

**Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial
in spätquartären Tiefseesedimenten
des zentralen östlichen Arktischen Ozeans
und der Framstraße**

**Sea ice-transported lithogenic finefraction
of Late Quaternary deep-sea sediments
of the central eastern Arctic Ocean
and the Fram Strait**

Thomas Letzig

**Ber. Polarforsch. 162 (1995)
ISSN 0176 - 5027**

Thomas Letzig

c/o GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften,
Wischhofstraße 1-3, D-24148 Kiel

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation,
die 1993 am GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel angelegt wurde.

	Seite
Inhaltsverzeichnis	
Abstract	iii
Zusammenfassung	v
1 Einführung	1
1.1 Grundlagen und Fragestellung	1
1.2 Topographie, Bathymetrie und Ozeanographie der Untersuchungsgebiete	4
2 Material und Methodik	8
2.1 Probenauswahl, Probenentnahme und Kurzbeschreibung der Sedimente	8
2.2 Probenaufbereitungen und Sedimentanalysen	11
2.2.1 Korngrößenbestimmungen	12
2.2.2 Tonmineralbestimmungen	14
2.3 Berechnung der linearen Sedimentations- und Akkumulationsraten	17
3 Stratigraphie	18
4 Ergebnisse	21
4.1 Korngrößen	21
4.1.1 Ton-, Silt- und Sandanteile	21
4.1.2 Korngrößenverteilungen innerhalb der Siltfraktion	29
4.2 Tonmineralogie	39
4.3 Quarzgehalte in der Tonfraktion	47
4.4 Akkumulationsraten	47
5 Diskussion	52
5.1 Faziestyp 'arktisches Meereissediment'	52
5.1.1 Korngrößenverteilungen arktischer Meereissedimente im Vergleich	52
5.1.2 Eintragsmechanismen und Eingrenzung potentieller Herkunftsgebiete arktischer Meereissedimente	53

5.1.3	Veränderlichkeit der Tonmineralvergesellschaftung arktischer Meereissedimente	54
5.1.4	Smektit als Anzeiger für die Herkunft des arktischen Meereises	56
5.2	Sedimentäre Hinweise auf den Sedimenttransport durch arktisches Meereis in spätquartären Tiefseesedimenten	56
5.2.1	Korngrößenverteilungen	56
5.2.2	Tonmineralverteilungen	60
6	Schlußfolgerungen	64
7	Danksagung	67
8	Literatur	69
9	Anhang	78

Abstract

Arctic sea ice sediments (sampling in 1991) along a N/S-transect in the central eastern Arctic Ocean were investigated, concerning granulometric and clay-mineral analysis. Thanks to the new data about grain sizes distributions, it is possible to classify the sea ice sediments as "clayly silts". This supports the former trend of fine-grained sediments within the sea ice, which has been favored up to now. An increase in smectite, along a N/S-transect through the Arctic Ocean in the southern direction, could be determined. These results support the possibility of a facial classification of a recent sea ice sediment type. The sedimentary character of sea ice sediments (grain size distributions, clay mineralogy) provides some information about the main sediment incorporation processes ("anchor-ice", "frazil-ice") of fine-grained particles into the sea ice and about the localization of Siberian source areas.

Recent and Late Quaternary Arctic deep-sea sediments from different sedimentological provinces in the central eastern Arctic Ocean and the Fram Strait were tested for a sedimentological indicator of sea ice cover in the sedimentary record.

For these examinations the data of grain size distributions and clay mineralogical composition of sea ice sediments were compared to surface sediments from similar latitudes. According to this comparison, it was concluded that in the area of Barents Continental Rise and the Nansen Basin a "sea ice signal" is overlain by erosive features, while the surface sediments of the Gakkel Ridge are influenced by the deposition of sea ice sediments, as evidenced by clay-mineral distributions and statistical grain size parameters (in particular the "sorting") of the silt fraction.

Sedimentological indications of sea ice sedimentation can also be found in Late Quaternary deep-sea sediments in the areas of the Gakkel Ridge and Fram Strait. The influence of sea ice sediments on the sedimentary record is best documented during the last 15000 years. The Gakkel Ridge sediments' relatively high silt amounts, related with an increase in bad sorting values show the possibility of a sedimentary supply by sea ice in the area of Gakkel Ridge. However, in the Fram Strait with its complex circulation patterns the trend of sorting values is reversed. This fact can be attributed to a greater influence of oceanic currents. The compositions of clay minerals in Late Quaternary deep-sea sediments of the Gakkel Ridge and the western Fram Strait show high illite, both low smectite and chlorite concentrations and slightly higher amounts of kaolinite, certainly controlled by the

clay-mineral compositions of the sea ice sediments of the Transpolar Drift. Higher kaolinite in deep-sea sediments of comparatively the same age from furthermore eastern areas could signify a southern material supply from the Norwegian Greenland Sea.

The accumulation rates of silt and smectite are increasing during the period of Termination I. This can be associated with a starting sea level rise, which caused flooding of smectite-rich Siberian shelf sediments. The Laptev Sea could have been such an area. The starting mechanisms of sediment incorporation processes caused an enrichment of smectite in the sea ice. As a result of sea ice drift, the smectite-rich sea ice sediments could reach the Gakkel Ridge with a following period of higher accumulation rates.

Zusammenfassung

Arktische Meereissedimente (Probenahme 1991) entlang eines N/S-Transektes im zentralen östlichen Arktischen Ozean wurden Korngrößenanalytisch und tonmineralogisch untersucht. Die neuen Korngrößendaten erlauben eine Klassifikation von Sedimenten in "tonige Silte" und bestätigen damit den bisherigen Trend favorisierter feiner Sedimente im Meereis. In tonmineralogischer Sicht konnte eine Zunahme des Smektitgehaltes entlang eines N/S-Schnittes durch den zentralen östlichen Arktischen Ozean in Südrichtung bestätigt werden. Diese Ergebnisse bekräftigen die Möglichkeit einer faziellen Einstufung des rezenten Meereissedimenttyps. Die sedimentären Charakteristika der Meereissedimente (Korngrößen und Tonmineralogie) lassen Rückschlüsse auf die vorherrschenden Eintragsmechanismen feiner Sedimentpartikel in das Meereis während der Eisbildungsphase ("anchor-ice", "frazil-ice") und auf die Eingrenzung sibirischer Herkunftsgebiete zu.

Rezente und spätquartäre arktische Tiefseesedimente verschiedener sedimentologischer Provinzen im zentralen östlichen Arktischen Ozean und der Framstraße wurden auf ein "Meereissignal" hin überprüft.

Dazu wurden Korngrößendaten und Tonmineralvergesellschaftungen von Meereissedimenten und rezenten Meeresbodenoberflächensedimenten vergleichbarer geographischer Breite untersucht. Während im Bereich des Barentsschelfrandes und des Nansen-Beckens ein "Meereissignal" durch strömungsbedingte Sedimentumlagerungsprozesse überprägt wird, zeigen die Oberflächensedimente des Gakkel-Rückens eine Beeinflussung durch Meereissedimentation, belegt durch tonmineralogische Ergebnisse und statistische Korngrößenparameter (insbes. Sortierungsgrade) in der Siltfraktion.

Sedimentäre Hinweise auf Meereissedimentation gibt es auch in spätquartären arktischen Tiefseesedimenten aus dem Gebiet des Gakkel-Rückens und der Framstraße. Am deutlichsten ist der Einfluß der Meereissedimentation in den Sedimentkernen während der letzten ca. 15 ka zu dokumentieren. In den Sedimenten des Gakkel-Rückens zeigen relativ hohe Siltgehalte mit ansteigenden schlechten Sortierungsgraden einen möglichen Sedimenteintrag aus dem Meereis. In der relativ kleinräumigen Framstraße mit ihren komplizierteren Zirkulationsmustern ist der Trend von Sortierungswerten gegenläufig, was mit erhöhtem

Strömungseinfluß erklärt werden kann. Die Tonmineralzusammensetzungen in den spätquartären Tiefseesedimenten des Gakkel-Rückens und der westlichen Framstraße zeigen hohe Illitgehalte, niedrige Smektit- und Chloritgehalte und leicht erhöhte Kaolinitgehalte, sicherlich gesteuert durch die Tonmineralzusammensetzungen des Meereises aus der Eisdrift. Höhere Kaolinitgehalte in Tiefseesedimenten vergleichbaren Alters aus weiter östlich gelegenen Gebieten könnten eine südliche Materialanlieferung aus dem Europäischen Nordmeer bedeuten.

Akkumulationsraten für den Silt und den Smektit steigen während der Termination I verstärkt an. Das kann in Verbindung gebracht werden mit einem einsetzenden Meeresspiegelanstieg, der zu einer Überflutung sibirischer smektitangereicherter Schelfsedimente führte. Ein solches Meeresgebiet könnte die Laptevsee gewesen sein. Die einsetzenden Sedimenteintragsmechanismen bewirkten eine Anreicherung von Smektit im Meereis. Durch die Eisdrift konnte das smektitreiche Meereissediment zum Gakkel-Rücken gelangen und dort verstärkt akkumulieren.

1 Einführung

1.1 Grundlagen und Fragestellung

Die nordpolaren Meereisdecken sind als bedeutende Faktoren im globalen Wirkungsgefüge der klimatischen Vorgänge zu werten (PFIRMAN & THIEDE 1992). Ausdehnung, Eigenschaft und Zusammensetzung der nordpolaren Eisdecken haben Auswirkungen auf den Gas- und Wärmeaustausch im System Ozean-Atmosphäre, bestimmen die Ablationsprozesse und die Albedo, steuern indirekt den Wassermassenaustausch (Tiefenwassererneuerung) und kontrollieren nicht nur biologische Vorgänge, sondern können auch die Sedimentbilanz im Arktischen Ozean entscheidend beeinflussen (CLARK et al. 1980, GIERLOFF-EMDEN 1982, CLARK & HANSON 1983, AAGAARD et al. 1985, THIEDE 1988, CLARK 1988, CLARK 1990, UNTERSTEINER 1990, THIEDE et al. 1990). Aufgrund der globalen Auswirkungen und der sehr sensiblen Reaktionen auf schon minimale Umweltveränderungen ist die rasche Veränderlichkeit der arktischen Meereisdecke sowohl für die heutige ozeanologische und klimatische als auch für die paläo-ozeanologische und paläoklimatische Entwicklung im Nordpolarmeer als Faktor zu berücksichtigen. Arktische Tiefseesedimente halten die rezente bzw. subrezente Ablagerungsgeschichte mit den daraus resultierenden Prozessen für die Erneuerung der Wassermassen und mit den meereisbeeinflussten Sedimentationsmechanismen gespeichert.

Auf die Existenz von Meereissedimenten wurde schon in frühen Expeditionsberichten etwa zu Beginn dieses Jahrhunderts hingewiesen (z.B. TARR 1897, NANSEN 1897, 1904, GRAN 1904, KINDLE 1909, POSER 1933). Fritjof Nansen stieß auf seiner berühmten Expedition in den Jahren 1893-1896 als erster in zentrale Bereiche des Arktischen Ozeans vor und dokumentierte erste Erkenntnisse über Meereissedimente und Vorstellungen über die Eisdrift; er nahm an, daß die Meereissedimente aus dem Bereich des Ostgrönlandstromes von sibirischen Küstengebieten stammen (NANSEN 1897, 1904). Ein vermuteter Hauptsedimenteintrag durch äolischen Transport (NANSEN 1897, POSER 1933) konnte durch Korngrößenmessungen an Meereissedimenten und wegen zu geringer Staubflußraten im Arktischen Ozean jedoch nicht bestätigt werden (PFIRMAN et al. 1990, WOLLENBURG 1991), so daß andere Mechanismen für den Sedimenteintrag in das arktische Meereis vermutet werden müssen. Der Transport von den "eingefrorenen" feinen Sedimentmassen durch das Meereis mit der

Haupteisdrift (COLONY & THORNDIKE 1985) zu den möglichen Ablationsgebieten stellt einen typischen Mechanismus im Arktischen Ozean dar.

Bisherige Überschlagsrechnungen zeigen, daß das rezente arktische Meereis genügend Sedimentmaterial enthält, um einen bedeutenden Anteil zur Sedimentation im Arktischen Ozean zu liefern (JONES & KEIGWIN 1988, ELVERHØI et al. 1989, BERNER & WEFER 1990, PFIRMAN et al. 1990). Da das heutige arktische Meereis signifikante Sedimentfracht (spezifische Korngrößenverteilungen, verschiedene Tonmineralverteilungen) transportiert, besteht die Vermutung, daß ein Faziestyp 'Meereissedimente' mit charakteristischen sedimentologischen Eigenschaften in marinen arktischen Sedimenten dokumentiert ist (HERMAN 1974, CLARK 1980 et al., CLARK & HANSON 1983, LARSEN et al. 1987, HERMAN 1989, BERNER & WEFER 1990, WOLLENBURG 1991, NÜRNBERG et al. in Vorb.). Die Sedimentation feinkörniger lithogener Sedimentpartikel durch die Wassersäule wird durch biologische und physikalische Aggregatbildung (Verklumpung lithogener Feinpartikel mit organischem Material) ermöglicht (HONJO et al. 1982, ASPER 1987, ALLDREDGE & SILVER 1988). Als "marine snow" und Kotpillenbildungen gelangen die feinen, insbesondere lithogenen Sedimentpartikel, die sonst nicht sedimentiert würden, zur Ablagerung und "konservieren" möglicherweise den terrigenen Eintrag des Meereises.

Bisher wird meist grobes eistransportiertes Material (IRD= ice rafted debris; > 500 µm) als Indikator für das Ablagerungsmilieu glaziomariner Sedimente verwendet (MOLNIA 1972, BISCHOF 1990, 1991, SPIELHAGEN 1991, KUBISCH 1992). Mit dieser Methode lassen sich jedoch nur Eisbergtransport bzw. Rekonstruktionen von Eisbergdriften erfolgreich nachweisen; Aussagen über eine Meereisbedeckung bleiben jedoch spekulativ. Auch die meist geringen Quantitäten - bisweilen auch völlig fehlend - von Organismenresten im arktischen Sediment bieten bisher keine Erklärungen für die Ablagerungsgeschichte, da die extremen Lebensbedingungen in der arktischen Umwelt und die geochemischen Ablagerungsbedingungen (Lösungsprozesse) der Organismenreste nicht ausreichend geklärt sind (MARKUSSEN et al. 1986, SPINDLER 1990, GARD & BACKMAN 1990, BERNER 1991, PAGELS 1991).

Eine Identifizierung von Meereissedimenten und ihre Abgrenzung zum Eisbergsediment im arktischen Tiefseesediment, die für das Verständnis des Paläomilieus von ausschlaggebender Bedeutung ist, wird daher ein Schwerpunkt

in der zukünftigen Arktisforschung sein. Ziel dieser Arbeit ist es, die sedimentären Charakteristika (Korngrößen, Tonmineralogie) der Meereissedimente zu überprüfen und lithogene Bestandteile der Feinfraktionen arktischer Tiefseesedimente sedimentologisch auf ein "Meereissignal" hin zu untersuchen, sowohl an glazialen Sedimentabschnitten als auch an nacheiszeitlichen bzw. rezenten Sedimentfolgen (Veränderung der Rahmenbedingungen für die Meereisbildung durch Wiederanstieg des Meeresspiegels). Dabei muß eine mögliche Remobilisierung feiner Sedimentpartikel, durch Meeresströmungen mit einkalkuliert werden (KENNETT 1982). Aus diesem Ansatz ergeben sich folgende spezifische Fragestellungen:

Zeigen die Meereissedimente der Expedition ARK VIII/3 (1991) auch die typischen bisher immer wieder auftretenden feinen Korngrößenverteilungen? Gibt es spezifische Eintragsmechanismen von feinkörnigem Sediment in das Meereis? Kann daraus eine Eingrenzung der Liefergebiete abgeleitet werden? Lassen sich die bisher gefundenen Veränderlichkeiten der Tonmineralzusammensetzungen im Meereissediment im N/S-Schnitt durch den zentralen östlichen Arktischen Ozean bestätigen und gibt es einen Bezug zu möglichen Liefergebieten? Zeigt sich ein Abbild der Tonmineralzusammensetzungen vom Meereissediment auch in den Meeresbodenoberflächensedimenten vergleichbarer geographischer Breite? Ist der Einfluß der Meereissedimentation in den Korngrößenverteilungen und in statistischen Korngrößenparametern (Sortierungsgrade!) der rezenten Tiefseesedimente dokumentiert und treten dabei Unterschiede in verschiedenen sedimentologischen Provinzen auf? Wie ist ein möglicher Effekt durch bodennahe Strömungen einzuschätzen? Welche Bedeutung hat der ca. 130 m abgesenkte Meeresspiegel im Hochglazial auf die Sedimenteintragsmechanismen in das Meereis und wie sind die Auswirkungen auf Korngrößenverteilungen, statistische Korngrößenparameter und Tonmineralzusammensetzungen hochglazialer Tiefseesedimente? Leitet die Termination I den Beginn einer verstärkten Meereissedimentation ein? Zeigen Akkumulationsraten ein verstärktes Ansteigen von meereissedimentspezifischen feinen Sedimentkomponenten während der Termination I an?

Vor dem Hintergrund des bisherigen Kenntnisstandes über Meereissedimente (LARSEN 1987, WOLLENBURG 1991, BERNER 1991, NÜRNBERG et al. in Vorb.) ergeben sich in dieser Arbeit vergleichende, methodisch sauber abgestimmte Sedimentanalysen (hauptsächlich Korngrößenanalysen und Tonmineral-

bestimmungen) als Untersuchungsschwerpunkte an spätquartären arktischen Tiefseesedimenten.

1.2 Topographie, Bathymetrie und Ozeanographie der Untersuchungsgebiete

Zentraler östlicher Arktischer Ozean

Der Arktische Ozean wird durch den Lomonosov-Rücken in das Eurasische- und das Amerasische-Becken gegliedert. Der Alpha-Mendeleyev-Rücken unterteilt das Amerasische-Becken in das Kanada- und das Makarov-Becken. Das Eurasische-Becken wird durch den aktiven Gakkel-Rücken, der die arktische Verlängerung des aktiven Mittelatlantischen-Rückens darstellt, in das Nansen- und das Amundsen-Becken unterteilt. Der Arktische Ozean ist von den größten Schelfen der Erde umgeben, was für die Sedimenteintragsprozesse in das Meereis von größter Bedeutung ist. (Abb. 1).

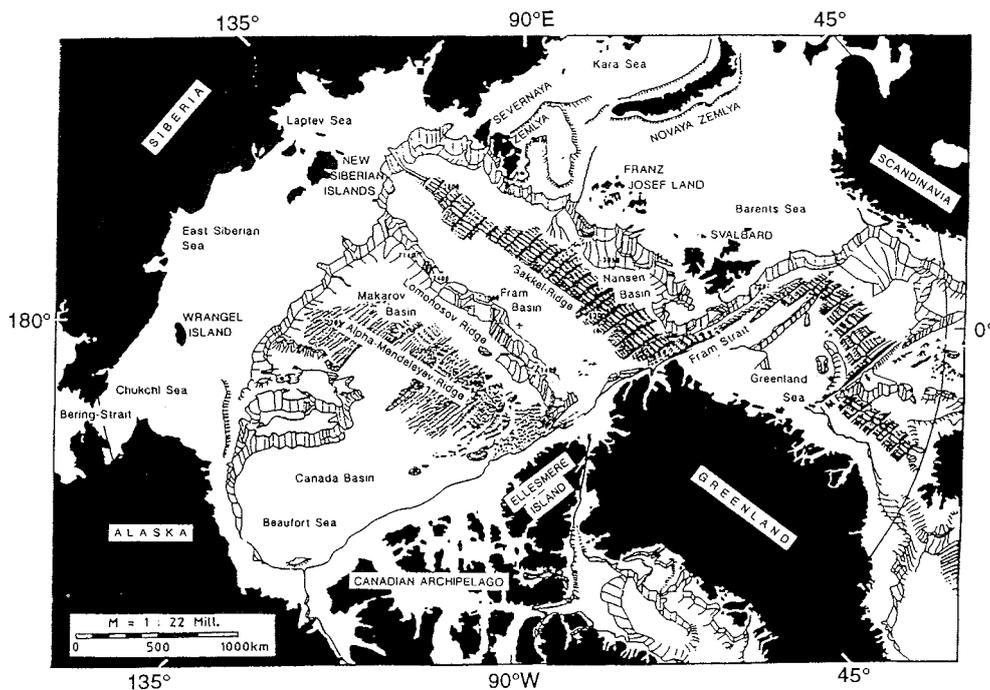


Abb. 1: Morphologische Strukturen des Arktischen Ozeans im Überblick (aus WOLLENBURG 1991).

Das Untersuchungsgebiet des östlichen Arktischen Ozeans teilt sich in mehrere deutliche morphologische Strukturen auf: den Barentsschelf (Wassertiefe ca. 50 -500 m), den nach Norden abfallenden Kontinentalabhang mit dem etwa 100 km breiten Kontinentalfuß, dem etwas über 4000 m tiefen Nansen-Becken und den auf etwa 2500 m ansteigenden Gakkel-Rücken mit rauher Oberflächenmorphologie. An der Südwestgrenze des Nansen-Beckens schließt sich das Svalbard vorgelagerte Yermak-Plateau (Wassertiefe ca. 1400 m) mit flacher Hangneigung an.

Zwei große Hauptdriftsysteme charakterisieren die Oberflächenströmungen im Arktischen Ozean (GORDIENKO & LAKTIONOV 1969). Im westlichen Teil des Arktischen Ozeans (Amerasisches-Becken) zirkuliert - im Uhrzeigersinn - der Beaufort-Wirbel. Im östlichen Teil des Arktischen Ozeans beherrscht die Transpolardrift die Richtungen der Oberflächenströmungen (Abb. 2).

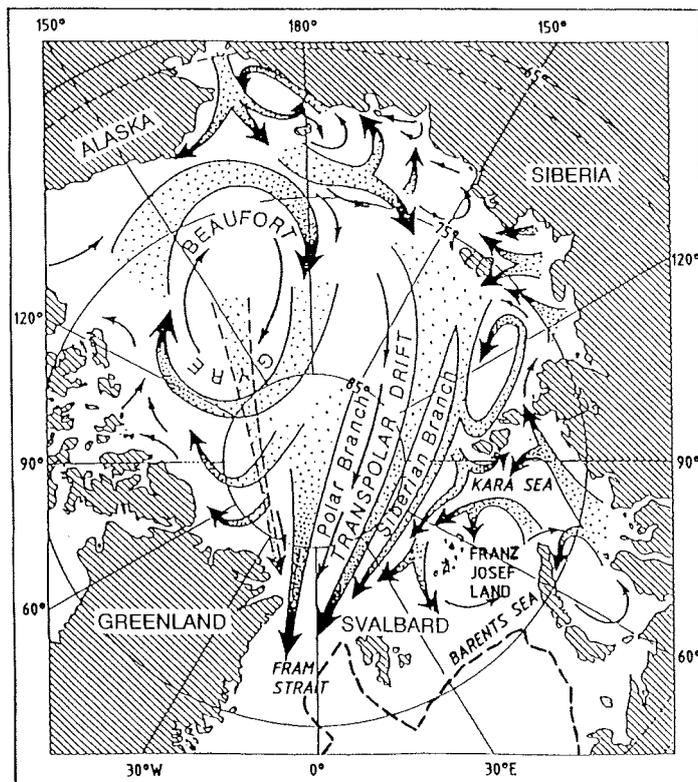


Abb. 2: Eisdriftmuster im Arktischen Ozean (aus PFIRMAN et al. 1990).

Die rezenten Strömungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet des zentralen östlichen Arktischen Ozeans sind im wesentlichen durch das Transpolare Driftsystem gekennzeichnet, welches sich in den Transpolaren Eisstrom und den Sibirischen Transpolaren Eisstrom gliedert (NANSEN 1897, KOCH 1945, COLONY & THORNDIKE 1985). Es verläuft im Eurasischen-Becken aus den Quellgebieten der Ostsibirischen See, der Karasee und der Laptevsee über die Region des Nordpols hinweg bis in die westliche Framstraße, wo der Ostgrönlandstrom seine Fortsetzung bildet. Die durchschnittliche Driftdauer des Meereises von den sibirischen Schelfen bis in die Framstraße hinein beträgt nach NANSEN (1904), COLONY & THORNDIKE (1985) in der Regel etwa 3 Jahre.

Die Wassersäule des Nordpolarmeeres ist stabil geschichtet. Die Oberflächenwasser (0-50 m) sind durch den Eintrag von Süßwasserzuflüssen aus den zirkumarktischen Flußsystemen relativ salzarm - 29-31 ‰ - (CARMACK 1986, RUDELS 1989, ANDERSON et al. 1990). Eine Abtrennung der Oberflächenwasser von den tieferliegenden Wassermassen atlantischen Ursprungs durch eine ausgeprägte arktische Halokline verhindert weitgehend den vertikalen Austausch (SWIFT et al. 1983, AAGAARD et al. 1985, AAGAARD & CARMACK 1989). Die bedeutendsten Regionen der Tiefenwassererneuerung sind nach AAGAARD et al. (1985), AAGAARD & CARMACK (1989) die Grönländische See und im etwas geringeren Maße auch die arktischen Schelfgebiete.

Die zentralen Teile des Nordpolarmeeres sind ganzjährig mit Packeis bedeckt. Die für die Sedimenteintragsmechanismen bedeutenden sibirischen Schelfgebiete unterliegen stärkeren jahreszeitlichen Meereisausdehnungsschwankungen. Das arktische Packeis besteht überwiegend aus ein- und mehrjährigem Meereis, welches auf den sibirischen Schelfen gebildet wird; Eisberge treten in der Arktis nur selten auf (CLARK et al. 1980, CLARK & HANSON 1983). Die Meereisdecke ist in der Regel 3-6 m mächtig, bei Preßeisrückenbildungen können auch Mächtigkeiten von über 10 m erreicht werden. Die feinkörnigen Sedimentmassen werden zur Hauptsache durch das mehrjährige Meereis transportiert (PFIRMAN et al. 1989 a,b, 1990).

Framstraße

Die Framstraße - geographisch gelegen zwischen Nordostgrönland und Svalbard - bildet die Verbindung des östlichen Arktischen Ozeans mit der Grönlandsee. Im Vergleich zu den übrigen Wasserstraßen aus dem Arktischen Ozean weist die

Framstraße die größten Wassertiefen - ca. 2500 bis 5500 m - auf (PERRY & FLEMING 1986, VOGT 1986). Die Schelfbereiche sind unterschiedlich ausgebildet. Während die westlichen Schelfgebiete vor Nordostgrönland eine mittlere Wassertiefe von ca. 250 m haben und eine Breite von ca. 300 km erreichen, sind die vor Svalbard liegenden Schelfregionen kleiner in ihrer Ausdehnung und flacher. Der Meeresboden in den Tiefseebereichen der Framstraße ist durch ein Bruchzonensystem charakterisiert. Die einzelnen bathymetrischen Strukturen dieses Systems verlaufen etwa in NW-SE Richtung.

Der Wassermassenaustausch zwischen dem Arktischen Ozean und den Welt-ozeanen vollzieht sich hauptsächlich durch die Framstraße. In der Framstraße existieren zwei gegenläufige Oberflächenstromsysteme: der Ostgrönlandstrom, der kalte, niedrig saline, polare Wassermassen südwärts an der grönländischen Ostküste vorbei transportiert und der Westspitsbergenstrom, der als nördliche Verlängerung des warmen und salzreicheren Nordatlantikstromes anzusehen ist und aufgrund der Dichteerhöhung durch zunehmende Abkühlung in der nördlichen Framstraße abtaucht (HELLAND-HANSEN & NANSEN 1909, AAGAARD 1981), FARRELLY et al. 1985). Einzelne Stromäste können nach ANDERSON et al. (1989) bis in das Nansen-Becken gelangen.

In der Framstraße gibt es ganzjährig und saisonal meereisbedeckte Gebiete; eisfreie Meeresgebiete gibt es nur im südöstlichen Bereich (VINJE 1977, VINJE 1985), während Eisbergbedeckung nur eine sehr untergeordnete Bedeutung in der Framstraße (CLARK & HANSON 1983, HIGGINS 1989) spielt. Die Minimalausdehnung des Meereises ist in den Spätsommermonaten zu beobachten. Dabei zieht sich der Eisrand bis in den gesamten nördlichen Teil der Framstraße und in zentrale Teile des Ostgrönlandstromes zurück. Der Eisrand der Framstraße stellt eine mehr oder weniger scharfe Eiskante dar, die aufgrund auftretender wandernder Wirbelbildungen an den Kontaktstellen zwischen dem kalten polaren Ostgrönlandstrom und dem warmen atlantischen Westspitsbergenstrom unregelmäßig verläuft (VINJE & FINNEKÅSA 1986). Bei der Ankunft des Meereises aus dem Transpolaren Driftsystem in der relativ engen Framstraße wird das Meereis unter dem ständig andauernden Druck der Eismassen in die westliche Framstraße gepreßt (VINJE & FINNEKÅSA 1986, WOLLENBURG 1991). Im Bereich der Framstraße und den weiter südlich gelegenen Meeresgebieten werden die Ablationsgebiete vermutet (VINJE & FINNEKÅSA 1986).

2 Material und Methodik

2.1 Probenauswahl, Probenentnahme und Kurzbeschreibung der Sedimente

Um das rezente und fossile Abbild von arktischem Meereissedimenteinfluß in den Tiefseesedimenten zu identifizieren, wurden zu den Meereisproben des östlichen Arktischen Ozeans in den meisten Fällen parallel Meeresbodenoberflächen-sedimente und Sedimentkernmaterial entnommen und bearbeitet. Mit der Auswahl des Probenmaterials wurden folgende Voraussetzungen erfüllt: Zum einen wurde ein N/S-Transekt (beginnend nordöstlich von Svalbard durch das Nansen-Becken bis auf den Gakkel-Rücken) gelegt und Probenmaterial aus der westlichen und östlichen Framstraße berücksichtigt, zum anderen wurden zum größten Teil nur Sedimente bearbeitet, die nach verschiedenen absoluten und relativen Altersdatierungen (JONES & KEIGWIN 1988, MIENERT et al. 1990, BOHRMANN 1991, KÖHLER 1992, SPIELHAGEN frdl. Mitt. 1993) zeitlich eingestuft werden konnten. Einen Schwerpunkt der sedimentologischen Untersuchungen bildeten die spätquartären Sedimente in den Regionen der Rückenkäme des Gakkel-Rückens. Aufgrund der ausgewählten Kernpositionen in den Top-Bereichen einzelner Gakkel-Rückensegmente, sind die zu untersuchenden Sedimente höchstwahrscheinlich frei von Trübestromeinflüssen, die beispielsweise von den Barentsschelfgebieten kommen können. Ein weiterer möglicher Sedimentumlagerungsprozess in Form des gravitativen Sedimenttransportes im Bereich des Gakkel-Rückens ist eher an den Flanken mit stärkerer Hangneigung zu erwarten (FÜTTERER 1992). Die Vermutung liegt nahe, daß die ausgewählten Sedimentkerne aus den Gebieten der Rückenkäme des Gakkel-Rückens hauptsächlich aus nicht umgelagertem meereistransportiertem bzw. pelagischem Material zusammengesetzt sind.

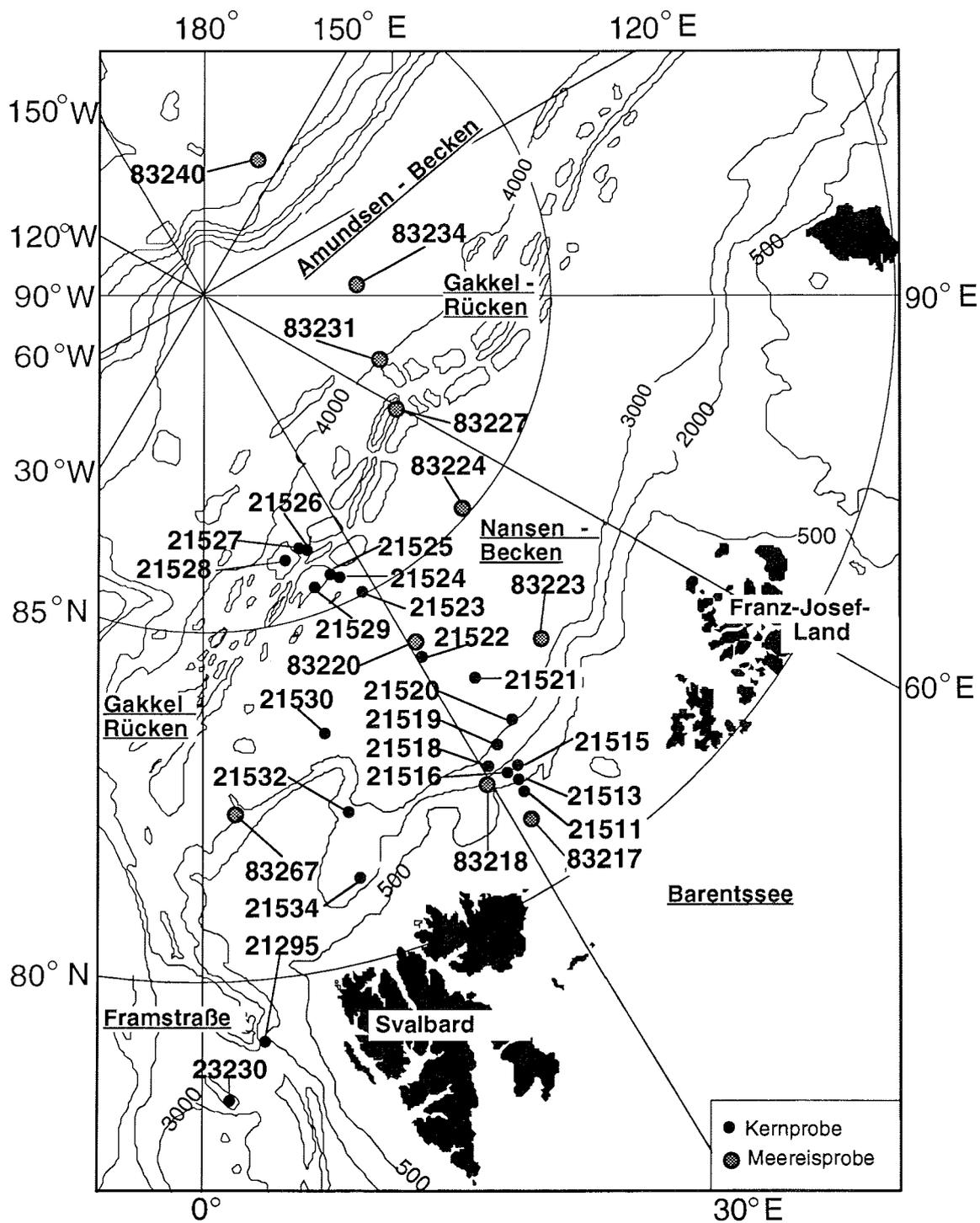


Abb. 3: Untersuchungsgebiete von der Framstraße und dem östlichen Arktischen Ozean mit Kernstationen und Lokationen der Meereisproben.

Das bearbeitete Probenmaterial stammt aus Sedimentkernen der Arktisexpeditionen ARK II/4 und ARK III/4. Die Meereisproben wurden während der ARK VIII/3 Expedition genommen. Die Probenlokationen sind in Abb. 3 eingezeichnet.

Die Archiv-Liner der Großkastengreifer (GKG) wurden in der Regel kontinuierlich im 2 cm-Abstand mit 5 ml Einweg-Spritzen beprobt. Die Oberflächenproben wurden vorsichtig mit einem Teelöffel von den GKG's entnommen, so daß das Probenmaterial den obersten halben bis einen Zentimeter repräsentiert. Die Auswahl der Meereissedimente vollzog sich nach folgenden Kriterien: Zum einen mußte genügend Material für sedimentologische Untersuchungen vorhanden sein und zum anderen wurde auch hier ein N/S-Transekt zum Vergleich durch den östlichen Arktischen Ozean gelegt, der nur geringe geographische Abweichungen von dem oben beschriebenen N/S-Transekt hat. Die Kenndaten der bearbeiteten Probenstationen sind in nachfolgender Tabelle (Tab. 1) zusammengestellt.

Tab. 1: Entnahmepositionen, Wassertiefen, Kerngewinn der untersuchten Sedimentkerne. GKG: Großkastengreifer (50x50x50 cm), SL: Schwerelot (Ø12x600 cm).

