

**Terrigener Sedimenteintrag am Ostgrönländischen
Kontinentalrand - Rekonstruktion anhand von
Schwermineraldaten**

Diplomarbeit

vorgelegt von cand. Dipl. Geol. Ingo Grafenauer
Rheinisch - Westfälisch - Technische Hochschule Aachen

Betreuer : Prof. H. Förster
Mitbetreuer: Prof. J.L. Urai

WS 1997/1998

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst
und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt zu haben

Bremerhaven, im Januar 1998


Inga Grafenauer

Für Florian

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung

Abstract

1. Einleitung und Zielsetzung.....	9
2. Physiographie des Arbeitsgebietes.....	12
2.1 Topographie^.....	12
2.2 Hydrologie	14
2.2.1 Oberflächenströmungen und Wassermassen.....	14
2.2.2 Tiefenwasserzirkulation.....	17
2.3 Meereis, Packeis und Eisberge.....	18
2.3.1 Eisbildungsprozesse.....	21
2.3.2 Mechanismen der Sedimentaufnahme von Eis.....	22
2.4 Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes.....	25
3. Material und Methodik.....	30
3.1 Probennahme	30
3.1.1 Beprobung der Großkastengreifer.....	31
3.2 Bestimmung des IRD-Gehaltes.....	31
3.3 Schwermineralanalyse	32
3.3.1 Aufbereitung und Schwerentrennung.....	32
3.3.2 Herstellung von Streupräparaten.....	33
3.3.3 Mikroskopische Auszählung.....	33
3.4 Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität	36
4. Ergebnisse	39
4.1 Die Eisfracht	39
4.2 Schwermineralverteilung.....	44
4.3 Die Verteilung der magnetische Suszeptibilität	60

5. Diskussion	62
5.1 IRD-Abschätzung.....	62
5.2 Herkunftsgebiete der Schwerminerale	62
5.3 Die massenspezifische magnetische Suszeptibilität	80
5.3.1 Die Trägerpartikel der magnetischen Suszeptibilität.....	80
5.3.2 Herkunft der massenspezifischen magnetischen Suszeptibilität.....	81
6. Schlußfolgerung.....	85
7. Literaturverzeichnis	87
Danksagung.....	94
8. Anhang	
8.1 Rohdaten	
8.1.1 Daten der Schwermineralauszählung der Oberflächenproben	
8.1.2 Daten der Messung des Wassergehaltes und der magnetischen Suszeptibilität	
8.2 Schwermineralzusammensetzung der einzelnen Oberflächenproben	
8.3 Abbildungsverzeichnis	
8.4 Tabellenverzeichnis	
8.5 Kernbeschreibungen	

Zusammenfassung

Grafenauer, I. (1997): Terrigener Sedimenteintrag am Ostgrönländischen Kontinentalrand: Rekonstruktion anhand von Schwermineraldaten. - Diplomarbeit, ?? Seiten;
Geologisches Institut an der Rheinisch-Westfälisch-Technischen Hochschule Aachen / Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion der Liefergebiete am Ostgrönländischen Kontinentalrand anhand von Schwermineraldaten und der magnetischen Suszeptibilität. Dazu wurden 48 Oberflächenproben, die mit Großkastengreifer (GKG) während der "FS" Polarstern-Expeditionen ARK-VII/1, ARK-VII/3 und ARK-X/2 auf dem ostgrönlandischen Schelf, den Fjorden und der Grönland-See genommen wurden, untersucht.

Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

(1) Magnetische Suszeptibilität

- a) Die magnetische Suszeptibilität ist im Europäischen Nordmeer sehr gut geeignet, um die Liefergebiete von strömungstransportiertem Material zu bestimmen.
- b) Die Trägerpartikel sind hauptsächlich in der Siltfraktion vorhanden.
- c) Es gibt vier deutlich erkennbare Liefergebiete:
 - ◆ Die ferromagnetischen Partikel der Probe PS2644-2 werden vom Island-Archipel geliefert.
 - ◆ Die Basalte des Geiki-Plateau bestimmen die magnetische Suszeptibilität in den Oberflächenproben des Scoresby-Sundes und der südlich gelegenen Stationen.
 - ◆ Der Kong-Oscar- und Keiser-Franz-Josef-Fjord liefern die Partikel, die die magnetische Suszeptibilität auf den Schelfregionen erzeugen.
 - ◆ Die ferromagnetischen Partikel des Systems der Mittelozeanischen Rücken bestimmen die magnetische Suszeptibilität im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

d) Anhand der Stärke der magnetischen Suszeptibilität können (mindestens) zwei verschiedene Gesteinstypen unterschieden werden:

- ◆ Das ferromagnetische Material, das im Süden die höheren Werte an magnetischer Suszeptibilität erzeugt, stammt von den Basalten des Geiki-Plateaus und den Basalten des Jan-Mayen-Rückens.
- ◆ Die ferromagnetischen Partikel, die die magnetische Suszeptibilität auf dem Schelf bestimmen, haben vermutlich ihren Ursprung in den ostgrönländischen Gneisen.

(1) Schwermineraldaten

a) Die Schwermineralanalyse ermöglicht, zwei unterschiedliche Liefergebiete des meereistransportierten Materials zu bestimmen:

- ◆ Die Verteilung der Minerale Amphibol, Ortho- und Klinopyroxen zeigen, wie weit das Meereis, das über die Transpolar Drift in das Untersuchungsgebiet geliefert wird, mit dem EGC entlang des Kontinentalrandes transportiert wird
- ◆ Die Verteilung des Minerals Granat und der opaken Minerale weisen auf den Transport von Meereis von den ostgrönländischen Fjorden in das Europäische Nordmeer hin

b) Eine Einteilung in verschiedene petrographische Provinzen (vulkanische und metamorphe Provinz) ist erkennbar. Dadurch wird deutlich, welche Regionen des Untersuchungsgebietes durch welches Material bzw. Liefergebiet bestimmt wird.

c) Eine Identifizierung der exakten Liefergesteine war durch die Schwermineralanalyse wegen der Größe des Untersuchungsgebietes und der geringen Probendichte sowie der Mischungsprozesse nicht möglich.

Abstract

Grafenauer, I. (1997): Terrigenous input of sediments at the Eastgreenland continental slope: Reconstruction through heavy mineral analysis- Master thesis, Geological Institute of the Technical University of Aachen / Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven

During the expeditions ARK-VII/1, ARK-VII/3 and ARK-X/2 sediment cores were taken by "RV Polarstern" from the shelf and the fjords of East Greenland and the Greenland Sea. The magnetic susceptibility and heavy mineral were determined at 48 surface sediment samples from undisturbed box cores. The main objective of this study was the identification of source areas and transport processes of terrigenous sediments at the East Greenland continental margin.

The results can be summarized as follows:

(1)Magnetic susceptibility

- a) The magnetic susceptibility in the North Atlantic is useful to detect delivery regions of the material transported by currents.
- b) The magnetic susceptibility is controlled by the ferromagnetic particles of the silt fraction.
- c) There are four important source areas:
 - The ferromagnetic particles of the box core PS2644-2 are transported from the Iceland Archipelago.
 - The material from the Geiki-Plateau affects the magnetic susceptibility in the Scoresby Sund Basin.
 - The magnetic susceptibility in the shelf regions in the North are produced by material from the fjords.
 - The ferromagnetic particles in the Greenland Sea are derived from the Mid Atlantic Ridges in the east.

d) It is possible to determine the rock type, which delivers the ferromagnetic material because of differences in magnetic susceptibility of different intensity.

- The erosion of the basalts of the Geiki-Plateau and the basalts of the Mid Atlantic ridges produce the high magnetic susceptibility in the south.
- The magnetic susceptibility on the shelf in the north are probably produced by erosionproducts of the gneises of East Greenland.

(1) Heavy mineral datas

a) The heavy mineral assemblages show a significant difference between material transported by the Transpolar Drift from the Eurasian shelf regions (amphiboles, clinopyroxene, orthopyroxene) and material derived from East Greenland (garnets and opaque minerals). Transport via ice is dominant.

b) It is also possible to show different petrographic provenances (volcanic and metamorphic provenances). These associations verify the source areas.

c) The information of heavy mineral composition gives no more detailed hint on the rock type or rock formation in the source area, due to mixing processes, large arewa of investigation and the sample quantity.

1. Einleitung und Zielsetzung

Die Ausdehnung, Zusammensetzung, Dicke und das Driftmuster von Meereis beeinflussen den Wärme- und Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und bestimmen somit den globalen Wärmehaushalt und die Ozeanzirkulationen (Nürnberg et al., 1994; Thiede & Myhre, 1996)

Die Polarregionen der Erde beeinflussen die ozeanische und atmosphärische Zirkulationen und damit das globale Klimasystem erheblich (Alley, 1995). Dabei fungiert die Meereisbedeckung mit einer 2-5 mal stärkeren Rückstrahlung der eintreffenden Sonnenstrahlung (Albedo-Effekt) als wichtiger Steuermechanismus für mögliche globale Klimaänderungen (Abb.1).

Über die Framstraße besteht ein Austausch von Wasser- und Eismassen zwischen dem Polarmeer und dem atlantischen Ozean. Sehr große Mengen an Meereis gelangen über den Ostgrönlandstrom in das Europäische Nordmeer.

Die Untersuchung der rezenten Strömungsverhältnisse und des Driftmusters des Meereises ist eine wichtige Grundlage zur Rekonstruktion von Strömungsänderungen, fossiler Meereisausdehnungen und früherer Klimaschwankungen aus Sedimentkernen.

In dieser Arbeit wurden 48 Oberflächenproben vom Ostgrönländischen Kontinentalrand zwischen 68°N und 77°N, untersucht (Abb.2).

Anhand von Schwermineralanalysen und Messung der magnetischen Suszeptibilität sollen die rezenten Liefergebiete und Sedimentationsprozesse herausgefunden werden. Es werden auf diese Weise zwei unterschiedliche Transportsysteme untersucht. Das Material, das die Werte der magnetische Suszeptibilität liefert, wurde durch die Strömung transportiert. Bei der Schwermineralanalyse wurde eine Korngröße des zu untersuchenden Materials gewählt, welches den Strömungstransport (nahezu) ausschließt und sicherstellt, daß das Material durch Eis transportiert worden ist.

Im Gegensatz zur Antarktis werden große Teile des Meereises der Arktis in Flachwasserregionen gebildet und können deshalb lithogene Sedimente beinhalten (Pfirman et al., 1990).

Folgende Fragestellungen sollen in dieser Arbeit beantwortet werden:

- Ist es möglich, anhand von Schwermineraldaten die Liefergebiete zu bestimmen?

1. Einleitung und Zielsetzung

- Wie stark ist der Einfluß des Meereises vom Ostgrönländischen Schelf?
- Wie weit wird das Meereis, das über die Transpolar Drift vom Polarmeer in das Europäische Nordmeer gelangt, transportiert?
- Ist es möglich, durch eine Kartierung der magnetischen Suszeptibilität die Liefergebiete des Materials, das die magnetische Suszeptibilität erzeugt, zu bestimmen?
- Wie weit reicht der Einfluß des Grönländischen Schelf?
- Welche Kornfraktion beinhaltet die Minerale, die die magnetische Suszeptibilität bestimmen?
- Ist es möglich Liefergesteine, sowohl anhand der Schwermineralanalyse als auch der magnetischen Suszeptibilität zu identifizieren?

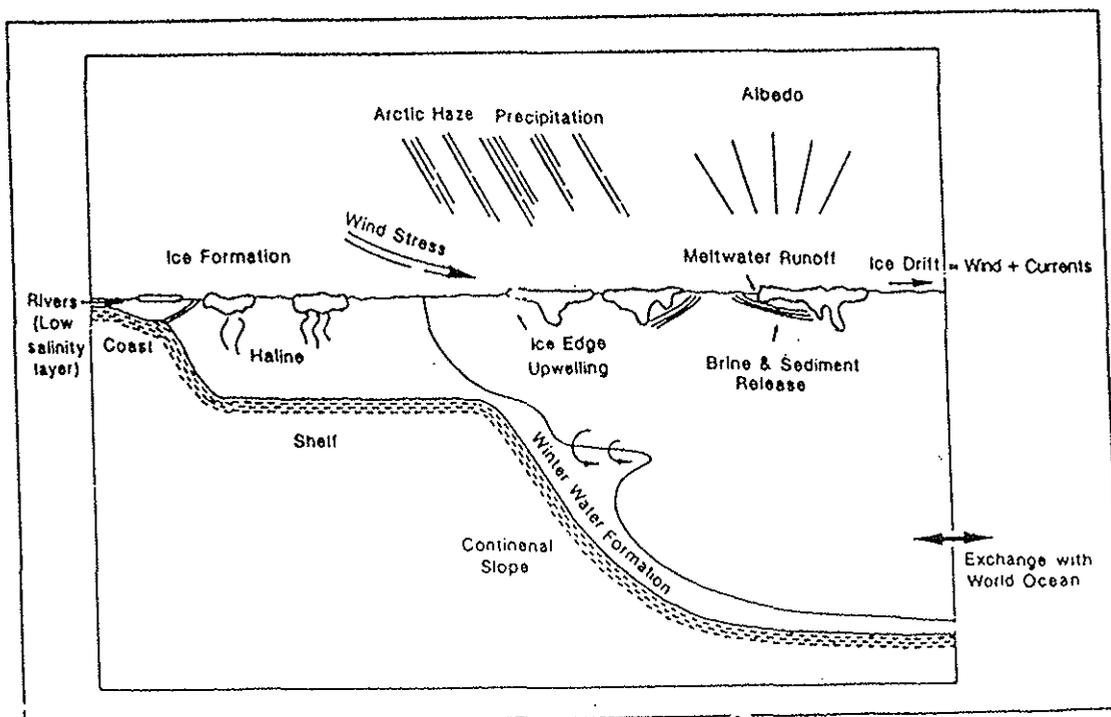


Abb. 1: Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Meereisdecke (aus I. Wollenburg, 1993)

1. Einleitung und Zielsetzung

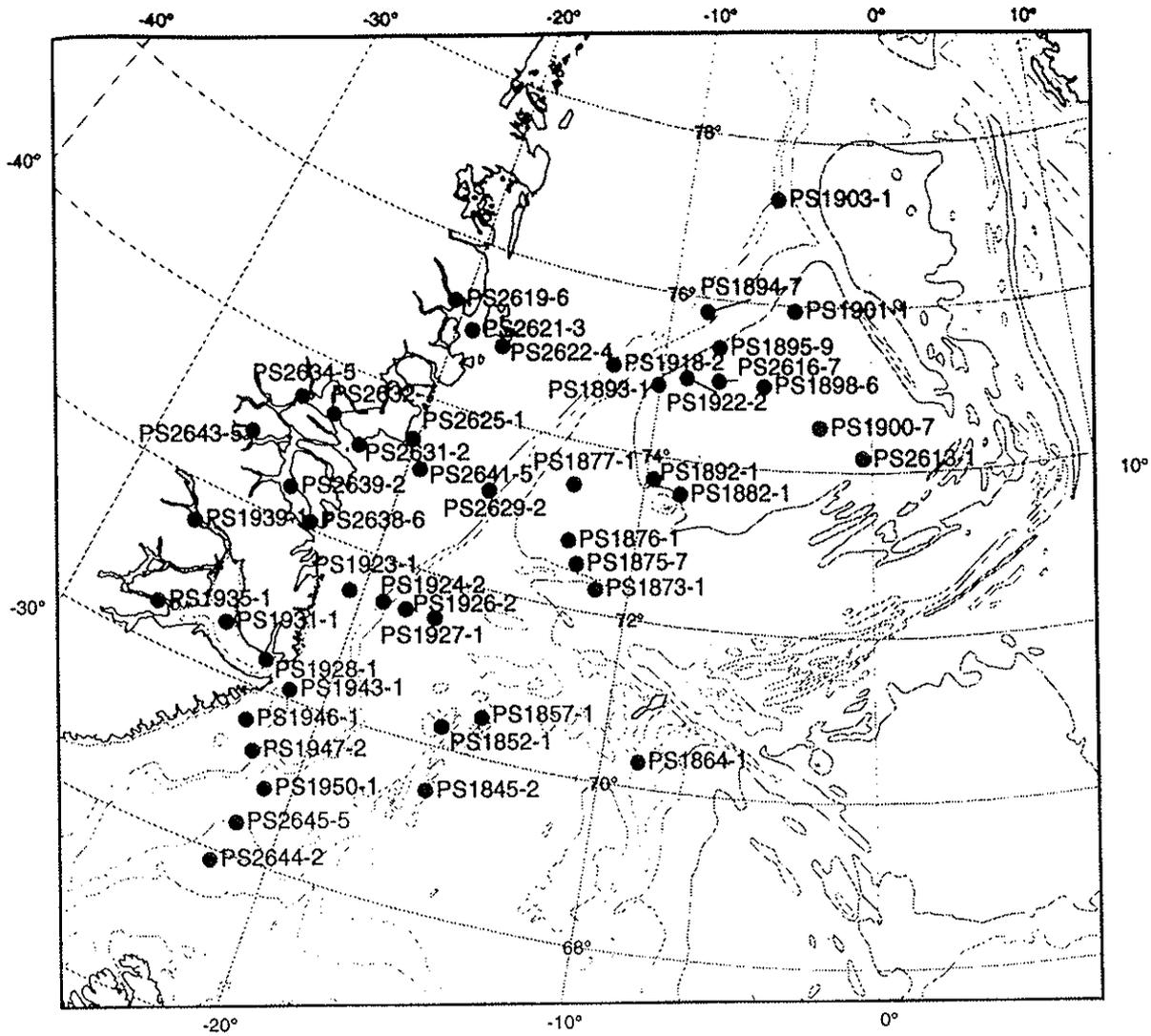


Abb. 2: Lage der Probenpunkte im Untersuchungsgebiet

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

2.1. Topographie

Die Topographie des Meeresboden im Nordatlantik ist vielfach durch Schwellen und Becken gegliedert und daher morphologisch sehr variabel (s. Abb.3).

Das Untersuchungsgebiet beinhaltet drei Fjordsysteme, den Scoresby-Sund, den Kong-Oscar-Fjord und den Keiser-Franz-Josefs-Fjord. Die Fjorde lassen sich in zwei Bereiche gliedern. Die 800 m-1600 m tiefen inneren Fjorde mit durch steile Hänge separierten Becken und die meist sehr flachen äußeren Fjorde mit Wassertiefen bis maximal 600 m (Dowdeswell, 1993).

Der Ostgrönlandschelf erstreckt sich vor dem Scoresby-Sund 80 km bis 100 km in östlicher Richtung. Die Osterstreckung nimmt nach Norden hin bis 280 km zu. Die Wassertiefe auf dem Schelf variiert zwischen 100 m und 300 m. Der südliche Teil ist gekennzeichnet durch einzelne Eintiefungen, während der nördliche Teil ein System von Untiefen und Bänken (Abb.5) mit einer Wassertiefe von weniger als 200 m ist (Perry, 1986).

Die Grönland-See mit einer Wassertiefe bis zu 3600 m wird durch den Grönland-Rücken in zwei tiefe Becken, das Grönland-Becken und das Boreas-Becken gegliedert. Bei 79°N wird die Grönland-See durch einen leichten Anstieg vom Polar-Becken getrennt. Das Becken enthält einen großen Seamount (Versteris-Bank) mit einer minimalen Wassertiefe von 133 m (Antonow, 1995). Die östliche Begrenzung des Grönland-Beckens zum Norwegen- und Lofoten-Becken bildet das Mittelozeanische Rückensystem. Es beinhaltet den Mohns-Rücken und den Knipovich-Rücken, deren zentraler Teil bis zu 2600 m bzw. 3400 m tief ist, und einige Bruchzonen (Perry, 1986).

Südlich der Jan-Mayen-Bruchzone, die das Mittelozeanische Rückensystem über 185 km versetzt, schließt sich die Island-See an, die sich durch den Kolbeinseyrücken in einen westlichen und einen östlichen Bereich gliedert.

Der Kolbeinseyrücken ist Teil des Mittelozeanischen Rückensystems und erstreckt sich auf einer Länge von 540 km von Island bis zur Jan-Mayen-Bruchzone. Der Rücken weist im Süden geringere Wassertiefen (150 m - 200 m)

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

auf, in nördlicher Richtung steigt die Wassertiefe (1400 m) an. Die maximale Tiefe des Rückens beträgt 1400 m (Perry, 1986).

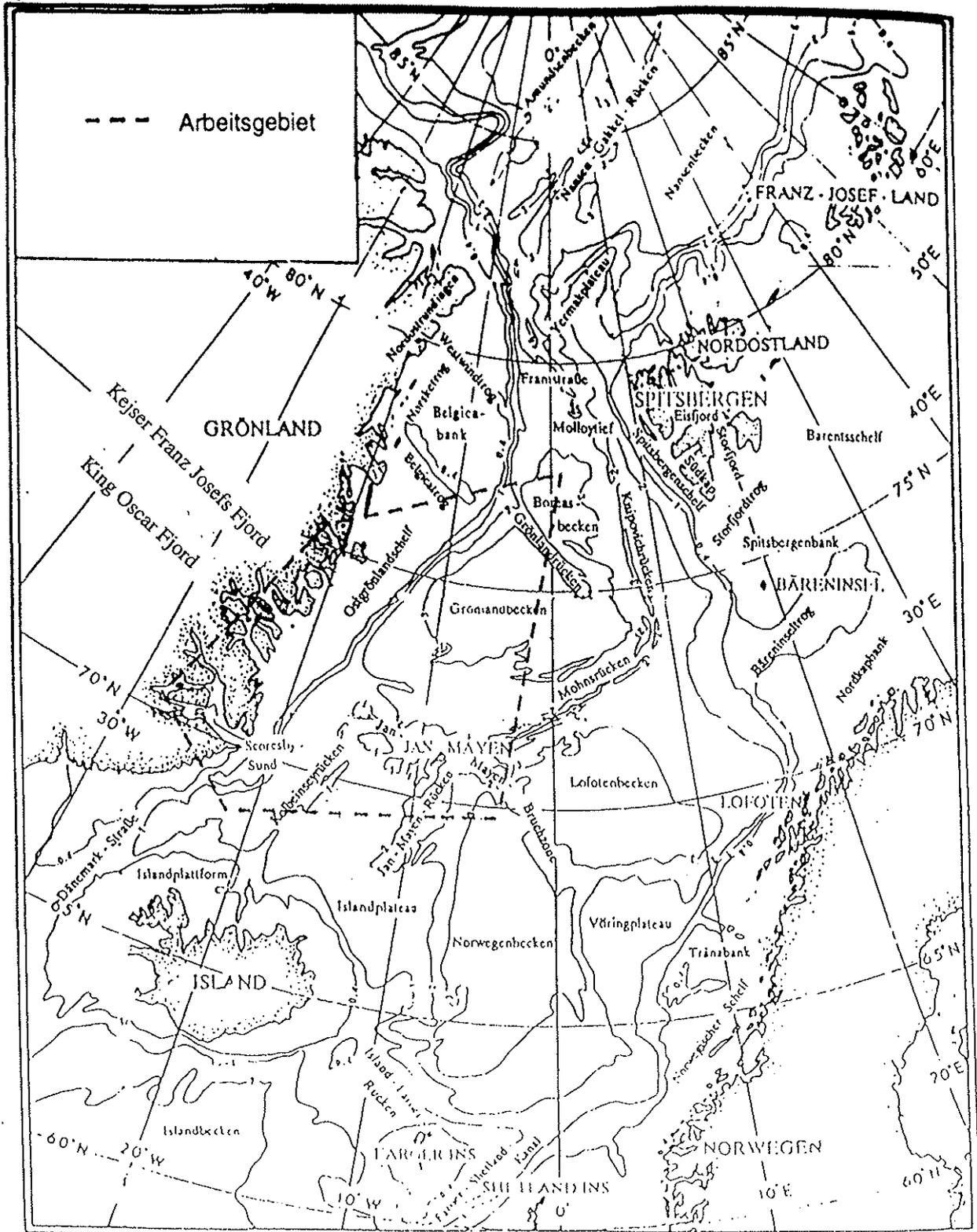


Abb. 3: Topographische Übersicht über das Europäische Nordmeer und dessen angrenzenden Meeresgebiete (nach Berner, 1991).

2.2. Hydrographie

2.2.1 Oberflächenströmungen und Wassermassen

Die Topographie des Meeresbodens beeinflusst sehr stark die Zirkulationsdynamik und die Verteilung der Wassermassen im Europäischen Nordmeer. Die Oberflächenwasserzirkulation wird hauptsächlich durch zwei große Strömungssysteme, dem Norwegenstrom (NAC) und den Ostgrönlandstrom (EGC), kontrolliert (Abb.4). Die verschiedenen Eigenschaften von warmen und kalten Wassermassen der Oberfläche spiegeln sich in zwei ausgeprägten ozeanographischen Frontensysteme wider.

Das Nordatlantische Wasser gelangt über den Norwegenstrom (NAC) durch den Färöer - Shetland Kanal in das Europäische Nordmeer (s. Abb.4). Er führt relativ warme ($>3\text{ }^{\circ}\text{C}$) und hochsaline ($>34,9\text{ }‰$) Wassermassen mit sich. Die Dichte der Wassermassen beträgt $1,0272\text{-}1,0276\text{ g/cm}^3$ (Bourke et al., 1987). Der NAC fließt vor dem norwegischen Kontinentalhang und auf dem Schelf in Richtung Norden. Zwischen 72°N und 74°N spaltet sich der NAC in zwei Äste auf. Der Nordkapstrom (NKC) fließt auf den östlich gelegenen Barentssee-Schelf, der westliche Strom fließt weiterhin nach Norden und bildet in der Framstraße einen Teil des Westspitsbergenstromes (WSC). Die Abkühlung des Oberflächenwassers in der Framstraße bewirkt eine erhebliche Dichtezunahme. Die Wassermassen können auf den Schelf und den Meeresboden absinken (Aagaard, 1982) und über das Yermak-Plateau in den Arktischen Ozean vordringen. Im zentralen Teil der Framstraße spaltet sich der Atlantische Rückstrom ab. Es entstehen im WSC durch verschiedene Mechanismen, meist gebunden an Bruchzonen, Wirbel, die der Topographie des Meeresboden folgend nach Westen abfließen (Quadfasel et al., 1987). Ein weiterer Zustrom atlantischen Wassers erfolgt über die östliche Dänemark Straße auf den nordwestlichen Schelf und die Küstenregionen von Island. Der Transport der Wassermassen erfolgt über den Nordisland Irminger Strom (NIIC), dem nördlichen Ast des Irminger Stromes. Dieser Zustrom atlantischen Wassers besitzt jedoch einen deutlich geringeren Einfluß.

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

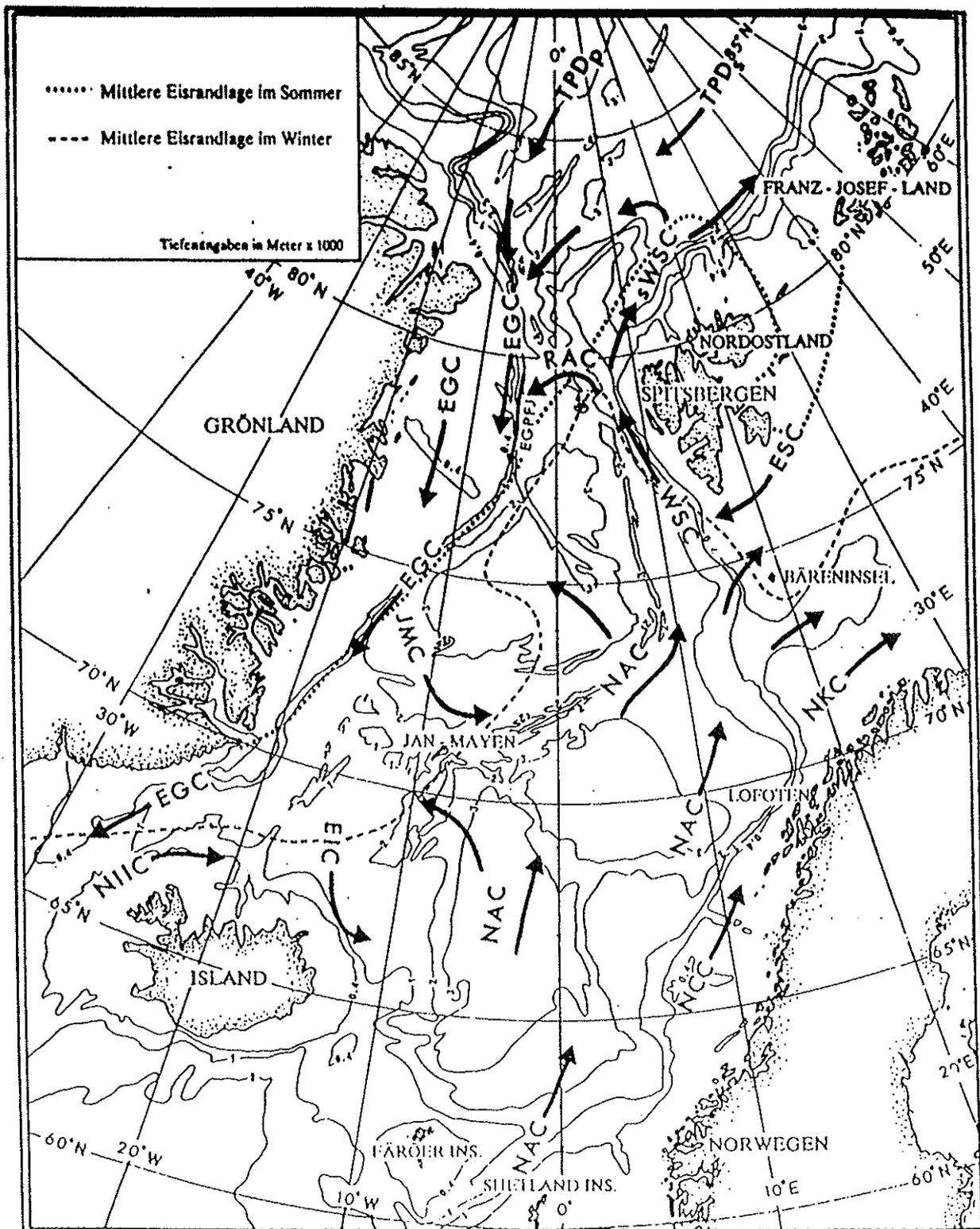


Abb. 4: Oberflächenströmungen und Lage der Eisgrenzen in dem Europäischen Nordmeer und angrenzenden Meeresgebieten (aus H. Berner, 1991).

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

OBERFLÄCHENSTRÖMUNGEN		WASSERMASSEN
NCC	Norwegischer Küstenstrom (Norwegian Coastal Current)	Atlantikwasser (AW), Fjordwasser, Ostseeausstrom
NAC	Norwegenstrom (Norwegian Atlantic Current)	Atlantikwasser (AW)
NKC	Nordkapstrom (North Kap Current)	Wasser des NAC nach Osten auf den Barentsschelf abzweigend
ESC	Ostspitsbergenstrom (East Spitsbergen Current)	Schelfwasser, Winterwasser, Brines, saisonal lockeres Treibeis
WSC	Westspitsbergenstrom (West Spitsbergen Current)	Atlantikwasser (AW), Atlantisches Zwischenwasser (Atlantic Intermediate Water, AIW), Schelfwasser, Winterwasser, Brines
RAC	Atlantischer Rückstrom (Return Atlantic Current)	Wasser des WSC nach Westen abzweigend, teilweise unter dem EGC
^s WSC	abgesunkener Westspitsbergenstrom (submerged West Spitsbergen Current)	Wasser des WSC nach Nordosten in den Arktischen Ozean absinkend
TPD _s	Transpolarer Eisstrom, sibirischer Zweig (Trans Polar Drift)	Polares Oberflächenwasser (Polar Surface Water, PSW), ständig dichtes Treibeis von den sibirischen Küsten
TPD _p	Transpolarer Eisstrom, polarer Zweig (Trans Polar Drift)	Polares Oberflächenwasser (PSW), ständig dichtes Treibeis aus dem Arktischen Ozean
EGC	Ostgrönlandstrom (East Greenland Current)	Polares Oberflächenwasser (PSW) mit Treibeis, Winterwasser, Brines, Polares Atlantikwasser (PAW), Wasser des RAC, oberes Polares Tiefenwasser (upper Polar Deep Water, uPDW)
EGPFJ	Ostgrönländischer Polarfront Strom (East Greenland Polar Frontal Jet)	Wasser des RAC, Wasser des EGC
JMC	Jan Mayen Strom (Jan Mayen Current)	Wasser des EGC nach Osten in das Grönlandbecken abzweigend, saisonale Treibeisfelder
EIC	Ostisland Strom (East Iceland Current)	Wasser des EGC nach Osten auf das Islandplateau abzweigend, saisonale Treibeisfelder
NIIC	Nordislandischer Irminger Strom (North Icelandic Irminger Current)	Atlantikwasser (AW), Schelfwasser

Tab. 1: Erklärungen der Abkürzungen in Abbildung 5

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

Über die westliche Framstraße gelangen Wassermassen des Arktischen Ozeans über den Ostgrönlandstrom (EGC) in die Norwegen-Grönland-See. Dieses Polarwasser ist kälter ($<0\text{ }^{\circ}\text{C}$), geringer salin (30-34 ‰) und besitzt eine geringere Dichte von $1,024\text{-}1,0276\text{ g/cm}^3$ als das Atlantische Wasser (Bourke et al., 1987). Der EGC transportiert das Polarwasser entlang des Ostgrönländischen Schelfs und des Kontinentalhanges in südliche Richtung und verläßt das Gebiet über die westliche Dänemarkstraße. Während des Transportes zweigen sich zwei Äste ab, die geringere Beträge an Wassermassen in die interkontinentalen Becken führen. Der nördliche Ast ist der Jan-Mayen-Strom (JMC), der nördlich der Jan-Mayen-Bruchzone verläuft. Der südliche ist der Ostislandstrom (EIC), der entlang des Kontinentalhanges im Nordosten Islands in südöstlicher Richtung fließt.

Es gibt zwei hydrographische Provinzen im Europäischen Nordmeer, resultierend aus dem atlantischen und dem polaren Einfluß. Zwischen diesen Provinzen existiert noch eine Übergangszone, in der sich die beiden Wassermassen vermischen. Diese Wassermasse ist $0\text{-}4\text{ }^{\circ}\text{C}$ warm und besitzt eine Salinität von 34,4-34,9 ‰ (Bourke et al., 1987).

2.2.2 Tiefenwasserzirkulation

Über die Framstraße fließt Arktisches Tiefenwasser (ADW) in das Grönland-Becken und vermischt sich dort mit dem Grönländischen Tiefenwasser (GSDW) (Abb.5). Das GSDW entsteht im Winter bei Neueisbildung und der damit verbundenen Dichtezunahme des Oberflächenwassers durch Salzanreicherung (Rudels et al., 1989). Die durch Salinitäts- und Temperaturunterschiede aufgebaute Dichteschichtung in der Wassersäule muß aufgehoben werden, um Oberflächenwasser absinken zu lassen (Killworth, 1979). Bei ungenügender Abkühlung kommt es zur Bildung von Zwischenwasser (z.B. Atlantisches Zwischenwasser, AIW). Das Grönländische Tiefenwasser fließt weiter in das Lofoten-Becken und teilweise in das Norwegen-Becken, wo es sich mit Arktischem Tiefenwasser und Isländischem Tiefenwasser (ISDW), welches auf dem Island-Plateau entsteht, vermischt und das Norwegische Tiefenwasser (NSDW) bildet.

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

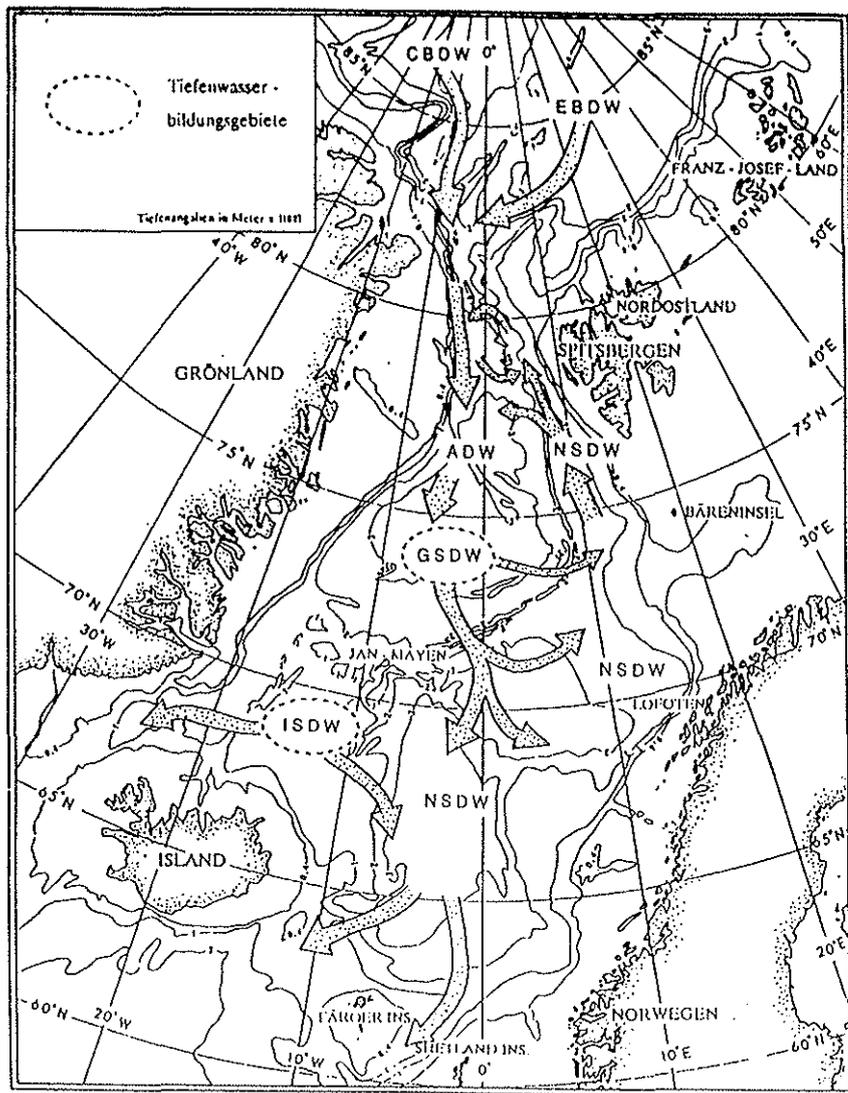


Abb. 5: Tiefenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und dessen angrenzenden Meeresbereichen

2.3 Meereis, Packeis und Eisberge (Eistypen der Grönland-See)

In der Grönland-See werden verschiedene Eistypen beobachtet. Die Eisbedeckung der Grönland-See zeigt eine saisonale, jährliche und zwischenjährliche Variabilität (Vinje, 1977). Allgemein wird der Kontinentalhang Ostgrönlands von Oktober bis Ende Juni von Meereis bedeckt. Die maximale Meereisausdehnung wird im März erreicht, die minimale im September (s. Abb. 4). Nach Koch (1945) und Wadhams (1981) werden drei Eistypen unterschiedet, die man in den Grönländischen Gewässern findet:

a) Gletschereis

Unter diesem Eistyp versteht man Eisberge und kleine Teile der Eisberge, die sog. Eisbergkälber. Es wird ein großes Volumen an Eisbergen von "schnell ausfließenden Gletschern" des Inlandeises angeliefert. Zum Beispiel werden im Scoresby-Sund, dem größten Eisbergproduzenten, jährlich annähernd 18 km³ Gletschereis abgekalbt (Dowdeswell, 1993). Während der Drift durch den Fjord können die Eisberge, abhängig von ihrem Kielvolumen und der Wassertiefe, den Fjordgrund erreichen und Sediment aufnehmen.

b) Festeis

Nach Gierloff-Emden (1982) versteht man unter Festeis (nach der Definition von WMO, World Meteorological Organization, 1967) Meereis, das gewöhnlich an der Stelle, an der es ursprünglich entstanden ist, fest verbleibt. Es kommt entlang der Küsten vor, an deren Ufer es festgefroren ist, oder über Untiefen, wo es durch Inseln, gestrandete Eisberge oder Packeis am Ort gehalten wird.

Das Festeis kann weiter unterschieden werden in :

- Küstenfesteis, Grundform des Festeises, das an Küsten befestigt ist und mehrere hunderte Kilometer breit werden kann;
- Winterfesteis, Festeis in Fjorden, Buchten und Meeresstraßen, das hauptsächlich durch Wachstum von Küsten aus, aber auch durch Zusammenfrieren von Treibeis entstanden ist;
- den Eisfuß, eine Eisstufe, die von den Gezeiten nicht bewegt wird und zurückbleibt, wenn das Küstenfesteis abtreibt;
- Grundeis, das am Boden befestigtes oder verankertes Eis ist, gleichgültig welcher Entstehung
- polares Küsteneis, Festeis, entstanden durch Strandung und Zusammenfrieren von Polareis, das am Ende des Winters mehrere Zehner von Kilometer in die See hinausreicht.

c) Drifteis

Zu dem Typ des Drifteises zählt man Landeis und Packeis. Landeis wird in größeren Fjorden oder Buchten gebildet. Es wird 1-3 Jahre alt und driftet in das Meer, bevor es abschmilzt. Packeis wird aus zusammengeschobenen, deformierten Eismassen gebildet. Zusammen mit dem Festeis bewegt es sich größtenteils nur in den Fjordsystemen und entlang von Küstenbereichen, die von Schelfinseln (offshore islands) geschützt sind.

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

Der dominierende Eistyp in der Grönland-See ist das mehrjährige Eis, das sich während einer 2-3 jährigen Drift von den sibirischen Kontinentalschelfen entwickelt hat (Weeks, 1986). Es stellt das Hauptcharakteristikum der heutigen arktischen Meereisdecke dar (Wadhams, 1986a; Nam, 1996). Dieses Eis driftet mit der Transpolar Drift durch den gesamten Arktischen Ozean und verläßt das Arktische Becken über den Ostgrönlandstrom (Abb. 6).

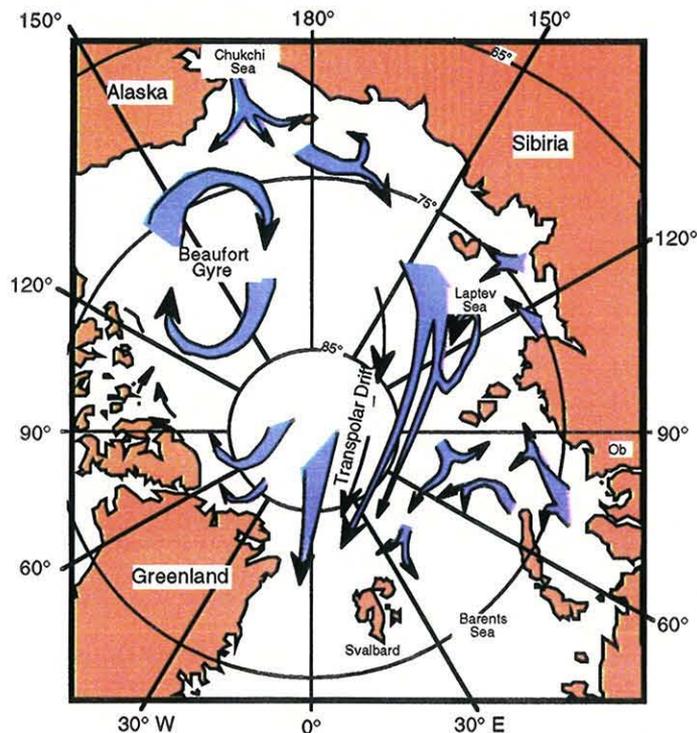


Abb. 6: Eisdrift im Arktischen Ozean (verändert nach Gordienko und Laktonov, 1969)

Über 95 % des Packeises im Europäischen Nordmeer wird durch die Framstraße über den Ostgrönlandstrom in die westliche Grönland-See transportiert und hat seinen Ursprung im Arktischen Ozean (Vinje & Kvambekk, 1993; Thiede, 1990). Die Menge des angelieferten Eises ist abhängig von der Variabilität der Strömungsintensität. Während der Drift erfährt das Eis eine Wiederholung von Schmelz- und Gefrierzyklen.

