1986): Arctic Ocean chronology confirmed by accelerator ¹⁴C dating. *Geophys. Res. Lett.*, **13** (4): 319-321.
- Clark, D.L., L.A. Chen, J.A. Hogler, E.D. Atkins und C.M. Menicke (1990): Late Neogene climate evolution of the Central Arctic Ocean. *Marine Geology*, **93**: 69-94.
- CLIMAP (1976): The surface of the ice-age earth. *Science*, **191**: 1131-1144.
- 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.
- Colony, R. und A.S. Thorndike (1985): Sea ice motion as a drunkard's walk. *J. Geophys. Res.*, **90**: 965-974.
- Cook, H.E., P.D. Johnson, J.C. Matti und I. Zemmels (1975): Methode of sample preparation and X-ray diffraction-data analysis, X-ray mineralogy laboratory, Deep Sea Drilling Project. *In: Kaneps, A.G. (Hrsg.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Washington D.C. (United States Government Printing Office), **28**: 999-1007.
- Correns, C.W. (1966): *Einführung in die Mineralogie.* Berlin (Springer-Verlag): 458 pp.
- Cronin, T.M., J. Holtz, T.R. und R.C. Whatley (1994): Quaternary paleoceanography of the deep Arctic Ocean based on quantitative analysis of Ostracoda. *In: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. Marine Geology*, **119**: 305-332.
- Cronin, T.M., T.R. Holtz, R. Stein, R. Spielhagen, D.K. Fütterer und J. Wollenburg (1995): Late Quaternary paleoceanography of the Eurasian Basin. *Paleoceanography*, **10** (2): 259-281.
- Dalrymple, R.W. und O.C. Maass (1987): Clay mineralogy of late Cenozoic sediments in the CESAR cores, Alpha Ridge, central Arctic Ocean. *Can.J.Earth Sci.*, **24**: 1562-1569.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel und G. Bond (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**: 218-220.
- Darby, D.A., 1975: Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **45**: 272-279.
- Darby, D.A. und J.F. Bischof (1995): Mid to late Pleistocene variations of the Western Arctic Ocean's

10. Literaturverzeichnis

- ice drift regime recognized in the changing composition of ice rafted debris. *In: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada), 156.*
- Darby, D.A. und J.F. Bischof (1996): A statistical approach to source determination of lithic and Fe oxide grains: an example from the Alpha Ridge. *J. Sediment. Res.*, **66** (3): 599-607.
- Darby, D.A., A.S. Naidu, T.C. Mowatt und G. Jones (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. *In: Herman, Y. (Hrsg.), The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology.* New York (van Nostrand Reinhold): 657-720.
- Davies, G.R. und W.W. Nassichuk (1991): Carboniferous and Permian history of the Sverdrup Basin, Arctic Islands. *In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada.* Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 343-368.
- Denton, G.H. und T.J. Hughes (1981): *The Last Great Ice Sheets.* New York (Wiley-Interscience): 484 pp.
- Dersch-Hansmann, M. (1994): Zur Klimaentwicklung in Ostasien während der letzten 5 Millionen Jahre: Terrigener Sedimenteintrag in die Japan See (ODP Ausfahrt 128). *Berichte, FB Geowissenschaften, Universität Bremen*, **49**: 149 pp.
- Dethleff, D. (1995a): Die Laptevsee - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meereis. [Dissertation], Christian-Albrechts-Universität, Kiel: 111 pp.
- Dethleff, D. (1995b): Sea ice and sediment export from the Laptev Sea flow lead during 1991/92 winter season. *In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. Berichte zur Polarforschung.* Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 78-93.
- Dethleff, D., D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso und Y.P. Savchenko (1993): East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - Its significance for Arctic sea ice formation and transpolar sediment flux. *Berichte zur Polarforschung.* Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **120**: 3-37.
- Dibner, V.D., E.G. Bro, T.M. Preobrazhenskaya, T.M. Pchelina und I.V. Shkola, (1994): The geology of Franz Josef Land archipelago, Russian Federation. *In: Thurston, D.K. und K. Fujita (Hrsg.): Proceedings International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska (U.S. Depart. Inte., Min. Manag. Serv., Alaska Outer Continental Shelf Region), OCS study, MMS94-0040:* 167-170.
- Diekmann, B., R. Petschick, F.X. Gingele, D.K. Fütterer, A. Abelmann, U. Brathauer, R. Gersonde und A. Mackensen (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. *In: Wefer, G., W.H. Berger, G. Siedler und D. Webb (Hrsg.): The South Atlantic: Present and Past Circulation.* Berlin/ Heidelberg (Springer-Verlag): 621-644.
- Dokken, T.M. (1995): Poleoceanographic changes during the last Interglacial-Glacial cycle from the Svalbard-Barents Sea margin: Implications for ice sheet growth and decay. [Dissertation], Institute of Biology and Geology, University of Tromsø, Artikelsammlung.
- Dokken, T.M. und M. Hald (1996): Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the Polar north Atlantic. *Geology*, **24** (7): 599-602.
- Dolginow, J. und S. Kropatschjow (1994): *Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten.* Moskau (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart): 163 pp.
- Dunayev, N.N. & J.A. Pavlidis (1988): A model of Late Pleistocene glaciation of Eurasian Arctic Shelf. *In: Kotlyakov, V.M. & V.E. Sokolov (Hrsg.): Arctic Research - Advances and Prospects*, **2**: 70-72.
- Dunaev, N.N., O.V. Levchenko, L.R. Merklin und Y.A. Pavlidis (1995): The Novaya Zemlya shelf in the late Quaternary. *Oceanology, English Translation*, **34** (3): 407-416.
- Duplessy, J.C., G. Delibrias, G. Turon, C. Pujol und J. Duprat (1981): Deglacial warming in the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **35**: 121-144.
- Duzhikov, O.A. und B.M. Strunin (1992): Geological outline of the Noril'sk region. *In: Duzhikov, O.A. und B.M. Strunin (Hrsg.): Geology and Metallogeny of Sulfide Deposits Noril'sk Region U.S.S.R. SEG Special Publication.* (Society of Economic Geologists), **1**: 1-60.
- Dyke, A.S. und V.K. Prest (1987): Paleogeography of Northern North America, 18000-5000 years ago. Ottawa (Geological Survey of Canada). Map 1703A.
- Dyke, A.S., J. Hooper und J.M. Savelle (1996): A history of sea ice in the Canadian Arctic Archipelago based on postglacial remains of the bowhead whale (*Balaena mysticetus*). *Arctic*, **49** (3): 235-255.
- Dypvik, H. (1978): Origin of carbonate in marine shales of the Janusfjellet Formation, Svalbard. *Norsk*

10. Literaturverzeichnis

- Polarinstitut Årbok 1977*. Oslo (Norsk Polar Institutt), 1977: 101-110.
- Ebel, T., C. Kopsch und F. Niessen (1996): Investigations on the late Pleistocene and Holocene evolution of fresh-water lakes on the Taymyr Peninsula, central Siberia. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), 9/96: 77-78.
- Eggertsson, O. (1994): Driftwood as an indicator of relative changes in the influx of Arctic and Atlantic Water into the coastal areas of Svalbard. *Polar Research*, 13 (2): 209-218.
- Eicken, H., T. Viehoff, T. Martin, J. Kolatschek, V. Alexandrov und E. Reimnitz (1995): Studies of clean and sediment-laden ice in the Laptev Sea. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 176: 62-70.
- Eisenhauer, A., A. Mangini, R. Botz, P. Walter, J. Beer, G. Bonani, M. Suter, H.J. Hofmann und W. Wölfli (1990): High resolution ^{10}Be and ^{230}Th stratigraphy of late Quaternary sediments from the Fram Strait (core 23235). In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), C308: 475-488.
- Eisenhauer, A., R.F. Spielhagen, M. Frank, G. Hentschel, A. Mangini, P.W. Kubik, B. Dietrich-Hannen und T. Billen (1994): ^{10}Be records of sediment cores from high northern latitudes: Implications for environmental and climatic changes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 124: 171-184.
- Elverhøi, A. (Hrsg.) (1995): PONAM Final Report: Polar North Atlantic Margin: Late Cenozoic Evolution. Strasbourg (European Science Foundation): 36 pp.
- Elverhøi, A. und T.M. Rønningsland (1978): Semiquantitative calculation of the relative amounts of kaolinite and chlorite by X-ray diffraction. *Marine Geology*, 27: M19-M23.
- Elverhøi, A., S.L. Pfirman, A. Solheim und B.B. Larssen (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. *Marine Geology*, 85: 225-250.
- Elverhøi, A., W. Fjeldskaar, A. Solheim, M. Nyland-Burg und L. Russwurm (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., E.S. Andersen, T. Dokken, D. Hebbeln, R.F. Spielhagen, J.I. Svendsen, M. Sørflaten, A. Rørnes, M. Hald und C.F. Forsberg (1995a): The growth and decay of the Late Weichselian Ice Sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. *Quaternary Research*, 44: 303-316.
- Elverhøi, A., J.I. Svendsen, A. Solheim, E.S. Andersen, J.D. Milliman, J. Mangerud und L.R. Hooke (1995b): Late Quaternary sediment yield from the high Arctic Svalbard area. *Journal of Geology*, 103: 1-17.
- Embry, A.F. (1991a). Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Arctic Islands; Chapter 10. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), 3 (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 261-280.
- Embry, A.F. (1991b): Mesozoic History of the Arctic Islands; Chapter 14. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), 3 (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 369-434.
- Embry, A.F. (1994): Mesozoic stratigraphy of Franz Josef Land archipelago, Arctic Russia - a literature review. In: Thurston, D.K. & K. Fujita (Hrsg.): Proceedings International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska (U.S. Depart. Inte., Min. Manag. Serv., Alaska Outer Continental Shelf Region), *OCS study, MMS94-0040*: 15-20.
- Emery, K.O. und E. Uchupy (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. New York (Springer Verlag): 1050 pp.
- Emmermann, R. und J. Lauterjung (1990): Double X-Ray analysis of cuttings and rock flour: a powerful tool for rapid and reliable determination of borehole lithostratigraphy. *Scientific Drilling*, 1: 269-282.
- Erlenkeuser, H. (1996a): Stable isotope composition of the dissolved inorganic carbon in the Laptev Sea and adjoining deep ocean. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), 9/96: 37.
- Erlenkeuser, H. (1996b): Stable organic carbon isotope composition of Laptev Sea sediments. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*.

