

**Die Auswirkungen der „NorthEastWater“-Polynya  
auf die Sedimentation vor NO-Grönland und  
Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem  
Mittelweichsel.**

**The Implication of the "NorthEastWater"-Polynya  
on the Sedimentation by NE-Greenland and  
Late Quaternary Paleo-oceanic Investigations**

---

**Hanne Notholt**

Hanne Notholt

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Forschungsstelle Potsdam, Telegraphenberg A43  
D-14473 Potsdam, Bundesrepublik Deutschland

Die Vorliegende Arbeit ist die leicht veränderte Version einer Dissertation, die im Oktober 1997 dem Fachbereich 5 (Geowissenschaften) der Universität Bremen vorgelegt wurde. Die Daten dieser Veröffentlichung sind über das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung verfügbar:

The data of this publication are available through the:

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 120161  
27568 Bremerhaven  
Tel: 0471 4831 220  
Fax: 0471 4831 149  
<http://www.pangaea.de>

## **Inhaltsverzeichnis**

<b>Zusammenfassung</b>	<b>4</b>
<b>Summary</b>	<b>7</b>
<b>1. Einführung</b>	<b>10</b>
1.1. Fragestellungen und Zielsetzung dieser Arbeit.	11
1.2. Das Verhalten der stabilen Kohlenstoffisotope bei der Bildung und Umwandlung organischer Substanz im marinen Milieu.	12
1.2.1. Der Isotopieeffekt.	12
1.2.2. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ im marinen Ökosystem.	13
1.2.3. Die Fraktionierung beim Einbau organischen Materials ins Sediment.	16
1.3. Kenntnisstand der paläoklimatischen Entwicklung in Bezug auf das Untersuchungsgebiet.	19
<b>2. Hydrographie und Biologie des Untersuchungsgebietes.</b>	<b>23</b>
2.1. Die rezente Hydrographie.	23
2.2. Eisbedeckung und Sedimentation.	27
2.3. Biologie der NorthEast-Water Polynya.	28
2.3.1. Die Primärproduktion.	28
2.3.2. Das partikuläre organische Material.	29
2.3.3. Die benthischen Organismen und das Sediment.	30
2.3.4. Die Nahrungskette.	31
2.3.5. Die angrenzenden Landgebiete.	32
<b>3. Material und Methodik.</b>	<b>34</b>
3.1. Herkunftsgebiete und Gewinnung der Sedimentkerne, des partikulären Materials und der terrestrischen Proben.	34
3.1.1. Material für die Untersuchungen rezenter Prozesse.	34
3.1.2. Sedimentkerne für die Paläomilieu-Untersuchungen	38
3.2. Die Analysemethoden.	40
3.2.1. Aufnahmen von Radiographien.	40
3.2.2. Bestimmung des Wassergehaltes.	40
3.2.3. Bestimmung der Gehalte des Karbonats, des organischen Kohlenstoffs und Stickstoffs und Berechnung der $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ Verhältnisse.	40
3.2.4. Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope des organischen Kohlenstoffs.	44
3.2.5. Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope karbonatischen Kohlenstoffs und Sauerstoffs.	46

## Inhaltsverzeichnis

3.2.6. Bestimmung des IRD-Gehaltes.	46
3.2.7. Mikroskopie der Sandfraktion.	47
3.2.8. Die $^{14}\text{C}$ -Datierungen.	47
3.2.9. Röntgenographischen Untersuchungen von karbonatischen Neubildungsaggregaten.	47
<b>4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen des organischen Materials im terrestrischen Material, aus der Wassersäule und im Oberflächensediment.</b>	<b>48</b>
4.1. Das Oberflächensediment.	48
4.2. Das partikuläre organische Material in der Wassersäule.	49
4.3. Die terrestrischen Proben.	59
<b>5. Interpretation der geochemischen Untersuchungen an rezemem Material.</b>	<b>65</b>
5.1. Die geographische Verteilung von $\text{C}_{\text{org}}$ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ und Karbonat; Transportmechanismen.	65
5.2. Die möglichen Einträge terrestrischen organischen Materials.	71
5.2.1. Das $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im terrestrischen organischen Material.	71
5.2.2. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in partikulärem organischem Material in der Wassersäule.	73
5.3. Die Veränderung des organischen Materials im Oberflä- chensediment und in der bodennahen Nepheloidschicht.	75
5.3.1. Prozesse im Oberflächensediment.	76
5.3.2. Die Berechnung des Anreicherungsfaktors $\epsilon$ der Frühdiagenese.	78
5.3.3. Die Prozesse im Wasser.	82
5.4. Die absoluten Isotopen-Werte im Sediment.	85
5.4.1. Die Verwendung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals in paläo- klimatischen Untersuchungen.	87
<b>6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sediment- kernen des ostgrönländischen Kontinentalrandes und der westlichen Fram-Straße</b>	<b>90</b>
6.1. Die geochemischen Messungen.	90
6.2. Analyse der Radiographien und der Sandfraktion.	99
6.2.1. Die Radiographien.	99
6.2.2. Mikroskopie der Sandfraktion. Erstellung des Foram-Indexes.	103
6.2.3. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an Neubildungsaggregaten.	105
6.3. $^{14}\text{C}$ -Datierungen.	105

<b>7. Diskussion und Interpretation der Untersuchungen zu paläoklimatischen und paläozeanographischen Rekonstruktionen.</b>	<b>107</b>
7.1. Die Verwendung der gemessenen Parameter als Paläomilieuanzeige.	107
7.2. Die stratigraphische Einstufung der Sedimentabfolgen.	111
7.2.1. Die <sup>14</sup> C-Datierungen und das Umrechnungsverfahren in Kalenderjahre.	111
7.2.2. Stratigraphie der Kerne des Kong-Oscar-Fjords.	113
7.2.3. Stratigraphie der Kerne bei 80°N.	116
7.3. Die Entstehung des Sedimentes.	124
7.3.1. Die Geschichte des Kong-Oscar-Fjords.	124
7.3.2. Der nordostgrönländische Kontinentalrand bei 80°N.	130
<b>8. Rekonstruktion des paläoozeanographischen Strömungssystems im Europäischen Nordmeer und in der Fram-Straße.</b>	<b>149</b>
8.1. Das Isotopenstadium 3.	149
8.2. Das Isotopenstadium 2.	154
8.3. Das Holozän.	156
<b>9. Schlußfolgerungen.</b>	<b>164</b>
9.1. Die Veränderung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im organischen Material während der Frühdiagenese.	164
9.2. Das paläoozeanographische System des Europäischen Nordmeers und der Fram-Straße.	165
<b>Danksagung</b>	<b>170</b>
<b>Literatur</b>	<b>171</b>
<b>Anhänge</b>	<b>183</b>

## Zusammenfassung

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit bestand darin, die Sedimentation und die frühdiagenetischen Prozesse zu untersuchen. Dazu wurden geochemische Analysen an Sedimenten der "NorthEastWater"-Polynya durchgeführt. Die dabei erzielten Ergebnisse wurden zusammen mit geochemischen und sedimentologischen Untersuchungen an langen Sedimentkernen zu Aussagen über die paläoklimatische Entwicklung dieser Region verwendet.

Das Untersuchungsgebiet ist der nordostgrönländische Kontinentalrand bei ca. 80°N und die Mündung des ostgrönländischen Kong-Oscar-Fjords, bei ca. 72°N. Zum Vergleich werden terrestrisches Material aus Nordostgrönland, Spitzbergen und Sibirien untersucht.

Im ersten Teil der Arbeit wird die Untersuchung organischen Materials verschiedener Herkunft diskutiert, um den Einfluß der Frühdiagenese im marinen Sediment auf das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im organischen Material zu beschreiben.

Es konnte gezeigt werden, daß organisches Material aus terrestrischer und mariner Herkunft nicht anhand der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte identifiziert werden kann. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte liegen im selben Meßbereich.

Anhand der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  und  $\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an den Oberflächensedimenten konnte ein Zusammenhang zwischen dem Abbau des organischen Materials und der Veränderung der Isotopenverteilung des organischen Kohlenstoffs mit Hilfe eines mathematischen Modells beschrieben werden: Dazu wird ein konstanter Fluß an gleichartigem organischem Material zum Meeresboden sowie eine konstante Abbaurate in der Nepheloidschicht angenommen. Es gilt dann:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{s,m}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{s,0}} - (1-f)\epsilon$$

Mit:

$\delta^{13}\text{C}_{\text{s,m}}$ :  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert im Sediment

$\delta^{13}\text{C}_{\text{s,0}}$ :  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert in der Wasser-Sedimentschicht

f: Der Anteil an nicht zersetztem organischem Material im Sediment ( $f = \text{C}_{\text{org,Sediment}} / \text{C}_{\text{org,0 cm}}$ )

$\epsilon$  der Anreicherungsfaktor in Promille (die Größe der Isotopenfraktionierung während der Abbaureaktion).

#### Zusammenfassung

Durch eine dichte Beprobung des Oberflächensedimentes konnte eine Quantifizierung der Isotopenfraktionierung, also eine Bestimmung des Anreicherungsfaktors,  $\epsilon$ , erfolgreich durchgeführt werden:

$$\epsilon (\text{Oberflächensediment}) = -1,8 \pm 0,7\%$$

Der  $\epsilon$ -Wert ist vom Ökosystem abhängig. Für andere pelagische Systeme gelten deshalb voraussichtlich andere  $\epsilon$ -Werte.

Das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im Sediment kann zu paläoklimatischen Aussagen verwendet werden:

- Hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte entstehen während eines wärmeren Klimas bei großer biologischer Aktivität und guter Belüftung (wenig Eisbedeckung).
- Niedrige  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte treten als Folge einer guten Erhaltung des organischen Materials auf. Dies entsteht in Kaltzeiten, wenn eine Eisdecke die Belüftung behindert, bei hohen Sedimentationsraten (Eisbergtransport) oder bei der Zufuhr resistenten organischen Materials von Land (Eisbergtransport von Kohlen und Ton-Siltsteinen).
- Hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von Eisalgen weisen auf eine Eisrandzone hin.

Die Verwendung der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des gesamten organischen Materials im Sediment für die Modellierung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks kann nicht empfohlen werden. Das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im organischen Material wird, bevor der Einbau ins Sediment vollendet ist, im komplexen Kohlenstoffkreislauf modifiziert.

Im zweiten Teil der Arbeit wurden sedimentologische und geochemische Untersuchungen an langen Sedimentkernen für paläoozeanographische Rekonstruktionen durchgeführt. Hierfür wurden u.a. folgende Parameter an sieben langen Sedimentkernen und vier Oberflächenkernen gemessen: Der Wassergehalt, die Gehalte an  $\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\text{N}_{\text{ges}}$  und  $\text{CaCO}_3$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  in *Neogloboquadrina pachyderma*, und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  im Gesamtsediment. Der Gehalt an IRD wurde von Radiographien ausgezählt. Eine Beschreibung der Sandfraktionen wurde durchgeführt, wobei ein nicht-quantitativer "Foramindex" erstellt werden konnte.

Die langen Sedimentkerne konnten anhand der  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{N.pachyderma})}$ -Kurven stratigraphisch zugeordnet werden. Die chronologische Zuordnung wurde durch  $^{14}\text{C}$ -AMS-Messungen belegt. Die  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{N.pachyderma})}$ -Kurven belegen außerdem, daß während den Iso-

### Zusammenfassung

topenstadien 3 und 2 eine große Schmelzwasserzufuhr von Nordgrönland in die westliche Fram-Straße hinein vorhanden gewesen ist.

Das Isotopenstadium 3 war durch eine konstante Zufuhr an Eisbergen in die westliche Fram-Straße geprägt. Die Eisberge stammten vermutlich aus Gletschern der nordostgrönländischen Fjorde und wurden durch einen Trog über den Schelf zum Kontinentalhang transportiert. Es gibt keine Hinweise auf die Existenz eines konstanten und starken Ostgrönland-Stromes. Die Oberflächenwasserströmung ist wahrscheinlich schwach gewesen und zirkulierte möglicherweise in Perioden in einer geschlossenen Zelle in der Fram-Straße. Während einer Periode des späten Isotopenstadiums lockerte die Eisbedeckung vor dem nordostgrönländischen Kontinentalrand auf und eine Hoch-Produktions-Zone mit sehr großer biologischer Aktivität entstand. Dieses Ereignis wurde wahrscheinlich nicht durch den Eintrag atlantischen Wassers initiiert.

Auch während des letzten Hochglazials vor ca. 21.000 Jahren fand bei Nordostgrönland eine sehr hohe biologische Produktion statt. Sie stand in Verbindung mit dem Eintrag atlantischen Wassers in die Norwegische See und die östliche Fram-Straße. Es kann angenommen werden, daß dieses Ereignis von einem geringeren Austausch des Oberflächenwassers zwischen dem Arktischen Ozean und der westlichen Fram-Straße begleitet wurde. Große Mengen an Eis wurden noch während des letzten Hochglazials episodisch freigesetzt, wobei die biologische Aktivität in der westlichen Fram-Straße behindert wurde. Dies deutet auf einen Kollaps der Gletscher oder eines Eisschildes auf dem nordostgrönländischen Schelf hin.

Der Rückzug des Eises nach dem letzten glazialen Maximum im Kong-Oscar-Fjord verlief in zwei Stufen. Zuerst zogen sich die Gletscher durch Abschmelzen in den Fjorden zurück, während eine geschlossene Meereisdecke die Eisbergdrift verhinderte. Vermutlich nach der Jüngerer Dryas führte Eisbergtransport zu starker Sedimentation in der Fjordmündung und auf dem Kontinentalhang. Dabei dominierten Kalbungen beim Eisrückzug.

Ein klimatisches Optimum wurde vor ca. 8.500 Jahren erreicht. Eisfreies Wasser strömte vom Arktischen Ozean über den nordostgrönländischen Schelf in die Fram-Straße hinein. Die Kalbungsaktivitäten hörten sowohl vor Nordostgrönland als auch im Kong-Oscar-Fjord auf. Danach stellte sich das spätholozäne Oberflächenstromsystem mit dem meereisbedeckten Ostgrönland-Strom und einer Polynya auf dem nordostgrönländischen Schelf ein.

## Summary

Sedimentation and the early diagenetic processes have been studied in surface sediments from the NE-Greenland shelf and continental slope. I have used these data together with geochemical and sedimentological investigations from seven long sediment cores from the NE- and E-Greenland continental margin between 80° and 72° N for reconstructing the paleoenvironmental history of the East-Greenland-Current.

In the first part the carbon isotopic composition of organic material ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ ) from different sources (particulate material from the water column, the sediment and the continent) are discussed. The measurements show that the transport mechanisms in the polynya could not be reconstructed because organic material of both terrestrial and marine origin have a similar isotopic composition.

Comparison of the content of total organic carbon (TOC) and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  in surface sediments suggests a relationship between these parameters. A simplified model was used to quantify the relationship between TOC and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  expecting to understand some factors controlling the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values in sediments. Assuming a constant flux of organic material to the sea floor with an unaltered isotopic composition and constant rate of sedimentation and alteration the following equation was established:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{S,m}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{S,0}} - (1-f)\epsilon$$

where:

- $\delta^{13}\text{C}_{\text{S,m}}$ :  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -value in the sediment
- $\delta^{13}\text{C}_{\text{S,0}}$ :  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -value in the water-sediment-interface
- f: fractional remains of the substrate
- $\epsilon$ : enrichment factor related to a kinetic isotope effect, associated to the breakdown of the organic material

The range of  $\epsilon$ , related to processes in the polynya area was calculated to be:

$$\epsilon(\text{Surface sediment}) = -1.8 \pm 0.7 \text{ ‰}$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values in the sediment can be used for paleo-environment reconstructions in polar regions:

- Biological and geochemical processes increased due to the enhanced ventilation in the water column when ice-cover was reduced.

This resulted in high  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values in the sediment.

## Summary

---

- Because of high sedimentation rates and the supply of resistant organic material of terrigenous origin  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values remained low in the sediment during periods with enhanced iceberg transport.
- High  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values from ice algae indicate the position of the ice-margin-zone.

Due to the complexity of the carbon cycle in a marine system the late Quaternary  $\text{CO}_2$  levels cannot be calculated from the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values of the sedimentary TOC.

In the second part sedimentological and geochemical data from seven long gravity cores and four short multiple cores are used to reconstruct the paleo-environment changes of E- and NE-Greenland.

The stratigraphic correlation of the investigated cores is primarily based on oxygen and carbon isotope analysis of the planktic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*. In addition 16 AMS-C-14-dates provided a satisfactory age control of the cores. Oxygen and carbon isotope pattern suggest that distinct melt water events occurred - probably originating in NE-Greenland.

The oldest sediment sequence, represented in two cores from the NE-Greenland continental slope, can be dated as middle Weichselian. They show high contents of ice rafted debris (IRD) and terrigenous organic material and low content of carbonate, suggesting N- and NE-Greenland to be the source area.

From sedimentological and geochemical investigations of three sediment cores from the NE-Greenland continental shelf and slope, I deduce the occurrence of two events of at least seasonally open water conditions during the late Weichselian. Sediment sequences with a high amount of biogenic carbonate, low amount of total organic carbon and high  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -values are evident for at least seasonally open water conditions. For about 37 500 (calendar) years BP. when open water conditions were first recorded, the western Fram Strait was at least periodically icefree on the continental slope at  $5^\circ$  W.

At present the ice covered Polar Water originating in the Arctic Sea flows over this position, preventing high biological activity and thus stopping the flux of biogenic carbonate to the sea floor. In the western Fram Strait the Polar Water mixes with the Atlantic Return Current resulting in the East Greenland Current (EGC). This feature is

characteristic for the present oceanographic current system in the Fram Strait and the Greenland-Iceland-Norwegian-Sea (GIN-Sea).

I suggest that the open water conditions were initiated by a change in the EGC, due to a reduced strength of the polar water advection and possible to a wind and/or ice barrier at the entrance of the Arctic Sea to the Fram Strait. The open water events can be correlated to similar events in the eastern Fram Strait, suggesting the importance of an advection of Atlantic water at least for the later event (during the last glacial maximum), where subpolar planktic foraminifera are present in the sediment on the NE-Greenland shelf.

The second open water event occurred during the last glacial maximum at about 21 000 (calendar) years BP. The centre of the biological production was located on the margin of the NE-Greenland shelf.

The open water conditions on the NE-Greenland shelf were interrupted at about 19 000 years BP. Very high sedimentation rates and increased amounts of IRD abundant of lithogenic carbonate and with small amounts of organic carbon suggest increased calving rates and iceberg transports from NE-Greenland, possibly due to a collapse of a ice sheet on the NE-Greenland shelf.

The deglaciation of the E-Greenland Kong Oscar Fjord at about 72° N took place in two steps. During the first deglaciation step melting was a major process. The glacier front was probably stabilised by a perennially sea ice sheet preventing any calving. After a smaller readvance of the glaciers the retreat of the glaciers was happening mostly by calving activities.

A climatic optimum was reached at about 8 500 BP., when calving activities were finished. Icefree water flowed from the Arctic ocean over the NE-Greenland shelf into the western Fram Strait.

In conclusion the modern oceanography of the Fram Strait and the GIN-Sea, with a strong EGC has existed since the end of warmer early Holocene climate for about 8 000 (calendar) years.

## 1. Einführung.

Seit der Entdeckung der Auswirkung einiger anthropogener Spurenstoffe in der Atmosphäre auf die globale Temperatur (z.B. GRAEDEL & CRUTZEN 1993) hat die Erforschung der natürlichen Klimaschwankungen des Quartärs an Bedeutung gewonnen. Dabei sind die Polarregionen für paläoklimatische Untersuchungen besonders wichtig, da diese Regionen durch "feedback"-Reaktionen in Form von Wechselwirkungen zwischen Eisdecke, Temperatur, Niederschlägen und ozeanographischen und atmosphärischen Strömungen sensibel auf globale Klimaveränderungen reagieren und selbst wiederum zur Steuerung des globalen Klimas beitragen können (z.B. STEIN & STAX 1991, AGNEW 1993). Da die unterschiedlichen Meeresströmungen und ihre Veränderungen im Zuge der natürlichen Klimaschwankungen durch ihre charakteristische Wassertemperatur, Salinität und Eisbedeckung die Sedimentation beeinflussen, liefern Untersuchungen mariner Sedimente Auskünfte über die Hydrographie (z.B. HEBBELN & BERNER 1993). Als Spezialfall spielen die Polynyen in den Polargebieten eine besondere Rolle für die Sedimentation.

Eine Polynya ist ein eisfreies Areal im Packeis. Im Sommer bildet sich z.B. auf dem nordostgrönländischen Schelf aus zwei kleineren Winterpolynyen eine große Polynya (SCHNEIDER & BUDÉUS 1995), die NorthEast Water Polynya. Die Eisrandzonen und eisfreien Gebiete ermöglichen eine erhöhte Primärproduktion (PESANT et al. 1995b) und beeinflussen somit die Sedimentation in der Region (BAUERFEIND et al., im Druck).

In den Sommern 1992 und 1993 wurde in diesem Gebiet ein multidisziplinäres Forschungsprojekt durchgeführt, das die Hydrologie und das Ökosystem der Polynya, sowie ihre Auswirkung auf das nordostgrönländische Festland im Detail erfassen sollte. Es wurde durch die Teilnahme der Eisbrecher POLARSTERN und POLAR SEA und die Forscher des NEULand Programms an Land unterstützt (KATTNER & HIRCHE 1994). Im Rahmen dieses Projektes bot sich während der POLARSTERN-Expedition ARK IX/3 im Sommer 1993 die Möglichkeit, Material zur Untersuchung der Sedimentationsprozesse im Polynyagebiet zu gewinnen. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit Untersuchungen der Verteilung der stabilen Isotope des Kohlenstoffs im organischen Material,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , während des Einbaus vom organischen Material ins Sediment. Darüber hinaus konnten Sedimentkerne vom nordostgrönländischen Kontinentalrand für Untersuchungen der Paläo-Ozeanographie der westlichen Fram-Straße genommen werden. Diese

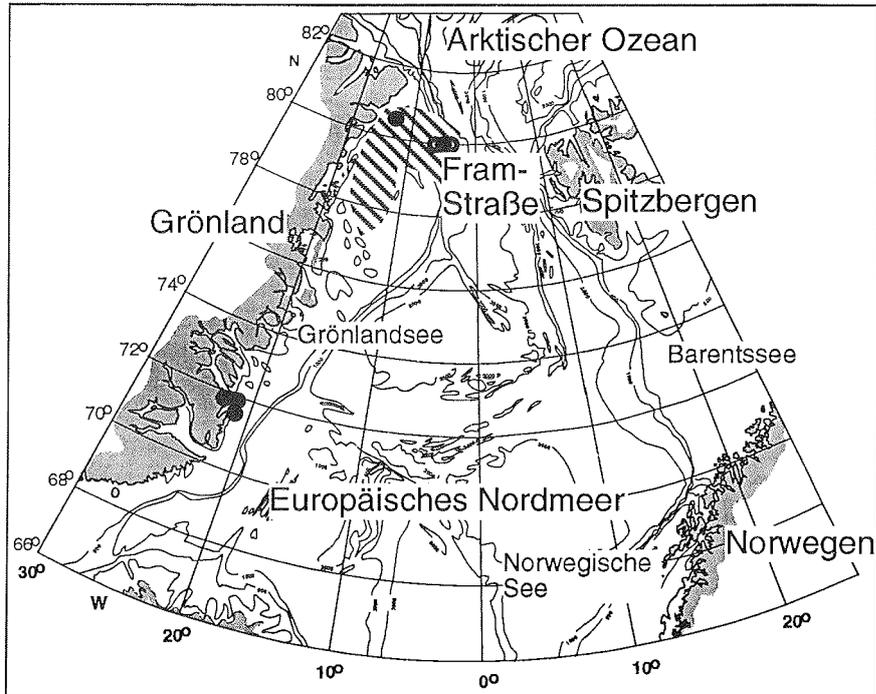


Abb. 1.1: Untersuchungsgebiet. Kreise zeigen die Positionen der langen Sedimentkerne an. Das Polynyagebiet ist schraffiert.

Kerne wurden durch Kerne aus der Mündung des ostgrönländischen Kong-Oscar-Fjords bei 72°N ergänzt (Abb.1.1).

Die Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsprojektes PONAM (Polar North Atlantic Margins, Late Cenozoic Evolution) der ESF (European Science Foundation) und im Rahmen des IAPP-Programms (International Arctic Polynya Programme) des AOSB (Arctic Ocean Sciences Board) durchgeführt.

### 1.1. Fragestellungen und Zielsetzung dieser Arbeit.

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit werden die Prozesse, die zum Einbau des organischen Materials ins Sediment führen, untersucht:

Dafür wurde verschiedenartiges Material aus der NorthEast Water Polynya gewonnen und geochemisch analysiert. Die Fragestellungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Kann ein Zusammenhang zwischen der lokalen Umgebung des

## 1. Einführung.

Untersuchungsgebietes und dem entstehenden Sediment anhand von Messungen der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werte belegt werden?