Die Grenze zwischen Packeis und offener See wird randliche Eiszone (MIZ = marginal ice zone) genannt und kann bis zu 100 km breit sein. Im Winterhalbjahr wird Neueis in der Eisrandzone gebildet (Wadhams, 1981), wobei die Tiefenwasserbildung verstärkt wird. Deshalb ist die Größe der Eisrandzone für das

globale ozeanische Strömungssystem bedeutend (Wadhams, 1981; Nothold, 1997).

Das Aufeinandertreffen von warmen atlantischen und kalten arktischen Wassermassen entlang des Eisrandes beschleunigt das Abschmelzen von Partikelbeladenem Meereis. Hebbeln und Wefer (1991) beobachteten entlang der Eisrandzone die höchsten Sedimentationsraten.

Nach Larssen et al. (1987) sind 20 % des Meereisvolumens in der Framstraße sedimentbeladen. Die Konzentration des partikularen Materials reicht bis zu 3 g/l. Die Partikel sind vorwiegend feinkörnig (30-60 % < 2 µm), und nur ein geringer Anteil ist gröber als 63 µm. Wollenburg und Pfirman (1989) bestimmten eine maximale Konzentration von 560 g Sediment/kg Schnee oder Eis und eine durchschnittliche Konzentration von 70 g/kg in den schmutzigen Stellen.

2.3.1 Eisbildungsprozesse

In einer gleichmäßig abgekühlten Wassersäule bilden sich bei ca. -1,9 °C und einer Salinität von 35 ‰ Eiskristalle von 1-5 mm Durchmesser und 1-1000 µm Dicke (Maykut, 1985; Barnes et al., 1982). Dieses Eis wird als 'frazil'-Eis bezeichnet (Barnes et al. 1982). Nach Weeks und Ackley (1982) schwimmen die Kristalle wegen der Salinitäts- und Dichteunterschiede auf und bilden einen Eisschlamm ('slush'). Es bildet sich eine Eisschlammdecke mit einer Mächtigkeit bis zu 4 m (Reimnitz & Kempema, 1987). Nach Reimnitz und Kempema (1988) können starke Turbulenzen durch verstärkten Wärmeverlust zu einer Auskühlung der Wassersäule bis zum Meeresgrund führen, so daß sich Eiskristalle bis in eine Wassertiefe bis zu 60 m direkt am Meeresboden bilden ('anchor ice'). Nach Erreichen einer bestimmten Größe schwimmen die Eiskörper auf und werden in die Eisschlammdecke eingebunden. Abhängig von der Umgebungstemperatur gefriert dieser Eisbrei zu einer festen Meereisdecke (Untersteiner, 1990). Die Oberflächenströmungen und Winde führen zum Verdriften des Eises, wobei sich in Aufreißstellen bzw. offenen Wasserflächen ('leads') bei ausreichend geringen Temperaturen Neueis bildet. Bei der Konsolidierung des Eisschlammes entsteht junges Eis mit einer körnigen Kristallstruktur ('granular ice'). Darunter wachsen nach Lange (1987) bei nicht turbulenten Bedingungen säulenförmige Eiskristalle ('columnar ice').

Nach Wadhams (1986b) wächst das Eis im ersten Jahr bis zu einer Dicke von 1-1,5 m Dicke. Die Mächtigkeit der Eisdecke nimmt durch Niederschlag in Form von Schnee weitere 30-50 cm zu. Das Maximum der Eismächtigkeit wird im April / Mai

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

erreicht. Anschließend beginnt das oberflächliche Abschmelzen des Schnees. Am Ende des Sommers ist das Eis schneefrei und 40 cm der obersten Eissäule sind abgeschmolzen. Mitte September beginnt ein neuer Gefrierzyklus und nach dem Auskühlen der gesamten Eisdecke wächst an der Unterseite neues Eis (Abb.7). Es bildet sich im zweiten Winter mehr Eis als im Sommer zuvor abgeschmolzen ist (Wadhams, 1986b). Im Arktischen Ozean pendeln sich diese Eisbildungs- und Schmelzzyklen bei einer Gleichgewichtsmächtigkeit von 3-4 m ein (Untersteiner, 1990).

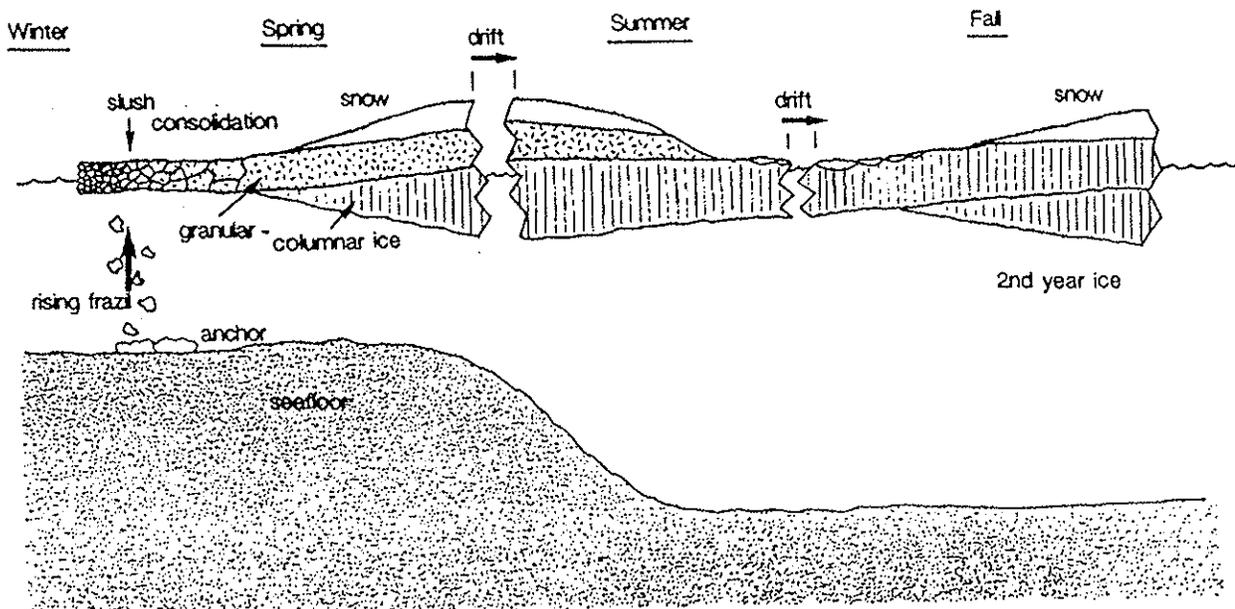


Abb. 7: Schematische Darstellung der saisonalen Eisbedingungen (aus Wollenburg, 1993)

2.3.2 Mechanismen der Sedimentaufnahme von Eis

Es gibt verschiedene Möglichkeiten für den Sedimenteintrag in das Eis

(Abb. 8):

- (I) proximaler und distaler äolischer Transport (Windom 1969); Es können sich dabei feine Ruß- und Tonpartikel auf dem Eis ablagern. Die Mengen des äolisch transportierten Material im Meereis ist gering.
- (II) Materialeintrag durch Abbrechen von Küstenkliffs, Hangrutschungen usw. (Pfirman et al., 1989). Die Mengen an Material, die durch diese Art in das Eis eingetragen wird, sind jedoch gering.
- (III) das "Pumpen" von Sedimenten durch die Gezeiten oder Wellenaktivität auf das Eis (Gilbert, 1989). Dieses setzt jedoch einen sehr starken Tidenhub voraus.
- (IV) direktes Anfrieren von Material an der Eisunterseite bei Bodenberührung (Barnes & Reimnitz, 1974)
Eintrag während der Eisbildung aus der Suspension in der Wassersäule (Barnes & Reimnitz, 1974; Larssen et al., 1987). Über diesen Prozeß gibt es mehrere Modelle. Reimnitz und Kempema (1986) favorisieren den Eintrag durch die aufsteigenden 'frazil'-Eiskristalle. Shen und Ackermann (1990) hingegen postulieren die Anreicherung im Eisschlamm ('slush') während der ersten Stunden der Eisbildung. Es wird allgemein angenommen, daß die Sedimentaufnahme in der initialen Eisbildungsperiode erfolgt.
- (V) direkter fluviatiler Eintrag durch Überflutung des Meereises durch Flußwasser (Barnes & Reimnitz, 1973).

Im arktischen Raum findet der Haupteintrag der Sedimente auf den flachen Schelfen statt. Der fluviatile Eintrag ist sehr bedeutend und wird in einen direkten und einen indirekten Eintrag unterschieden. Der direkte Eintrag erfolgt durch Zulieferung von Schwebfracht durch Flüsse. Durch die Schneeschmelze im Frühjahr, verbunden mit dem Aufbrechen von Flußeis in den Mündungsbereichen, kommt es häufig im Frühsommer zum Überfluten der Küsteneisdecke und zur Ablagerung des Sedimentes auf dem Eis (Barnes und Reimnitz 1973). Unter dem indirekten Eintrag versteht man die Sedimentation nach fluviatilem Transport auf dem Schelf. Dort kann das Sediment entweder durch Resuspension oder durch direktes Anfrieren vom Schelfboden vom Meereis aufgenommen werden.

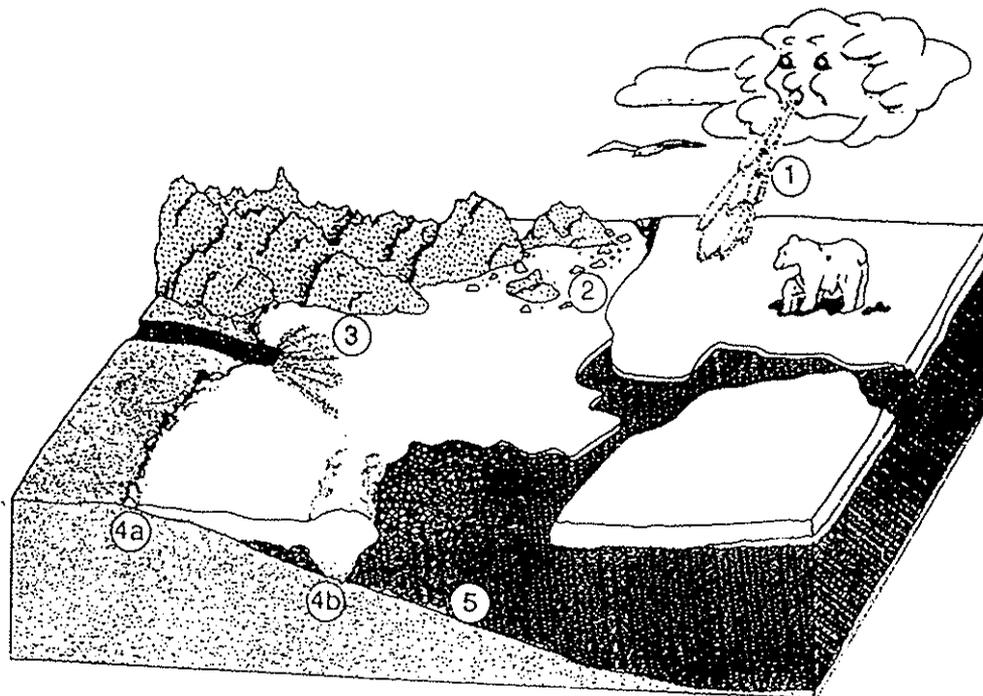


Abb. 8: Schematische Darstellung der potentiellen Eintragsmechanismen von klastischen Sedimenten in das Meereis (aus Wollenburg, 1993)

1. Äolischer Eintrag, 2. Abbrechen von Küstenkliffs, 3. Überspülen der Eisdecke von Flüssen, 4a. direktes Anfrieren am Strand oder Untiefen, 4b. Anfrieren bei Bodenberührung von Preßeisrücken, 5. Filtration von suspendiertem Bodensediment durch Eiskristalle oder Anfrieren von 'anchor ice' am Meeresboden

2.4 Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Europäische Nordmeer besteht aus vier stark eingetieften Becken, das Boreas-, das Grönland-, das Lofoten- und das Norwegen-Becken, die durch Störungszonen getrennt sind (s. Abb.9). Die Störungszonen sind morphologisch als Rücken ausgebildet. Diese Störungszonen sind Teil des Mittelozeanischen Rückens, der die Amerikanische Platte im Westen von der östlich gelegenen Eurasischen Platte trennt. Die Öffnung des Europäischen Nordmeeres vollzog sich in einer Region, in der die Kruste bereits durch wiederholte Riftphasen vom Altpaläozoikum bis zum frühen Tertiär (Paläozän) gedehnt und ausgedünnt worden war (Thiede & Myhre 1996). Die Öffnung begann vor ca. 56 Ma (Thiede & Myhre, 1996). Vor 10-15 Ma entwickelte sich eine flache Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Atlantik (Abb. 10), eine Tiefwasserpassage bzw. ein Tiefenwasseraustausch entstand vor ca. 7,5-5 Ma (Lawver et al., 1990).

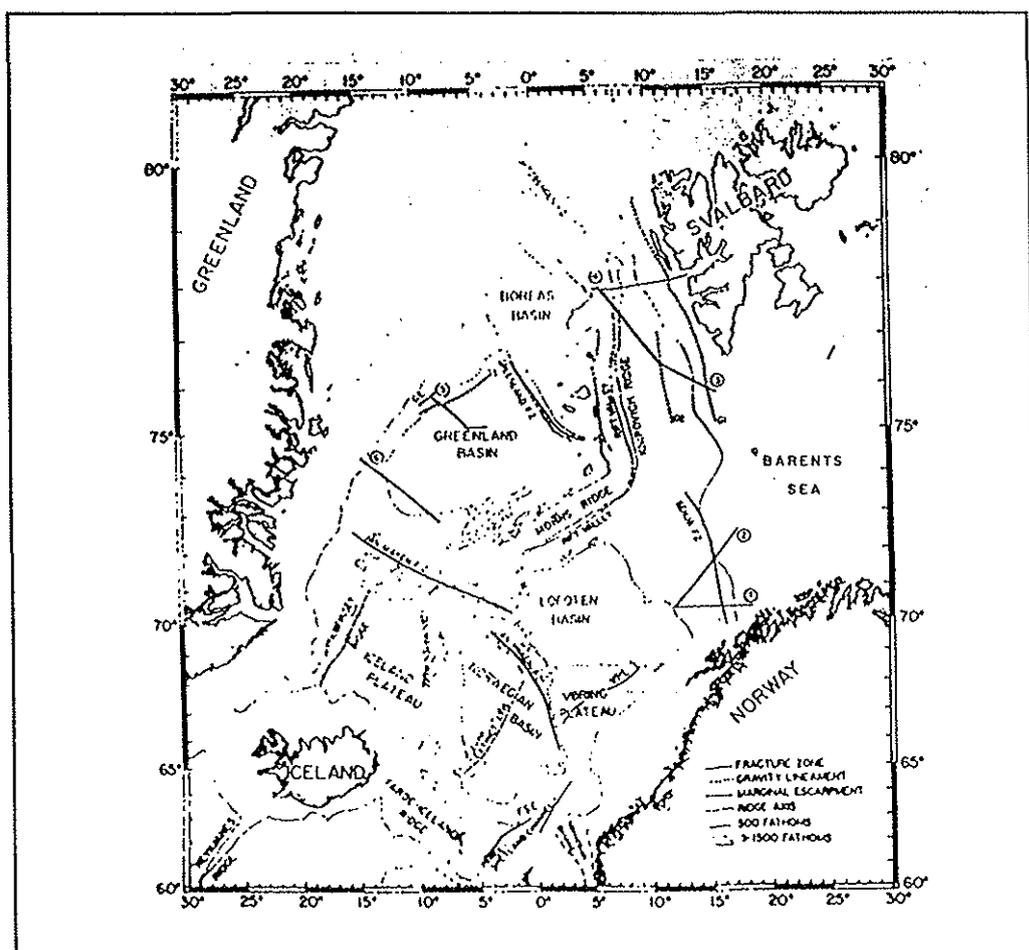


Abb. 9: Bathymetrie und großstrukturelle Merkmale des Europäischen Nordmeeres (nach Taiwani & Eldholm, 1974)

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

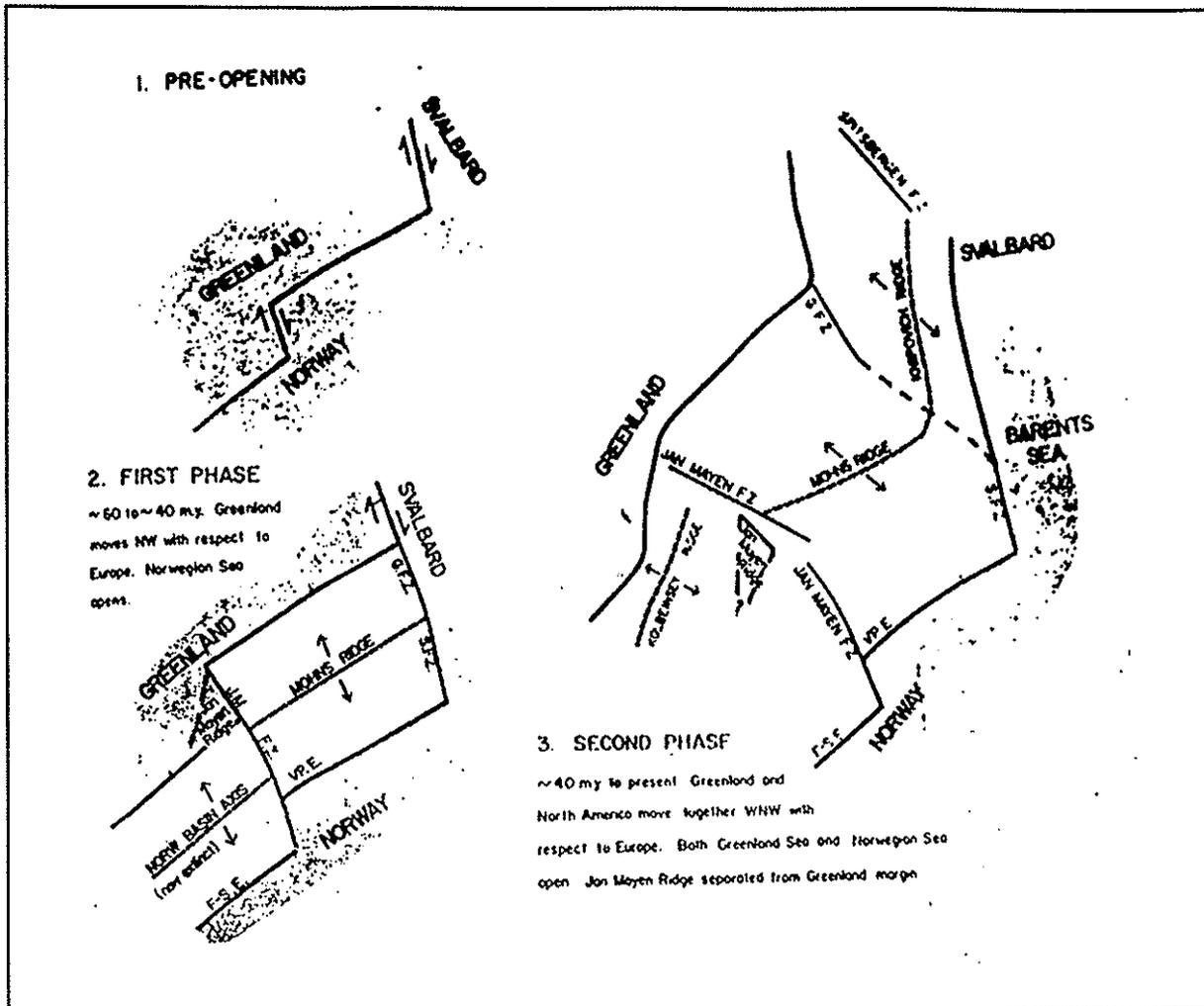


Abb. 10: Schematisches Diagramm der Entwicklung des Europäischen Nordmeeres (nach Talwani & Eldholm, 1974)

Süd- und Ostgrönland läßt sich in zwei geologische Provinzen untergliedern (Escher & Watt, 1976).

Der südliche Teil (Abb. 11) wird von den kristallinen Gesteinen des präkambrischen Schildes gebildet. Im zentralen Bereich des Schildes findet man den archaischen Gneiskomplex, der in den letzten 2500 Ma unbeeinflusst von großen metamorphen, tektonischen und magmatischen Ereignissen blieb. Der südliche Bereich wird von den Gesteinen des Ketilischen Mobilgürtels aufgebaut. Die Gesteine setzen sich aus Gneisen, Dioriten und Graniten zusammen. Das Alter der frühen Intrusivgranite wurde durch Isotopenuntersuchungen auf 1850-1830 Ma und für die späteren Rapakivi-Granite auf 1810-1740 Ma bestimmt (Escher & Watt, 1976). Nördlich des Gneiskomplexes befindet sich der Nagssugtoqidianische Mobilgürtel, der Archaische Gneise beinhaltet, die in einer großen tektonischen

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

Zone wieder aufgearbeitet wurden. Die Isotopenuntersuchungen zeigen ein Alter der Deformation und Metamorphose von 2700 Ma (Escher & Watt, 1976).

Der zentrale Teil Ostgrönlands wird von dem Kaledonischen Störungsgürtel gebildet. Er beinhaltet ausgedehnte Bereiche archaischer und proterozoischer Gneise und schließlich zwei Gruppen frühproterozoischer Metasedimente. Während des späten Proterozoikums herrschten Geosynklinalbedingungen und die Sedimentation schritt bis zum Einsetzen der Kaledonischen Gebirgsbildung fort. Die jüngsten Sedimente, die von dieser Gebirgsbildung beeinflusst wurden, sind die Karbonat-Sequenzen des Mittleren Ordoviziums. Die älteren Metamorphkomplexe erfuhren eine Faltung und Regionalmetamorphose. Sie wurden lokal auch von Granitintrusionen durchschlagen. In manchen Bereichen werden die Schild- und Störungsgürtel-Komplexe von jüngeren Sedimentabfolgen überlagert. Im Devon bis zum frühen Perm wurden dann kontinentale Sedimente (Molasse) abgelagert. Im höheren Perm folgte der Molassesedimentation eine Transgression mit Ablagerungen von Kalkstein, Gips und Tonschiefer. Die triassischen Sedimente bestehen aus marinen und kontinentalen Klastika einer meist flach marinen Schelffazies. Die kretazischen Sedimente sind marine, hauptsächlich klastische Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer. Im Tertiär entstanden viele Eruptivkomplexe, die in ihrer Zusammensetzung von mafisch, ultramafisch bis zu nephelinsyenitisch und granitisch variieren. Die Basaltabfolge im südlichen Bereich ist eine Serie von tholeitischen Basalten. Die Basalte des Geiki-Plateaus (südlich des Scoresby-Sundes) sind eozänen Alters (Brooks, 1973).

2. Physiographie des Arbeitsgebietes

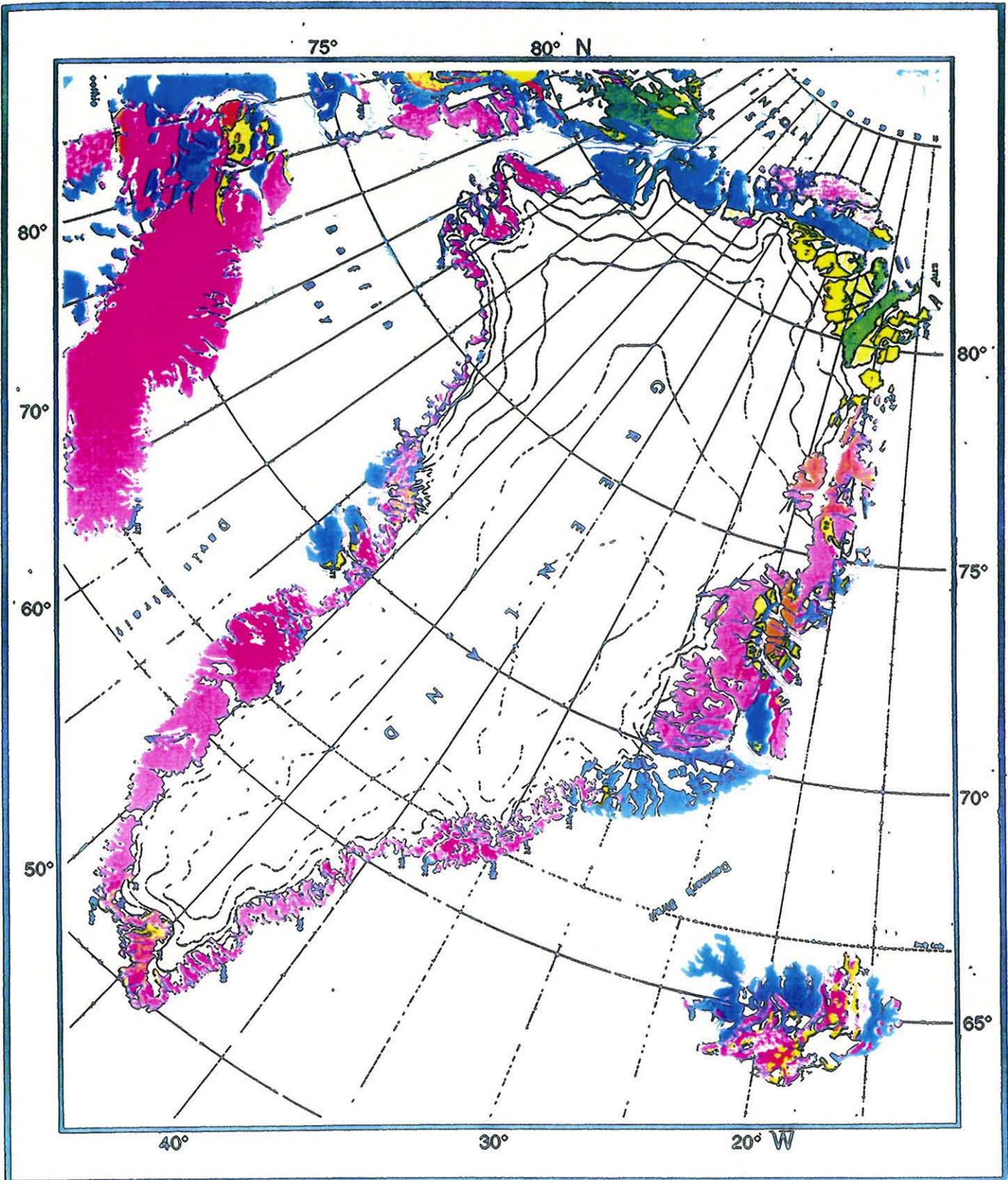


Abb.11 a: Geologische Karte Grönlands (Unesco, 1976)

3. Material und Methodik

3.1. Probennahme

Die bearbeiteten Proben wurden während der "Polarstern"-Expedition ARK-VII/1 (Thiede & Hempel, 1991), ARK-VII/3 (Miller & Grobe, 1996) und ARK-X/2 (Hubberten, 1995) gewonnen. Die Kernlokationen und Wassertiefe im Untersuchungsgebiet sind in Tabelle 2 und Abbildung 2 aufgeführt. Die Proben wurden auf dem Ostgrönländischen Schelf, aus dem Grönland-Becken, aus dem Scoresby-Sund-Becken sowie in den Fjordsystemen Ostgrönlands, dem Scoresby-Sund, dem Kong-Oscar-Fjord und dem Kajser-Franz-Josef-Fjord, gewonnen.

Geogr. Breite	Geogr. Länge	Stationsnummer-Gerätenr.	Wassertiefe [m]	Expedition
69.461	-15.782	PS1845-2	922,0	ARK-VII/1
70.253	-15.826	PS1852-1	1105	
70.479	-14.499	PS1857-1	908,0	
70.316	-8.655	PS1864-1	458,3	
72.3	-11.302	PS1873-1	2109	
72.549	-12.248	PS1875-7	2376	
72.805	-12.766	PS1876-1	2592	
73.481	-13.034	PS1877-1	2649	
73.593	-8.371	PS1882-1	3169	
73.734	-9.63	PS1892-1	3125	
74.866	-10.109	PS1893-1	3245	
75.832	-8.182	PS1894-7	1992	
75.416	-7.332	PS1895-9	3358	
74.998	-4.997	PS1898-6	3595	
74.534	-2.328	PS1900-7	3538	
75.942	-3.744	PS1901-1	3588	
77.283	-5.012	PS1903-1	1182	
75	-12.408	PS1918-2	1090	ARK-VII/3
75	-8.771	PS1922-2	3350	
71.497	-20.499	PS1923-1	256,0	
71.498	-19.178	PS1924-2	279,0	
71.496	-18.275	PS1926-2	1495	
71.496	-17.148	PS1927-1	1735	
70.353	-22.465	PS1928-1	387,0	
70.583	-24.325	PS1931-1	277,0	
70.475	-26.88	PS1935-1	1262	
71.538	-26.996	PS1939-1	1234	
70.116	-21.298	PS1943-1	601,0	
69.596	-22.34	PS1946-1	320,0	
69.275	-21.755	PS1947-2	377,0	
68.895	-20.935	PS1950-1	1470	

3. Material und Methodik

74.176	-0.391	PS2613-1	3259	ARK-X/2
75.005	-7.203	PS2616-7	3401	
75.231	-20.498	PS2619-6	310,0	
74.95	-19.29	PS2621-3	410,0	
74.881	-17.701	PS2622-4	258,0	
73.466	-20.178	PS2625-1	166,0	
73.158	-16.483	PS2629-2	850,0	
73.178	-22.186	PS2631-2	429,0	
73.405	-23.646	PS2632-7	505,0	
73.441	-25.185	PS2634-5	471,0	
72.086	-22.866	PS2638-6	428,0	
72.39	-24.135	PS2639-2	413,0	
73.155	-19.485	PS2641-5	469,0	
72.805	-26.471	PS2643-5	691,0	
67.868	-21.758	PS2644-2	778,0	
68.395	-21.395	PS2645-5	1001	

Tab. 2: Koordinaten und Wassertiefe der Probennahme

3.1.1 Beprobung der Großkastengreifer

Die maximal 54 cm langen Rohre der Großkastengreifer wurden mit einer zweiblättrigen Säge in Längsrichtung halbiert. Beide Hälften, die Archiv- und Arbeitshälfte, wurden fotografiert. Die Probennahme erfolgte an der Arbeitshälfte, die lithologische Beschreibung wurde an der Archivhälfte vorgenommen. In manchen Fällen war die Arbeitshälfte schon verbraucht und die Beprobung fand an der Archivhälfte statt.

Da für die Durchführung dieser Arbeit nur Oberflächenproben benötigt wurden, wurde nur der oberste Zentimeter des Kernes beprobt:

Es wurde eine 5 cm³-Spritzenprobe zur Bestimmung des Wassergehaltes gezogen.

Eine 12,5 ml Dose wurde mit einem Spatel für die Suszeptibilitätsmessung gefüllt. Für die Schwermineralanalyse wurde ca. 50 ml Probe entnommen.

3.2 Bestimmung des IRD-Gehaltes

Um den Anteil des eisbergtransportierten Materials abzuschätzen, wurde der IRD-Gehalt (ice rafted debris) untersucht. Dazu wurde das Verhältnis zwischen den Probengewichten der Fraktion <125 µm und der Fraktion >125 µm untersucht. Hierbei wird generell vorausgesetzt, daß der Hauptteil der Grobfraktion aus Terrigenmaterial besteht und biogene Partikel von untergeordneter Bedeutung sind. Es wird davon ausgegangen, daß die Fracht, die von einem Eisberg

transportiert wurde, grobkörnigere Komponenten enthält als das Material, das durch Meereis transportiert wurde. Grobe (1987) gibt an, daß der Gehalt an Partikeln, die größer als 2 mm sind, ein Indikator für Eisbergeintrag ist. Meereistransportiertes Material ist feinkörniger und besitzt einen Anteil der Sandfraktion von meist weniger als 5 % (Grobe, 1987).

Da die Proben vor dem Wiegen nicht entkarbonatisiert wurden, sind einige der Angaben durch den Gehalt an Foraminiferenschalen verfälscht. Die Grobfraktion der Proben wurden daher erneut mikroskopisch untersucht und der Gehalt an Foraminiferen und Mineralkörnern abgeschätzt.

3.3 Schwermineralanalyse

Um die Schwerminerale und deren Verteilung zu bestimmen, wurden Streupräparate angefertigt. Für die Schwermineralanalyse wurde die Feinsandfraktion 63-125 µm verwendet. Diese Korngröße stellt sicher, daß das Sediment keinen Strömungstransport erfahren hat. Die Fundstelle am Meeresboden ist mehr oder weniger genau die Stelle, an der das Eis geschmolzen und die Sedimentpartikel freigesetzt worden sind.

3.3.1 Probenaufbereitung und Schwereretrennung

Nach der Probennahme werden die Proben durch zwei aufeinander liegende Siebe geschlämmt. Das obere Sieb besitzt eine Maschengröße von 125 µm und das untere von 63 µm. Die erhaltene Sandfraktion wird anschließend 24 Stunden in einem Trockenschrank bei 50 °Celsius getrocknet und anschließend gewogen.

Als nächster Arbeitsschritt erfolgt die Schwereretrennung, um die Leichtmineralfraktion von der Schwermineralfraktion zu trennen. Hierfür wird Natriumpolywolframat ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) mit destilliertem Wasser versetzt, bis man eine Schwerelösung von $2,83 \text{ g/cm}^3$ erhält. Daraufhin vermengt man in einem Zentrifugengläschen 2 g der Probe mit ca. 10 ml Schwerelösung. Die Menge der Schwerelösung ist nicht definiert, da es sich um einen rein physikalischen Trennungsvorgang handelt. Die Probe sollte optimal durchmischt sein.

Es muß sicher gestellt werden, daß der Abstand der Leicht- zu den Schwermineralen nach dem Zentrifugiervorgang, 20 min bei 3000 U/min (Heraeus Sepatech, Labofuge GL), groß genug ist, um eine gute Trennung zu erreichen.

Nach dem Zentrifugieren wird das Glas vorsichtig aus der Zentrifuge genommen. Einzeln werden die Zentrifugengläser in flüssigen Stickstoff getaucht, bis der untere

Teil (die abgeseigerten Schwerminerale und ein Teil der Schwereflüssigkeit) vollständig gefroren ist. Die Fraktion mit den Leichtmineralen kann mit Hilfe einer Spritzflasche, gefüllt mit destilliertem Wasser, aufgetaut und abdekantiert werden. Die Leichtminerale werden in einen Filter (\varnothing 90 mm) geschüttet, der auf einem Sammelgefäß mit einer Vakuumpumpe befestigt ist. Dasselbe wird mit der Schwermineralfraktion prozessiert. Beide Fraktionen werden sorgfältig mit destilliertem Wasser nachgespült, um Verunreinigungen der Minerale zu beseitigen. Nach dem Reinigen der Körner werden die Filter mit den beiden Fraktionen im Trockenschrank ungefähr 24 h bei 60 °C getrocknet.

3.3.2 Herstellung der Streupräparate

Nach der Trocknung der Schwerminerale erfolgt die Einbettung. Hierzu wird ein Objektträger auf einer Heizplatte auf 100 °C erhitzt und das Einbettungsmedium gleichmäßig verteilt. Als Einbettungsmittel wurde Meltmount 1,68 (CARGILLE LABORATORIES Inc., New Jersey, USA), ein Thermoplast, benutzt. Der Lichtbrechungsindex dieses Einbettungsmittel liegt bei einer Temperatur von 25°C bei $n=1,68$. Der Vorteil dieses Einbettungsmediums ist seine temperaturabhängige Viskosität. Legt man den Objektträger auf eine Heizplatte, die auf 60 °C erhitzt ist, wird das Thermoplast träge. Nun wird die Fraktion der Schwerminerale mit einem feinen Spatel auf den Objektträger aufgebracht. Sortierungsprozesse werden bestmöglich ausgeschlossen. Das Präparat wird daraufhin mit einem Deckblättchen abgedeckt und erneut auf die 100 °C Heizplatte gelegt. Das Meltmount wird dadurch geringer viskos und verteilt sich gleichmäßig und blasenfrei auf dem Objektträger. Nimmt man nun das Präparat von der Heizplatte, härtet das Einbettungsmedium sofort aus. Durch dieses temperaturabhängige Verhalten können mißlungene Präparate erneuert werden, da die Einbettung reversibel ist.

3.3.3 Mikroskopische Auszählung

Die Streupräparate wurden unter einem Durchlichtmikroskop (Leitz DM RXP) ausgewertet. Zur Bestimmung der relativen Häufigkeit wurde eine Linienzählung unter Benutzung eines Kreuztisches mit 0,1 mm Rasterknöpfen verwendet. Über das Präparat wurden Traversen in bestimmten Abständen bewegt und alle Körner, die unter dem Fadenkreuz zum Liegen kommen, gezählt. Es wurden sowohl die durchscheinenden Minerale als auch opake Minerale, Quarze, Glimmer, Alterite und detritisches Karbonat gezählt. Bei dem Begriff Alterit handelt es sich nicht um einen Mineralnamen, sondern um einen Sammelbegriff für Mineralaggregate, die

3. Material und Methodik

wegen ihrer feinkörnigen Verwachsungen im Durchlichtmikroskop nicht in ihrer mineralogischen Zusammensetzung zu bestimmen sind. Sie besitzen eine dunkelgraue Eigenfarbe und eine graue Interferenzfarbe. Quarzaggregate und Leukoxen werden nicht zu den Alteriten gezählt (Boenigk, 1982; Van Andel, 1950).

Es wurden möglichst 300-400 durchscheinende Minerale pro Probe gezählt. Die Minerale wurden so differenziert wie möglich gezählt und erst zur Auswertung in Gruppen zusammengefaßt (Tab.3). Diese spätere Gruppierung ist notwendig, da bei manchen Mineralen Probleme mit einer eindeutigen Identifizierung auftreten können. Ein Grund hierfür ist die Art des Präparates. In diesen Streupräparaten ist die Doppelbrechung nicht eindeutig bestimmbar bzw. vergleichbar, da die Körner nicht dicht beieinander liegen. Es ist auch nicht möglich, die Körner im Schliff zu drehen, wie es zum Beispiel notwendig wäre, um einen Klinozoisit von einem Zoisit zu unterscheiden. In diesem Fall ist das beste Unterscheidungsmerkmal die Lichtbrechung, die aber bei ungünstiger Achsenlage identisch ist. Bei einer größeren Probenmenge wäre es jedoch zu zeitaufwendig, um jedes Korn eindeutig zu identifizieren. Weiterhin ist die Gruppierung ausreichend, um den Einfluß des Transportes zu bestimmen.

magmatische Hornblende	braun, grüne, grün-braun, farblos
metamorphe Hornblende	blau, grün-blau
Orthopyroxen-Gruppe	Enstatit Hypersthen
Klinopyroxen-Gruppe	Klinopyroxen Augit
Epidot-Gruppe	Epidot Klinozoisit Zoisit
Staurolith	
Apatit	
Chloritoid	
ZTR	Zirkon Turmalin (grün, blau, braun, braun-rot) Rutil
Titanit	
Granat	rot, farblos
Disthen	

3. Material und Methodik

opake Minerale	
detritisches Karbonat	
Biotit	
Chlorit	
sonstige Minerale	vulkanische Gläser Glaukonit

Tab. 3: Zusammenstellung der Schwermineralgruppen

Nechaev et al. (1994) unterschied im Nordpazifik Schwerminerale vulkanischer und metamorpher Abstammung, um so die Liefergebiete zu bestimmen. Er gliederte die Mineralarten Orthopyroxen, grüne Klinopyroxene und braun-grüne Amphibole in die vulkanische Provinz und schwach gefärbte und blau-grüne Amphibole sowie Granat, Zirkon, Turmalin, Staurolith, Disthen und die Epidot-Gruppe in die metamorphe Provinz ein. Dieser Ansatz wird auch in dieser Arbeit benutzt. Die von Nechaev et al. (1994) in die metamorphe Provinz gestellten Andalusite und Monazite waren im Arbeitsgebiet nicht vorhanden.

Shankar et al. (1996) bestimmte die Mineralgehalte, die magnetische Suszeptibilität, auch die anhysteretisch remanente bzw. die isothermal remanente Magnetisierbarkeit von Proben, die am Strand und auf dem Schelf im Südwesten Indiens genommen wurden. Er benutzte zur Abschätzung des Gehaltes an durchscheinenden Schwermineralen und an opaken Mineralen die gemessene Gesteinsmagnetik.

Bond et al. (1997) beschrieb drei Indikatoren, die er als Nachweis für holozäne Klimaschwankungen im Nordatlantik anführt. Zum einen benutzte er die Konzentration lithischer Körner, mit einem Durchmesser $> 150 \mu\text{m}$, zum anderen zwei petrologische Indikatoren, frische vulkanische Asche und hämatitüberzogene Körner, meist Quarz und Feldspat, welche sedimentären Ablagerungen an der Ostgrönländischen Küste entstammen. Es wird daher versucht, die Bedeutung der Indikatoren zu verifizieren.

3.4 Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ist eine Materialkonstante, die allgemein bei marinen Sedimenten als Indikator für terrigenen Eintrag gilt. Gemessen wird hierbei die Menge an ferro- bzw. ferrimagnetischen Komponenten im Sediment mit Hilfe einer elektrischen Spule und einem Meßgerät.

Zur Messung der magnetischen Suszeptibilität wurde ein Bartington MS2B benutzt. Bei diesem Gerät handelt es sich um einen Einzelproben-Zweifrequenz-Sensor (LF=0,46 kHz; HF=4,6 kHz). Die Einfachheit der Zweifrequenzen-Messung erlaubt die schnelle Detektion sehr feiner (bis ultrafeiner) ferrimagnetischer Minerale (Dearing, 1994). Die elektrische Spule erzeugt ein konstantes elektromagnetisches Wechselfeld, das von den magnetischen Partikeln im Sediment beeinflusst wird. Das Gerät erfährt durch die so induzierte Spannung eine Frequenzänderung im Schwingkreis. Die Intensität der Frequenzänderung hängt von der Menge von ferromagnetischen Materials des Sedimentes ab und stellt das Maß der magnetischen Suszeptibilität dar. Die magnetische Suszeptibilität wird dimensionslos in 10^{-5} gemessen. Allgemein wird sie entweder volumenspezifisch oder gewichtsspezifisch angegeben. In dieser Arbeit ist sie gewichtsspezifisch ausgedrückt. Der Meßvorgang und die Umrechnungsschritte werden im folgenden gezeigt.

Nachdem das Gerät aufgewärmt und ein Standard gemessen wurde, führt man die 12,5 ml Dose mit der Probe in den Sensor ein. Es werden sowohl auf der Hoch- wie auch auf der Niedrigfrequenz drei Messungen durchgeführt. Wichtig dabei ist, daß nach jeder Messung der Sensor wieder auf Null gestellt wird.

Nach der Messung wird die Probe gewogen, 24 h in einem Gefrierschrank (-18 °C) gefroren, 48 h in einem Gefriertrockner bei -80 °C getrocknet und anschließend rückgewogen. Aus dem Trockengewicht ergibt sich der prozentuale Wassergehalt (W) nach :

$$W (\%) = \frac{\text{Naßgewicht (g)} - \text{Trockengewicht (g)}}{\text{Naßgewicht (g)}} \times 100 \quad (1)$$

Die gemessenen Wassergehalte sind im Anhang (Kap. 8.1.2) aufgelistet.

3. Material und Methodik

Der Wassergehalt beeinflusst die Messung der magnetischen Suszeptibilität, da Wasser diamagnetisch ist. Daher ist es notwendig, den Wassergehalt der Proben zu berücksichtigen (κ_w).

$$\kappa_w [10^{-5} \text{ SI}] = \kappa_{if} + \frac{(W \times \kappa_{if})}{100} \quad (2)$$

κ_{if} = gemessene magn. Suszeptibilität

Als nächstes wird die Feuchtraumdichte (BD) bestimmt:

$$BD [\text{gcm}^{-3}] = \frac{m}{V} \quad (3)$$

m = Probenmasse; V = Volumen (12,5 ml)

Die massenspezifische magnetische Suszeptibilität (χ_{if}) ergibt sich aus 2.) + 3.)

$$\chi_{if} [\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}] = \frac{\kappa_w}{(BD \times 1000)} \quad (4)$$

Wie schon erwähnt, wird die magnetische Suszeptibilität einer Probe hauptsächlich durch den Gehalt an ferrimagnetischen Partikeln bestimmt. Um dieses zu verdeutlichen, sind in Tabelle 4 ausgewählte Minerale und deren massenspezifische magnetische Suszeptibilität aufgeführt.