10. Literaturverzeichnis

- Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 87.
- Erlenkeuser, H. und Transdrift II Shipboard Scientific Party (1995): Stable carbon isotope ratios in the waters of the Laptev Sea. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 170-177.
- Espitalie, J., F. Marquis und I. Barsony (1984): Geochemical logging. In: Voorhess, K.J. (Hrsg.): Analytical Pyrolysis, Techniques and Applications. London (Butterworth): 276-304.
- Esquevin, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur le cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A.*, **3**: 147-154.
- Fagel, N., C. Robert und C. Hillaire-Marcel (1996): Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary Undercurrent. *Marine Geology*, **130**: 19-28.
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, **342**: 637-642.
- Folk, R.L. (1962): Of skewness and sands. *J. Sediment. Petrol.*, **32** (1): 145-146.
- Forman, S.L. (1990): Post-glacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard. *Bull. Geo. Soc. Am.*, **102**: 1580-1590.
- Forman, S.L., D. Lubinski, G.H. Miller, J. Snyder, G. Matishov, S. Korsun und V. Myslivets (1995): Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. *Geology*, **23** (2): 113-116.
- Forman, S.L., D. Lubinski, G.H. Miller, G. Matishov, S. Korsun, J. Snyder, F. Herlihy, R. Weihe und V. Myslivets (1996): Postglacial emergence of Western Franz Josef Land, Russia and retreat of the Barents Sea Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, **15**: 77-90.
- Frederichs, T. (1995): Regionale und altersabhängige Variationen gesteinsmagmatischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **164**: 212 pp.
- Frisch, T. und H.P. Trettin (1991): Precambrian successions in the northernmost part of the Canadian shield; Chapter 6. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 101-108.
- Füchtbauer, H. und G. Müller (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II: Sediment- Petrologie*. Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), **2**: 726 pp.
- Fujita, K., D.B. Cook, H. Hasegawa, D. Forsyth und R. Wetmiller (1990): Seismicity and focal mechanism of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia. In: Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsg.): The Arctic Ocean Region. *The Geology of North America*. Boulder, CO (Geol. Soc. Am.), **L**: 79-100.
- Funder, S.C. (1989): Quaternary Geology of the ice free areas and adjacent shelves of Greenland. In: Fulton, R.J. (Hrsg.): Quaternary Geology of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **1** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. K-1): 741-792.
- Funder, S. und O. Larsen (1982): Implications of volcanic erratics in Quaternary deposits of North Greenland. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **31**: 57-61.
- Funder, S. und L. Hansen (1996): The Greenland ice sheet - a model for its culmination and decay during and after the last glacial maximum. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **42**: 137-152.
- Fütterer, D.K. (Hrsg.) (1992): ARCTIC '91: The expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener Institut), **107**: 267 pp.
- Fütterer, D.K. (Hrsg.) (1994): The expedition ARCTIC '93, Leg ARK-IX/4 of RV "Polarstern" 1993. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener -Institut), **149**: 244 pp.
- Gakkel, Z. (1962): The exploration and development of polar lands. In: Harris, C.D. (Hrsg.): Soviet Geography, Accomplishments and Tasks. *Am. Geog. Soc. Occ. Publ.*, New York (Am. Geog. Soc.), **1**: 265-274.
- Gard, G. (1987): Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. *Paleoceanography*, **2** (5): 519-529.
- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biozonation, chronology and paleo-oceanography in areas north of the Faroe-Island Ridge. *Quaternary Science Review*, **7**: 65-78.
- Gard, G. (1993): Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean. *Geology*, **21**: 227-230.
- Gard, G. und J. Backman (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

10. Literaturverzeichnis

- (Hrsg.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 417-436.
- Gard, G. und J.A. Crux (1994): Reworked Jurassic-Neogene calcareous nannofossils in the central Arctic. *In*: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. *Marine Geology*, **119**: 287-300.
- Gierloff-Emden, H.-G. (1982): Das Eis des Meeres: Phänomene, Genese und Morphologie. *In*: Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. Berlin (Walter de Gruyter), **Bd.5**: 767-940.
- Gingele, F. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. *Berichte, FB Geowissenschaften*, Universität Bremen, **26**: 202 pp.
- Gloersen, P., W.J. Campbell, D.J. Cavalieri, J.C. Comiso, C.L. Parkinson und H.J. Zwally (1992): Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis. *Scientific and Technical Information Program*, Washington, D.C. (National Aeronautics and Space Administration), **NASA SP-511**: 290 pp.
- Goldschmidt, P.M. (1994): The ice-rafting history in the Norwegian-Greenland Sea for the last two glacial/ interglacial cycles. *Berichte SFB 313*, Universität Kiel, **50**: 103 pp.
- Goldschmidt, P.M., S.L. Pfirman, I. Wollenburg und R. Henrich (1992): Origin of sediment pellets on the Arctic seafloor: sea ice or iceberg? *Deep-Sea Research*, **39** (2): 539-565.
- Goldstein, R.H. (1983): Stratigraphy and sedimentology of ice-rafted and turbidite sediment, Canada Basin, Arctic Ocean. *In*: Molnia, B.F. (Hrsg.): *Glacial-Marine Sedimentation*. (Plenum Publishing Corporation): 367-400.
- Gordienko, P.A. (1958): Arctic ice drift. *In*: Conference on Arctic Sea Ice, Washington DC (Natl. Acad. Sci.) **Publ. Nr. 598**: 210-220.
- Gordienko, P.A. und A.F. Laktionov (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. *Annals of the International Geophysical Year*, **46 Oceanography**: 94-112.
- Gordon, A.L. und J.C. Comiso (1988): Polynjas im Südpolarmeer. *Spektrum der Wissenschaften*, **8/1988**: 92-99.
- Gorshkov, S.G. (1983): *World Ocean Atlas*. (Pergamon Press), **3, Arctic Ocean**: 184 pp.
- Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsg.) 1990: The Arctic Ocean Region. *The Geology of North America*, Boulder, CO (Geol. Soc. Am.), **L**: 644 pp.
- Grantz, A., R.L. Phillips, M.W. Mullen, S.W. Starratt, G.A. Jones, A.S. Naidu und B.P. Finney (1996): Character, paleoenvironment, rate of accumulation, and evidence for seismic triggering of Holocene turbidites, Canada Abyssal Plain, Arctic Ocean. *Marine Geology*, **133**: 51-73.
- Griffin, G.M. (1971): Interpretation of X-ray diffraction data. *In*: Carver, R.E. (Hrsg.): *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York (Wiley): 541-569.
- Griffin, J.J., H. Windom und E.D. Goldberg (1968): The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research*, **15**: 433-459.
- Grim, R.E., R.H. Bray und W.F. Bradley (1937): The mica in argillaceous sediments. *American Mineralogist*, **22**: 813-829.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kap Norwegia, östliche Weddell-See. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **27**: 121 pp.
- Grobe, H. (1987): A simple method for determination of ice rafted debris in sediment cores. *Polarforschung*, **57** (3): 123-126.
- Grosswald, M.G. und T.J. Hughes (1995): Paleoglaciology's grand unsolved problem. *Journal of Glaciology*, **41** (138): 313-332.
- Gurevich, V.I. (1995): Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic Shelf of western Eurasia. *Norsk Polarinstitut Meddelelser*, **131**: 1-92.
- Haake, F.W. und U. Plaumann (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea. *Boreas*, **18** (4): 343-356.
- Hägglblom, A. (1982): Driftwood in Svalbard as an indicator of sea ice conditions. *Geografiska Annaler*, **64A**: 81-94.
- Hahne, J. (1996): Current results of the palynological investigations of the Taymyr Peninsula, central Siberia. *In*: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 79-80.
- Hambrey, M. (1994): *Glacial Environments*. London (UCL Press): 296 pp.

10. Literaturverzeichnis

- Harris, R.P. (1996): Coccolithophorid dynamics: The European *Emiliana huxleyi* program, EHUX. *Journal of Marine Systems*, **9**: 1-11.
- Harwart, S. (1996): Climate patterns in sedimentary sequences of the Lama Lake, southern Taymyr Peninsula, as discerned from multivariate statistical analysis of geochemical data. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 78-79.
- Hass, H.C., M. Antonow und Shipboard Scientific Party (1995): Movement of Laptev Sea shelf waters during the Transdrift II expedition. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 121-134.
- Hebbeln, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozoanographie in der Fram-Straße. *Berichte, FB Geowissenschaften*, Universität Bremen, **22**: 174 pp.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records. *Boreas*, **21**: 295-304.
- Hebbeln, D. und G. Wefer (1991): Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature*, **350**: 409-411.
- Hebbeln, D. und H. Berner (1993): Surface sediment distribution in the Fram Strait. *Deep-Sea Research*, **40** (9): 1731-1745.
- Hebbeln, D. und G. Wefer (1997): Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait. *Paleoceanography*, **12** (1): 65-78.
- Hebbeln, D., T. Dokken, E.S. Andersen, M. Hald und A. Elverhøi (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. *Nature*, **370**: 357-359.
- Heim, D. (1990): *Tone und Tonminerale*. Stuttgart (Enke Verlag): 157 pp.
- Hein, F.J., N.A. van Wagoner und P.J. Mudie (1990): Sedimentary facies and processes of deposition: Ice island cores, Axel Heiberg Shelf, Canadian polar continental margin. In: Weber, J.R., D.A. Forsyth, A.F. Embry und S.M. Blasco (Hrsg.): Arctic Geoscience. *Marine Geology*, **93**: 243-265.
- Heinrichs, H. und A.G. Herrmann (1990): *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Berlin/Heidelberg (Springer-Verlag): 669 pp.
- Henrich, R. (1989): Glacial/Interglacial Cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere climate. In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: LEG 104 Norwegian Sea. *Proc. ODP Scientific Results*, **104**: 189-232.
- Henrich, R., T. Wagner, P. Goldschmidt und K. Michels (1995): Depositional regimes in the Norwegian-Greenland Sea: the last two glacial to interglacial transitions. *Geol. Rundsch.*, **84**: 24-48.
- Herman, Y. (Hrsg.) (1974): Marine geology and oceanography of the Arctic Ocean. New York/ Heidelberg/ Berlin (Springer-Verlag): 389 pp.
- Herman, Y. (Hrsg.) (1989): *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*. New York (Van Nostrand Reinhold Company): 888 pp.
- Higgins, A.K. und N.J. Soper (1991): Metamorphism (Devonian-Early Carboniferous deformation and metamorphism, North Greenland); Chapter 11. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 289-292.
- Higgins, A.K., J.R. Ineson, J.S. Peel, F. Surlyk und M. Sønderholm (1991): Cambrian to Silurian basin development and sedimentation, North Greenland; Chapter 7. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 109-162.
- Herlihy, F.A. (1996): A marine sedimentary record of the last glacial cycle in the Franz Victoria and Saint Anna Troughs, northern Barents and Kara Seas, Russia. [unpubl. M.Sc. thesis], Ohio State University Columbus, OH, 196 pp.
- Hodgson, D.A., 1991. The Quaternary Record; Chapter 19. In: Trettin, H.P. (Hrsg.), Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 497-514.
- Holmes, M.L. und J.S. Creager (1974): Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. In: Herman, Y. (Hrsg.), *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*. New York (Springer-Verlag): 211-230.
- Hoops, E., J. Hermel, H.-W. Hubberten und V. Rachold (1996): Heavy mineral distribution of East Si-