- Ist es möglich, die Veränderung des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Signals während der Prozesse zu quantifizieren?
- Können aus Kohlenstoffisotopenmessungen an langen Sedimentkernen Rückschlüsse auf das Paläoklima gezogen werden.

Der weitere Teil dieser Arbeit soll zur Aufklärung des paläoozeanographischen Milieus im Europäischen Nordmeer beitragen. Das Ziel ist u.a., die ozeanographische Entwicklung des Ostgrönland-Stromes besser zu verstehen. Für diese paläoozeanographischen Untersuchungen wurden verschiedene sedimentologische und geochemische Untersuchungen an insgesamt elf Sedimentkernen aus dem ost- und nordostgrönländischen Kontinentalrand durchgeführt. Im Vordergrund der Untersuchungen, von denen Rückschlüsse auf das Paläoklima gezogen werden sollten, standen nachfolgende Fragestellungen:

- Ist es möglich eine chronostratigraphische Zuordnung der Kerne durchzuführen?
- Unter welchen klimatischen und hydrographischen Bedingungen ist das Sediment entstanden? In welchem Umfang haben Eisbergtransport von lithogenem Material, Eisbedeckung und/oder biologische Produktion zur Sedimentation beigetragen? Von welchen Einzugsgebieten kamen die Eisberge? In welchen Größenordnungen verliefen diese Prozesse?

### 1.2. Das Verhalten der stabilen Kohlenstoffisotope bei der Bildung und Umwandlung organischer Substanz im marinen Milieu.

#### 1.2.1. Der Isotopieeffekt.

Die Einwirkung der frühdiagenetischen Prozesse auf das Isotopensignal im organischen Material wird nachfolgend unter Zugrundelegung der Arbeiten von MARIOTTI et al. (1981), OWENS (1987) und HAYES (1993) beschrieben.

Kohlenstoff besteht wie viele Elemente aus mehreren Isotopen, d.h. aus Atomen mit gleichen chemischen Eigenschaften aber unterschiedlichen Massen. Kohlenstoff besitzt zwei stabile Isotope,  $^{12}\text{C}$  und  $^{13}\text{C}$ : Der Anteil an  $^{12}\text{C}$  beträgt ungefähr 98,89% und an  $^{13}\text{C}$  1,11% des natürlich vorkommenden Kohlenstoffs (MOELLER et al. 1980). Außerdem kommt in der Natur in sehr kleinen Mengen das radioaktive  $^{14}\text{C}$ -Isotop vor.

Ein Prozeß wird von einem Isotopieeffekt begleitet, wenn eine Fraktionierung, eine Veränderung der Verteilung der Isotope im Produkt gegenüber dem Substrat stattfindet.

Wenn eine Reaktion abläuft, bei der ein Grundstoff mit zwei oder mehr Isotopen beteiligt ist, ist dies fast immer mit einem Isotopieeffekt verbunden. Der Grund hierfür ist, daß die leichteren Isotope eine höhere Schwingungsfrequenz als die schweren Isotope besitzen. Dies führt dazu, daß die chemische Bindung der leichteren Isotope mit einer größeren Wahrscheinlichkeit als die der schweren Isotope aufbricht. Außerdem ist die Reaktionsgeschwindigkeit umgekehrt proportional zur Masse. Der Isotopieeffekt kann in zwei Effekte aufgeteilt werden:

- 1) Isotopieeffekt bei einer Gleichgewichtsreaktion. Hierzu gehört z.B. Gas-Flüssigkeitsaustausch und Diffusion.
- 2) Isotopieeffekt bei einer irreversiblen Reaktion, auch kinetischer Isotopieeffekt genannt. Die meisten biologischen Prozesse, bei denen kohlenstoffhaltige Moleküle beteiligt sind, sind irreversibel oder können als irreversible Reaktionen angesehen werden, da das Reaktionsprodukt entfernt wird und nicht mehr für eine eventuelle rückwärts ablaufende Reaktion zugänglich ist.

Bei einem kinetischen Isotopieeffekt wird die Größe des Effektes mit dem Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$ , angegeben.  $\epsilon$  ist von der Reaktionsgeschwindigkeit,  $k$ , der beiden isotopenhaltigen Moleküle abhängig. Für eine Reaktion erster Ordnung gilt:

$$\epsilon \equiv ((^{13}k/^{12}k)-1) * 10^3 \quad (1)$$

Unter der Voraussetzung, daß der Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$  klein und konstant ist und da  $[^{13}C] \ll [^{12}C]$ , läßt sich  $\epsilon$  bei einer solchen Reaktion, durch die Differenz zwischen den  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten des momentanen Substrates und des momentanen Produkts beschreiben (z.B. HAYES 1993):

$$\epsilon = \delta^{13}C_{s,m} - \delta^{13}C_{p,m} \quad (2)$$

### 1.2.2. $\delta^{13}C_{org}$ im marinen Ökosystem.

Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope in marinen Ökosystemen ist ausführlich untersucht worden (z.B. FISCHER 1989). Verschiedene Arbeitsgruppen haben Modelle entwickelt, um den Zusammenhang zwischen dem  $\delta^{13}C_{org}$ -Signal im Phytoplankton und Sediment zu beschreiben, um daraus Rückschlüsse auf die  $CO_2$ -

## 1. Einführung.

---

Konzentration im Oberflächenwasser und letztendlich auf den CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Atmosphäre ziehen zu können (z.B. RIEBESELL 1993, RAU et al. 1989, JASPER & HAYES 1990, FRANCOIS et al. 1993). Die Kenntnis des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks in der Atmosphäre ist einerseits wichtig für die Frage, inwieweit das Kohlendioxid in der Atmosphäre über den Treibhauseffekt zur Erwärmung des Klimas beigetragen hat (GRAEDEL & CRUTZEN 1993). Andererseits ist sie wichtig zum Verständnis des globalen Kohlenstoffkreislaufs während der Klimaschwankungen.

Unterschiedliche  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte treten im partikulären organischen Material (POM) aus der Wassersäule auf: EADIE & JEFFREY (1973) interpretieren hohe Isotopenwerte im partikulären organischen Material (POM) aus dem Oberflächenwasser von subtropischen Gebieten (-19,8 bis -22,3‰) und niedrige Isotopenwerte von polaren Gebieten (-24,7 bis -26,0‰) als Ergebnis eines Temperatureffekts bei der photosynthetischen CO<sub>2</sub>-Aufnahme. RAU et al. (1991, 1992) weisen ebenfalls einen direkten Zusammenhang zwischen den  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten im POM (Schwebstoff) und der Oberflächenwassertemperatur nach. Dies beziehen sie aber auf die Konzentration des CO<sub>2</sub> im Oberflächenwasser, die auch temperaturabhängig ist. Hohe Isotopenwerte treten bei hohen Temperaturen und niedrigen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen auf (z.B.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org,POM}} \cong -23\%$  bei 10°C ergibt eine Konzentration von  $\Sigma\text{CO}_2 = 16 \mu\text{mol/kg}$  und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org,POM}} \cong -30\%$  bei -1°C, ergibt eine Konzentration von  $\Sigma\text{CO}_2 = 23 \mu\text{mol/kg}$ ). RAU et al. (1982) zeigen außerdem, daß die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Phytoplankton zwischen ca. 70°S bis ca. 80°N nicht nur von der Temperatur sondern auch von den Artengesellschaften abhängig sind. Im südlichen Ozean verändern sich die Isotopenwerte stärker als Funktion des Breitengrades (von ca. -20‰ am Äquator bis -29‰ bei 70°S) als im nördlichen Ozean (bis -22‰ bei 80°N). Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope im Phytoplankton ist außerdem von der Wachstumsrate abhängig; bei niedrigen Wachstumsraten entsteht Phytoplankton mit niedrigen Isotopenwerten (FISCHER 1989), was wiederum auf die Temperatur zurückgeführt werden kann. Die Isotopenwerte des partikulären organischen Materials sind von der unterschiedlichen Artenzusammensetzung oder der Herkunft des Materials abhängig (z.B. Krill: ca. -32‰; Faezes von Krill und Makroalgen: ca. -29‰, Faezes von Zooplankton: ca. -26‰, FISCHER 1989). Dies spiegelt sich in den unterschiedlichen Partikelgrößen des Schwebstoffs wider (-23,8 bis -24‰ in Partikeln mit dem Durchmesser  $d < 3 \mu\text{m}$  bis  $> -21,5\%$  in Partikeln mit  $d > 20 \mu\text{m}$  (RAU et al. 1990)). Dadurch findet man unterschiedliche Werte im Sedimentfallenmaterial, das aus größeren Partikeln besteht als im suspendierten Material (Schwebstoff,

kleinere Partikel). WADA et al. (1987) haben  $\delta^{13}\text{C}$  im Sedimentfallenmaterial aus dem Antarktischen Ozean bis 3.580 m Wassertiefe gemessen. Die Werte steigen von ca. -28‰ in ca. 700 m bis ca. -26‰ in ca. 1.500 m an. Danach nehmen sie bis ca. -27‰ in der tiefsten Position ab.

Bei der Nahrungsaufnahme eines Organismus gelangt Kohlenstoff in den meisten Fällen durch enzymatische Reaktionen in den Körper. Die Reaktionen sind wie andere chemische Reaktionen mit einem Isotopieeffekt verbunden. Dadurch erlangt der Organismus schwerere Isotopenwerte als die Nahrung. Ein Organismus aus einem höheren Niveau der Nahrungskette besitzt also höhere Isotopenwerte als aus einem niedrigeren Niveau. Dieser Effekt wurde von vielen Autoren verwendet, um die trophischen Niveaus der Nahrungskette zu quantifizieren (z.B. RAU et al. 1983, FRY & WAINRIGHT 1991). Untersuchungen an den unteren Niveaus der marinen Nahrungskette ergeben regelmäßige Sprünge in den Isotopenwerten von ca. 1‰ pro trophischem Niveau (FRY & WAINRIGHT 1991, FRY & QUINONES 1994). Es hat sich aber gezeigt, daß die Anreicherung der  $^{13}\text{C}$ -Atome mit dem Anstieg in der Nahrungskette nicht linear verläuft. Die Änderungen werden mit der Zunahme der trophischen Niveaus kleiner (z.B. FRY 1988, HOBSON & WELCH 1992, WADA et al. 1987). Die Reaktionen, die zur Aufnahme des Kohlenstoffs in die Organismen führen, sind für die unterschiedlichen Organismen nicht vergleichbar. RAU et al. (1992a) vermuten, daß der Anteil an Fettgewebe in den Organismen für die Nichtlinearität verantwortlich ist. HOBSON & WELCH (1992) konnten aber keine Linearität nachweisen, nachdem das Fettgewebe entfernt worden war. Untersuchungen haben gezeigt, daß die Verteilung der Stickstoffisotope ( $^{15}\text{N}$ ,  $^{14}\text{N}$ ) linear und in meßbaren Sprüngen (3,3‰ (WADA et al. 1987) bis 3,8‰ (HOBSON & WELCH 1992) pro trophischem Niveau in der marinen Nahrungskette) angereichert wird. Dies stellt also eine bessere Methode als die Verwendung der Kohlenstoffisotope zur Quantifizierung des trophischen Niveaus dar (WADA et al. 1987, FRY 1988, RAU et al. 1990, 1992a, HOBSON & WELCH 1992, HOBSON et al. 1995). Da das organische Material, wenn auch nicht linear, dennoch im trophischen Niveau mit  $^{13}\text{C}$  angereichert wird, werden die Kohlenstoffisotope für die Nahrungskettenuntersuchungen verwendet, um die Nahrungsquelle der Organismen zu bestimmen (FRY 1990, 1991, RAU et al. 1992a, HOBSON et al. 1995).

HOBSON et al. (1995) haben das Ökosystem im Polynyagebiet bei Nordostgrönland im Detail untersucht und festgestellt, daß die Isotopenwerte des Kohlenstoffs im Vergleich mit Nahrungsketten aus der übrigen Arktis um 2 bis 6‰ zu niedrigeren Werten verschoben

## 1. Einführung.

waren. Die Autoren vermuten, daß hohe CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Oberflächenwasser, die aufgrund des gut durchlüfteten aber kalten polaren Wassers vorhanden sind, für die niedrigen Isotopenwerte verantwortlich sind. Die niedrigen Isotopenwerte waren im Gegensatz zu anderen arktischen Ökosystemen auch in den benthischen Artengesellschaften vorhanden. Benthische Filtrierer besitzen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -21 und -23‰, was darauf hindeutet, daß POM aus dem Oberflächenwasser ( $\delta^{13}\text{C}$ : -28‰) die direkte Nahrungsquelle der Filtrierer darstellt. Dies ist in den arktischen Nahrungsketten nicht immer der Fall: In anderen Regionen wird z.B. Zooplankton als Nahrungsquelle für die benthischen Filtrierer vermutet. Benthische Stachelhäuter, die sich aus abgelagerter Substanz vom Meeresboden ernähren, besaßen höhere Isotopenwerte von ca. -20‰. Sehr hohe Isotopenwerte wurden an Eisalgen gemessen (-18,6‰). Es konnte dadurch nicht nachgewiesen werden, daß Eisalgen als Nahrungsquelle für das Benthos dienen. Dennoch stammten die benthischen Proben aus dem westlichen und nördlichen Teil der Polynya, wo die Eisbedeckung gering ist. WADA et al. (1986, 1987) haben in Eisalgen aus dem Antarktischen Ozean ebenfalls sehr hohe Isotopenwerte (um -20‰) gemessen. Sie vermuten, daß die hohen Werte entstehen, wenn CO<sub>2</sub> durch limitierte Diffusion im Eis der wachstumsbegrenzende Faktor wird.

Marine Organismen aus den obersten trophischen Niveaus des marinen Ökosystems besitzen zwar hohe Isotopenwerte, tragen aber durch ihre verhältnismäßig geringe Biomasse und lange Verweilzeit im Meer (SAKSHAUG et al. 1992) kaum zu einem Fluß an organischem Material zum Sediment bei. Ausgenommen hiervon sind Zooplankton, Kotballen (FISCHER 1989) und Benthos (AMBROSE & RENAUD 1994).

### 1.2.3. Die Fraktionierung beim Einbau organischen Materials ins Sediment.

Die Veränderung der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in organischem Material durch frühdiagenetische Prozesse ist bisher kaum untersucht worden. Die wenigen Untersuchungen ergaben keinen eindeutigen Hinweis darauf, welchen Einfluß eventuelle Abbauprozesse in der Nepheloidschicht auf das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal haben (Zusammengefaßt in DEAN et al. 1986 und HAYES 1993). EADIE & JEFFREY (1973) zeigen, daß die Isotopenwerte im Oberflächensediment aus der Tiefsee nicht den Werten im POM aus dem Oberflächenwasser entsprechen und vermuten eine diagenetische Umsetzung des organischen Materials im Sediment. FISCHER (1989) beobachtet in Material aus dem südlichen Polarmeer die gleiche Tendenz. Die Isotopenwerte im

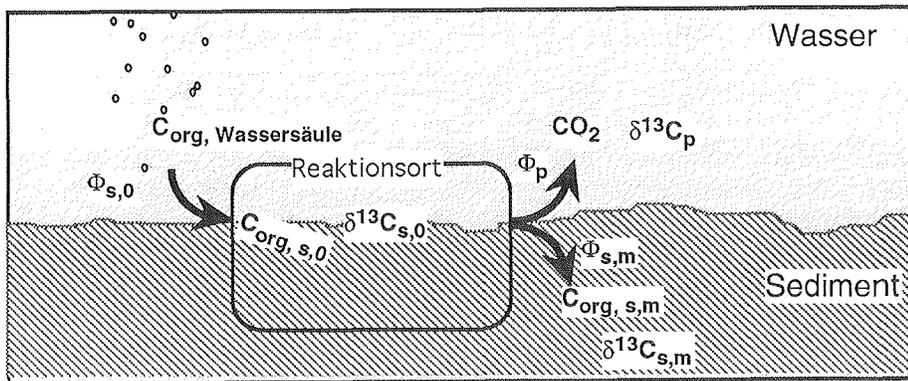
## 1. Einführung.

Oberflächensediment waren 3-4‰ höher als im Sinkstoff aus der oberen Wassersäule. Ausgenommen hiervon war Material aus der Bransfield-Straße, wo keine Unterschiede im POM- und Sedimentwert auftraten. Der Autor nimmt an, daß die biologische Aktivität in der Nepheloidschicht zu erhöhten Werten im Restmaterial führt. Im tieferen Sediment, zwischen 11,5 und 43,5 cm, ändern sich die Isotopenwerte nur geringfügig. Eine Tendenz zu leicht erhöhten Isotopenwerten von ca. +0,5‰ ergab sich in den aeroben Sedimentsequenzen. Leicht verminderte Werte von ca. -1,0‰ traten in den anaeroben Sedimentsequenzen auf. Die Werte an der Kernbasis entsprachen den Oberflächenwerten. HAYES (1993) vermutet, daß bei so großen Sprüngen in den Isotopenverteilungen nicht nur Respiration sondern auch Methanproduktion stattgefunden hat. Dies stimmt mit Untersuchungen von CANFIELD et al. (1995) überein, die zeigen, daß Oxidation des organischen Materials durch andere Oxidanten als Sauerstoff einen größeren Anteil am gesamten Abbau im Sediment hat, als man früher vermutet hat.

Wir betrachten jetzt den Einbau von organischem Kohlenstoff ins Sediment (Abb. 1.2). Organischer Kohlenstoff wird von der Wassersäule zum Sediment zugeführt ( $C_{s,0}$ ). Im Oberflächensediment wird das organische Material durch frühdiagenetische Prozesse verzehrt. Die Prozesse führen zu einer Fraktionierung mit dem Anreicherungsfaktor  $\epsilon$ . Der enthaltene organische Kohlenstoff ( $C_{s,m}$ ) wird ins Sediment eingebaut. "s,m" steht für "momentanes Substrat". Dieses Material ist ein potentielles Substrat. Es besitzt aber eine andere Isotopenverteilung als das Ausgangsmaterial,  $C_{s,0}$ .  $CO_2$  wird bei den Umwandlungsprozessen im Sediment freigesetzt und gilt als das Produkt der Reaktion.

Die Zufuhr von organischem Kohlenstoff von der Wassersäule zum Sediment, sowie der Einbau des Materials ins Sediment und die Entfernung des  $CO_2$  werden als konstante Flüsse angenommen. Außerdem wird angenommen, daß die Sedimentationsrate konstant ist und daß das organische Material gleichartiger Herkunft ist. Da die Sedimentationsrate ca. 0,05 cm im Jahr beträgt (ROBERTS et al. 1995), werden saisonale Schwankungen in der  $C_{org}$ -Zufuhr und Herkunft durch die angegebenen Beprobungsabstände von ca. 0,25-1 cm gemittelt, weshalb die obengenannten Annahmen plausibel scheinen.

Der Abbau des organischen Kohlenstoffs, der durch chemische oder biologische Prozesse entsteht, verläuft als Reaktion erster Ordnung (TROMP et al. 1995). Sie ist von einem kinetischen Isotopieeffekt begleitet.



**Abb. 1.2:** Boxmodell zur Untersuchung der frühdigenetischen Prozesse: Die Wasser-Sedimentschicht ist der Reaktionsort. Die Zufuhr von organischem Kohlenstoff,  $C_{s,0}$  von der Wassersäule zum Sediment, so wie der Einbau des Materials,  $C_{s,m}$  ins Sediment und die Entfernung von  $CO_2$  werden als konstante Flüsse angenommen ( $\phi_s$ ,  $\phi_{s,m}$  und  $\phi_p$ ). Das organische Material in der Wasser-Sedimentschicht besitzt die Isotopenverteilung  $\delta^{13}C_{s,0}$ . Im tieferen Sediment besitzt das organische Material den Isotopenwert  $\delta^{13}C_{s,m}$  und  $CO_2$  besitzt den Wert  $\delta^{13}C_p$ .

Liegt ein Fluß-System vor, in dem das Substrat zum Reaktionsort zugeführt und das Produkt abgeführt wird, gilt als Massengleichgewicht für die Isotopenwerte am Reaktionsort:

$$\delta^{13}C_{s,0} = f\delta^{13}C_{s,m} + (1-f)\delta^{13}C_{p,m} \quad (3)$$

wobei  $f = \phi_{s,m} / \phi_s$  die Fraktion an nicht reagiertem Substrat darstellt.  $\phi_s$  ist der Fluß vom Substrat zum Reaktionsort, hier an organischem Kohlenstoff, der von der Wassersäule in die bodennahe Nepheloidschicht gelangt.

$\phi_{s,m}$  ist der Fluß von nicht reagiertem Substrat, hier des organischen Kohlenstoffs, der ins Sediment eingebaut wird. Im Oberflächensediment, wo noch keine Reaktion abgelaufen ist, ist  $f$  gleich 1. Mit zunehmender Tiefe gilt  $f \rightarrow 0$ .  $\phi_p$  ist der Fluß des Produktes, hier der Fluß von  $CO_2$ , der freigesetzt wird. Es gilt:

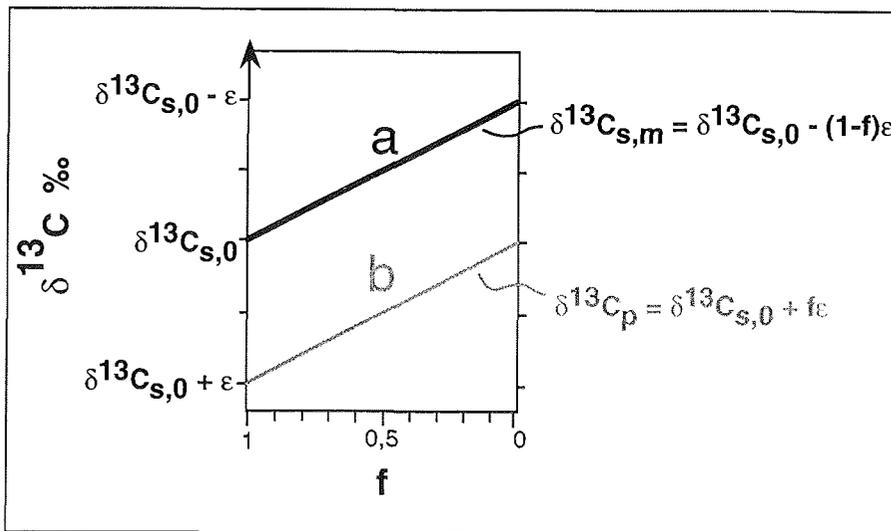
$$\phi_p / \phi_s = (1-f) \text{ und } \phi_s = \phi_p + \phi_{s,m}.$$

Da der Abbau von einem kinetischen Isotopieeffekt begleitet wird, können (2) und (3) kombiniert werden:

$$\delta^{13}\text{C}_{s,0} = \delta^{13}\text{C}_{s,m} + (1-f)\epsilon$$

$$\text{oder } \delta^{13}\text{C}_{s,m} = (\delta^{13}\text{C}_{s,0} - \epsilon) + f\epsilon \quad (4)$$

In der Wasser-Sedimentschicht, wo gilt  $f \rightarrow 1$ , ist  $\delta^{13}\text{C}_{s,m} = \delta^{13}\text{C}_{s,0}$ . Im tieferen Sediment kann die Isotopenverteilung höchstens den Wert von  $\delta^{13}\text{C}_{s,0} - \epsilon$  annehmen. (Siehe Abb. 1.3, Kurve a). Dies gilt natürlich nur unter den gezeigten Voraussetzungen, die für den Reaktionsort, die Wasser-Sedimentschicht, angegeben waren. Bei großer Entfernung vom Oberflächensediment können die Werte aber abweichen.



**Abb. 1.3:** Veränderung der Isotopenwerte des organischen Materials während des Ablaufes der frühdiagenetischen Prozesse.  $f$  ist das Verhältnis zwischen dem Einbau des organischen Materials ins Sediment und der Zufuhr neuen Materials aus der Wassersäule:  $f = (\phi_{s,m} / \phi_s)$ . Das Ausgangsmaterial besitzt den Isotopenwert  $\delta^{13}\text{C}_{s,0}$ . Das organische Material im Sediment verändert seine Isotopenwerte  $\delta^{13}\text{C}_{s,m}$  nach der Formel (4) (siehe Text und Kurve a). Die Kurve b stellt die Veränderung der Isotopenwerte  $\delta^{13}\text{C}_p$  des Produktes,  $\text{CO}_2$  dar.