Mineral / Material	Fe-Gehalt (%)	Magnet. Suszeptibilität ($\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$)
Eisen	100	276000
Magnetit	72	390-1116
Titanomagnetit	70	410
Hämatit	70	0,49-1,69
Illmenit	37	1,7-2,0
Pyroxen	< 12	0,04-0,094
Epidot	31	0,25-0,31
Dolomit	0	0,011

Tab. 4: Mineralarten und deren magnetische Suszeptibilität und Eisengehalt

3. Material und Methodik

Ausgehend von der Annahme, die Proben würden kein reines Eisen, Kobalt oder Nickel beinhalten, kann man außer dem Magnetit und dem Titanomagnetit die restlichen Minerale vernachlässigen. Legt man für Magnetit eine magnetische Suszeptibilität von $500 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ fest, kann ein annähernder Magnetitgehalt berechnet werden.

4. Ergebnisse

4.1 Die Eisfracht

Die Untersuchung des IRD-Gehaltes soll den Einfluß des Eisbergtransportes und der so angelieferten Schwerminerale Ostgrönlands auf die Schwermineralverteilung verdeutlichen. Abbildung 12 zeigt die Verteilung der Gewichtsprozente der Fraktion $>125 \mu\text{m}$ an der Gesamtfraktion. Es lassen sich drei Regionen mit erhöhten Gehalten an der Fraktion $> 125 \mu\text{m}$ unterscheiden:

1. Im Grönland-Becken schwanken die Werte der Fraktion $> 125 \mu\text{m}$ zwischen 15 und 33 Gew.%.
2. Westlich und südlich der Insel Jan-Mayen schwanken die Werte der Proben PS1864-1, PS1857-1 und PS1845-2 zwischen 18 und 35 Gew.%.
3. Im Scoresby-Sund besitzen die Proben in den Fjordarmen Werte zwischen 19% und 44%. Ihr Einfluß läßt sich außerhalb des Fjordes bis zur Probe PS1950-1 (Gew.%) verfolgen. Dagegen sind in den südlichsten Proben (PS2644-2 und PS2645-5) keine bzw. nur bis zu 2 Gew.% nachzuweisen.

Um die Grobfraktion $> 125 \mu\text{m}$ als IRD interpretieren zu können, müssen Informationen über die Zusammensetzung der Grobfraktion (Terrigen- bzw. Biogenanteil) vorliegen.

Die Ergebnisse der Abschätzung des IRD- und Foraminiferengehaltes nach der mikroskopischen Kontrolle der Grobfraktion sind in Tabelle 5 dargestellt.

4. Ergebnisse

Probe	IRD	Foraminiferen	Probe	IRD	Foraminiferen
PS1845-2	-	++	PS1931-1	++	-
PS1857-1	-	+	PS1935-1	+	-
PS1864-1	o	++	PS1939-1	++	-
PS1873-1	-	+	PS1943-1	o	-
PS1875-7	-	-	PS1946-1	++	-
PS1876-1	-	-	PS1947-2	++	-
PS1877-1	-	o	PS1950-1	++	-
PS1882-1	-	++	PS2613-1	-	o
PS1892-1	-	++	PS2616-7	-	++
PS1893-1	-	o	PS2619-6	+	-
PS1894-7	-	o	PS2621-3	o	-
PS1895-9	-	o	PS2622-4	-	-
PS1898-6	-	++	PS2625-1	-	-
PS1900-7	-	-	PS2629-2	-	-
PS1901-1	-	-	PS2631-2	-	-
PS1903-1	-	-	PS2632-7	-	-
PS1918-2	-	-	PS2634-5	-	-
PS1922-2	-	++	PS2638-6	+	-
PS1923-1	-	o	PS2639-2	++	-
PS1924-2	++	o	PS2641-5	-	-
PS1926-2	o	o	PS2643-5	-	-
PS1927-1	o	o	PS2644-2	-	o
PS1928-1	++	-	PS2645-5	-	-

Tab. 5: Abschätzung der Gehalte an Foraminiferen und IRD

0= nicht vorhanden; -- = sehr geringer Anteil; - = geringer Anteil

+ = hoher Anteil; ++ = sehr hoher Anteil

Die Grobfraktion der Proben im Grönland-Becken bestehen ausschließlich aus den Schalen der Foraminiferen, so daß der tatsächliche Wert des IRD-Gehaltes annähernd 0 ist. Das Sediment enthält also kein eisbergtransportiertes Material. Das gleiche trifft auf die zweite Region mit den Proben PS1864-1, PS1857-1 und PS1845-2, in der Nähe der Insel Jan-Mayen, zu. Die Menge der Foraminiferen ist zwar geringer, und es befinden sich auch Sedimentkörner in der Grobfraktion der Probe, aber der tatsächliche Wert liegt deutlich unter dem berechneten Gewicht. Es wurde noch zwei weitere Verteilungskarten erstellt, die nur einen gewissen Trend in der Verteilung des eisbergtransportierten Materials und der Foraminiferen angeben (Abb.13 + 14).

4. Ergebnisse

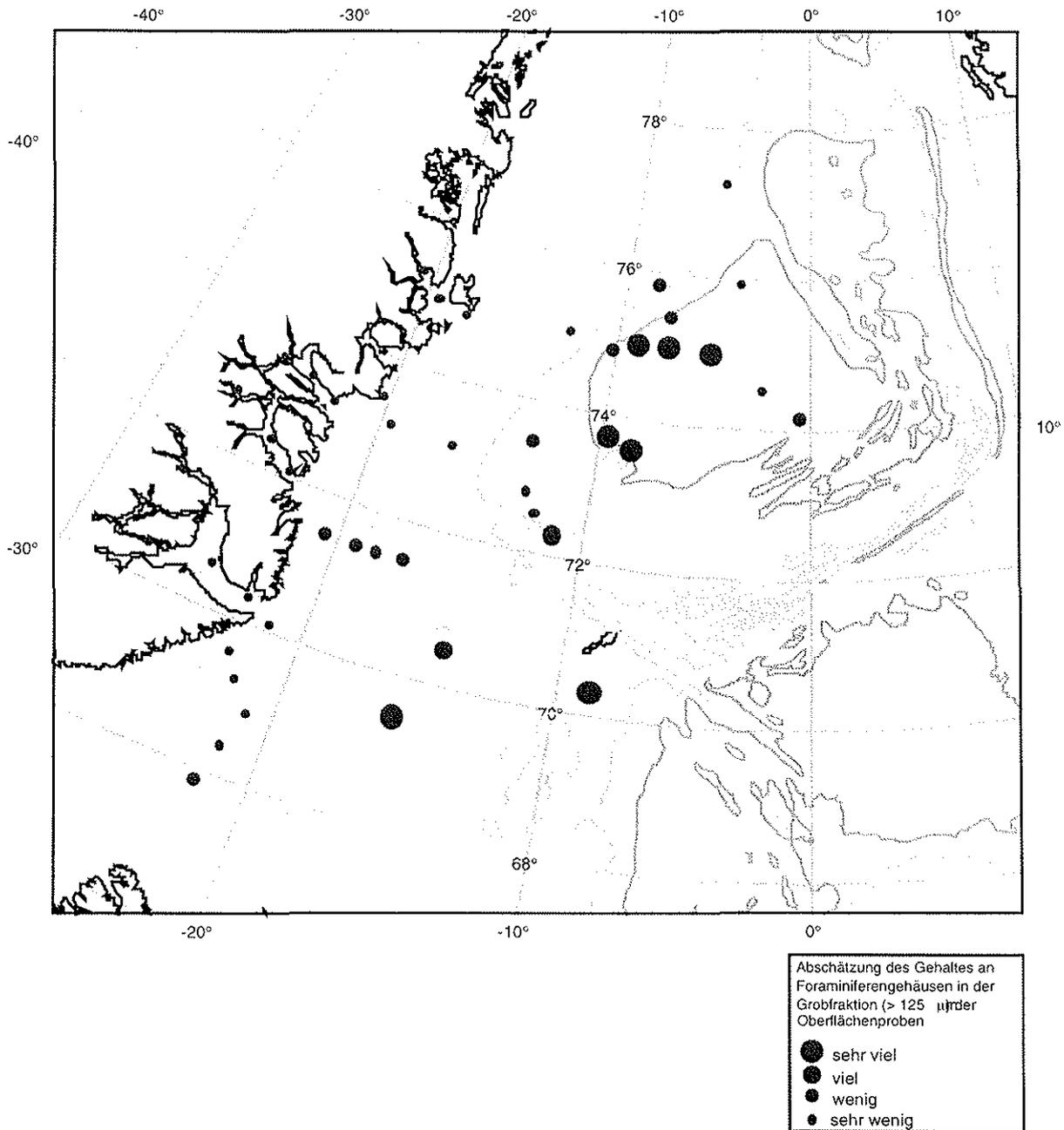


Abb. 13: Abschätzung der Verteilung der Foraminiferengehalte der Oberflächenproben im Untersuchungsgebiet

Auf der Verteilungskarte der Foraminiferen (Abb. 13) erkennt man, daß Schalen von Foraminiferen hauptsächlich östlich des Kontinentalrandes vorhanden sind. Auf den Schelfregionen enthalten die Proben nur sehr geringe oder gar keinen Anteil an Foraminiferengehäusen.

4. Ergebnisse

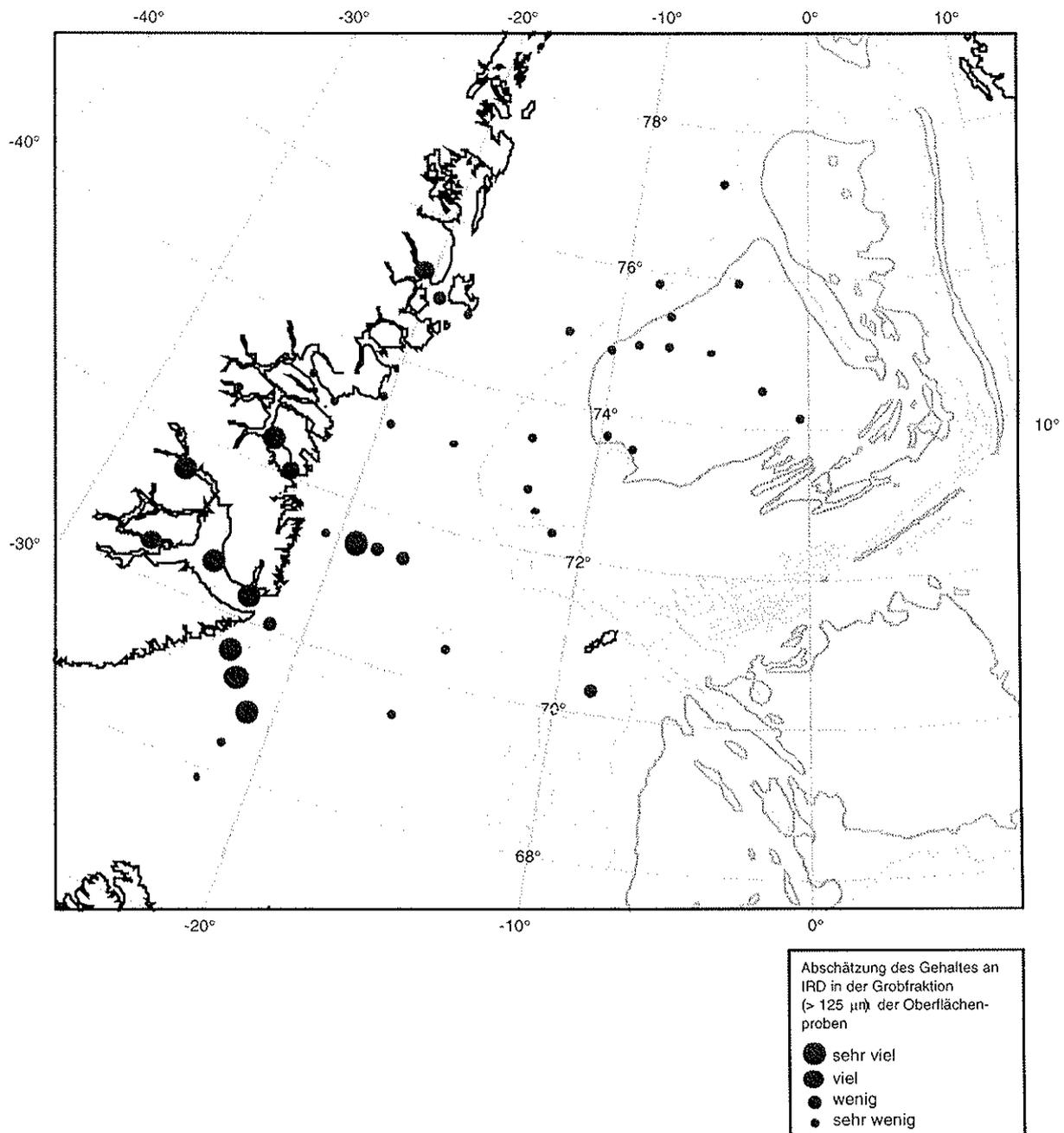


Abb. 14: Abschätzung der Verteilung der IRD-Gehalte der Oberflächenproben im Untersuchungsgebiet

Die Verteilungskarte des IRD zeigt ein umgekehrtes Bild (Abb. 14). Östlich des Kontinentalrandes besitzen die Proben gar keinen oder nur einen sehr geringen Anteil an eistransportiertem Material. Auf dem Schelf hingegen werden die Proben von IRD dominiert. Im Scoresby-Sund und südlich davon findet man die höchsten Gehalte. Im nördlich gelegenen Kong-Oscar-Fjord ist der Anteil zwar geringer, jedoch immer noch sehr hoch. Der Kejser-Franz-Josef-Fjord, zeigt deutlich geringere Gehalte an IRD.

4.2 Schwermineralverteilung

Neben den Schwermineralen sind in den Abbildungen, auch Glimmer, glimmerartige Minerale (Biotit, Chlorit und Glaukonit) und detritisches Karbonat aufgeführt, die keine "reinen" Schwerminerale darstellen, da die spezifische Dichte teilweise unter $2,83 \text{ g/cm}^3$ liegt. Die Minerale wurden jedoch hier mit aufgenommen, da sie für manche Gebiete charakteristisch sind.

Die Schwermineralzusammensetzungen der einzelnen Proben als Kreisdiagramme (Abb. I, Kap. 8.2) dargestellt, um einen schnellen Überblick zu ermöglichen. Die Zusammensetzung wird im Text nicht explizit erläutert.

Durch Rundungsfehler kann es vorkommen, daß in manchen Diagrammen die Zusammensetzung nicht genau 100% ergibt. Als "Sonstige Minerale" sind die Minerale zusammengefaßt, die in der jeweiligen Probe unter 5 Kornprozent liegen. Glaukonit, Staurolith, Disthen und Chloritoid sind in allen Proben unter den "Sonstigen Mineralen" zu finden und sind nicht in der Legende aufgeführt. Die Abkürzung ZTR stellt nur eine Zusammenfassung der ultrastabilen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil dar und besitzt keinen Bezug zu dem ZTR-Index von Hubert (1962), der den Reifegrad eines Sedimentes beschreibt.

Betrachtet man die mittlere Schwermineralzusammensetzung aller Proben, erkennt man als häufigstes Mineral in den Proben die Hornblende mit einem mittleren Gehalt von 17,3% (Abb. 15).

Die Gruppe der Klinopyroxene besitzen einen mittleren Anteil von 17,1%. Die Granate stellen mit 7,4 % die drittgrößte Gruppe dar. Die Biotite und opaken Minerale haben zwar mit 19,9% bzw. 12,2% einen höheren Anteil als die Granate, jedoch zählen sie zur Gruppe der Schwerminerale nur im weiteren Sinne. Die Epidot-Gruppe und die Gruppe der ultrastabilen Minerale besitzen mit 5,4% bzw. 4,0 % noch einen deutlichen Anteil an der Schwermineralzusammensetzung der Proben. Die restlichen Schwermineralgruppen sind im nur akzessorisch vertreten.

4. Ergebnisse

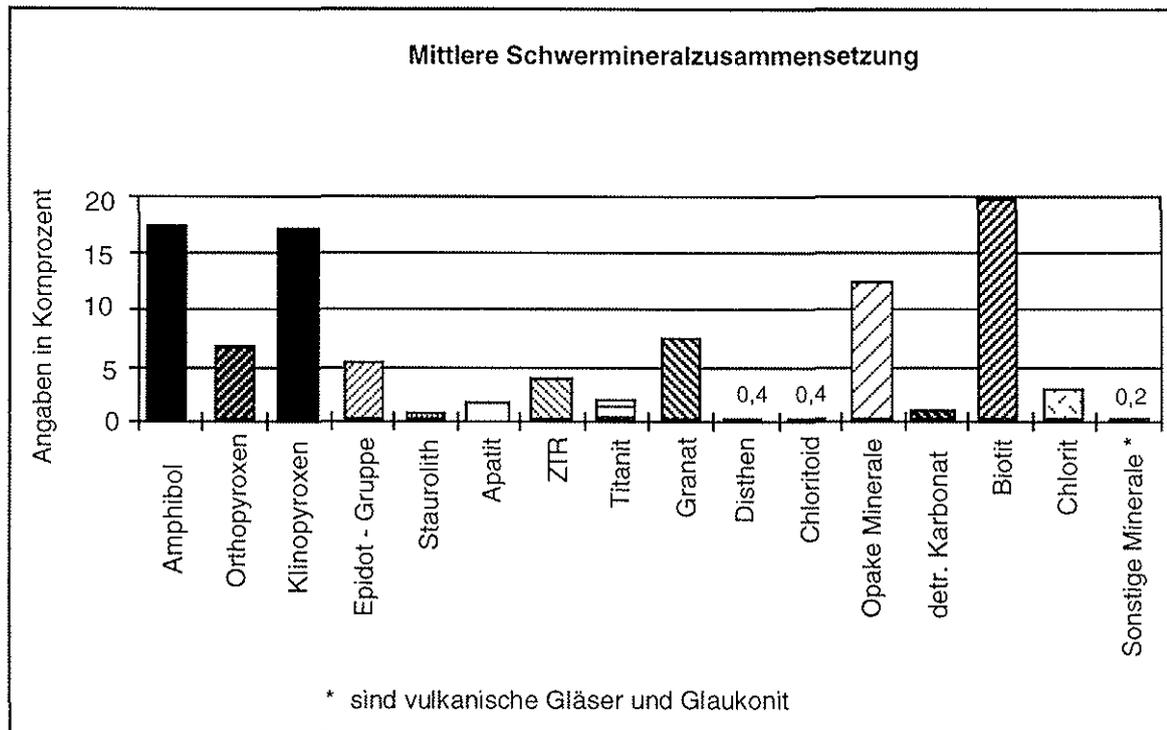


Abb. 15: Mittlere Schwermineralzusammensetzung der gezählten Oberflächenproben

Die Abbildungen (Abb. 16 a-p) zeigen die Verteilung der einzelnen Schwerminerale im Untersuchungsgebiet.

Den höchsten Wert in der Verteilungskarte der Amphibol-Gruppe (s. Abb. 16 a) zeigt die Probe PS1875-7 (vgl. Abb. Ie/Anhang) mit 35%. In Richtung des Grönland-Beckens nehmen die Werte ab und liegen bei ungefähr 25%. In westlicher Richtung nehmen die Werte bis auf 0% ab. Im Scoresby-Sund-Becken schwanken die Werte um 8% und nehmen in östlicher Richtung bis auf 18% zu.

Der Anteil der Minerale der Klinopyroxen-Gruppe (Abb. 16 b) ist in den inneren Fjorden relativ gering (maximal 5%) und steigt zu den Ausgängen hin bis zu 34% an. Die Werte auf dem Schelf und den Beckenregionen (nördlich von 71°N und östlich von 21°W) zeigen eine hohe Variabilität und liegen zwischen 9% und 25%. Südlich des Scoresby-Sundes liegt der höchste Wert mit 46% (PS1946-1, vgl. Abb. Iab). Weiter südlich sinken die Konzentrationen bis zu 7% (PS2644-2, vgl. Abb. Ias) ab.

4. Ergebnisse

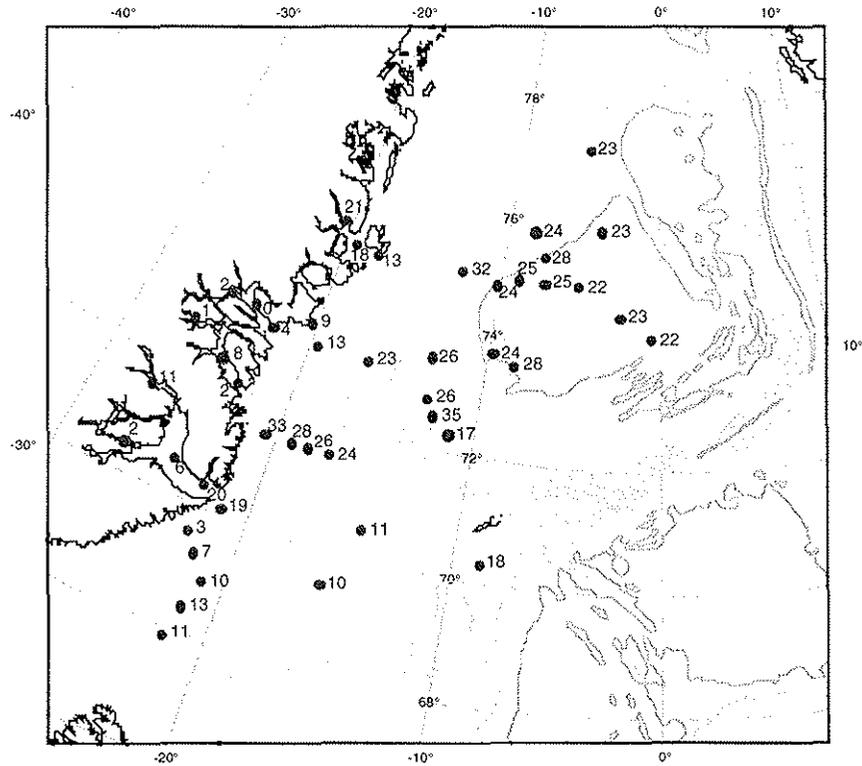


Abb. 16a: Amphibole (in Kornprozent)

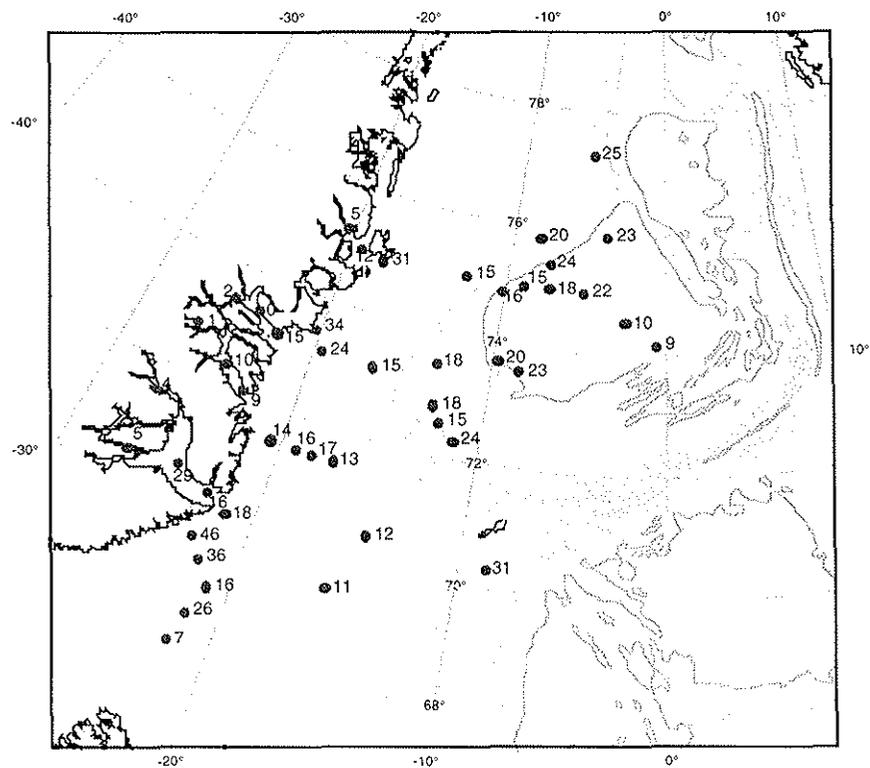


Abb. 16b: Klinopyroxen (in Kornprozent)

4. Ergebnisse

In den Fjorden Ostgrönlands besitzen die Proben einen Gehalt an Mineralen der Orthopyroxen-Gruppe von bis zu 5%. Die Konzentration der Proben auf dem Schelf sowie in der östlichen und westlichen Island-See schwankt zwischen 5% und 10%. Im Grönland-Becken liegt der Gehalt teilweise über 10%. Die höchsten Werte an Mineralen der Orthopyroxen-Gruppe besitzt die Probe PS1946-1 (vgl. Abb. 1a,b) südlich des Scoresby-Sundkomplexes mit 16% (Abb. 16 c).

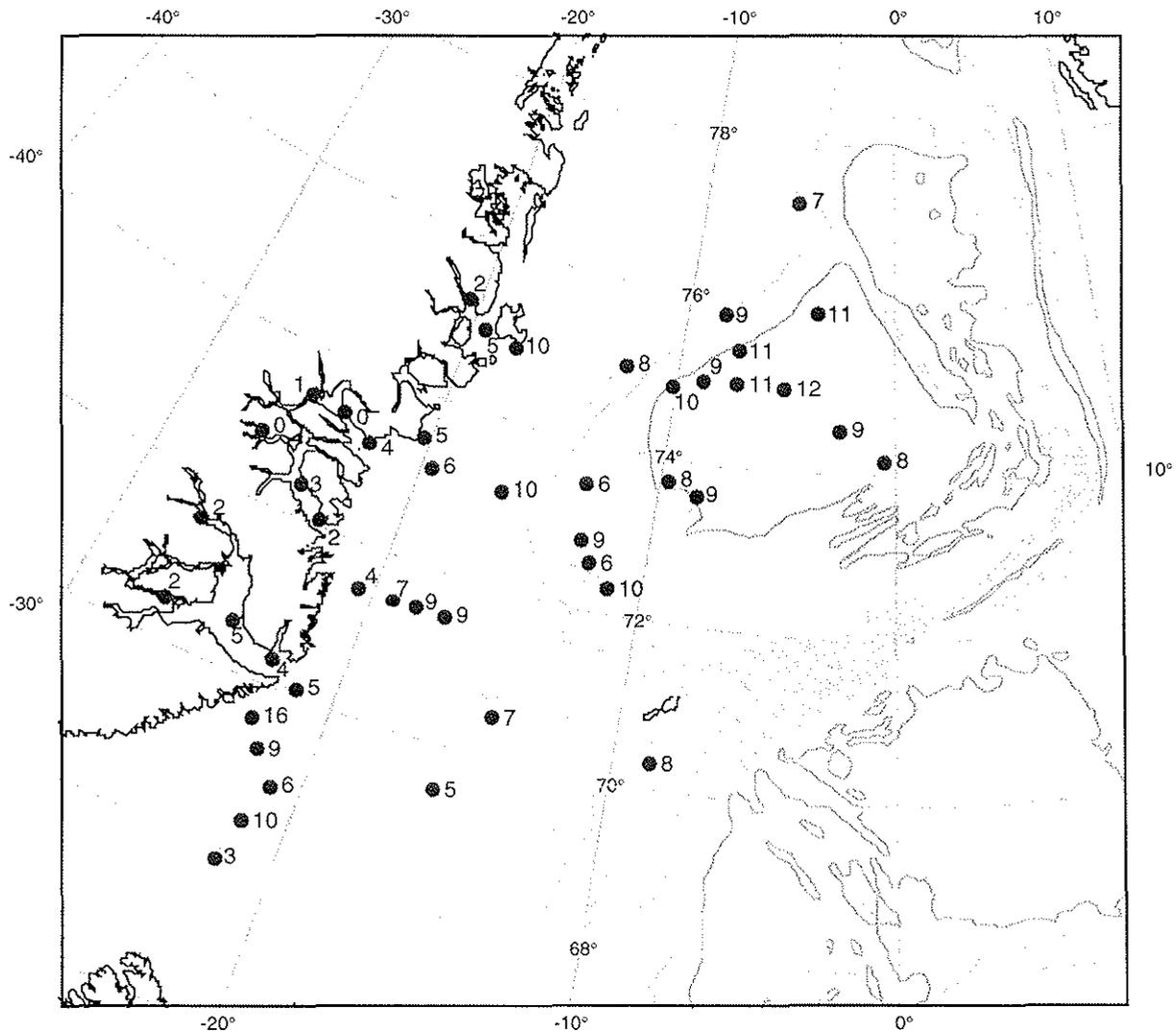


Abb. 16c: Orthopyroxen (in Kornprozent)

Der Schwermineralanteil der Epidot-Gruppe steigt vom Fjordinneren (0-2%) zu den Beckenbereichen an. Im Grönland-Becken liegen die Werte zwischen 6% und 9%. Im südlichen Bereich schwankt der Gehalt zwischen 2% und 5% (Abb. 16 d).

4. Ergebnisse

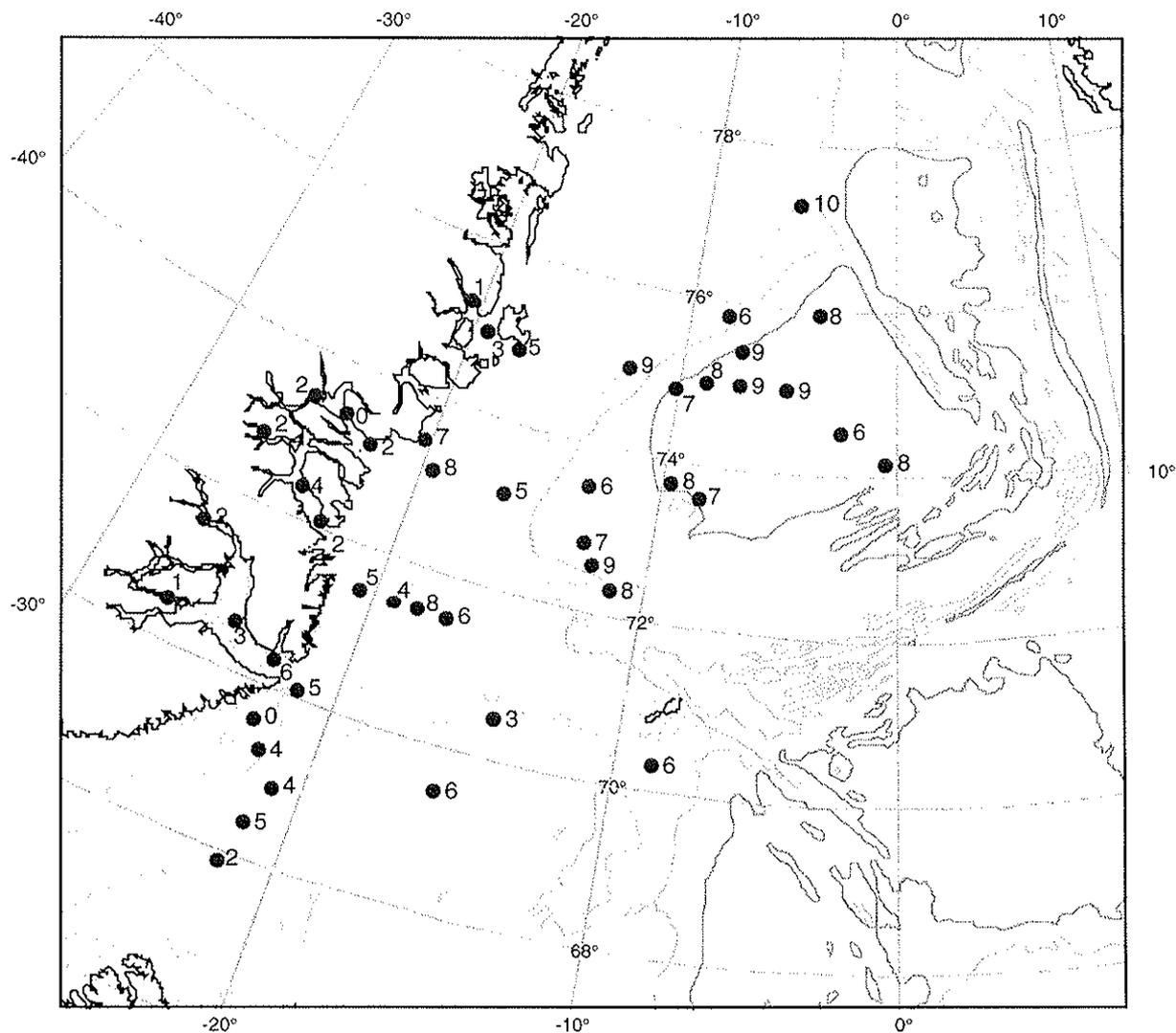
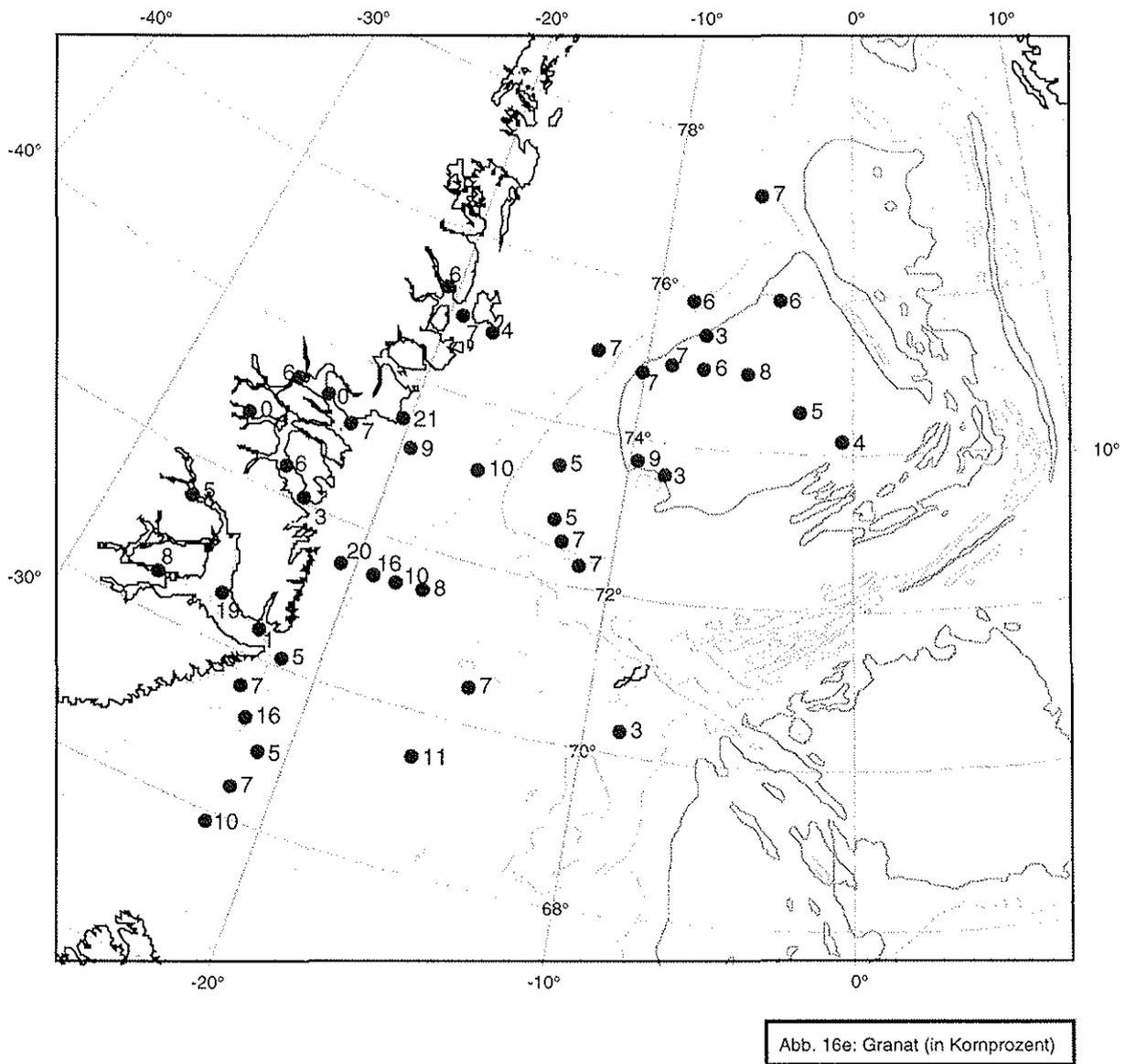


Abb. 16d: Epidot-Gruppe (in Kornprozent)

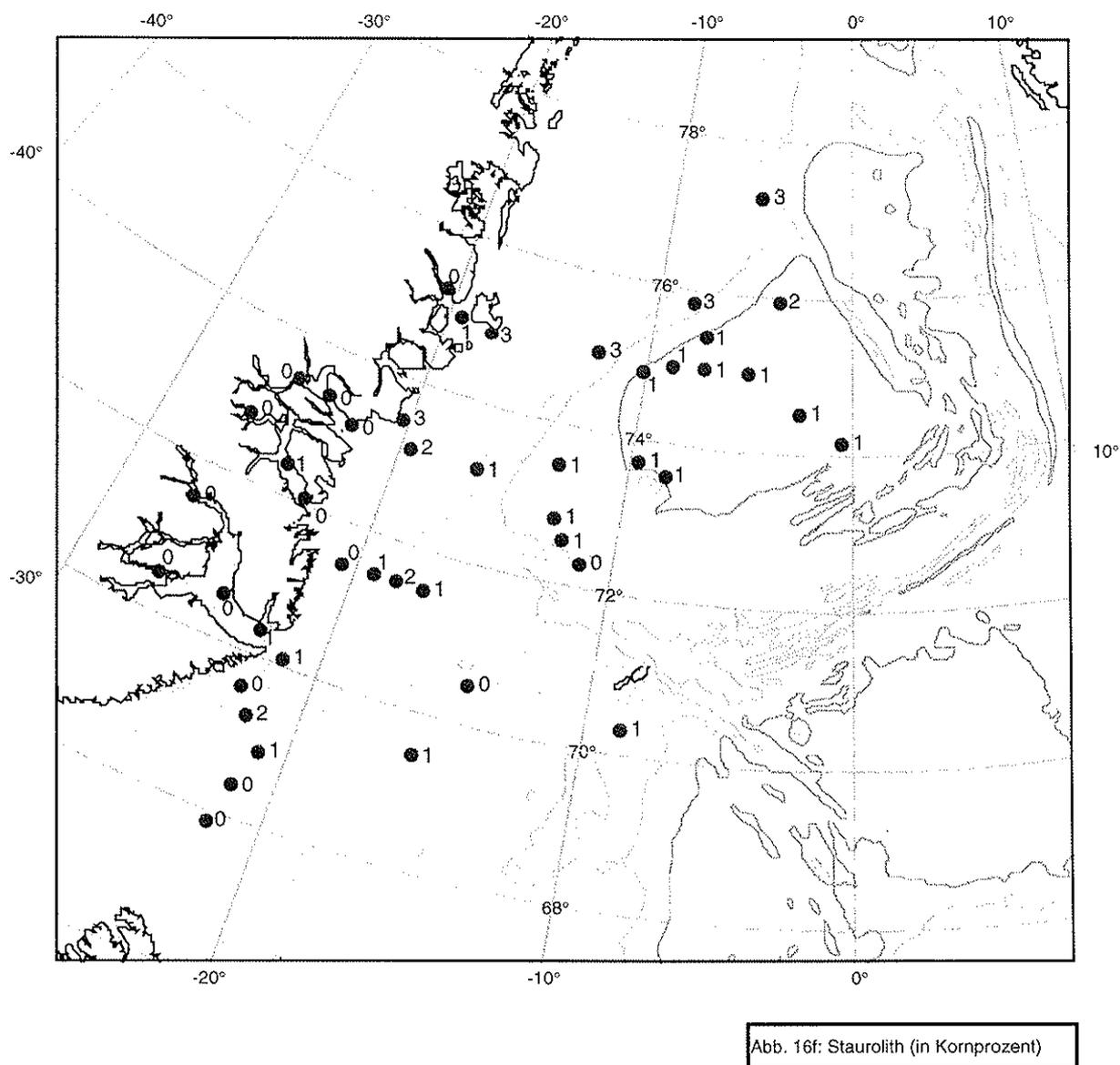
Die Probe PS1931-1 (vgl. Abb. Ix) mit 19% im Scoresby-Sund und die Proben PS1923-1 (vgl. Abb. Is) und PS2625-1 (vgl. Abb. Iag) mit 20% bzw. 21% vor dem Kong-Oscar-Fjord besitzen die höchsten Granatkonzentrationen. Die Werte sinken in Richtung der tiefen Becken auf 4% bis 7% ab. Die Proben im Fjordinneren besitzen ebenfalls geringere (von 0% bis 6%) Gehalte (Abb. 16 e).

4. Ergebnisse



Die Staurolithgehalte der Proben sind relativ gering und liegen unter 4%. Auch in dieser Verteilung erkennt man, daß die Werte im Grönland-Becken und auf dem Schelf größtenteils höher sind als in den Fjorden und in der Island-See (Abb. 16 f).

4. Ergebnisse



Die Titanitgehalte der Proben zeigen einen steigenden Trend von den Fjorden (0-2%) zu den Beckenbereichen (6% in der Probe PS1893-1). Die Proben aus der Island-See und dem Scoresby-Sund-Becken besitzen 2% Titanit (Abb. 16 g).

4. Ergebnisse

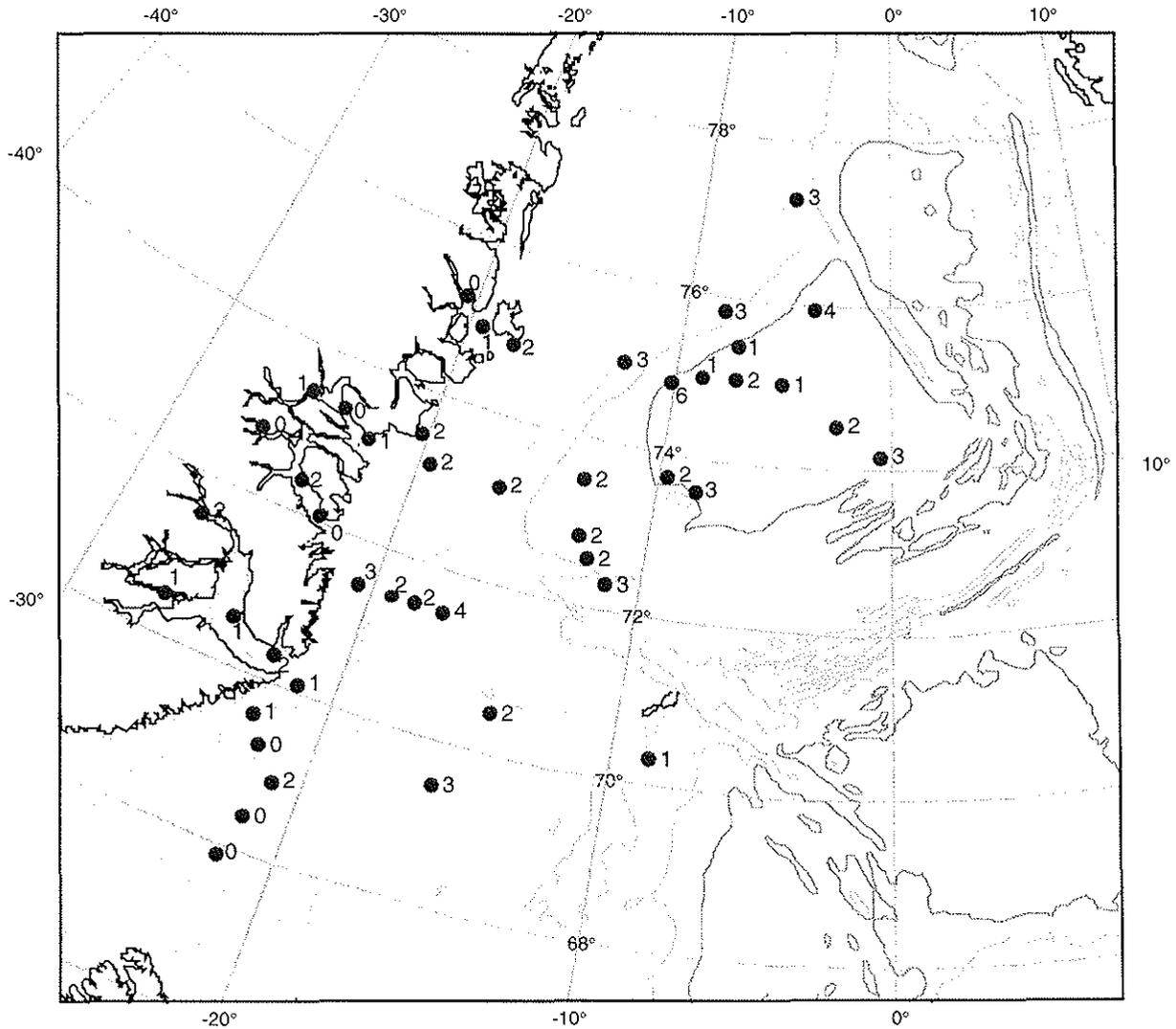


Abb. 16g: Titanit (in Kornprozent)

Die Verteilung der Gehalte an ultrastabilen Mineralen (Zirkon, Turmalin und Rutil) zeigt höhere Werte im Grönland-Becken (4-8%). Die ZTR-Gehalte auf dem Schelf und in den Fjorden zwischen 72° und 76°N und östlich von 21°W nehmen deutlich bis auf <3% ab. Die Proben vor dem Kong-Oscar-Fjord und dem Scoresby-Sund besitzen Gehalte von 4 bis 9% an den ultrastabilen Mineralen (Abb. 16h).