10. Literaturverzeichnis

- berian river sediments. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*, Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 23.
- Hopkins, T.S. (1988): The GIN Sea: Review of physical oceanography and literature from 1972. *Saclantzen Report*, San Bartolomeo (SACLANT Undersea Research Centre), **SR124**: 190 pp.
- Hubberten, H.-W. (Hrsg.) (1995): Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **174**: 186 pp.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell und N.J. Shackleton (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L. (Hrsg.): Milankovitch and Climate, Part I. *NATO ASI Series*, Dordrecht (D. Reidel Publ. Comp.), **C126**: 269-305.
- Ishman, S.E., L.V. Polyak und R.Z. Poore (1996): Expanded record of Quaternary oceanographic change: Amerasian Arctic Ocean. *Geology*, **24** (2): 139-142.
- Jackson, H.R., P.J. Mudie und S.M. Blasco (1985): Initial geological report on CESAR. The Canadian expedition to study the Alpha Ridge. Ottawa (Geol. Surv. Canada), *Open File Report*, **84-22**: 177 pp.
- Jeffries, M.O. (1987): The growth, structure and desintegration of Arctic ice shelves. *Polar Record*, **23** (147): 631-649.
- Johansen, S.E., B.K. Ostistoy, Ø. Birkeland, Y.F. Fedorovsky, V.N. Martirosjan, O. Bruun Christensen, S.I. Cheredeev, E.A. Ignatenko und L.S. Margulis (1993): Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential. In: Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stammes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.): Arctic Geology and Petroleum Potential. *NPF Spec. Publ.*, Amsterdam (Elsevier), **2**: 273-320.
- Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland (Hrsg.) (1994): The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monographs*, Washington, D.C. (American Geophysical Union), **85**: 525 pp.
- John, B.S. und D.E. Sugden (1975): Coastal geomorphology of high latitudes. *Progress in Geography*, **7**: 53-132.
- Johnson, G.L. (1990): Morphology and plate tectonics: The modern polar oceans. In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht/ Boston/ London (Kluwer Academic Press), **C308**: 11-28.
- Johnson, G.L., A. Grantz und J.R. Weber (1990): Bathymetry and physiography. In: Grantz, A., L. Johnson und J.F. Sweeney (Hrsg.): The Arctic Ocean Region. *The Geology of North America*, Boulder Co. (Geol. Soc. Am.), **L**: 63-78.
- Johnson, L.G. und D.B. Milliman (1967): Some geomorphological observations in the Kara Sea. *Deep-Sea Research*, **14**: 19-28.
- Jones, E.P., B. Rudels und L.G. Anderson (1995): Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Research I*, **42**(5): 737-760.
- Jones, G.A. und L.D. Keigwin (1988): Evidence from Fram Strait (78° N) for early deglaciation. *Nature*, **336**: 56-59.
- Jouzel, J., C. Hammer, C. Lorius, S. Johnsen, P. Grootes, M. Stievenard und J. White (1995): Abrupt climatic changes: A global perspective from ice cores. In: Crutzen, P.J. und V. Ramanathan (Hrsg.): Clouds, Chemistry and Climate. *NATO ASI Series*. Berlin/ Heidelberg (Springer-Verlag), **I 35**: 83-108.
- Kalinenko, V.V., E.S. Shelekova und M. Wahsner (1996): Clay minerals in the surface sediments of the East Siberian and Laptev Seas. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-Sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 43-50.
- Kassens, H. und V.Y. Karpuy (Hrsg.) (1994): Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred Wegener Institut), **151**: 168 pp.
- Kassens, H. und J. Thiede (1994): Climatological significance of Arctic sea ice at present and in the past. In: Kassens, H., H.-W. Hubberten, S.M. Pryamikov und R. Stein (Hrsg.): Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev-Sea. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **144**: 81-85.
- Katz, B.J. (1983): Limitations of "Rock Eval" pyrolysis for typing organic matter. *Organic Geochemistry*, **4**: 195-199.

10. Literaturverzeichnis

- Kelly, M. und O. Bennike (1992): Quaternary Geology of western and central North Greenland. Copenhagen (Geological Survey of Greenland), **Report 153**: 34 pp.
- Kempema, E.W., E. Reimnitz, J.R. Clayton und J.R. Payne (1993): Interactions of frazil and anchor ice with sedimentary particles in a flume. *Cold Regions Science and Technology*, **21**: 137-149.
- Kennett, J.P. (1990): The Younger Dryas Cooling Event: An Introduction. *Paleoceanography*, **5**: 891-896.
- Knies, J. (1994): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang nordwestlich Spitzbergens. Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus. [unveröff. Diplomarbeit], Justus-Liebig-Universität, Gießen: 95 pp.
- Knies, J. und R. Stein (1996): Organic carbon preservation, paleoproductivity and paleoenvironment on the northern continental slope of the Barents Sea during the last 150000 years. *EOS Trans. AGU*, **77** (Fall Meet. Suppl.).
- Knies, J., C. Vogt und R. Stein (eingereicht): Similar growth and decay patterns of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during Saalian and Weichselian glaciations. *Geo-Marine Letters*.
- Koç, N., E. Jansen und H. Hafliðason (1993): Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*, **12**: 115-140.
- Koç, N. und E. Jansen (1994): Response of the high-latitude Northern Hemisphere to orbital climate forcing: Evidence from the Nordic Seas. *Geology*, **22**: 523-526.
- Koch, L. (1945): The East Greenland Ice. *Medd. Grønland*, **130**: 354 pp.
- Kohfeld, K.E., R.G. Fairbanks, S.L. Smith und I.D. Walsh (1996): *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediment samples. *Paleoceanography*, **11** (6): 679-700.
- Köhler, S.E.I. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff - und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). *GEOMAR Report*, Kiel (GEOMAR Kiel), **13**: 104 pp.
- Kolatschek, J., T. Viehoff, H. Eicken, E. Nägelsbach und V. Alexandrov (1995): Ice dynamics in the south-western Laptev Sea as derived from ERS-1 SAR images. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 20-24.
- Kolstad, V. (1995): Paleomiljøendringer i St. Anna-renna fra siste istid og til i dag, belyst ved litoog foraminiferstratigrafi. [unveröff. M.Sc. thesis], Institute of Biology and Geology, University of Tromsø: 131 pp.
- Kosheleva, V.I. und D.S. Yashin (1996): Structure and lithological composition of Quaternary sediments of the Kara Sea. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 51-57.
- Krawitz, J.-H. (1982): The <2 µm fraction of some high Arctic glacial and glacial-marine sediments. In: Embry, A.F. und H.R. Balkwill (Hrsg.): *Arctic Geology and Geophysics: Proceedings of the Third International Symposium on Arctic Geology*. Calgary (Canadian Society of Petroleum Geologists), 297-307.
- Kubisch, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. *GEOMAR Report*, Kiel (GEOMAR Kiel), **16**: 100 pp.
- Kuhlemann, J. (1990): Zur spätquartären Entwicklung des zentralen Europäischen Nordmeeres anhand des Meteor-Kernes GIC 23269-1. [unveröff. Diplomarbeit], Christian-Albrechts-Universität Kiel: 82 pp.
- Kuhlemann, J., H. Lange und H. Paetsch (1993): Implications of a connection between clay mineral variations and coarse grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology*, **114**: 1-11.
- Kuptsov, V.M. und A.P. Lisitsin (1996): Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments. *Marine Chemistry*, **53**: 301-311.
- Kusakabe, M., T.L. Ku, J.R. Southon, J.S. Vogel, D.E. Nelson, C.I. Measures und Y. Nozaki (1987): The distribution of ¹⁰Be and ⁹Be in ocean water. *Nucl. Instrum. Methods. Phys. Res.*, **B29**: 306-310.
- Laberg, J.S. (1994): Late Pleistocene evolution of the submarine fans off the western Barents Sea margin. [Dissertation], Institute of Biology and Geology, University of Tromsø, Artikelsammlung.