### 1.3. Kenntnisstand der paläoklimatischen Entwicklung in Bezug auf das Untersuchungsgebiet.

Der klimatische Zustand der Polarregionen ist durch seinen Einfluß auf die ozeanographischen und atmosphärischen Strömungen wichtig für das globale Klima. Hierzu zählt vor allem die Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer, die als eine Komponente des

## 1. Einführung.

Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) zu dem globalen Meeresströmungssystem beiträgt (SWIFT et al. 1980, KELLOGG 1987), sowie der Süßwassereintrag in den Arktischen Ozean durch die großen sibirischen Flüsse (BLEIL & THIEDE 1990)

Untersuchungen der Verteilung der Sauerstoffisotope an Eisbohrkernen aus dem zentralen Inlandeis in Grönland belegen, daß es während der letzten 250.000 Jahren starke Temperaturschwankungen in der Atmosphäre gegeben hat (JOHNSEN et al. 1992, DANSGAARD et al. 1993, GRIP members 1993). Diese Schwankungen von  $\delta^{18}\text{O}$  im Eis weisen ein typisches "Sägezahn"-Muster auf: Glaziale Bedingungen werden über ca. 1.000 bis über 5.000 Jahre regelmäßig aufgebaut, bis ein Temperaturminimum erreicht wird (Dansgaard-Oeschger-Zyklen). Danach brechen die glazialen Bedingungen zusammen. Innerhalb weniger Jahrzehnte werden interglaziale Bedingungen erreicht. Diese Interstadiale dauerten 500 bis 2.000 Jahre. Das Holozän stellt dabei durch die stabilen hohen atmosphärischen Temperaturen über eine Periode von 11.500 Jahre eine Ausnahme bei den Klimaschwankungen dar (JOHNSEN et al. 1992, DANSGAARD et al. 1993). Anscheinend sind die Kalt/Warmzeiten durch zwei metastabile Klimasysteme charakterisiert (FAIRBANKS 1993).

Die Erforschung des Paläoklimas hat sich darauf konzentriert, eine Ursache für diesen "Flip-Flop"-Effekt zu finden. LEHMAN & KEIGWIN (1992) nehmen an, daß plötzliche Veränderungen des Klimas durch schnelle Wechsel in den Meeresströmungen verursacht werden können. DOKKEN & HALD (1996) und WAGNER & HENRICH (1994) vermuten ebenfalls einen Zusammenhang zwischen den Dansgaard-Oeschger-Zyklen und Phasen mit der Zufuhr von wärmerem Atlantischen Wasser in die Norwegische See und die östliche Fram-Straße. Wahrscheinlich floß temperiertes Wasser während der gesamten letzten 180.000 Jahre in die Fram-Straße, wobei die Stärke dieser Zufuhr für die Klimaschwankungen entscheidend gewesen ist (HEBBELN & WEFER 1997). Anhand von Untersuchungen des marinen Strömungssystems allein konnten aber keine zufriedenstellenden Erklärungen für die Klimaschwankungen gefunden werden (VEUM et al. 1992). Deshalb wird die Ursache des Flip-Flop-Effektes derzeit häufiger in einer Verknüpfung der ozeanographischen mit den atmosphärischen Zirkulationsmustern gesucht (BOND & LOTTI 1995).

BOND et al. (1993) korrelieren die Dansgaard-Zyklen mit dem Auftreten von großen Einträgen eistransportierten Materials in den Nordatlantik, den Heinrich-Ereignissen. Es wird angenommen, daß die Heinrich-Ereignisse vor allem einen Zusammenbruch des Eis-

schildes des Nordamerikanischen Kontinents widerspiegeln (BOND et al. 1992). Dies sollte, durch die plötzliche Freisetzung salzarmen Wassers, zu veränderten Meeresströmungen und dabei zu Wärmeperioden geführt haben. Die Theorie, daß hier ein direkter Zusammenhang zwischen der Eisdynamik der Nordhemisphäre und den Dansgaard-Zyklen bestehen sollte, wird dadurch etwas modifiziert, daß mehrere lokale "Heinrich-Ereignisse", von Europa oder Grönland zu verschiedenen Zeiten identifiziert worden sind. Sie zeigen aber keine Korrelation mit der Oberflächenwassertemperatur im Nordatlantik. Dies bedeutet, daß ein weiterer Mechanismus zur Erklärung der Klimaschwankungen in der Atmosphäre gesucht werden muß (BOND & LOTTI, 1995). Außerdem sind die Datierungen der Heinrich-Ereignisse von 30.000 Jahren und älter unsicher (GROUSSET et al. 1993) und erschweren deshalb die zeitliche Korrelation der unterschiedlichen Ergebnisse. FRONVAL et al. (1995) zeigen, daß Kalbungsereignisse in der Norwegischen See in Phase mit den Dansgaard-Zyklen gewesen sind.

DOKKEN & HALD (1996) und HEBBELN et al. (1994) vermuten, daß das wärmere Oberflächenwasser aufgrund der erhöhten Luftfeuchtigkeit eher die Akkumulation von Eis, also die Ausdehnung des Eisschildes gesteuert hat als die Lufttemperatur. Dies wird von KAPSNER et al. (1995) bestätigt: Bei Modellierungen der Eiskummulation auf Grönland ist die atmosphärische Zirkulation von feuchter Luft von größerer Bedeutung als die atmosphärische Temperatur. BROECKER et al. (1988) schlagen vor, daß ein Zusammenbruch der Schmelzwasserseen auf dem nordamerikanischen Kontinent dazu geführt hat, daß große Mengen an Süßwasser in den Nordatlantik abgeflossen sind. Dabei haben sich die Meeresströmungen geändert, was wiederum zu den glazialen Bedingungen der Jüngerer Dryas geführt hat. VEUM et al. (1992) weisen dies nach genaueren Analysen der Datierungen der Ereignisse aber zurück. Sie legen dar, daß es Wärmeperioden mit sowohl niedriger als auch mit hoher Oberflächensalinität gegeben hat. Sie zeigen ebenfalls, daß die Meeresströmungen während der Jüngerer Dryas sich nicht zum typischen glazialen Strömungssystem hin verändert haben. Die Bildung des nordatlantischen Bodenwassers (NADW) hat auch während der Jüngerer Dryas stattgefunden (VEUM et al. 1992). Ebenfalls meinen MASLIN et al. (1995), daß sich die Meeresströmungen während der Terminationen 1a und 1b voneinander unterscheiden.

Die Klimaentwicklung im Spätpleistozän und Holozän im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße, sowie in den ostgrönlandischen Fjordregionen, am grönländischen Kontinentalhang und auf Ostgrönland selbst, ist schon mehrfach untersucht worden (z.B.

## 1. Einführung.

VOGELSANG 1990, HEBBELN 1991, SPIELHAGEN 1991, KÖHLER 1992, DOKKEN & HALD 1996), bzw. (z.B. MARIENFELD 1991, MÖLLER et al. 1991, NAM 1997), bzw. (z.B. FUNDER et al. 1994, HJORT, im Druck).

Es herrscht aber derzeit noch Unsicherheit darüber, inwieweit Veränderungen des ozeanographischen Strömungssystems des Europäischen Nordmeers und der Fram-Straße entscheidend zu den Klimaschwankungen des Spätpleistozäns beigetragen haben (z.B. HEBBELN & WEFER 1997, WAGNER & HENRICH 1994, DOKKEN & HALD 1996), sowie über die ozeanographische Entwicklung des Ostgrönland-Stromes (z.B. VOGELSANG 1990, SPIELHAGEN 1991).

Untersuchungen der Landgebiete im nördlichsten Teil Ostgrönlands (HJORT, im Druck) haben gezeigt, daß Gletscher, die zum Teil in Verbindung mit dem Inlandeis gestanden haben, und Vorlandgletscher ihre maximale Ausdehnung zur Zeit des Spätweichsels zwischen 25.000 und 10.000 <sup>14</sup>C-Jahre vor Heute hatten. Es wird angenommen, daß sie bis zu 20 km auf den Schelf hinaus vorgestoßen sind. Dies muß mit der Annahme verglichen werden, daß das Eis während der Saale-Eiszeit (Isotopenstadium 6) bis zum Kontinentalrand, 300 km von der heutigen Küste entfernt, vorgestoßen ist. Der Rückzug der Gletscher fing vor ca. 9.500 <sup>14</sup>C-Jahren an. Eine wärmere Periode mit periodisch offenem Wasser in der Küstenregion dauerte bis ca. 5.000 Jahre vor Heute an. Man nimmt an, daß der Eintrag atlantischen warmen Wassers während dieser Periode größer gewesen ist als der heutige Eintrag und daß die Gebiete mit offenem Wasser weiter verbreitet waren als heute (HJORT, im Druck). Archäologische Untersuchungen bestätigen die geologischen Ergebnisse. Nordostgrönland ist während des Holozäns dreimal von Inuits besiedelt worden: ca. 4.500-2.400, ca. 2.400-2.000 und 800-400 Kalenderjahre vor Heute (ANDREASEN 1995). Es ist unsicher, ob die Paläo-Inuit-Kulturen von offenem Küstenwasser oder von Polynya-Eisbedingungen begünstigt waren (HJORT, im Druck). Mit dem Beginn der kleinen Eiszeit um ca. 1.600 n. Chr. sind die Inuits von Nordostgrönland verschwunden (ANDREASEN 1995).

## 2. Hydrographie und Biologie des Untersuchungsgebietes.

### 2.1. Die rezente Hydrographie.

Die Untersuchungen wurden in zwei Regionen am ostgrönländischen Kontinentalrand vor dem Kong-Oscar-Fjord bei ca. 72°N und in der westlichen Fram-Straße im Gebiet der "NorthEastWater"-Polynya bei 80°N durchgeführt (Abb.3.1).

Die Fram-Straße zwischen Spitzbergen und Nordostgrönland bildet eine Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer. Wegen seiner großen Wassertiefe von mindestens ca. 2500 m (CHERKIS & VOGT 1994) ist die Fram-Straße die einzige Verbindung, in der ein Tiefenwasseraustausch zwischen dem Arktischen Meer und dem Weltozean (Nordatlantik) stattfinden kann.

Die Oberflächenströmung im Europäischen Nordmeer und in der Fram-Straße wird durch zwei Wassermassen gesteuert (Abb. 2.1): Von Süden fließt als Teil des Golfstromes warmes und salzhaltiges ( $T \geq 0-10^{\circ}\text{C}$ ,  $S \cong 35,3\%$ ) Wasser aus dem Atlantik in die Norwegische See (der Norwegen-strom, NC) und weiter in die östliche Fram-Straße (der West-Spitzbergen-Strom, WSC) hinein (SWIFT & AAGAARD 1981). Vom Arktischen Ozean vereint sich Wasser aus der Transpolar-Drift (TD) und dem Beaufort-Wirbel (BG) und fließt als polares Wasser (PW) in die westliche Fram-Straße hinein. Dies bildet mit dem rückkehrenden atlantischen Wasser (RAC) den Ostgrönland-Strom (EGC), der durch niedrige Temperaturen,  $T < 0^{\circ}\text{C}$ , und niedrigen Salzgehalt,  $S < 34,4\%$ , gekennzeichnet und mit Packeis beladen ist (SWIFT & AAGAARD 1981). In der zentralen Fram-Straße und in der Grönland-See treten zyklonale Wirbel aus gemischtem kalten und warmen Wasser auf; nördlich von Jan Mayen der stabile Jan-Mayen-Polarstrom (JMPC) und in der Fram-Straße ein möglicherweise periodisch auftretender Wirbel (BOURKE et al. 1987a, 1988).

Die Tiefenwasserbildung, die in der Fram-Straße und im Europäischen Nordmeer durch die Abkühlung salzreichen atlantischen Wassers entsteht, ist ein wichtiger Beitrag zum globalen Strömungssystem. Die Tiefenwasserbildung wird durch Eisbildung verstärkt. Das kalte salzreiche Wasser sinkt wegen seiner hohen Dichte ab und bildet das Arktische Zwischenwasser (AIW). Es fließt zurück in dem Atlantik und wird eine Komponente des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) (SWIFT et al. 1980, KELLOGG 1987).

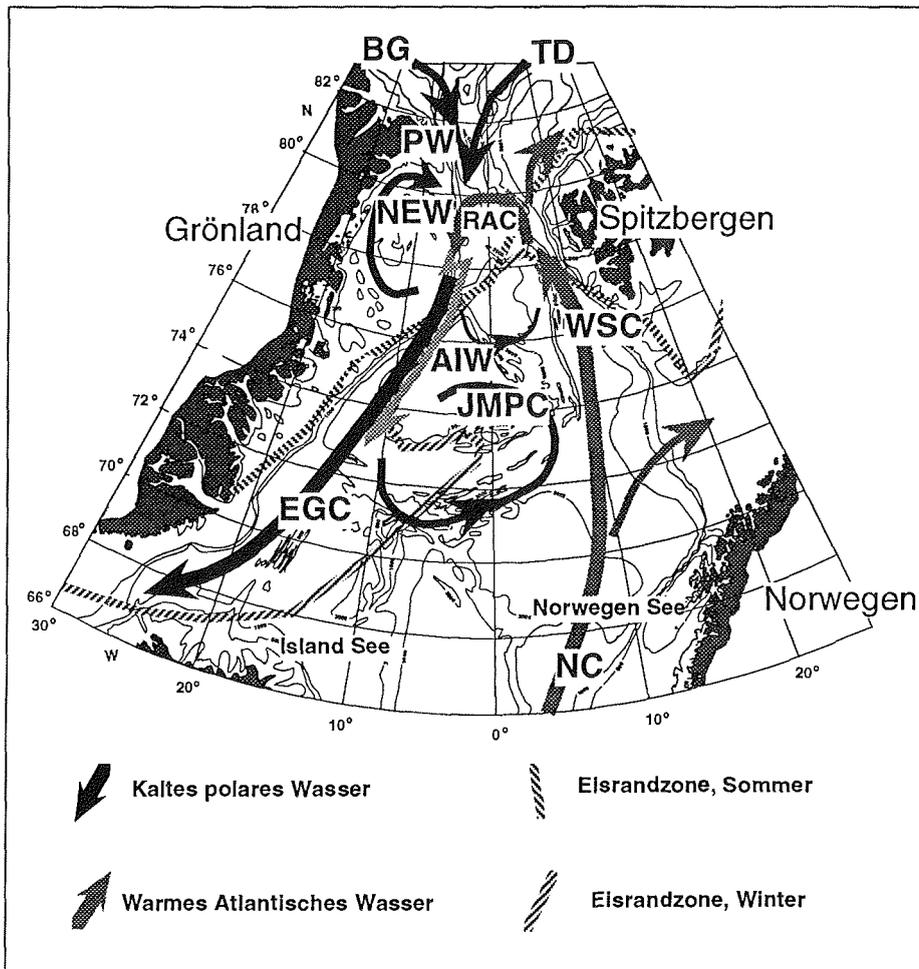


Abb. 2.1: Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße (Nach SWIFT & AAGAARD 1981 und BOURKE et al. 1987a, 1988). NEW: NorthEastWater-Polynya, BW: Beaufort Wirbel, TD: Transpolaredrift, PW: Polares Wasser, RAC: Rückkehrendes atlantisches Wasser, AIW: Atlantisches Zwischenwasser, WSC: West Spitzbergen Strom, JMPC: Jan Mayen Polarstrom, EGC: Ostgrönland-Strom, NC: Norwegenstrom. Durchschnittliche Position der Eisrandzone in September bzw. März (Nach WADHAMS 1981).

Der nordostgrönländische Shelf ist mit über 300 km an der breitesten Stelle (CHERKIS & VOGT 1994) außergewöhnlich weit ausgedehnt. Er ist gekennzeichnet durch ein Trogsystem mit Wassertiefen zwischen 300 und mehr als 500 m, das aus dem SO-NW laufenden Belgica-Trog im Süden, dem S-N verlaufenden Norske-Trog im Westen und dem W-O laufenden Westwind-Trog im

Norden besteht. Östlich vom Norske-Trog liegt die Belgica-Bank und nördlich des Trogsystems die Ob-Bank mit Wassertiefen bis weniger als 50 m. (Abb. 2.2) (BOURKE 1987b). Im Sommer, zwischen Anfang Mai und Ende September, bildet sich auf dem Schelf aus zwei kleineren Winterpolynyas eine mächtige Polynya, die "NorthEastWater"-Polynya, die eine Ausdehnung von ca. 30.000-120.000 km<sup>2</sup> besitzen kann und große jährliche Schwankungen aufweist (BÖHM et al. 1995). Diese Polynya entsteht durch starke Fallwinde im Norden, günstige Strömungen, Eintrag von Wasser atlantischer Herkunft und mechanische Barrieren, die aus landfestem Eis bestehen. Im Norden bei 81°N verhindert die Ob-Bank-Eisbarriere, daß eisbeladenes polares Wasser vom Arktischen Ozean über den Schelf fließt. Im Süden verhindert die Norske-Øer-Eisbarriere zwischen 79° und 80° den Zustrom von Meereis, das durch den Nordostgrönländischen Küstenstrom (NEGCC) nach Norden transportiert wird (Abb. 2.2) (SCHNEIDER &

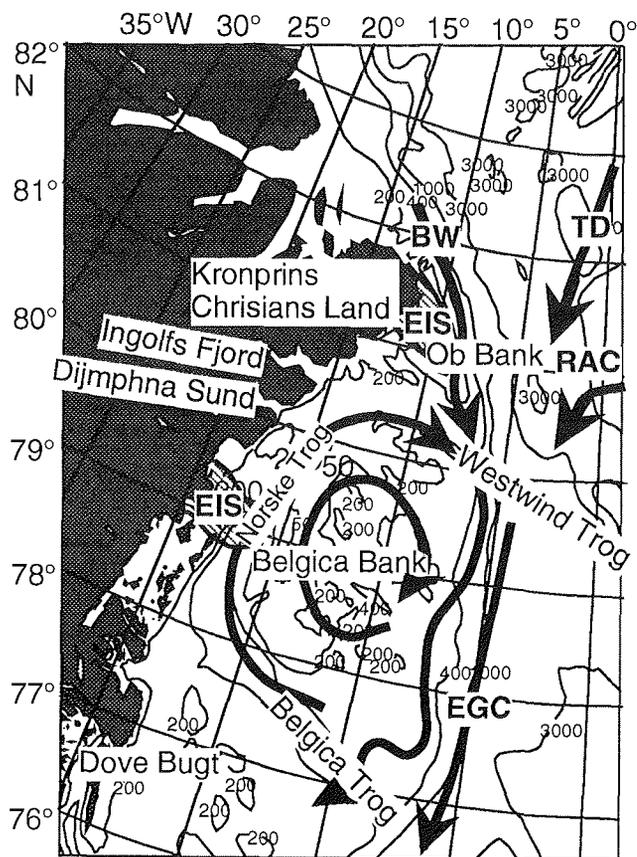


Abb. 2.2: Oberflächenzirkulation auf dem nordostgrönländischen Schelf (Nach BOURKE et al. 1987a und SCHNEIDER & BUDÉUS 1995). EGC: Ostgrönland-Strom, BW: Polares Wasser aus dem Beaufortwirbel, TD: Polares Wasser aus der Transpolar-drift, RAC: Rückkehrendes atlantisches Wasser.

## 2. Hydrographie und Biologie ....

BUDEUS 1995). Die Oberflächenströmung auf dem Schelf ist antizyklonal und beschreibt einen nach Süden offenen Halbkreis.

Das Oberflächenwasser besteht aus polarem Wasser mit niedrigen Temperaturen,  $T < 0^{\circ}\text{C}$ , und Salinität,  $S < 34,4\text{‰}$ . Das tiefere Wasser besitzt, ohne direkt von dem rückkehrenden atlantischen Wasser (RAC) zu stammen, atlantischen Ursprung (BUDEUS & SCHNEIDER 1995). Das Wasser auf dem Schelf wird außerdem durch einen Wassereintrag, wahrscheinlich Tiefenwasser aus dem Arktischen Ozean und Schmelzwassereintrag aus Nordostgrönland beeinflusst (BUDEUS & SCHNEIDER 1995, SCHNEIDER & BUDEUS 1995). Das Tiefenwasser fließt in derselben Richtung, wie das Oberflächenwasser, wobei die Geschwindigkeit am Boden geringer ist als im Oberflächenwasser (RITZRAU 1994).

Die Polynya ist die Grundlage für das Ökosystem auf dem nordostgrönländischen Schelf und an der Küste. Nährsalzreiche Wässer laufen im Süden auf den Schelf hinein und fließen als Tiefenwasser unter die Norske-Øer-Eisbarriere. Bei der nördlichen Kante der Barriere wird das Wasser aufgetrieben und dient als Nährstoffquelle für Phytoplankton. Aufgrund der vertikalen Instabilität des Wassers und wechselnder Eisbedeckung ist die Primärproduktion im südlichen Teil des Norske-Troges begrenzt (LARA et al. 1993). Das nährsalzreiche Wasser wird mit dem antizyklonalen Strom nach Norden transportiert. Beim Übergang zwischen dem Norske-Trog und dem Westwindtrog im nordwestlichsten Teil der Polynya blüht Phytoplankton auf. Wegen der biologischen Produktion sieht man an diesem Ort schon im Frühjahr eine bedeutende Abnahme von Nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ). Im nördlichen Teil der Polynya verbleibt ein Nitratminimum den ganzen Sommer über bestehen, während im Süden der Polynya durch die ständige Zufuhr salzreichen Wassers ein Maximum erhalten bleibt. Silikat zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster wie Nitrat, während Phosphat ( $\text{PO}_4^-$ ) den ganzen Sommer über konstant bleibt. Nitrat und Silikat sind im Norden wachstumsbegrenzende Faktoren für die Primärproduktion (KATTNER 1995). Im nordwestlichen Teil der Polynya, in dem die Produktion am größten ist, ist in der Wassersäule auch die höchste Konzentration an suspendiertem partikulärem organischem Material (Schwebstoff) zu finden. Im Süden der Polynya ist die Konzentration des Schwebstoffs im Oberflächenwasser proportional zur Wassertemperatur (WALSH 1995). Wahrscheinlich wirken hier die Temperatur des Wassers und/oder die Eisverhältnisse begrenzend auf die Produktion.

## 2.2. Eisbedeckung und Sedimentation.

Die Ausdehnung der Eisdecke in der Grönland-See im Winter hängt im Gegensatz zur Beringsee und der David-Straße/Labrador-See nicht direkt mit dem Zustand der Atmosphäre (Intensität der Tiefdruckgebiete) zusammen. Es wird vermutet, daß der Transport von Packeis durch die Fram-Straße und das sonstige Meeresströmungssystem in der Region für den Umfang der Eisausdehnung verantwortlich ist (AGNEW 1993, JOHNSON 1980). WADHAMS (1981) hat die Jahresschwankungen der Eisdecke im Europäischen Nordmeer beobachtet. Über einen Zeitraum von zehn Jahren gab es sehr große Unterschiede in der Ausdehnung des Eises (Abb. 2.1).

Das Eis im Bereich der Polynya kann in vier Typen unterteilt werden.

- 1) Landfestes Eis.
- 2) Das Eis der Übergangszone zwischen landfestem Eis und Packeis. Hier können auch im Winter offene Wasserflächen entstehen.
- 3) Das Packeis des nördlichsten Ostgrönland-Strom (EGC) ist Meer-eis, das zum größten Teil von sibirischen Schelfgebieten stammt. Es ist im Gegensatz zum Eis von den Schelfen um Svalbard wenig mit lithogenen Material beladen (HEBBELN 1993). Sedimentfallenuntersuchungen zeigen, daß die Sedimentation unter dem Packeis sehr niedrig ist (HEBBELN & WEFER 1991).
- 4) Die Eisrandzone zwischen dem Packeis und dem offenen Wasser. Diese Zone ist sowohl für die Tiefenwasserbildung als auch für die biologische Produktion sehr wichtig. 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. Im Sommerhalbjahr, wenn die Lichtverhältnisse günstig sind, führt der Auftrieb von nährsalzreichem Wasser zu einer hohen biologischen Produktion. Außerdem stoßen in der Eisrandzone warmes und eisbeladenes Wasser zusammen, so daß wegen des Abschmelzens von partikelbeladenem Meereis hohe Sedimentationsraten auftreten (HEBBELN & WEFER 1991). Die Ausdehnung der Eisrandzone wechselt sehr stark. Den Einfluß auf kleinere Regionen erkennt man daran, daß die Mächtigkeit und das Aufbrechen des Landfesten Eises in den Fjorden Ostgrönlands von der Packeisausdehnung des vorigen Jahres abhängt (KOCH 1945). Das feste Eis an der Ob-Bank bei 81°N ist als mechanische Barriere für die Existenz der Schelfpolynya erforderlich. Ein Aufbrechen hier würde zum Einfließen von eisbeladenem polaren Wasser über dem Schelf führen, wodurch die Größe der Polynya reduziert würde (SCHNEIDER & BUDEUS 1995).

## 2. Hydrographie und Biologie ....

Die Gletscher in Nordostgrönland haben aufgrund der geringeren Niederschläge im Gegensatz zu den Gletschern weiter südlich in Ostgrönland eine niedrige Akkumulationsrate. Sie gehen derzeit zurück, wobei der größte Teil des Verlustes durch Abschmelzen (ungefähr 75%) und nicht durch Kalben (ca. 25%) entsteht (REEH et al. 1993). Durch das Abschmelzen wird grobes lithogenes Material eher in der Küstennähe abgelagert und nur geringe Mengen durch Transport mit Eisbergen in tieferes Wasser transportiert.