Kern-Nr. bzw. Meereispr.-Nr.	Expedition	Gerät	Position	Wassertiefe (m)	Kerngewinn/ bearb.Länge (cm)
21295-4	ARK III/3	GKG	77° 59.5'N 02° 25.2'E	3112	44/44
23230-2	ARK II/4	GKG	78° 51.5'N 04° 46.9'W	1235	46/46
21511-12	ARK IV/3	GKG	81° 16.3'N 31° 26.5'E	0200	30/Oberfl.
21513-9	ARK IV/3	GKG	81° 29.7'N 31° 26.5'E	0577	40/Oberfl.
21515-10	ARK IV/3	GKG	81° 34.5'N 31° 39.0'E	0886	40/Oberfl.
21516-6	ARK IV/3	GKG	81° 35.8'N 31° 31.5'E	1404	43/Oberfl.
21518-15	ARK IV/3	GKG	81° 40.3'N 30° 49.9'E	2837	35/Oberfl.
21519-11	ARK IV/3	GKG	81° 47.5'N 31° 30.3'E	3004	34/Oberfl.
21520-10	ARK IV/3	GKG	82° 02.8'N 32° 05.7'E	2981	35/Oberfl.
21521-14	ARK IV/3	GKG	82° 57.0'N 32° 03.5'E	3755	32/32
21522-19	ARK IV/3	GKG	84° 01.1'N 30° 22.1'E	4045	36/Oberfl.
21523-15	ARK IV/3	GKG	85° 04.6'N 29° 07.6'E	4037	30/Oberfl.
21524-1	ARK IV/3	GKG	85° 21.5'N 26° 19.9'E	3634	40/40
21525-2	ARK IV/3	GKG	85° 30.8'N 25° 17.8'E	3180	40/40
21526-20	ARK IV/3	SL	85° 55.9'N 22° 44.0'E	5212	352/Oberfl.
21527-10	ARK IV/3	GKG	86° 05.8'N 22° 01.0'E	3704	40/40
21528-7	ARK IV/3	GKG	86° 08.0'N 23° 07.0'E	3972	38/Oberfl.
21529-7	ARK IV/3	GKG	85° 22.9'N 21° 42.5'E	2896	32/32
21530-3	ARK IV/3	GKG	83° 24.6'N 19° 52.5'E	4066	60/Oberfl.
21532-3	ARK IV/3	GKG	82° 47.8'N 16° 03.3'E	1377	32/32
21533-3	ARK IV/3	SL	82° 01.9'N 15° 10.7'E	2030	485/294
21534-6	ARK IV/3	GKG	81° 19.6'N 15° 17.9'E	2270	40/40
83217 sf.	ARK VIII/3	-	81° 00.2'N 30° 53.1'E	-	Meereis
83218 sf.	ARK VIII/3	-	81° 45.3'N 29° 56.2'E	-	Meereis
83220 sf.	ARK VIII/3	-	83° 59.3'N 30° 28.6'E	-	Meereis
83223 sf.	ARK VIII/3	-	83° 27.8'N 44° 29.5'E	-	Meereis
83224 sf.	ARK VIII/3	-	85° 47.7'N 50° 49.3'E	-	Meereis
83227 sf.	ARK VIII/3	-	86° 51.6'N 59° 44.7'E	-	Meereis
83231 sf.	ARK VIII/3	-	87° 35.7'N 69° 10.1'E	-	Meereis
83234 sf.	ARK VIII/3	-	87° 29.3'N 90° 56.9'E	-	Meereis

83240 sf.	ARK VIII/3	-	88° 01.4'N 160° 36.6'E	-	Meereis
83267 sf.	ARK VIII/3	-	83° 36.6'N 4° 40.1'E	-	Meereis

Die untersuchten Sedimentkerne bestehen aus tonig-siltigem und siltig-tonigem Material mit wechselnden, meist geringen Sand- bzw. Kiesanteilen. Der biogene Sedimentanteil setzt sich hauptsächlich aus planktischen und benthischen Foraminiferen (PAGELS 1991) sowie Coccolithen (BAUMANN 1990) zusammen. Detaillierte Sedimentkernbeschreibungen (Farben, Texturen, Korngrößenverteilungen), Photos, Radiographien, Karbonatbestimmungen (Karbonatbombe) erfolgten bereits an Bord des PFVS POLARSTERN (SPIELHAGEN et al. 1988). Im Anhang sind die Originalkernbeschreibungen dargestellt (s. Anhang C 1 - C 5). Beim Öffnen der Archiv-Liner wurde festgestellt, daß die Sedimentfarben durch Oxidationsvorgänge nicht mehr den Farbgebungen der Originalkernbeschreibungen entsprachen. Besonders feinclaminierte Horizonte sind in den später im heimischen Labor geöffneten Sedimentkernen nicht mehr deutlich erkennbar gewesen.

2.2 Probenaufbereitungen und Sedimentanalysen

Allgemeines

Die Sedimentuntersuchungen erfolgten in der Regel nach gleicher Vorgehensweise. Die Sedimentanalysen wurden mit der Methodik bisheriger Untersuchungen an arktischen Meereissedimenten abgestimmt (vgl. WOLLENBURG 1991), um eine zuverlässige Vergleichbarkeit von sedimentologischen Ergebnissen - insbesondere Korngrößendaten und Tonmineralanalysen - zu gewährleisten. Im nachfolgenden Schema (Abb. 4) sind die sedimentologischen Bearbeitungsschritte im Überblick zusammenfassend dargestellt. Der Schwerpunkt der sedimentologischen Untersuchungen konzentrierte sich auf die Feinfraktionen der arktischen Tiefseesedimente und Meereissedimente. Die schon gefilterten Meereissedimente wurden freundlicherweise von D. Nürnberg (AWI, Bremerhaven) für die sedimentologischen Untersuchungen zur Verfügung gestellt.

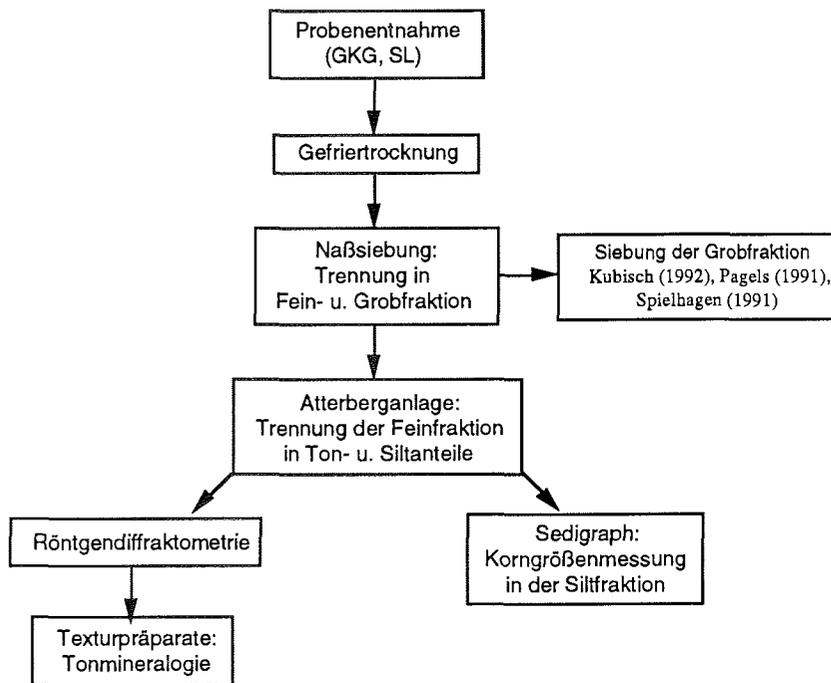


Abb. 4: Probenbearbeitungsschema.

2.2.1 Korngrößenbestimmungen

Naßsiegung

Das 24 Stunden bei -25 °C eingefrorene Probenmaterial wurde zur Vorbereitung mit einer Vakuum-Gefriertrocknung je nach Probenmenge 1-2 Tage gefriergetrocknet. Die unter Umgehung des flüssigen Aggregatzustandes durch Sublimation erreichte Vakuumtrocknung verhindert die Verklebung des Probenmaterials, so daß es als lockeres Korngemisch leichter weiterverarbeitet werden kann (vgl. GROBE 1986). Die gefriergetrockneten Gesamtproben wurden gewogen und anschließend durch ein Prüfsieb (DIN 4188) mit $63\text{ }\mu\text{m}$ Maschenweite geschlämmt. Der verbleibende Siebrückstand der Fraktionen $> 63\text{ }\mu\text{m}$ (Sand u. Kies) wurde bei 40 °C getrocknet und anschließend gewogen. Die Feinfraktionen $< 63\text{ }\mu\text{m}$ (Ton u. Silt) wurden in 5 Liter fassenden Bechergläsern aufgefangen. Das überstehende Schlämmswasser wurde nach der Sedimentation mit einer Wasserstrahlpumpe abgesaugt. Eine anschließende Weiterverarbeitung dieser Teilprobe erfolgte mit dem Sedimentierverfahren nach der Atterbergmethode (ATTERBERG 1912).

Atterbergverfahren

Die aufgefangene Feinfraktion ($<63 \mu\text{m}$) wurde durch das Atterbergverfahren (ATTERBERG 1912) in die Ton- und Siltklasse getrennt. Physikalische Grundlage für das Atterbergverfahren ist das Widerstandsgesetz von STOKES, mit welchem der Reibungswiderstand einer ruhenden Sedimentationsflüssigkeit gegenüber absinkenden kugelförmigen Teilchen berechnet werden kann, die in ihr sedimentieren. Da die Sedimentpartikel meist nicht kugelförmig sind, wurde ein Äquivalentdurchmesser eingeführt, der sich auf Kugeln bezieht, die dieselbe Fallgeschwindigkeit haben wie das untersuchte Probenmaterial. Gemessen wurden somit Äquivalentdurchmesser. Wichtige Rahmengrößen für eine exakte Trennung sind definierte Fallhöhen in den Atterbergzylindern, konstante Temperaturen (schon geringe Temperaturabweichungen ändern die Dichte und vor allem die Viskosität der Schlämmlüssigkeit und folglich die Fallzeiten der Sedimentpartikel) und die Sedimentationszeit für das Grenzkorn. Als Schlämmlüssigkeit diente entmineralisiertes Wasser mit Ammoniak (0.01n) als Zusatz für die Stabilisierung der Dispersion. Für den Trennungsvorgang wurde das Probenmaterial mit der Schlämmlüssigkeit zu einer Suspension aufgeschüttelt. Nach der für die Siltfraktion erforderlichen Sedimentationszeit wurde die Schlämmlüssigkeit mit den noch in Suspension befindlichen Tonpartikeln abgesaugt, aufgefangen und mit Magnesiumchlorid gefällt. Dieser Vorgang wurde solange wiederholt (ca. 7-15 mal), bis eine klare Wassersäule über dem Bodensatz die Abtrennung der Tonfraktion anzeigt (weitere Details und Fehlerbetrachtungen bei KÖSTER 1960, MÜLLER 1964, BENDER 1981). Anschließend wurde das Magnesiumchlorid durch zweimaliges Zentrifugieren ausgewaschen und die Tone bei $40 \text{ }^\circ\text{C}$ getrocknet und gewogen.

Sedigraph

Die Korngrößenanalysen wurden mit dem Sedigraphen (MICROMERITICS 5100) nur an der Siltfraktion bestimmt (gemessen in $1/10 - \Phi$ Schritten). Die Gründe dafür sind: 1) Die Siltfraktion ist besonders strömungssensitiv (FÜTTERER 1980, WEBER 1992). 2) Eine Anbindung von Siebkorngrößen an Sedimentationskorngrößen (Sedigraph) ist nach FOLK (1962) problematisch. 3) Korngrößenmessungen der gesamten Feinfraktion (Ton und Silt) führen nach GROBE (1986) zu schlecht reproduzierbaren Ergebnissen. 4) Die bisherigen Korngrößenmessungen in den Meereissedimenten wurden an der Siltfraktion durchgeführt (ebenfalls Sedigraph) (vgl. WOLLENBURG 1991).

Zur Korngrößenmessung mit dem Sedigraph wurde die von einem Magnetrührer in Suspension gehaltene Siltfraktion mit Hilfe einer Schlauchpumpe in eine Meßzelle gepumpt. Dort sedimentieren die Sedimentpartikel an einem Röntgenstrahl (Wolfram alpha Strahlung) vorbei, dessen Intensität nach dem Durchdringen der Suspension als Funktion der Zeit gemessen wird. Die genaue Methodik, Meßgenauigkeit, Fehlerbetrachtungen und die Neigung zur Unterrepräsentanz des Grobsiltanteils am Sedigraph des älteren Gerätetyps (Modelle 5000 D/ET) sind ausführlich bei STEIN (1984, 1985) und GROBE (1986) dokumentiert. Allerdings ist bei dem hier verwendeten Sedigraph des neueren Typs (Modell 5100) die Unterrepräsentation des anteiligen Grobsilts weniger stark ausgeprägt, wie Vergleiche der Meßdaten von Parallelproben an beiden Gerätetypen gezeigt haben (WEBER 1992). Nach der Korngrößenmessung wird die Suspension aufgefangen, bei 40 °C getrocknet und anschließend gewogen. Ein in der Siltfraktion gemessener Resttonanteil (durchschnittlich 4-9%) wurde mit dem durch die Atterberg-Trennung (s.o.) gewonnenen Tonanteil verrechnet.

Aus den ermittelten Kornsummenkurven der Sedigraphmessungen wurden die Prozentdurchgänge für die Berechnung der statistischen Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) auf Phi-Basis abgegriffen. Dazu wurden die Siltverteilungen auf 100 % normiert. Berechnet wurden der Median (Korngröße am 50% - Ordinatenwert der Summenkurve), der Meanwert (mittlere Korngröße), die Sortierung (Streubreite der Korngrößenverteilung), die Schiefe (Kennzeichnung der Asymmetrie der Verteilungskurve) und die Kurtosis (Beschreibung der Steilheit des Korngrößenmaximums), die Aussagen über die Veränderlichkeiten der Sedimentdynamik, die Ablagerungsbedingungen bzw. Umlagerungsprozesse machen (FÜCHTBAUER 1988). Im Anhang sind die Korngrößenverteilungen aufgeführt (s. Anhang B 1- B 7).

2.2.2 Tonmineralbestimmungen

Präparation

Zur Optimierung charakteristischer Reflexe von Tonmineralen mußte die Tonfraktion texturiert werden. In einem ideal orientierten Texturpräparat reflektieren nur die der Basisfläche parallel angeordneten Kristallflächen. Als Präparationsbasis dienten Membranfilter, auf die die Tonfeststoffe von den Suspensionen durch Absaugen der Suspensionsflüssigkeit mittels einer Vakuumpumpe aufgebracht

wurden. Die erzwungene zeitlich stark verkürzte Sedimentation durch einen Membranfilter verhindert, daß sich die in Suspension befindlichen Tonminerale nach ihrer Korngröße trennen und somit falsche Zusammensetzungen vortäuschen. Die Suspensionen wurden aus 100 mg Trockentonsubstanz hergestellt. Die Sättigung mit Mg-Ionen wurde durch Hinzugabe mit entsprechend konzentrierten Lösungen erreicht, wonach die Ansätze durch mehrfaches Auswaschen mit entmineralisiertem Wasser dispergiert wurden. Von den Ton-suspensionen wurde soviel in die Filtrationsanlage eingefüllt, daß auf den Filtern etwa 50 mg Ton vorhanden waren. Die Quellung mit Ethylenglykol erfolgte durch einstündige Behandlung der Präparate bei 60 °C in der Dampfphase (LANGE 1975, 1982). Die einzelnen Präparationsschritte sind der Abb. 5 zu entnehmen.

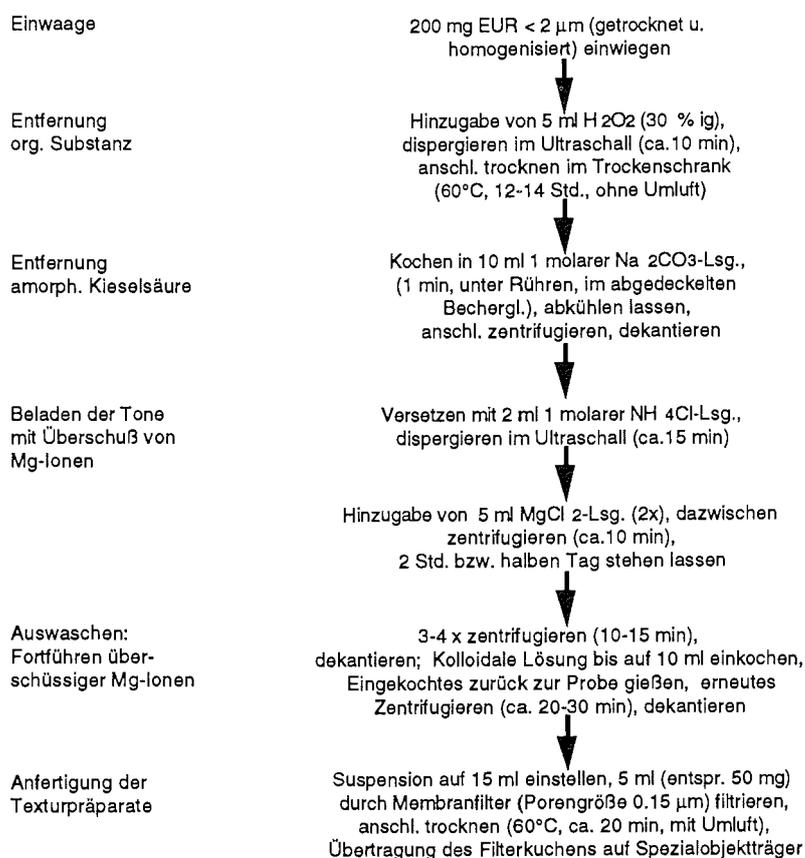


Abb. 5: Präparationsschema für die chemische Tonmineralaufbereitung (nach LANGE).

Röntgendiffraktometrische Messungen, Bestimmung der Intensitäten

Für die Röntgenanalysen an der Tonfraktion wurde ein rechnergestütztes Röntgendiffraktometer (PHILIPS PW 1050) mit automatischem Divergenzschlitz, Monochromator und Co-k alpha- Strahlung benutzt. Die Beschleunigungsspannung betrug 40 kV, der Kathodenstrom 40 mA. Die Texturpräparate wurden zwischen 2° und 46° bei 1/100° pro Sekunde geröntgt. Um auch die quellfähigen Tonminerale zu bestimmen, wurden die Tonpräparate nach dem ersten Röntgendurchgang in einer Ethylenglykolatmosphäre glykolisiert und anschließend wieder geröntgt.

Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte semiquantitativ unter Berechnung der Flächen unterhalb der bestimmten Intensitätsmaxima nach der Methode von BISCAYE (1965). Basalreflexe im Bereich von 17 Å wurden der Gruppe der Smektite zugeordnet. Illit wurde bei 10 Å und Kaolinit bei 7 Å identifiziert. Der Chloritanteil mußte (Koindizieren der Kaolinitreflexe und Chloritreflexe bei 7 Å) aus der 3. Ordnung bestimmt werden. Die relativen Gewichtsprozent wurden aus den Flächenintensitäten der Beugungsreflexe und den Biscaye - Faktoren (BISCAYE 1965) bestimmt. Die Biscaye'schen Korrekturfaktoren betragen für Smektit: 1, Illit: 4, Kaolinit: 2. Für Chlorit wurde ein Gewichtungsfaktor 3.4 (nach H. LANGE) verwendet. Angegeben wurden die prozentualen Gewichtsanteile der einzelnen Tonminerale an der Summe der vorhandenen Tonminerale. Aufsummiert ergeben die Tonmineral-Gewichtsprozentanteile 100 Prozent.

Die Quantifizierung der Quarzgehalte in der Tonfraktion erfolgte unter Bestimmung der Fläche des Intensitätsmaximums bei 4.26 Å über eine Eichreihe mit Standards. Feldspatanteile wurden vernachlässigt, da sie unter der zuverlässigen Nachweisgrenze bei verwendeter Auswertmethodik liegen.

2.3 Berechnung der linearen Sedimentations- und Akkumulationsraten

Lineare Sedimentationsraten (LSR) geben erste Hinweise auf die Sedimentationsgeschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet (THIEDE et al. 1981). Grundlage zur Berechnung der LSR bildeten absolute und relative Altersfixpunkte sowie interpolierte Werte zwischen den Altersfixpunkten. Die LSR ergibt sich rechnerisch aus dem Verhältnis Tiefenintervall zu entsprechendem Zeitintervall. Angegeben wurden die LSR (EHRMANN & THIEDE 1985) in cm/1000 Jahre (cm/ky). Um eine gesicherte Bilanzierung des Sedimenteintrages pro Zeit- und Flächeneinheit zu erhalten, mußten auch die Änderungen der Porosität und Kompaktion im Sediment berücksichtigt werden. Dies geschieht unter Verwendung von Akkumulationsratenberechnungen (VAN ANDEL et al. 1975, EHRMANN & THIEDE 1985, SIROCKO 1989). Folgende Gleichungen (s. (1) bis (5)) wurden verwendet:

$$AR_{Ges} = LSR \cdot DBD \quad (1)$$

$$DBD = WBD - (D_{Korr} \cdot POR \cdot 100^{-1}) \quad (2)$$

AR_{Ges} = Gesamttakkumulationsrate ($g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$)
 LSR = Lineare Sedimentationsrate ($g \cdot ky^{-1}$)
 DBD = Trockendichte ($g \cdot cm^{-3}$)
 WBD = Naßdichte ($g \cdot cm^{-3}$)
 D_{Korr} = Dichtekorrektur für Porenwasser ($1,025 g \cdot cm^{-3}$)
 POR = Porosität (Vol.-%)

Zur Verwendung dieser Gleichungen wurde davon ausgegangen, daß der Porenraum vollständig mit Wasser erfüllt ist. Die Werte für die Trockendichten stammen von BOHRMANN (1991) und PAGELS (1991). Für die Ermittlung der Akkumulationsraten (AR) der einzelnen Sedimentkomponenten wurden nachfolgende Gleichungen (3) bis (5) (EHRMANN & THIEDE 1985) (SIROCKO 1989) benutzt:

$$AR_{Ton} = AR_{Ges} \cdot Ton \cdot 100^{-1} \quad (3)$$

$$AR_{Silt} = AR_{Ges} \cdot Silt \cdot 100^{-1} \quad (4)$$

$$AR_{Tonmin\ x} = ((AR_{Ton} - (AR_{Ton} \cdot Qz)) \cdot Tonmin\ x \cdot 100^{-1}) \quad (5)$$

Ton = Tonfraktion (Gew.-%)
 $Silt$ = Siltfraktion (Gew.-%)
 $Tonmin\ x$ = Tonmineralkomponente (Gew.-%)
 Qz = Quarzgehalt in der Tonfraktion (Gew.-%)

3 Stratigraphie

Für das untersuchte Sedimentkernmaterial existieren bereits verschiedene absolute und relative Altersbestimmungen (JONES & KEIGWIN 1988, MIENERT et al. 1990, BOHRMANN 1991, KÖHLER 1992, SPIELHAGEN in Vorb.), die eine zeitliche Einordnung ermöglichen.

An den untersuchten Kernen des Gakkel-Rückens (GKG 21524-1, GKG 21527-10, GKG 21529-7) und der Framstraße (GKG 21295-4, GKG 23230-2) sind $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen sowie ^{14}C -Altersbestimmungen (gemessen an der plankt. Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin.) durchgeführt worden (JONES & KEIGWIN 1988, MIENERT et al. 1990, KÖHLER 1992). Für die zeitliche Einstufung der untersuchten Kerne wurden Reservoir-korrigierte AMS- ^{14}C -Alter verwendet, die als Altersfixpunkte dienten (s. Tab. 2). Nicht direkt AMS- ^{14}C datierte Kernabschnitte mußten durch Interpolation und Extrapolation anhand festgelegter Altersfixpunkte zu den definierten Teufen des untersuchten Probenmaterials berechnet werden. Auftretende "age reversal" (s. KÖHLER 1992) wurden für die Alterseinstufungen nicht berücksichtigt. Als weitere Altersfixpunkte diente die zeitliche Festlegung der durch Sauerstoffisotopen-Stratigraphie definierten Stadiengrenzen nach IMBRIE et al. (1984).

Für die Kerne GKG 21521-14 (südliches Nansen-Becken) und GKG 21534-6 (Yermak-Plateau) wurden die von BOHRMANN (1991) mittels der ^{230}Th ex-Methode (MANGINI et al. 1982, MANGINI 1984) bestimmten Alter verwendet (s. Tab. 2). Anhand eines Altersvergleiches am Kern GKG 21524-1 - mit beiden Methoden durchgeführt - (BOHRMANN 1991) zeigt sich, daß die mit der "Constant Flux-Methode" erzielten Ergebnisse von den ^{14}C -Altern nur geringe Abweichungen zeigen, so daß diese Kerne gut vergleichbar sind. Die Alter zwischen den Altersfixpunkten wurden ebenfalls durch Interpolation bzw. Extrapolation bestimmt.

Tab. 2: Auflistung verwendeter Altersfixpunkte.

Kern-Nr.	Kerntiefe (cm)	Alter (ka)	Methode	Referenz
21521-14	2	0.54	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	BOHRMANN (1991)
	5	3.38	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	10	4.23	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	15	4.6	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	20	7.15	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	25	8.71	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
21524-1	0.5	3.69	AMS- ^{14}C	MIENERT et al. (1990)
	1.5	3.96	AMS- ^{14}C	"
	3.5	5.29	AMS- ^{14}C	"
	5.5	8.4	AMS- ^{14}C	"
	7.5	9.26	AMS- ^{14}C	"
	9.5	11.2	AMS- ^{14}C	"
	10.5	13	AMS- ^{14}C	"
	11.5	13.3	AMS- ^{14}C	"
	16.5	25.4	AMS- ^{14}C	"
	19.5	34.6	AMS- ^{14}C	"
	21.5	42.5	AMS- ^{14}C	"
	28.5	59	$\delta^{18}\text{O}$	KÖHLER (1992)
	36.5	71	$\delta^{18}\text{O}$	"
21527-10	0.5	3.28	AMS- ^{14}C	KÖHLER (1992)
	1.5	4.045	AMS- ^{14}C	"
	9.5	13.79	AMS- ^{14}C	"
	9.5	14.89	AMS- ^{14}C	"
	10.5	17.48	AMS- ^{14}C	"
	16.5	24.94	AMS- ^{14}C	"
	29	59	$\delta^{18}\text{O}$	"
	39.5	71	$\delta^{18}\text{O}$	"
21529-7	0.5	2.71	AMS- ^{14}C	KÖHLER (1992)
	3.5	7.94	AMS- ^{14}C	"
	8.5	12.23	AMS- ^{14}C	"
	13.5	24	$\delta^{18}\text{O}$	"
	23.5	59	$\delta^{18}\text{O}$	"
	30.5	71	$\delta^{18}\text{O}$	"
21534-6	2	0.83	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	BOHRMANN (1991)
	6	3.57	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	11	7.63	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	14	9.86	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	19	12.85	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	24	15.22	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	29	16.53	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
	34	18.72	$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$	"
23230-2	0.5	2.1	AMS- ^{14}C	SPIELHAGEN, unpubl. (1993)
	10.5	7.495	AMS- ^{14}C	"

14.5	10.36	AMS- 14C	"
22.5	15.73	AMS- 14C	"
34.5	21.92	AMS- 14C	"
44.5	28.35	AMS- 14C	"

21295-4

0.5	0.52	AMS- 14C	JONES & KEIGWIN (1988)
2.5	0.71	AMS- 14C	"
4.5	2.25	AMS- 14C	"
6.5	2.74	AMS- 14C	"
8.5	2.75	AMS- 14C	"
10.5	3.41	AMS- 14C	"
12.5	4.21	AMS- 14C	"
14.5	4.46	AMS- 14C	"
16.5	5.58	AMS- 14C	"
18.5	7.2	AMS- 14C	"
20.5	7.78	AMS- 14C	"
21.5	8.31	AMS- 14C	"
23.5	9	AMS- 14C	"
25.5	9.66	AMS- 14C	"
28.5	11.63	AMS- 14C	"
30.5	12.63	AMS- 14C	"
32.5	13.04	AMS- 14C	"
34.5	14.48	AMS- 14C	"
36.5	15.23	AMS- 14C	"
38.5	15.7	AMS- 14C	"
39.5	16.14	AMS- 14C	"
42.5	16.5	AMS- 14C	"

4 Ergebnisse

4.1 Korngrößen

4.1.1 Ton-, Silt- und Sandanteile

Meereissedimente

Zentraler östlicher Arktischer Ozean

Die Meereissedimente sind durch einen hohen Anteil von feinem Sediment gekennzeichnet (Abb. 6). So beträgt der Feinanteil in den meisten Proben über 80 Gewichtsprozent (Gew.-%). Der Siltanteil hat die höchsten Gew.-% Anteile. Die Werte schwanken zwischen etwa 27 und 72 Gew.-%. Eine Ausnahme bildet ein Wert von ca. 2 Gew.-%. Hier findet sich auch der höchste Tonwert mit 94 Gew.-%. Ansonsten sind die Gehalte für die Tonfraktion geringer mit Werten zwischen knapp 6 und 53 Gew.-%. Die Sandgehalte zeigen im Durchschnitt die niedrigsten Werte, die größtenteils unter der 10 Prozentmarke liegen. Insgesamt gesehen, können die Meereissedimente als "tonige Silte" klassifiziert werden.

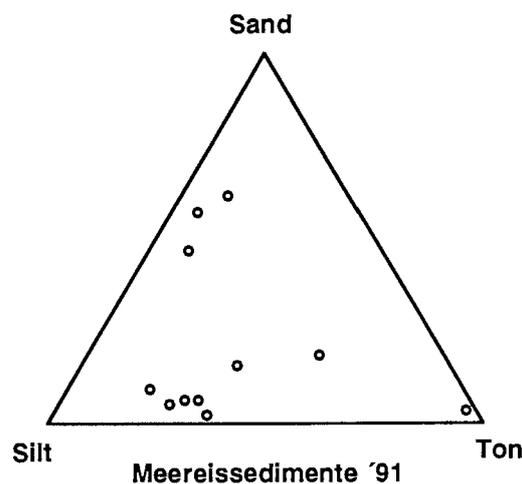


Abb. 6: Sand-, Silt- und Tonanteile von Meereissedimenten der ARK VIII/3 Expedition.

Oberflächensedimente

Zentraler östlicher Arktischer Ozean

Die Feinfraktion macht bei den Oberflächenproben im zentralen östlichen Arktischen Ozean durchschnittlich 90 Gew.-% (Abb. 7) aus. Die Gehalte der Tonfraktion schwanken etwa zwischen 61 und 70 Gew.-%. Diese Fraktion ist ein-

deutig am stärksten im Gesamtsediment vertreten und zeigt im Profilschnitt einen gleichmäßigen Verlauf. Eine Ausnahme bildet die Station 21523-15 bei 85.5 °N: Hier erreicht der Tongehalt seinen Maximalwert von knapp 93 Gew.-% unter deutlicher Verringerung des Siltgehaltes (7 Gew.-%). Durchschnittlich etwa 30 Gew.-% betragen die Werte für die Siltfraktion. Die Gehalte für die Sandfraktion erreichen kaum Werte über 10 Gew.-%. Der Sand ist durchgehend in den Oberflächensedimenten vorhanden. An den Stationen 21520-10 und 21523-15 (82 °N und 85 °N) liegt der Sandgehalt deutlich unter 1 Gew.-%. Für die verschiedenen sedimentologischen Provinzen ergeben sich unterschiedliche Verteilungen: Auf dem Barentsschelf und dem Gakkel-Rücken sind die Tongehalte relativ niedrig, während sie in Gebieten des Nansen-Beckens klar dominieren. Die Siltanteile hingegen zeigen ihre Maxima auf dem Gakkel-Rücken und dem Schelfrandbereich. Im Nansen-Becken ist der Silt gegenüber dem Ton deutlich verarmt.

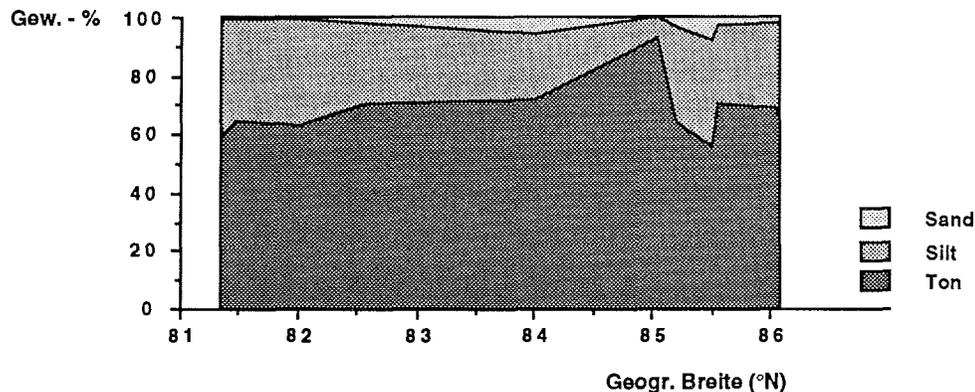


Abb. 7: Sand-, Silt- und Tonanteile von Oberflächensedimenten entlang eines N/S-Transsektes im östlichen zentralen Arktischen Ozean.

Sedimentkerne

Gakkel-Rücken:

Im Kern GKG 21524-1 liegen die Ton- und Siltanteile zusammen bei knapp 80 bis fast 100 Gew.-% (Abb. 8). Die Tonanteile sind dabei mit 40 bis fast 75 Gew.-% deutlich höher als die Siltanteile, die nur etwa 20 bis 40 Gew.-% betragen. Die Sand- und Kiesfraktionen spielen mit wenigen Gew.-% nur eine untergeordnete Rolle. Im Zeitraum von ca. 75 ka bis etwa 11 ka (Teufe 9 cm) verläuft die Sand-/Kieskurve recht einheitlich ohne größere Schwankungen mit Werten generell unter 10 Gew.-%. Der Bereich um 20 ka ist nahezu sandfrei (Teufe 17 - 11 cm). Im jüng-

sten Kernabschnitt steigt der Sand-/Kiesgehalt deutlich an und erreicht Werte deutlich über 10, mit Spitzenwerten über 20 Gew.-%. Die Silt- und Tonkurven zeigen hingegen deutlichere Schwankungen. In der Zeitspanne von ca. 72 ka bis etwa 63 ka (Teufe 37 - 31 cm) sinken die Werte der Siltfraktion von ca. 35 auf 27 Gew.-% leicht ab, steigen im Zeitraum von ca. 63 ka auf 55 ka (Teufe 31 - 27 cm) wieder bis 38 Gew.-% an und fallen kontinuierlich über einen Zeitraum von ca. 55 ka bis 33 ka auf die geringsten Werte im Kern um etwa 20 Gew.-% ab. Ein erneuter -diesmal rascher- Anstieg der Siltgehalte ist erst wieder ab etwa 18 ka (Teufe 19 cm) zu verzeichnen. Die Werte der jüngsten Sedimentschichten liegen knapp unter 40 Gew.-%. Die Verteilungen der Tonfraktionen verlaufen denen der Siltfraktionen etwa entgegengesetzt. Besonders markant ist das starke Absinken der Tongehalte zwischen etwa 18 ka und 9 ka (Teufe 13 - 7 cm). Von knapp 80 Gew.-% fallen die Werte auf etwa 40 Gew.-%. Im jüngsten Sedimentabschnitt (9 ka - rezent; entspricht den obersten 6 cm) steigen die Werte wieder geringfügig an.

Die Feinfraktion mit den Ton- und Siltanteilen dominiert auch im Kern GKG 21527-10 mit deutlich über 90 Gew.-% (Abb. 8). Im Unterschied zum Kern GKG 21524-1 ist der Tonanteil zugunsten des Siltes verringert. Die Werte liegen zwischen ca. 40 und 65 Gew.-%. Die gegenüber dem Kern GKG 21524-1 etwas erhöhten Gehalte der Siltfraktionen schwanken zwischen ca. 33 und 55 Gew.-%. Meist Gehalte um 5 Gew.-% erreicht der Sand-/Kiesanteil. In den ältesten Sedimentabschnitten der Zeitspanne 70 ka bis etwa 54 ka (Teufe 39 - 27 cm) sowie in den jüngsten Sedimenten (oberste cm) treten auch höhere Werte um 10 Gew.-% auf. Die Variationen in der zeitlichen Abfolge der Ton- und Siltgehalte zeigen z.T. gleiche Trends wie bei Kern GKG 21524-1. So beginnt auch hier ein signifikanter Anstieg der Siltgehalte bei etwa 18 ka, verbunden mit einem zeitgleichen Abfall der Tonfraktionsgehalte.