4. Ergebnisse

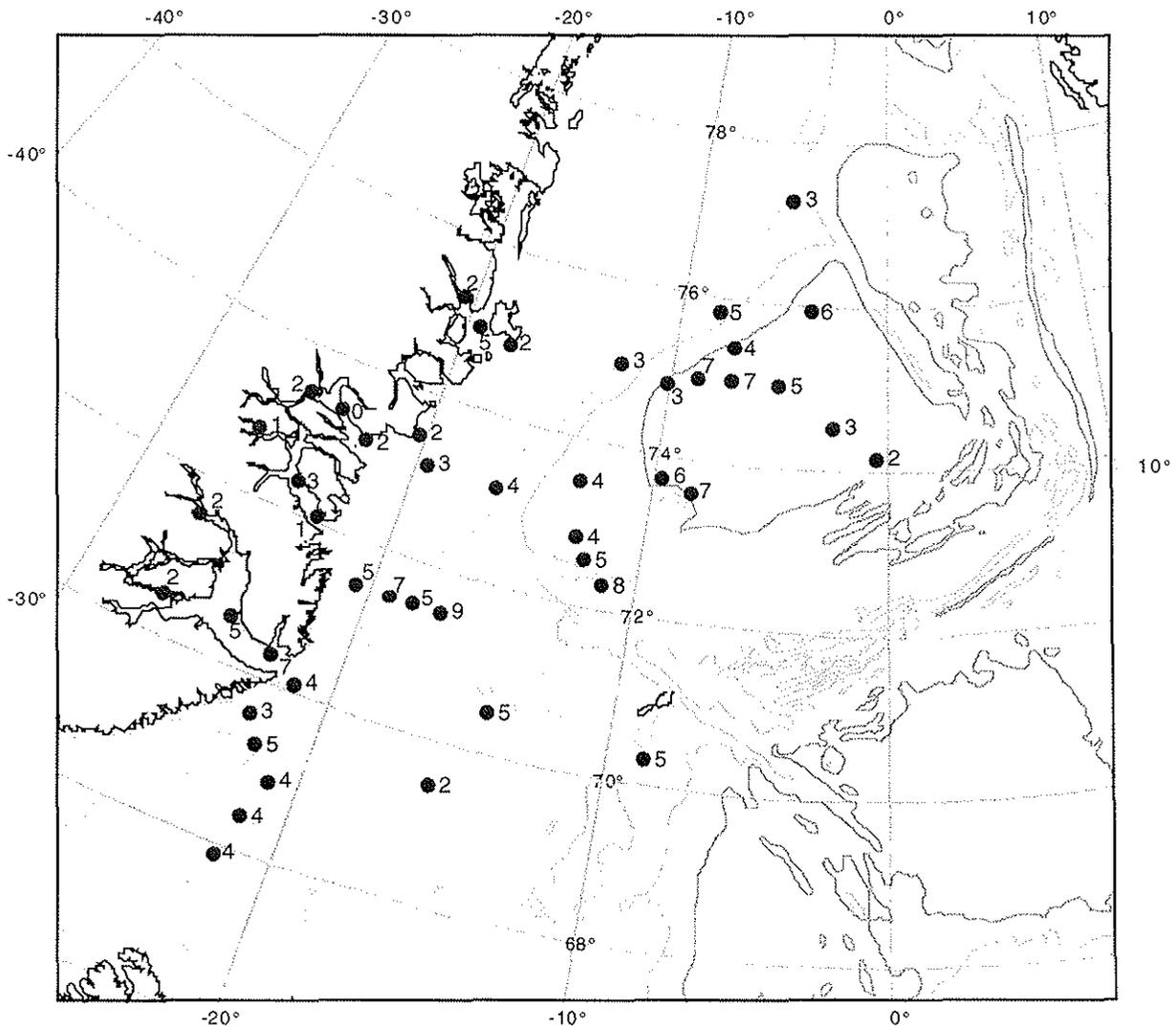


Abb. 16h: ZIR (in Kornprozent)

Die Verteilung der Apatitgehalte in den Proben zeigt einen deutlichen Anstieg in den Gehalten der Fjorde (0-1%) zum Grönland-Becken hin (2-5%). Südlich des Scoresby-Sundes sind die Gehalte der meisten Proben geringer und liegen vorwiegend zwischen 1% und 2% (Abb. 16i).

Der Anteil der Mineralart Disthen am Schwermineralspektrum ist sehr gering (0-1%) und die Verteilung zeigt kein Muster (Abb. 16 j).

4. Ergebnisse

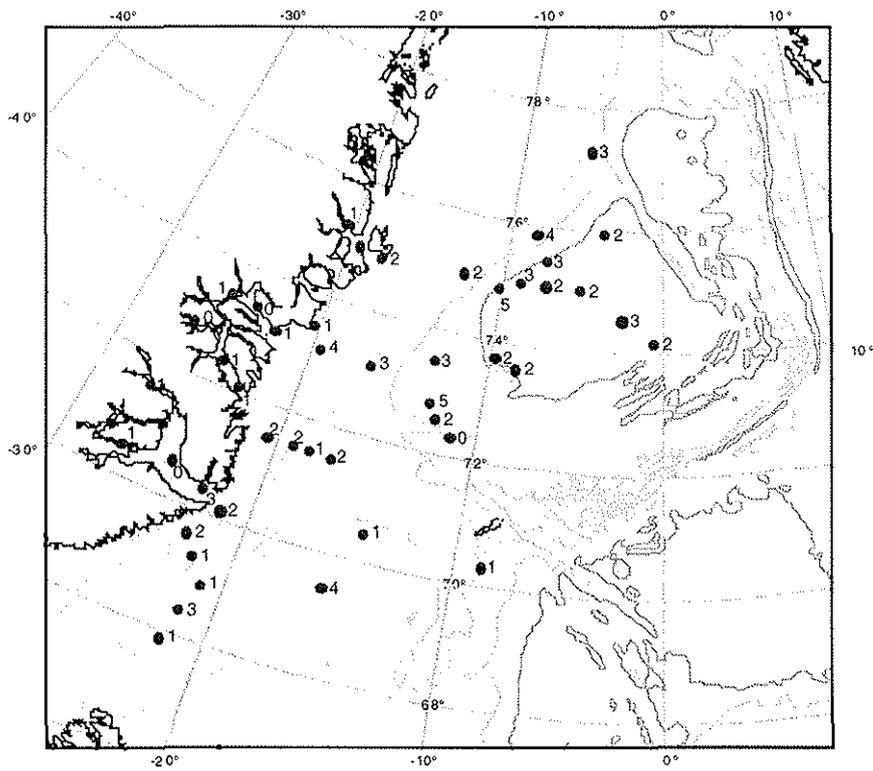


Abb. 16: Apatit (in Kornprozent)

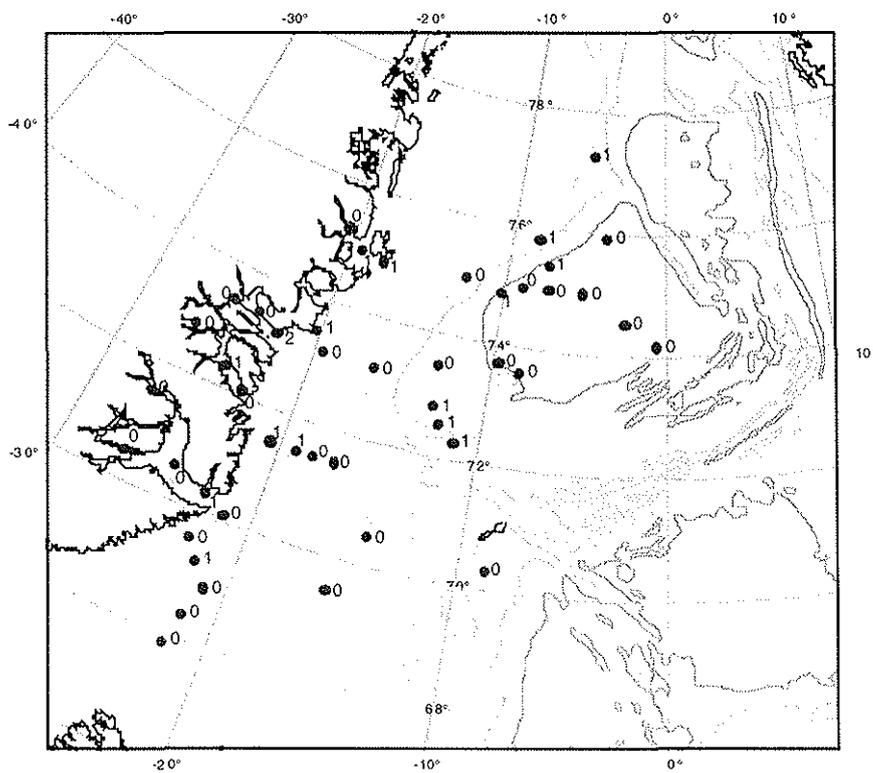


Abb. 16: Disthen (in Kornprozent)

4. Ergebnisse

Die Gehalte an Chloritoiden in den Proben liegen zwischen 0 und 1% und zeigen in ihrer Verteilung kein Muster (Abb. 16 k).

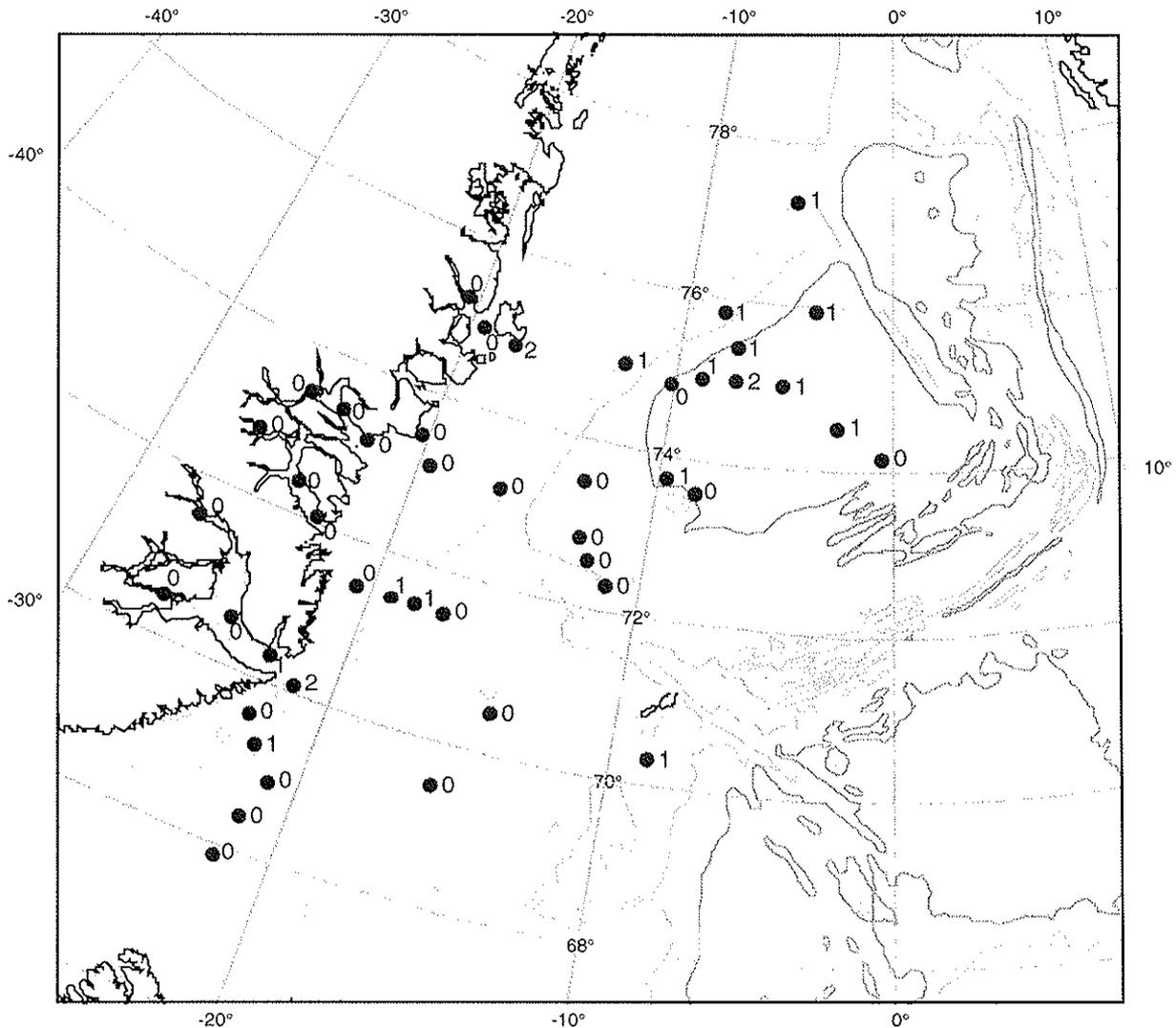


Abb. 16k: Chloritoid (in Kornprozent)

Die Proben PS1857-1 (vgl. Abb. Ib) und PS1845-2 (vgl. Abb. Ia) auf dem Jan-Mayen-Rücken sowie die Proben PS1950-1 (vgl. Abb. Iad) und PS2644-2 (vgl. Abb. Ias) in der westlichen Island-See zeigen mit 40%-50% die höchsten Gehalte an opaken Mineralen. Die Gehalte im Grönland-Becken und den Schelfbereichen liegen bei ungefähr 10%, und in den Fjorden schwanken sie zwischen 1% und 17% (Abb. 16 l).

4. Ergebnisse

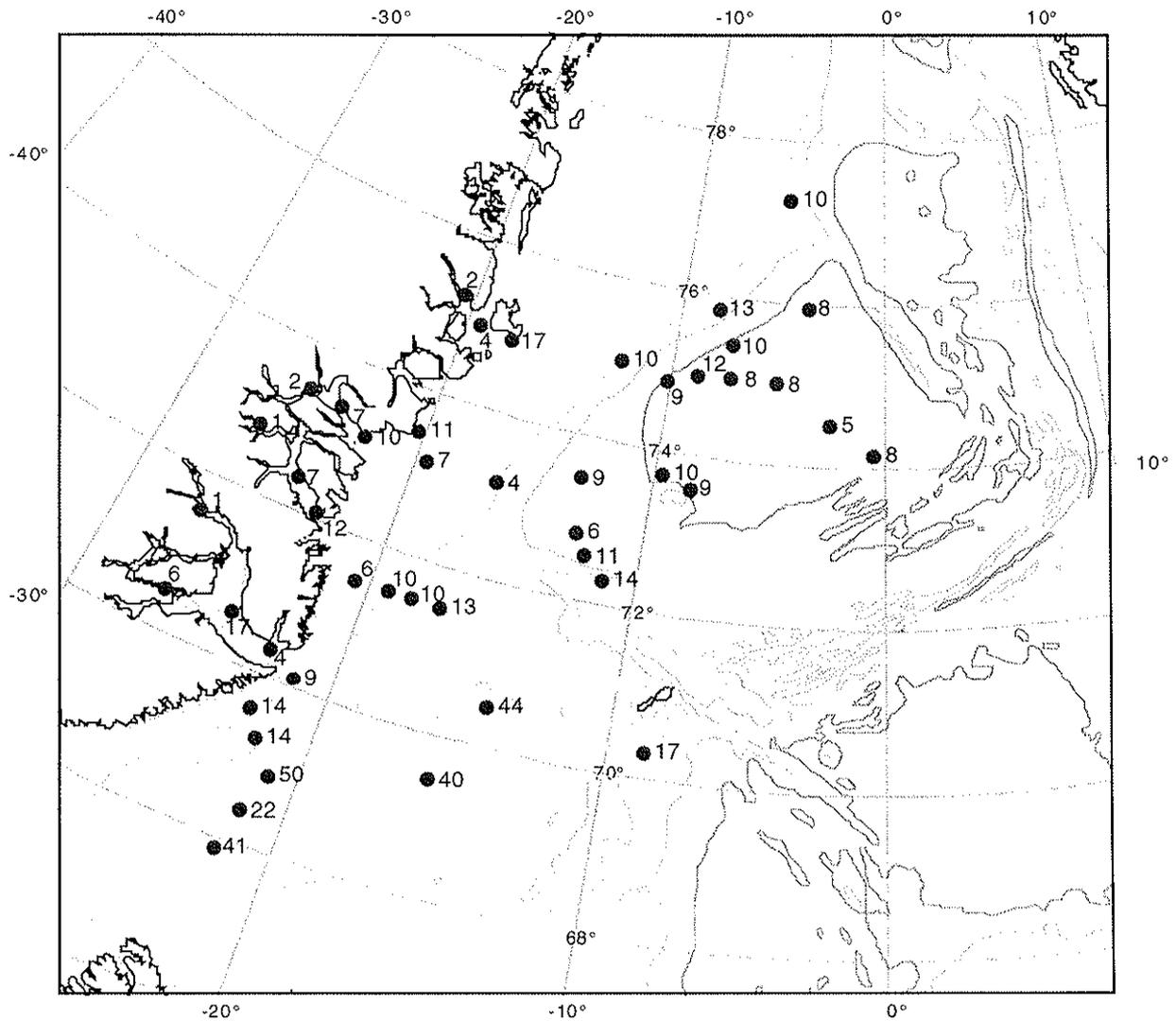


Abb. 16l: Opake Minerale (in Kornprozent)

Die Probe PS1876-1 (vgl. Abb. If) besitzt mit 10% den höchsten Anteil an detritischem Karbonat am Schwermineralspektrum im Untersuchungsmaterial. Die restlichen Proben besitzen einen Gehalt zwischen 0% und 4% und zeigen kein eindeutiges Verteilungsmuster (Abb. 16 m).

4. Ergebnisse

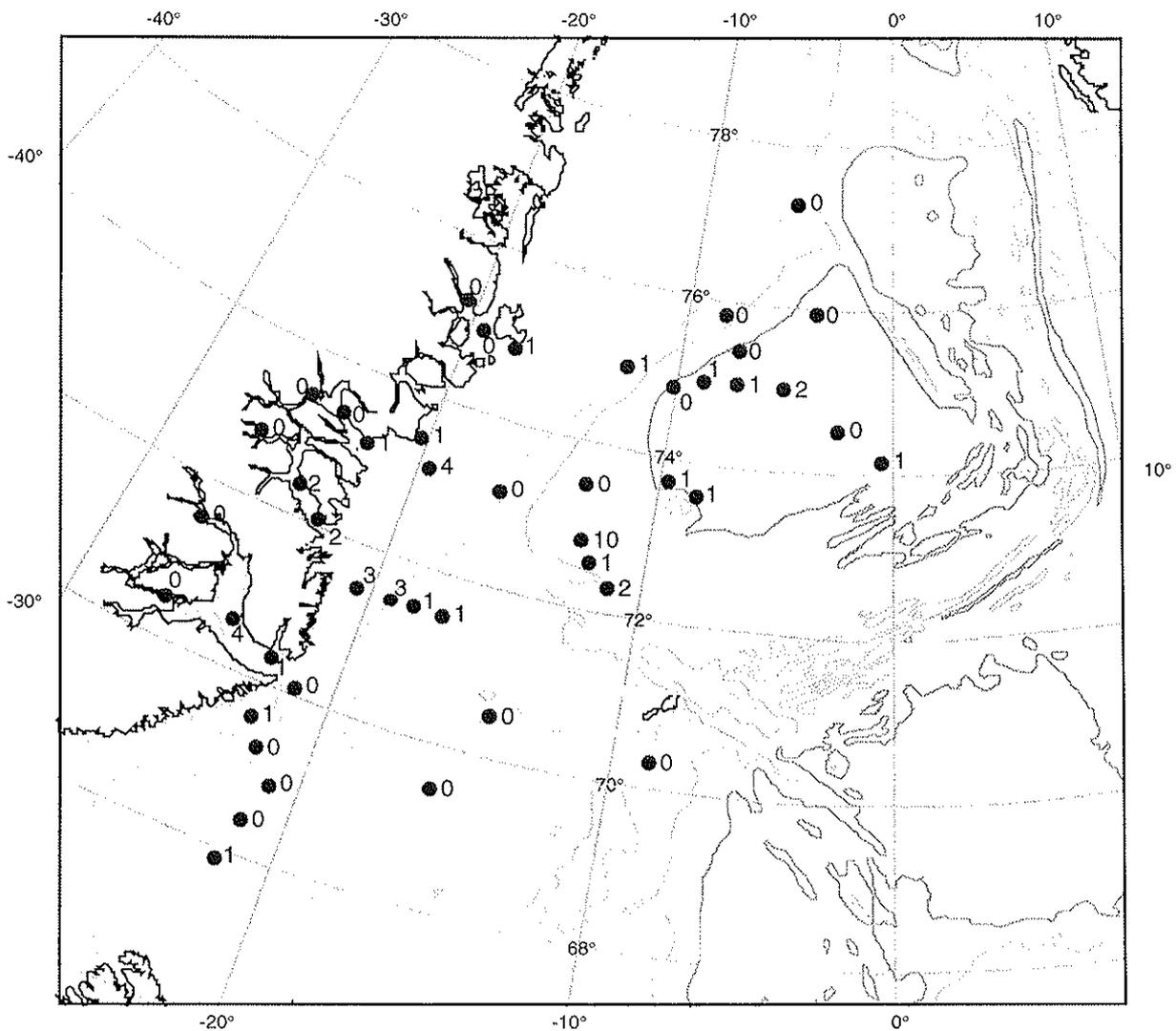


Abb. 16m: detritisches Karbonat (in Kornprozent)

Betrachtet man die Verteilung der Biotitgehalte (Abb. 16 n), so erkennt man, daß die höchsten Gehalte in den inneren Fjorden zu finden sind. Die Gehalte schwanken dort zwischen 68% und 90%. Zu den Becken hin nehmen die Konzentrationen deutlich ab (bis zu 1%). In dem westlichen Grönland-Becken befinden sich die Proben PS1900-7 (vgl. Abb. Iu) und PS2613-1 (vgl. Abb. Iae) die mit 21 bzw. 19% erhöhte Werte aufweisen.

4. Ergebnisse

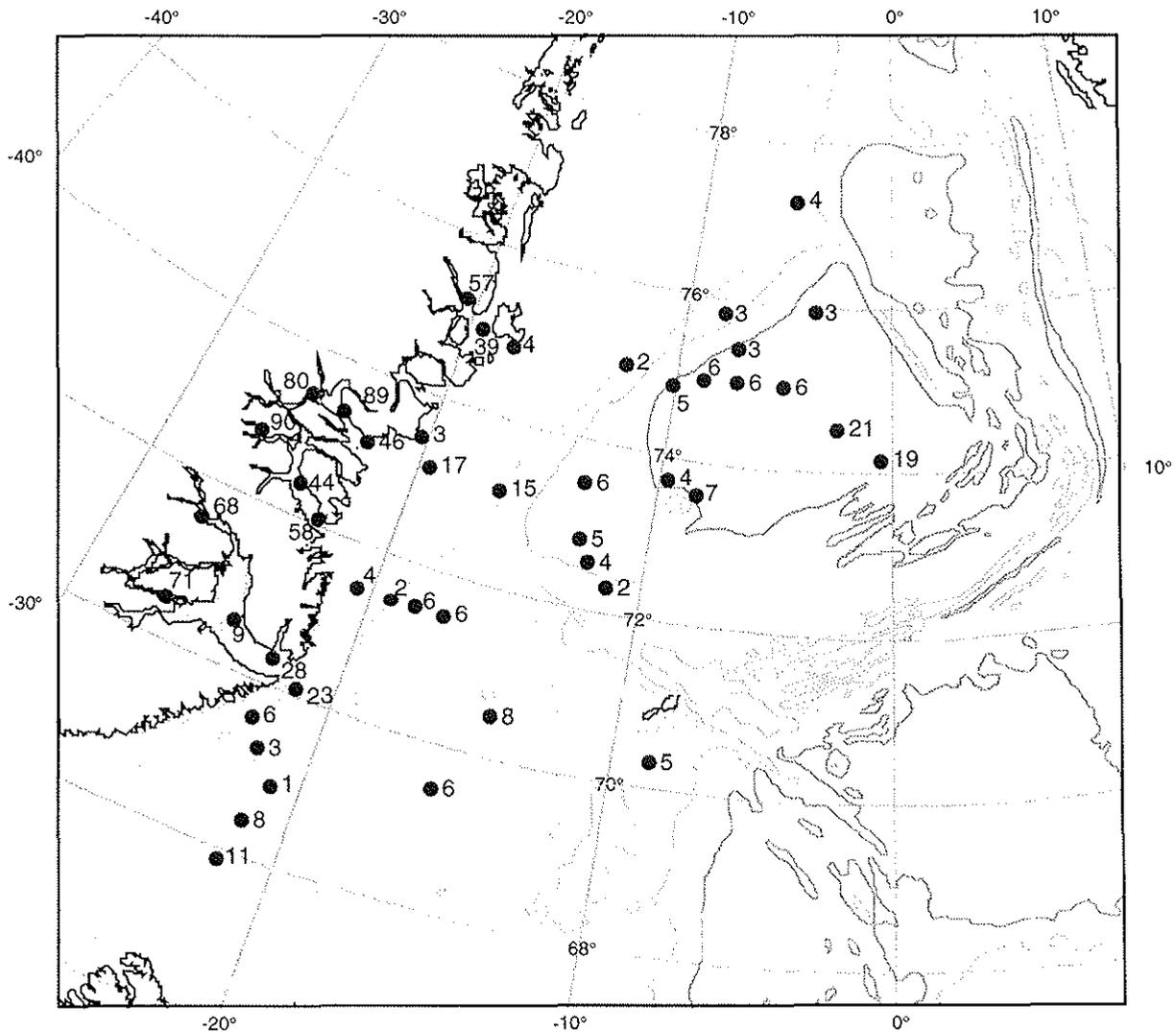


Abb. 16n: Biotit (in Kornprozent)

Die Proben im westlichen Grönland-Becken besitzen mit 10% und 13% den höchsten Anteil an Chlorit im Schwermineralspektrum (Abb. 16 o). Die Probe PS1877-1 (vgl. Abb. Ig) am östlichen Rand des Beckens ist mit 12% ebenfalls reich an Chlorit. Die restlichen Proben weisen Konzentrationen von 0%-8% auf. Im Kong-Oscar-Fjord befinden sich vermehrt Proben mit Werten von 4%-8%.

4. Ergebnisse

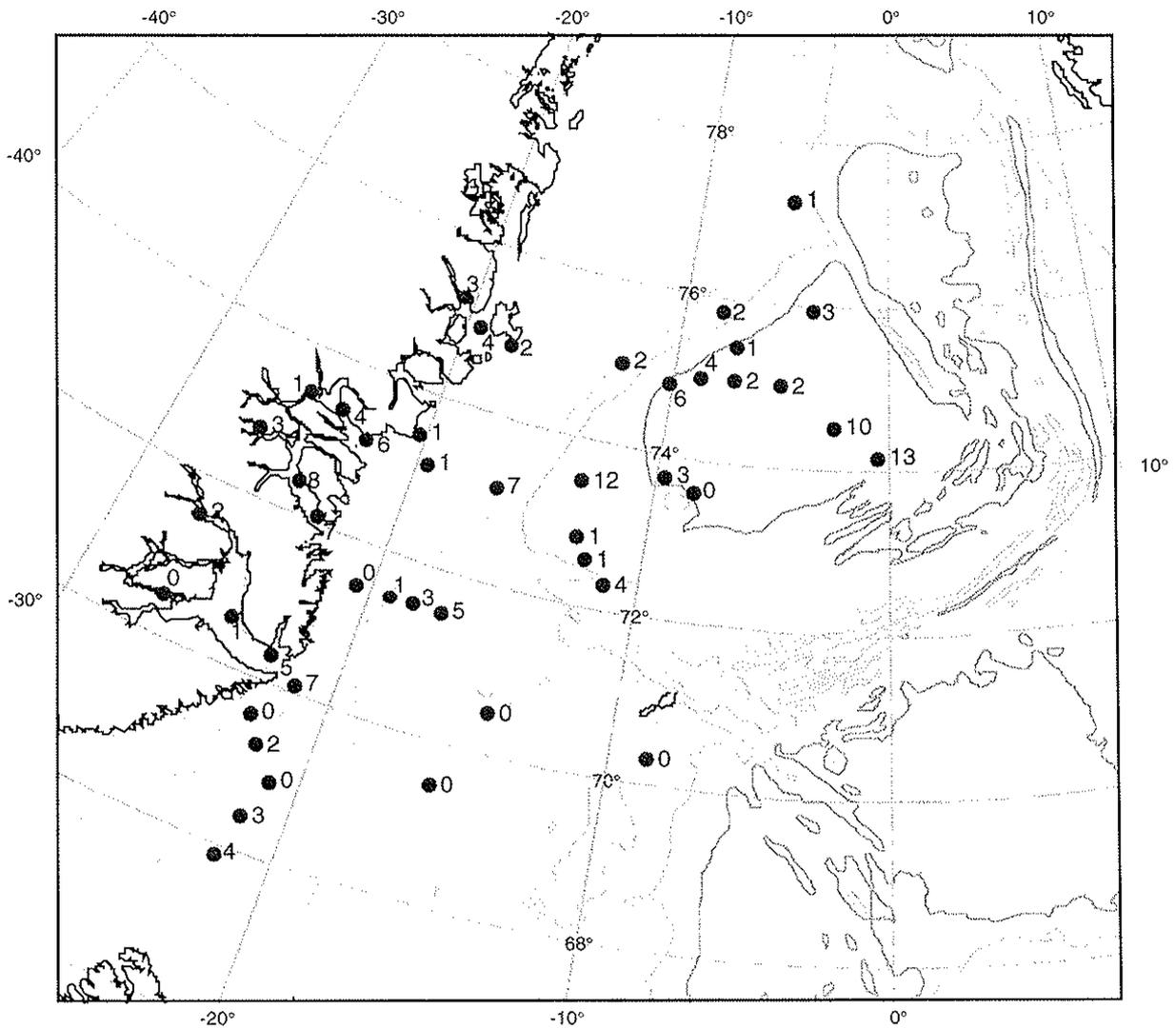


Abb. 16o: Chlorit (in Kornprozent)

Die Gehalte der sonstigen Minerale, darunter wurden Glaukonit und vulkanische Asche zusammengefaßt, sind in fast allen Proben 0% oder 1%. Die südlichste Probe PS2644-2 besitzt mit 5% den höchsten Anteil (Abb. 16 p). Diese 5% bestehen ausschließlich aus vulkanischer Asche.

4. Ergebnisse

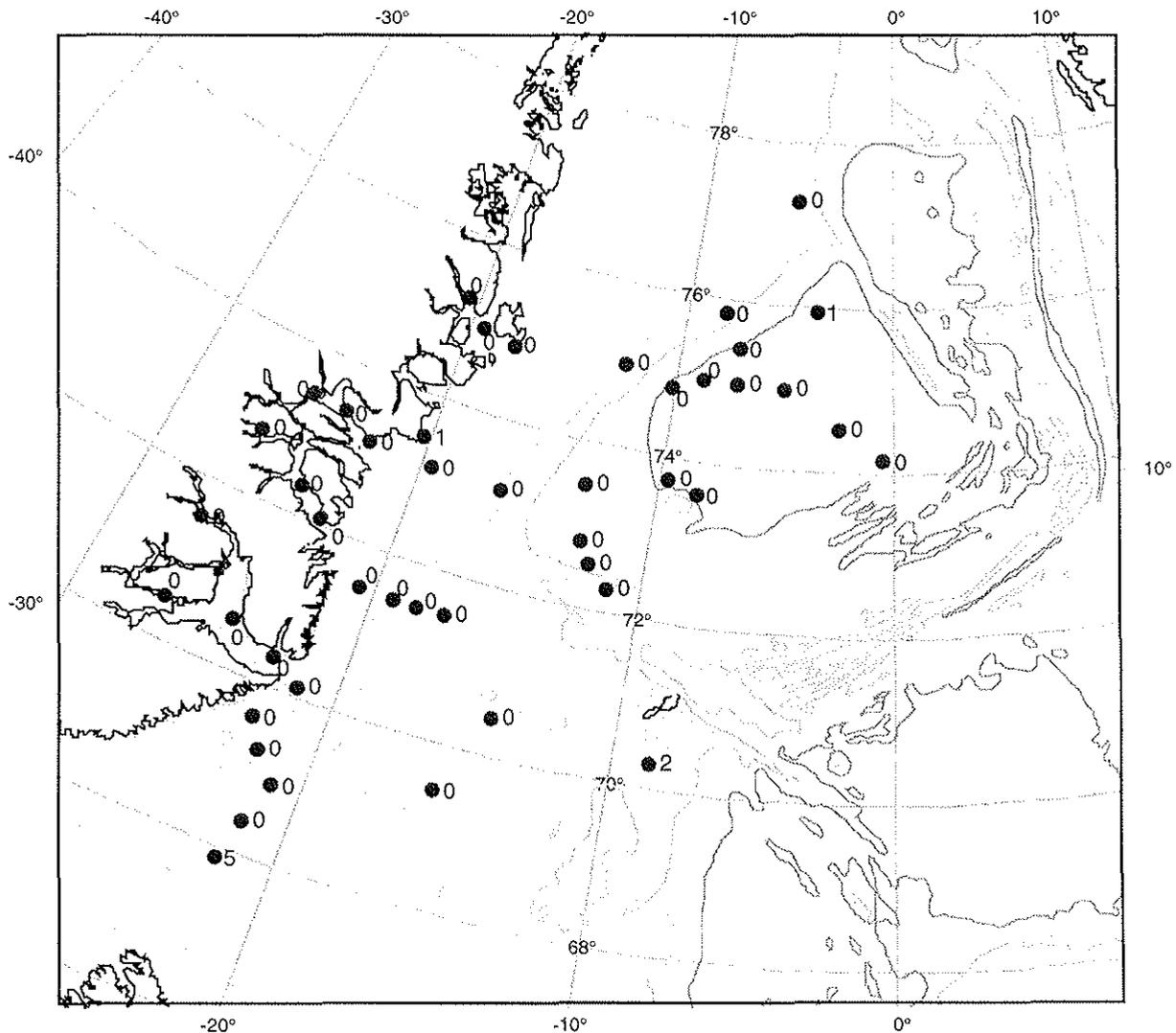


Abb. 16p: Sonstige Minerale (in Kornprozent)

Fehlerrechnung

Um den exakten Gehalt an Schwermineralen im Sediment festzustellen, müßte man alle Schwermineral Körner eines Präparates zählen. Da dieses jedoch praktisch nicht durchführbar ist, ergeben sich bei einer Schwermineralanalyse gewisse Fehlergrenzen. Nach Boenigk (1982) hängt die Größe des Fehlers von der Zahl der insgesamt ausgezählten Körner und der relativen Häufigkeit des Minerales im Schwermineralspektrum ab.

$$V = Z \times \sqrt{\frac{pq}{n}} \quad (5)$$

V = mögliche Abweichung des tatsächlichen Wertes vom Zählergebnis (in %)

Z = Wahrscheinlichkeit

p = %-Satz des Minerales in einem Spektrum

q = (100-p) = %-Satz des Spektrums ohne p

n = Anzahl der gezählten Körner

Mit einer gewählten Wahrscheinlichkeit von 95% (Z=2) lag die höchstmögliche Abweichung bei 5,82 Kornprozent (s. Anhang).

4.3 Die Verteilung der magnetische Suszeptibilität

Die Meßergebnisse zeigen keine deutliche Abweichung zwischen der Messung im Hochfrequenz- und dem Niederfrequenzbereich.

Die Probe PS1950-1 (68.9°N, 20.9°W) besitzt mit $0,27 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ die niedrigste magnetische Suszeptibilität. Den maximalen Wert an magnetischer Suszeptibilität hat Probe PS2644-2 (67.9°N, 21,8°W) mit $5,17 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$. Der Durchschnitt der gemessenen Werte für die massenspezifische magnetische Suszeptibilität beträgt $1,01 \cdot 10^{-7} \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$.

Die Werte der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 17) sinken deutlich von den nördlicheren Fjorden (ca. $0,4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ - $0,6 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$) in östlicher Richtung, zum Beckentieferen. In den tiefsten Beckenteilen findet man die niedrigsten Werte ($0,3 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$). Weiter nach Osten steigen die Werte wieder an. Die höchsten Werte findet man im und südlich des Scoresby-Sundes ($2,7 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ - $5,2 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$). Die Werte sind meist um ein zehnfaches höher als die Werte in den Becken.

Südlich der Insel Jan-Mayen (PS1864-1) findet man mit $3,1 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ erneut einen sehr hohen Wert.

5. Diskussion

5.1 Abschätzung des IRD-Gehaltes

Die Hauptlieferanten eisbergtransportierten Materials sind die Fjordsysteme Ostgrönlands, wobei sich der Scoresby-Sund und der Kong-Oscar-Fjord als bedeutendste Quellen herausstellten (Abb.13.). Die Eisberge und die darin transportierten Sedimente werden nach dem Verlassen des Fjordes mit der Strömung direkt nach Süden verdriftet. Daß die südlichen Proben PS2644-2 und PS2645-5 nur noch sehr wenig IRD enthalten, ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß diese Stationen kaum noch vom EGC beeinflusst werden.

Ein Teil der Eisberge wird auch durch den Jan-Mayen-Strom nach Osten verdriftet. Wie weit der Osttransport erfolgt, ist wegen fehlender Proben in diesem Bereich nicht zu bestimmen.

Der nördlichste Fjord, der Keiser-Franz-Josef-Fjord, hingegen ist heute eher ein unbedeutender Eisbergproduzent. Die Gletscher in Nordostgrönland haben aufgrund der geringen Niederschläge im Gegensatz zu den südlicheren eine niedrigere Akkumulationsrate. Sie gehen derzeit zurück, wobei der größte Teil des Verlustes durch Abschmelzen (ca. 75%) und nicht durch Kalben (ca. 25%) entsteht (Reeh et al., 1993). Durch das Abschmelzen der Gletscher wird grobes lithogenes Material eher küstennah abgelagert, und nur geringe Mengen eistransportierten Materials werden mit dem EGC nach Süden befördert.

5.2 Herkunftsgebiete der Schwerminerale

Als wichtige Quelle für Meereis im Eurasischen Becken werden die sibirischen Schelfe (Aagaard & Coachman, 1968; Vinje & Kvambekk, 1993; Wollenburg, 1993; Nürnberg, et al., 1994) angesehen. Teile des Schelf- und des Festeises der Laptev- und Ostsibirischen See werden im polaren Packeis eingeschlossen und westwärts mit der Transpolar Drift (Abb. 6) über das Eurasische Becken transportiert (Pfirman et al., 1990). Große Mengen dieses Packeises verlassen das Eurasische Becken über die Framstraße und werden mit dem EGC in das Europäische Nordmeer transportiert (Colony & Thorndike, 1985).

5. Diskussion

Im Eurasischen Sektor des Arktischen Ozeans wurden von Behrends et al. (1997) Schwermineralanalysen vorgenommen, so daß ein direkter Vergleich der Verteilungen von Amphibolen, Klinopyroxenen, Orthopyroxenen und des detritischen Karbonates mit dem Untersuchungsgebiet möglich ist.

Abbildung 18 läßt erkennen, daß über 5% Orthopyroxene von der Laptev See in die Transpolar Drift eingehen, der Wert sinkt bis zur Framstraße auf < 2,5% ab.

Im Arbeitsgebiet nehmen die Orthopyroxen-Gehalte der Proben von Norden nach Süden ab (Abb. 19). Südlich von ca. 70,5°N scheint dabei ein deutlicher Sprung in den Gehalten an Orthopyroxenen vorzuliegen. Die Proben in den Fjorden zeigen die niedrigsten Werte und steuern daher kaum zu den höheren Werten der Beckenregionen bei.

Das Material, das den Orthopyroxengehalt in den Beckenregionen bestimmt, wird also von Norden angeliefert.

Nach Abbildung 20 nimmt der Gehalt an Amphibolen vom Sibirischen Schelf bis zur Framstraße von >30% auf <30% ab. Die Verteilung des Amphibolgehaltes im Untersuchungsgebiet zeigt Gehalte zwischen 33 % und 23 % bis zur Höhe von 71°N. Südlicher besitzen die Proben nur noch Gehalte um 10 % (s. Abb. 21).

Ein ähnliches Muster zeigen die Abbildungen des Gehaltes an Klinopyroxen.

Die Proben auf dem Sibirischen Schelf zeigen Gehalte an Klinopyroxen von über 30 %, die Proben der Framstraße <30% (s. Abb. 22). Die Werte im Untersuchungsgebiet nehmen bis zum Breitengrad 71°N bis auf 14% ab. Südlicher besitzen die Proben einen Gehalt von größtenteils über 25% (s. Abb. 23).

Durch den Vergleich der Schwermineralanalyse im Arbeitsgebiet mit Ergebnissen aus dem Eurasischen Sektor des Arktischen Ozeans kann man auf eine enge Beziehung zwischen Transpolar Drift und Ostgrönlandstrom schließen. Aus den Verteilungskarten geht ebenfalls ein deutlicher Einfluß des JMC's hervor.