10. Literaturverzeichnis

- Laberg, J.S. und T.O. Vorren (1996): The Middle and Late Pleistocene evolution of the Bear Island Trough Mouth Fan. In: Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen und S. Cloetingh (Hrsg.): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Change, Special Issue*, **12**: 309-330.
- Lambeck, K. (1995): Constraints on the late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines. *Quaternary Science Reviews*, **14**: 1-16.
- Lambeck, K. (1996): Limits on the areal extent of the Barents Sea ice sheet in Late Weichselian time. In: Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen und S. Cloetingh (Hrsg.): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Change, Special Issue*, **12**: 41-51.
- Landvik, J.I. und O. Salvigsen (Hrsg.) (1995): The PONAM Project in Eastern Svalbard. *Polar Research*, Oslo (Norsk Polarinstitut), **14**: 93-275.
- Landvik, J.I., C. Hjort, J. Mangerud, P. Möller und O. Salvigsen (1995): The Quaternary record of eastern Svalbard - an overview. *Polar Research*, **14** (2): 95-103.
- Lange, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. *Sedimentology*, **29**: 427-432.
- Lapina, N.N. (1965): The determination of distribution paths of sediments, based on mineralogical investigations of marine deposits (example Laptev Sea). *Uchennyye Zapiski NIIGA, Ser. Region. Geol.*, **7**: 139-157 (in Russisch).
- Lauterjung, J. (1994): Quantitative Phase Analysis with X-ray powder diffraction. (Anleitung zum Softwareprogramm QUAX), Potsdam (GeoForschungsZentrum Potsdam).
- Lauterjung, J. und R. Emmermann (1990): Röntgenuntersuchungen an Bohrklein. *Die Geowissenschaften*, **9**: 265-270.
- Lauterjung, J., G. Will und E. Hinze (1985): A fully automatic peak-search program for the evaluation of Gauss-shaped diffraction pattern. *Nucl. Instrum. Methods. Phys. Res.*, **A239**: 281-287.
- Lawver, L.A., R.D. Müller, S.P. Srivastava und W. Roest (1990): The opening of the Arctic Ocean. In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht/ Boston/ London (Kluwer Academic Press), **C308**: 29-62.
- Leeder, M.R. (1982): *Sedimentology, Process and Product*. London (George Allen & Unwin), 344 pp.
- Lehman, S.J. und L.D. Keigwin (1992): Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, **356**: 757-762.
- Leith, T.L., H.M. Weiss, A. Mørk, N. Århus, G. Elvebakk, A.F. Embry, P.W. Brooks, K.R. Stewart, T.M. Pchelina, E.G. Bro, M.L. Verba, D. A. und A.V. Borisov (1993): Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region. In: Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.): Arctic Geology and Petroleum Potential. *NPF Special Publication*. Amsterdam (Elsevier), **2**: 1-25.
- Lesitzin, A.P. (1971): Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments. In: Funnel, B.M. und W.R. Riedel (Hrsg.): *The Micropaleontology of Oceans*. London (Cambridge Univ. Press), 197-218.
- Letzig, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **162**: 98 pp.
- Levitan, M.A., T.A. Khusid, V.M. Kuznetsov, N.V. Politova und G.A. Pavlova (1994): Sequence types of Upper Quaternary deposits in the Kara Sea. *Oceanology, Engl. Transl.*, **34** (5): 710-721.
- Levitan, M.A., M.V. Bourtman, Z.N. Gorbunova und E.G. Gurchich (1995): Quartz and feldspars in the surface layer of Kara Sea sediments (abstract). 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics, Moskau (L.P. Zonenshain Lab. Paleodyn., Inst. Ocean., Rus. Acad. Sci., GEOMAR, Univ. Kiel): 44.
- Levitan, M.A., V.M. Dekov, Z.N. Gorbunova, E.S. Gurchich, S.I. Muyakshin, D. Nürnberg, M.A. Pavlidis, E. Ruskova, E.S. Shelekhova, Vasikov und M. Wahsner (1996): The Kara Sea: A reflection of modern environment in grain-size, mineralogy and chemical composition of the surface layer of bottom sediments. In: Stein, R., G. Ivanov und M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 58-80.
- Levitan, M.A., M. Wahsner, D. Nürnberg und E.S. Shelekhova (eingereicht): An average composition of clay mineral assemblages in the surface layer of bottom sediments in the Arctic Ocean. *Reports of the Russian Academy of Sciences*.
- Lindemann, F. (1994): Sonographische und sedimentologische Untersuchungen in der Laptevsee, sibirische Arktis. [unveröff. Diplomarbeit], Christian-Albrechts-Universität Kiel: 80 pp.

10. Literaturverzeichnis

- Lloyd, J.M., D. Kroon, G.S. Boulton, C. Laban und A. Fallick (1996a): Ice rafting history from the Spitsbergen ice cap over the last 200 kyr. *Marine Geology*, **131**: 103-121.
- Lloyd, J.M., D. Kroon, C. Laban und G.S. Boulton (1996b): Deglaciation history and paleoceanography of the western Spitsbergen margin since the last glacial maximum. *In: Andrews, J.T., W.E.N. Austin, H. Bergsten und A.E. Jennings (Hrsg.): Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, London (The Geological Society) **111**: 289-301.
- Lubinski, D.J., S. Korsun, L. Polyak, S.L. Forman, S.J. Lehman, F.A. Herlihy und G.H. Miller (1996): The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. *Boreas*, **25**: 89-100.
- MacAyeal, D.R. (1993): Binge/Purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as the cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, **8**: 775-784.
- MacDonald, R.W., E.C. Carmack und D.W.R. Wallace (1993): Tritium and radiocarbon dating of the Canada Basin deep waters. *Science*, **259**: 103-104.
- Mangerud, J. und S. Gulliksen (1975): Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research*, **5**: 273-296.
- Mangerud, J. und J.I. Svendsen (1990): Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*, **19**: 249-272.
- Mangerud, J., M. Bolstad, A. Elgersma, D. Helliksen, J.Y. Landvik, I. Lønne, A.K. Lycke, O. Salvigsen, T. Sandahl und J.I. Svendsen (1992): The last glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Research*, **38**: 1-31.
- Manighetti, B. und I.N. McCave (1995): Late glacial and Holocene paleocurrents around Rockall Bank, NE Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, **10** (3): 611-626.
- Manley, T.O., R.H. Bourke und K.L. Hunkins (1992): Near-surface circulation over the Yermak Plateau in northern Fram Strait. *Journal of Marine Systems*, **3**: 107-125.
- Mariénfeld, P. (1992): Postglacial sedimentary history of Scoresby Sund, East Greenland. *Polarforschung*, **60** (3): 181-195.
- Markussen, B. (1986): Late Quaternary sedimentation and paleoceanography in the eastern Arctic ocean. [Dissertation], Universität Oslo. Artikelsammlung.
- Markussen, B., R. Zahn und J. Thiede (1985): Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**: 271-284.
- Martin, S. und D.J. Cavalieri (1989): Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water. *J. Geophys. Res.*, **94**(C9): 12725-12738.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore und N.J. Shackleton (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**: 1-27.
- Maslin, M.A., G.H. Haug, M. Sarnthein und R. Tiedemann (1996): The progressive intensification of northern hemisphere glaciation as seen from the North Pacific. *Geol. Rundsch.*, **85** (3): 452-465.
- Masljaew, G.A. (1989): Paläotektonische Rekonstruktion der Russischen Tafel (in Russisch). *Izvestija Akad. Nauk S.S.S.R.*, **2** (Ser. Geol.): 7-16.
- Mathiessen, J. und W. Brenner (1996): Dinoflagellate cyst ecostratigraphy of Pliocene-Pleistocene sediments from the Yermak Plateau (Arctic Ocean, Hole 911A). *In: Thiede, J., A.M. Myhre, J.V. Firth, G.L. Johnson und W.F. Ruddiman (Hrsg.), Proc. ODP. Sci. Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), **151**: im Druck.
- Matthes, S. (1987): *Mineralogie*. Berlin/ Heidelberg/ New York (Springer Verlag): 444 pp.
- Maykut, G.A. (1985): The ice environment. *In: Horner, R.A. (Hrsg.): Sea Ice Biota*. Boca Raton, FL (CRC Press): 21-82.
- McCave, I.N., B. Manighetti und S.G. Robinson (1995): Sortable silt and fine sediment size/ composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, **10** (3): 593-610.
- Melles, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **81**: 190 pp.
- Melles, M., C. Siebert, J. Hahne und H.-W. Hubberten (1996): Klima- und Umweltgeschichte des nördlichen Mittelsibiriens im Spätquartär - erste Ergebnisse. *Geowissenschaften*, **14** (9): 376-380.
- Miall, A.D. (1991): Late Cretaceous and Tertiary Basin development and sedimentation, Arctic Islands; Chapter 15. *In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 435-458.

10. Literaturverzeichnis

- Michel, B. (1972): Properties and processes of river and lake ice. *In: The Role of Snow and Ice in Hydrology*. International Association for Scientific Hydrology, **Publ. No.1071**: 454-481.
- Middtun, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barent Sea. *Deep-Sea Research*, **32** (10): 1233-1241.
- Mienert, J., L.A. Mayer, A. Jones und J.W. King (1990): Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: paleoclimatic implications. *In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 455-474.
- Milankovitch, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. *Handbuch der Klimatologie*, Berlin (Gebr. Bornträger), **Teil A**: 176 pp.
- Milanowskij, E.E. (1989): *Geologie der U.S.S.R. (in Russisch)*. Jsd. M.G.U., Tschast **2**: 265 pp.
- Minicucci, D.A. und D.L. Clark (1983): A late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the Eastern Alpha Cordillera, Central Arctic Ocean. *In: Molnia, B.F. (Hrsg.), Glacial-Marine Sedimentation*. Denver, CO, (Plenum Publ. Co.): 331-365.
- Mix, A.C. und W.F. Ruddiman (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen isotope evidence. *Quaternary Science Reviews*, **4**: 59-108.
- Mørk, A., J.O. Vigran, M.V. Korchinskaya, T.M. Pchelina, L.A. Fefilova, M.N. Vavilov und W. Weitschat (1993): Triassic rocks in Svalbard, the Arctic Soviet islands and the Barents Shelf: bearing on their correlations *In: Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stammes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.): Arctic Geology and Petroleum Potential. NSF Spec. Publ.*, Amsterdam (Elsevier), **2**: 457-479.
- Molnar, M. (1995): Die Datierung von Sedimentkernen aus dem Arktischen Ozean. [unveröff. Diplomarbeit], Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg: 118 pp.
- Moore, D.M. und R.C. Reynolds Jr. (1989): *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford (Oxford University Press): 332 pp.
- Morris, T.H. (1988): Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram Strait to Central Arctic. *Palaeoogeogr., Palaeoecol., Palaeoecol.*, **64**: 201-219.
- Morris, T.H. und D.L. Clark (1986): Pleistocene calcite lysocline and paleocurrents of the Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. *Paleoceanography*, **1** (2): 181-195.
- Morris, T.H., D.L. Clark und S.M. Blasco (1985): Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A Pleistocene stratigraphy for the North Pole. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**: 901-910.
- Mosler, U., V. Haase, M. Antonow und Transdrift II & III Scientific Cruise Parties (1996): Lateral and vertical distribution of clay minerals and other mineral components of Laptev Sea inner shelf sediments. *In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 97-98.
- Müller, C. (1995): Spätquartäre Sedimentationsprozesse in der östlichen Framstraße. [unveröff. Diplomarbeit], Westfälische Wilhelms-Universität Münster: 84 pp.
- Müller, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. *In: von Engelhardt, W., H. Füchtbauer und G. Müller (Hrsg.): Sedimentary Petrology*. Stuttgart (Schweizerbart), **1**: 283 pp.
- Müller, P.M. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments; effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **41**: 765-776.
- Musatov, E.E. (1996): Paleoenvironment of the Laptev Sea shelf during last glaciation. *In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 99.
- Myhre, A.M., J. Thiede, J.V. Firth et al. (Hrsg.) (1995): North Atlantic-Arctic Gateways I. *Proc. ODP, Initial Reports*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), **151**: 926 pp.
- Nadina, O.D. (1995): Holocene climatic, vegetation and pollen data of Siberia adjacent to the Laptev Sea *In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 235-253.
- Naidu, A.S. und T.C. Mowatt (1983): Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 841-854.
- Naidu, A.S., T.C. Mowatt, D.B. Hawkins und D.W. Hood (1975): Clay minerals and geochemistry of some Arctic Ocean sediments: Significance of paleoclimate interpretation. *In: Weller, G. und S.A. Bowling (Hrsg.): Climate of the Arctic*. Fairbanks (Geophys. Inst., University of Alaska), 59-67.
- Nansen, F. (1897): *Farthest North*, Whitehall Gardens (Archibald Constable and Co.), **Vol.1**: 510 pp.;

10. Literaturverzeichnis

Vol.2: 671 pp.