Im Kern GKG 21529-7 betragen die Feinfraktionsanteile zusammen etwa 85 - 90 Gew.-%, wobei die Ton- und Siltgehalte zu etwa gleichen Anteilen vertreten sind (Abb. 8). Damit sind die Sand-/Kiesanteile vergleichsweise etwas höher als in den oben beschriebenen Gakkel-Rücken Kernen. Die Werte für die Sand-/Kiesfraktionen liegen zumeist deutlich über 5 Gew.-%. In den ältesten und jüngeren (s.o.) Sedimentabschnitten wird die 10 Gew.-% Marke fast immer überschritten. Einen Maximalwert von über 21 Gew.-% erreichen die Oberflächensedimente. Der zuvor in den beiden Kernen festgestellte Anstieg der Siltfraktion beginnt auch hier bei etwa 18 ka (Teufe 13 cm), allerdings durch einen deutlichen Abfall ("single

point peak* bei etwa 11 ka, Teufe 9 cm) unterbrochen. Das bei den beiden Kernen (GKG 21524- 1; GKG 21527- 10) beobachtete gleichzeitige Absinken der Werte setzt bei Kern GKG 21529-7 zeitlich verzögert ein.

Yermak-Plateau

Die Korngrößenverteilungen im GKG 21532-3 zeigen ähnliche Trends wie in den Tiefseesedimenten des Gakkel-Rückens (Abb. 9). Allerdings sind die Variationsbreiten der Kurvenverläufe vergleichsweise schwach ausgeprägt. So schwanken die Gehalte des Tones nur zwischen etwa 32 und 42 Gew.-%. In den älteren Sedimentabschnitten liegen die Gehalte bei durchschnittlich 40 Gew.-% (Teufenintervall 31-15 cm). Zum Jüngeren hin fallen die Werte für den Ton kontinuierlich bis auf Werte um 30 Gew.-% ab. Mit 51 bis 60 Gew.-% sind die Siltwerte fast doppelt so hoch wie die Tonwerte. Ein generelles Absinken der Siltgehalte ist festzustellen. Die Höchstwerte liegen in den obersten Sedimentschichten z.T. bis über 60 Gew.-%. Der Sand-/Kiesanteil der Sedimente bleibt allgemein unter 10 Gew.-%, wobei jeweils die höchsten Werte in den oberen und unteren Sedimentschichten des Kernes auftreten. Im mittleren Kernabschnitt betragen die Werte der Grobfraktion nur durchschnittlich 2 bis 3 Gew.-%.

Die Siltanteile des Kernes GKG 21534-6 bewegen sich grundsätzlich über 50 Gew.-%. Werte knapp über 50 Gew.-% dokumentieren den Zeitraum um 20 ka (Abb. 9). Zum Jüngeren hin steigen die Werte an. Hervorstechend ist ein Siltgehalt von ca. 84 Gew.-% bei etwa 16 ka (Teufe 27 cm). Unter leichten Schwankungen nimmt der Siltgehalt ab und erreicht bei etwa 9 ka (Teufe 13 cm) wieder etwas über 50 Gew.-%. In den jüngsten Sedimentfolgen ist wieder ein Ansteigen der Siltgehalte zu verzeichnen (ca. 60 - 70 Gew.-%). Die Tongehalte sind im Vergleich zu den Siltwerten etwa nur halb so hoch und verlaufen annähernd entgegengesetzt zu der Siltkurve. Der Grobanteil ist durchgehend (meist < 5 Gew.-%) in der gesamten Sedimentfolge vorhanden und zeigt kaum Schwankungen im Kurvenverlauf. Lediglich bei 16 ka (Teufe 27 cm) ist ein leichter Anstieg zu verzeichnen.

Südliches Nansen-Becken

Der Kern GKG 21521-14 zeigt zu den anderen bisher beschriebenen GKG's abweichende Korngrößenverteilungen (Abb. 8). Besonders auffällig ist die Verteilung der Grobfraktion. Im mittleren Kernabschnitt bei etwa 6.5 bis 4 ka (Teufe 19 - 11 cm) steigt der Sand-/Kiesanteil drastisch bis auf Werte um 90 Gew.-% an. Dabei

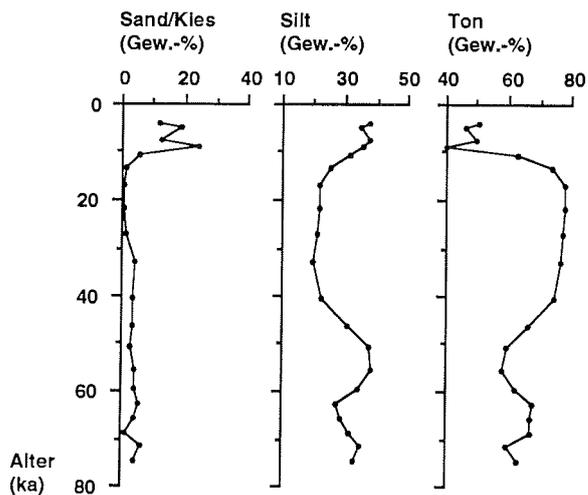
verringert sich besonders der Ton auf nur wenige Gew.-%. In den übrigen Sedimentfolgen streuen die Tonwerte um die 40 Gew.-% Marke. Beim Silt hingegen liegen die Gehalte etwas höher. Im älteren Kernabschnitt 9 bis 7,5 ka (Teufe 19 - 11 cm) werden grundsätzlich Werte über 40 Gew.-% erreicht. Die geringsten Werte werden im mittleren Sedimentabschnitt ermittelt. Nach einem steilen Anstieg der Werte im Zeitraum (4.5 bis 4.1 ka, Teufe 15 - 9 cm) werden die Höchstwerte (etwa 50 - 80 Gew.-%) für die obersten 11 cm bestimmt.

Framstraße

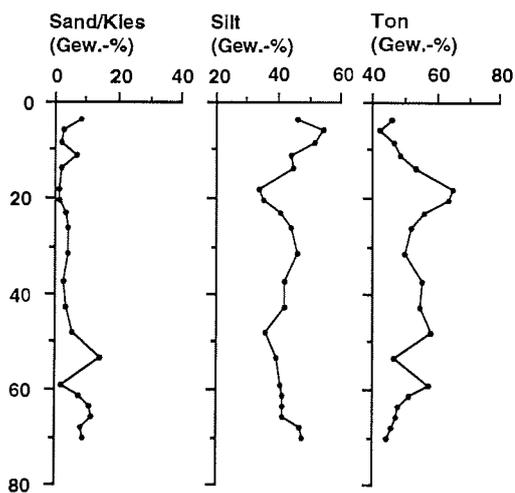
Die Feinfraktion erreicht in dem Kern GKG 21295-4 aus der Framstraße ähnlich hohe Gewichtsprozentanteile wie im östlichen Arktischen Ozean (Abb. 10). Die Siltanteile sind jedoch deutlich höher. Von den älteren bis zu den jüngeren Sedimentschichten nehmen die Gehalte für die Siltfraktion von etwas über 30 bis gut 50 Gew.-% zu. Erfolgt die Zunahme im Zeitraum von etwa 16.6 ka bis 3.6 ka (Teufe 43 - 11 cm) unter leichten Schwankungen, so pendeln die Werte im oberen Drittel des Sedimentkernes (3.6 ka - rezent) nur geringfügig um einen Spitzenwert von knapp 54 Gew.-%. Die Tongehalte gegenüber den kurzen Kernen des Gakkelerückens sind um etwa 10-15 Gew.-% verringert. Für die Tongehalte insgesamt ist dabei ein generelles Absinken von etwa 50 Gew.-% auf etwas über 30 Gew.-% zu verzeichnen. Dieser Trend wird jedoch durch einen deutlichen Anstieg der Gehalte im Zeitintervall 13.4 ka bis 8.5 ka (Teufe 33 - 23 cm) unterbrochen. Die Sand-/Kiesanteile variieren im Durchschnitt zwischen 10 und 20 Gew.-%. Der Bereich mit den höchsten Werten um 20 Gew.-% findet sich im Zeitintervall zwischen 7.4 ka und 4.3 ka (Teufe 19 - 13 cm).

Im weiter westlich gelegenen Kern GKG 23230-2 aus der Framstraße zeigt sich im Vergleich zum GKG 21295-4 ein z.T. gegenläufiger Trend (Abb. 10): Der Tonanteil nimmt vom älteren zum jüngeren Sediment unter leichten Schwankungen um etwa 10 Gew.-% zu. Gleiches gilt auch für den Silt, der insgesamt aber etwas höhere (37 - 66 Gew.-%) Werte erreicht und damit Hauptbestandteil des Sedimentes ist (Abb. 10). Der Grobanteil zeigt eine deutliche Verringerung vom älteren zum jüngeren Sediment. Vom Maximalwert bei etwa 32 Gew.-% sinkt die Kurve - mit unruhigem Verlauf - im Zeitraum 17 ka bis 13.9 ka (Teufe 25 bis 17 cm) auf geringe Werte mit nur wenigen Gewichtsprozenten ab.

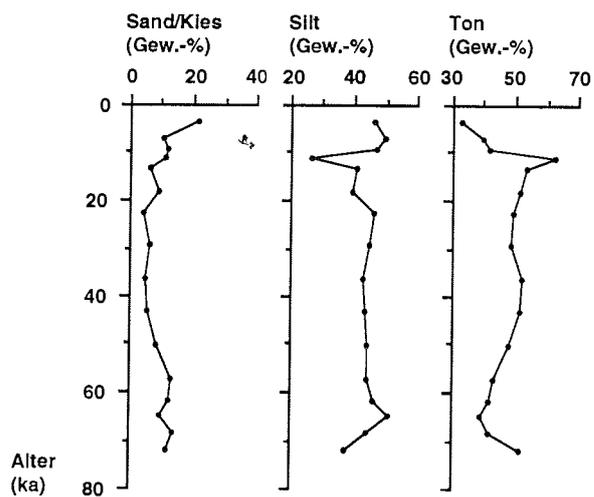
GKG 21524- 1



GKG 21527- 10



GKG 21529- 7



GKG 21521- 14

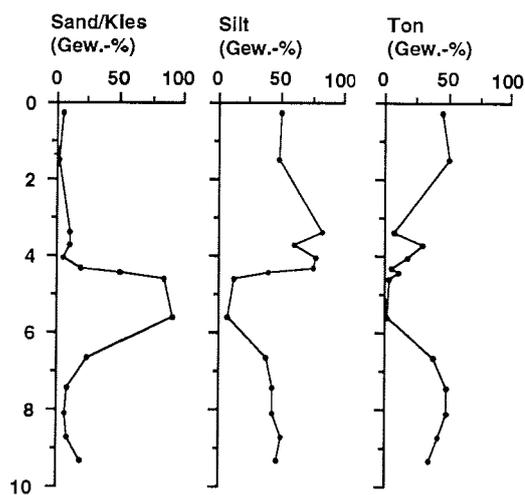
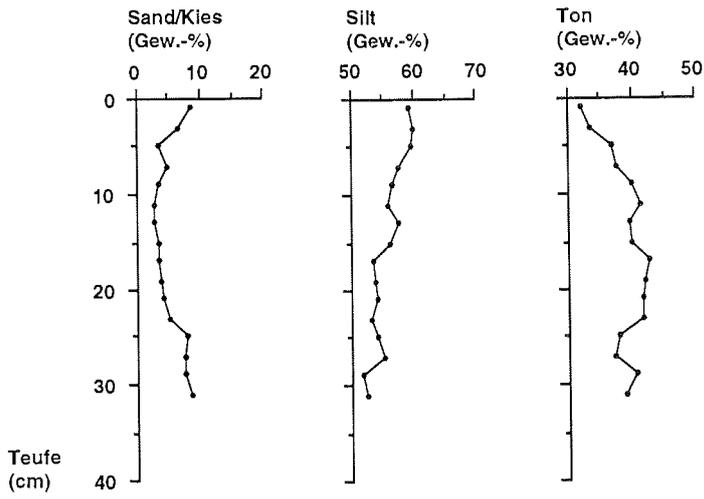


Abb. 8: Sand-/Kies-, Silt- und Tonanteile in arktischen Tiefseesedimenten.
 Gakkel-Rücken: GKG 21524-1 bis 21529-7.
 Südliches Nansen-Becken: GKG 21521-14.

GKG 21532- 3



GKG 21534- 6

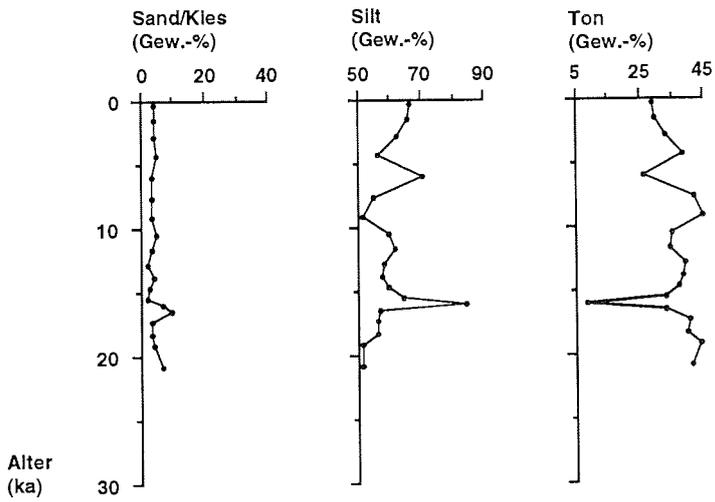


Abb. 9: Sand-/Kies-, Silt- und Tonanteile auf dem Yermak-Plateau.

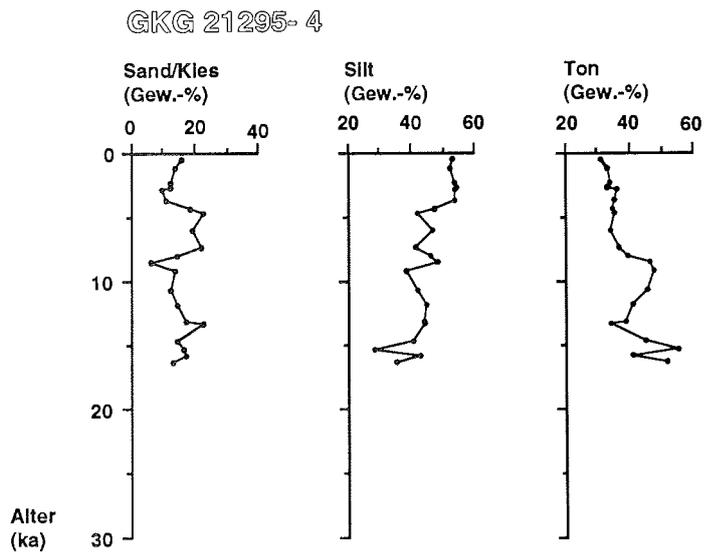
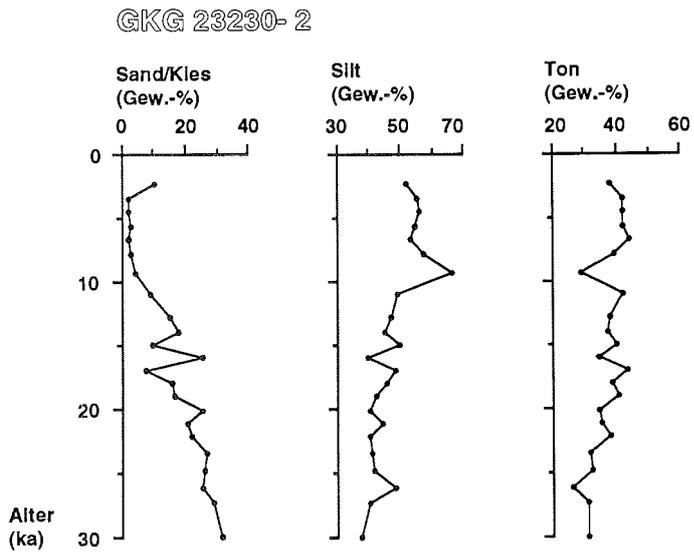


Abb. 10: Sand-/Kies-, Silt- und Tonanteile in der Framstraße. Die Sedimente des GKG 23230-2 liegen unter dem heutigen Einflußbereich des Ostgrönlandstroms.

4. 1. 2 Korngrößenverteilungen innerhalb der Siltfraktion

Allgemein können die Oberflächenproben und die Kernsedimente als feine Silte mit wechselnden Anteilen von Mittelsilt bzw. Grobsilt angesprochen werden. In Konturdiagrammen (Abb. 11-13) werden die prozentualen Anteile der Siltfraktionen dargestellt. Die Abbildungen ermöglichen einen guten Überblick über die verschiedenen fein- bis grobkörnigen Anteile in der Siltfraktion. Für die Oberflächenverteilungen zeigt sich das Maximum feiner Siltanteile im Nansen-Becken (Abb. 11), während in den sedimentologischen Provinzen Kontinental-Hang und Rücken auch gröbere Siltanteile auftreten. Die Silte des Gakkel-Rückens zeigen ihre Maxima im Feinbereich (Abb. 12). Höhere Konzentrationen im Mittelsilt- bis Grobsiltbereich lassen sich in den oberen bzw. unteren Sedimentabschnitten feststellen. Die Maxima in den Sedimenten aus der Framstraße (Abb. 13) sind geringfügig zum Gröberen verschoben gegenüber denen in den Gakkel-Rücken Sedimenten. Entgegengesetzt sind die Verteilungen im südlichen Nansen-Becken. Im mittleren Kernabschnitt liegen die Korngrößenmaxima des Siltes im gröberen Bereich.

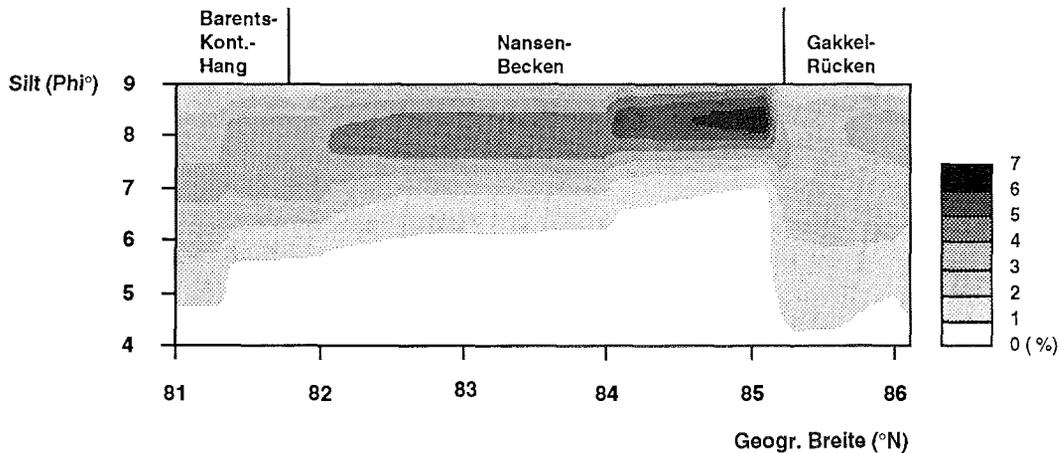


Abb. 11: Korngrößenverteilungen innerhalb der Siltfraktionen an Oberflächensedimenten des östlichen zentralen Arktischen Ozeans.

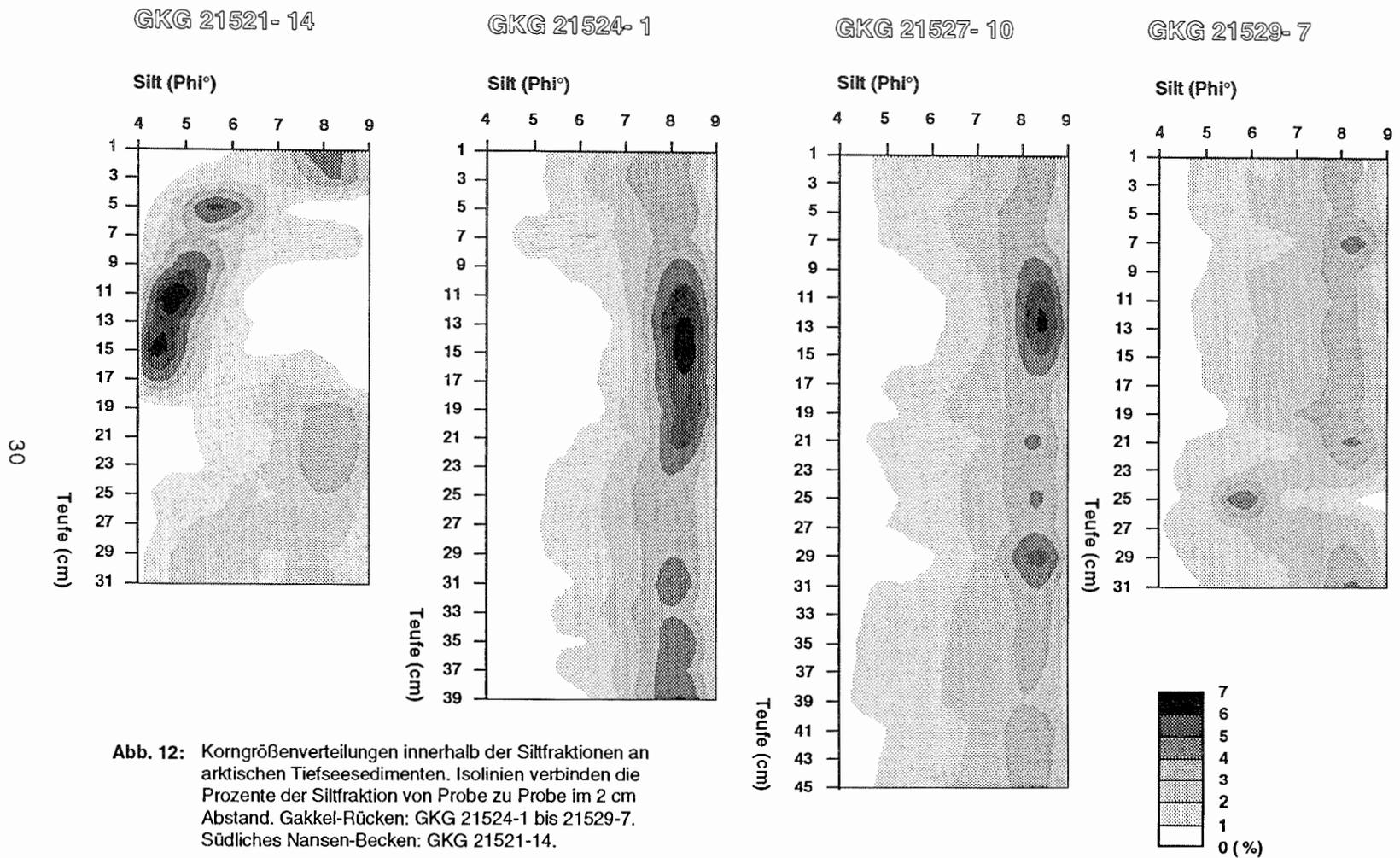


Abb. 12: Korngrößenverteilungen innerhalb der Siltfraktionen an arktischen Tiefseesedimenten. Isolinien verbinden die Prozente der Siltfraktion von Probe zu Probe im 2 cm Abstand. Gakkel-Rücken: GKG 21524-1 bis 21529-7. Südliches Nansen-Becken: GKG 21521-14.

GKG 21295- 4

GKG 23230- 2

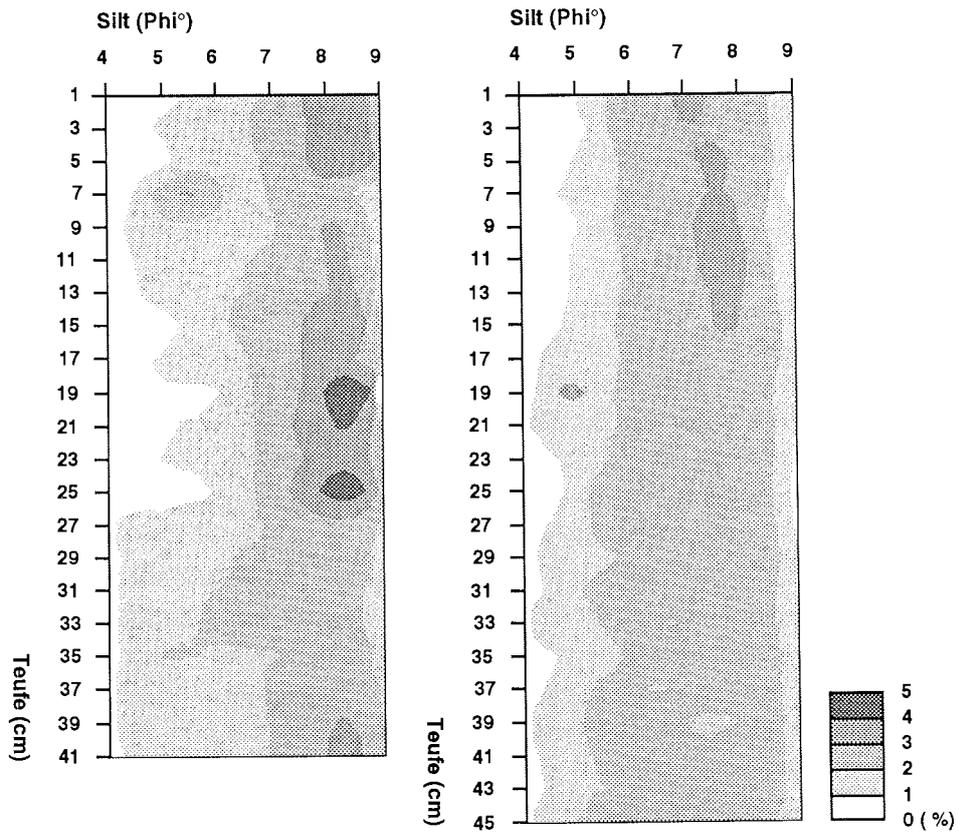


Abb. 13: Korngrößenverteilungen innerhalb der Siltfraktionen (Erklärungen s. Abb. 12) von zwei Framstraßensedimentkernen.

Oberflächensedimente

In den Oberflächenproben des östlichen Arktischen Ozeans zeigen sich im N/S-Transekt deutliche Variationen in den Korngrößenverteilungen der Siltfraktionen. Dies dokumentiert sich deutlich in den statistischen Korngrößenparametern (Abb. 14). Im Bereich des Barents-Kontinental-Hanges (Stationen 21515-10, 21516-6, 21518-15) zeigen sich schlechte Sortierungsgrade von 1.1- 1.2. In nördlicher Richtung zum Nansen-Becken hin nimmt die Sortierung kontinuierlich bis zu einem Wert von 0.8 (Station 21522-19) ab. Noch weiter in Nordrichtung steigen die Sortierungswerte bis zum Spitzenwert von fast 1.4 (Station 21526-20) auf dem Gakkel-Rücken an, d.h. die Sortierungsgrade der Silte auf dem Gakkel-Rücken werden zunehmend schlechter. Die Medianwerte in dem N/S-Transekt schwanken insgesamt zwischen 6.7 und 8.0 Φ° ; dabei liegen die tieferen Werte um 6.8 Φ° auf dem Kontinental-Hang (Stationen 21515-10, 21516-6, 21518-15) und die höchsten Werte $> 7.2 \Phi^\circ$ im Beckenbereich. Die Mediane auf dem Gakkel-Rücken schwanken um 7 Φ° . Eine ähnliche Verteilung im N/S-Profil von höheren und niedrigeren Werten läßt sich auch für die Meanwerte feststellen; nur liegen diese Werte insgesamt geringfügig tiefer. Hinsichtlich dem Korngrößenparameter Schiefe lassen sich nur negative Werte ermitteln. Am Barents-Kontinental-Hang liegen die Werte für die Schiefe knapp unter 0, während im Nansen-Becken sich die Werte zwischen etwa -0.15 und -0.4 bewegen. Die Schiefewerte auf dem Gakkel-Rücken schwanken zwischen -0.07 und -0.25. Für die Kurtosis wurden Werte meist >1 ermittelt. Vom Barents-Kontinental-Hang steigen die Werte kontinuierlich von etwa 0.8 bis auf 1.6 im nördlichen Nansen-Becken an. Nur knapp unter 1 sind die Kurtosiswerte für den Bereich des Gakkel-Rückens. Die Silte der Oberflächensedimente zeigen überwiegend unimodale Verteilungen. Im Gebiet des Gakkel-Rückens aber (Stationen 21524-1 - 21528-7) sind bimodale bzw. polymodale Siltverteilungen vorhanden. (s. Anhang B 1).

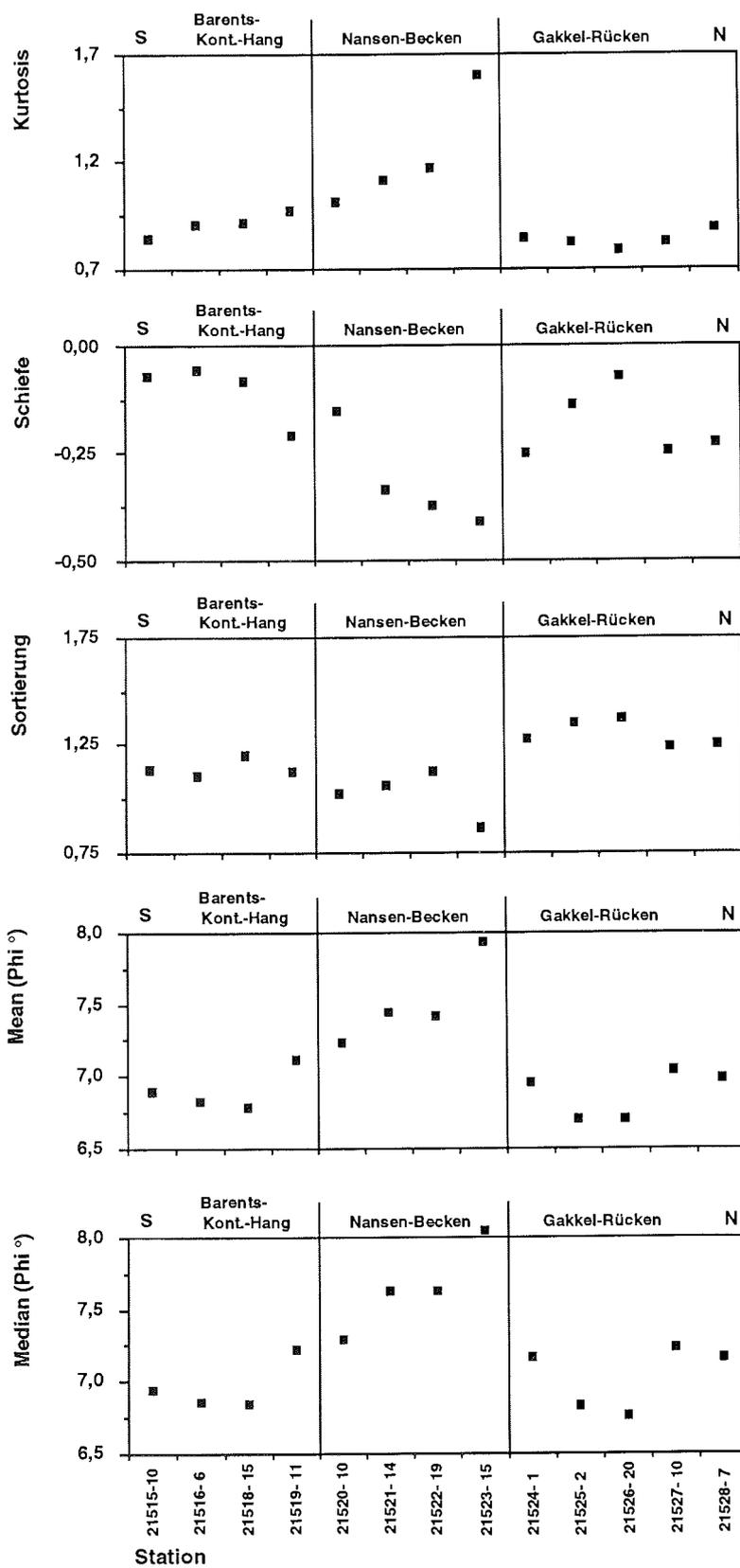


Abb. 14: Statistische Korngrößenparameter arktischer Oberflächensedimente in der Silfraktion.

Sedimentkerne

Gakkel-Rücken

Die Werte für die Sortierung im Silt zeigen in den Kernen GKG 21524-1, 21527-10 und 21529-7 deutliche zeitliche Variationen (Abb. 15).

Von 72 ka bis 46 ka (Zeitabschnitt 37 - 23 cm) herrscht im Kern GKG 21524-1 schlechte Sortierung mit Werten >1 vor. Im Sedimentabschnitt 41 ka bis 13 ka (Teufe 21 - 11 cm) liegen die Sortierungswerte deutlich unter 1. In der Zeitspanne 23 ka bis 18 ka (Teufe 15 - 13 cm) sind die Werte < 0.7 und damit "mäßig gut sortiert". Im jüngsten Sedimentabschnitt zeigen sich wieder schlecht sortierte Silte. So sind in den oberen Zentimetern der Sedimentabfolge, die den Zeitraum von 9 ka bis rezent dokumentieren, die Werte deutlich >1 . Die Mean- und Medianwerte im Silt zeigen ebenfalls deutliche Variationen in der zeitlichen Verteilung: Die höchsten Werte (7.8 - 8.0 Φ°) sind im Zeitabschnitt von 41 ka bis etwa 13 ka zu beobachten - Maximalwerte bei ca. 20 ka -, während die tiefsten Werte (6.9 - 7.4 Φ°) im jüngsten Sedimentabschnitt (9 ka bis rezent) festzustellen sind. Die Meanwerte sind im Vergleich zu den Medianwerten insgesamt - wie auch bei den Oberflächensedimenten - etwas geringer. Die Kurven für die Schiefe zeigen teilweise ähnliche Verläufe wie die Mean- und Mediankurven. Dabei liegen die Werte für die Schiefe grundsätzlich im negativen Bereich. Die Daten für die Kurtosis zeigen nur wenig Variationsbreite. Zum Teil sind bimodale und polymodale Verteilungen erkennbar (vgl. Anhang B 3, s.a. B 2, B 4 - B 7).

Der älteste Sedimentabschnitt des Kernes GKG 21527-10 von etwa 70 ka bis 61 ka (Teufe 39 - 31 cm) ist durch schlechte Sortierung im Silt mit den höchsten Werten von 1.3 bis knapp 1.4 geprägt (Abb. 15). Im Bereich von etwa 61 ka bis ca. 26 ka (Teufe 31 - 17 cm) ist die Sortierung insgesamt schlecht, doch zeigen die etwas niedrigeren Werte um 1.2 leichte Schwankungen. Der Zeitabschnitt von ca. 23 ka bis 18 ka (Teufe 15 - 11 cm) ist durch ein Absinken der Werte dokumentiert. Zum Teil fallen die Werte aus der schlechten Sortierung heraus. Ab etwa 11 ka ist wiederum eine deutliche Verschlechterung des Sortierungsgrades festzustellen mit Werten deutlich > 1 . Median- und Meanwerte des Siltes zeigen im Zeitraum von etwa 70 ka bis 48 ka (Teufe 39 - 25 cm) einen kontinuierlichen Anstieg von 6.8 bis knapp 8 Φ° . Bis zu der Zeitmarke 26 ka sinken die Werte auf ein etwa gleichbleibendes Niveau mit Werten durchschnittlich etwas über 7 Φ° ab. Nach einem raschen Wiederanstieg der Werte werden Maximalwerte von z.T. über 8 Φ° bei etwa 20 ka erreicht (vgl. GKG 21524-1). Die jüngeren Sedimentabschnitte sind

durch niedrigere Werte charakterisiert. Auch hier sind die Meanwerte gegenüber den Medianwerten leicht verringert. Die Trends in den Kurven für Schiefe und Kurtosis entsprechen z.T. den Kurvenverläufen der Median-/Meanwerte bzw. der Sortierung. Die Werte für die Schiefe beschränken sich auf den Minusbereich.