5. Diskussion

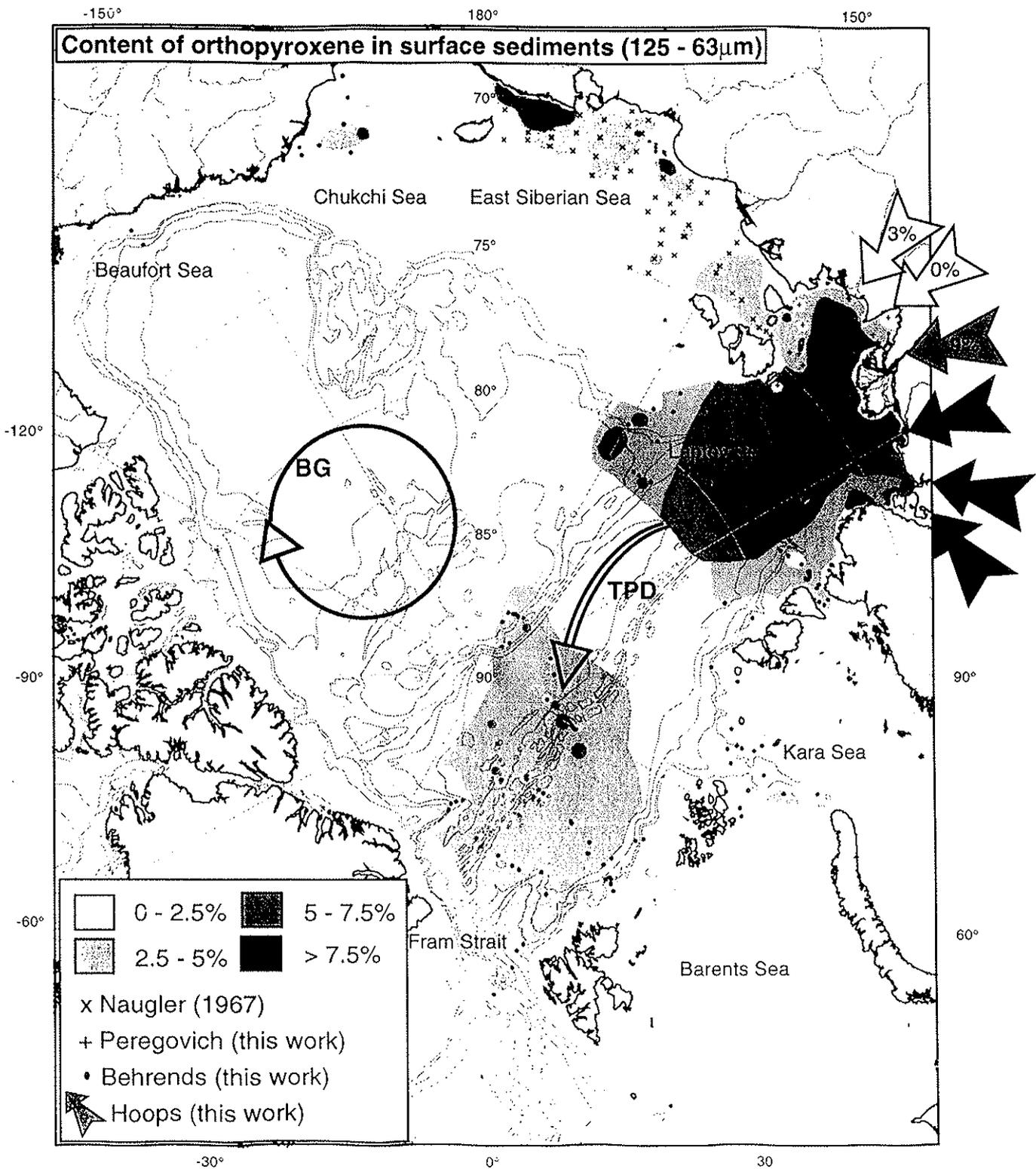


Abb. 18: Verteilungskarte der Orthopyroxene im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

5. Diskussion

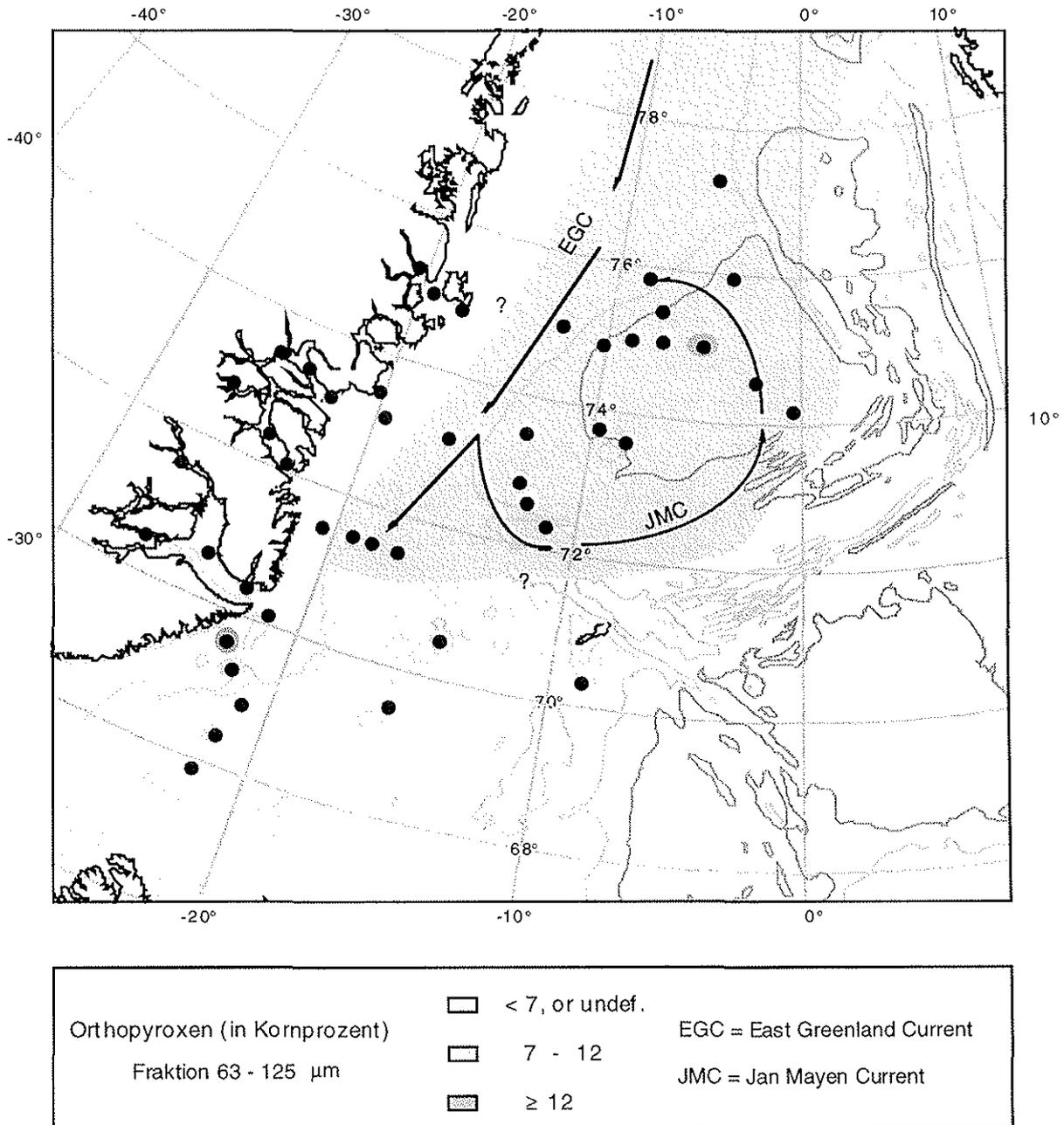


Abb. 19: Verteilungskarte der Orthopyroxene im Untersuchungsgebiet

5. Diskussion

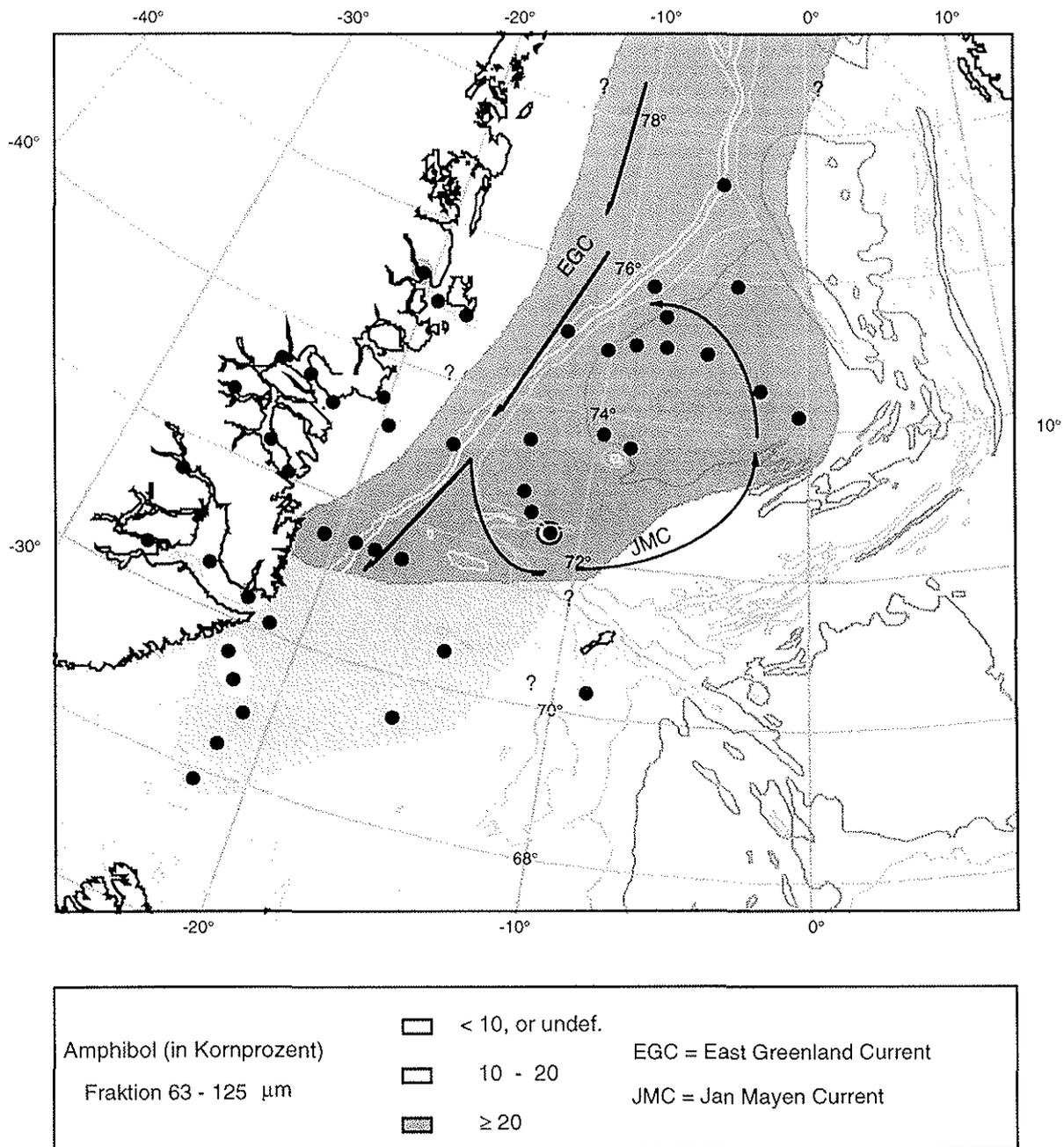


Abb. 21: Verteilungskarte der Amphibole im Untersuchungsgebiet

5. Diskussion

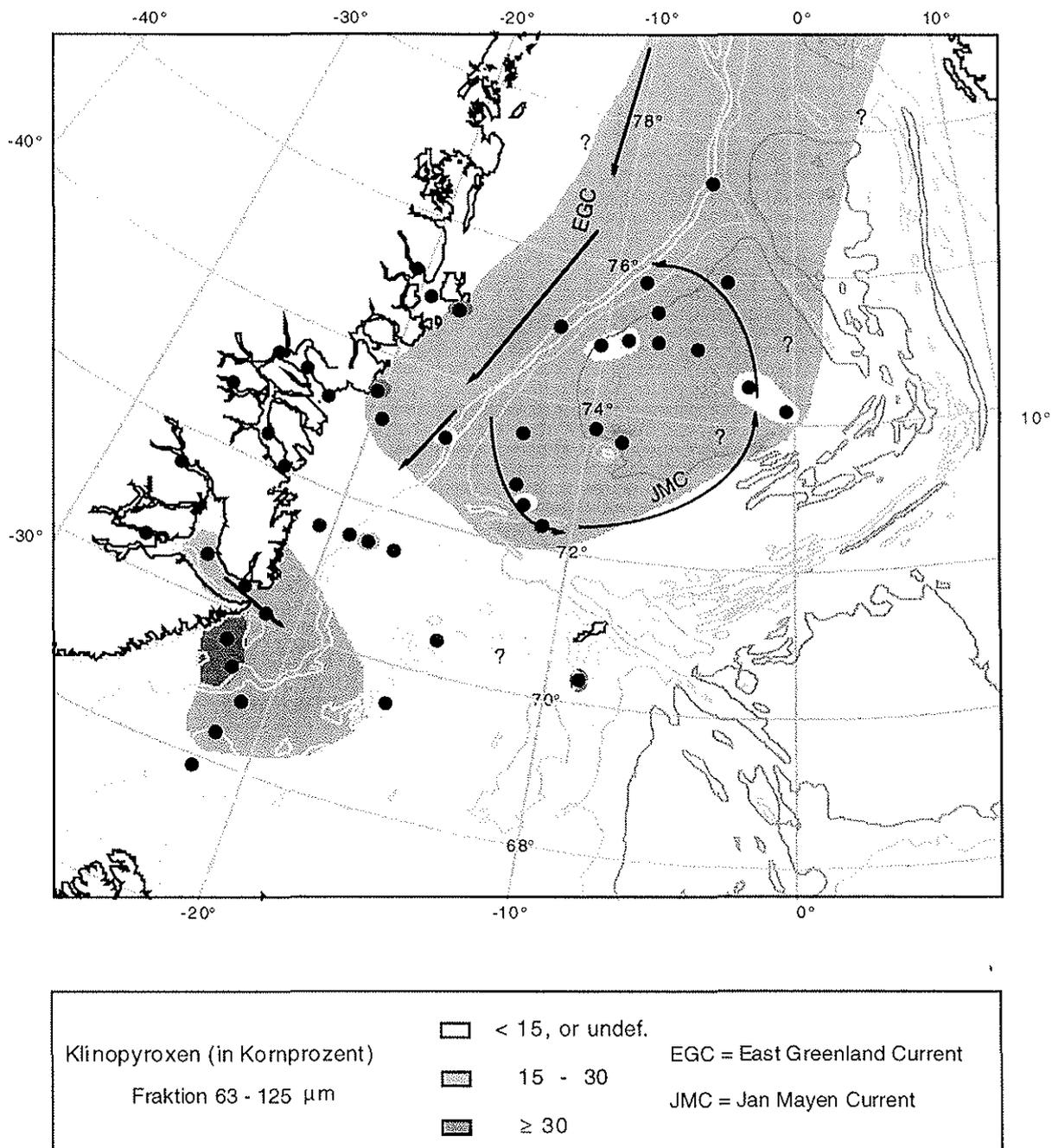


Abb. 23: Verteilungskarte der Klinopyroxene im Untersuchungsgebiet

Die Verteilungen der Minerale Amphibol und Klinopyroxen zeigen diese enge Beziehung besonders deutlich. Bei beiden Verteilungskarten (Abb. 19 und 21) ist ein deutlicher Wechsel der jeweiligen Probengehalte bei 71°N zu erkennen. Diese Konzentrationssänderungen können nur durch einen Wechsel der mineralogischen Komposition und somit der Liefergebiete erklärt werden.

5. Diskussion

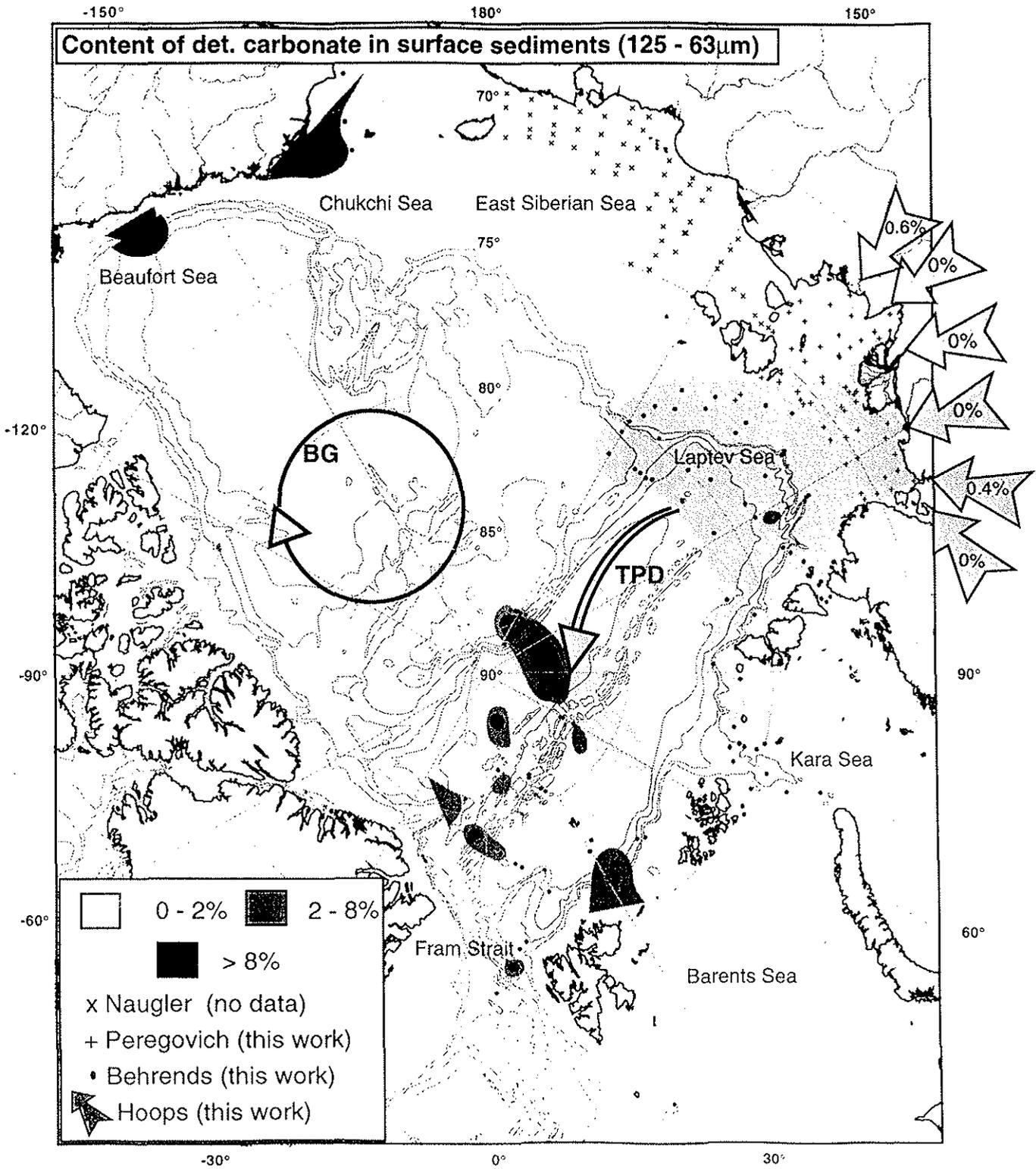


Abb. 24: Verteilungskarte des detritischen Karbonates im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

5. Diskussion

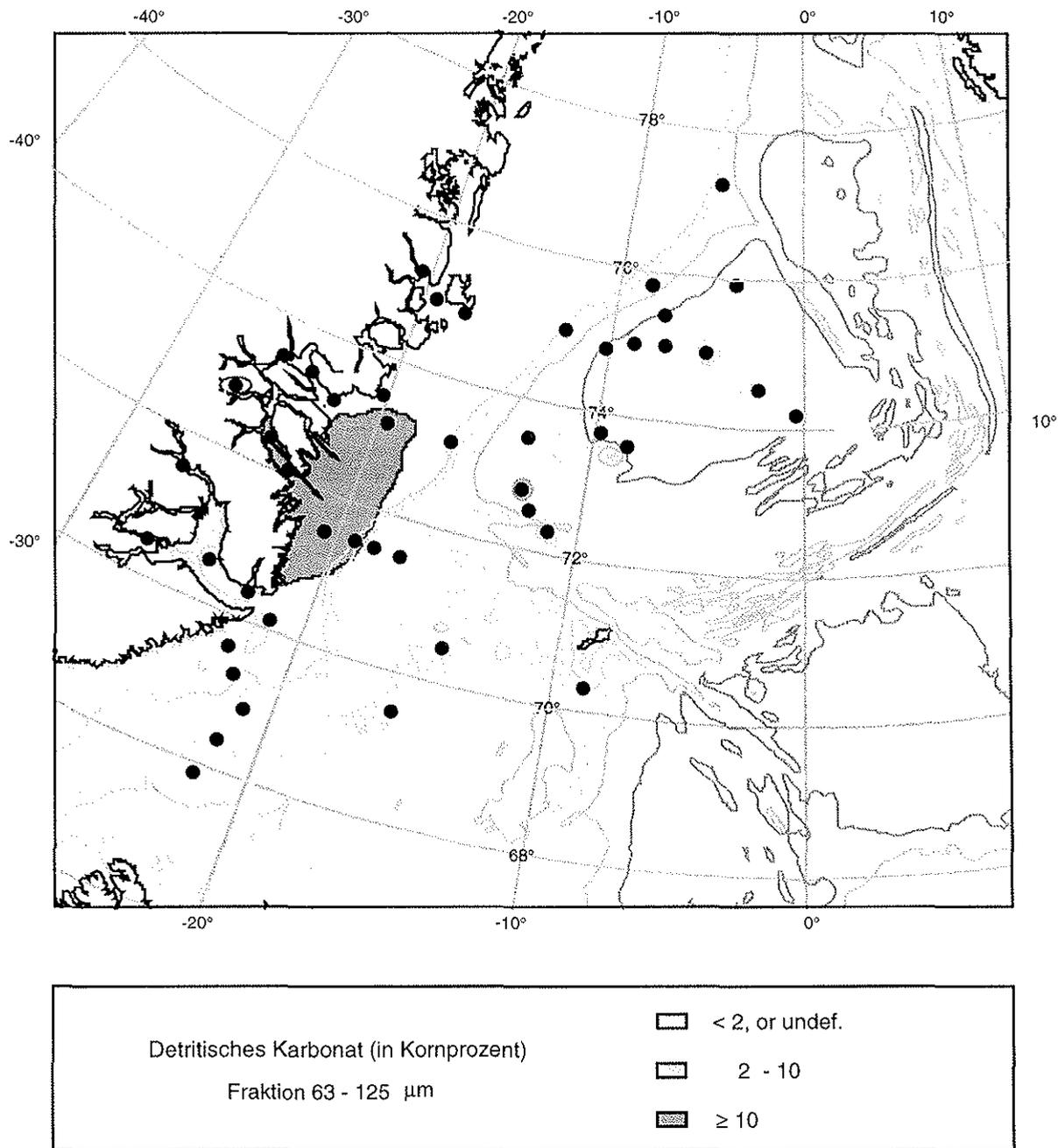


Abb. 25: Verteilungskarte des detritischen Karbonates im Untersuchungsgebiet

Der Gehalt an detritischem Karbonat der Proben im Eurasischen Sektor scheint hauptsächlich durch sedimentbeladenem Meereis, das durch den Beaufort Wirbel transportiert (Abb.24) und mit in die Transpolar Drift eingespeist wird, bestimmt zu werden (Darby et al., 1989; Behrends et al., 1997). Die Werte in der Framstraße liegen bei über 8%. Im Arbeitsgebiet (Abb.25) liegen die Gehalte an detritischem Karbonat bei < 2%. Durch lokale Karbonatvorkommen (z. B. Kong-Oscar-Fjord)

scheint es Lokalitäten zu geben, in denen die Konzentrationen ansteigt. Im ganzen Arbeitsgebiet scheinen die Karbonatwerte ansonsten konstant bei $< 2\%$ zu liegen und lassen somit keine weiteren lokalen Liefergebiete erkennen.

Damit wird deutlich, daß der Bereich des Arbeitsgebietes nördlich 71°N durch meereistransportiertes Material beeinflusst wird, das mit der Transpolar Drift angeliefert wird. Dagegen wird der südlichere Bereich des Arbeitsgebietes durch das Meereis von Ostgrönland beeinflusst.

Um den Einfluß des Transportes vom Ostgrönlandischen Schelf oder den Ostgrönlandischen Fjordsystemen zu bestimmen, mußte der hohe Biotitgehalt aus der Schwermineralverteilung eliminiert werden. Bei der Angabe der Gehalte an opaken Mineralen und an Granat wurde das Mineral Biotit nicht mit einbezogen.

Der Granat, der auf der Verteilungskarte (Abb. 26) zu sehen ist, wird hauptsächlich von den Fjorden angeliefert. Die Proben im Grönlandischen Becken besitzen einen Granatgehalt von $7\% - 9\%$. In den Fjorden liegt der Granatanteil bei $8\% - 31\%$. Die Proben auf dem Schelf nördlich dem Scoresby-Sundes werden von beiden Liefergebieten beeinflusst.

Die Verteilung der opaken Minerale zeigt ebenfalls einen sehr starken Einfluß des vom Fjord angelieferten Materials (Abb. 27). In den Fjorden liegt der Gehalt an opaken Mineralen meist zwischen 15% und 30% , im Grönland-Becken bei nur 10% . Die Proben PS1950-1, PS2645-5 und PS2644-2 sowie die westlicher gelegenen Proben zeigen sehr hohe Gehalte an opaken Mineralen. Bei diesen Proben ist der deutliche Anstieg dadurch zu erklären, daß sie in Übergangsbereichen des polaren Einflusses zum wärmeren atlantischen Einfluß liegen. Das Eis der Ostgrönlandischen Fjorde werden mit dem EGC bzw. mit dem JMC zu den Probenpunkten transportiert. Da der atlantische Einfluß stärker wird, kommt es zum verstärkten Abschmelzen des Eises (Wadhams, 1986a).

5. Diskussion

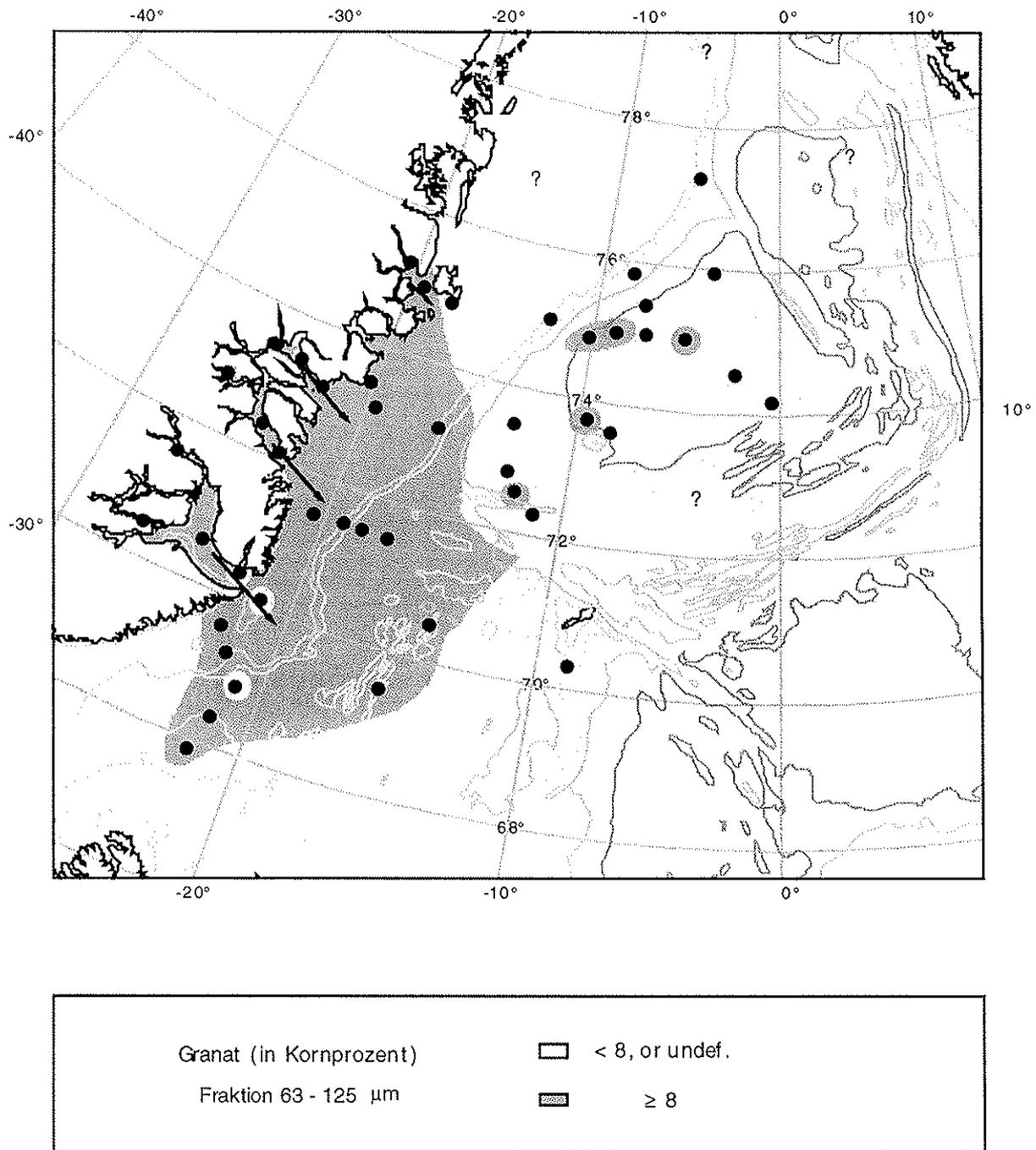


Abb. 26: Verteilungskarte des Granates im Untersuchungsgebiet

5. Diskussion

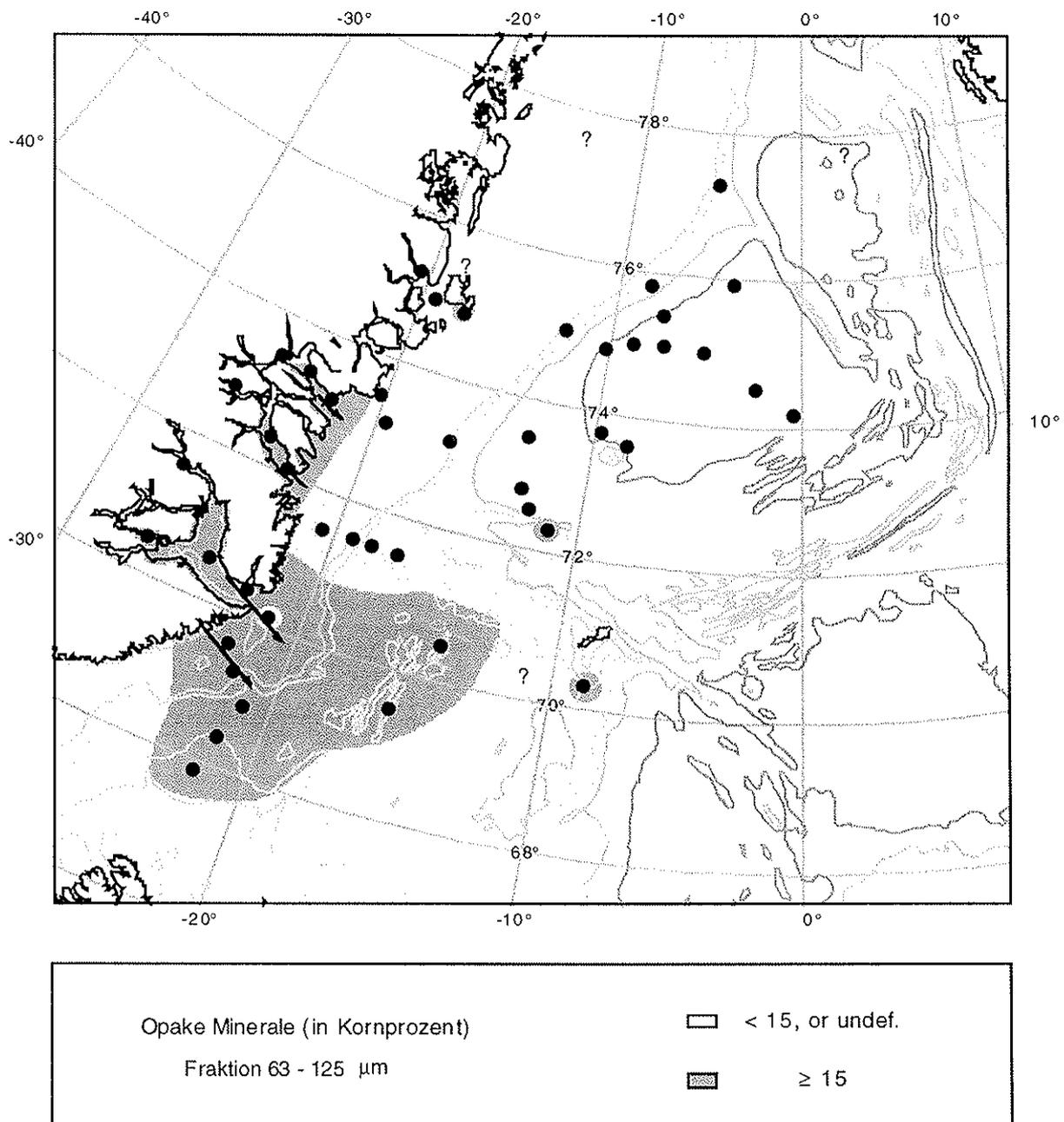


Abb. 27: Verteilungskarte der Opaken Minerale im Untersuchungsgebiet

Die Verteilung des Biotitgehaltes zeigt die eindeutige Dominanz des Biotites in den Fjorden und am Osthang des Grönland-Beckens (Abb. 28). Die Werte liegen in den Fjorden so extrem hoch (max. 90 %), daß für diese Mineralart eine Anreicherung durch Strömungstransport anzunehmen ist. Der Biotit hat durch seinen blättrigen Habitus und die daraus resultierende größere Angriffsfläche andere Strömungseigenschaften, und die hohen Werte sind durch ausschließlichen Eistransport nicht zu erklären. Die Gletscher Ostgrönlands bilden durch

5. Diskussion

Schmelzwässer am Top der Gletscher Seen, in denen sich sehr feines, toniges Material am Boden abgelagert (Ashley, 1995). Da in Ostgrönland Gesteine mit einem hohen Biotitgehalte anstehen (z.B. Gneise), werden diese mit dem tonigen Material der Gletschermilch abgelagert. Obwohl der hier gezählte Biotit der Korngrößenfraktion 63-125 μm entstammt, wird er wegen des blättrigen Habitus und dem daraus resultierenden veränderten Strömungsverhalten mit der Tonfraktion sedimentiert (freundl. Mitt. Rüdiger Stein).

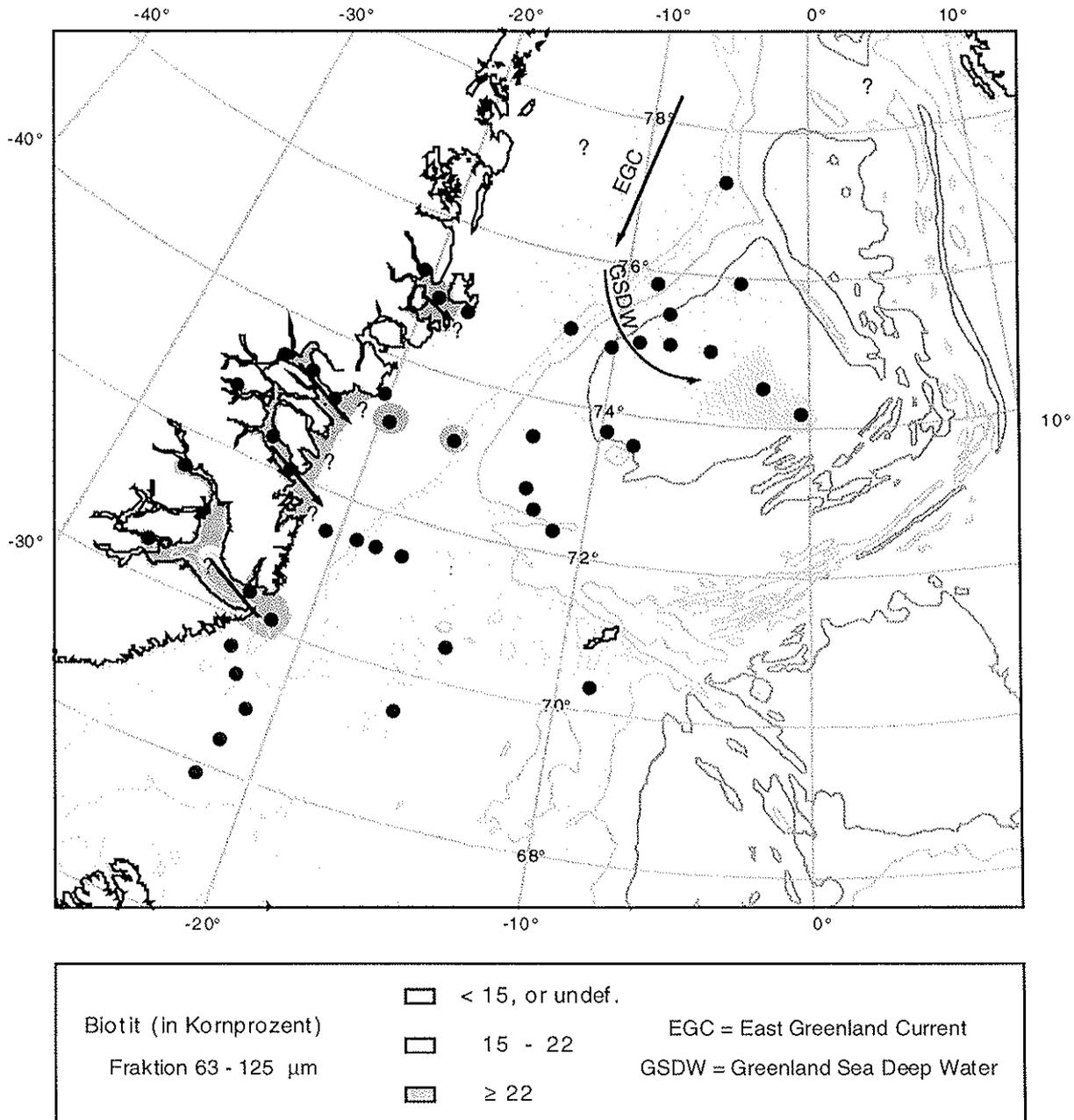


Abb. 28: Verteilungskarte des Biotites im Untersuchungsgebiet

In den Fjorden ist der Chlorit sehr schwach vertreten und zeigt daher in diesem Bereich keine Ähnlichkeit zur Verteilung der Biotitminerale. Im Osten des Grönland-Beckens (PS2913-1 und PS1900-7) besitzt er jedoch wie der Biotit (Abb. 28) einen erhöhten Anteil von 10 % bzw. 13 % an den Schwermineralen (Abb. 29). Daraus ist zu schließen, daß die beiden Glimmerarten vom selben Liefergebiet abstammen. Das Herkunftsgebiet ist nicht eindeutig zu bestimmen. Das Material könnte eistransportiert von Norden über die Transpolar Drift angeliefert werden. Nach dem Schmelzen und der Freisetzung der Partikel könnten sie mit der Tiefenwasserströmung, dem Grönländischen Tiefenwasser (Abb. 5) nach Osten in das Becken transportiert werden und sich am östlichen Beckenanstieg ablagern. Diese Möglichkeit kann nicht eindeutig nachgewiesen werden, da der Transportweg von der Freisetzungs- bis zur Ablagerungsstelle zu weit für einen Strömungstransport erscheint.

Die Verteilung der sonstigen Minerale (Abb. 30) zeigt, daß die Probe PS2644-2 mit 5 Kornprozent den höchsten Gehalt aufweist. Unter den sonstigen Mineralen werden in dieser Arbeit Glaukonit und vulkanische Asche mit einbezogen. In dieser Probe handelt es sich ausschließlich um basaltische Asche. Dieser hohe Anteil an vulkanischer Asche ist vermutlich auf vulkanische Aktivität zurückzuführen. Da die Schwermineralanalyse jedoch zeigt, daß der Großteil der Mineralzusammensetzung der Probe metamorph ist, ist Island als Herkunftsgebiet des Eises auszuschließen.

5. Diskussion

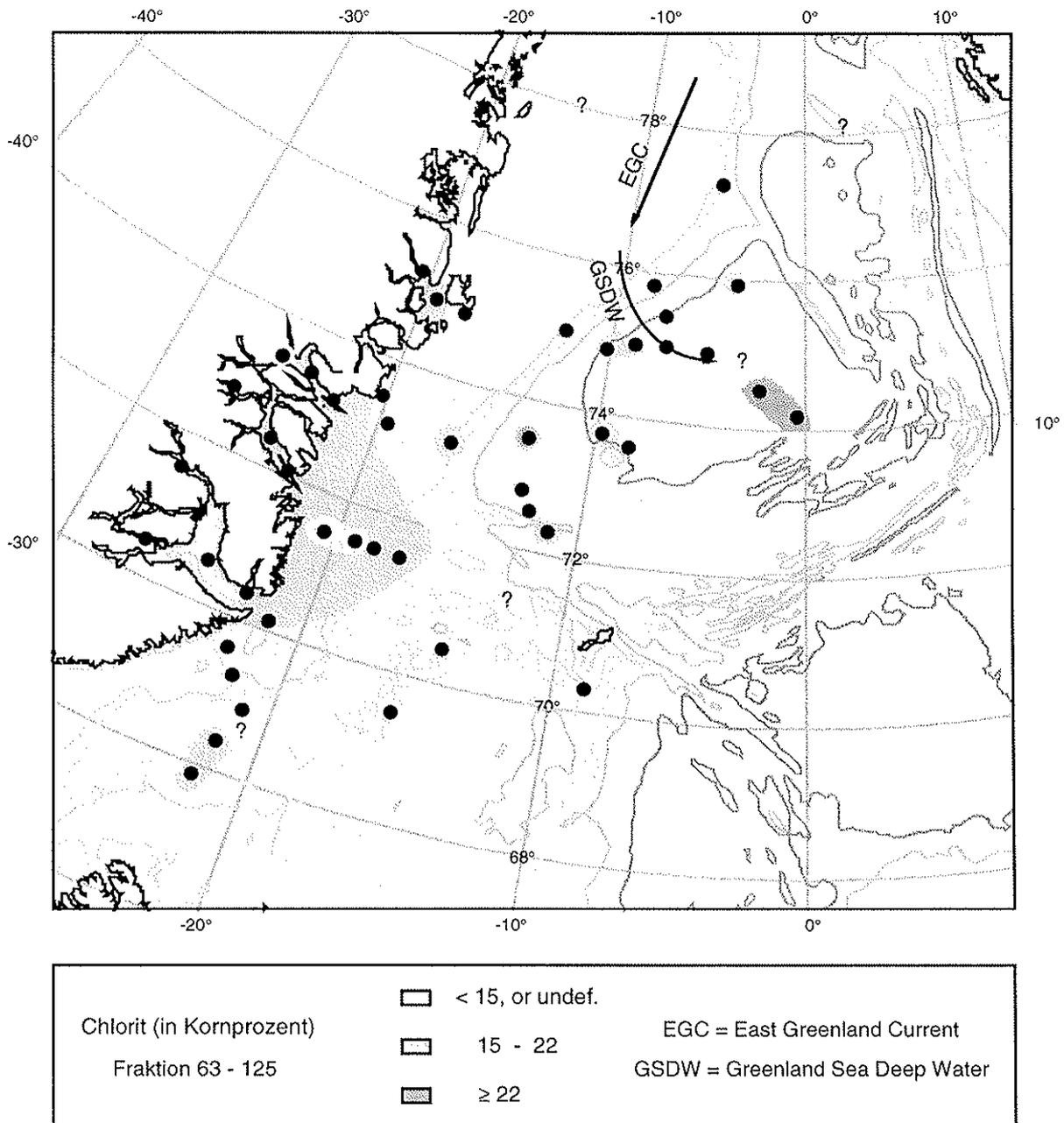


Abb. 29: Verteilungskarte des Chlorites im Untersuchungsgebiet

5. Diskussion

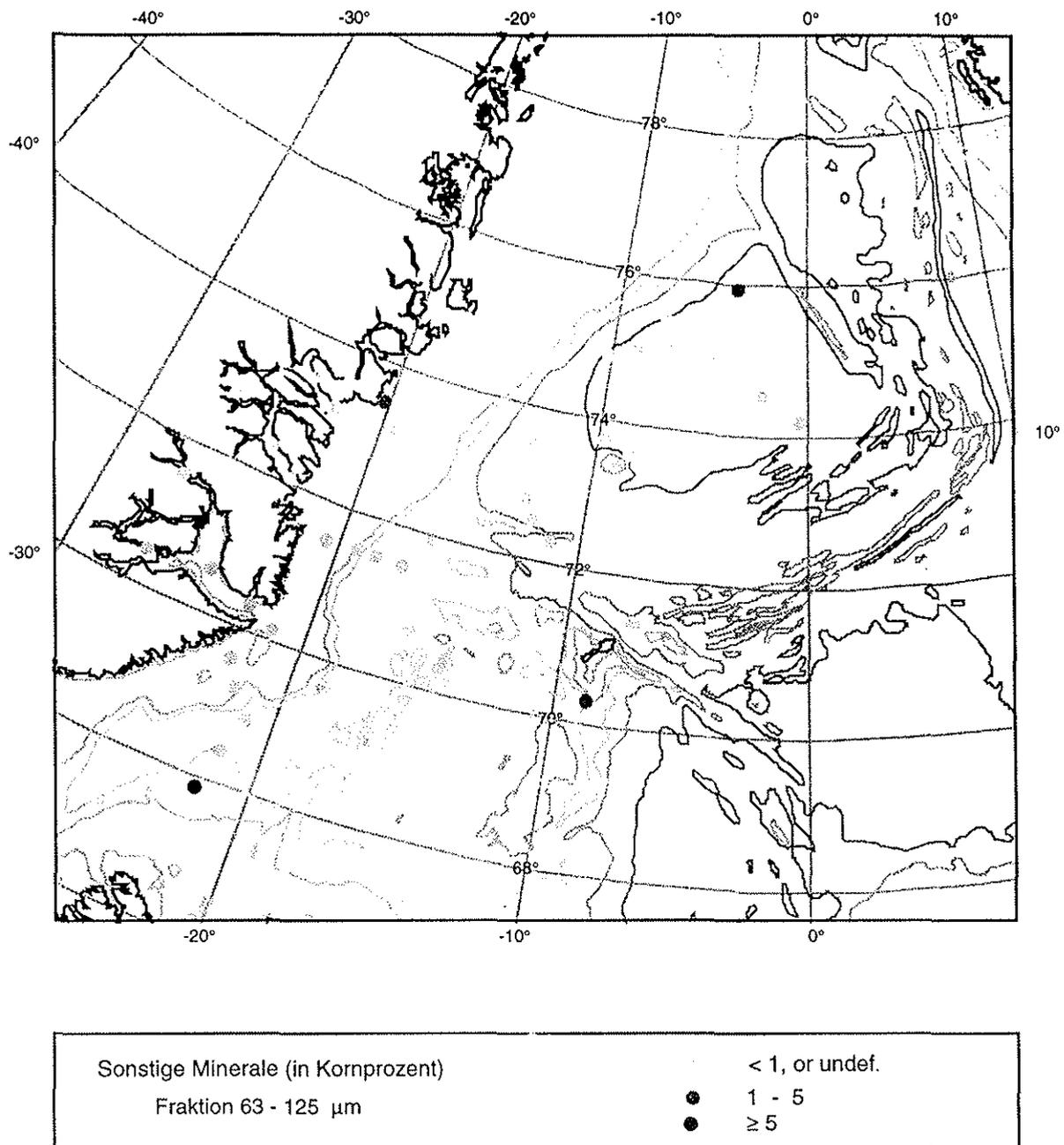


Abb. 30: Verteilungskarte der Sonstigen Minerale im Untersuchungsgebiet

Die Einteilung des Untersuchungsgebietes in petrographische Provinzen nach dem Ansatz von Nechaev et al. (1994) unterstützt die Aussage über die zwei verschiedenen Liefergebiete. In Abbildung 31 zeigt sich eine relativ gute Einteilung in eine vulkanische und eine metamorphe Provinz. Die Proben in den Fjorden und auf dem Schelf sind deutlich metamorpher Herkunft. Die Proben östlich des Kontinentalhanges deuten hingegen eine vulkanische Herkunft an. Der Transport

5. Diskussion

von Meereis mit einer Dominanz der metamorphen Minerale ist bis zur Schelfkante zu verfolgen. Das metamorphe Material stammt von den proterozoischen Gneisen und den Gesteinen des Kaledonischen Faltengürtels im Hinterland der ostgrönländischen Fjorde. Die Grenze zwischen metamorpher und vulkanischer Provinz, die Schelfkante, stimmt mit dem jährlichen Verlauf der Eiskante überein (s. Abb. 4). Um genauere Erklärungen für lokale Phänomene zu finden, ist die Probandichte in den entsprechenden Regionen zu gering.