### 2.3. Biologie der "NorthEastWater"-Polynya.

Die Ergebnisse der umfassenden Untersuchungen, die 1992 und 1993 durchgeführt wurden, wurden auf dem "NorthEastWater" Polynya Symposium in Mai 1995 in Dänemark vorgelegt, wobei erste flächendeckende Korrelationen und Vergleiche gemacht wurden. Da bis jetzt wenige Ergebnisse veröffentlicht wurden, basiert dieses Kapitel hauptsächlich auf den Kurzfassungen und Vorträgen während des Symposiums. Die Ergebnisse müssen deshalb zum Teil als vorläufig betrachtet werden. Ein Sonderheft der Zeitschrift "Journal of Marine Systems" mit umfassenden Ergebnissen des Meßprogrammes ist derzeit im Druck.

#### 2.3.1. Die Primärproduktion.

PESANT et al. (1995a & b) teilen an Hand der Verteilung und Artenzusammensetzung des Phytoplanktons das Ökosystem des Wassers in drei Typen ein:

- 1) In Gebieten, in denen eine periodische Eisbedeckung vorhanden ist, findet eine Vorblüte statt. Dies gilt für den südlichsten Teil der Polynya und für den Nordosten, der Eisrandzone des Ostgrönland-Stroms.
- 2) Eine Eiskanten-Blüte findet in dem nördlichen Norske-Trog und westlichen Westwindtrog statt.
- 3) Im östlichen Westwindtrog ist wegen des Nitratmangels durch die Produktion im Westen die Produktion in der Oberfläche begrenzt. Eine Tiefenblüte findet in der unteren Euphotischen Zone statt (PESANT et al 1995a). WALSH (1995) gibt eine Schätzung der durchschnittlichen Produktionsrate im Oberflächenwasser der Polynya mit  $460 \text{ mg C m}^{-2}\text{Tag}^{-1}$  an.

2.3.2. Das partikuläre organische Material.

In der nordostgrönländischen Schelfpolynya ist die Sedimentation während der Wintermonate, wenn die Eisdecke ihre größte Ausdehnung besitzt, am niedrigsten. Schon Ende März entsteht die erste Planktonblüte mit erhöhter Sedimentation. Es handelt sich um Eisalgen, die in der Eisrandzone der Winterpolynyas blühen. Während des Sommers besteht der Sinkstoff außer aus Eisalgenaggregaten auch aus Kieselalgen und Kotballen. Die größte Sedimentation entsteht aber im Herbst, wenn das Eis sich wieder schließt. Der Sinkstoff besteht im Herbst überwiegend aus Schalen und Faezes von Tunicaten sowie aus Kieselalgen (BAUERFEIND et al. 1997, RAMSEIER et al. 1997). Darüberhinaus wird dem Schelf terrestrisches Material zugeführt (vgl. Kap. 5).

Der Zusammenhang zwischen Primärproduktion und Sedimentation läßt sich aber nicht mit einem einfachen Modell beschreiben: Beispielsweise hängt ein großer Teil der Sedimentation im Westwind-Trog mit der Aggregatbildung von Eisalgen zusammen. Die Aggregate werden in unregelmäßigen Abständen gebildet. Sie fangen auf dem Weg durch die Wassersäule jedes partikuläre Material ab, das deshalb auch sedimentiert (BAUERFEIND et al. 1997). Wahrscheinlich macht auch Detritus einen wesentlichen Anteil des gesamten sedimentierten Materials aus (WASSMANN & ELVERHØI 1992). Von dem durch die biologische Produktion entstandenden partikulären organischen Material (POM) wird schätzungsweise 40-70% im biologischen Stoffkreislauf der Euphotischen Zone rezirkuliert (DEMING et al. 1995, PESANT et al. 1995c). Aus dem Rest-POM (30-60%), daß die euphotische Zone verläßt (Exportproduktion), erreicht nur 7-17% den Meeresboden. Ein großer Teil der Produktion, (23-43%) wird im biologischen Stoffkreislauf der unteren Wassersäule rezirkuliert oder aus der Polynya heraus transportiert (DEMING et al. 1995). Eine Untersuchung der Verteilung des Schwebstoffs bestätigt den fehlenden Zusammenhang zwischen der Schwebstoffkonzentration im Oberflächenwasser und im tieferen Wasser. Der Transport muß eine horizontale Komponente haben. Die Nepheloidschicht bis 25 m über dem Meeresboden hat die größte Intensität an der Belgica-Bank und nordwestlich davon. In Küstennähe sieht man keine Nepheloidschicht (WALSH 1995).

Partikel, die eine bestimmte Größe erreicht haben, z.B. durch Aggregatbildung (WASSMANN & ELVERHØI 1992), sinken mehr oder wenig vertikal ab (Sinkstoff). Die Aufteilung des partikulären organischen Materials in Schwebstoff und Sinkstoff wird eher durch die Beprobungsmethoden (Filtrieren von Wasser und spektrome-

## 2. Hydrographie und Biologie ...

trische Analyse gegen das Auffangen von Partikeln in Sedimentfallen) charakterisiert als durch definierte Größenunterschiede.

Wenn organisches Material, das nicht in der Wassersäule abgebaut worden ist, den Meeresboden erreicht, kann es ins Sediment eingebaut werden. Ein Teil des Materials wird biodeponiert, d.h. es wird z.B. von Filtrierern aufgenommen und nach einer Biomodifikation als Kotballen auf dem Meeresboden abgelagert. Größeres Benthos kann außerdem das Material im Sediment vergraben. Die Menge der Biodeponierung hängt von der lokalen Artenzusammensetzung des Benthos ab (WASSMANN & ELVERHØI 1992).

Das Sediment kann wieder durch bodennahe Strömungen resuspendiert werden. Die Zusammensetzung des Sedimentes hängt deshalb von der Wassertiefe und der Strömungsgeschwindigkeit ab (WASSMANN & ELVERHØI 1992).

Untersuchungen der Zeitserienstation der Schelfpolynya (Position PS2419, PS2426, PS2432 und PS2437, Abb. 3.1, Tab 3.1) haben gezeigt, daß nicht die durchschnittliche bodennahe Strömungsgeschwindigkeit, sondern die maximale Geschwindigkeit, auch wenn diese nur kurz auftritt, die biologische Sedimentzusammensetzung bestimmt (RITZRAU 1994).

### 2.3.3. Die benthischen Organismen und das Sediment.

Die Menge an Chlorophyll-a sowohl in der Wassersäule als auch im Oberflächensediment, die als Größe für die Nahrungszufuhr verwendet wird, ist nur für kleinere benthische Organismen wie z.B. Foraminiferen maßgebend. Dabei entsteht unterhalb der Hochproduktionszone im nördlichen Norske-Trog und westlichem Westwind-Trog eine große Artenvielfalt und Individuenanzahl an kleineren benthischen Organismen. GRAF et al. (1995) meinen zwar, daß erstaunlich wenig organisches Material den Meeresboden im westlichen Westwindtrog, wo die Primärproduktion groß ist (Eiskantenblüte), erreicht. Dennoch wurde hier eine erhöhte Aktivität der Organismen in Form von erhöhtem Sauerstoffverbrauch und ATP- sowie DNA-Produktion im Oberflächensediment gemessen (PIEPENBURG et al. 1995).

Im östlichen Westwind-Trog unterhalb der Tiefenblütezone dominieren dagegen Würmer und Krebstiere. In dieser Region kam die größte Anzahl von Arten und Individuen vor (PIEPENBURG et al. 1995).

## 2. Hydrographie und Biologie ....

Makrobenthos verteilt sich in Abhängigkeit von den Eigenschaften des Meeresboden. Bevorzugter Standort sind Bänke, die durch große Steine und Blöcke charakterisiert sind (PIEPENBURG et al. 1995).

Der Sauerstoffverbrauch im Sediment wurde im Durchschnitt mit  $2,0 \text{ mM m}^{-2}\text{Tag}^{-1}$  gemessen. Dies entspricht einer Remineralisation von ca.  $24 \text{ mg C m}^{-2}\text{Tag}^{-1}$ . Wenn die geschätzte Biomasse am Meeresboden  $720\text{-}1440 \text{ mg m}^{-2}$  beträgt, ergibt dies eine Verweilzeit des organischen Kohlenstoffs von 30-60 Tagen (BRIONES et al. 1995). GRAF et al. (1995) meinen, daß Mikroorganismen und die große Anzahl von epibenthischen Filtrierern schon in der bodennahen Nepheloidschicht einen beträchtlichen Beitrag zur Kohlenstoffremineralisation ausmachen. ROWE & WALSH (1995) erreichen durch Computersimulationen einen Wert für die Einbaurrate von organischem Kohlenstoff ins Sediment von  $11 \text{ mg C m}^{-2}\text{Tag}^{-1}$ .

### 2.3.4. Die Nahrungskette.

Untersuchungen der Verteilung der stabilen Kohlenstoff- und Stickstoffisotope zeigen, daß eine Anreicherung der leichteren Isotope mit dem Anstieg des trophischen Niveaus stattfindet (z.B. WADA et al. 1987, FISCHER 1989, RAU et al 1990, HOBSON & WELCH 1992). HOBSON et al. (1995) führten eine derartige Untersuchung der gesamten Nahrungskette des Polynyagebietes mit Messungen an den stabilen Isotopen des Kohlenstoffs und des Stickstoffs durch. 36 Arten, von Algen bis zum Eisbär, konnten in viereinhalb bis fünf Niveaus der Nahrungskette ein-geordnet werden. Dies ist vergleichbar mit Untersuchungen aus der Barrow-Straße und dem Lancaster-Sund im Norden Kanadas, wo fünf trophische Niveaus nachgewiesen wurden (HOBSON & WELCH 1992).

Die Anzahl an Eisbären ist im Vergleich mit den Polynyagebieten bei Kanada gering (STIRLING 1995). Dies deutet darauf hin, daß die biologische Produktion im nordostgrönländischen Polynyagebiet eher klein ist. Möglicherweise ist die Dominanz des kalten polaren Wassers in der Wasseroberfläche die Hauptursache für die relativ niedrige Produktion. Außerdem geht ein Anteil des organischen Materials durch den horizontalen Transport des Materials aus der Polynya für das Ökosystem auf dem Schelf verloren.

### 2.3.5. Die angrenzenden Landgebiete.

Das anstehende Gestein besteht hauptsächlich aus Kalkstein. An vielen Stellen liegt eine dünne Auflage aus quartären glazialen oder marinen Sedimenten darüber (HJORT, im Druck). Der Lebensraum für Pflanzen und Tiere an der Küste besteht hauptsächlich aus dem moränenbedeckten Vorland, das von Bergen, Fjorden und Gletschern begrenzt wird. Ausgenommen hiervon sind z.B. Vögel, die an den Felsenwänden brüten. Nordostgrönland wird nach ALEXANDROVA (1988) dem polaren Wüste zugeordnet. Untersuchungen der Flora zeigen jedoch, daß vor allem das Küstengebiet vom kalten Sommerklima der Polynya beeinflusst wird (BAY 1995): Bis zu 5-10 km von der Küste entfernt ist die Vegetation sehr karg (< 1% Bedeckung). Nur wenige isolierte Flächen besitzen einen Vegetationsgrad von ca. 4%, mit einer geschätzten Biomasse von 11 gm<sup>-2</sup>. Nordostgrönland hat damit die niedrigste Vegetation des hocharktischen Grönlands. An Küsten, wo das Meer eisbedeckt ist, ist die Flora reicher. Auch besitzen weite Gebiete im Inland einen höheren Vegetationsgrad und eine größere Artenvielfalt. BAY (1995) schlägt vor, daß nur das Küstengebiet Grönlands nördlich von 80°N als polare Wüste bezeichnet wird.

Bei Vogelkolonien, z.B. den Felsen unterhalb Mallemukfjeldet, gibt es eine reiche Vegetation. Dies ist auch von Spitzbergen bekannt, wo es auf das produzierte organische Material und die Nährsalze im Vogelkot zurückgeführt werden kann (GODZIK 1991).

Das Satellitenbild (Abb. 2.3) zeigt mit seinen weißen Flächen wahrscheinlich Gebiete mit dichter Vegetation (T. KÖNIG, DLR, Oberpfaffenhofen, pers. Mitteilung). Demnach wäre zu erkennen, daß das Hinterland des Danmarks Fjord, der an der nördlichen Küste Grönlands mündet, die größten Gebiete mit reicherer Vegetation besitzt. Auch beim Center-See und den dorthin laufenden Schmelzwasserzuflüssen finden sich Vegetationsgebiete. Dagegen besitzt der Küstenbereich kaum Vegetationsbedeckung.

**Abb.2.3:** Satellitenbild von Nordostgrönland und Spitzbergen (von T. KÖNIG, DLR). Das Bild wurde am 6.7. 1993 während der "POLARSTERN"-Expedition ARK IX/3 aufgenommen. Schwarze Fläche: Offenes Wasser, weiße Fläche: Wahrscheinlich Vegetation, graue Fläche: Eis, Wolken, Land ohne oder mit wenig Vegetation.

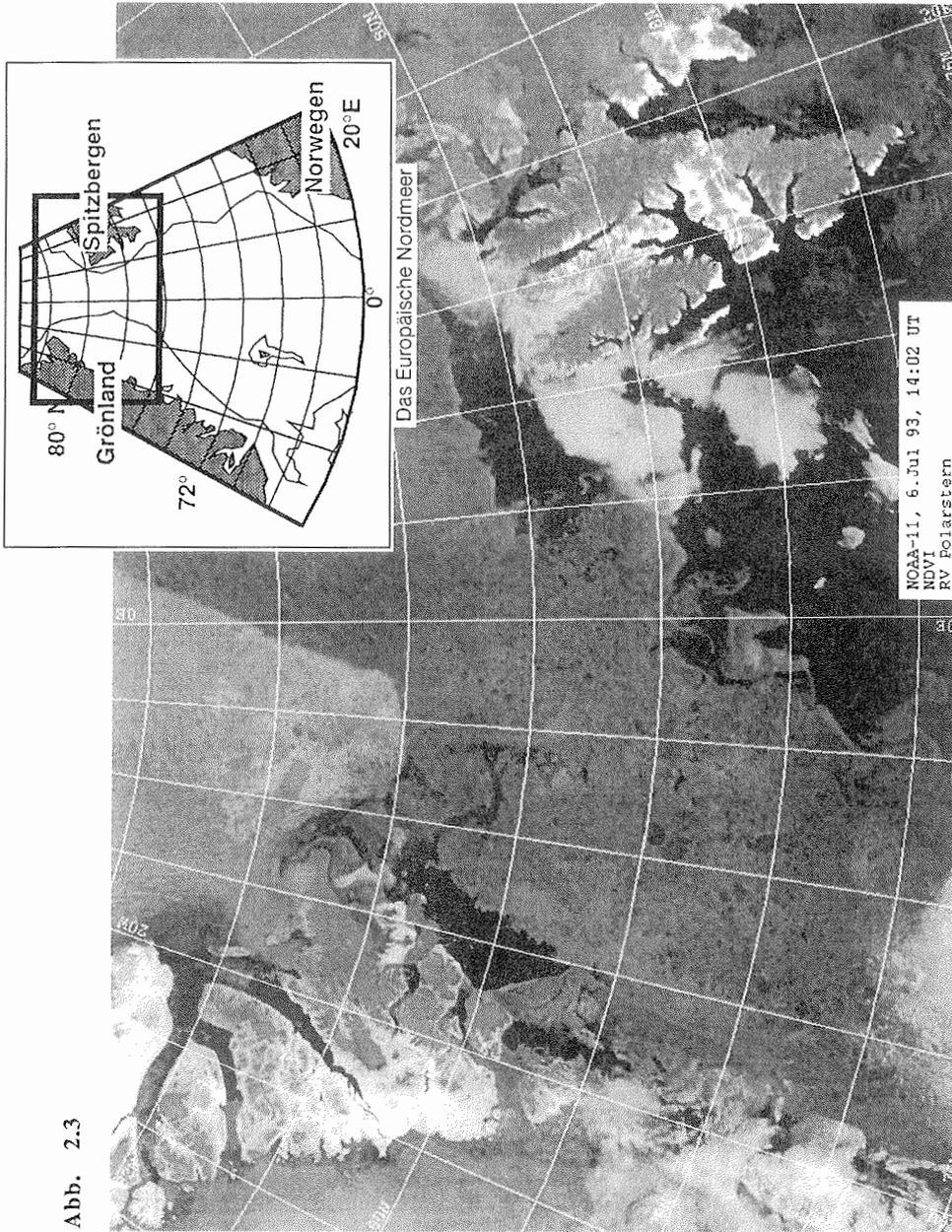


Abb. 2.3

### 3. Material und Methodik

#### 3.1. Herkunftsgebiete und Gewinnung der Sedimentkerne, des partikulären Materials und der terrestrischen Proben.

##### 3.1.1. Material für die Untersuchungen rezenter Prozesse.

Für die Untersuchung rezenter geochemischer Prozesse wurde während der POLARSTERN-Expedition ARK-IX/3 im Sommer 1993 im Polynyagebiet bei Nordostgrönland (zwischen ca. 76° N und 81° 30' N.) (HIRCHE & KATTNER 1994) umfangreiches Material gesammelt. Es handelt sich um Oberflächensedimente, partikuläres organisches Material (POM) aus der Wassersäule sowie Pflanzen-, Boden-, Sedi- ment- und andere Proben vom Land (Abb. 3.1b, Anhang 1).

Das Oberflächensediment wurde mit einem Multicorer (MUC) an 19 Positionen gewonnen (Tab. 3.1).

Von den Kernen wurde an Bord das überstehende Wasser abge- saugt.

Sta- tions Nr.	AWI-Nr	Position	Wasser - tiefe [m]	Region	Datum	Ø [cm]	Be- prob [cm]
26/115	PS2413-3	77° 11' N 10° 27' W	474	Südl. Schelf	30.6.93	6	11
26/119	PS2415-4	77° 43' N 14° 10' W	372	Südl. Schelf	2.7.93	10	11
26/138	PS2419-3	80° 30' N 13° 26' W	287	NW Schelf	5.7.93	10	35
26/145	PS2420-3	80° 01' N 6° 45' W	308	Östl. Schelf	8.7.93	10	11
26/147	PS2422-2	80° 07' N 4° 14' W	1927	Kontinentalhang	9.7.93	6	25
26/148	PS2423-3	80° 02' N 5° 27' W	820	Kontinentalhang	9.7.93	6	30
26/149	PS2424-2	80° 03' N 5° 46' W	407	Kontinentalrand	10.7.93	6	30
26/155	PS2425-3	80° 08' N 10° 47' W	192	Zentraler Schelf	11.7.93	10	11
26/165	PS2426-4	80° 28' N 13° 37' W	314	NW Schelf	12.7.93	10	11
26/179	PS2427-3	80° 36' N 11° 17' W	250	Zentraler Schelf	14.7.93	10	11
26/213	PS2428-2	81° 22' N 6° 51' W	2770	Tiefenwasser	18.7.93	6	11
26/214	PS2429-4	81° 20' N 7° 16' W	1723	Kontinentalhang	18.7.93	6	11
26/215	PS2430-2	81° 16' N 8° 22' W	1051	Kontinentalhang	18.7.93	6	11
26/217	PS2432-3	80° 27' N 13° 32' W	315	NW Schelf	19.7.93	10	11
26/231	PS2433-3	80° 03' N 15° 47' W	405	NW Schelf	22.7.93	10	11
26/232	PS2434-3	80° 10' N 16° 20' W	209	NW Schelf	22.7.93	10	11
26/234	PS2435-3	79° 56' N 15° 02' W	162	NW Schelf	22.7.93	10	11
26/258	PS2437-3	80° 27' N 13° 37' W	320	NW Schelf	26.7.93	10	11
26/278	PS2438-2	76° 01' N 5° 00' W	3254	Tiefenwasser	1.8.93	6	11

**Tab. 3.1:** Positionen, Stationsnummern und Wassertiefen der kurzen Sedimentkerne (MUC's), die zur Untersuchung rezenter Prozesse verwendet wurden. Außerdem sind die Durchmesser der Kerne und die tiefste unter- suchte Probe angegeben.

**Abb. 3.1a-c:** a: Positionen an denen lange Sedimentkerne gezogen wurden. b: Lage der Probenstationen im Polynyagebiet für die Untersuchung der rezenter Prozesse. CTD-POM: Partikuläres organisches Material aus der Wasseroberfläche, Sed.-Fallen: Positionen der Sedimentfallen, Terr. Proben: Terrestrische Proben, MUC + BWS: Stationen an denen Oberflächensediment und in einigen Fällen auch Bodenwasserproben gewonnen wurden. Die geologischen Stationsnummern sind angegeben. c: Positionen der Sediment- kerne des Kong-Oscar-Fjords.

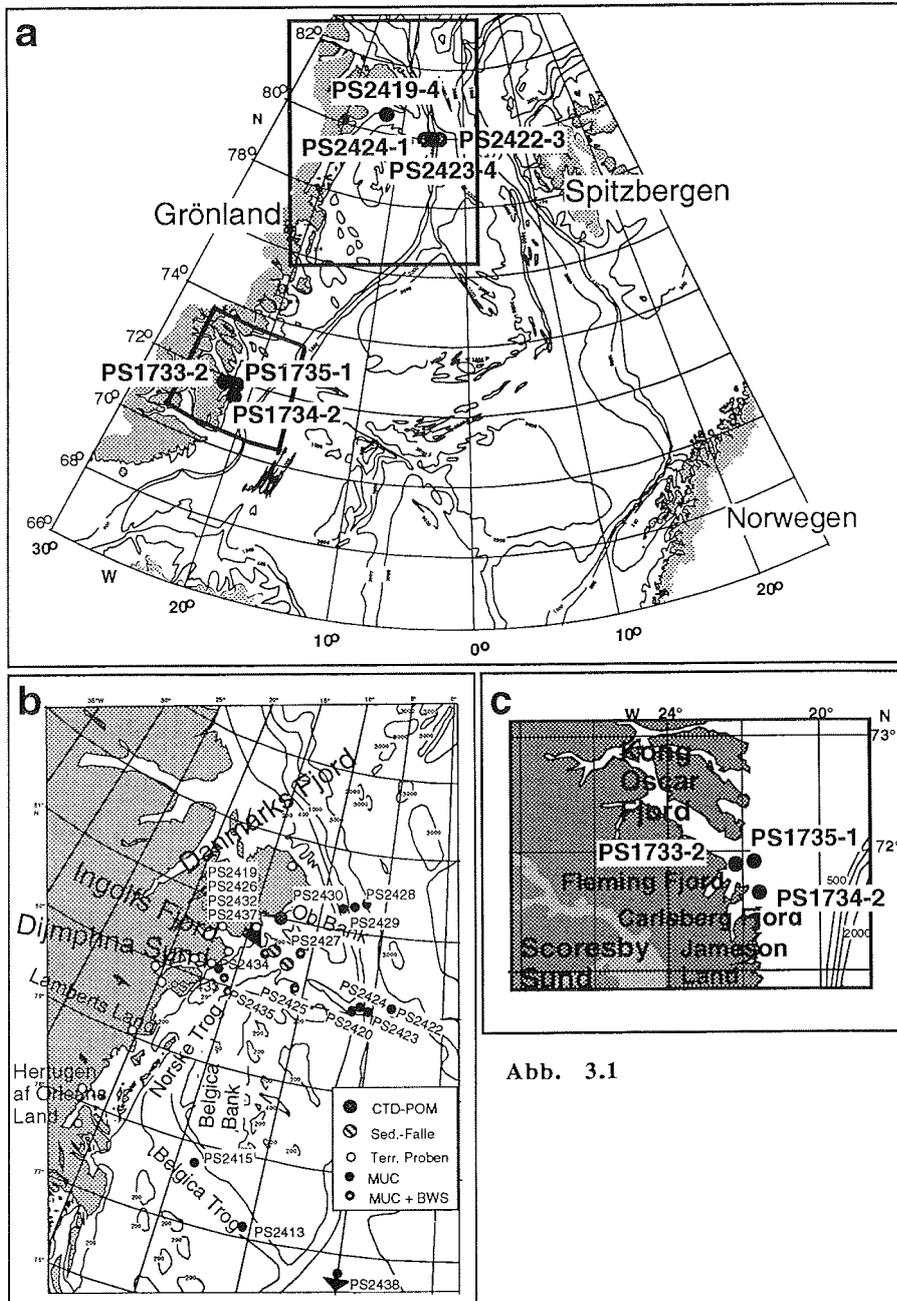


Abb. 3.1

### 3. Material und Methodik.

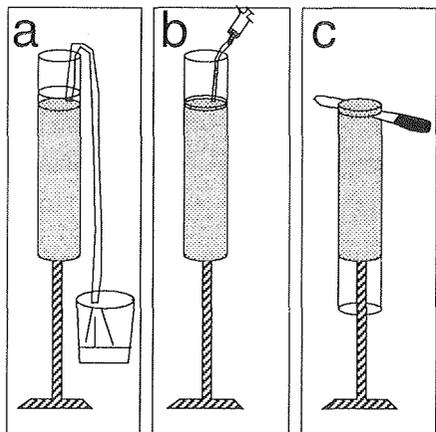


Abb. 3.2: Probenbehandlung zur Untersuchung der Frühdiagenese. a: Wasser wurde abgelassen. b: Aufgewirbeltes Material der Wasser-Sedimentschicht konnte abgetrennt werden. c: Die MUC's wurden gleich nach der Kernnahme in Scheiben unterteilt.