Die Sortierungswerte der Silte vom Kern GKG 21529-7 sind generell > 1 (Abb. 15). Damit weisen auch diese Daten auf eine schlechte Sortierung hin. Den Kurvenverlauf kann man in zwei Abschnitte untergliedern. Der ältere untere Teil der Sedimentfolge unterliegt kleineren Schwankungen, der jüngere obere Abschnitt der Sedimente zeigt eine leichte Zunahme der Sortierungswerte. Median- und Meanwerte sind generell etwas niedriger als in den Kernen GKG 21524-1 u. 21527-10. Die Schwankungsbreite wird etwa zwischen 6 und 7.5 Φ° angegeben. Nach einem signifikanten Absinken der Median- und Meanwerten (ca. 72 - 62 ka) von etwa 7.5 auf 6.0 Φ° steigen die Werte im folgenden Zeitraum bis etwa 50 ka wieder an. Ab dieser Zeitmarke fallen die Werte langsam ab. Die zumeist negativen Daten für die Schiefe verlaufen größtenteils den Median-/Meanwerten entgegengesetzt. Die Daten für die Kurtosis zeigen kaum Variationen.

Südliches Nansen-Becken

Die statistischen Parameter der Korngrößenverteilungen der Siltfraktion im Kern GKG 21521-14 unterscheiden sich im zeitlichen Verlauf deutlich von den Kernen des Gakkel-Rückens (Abb. 15). Zu berücksichtigen ist dabei eine höhere zeitliche Auflösung. Der Sortierungsgrad schwankt im ganzen Sedimentkern zwischen etwa 1.1 und 1.4. In der älteren Sedimentsequenz sind die Werte etwas höher als im jüngsten Sedimentabschnitt. Drastische Veränderungen charakterisieren das sehr kurze Zeitintervall von 4.5 bis 4.3 ka (Teufe 11 - 13 cm): hier sinken die Daten für die Sortierung deutlich unter 1. Die Median- und Meanwerte haben vergleichsweise hohe Variationsbreiten. Ein Bereich niedriger Median- und Meanwerte $< 6 \Phi^\circ$ erstreckt sich über einen Zeitraum von etwa 5.6 ka bis 4.1 ka (Teufe 17 - 9 cm). Die obersten Zentimeter in der Sedimentsequenz werden durch die höchsten Werte im Kern charakterisiert (um 7.5 Φ°). Positive Werte für die Schiefe finden sich im gleichen Zeitraum wie die oben beschriebenen Median- und Meanwerte.

Framstraße

Die Sortierung für die Siltfraktion des Kernes GKG 23230-2 ist allgemein als schlecht zu bezeichnen. Die Werte liegen generell über dem Wert 1 (Abb. 16). Im Vergleich zu den Gakkel-Rücken Kernen fallen die Sortierungsgrade etwas höher

aus, d.h. die Sortierung ist damit schlechter. Durch den ganzen Kern ist jedoch ein schwacher Trend abnehmender Sortierungswerte zu erkennen. Im Gegensatz dazu steigen die Median- und Meanwerte, die insgesamt niedriger sind als im Kern GKG 21295-4, unter kleineren Schwankungen leicht an. Die Spitzenwerte in den obersten Zentimetern der Sequenz bleiben $< 7 \text{ Phi}^\circ$. Nur teilweise gegenläufig ist die Kurve der Schiefedaten. Den gleichförmigsten Kurvenverlauf weist die Kurtosis auf (Werte bei 0.7 bis 0.8).

Auch im Kern GKG 21295-4 dokumentieren Werte > 1 - bis auf eine Ausnahme bei ca. 9.2 ka (Teufe 25 cm) - den schlechten Sortierungsgrad (Abb. 16). Der älteste Sedimentabschnitt bei 16.6 bis 11.9 ka (Teufe 43- 35 cm) zeichnet sich durch relativ konstante Werte > 1.4 aus. Im folgenden kurzen Zeitabschnitt 10.6 bis 9.1 ka (Teufe 27 - 25 cm) verringern sich die Parameter, um dann im jüngsten Zeitabschnitt unter leichten Schwankungen wieder anzusteigen. Etwa entgegengesetzt zu diesem Trend verlaufen die Median- und Meanwerte, wobei die Medianwerte insgesamt etwas höher liegen als die Meandaten. Die Daten für die Schiefe zeigen nur im unteren und oberen Kurvenabschnitt entgegengesetztes Verhalten. Wie im oben beschriebenen Kern GKG 23230-2 zeigen die Kurtosiswerte wenig Differenzierung (Werte generell < 1).

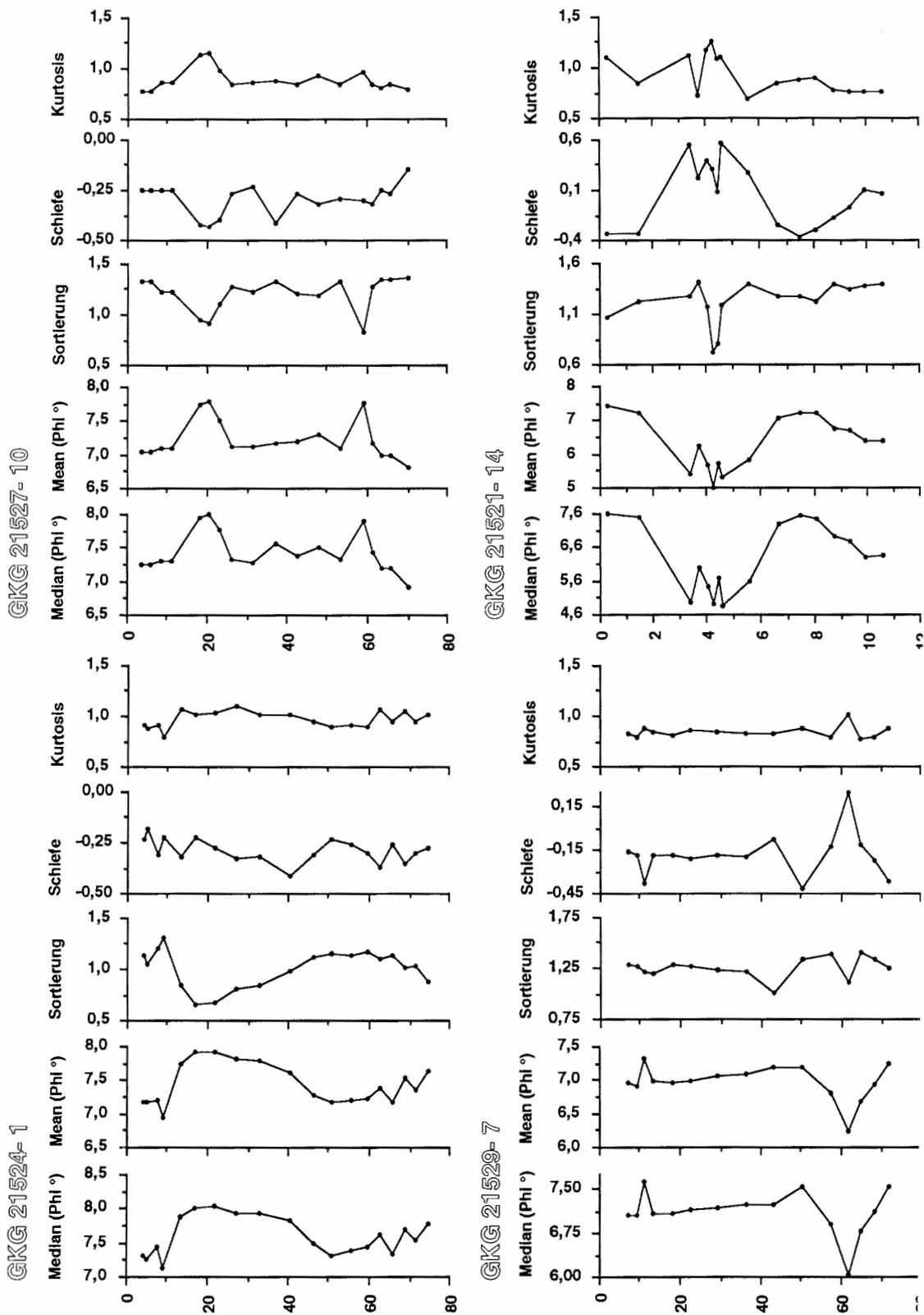
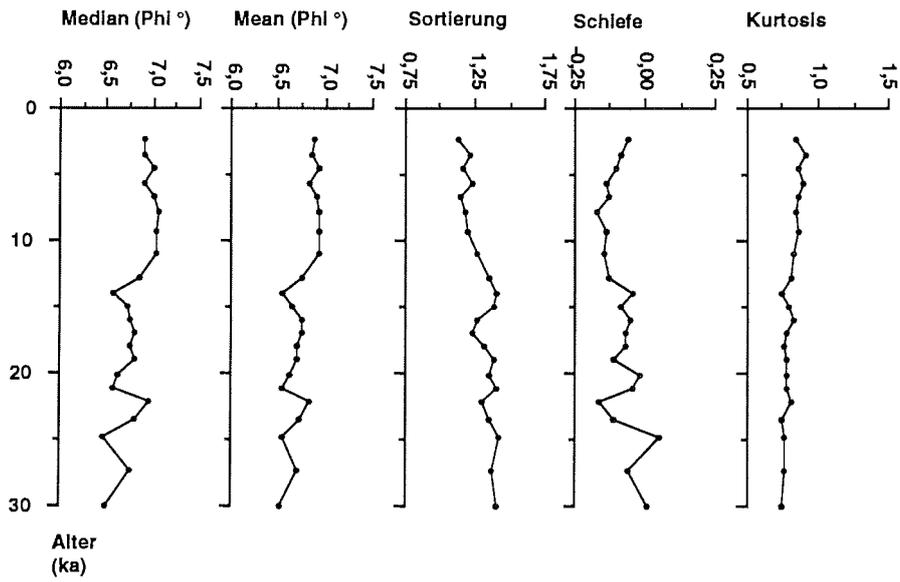


Abb. 15: Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion.
Gakkel-Rücken: GKG 21524-1 bis 21529-7. Südliches Nansen-Becken: GKG 21521-14.

GKG 23230-2



GKG 21295- 4

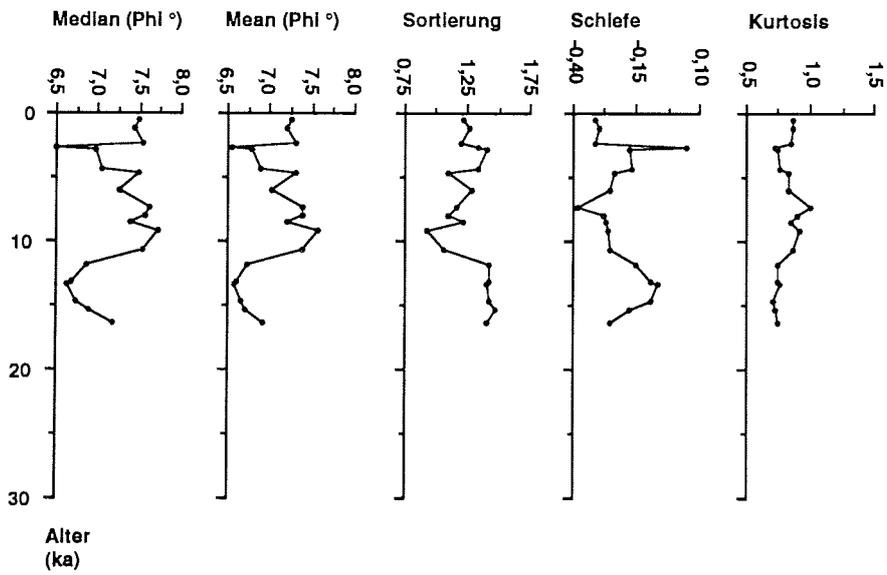


Abb. 16: Statistische Korngrößenparameter der Siltfraktion in der Framstraße.

4.2 Tonmineralogie

An den Proben < 2 µm wurden vier tonmineralogische Komponenten (Smektit, Kaolinit, Illit und Chlorit) sowie die Quarzanteile in der Tonfraktion ermittelt. Feldspäte werden vernachlässigt (s. Kap. 2.2.2).

Meereissedimente

Die Meereissedimente (ARK VIII/3 Expedition) zeigen z. T. deutlich höhere Smektitwerte als die Meeresbodensedimente. Das Maximum liegt bei 56 Gew.-%. Die niedrigsten Smektitwerte der Meereissedimente liegen bei 21 und 12 Gew.-% (Abb. 17). Die Illitgehalte verringern sich zugunsten der hohen Smektitwerte auf Werte von etwas über 20 Gew.-%. Sonst liegen die Illitgehalte zumeist über 30 Gew.-%, die Kaolinitgehalte hingegen liegen unter 30 Gew.-%. Chlorit zeigt die geringsten Schwankungen in der Verteilung. Generell bleiben die Werte unter 18 Gew.-%. Ein Trend hinsichtlich einer Zunahme des Smektitgehaltes nach Süden ist erkennbar.

Oberflächenproben

Die Verteilung der Tonmineralkomponenten ist überwiegend einheitlich (Abb. 17). Die Anteile für Chlorit schwanken leicht um die 10 Gew.-% Marke, während die Kaolinitanteile durchschnittlich bei 20 Gew.-% liegen. Das Maximum für den Kaolinit wird bei 29 Gew.-% erreicht. Illit und Smektit erreichen zusammen etwa 60-65 Gew.-%. Allerdings ist der Smektit gegenüber dem Illit deutlich mit etwa 10 bis 15 Gew.-% verarmt. Eine Zunahme der Smektitgehalte in Südrichtung - wie etwa bei den Meereissedimenten - ist nicht festzustellen.

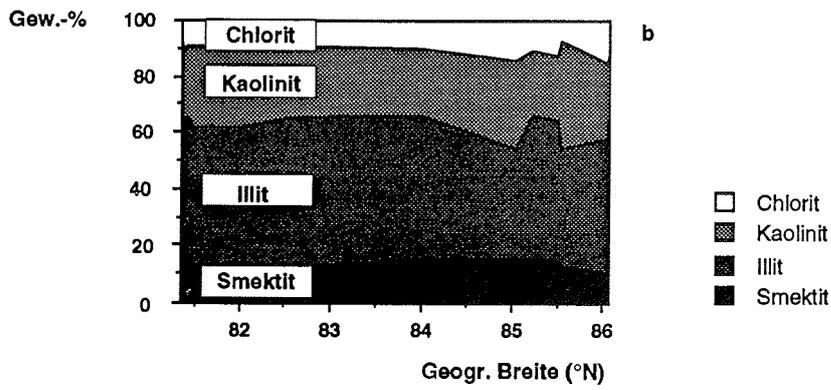
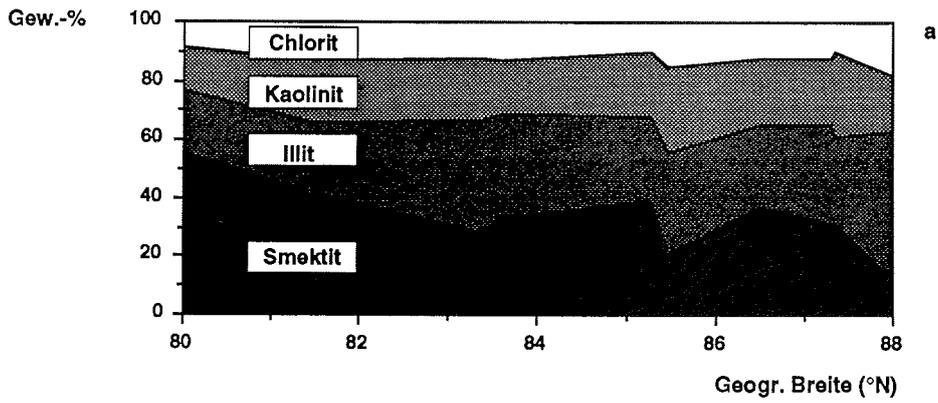


Abb. 17: Tonmineralverteilungen von
 (a) Meereissedimenten '91 und
 (b) Meeresbodenoberflächensedimenten.

Nansen-Rücken

In Sedimenten des GKG 21524-1 schwanken die Werte für den Smektit zwischen 6 und 19 Gew.-% (Abb. 18). Gehalte zwischen 12 und 15 Gew.-% finden sich im ältesten Zeitabschnitt der Sedimentsequenz bei etwa 75 bis 63 ka (Teufe 39 - 31 cm). Eine Folge gleichbleibender Smektitwerte (11 Gew.-%) bildet der Zeitraum 60 bis 41 ka (Teufe 29 - 21 cm). Das Minimum der Smektitgehalte mit Werten bei 6 bzw. 7 Gew.-% beschränkt sich ausschließlich auf den Zeitraum um 20 ka (Teufe 17 - 13 cm). Danach steigen die Smektitgehalte deutlich an und erreichen ihr Maximum mit knapp 20 Gew.-% bei etwa 9 ka (Teufe 7 cm). Die höchsten Werte erreicht Illit mit einer Schwankungsbreite von 38 bis 52 Gew.-%. Ist die älteste Ablagerungsphase der Sedimente geprägt durch Schwankungen (75 - 63 ka; Teufe 17 -13 cm), so bleiben die höchsten Illitgehalte von 48 bis 52 Gew.-% über einen längeren Zeitraum von etwa 60 bis 18 ka (Teufe 29 - 13 cm) relativ konstant. Zeitgleich mit dem markanten Anstieg der Smektitgehalte ist ein Absinken der Illitgehalte zu beobachten. Die Kaolinitwerte sind mit Werten von 17 -31 Gew.-% insgesamt etwas höher als die Smektitwerte. Nach einem der unteren Illitkurve etwa entgegengesetzten Kurvenverlauf folgt ein genereller Anstieg der Kaolinite (von 17 - 31 Gew.- %) bis etwa 9 ka. In den obersten Zentimetern der Sedimente sinken die Kaolinitwerte wieder ab. Nur wenig Variationen zeigen die Chloritgehalte, die um 15 Gew.-% schwanken.

Die Smektitgehalte des Kernes GKG 21527-10 erreichen 6-15 Gew.-% (Abb. 18). Im älteren Sedimentabschnitt herrscht unruhiger Kurvenverlauf von Smektitgehalten vor (ca. 70- 62 ka). Die Gehalte zeigen hier die größte Schwankungsbreite (7-16 Gew.-%) im Sedimentkern. Nach einer sich anschließenden Sedimentfolge mit relativ konstanten Smektitwerten um 10 Gew.-% beginnt - zeitgleich mit dem Sedimentkern GKG 21524-1 - ein Anstieg bei etwa 18 ka (Teufe 11 cm), der sich bis zu den Oberflächensedimenten fortsetzt. Etwas höher veranschlagt als im GKG 21524-1 sind die Gehalte für den Illit (meist > 50 Gew.-%). In den älteren Sedimenten wird im Bereich der Zeitmarke 60 ka ein Absinken der Illitwerte eingeleitet. Das Minimum von 43 Gew.-% wird bei etwa 54 ka (Teufe 27 cm) erreicht. Nach einem Anstieg der Werte auf 56 Gew.-% bei 43 ka beginnt ein Trend mit fallenden Werten bis zu den Oberflächensedimenten. Die Kaolinitwerte liegen meist unter 25 Gew.-%. Zum Teil ist die Kaolinitkurve der Illitkurve entgegengesetzt. In den jüngsten Sedimentschichten (ab etwa 20 ka) ist ein Rückgang der Illitwerte zu erkennen. Die Chloritanteile zeigen recht einheitliche Werte um 15 Gew.-%.

Die Smektitgehalte für den Kern GKG 21529-7 sind generell etwas niedriger als in den anderen oben beschriebenen Gakkel-Rücken Kernen (Abb. 18). Größtenteils bleiben die Gehalte unter der 10 Gew.-% Marke. Markant ist eine Anstiegsphase zwischen 13 und 9 ka (Teufe 9 -5 cm) mit einem Höchstwert von 13 Gew.-%. Auch in den obersten Zentimetern der Sedimentfolge bleiben die Gehalte im Vergleich zu den übrigen Werten der Sedimentfolge relativ hoch. Den Hauptanteil der Tonminerale machen auch hier die Illite aus. Ähnlich dem Kern GKG 21527-10 bewegen sich die Illitgehalte in den ältesten Ablagerungen des Kernes etwas über 50 Gew.-%. Der Abfall der Werte setzt jedoch zeitlich etwas verzögert ein. Das Minimum wird erst bei 43 ka erreicht. Der sich anschließende Anstieg der Werte dauert etwa bis 20 ka. Bis zu den jüngsten Sedimenten erniedrigen sich die Werte. Die Kaolinite zeigen wie in den beiden Kernen GKG 21524-1 und GKG 21527-10 wiederum etwa entgegengesetztes Verhalten. Die Chlorite zeigen keinerlei Trends.

Nansen-Becken

Im südlichen Nansen-Becken, nahe dem Kontinental-Hang, erreichen die Smektitwerte im Kern GKG 21521-14 die höchsten Meßwerte mit z.T. deutlich über 20 Gew.-% (Abb. 18). In der gesamten unteren Hälfte des Sedimentkernes ist ein kontinuierlicher Rückgang der Werte zu verzeichnen. Vom Maximalwert 28 Gew.-% (10.6 ka bis 5.6 ka; 31 - 17 cm) sinken die Werte auf 5 Gew.-%. Das Absinken der Smektitwerte für den Zeitraum von 10.6 bis 7.5 ka ist mit einem Anstieg der Mean-, Medianwerte bzw. einem Rückgang der Schiefewerte gekoppelt. Im jüngeren Abschnitt steigen die Smektitgehalte bis über 10 Gew.-% an. Die Illitkurve zeigt gegenüber der Smektitkurve z.T. gegenläufige Trends. Das Einsetzen des Illit-anstieges ist jedoch nicht zeitgleich mit dem Beginn des Smektitrückganges. Ab etwa 9.3 ka (Teufe 27 cm) steigt der Illitanteil um ca. 20 Gew.-% bis zu den jüngsten Sedimenten an. Die Gehalte des Kaolinit schwanken um 25 Gew.-%. Größere Variationen gibt es nur im mittleren Bereich des Kernes zwischen ca. 7.5 - 4.6 ka. Die Chloritgehalte zeigen kaum Variationen.

Yermak-Plateau

Der GKG 21532-3 zeigt eine nahezu einheitliche Verteilung von Tonmineralanteilen. (Abb. 19). Die höchsten Werte erreicht der Illit (ca. 45 Gew.-%). Kaolinit hat leicht erhöhte Werte (ca. 25 Gew.-%). Die Gehalte für Smektit (ca. 15 Gew.-%) und Chlorit (ca. 12 Gew.-%) sind niedrig. In dem Kern GKG 21534-6 liegen die Smektitwerte dicht beisammen. Sie schwanken zwischen 13 und 17 Gew.-%. Lediglich im untersten Sedimentabschnitt steigt der Wert auf 20 Gew.-% an.

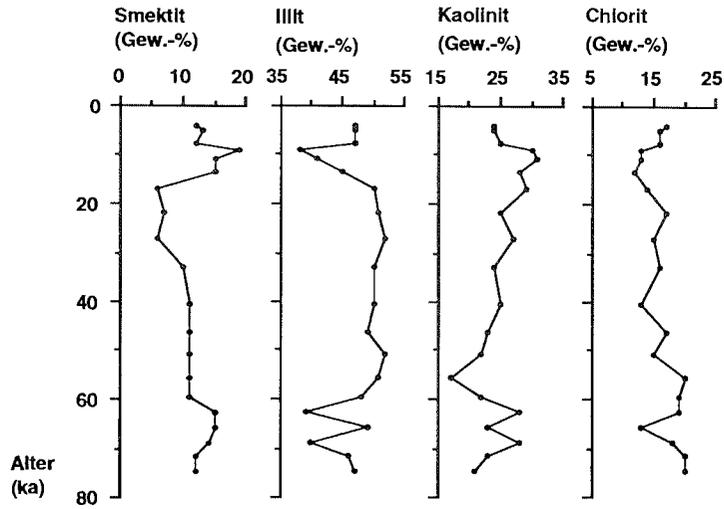
Kaolinit (19-26 Gew.-%) und Illit (45-51 Gew.-%) zeigen wenig Änderung in Abhängigkeit von der Tiefe und Zeit. Beim Chloritgehalt sind die Werte im unteren Drittel des Sedimentkernes gegenüber den anderen Abschnitten etwas erhöht.

Framstraße

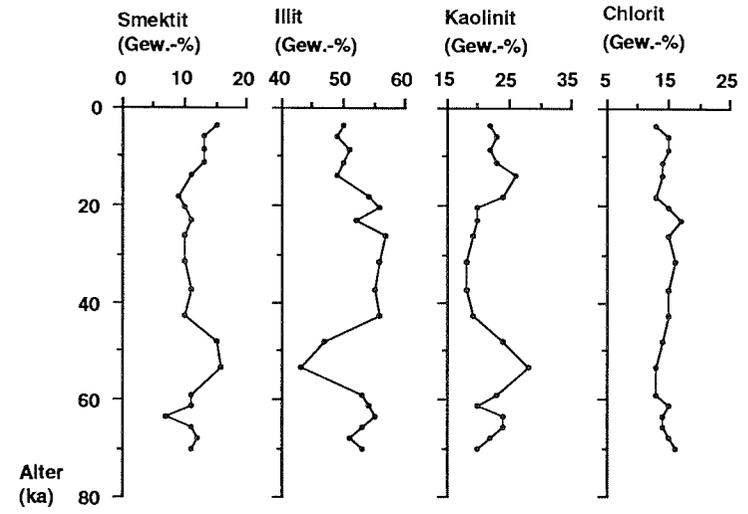
Im Kern aus der östlichen Framstraße GKG 21295-4 zeigen die Smektitgehalte gegenüber den Sedimenten des Gakkel-Rückens eine deutliche Erhöhung (Abb. 20). Die Werte schwanken um die 20 Gew.-% Marke, wobei einige Werte in die Nähe von 15 Gew.-% absinken. Durch den gesamten Sedimentkern ist im Trend, unter einigen Schwankungen ein Anwachsen der Smektitwerte zu erkennen. Variationen größeren Ausmaßes gibt es in der älteren Sedimentfolge. Die zugunsten des Smektit verringerten Illitwerte schwanken zwischen 38 und 51 Gew.-%. Große Bereiche der Illitkurve verlaufen entgegengesetzt zur Smektitkurve. Markant ist ein deutlicher Anstieg der Illite (38 - 50 Gew.-%) im Zeitintervall 13.4 bis 9.2 ka (Teufe 33 - 25 cm). Während die Kaolinite nur einen schwachen abnehmenden Trend zeigen, sind die Chloritgehalte nahezu regellos in der zeitlichen Verteilung.

Die unter dem Einflußbereich des Ostgrönlandstromes stehenden Sedimente des Kernes GKG 23230-2 haben deutlich niedrigere Smektitgehalte (4-12 Gew.-%) als die weiter östlich anstehenden Sedimente (GKG 21295-4) (Abb. 20). Gemeinsam mit dem Kern GKG 21295-4 ist auch hier ein leichter Anstieg der Smektitwerte zu erkennen. Die Illite sind gegenüber dem östlichen Sedimentkern etwas erhöht, zeigen aber keine erkennbare zeitabhängige Verteilung. Kaolinit zeigt abnehmende Tendenz (Beginn etwa 21 ka), Chlorit hat die geringsten Variationen. Die Kaolinitwerte liegen stets über 20 Gew.-%. Nur in einem Fall werden 30 Gew.-% erreicht (Teufe 33 cm). Illit zeigt die höchsten Werte mit meist über 50 Gew.-%. Damit liegen die Werte deutlich höher als im GKG 21295-4. Die geringste Schwankungsbreite weist der Chlorit auf. Die Werte bewegen sich zwischen 12 und 16 Gew.-%, sind gegenüber dem Kern GKG 21295-4 also leicht erhöht.

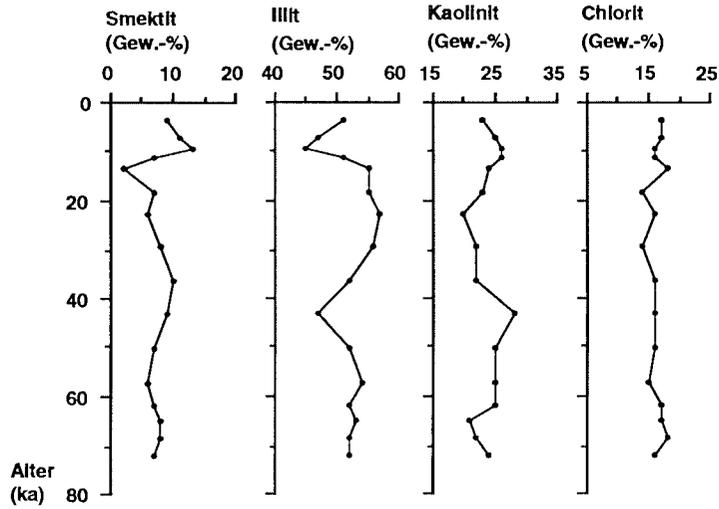
GKG 21524- 1



GKG 21527- 10



GKG 21529- 7



GKG 21521- 14

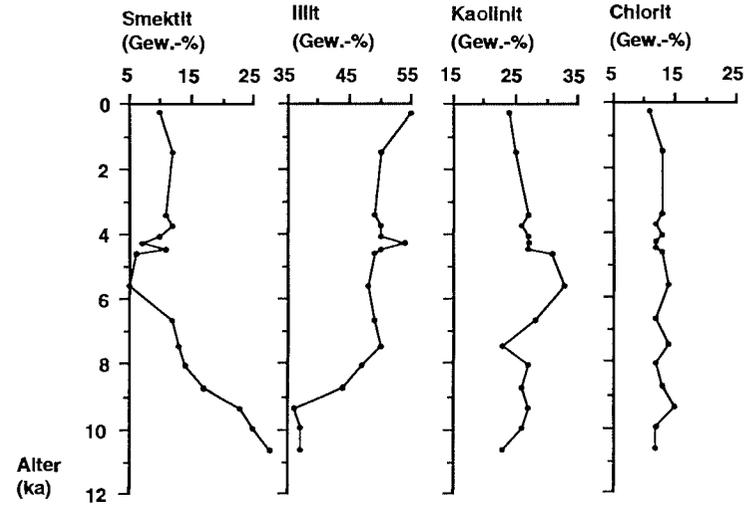
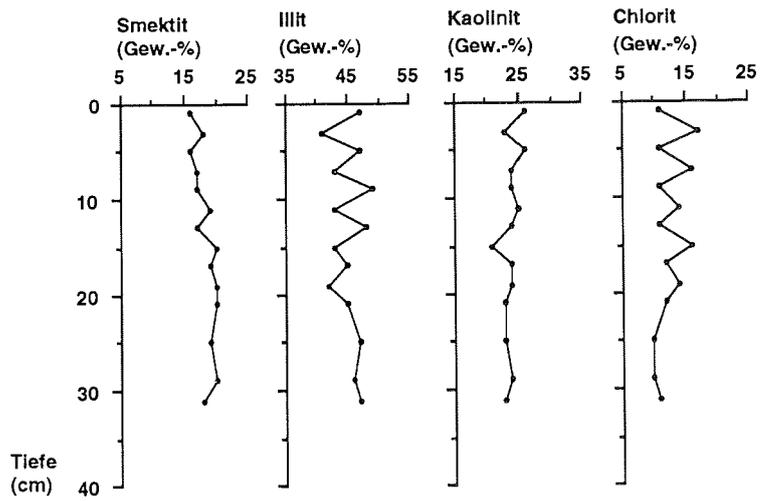


Abb. 18: Tonmineralverteilungen in arktischen Tiefseesedimenten.
 Gakkel-Rücken: GKG 21524-1 bis 21529-7.
 Südliches Nansen-Becken: GKG 21521-14.

GKG 21532- 3



GKG 21534- 6

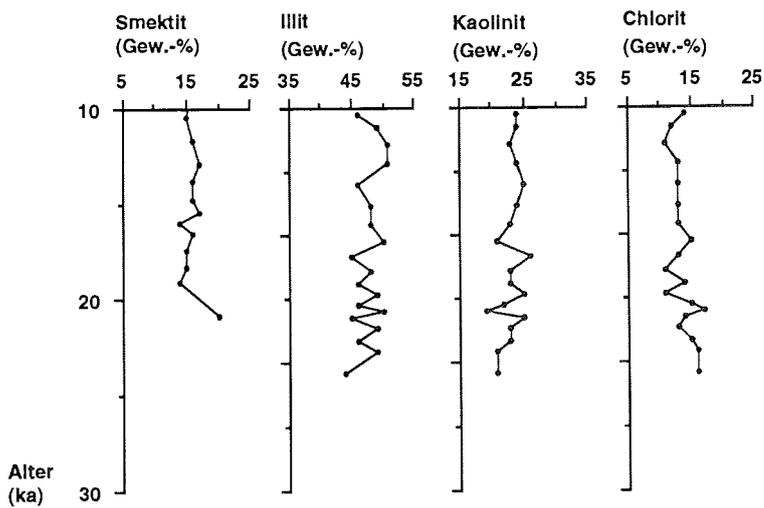
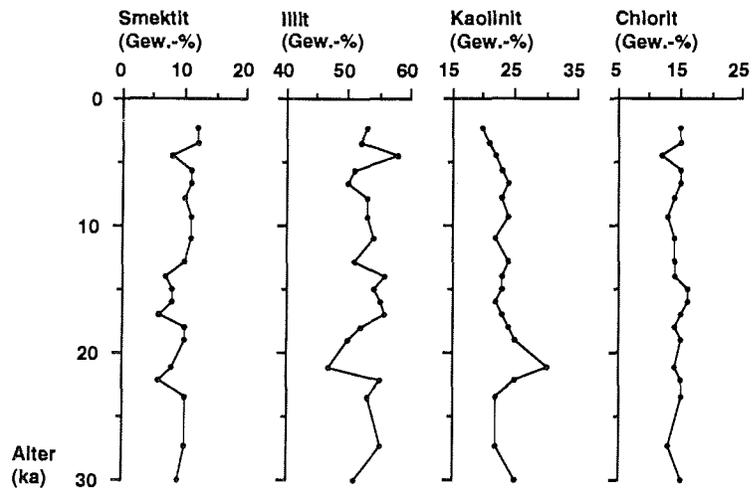


Abb. 19: Tonmineralverteilungen in Tiefseesedimenten auf dem Yermak-Plateau.

GKG 23230-2



GKG 21295-4

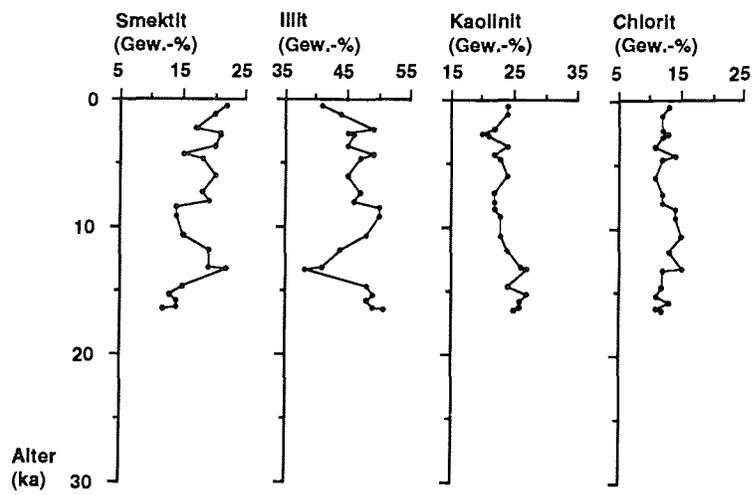


Abb. 20: Tonmineralverteilungen von Tiefseesedimenten in der Framstraße. Die Sedimente des GKG 23230-2 liegen unter dem heutigen Einflußbereich des Ostgrönlandstroms.

4.3 Quarzgehalte in der Tonfraktion

An ausgewählten Proben vom untersuchten Kernmaterial wurden die Quarzgehalte in der Tonfraktion ermittelt. Für den Bereich des Gakkel-Rückens liegen die Werte zwischen 8 und 12 Gew.-%.