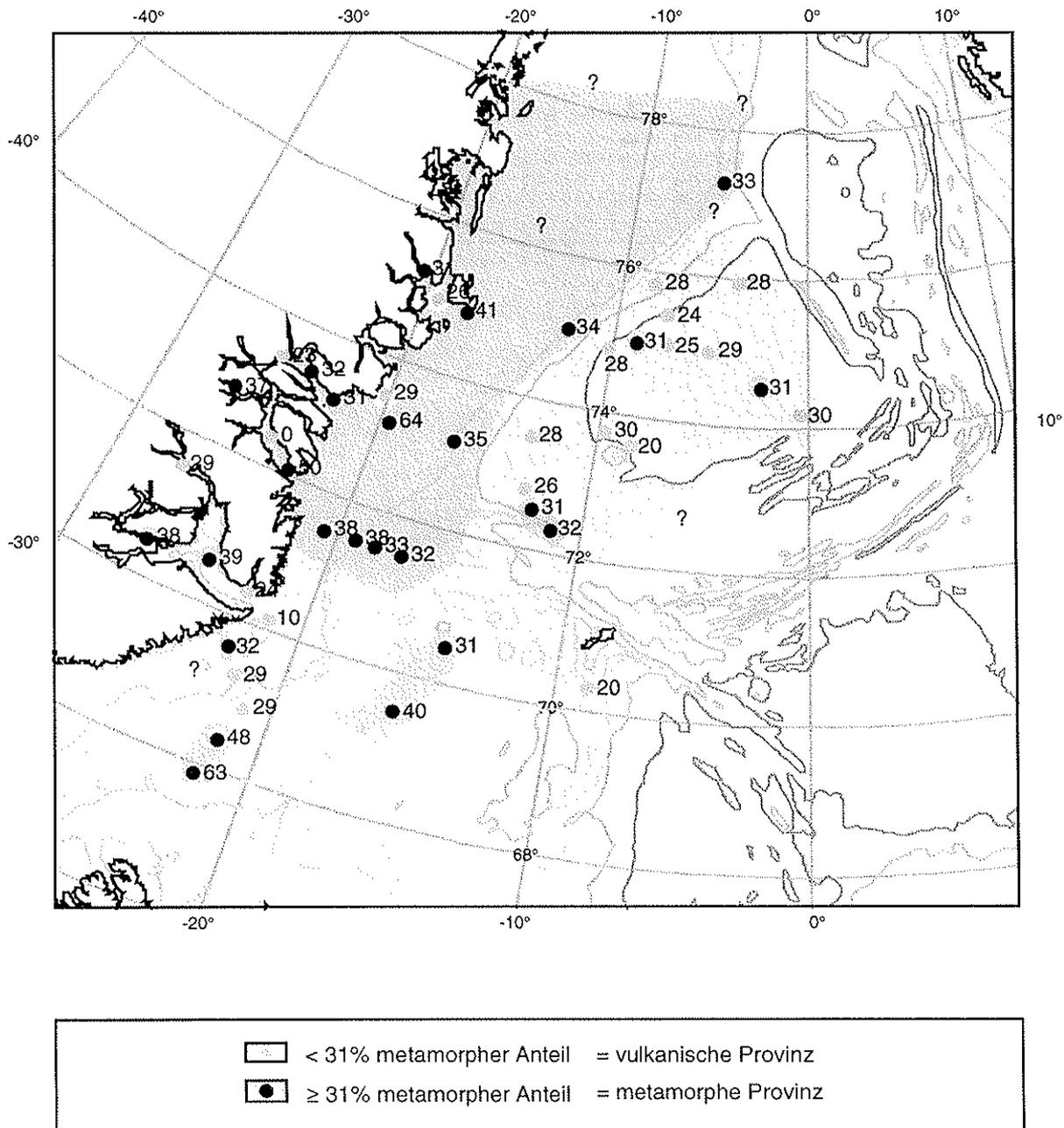


Abb. 31: Gliederung des Arbeitsgebietes in petrographische Provinzen (nach Nechaev et al., 1994)

Klimaindikatoren nach Bond et al. (1997):

Bei dem Versuch der Verifizierung der drei Indikatoren (lithische Körner mit einem Durchmesser $> 150 \mu\text{m}$, hämatitüberzogene Quarz- oder Feldspatkörner und frische vulkanische Asche) für holozäne Klimaschwankungen nach Bond et al. (1997) wurde zunächst festgestellt, daß in der Schwermineralfraktion der Oberflächenproben des Untersuchungsgebietes keine hämatitüberzogenen Körner gefunden wurden. Daher wurden von der Leichtmineralfraktion Streupräparate hergestellt (vgl. Kap. 3.2.2). Es wurden zunächst 100 Körner gezählt. Die Auszählung ergab einen Gehalt von rund 70% der hämatitüberzogenen Körner an der Leichtmineralfraktion. Bond et al. (1997) führen Gehalte von 15-25% für diese Proben an. Der deutlich zu hohe Gehalt der Proben im Arbeitsgebiet ist durch die gegebene Definition zu erklären. Als hämatitüberzogene Körner wurden Partikel mit einem ungefähr $8 \mu\text{m}$ überzogenen Bereich definiert. In dieser Arbeit ist es, trotz eines sehr ähnlichen Aparaturaufbaus, unmöglich, so kleine Bereiche als hämatitüberzogen zu bestimmen. Die Fehlerquote ist viel zu hoch, um vergleichbare Daten zu produzieren und die Aussage von Bond et al. (1997) für das Arbeitsgebiet zu prüfen. Da es sich bei dem Arbeitsgebiet nur um einen kleinen Bereich des Untersuchungsgebietes von Bond et al. (1997) handelt, in dem ein Maximum der hämatitüberzogenen Körner vorliegt, wären keine großen Schwankungen in den Gehalten an hämatitüberzogenen Mineralen zu erwarten.

Die basaltische Asche, von Jan-Mayen und Island stammend, die als zweiter Indikator für "ice rafting"-Ereignisse und somit für holozäne Klimaschwankungen aufgeführt wurde, konnte nur in einer Probe (PS2644-2) nachgewiesen werden. Der Gehalt an vulkanischer Asche lag bei 5% und liegt somit im Bereich der gemessenen Anteile von Bond et al. (1997). Im Arbeitsgebiet von Bond et al. (1997) stellt die Probe PS2644-2 die nördlichste Probenlage mit erhöhten Konzentrationen an vulkanischer Asche dar und in südlicher Richtung nehmen die Werte zu. Im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist die Lokation jedoch die südlichste.

5.3 Die massenspezifischen magnetische Suszeptibilität

5.3.1 Die Trägerpartikel der magnetischen Suszeptibilität

Die Kartierung der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 17) liefert Erkenntnisse über den Träger der Suszeptibilität und die Herkunft des Trägers (Niessen & Weiel, 1996). Weiel (1997) untersuchte in der Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya

Zemlya (zentraler Arktischer Raum) Sedimentkerne auf Korngrößenabhängige Suszeptibilität. Er stellt fest, daß die magnetische Suszeptibilität hauptsächlich von den Smektit- oder Illitgehalten abhängig waren. In diesen Proben ist die Tonfraktion der Träger der magnetischen Suszeptibilität.

Niessen und Weiel (1996) bestimmten die frequenzabhängige magnetische Suszeptibilität in Oberflächenproben der Kara See und Laptev See. Frequenzabhängige Suszeptibilität kann zur Detektion der Korngröße der ferrimagnetischen Minerale benutzt werden (Dearing, 1994). Magnetitkörner, die $>0,035 \mu\text{m}$ groß sind, besitzen einen F-Faktor² von bis zu ungefähr 2%. Ultrafeine Magnetitkörner ($<0,035 \mu\text{m}$) erzeugen einen höheren F-Faktor (Niessen und Weiel, 1996). Die Untersuchungen im Arbeitsgebiet ergaben, daß der Großteil der Oberflächenproben einen F-Faktor von $< 4\%$ besitzen und die magnetische Suszeptibilität durch Magnetitkörner $> 0,035 \mu\text{m}$ bestimmt wird. Die Messungen der Oberflächenproben im Arbeitsgebiet ergaben eine Differenz zwischen der niedrigfrequenten und hochfrequenten Suszeptibilität von $< 1\%$, so daß dieses als Hinweis darauf gilt, daß im Arbeitsgebiet die magnetische Suszeptibilität nicht durch die Tonfraktion bestimmt wird.

Swientek (1997) untersuchte den Kern PS2644-5 auf die Korngrößenabhängige Suszeptibilität. Die Ergebnisse zeigen, daß die Siltfraktion der Hauptträger der magnetischen Suszeptibilität ist.

Da die magnetische Suszeptibilität der Oberflächenproben ohne Bezug zur Korngrößenabhängigkeit gemessen wurde, kann keine konkreten Aussagen über den Träger der magnetische Suszeptibilität gemacht werden.

Betrachtet man die erstellte Verteilungskarte, läßt sich vermuten, daß die Siltfraktion der Lieferant der magnetischen Suszeptibilität ist. Im Grönland-Becken nehmen die Werte vom Beckentiefen zum Beckenrand hin zu. Das bedeutet, daß der Magnetit nicht in der Tonfraktion zu finden ist. Die Sandfraktion ist ebenfalls als Träger der magnetische Suszeptibilität auszuschließen, da die ferromagnetischen Partikel im Arbeitsgebiet teilweise über zu weite Strecken transportiert werden.

5.3.2 Die Herkunft der massenspezifischen magnetischen Suszeptibilität

Es gibt im Untersuchungsgebiet mehrere potentielle Liefergebiete der magnetische Suszeptibilität. Terrigenes Material mit ferrimagnetischen Partikel aus Ostgrönland wird über Eisberge und Meereis in das Untersuchungsgebiet geliefert. Dabei muß jedoch zwischen den nördlichen Fjorden des Untersuchungsgebietes, Kong-Oscar-

² F-Faktor = Variation zwischen der gemessenen Hochfrequenz-Suszeptibilität und der Niedrigfrequenz-Suszeptibilität

und Kaiser-Franz-Josef-Fjord, sowie dem südlichen Fjordsystem, dem Scoresby-Sund, unterschieden werden. Die anstehenden Gesteine im Hinterland der nördlichen Fjorde, die proterozoische Gneise und jüngeren Sedimentgesteine (vgl. Kap. 2.6), werden erodiert und die Trägerpartikel in das Meer transportiert. Als Hauptlieferant für die magnetische Suszeptibilität ist der proterozoische Gneis anzusehen. Dearing (1994) gibt eine Schwankungsbreite in den Suszeptibilitätswerten von Gneisen von $0,144 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ (Orthogneis) bis $6,491 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ (Lewisian gneis¹) an.

Der Magnetitgehalt im Scoresby-Sund ist deutlich erhöht, was durch ansteigende Suszeptibilitäts-Werte belegt wird. Im inneren Scoresby-Sund liegt der Wert bei $0,7 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ in der Mitte des Fjordes bei $3,5 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ und am Fjordmund bei $2,0 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$. Südlich des Fjordes liegen die Werte bei $4,5 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$. Der niedrige Wert im inneren Fjord entspricht den Werten der nördlicheren Fjorde, d.h. die Werte werden vom gleichen bzw. ähnlichen Gestein geliefert. Der Wert in der Mitte des Fjordes ist um ein 5faches höher. Das Gestein, das diese hohen magnetische Suszeptibilitätswerte liefert, ist der eozäne Basalt des südlich gelegenen Geiki-Plateaus. Die magnetische Suszeptibilität eines Basaltes liegt nach Dearing (1994) bei $8,556 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$. Der abnehmende Wert zum Fjordausgang hin ist mit dem teilweise einströmenden EGC und der damit verbundenen Verdünnung zu erklären.

Die Werte im Fjord liegen generell niedriger als die Werte südlich des Geiki-Plateaus, da im Fjord nicht ausschließlich der Basalt angeliefert wird, sondern auch proterozoische Sedimente. Die Werte, die südlich vom Geiki-Plateau gemessen wurden, entsprechen demnach mehr den Werten, die der reine Basalt liefern würde. Der Transport des Materials erfolgt aus dem Scoresby-Sund und nach dem Ausgang direkt nach Süden, so daß die Werte nach Westen deutlich abnehmen. Nam (1996) wies nach, daß die Suszeptibilität, welche dem Magnetit des Geiki-Plateaus entstammt, vom Schelf zum Kontinentalfuß abnimmt. Südlich von 69°N liefert die Probe PS1950-1 nur noch $1,3 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Hier ist also kein Einfluß mehr der Basalte des Geiki-Plateaus nachzuweisen.

Die südlichste Probe PS2644-2 liefert mit $5,2 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ den höchsten Wert an magnetischer Suszeptibilität. Nach Norden hin nehmen die gemessenen Werte ab. Dies legt den Schluß nahe, daß der Magnetit von Island stammt. Als Hauptlieferant des Magnetites sind die tertiären Basalte anzusehen. Das Material Islands wird

¹ Lewis = proterozoische Zeitstufe Nordschottlands

über die nach Norden entwässernden Flüsse Islands sowie durch den Irminger Strom in das Untersuchungsgebiet geliefert.

Ein weiterer Lieferant des Magnetites stellt das System des Mittelozeanischen Rückens im Westen des Untersuchungsgebietes dar. Die Probe PS1882-1 besitzt mit $0,4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ einen leicht höheren Wert als die Werte im Ostgrönländischen Becken. Dieser Anstieg ist auf die Erosion der Basalte am Mohns- und Knipovich-Rücken zu erklären. Die Probe PS1864-1, südlich der Insel Jan-Mayen, besitzt mit $3,1 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ einen sehr hohen Wert an magnetischer Suszeptibilität. Dieser hohe Wert ist auf die Lage der Probe auf dem Jan-Mayen-Rücken zu erklären. Da die Probe direkt vom Rücken genommen wurde, dürfte der Gehalt an Magnetit annähernd dem des Rückens entsprechen.

Die Proben PS1845-2, PS1852-1 und PS1857-1 entstammen ebenfalls dem Mittelozeanischen Rückensystem, dem Kolbeinsey-Rücken und weisen deutlich geringere Werte ($0,4 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ - $0,7 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$) auf. Für diesen Widerspruch gibt es zwei Erklärungsmodelle. Betrachtet man die Lage der Probenpunkte genauer, so ist erkennbar, daß sich diese Proben nicht direkt auf dem Rücken befinden (vgl. Wassertiefen in Tab.2), sondern in kleinen Becken. Durch diese Beckenlage ist eine erhöhte Sedimentationsrate anzunehmen, die das Signal der magnetischen Suszeptibilität abschwächen. Außerdem ist eine höhere Verdünnung durch den EGC nicht auszuschließen.

Der gemessene Wert der Probe PS2625-1 ($2,15 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$) fällt deutlich aus den umgebenden Werten (ca. $0,45 \mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$) heraus. Zum einen könnte man dieses auf ein lokales Phänomen zurückzuführen, jedoch ist der gemessene Wassergehalt von 4,7% nicht zu erklären

Shankar et al. (1996) stellte u.a. fest, daß die magnetische Suszeptibilität sehr gut mit dem Gehalt an opaken Mineralen und weniger gut mit dem Gehalt an Schwermineralen korreliert.

Vergleicht man die Ergebnisse der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 17) und der Verteilung der opaken Minerale im Arbeitsgebiet (Abb. 29), südlich und südöstlich des Scoresby-Sundes, so ist eine deutliche Korrelation erkennbar. Die Ergebnisse der Arbeit von Shankar et al. (1996) sind jedoch nicht ohne weiteres zu übertragen, da die magnetische Suszeptibilität im Arbeitsgebiet hauptsächlich von der Siltfraktion getragen wurde und die Schwermineralanalyse an der Sandfraktion

5. Diskussion

vorgenommen wurde. Daraus kann geschlossen werden, daß die Silt- und die Sandfraktion den selben Transportbedingungen unterworfen sind.

6. Schlußfolgerung

Die Schwermineralanalyse ist ein sehr guter Indikator, um Liefergebiete von eistransportiertem Material zu bestimmen.

Es war möglich, die enge Beziehung zwischen der Transpolar Drift und dem Ostgrönlandstrom nachzuweisen.

Granat und die opaken Minerale sind als sehr gute Indikatoren im Arbeitsgebiet für den Einfluß des Ostgrönländischen Eises erkannt worden, während die Minerale Klinopyroxen und besonders Amphibol sehr gut den Einfluß der Transpolar Drift nachweisen.

Der Bereich nördlich 71°N im Europäischen Nordmeer wird vom Material des Meereises des Eurasischen Sektors des Arktischen Ozeans, das mit der Transpolar Drift in das Untersuchungsgebiet transportiert wird, dominiert. In den südlicheren Bereichen des Arbeitsgebietes herrschen das Meereis und die Eisberge Ostgrönlands vor.

Die genauen Liefergesteine, die die Schwermineralzusammensetzung der Proben erzeugen, konnten wegen der Größe des Arbeitsgebietes und der geringen Probenmenge nicht genau bestimmt werden. Jedoch war es möglich das Arbeitsgebiet in zwei petrographische Provinzen (vulkanisch und metamorph) zu untergliedern.

Der Einfluß, den die sedimentbeladenen Eisberge im Arbeitsgebiet ausüben, wurde durch die Bestimmung des IRD-Gehaltes nachgewiesen. Es war ebenfalls möglich den Scoresby-Sund als den Hauptlieferanten für Eisberge und die Drift der Eisberge nach Süden bis auf eine Höhe von 68,9°N nachzuweisen.

6. Schlußfolgerung

Die magnetische Suszeptibilität ist ein sehr guter Anzeiger für Liefergebiete von strömungstransportiertem Material.

Anhand der Kartierung der Suszeptibilitätswerte und durch Vergleich mit anderen Arbeiten konnte die Siltfraktion als Träger der ferromagnetischen Partikel detektiert werden.

Im Untersuchungsgebiet wurden vier Liefergebiete (Island, Scoresby-Sund, Kong-Oscar- und Kajser-Franz-Josef-Fjord sowie die Mittelozeanischen Rücken) der ferromagnetischen Partikel bestimmt.

Durch die unterschiedlichen Magnetitgehalte konnten zwei verschiedene Liefergesteine, die tertiären Basalte und die proterozoischen Gneise, nachgewiesen werden.

7. Literaturliste

- Aagaard, K. & L.K. Coachman (1968) The East Greenland Current north of the Denmark Strait II. *Arctic* **2**, 267-290 p.
- Aagaard, K. (1982) Inflow from the Atlantic Ocean to the Polar Basin. In *The Arctic Ocean* (edited by Rey, L.) Monaco (Comunite Arctic international), 69-82 p.
- Alley, R.B. (1988) Fabrics in Polar Ice Sheets: Development and Prediction. *Science* **240**, 493-495 p.
- Antonow, M. (1995): Sedimentationsmuster um den Vesteris Seamount in den letzten 250000 Jahren. Geomar Report 44 (edited by Haas, G.). Kiel, 101 pp
- Ashley, G.M. (1995) Glaciolacustrine Environments. In *Modern Glacial Environments-Processes, Dynamics and Sediments* (edited by Menzies, J.) Oxford (Butterworth-Heinemann Ltd.), **1**, 591 pp.
- Barnes, P.W. & E. Reimnitz (1973) Flooding of Sea Ice by the River of North Alaska. In *Oceanographie*, 265-359 p.
- Barnes, P.W. & E. Reimnitz (1974) Sedimentary processes on Arctic Shelves off the northern coast of Alaska. In *The coast and Shelf of the Beaufort Sea* (edited by Reed, J.C. und J.E. Sater) Arlington (Arctic Institute of North America), 439-476. p.
- Barnes, P.W., E. Reimnitz und D. Fox (1982) Ice Rafting of fine-grained Sediments, a sorting and transport mechanism-Beaufort Sea, Alaska. *J.-Sediment.-Pet.* **52**, 493-502 pp.
- Behrends, M., E. Hoops und B. Peregovich (1997) Distribution Patterns of Heavy Minerals in Siberian Rivers, the Laptev Sea and the eastern Arctic Ocean: An Approach to Identify Sources, Transport and Pathways of Terrigenous Matter. (*in press*) , pp.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwischen See. *Berichte aus dem Fachbereich der Geowissenschaften* **20**, Universität Bremen, 165pp

7. Literaturverzeichnis

- Boenigk, W. (1983) Schwermineralanalyse. Stuttgart (Ferdinand Enke), 158 pp.
- Bond, G., M. Showers, R.L. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, H. Cullen, I. Hajdas und G. Bonani (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* **278**, 1257-1266 p.
- Bourke, R.H., J.L. Newton, R.G. Paquette und M.D. Tunnicliffe (1987) Circulation and water masses of the East Greenland Shelf. *J. Geophys. Res.* **92(C7)**, 6729-6740 p.
- Brooks, K.C. (1973) Tertiary of Greenland - A Volcanic and Plutonic Record of Continental Break - up. In *Arctic Geology - Proceedings of the Second International Symposium on Arctic Geology, held February 1-4, 1971, San Francisco* (edited by Pitcher, M.G.) Tulsa (The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19) 150-158 p.
- Choubert, G. & A. Faure-Muret (1976): Geological Map of the World. Paris (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization).
- Colony, R. & A.S. Thorndike (1985) Sea Ice Motion as a Drunckard's Walk. *J. Geophys. Research* **90 (C1)**, 965-974 p.
- Darby, D.A., A.S. Naidu, T.C. Mowatt und G. Jones (1989) Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology, and Biology* (edited by Herman, Y.) New York (van Nostrand Reinhold), 657-720 p.
- Dearing, J. (1994) Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System, 104 pp.
- Dowdeswell, J.A. (1993) Iceberg scouring in Scoresby Sund and on the East Greenland continental shelf. *Marine Geologie* **111**, 37-53 p.
- Escher, A. & S.W. Watt (1976) Summary of the geology of Greenland. In *Geology of Greenland* (edited by Escher, A. & S.W. Watt) Copenhagen (Groenlans Geologiske Undersogelse)
- Gierloff-Emden, H.-G. (1982) Das Eis des Meeres: Phänomene, Genese und Morphologie. In *Lehrbuch der Allgemeinen Geographie* (edited by Schmithuessen, J.) Berlin (Walter de Gruyter), **Bd.5**, 767-940 p.
- Gilbert, R. (1989): Rafting in Glaciomarine Environments. Marine Studies Group Meeting, London, Abstr.

7. Literaturverzeichnis

- Gordienko, P.A. und A.F. Laktionov (1969) Circulation and physics of the Arctic Basin waters. In *Annals of the International Geophysical Year* (edited by New York (Pergamon), **46 Oceanography**, 94-112 p.
- Grobe, H. (1987) A simple method for determination of ice rafted debris in sediment cores. In *Berichte zur Polarforschung* (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **57(3)**, 123-126 p.
- Hebbeln, D. und G. Wefer (1991) Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* **350**, 409-411 p.
- Hubberten, H.-W. (1995) Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994. In *Berichte zur Polarforschung* (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **174(3)**, 189 p.
- Hubert, J.F. (1962) A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* **32**, 440-450 p.
- Killworth, P.D. (1979) On "chimney" formation in the ocean. *Journal Physical Oceanography* **9**, 531-554 p.
- Koch, L. (1945) The East Greenland Ice. *Medd. Grønland* **130**, 354 pp.
- Lange, M.A. (1987): Basic Properties of Antarctica Sea Ice as Revealed by Textural Analysis on Ice Cores. Symposium on Ice Core Anal., Bern
- Larssen, B.B., A. Elverhøi und P. Aagard (1987) Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimatic research? *Polar Res.* **5**, 313-315 p.
- Lawver, L.A., R.D. Müller, S.P. Srivastava und W. Roest (1990) The opening of the Arctic Ocean. In *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (edited by Bleil, U. & J. Thiede) *NATO ASI Series*. Dordrecht / Boston / London (Kluwer Academic Press), **C308**, 29-62 p.
- Maykut, G.A. (1985) The ice environment. In *Sea Ice Biota* (edited by Horner, R.A.) Boca Raton (CRC Press), 21-82 p.
- Miller, H. & H. Grobe (1996) Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS "Polarstern" 1990. In *Berichte zur Polarforschung* (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **189**, 57 pp.

- Nam, S.-I. (1996) Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris. [Dissertation], Bremen, 157 pp.
- Nechaev, V.P., A.V. Sorochinskaya, I.B. Tsoy und S.A. Gorbarenko (1994) Clastic components in Quaternary sediments of the northwest Pacific and their palaeo-oceanic significance. *Marine Geology* **118**, 119-137p.
- Niessen, F. und D. Weiel (1996) Distribution of magnetic susceptibility on Eurasian shelf and continental slope - implications for source areas of magnetic minerals. In *Berichte zur Polarforschung* (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **127**, 81-87 p.
- Notholt, H. (1997) Die Auswirkung der "NorthEastWater"-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel. [Dissertation], Universität Bremen, 159 pp.
- Nürnberg, D., I. Wollenburg, D. Dethleff, H. Eicken, H. Kassens, T. Letzig, E. Reimnitz und J. Thiede (1994) Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. In *Marine Geology* (edited by Thiede, J., T.O. Vorren und R.F. Spielhagen) Amsterdam (Elsevier Science B.V.), **119**, 185-214 p.
- Paquette, R.G., R.H. Bourke, J.F. Newton und W. Perdue (1985) East Greenland polar front in autumn. *J. Geophys. Res.* **90**(C3), 4866-4882 p.
- Perry, R.K. (1986) Bathymetry. In *The Nordic Seas* (edited by Hurdle, B.G.) New York (Springer Verlag), 211-236 p.
- Pfirman, S, I. Wollenburg, J. Thiede und M.A. Lange (1989) Lithogenic Sediment on Arctic Pack Ice: Potential Aeolian Flux and Contribution to Deep-Sea Sediments. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport* (edited by Leinen, M., Sarnthein) NATO ASI series. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C282**, 463-493 p.

- Pfirman, S., M.A. Lange, I. Wollenburg und P. Schlosser (1990) Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic and Antarctic comparisons. In *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (edited by Bleil, U. und J. Thiede) *NATO ASI series*. Dordrecht (Kluwer Academic Publishers), **C308**, 187-211 p.
- Reeh, N., H. Oerter and C.E. Bøggild (1993) Mass balance and ice dynamics of the North-East Greenland ice sheet margin.- *Final Report of the EPOC Programme PL890075*, Climate Change, Sea Level Rise and associated Impacts in Europe, Climate and Sea Level Change on the Century Time Scale. Participant No 14: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven
- Quadfasel, D., J.-C. Gascard und K.P. Koltermann (1987) Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.* **92**(C7), 6719-6728 p.
- Reimnitz, E. & E.W. Kempema (1987) Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. *Marine Geology* **77**, 219-231 p.
- Reimnitz, E. & E.W. Kempema (1988) Ice rafting: an indication of glaciation? *J. Glaciol.* **34**, 254-255 p.
- Reimnitz, E., E.W. Kempema und P.W. Barnes (1986): Anchor Ice and Bottom-Freezing in High-Latitude Marine Sedimentary Environments. *U.S. Geol. Survey Open-File Report*. 86-298, 21pp.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich und M.H. Houssais (1989) Greenland Sea convection in winter 1987/88. *Journal Geophysical Research* **94** (c3), 3223-3227 p.
- Shankar, R., R. Thompson und T.N. Prakash (1996) Estimate of heavy and opaque mineral contents of beach and offshore placers using rock magnetic techniques. *Geo-Marine Letters* **16**, 313-318 p.
- Shen, H.T. & N. Ackermann (1990) Wave-induced Sediment Enrichment in Coastal Ice Covers. In *Sea Ice Properties and Processes* (edited by Ackley, S.F. und W.F. Weeks) 100-102 p.

7. Literaturverzeichnis

- Swientek, O. (1997) Sedimentaufbau und terrigener Eintrag in der Dänemarkstraße-Implicationen für hochfrequente Klimaschwankungen in den marinen Isotopenstadien 2-6. [Diplomarbeit], Universität Köln, 71 pp.
- Talwani, M. & O. Eldholm (1974) Margins of the Norwegian-Greenland Sea. In *The Geology of continental margins* (edited by Burko, C.A. & C.L. Drake) New York (Springer Verlag), 361-374 p.
- Thiede, J. & Hempel (1991) Die Expedition ARKTIS-VII/1 mit FS "Polarstern" 1990. In *Berichte zur Polarforschung*, (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **80**, 137 pp.
- Thiede, J. & Myhre, A.M. (1996) Introduction of the North-Atlantic Gateways: Plate tectonic-paleoceanographic history and significance. *Proceedings of the Ocean Drilling Program* **151**, 3-15 p.
- Unesco (1976) s. Choubert
- Untersteiner, N. (1990) Structure and Dynamics of the Arctic Ocean Ice Cover. In *The Arctic Ocean Region* (edited by Grant, A., L. Johnson und J.F. Sweeney) Boulder, Colorado (Geol.Soc.Am.), 37-52 p.
- van Andel, T. (1955) Sediments of the Rhone Delta. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische Serie* (edited by Koninklijk Nederlands Mijnbouwkundig Genootschap), Delft, 515-543 p.
- Vinje, T. & A.S. Kvambekk (1993) The ice transport through the Fram Strait. *Nansen Centennial Symposium* , Abstr.
- Vinje, T.E. (1977) Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic. *Arbok, Nor. Polarinstitut* , 163-174 p.
- Wadhams, P. (1981) The Ice Cover in the Greenland and Norwegian Seas. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **19**, 345-393 p. OK
- Wadhams, P. (1986a) The ice cover. In *The Nordic Seas* (edited by Hurdle, B.G.) N.Y. (Springer Verlag), 21-78 p.

7. Literaturverzeichnis

- Wadhams, P. (1986b) The seasonal ice zone. In *The Geophysics of Sea Ice* (edited by Untersteiner, N.) Seattle (Nato ASI Series), **146**, 825-977 p.
- Weeks, W.F. & S.F. Ackley (1982) The Growth, Structure and Properties of Sea Ice. *CRREL Monogr.* **82-1**.
- Weeks, W.F. (1986) The physical properties of the sea ice cover. In *The Nordic Seas* (edited by Hurdle, B.G.) New York (Springer Verlag), 88-98 p.
- Weiel, D. (1997) Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky-Straße und östlich von Sverenaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. [Diplomarbeit], Universität Köln.
- Windom, H.L. (1969) Atmospheric Dust Record in Permanent Snowfields: Implication to Marine Sedimentation. *Geol.Soc.Am.Bull.* **80**, 761-782 p.
- Wollenburg, I. (1993) Sedimenttransport durch das Arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. In *Berichte zur Polarforschung* (edited by Riemann, F.) Bremerhaven (Alfred-Wegener-Institut), **127**, 159 pp.
- Wollenburg, I. und S. Pfirman (1989): Framstraße und das östliche Arktische Becken: Das rezente Ablagerungsmilieu. In *Framstraße: Hydrobiologische und geowissenschaftliche Schlüsselregion in Nordwest-Europa* (Abschlußbericht der Arbeitsgruppe Framstraße) (edited by Thiede, J.) GEOMAR Kiel.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) danke ich für die Vergabe der Diplomarbeit.

Herrn Dr. Rüdiger Stein sei für die stete Diskussionsbereitschaft und sein Interesse am Fortgang der Arbeit, sowie die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

Herrn Prof. H. Förster und Herrn Prof. J.L. Urai (Rheinisch-Westfälisch-Technische Hochschule Aachen) gilt für die Ermöglichung einer "externen" Arbeit mein besonderer Dank.

Der ganzen "Arktis-Gruppe" (Bettina Boucsein, Kirsten Fahl, Jens Hefter, Ingo Kelz, Hans-Peter Kleiber, Jochen Knies, Ute Mann, Jens Matthiesen, Claudia Müller, Frank Schoster, Martina Siebold und Christoph Vogt) möchte ich für das einmalige Arbeitsklima und die Unterstützung danken.

Mein ganz besonderer Dank gilt Marion Behrends für die Einführung in die Materie und die ständige Hilfsbereitschaft bei auftretenden Problemen.

Bei meinen Bürokollegen, Christoph Vogt und Jochen Knies, die stets bei technischen Fragen und formalen Problemen hilfreich zur Seite standen, möchte ich mich herzlich bedanken. Jochen Knies sei noch einmal bedankt für die Korrektur der ersten Version dieser Arbeit, die sicherlich noch nicht sehr ausgereift und die Korrektur daher sehr mühsam war.

Für die Unterstützung in allen labortechnischen Fragen möchte ich mich bei Ute Bock, Rita Föhlking und Michael Seebeck bedanken.

Bei meinen Mitdiplomanden Barbara Braun, Bernd Censarek, Ingo Kelz, Holger Matthiesen und Oliver Swientek sei für die Hilfsbereitschaft und für die Ablenkung und den nötigen Ausgleich während unserer gemeinsamen Zeit gedankt.

Der größte Dank gilt meiner Frau und meinen Kindern, die mich während dieser Zeit nach Möglichkeit unterstützten und diese Arbeit ermöglichten.

An dieser Stelle sei auch meinen Eltern gedankt, die mir dieses Studium ermöglichten und mich jederzeit unterstützten.

8. Anhang

8.1 Rohdaten

8.1.1 Daten der Schwermineralauszählung der Oberflächenproben

PS1845-3	Amphibol	Ortho- pyroxen	Klinopyroxen	Epidot	Staurolith	Apatit	ZTR
Körner (gez.)	26	14	31	18	3	12	7
Komprozent	10.1	4.88	10.8	6.27	1.05	4.18	2.44
V ¹	5.06	3.15	4.7	4.97	1.2	2.36	3.06
PS1857-1							
Körner (gez.)	21	15	25	7	1	2	10
Komprozent	10.85	7.08	11.79	3.3	0.47	0.94	4.72
V	4.27	3.52	4.43	2.45	0.94	1.33	2.91
PS1864-1							
Körner (gez.)	50	26	96	19	3	2	15
Komprozent	18.77	8.41	31.07	6.15	0.97	0.65	4.85
V	4.44	3.16	5.27	2.73	1.12	0.91	2.45
PS1873-1							
Körner (gez.)	33	23	56	19	1	1	18
Komprozent	16.88	9.96	24.24	8.23	0.43	0.43	7.79
V	4.93	3.94	5.64	3.62	0.86	0.86	3.53
PS1875-7							
Körner (gez.)	98	22	54	32	4	6	20
Komprozent	34.89	6.04	14.64	8.79	1.1	1.65	5.49
V	5	2.5	3.73	2.97	1.09	1.33	2.39
PS1876-1							
Körner (gez.)	66	31	64	26	5	17	15
Komprozent	26.59	8.59	17.73	7.2	1.39	4.71	4.16
V	4.65	2.95	4.02	2.72	1.23	2.23	2.1
PS1877-1							
Körner (gez.)	75	25	74	27	3	14	16
Komprozent	26.32	5.98	17.7	6.46	0.72	3.35	3.83
V	4.31	2.32	3.73	2.4	0.83	1.76	1.88
PS1882-1							
Körner (gez.)	51	30	73	22	2	6	24
Komprozent	27.86	9.29	22.6	6.81	0.62	1.86	7.43
V	4.99	3.23	4.65	2.8	0.87	1.5	2.92
PS1892-1							
Körner (gez.)	79	29	77	30	4	9	23
Komprozent	24.6	7.67	20.37	7.94	1.06	2.38	6.08
V	4.43	2.74	4.14	2.78	1.05	1.57	2.46
PS1893-1							
Körner (gez.)	79	38	61	26	5	19	11
Komprozent	24.28	9.92	15.93	6.79	1.31	4.96	2.87
V	4.38	3.06	3.74	2.57	1.16	2.22	1.71
PS1894-7							
Körner (gez.)	74	35	74	24	10	14	17
Komprozent	24.32	9.46	20	6.49	2.7	3.78	4.59
V	4.46	3.04	4.16	2.56	1.69	1.98	2.18
PS1895-9							
Körner (gez.)	76	39	86	32	2	10	15
Komprozent	28.09	10.96	24.16	8.99	0.56	2.81	4.21
V	4.76	3.31	4.54	3.03	0.79	1.75	2.13
PS1898-6							
Körner (gez.)	70	43	80	34	2	6	18
Komprozent	22.25	11.81	21.98	9.34	0.55	1.65	4.95
V	4.36	3.38	4.34	3.05	0.77	1.33	2.27
PS1900-7							
Körner (gez.)	69	45	48	31	5	14	13
Komprozent	23.66	9.26	9.88	6.38	1.03	2.88	2.67
V	3.86	2.63	2.71	2.22	0.92	1.52	1.46
PS1901-1							
Körner (gez.)	65	44	89	30	6	9	25
Komprozent	23.29	11.14	22.53	7.59	1.52	2.28	6.33
V	4.25	3.17	4.2	2.67	1.23	1.5	2.45
PS1903-1							
Körner (gez.)	67	25	83	34	10	10	10
Komprozent	22.92	7.44	24.7	10.12	2.98	2.98	2.98
V	4.59	2.86	4.71	3.29	1.85	1.85	1.85

¹ V = mögliche Abweichung des tatsächlichen Wertes vom Zählergebnis (in %)

8. Anhang

PS1918-2	Amphibol	Ortho- pyroxen	Klinopyroxen	Epidot	Staurolith	Apatit	ZTR
Körner (gez.)	96	29	56	33	12	9	11
Komprozent	32.32	8.01	15.47	9.12	3.31	2.49	3.04
V	4.92	2.85	3.8	3.03	1.88	1.64	1.8
PS1922-2							
Körner (gez.)	87	34	57	31	2	12	25
Komprozent	25.59	8.88	14.88	8.09	0.52	3.13	6.53
V	4.46	2.91	3.64	2.79	0.74	1.78	2.52
PS1923-1							
Körner (gez.)	124	19	58	22	1	8	23
Komprozent	33.1	4.46	13.62	5.16	0.23	1.88	5.4
V	4.56	2	3.32	2.14	0.47	1.32	2.19
PS1924-2							
Körner (gez.)	95	24	57	15	2	6	24
Komprozent	28.57	6.59	15.66	4.12	0.55	1.65	6.59
V	4.74	2.6	3.81	2.08	0.77	1.33	2.6
PS1926-2							
Körner (gez.)	56	24	46	20	5	3	12
Komprozent	25.86	9.13	17.49	7.6	1.9	1.14	4.56
V	5.4	3.55	4.68	3.27	1.68	1.31	2.57
PS1927-1							
Körner (gez.)	45	19	28	14	2	4	19
Komprozent	24.07	8.8	12.96	6.48	0.93	1.85	8.8
V	5.82	3.85	4.57	3.35	1.3	1.83	3.85
PS1928-1							
Körner (gez.)	68	14	58	22	4	9	24
Komprozent	19.83	3.91	16.2	6.15	1.12	2.51	6.7
V	4.21	2.05	3.89	2.54	1.11	1.65	2.64
PS1931-1							
Körner (gez.)	21	22	124	15	1	2	20
Komprozent	5.8	5.1	28.77	3.48	0.23	0.46	4.64
V	2.25	2.12	4.36	1.77	0.46	0.65	2.03
PS1935-1							
Körner (gez.)	19	25	58	9	3	14	26
Komprozent	1.98	2.16	5	0.78	0.26	1.21	2.24
V	0.82	0.85	1.28	0.52	0.3	0.64	0.87
PS1939-1							
Körner (gez.)	94	19	40	22	0	12	14
Komprozent	10.72	2.08	4.38	2.41	0	1.31	1.53
V	2.05	0.94	1.35	1.01		0.75	0.81
PS1943-1							
Körner (gez.)	81	23	86	24	7	8	22
Komprozent	18.37	4.69	17.55	4.9	1.43	1.63	4.49
V	3.5	1.91	3.44	1.95	1.07	1.14	1.87
PS1946-1							
Körner (gez.)	7	57	162	0	0	8	12
Komprozent	2.56	16.19	46.02	0	0	2.27	3.41
V	1.68	3.93	5.31			1.59	1.93
PS1947-1							
Körner (gez.)	24	36	140	16	7	4	18
Komprozent	6.92	9.23	35.9	4.1	1.79	1.03	4.62
V	2.57	2.93	4.86	2.01	1.34	1.02	2.12
PS1950-1							
Körner (gez.)	44	29	77	20	4	4	20
Komprozent	4.12	5.97	15.84	4.12	0.82	0.82	4.12
V	1.8	2.15	3.31	1.8	0.82	0.82	1.8
PS2613-1							
Körner (gez.)	45	21	25	20	2	5	6
Komprozent	21.89	7.92	9.43	7.55	0.75	1.89	2.26
V	5.08	3.32	3.59	3.25	1.06	1.67	1.83
PS2616-7							
Körner (gez.)	87	41	71	36	4	6	28
Komprozent	24.81	10.59	18.35	9.3	1.03	1.55	7.24
V	4.39	3.13	3.93	2.95	1.03	1.26	2.63
PS2619-6							
Körner (gez.)	116	11	31	8	0	8	11
Komprozent	20.23	1.79	5.06	1.31	0	1.31	1.79
V	3.24	1.07	1.77	0.92		0.92	1.07
PS2621-3							
Körner (gez.)	80	25	66	14	5	5	24
Komprozent	18.08	4.71	12.43	2.64	0.94	0.94	4.52
V	3.34	1.84	2.86	1.39	0.84	0.84	1.8
PS2622-4							
Körner (gez.)	35	40	119	19	13	8	6
Komprozent	13.02	10.42	30.99	4.95	3.39	2.08	1.56
V	3.43	3.12	4.72	2.21	1.85	1.46	1.27