Wenn es dabei zum Aufwirbeln des Oberflächensedimentes kam, wurde das Restwasser (50-100 ml) mit den aufgewirbelten Partikeln getrennt aufgehoben (siehe Abb. 3.2). Dieses Material gilt als die Wasser-Sedimentschicht und wird in den Graphiken als 0 cm angegeben. Die Kerne, Durchmesser von 6 oder 10 cm, wurden an Bord in 0,5-1 cm dicke Scheiben geteilt und eingefroren. Die meisten Kerne wurden bis zu einer Tiefe von 11 cm beprobt. Die Kerne PS2419-3, PS2422-2, PS2423-3 und PS2424-2 wurden für Paläoklimauntersuchungen bis zwischen 25 und 35 cm beprobt. Bei den 6-cm-Kernen wurden Proben von 2-5 Kernen gemischt. Die gefrorenen Proben wurden später gefrier-getrocknet. Hiervon wurde ein Teil (ungefähr 5 cm<sup>3</sup>) Gesamtsediment genommen. Das Gesamtsediment wurde zur Bestimmung des Gehaltes an Karbonat, organischem Kohlenstoff und Stickstoff verwendet. Außerdem wurden Messungen der Verteilung der stabilen Isotope organischen Kohlenstoffs und in wenigen Fällen des Stickstoffs durchgeführt.

Partikuläres organisches Material (POM) wurde auf verschiedene Art und Weise aus dem Wasser gewonnen (zusammengefaßt in der Tab. 3.2., Abb. 3.1b). Suspendiertes Material wurde aus bodenahem Wasser von acht Stationen am Schelf mit einem Bodennahwasserschöpfer in vier Höhen, 7, 12, 20 und 40 cm, über dem Meeresboden genommen (THOMSEN 1992). Bei einigen Proben wurde Wasser aus mehreren Höhen über dem Meeresboden vermischt. Von einer Station wurde suspendiertes Material aus der oberen Wassersäule mit einer CTD-Rosette gewonnen (10 L GoFlo Wasserschöpfer). Sedimentfallenmaterial von einer Kurzzeitverankerung am Schelf wurde freundlicherweise von E. Bauerfeind, SFB 313, Universität Kiel, für die geochemischen Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Die Fallen befanden sich 129 m und 25 m unter der Wasseroberfläche.

### 3. Material und Methodik.

0,2-2,1 l Wasser aus dem Bodenwasserschöpfer und ca. 2 l Oberflächenwasser aus einer CTD-Rosette (10 L GoFlo Wasserschöpfer) wurden durch vorgeglühte Glasfaserfilter (Firma Whatman, GF/F) filtriert um das POM zu gewinnen. Die Filter wurden eingefroren und später gefriergetrocknet. Alle Filterproben wurden zur Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope verwendet. Um die biologische Aktivität im Sedimentfallenmaterial zu unterbinden, wurde  $\text{HgCl}_2$  in den Fallengefäßen zugesetzt. Nach der Bergung der Fallen wurden die Wasserproben bei 4°C gelagert. Vor den Messungen wurden die Wasserproben filtriert (vorgeglühte GF/F-Filter der Firma Whatman) und 24 Stunden bei 40°C getrocknet.

Sta- tions Nr.	AWI Nr.	Position	Wass. - tiefe [m]	Region	Datum	Gerät	Proben
26/138	PS2419-1	80°30' N 13°26'W	287	NW Schelf	5.7.93	BWS	7, 12, 20, 40 cm
26/145	PS2420-1	80°01' N 6°45'W	308	Östl. Schelf	8.7.93	BWS	7, 12, 20+40 cm
26/155	PS2425-1	80°08' N 10°47'W	192	Zentraler Schelf	11.7.93	BWS	12, 20+40 cm
26/165	PS2426-1	80°28' N 13°37'W	314	NW Schelf	12.7.93	BWS	12,40, 7+12, 20+40 cm
26/179	PS2427-1	80°36' N 11°17'W	250	Zentraler Schelf	14.7.93	BWS	7+12+20+40 cm
26/187		81°00' N 12°49'W	1,7-17,3	NW Schelf	15.7.93	CTD	1,7 2,7 3,4 4,5 7,1 11,8 17,3 m
26/217	PS2432-1	80°27' N 13°32'W	315	NW Schelf	19.7.93	BWS	7+12+20+40 cm
26/231	PS2433-2	80°03' N 15°47'W	405	NW Schelf	22.7.93	BWS	12+20 cm
26/234	PS2435-2	79°56' N 15°02'W	162	NW Schelf	22.7.93	BWS	7+12 cm
93 G NEWP		80°30,8'N 12°55,3'	129	NW Schelf	21.6- 24.6.93	Sediment- falle	Splitt
93 G NEWP		80°30,8'N 12°55,3'	129	NW Schelf	24.6- 28.6.93	Sediment- falle	Splitt
93 PETR		80°30,1'N 10°34,1'	2.5	N Schelf	7.7-9.7 1993	Sediment- falle	Splitt
93 PETR		80°30,1'N 10°34,1'	2.5	N Schelf	9.7-29.7 1993	Sediment- falle	Splitt

**Tab. 3.2:** Herkunft der POM-Proben. Stationsnr. der "POLARSTERN"-Fahrt ARK IX/3, geologische Stationsnr., Positionen und Wassertiefe. Probenentnahmegerate: BWS: Bodenwasserschöpfer, CTD: Wasserschöpfer. Die Bodenwasserproben werden in cm über dem Meeresboden angegeben, "+" bedeutet das mehrere Proben gemischt wurden. Die Oberflächenwasserproben und Positionen der Sedimentfallen werden in m Wassertiefe angegeben.

Terrestrische Proben wurden an 10 Positionen in Nordostgrönland (Abb.3.1b) und einer Position auf Spitzbergen gesammelt. Oberflächensediment aus kleineren Flüssen und aus Schmelzwasserflüssen wurde im flachen Wasser in Polystyrol Dosen geborgen. Weiterhin wurden Boden-, Pflanzen-, Flechten-, Moos-, Schnee-, Kot- und Kohleproben gesammelt (Anhang 1). Die Proben wurden meistens kühl gelagert und später im Institut eingefroren. Sediment-, Boden- und Schneeproben (mit partikulärem Material) wur-

### 3. Material und Methodik.

den gefriergetrocknet. Die anderen Proben wurden bei 50°C im Wärmeschrank getrocknet. Kohle wurde vor den Analysen nicht aufbereitet.

#### 3.1.2. Sedimentkerne für die Paläomilieu-Untersuchungen

Für die Untersuchungen zum Paläoklima und zur Paläoozeanographie wurden insgesamt sieben lange und vier kurze Sedimentkerne ausgewählt (Abb. 3.1a & c). Drei Schwerelotkerne stammen von der POLARSTERN-Expedition ARK V/3, die 1988 in die Fjordsysteme Ostgrönlands führte. Diese Kerne wurden in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords bei ungefähr 72°N gewonnen; hiervon wurden zwei Kerne außerhalb des kleineren Fleming-Fjords und ein Kern außerhalb des Carlsberg-Fjords gewonnen (Tab. 3.3). Während der POLARSTERN-Expedition ARK-IX/3 im Sommer 1993 in das Polynyagebiet vor Nordostgrönland wurden an vier Positionen je ein Schwerelotkern (SL) und ein Multicorer-Kern (MUC) gewonnen (HIRCHE 1994). Eine Kernposition lag an Schelf, drei Kerne wurden auf einem Profil auf dem Kontinentalrand gewonnen (Tab. 3.3, Abb. 3.1.a).

Kern Nr.	Fahrt- abschnitt	Position	Wasser- tiefe [m]	Region	Gerät	Kern- länge [cm]
PS 1733-2	ARK V/3	71°51,95'N, 22°16,55'W	328	Fleming-Fjord	SL	420 cm
PS 1734-2	ARK V/3	71°41,40'N, 21°32,92'W	307	Carlsberg-Fjord	SL	161 cm
PS 1735-1	ARK V/3	71°54,97'N, 21°41,78'W	412	Fleming-Fjord	SL	450 cm
PS 2419-3	ARK IX/3	80°27,7'N, 13°40,1'W	340	Schelf	MUC	35 cm
PS 2419-4	ARK IX/3	80°27,8'N, 13°40,04'W	333	Schelf	SL	108 cm
PS 2422-2	ARK IX/3	80°2,24'N, 4° 12,26'W	1960	Hang	MUC	25 cm
PS 2422-3	ARK IX/3	80°1,7'N, 4°13,9'W	1938	Hang	SL	162 cm
PS 2423-3	ARK IX/3	80°2,9'N, 5°25,12'W	872	Hang	MUC	30 cm
PS 2423-4	ARK IX/3	80°2,3'N, 5°26,9'W	829	Hang	SL	386 cm
PS 2424-1	ARK IX/3	80°2,07'N, 5°44,57'W	445	Schelfrand	SL	412 cm
PS 2424-2	ARK IX/3	80°1,75'N, 5°45,42'W	425	Schelfrand	MUC	30 cm

**Tab. 3.3:** Sedimentkerne zu den paläoklimatischen Untersuchungen. Kernnr., POLARSTERN-Expedition, Position, Wassertiefe, Region, Kernentnahmegesetz: SL: Schwerelot, MUC: Multicorer, und Kerngewinn.

Von der Mündung des Kong-Oscar-Fjords gibt es drei Schwerelotkerne PS1733-2, PS1734-2 und PS1735-1. In PS1733-2 fehlen die oberen 10 cm.

Vom Profil bei 80°N sind vier Schwerelotkerne bearbeitet worden:  
-Schelf; PS2419-4,  
-Schelfrand; PS2424-1 und  
-Kontinentalhang; PS2423-4 und PS2422-3.

Auf diesen vier Stationen wurden außerdem Multicores (MUC) genommen. Der Schwerelotkern PS2419-4 konnte aus einem zerstörten Schwerelotgerät gerettet werden, wobei abgeschätzt

### 3. Material und Methodik.

wurde, daß 40 cm von der Oberfläche verloren gegangen waren. Hier stellt der MUC, der bis 35 cm beprobt werden konnte, eine beinahe vollständige Ergänzung des langen Kerns dar. Die anderen MUC's ergänzen die langen Kerne an der Oberfläche mit ca. 1 cm für PS2424-1 und PS2422-3 und mit ca. 5 cm für 2423-4. Sie liefern höher aufgelöste Meßdaten und dienen als Kontrolle dafür, daß die obersten 25-30 cm der langen Kerne weitgehend unzerstört sind.

Die kurzen Sedimentkerne (MUC), Durchmesser 6 cm, wurden an Bord eingefroren und bei ca.  $-30^{\circ}\text{C}$  in Plastikfolie aufbewahrt bis zur Beprobung im Institut. Hier wurden sie im gefrorenen Zustand in 1 cm dicke Scheiben gesägt und aufgetaut. Beprobung wurde alle 1-5 cm. An ca. 25% der Probe wurde Gesamtsediment zur Wassergehalt-,  $C_{\text{org}}$ -, Karbonat und Stickstoffbestimmung und zur Messung der Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope genommen. Ca. 50% der Probe wurden durch ein  $63\ \mu\text{m}$ -Sieb naß geschlämmt und getrocknet. Aus der Sandfraktion wurden Foraminiferen zur Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenanalyse und Foraminiferen oder anderes karbonatisches Material für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus-gelesen. Die letzten 25% der Probe wurden für andere Zwecke verwendet.

Die Schwerelotkerne, Durchmesser 10 cm, wurden an Bord mitsamt dem Liner in Meterstücke zerteilt und luftdicht verschlossen. Sie wurden bei  $4^{\circ}\text{C}$  gelagert bis zur Beprobung im Institut. Nach dem Öffnen wurden die Schwerelotkerne fotografiert, beschrieben (Anhang 2) und beprobt (Abb. 3.3):

- für Radiographien wurden von der ganzen Kernlänge und Breite 1 cm dicke Sedimentscheiben genommen. Die Radiographien wurden zur Bestimmung des Gehaltes an eistransportiertem Material und zur Beschreibung der Sedimentstruktur verwendet.
- $5\text{-cm}^3$ -Proben wurden mit Spritzen in Abständen von 1 bis 20 cm

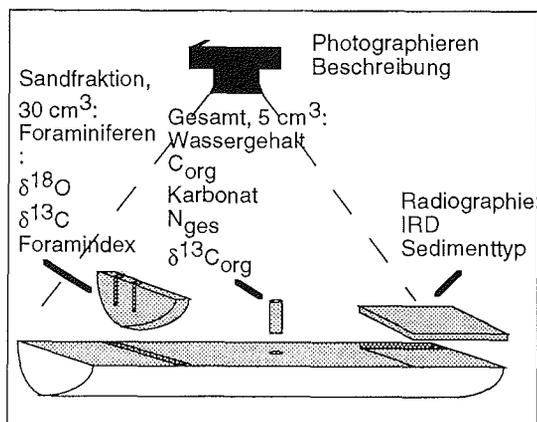


Abb. 3.3: Beprobung der Schwerelotkerne.

### 3. Material und Methodik.

---

genommen und in Gläser überführt. An diesen Proben wurden die Gehalte von Wasser, Karbonat, organischem Kohlenstoff und Stickstoff bestimmt. Außerdem wurde dieses Gesamtsediment für die Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope des organischen Kohlenstoffs benutzt.

- Sandfraktion: Das nach der oben beschriebenen Beprobung noch vorhandene restliche Sediment einer 1 cm dicken Scheibe (ca. 30 cm<sup>3</sup>), wurde über einem 63 µm-Sieb naß geschlämmt. Aus der Sandfraktion wurde biogenes Karbonat der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* zur Messung der Verteilung der stabilen Isotope des Sauerstoffs und Kohlenstoffs ausgelesen. Weiteres biogenes Karbonat, meistens *N. pachyderma*, in wenigen Fällen alle planktischen und benthischen Foraminiferen und in einem Fall Muschelfragmente (insgesamt 16 Proben), wurden zur <sup>14</sup>C-Datierung ausgelesen. In einigen Proben wurden außerdem karbonatische Neubildungsaggregate für röntgen-diffraktometrische Analysen ausgelesen.

### 3.2. Die Analysemethoden.

#### 3.2.1. Aufnahmen von Radiographien.

Kurz nach dem Öffnen des Kerns wurden 1 cm dicke Sedimentscheiben in der ganzen Kernlänge abgeschnitten: 1 cm hohe Plastikformen mit der Größe 27,5 X 11 cm wurden ins Sediment gedrückt und die Sedimentscheibe mit einem Faden vom Kern abgetrennt. Die Sedimentscheibe wurde in ihrer Form in eine Plastikfolie eingeschweißt. Die Sedimentscheiben wurden mit einem Hewlett-Packard-Röntgengerät (Modell 43855 A) geröntgt. Die Röhrenspannung betrug 20-35 kV und die Aufnahmezeit 6-20 Minuten.

#### 3.2.2. Bestimmung des Wassergehaltes.

Das Gewicht von 5 cm<sup>3</sup> Sediment wurde vor und nach dem Gefrier-trocknen der Proben bestimmt. Der Wassergehalt wurde als die Gewichts-differenz berechnet und in Prozent angegeben.

#### 3.2.3. Bestimmung der Gehalte des Karbonats, des organischen Kohlenstoffs und Stickstoffs und die Berechnung der C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub> Verhältnisse.

Für die Messungen am Elementaranalysator wurde das Gesamtsediment getrocknet und gemörsert. Die Messungen wurden sowohl

am Gesamtsediment als auch am entkarbonatisierten Sediment durchgeführt. Zur Entkarbonatisierung wurde aus 1-2 cm<sup>3</sup> Gesamtsediment das Karbonat in 5 oder 10%-iger Salzsäure, HCl, im Überschuß gelöst. Das Restsediment wurde mehrmals mit destilliertem Wasser gewaschen, um Säure- und Karbonatreste zu entfernen. Das Material aus der Bodennepheloidschicht, welches mit 50-100 ml Meerwasser getrocknet wurde und deshalb sehr salzreich war, wurde vor dem Messen einmal mit destilliertem Wasser gewaschen, zentrifugiert und im Wärmeschrank bei 50°C getrocknet.

Die Gehalte an Kohlenstoff und Stickstoff wurden mit einem Elementaranalysator (Heraeus, Modell CHN-O Rapid) gemessen. Das Material wird zuerst in Zinnschiffchen eingewogen (ca. 30-40 mg Sediment). In einem Oxidationsrohr werden die Proben bei Temperaturen über 1000°C verbrannt, wobei Kohlenstoff zu Kohlendioxid, CO<sub>2</sub>, und Stickstoff zu NO<sub>2</sub>, NO, und anderen Stickoxiden, oxydiert wird. Mit Helium als Trägergas werden diese Gase in ein Reduktionsrohr geleitet, wo die Stickoxide über Kupfer zu elementarem Stickstoff N<sub>2</sub> reduziert werden. Stickstoff und Kohlendioxid werden separiert und über ihre Wärmeleitfähigkeit gemessen. Die Wärmeleitfähigkeit wird als ein Wert angegeben, der proportional zu der über die Meßzeit integrierten Meßzellenausgangsspannung ist. Dieser Wert wird Integralwert genannt. Aus den Integralwerten werden mit einer für das spezifische Gerät geeichten Gleichung vierten Grades die absoluten Mengen an Kohlenstoff und Stickstoff berechnet.

Um die Auswirkungen periodischer Schwankungen des Gerätes zu verringern, werden nach ungefähr 100 Messungen die Meßergebnisse durch die Messung eines Standards geeicht: Dazu werden drei Messungen an Acetanilid, das bekannte Gehalte an Kohlenstoff und Stickstoff hat (71,09% C, 10,36% N), gemittelt und ein konstanter Tagesfaktor zur Korrektur der absoluten Mengen berechnet.

Während der Meßreihe wurde ungefähr jede zehnte Messung ohne Schiffchen oder Probe als Blindmessung durchgeführt. Diese Messungen ergeben ebenfalls einen Integralwert. Die Kohlenstoffblindwerte waren alle sehr gering und lagen unterhalb der Nachweisgrenze. Die Blindwerte des Stickstoffs waren sehr hoch aber relativ konstant und konnten direkt von den gemessenen Integralwerten abgezogen werden. Der Blindwert des Stickstoffs stammt von Gasen, vor allem Wasserstoff, die durch den Meßvorgang die Meßzelle erreichen und einen Beitrag zur Wärmeleitung ergeben (ELEMENTAR, Betriebsanleitung 1992). Dieser Effekt wurde für Stickstoff quantitativ geprüft: Während einer Meßreihe von 463

### 3. Material und Methodik.

Messungen wurden 40 Blindmessungen durchgeführt. Der Mittelwert des Integralwerts betrug 347, die Standardabweichung 18. In Vergleich hierzu lagen die Integralwerte der Proben zwischen 400 und 575. Der Blindwert verursachte somit einen Absolutanteil von 60-87% mit einer Standardabweichung 3,1-4,5%. Dieser Fehler von 8-35% des Absolutwertes könnte vermindert werden, wenn eine größere Menge Probenmaterial eingewogen wird.

Da der Blindwert auf der Basis früherer Messungen vor der Meßreihe im Rechner eingegeben wird, werden die absoluten Stickstoffmengen auf einer falschen Grundlage berechnet. Für die Proben eines Schwerelotkerns wurde geprüft, wie groß die Abweichung ist, wenn man nachträglich die absolute Stickstoffmenge an Hand der während der Meßreihe gemessenen Blindwerte berechnet: Der vorgegebene Blindwert betrug 340 (N-Peak), der wahre Blindwert, gemessen an 9 Blindproben, betrug 363. Die berechneten prozentualen Werte des Stickstoffgehalts wurden im Durchschnitt mit 0,0075% N zu niedrigeren Werten verschoben, welches einem absoluten Fehler von ca. 12% entspricht. Dies macht sich auch bei der Berechnung des  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisses bemerkbar. Da sich aber keine entscheidenden Interpretationen auf den prozentualen Stickstoffwerten oder den genauen  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse gründen, wurde nachträglich keine Korrektur durchgeführt.

Standardsediment: Um eventuelle kurzzeitige Schwankungen des Geräts zu erfassen, wurde jede zehnte Messung an einem Laborstandardsediment (WRE 1) durchgeführt. Zwei Meßreihen von März 1994 und Januar 1995 ergaben folgende Ergebnisse:

Zeit	Kohlenstoff, % C Mittelwert $\pm$ Stabw.	Stickstoff, % N Mittelwert $\pm$ Stabw.	Anzahl Messungen
1994	2,181 $\pm$ 0,028	0,130 $\pm$ 0,012	48
1995	2,206 $\pm$ 0,037	0,122 $\pm$ 0,008	34

Die Standardabweichungen stimmen mit Kontrollversuchen, die durch Doppelmessungen an Sedimentproben durchgeführt wurden, überein, (z.B. KNIES 1994).

An wenigen Proben (20 terrestrische Proben, dem Schwerelotkern PS2419-4 und den MUC's PS2424-2, 0-1 cm, PS2425-3, PS2432-3, PS2433-3, PS2434-3, PS2435-3, PS2437-3 und PS2438-2) wurden die Gehalte von Kohlenstoff und Stickstoff mit einem Elementaranalysator (LECO, Modell CHN(O)S 932) gemessen. Hier werden nur ca. 2 mg Sediment für eine Messung benötigt. Der Meßvorgang entspricht dem des Heraeus-Gerätes, außer daß der Kohlen-

### 3. Material und Methodik.

stoffgehalt durch Infrarotabsorbtionsspektroskopie gemessen wird. Das LECO-Gerät wurde blindwertkorrigiert und gegen zwei Standards (L-cystine, Firma Microanalysis; 6 und 12% CaCO<sub>3</sub>, Firma Merck; EDTA und Standardsediment, "Soil", Firma LECO, MESS-1, GSD-9, PACS-1) kalibriert. Während der Meßreihe wurden zur Kontrolle nach jeder zwanzigsten Messung an drei bis sechs verschiedenen Standardsedimenten Messungen durchgeführt (EDTA, Soil; GSD-1, GSD-6, GSD-9, GSD-12, Firma: IGGE IRMA, China; Marine Sedimente von SRM, National research Council, Kanada: PACS-1, MESS-1 und BCSS-1 und CaCO<sub>3</sub>, 6%). Diese Standardsedimente wurden entsprechend den Kohlenstoff- und Stickstoffgehalten der Proben so ausgewählt, daß sie in denselben Meßbereichen lagen. An allen Proben wurden Doppelmessungen durchgeführt und durch die Doppelmessungen eine Standardabweichung berechnet. Diese Berechnung setzt voraus, daß die Standardabweichung bei allen Proben dieselbe ist, was nicht unbedingt der Fall sein muß. Daher ist die Standardabweichung nur ein ungefährer Wert für den absoluten Fehler. Der so berechnete absolute Fehler Betrug 0,08% C. An den terrestrischen Proben wurde 0,15% C berechnet. Da aber die terrestrischen Proben sehr inhomogen waren wurden diese Proben nicht in die Berechnung der Standardabweichung einbezogen. Die gemessenen Werte an C<sub>org</sub> und Karbonat in den terrestrischen Proben werden nur als ein Hinweis nicht aber als absolute Zahl verwendet. Beim Stickstoff lagen die Fehler mit 0,03% N erheblich über den Standardabweichungen des Heraeus-Gerätes, möglicherweise auf Grund der Inhomogenität der Proben, die bei den Mikromengen zu größeren Standardabweichungen führen.

Berechnungen: Unter der Annahme, daß das Karbonat nur in der Form von Kalziumkarbonat, (CaCO<sub>3</sub>), vorliegt und daß sämtliches Karbonat und die Säurereste, CO<sub>2</sub>, Ca<sup>++</sup>, Cl<sup>-</sup>, durch die Säuerung und das Auswaschen entfernt wurden, kann der prozentuale Gehalt an organischem Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) nach folgender Formel berechnet werden:

$$C_{org} = \frac{100 - (8,333 \times C_{ges})}{(100/C_{ent}) \times 8,333} \quad \%$$

C<sub>ges</sub> ist der am Gesamtsediment gemessene Gehalt an Kohlenstoff. C<sub>ent</sub> ist der am entkarbonatisierten Sediment gemessene Gehalt an Kohlenstoff, beide in % C angegeben. Unter denselben Annahmen kann der Gehalt an Karbonat, angegeben als % CaCO<sub>3</sub>, berechnet werden:

$$CaCO_3 = (C_{ges} - C_{org}) \times 8,333 \quad \%$$

### 3. Material und Methodik.

Kontrollversuche, bei denen die Entkarbonatisierung direkt in den Schiffchen ohne Auswaschen stattfand, zeigen, daß die oben genannten Annahmen realistisch sind (C. SCHUBERT, pers. Mitt.)