4.4 Akkumulationsraten

In den dokumentierten Akkumulationsraten vom Gesamtsediment und Sedimentkomponenten der Feinfraktion zeigen sich deutliche Änderungen in zeitlicher Abhängigkeit (Abb. 21-23). So sind in den Sedimentsequenzen, die älter als etwa 60 ka sind, Gesamtakkumulationsraten von $0.5 - 0.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ anzutreffen. Dabei weist der Kern GKG 21527-10 die höheren Werte von etwa $0.74 - 0.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ auf, während die anderen Gakkel-Rücken Kerne (GKG 21524-1, GKG 21529-7) Werte von ca. $0.55 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ erreichen. In einem Übergangsbereich bei etwa 60 ka nehmen die Werte ab und bleiben auf einem relativ niedrigen fast konstanten Niveau. Dabei fällt die Übergangsphase in den Kernen GKG 21527-10 und 21529-7 markant aus: Die Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes halbieren sich etwa; beim Kern GKG 21524-1 hingegen vollzieht sich der Wechsel allmählicher. Die Phase niedriger Gesamtakkumulationsraten dauert etwa bis ca. 20 ka und wird danach durch deutlich höhere Gesamtakkumulationsraten in den jüngsten Sedimenten abgelöst. Dabei zeigen im Zeitraum um 20 ka die Kerne GKG 21524-1 und GKG 21529-7 nur leichte Erhöhungen der Gesamtakkumulationsraten ($0.31 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ für den GKG 21524-1, $0.36 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ für den GKG 21529-7). Ein steiler Anstieg der Gesamtakkumulationsraten mit Höchstwerten ($0.75 - 1.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$) ist im Zeitraum um etwa 10 ka zu verzeichnen. Die Rate von $1.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ (10.7 ka) ist ein einzelner Maximalwert. In den Oberflächensedimenten, bzw. oberflächennahen Sedimenten sinken die Werte wieder ab, bleiben aber generell über den Werten des oben beschriebenen Zeitraumes niedriger Raten. Im Kern GKG 21527-10 hingegen ist der Anstieg der Gesamtakkumulationsraten um 20 ka kräftiger ausgeprägt. Eine nochmalige Steigerung der Raten ist tendenziell im Zeitabschnitt um 10 ka festzustellen.

Dieser Trend zeichnet sich auch für die anderen Sedimentkomponenten ab. Die Akkumulationsraten für Silt und Ton zeigen in den Sedimentsequenzen älter als 60 ka Werte zwischen 0.14 und $0.38 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$. Dabei werden im Sediment-

kern GKG 21527-10 die höchsten Raten für Silt und Ton erreicht. Etwas niedriger ($< 0.3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$) sind die Raten im Kern GKG 21529-7. Im Kern GKG 21524-1 weichen die Akkumulationsraten für Ton und Silt stärker voneinander ab. Wie auch bei den Gesamtakkumulationsraten erkennbar, folgt ein zeitgleicher Abschnitt (s.o.) niedriger Ton- und Siltakkumulationsraten, die zumeist unter $0.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ liegen. Die Siltraten sind während dieser Zeitphase gegenüber den Tonraten verringert. Erhöhte Akkumulationsraten für die Silt- und Tonfraktionen treten erst wieder bei etwa 20 ka auf. Dabei steigen die Raten für die Siltfraktion relativ stärker an, denn sie erreichen fast das Niveau der Tonakkumulationsraten. Die Spitzenwerte korrelieren mit den Maximalwerten der Gesamtakkumulationsraten.

Die Peaks der Akkumulationsraten für die Tonmineralkomponenten korrelieren z.T. gut mit den oben bereits vorgestellten Akkumulationsraten. Die Werte bleiben bis auf eine Ausnahme (GKG 21524-1) generell unter $0.1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$. Insgesamt zeigen Illit und Kaolinit vergleichsweise höhere Raten als Smektit und Chlorit. Abweichendes Verhalten zeigt der Smektit. Sinken die Raten im jüngsten Sedimentabschnitt (ab ca. 20 ka) des Kernes GKG 21527-10 etwas ab, so ist dieser Trend für den Smektit nicht zu beobachten. Im Kern GKG 21524-1 ist die Steigung der Akkumulationsraten in diesem Zeitabschnitt für den Smektit im Vergleich zu den übrigen Tonmineralen deutlicher ausgeprägt.

Akkumulationsraten ($g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$)

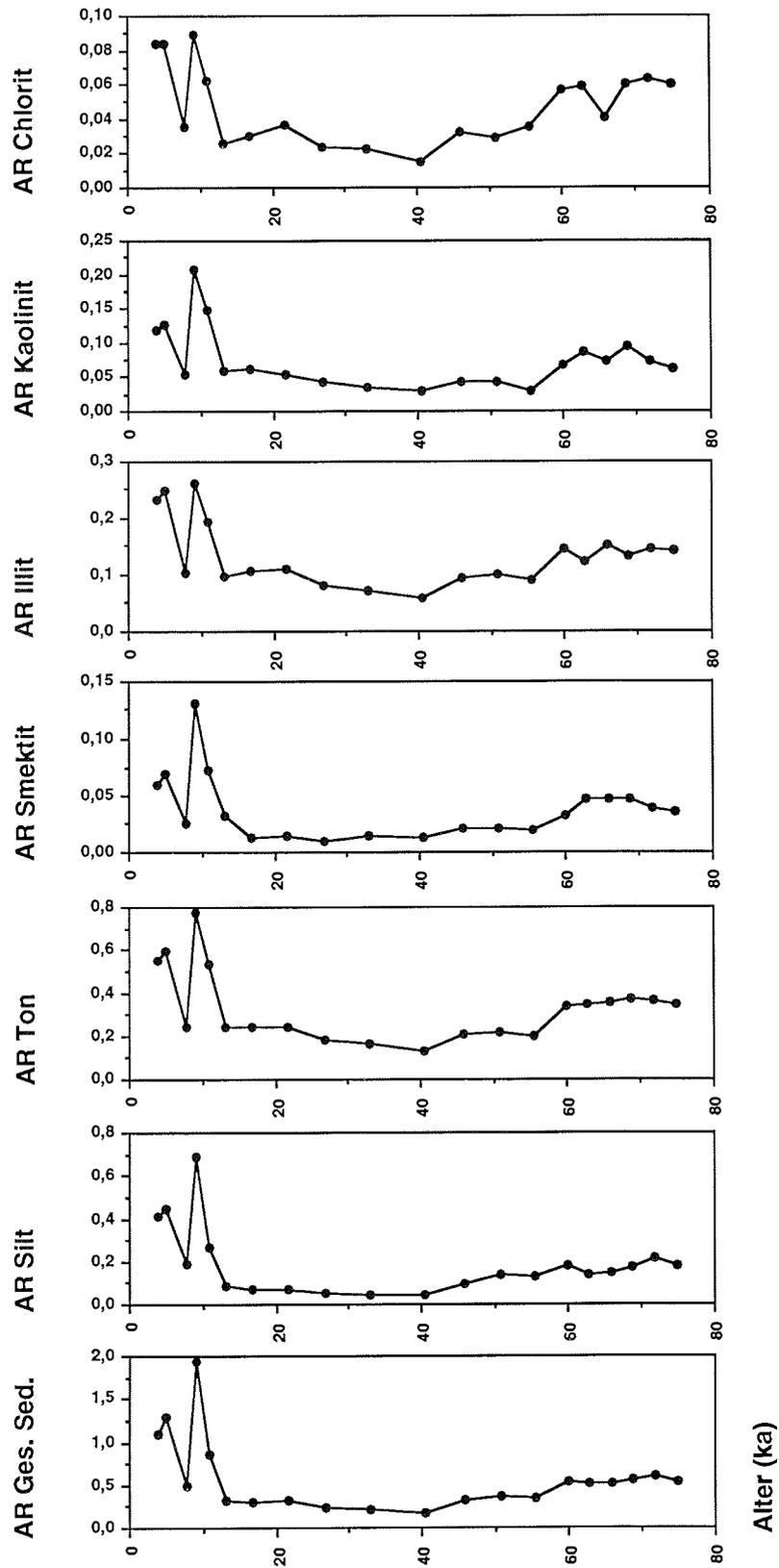
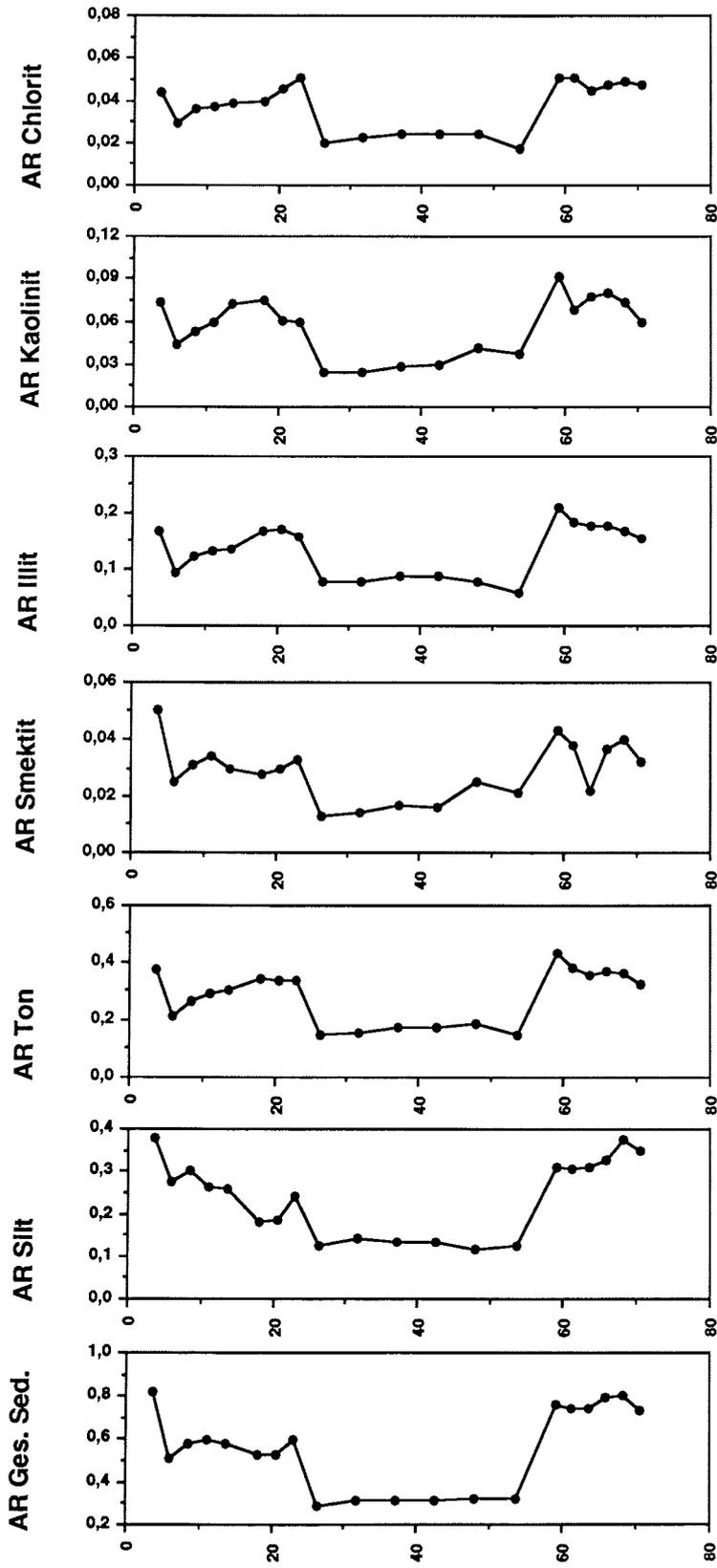


Abb. 21: Akkumulationsraten vom Gesamtsediment und einzelnen Sedimentkomponenten in arktischen Tiefseesedimenten.

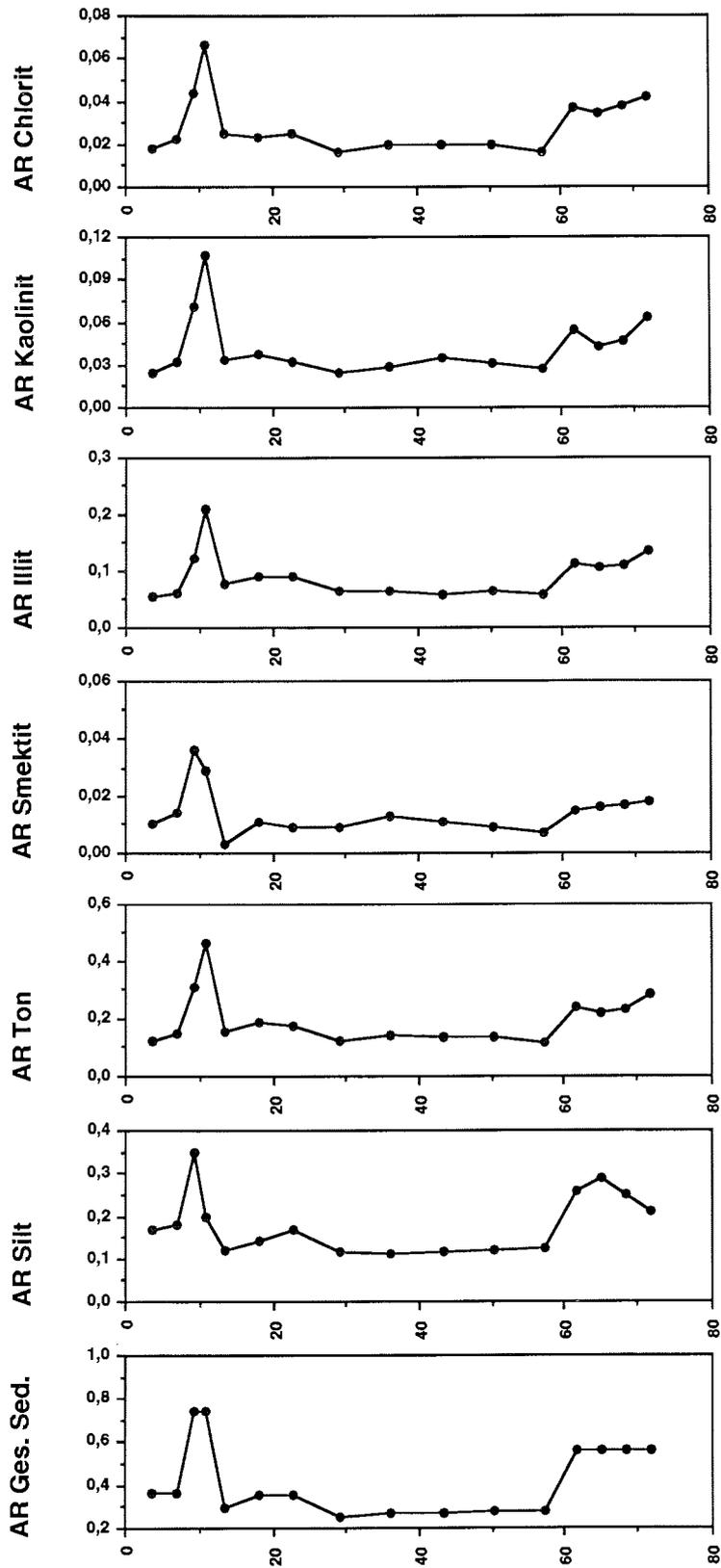
Akkumulationsraten ($g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$)



Alter (ka)

Abb. 22: Akkumulationsraten vom Gesamtsediment und einzelnen Sedimentkomponenten in arktischen Tiefseesedimenten.

Akkumulationsraten ($g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$)



Alter (ka)

Abb. 23: Akkumulationsraten vom Gesamtsediment und einzelnen Sedimentkomponenten in arktischen Tiefesedimenten.

5 Diskussion

5.1 Faziestyp 'arktisches Meereissediment'

5.1.1 Korngrößenverteilungen arktischer Meereissedimente im Vergleich

Der sich bisher abzeichnende Trend einer signifikanten Korngrößenverteilung in arktischen Meereissedimenten (LARSEN 1987, BERNER 1991, WOLLENBURG 1991) soll mit neuen Korngrößendaten überprüft werden.

Die durch die Atterbergmethode ermittelten Sand-, Silt- und Tonanteile der Meereissedimente (ARK VIII/3, 1991) werden mit dem durch gleiche Methodik bestimmten bisher existierenden vergleichbaren Datensatz (WOLLENBURG 1991) von Meereissedimenten verschiedener Arktisexpeditionen der Jahre 1987-1989 verglichen. Zwar standen nur wenige Proben für diesen Vergleich zur Verfügung, doch läßt sich die von WOLLENBURG (1991) beschriebene charakteristische Korngrößenverteilung mit der Einstufung "tonige Silte" mit neuen Daten bestätigen (Abb. 24). Die maximalen Punktdichten in den beiden Dreiecksdiagrammen konzentrieren sich nach einer Einteilung von SHEPARD (1954) auf den Bereich "toniger Silt". Weitere bereits veröffentlichte Korngrößenverteilungen von Meereissedimenten der ARK VIII/3 sind mit der smear-slide Methode vorgenommen worden und können deshalb nicht als zusätzlicher Datensatz für den oben durchgeführten Vergleich mit herangezogen werden (vgl. FÜTTERER 1992). Bei diesen Untersuchungen erstreckt sich die maximale Punktdichte nach SHEPARD (1954) auf einen etwas größeren Bereich mit der Klassifikation "siltige Tone" bis "tonige Silte". Ob es sich dabei um leichte Trendveränderungen oder um methodikbedingte Abweichungen handelt, könnten nur direkt vergleichbare Untersuchungen nach der Atterbergmethode klären.

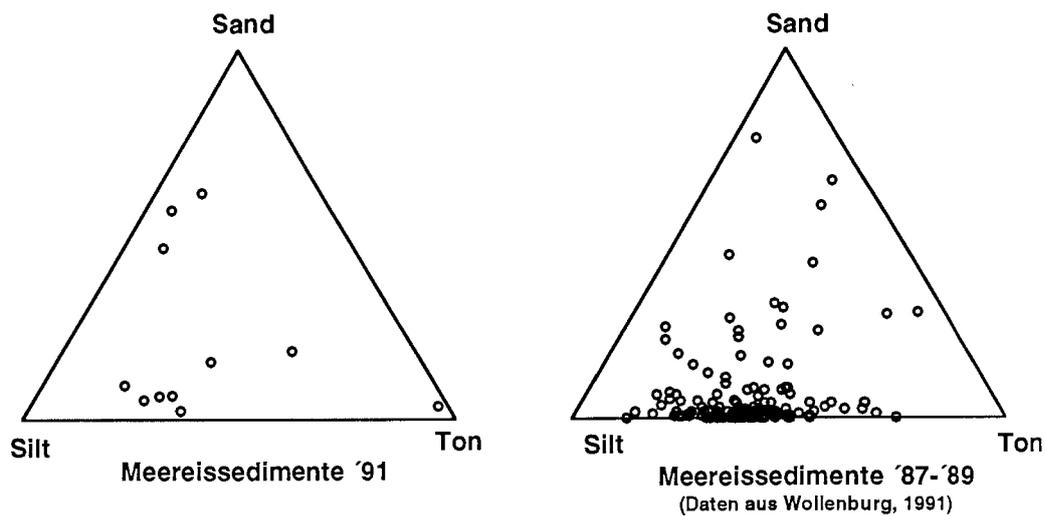


Abb. 24: Korngrößenverteilungen von Meereissedimenten im Vergleich.

5.1.2 Eintragsmechanismen und Eingrenzung potentieller Herkunftsgebiete arktischer Meereissedimente

Die sich abzeichnenden typischen feinkörnigen Korngrößenverteilungen (vgl. NAUGLER et al. 1974, SHARMA 1979, BARNES et al. 1982, OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ et al. 1987, WOLLENBURG 1991, REIMNITZ et al. 1992) in den arktischen Meereissedimenten lassen Vermutungen über einen einheitlichen Eintragsmechanismus zu. Unter den möglichen Sedimenteintragsmechanismen (zusammengefaßt bei DREWRY 1986) kann für die favorisierten feinen Korngrößen im arktischen Meereis der Prozeß der Sedimenteintragsmechanismen während der initialen Eisbildungsphase aus den Suspensionen in der Wassersäule ("frazil ice") und die Grundeisbildung ("anchor ice") in bedeutender Weise verantwortlich sein (BARNES & REIMNITZ 1974, SHARMA 1979, BARNES et al. 1982, REIMNITZ et al. 1986, REIMNITZ et al. 1987, KEMPEMA & REIMNITZ 1988, KEMPEMA et al. 1989, WOLLENBURG 1991, REIMNITZ et al. 1992, REIMNITZ frdl. Mitt. 1993). Voraussetzungen für den Sedimenteintrag bei "frazil ice" und "anchor ice" Bildungen sind turbulente Verhältnisse in der Wassersäule während stürmischer Wetterphasen und geringe Wassertiefen unter starker Abkühlung (DAYTON et al. 1969). Die Wasserturbulenzen bewirken eine Resuspension feiner Oberflächensedimente der Ton- und Siltfraktion (TSANG 1982) und anschließende

Aufnahme durch aufsteigende Eiskristallplättchen (OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ & KEMPEMA 1987). Dieser Korngrößenselektierende entscheidende Prozeß (favorisierte Siltfraktion) läßt unter Berücksichtigung der bekannten Eisdrift (GORDIENKO & LAKTIONOV 1969, COLONY & THORNDIKE 1985, WOLLENBURG 1991) als potentiell Liefergebiet für sedimentbeladenes arktisches Meereis die weitausgedehnten Gebiete der sibirischen Schelfregionen (Wassertiefen oft < 50 m) als Hauptlieferquelle in Frage kommen. Andere arktische Schelfgebiete scheiden wegen Kleinräumigkeit (Beaufortschelf), zu hohen Wassertiefen (Barentssee) oder wegen besonderer geographischer Verhältnisse (zahlreiche Inseln der kanadischen Arktis verhindern die Meereisdrift in den Arktischen Ozean) als bedeutende Liefergebiete für sedimentbeladenes Meereis aus.

5.1.3 Veränderlichkeit der Tonmineralvergesellschaftung arktischer Meereissedimente

Die Tonmineralogie der untersuchten Meereissedimente der ARK VIII/3 Expedition (1991) zeigen in einem N/S-Schnitt durch den zentralen östlichen Arktischen Ozean eine Zonierung in der Tonmineralvergesellschaftung, dokumentiert durch sehr hohe Smektitgehalte (um 60 Gew.-%) in dem südlichen Profilabschnitt (Abb. 25). Daß es sich dabei nicht etwa um eine einmalige oder beliebige Verteilung handelt, zeigen Ergebnisse von WOLLENBURG (1991) über Tonmineralverteilungen in arktischen Meereissedimenten der ARK IV/3 Expedition (1987). Diese Daten zeigen ebenfalls ein verstärktes Vorkommen von deutlich erhöhten Smektitwerten im südlichen Arktischen Ozean. Der Übergangsbereich wechselnder Smektitgehalte vollzieht sich etwa im Bereich zwischen 83°N -84°N; einer Region, die nach WOLLENBURG (1991) in Beziehung mit dem Übergang vom randlichen Eisregime zur Transpolardrift steht. Veränderlichkeiten in der Eisdiatomeenfauna (PFIRMAN et al. 1990, ABELMANN 1992), in der Oberflächenwasserchemie (ANDERSON et al. 1989, ANDERSON et al. 1990) und spezifische Driftmuster (ANDERSON et al. 1990) stützen die Bedeutung dieses Grenzbereiches. Nach WOLLENBURG (1991) sind in den Jahren 1987 bis 1990 sonst keine weiteren Smektitgehalte höheren Ausmaßes in den Meereissedimenten gefunden worden. Jedoch ermittelten LARSEN (1987) und ELVERHØI et al. (1989) an Meereissedimenten der Saison 1984 und 1983 höhere Smektitgehalte (um 50 Gew.-%) aus dem Bereich der nördlichen Framstraße.

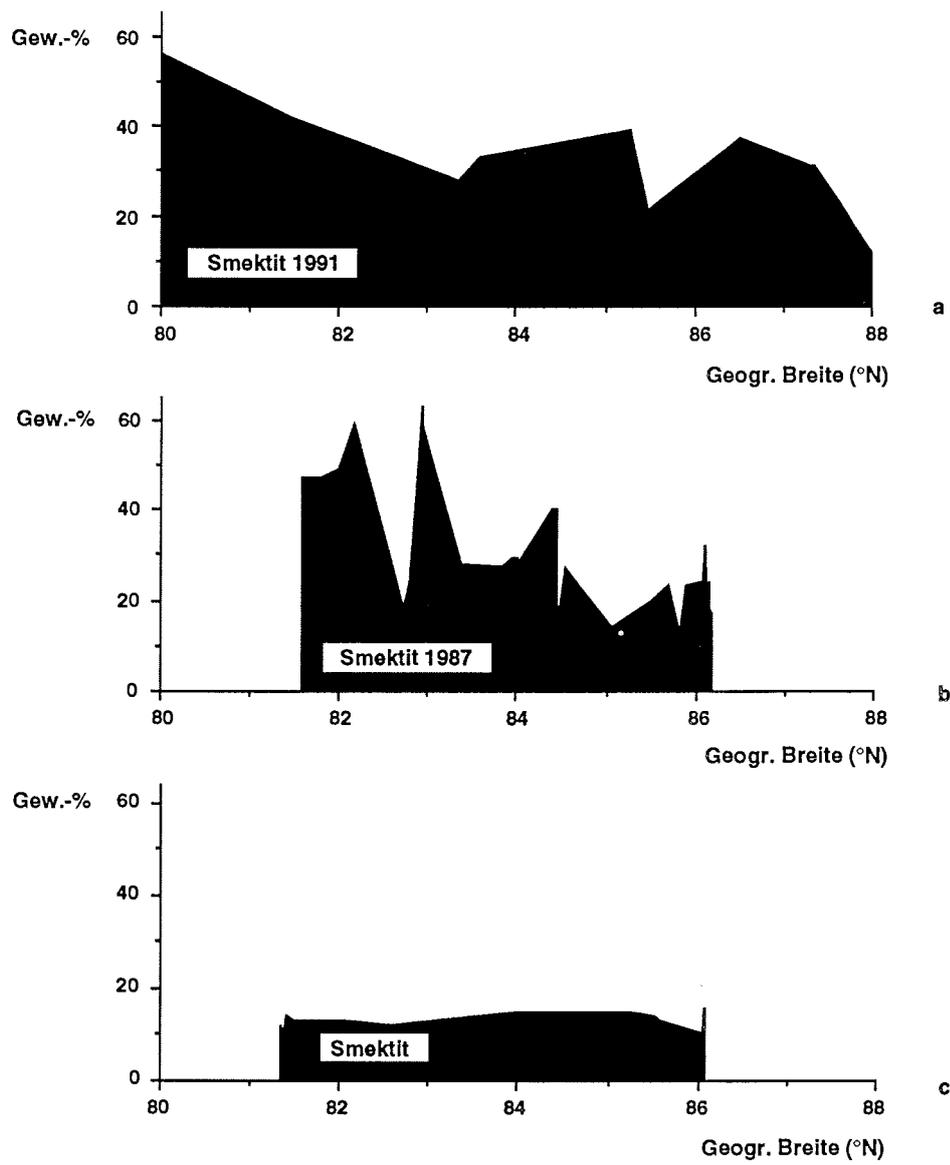


Abb. 25 : Smektitgehalte in den Meereissedimenten (a,b) verschiedener Probenahmejahre (1991 und 1987) im Vergleich zu Smektitgehalten in Meeresbodenoberflächensedimenten (c). ('87 - iger Daten der Smektitgehalte aus Wollenburg, 1991).

5.1.4 Smektit als Anzeiger für die Herkunft des arktischen Meereises

Die mehrfach festgestellten (s. Kapitel 5.1.3) smektitreichen Meereissedimente im südlichen Bereich des Arktischen Ozeans lassen möglicherweise Rückschlüsse auf Ursprungsgebiete zu. Geht man davon aus, daß das Meereis seinen Ursprung hauptsächlich in den sibirischen Schelfregionen haben kann und somit auch die aufgenommenen Sedimente ebenfalls aus dieser Region stammen (WOLLENBURG 1991), kommen als Herkunft nur Schelfgebiete in Frage, die deutlich erhöhte Smektitgehalte aufweisen. Bisherige Tonmineraluntersuchungen mit deutlich erhöhten Smektitgehalten (ca. 20 - 40 Gew.-%) erlauben eine regionale Beschränkung auf die Laptevsee und untergeordnet auf die östl. Karasee (SILVERBERG 1972, ALEXANDER 1973, LARSEN 1987, WOLLENBURG 1991). Aktuelle Einzelmessungen an Sedimenteinschlüssen von "anchor ice" Bildungen und Meeresbodensedimenten der E.S.A.R.E. Expedition (1992) aus dem Bereich der Laptevsee bestätigen die bisherigen Ergebnisse von ebenfalls ca. 20 - 40 Gew.-% Smektitgehalt (NÜRNBERG et al. in Vorb.). Dabei lassen sich die Smektitwerte in den "anchor ice" Bildungen und den Schelfsedimenten der Laptevsee miteinander korrelieren (NÜRNBERG et al. in Vorb.).

5.2 Sedimentäre Hinweise auf den Sedimenttransport durch arktisches Meereis in spätquartären Tiefseesedimenten

5.2.1 Korngrößenverteilungen

Rezente Sedimente

Die rezenten Oberflächensedimente des östlichen Arktischen Ozeans, die im Vergleich zu den Meereissedimenten insgesamt höhere Ton- und niedrigere Siltgehalte aufweisen, zeigen Veränderlichkeiten bezüglich ihrer Korngrößenverteilung in verschiedenen Tiefenbereichen. Die spezifischen Verteilungsmuster (s. Kap. 4.1.1) der Korngrößen auf dem Barentsschelfbereich, dem Nansen-Becken und dem Gakkel-Rücken lassen Rückschlüsse auf wahrscheinlich unterschiedliche Ablagerungsbedingungen zu.

Die relativ niedrigen Tonkonzentrationen im Bereich des Schelfrandes könnten mit Resuspensionsvorgängen und anschließendem bodennahen Abtransport in Verbindung gebracht werden (BLINDHEIM 1989, BERNER 1991, BLAUME 1992). So wurden vor dem Nordostland Svalbards in den flacheren Bereichen der Barentssee Suspensionstrübungen in bodennahen Wasserschichten registriert (PFIRMAN 1985). Verantwortlich dafür sind Wasserturbulenzen, die für die Aufwirbelung feinsten Sedimentanteile sorgen (PFIRMAN 1985). Der bodennahe Abtransport mit den resuspendierten feinen Sedimenten kann durch die Bildung von dichten kalten Winterwasserkaskaden (SWIFT et al. 1983; MIDTTUN 1985), die durch starke Abkühlung und nachfolgender Meereisbildung auf dem Schelf entstehen, erfolgen. Zwar ist im Untersuchungsgebiet bisher noch kein Abfluß von dichten kalten Winterwasserkaskaden festgestellt worden, doch entsprechen hydrographische Eigenschaften und Meeresbodentopographie den Gebieten, in denen solche Prozesse erkannt wurden (MIDTTUN 1985, QUADFASEL et al. 1988, BERNER 1991). Die Folge sind höchstwahrscheinlich erosive Prozesse ("winnowing"), die durch den Abtransport feiner Sedimentpartikel in das Nansen-Becken das grobe Material auf dem Schelfhang anreichern.

Hinweise auf derartige Sedimentationsprozesse geben die Korngrößenverteilungen in der Siltfraktion. Die ermittelten statistischen Korngrößenparameter der "Sortierung", die Aussagen über die Dynamik im Sedimentationsgebiet zulassen, zeigen eine kontinuierliche (s. Kap. 4.1.2) Verbesserung der Sortierung vom oberen Bereich des Kontinentalabhangs bis in zentrale Regionen des Nansen-Beckens. Dort wird der beste Sortierungsgrad erreicht. Das bedeutet, daß ein mögliches sedimentäres Signal für Meereisbedeckung auf dem Schelf und am Kontinental-Hang durch die weiträumigen Umlagerungsprozesse überprägt wird. Abweichend davon gestalten sich die Sedimentationsprozesse auf dem Gakkelerücken. Aufgrund der Position der Sedimente sind Trübestromablagerungen nicht zu erwarten, so daß der Einfluß der Meereissedimentfracht wahrscheinlich deutlicher in den Sedimenten überliefert wird. Bisher existieren keine Sinkstoffallenversuche, die Stoffflüsse im zentralen Arktischen Ozean belegen; ein Sedimenteintrag aus dem Meereis ist aufgrund eisdynamischer Prozesse (WOLLENBURG 1991) und textureller Untersuchungen an arktischen Tiefseesedimenten auch im zentralen Arktischen Ozean anzunehmen (CLARK et al. 1980, CLARK & HANSON 1983). Planktongemeinschaften, die durch biologische Aggregation die Sedimentation feinkörniger lithogener Partikel fördern, sind auch im zentralen Arktischen Ozean festgestellt worden (THIEDE 1988, FÜTTERER 1992).

Die beobachtete deutliche Erhöhung der Siltkonzentrationen auf dem Gakkel-Rücken (s. Kap. 4.1.2) gegenüber dem Nansen-Becken kann ein Indiz für Meereissedimentation sein. Korngrößenverteilungen der Siltfraktionen vom Gakkel-Rücken mit schlechten Sortierungen kennzeichnen den geringen Strömungseinfluß, der notwendig für eine Ablagerung von feinen Sedimentpartikeln aus der Wassersäule ist. In einem Vergleich der Meereissedimente mit den Oberflächensedimenten von statistischen Korngrößenparametern der Siltfraktion ist eine gute Korrespondenz festzustellen (Abb. 26), so daß eine Sedimentationsquelle aus dem Meereis vermutet werden kann.

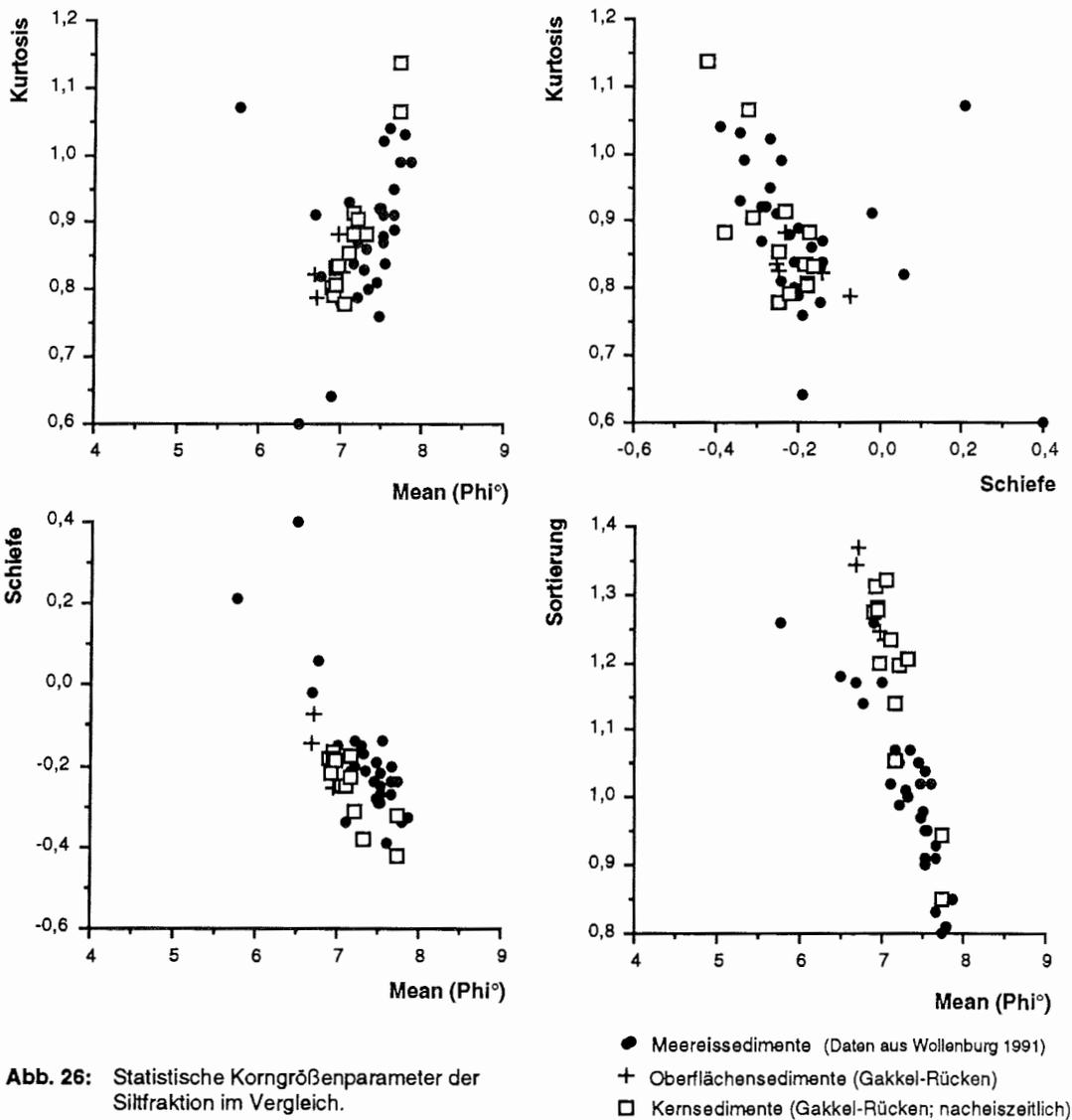


Abb. 26: Statistische Korngrößenparameter der Siltfraktion im Vergleich.