- Naugler, F.P., N. Silverberg und J.S. Creager (1974): Recent sediments of the East Siberian Sea. In: Herman, Y. (Hrsg.): *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*. New York (Springer Verlag): 191-210.
- Niebler, H.-S. (1995): Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **167**: 198 pp.
- Niessen, F. und E. Musatov (1997): Marine sediment echosounding using Parasound. In: Rachor, E. (Hrsg.): Scientific cruise report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV "Polarstern" in 1995 (German-Russian Project LAD: Laptev-Sea - Arctic Deep Basins Interrelations). *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **226**: 118-128.
- Niessen, F., D. Weiel, T. Ebel, J. Hahne, C. Kopsch, M. Melles, E. Musatov und R. Stein (1996a): Sea-land correlation of Weichselian glaciations in central Siberia - implications from marine and lacustrine high resolution seismic profiles and sediment cores. In: Thiede, J. & H. Bauch: First QUEEN Workshop, Strasbourg (ESF): 38 (abstract).
- Niessen, F., C. Kopsch, T. Ebel und G.B. Fedorov (1996b): High resolution seismic stratigraphy of lake sediments on the Taymyr Peninsula, central Siberia. In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 80-81.
- Niessen, F., D. Weiel, T. Ebel, J. Hahne, C. Kopsch, M. Melles, E. Musatov und R. Stein (1997): Weichselian glaciations in central Siberia - Implications from marine and lacustrine high resolution seismic profiles and sediment cores. Abstract Volume EUG 9 Conference, Strasbourg (European Union of Geosciences), *Terra Nova*, **9**, **Abstr. Suppl. 1**: 208.
- Nikiforov, S.L. (1996): The main features of modern sediments in the southern part of the East Siberian Sea. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 89-95.
- Nixon, F.M. (1988): Till sampling program and presentation of physical and geochemical data from western Victoria Island, Northwest Territories. Ottawa (Geological Survey of Canada), *Open Report*, **88-15**: 22 pp.
- Nørgaard-Pedersen, N. (1996): Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: Surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris. [Dissertation], Christian-Albrechts-Universität Kiel: 115 pp.
- Nørgaard-Pedersen, N. und R.F. Spielhagen (1995): The central Arctic Ocean during the last two glacial/interglacial cycles. In: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada):167.
- Nøttvedt, A., L.T. Berglund, E. Rasmussen und R.J. Steel (1988): Some aspects of the Tertiary tectonics and sedimentation along the western Barents Shelf. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, **39**: 421-425.
- Nøttvedt, A., F. Livbjerg, P.S. Midbøe und E. Rasmussen (1993a): Hydrocarbon potential of the Central Spitsbergen basin. In: Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.): Arctic Geology and Petroleum Potential. *NPF Special Publication*. Amsterdam (Elsevier), **2**: 333-362.
- Nøttvedt, A., M. Cecchi, J.G. Gjelberg, S.E. Kristensen, A. Lønøy, A. Rasmussen, E. Rasmussen, P.H. Skott und P.M. van Veen (1993b): Svalbard-Barents Sea correlation: a short review. In: Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.): *Arctic Geology and Petroleum Potential*. *NPF Special Publication*. Amsterdam (Elsevier), **2**: 363-376.
- Nowaczyk, N.R. (1991): Hochauflösende Magnetostatigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **78**: 187 pp.
- Nowaczyk, N.R. und M. Baumann (1992): Combined high - resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep - Sea Research*, **39**: S567-S601.
- Nowaczyk, N.R., T.W. Fredrichs, A. Eisenhauer und G. Gard (1994): Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunshes Chron. *Geophys. J. Int.*, **117**: 453-471.
- Núñez-Beletu, L.K., R.A. MacRae und L.V. Hills (1994): Uppermost Albian-Campanian palynological biostratigraphy of Axel Heiberg and Ellesmere Islands (Canadian Arctic). In: Thurston, D.K. & K. Fu-

10. Literaturverzeichnis

- jita (Hrsg.): Proceedings International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska (U.S. Depart. Inte., Min. Manag. Serv., Alaska Outer Continental Shelf Region), *OCS study*, **MMS94-0040**: 135-140.
- Nürnberg, D., I. Wollenburg, D. Dethleff, H. Eicken, H. Kassens, T. Letzig, E. Reimnitz und J. Thiede (1994): Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. In: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Science, *Marine Geology*, **119**: 185-214.
- Nürnberg, D., M.A. Levitan, J.A. Pavlidis und E.S. Shelekhova (1995a): Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara Seas. *Geol. Rundschau*, **84**: 665-682.
- Nürnberg, D., D.K. Fütterer, F. Niessen, N. Nørgaard-Pedersen, C.J. Schubert, R.F. Spielhagen und M. Wahsner (1995b): The depositional environment of the Laptev Sea continental margin: Preliminary results from the R/V Polarstern ARK IX-4 cruise. *Polar Research*, **14** (1): 43-53.
- Nürnberg, D., C.J. Schubert, R. Stein und C. Vogt (1995c): Biogenic barium and opal in Arctic Ocean sediments - do they reflect paleoproductivity? *EOS Trans. AGU*, **76** (16, Spring Meet. Suppl.): S172.
- Okulitch, A.V., B.G. Lopatin und H.R. Jackson (1989): Circumpolar Geological Map of the Arctic. Geological Survey of Canada. 1:6.000.000. Ottawa (Geological Survey of Canada). Map 1765A.
- Ostenson, N.A. (1966): The Arctic Ocean. In: Fairbridge, R.W. (Hrsg.): *Encyclopedia of Oceanography*. New York (Reinhold Publishing Company): 49-55.
- Paetsch, H. (1991): Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen an spätquartären Sedimenten. *Berichte, SFB313* (Universität Kiel), **29**: 83 pp.
- Pagels, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmungen der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. *Geomar Report*, Kiel (Geomar, Kiel), **10**: 106 pp.
- Pak, D.K., D.L. Clark und S.B. Blasco (1992): Late Pleistocene stratigraphy and micropaleontology of a part of the Eurasian Basin (=Fram Basin), central Arctic Ocean. *Marine Micropaleontology*, **20**: 1-22.
- Pearson, M.J. (1990): Clay mineral distribution and provenance in Mesozoic and Tertiary mudrocks of the Moray Firth and northern North Sea. *Clay Min.*, **25**: 519-541.
- Perry, R.K., H.S. Fleming, J.R. Weber, Y. Kristoffersen, J.K. Hall, A. Grantz und G.L. Johnson (1986): Bathymetry of the Arctic Ocean. 1:6000000. Washington (Geological Society of America), GEBCO 517.
- Peters, K.E. (1986): Guidelines for interpreting petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bull. Am. Ass. Pet. Geol.*, **70**: 318-329.
- Petschick, R., G. Kuhn und F. Gingele (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic - sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology*, **130**: 203-229.
- Pfirman, S.L. und A. Solheim (1989): Subglacial meltwater discharge in the open marine tidewater glacier environment: Observations from Nordaustlandet. *Marine Geology*, **86**: 283-319.
- Pfirman, S., D. Bauch und T. Gammelsrød (1994): The Northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. In: Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland (Hrsg.): The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monograph*. Washington, D.C. (American Geophysical Union), **85**: 77-94.
- Pfirman, S.L., J.-C. Gascard, I. Wollenburg, P. Mudie und A. Abelmann (1989a): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. *Polar Research*, **7**: 59-66.
- Pfirman, S.L., I. Wollenburg, J. Thiede und M.A. Lange (1989b): Lithogenic sediment on Arctic pack ice - Potential aeolian flux and contribution to deep sea sediment. In: Leinen, M. und M. Samthein (Hrsg.): Contribution to the NATO Advanced Workshop; Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport. *NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C282**: 463-491.
- Pfirman, S., M.A. Lange, I. Wollenburg und P. Schlosser (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic and Antarctic comparisons. In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 187-211.
- Pfirman, S.L., R. Colony, D. Nürnberg, H. Eicken und I. Rigor (eingereicht): Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*
- Phillips, R.L., A. Grantz, M.W. Mullen, H.J. Rieck, M.W. McLaughlin und T.L. Selkirk (1992): Summary

10. Literaturverzeichnis

- of lithostratigraphy and stratigraphic correlations in piston cores from Northwind Ridge, Arctic Ocean, from USCGC *Polar Star*, 1988. Washington, DC. (U.S. Depart. Inte., U.S. Geological Survey). *Open-file report*, **92-426**.
- Phillips, R.L. und A. Grantz (1995): Variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: Implication for latest Wisconsin and Holocene paleocurrents. *In*: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada), 168-169.
- Pisias, N.G. und M. Leinen (1984): Milankovitch forcing of the oceanic system: evidence from the Northwest Pacific. *In*: Berger, A.L., J. Imbrie, G. Hays, G. Kukla und B. Saltzman (Hrsg.): Milankovitch and Climate, Part I. *NATO ASI Series*, Dordrecht (D. Reidel Publ. Comp.), **C126**: 307-330.
- Plag, H.-P., W.E.N. Austin, D.F. Belknap, R.J.N. Devoy, J. England, H. Josenhans, J.D. Peacock, K.S. Petersen, K. Rokoengen, J.D. Scourse, D.E. Smith und R.T.R. Wingfield (1996): Late Quaternary relative sea-level changes and the role of glaciation upon continental shelves. *Terra Nova*, **8**: 213-222.
- Polyak, L. und A. Solheim (1994): Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land. *Polar Research*, **13** (2): 197-207.
- Polyak, L., S.J. Lehman, V. Gataullin und A.J.T. Jull (1995): Two-step deglaciation of the south-eastern Barents Sea. *Geology*, **23** (6): 567-571.
- Polyak, L., F.A. Herlihy, S.L. Forman, G. Ivanov und P. Krinitsky (1996): Deglaciation record from the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea. *In*: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 100-101.
- Progrebitskii, Y.E. (1971): *Paleotektonicheskiy Analiz Taymyrskoi Skladchatoi Sistemy (in Russisch)*. Tr. Nauchno-Issled. Inst. Geol. Arktiki: 156 pp.
- Pyatnitskiy, V.K. (1974): The relief of basement surface and structure of the sedimentary mantle of the Siberian Platform. *Soviet. Geol. Geophys.*, **15**(9): 71-80.
- Quadfasel, D., B. Rudels und K. Kurz (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. *Deep-Sea Research*, **35** (7): 1143-1150.
- Rachor, E. (1992): Scientific Report of RV "Polarstern" Cruise ARK-VIII/2. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **115**: 150 pp.
- Rachold, V., E. Hoops und H.-W. Hubberten (1996): Inorganic geochemistry of suspended particulate material (SPM) of east Siberian rivers - sediment transport to the Laptev Sea. *In*: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 24.
- Raymo, M., E. Jansen und ODP LEG162 Scientific Party (1996): Frontiers of climate research extended by ocean drilling. *EOS*, **77** (8): 75-79.
- Reed, J.C. und J.E. Sater (Hrsg.) (1974): *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*. Arlington, Virginia (Arctic Institute of North America): 750 pp.
- Reimnitz, E. und P.W. Barnes (1974): Sea ice as a geological agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska. *In*: Reed, J.C. und J.E. Sater (Hrsg.): *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*. Arlington, Virginia (Arctic Institute of North America): 301-353.
- Reimnitz, E. und E.W. Kempema (1987): Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. *J. Geophys. Res.*, **92** (C13): 14671-14678.
- Reimnitz, E., D. Dethleff und D. Nürnberg (1994): Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *In*: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Steinhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology, *Marine Geology*, **119**: 215-225.
- Reimnitz, E., M. McCormick, J. Bischof, D. Darby und P.W. Barnes (in Vorbereitung): Comparison of sediment composition in sea ice with that of the shallow source area.
- Reynolds Jr., R.C. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, **18**: 25-36.
- Rigor, I. (1992): Arctic Ocean buoy program. *ARCOS newsletter*, **44**: 1-3.
- Rossak, B. (1995): Zur Tonmineralverteilung und Sedimentzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Laptevsee, sibirische Arktis. [unveröff. Diplomarbeit], Universität Würzburg/ GEOMAR Kiel: 95 pp.
- Ruddiman, W.F., M.E. McIntyre und M.E. Raymo (1986): Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic

10. Literaturverzeichnis

- and northern hemisphere ice sheets. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **80**: 117-129.
- Ruddiman, W.F., A. McIntyre, V. Niebler-Hunt und J.T. Durazzi (1980): Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quaternary Research*, **13**: 33-64.
- Rudels, B., L.G. Anderson und E.P. Jones (1996): Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101** (C4): 8807-8821.
- Rudels, B., E.P. Jones, L.G. Anderson und G. Kattner (1994): On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: Johannessen, O.M., R.D. Muench und J.E. Overland (Hrsg.): The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume. *Geophysical Monograph*. Washington, D.C. (American Geophysical Union), **85**: 33-46.
- Salvigsen, O., S.L. Forman und G.H. Miller (1992): Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Research*, **11** (1): 1-10.
- Samarkin, V., V. Ostroumov und S. Gubin (1996): The expedition KOLYMA 1995 of the ISSP-Pushchino group. In: Bolshiyarov, D.Y. und H.-W. Hubberten (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995 of the ISSP Pushchino Group. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **211**: 199-208.
- Samtleben, C., K.-H. Baumann und A. Schröder-Ritzau (1995): Distribution, composition, and seasonal variation of coccolithophore communities in the Northern North Atlantic. In: Flores, J.-A. und F.J. Sierro (Hrsg.): 5th INA Conference in Salamanca Proceedings. Salamanca: 219-235.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Arnhold, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatøy, T. Veum, E. Vogelsang und M.S. Weinelt (1992): $\delta^{18}\text{O}$ Time-slice reconstructions of meltwater anomalies at the termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N. In: Bard, E. und W.S. Broecker (Hrsg.), The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies. *NATO ASI Series*. Berlin/ Heidelberg (Springer Verlag), **12**: 183-200.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Weinelt, M. Arnhold, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatøy, G. Johannessen, S. Jung, N. Koç, L. Labeyrie, M. Maslin, U. Pflaumann und H. Schulz (1995): Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography*, **10** (6): 1063-1094.
- Schauer, U., R.D. Muench, B. Rudels und L. Timokhov (1997): Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *J. Geophys. Res.*, **102** (C2): 3371-3382.
- Schneider, D.A., J. Backman, W.B. Curry und G. Possnert (1996): Paleomagnetic constrains on sedimentation rates in the Eastern Arctic Ocean. *Quaternary Research*, **46**: 62-71.
- Schneider, W. und G. Budeus (1995): On the generation of the Northeast Water Polynya. *J. Geophys. Res.*, **100** (C3): 4287-4299.
- Scholten, J.C., R. Botz, A. Mangini, H. Paetsch, P. Stoffers und E. Vogelsang (1990): High resolution $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ stratigraphy of sediments from high-latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait). *Earth Plan. Sci. Lett.*, **101**: 54-62.
- Schubert, C.J. (1995): Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **177**: 178 pp.
- Schubert, C.J. und R. Stein (1996): Deposition of organic carbon in late Quaternary Arctic Ocean: terrigenous supply vs. marine productivity. *Organic Geochemistry*, **24** (4): 421-436.
- Scott, D.B., P.J. Mudie, K.D. MacKinnon und F.E. Cole (1989): Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**: 260-277.
- Selley, R.C. (1988): *Applied Sedimentology*. London (Academic Press): 446 pp.
- Shackleton, N.J., A. Berger und W.R. Peltier (1990): An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Earth Sciences*, **81**: 251 - 261.
- Shackleton, N.J., J. Backman, H. Zimmerman, D.V. Kent, M.A. Hall, D.G. Roberts, D. Schnitker, J.G. Baldauf, A. Desprairies, R. Homrighausen, P. Huddlestun, J.B. Keene, A.J. Kaltenback, K.A.O. Krumsiek, A.C. Morton, J.W. Murray und J. Westberg-Smith (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307**: 620-623.
- Shelekhova, E.S., M.A. Levitan, Y.A. Pavlidis, D. Nürnberg und M. Wahsner (1995): Clay mineral distribution in surface sediments of the southwestern Kara Sea. *Oceanology (English Translation)*, **35** (3): 403-406.
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sediment. Petr.*, **24** (3): 151-158.
- Siegert, C., A.Y. Derevyagin, G.N. Shilova, W.-D. Hermichen und A. Hiller (1996): Terrestrial paleoclimatic records from permafrost sequences in the eastern Taymyr lowland. In: Kassens, H., F. Linde-

10. Literaturverzeichnis

- mann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*. Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), **9/96**: 73-74.
- Siegert, M.J. und J.A. Dowdeswell (1995a): Numerical Modelling of the Late Weichselian Svalbard-Barents Sea Ice Sheet. *Quaternary Research*, **43**: 1-13.
- Siegert, M.J. und J.A. Dowdeswell (1995b): Late Weichselian ice-sheet sensitivity over Franz Josef Land, Russian High Arctic, from numerical modelling experiments. *Boreas*, **24**: 207-224.
- Siegert, M.J. und J.A. Dowdeswell (1996): Topographic control on the dynamics of the Svalbard-Barents Sea ice sheet in Late Weichselian time. In: Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen und S. Cloetingh (Hrsg.): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Change, Special Issue*, **12**: 27-39.
- Sigmond, E.M.O. (1992): Bedrock map of Norway and adjacent ocean areas. 1:3 million. Oslo (Geol. Survey of Norway).
- Silverberg, N. (1972): Sedimentology of the surface sediments of the east Siberian and Laptev Seas. [Dissertation], University of Washington, Seattle: 184 pp.
- Smith, J.V. und W.L. Brown (1988): *Feldspar Minerals*. Berlin (Springer Verlag), **1**: 828 pp.
- Solheim, A. und A. Elverhøi (1996): Surface sediments of the north-western Barents Sea. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 144-158.
- Solheim, A., L. Russwurm, A. Elverhøi und M. Nyland-Berg (1990): Glacial geomorphic features: direct evidence for grounded ice in the northern Barents Sea and implications for the pattern of deglaciation and late glacial sedimentation. In: Dowdeswell, J.A. und J.D. Scourge (Hrsg.): Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London (The Geological Society), **53**: 253-268.
- Solheim, A., F. Riis, A. Elverhøi, J.J. Faleide, L.N. Jensen und S. Cloetingh (Hrsg.) (1996): Impact of Glaciations on Basin Evolution: Data and Models from the Norwegian Margins and Adjacent Basins. *Global and Planetary Change, Special Issue*, **12**: 450 pp.
- Soper, N.J. und A.K. Higgins (1991): Late Cretaceous-Early Tertiary Deformation, North Greenland; Chapter 16. In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*. Ottawa (Geological Survey of Canada), **3** (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 459-466.
- Spielhagen, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. *GEOMAR Report*, Kiel (GEOMAR, Kiel), **4**: 133 pp.
- Spielhagen, R.F. und H. Erlenkeuser (1994): Stable oxygen and carbon isotopes in planktic foraminifers from Arctic Ocean surface sediments: Reflection of the low salinity surface water layer. In: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. *Marine Geology*, **119**: 227-250.
- Spielhagen, R.F. und J. Thiede (1994): Late Quaternary changes in the Arctic ice cover. In: Kassens, H., H.-W. Hubberten, S.M. Pryamikov und R. Stein (Hrsg.), Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev-Sea. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **144**: 101-105.
- Spielhagen, R.F., A. Eisenhauer, M. Frank, T. Frederichs, H. Kassens, A. Mangini, N.R. Nowaczyk, N. Nørgaard-Pedersen, S. Schäper, R. Stein, J. Thiede, R. Tiedemann, M. Wahsner, G. Bonani und P.W. Kubik (eingereicht): Arctic Ocean evidence for Late Quaternary onset of northern Eurasian ice sheet development. *Geology*.
- Spindler, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic Sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. In: Bleil, U. und J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. *NATO ASI Series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**: 173-186.
- Stax, R. (1994): Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum. *Berichte, FB Geowissenschaften*, Bremen (Universität Bremen), **47**: 150 pp.
- Steel, R.J. und D. Worsley (1984): Svalbard's post-caledonian strata - an atlas of sedimentation patterns and paleogeographic evolution. In: Spencer, A.M. (Hrsg.): *Petroleum Geology of the North European Margin*. London (Graham and Trotman): 109-135.
- Steele, M., J.H. Morison und T.B. Curtin (1995): Halocline water formation in the Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, **100** (C1): 881-894.