$N_{ges}$  ist der am Gesamtsediment gemessene prozentuale Gehalt an Stickstoff.  $C_{org}/N_{ges}$  ist das Verhältnis zwischen dem Gehalt an organischem Kohlenstoff und gesamtem Stickstoff im Sediment (Trockengewicht in %).

#### 3.2.4. Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope des organischen Kohlenstoffs.

Die Verteilung der stabilen Isotope des organischen Kohlenstoffs,  $^{12}C$  und  $^{13}C$ , wurde mit einem Massenspektrometer (Finnigan MAT, Modell delta S) gemessen. Die Aufbereitung der Proben erfolgte mit einem Elementaranalysator (Heraeus, CHN-O Rapid, siehe Kapitel 3.2.3), der direkt an das Massenspektrometer angeschlossen ist. Zur Separation der Reaktionsgase wurde ein "trapping-box"-System, d.h. ein Kühlfallensystem, angeschlossen (FRY et al. 1992).

Die Verteilung der Isotope wurde gegen ein internes Laborstandardgas gemessen und als Abweichung,  $\delta$ , in ‰ angegeben:

$$\delta^{13}C = \frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{Probe}} - (^{13}C/^{12}C)_{\text{Standard}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{Standard}}} \times 1000\text{‰}$$

Der Laborstandard war eine Mischung aus  $CO_2$  der Firmen Buse und Linde. Der Isotopenwert dieses Standardgases wurde im Isotopenlabor im AWI Bremerhaven bestimmt und betrug 10,77‰ (V-PDB). Die gemessenen Isotopenverteilungen wurden gegen den internationalen Standard, V-PDB (Vienna-Pee Dee Belemnite), umgerechnet.

Das getrocknete und gemörserte Sediment wurde in Silberschiffchen eingewogen, so daß in der Probe eine Menge organischen Kohlenstoffs von ca. 0,025 mg vorhanden war. Da die größte mögliche Sedimentmenge, die verarbeitet werden konnte, 80-100 mg betrug, wurde bei sehr geringem prozentualem  $C_{org}$ -Gehalt eine kleinere absolute Menge organischen Kohlenstoff eingewogen. Eine Versuchsreihe mit Pepton (ein Protein-Mischprodukt aus Casein, pancreatisch verdaut, Firma Merck) zeigte konstante Isotopenwerte in einem Bereich von ca. 0,01 - 0,05 mg Kohlenstoff (H.-W. HUBBERTEN, pers. Mitteilung).

### 3. Material und Methodik.

Um das Karbonat zu entfernen, wurde das Sediment mit 1%-iger Salzsäure, HCl, betröpfelt, bis keine Gasentwicklung mehr stattfand. Danach wurde die Proben auf einer Heizplatte bei 60°C getrocknet und die Schiffchen gefaltet.

Am Probenmaterial der Bodennepheloidschicht wurde geprüft, ob der große Gehalt an Salz aus dem eingedampften Meerwasser zu Störungen der Isotopenbestimmungen führen könnte: Messungen wurden an Material von zwei Stationen (PS2413-3 und PS2419-3) durchgeführt. Ein Teil des Materials wurde nach dem Trocknen und Mörsern direkt eingewogen, ein Teil wurde mit destilliertem Wasser gewaschen, zentrifugiert, dekantiert und im Wärmeschrank bei 50°C getrocknet. Die durch beide Verfahren ermittelten Isotopenwerte stimmten überein (Tab. 3.4).

	Messung 1	Messung 2	Messung 3	Messung 4	Durchschnitt
PS2413-3, 0 cm					
Gewaschen	-22,03	-22,36	-22,13		-22,17
Nicht gewaschen	-21,99	-22,21	-22,29	-22,01	-22,125
PS2419-3					
Gewaschen	-23,25	-23,41	-23,08	-23,11	-23,21
Nicht gewaschen	-23,61	-23,34	-23,46		-23,47

**Tab. 3.4:**  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen (‰ PDB) an organischem Material aus der Wasser-Sedimentschicht. Eine Reihe an Kontrollmessungen wurde an Material von zwei Stationen durchgeführt um einen eventuellen Effekt der Aufbereitung auszuschließen (siehe Text).

Die Glasfaserfilter mit Schwebstoff aus dem Bodenwasser wurden mit Salzsäuredämpfen konzentrierter Salzsäure (37%) 24 Stunden unter einer Glashaube entkarbonatisiert. Die Filter wurden beim Messen mitsamt dem organischen Material verbrannt.

Die Filter mit Material aus dem Sedimentfallen wurden gemörsert. 20-40 mg von diesem Material wurden in Silberschiffchen abgewogen und mit 10%-iger HCl betröpfelt.

Pepton wurde als Referenzprobe verwendet. Jede neunte Messung wurde an Pepton durchgeführt. Über die gesamte Meßreihe wurde ein Isotopenwert von 24,16‰ mit einer Standardabweichung von 0,19‰ bestimmt (n=149).

Doppelmessungen wurden an fast allen Proben durchgeführt. Hier-von ausgenommen sind die Messungen an Glasfaserfiltern mit Bodenwasserschöpfermaterial, da ausreichend Material nur für eine Messung vorhanden war. Bei den Sedimentproben wurde ein Unterschied von 0,4‰ akzeptiert. Ein derartiger Unterschied ergab sich vor allem bei Messungen an Sedimenten mit sehr geringem

### 3. Material und Methodik.

Kohlenstoffgehalt, möglicherweise auf Grund der Inhomogenität der Proben oder weil das Detektionslimit erreicht wurde. Von den Doppelbestimmungen wurde der Durchschnitt berechnet.

#### 3.2.5. Bestimmung der Verteilung der stabilen Isotope karbonatischen Kohlenstoffs und Sauerstoffs.

Zur Bestimmung der Verteilung der stabilen Sauerstoffisotope,  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$ , und Kohlenstoffisotope im Karbonat wurden planktische Foraminiferen der Art *N. pachyderma* verwendet. *N. pachyderma* lagen fast ausschließlich in der Kaltwasserform "linksdrehend" vor. 10-15 Foraminiferen wurden hierfür aus der Sandfraktion ( $> 63 \mu\text{m}$ ) ausgelesen. Um unerwünschte Isotopieeffekte, die z.B. durch unterschiedliche biologische oder chemische Bedingungen entstehen können, zu vermeiden, wurde versucht, gleich große Individuen mit unzerstörten Oberflächen auszulesen (KÖHLER 1992, HENRICH et al. 1989)

Die Foraminiferen wurden in einer automatischen Karbonat-Aufbereitungs-Anlage (Finnigan MAT) in Phosphorsäure gelöst.  $\text{CO}_2$  wurde anschließend in einem Massenspektrometer (Finnigan MAT Modell 251) gemessen. Die Verteilung der Isotope wurde, wie beim organischen Kohlenstoff, gegen einen internen Laborstandard als Abweichung  $\delta$  gemessen und in ‰ angegeben. Die Ergebnisse wurden auf PDB bezogen. Als Referenz wurden nach jeder vierzehnten Messung zwei aufeinander folgende Messungen an dem karbonatischen Standard NBS20 durchgeführt. Während der Meßreihen wurde insgesamt 37 Mal NBS20 gemessen:

Anzahl	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰, PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰, PDB
Messungen	Mittelwert $\pm$ Stabw.	Mittelwert $\pm$ Stabw.
37	$-1,086 \pm 0,040$	$-4,156 \pm 0,077$

Die Abweichungen entsprechen früheren Bestimmungen (HUBBERTEN & MEYER 1989).

#### 3.2.6. Bestimmung des IRD-Gehaltes.

Der Gehalt an eistransportiertem Material (IRD, ice rafted debris) wurde nach der Methode von GROBE (1986) bestimmt. Von den Radiographien wurden alle Partikel  $>2 \text{ mm}$  gezählt und auf  $10 \text{ cm}^3$  Sediment umgerechnet.

### 3.2.7. Mikroskopie der Sandfraktion.

Beim Auslesen der Foraminiferen zur Isotopenbestimmung wurde eine qualitative Beschreibung der Sandfraktion ( $>63 \mu\text{m}$ ) durchgeführt. Als wichtigstes Ergebnis zeigte sich der Foraminindex: Die Anzahl der *N. pachyderma* wurde in fünf Einteilungen, von "extrem wenig" bis "sehr viel", geschätzt. Trotz der fehlenden Quantität dieses Indexes gibt er, wenn er mit dem Karbonatgehalt verglichen wird, einen guten Überblick über die Sedimentsequenzen mit hohem Anteil an biogenem Karbonat.

### 3.2.8. Die $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden an der Universität Aarhus, Dänemark, Institute of Physics and Astronomy, AMS  $^{14}\text{C}$  Dating Laboratory, auf dem "Aarhus EN tandem accelerator" (ANDERSEN et al. 1989) durchgeführt.

Für jede Messung wurden ungefähr 20 mg bzw. ca. 3000 Foraminiferen ausgelesen. In einigen Fällen wurden an planktischen und benthischen Foraminiferen oder an Muschelfragmenten gemessen.

Das Alter wurde für eventuelle Fraktionierungen mit Hilfe der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte korrigiert. Der Reservoir Effekt im Meerwasser wurde auf 550 Jahre gesetzt. Dieser Betrag ist etwas höher gewählt als sonst für den Ozean üblich. Das ist auf den Einfluß polaren Wassers zurückzuführen, welches wegen der schlechteren Wasserzirkulation weniger ausgetauscht wird (TAUBER & FUNDER 1975). Die Alter werden als Jahre vor Heute (vor 1950) angegeben (NIELSEN et al. 1994).

### 3.2.9. Röntgenographische Untersuchungen von karbonatischen Neubildungsaggregaten.

Die Röntgenaufnahme der Neubildungsaggregate wurde freundlicherweise von I. Bauer im GeoForschungsZentrum, Potsdam durchgeführt. Die Mikroaggregate wurden als einzelne Körner ohne Zerkleinerung mit einer Kamera der Firma Gandolfi aufgenommen (C. SIEGERT, pers. Mitteilung).

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen des organischen Materials im terrestrischen Material, aus der Wassersäule und im Oberflächensediment.

Im folgenden Kapitel werden die Meßdaten, die als Grundlage für die Untersuchungen der Abbauprozesse in der Boden nepheloid-schicht dienen, vorgestellt.

##### 4.1. Das Oberflächensediment.

Für die Untersuchungen der rezenten Prozesse wurden MUC's aus 19 Stationen genommen und die Gehalte an  $C_{org}$ ,  $N_{ges}$  und Karbonat sowie die Verteilung der stabilen Isotope organischen Kohlenstoffs,  $\delta^{13}C_{org}$  bestimmt. Die Ergebnisse sind im Anhang 3 aufgeführt und in den Abbildungen 4.1-4.4 abgebildet.

Die  $C_{org}$ -Kurven zeigen alle einen ähnlichen Verlauf (Abb. 4.1). Die Maximalwerte sind an der Oberfläche zu finden und betragen bis ca. 1,5% C (Trockengewicht). Die hohen Werte nehmen aber mit der Tiefe stark ab und die Höchstwerte in 0,25 cm Kerntiefe betragen ca. 1,1%. Die Flächenverteilung des  $C_{org}$ -Gehalts in der Wasser-Sedimentschicht im Polynyagebiet ist in Abb. 4.5a abgebildet. An einigen tieferen Stationen wird der Minimalwert von ca. 0,2% innerhalb der oberen 2 cm erreicht. An anderen Stationen betragen die Minimumwerte in 11 cm bis zu 0,8%. Mehrere Kerne besitzen ein lokales Maximum zwischen 0,5 und 2,5 cm (siehe Abb. 4.1).

Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope des organischen Materials,  $\delta^{13}C_{org}$  liegt in der Wasser-Sedimentschicht zwischen -22 und -25‰ (PDB) (Siehe Abb. 4.5b). Unterhalb der Sedimentoberfläche verschieben sich die Isotopenwerte zu schwereren Werten, wobei ein maximaler Wert meistens innerhalb der oberen 5 cm erreicht wird. An einigen Stationen besitzt tieferes Sediment erneut leichte Isotopenwerte (Abb. 4.2)

Die geographische Verteilung der  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse in der Wasser-Sedimentschicht sind in Abb. 4.5c abgebildet. Da die  $C_{org}/N_{ges}$ -Werte wegen der niedrigen Gehalte an organischem Material mit einer erheblichen Unsicherheit behaftet sind, werden in der Abbildung die Verhältnisse nur in Werte über oder unter 10 unterteilt. Die  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse verändern sich schon innerhalb der obersten cm des Sedimentes und erreichen hier in allen Kernen Werte unter 10 (siehe Abb. 4.3).

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen . . .

Der Karbonatgehalt im Oberflächensediment ist im Polynyagebiet niedrig, zwischen 2 und 10% (Umgerechnet als Trockengewicht-%  $\text{CaCO}_3$ ). Nur an den tieferen Stationen außerhalb der eigentlichen Schelfpolynya werden Werte zwischen 10 und 22% erreicht (Abb. 4.5d). In Kernen aus dem nordöstlichen Schelf steigen die Karbonatwerte im tieferen Sediment an und betragen an der Basis z.T. mehr als 15% (Abb. 4.4).

#### 4.2. Das partikuläre organische Material in der Wassersäule.

Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , wurde an Sedimentfallenmaterial und an suspendiertem organischen Material aus dem Bodenwasser und aus dem Oberflächenwasser gemessen.

13  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an bodennahem Material ergaben Werte in einem schmalen Bereich zwischen -24,67 und -26,42‰. Zwei Werte lagen höher, um -21‰. Die Messungen sind in Tabelle 4.1 und Abbildung 4.6 zusammengefaßt.

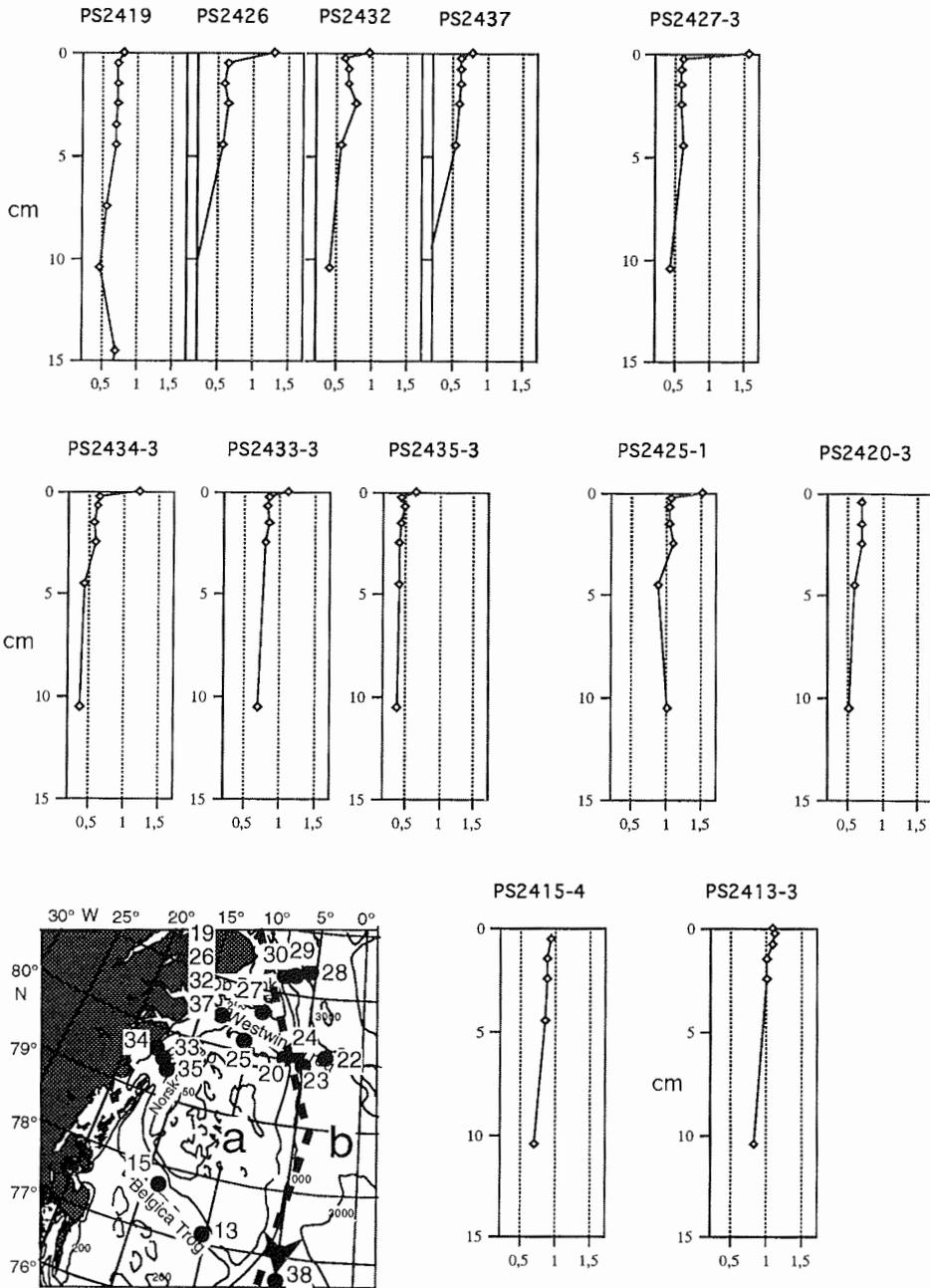
BWS-Station	Höhe über dem Meeresboden, (cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , ‰ (PDB)
PS2419-1	7	-24,67
	12	-25,74
	20	-21,57
	40	-25,75
PS2425-1	7	-25,18
	12	-26,42
	20+40	-25,60
PS2426-1 & 3	12	-25,91
	40	-25,80
	7+12	-25,75
	20+40	-20,31
PS2427-1	7+12+20+40	-25,77
PS2432-1	7+12+20+40	-25,64
PS2433-2	12+20	-25,82
PS2435-2	7+12	-25,32

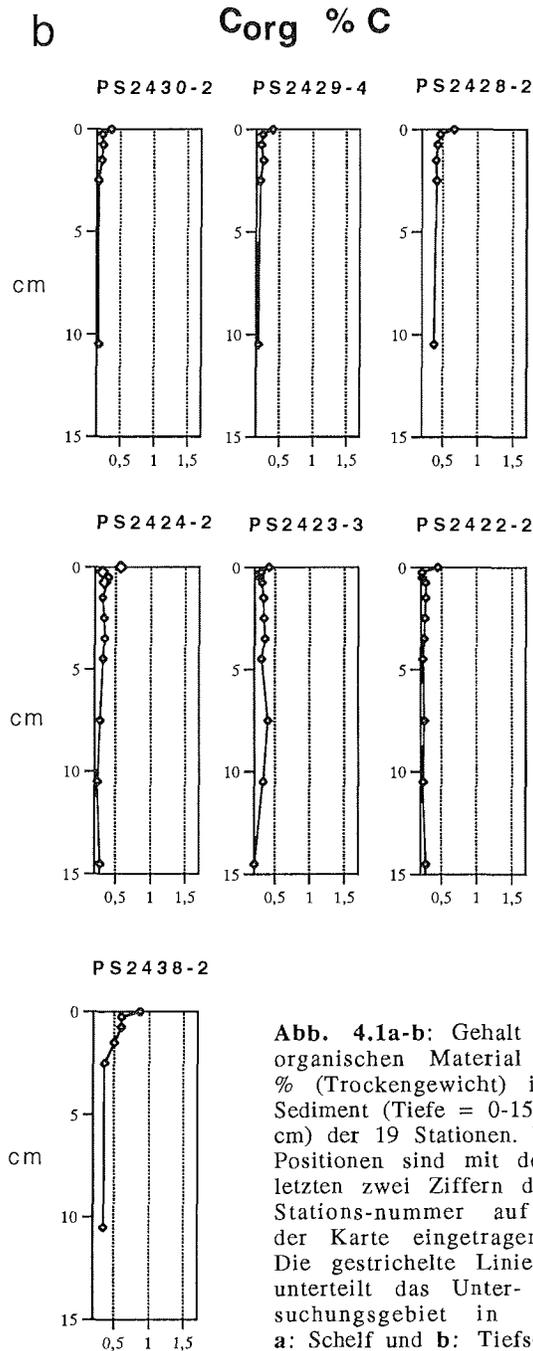
Tab. 4.1: Ergebnisse der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an partikulärem organischen Material aus dem Bodenwasser.

Es wurde Material aus zwei Sedimentfallen, die sich durch Position, Wassertiefe und Fangzeitraum unterschieden, untersucht (Tab. 3.2). Eine Falle (NEWP 93 G) war eine Kurzzeitverankerung, die in der Nähe einer Zeitserienstation im westlichen Westwind-Trog posi-

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

a C<sub>org</sub> % C

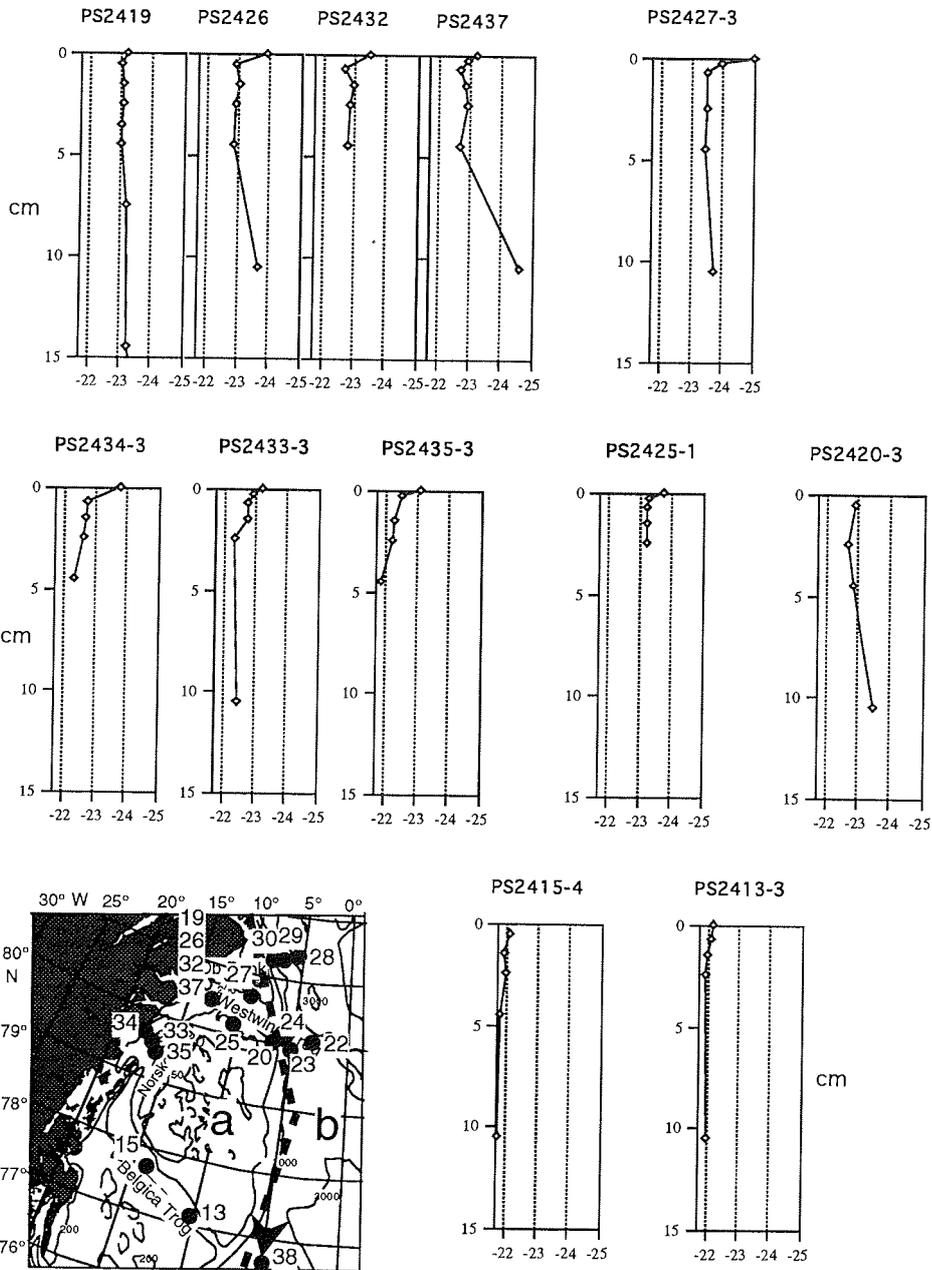


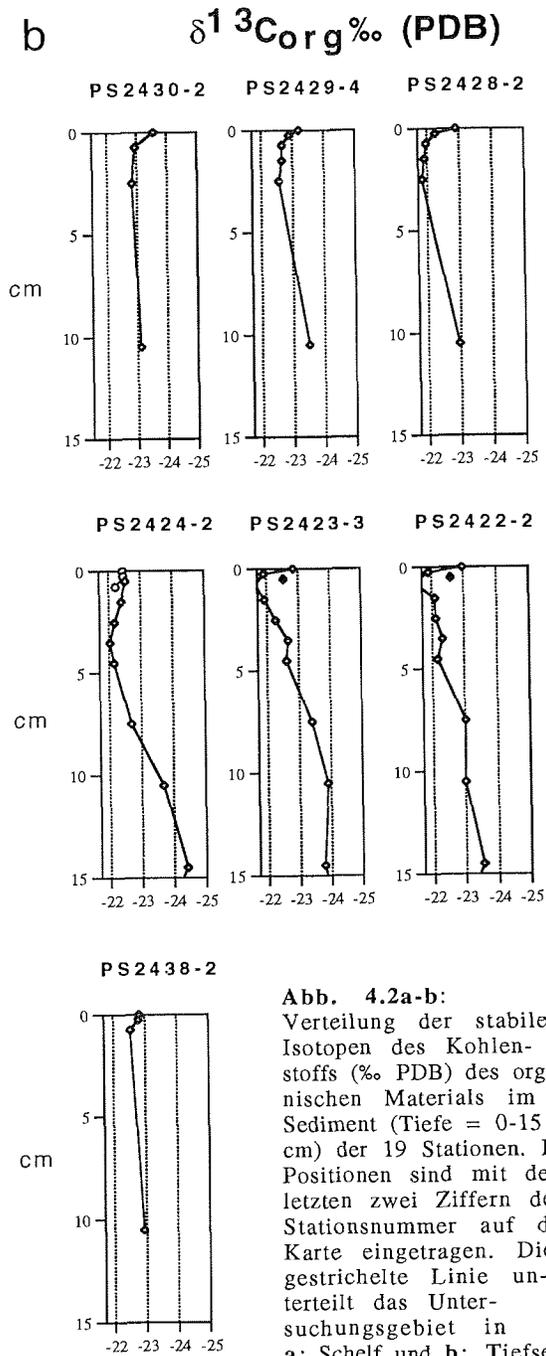


**Abb. 4.1a-b:** Gehalt an organischen Material in % (Trockengewicht) im Sediment (Tiefe = 0-15 cm) der 19 Stationen. Die Positionen sind mit den letzten zwei Ziffern der Stationsnummer auf der Karte eingetragen. Die gestrichelte Linie unterteilt das Untersuchungsgebiet in **a:** Schelf und **b:** Tiefsee.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

a  $\delta^{13}C_{org}$  ‰ (PDB)