Spätquartäre Sedimente

Aufgrund globaler Veränderlichkeiten des Meeresspiegelstandes, besonders in den letzten 20 ka (CHAPPEL & SHACKLETON 1986), muß die Meereisbildung veränderten Rahmenbedingungen unterworfen gewesen sein. Das Maximum des Meeresspiegeltiefstandes war während des letzten Hochglazials (CHAPPEL & SHACKLETON 1986) ca. 130 m unter NN. Da die heutigen Wassertiefen auf den Schelfgebieten im Durchschnitt nur wenige Zehnermeter betragen, mußten weite Teile der Schelfgebiete während des letzten Hochglazials trocken gelegen haben oder eisbedeckt gewesen sein. Dies bedeutete eine drastische Einschränkung der für die Schelfgebiete typischen Sedimenteintragsprozesse in das Meereis (s. Kap. 5.1.2). Ein geringerer Meereissedimenteintrag im Hochglazial auf dem Gakkel-Rücken dokumentiert sich durch insgesamt geringe Akkumulationsraten feiner Sedimentanteile und allgemein niedrige Siltgehalte. Erst mit dem Einsetzen der Termination I, deren Beginn mit 15.8 -14.5 ka angegeben wird (DUPLESSY et al. 1986, BARD et al. 1987 a,b, JONES & KEIGWIN 1988, BARD et al. 1990) ändern sich die sedimentären Verhältnisse, dokumentiert durch einen rapiden Anstieg der Akkumulationsraten vom Gesamtsediment und deren Komponenten. Dabei steigen die Akkumulationsraten für den Siltanteil auf dem Gakkel-Rücken vergleichsweise stärker an (Abb. 21- 23). Die Peaks in den Kurven der Akkumulationsraten können als Abschmelzereignisse gewertet werden. Der Anstieg des Meeresspiegels als Folge des Abschmelzens der Eismassen verursachte eine zunehmende Überflutung der Schelfgebiete, so daß die beschriebenen (s. Kap. 5.1.2) Sedimenteintragsmechanismen auf dem Schelf zunehmend wirken konnten. Eine zusätzliche Materialanlieferung durch schmutziges Meereis mit der favorisierten Korngröße der Siltfraktion könnte der Grund für die in den nacheiszeitlichen Sedimentkernabschnitten des Gakkel-Rückens überlieferten generell steigenden Siltgehalte, die deutlicheren Ausprägungen der Akkumulationsraten der Siltfraktion und die wiederum schlechten Sortierungswerte in der Siltfraktion gewesen sein.

Im Holozän ist eine Abnahme der Gesamtakkumulationen zu beobachten. Für die Siltakkumulationsraten fällt dieser Rückgang jedoch weniger stark aus (Abb. 21-23); im nördlichsten Kern des Gakkel-Rückens steigen die Siltakkumulationsraten dem Trend sogar entgegengesetzt an (Abb. 22). Das könnte belegen, daß eine Sedimentation aus dem Meereis weniger stark eingeschränkt war und die von MARKUSSEN (1986) und PAGELS (1991) angenommene geringere Meereisbedeckung unwahrscheinlich ist. In einem Vergleich bekunden die statistischen

Korngrößenparameter der Siltfraktion nacheiszeitlicher Sedimente gute Korrespondenz zu den Meereissedimenten (Abb. 26).

Hinweise für Meereissedimentation sind auch in den zentralen Bereichen der Framstraße zu finden. Hohe Siltwerte (Abb. 10) und schlechte Sortierungen in der Siltfraktion könnten auf einen Einfluß durch Meereistransport hindeuten; eine Partikelsedimentation aus dem Meereis der Framstraße ist durch Auswertung von Sinkstoffallenversuchen belegt (BERNER 1991). Da die Transportwege der Eisdrift in der Framstraße wie auch im östlichen Arktischen Ozean der letzten ca. 15 ka insgesamt gesehen nur geringe Veränderungen gegenüber der heutigen aufweist, (SPIELHAGEN 1991, KUBISCH 1992) könnte das Meereis des Ostgrönlandstromes als Verlängerung der Transpolardrift Sedimentmaterial in die Framstraße transportiert und akkumuliert haben. Eine Überlieferung eines verstärkten Eintrags durch Meereissedimente in den Sedimentkernen der Framstraße seit Beginn der Überflutungen von Schelfgebieten ist aufgrund der relativ kleinräumigen Framstraße mit ihren komplizierteren Zirkulationsmustern (Wirbelbildungen!) schwieriger. So könnte ein Einstrom von atlantischen Wassermassen aus südlicher Richtung ab etwa 12-10 ka den Westspitsbergenstrom reaktivieren (SPIELHAGEN 1991) und damit verantwortlich für das Absinken der Sortierungswerte in der Siltfraktion (Abb. 16) während dieser Zeit sein.

5.2.2 Tonmineralverteilungen

Rezente Sedimente

Weltweite Tonmineraluntersuchungen (BISCAYE 1965, GRIFFIN et al. 1968, LISITZIN 1972, NAIDU et al. 1974, WINDOM 1976) an Meeresbodenoberflächensedimenten zeigen generell eine Zonierung der Tonmineralhäufigkeiten nach geographischer Breite. Dabei korrespondieren die Tonmineralvergesellschaftungen rezenter Meeresbodensedimente mit den Klimazonen der Erde (FÜCHTBAUER 1988, CHAMLEY 1989). Smektite und Kaolinite, die primär durch chemische Verwitterung unter tropischen Bedingungen entstehen, zeigen ihre Hauptverbreitung in den äquatorialen Meeresgebieten, während Illit- und Chloritvorkommen, die vornehmlich unter physikalischer Verwitterung entstehen, hauptsächlich an polare und subpolare Meeresgebiete gebunden sind. Die Tonmineralzusammensetzung im Arktischen Ozean wird durch kontinentale Quellen und die daran gebundenen Schelfgebiete bestimmt (BERRY & JOHNS 1966,

DARBY 1975, DARBY et al. 1989). Tonmineraluntersuchungen an Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans (BERNER 1991, BOHRMANN 1991, STEIN et al. in Vorb.) zeigen keinen Nord-Süd Trend hinsichtlich einer Zunahme der Smektitgehalte wie etwa bei den Meereissedimenten (s. Kap. 4.2). Das könnte bedeuten, daß die smektitreichen Meereissedimente weiter südlich in der nördlichen Barentssee abgelagert werden. ELVERHØI et al. (1989) fanden in holozänen Meeresbodensedimenten erhöhte Smektitgehalte, die auf Meereissedimentakkumulation hinweisen könnten. Eine Zuführung smektitreichen Materials aus mesozoischen smektitreichen Gesteinen von Ost Svalbard wird als weitere Quelle jedoch nicht ausgeschlossen (ELVERHØI et al. 1989). Kaolinitreiche Sedimente, die auf dem Barentsschelf anstehen (ELVERHØI et al. 1989) können durch die oben beschriebenen Resuspensionsvorgänge mit anschließendem bodennahen Abtransport (s. Kap. 5.2.1) für die erhöhten Kaolinitgehalte im Nansen-Becken sorgen (BERNER 1991, BOHRMANN 1991). Die Veränderlichkeit der Tonmineralzusammensetzungen (s. Kap. 5.1.3) in den Meereissedimenten zwischen etwa 83°N und 84°N zeichnet sich in den rezenten Oberflächensedimenten vergleichbarer geographischer Breite nicht ab. Der Einfluß durch Sedimentumlagerungsprozesse überwiegt vermutlich und ein mögliches tonmineralogisches Signal wird überprägt.

Für den Bereich des Gakkel-Rückens können die Sedimentumlagerungen, wie sie am Schelfrand und dem Nansen-Becken zu beobachten sind, aufgrund der Korngrößenverhältnisse sicherlich ausgeschlossen werden (s. Kap. 5.2.1). Auch ein südlicher Einstrom des abgetauchten Westspitsbergenstromes (ANDERSON et al. 1989) mit eventueller Suspensionsfracht erreicht nicht den Gakkel-Rücken und scheidet als Materiallieferant aus. Ein möglicher Wassermassenaustausch zwischen Nansen- und Amundsen-Becken (AAGAARD et al. 1985) durch Tiefenzirkulationen über dem Gakkel-Rücken kann anhand von Korngrößendaten nicht nachgewiesen werden. Das kann bedeuten, daß die tonmineralogische Zusammensetzung dieser Region stärker von einer Meereissedimentation beeinflusst wird. Vergleicht man die Tonmineralzusammensetzungen der Meereissedimente mit denen der Oberflächensedimente nördlich von 84°N, so zeigt sich doch eine annähernde Tendenz von Smektitgehalten (Abb. 25). Ein exakter Vergleich der Werte wäre in diesem Zusammenhang sicherlich unzulässig, da aufgrund saisonaler Schwankungen der Haupteisdrift sowie Veränderlichkeiten des Eisexportes vom sibirischen Schelfgebiet (COLONY & THORNDIKE 1984) die

Tonmineralzusammensetzungen im Meereissediment von Jahr zu Jahr leicht variieren können.

Spätquartäre Sedimente

Die Veränderlichkeiten der relativen Anteile der Tonminerale kommen am stärksten beim Smektit bzw. Illit zum Ausdruck. Besonders auffällig ist ein deutlicher Anstieg der Smektitgehalte in den Sedimenten des Gakkel-Rückens während der Termination I (s. Kap. 4.4). Die Akkumulationsraten für den Smektit zeigen hier ein verstärktes Ansteigen gegenüber den anderen Tonmineralkomponenten (Abb. 21-23, 27).

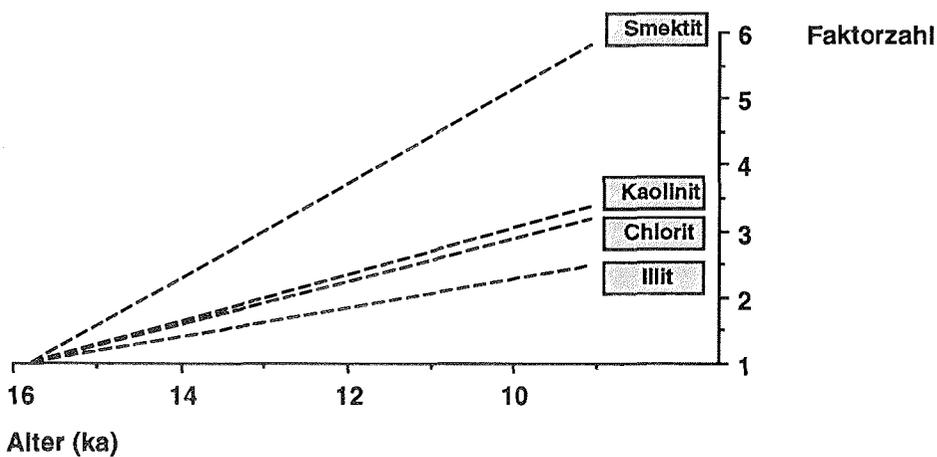


Abb. 27: Relativer Gesamtanstieg von Akkumulationsraten verschiedener Tonminerale während der Termination 1 am Beispiel der Station 21524-1. Die Smektitakkumulationsraten steigen vom geringsten Wert zum höchsten Wert fast um das 6-fache an.

Das kann ein deutlicher Hinweis für einen zusätzlichen sedimentären Input aus dem Meereis bedeuten. Voraussetzung dafür ist die Aufnahme smektitreicher Feinsedimente bei der Meereisbildung. Am Beispiel paläogeographischer Rekonstruktion der Laptevsee der letzten ca. 15 ka zeigten HOLMES (1967) und HOLMES & CREAGER (1974), daß die einsetzende Überflutung zunächst in den tiefer gelegenen Schelfgebieten im nordwestlichen Teil der Laptevsee begann. Nach SILVERBERG (1972) stehen in rezenten Sedimenten der nördlichen Laptevsee smektitreiche Sedimente an, deren kontinentale Herkunft wahrscheinlich in den vulkanischen Gesteinen des Putorana Gebirges auf der sibirischen Plattform

zu finden ist (COFFIN & ELDHOLM 1991). Weitere signifikante Smektitfunde wurden bisher nicht gefunden. Durch die während der Termination I auf dem NW Schelf einsetzenden Sedimentinkorporationsmechanismen (s. Kap. 5.1.2) könnte das smektitangereicherte Meereissediment mit der Transpolardrift zu den Akkumulationsgebieten gelangen und das Smektit signal aus dem Meereis im Sedimentkernmaterial des Gakkel-Rückens verstärken. Die sich im Holozän abzeichnende, stagnierende bis zurückgehende Smektitkonzentration in den Gakkel-Rücken Sedimenten (dokumentiert auch in den Akkumulationsraten) könnte dadurch entstanden sein, daß infolge des fortgesetzten Meeresspiegelanstieges weitere sibirische Schelfgebiete mit geringen Smektitgehalten überflutet wurden. So zeigen aktuelle Tonmineralanalysen in der zentralen und südlichen Laptevsee geringere Smektitwerte (per. Mitt. LISITZIN 1993). Auch in der östlichen Laptevsee und in der Ostsibirischen See sind die Smektitgehalte gering (NAUGLER 1967, 1974 et al.). Durch die Vergrößerung der Einzugsgebiete für die Meereisbildung gelangten womöglich auch smektitärmere Sedimente in das Meereis. Die niedrigen Smektitwerte im holozänen Meeresbodensediment des Gakkel-Rückens sind vermutlich Effekte der Verdünnung durch gleichzeitige Sedimentation verschiedener Tonmineralzusammensetzungen und anderer Minerale, die ebenfalls vom Meereis transportiert wurden.

In den vom Ostgrönlandstrom beeinflussten Sedimenten der Framstraße sind die Veränderlichkeiten der Tonmineralverteilungen mit denen des Gakkel-Rückens während gleicher Zeitabschnitte korrelierbar (Abb. 18, 20). Die Quantitäten der Tonmineralanteile liegen für die Sedimente des Gakkel-Rückens und der vom Ostgrönlandstrom beeinflussten Sedimente der Framstraße in gleicher Größenordnung. Die Sedimente aus dem östlichen Teil der Framstraße zeichnen sich während der letzten ca. 15 ka durch eine deutlich andere Tonmineralzusammensetzung mit erhöhten Kaolinitgehalten aus. Höhere Kaolinitgehalte könnten ihr Quellgebiet auf dem Barentsschelf (ELVERHØI et al. 1989) haben oder in Verbindung gebracht werden mit weiter südlich liegenden Gebieten (z.B. Europäisches Nordmeer). Nach SPIELHAGEN (1991) wurde die östliche Region der Framstraße möglicherweise durch atlantische nordwärts gerichtete Strömungen - während des ganzen hier repräsentierten Zeitabschnittes der letzten 15 ka - beeinflusst.

6 **Schlußfolgerungen**

1) Die Feinfraktionen machen den Hauptanteil fast aller untersuchten Sedimente aus. Die Sand-/Kiesfraktion tritt nur untergeordnet auf. Daraus ist generell zu schließen, daß der Meereistransport einen größeren Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen im östlichen zentralen Arktischen Ozean hat als der Eisbergtransport.

2) Bei einem Korngrößenvergleich von Meereissedimenten verschiedener Arktisexpeditionen (1987-1989 und 1991) konnte eine weitgehende Übereinstimmung festgestellt werden; d.h., die typischen offenbar immer wieder auftretenden Korngrößenverteilungen können mit zur Definition eines Meereissedimenttypes herangezogen werden. Dabei zeigt sich, daß gleichartige Korngrößenanalysen (übereinstimmende Methodik) durchgeführt werden müssen.

3) Spezifische Sedimenteintragsmechanismen von feinkörnigem Sediment in das Meereis ("anchor-ice"-, "frazil-ice"-Bildungen) sorgen für typische Korngrößenverteilungen in den Meereissedimenten und lassen Rückschlüsse auf eine Eingrenzung der Herkunft auf sibirische Schelfgebiete zu.

4) Die Veränderlichkeiten der Tonmineralvergesellschaftungen arktischer Meereissedimente im N/S-Schnitt durch den zentralen östlichen Arktischen Ozean von den Probenahmejahren 1987 und 1991 zeigen im Vergleich einen ähnlichen Trend mit einer Zunahme des Smektit in Südrichtung, d.h., daß ein bedeutender Anteil des Meereises wahrscheinlich in sibirischen Meeresregionen mit smektitangereicherten Schelfsedimenten gebildet wird. Mögliche heutige Liefergebiete können die Laptevsee oder die östliche Karasee sein.

5) Die Zunahme des Smektit im Meereissediment in südlicher Richtung (s.o.) ist bei den Oberflächensedimenten vergleichbarer geographischer Breite nicht festzustellen, d.h., daß andere Mechanismen wie beispielsweise Bodenströmungen das "Meereissignal" überprägen (Barentsschelf und Nansen-Becken) oder sogar auslöschen.

6) Die rezenten Oberflächensedimente entlang eines N/S-Transektes im zentralen östlichen Arktischen Ozean weisen in der Sand-, Silt- und Tonverteilung Zonierungen auf (hohe Siltanteile auf dem Gakkel-Rücken). Die Korngrößen-

verteilungen innerhalb der Siltfraktion zeigen Veränderlichkeiten hinsichtlich ihrer statistischen Korngrößenparameter: auf dem Gakkel-Rücken werden die schlechtesten Sortierungen erreicht, im Nansen-Becken die besten. Schlechte Sortierungen in der Siltfraktion bedeuten geringen Strömungseinfluß, so daß der sedimentäre Eintrag durch das Meereis in den Tiefseesedimenten konserviert werden kann.

7) Bodennahe Strömungen überprägen ein mögliches Korngrößen- und Tonmineralsignal im Bereich des Barentsschelfrandes und des Nansen-Beckens und löschen das "Meereissignal" aus. Auf dem Gakkel-Rücken hingegen kann anhand von sedimentologischen Vergleichen "Meereissediment/Meeresbodenoberflächensediment" meereistransportiertes Material in den Oberflächensedimenten dokumentiert werden: gute Korrespondenz der Tonmineralzusammensetzungen und gute Übereinstimmung der statistischen Parameter in der Siltfraktion.

8) Allgemein ist an den Sedimenten des Gakkel-Rückens und der Framstraße während der letzten ca. 15 ka ein deutlicher Anstieg der Siltfraktion zu registrieren, wobei jedoch leichte Rückgänge im holozänen Abschnitt zu beobachten sind. In den Sedimenten des Gakkel-Rückens sind die Anstiege der Siltfraktion mit schlechten Sortierungen gekoppelt, was als Materialanlieferung aus dem Meereis interpretiert werden kann. In der Framstraße hingegen ist bei den Sortierungswerten ein gegenläufiger Trend erkennbar, was mit stärkerem Strömungseinfluß begründet werden kann.

9) In den spätquartären Sedimenten des Gakkel-Rückens und aus dem westlichen Bereich der Framstraße weisen die Tonmineralvergesellschaftungen große Ähnlichkeiten auf: Hohe Illitgehalte, niedrige Smektit- und Chloritgehalte, etwas erhöhte Kaolinitgehalte. Diese Tonmineralzusammensetzung wird durch Meereis aus der Haupteisdrift bestimmt. Die weiter östlich anstehenden Sedimente der Framstraße vergleichbaren Alters weisen insgesamt etwas höhere Kaolinitwerte auf und könnten Rückschlüsse auf eine südliche Materialzulieferung, beispielsweise aus dem Europäischen Nordmeer bedeuten.

10) Die Akkumulationsraten für Smektit und Silt steigen vergleichsweise während der Termination I stärker an, als die Gesamtakkumulationsraten und die Akkumulationsraten anderer Sedimentkomponenten. Das kann mit verstärkter Meereissedimentation während der Termination I in Zusammenhang gebracht werden.

11) Während der Termination I kann der Smektit als Anzeiger für Meereissedimentation in Tiefseesedimenten des Gakkel-Rückens gelten. Liefergebiet war möglicherweise die nördliche Laptevsee mit ihren smektitreichen Sedimenten. Dieses Gebiet wurde beim Einsetzen der Termination I durch den einsetzenden Meeresspiegelanstieg wahrscheinlich zuerst überflutet. Die einsetzenden Sedimenteinlagerungsprozesse reicherten das Meereissediment mit smektithaltigem Material an, welches durch die Haupteisdrift zum Gakkel-Rücken gelangte und dort verstärkt akkumulierte. Der sich fortsetzende Meeresspiegelanstieg überflutete im Holozän zunehmend weitere, flache sibirische Schelfgebiete mit smektitverarmten Sedimenten. Dadurch kam es vermutlich bei der Sedimentation auf dem Gakkel-Rücken zu einer Verdünnung des meereistransportierten Smektits durch andere Tonmineralvergesellschaftungen.

7 Danksagung

Sehr herzlich bedanke ich mich bei:

Herrn Prof. Dr. Jörn Thiede (Forschungszentrum für marine Geowissenschaften, (GEOMAR), Kiel) für Vergabe und Betreuung der Arbeit, sowie fruchtbare Diskussionen,

Frau Dr. Stefanie Pfirman (Barnard College, Columbia University, New York) und Herrn Dr. Ingo Wollenburg (Energiesysteme Nord GmbH (ESN), Kiel) für den Anstoß zu dieser Arbeit,

Herrn Dr. Heinz Lange und Frau Petra Fiedler (Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum (GPI), Kiel) für die intensive und freundschaftliche Zusammenarbeit bei tonmineralogischen Fragestellungen, sowie für das kritische Lesen des Manuskriptes,

Herrn Dr. Gerd Kuhn, Frau Rita Fröhling (beide Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven) und Herrn Dr. Michael Weber (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover) für die großartige und kompetente Unterstützung bei der Durchführung und Auswertung von Korngrößenanalysen,

Frau Dr. Heidemarie Kassens und Herrn Dr. Robert F. Spielhagen (beide GEOMAR, Kiel) für die angenehme Arbeitsatmosphäre, ständige Diskussionsbereitschaft und die kritische Durchsicht des Manuskriptes,

Herrn Dr. Horst Bohrmann (Dr. Gronemeier + Partner Consulting GmbH, Kiel), Herrn Dr. Dirk Nürnberg (AWI, Bremerhaven), Herrn Dr. Uwe Pagels (ESN, Kiel), Herr Dr. Erk Reimnitz (U.S. Geological Survey, Menlo Park), Herrn Dr. Thomas Wagner (GEOMAR, Kiel) sowie zahlreichen Kolleginnen und Kollegen des GEOMAR-Forschungszentrums für wertvolle Diskussionen, gute Ratschläge und praktische Unterstützung in kleinen und größeren Dingen,

Frau Katja Bertram, Herrn Dipl.- Geol. Roberto Hempel, Herrn Max Köhne, Herrn Michael Schumacher, Herrn Lutz Schwagereit und besonders Herrn Dirk Tiarks (alle Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (CAU)) für die zuverlässige Unterstützung bei Labor- und Computerarbeiten,

Frau Ortrud Runze (GEOMAR, Kiel) für die formale Durchsicht der Endfassung,

dem Bundesministerium für Forschung und Technologie für die finanzielle Unterstützung,

meiner Freundin Tina und meinen Familienangehörigen Mutz, Wolle und Jupp, die mit liebevollem Verständnis, stets aufheiternden Worten und effektiver Hilfestellung zum Fortgang dieser Arbeit beitrugen.

8 Literatur

- AAGAARD, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 28: 251-268.
- AAGAARD, K., SWIFT, J. H. and CARMACK, E. C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - *J. Geophys. Res.*, 90 C5: 4833-4846.
- AAGAARD, K. and CARMACK, E. C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. - *J. Geophys. Res.*, 94: 14485.
- ABELMANN, A. (1992): Diatom assemblages in Arctic sea ice - indicator for ice drift pathways. - *Deep-Sea Res.*, 39, Suppl. 2: 525-538.
- ALEXANDER, A. J. (1973): Sediment distribution in deep areas of the northern Kara Sea. - *Univ. of Wisconsin (unpubl. Ph. D.- Thesis)*: 34.
- ALLDREDGE, A. L. and SILVER, M. W. (1988): Characteristics, dynamics and significance of marine snow. - *Prog. Oceanogr.*, 20: 41-82.
- ANDERSON, L. G., JONES, E. P., KOLTERMANN, K. P., SCHLOSSER, P., SWIFT, J. H. and WALLACE, D. W. R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 36: 475-482.
- ANDERSON, L. G., JONES, E. P. and GASCARD, J. C. (1990): Tracing upper waters of the Nansen Basin in the Arctic Ocean NBSW. - *subm. to Deep-Sea Res.*: 16.
- ASPER, V. L. (1987): Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates. - *Deep-Sea Res.*, 34: 1-17.
- ATTERBERG, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. - *Int. Mitt. f. Bodenkunde*: 314.
- BARD, E., ARNOLD, M., DUPRAT, J., MOYES, J. and DUPLESSY, J. C. (1987 a): Reconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of $\delta^{18}O$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometry ^{14}C dating. - *Climate Dynamics*, 1: 101-112.
- BARD, E., ARNOLD, M., MAURICE, P., DUPRAT, J., MOYES, J. and DUPLESSY, J. C. (1987 b): Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. - *Nature*, 328: 791-794.
- BARD, E., LABEYRIE, L. D., PICHON, J.-J., LABRACHERIE, M., ARNOLD, M., DUPRAT, J., MOYES, J. and DUPLESSY, J.-C. (1990): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 405-415.
- BARNES, P. W. and REIMNITZ, E. (1974): Flooding of sea ice by the river of northern Alaska. - *8. Application to Oceanogr.*: 356-359.
- BARNES, P. W., REIMNITZ, E. and FOX, D. (1982): Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. - *J. Sed. Petr.*, 52 (2): 493-502.

- BAUMANN, M. (1990): Coccoliths in sediments of the eastern Arctic Basin. - In: Bleil, U., Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 437-445.
- BENDER, F. (Hrsg.) (1981): Angewandte Geowissenschaften (Band 1). - *Enke, Stuttgart*: 628.
- BERNER, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. - *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen, 20*: 167.
- BERNER, H. and WEFER, G. (1990): Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 317-335.
- BERRY, R. W. and JOHNS, W. D. (1966): Mineralogy of the clay-sized fractions of some North Atlantic - Arctic Ocean bottom sediments. - *Geol. Soc. Amer. Bull., 77 (2)*: 183-196.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and the adjacent seas and oceans. - *Geol. Soc. Amer. Bull., 76*: 803-832.
- BISCHOF, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of Late Quaternary circulation patterns? - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 317-335.
- BISCHOF, J. (1991): Dropstones im Europäischen Nordmeer. Indikatoren für Meeresströmungen in den letzten 300.000 Jahren. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, 30*: 195.
- BLAUME, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. - *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, 36*: 150.
- BLINDHEIM, J. (1989): Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea.- *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer., 188*: 49-58.
- BOHRMANN, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. - *Rep. Polar Res., 95*: 133.
- CARMACK, E. C. (1986): Circulation and mixing in ice-covered waters. - In: Untersteiner, N. (Hrsg.): The Geophysics of Sea Ice, Chapter 10. - *Nato ASI Series, B 146, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 641-721.
- CHAMLEY, H. (1989): Clay Sedimentology. - *Springer, Berlin, Heidelberg*: 623.
- CHAPPELL, J. and SHACKLETON, N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. - *Nature, 324*: 137-140.
- CLARK, D. L. (1988): Early history of the Arctic Ocean. - *Paleoceanogr., 3*: 539-550.
- CLARK, D. L. (1990): Arctic Ocean ice cover; geologic history and climatic significance. - In: Grantz, A., Johnson, L. and Sweeney, J. F. (Hrsg.): The Arctic Ocean Region. - *Geol. Soc. Amer., The Geol. of North Amer., L. Boulder, Colorado*: 53-62.

- CLARK, D. L., WHITMAN, R. R., MORGAN, K. A. and MACKAY, S. D. (1980): Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 181: 57.
- CLARK, D. L. and HANSON, A. (1983): Central Arctic Ocean sediment texture: Key to ice transport mechanism.- In: Molnia, B. F. (Hrsg.): Glacial marine sedimentation. - *Plenum Press*: 301-330.
- COFFIN, M. F. and ELDHOLM, O. (1991): Large ingenious provinces: JOI/USSAC workshop report. - *Techn. Rep., Univ. of Texas at Austin, Inst. for Geophys.*, 114: 79.
- COLONY, R. and THORNDIKE, A. S. (1984): An estimate of the mean field of Arctic sea ice motion. - *J. Geophys. Res.*, 89 (C6): 10623-10629.
- COLONY, R. and THORNDIKE, A. S. (1985): Sea ice motion as a drunkard's walk. - *J. Geophys. Res.*, 90 (C1): 965-974.
- DARBY, D. A. (1975): Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. - *J. Sed. Petrol.*, 45: 272-279.
- DARBY, D. A., NAIDU, A. S., MOWATT, T. C. and JONES, G. (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. - In Herman, Y. (Hrsg.): The Arctic Seas. - *Climatol., Oceanogr., Geol., Biol.*, New-York: 657-720.
- DAYTON, P. K., ROBILLIARD, G. A. and DE VRIES, A. L. (1969): Anchor ice formation in McMurdo sound, Antarctica, and its biological effects. - *Science*, 163: 273-274.
- DREWRY, D. (1986): Glacial geological processes. - *Edward Arnold*, London: 276.
- DUPLESSY, J. C., ARNOLD, M., MAURICE, P., BARD, E., DUPRAT, J. and MOYES, J. (1986): Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by ¹⁴C accelerator mass spectrometry. - *Nature*, 320: 350-352.
- EHRMANN, W. and THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contr. Sed.*, 15: 109.
- ELVERHØI, A., PFIRMAN, S., SOLHEIM, A. and LARSEN, B. B. (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. - *Marine Geol.*, 85: 225-250.
- FARRELLY, B., GAMMELSRÖD, T., GOLMEN, L. G. and SJÖBERG, B. (1985): Hydrographic conditions in the Fram Strait, summer 1982. - *Polar Res.*, 3: 227-238.
- FOLK, R. L. (1962): Of skewness and sands. - *J. Sed. Petrol.*, 32 (1): 146-147.
- FOLK, R. L. and WARD, W. C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. - *J. Sed. Petrol.*, 27: 3-27.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- *Nägele und Obermiller*, Stuttgart: 1141.
- FÜTTERER, D. K. (1980): Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand: Quantitative Zusammensetzung und Verteilung der Siltfraktion in den Oberflächensedimenten. - *"Meteor" Forsch. Ergebnisse*, C, 33: 15-16.
- FÜTTERER, D. K. (1992): ARCTIC'91 Scientific cruise report of "Polarstern" expedition ARK VII/3. - *Rep. Polar Res.*, 107: 267.

- GARD, G. and BACKMAN, J. (1990): Synthesis of Arctic and Subarctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500.000 years. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 282, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 417-436.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1982): Das Eis des Meeres. - *Walter de Gruyter, Berlin*: 767-940.
- GORDIENKO, P. A. and LAKTIONOV, A. F. (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. - In: Annals of the International Geophysical Year. - *Oceanogra.*, Pergamon, New-York, 46: 94-112.
- GRAN, H. H., (1904): Diatomaceae from the ice-floes and plankton of the Arctic Ocean. - In: Nansen, F. (Hrsg.): The Norwegian North Polar expedition 1893-1896. - *Scientific Results*, London, 4: 74.
- GRIFFIN, J., WINDOM, H. and GOLDBERG, E. D. (1968): The distribution of clay minerals in the World Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 15: 433-459.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kap Norvegia, östliche Weddell See. - *Rep. Polar Res.*, 27: 121.
- HELLAND-HANSEN, B. and NANSEN, F. (1909): The Norwegian Sea, its physical oceanography bases upon the Norwegian researches 1900-1904. - *Rep. on Norw. Fishery and Marine Investigations, Mallingske, Christiania*, 2 (1), 2.
- HERMAN, Y. (Hrsg.) (1974): Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. - *Springer-Verlag, Heidelberg*: 397.
- HERMAN, Y. (Hrsg.) (1989): The Arctic Seas. - *Climatology, Oceanography, Geology, Biology*, New York: 888.
- HIGGINS, A. K. (1989): North Greenland ice islands. - *Polar Record*, 25 (154): 207-212.
- HOLMES, M. L. (1967): Late Pleistocene and Holocene history of the Laptev Sea. - *Univ. of Washington (unpubl. Master-Thesis)*: 98.
- HOLMES, M. L. and CREAGER, J. S. (1974): Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. - In: Herman, Y. (Hrsg.): Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. - *Springer-Verlag, Heidelberg*: 211-229.
- HONJO, S., SPENCER, D. W. and FARRINGTON, J. W. (1982): Deep advective transport of lithogenic particles in Panama Basin. - *Science*, 216: 516-518.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., McINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. and SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G. and Saltzman, B. (Hrsg.): Milankovitch and Climate. - *D. Reidel Publ. Comp.*, 1: 269-305.
- JOHANNESSEN, O. M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. - In: Hurdle, B. G. (Hrsg.), The Nordic Seas. - *Springer-Verlag, New-York, Berlin, Heidelberg, Tokyo*: 103-127.

- JONES, G. A. and KEIGWIN, L. D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature*, 336: 56-59.
- KEMPEMA, E. W. and REIMNITZ, E. (1988): Frazil and anchor ice interactions with fine-grained sediment: Observations from flume studies. - *subm. to J. Geophys. Res.*, 31.
- KEMPEMA, E. W., REIMNITZ, E. and BARNES, P. W. (1989): Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. - *J. Sed. Petrol.*, 59 (2): 308-317.
- KINDLE, E. M. (1909): Diatomaceous dust on the Bering Sea ice floes. - *Amer. J. Sci.*, 28: 175-179.
- KENNETT, J. (1982): Marine Geology. - *Prentice-Hall Int., Inc. (Englewood Cliffs)*: 813.
- KOCH, L. (1945): The East Greenland ice. - *Meddelelser om Gronland*, 130 (3): 354.
- KÖSTER, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. - *Carl Hauser Verlag München*: 171.
- KÖHLER, S. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). - *GEOMAR Rep.*, 13: 104.
- KUBISCH, M. (1992): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. - *GEOMAR Rep.*, 16: 127.
- LANGE, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächensedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges. - *"Meteor" Forsch. Ergebnisse C*, 22: 61-85.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments of North Africa. - *Sedimentol.*, 29: 427-431.
- LARSSSEN, B. B. (1987): En Sedimentologisk Undersøkelse av Partikulert Materiale i Havis i Framstredet, Arctis. - *Inst. Geol. Univ. Oslo (unpubl. Master-Thesis)*: 148.
- LARSSSEN, B. B., ELVERHØI, A. and AAGAARD, P. (1987): Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimatic research? - *Polar Res.*, 5 (3): 313-315.
- LISITZIN, T. (1972): Sedimentation in the World Ocean. - *SEPM Spec. Publ.*, 17: 218.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie. - *Habilitationschrift, Univ. Heidelberg*: 63.
- MANGINI, A., DOMINIK, J., MÜLLER, P. J. and STOFFERS, P. (1982): Pacific deep circulation: a velocity increase at the end of the interglacial stage 5? - *Deep-Sea Res.*, 29: 1517-1530.
- MARKUSSEN, B. (1986): Late quaternary sedimentation and paleoceanography in the eastern Arctic Ocean. - *Ph. D. thesis, Univ. Oslo*: 175.
- MARKUSSEN, B., ZAHN, R. and THIEDE, J. (1986): Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: stratigraphy and depositional environment. - *Palaeogeogr., Palaeoecol.*, 50: 271-284.