10. Literaturverzeichnis

- Stein, R. (1991a): Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences*. Berlin (Springer Verlag), **34**: 217 pp.
- Stein, R. (1991b): Wissenschaftliches Tagebuch der Expedition Arctic '91 (ARK-VIII/3). [unveröff. Bericht].
- Stein, R. (1996): Organic carbon and carbonate distribution in Eurasian continental margin and Arctic Ocean surface sediments: Sources and pathways. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **212**: 243-267.
- Stein, R. und S. Korolev (1994): Shelf-to-basin sediment transport in the eastern Arctic Ocean. In: Kassens, H., H.-W. Hubberten, S.M. Pryamikov und R. Stein (Hrsg.): Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev-Sea. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **144**: 87-100.
- Stein, R. und D. Nürnberg (1995): Productivity proxies: organic carbon and biogenic opal in surface sediments from the Laptev Sea shelf and the adjacent continental slope. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **176**: 286-296.
- Stein, R., S.-I. Nam, C. Schubert, C. Vogt, D.K. Fütterer und J. Heinemeier (1994a): The Last Deglaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean. *Science*, **264**: 692-696.
- Stein, R., H. Grobe und M. Wahsner (1994b): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments. In: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. *Marine Geology*, **119**: 269-285.
- Stein, R., C. Schubert, C. Vogt und D.K. Fütterer (1994c): Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. In: Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. *Marine Geology*, **119**: 333-355.
- Stein, R., C. Schubert, H. Grobe und D. Fütterer (1994d): Late Quaternary changes in organic carbon and carbonate deposition in the central Arctic Ocean: First results of the ARCTIC '91 Expedition. In: Thurston, D.K. und K. Fujita (Hrsg.): Proceedings of the 1992 International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska. (U.S. Depart. Inte., Min. Mang. Surv., Alaska Outer Continental Shelf Region), *OCS Study*, **MMS 94-0040**: 363-368.
- Steinsund, P.I. und M. Hald 1994: Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Paleocceanographic applications. *Marine Geology*, **117**: 303-316.
- Stoner, J.S., J.E.T. Channell und C. Hillaire-Marcel (1995): Magnetic properties of deep-sea sediments off southwest Greenland: Evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology*, **23** (3): 241-244.
- Stow, D.A.V. (1985): Fine-grained sediments in deep-waters: An overview of processes and facies models. *Geo-Marine Letters*, **5** : 17-23.
- Stroh, A. (1988): Quantitative röntgenographische Phasenanalyse von Gesteinen und Mineralgemischen. [Dissertation], Justus-Liebig-Universität Gießen: 227 pp.
- Subba-Rao, D.V. und T. Platt (1984): Primary Production of Arctic Water. *Polar Biology*, **3** : 191-201.
- Sudgen, D.E. (1982): *Arctic and Antarctic - A Modern Geographical Synthesis*. Oxford (Blackwell Publ.): 472 pp.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**: 260-263.
- Suslov, S.P. (1961): *Physical Geography of Asiatic Russia*. San Franzisko (Freeman & Co): 594 pp.
- Svendsen, J.I., J. Mangerud, A. Elverhoi, A. Solheim und R.T.E. Schüttenhelm (1992): The late Weichselian glacial maximum on western Spitsbergen inferred from offshore sediment cores. *Marine Geology*, **104**: 1-17.
- Tedrow, J.C.F. (1966): Arctic soils. In: International Conference on Permafrost 1963: 50-55.
- Thiede, J., (1988): Scientific Cruise Report of Arctic Expedition ARK-IV/3. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **43**: 237 pp.
- Thiede, J., E. Suess und P.J. Müller (1982): Late Quaternary fluxes of major sediments components to the sea floor at the Northwest African continental slope. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. New York/ Heidelberg/ Berlin (Springer): 605-631.
- Thiede, J. und H. Bauch (Hrsg.) (1996): Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN), First Annual Workshop, Strasbourg (European Science Foundation): 58 pp (Abstracts and Poster).

10. Literaturverzeichnis

- Timokhov, L.A. (1994): Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian Seas: Climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation. *In: Kassens, H., H.-W. Hubberten, S.M. Pryamikov und R. Stein (Hrsg.): Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea. Berichte zur Polarforschung. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 144: 15-31.*
- Tissot, B.P. und D.H. Welte (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin/ Heidelberg/ New York (Springer Verlag): 699 pp.
- Trettin, H.P. (Hrsg.) (1991a): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. *Geology of Canada*, Ottawa (Geological Survey of Canada), **3**, (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol.E): 569 pp.
- Trettin, H.P. (1991b): Tectonic framework; Chapter 4. *In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada. Ottawa (Geological Survey of Canada), 3 (also Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 57-66.*
- Trettin, H.P. (1991c): The Proterozoic to Late Silurian record of Pearya; Chapter 9. *In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada. Ottawa (Geological Survey of Canada), 3 (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 239-260.*
- Trettin, H.P., U. Mayr, G.D.F. Long und J.J. Packard (1991): Cambrian to early Devonian basin development, sedimentation, and volcanism, Arctic Islands; Chapter 8. *In: Trettin, H.P. (Hrsg.): Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Geology of Canada. Ottawa (Geological Survey of Canada), 3 (auch Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Vol. E): 163-238.*
- Tucker, M.E. (Hrsg.) (1988): *Techniques in Sedimentology*. Oxford (Blackwell Scientific Publications): 394 pp.
- Tucker, M.E. und V.P. Wright (1990): *Carbonate Sedimentology*. Oxford (Blackwell Scientific Publications): 482 pp.
- Tveranger, J., V. Astakhov und J. Mangerud (1995): The margin of the last Barents-Kara Ice Sheet at Markhida, Northern Russia. *Quaternary Research*, **44**: 328-340.
- van Andel, T.H., G.R. Heath und T.C. Moore (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **143**: 134 pp.
- Velichko, A.A., O.K. Borisova, C.V. Kremenetski, L.C. Cwymar und G.M. MacDonald (1996): Climate and vegetation change in the area adjacent to the Laptev Sea during the late Pleistocene and Holocene. *In: Kassens, H., F. Lindemann und B. Rohr (Hrsg.): Third Workshop on Russian-German Cooperation: Laptev Sea System (Program and Abstracts). Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung). Köln (Alfred-Wegener-Stiftung), 9/96: 75.*
- Vogelsang, E., 1990. Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. *Berichte SFB313*, Universität Kiel, **23**: 136 pp.
- Vogt, C. (1996): Bulk mineralogy of surface sediments from the eastern central Arctic Ocean. *In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.), Surface-Sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. Berichte zur Polarforschung. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 212: 159-171.*
- Vogt, C., F. Lindemann und M. Antonow (1994): Sediment distribution in the Laptev Sea. *In: Kassens, H. und V.Y. Karpuy (Hrsg.): Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea. Berichte zur Polarforschung. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 151: 66-73.*
- Vogt, C., M. Wahsner und R. Stein (1995a): Changes in the Transpolar Drift pattern, Arctic Ocean, during the last glacial/ interglacial traced by mineral assemblages. *In: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada), 175.*
- Vogt, C., J. Knies, H. Grobe und R. Stein (1995b): NW coast of Spitsbergen and Yermak Plateau late Quaternary sediments: Recording the West Spitsbergen Current activity and Svalbard glaciation. *EOS Trans. AGU*, **76** (16, Spring Meet. Suppl.): S173.
- Vogt, C., J. Knies, H. Grobe, R.F. Spielhagen und R. Stein (eingereicht): Late Quaternary paleoceanography near the NW-Spitsbergen coast and on the Yermak Plateau. *Paleoceanography*.
- Vogt, C., J. Knies, C. Müller und R. Stein (in Vorb.): Holocene changes in sedimentation northwest of Spitzbergen recording the varying Atlantic water influx to the Arctic Ocean.
- Vogt, P.R. und O.E. Avery (1974): Tectonic history of the Arctic Basins: Partial solutions and unsolved mysteries. *In: Herman, Y. (Hrsg.): Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. New York (Springer Verlag), 83-117.*

10. Literaturverzeichnis

- Vogt, P.R., K. Crane und E. Sundvor (1994): Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: Sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean. *Geology*, 403-406.
- Vorren, T.O. und J.S. Laberg (1996): Late glacial air temperature, oceanographic and ice sheet interactions in the southern Barents Sea region. In: Andrews, J.T., W.E.N. Austin, H. Bergsten und A.E. Jennings (Hrsg.): Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London (The Geological Society), 111: 303-321.
- Vorren, T.O., M. Hald und E. Lebesbye (1988): Late Cenozoic environment in the Barents Sea. *Paleoceanography*, 3 : 601-612.
- Vorren, T.O., K.-D. Vorren, S. Gulliksen und R. Løvlie (1988): The last deglaciation (20.000 to 11.000 BP) on Andøya western Norway. *Boreas*, 17: 41-77.
- Vorren, T.O., G. Richardsen, S.M. Knutsen und E. Henriksen (1991): Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. *Mar. Pet. Geol.*, 8: 317-340.
- Vorren, T.O., E. Bergsager, Ø.A. Dahl-Stammes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie und T.B. Lund (Hrsg.) (1993): Arctic Geology and Petroleum Potential. *NPS Special Publication*, Amsterdam (Elsevier), 2: 751 pp.
- Wadhams, P. (1983): Sea ice thickness distribution in the Fram Strait. *Nature*, 305: 108-111.
- Wagner, T. (1993): Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/ Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. *Berichte SFB313*, Kiel (Christian-Albrechts-Universität), 42: 138 pp.
- Wagner, T. und R. Henrich (1994): Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. *Marine Geology*, 120: 335-364.
- Wahsner, M. (1995): Mineralogical and sedimentological characterization of surface sediments from the Laptev Sea. In: Kassens, H., D. Piepenburg, J. Thiede, L. Timokhov, H.-W. Hubberten und S.M. Priamnikov (Hrsg.): Russian-German Cooperation: Laptev Sea System. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 176: 303-313.
- Wahsner, M. und E.S. Shelekova (1994): Clay mineral distribution in Arctic deep sea and shelf surface sediments. *Greifswalder geologische Beiträge*, A 8 (29): 234 (abstract).
- Wahsner, M., R. Stein und C. Vogt (1995): The recent eastern Arctic Ocean sedimentary environment and its change during the Late Quaternary. *EOS Trans. AGU*, 76 (16, Spring Meet. Suppl.): S172.
- Wahsner, M., G. Tarasov und G. Ivanov (1996): Marine geological investigations of surface sediments in the Franz-Josef-Land area and the St. Anna Trough. In: Stein, R., G. Ivanov, M. Levitan und K. Fahl (Hrsg.): Surface-Sediment Composition and Sedimentary Processes in the Central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 212: 172-184.
- Wahsner, M., C. Müller, M. Levitan, G. Tarasov, G. Ivanov und R. Stein (in Vorbereitung): Clay mineralogy distribution in surface sediments from the Central and Eastern Arctic Ocean - implications for source areas and pathways.
- Walker, D.A., I.J. Fairchild und B. Spiro (1995): The nature and origin of authigenic carbonates within glacial-marine sediments from the central Arctic Ocean and Antarctic continental margin. In: Mayer, L., D. Piper und F. Rack (Hrsg.): Fifth International Conference on Paleoceanography, Halifax, Nova Scotia, Canada (Dept. of Geodesy & Geomatics Engineering, Univ. of New Brunswick, Fredericton, Canada), 175.
- Weber, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. *Berichte zur Polarforschung*, Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), 109: 165 pp.
- Weiel, D. (1997): Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. [unveröff. Diplomarbeit], Universität Köln/ Alfred-Wegener-Institut: 138 pp..
- Werner, A. (1988): Holocene glaciation and climatic change Spitsbergen, Svalbard. [Dissertation], Univ. of Colorado, Boulder: 297 pp.
- Williams, K.M., J.T. Andrews, N.J. Weiner und P.J. Mudie (1995): Late Quaternary paleoceanography of the mid- to outer continental shelf, East Greenland. *Arctic and Alpine Research*, 27 (4): 352-363.
- Winsnes, T.S. (1988): *Geological map 1:1.000000. Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen*. Nor. Polar. Temakart. 3: 12 pp.
- Wohlfahrt, B., G. Lemdahl, S. Olsson, T. Persson, I. Snowball, J. Ising und V. Jones (1995): Early Holocene environment on Bjørnøya (Svalbard) inferred from multidisciplinary lake sediment studies.