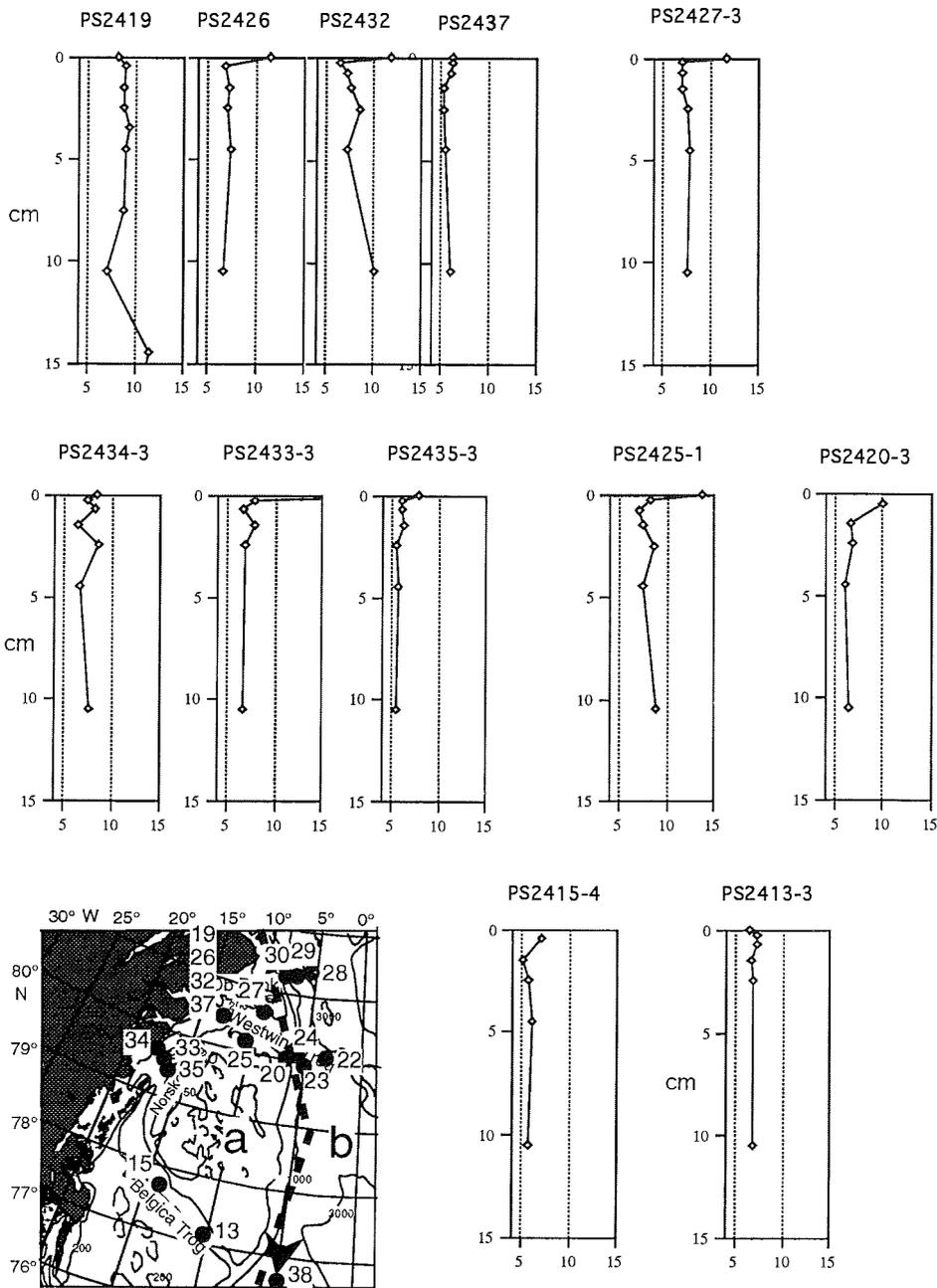


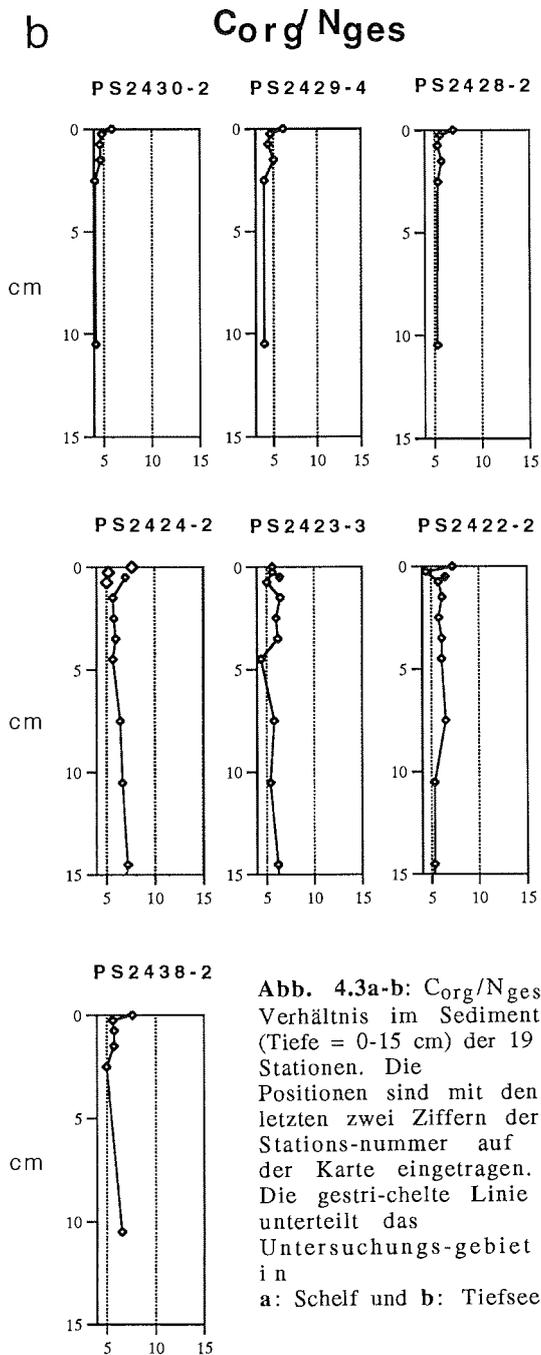


**Abb. 4.2a-b:**  
Verteilung der stabilen Isotopen des Kohlenstoffs (‰ PDB) des organischen Materials im Sediment (Tiefe = 0-15 cm) der 19 Stationen. Die Positionen sind mit den letzten zwei Ziffern der Stationsnummer auf der Karte eingetragen. Die gestrichelte Linie unterteilt das Untersuchungsgebiet in a: Schelf und b: Tiefsee.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

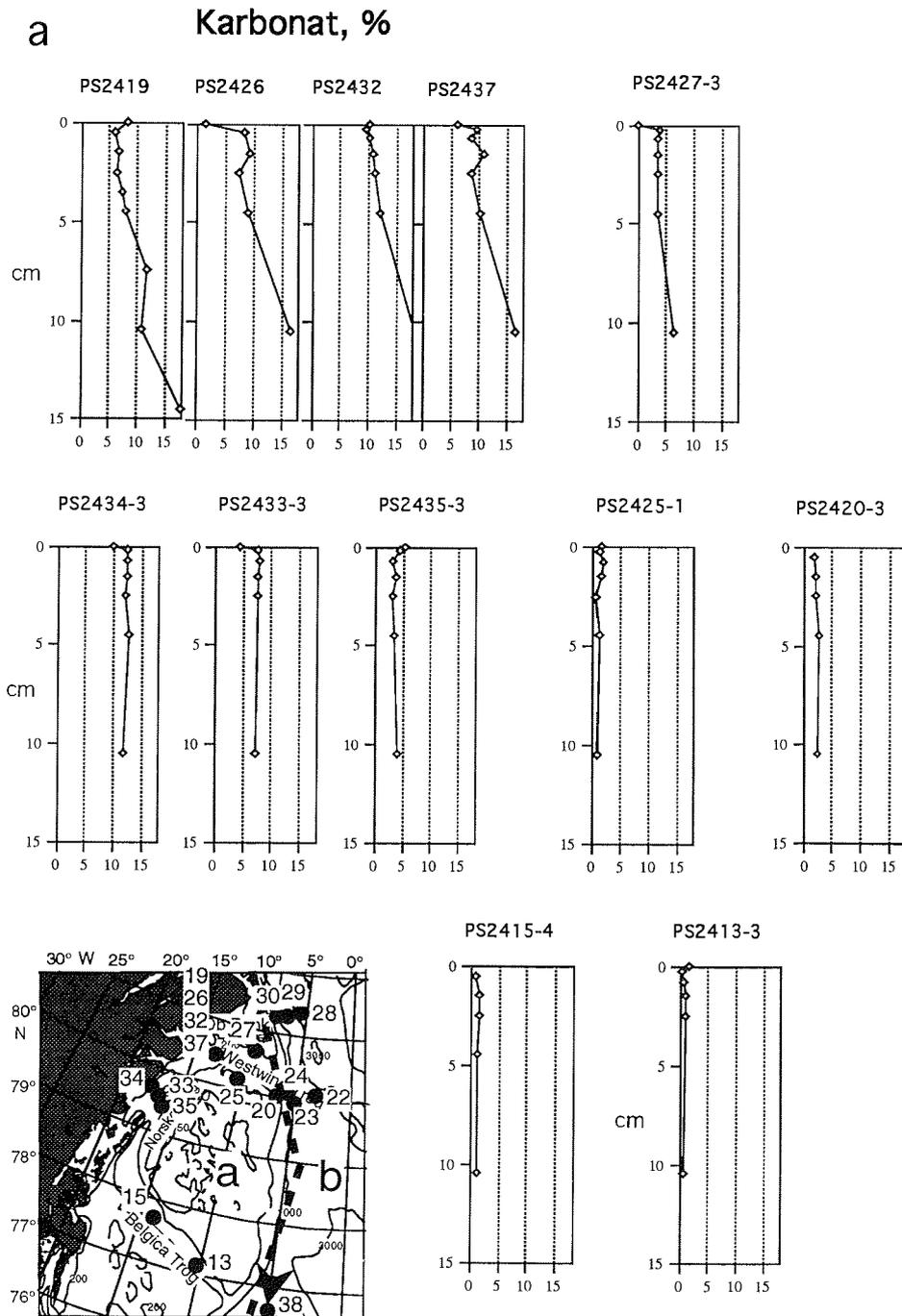
a C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>

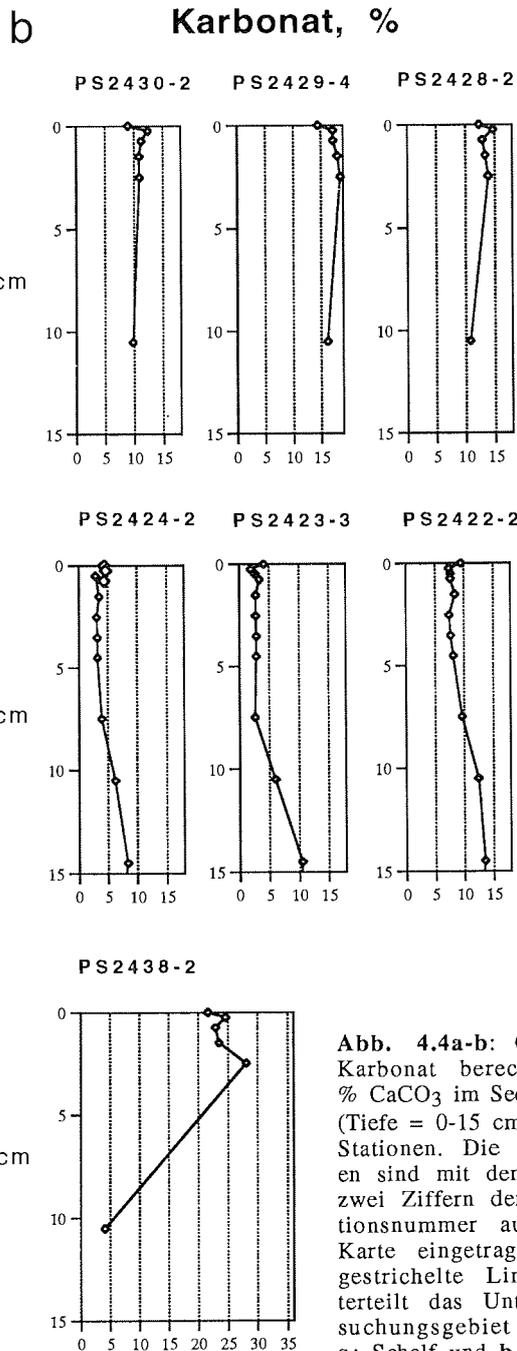




**Abb. 4.3a-b:** C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>-Verhältnis im Sediment (Tiefe = 0-15 cm) der 19 Stationen. Die Positionen sind mit den letzten zwei Ziffern der Stationsnummer auf der Karte eingetragen. Die gestrichelte Linie unterteilt das Untersuchungsgebiet in a: Schelf und b: Tiefsee.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen





**Abb. 4.4a-b:** Gehalt an Karbonat berechnet als %  $\text{CaCO}_3$  im Sediment (Tiefe = 0-15 cm) der 19 Stationen. Die Positionen sind mit den letzten zwei Ziffern der Stationsnummer auf der Karte eingetragen. Die gestrichelte Linie unterteilt das Untersuchungsgebiet in a: Schelf und b: Tiefsee.

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

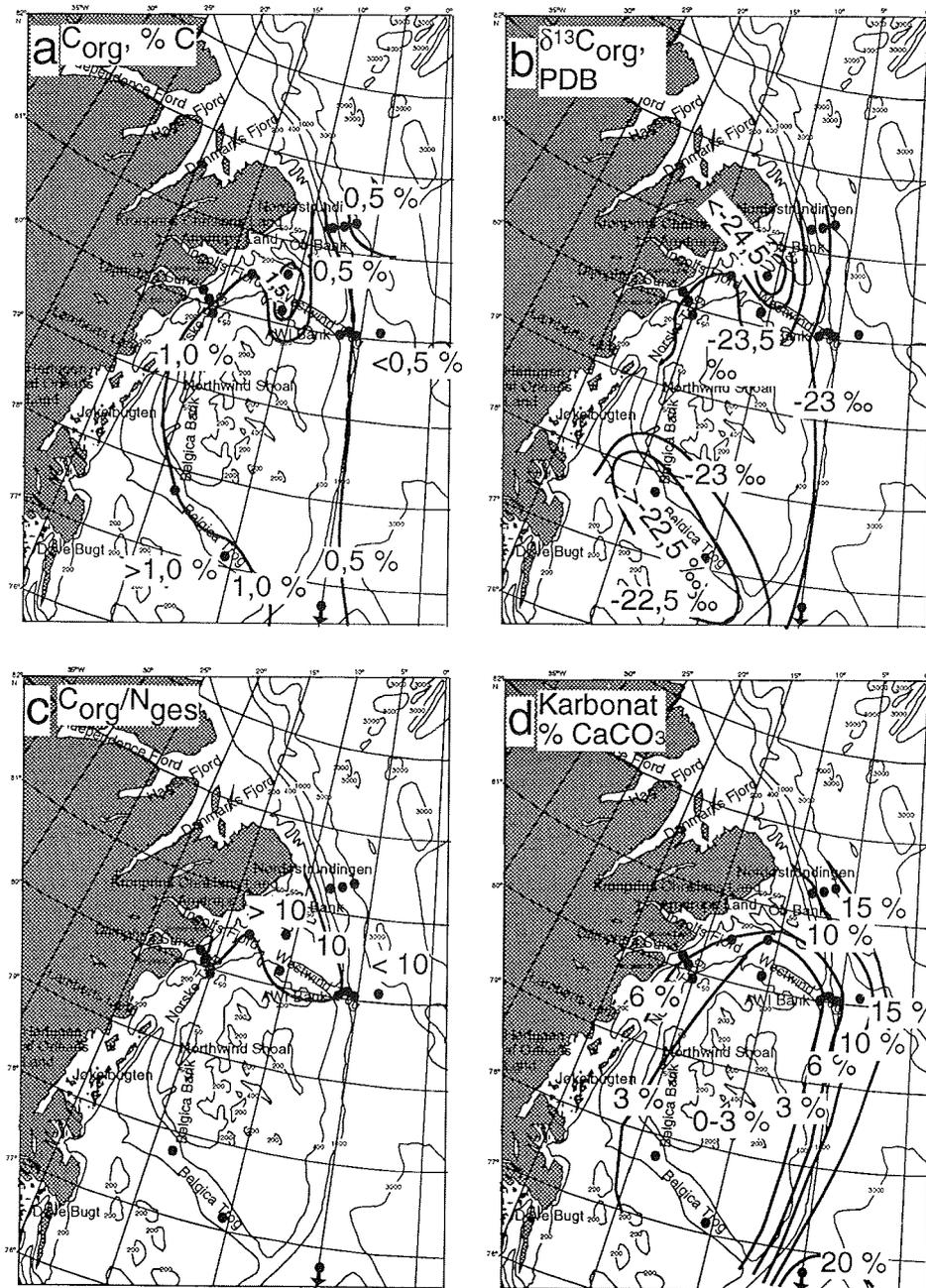


Abb. 4.5

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

tioniert war. Das Material wurde Ende Juni 1993 in einer Wassertiefe von 129 m gesammelt. Dabei wird angenommen, daß das Material der Exportproduktion entspricht. Die zweite Falle, eine Eistreibfalle aus dem zentralen Westwind-Trog, sammelte Material in 25 m Tiefe. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte liegen zwischen -27,36 und -22,44‰ (PDB) (Tab. 4.2)

Die drei  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an partikulärem organischen Material aus der Wasseroberfläche ergaben  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte um -22,5‰ (Tab. 4.2).

Position, Sedimentfalle bzw. CTD		Wasser Gerät tiefe (m)		Zeitraum	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , ‰ (PDB)
80°30,8'N	12°55,3'W	125	Kurzzeit- verankerung	21.6-24.6.93	-22,44
80°30,8'N	12°55,3'W	125	Kurzzeit- verankerung	24.6-28.6.93	-22,67 ‰
80°30,1'N	10°34,1'W	25	Eistreibfalle	7.7-9.7.93	-24,87
80°30,1'N	10°34,1'W	25	Eistreibfalle	9.7-29.7.93	-27,36 ‰
81° 00' N,	12° 48,3' W	2,7	CTD		-23,19
81° 00' N,	12° 48,3' W	4,5	CTD		-22,75
81° 00' N,	12° 48,3' W	11,8	CTD		-21,97

**Tab. 4.2:** Ergebnisse der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an Sedimentfallenmaterial und partikulärem organischen Material aus dem Oberflächenwasser. Die Messungen am Material aus dem Oberflächenwasser wurden von Dr. M. Voß im IOW durchgeführt.

#### 4.3. Die terrestrischen Proben.

Um einen möglichen Transport von terrestrischem organischem Material ins Meer nachzuweisen, wurden zahlreiche Proben mit organischem Material vom Land für die Isotopenmessungen gesammelt. Eine vollständige Liste über das Material, die Fundorte und die Meßergebnisse ist im Anhang 1 zu finden.

In diesem Abschnitt werden für jede Fundstelle die Durchschnitts-Isotopenwerte für drei verschiedene Materialkategorien behandelt. Die Proben sind in folgende Kategorien unterteilt:

- a) Pflanzen und Moos,
- b) Boden,

**Abb. 4.5a-d:** Regionale Verteilung der geochemischen Parameter in der Wasser-Sedimentschicht bei Nordostgrönland. **a:**  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt. **b:**  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Verteilung. **c:**  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnis. **d:** Karbonatgehalt.

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

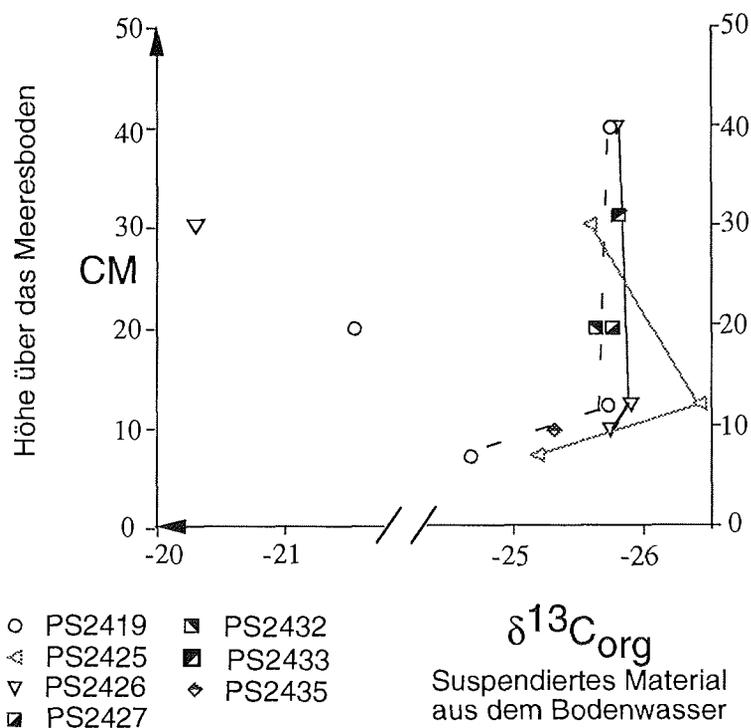


Abb. 4.6: Ergebnisse der  $\delta^{13}C_{org}$ -Messungen an suspendiertem organischem Material aus dem Bodenwasser.

c) Sediment aus Flüssen und Seen.

Außerdem wurde eine Gruppe anderer Proben untersucht: Flechten, Tierkot, Kohle. In der Tabelle 4.3 sind die Durchschnitts-Isotopenwerte, Standardabweichungen und Anzahl der Messungen aufgeführt.

Die Durchschnitts  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte an grönländischem Bodenmaterial sind auf der Karte (Abb. 4.7a) eingezeichnet. Die Werte liegen zwischen -24,86 und -28,22‰. Messungen an Material aus Spitzbergen ergaben einen Durchschnittswert von -25,29‰, die damit nicht von den grönländischen Proben abweichen.

Limnisches Oberflächensediment wurde aus Flüssen, Seen und in einem Fall aus einem Moor gewonnen. Die Karte (Abb. 4.7b) zeigt die geographische Verteilung der Meßwerte der grönländischen Proben. Diese Proben ergaben Werte zwischen -23,41 und -26,62‰. Isotopenmessungen an Sedimenten von zwei Lokalitäten auf Spitz-

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen . . . .

bergen ergaben Durchschnittswerte um -24,8%. Diese Werte weichen also nicht von den grönländischen Meßwerten ab.