- MIDTTUN, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Res.*, 32 (10): 1233-1241.
- MIENERT, J., MAYER, L., JONES, G. and KING, J. (1990): Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: Paleoclimatic implications. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 455-474.
- MOLNIA, B. F. (1972): Pleistocene ice rafting in the North Atlantic Ocean. - *Ph. D. thesis, Columbia, Univ. South Carolina*: 103.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung (Teil 1). - *Schweizerbart, Stuttgart*: 303.
- MULLEN, R. E., DARBY, D. A. and CLARK, D. L. (1972): Significance of atmospheric dust and ice rafting for Arctic Ocean sediment. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 (1): 205-211.
- NAIDU, A. S., MOWATT, T. C., HAWKINS, D. B. and HOOD, D. W. (1974): Clay mineralogy and geochemistry of some Arctic Ocean sediments: Significance on paleoclimate interpretation. - In: Weller, G. and Bowling, S. A. (Hrsg.): Climate of the Arctic. - *Geophys. Inst., Univ. Alaska, Fairbanks*: 59-67.
- NANSEN, F. (1897): Farthest North. - *Archibald Constabel & Co. Whitehall Gardens*: 510.
- NANSEN, F. (1904): The bathymetrical features of the North Polar Seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore line. - In: Nansen, F. (Hrsg.): Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. - *Sci. Res.*, 4 (13): 427.
- NAUGLER, F. P. (1967): Recent sediments of the East Siberian Sea. - *Univ. of Washington (unpubl. Master-Thesis)*: 71.
- NAUGLER, F. P., SILVERBERG, N. and CREAGER, J. S. (1974): Recent sediments of the East Siberian Sea. - In: Herman, Y. (Hrsg.): Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. - *Springer-Verlag, Heidelberg*: 191-210.
- NÜRNBERG, D., REIMNITZ, E., DETHLEFF, D., WOLLENBURG, I., LETZIG, T., EICKEN, H., KASSENS, H. and THIEDE, J. (in Vorb.): Sediments in Arctic sea ice - entrainment, transport and release. - *Mar. Geol., special issue of "ICP-IV-92" Contributions on Arctic Ocean Res.*.
- OSTERKAMP, T. E. and GOSINK, J. P. (1984): Observations and analyses of sediment-laden sea ice. - In: Barnes, P. W., Schell, D. M. and Reimnitz, E. (Hrsg.): The Alaskan Beaufort Sea, Ecosystems and Environments. - *Academic Press, London*: 73-93.
- PAGELS, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmung der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. - *GEOMAR Rep.*, 10: 106.
- PERRY, R. K. and FLEMING, H. S. (1986): Bathymetry of the Arctic Ocean. - *The Geol. Soc. Amer. Map and Chart Series MC-56*.
- PFIRMAN, S. (1985): Modern sedimentation in the Northern Barents sea: Input, dispersal and deposition of suspended sediments from glacial meltwater. - *Techn. Rep. WHOI*, 88 (4): 382.

- PFIRMAN, S., GASCARD, J.-C., WOLLENBURG, I., MUDIE, P. J. and ABELMANN, A. (1989 a): Particleladen Eurasian Arctic sea ice, observations from July and August 1987. - *Polar Res.*, 7: 59-66.
- PFIRMAN, S., WOLLENBURG, I., THIEDE, J. and LANGE, M. A. (1989 b): Lithogenic sediment on arctic pack ice: Potential aeolian influx and contribution to deep-sea sediments. - In: Leinen, M. and Sarnthein, M. (Hrsg.): *Paleoclimatology and paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport.* - *NATO ASI Series, C 282, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht):* 463-493.
- PFIRMAN, S., LANGE, M. A., WOLLENBURG, I. and SCHLOSSER, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparison. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.* - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht):* 187-212.
- PFIRMAN, S. and THIEDE, J. (Hrsg.) (1992): Arctic Deep-Sea Research - The Nansen Basin section. - *Deep-Sea Res.*, 39 (S2A): 419-624.
- POSER, H. (1933): Über Abschmelzformen auf dem ostgrönländischen Packeise und Landeise. - *Zeitschr. für Gletscherkunde*, 21: 20.
- QUADFASEL, D., RUDELS, B. and KURZ, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. - *Deep-Sea Res.*, 35 (7): 1143-1150.
- REIMNITZ, E. and BARNES, P. W. (1974): Sea ice as a geological agent on the Beaufort Sea Shelf off Alaska. - In: Reed, J. C. and Sater, J. E. (Hrsg.): *The coast and shelf of the Beaufort Sea.* - *Arctic Inst. of North Amer.*, Arlington, Virginia: 301-351.
- REIMNITZ, E., KEMPEMA, E. W. and BARNES, P. W. (1986): Anchor ice and bottom freezing in high latitude marine sedimentary environments: Observations from the Alaskan Beaufort Sea. - *U.S.G.S., Open-File Rep.*: 89-298.
- REIMNITZ, E. and KEMPEMA, E. W. (1987): Thirty-four-year shoreface evolution at a rapidly retreating Arctic coastal site. - In Hamilton, T. D., Galloway, J. P. (Hrsg.): *Geologic studies in Alaska by the U.S. geological survey during 1986.* - *U.S.G.S.*, 998: 161-164.
- REIMNITZ, E., KEMPEMA, E. W. and BARNES, P. W. (1987): Anchor ice and seabed freezing and sediment dynamics in shallow Arctic seas. - *J. Geophys. Res.*, 92 (C3): 14671-14678.
- REIMNITZ, E., MARINCOVICH, L. JR., McCORMICK, M. and BRIGGS, W. M. (1992): Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation. - *Can. J. Earth Sci.*, 29: 693-703.
- RUDELS, B. (1989): The formation of polar surface water, the ice export and its exchange through the Fram Strait. - *Progr. Oceanogr.*, 22: 205-248.
- SHARMA, G. D. (1979): The Alaskan shelf - hydrographic, sedimentary, and geochemical environment. - *Springer-Verlag*: 498.
- SHEPARD, F. P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sed. Pet.*, 24: 151-158.
- SILVERBERG, N. (1972): Sedimentology of the surface sediments of the East Siberian and Laptev Seas. - *Univ. of Washington (unpubl. Ph. D.-Thesis)*: 184.

- SIROCKO, F. (1989): Zur Akkumulation von Staubsedimenten im nördlichen Indischen Ozean; Anzeiger der Klimageschichte Arabiens und Indiens. - *Berichte - Rep., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 27: 114.
- SPIELHAGEN, R. F. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. - *GEOMAR Rep*, 4: 133.
- SPIELHAGEN, R. F., PFIRMAN, S. and THIEDE, J. (1988): Geoscientific report on the ARK IV/3 expedition of the PFVS Polarstern summer 1987 to the Central Eastern Arctic Basin. - *Berichte - Rep. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel*, 24: 166.
- SPINDLER, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. - In: Bleil, U. and Thiede, J. (Hrsg.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht)*: 317-335.
- STEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordwest Atlantik. - *Berichte - Rep. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 4: 210.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analysis of clay and silt fraction by sedigraph 5000 D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg Methods. - *J. Sed. Petr.*, 55 (4): 590-593.
- STEIN, R., GROBE, H. and WAHSNER, M. (in Vorb.): Organic carbon, carbonate, and clay-mineral distributions in Eastern Central Arctic Ocean surface sediments. - *Mar. Geol., special issue of "ICP-IV-92" Contributions on Arctic Ocean Res.*
- SWIFT, J. H., TAKAHASHI, T. and LIVINGSTON, H. (1983): The contribution of the Greenland and Barents Sea to the deep water of the Arctic Ocean. - *J. Geophys. Res.*, 88: 5981-5986.
- TARR, R. S. (1897): The Arctic sea ice as a geological agent.- *Amer. J. Sci., Fourth Series*, 3 (15): 223-229.
- THIEDE, J. (1988): Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3. - *Rep. Polar Res.*, 43: 237.
- THIEDE, J., STRAND, J.-E. and AGDESTAIN, T. (1981): The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. - In: Warne, J., Douglas, R. G. and Winterer, E. L., (Hrsg.): The Deep Sea Drilling Project: A decade of progress. - *SEPM Spec. Publ.*, 32: 67-90.
- THIEDE, J., CLARK, D. L. and HERMAN, Y. (1990): Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the northern Polar Oceans. - In: Grantz, A., Johnson, L. and Sweeney, J. F. (Hrsg.): The Arctic Ocean region - *Geol. Soc. Amer., The geology of North America*, L. Boulder, Colorado: 427-458.
- TSANG, G. (1982): Frazil and anchor ice: A monograph NRC Subcommittee on Hydraulics of ice covered Rivers. - *Ottawa, Ont., Canada*: 90.
- UNTERSTEINER, N. (1990): Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover. - In: Grant, A., Johnson, L. and Sweeney, J. F. (Hrsg.): The Arctic Ocean region. - *Geol. Soc. Amer., The geology of North America*, L. Boulder, Colorado: 37-52.

- VAN ANDEL, T. H., HEATH, G. R. and MOORE, T. C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific. - *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 143: 134.
- VINJE, T. E. (1977): Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic. - *Norsk Polarinst. Årbok 1975*: 164-174.
- VINJE, T. E. (1985): Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. - *Norsk Polarinst. Skr.*, 179 C: 26.
- VINJE, T. E. and FINNEKÅSA, Ø. (1986): The ice transport through the Fram Strait. - *Norsk Polarinst. Skr.*, 186: 39.
- VOGT, P. R. (1986): Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. - In: Hurdle, B. G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*. - *Springer Verlag*, New York: 237-410.
- WEBER, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddelmeeres, Antarktis. - *Rep. Polar Res.*, 109: 165.
- WINDOM, H. L. (1976): Lithogenous material in marine sediments. - In: Riley, J. P. and Skirrow, R. (Hrsg.): *Chemical Oceanography*. - *Academic Press.*, New York, 5: 103-135.
- WOLLENBURG, I. (1991): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis - Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. - *Diss., Universität Kiel*: 151.

9 Anhang

A 1- A 8: Sedimentologische Parameter
(Datentabellen Tab. 3 - Tab. 10)

B 1- B 7: Korngrößenverteilungskurven der Siltfraktionen

C 1- C 5: Originalkernbeschreibungen

Meereissedimente

Proben Nr.	Geogr. Pos.		Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
83217 sf.	81°00.23' N	30°53.14' E	30,14	69,22	6,48	56	21	14	9
83218 sf.	81°45.32' N	29°56.17' E	94,34	2,43	3,23	42	24	21	13
83220 sf.	83°59.30' N	30°28.60' E	35,59	48,89	15,52	33	36	18	13
83223 sf.	85°27.80' N	44°29.50' E	35,49	61,93	2,58	39	29	22	10
83224 sf.	85°47.70' N	50°49.30' E	10,86	27,28	61,86	21	35	30	15
83227 sf.	86°51.60' N	59°44.70' E	5,87	36,88	57,25	37	28	23	12
83231 sf.	87°35.70' N	69°10.10' E	8,97	44,14	46,89	31	30	29	10
83234 sf.	87°29.30' N	90°56.90' E	31,31	62,22	6,47	31	34	23	12
83240 sf.	88°01.35' N	160°36.60' E	18,75	71,88	9,38	12	51	19	18
83267 sf.	83°36.64' N	4°40.10' E	25,59	69,01	5,41	28	39	21	12
83601 sf.			53,40	28,04	18,56	21	38	24	17

Oberflächensedimente

Proben Nr.	Geogr. Pos.		Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefe/ Silt	Kurtosis/ Silt
21515-10	81°34.5' N	31°39.0' E	62,75	34,22	3,03	6,94	6,89	1,14	-0,07	0,84
21516-6	81°35.8' N	31°31.5' E	59,53	39,64	0,83	6,86	6,82	1,10	-0,06	0,90
21518-15	81°40.3' N	30°49.9' E	61,69	37,38	0,93	6,83	6,78	1,20	-0,09	0,91
21519-11	81°47.5' N	31°30.3' E	64,54	34,57	0,88	7,22	7,10	1,13	-0,21	0,97
21520-10	82°02.8' N	32°05.7' E	63,35	35,82	0,83	7,29	7,23	1,02	-0,16	1,00
21521-14	82°57.0' N	32°03.5' E	70,37	27,59	2,03	7,62	7,43	1,06	-0,34	1,11
21522-19	84°01.1' N	30°22.1' E	72,03	22,18	5,8	7,62	7,41	1,12	-0,38	1,17
21523-15	85°04.6' N	29°07.6' E	92,62	7,2	0,18	8,05	7,93	0,86	-0,41	1,59
21524-1	85°21.5' N	26°19.9' E	63,93	32,6	3,47	7,17	6,96	1,27	-0,25	0,84
21525-2	85°30.8' N	25°17.8' E	56,03	36,03	7,94	6,83	6,70	1,34	-0,14	0,82
21526-20	85°55.9' N	22°44.0' E	70,17	27,08	2,75	6,75	6,70	1,37	-0,07	0,79
21527-10	86°05.8' N	22°01.0' E	68,94	28,55	2,51	7,24	7,04	1,23	-0,25	0,83
21528-7	86°07.8' N	23°09.5' E	65,18	32,31	2,51	7,16	6,97	1,25	-0,23	0,88

Oberflächensedimente

Proben Nr.	Geogr. Pos.		Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
21515-10	81°34.5' N	31°39.0' E	12	50	30	8
21516-6	81°35.8' N	31°31.5' E	9	55	25	11
21518-15	81°40.3' N	30°49.9' E	14	51	26	9
21519-11	81°47.5' N	31°30.3' E	13	49	29	9
21520-10	82°02.8' N	32°05.7' E	13	49	29	9
21521-14	82°57.0' N	32°03.5' E	12	53	26	9
21522-19	84°01.1' N	30°22.1' E	15	51	24	10
21523-15	85°04.6' N	29°07.6' E	15	39	32	14
21524-1	85°21.5' N	26°19.9' E	15	51	23	11
21525-2	85°30.8' N	25°17.8' E	14	50	23	13
21526-20	85°55.9' N	22°44.0' E	13	41	38	8
21527-10	86°05.8' N	22°01.0' E	10	48	27	15
21528-7	86°07.8' N	23°09.5' E	16	48	23	13

Daten von Bohrmann (1991)

GKG 21521-14

Tiefe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefe/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	0,27	44,35	49,62	6,03	7,62	7,43	1,06	-0,34	1,11
3	1,49	49,2	48,28	2,52	7,48	7,22	1,23	-0,33	0,84
5	3,38	6,91	82,32	10,77	4,98	5,41	1,28	0,55	1,13
7	3,72	29,59	60,31	10,1	6,01	6,25	1,41	0,22	0,73
9	4,06	17,27	77,61	5,12	5,41	5,68	1,17	0,39	1,17
11	4,30	5,67	75,48	18,85	4,93	5,01	0,72	0,30	1,25
13	4,45	9,54	39,78	50,68	5,70	5,73	0,81	0,08	1,09
15	4,60	3,46	12,14	84,4	4,86	5,29	1,19	0,56	1,11
17	5,62	1,91	7,07	91,02	5,58	5,82	1,39	0,27	0,69
19	6,64	38,06	37,87	24,07	7,27	7,09	1,27	-0,25	0,84
21	7,46	47,48	43,24	9,28	7,53	7,23	1,27	-0,36	0,88
23	8,09	48,93	43,62	7,45	7,43	7,22	1,22	-0,29	0,89
25	8,71	40,94	49,94	9,12	6,94	6,77	1,40	-0,17	0,77
27	9,33	34,64	46,32	19,04	6,77	6,70	1,34	-0,07	0,76
29	9,96	-	-	-	6,29	6,40	1,38	0,10	0,77
31	10,58	-	-	-	6,35	6,42	1,39	0,06	0,77

Tiefe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
1	0,27	10	55	24	11
3	1,49	12	50	25	13
5	3,38	11	49	27	13
7	3,72	12	50	26	12
9	4,06	10	50	27	13
11	4,30	7	54	27	12
13	4,45	11	50	27	12
15	4,60	6	49	31	13
17	5,62	5	48	33	14
19	6,64	12	49	28	12
21	7,46	13	50	23	14
23	8,09	14	47	27	12
25	8,71	17	44	26	13
27	9,33	23	36	27	15
29	9,96	25	37	26	12
31	10,58	28	37	23	12

GKG 21524-1

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi ²)	Mean/ Silt (phi ²)	Sortierung/ Silt	Schiefe/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	3,83	50,68	37,56	11,76	7,31	7,16	1,14	-0,23	0,91
3	5,00	46,43	35,13	18,44	7,27	7,16	1,05	-0,18	0,88
5	7,62	49,49	37,92	12,59	7,43	7,21	1,20	-0,31	0,91
7	9,05	40,10	35,65	24,25	7,13	6,93	1,31	-0,22	0,79
9	10,72	62,77	31,46	5,77	-	-	-	-	-
11	13,15	73,61	25,32	1,07	7,88	7,74	0,85	-0,32	1,07
13	18,05	78,08	21,46	0,46	8,00	7,93	0,65	-0,22	1,02
15	22,95	77,60	21,72	0,68	8,03	7,93	0,68	-0,28	1,03
17	26,93	77,37	21,24	1,39	7,94	7,81	0,81	-0,33	1,11
19	33,07	76,57	19,49	3,94	7,93	7,80	0,84	-0,32	1,01
21	40,53	74,40	22,48	3,12	7,84	7,60	0,98	-0,41	1,01
23	46,04	66,12	30,72	3,16	7,49	7,28	1,12	-0,31	0,95
25	50,75	59,53	37,45	3,02	7,31	7,16	1,15	-0,23	0,89
27	55,46	58,01	37,98	4,01	7,38	7,20	1,14	-0,26	0,91
29	59,75	61,74	34,15	4,11	7,45	7,23	1,17	-0,30	0,90
31	62,75	67,35	27,00	5,65	7,61	7,39	1,11	-0,37	1,07
33	65,75	67,14	28,56	4,30	7,34	7,17	1,13	-0,26	0,94
35	68,75	66,78	31,52	1,70	7,71	7,53	1,01	-0,35	1,06
37	71,75	59,00	35,09	5,91	7,55	7,36	1,04	-0,30	0,94
39	74,75	62,69	32,98	4,33	7,77	7,65	0,88	-0,28	1,02

Teufe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)	Quarz/Ton (Gew.-%)
1	3,83	12	47	24	17	11
3	5,00	13	47	24	16	11
5	7,62	12	47	25	16	11
7	9,05	19	38	30	13	11
9	10,72	15	41	31	13	11
11	13,15	15	45	28	12	11
13	18,05	6	50	29	14	11
15	22,95	7	51	25	17	11
17	26,93	6	52	27	15	11
19	33,07	10	50	24	16	11
21	40,53	11	50	25	13	11
23	46,04	11	49	23	17	11
25	50,75	11	52	22	15	11
27	55,46	11	51	17	20	10
29	59,75	11	48	22	19	10
31	62,75	15	39	28	19	10
33	65,75	15	49	23	13	11
35	68,75	14	40	28	18	11
37	71,75	12	46	23	20	12
39	74,75	12	47	21	20	12

Teufe (cm)	Alter (ka)	LSR (cm/ky)	DBD (g/cm ²)	AR Ges (g/cm ² /ky)	AR Ton (g/cm ² /ky)	AR Silt (g/cm ² /ky)	AR Smektit (g/cm ² /ky)	AR Illit (g/cm ² /ky)	AR Kaolinit (g/cm ² /ky)	AR Chlorit (g/cm ² /ky)
1	3,83	1,71	0,64	1,092	0,554	0,410	0,059	0,231	0,118	0,084
3	5,00	1,71	0,75	1,280	0,594	0,450	0,069	0,248	0,127	0,084
5	7,62	0,64	0,77	0,495	0,245	0,188	0,026	0,102	0,054	0,035
7	9,05	2,33	0,83	1,930	0,774	0,688	0,131	0,261	0,206	0,089
9	10,72	1,03	0,83	0,856	0,537	0,269	0,072	0,195	0,148	0,062
11	13,15	0,45	0,73	0,328	0,241	0,083	0,032	0,096	0,060	0,026
13	18,05	0,45	0,69	0,310	0,242	0,066	0,013	0,107	0,062	0,030
15	22,95	0,45	0,70	0,314	0,244	0,068	0,015	0,110	0,054	0,037
17	26,93	0,33	0,70	0,228	0,177	0,048	0,009	0,082	0,042	0,024
19	33,07	0,33	0,64	0,209	0,160	0,041	0,014	0,071	0,034	0,023
21	40,53	0,25	0,69	0,175	0,130	0,039	0,013	0,058	0,029	0,015
23	46,04	0,42	0,75	0,318	0,210	0,098	0,021	0,092	0,043	0,032
25	50,75	0,42	0,86	0,365	0,217	0,137	0,021	0,101	0,043	0,029
27	55,46	0,42	0,79	0,335	0,194	0,127	0,019	0,089	0,030	0,035
29	59,75	0,67	0,81	0,539	0,333	0,184	0,033	0,144	0,066	0,057
31	62,75	0,67	0,77	0,513	0,345	0,138	0,047	0,121	0,087	0,059
33	65,75	0,67	0,78	0,519	0,349	0,148	0,047	0,153	0,072	0,041
35	68,75	0,67	0,84	0,559	0,374	0,176	0,046	0,133	0,093	0,060
37	71,75	0,67	0,91	0,606	0,358	0,213	0,038	0,145	0,073	0,063
39	74,75	0,67	0,82	0,546	0,342	0,180	0,036	0,141	0,063	0,060

Tab. 5

GKG 21527-10

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefe/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	3,66	45,45	46,04	8,51	7,25	7,04	1,32	-0,25	0,78
3	5,98	42,26	54,7	3,04	7,25	7,04	1,32	-0,25	0,78
5	8,55	46,04	51,78	2,18	7,29	7,09	1,23	-0,25	0,86
7	11,12	48,59	44,18	7,23	7,29	7,09	1,23	-0,25	0,86
9	13,70	53,22	44,82	1,96	-	-	-	-	-
11	18,10	64,76	33,65	1,59	7,96	7,75	0,94	-0,42	1,14
13	20,59	63,47	34,91	1,62	8,01	7,80	0,91	-0,43	1,15
15	23,08	55,85	40,36	3,79	7,77	7,52	1,10	-0,40	0,98
17	26,30	51,67	44,22	4,11	7,33	7,11	1,27	-0,27	0,85
19	31,74	49,76	46,19	4,05	7,27	7,11	1,23	-0,23	0,87
21	37,18	54,91	42,18	2,91	7,55	7,18	1,33	-0,41	0,88
23	42,64	54,55	42,09	3,36	7,39	7,20	1,21	-0,27	0,85
25	48,09	58,05	36,15	5,80	7,52	7,30	1,19	-0,32	0,93
27	53,55	46,04	39,19	14,77	7,32	7,09	1,32	-0,29	0,84
29	59,00	57,4	40,68	1,92	7,90	7,76	0,83	-0,30	0,96
31	61,29	50,89	41,2	7,91	7,44	7,18	1,27	-0,32	0,85
33	63,57	47,6	41,54	10,86	7,20	6,99	1,35	-0,25	0,81
35	65,86	46,83	41,34	11,83	7,21	6,99	1,35	-0,27	0,84
37	68,14	45,18	46,56	8,26	-	-	-	-	-
39	70,43	44,02	47,31	8,67	6,92	6,80	1,36	-0,15	0,79

Teufe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)	Quarz/Ton (Gew.-%)
1	3,66	15	50	22	13	10
3	5,98	13	49	23	15	10
5	8,55	13	51	22	15	10
7	11,12	13	50	23	14	10
9	13,70	11	49	26	14	10
11	18,10	9	54	24	13	10
13	20,59	10	56	20	15	9
15	23,08	11	52	20	17	9
17	26,30	10	57	19	15	9
19	31,74	10	56	18	16	9
21	37,18	11	55	18	15	9
23	42,64	10	56	19	15	9
25	48,09	15	47	24	14	9
27	53,55	16	43	28	13	9
29	59,00	11	53	23	13	9
31	61,29	11	54	20	15	9
33	63,57	7	55	24	14	10
35	65,86	11	53	24	14	9
37	68,14	12	51	22	15	9
39	70,43	11	53	20	16	9

Teufe (cm)	Alter (ka)	LSR (cm/ky)	DED (g/cm2)	AR Ges (g/cm2/ky)	AR Ton (g/cm2/ky)	AR Silt (g/cm2/ky)	AR Smektit (g/cm2/ky)	AR Illit (g/cm2/ky)	AR Kaolinit (g/cm2/ky)	AR Chlorit (g/cm2/ky)
1	3,66	1,31	0,63	0,823	0,374	0,379	0,050	0,168	0,074	0,044
3	5,98	0,78	0,65	0,507	0,214	0,277	0,025	0,094	0,044	0,029
5	8,55	0,78	0,74	0,577	0,266	0,299	0,031	0,122	0,053	0,036
7	11,12	0,78	0,77	0,598	0,291	0,264	0,034	0,131	0,060	0,037
9	13,70	0,78	0,74	0,575	0,306	0,258	0,030	0,135	0,072	0,039
11	18,10	0,80	0,66	0,531	0,344	0,179	0,028	0,168	0,075	0,040
13	20,59	0,80	0,66	0,531	0,337	0,185	0,030	0,171	0,061	0,046
15	23,08	0,80	0,74	0,597	0,333	0,241	0,033	0,157	0,060	0,051
17	26,30	0,37	0,77	0,283	0,146	0,125	0,013	0,076	0,025	0,020
19	31,74	0,37	0,84	0,308	0,153	0,142	0,014	0,078	0,025	0,022
21	37,18	0,37	0,86	0,315	0,173	0,133	0,017	0,087	0,028	0,024
23	42,64	0,37	0,86	0,315	0,172	0,133	0,016	0,088	0,030	0,024
25	48,09	0,37	0,87	0,319	0,185	0,115	0,025	0,079	0,041	0,024
27	53,55	0,37	0,87	0,319	0,147	0,125	0,021	0,057	0,037	0,017
29	59,00	0,88	0,87	0,757	0,434	0,308	0,043	0,209	0,091	0,051
31	61,29	0,88	0,85	0,744	0,378	0,306	0,038	0,185	0,069	0,051
33	63,57	0,88	0,85	0,744	0,354	0,309	0,022	0,176	0,077	0,045
35	65,86	0,88	0,90	0,790	0,370	0,326	0,037	0,178	0,080	0,047
37	68,14	0,88	0,92	0,805	0,364	0,375	0,040	0,168	0,073	0,049
39	70,43	0,88	0,84	0,733	0,323	0,347	0,032	0,155	0,059	0,047

Tab. 6

GKG 21529-7

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefe/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	3,58	32,8	46,13	21,07	-	-	-	-	-
3	7,07	39,8	49,56	10,64	7,07	6,95	1,28	-0,16	0,83
5	9,23	41,65	46,71	11,64	7,05	6,90	1,27	-0,18	0,80
7	10,94	62,5	26,54	10,96	7,62	7,32	1,21	-0,38	0,88
9	13,41	53,21	40,53	6,26	7,09	6,97	1,20	-0,18	0,84
11	18,12	51,66	39,36	8,98	7,10	6,96	1,28	-0,18	0,81
13	22,82	49,25	46,47	4,28	7,14	6,98	1,26	-0,21	0,86
15	29,25	48,52	45,08	6,4	7,18	7,05	1,24	-0,19	0,84
17	36,25	52,35	42,61	5,04	7,23	7,08	1,22	-0,20	0,83
19	43,25	51,4	43,17	5,43	7,24	7,20	1,01	-0,08	0,82
21	50,25	48,07	43,99	7,94	7,55	7,18	1,33	-0,41	0,88
23	57,25	42,94	44,29	12,77	6,90	6,80	1,38	-0,13	0,79
25	61,57	41,72	45,96	12,32	6,02	6,24	1,11	0,25	1,01
27	65,00	38,9	51,15	9,95	6,77	6,68	1,41	-0,11	0,78
29	68,43	41,77	44,37	13,86	7,12	6,93	1,33	-0,22	0,79
31	71,85	51,24	37,31	11,45	7,53	7,24	1,25	-0,36	0,88

Teufe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)	Quarz/Ton (Gew.-%)
1	3,58	9	51	23	17	12
3	7,07	11	47	25	17	12
5	9,23	13	45	26	16	12
7	10,94	7	51	26	16	12
9	13,41	2	55	24	18	11
11	18,12	7	55	23	14	11
13	22,82	6	57	20	16	10
15	29,25	8	56	22	14	9
17	36,25	10	52	22	16	8
19	43,25	9	47	28	16	8
21	50,25	7	52	25	16	8
23	57,25	6	54	25	15	9
25	61,57	7	52	25	17	9
27	65,00	8	53	21	17	9
29	68,43	8	52	22	18	9
31	71,85	7	52	24	16	9

Teufe (cm)	Alter (ka)	LSR (cm/ky)	D&D (g/cm2)	AR Ges (g/cm2/ky)	AR Ton (g/cm2/ky)	AR Silt (g/cm2/ky)	AR Smektit (g/cm2/ky)	AR Illit (g/cm2/ky)	AR Kaolinit (g/cm2/ky)	AR Chlorit (g/cm2/ky)
1	3,58	0,57	0,64	0,367	0,120	0,169	0,010	0,054	0,024	0,018
3	7,07	0,57	0,64	0,367	0,146	0,182	0,014	0,061	0,032	0,022
5	9,23	1,17	0,64	0,746	0,311	0,348	0,036	0,124	0,071	0,044
7	10,94	1,17	0,64	0,746	0,466	0,198	0,029	0,210	0,107	0,066
9	13,41	0,43	0,69	0,293	0,156	0,119	0,003	0,076	0,033	0,025
11	18,12	0,43	0,84	0,357	0,184	0,141	0,011	0,090	0,038	0,023
13	22,82	0,43	0,84	0,357	0,176	0,166	0,009	0,090	0,032	0,025
15	29,25	0,29	0,89	0,255	0,124	0,115	0,009	0,063	0,025	0,016
17	36,25	0,29	0,93	0,266	0,139	0,113	0,013	0,066	0,028	0,020
19	43,25	0,29	0,93	0,266	0,137	0,115	0,011	0,059	0,035	0,020
21	50,25	0,29	0,97	0,277	0,133	0,122	0,009	0,063	0,031	0,020
23	57,25	0,29	0,97	0,277	0,119	0,123	0,007	0,059	0,027	0,016
25	61,57	0,58	0,97	0,566	0,236	0,260	0,015	0,112	0,054	0,037
27	65,00	0,58	0,96	0,560	0,218	0,286	0,016	0,105	0,042	0,034
29	68,43	0,58	0,96	0,560	0,234	0,248	0,017	0,111	0,047	0,038
31	71,85	0,58	0,96	0,560	0,287	0,209	0,018	0,136	0,063	0,042

Tab. 7

GKG 21532-3

Teufe (cm)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
1	32,23	59,27	8,49	16	47	26	11
3	33,53	60,06	6,41	18	41	23	17
5	36,78	59,60	3,62	16	47	26	11
7	37,51	57,52	4,97	17	43	24	16
9	40,07	56,41	3,52	17	49	24	11
11	41,27	55,84	2,89	19	43	25	14
13	39,58	57,56	2,87	17	48	24	11
15	40,00	56,37	3,62	20	43	21	16
17	42,87	53,58	3,55	19	45	24	12
19	42,11	53,96	3,93	20	42	24	14
21	41,74	54,26	4,00	20	45	23	12
23	41,62	53,17	5,21	—	—	—	—
25	38,04	54,20	7,76	19	47	23	10
27	37,35	55,13	7,52	—	—	—	—
29	40,86	51,63	7,51	20	46	24	10
31	38,81	52,57	8,62	18	47	23	11

GKG 21534-6

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
1	0,42	29,26	66,45	4,30	16	46	24	14
3	1,52	30,02	65,80	4,18	15	49	24	12
5	2,89	33,39	62,33	4,29	15	51	23	11
7	4,38	38,81	56,35	4,84	13	51	24	13
9	6,01	26,16	70,73	3,11	15	46	25	13
11	7,63	42,29	54,59	3,13	15	48	24	13
13	9,12	44,91	51,56	3,53	16	48	23	13
15	10,46	35,48	59,58	4,94	15	50	21	15
17	11,65	34,87	61,96	3,17	16	45	26	13
19	12,85	39,21	58,39	2,40	17	48	23	11
21	13,80	38,51	57,44	4,05	16	46	23	14
23	14,75	37,70	59,74	2,56	16	49	25	11
25	15,48	33,45	64,35	2,19	17	46	22	15
27	16,00	8,64	84,45	6,90	14	50	19	17
29	16,53	33,31	56,88	9,81	16	45	25	14
31	17,41	40,69	55,91	3,40	15	49	23	13
33	18,28	40,38	56,20	3,43	15	46	23	15
35	19,16	44,43	51,22	4,35	14	49	21	16
37	20,03	—	—	—	—	—	—	—
39	20,91	41,69	51,42	6,89	20	44	21	16

GKG 21295-4

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefé/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	0,57	31,05	53,42	15,53	7,48	7,25	1,22	-0,31	0,87
3	1,10	33,36	52,61	14,03	7,42	7,19	1,27	-0,30	0,87
5	2,37	33,61	53,78	12,61	7,53	7,29	1,20	-0,31	0,84
7	2,74	32,85	54,41	12,74	6,51	6,56	1,33	0,05	0,72
9	2,92	36,07	54,08	9,85	6,97	6,79	1,40	-0,18	0,74
11	3,61	35,11	53,93	10,96	-	-	-	-	-
13	4,28	34,32	47,26	18,42	7,04	6,90	1,34	-0,17	0,76
15	4,74	35,09	42,39	22,52	7,47	7,30	1,09	-0,24	0,82
17	5,99	33,72	46,87	19,41	7,25	7,03	1,29	-0,25	0,83
19	7,35	36,47	41,17	22,36	7,61	7,38	1,17	-0,38	1,00
21	8,05	39,62	45,87	14,51	7,55	7,38	1,09	-0,28	0,90
23	8,48	45,98	48,08	5,94	7,39	7,20	1,21	-0,27	0,85
25	9,17	47,85	38,54	13,61	7,71	7,57	0,93	-0,26	0,91
27	10,65	45,7	42,21	12,09	7,53	7,38	1,06	-0,25	0,86
29	11,88	40,52	44,71	14,77	6,87	6,72	1,42	-0,15	0,74
31	13,23	38,7	43,92	17,38	6,69	6,60	1,43	-0,09	0,74
33	13,40	33,5	43,92	22,58	6,63	6,59	1,40	-0,06	0,76
35	14,67	44,51	40,74	14,75	6,73	6,65	1,43	-0,09	0,71
37	15,35	54,97	28,15	16,88	6,90	6,71	1,47	-0,18	0,73
39	15,85	40,37	42,73	16,9	-	-	-	-	-
41	16,32	51,65	35,19	13,16	7,16	6,92	1,41	-0,25	0,75
43	16,56	49,84	36,65	13,51	-	-	-	-	-

Teufe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
1	0,57	22	41	24	13
3	1,10	20	44	24	12
5	2,37	17	49	22	12
7	2,74	21	45	20	13
9	2,92	21	46	21	12
11	3,61	20	45	24	11
13	4,28	15	49	22	14
15	4,74	18	47	23	12
17	5,99	20	45	24	11
19	7,35	18	47	22	12
21	8,05	19	46	22	12
23	8,48	14	50	22	14
25	9,17	14	50	23	14
27	10,65	15	48	23	15
29	11,88	19	44	24	13
31	13,23	19	41	26	15
33	13,40	22	38	27	12
35	14,67	15	48	24	12
37	15,35	13	49	27	11
39	15,85	14	48	26	13
41	16,32	14	49	26	11
43	16,56	12	51	25	12