8. Anhang

PS2625-1	Amphibol	Ortho- pyroxen	Klinopyroxen	Epidot	Staurolith	Apatit	ZTR
Körner (gez.)	28	18	125	24	11	5	6
Komprozent	9.29	4.92	34.15	6.56	3.01	1.37	1.64
V	3.03	2.26	4.96	2.59	1.78	1.21	1.33
PS2629-2							
Körner (gez.)	75	42	65	21	3	13	15
Komprozent	23.46	9.95	15.4	4.98	0.71	3.08	3.55
V	4.13	2.91	3.51	2.12	0.82	1.68	1.8
PS2631-2							
Körner (gez.)	14	12	48	7	0	4	5
Komprozent	4.29	3.68	14.72	2.15	0	1.23	1.53
V	2.25	2.09	3.93	1.61	0	1.22	1.36
PS2632-7							
Körner (gez.)	0	0	0	0	0	0	0
Komprozent	0	0	0	0	0	0	0
V							0
PS2634-5							
Körner (gez.)	17	14	20	21	3	8	29
Komprozent	1.8	1.2	1.72	1.8	0.26	0.69	2.49
V	0.78	0.64	0.76	0.78	0.3	0.48	0.91
PS2638-6							
Körner (gez.)	11	13	57	12	3	8	9
Komprozent	2.22	2.06	9.02	1.9	0.47	1.27	1.42
V	1.17	1.13	2.28	1.09	0.55	0.89	0.94
PS2639-2							
Körner (gez.)	31	19	60	22	3	5	16
Komprozent	8.15	3.29	10.4	3.81	0.52	0.87	2.77
V	2.28	1.49	2.54	1.59	0.6	0.77	1.37
PS2641-5							
Körner (gez.)	43	24	102	32	10	15	14
Komprozent	13.15	5.63	23.94	7.51	2.35	3.52	3.29
V	3.27	2.23	4.14	2.55	1.47	1.79	1.73
PS2643-5							
Körner (gez.)	22	3	8	25	0	5	8
Komprozent	1.55	0.21	0.56	1.76	0	0.35	0.56
V	0.66	0.24	0.4	0.7		0.32	0.4
PS2644-2							
Körner (gez.)	46	12	28	10	0	4	16
Komprozent	11.65	3.04	7.09	2.53	0	1.01	4.05
V	3.23	1.73	2.58	1.58		1.01	1.98
PS2645-5							
Körner (gez.)	48	43	116	22	0	12	16
Komprozent	12.42	9.53	25.72	4.88	0	2.66	3.55
V	3.11	2.77	4.12	2.03		1.52	1.74

PS-1845-3	Chloritoid	opake Minerale	detritisches Karbonat	Biotit	Chlorit	Glaukonit	gezählt (ins.)
Körner (gez.)	0	114	0	18	0	0	287
Komprozent	0	39.72	0	6.27	0	0	100
V	0	5.78		2.86			
PS1857-1							
Körner (gez.)	0	93	0	17	0	0	212
Komprozent	0	43.87	0	8.02	0	0	100
V	0	6.82		3.73			
PS1864-1							
Körner (gez.)	3	53	1	14	0	6	309
Komprozent	0.97	17.15	0.32	4.53	0	1.94	100
V	1.12	4.29	0.65	2.37		1.57	
PS1873-1							
Körner (gez.)	0	32	4	4	9	0	231
Komprozent	0	13.85	1.73	1.73	3.9	0	100
V	0	4.55	1.72	1.72	2.55		
PS1875-7							
Körner (gez.)	0	40	5	15	3	0	364
Komprozent	0	10.99	1.37	4.12	0.82	0	100
V	0	3.28	1.22	2.08	0.95		
PS1876-1							
Körner (gez.)	0	22	36	17	2	0	361
Komprozent	0	6.09	9.97	4.71	0.55	0	100
V	0	2.52	3.15	2.23	0.78		
PS1877-1							
Körner (gez.)	2	39	0	25	51	0	418
Komprozent	0.48	9.33	0	5.98	12.2	0	100
V	0.68	2.85	0	2.32	3.2		

8. Anhang

PS1882-1	Chloritoid	opake Minerale	detritisches Karbonat	Biotit	Chlorit	Glaukonit	gezählt (Ins.)
Körner (gez.)	0	28	4	24	0	0	323
Komprozent	0	8.67	1.24	7.43	0	0	100
V	0	3.13	1.23	2.92			
PS1892-1							
Körner (gez.)	2	38	2	17	11	0	378
Komprozent	0.53	10.05	0.53	4.5	2.91	0	100
V	0.75	3.09	0.75	2.13	1.73		
PS1893-1							
Körner (gez.)	0	36	1	18	22	0	383
Komprozent	0	9.4	0.26	4.7	5.74	0	100
V		2.98	0.52	2.16	2.38		
PS1894-7							
Körner (gez.)	2	48	1	10	6	1	370
Komprozent	0.54	12.97	0.27	2.7	1.62	0.27	100
V	0.76	3.49	0.54	1.69	1.31	0.54	
PS1895-9							
Körner (gez.)	4	34	1	12	3	0	356
Komprozent	1.12	9.55	0.28	3.37	0.84	0	100
V	1.12	3.12	0.56	1.91	0.97		
PS1898-6							
Körner (gez.)	2	29	6	22	7	0	364
Komprozent	0.55	7.97	1.65	6.04	1.92	0	100
V	0.77	2.84	1.33	2.5	1.44		
PS1900-7							
Körner (gez.)	4	24	0	103	50	0	486
Komprozent	0.82	4.94	0	21.19	10.29	0	100
V	0.82	1.97		3.71	2.76		
PS1901-1							
Körner (gez.)	3	31	0	11	12	4	395
Komprozent	0.76	7.85	0	2.78	3.04	1.01	100
V	0.87	2.71		1.66	1.73	1.01	
PS1903-1							
Körner (gez.)	3	33	0	12	2	0	336
Komprozent	0.89	9.82	0	3.57	0.6	0	100
V	1.03	3.25		2.02	0.84		
PS1918-2							
Körner (gez.)	4	38	2	7	7	1	362
Komprozent	1.1	10.5	0.55	1.93	1.93	0.28	100
V	1.1	3.22	0.78	1.45	1.45	0.55	
PS1922-2							
Körner (gez.)	4	47	3	23	17	0	383
Komprozent	1.04	12.27	0.78	6.01	4.44	0	100
V	1.04	3.35	0.9	2.43	2.1		
PS1923-1							
Körner (gez.)	0	26	12	18	0	0	426
Komprozent	0	6.1	2.82	4.23	0	0	100
V		2.32	1.6	1.95	0		
PS1924-2							
Körner (gez.)	3	35	12	9	5	0	364
Komprozent	0.82	9.62	3.3	2.47	1.37	0	100
V	0.95	3.09	1.87	1.63	1.22		
PS1926-2							
Körner (gez.)	2	26	2	15	7	0	263
Komprozent	0.76	9.89	0.76	5.7	2.66	0	100
V	1.07	3.68	1.07	2.86	1.99		
PS1927-1							
Körner (gez.)	1	27	2	12	11	0	216
Komprozent	0.46	12.5	0.93	5.56	5.09	0	100
V	0.92	4.5	1.3	3.12	2.99		
PS1928-1							
Körner (gez.)	3	14	3	102	19	0	358
Komprozent	0.84	3.91	0.84	28.49	5.31	0	100
V	0.96	2.05	0.96	4.77	2.37		
PS1931-1							
Körner (gez.)	0	72	17	39	6	0	431
Komprozent	0	16.71	3.94	9.05	1.39	0	100
V		3.59	1.88	2.76	1.13		
PS1935-1							
Körner (gez.)	0	68	1	824	4	0	1159
Komprozent	0	5.87	0.09	71.1	0.35	0	100
V		1.38	0.17	2.66	0.34		
PS1939-1							
Körner (gez.)	0	12	0	618	15	0	914
Komprozent	0	1.31	0	67.61	1.64	0	100
V		0.75	0	3.1	0.84		

8. Anhang

PS1943-1	Chloritoid	opake Minerale	detritisches Karbonat	Biotit	Chlorit	Glaukonit	gezählt (ins.)
Körner (gez.)	8	42	2	113	34	0	490
Komprozent	1.63	8.57	0.41	23.06	6.94	0	100
V	1.14	2.53	0.58	3.81	2.3		
PS1946-1							
Körner (gez.)	0	49	5	22	0	0	352
Komprozent	0	13.92	1.42	6.25	0	0	100
V		3.69	1.26	2.58			
PS1947-1							
Körner (gez.)	3	55	1	10	8	0	390
Komprozent	0.77	14.1	0.26	2.56	2.05	0	100
V	0.88	3.52	0.51	1.6	1.44		
PS1950-1							
Körner (gez.)	2	241	2	7	0	0	486
Komprozent	0.41	49.59	0.41	1.44	0	0	100
V	0.58	4.54	0.58	1.08			
PS2613-1							
Körner (gez.)	0	22	2	50	35	0	265
Komprozent	0	8.3	0.75	18.87	13.21	0	100
V		3.39	1.06	4.81	4.16		
PS2616-7							
Körner (gez.)	7	30	3	25	7	0	387
Komprozent	1.81	7.75	0.78	6.46	1.81	0	100
V	1.35	2.72	0.89	2.5	1.35		
PS2619-6							
Körner (gez.)	0	13	0	349	19	0	613
Komprozent	0	2.12	0	56.93	3.1	0	100
V		1.16	0	4	1.4		
PS2621-3							
Körner (gez.)	2	23	1	205	22	0	531
Komprozent	0.38	4.33	0.19	38.61	4.14	0	100
V	0.53	1.77	0.38	4.23	1.73		
PS2622-4							
Körner (gez.)	8	67	3	17	6	0	384
Komprozent	2.08	17.45	0.78	4.43	1.56	0	100
V	1.46	3.87	0.9	2.1	1.27		
PS2625-1							
Körner (gez.)	0	41	2	10	4	2	366
Komprozent	0	11.2	0.55	2.73	1.09	0.55	100
V		3.3	0.77	1.7	1.09	0.77	
PS2629-2							
Körner (gez.)	0	18	0	65	29	0	422
Komprozent	0	4.27	0	15.4	6.87	0	100
V		1.97		3.51	2.46		
PS2631-2							
Körner (gez.)	0	32	3	150	19	0	326
Komprozent	0	9.82	0.92	46.01	5.83	0	100
V		3.3	1.06	5.52	2.6		
PS2632-7							
Körner (gez.)	0	52	0	653	32	0	737
Komprozent	0	7.06	0	88.6	4.34	0	100
V		1.89		2.34	1.5		
PS2634-5							
Körner (gez.)	0	20	0	932	17	0	1165
Komprozent	0	1.72	0	80	1.46	0	100
V		0.76		2.34	0.7		
PS2638-6							
Körner (gez.)	3	74	10	365	45	0	632
Komprozent	0.47	11.71	1.58	57.75	7.12	0	100
V	0.55	2.56	0.99	3.93	2.05		
PS2639-2							
Körner (gez.)	2	43	10	254	48	0	577
Komprozent	0.35	7.45	1.73	44.02	8.32	0	100
V	0.49	2.19	1.09	4.13	2.3		
PS2641-5							
Körner (gez.)	0	30	17	72	6	0	426
Komprozent	0	7.04	3.99	16.9	1.41	0	100
V		2.48	1.9	3.63	1.14		
PS2643-5							
Körner (gez.)	0	13	0	1281	45	0	1417
Komprozent	0	0.92	0	90.4	3.18	0	100
V		0.51		1.57	0.93		
PS2644-2							
Körner (gez.)	0	170	5	46	15	0	395
Komprozent	0	43.04	1.27	11.65	3.8	0	100
V		4.98	1.12	3.23	1.92		

8. Anhang

PS2645-5	Chloritoid	opake Minerale	detrilisches Karbonat	Biotit	Chlorit	Glaukonit	gezählt (ins.)
Körner (gez.)	1	101	0	36	12	0	451
Komprozent	0,22	22,39	0	7,98	2,66	0	100
V	0,44	3,93		2,55	1,52		

Tab. I: Ergebnisse der Schwermineralauszählung der Oberflächenproben

8.1.2 Daten der Messung des Wassergehaltes und der magnetischen Suszeptibilität

Station-Gerätenummer	Klf1 ²	Klf2	Klf3	Khf1	Khf2	Khf3
PS 1845-2	64,2	63,9	63,8	62,9	63,1	63,2
PS 1852-1	46,1	47,3	45,0	43,0	43,1	43,1
PS 1857-1	75,0	74,7	74,8	72,8	73,1	73,1
PS 1864-1	413,8	414,2	414,6	402,8	403,6	404,1
PS 1873-1	31,3	31,2	31,1	30,2	30,3	30,4
PS 1875-7	37,9	37,8	37,7	39,9	40,1	40,3
PS 1876-1	32,8	32,7	32,6	31,8	31,8	31,9
PS 1877-1	32,9	32,7	32,5	33,1	33,3	33,5
PS 1882-1	42,5	42,4	42,2	41,2	41,4	41,7
PS 1892-1	33,0	32,9	32,7	32,2	32,4	32,5
PS 1893-1	34,2	34,3	34,3	33,6	33,8	34,0
PS 1894-7	51,9	51,8	51,8	51,0	51,2	51,3
PS 1895-9	38,4	38,4	38,4	37,6	37,9	38,1
PS 1898-6	34,4	34,4	34,4	33,3	33,5	33,6
PS 1900-7	31,3	32,6	30,7	31,6	31,7	31,9
PS 1901-1	31,2	31,1	31,2	30,3	30,7	30,9
PS 1903-1	73,0	72,9	72,8	76,0	76,2	76,3
PS 1918-2	57,3	57,3	57,4	56,6	57,1	57,3
PS 1922-2	35,1	35,4	35,5	34,3	35,1	35,6
PS 1923-1	67,3	67,2	67,4	66,7	67,1	67,2
PS 1924-2	67,9	67,7	67,7	66,9	67,1	67,1
PS 1926-2	37,4	37,4	37,3	37,0	37,4	37,6
PS 1927-1	31,5	31,3	31,4	30,6	30,8	30,9
PS 1928-1	230,0	229,9	229,9	227,4	227,7	227,0
PS 1931-1	484,6	484,5	484,3	478,8	479,0	479,0
PS 1935-1	440,4	440,2	440,1	431,4	431,6	431,7
PS 1939-1	113,6	113,5	113,6	112,9	113,1	113,1
PS 1943-1	182,5	182,5	182,3	180,8	181,1	181,3
PS 1946-1	795,7	796,0	796,1	793,7	794,4	794,7
PS 1947-2	715,5	715,6	715,5	706,3	706,9	707,1
PS 1950-1	138,5	135,5	135,5	134,9	135,2	135,4
PS 2613-1	25,1	25,1	24,9	24,7	25,0	24,9
PS 2616-7	29,2	29,1	29,1	33,2	33,5	33,5
PS 2619-6	66,1	66,6	65,3	65,8	66,0	65,9
PS 2621-3	37,9	38,0	37,9	37,3	37,4	37,5
PS 2622-4	52,1	51,9	51,9	52,6	52,8	52,9
PS 2625-1	333,3	333,3	333,4	334,4	334,4	334,9
PS 2629-2	30,9	30,9	30,6	32,7	32,8	32,9
PS 2631-2	57,4	57,4	57,3	56,5	56,9	57,1
PS 2632-7	78,4	78,4	78,4	79,1	79,5	79,6
PS 2634-5	35,7	35,9	35,8	35,4	35,5	35,6
PS 2638-6	29,7	29,6	29,5	29,0	29,2	29,3
PS 2639-2	61,5	61,6	61,4	61,6	61,9	62,1
PS 2641-5	53,2	53,2	53,1	52,1	52,1	52,0
PS 2643-5	65,1	64,8	64,7	65,7	65,9	67,0
PS 2644-2	575,7	575,5	575,2	555,3	555,4	555,5
PS 2645-5	222,1	222,1	222,5	222,6	222,8	222,9
Standart	97,8	98,0	97,9	97,8	98,1	98,4

Tab. II: Ergebnisse der Messung der volumenspezifischen Suszeptibilität¹² Klf1-lf3 [10^{-5}]: Messung im Niederfrequenzbereich (0,46 kHz)Klf1-lf3 [10^{-5}]: Messung im Hochfrequenzbereich (4,6 kHz)

8. Anhang

Station-Gerätenummer	Wassergehalt (in%)	Feuchtraumdichte	Xlf ($\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$)	Magnetitgehalt (in %)
PS 1845-2	50.97	1562.48	0.61	0.12
PS 1852-1	50.74	1556.32	0.42	0.08
PS 1857-1	47.59	1635.6	0.66	0.13
PS 1864-1	37.62	1787.36	3.13	0.63
PS 1873-1	51.36	1538.4	0.30	0.06
PS 1875-7	38.94	1798.4	0.31	0.06
PS 1876-1	49.97	1603.28	0.30	0.06
PS 1877-1	47.80	1660.96	0.29	0.06
PS 1882-1	45.36	1673.76	0.36	0.07
PS 1892-1	48.41	1546.88	0.31	0.06
PS 1893-1	42.72	1700.96	0.28	0.06
PS 1894-7	37.68	1796	0.39	0.08
PS 1895-9	43.17	1693.36	0.32	0.06
PS 1898-6	44.83	1657.28	0.29	0.06
PS 1900-7	51.12	1586.4	0.30	0.06
PS 1901-1	45.51	1663.28	0.27	0.05
PS 1903-1	36.98	1807.12	0.57	0.11
PS 1918-2	37.13	1807.68	0.43	0.09
PS 1922-2	41.96	1734.96	0.29	0.06
PS 1923-1	26.06	2069.36	0.41	0.08
PS 1924-2	28.38	2032.16	0.42	0.09
PS 1926-2	45.52	1649.84	0.33	0.07
PS 1927-1	52.31	1570.64	0.30	0.06
PS 1928-1	48.28	1700.32	1.99	0.40
PS 1931-1	35.20	1882.96	3.45	0.69
PS 1935-1	27.60	2052.8	2.70	0.54
PS 1939-1	26.39	2060.16	0.69	0.14
PS 1943-1	61.01	1754.8	1.66	0.33
PS 1946-1	23.85	2176.48	4.52	0.90
PS 1947-2	33.02	1954.88	4.82	0.96
PS 1950-1	53.77	1563.52	1.33	0.27
PS 2613-1	57.71	1490.56	0.26	0.05
PS 2616-7	47.15	1635.12	0.29	0.06
PS 2619-6	43.09	1703.44	0.55	0.11
PS 2621-3	51.59	1572.24	0.36	0.07
PS 2622-4	30.89	1912.32	0.36	0.07
PS 2625-1	4.75	1631.84	2.15	0.43
PS 2629-2	48.26	1614.72	0.30	0.06
PS 2631-2	53.31	1527.76	0.57	0.11
PS 2632-7	42.72	1748.32	0.65	0.13
PS 2634-5	39.67	1786.56	0.28	0.06
PS 2638-6	57.72	1493.68	0.31	0.06
PS 2639-2	37.89	1825.68	0.47	0.09
PS 2641-5	57.05	1522.72	0.54	0.11
PS 2643-5	28.66	2068.08	0.41	0.08
PS 2644-2	51.54	1642.64	5.17	1.03
PS 2645-5	54.63	1577.68	2.18	0.44

Tab. III: Ergebnis der Messung des Wassergehaltes, der berechneten massen-spezifischen magnetischen Suszeptibilität und des Magnetitgehaltes

8.2 Schwermineralzusammensetzung der einzelnen Oberflächenproben

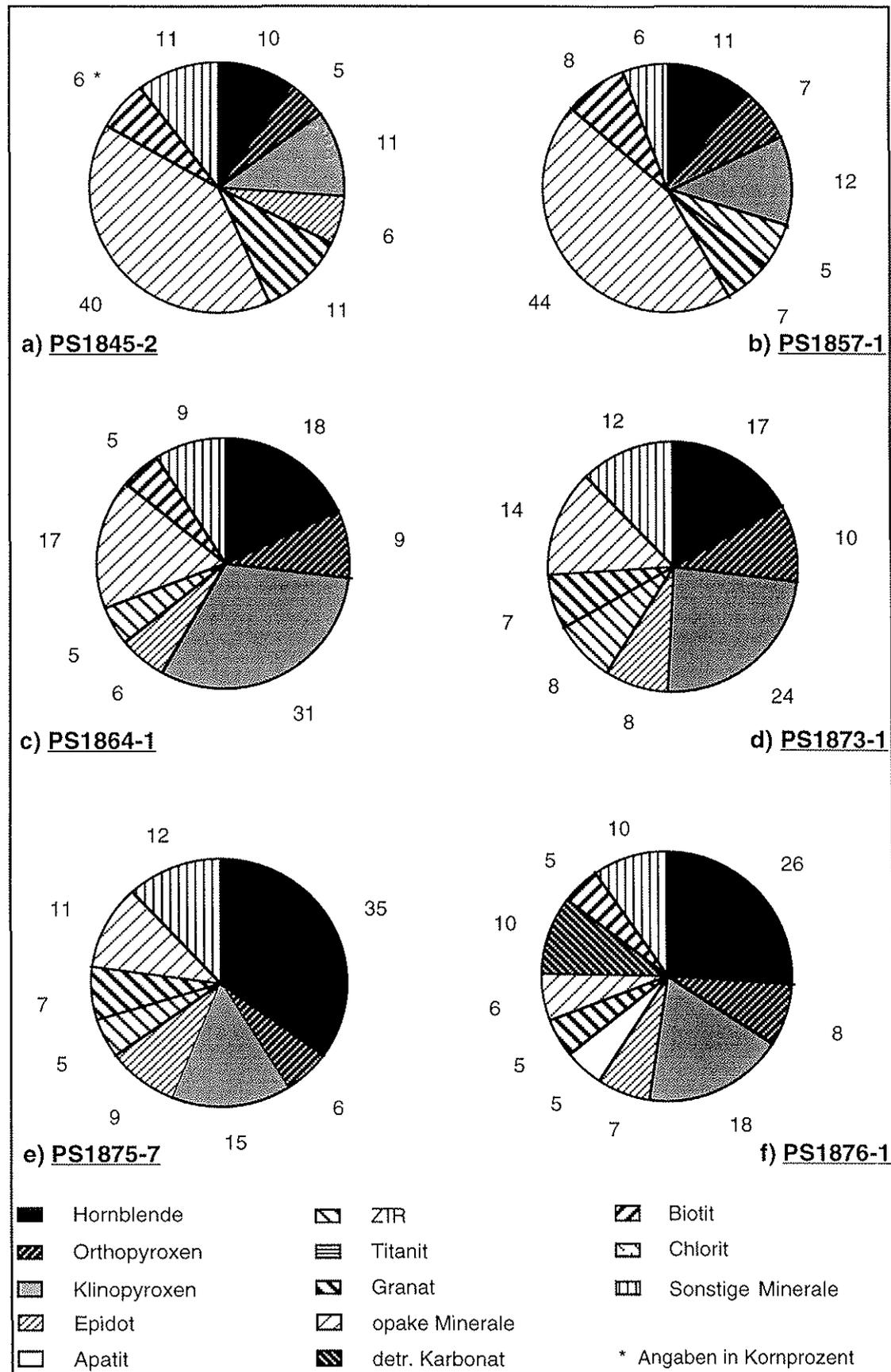
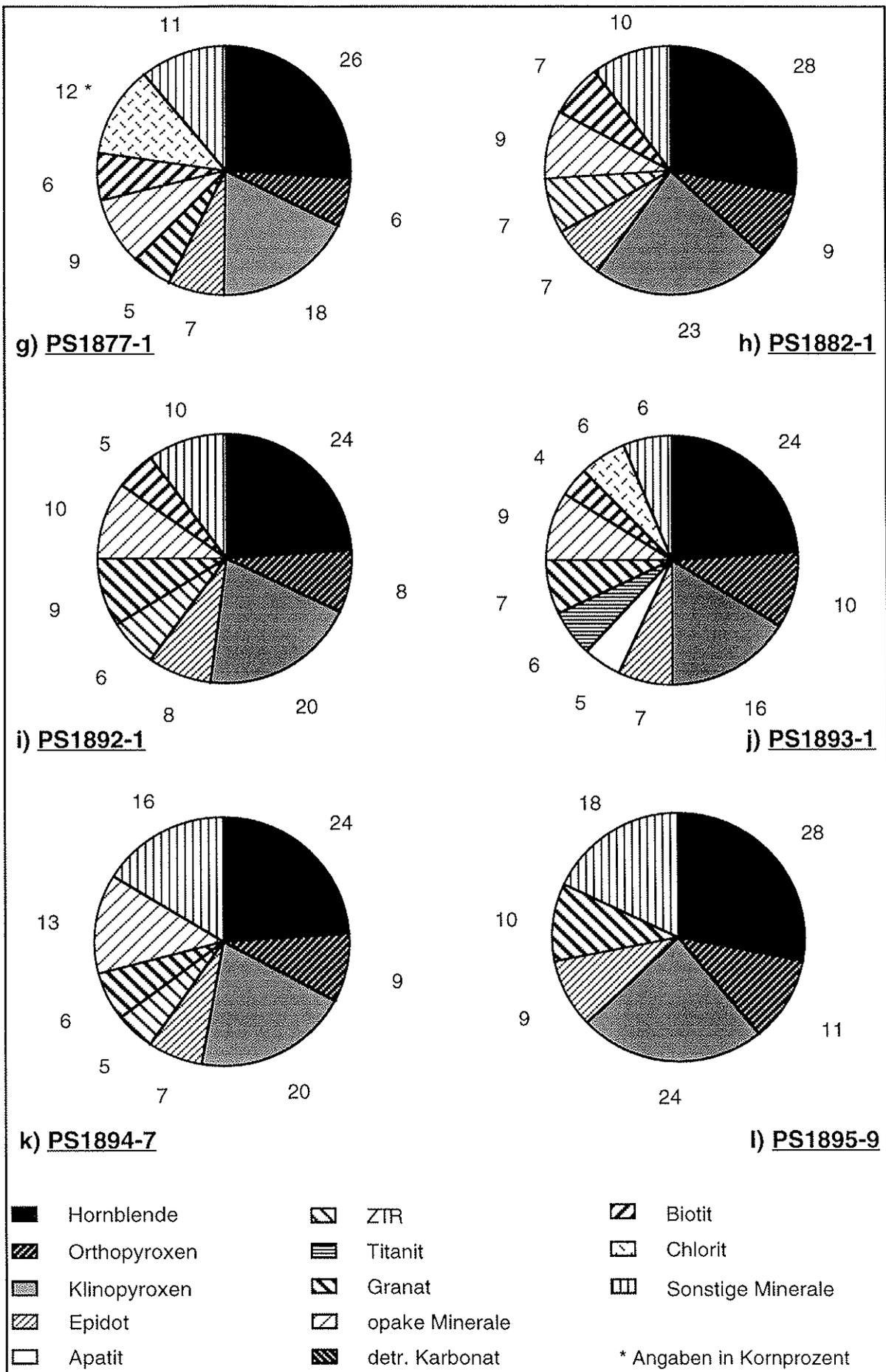
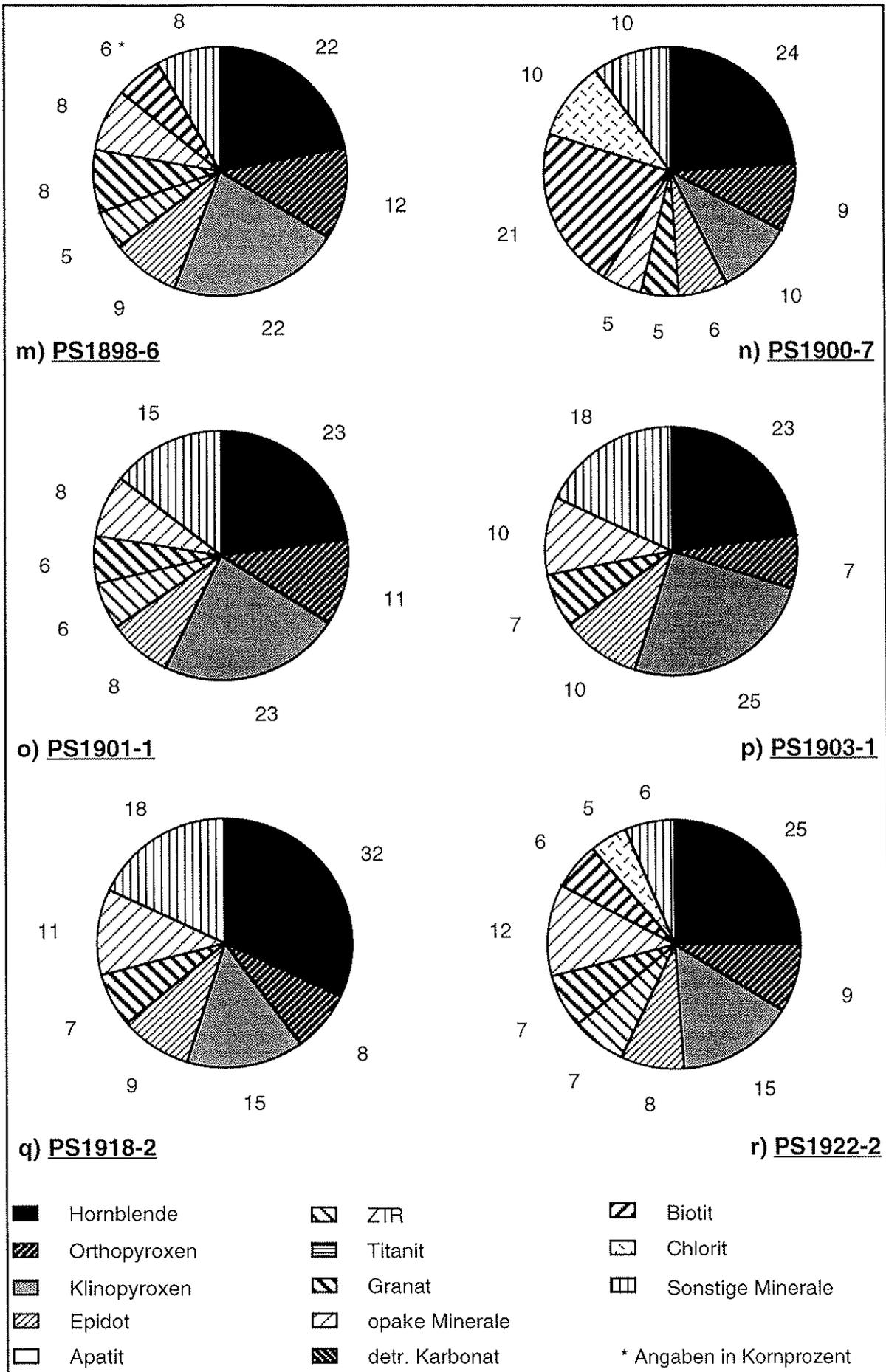
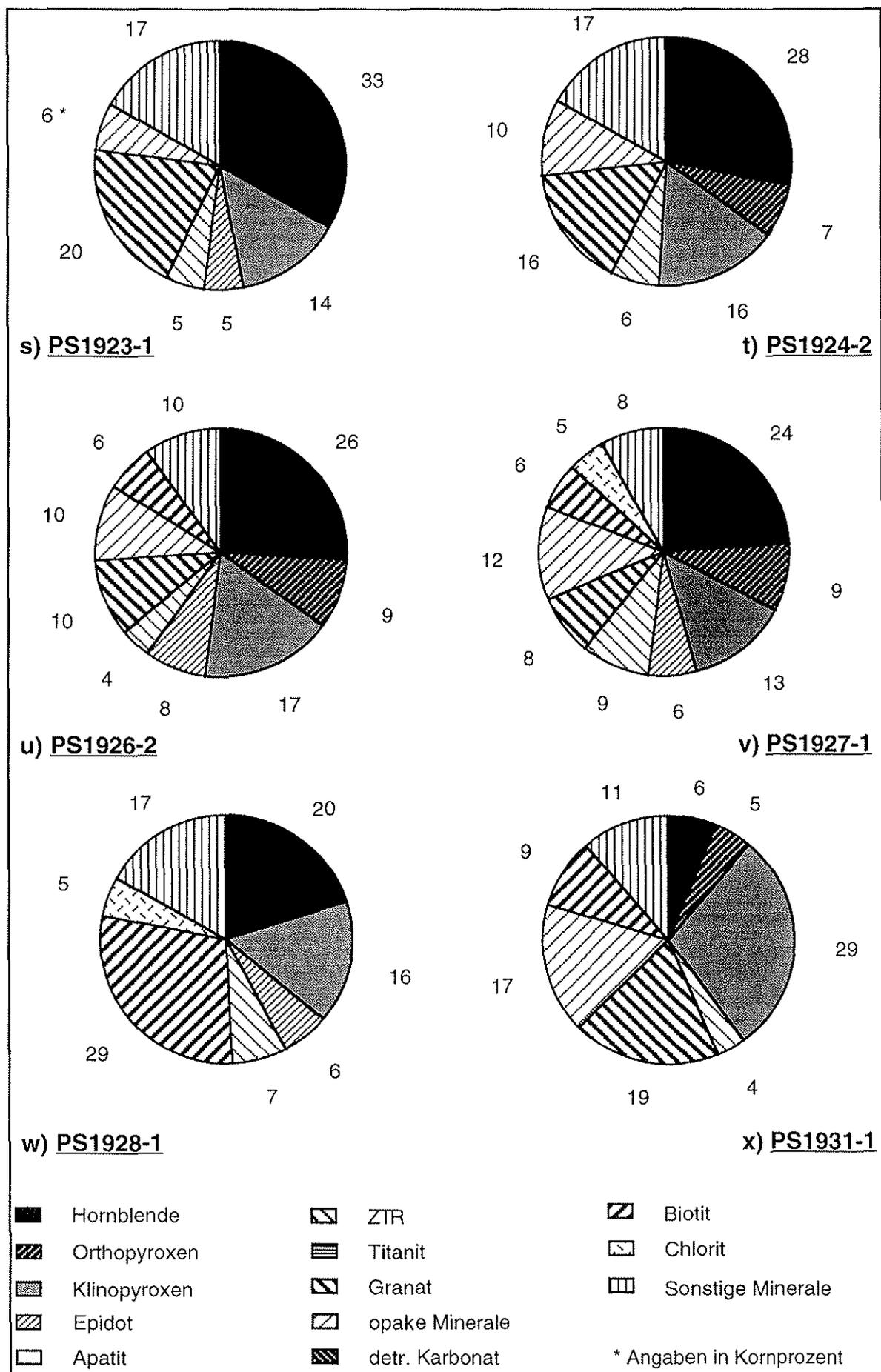
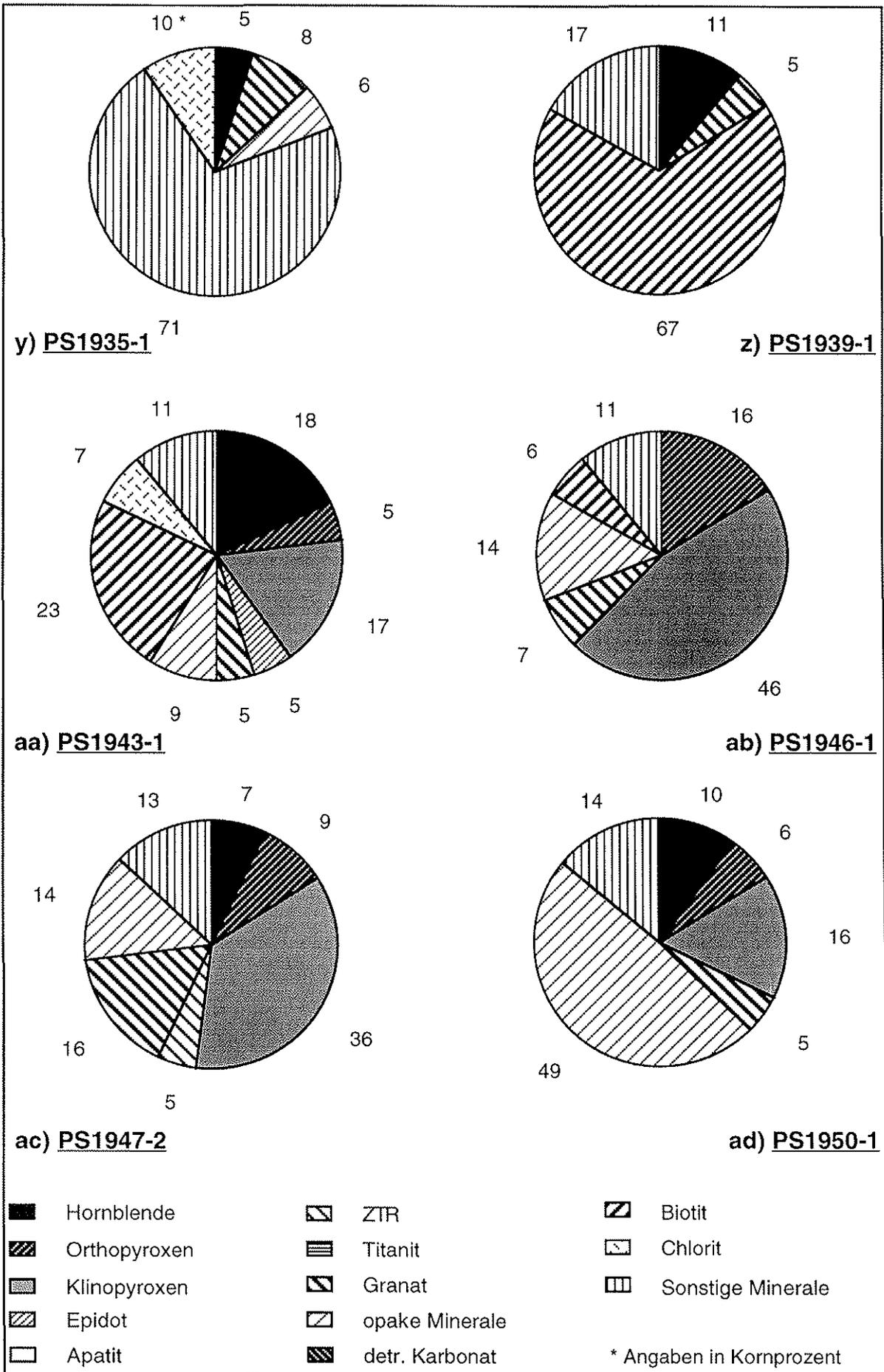


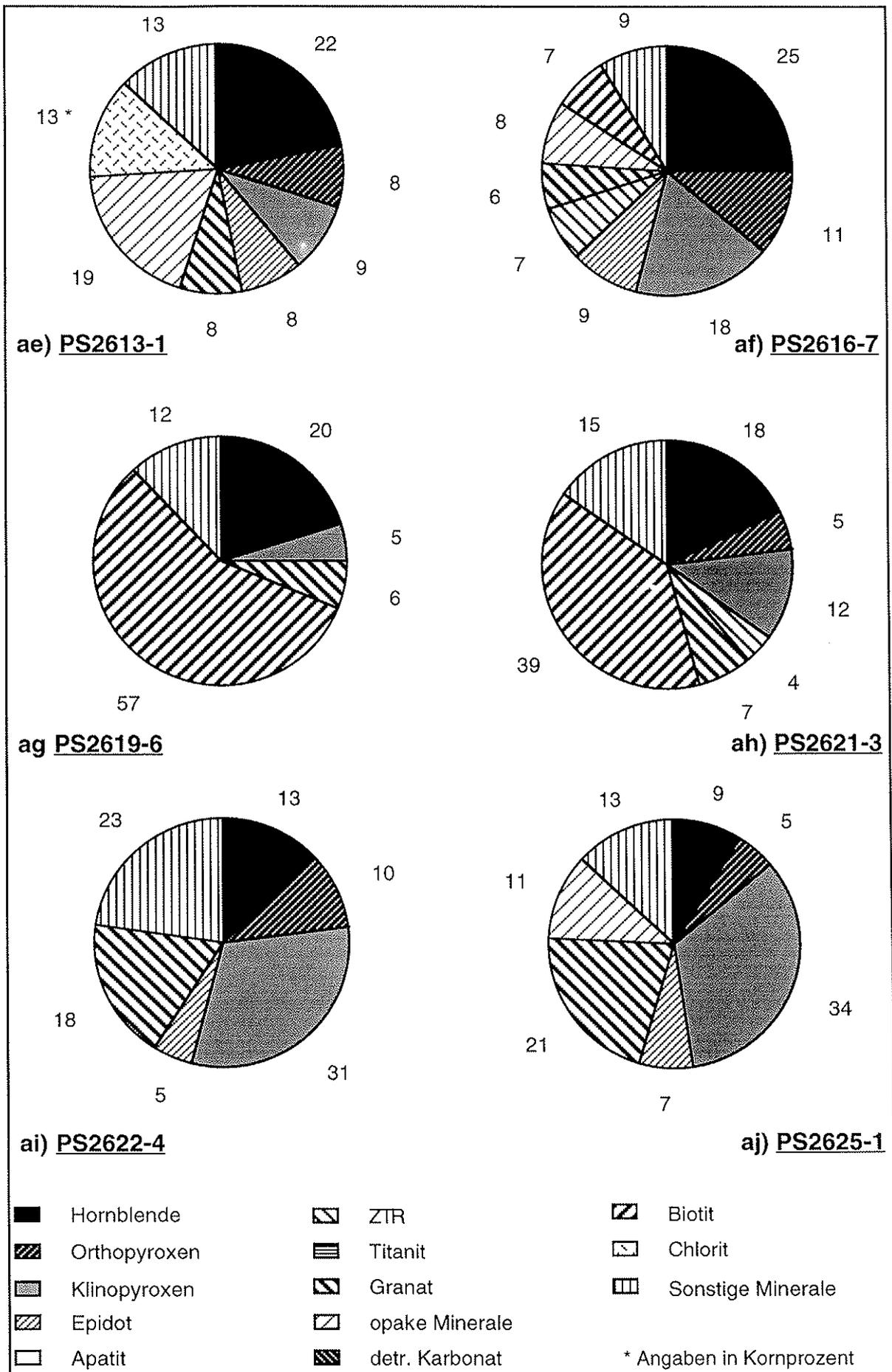
Abb. I: Schwermineralzusammensetzung der einzelnen Oberflächenproben