10. Literaturverzeichnis

- Polar Research*, **14** (2): 253-275.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **127**: 159 pp.
- Wollenburg, J. (1995): Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean. *Berichte zur Polarforschung*. Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **179**: 227 pp.
- Zahn, R. und R. Keir (1994): Tracer-nutrient correlations in the upper ocean: Observational and box model constraints on the use of benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and Cd/Ca as paleo-proxies for the intermediate-depth ocean. In: Zahn, R., T.F. Pederson, M.A. Kaminski und L. Labeyrie (Hrsg.): Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change. *NATO ASI Series*, Berlin Heidelberg (Springer-Verlag), **117**: 195-221.
- Zahn, R., B. Markussen und J. Thiede (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, **314**: 433-435.
- Zonenshain, L.P. und L.M. Natapov (1989): Tectonic history of the Arctic region from the Ordovician through the Cretaceous. In: Herman, Y. (Hrsg.), *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*. New York (van Nostrand Reinhold): 829-862.

11. Anhang

Alle Datentabellen des Anhangs (A-C; Tab. A1-A13) sind in der Datenbank PAN-GAEA am Alfred-Wegener-Institut archiviert und können unter der folgenden Adresse abgefragt werden. The data (Annex A-C; Tab. A1-A13) can be retrieved from:

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Department of Marine Geology, Columbusstrasse, 27568 Bremerhaven, Germany, Phone: +49 471 4831 220, Fax: +49 471 4831 149, E-mail: sepan@awi-bremerhaven.de.

Anhang A

Kernbeschreibungen der Sedimentkerne der ARK-VIII/3 und ARK-IX/3-Expeditionen (aus: Fütterer 1992, 1994)

Anhang B

Der Probensatz von D.L. Clark und B. Winter (Univ. of Madison-Wisconsin).

- Tab. A1 Positionen, vorhandene Korngrößen und Herkunft des Probensatzes.
- Tab. A2 Gesamtmineralogie der Oberflächenproben und Landmaterialien.
- Tab. A3 Mineralogie der > 63 µm-Fraktion von 3 Sedimentkernen des Amerasi-schen Beckens.

Anhang C

Sedimente des Eurasischen Beckens und umgebender Schelfe.

- Tab. A4 Positionen und Gesamtmineralogiedaten der untersuchten Oberflächenproben in den Schelfgebieten.
- Tab. A5 Positionen und Gesamtmineralogiedaten der untersuchten Oberflächenproben im Eurasischen Becken (vgl. Vogt 1996).
- Tab. A6 Gesamtmineralogie von Karbonatgesteinsbröckchen aus dem nördlichen Eurasischen Becken (in Zusammenarbeit mit N. Nørgaard-Pedersen, GEOMAR Kiel).
- Tab. A7 Stabile Isotope, granulometrische und organisch-geochemische Analysedaten der Sedimentkerne.
- Tab. A8 Gesamtmineralogie der Sedimentkerne.
- Tab. A9 Siltmineralogie der Sedimentkerne.
- Tab. A10 Tonmineralogie der Sedimentkerne.
- Tab. A11 Tonmineraldaten von PS2206-4 berechnet mit unterschiedlichen Faktoren (vgl. Tab. 2.6).
- Tab. A12 Maximal- Minimal- und Mittelwerte verschiedener Sedimentparameter in den vermuteten Herkunftsgebiete der Sedimente des Eurasischen Beckens (basierend auf eigenen und Literaturdaten, siehe Zitate in Tabelle).
- Tab. A13 Akkumulationsraten für ausgewählte Sedimentparameter in den Sedimentkernen (Sedimentphysikalische Parameter von Knies 1994, Bergmann 1996 und Kassens, persl. Mittlg. 1994).

Anhang D

- Tab. A14 Gruppeneinteilung der Reinstmineraldatenbank für das Auswerteprogramm QUAX (Quantitative Phase Analysis with X-ray Diffraction).

Anhang D (Tabelle A14)

Gruppeneinteilung der Reinstmineraldatenbank für das Auswerteprogramm QUAX (Quantitative Phase Analysis with X-ray Diffraction).

(alle nicht ausführlicher beschriebenen Reinstmineralphasen stammen aus der ursprünglichen Sammlung; siehe Stroh 1988; AND-Nummern beziehen sich auf die Originalbenennung der Reinstmineralfiles, *) Gruppe, *. Untergruppe).

1) ALLGEMEINE

1. Quarz: Quarz, Trydymit, Christoballit
2. Talk: Talk, Talk (Balmat, N.Y., U.S.A.)
7. Zirkon Sri Lanka, Zirkon AND227
8. Apatit, Fluorapatit (Cantley, Quebec, Canda)
10. Olivin Zypern, Olivin Schottland
11. Fluorit
15. Anhydrit, Gips, Baryt, Baryt (Frizington, Cumbria, England)
17. Korund (γ -Korund, Martoxid, Fa. Martinswerk)

2) ILLITE UND GLIMMER

Biotit (Mg-reich), Biotit AND119, Biotit AND551, Biotit AND558, Phlogopit, Muskovit, Muskovit (Upton, England), Muskovit (Einkristall, Custer County, S-Dakota, U.S.A. U.Mosler), Illit (Cambrian Shale, Silver Hill, Montana, U.S.A., IMt2 (Clay Mineral Society/ Source Clay Project; 2x), Glaukonit, Glaukonit (Hazlet, N.J., U.S.A.)

3) CHLORITE

Chlorit, Chlorit (Salzburger Land, Österreich), Chlorit (U. Mosler, Uni Freiberg, "Aphrosiderit")

4) KAOLINITE

Kaolin (gut kristallisiert, Washington County, Georgia, U.S.A., KGa-1 (CMS); 3x), Kaolinit (Bath, England), Kaolin (schlecht kristallisiert, Warren County, Georgia, U.S.A., KGa-2 (CMS))

5) SMEKTITE/ MONTMORILLONITE

Smektit (Mösburg, Deutschland, AWI (F. Gingele)), Illit/Smektit 60:40 geordnete Schichtlagerung (Mancos Shale. Ordovizium, IsMt-2 (CMS)), Montmorillonit

11. Anhang

(Cameron, Arizona, U.S.A., 2x), Montmorillonit (Bayard 344, N.M., U.S.A.), Montmorillonit (Soil 474, Ethiopien), Montmorillonit (Geisenheim 699, Deutschland), Na-Montmorillonit (Crook County, Wyoming, U.S.A., SWy-1 (CMS)), Ca-Montmorillonit (Stx-1 (CMS)), Vermikulit (Kola-Halbinsel, Russland, (U. Mosler, Uni Freiberg))

6) KALIFELDSPÄTE

Sanidin AND210, Adular AND234, Orthoklas AND371, Kalifeldspat AND352, Mikroklin AND442, Mikroklin (Perry Sound, Ontario, Canada)

7) PLAGIOKLASE/ ALKALIFELDSPÄTE

Albit AND204, AND248, AND250, AND354, AND439, Albit (Val Christallina, Schweiz), Oligoklas AND351, Labradorit AND209, AND440, Bywtonit AND441, Anorthit, Plagioklas HK35, MH52, AND375, AND463

8) ORTHOPYROXENE

Enstatit AND414, Fe-Enstatit, Hypersthen AND401

9) KLINOPYROXENE

Augit AND79, AND417, AND592, Augit (Ti-Ag Eifel), Augit (Monte Rossi Italien), Augit (CSSR), Diopsid, Jadeit, Spodumen AND533

10) TRIGONALE KARBONATE

Kalzit (synthetisch), Kalzit (Chihuahua, Mexiko), Kalzit (Eejunga, Island), Kalzit (reinst), Siderit (Siegerland), Siderit (Grönland)

11) MONOKLINE KARBONATE

Dolomit (Traversella, Italien), Dolomit (reinst), Dolomit (Snarum, Norway), Dolomit (Sussex, N.Y., U.S.A.), Aragonit

12) AMPHIBOLE

Hornblende AND213, AND356, AND382, AND406, AND409, AND444, Aktinolith AND261, Tremolith AND455, Barhevikit AND445, Anthophyllit AND255, Apophyllit AND526

13) GRANATE

Andradit AND286, AND287, AND289, Grossular AND288, Almandin AND317, Granat AND201, AND251, AND333, VH586, Granat (&Korund) AND315

14) AL₂SI O₅-GRUPPEN

SILIKATE

Sillimanit (Italien), Andalusit
AND515, Andalusit

19) SPINELLGRUPPE

Spinell (Indien)

16) ZEOLITHE/PREHNIT

Chabasit, Phillipsit (Mineral Reserve
27154), Natrolith, Prehnit

18) FELDSPATOIDE (FOIDE)

Nephelin

17) EPIDOTE

Epidot AND512, JA48, H234,
H465, Epidot (Indien), Zoisit

20) SULFIDERZE

Pyrit, Markasit, Phyrothin,
Molybdänsulfid

21) OXIDERZE

Rutil (Newcastle, W-Australien & Eneabba, Australien;2x), Zinnstein, Ilmenit,
Magnetit, Hämatit, Titanomagnetit

22) MINERALE DER METAMORHOSE

Cordierit, Chloritoid, Serpentin

24) AMORPHE MINERALE

Kieselglas

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 Forschungs-
schiffes '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 'Polarsirkele'
(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 Grundschieppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“,
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“,
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“,
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“,
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,
Bericht von den 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