Tab. 9

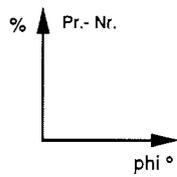
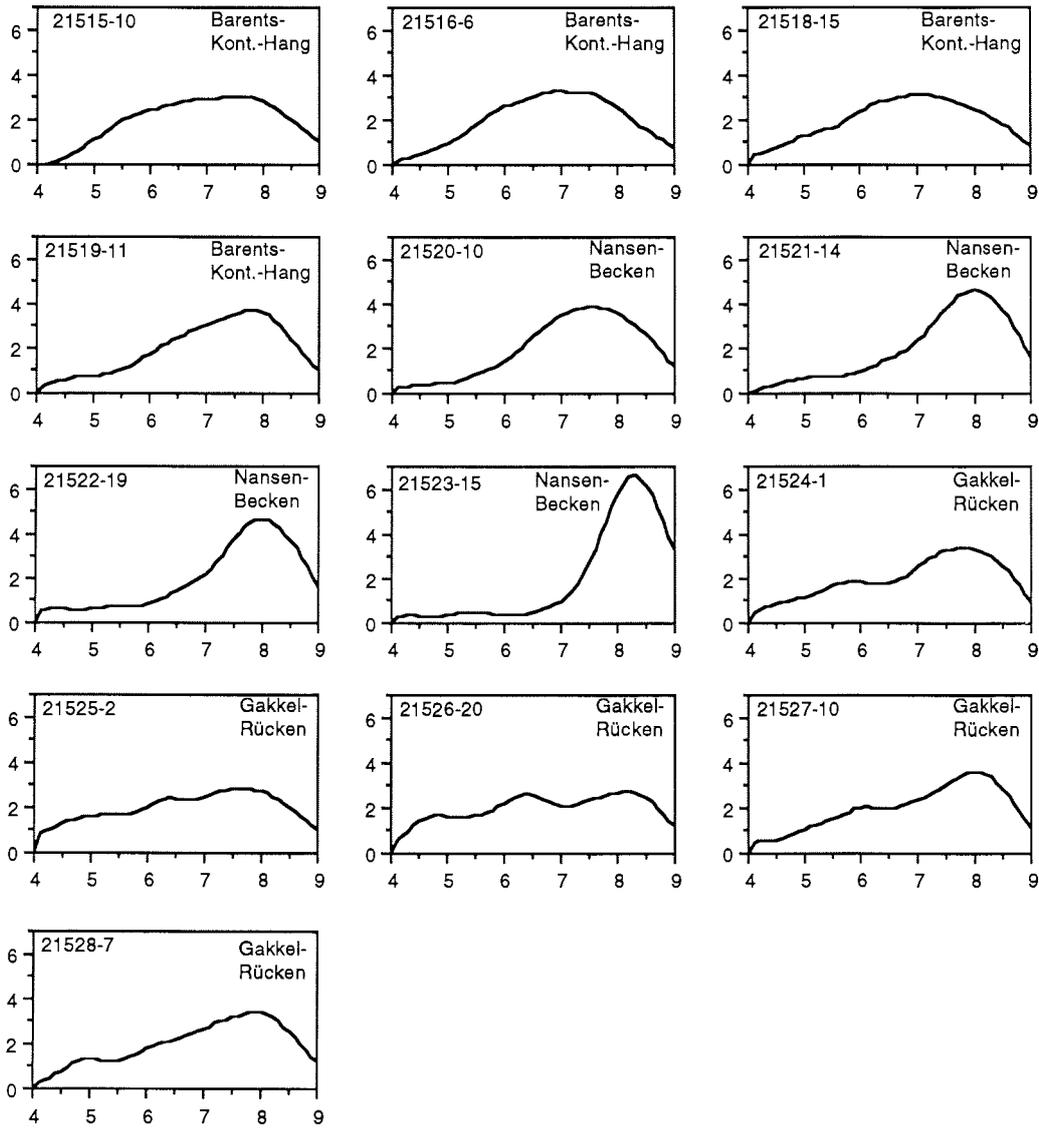
GKG 23230-2

Teufe (cm)	Alter (ka)	Ton (Gew.-%)	Silt (Gew.-%)	Sand (Gew.-%)	Median/ Silt (phi°)	Mean/ Silt (phi°)	Sortierung/ Silt	Schiefte/ Silt	Kurtosis/ Silt
1	2,39	37,92	52,06	10,02	6,91	6,88	1,13	-0,06	0,85
3	3,46	42,34	55,36	2,3	6,90	6,86	1,21	-0,09	0,91
5	4,54	41,81	55,92	2,27	7,00	6,94	1,16	-0,10	0,87
7	5,61	41,81	55,1	3,09	6,90	6,82	1,24	-0,14	0,89
9	6,69	44,01	53,72	2,27	7,00	6,90	1,15	-0,13	0,87
11	7,85	39,48	57,47	3,05	7,07	6,94	1,18	-0,17	0,85
13	9,29	29,3	66,55	4,15	7,04	6,94	1,20	-0,14	0,86
15	10,93	41,77	49,12	9,11	7,03	6,92	1,26	-0,15	0,82
17	12,91	37,89	47,01	15,1	6,86	6,74	1,36	-0,13	0,81
19	13,93	36,91	45,4	17,69	6,58	6,55	1,40	-0,04	0,74
21	14,96	40,11	49,94	9,95	6,72	6,65	1,38	-0,09	0,79
23	15,99	34,49	39,96	25,55	6,75	6,74	1,27	-0,05	0,83
25	17,02	43,61	48,57	7,82	6,79	6,74	1,24	-0,07	0,78
27	18,05	38,48	45,79	15,73	6,75	6,70	1,32	-0,07	0,76
29	19,08	40,73	42,43	16,84	6,79	6,69	1,38	-0,11	0,78
31	20,11	34,46	40,03	25,51	6,63	6,62	1,35	-0,02	0,77
33	21,15	35,09	44,38	20,53	6,58	6,55	1,41	-0,04	0,77
35	22,24	37,79	40,37	21,84	6,96	6,83	1,30	-0,16	0,81
37	23,53	31,82	41,09	27,09	6,81	6,73	1,36	-0,11	0,75
39	24,81	32,07	41,97	25,96	6,46	6,54	1,42	0,05	0,76
41	26,10	26,44	48,33	25,23	-	-	-	-	-
43	27,39	31,04	40,31	28,65	6,74	6,70	1,37	-0,06	0,76
45	29,96	31,13	37,28	31,59	6,49	6,51	1,41	0,01	0,75

Teufe (cm)	Alter (ka)	Smektit (Gew.-%)	Illit (Gew.-%)	Kaolinit (Gew.-%)	Chlorit (Gew.-%)
1	2,39	12	53	20	15
3	3,46	12	52	21	15
5	4,54	8	58	22	12
7	5,61	11	51	23	15
9	6,69	11	50	24	15
11	7,85	10	53	23	14
13	9,29	4	57	25	14
15	10,93	11	54	22	14
17	12,91	10	51	24	14
19	13,93	7	56	23	14
21	14,96	8	54	23	16
23	15,99	8	55	22	16
25	17,02	6	56	23	15
27	18,05	10	52	24	14
29	19,08	10	50	25	15
31	20,11	-	-	-	-
33	21,15	8	47	30	14
35	22,24	6	55	25	15
37	23,53	10	53	22	15
39	24,81	-	-	-	-
41	26,10	-	-	-	-
43	27,39	10	55	22	13
45	29,96	9	51	25	15

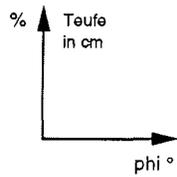
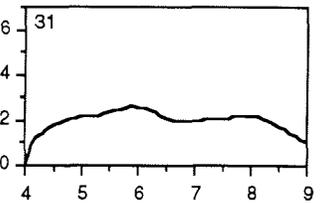
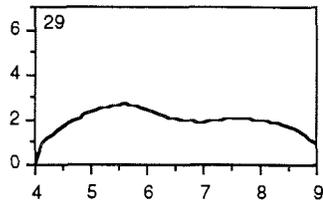
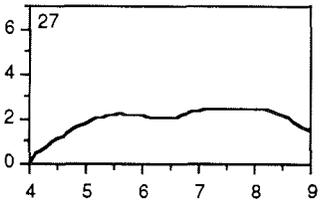
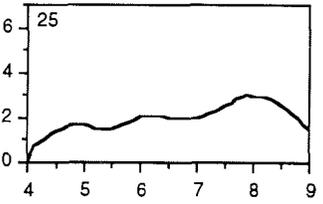
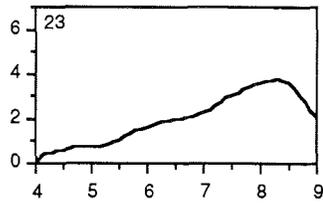
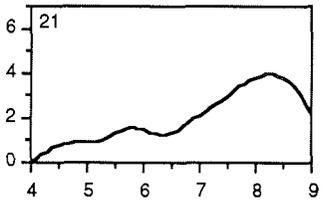
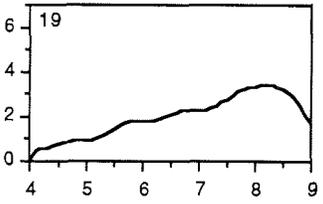
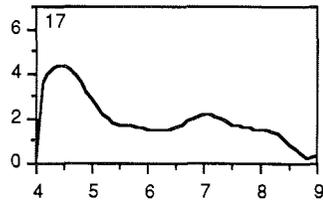
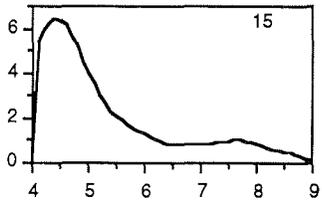
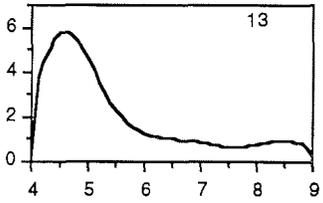
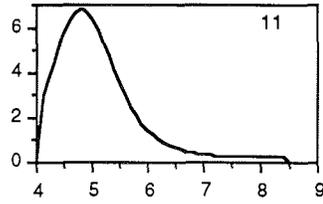
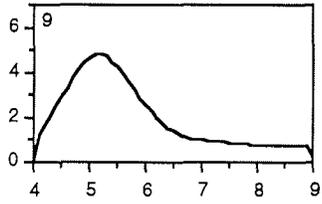
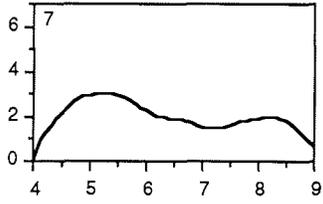
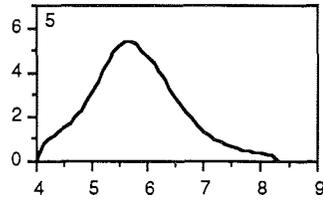
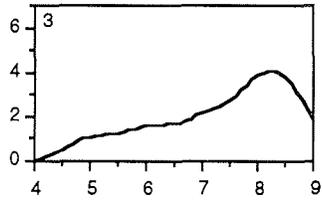
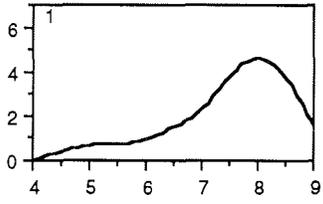
Tab. 10

B 1



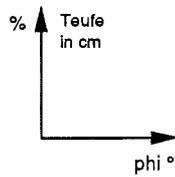
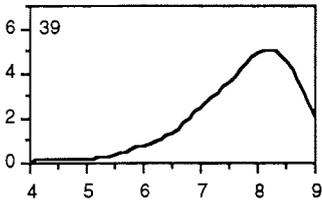
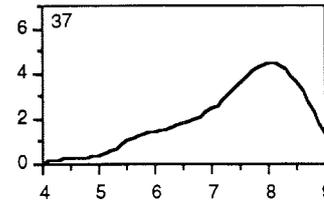
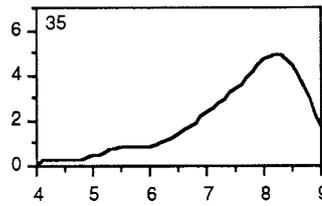
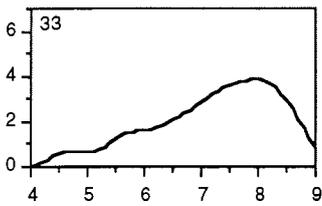
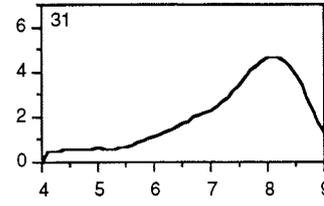
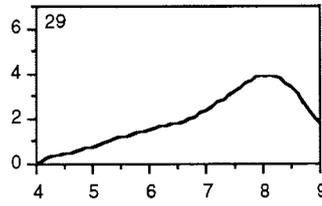
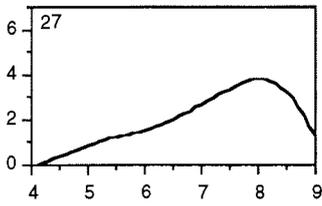
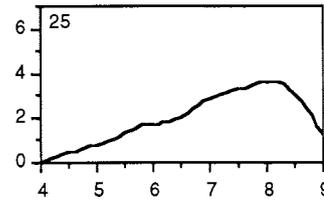
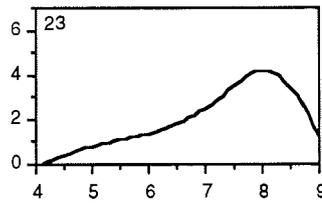
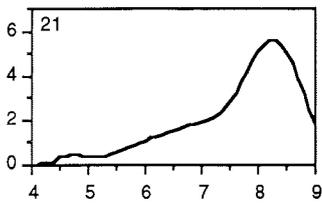
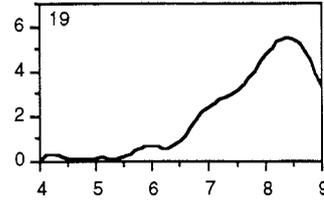
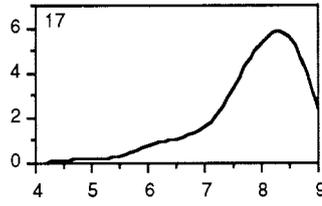
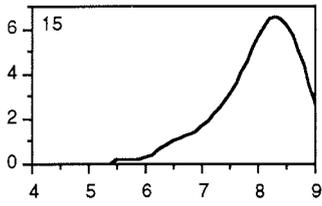
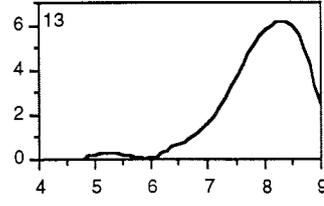
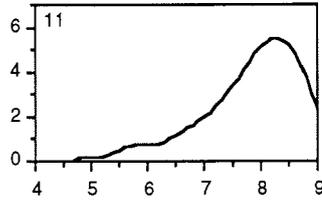
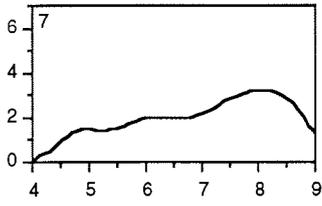
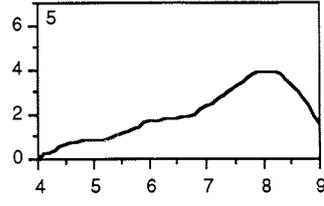
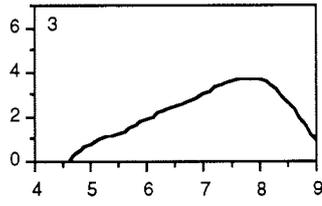
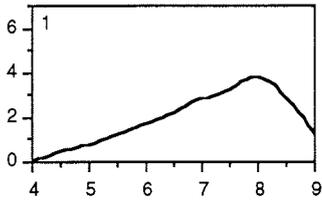
Oberflächensedimente
GKG 21515- 10 bis
GKG 21534- 6

B 2



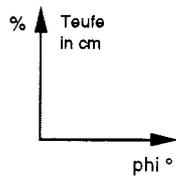
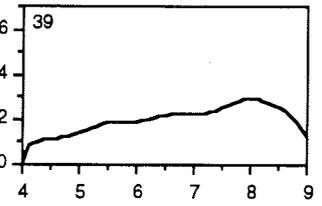
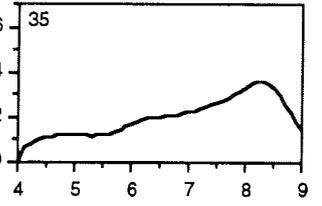
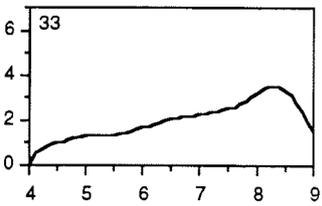
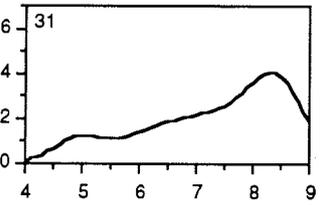
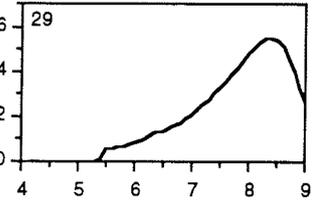
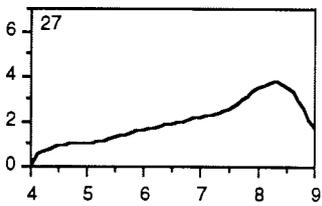
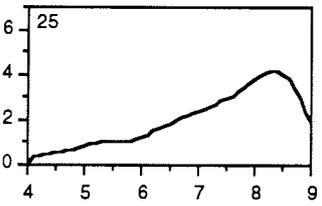
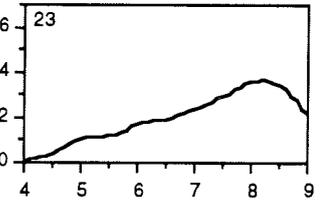
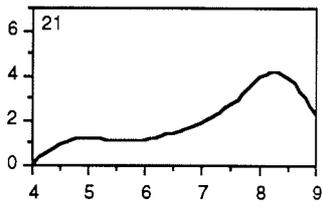
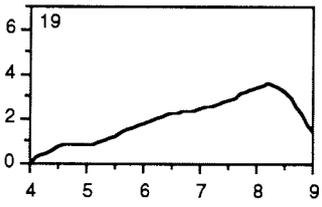
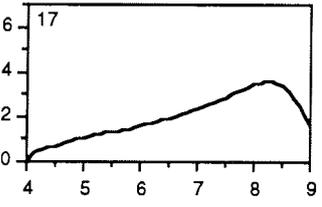
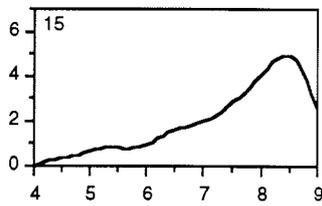
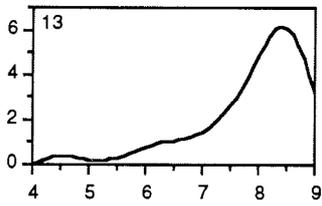
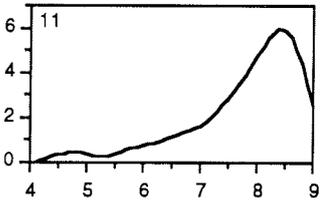
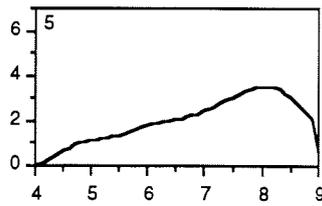
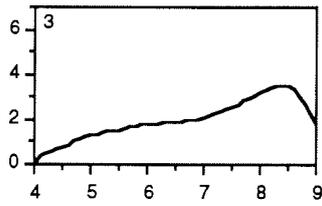
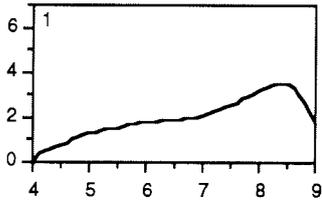
Sedimentkern
GKG 21521-14

B 3



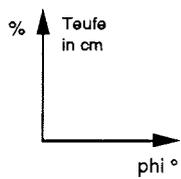
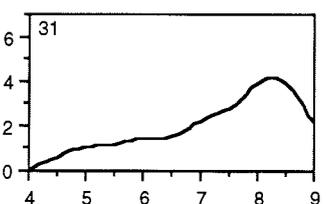
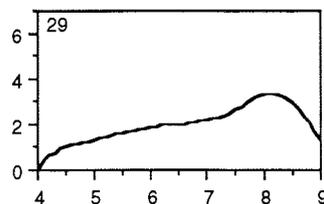
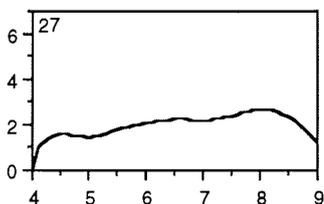
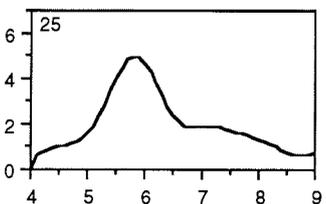
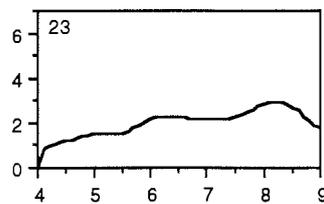
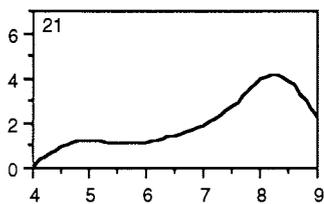
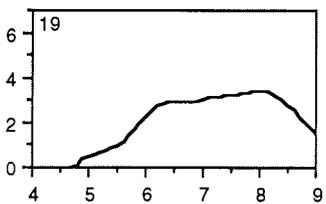
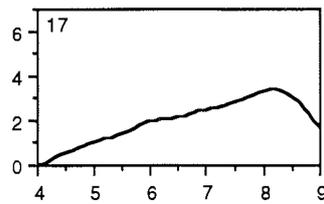
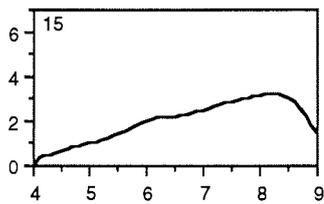
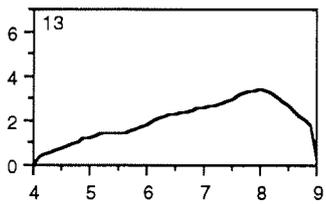
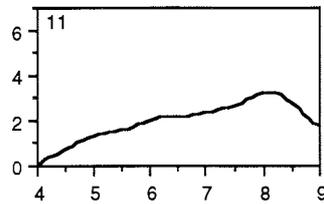
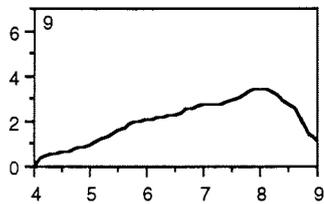
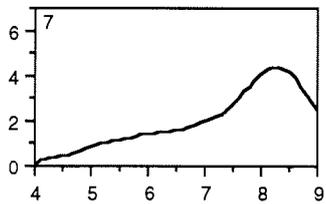
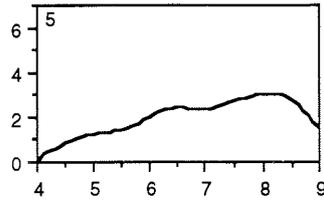
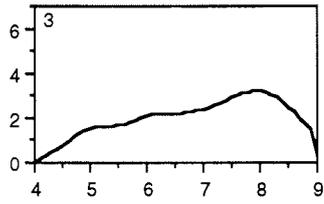
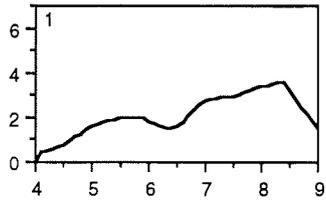
Sedimentkern
GKG 21524- 1

B 4



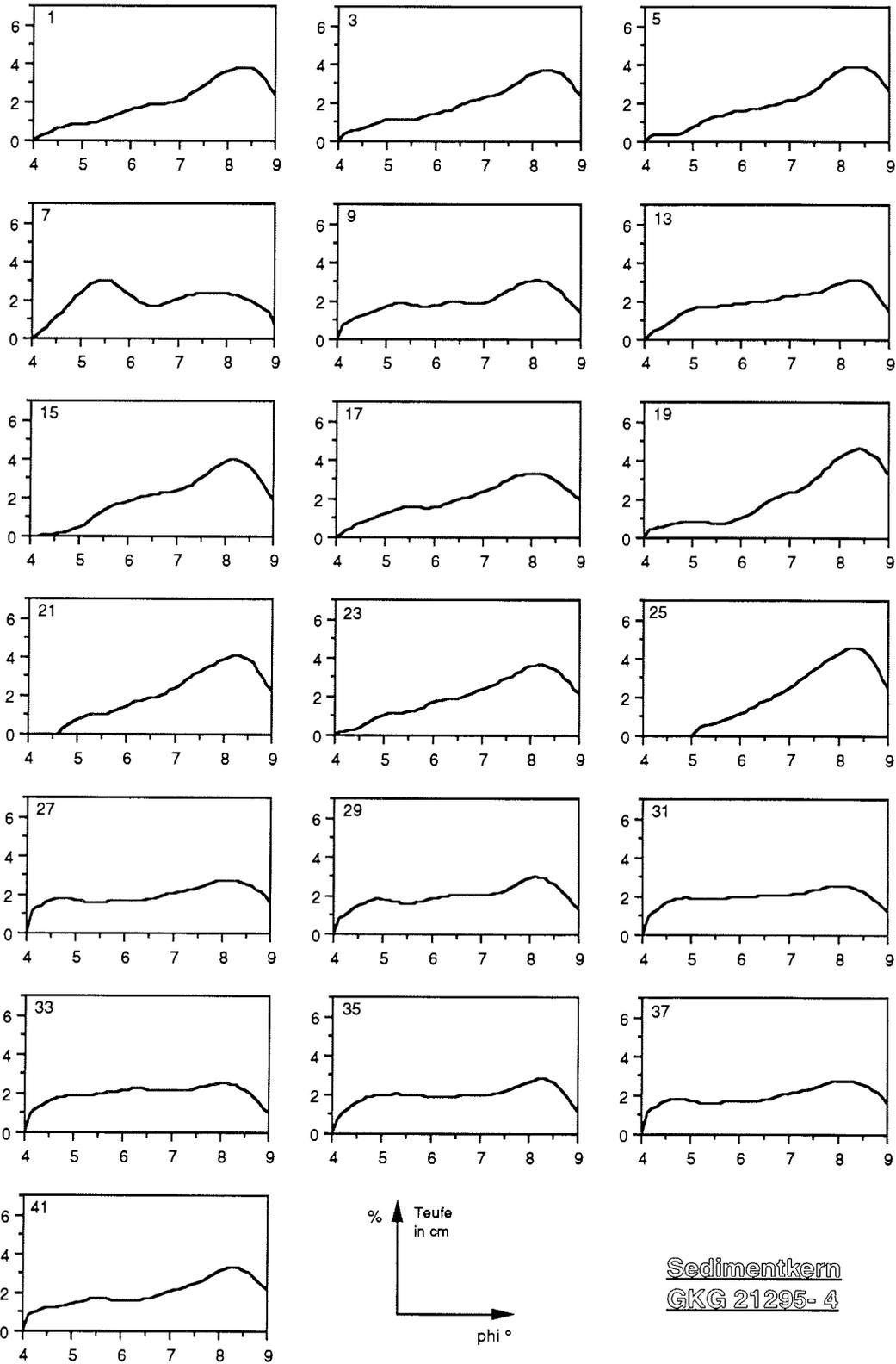
Sedimentkern
GKG 21527-10

B 5

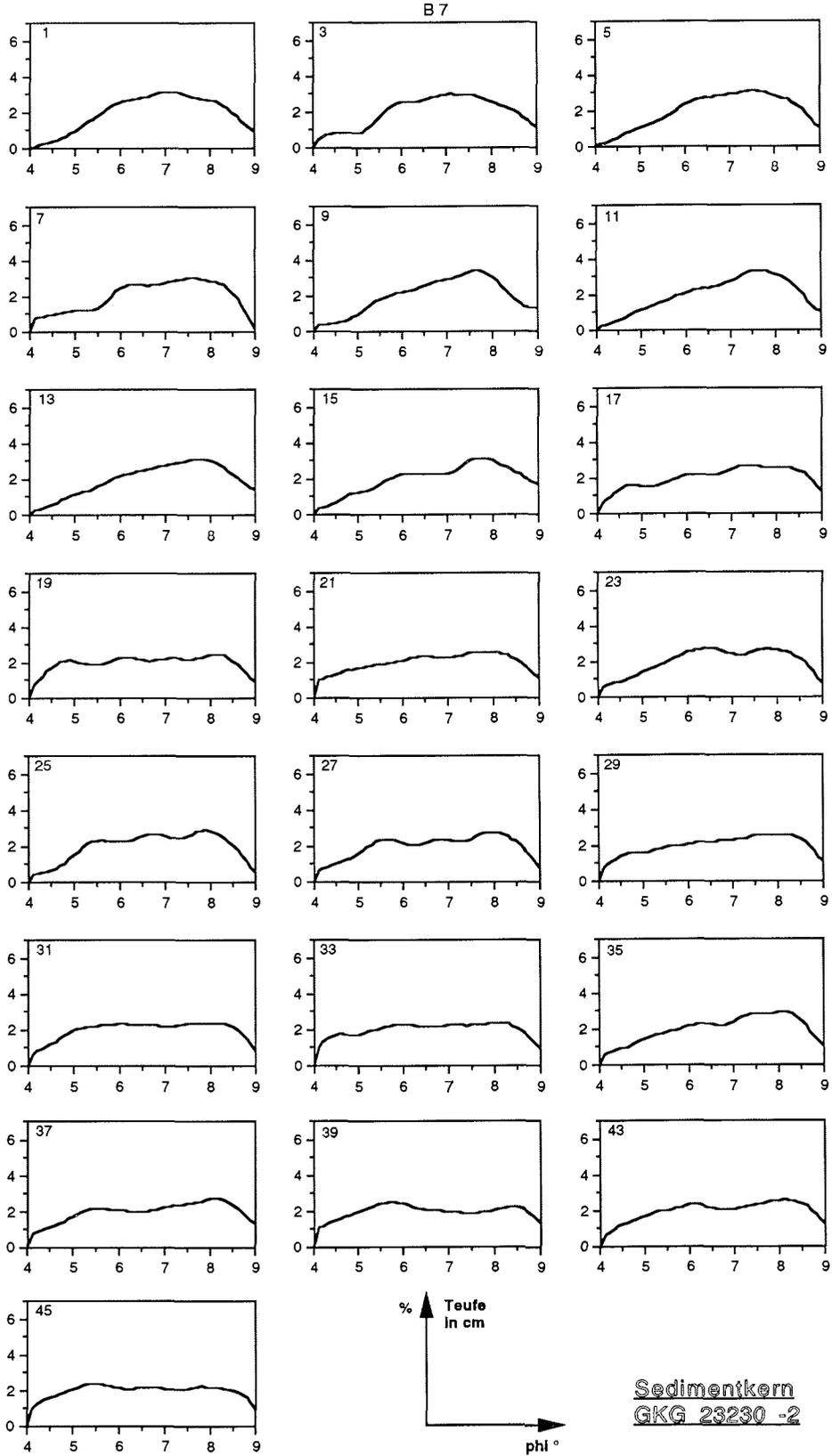


Sedimentkern
GKG 21529-7

B 6



Sedimentkern
GKG 21295- 4



C 1

Legend



gravel/coal



sand



sandy silt



sandy silty clay



silt



silty clay

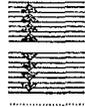


clay



mud clasts

color change downwards in core



fining upwards laminae



coarsening upwards laminae



faint laminae



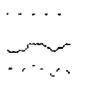
discontinuous laminae/streaks



laminae/single thin layers



wavy laminae



coarsening upwards sequence



fining upwards sequence



rare



medium Bioturbation



common



horizontal sharp contact



horizontal gradational contact



uneven sharp contact



uneven gradational contact

C 2

Core No. 11-340-14 / 1521-14 GKG Water Depth: 3755 m N 82°57.8' E 32°03.5'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0	10VR4/2				silty clay	0 cm SM: sand 45 % silt 30 % clay 60 % coccoliths <10 %
5	10VR5/4 - 5V5/6 10VR3/2		laminar		laminar fining upwards sand to silt silty clay	5 cm SM: sand 15 % silt 80 % clay 45 %
10	10VR5/4 - 5V5/6		fining upwards		fining upwards sand to silty clay	10 cm SM: sand 25 % silt 25 % clay 50 %
20	10VR4/2				silty clay	25 cm SM: sand 5 % silt 75 % clay 20 % sponge spicules x

EOC 28 cm

Core No. 11-364-1 / 1524-1 GKG Water Depth: 3634 m N 85°21.5' E 26°19.9'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0	10VR3/4				silty clay small mud clasts	
10	10VR3/4				small mud clasts	
20	10VR3/4 10VR4/2				silty clay	
30	10VR4/2				sandy silty clay with faint discont. grayish laminae/streaks	

EOC 38 cm

Core No. 11-371-18 / 1527-10 GKG Water Depth: 3784 m N 86°05.8' E 22°01.0'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
10				10VR4/2 ↓	silty clay with rare grayish streaks	
20				10VR6/2	discont. reddish streaks	
				10VR6/2	silty clay	
				5VR4/4	silty clay	
				5V4/1	sandy silty clay	
30				5VR4/4	silty clay	
				10VR6/2	silty clay with reddish streaks	

EOC 38 cm

Core No. 11-376-7 / 1529-7 GKG Water Depth: 2896 m N 85°22.9' E 21°42.5'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
10				10VR4/2	sandy silty clay with common mud clasts	
20				10VR6/2	sandy silty clay	
				10VR2/2	darker brown burrows	
30				10VR4/2	sandy silty clay	
				10VR6/2	lighter brown burrows irreg. grayish horizon	

EOC 32 cm

C 4

Core No. 11-396-3 / 1532-3 GK6 Water Depth: 1377 m N 82°47.8' E 16°03.3'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0-18				10VR4/2	silty clay	
18-28				10VR4/2	sandy silty clay	
28-30				5V4/1	olive gray streaks	
30-37				10VR4/2	silty clay	

EOC 37 cm

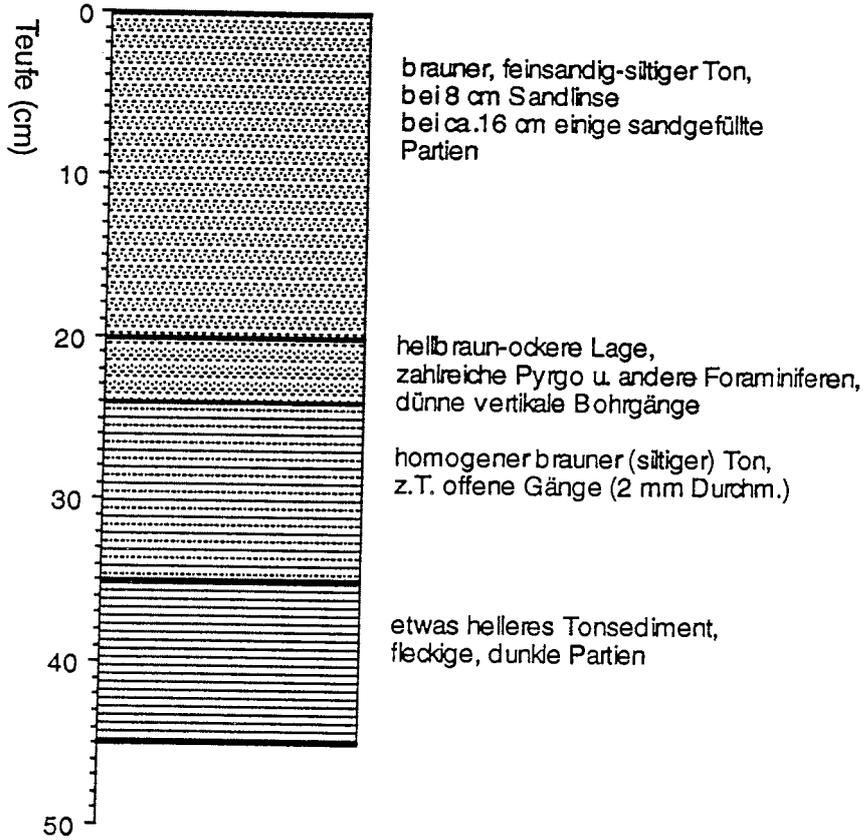
Core No. 11-423-6 / 1534-6 GK6 Water Depth: 2270 m N 81°19.5' E 15°17.9'

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0-25			S	10VR4/2	silty clay with discont. darker layers and gray mottles	
25-27				10VR3/2	sand	
27-30				10VR4/2	sandy silty clay with grayish streaks	
30-35				10VR2/2	sandy silty clay with dark grayish brown streaks and lenses	
35-40				10VR2/2	sandy silty clay with dark grayish brown streaks and lenses	

EOC 40 cm

C 5

GKG 21295-4



Core No. GKG 23230-2 Water Depth: 1235 m

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description
0 - 15		stippled			sandy silt
15 - 18		stippled			sand
18 - 20		stippled		10VR4/2	silty sand
20 - 22		stippled			sand
22 - 37		stippled			silty sand
37 - 42		stippled		5V4/1	
42 - 50		stippled		10VR4/2	silty sand