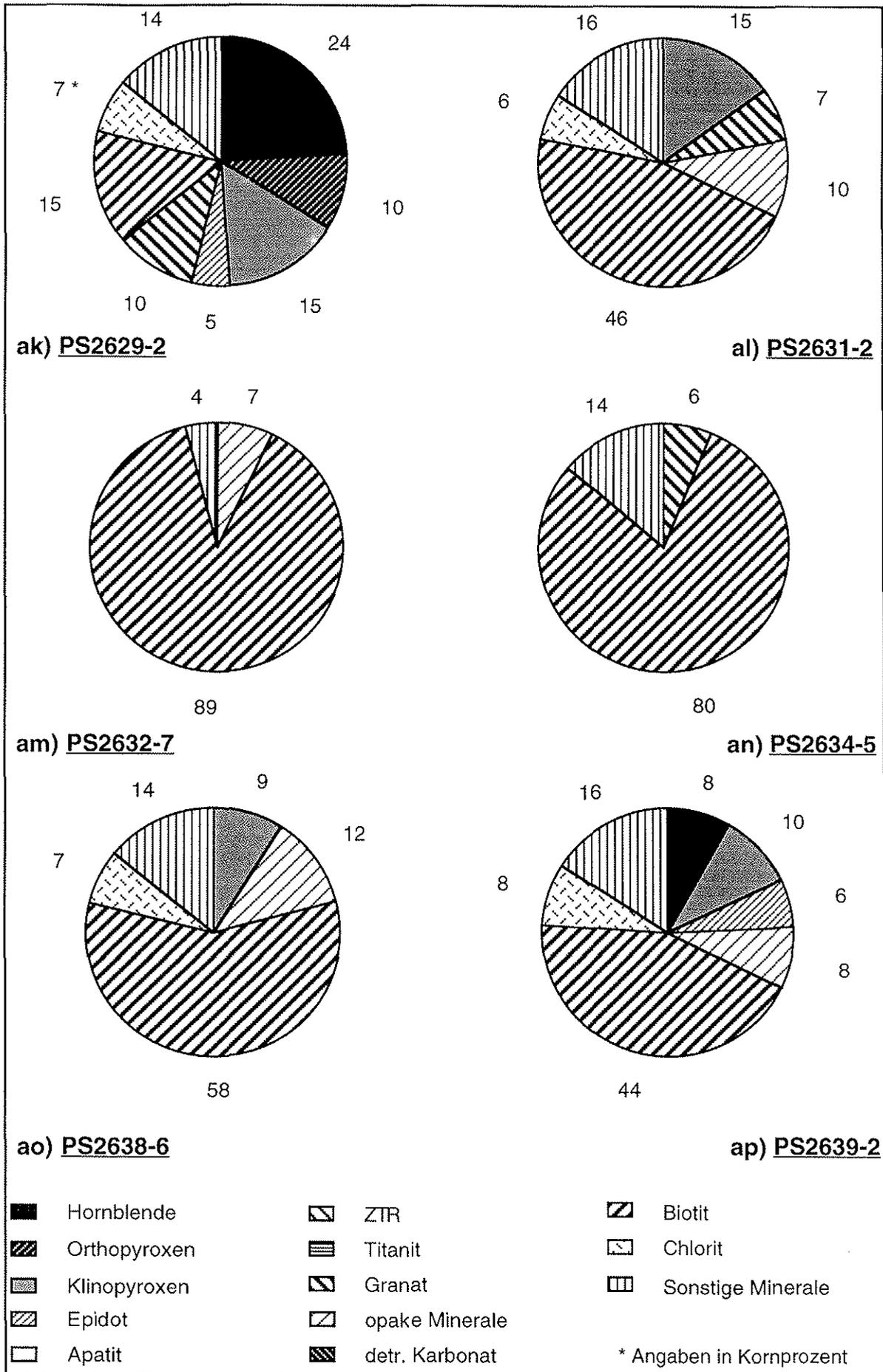


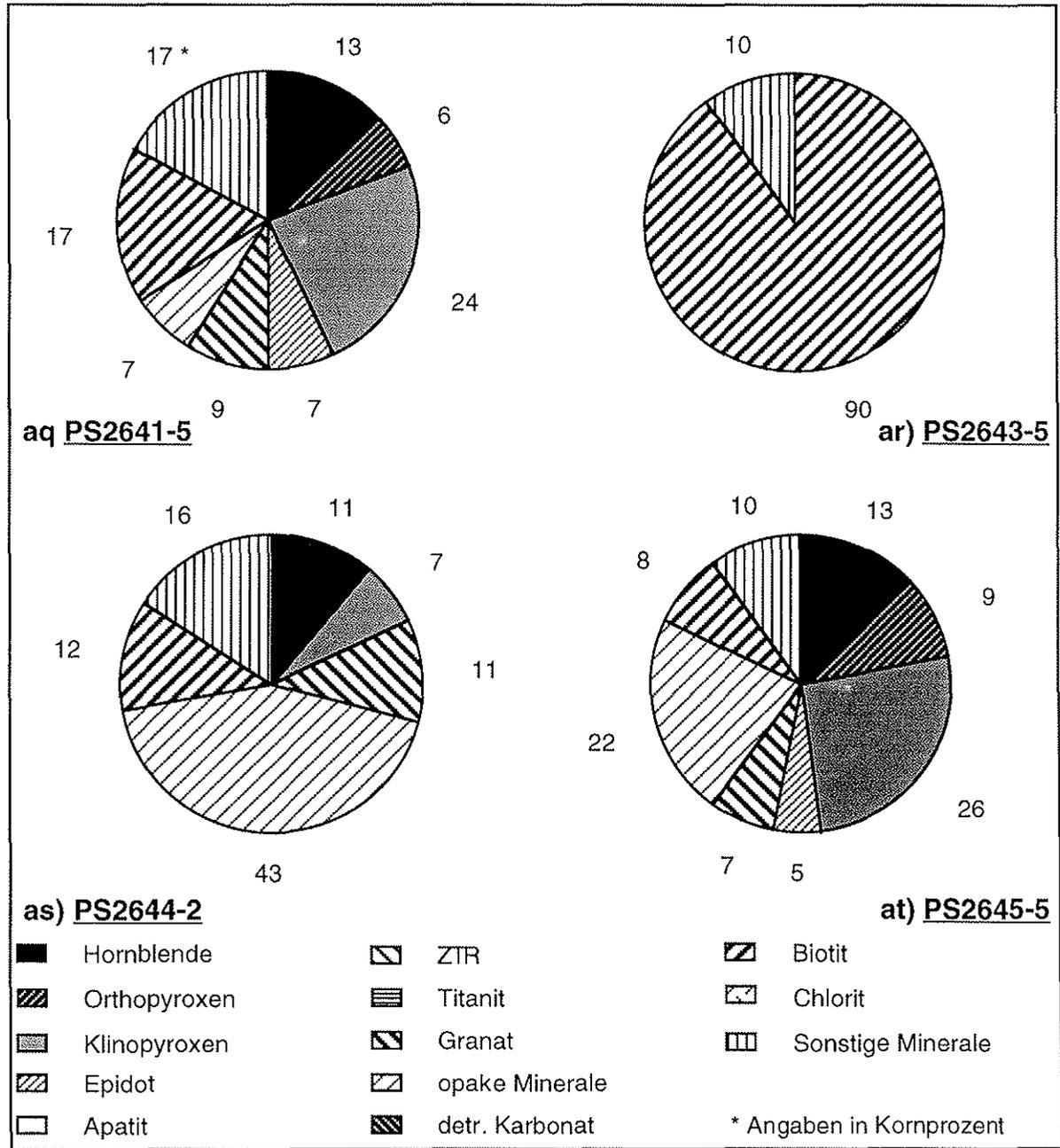












8. 3 Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Meereisdecke (nach Wollenburg, 1993)

Abb.2: Lage der Probenpunkte im Untersuchungsgebiet

Abb. 3: Topographische Übersicht über das Europäische Nordmeer und dessen angrenzenden Meeresgebiete (verändert nach Berner, 1991)

Abb. 4: Oberflächenströmungen und Lage der Eisgrenzen im Europäischen Nordmeer und dessen angrenzenden Meeresgebiete (nach Berner, 1991)

Abb. 5: Tiefenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und dessen angrenzenden Meeresgebiete (nach Berner, 1991)

Abb. 6: Eisdrift im Arktischen Ozean (verändert nach Gordienko und Laktonov, 1969)

Abb. 7: Schematische Darstellung der saisonalen Eisbedingungen (nach Wollenburg, 1993)

Abb. 8: Schematische Darstellung der potentiellen Eintragsmechanismen von klastischen Sedimenten in das Meereis (nach Wollenburg, 1993)

Abb. 9: Bathymetrie und großstrukturelle Merkmale des Europäischen Nordmeeres (nach Talwani & Eldholm, 1974)

Abb. 10: Schematisches Diagramm der Entwicklung des Europäischen Nordmeeres (nach Talwani & Eldholm, 1974)

Abb. 11a: Geologische Karte von Grönland und Island (Unesco, 1976)
Abb. 11b: Legende zur Geologischen Karte von Grönland und Island (Unesco, 1976)

Abb. 12: Verteilung der Fraktion $> 125 \mu\text{m}$ an der Gesamtfraktion (in Gew.%)

Abb. 13: Abschätzung des Gehaltes an Foraminiferengehäusen in der Grobfraktion ($> 125 \mu\text{m}$) an der Gesamtfraktion

Abb. 14: Abschätzung des Gehaltes an IRD in der Grobfraktion ($> 125 \mu\text{m}$) der Oberflächenproben

Abb. 15: Mittlere Schwermineralzusammensetzung der gezählten Oberflächenproben

Abb. 16a-p: Ergebniskarten der einzelnen Minerale im Untersuchungsgebiet

Abb. 17: Übersichtsskarte der Meßergebnisse der massenspezifischen magnetischen Suszeptibilität im Untersuchungsgebiet

Abb. 18: Verteilungskarte der Orthopyroxene im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

Abb. 19: Verteilungskarte der Orthopyroxene im Untersuchungsgebiet

Abb. 20: Verteilungskarte der Amphibole im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

Abb. 21: Verteilungskarte der Amphibole im Untersuchungsgebiet

Abb. 22: Verteilungskarte der Klinopyroxene im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

Abb. 23: Verteilungskarte der Klinopyroxene im Untersuchungsgebiet

Abb. 24: Verteilungskarte des detritischen Karbonates im zentralen Arktischen Ozean (nach Behrends et al., 1997)

Abb. 25: Verteilungskarte des detritischen Karbonates im Untersuchungsgebiet

Abb. 26: Verteilungskarte der Granate im Untersuchungsgebiet

Abb. 27: Verteilungskarte der opaken Minerale im Untersuchungsgebiet

Abb. 28: Verteilungskarte des Biotites im Untersuchungsgebiet

Abb. 29: Verteilungskarte des Chlorites im Untersuchungsgebiet

Abb. 30: Verteilungskarte der sonstigen Minerale im Untersuchungsgebiet

Abb. 31: Gliederung des Arbeitsgebietes in petrographische Provinzen (nach Nechaev et al., 1994)

Abb. I (Anhang): Schwermineralzusammensetzung der einzelnen Oberflächenproben

8. 4 Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Erklärung der Abkürzungen in Abbildung 5 (Oberflächenströmungen und Wassermassen)

Tab. 2: Koordinaten und Wassertiefe der Probennahme

Tab. 3: Zusammenstellung der Schwermineral-Gruppen

Tab. 4: Mineralarten und deren magnetische Suszeptibilität und Eisengehalt

Tab. 5: Abschätzung der Gehalte an Foraminiferen und IRD

Tab. I (Anhang): Ergebnisse der Schwermineralauszählung der Oberflächenproben

Tab. II (Anhang): Ergebnisse der Messung der volumenspezifischen Suszeptibilität

Tab. III (Anhang): Ergebnis der Messung des Wassergehaltes, der berechneten massenspezifischen magnetischen Suszeptibilität und des Magnetitgehaltes

8. 5 Kernbeschreibungen

ROCK-COLOR CHART
LISTE DER GESTEINSFARBEN

HUE 5.R

5 R 6/2 Pale red

HUE 10.R

10 R 6/6 Moderate reddish orange

10 R 5/4 Pale reddish brown

10 R 4/6 Moderate reddish brown

HUE 5.YR

5 YR 5/6 Light brown

5 YR 5/2 Pale brown

5 YR 4/4 Moderate brown

5 YR 4/1 Brownish gray

5 YR 3/4 Moderate brown

5 YR 3/2 Grayish brown

5 YR 2/2 Dusky brown

5 YR 2/1 Brownish black

HUE 10.YR

10 YR 6/6 Dark yellowish orange

10 YR 6/4 Dark grayish orange

10 YR 6/2 Pale yellowish brown

10 YR 5/4 Moderate yellowish brown

10 YR 4/2 Dark yellowish brown

10 YR 3/4 Dark orange brown

10 YR 2/2 Dusky yellowish brown

HUE 5.Y

5 Y 6/4 Dusky yellow

5 Y 6/1 Light olive gray

5 Y 5/6 Light olive brown

5 Y 5/3 Brownish olive gray

5 Y 5/2 Light olive gray

5 Y 4/4 Moderate olive brown

5 Y 4/2 Moderate olive gray

5 Y 4/1 Olive gray

5 Y 3/4 Dark olive brown

5 Y 3/2 Olive gray

5 Y 3/1 Dark olive gray

5 Y 2/1 Olive black

HUE 10.Y

10 Y 6/2 Pale olive

10 Y 5/4 Light olive

10 Y 4/2 Grayish olive

HUE 5.GY

5 GY 5/2 Dusky yellow green

5 GY 4/1 Dark greenish gray

5 GY 3/2 Grayish olive green

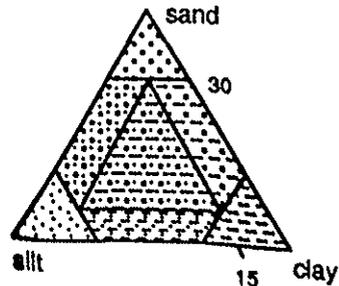
Lithology

-  sand
-  sandy silt
-  sandy clay
-  sandy mud
-  silt
-  mud
-  clay
-  pebbles
-  fine sand - silt laminae with cross bedding, load structures and flaser bedding

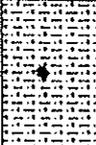
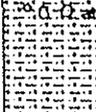
Structure

-  coarsening upward sequence
-  fining upwards sequence
-  sharp boundary
-  gradational boundary
-  transition zone
-  bioturbation
-  stratification
-  lamination

Nomenclature



Legende zu den Kernbeschreibungen

Core No. 1845-2 GKG Water Depth: 922 m N 69°27.677' M 15°45.771'						
Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses bottom water temp. -0.84°C
18				10VK4/2	sandy silty clay uneven soft surface, bryozoa, hydrozoa, asteroidea, worm tubes, aggl. and calc. benthic forams, plankt. forams,	SA surface SA 8cm siliceous sponge spicules Asterie abundant to rich dropstones (4cm) with calc. sponges
18				5VR3/4 to 10VR4/2	sandy silty clay rich in forams at 12cm: dropstone (3cm)	SA 12cm
20				10VR4/2	sandy silty clay at 23 cm: oxydized nodule at 28cm: pectinids (2-3cm) abundant	SA 22cm
38					at 30cm: dropstone layer (up to 5cm in diameter)	SA 32cm
40	EOC 48cm					
50						

8. Anhang

Core No. 1852-1 GK6 Water Depth: 1105 m N 78°15.220
 W 15°49.780

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses	
						bottom water temp. -0.116°C	
10				10VR4/2	silty clay soft uneven surface, aggl. benthic forams abundant few bryozoans, gastropods, molluscs, calcareous shells (Astarte, pectinids) worm tubes homogeneous, few drop- stones (mm), few mud- clasts (mm)	SM surface SM 9cm	
28				5VR2/2 to 5VR4/1	silty clay inhomogeneous brownish gray mottles	SM 26cm	
38					silty clay brownish gray with dusky mottles few dropstones (mm)	SM 37cm	
40		EOC 39cm					
50							

Core No. 1857-1 GK6 Water Depth: 908 m N 70°28.820
 W 14°30.380

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses	
						bottom water temp. -0.569°C	
18				10VR4/2	silty clay soft, uneven surface aggl. benthic forams abundant, bryozoans, hydrozoans sponges, worms, worm tubes common, dropstones (mm- cm) common homogeneous sediment	SM surface SM 7cm	
20				10VR5/2	silty clay small dark mottles	SM 17cm	
30				10VR5/4	silty clay stiff, homogeneous sediment plankt. forams common	SM 32cm	
40		EOC 35cm					
50							

8. Anhang

Core No. 1864-1 GK6 Water Depth: 458.3m N 70°18.954
 W 00°39.175

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0-10				10VR4/2	hard silty clay, soft uneven surface, rich in forams, siliceous, clayey sand forams common	sponge spicules; vesicle crinoids, serpulids, asteroids, bryozoan, gastropods, brachiopods, graptolites (5cm), 2-2.5cm oxygenized layer
10-18			JCC	10VR2/2	silty clay as above	SM at 1cm, 4cm, 8cm
18-58	EOC 10cm					

Core No. 1873-1 GK6 Water Depth: 2109m N 72°18.820
 W 11°18.160

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0-10				10VR4/2	silty clay, soft uneven surface, benthic aggl. and calc. forams (e.g. Pyrgo) common, 1 gastropod	SM surface
10-27						SM 10cm
27-37				10VR6/2	27-29cm lens of silty clay	SM 27cm
37-58	EOC 37cm					

8. Anhang

Core No. 1875-7 GK6 Water Depth: 2376 m N 72°32.830 W 12°15.260

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0				10VR4/2	silty clay (sandy pebbles (1-2mm) few sponges, Pyrgo	SA surface SA 2ca few dropstones (~10cm)
10				10VR6/2	silty clay homogeneous, few dropstones (mm-size)	SA 23ca
20						
30						
40						
50						

EOC 52cm

Core No. 1876-1 GK6 Water Depth: 2592 m N 72°48.440 W 12°46.350

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
0				10VR4/2	silty clay soft uneven surface Pyrgo abundant hexactinellid sponges	SA surface
18					sediment homogeneous	SA 10ca
20					12-21ca rich in Pyrgo	
28					21-23ca dark layer abundant in Pyrgo	SA 22ca
30				10VR6/2	silty clay homogeneous Pyrgo abundant	SA 27ca
38				10VR4/2	silty clay homogeneous	SA 22ca
40						
50						

EOC 36cm

8. Anhang

Core No. 1877-1 GK6 Water Depth: 2649m N 72°28.710
W 13°04.340

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. -1.071°C
18			SS	10VR4/2	silty clay surface soft and uneven covered by pectinid frag- ments with calc. sponges, seratubes agglutinating, sponge spicules, benthic forams, hexactinellid sponges, cephalopod aptychus sediment with dark mottles streaky, forams common at 11cm dropstone (2ca)	SM surface SM 10cm
28				10VR4/2	sandy silty clay very rich in calc. benthic forams (Puzos)	SM 20cm
38			SS	5VR3/4	sandy silty clay dark mottles, streaky, downwards more reddish (oxidized), slightly laminated	SM 34cm
40				10VR4/2	sandy silty clay homogeneous at 27cm dropstone (2cm)	
40	EOC 39cm					
50						

Core No. 1882-1 GK6 Water Depth: 3169m N 73°35.520
W 08°23.800

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
10				10VR4/2	sandy silty clay surface soft and uneven Puzos abundant fine gravel and dropstones (=0.5cm) common on surface sediment homogeneous dark mottles common forams abundant	SM surface SM 5cm SM 12cm
18				5VR2/1	sandy silty clay dark layer, mudclasts abundant	
20	EOC 15cm					
30						
40						
50						

Core No. 1892-1 GK6 Water Depth: 3125 m N 73°44.050
W 09°37.520

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. -1.043°C
10				10VR4/2	sandy silty clay soft uneven surface, slightly destroyed by coring Pyrgo, siliceous sponge spicules (typical deep- water; Thenea abyssorum), pelecypod fragments, worm tubes and worms, pectinids calc. sponges common	sediment slightly mottled calc. forams and sponge spicules abundant
20				10VR4/2	sandy silty clay very stiff, slightly darker than above	
30	EOC 28cm					
40						
50						

Core No. 1893-1 GK6 Water Depth: 3245 m N 74°52.060
W 10°06.570

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
10				10VR4/4	silty clayey sand surface silty clay uneven soft surface with few sponges, forams	SM surface sediment very rich in benthic (Pyrgo) and plankt. forams, dark mottles
10				10VR4/4	silty clayey sand homogeneous, very rich in benthic (Pyrgo) and plankt. forams	SM 5cm SM 10cm
20				10VR4/2	silty clay homogeneous, plankt. forams, Pyrgo common	SM 18cm
20				10VR4/4	silty clay dark mottles	SM 25cm
30				10VR5/4	clay homogeneous	SM 29cm
30	EOC 31cm					
40						
50						

Core No. 1894-7 GK6 Water Depth: 1992 m N 75°48.838
 W 08°15.480

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. 1.07°C
18				10VR4/2	silty clay aggl. and calc. benthic forams (Pyrgo), calc. sponges, echinoids sediment rich in forams homogeneous	SM surface SM 7cm
20				10VR4/4	clay soft, homogeneous at 38cm foraminiferal sand	SM 30cm
40	EOC 39cm					
50						

Core No. 1895-9 GK6 Water Depth: 3358 m N 75°24.800
 W 07°18.600

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. 1.087°C
18				10VR4/2	sandy silty clay surface soft and uneven with calc., siliceous sponges (Thenea, obys- sorum) common, Pyrgo common, aggl. wormtubes sediment very rich in forams and siliceous sponge spicules 3" lily, 18cm dropstones (-2cm)	SM surface SM 6cm
20					"mixed layer" strongly disturbed sediment consisting of both sediment from below and above partly streaky, mottled	SM 18cm
30				5VR5/2	silty clay stiff slightly streaky, mottled sand layers (10VR4/2) intercalated (-1cm)	SM 34cm
40	EOC 37cm					
50						

8. Anhang

Core No. 1898-6 GK6 Water Depth: 3595 m N 74°59.140
 W 04°57.940

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses	
						bottom water temp. 1.087°C	
10				10VR4/2	sandy silty clay soft uneven surface very rich in calc. forams small dropstones (-1cm) common, few aggl. worm-tubes surface disturbed	SM surface	
20					sediment homogeneous grayish mottles in upper part, reddish streaks in lower parts small dropstones common	SM 10cm	
20	EOC 20cm						
30							
40							
50							

Core No. 1900-7 GK6 Water Depth: 3538 m N 74°31.680
 W 02°20.120

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses	
						bottom water temp. -0.1153°C	
10				10VR4/2	silty clayey sand surface very rich in forams (foraminiferal sand), living pelecypods, serpulids, few sponges (Thenea abyssorum) plankt. forams, wormtubes fecal pellets, worms	SM surface	
18					sediment homogeneous	SM 10cm	
20				10VR3/2	silty clay dark mottled 10VR5/2	SM 18cm	
25				10VR5/2	silty clay plankt. forams common dark mottled (10VR4/2)	SM 25cm	
35				10VR5/2	silty clay sandy silty black mottles, plankt. forams	SM 34cm	at 35cm volcanic particles
40				10VR4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 38cm	
42				SV4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 42cm	
45				10VR4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 45cm	
48				SV4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 48cm	
50				10VR4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 48cm	
50	EOC 52cm			SV4/2	silty clay homogeneous plankt. forams	SM 51cm	

8. Anhang

Core No. 1901-1 GKG Water Depth: 3588 m N 75°56.560
 W 03°44.370

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. -0.246°C
10		silty sand		10VR4/2	dropstones, plankt. forams, fecal pellets abundant gastropods, wormtubes (-5cm) common dark horiz. streaks at 10cm dropstone (3cm)	SM 2cm
		sandy silty clay		10VR4/2	mudclasts (5AM, 10VR2/2) and Puzos abundant	SM 12cm
20		silty clay		5VR5/2	strongly bioturbated layer with burrows filled with sandy silty clay	SM 17cm SM 18cm
				10VR4/2	burrows (0.5-1cm) abundant	
				5VR5/2	silty clay	SM 28cm
30				10VR4/2	two layers of silty sand	
				10VR4/2	31-37cm darker and streaky	SM 34cm
40					EOC 37cm	
50						

Core No. 1903-1 GKG Water Depth: 1182 m N 77°16.620
 W 05°01.260

Depth (cm)	Unit	Texture	Structure	Color	Description	Analyses
						bottom water temp. 1.801°C
10		sandy silty clay		10VR4/2	surface: gravel abundant (-2cm), wormtubes, shell fragments, asterioids common, rare Puzos sponge spicules, forams common within sediment	
		sandy gravel layer		5VR5/2	silty sand slightly pink burrows (10VR4/2) abundant	
20				10VR5/4	sandy silty clay fine gravel/coarse sand common, forams common	
30				5VR5/2	sandy silty clay	
40					EOC 37cm	
50						

PS1918-2 (GKG)

E'Greenland Continental Slope

ARK VII/3

Recovery: 0.34 m

75° N, 12° 28.1' W

Water depth: 1090 m

Lithology	Struct.	Colour	Description
		10YR 3/2	0-13 cm: sandy mud, yellowish brown, bioturbation, high amount of gravel and dropstones down to 28 cm 13-15 cm color transition due to bioturbation
		5YR 5/2	13-24 cm: gravely, sandy mud, pale brown, bioturbation, sand layers
		10YR 5/2	24-28 cm: mud, pale yellowish brown
		5YR 3/2	28-34 cm: sand, grayish brown, moderate stratification

PS1922-2 (GKG)

E'Greenland Continental Slope

ARK VII/3

Recovery: 0.30 m

75° N, 8° 46.5' W

Water depth: 3355 m

Lithology	Struct.	Colour	Description
		5Y 4/4 to 10YR 4/2	0-21 cm: sandy mud, forams, moderate olive brown to dark yellowish brown, bioturbation 17-21 cm: higher amount of sand/silt
		5YR 5/2	21-30 cm: clay, pale brown, lamination 3 cm transition zone due to bioturbation

PS2613-1 (GKG)

Greenland Sea

ARK X/2

Recovery: 0.56 m

74° 10.54' N, 00° 28.73' W

Water depth: 3259 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
Surface			Silty clay, reddish brown (5YR 4/4) to brown (10YR 5/3); common foraminifers (e.g., Pyrgo sp.), one large gastropode (3 cm in length), siliceous sponges (Ø 2-3 cm).	
		5 YR 4/4	0 - 35 cm: Silty clay, reddish brown (5YR 4/4). Common foraminifers; mottling/bioturbation at 15 - 21 cm. 35 - 39 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3) with common mud clasts. 39 - 56 cm: Silty clay, reddish brown (5YR 4/4, 4/6), with significant amount of sand (appr. 5-10 %); gray layer, lenses, and spots (mudclasts) at 51-56 cm.	
		10YR 4/3		
		5 YR 4/4 to 5YR 4/6		

PS2629-2 (GKG)

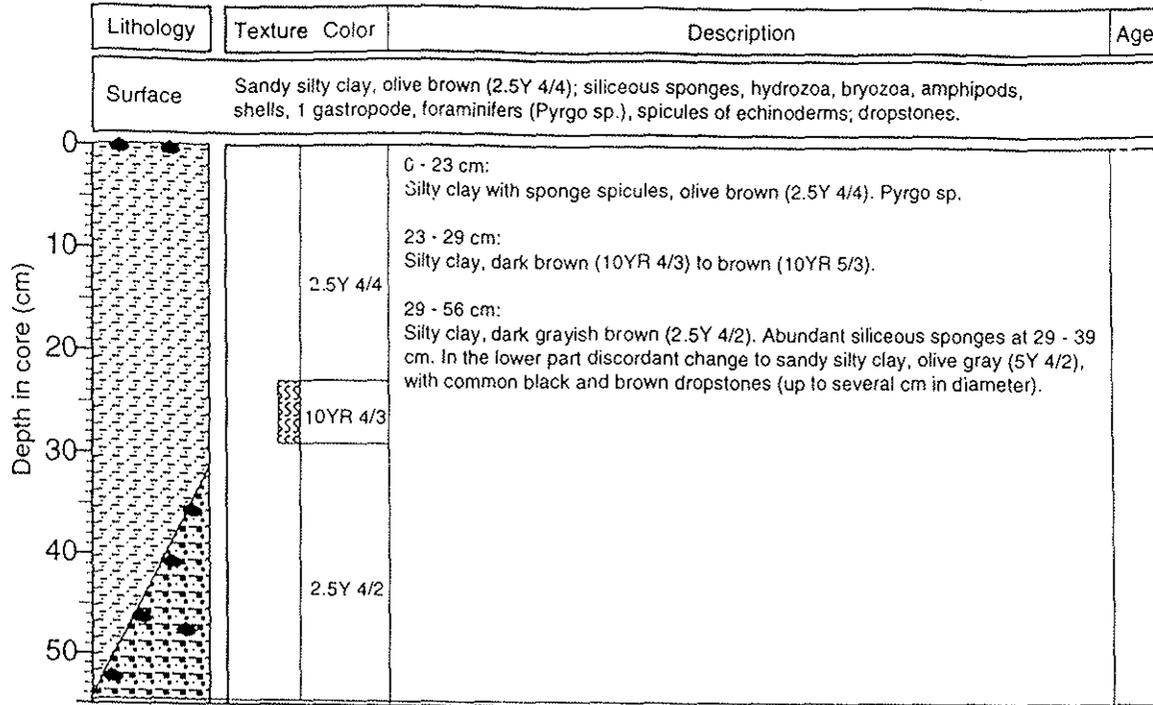
East Greenland Continental Slope

ARK X/2

Recovery: 0.56 m

73° 09.52' N, 16° 28.96' W

Water depth: 850 m



PS2631-2 (GKG)

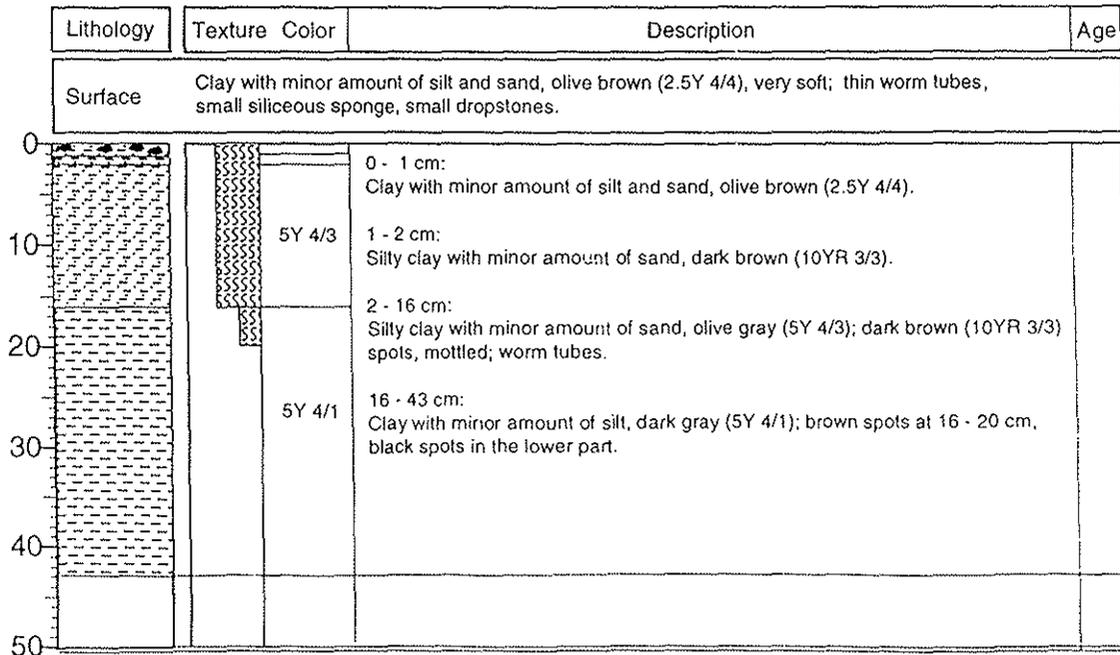
Mouth of Kejser-Franz-Josef Fjord

ARK X/2

Recovery: 0.43 m

73° 10.67' N, 22° 11.04' W

Water depth: 430 m



PS2632-7 (GKG)

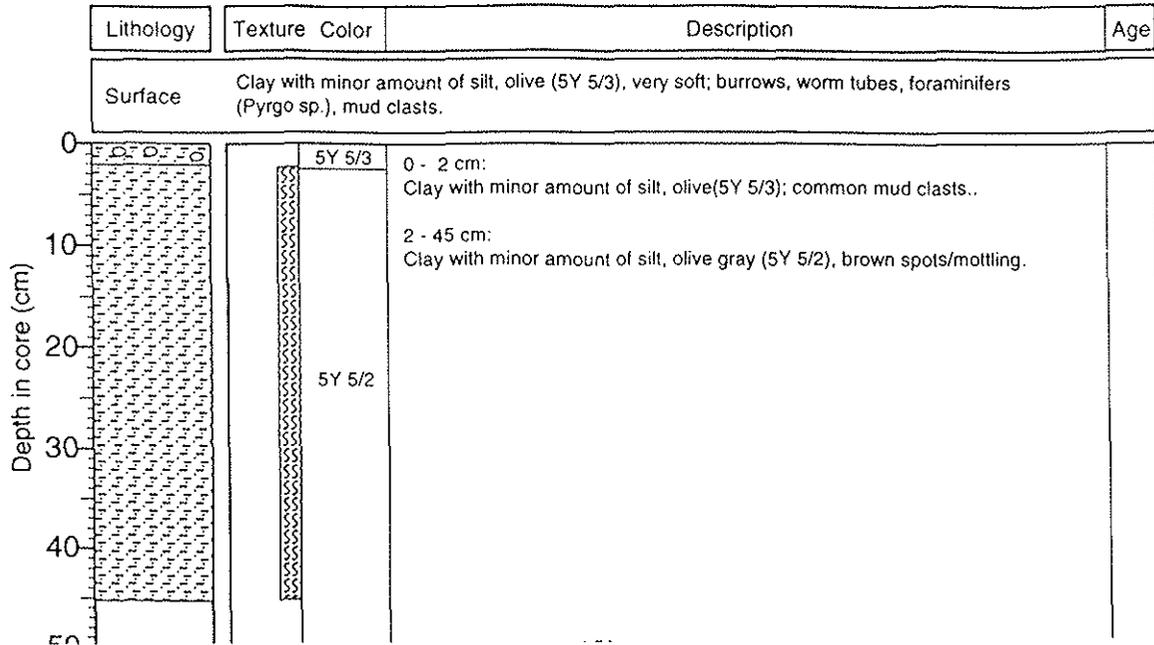
Kejser-Franz-Josef Fjord

ARK X/2

Recovery: 0.45 m

73° 24.4' N, 23° 38' W

Water depth: 505 m



PS2634-5 (GKG)

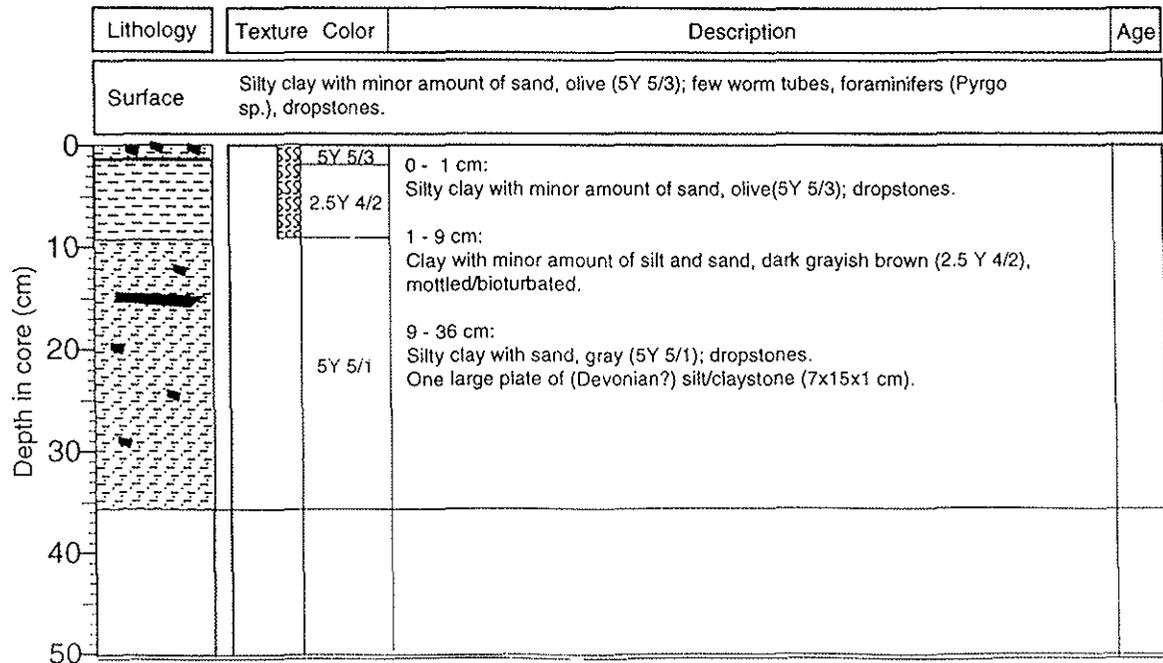
Kejser-Franz-Josef Fjord

ARK X/2

Recovery: 0.36 m

73° 26.44' N, 25° 11.08' W

Water depth: 471 m



PS2641-5 (GKG)

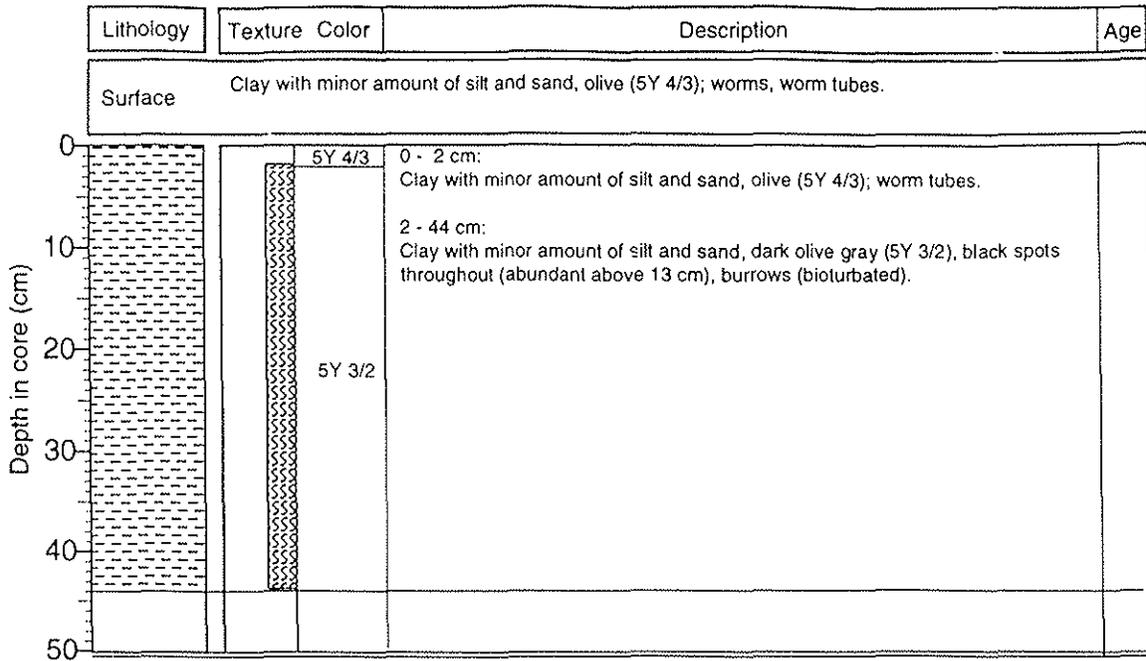
East Greenland Shelf

ARK X/2

Recovery: 0.44 m

73° 09.35' N, 19° 29.07' W

Water depth: 469 m



PS2643-5 (GKG)

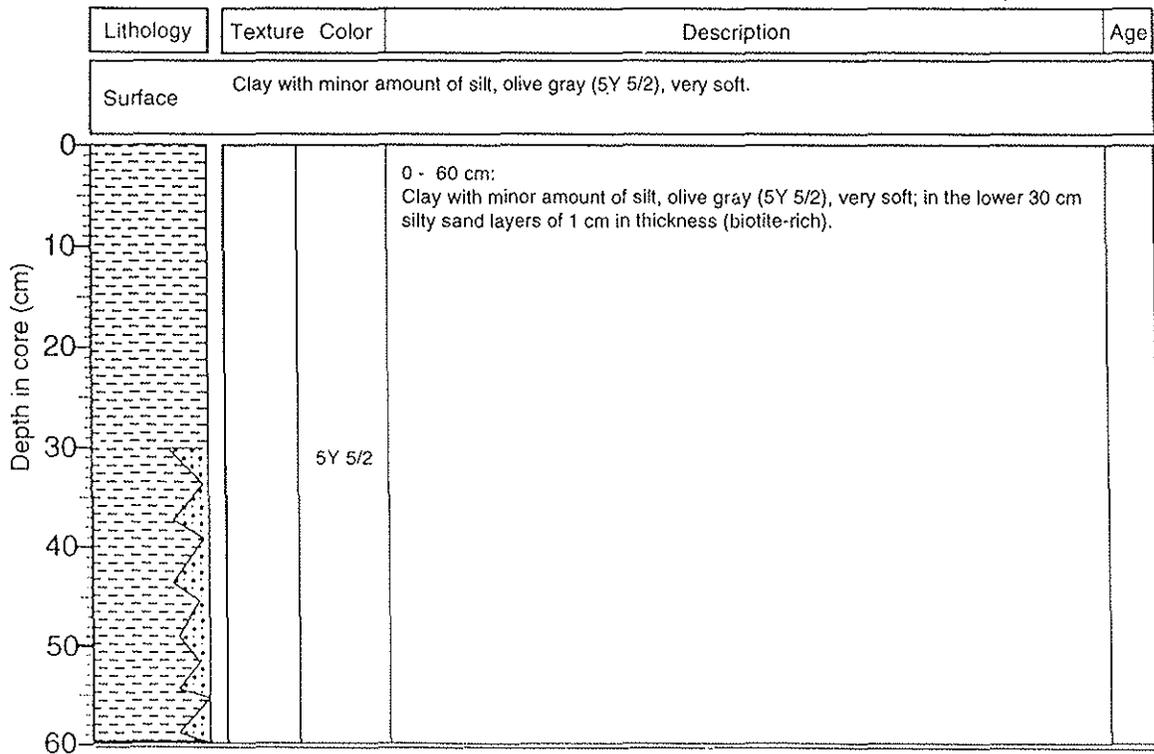
Dickson Fjord

ARK X/2

Recovery: 0.60 m

72° 48.27' N, 26° 28.32' W

Water depth: 691 m



PS2644-3 (GKG)

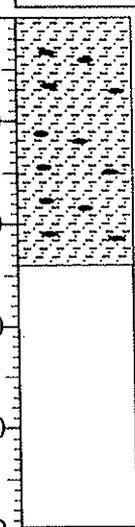
Island Sea

ARK X/2

Recovery: 0.24 m

67° 52.08' N, 21° 45.47' W

Water depth: 778 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
Surface				
Sand-bearing silty clay, olive (5Y 4/3), soft; small and large worm tubes, small molluscs and gastropods small brittle stars, benthic foraminifers.				
Depth in core (cm)		5Y 4/3	0 - 2 cm: Sand-bearing silty clay, olive (5Y 4/3).	
		2.5Y 4/2	2 - 13 cm: Silty clay with minor amount of sand, dark grayish brown (2.5Y 4/2), moderately to strongly bioturbated; lenses of 6-8 cm in diameter, olive gray (5Y 4/2); mudclasts.	
		5Y 3/2	13 - 24 cm: Silty clay with minor amount of sand, dark olive gray (5Y 3/2), stiff; mudclasts.	
30				
40				
50				

PS2645-5 (GKG)

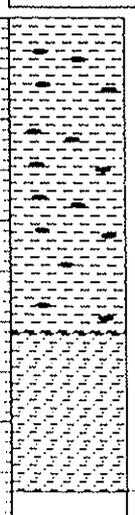
Island Sea

ARK X/2

Recovery: 0.47 m

68° 23.74' N, 21° 23.65' W

Water depth: 1001 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
Surface				
Clay with minor amount of silt and sand, olive brown (2.5Y 4/4), very soft; worms and worm tubes, small crabs, bryozoos, abundant fecal pellets; small gray mudclasts.				
Depth in core (cm)		2.5Y 4/4	0 - 3 cm: Clay with minor amount of silt and sand, olive brown (2.5Y 4/4).	
		10YR 4/2	3 - 31 cm: Clay with minor amount of silt and sand, dark grayish brown (10YR 4/2); very thin dark brown (10YR 3/3) and dark grayish brown (2.5Y 4/2) lenses, mottled; gray mudclasts.	
		5Y 3/2	31 - 47 cm: Silty clay with minor amount of sand, dark grayish brown (2.5Y 4/2).	
30				
40				
50				