**Grönland**

Ort	$\delta^{13}\text{C}, \%$	n	$\delta^{13}\text{C}, \%$	n	$\delta^{13}\text{C}, \%$	n	$\delta^{13}\text{C}, \%$	n
	Boden		Sediment		Pflanzen		Anderer	
Holms- Land, Malleuk- fjeld	-27,97±0,87	9	-25,82±0,43	3	-27,51±1,52	35	-24,58±1,97	8
							Flechte	
Holms- Land, Eskimonæs			-25,75±1,54	4	-25,98±1,86	14	-24,76±0,42	2
							Flechte	
							-29,24±0,34	7
							Schmelzwas- ser mit Algen	
							-26,27±1,11	2
							Schnee mit Algen	
Nakke- hoved					-26,81±1,23	15		
Hovgaard- Ø, SW			-25,80±1,21	10	-27,00±1,16	20	-20,25±0,42	2
							Flechte	
Kronprins- Chr.- Land, Dijmphna- Sund			-24,12±3,03	3	-25,98±0,99	6		
Lamberts- Land	-25,66±0,90	4	-23,41±1,37	6	-28,32±1,26	8		
Hertugen- af- Orleans- Land	-24,86±1,08	6	-26,13±0,79	7	-28,04±1,73	11		
Amdrups- Land, Ingolf- Fjord	-28,22±1,12	4	-26,62±0,72	11	-27,08±0,35	4	-26,35±0,38	3
							Flechte	
Holms- Land, Dijmphna- Sund			-25,07±0,57	4				

Tab. 4.3...

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Amdrup-	-25,80±0,14	2					
Land, Sophus- Müllers- Næs							
Germania- Land	-23,20±0,08	3					Kohle
<b>Spitzbergen</b>							
Ort	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	n	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	n	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	n	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$
	Boden		Sediment		Pflanzen		Andere
Kongs- fjorden	-25,29±1,04	3	-24,79±1,64	18	-26,14±0,99	11	-27,53±0,34
							Rentier- u. Gänsekot
Ossiar Sarsfjellet			-24,84±1,16	11	-27,84±1,49	7	-29,20±0,38
							Gänsekot
Ny Ålesund							-25,06±0,26
							Kohle
<b>Sibirien</b>							
Khatanga- Fluß							-24,75
							Kohle

Tab. 4.3: Durchschnittliche  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte an verschiedenem terrestrischen organischen Material. n= Anzahl der Proben. Die einzelnen Meßergebnisse sind im Anhang 1 aufgeführt.

Kohlenstoffisotopenmessungen wurden an mehreren Pflanzen- und Moosarten sowie an unterschiedlichen Teilen der Pflanzen (Blatt, Stengel, Samen) durchgeführt. Die verschiedenen Pflanzenteile einer Pflanze besitzen zwar häufig unterschiedliche Isotopenwerte (Anhang 1), es zeigt sich aber keinen Trend. Die Messungen von Grönland, die in der Karte (Abb. 4.7c) eingezeichnet sind, liefern Durchschnittswerte von -25,98 bis -28,32‰. Meßwerte von Pflanzen aus Spitzbergen liegen ebenfalls innerhalb dieses Bereichs.

Andere Proben wie Flechten aus Grönland liefern  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Durchschnittswerte von -20,25 bis -24,58‰. Schmelzwasser, das verschiedene Algen (Faden-, Grün- und Kieselalgen: H. A. THOMSEN, pers. Mitteilung) beinhaltete, ergab Isotopenwerte um -29,24‰. Sichtbares partikuläres Material auf dem Schnee bestand hauptsächlich aus (u.U. windtransportiertem) anorganischem Material. Die geringen Mengen an organischem Material in der Schneeprobe lieferten einen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert von ca. -26‰.

Kohlenstoffisotopenmessungen an Kohle aus Grönland, Spitzbergen und Sibirien ergaben Werte von -23,20, -25,06 bzw. -24,75‰.

#### 4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen . . .

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff,  $C_{org}$  und das Verhältnis zwischen organischem Kohlenstoff zu Gesamtstickstoff,  $C_{org}/N_{ges}$  in den terrestrischen Proben ist im Anhang 1 aufgeführt. Die Mengen an  $C_{org}$  im Boden oder im limnischen Sediment aus Grönland sind erwartungsgemäß klein, meistens unter 1% C. In wenigen Fällen werden Werte bis 3,9% C erreicht. Auf Spitzbergen liegen die  $C_{org}$ -Werte mit bis zu 11% etwas höher.

Die  $C_{org}/N_{ges}$  Verhältnisse sind in den grönländischen Proben niedrig. Nur 3 von 29 Proben liefern Werte über 10. Auf Spitzbergen dagegen besitzen 2/3 aller Proben ein  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnis mit Werten typisch für terrestrisches Material von über 10 (SUESS & UNGERER 1981).

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

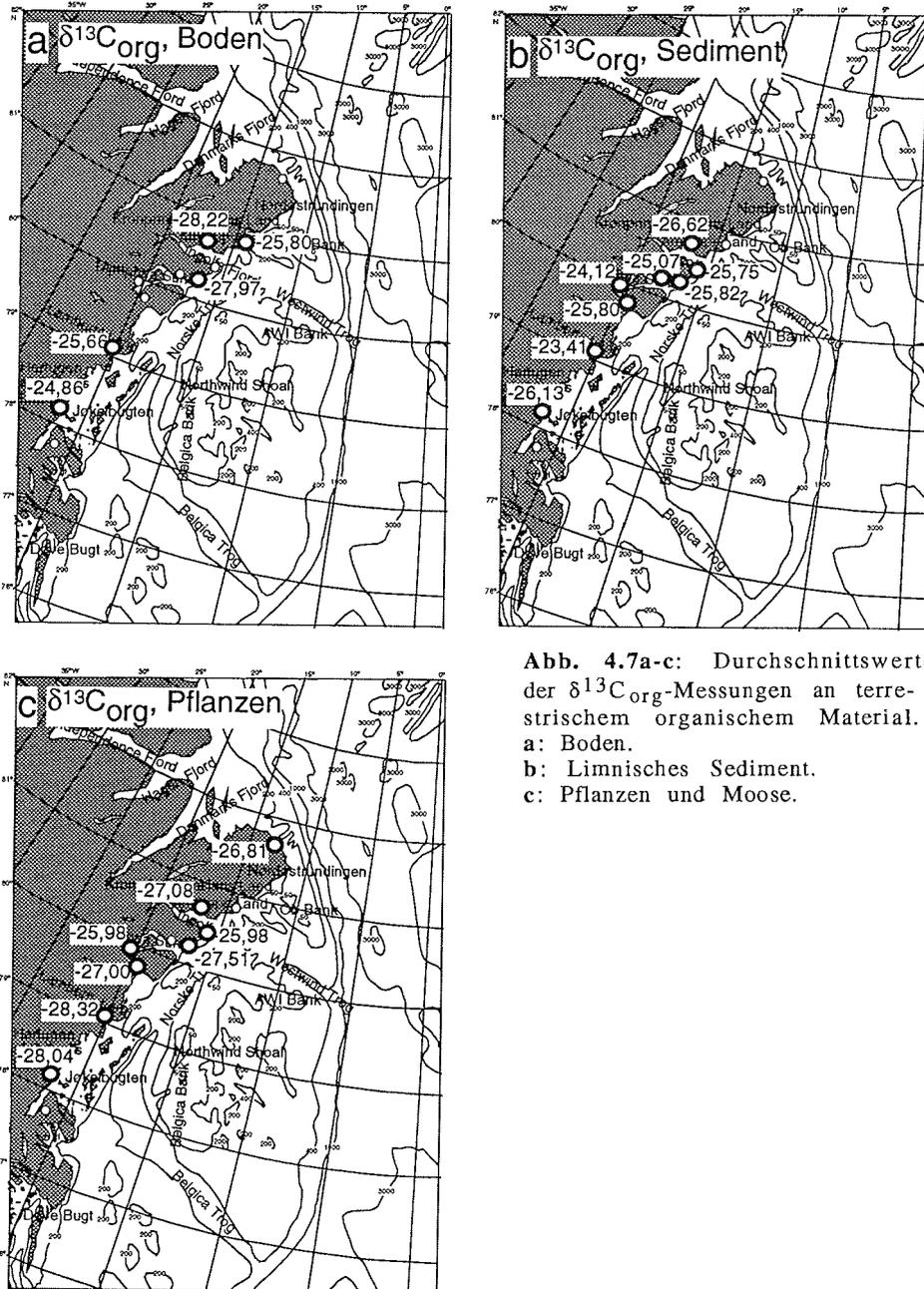


Abb. 4.7a-c: Durchschnittswerte der  $\delta^{13}C_{org}$ -Messungen an terrestrischem organischem Material.  
a: Boden.  
b: Limnisches Sediment.  
c: Pflanzen und Moose.

## 5. Interpretation der geochemischen Untersuchungen an rezentem Material.

In diesem Kapitel sollen die Auswirkungen der Prozesse, die zum Einbau von organischem Material ins Sediment führen, auf die Zusammensetzung des organischen Materials im Sediment diskutiert werden. Die Prozesse werden im Kapitel 2 beschrieben und sind in Abbildung 5.1 skizziert.

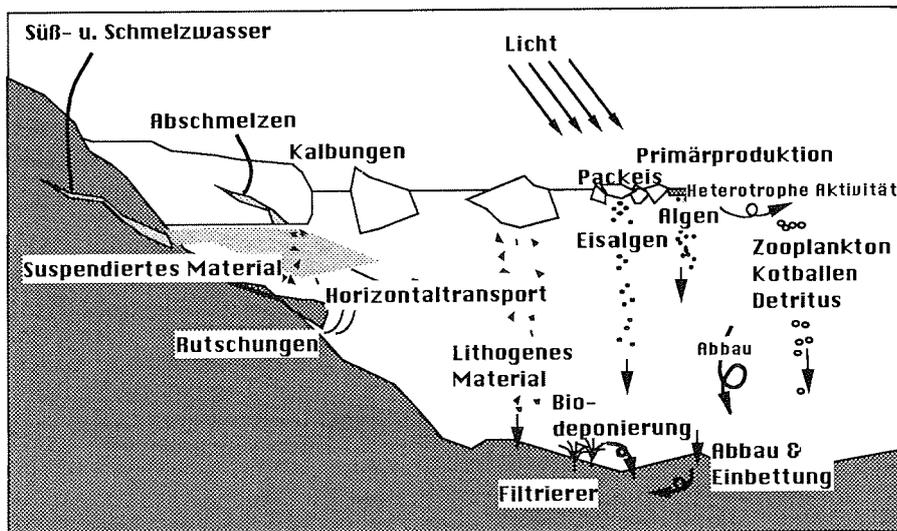


Abb. 5.1: Schematische Darstellung der Sedimentationsprozesse in einem polaren Gebiet.

### 5.1. Die geographische Verteilung von $C_{org}$ , $\delta^{13}C_{org}$ , $C_{org}/N_{ges}$ und Karbonat; Transportmechanismen.

Die Zusammensetzung des organischen Materials des Oberflächensedimentes (Abb. 4.5) wird in diesem Abschnitt verwendet um Aussagen über die Herkunft, die Transportwege und die Biomodifikation des organischen Materials zu machen.

Die Eisbedeckung spielt für die biologische Produktion und damit für die Sedimentation eine wichtige Rolle (Kap. 2.2). Die Eisbedeckung im Ostgrönland-Strom (WADHAMS 1981) führt zu

### 5. Interpretation der geochemischen...

den niedrigen  $C_{org}$ -Mengen (Abb. 4.5 a) am ostgrönländischen Hang (HEBBELN & WEFER 1991). Dagegen liefert die Planktonblüte in der Polynya organisches Material auf dem Schelf. Die Einteilung des Polynyagebietes nach drei Typen der Algenblüte (PESANT et al. 1995a & b) vereinfacht den Vergleich mit der Zusammensetzung des Oberflächensedimentes (Siehe Abb. 5.2). Es besteht möglicherweise ein Zusammenhang zwischen der Größe der Vorblüte plus Eiskantenalgenblüte, die im nördlichen Norske-Trog/westlichen Westwind-Trog bzw. an der Mündung des Westwind-Troges stattfinden, und dem  $C_{org}$ -Gehalt im Oberflächensediment. Im mittleren Westwind-Trog, wo eine etwas niedrigere Primärproduktion, mit einem Blütemaximum im tieferen Wasser (nährsalzbedingt) stattfindet, besitzt das Sediment (Position PS2425, PS2427) verhältnismäßig viel organisches Material. Entweder existiert eine horizontale Zufuhr an organischem Material oder es findet eine größere Exportproduktion aus der euphotischen Zone statt, etwa bei der Bildung großer Partikel, z.B. Zooplankton, Kotballen oder Planktonaggregatbildung. Die erhöhten  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse an den zwei Stationen PS2425 und PS2427 (Abb. 4.5 c) könnten auf einen erhöhten Anteil an Kotballen hindeuten, die ein durchschnittliches  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnis von 28,5 besitzen (DALY 1995).

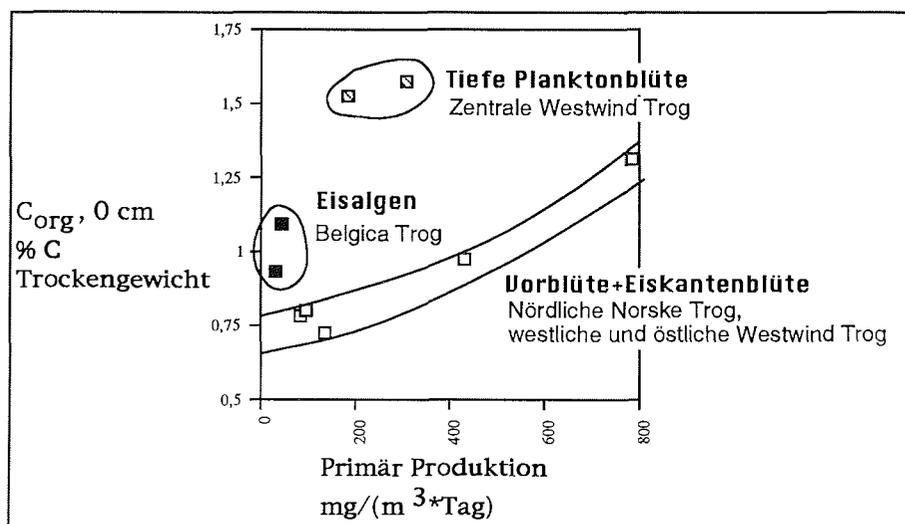


Abb. 5.2: Größe der Primärproduktion (Zusammengelegte Werte von vier Wassertiefen) in der nordostgrönländischen Schelfpolynya (LEGENDRE et al 1994) und der Gehalt an  $C_{org}$  in der Wasser-Sedimentschicht an denselben Positionen.

## 5. Interpretation der geochemischen...

Die Menge an POM, die das Sediment erreicht, ist allerdings erheblich kleiner als die, die aus der euphotischen Zone herantransportiert wird. Ein großer Teil des POM wird in der unteren Wassersäule remineralisiert oder aus dem Polynyabereich wegtransportiert (DEMING et al. 1995). Daher ist immer noch unklar wie groß der Einfluß der Planktonblüte auf die Größe der Zufuhr an organischem Material ist.

Die hohen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte, um  $-22\%$  im Oberflächensediment des Belgica-Troges (Abb. 4.5 b), hängen vermutlich mit einer Sedimentation von Eisalgenmaterial zusammen. Da aber Isotopenmessungen an Eisalgen aus dem Belgica-Trog  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von ca.  $-18,5\%$  (HOBSON et al. 1995) ergaben, muß zusätzlich organisches Material mit einer leichteren Isotopenverteilung durch horizontalen Transport, zugeführt worden sein. Außerdem berichtet RITZRAU (1994) von erhöhter heterotropher Aktivität im Bodenwasser an den Stationen PS2413 und PS2415 im Belgica-Trog. Er vermutet, daß eine hohe Resuspension des Bodenmaterials als Folge der hohen bodennahen Strömungsgeschwindigkeit stattfindet und daß diese Resuspension zu erhöhter heterotropher Aktivität führt. Durch heterotrophen Abbau von organischem Material wäre eine Erhöhung der Isotopenwerte im Sediment gegenüber dem zugeführten Material zu erwarten. Dies bedeutet also ebenfalls, daß die Sedimentation im Belgica-Trog nicht nur aus Eisalgen, sondern auch aus einem Anteil von isotopisch leichterem Material, besteht.

Der Karbonatgehalt im Sediment spiegelt mit dem sehr hohen Karbonatwert der Station PS2438 außerhalb des Schelfs (Abb. 4.5 d) einen hohen Anteil an biogenem Material wider. Auch die erhöhten Karbonatwerte im nördlichen Teil des Schelfes gegenüber dem Belgica-Trog, wo die Primärproduktion aufgrund der Eisbedeckung stark gehemmt ist, können der Primärproduktion zugeschrieben werden (vergleiche HEBBELN & BERNER 1993). Da das an der Küste anstehende Gestein karbonatreich ist (HJORT, im Druck) kann ein Anteil an terrigenem Karbonat allerdings auch zugeführt worden sein.

Es ist unklar inwieweit ein direkter Zusammenhang zwischen der Planktonblüte und der Benthos-Zusammensetzung besteht. (AMBROSE & RENAUD 1995, PIEPENBURG et al. 1995). Wenn das Benthos organisches Material verzehrt, treten erhöhte  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im unverzehrten organischen Material im Oberflächensediment auf. Die Meßdaten des  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalts und der Isotopenverteilung im Oberflächensediment zeigen aber keine eindeutige Abhängigkeit von den unterschiedlichen Benthosgesellschaften: Im zentralen Westwind-Trog (Station PS2425, PS2427) unterhalb der

##### 5. Interpretation der geochemischen...

Tiefenblütezone ist der  $C_{org}$ -Gehalt am höchsten obwohl die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte am niedrigsten sind (Abb. 4.5 a&b) und deshalb auf einen Abbau von Material hinweisen. Anscheinend wird mehr organisches Material, als das Benthos verzehren kann, zum Boden transportiert. Wahrscheinlich tritt hier Sauerstoffmangel auf.

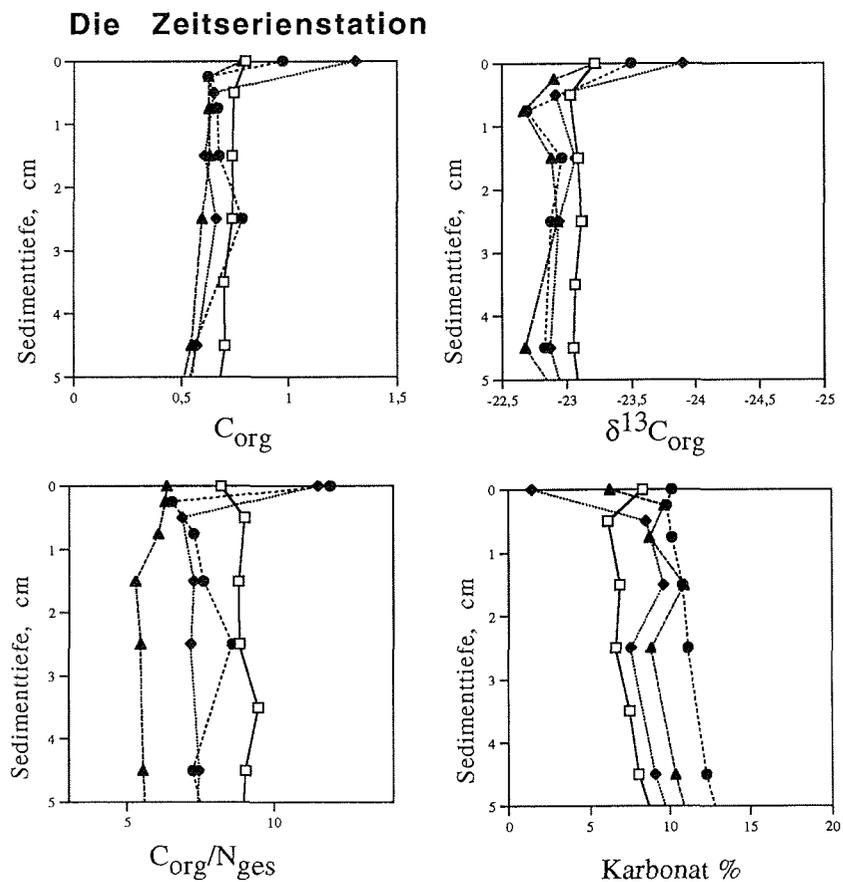
Die fünf nördlich liegenden Tiefenwasserstationen (PS2422, PS2423, PS2428, PS2429 und PS2430) vom nordostgrönländischen Kontinentalhang haben im Oberflächensediment alle sehr niedrige Gehalte an  $C_{org}$  (Abb. 4.1 b und 4.5. a). Die hohen  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte nehmen im obersten Zentimeter um mehr als 1‰ zu (Abb. 4.2 b und 4.5. b). Der Kern PS2424-2 am Kontinentalrand besitzt eine ähnliche Sedimentzusammensetzung, wobei der Kern PS2420-3, der ein wenig weiter westlich am Schelf gezogen wurde, mehr  $C_{org}$  besitzt. In diesem Kern sind die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte auch etwas niedriger, als es auf dem inneren Schelf der Fall ist. Nur die südlichere tiefe Position (PS2438) zeigt  $C_{org}$ - und  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte vergleichbar mit denen am Schelf. Diese Station liegt in einem Gebiet außerhalb der Schelfpolynya, das im Sommer ebenfalls durch Auflockerungen im Eis gekennzeichnet werden kann (WADHAMS 1981). Da das Oberflächenwasser entlang des östlichen Kontinentalrandes durch eisbeladenes polares Wasser geprägt ist, können die Unterschiede zwischen den Schelfstationen und den tieferen Stationen eher auf die Primärproduktion im Oberflächenwasser und damit auf die Eisbedingungen als auf die Wassertiefe zurückgeführt werden. Eine Grenze der Eisbedeckung liegt zwischen den Positionen PS2420 und PS2424 an der Mündung des Westwind-Troges (SCHNEIDER & BUDÉUS 1995).

Eine Position im westlichen Westwind-Trog (ca.  $80^{\circ}28'N$ ,  $13^{\circ}30'W$ , Abb. 3.1 b)) wurde 4 mal mit jeweils einer Woche Abstand beprobt (PS2419-3, PS2426-4, PS2432-3 und PS2437-3) (Die Zeitserienstation). Während dieser Periode vom 5.7. bis 26.7 1993 dehnte sich die Polynya aus. Die Eisbedingungen an dieser Position ändern sich unter dem Einfluß der küstennahen Eisdecke wenig (T. KÖNIG pers. Mitteilung). Während der Sommersaison führt die Planktonblüte im westlichen Westwind-Trog zur Erschöpfung des Nitratgehaltes im Oberflächenwasser (KATTNER 1995) und Zooplankton dominiert gegenüber dem Phytoplankton (BAUERFEIND et al. 1995a).

Die Meßergebnisse der vier Kerne sind in Abbildung 5.3 zusammengestellt. Da die Kerne nicht an genau derselben Position gezogen wurden könnten die Unterschiede in den Messungen durch lokale Unterschiede des Milieus verursacht worden sein. Vor allem sind die Veränderungen des Sedimentes unterhalb der Bioturba-

tionszone, 0-5 cm nicht auf saisonale Schwankungen zurückzuführen. Die Bioturbationszone kann anhand der  $C_{org}$ -Kurven identifiziert werden; die untere Grenze der Zone wird durch ein lokales Maximum oder eine Stagnation der  $C_{org}$ -Werte gekennzeichnet (Abb. 5.4 a, TROMP et al. 1995).

Verschiedene Veränderungen des Oberflächensedimentes sind zu beobachten: Der  $C_{org}$ -Gehalt in der Wasser-Sedimentschicht (0 cm)



**Abb. 5.3:** Geochemische Parameter im Oberflächensediment einer Position (Die Zeitserienstation) in der NEW-Polynya im Sommer 1993. Die Station wurde viermal mit jeweils einer Woche Abstand beprobt.

PS2419	—□—	5.7. 1993
PS2426	- - -●- - -	12.7. 1993
PS2432	.....●.....	19.7. 1993
PS2437	- · - · -▲- · -	26. 7. 1993

## 5. Interpretation der geochemischen...

steigt am Anfang der Periode, vom 5.7 bis 12.7.93 stark an um dann über zwei Wochen, bis zum 26.7 wieder auf den Ausgangswert zurück-zugehen. Der Anstieg und Rückgang im  $C_{Org}$  ist proportional zur Primärproduktion im Oberflächenwasser (LEGENDRE et al. 1994) aber nicht zum Gehalt an Chlorophyll-a im Oberflächensediment, der während der vier Wochen nahezu konstant bleibt (AHRENS 1994) (Siehe Tab. 5.1).

Station AWI-Nr. Stations nr	Datum	$C_{Org}$ , Sed., 0 cm % C	$\delta^{13}C_{Org}$ , Sed., 0 cm ‰ (PDB)	$C_{Org}/N_{ges}$ , Sed., 0 cm	Primär Produktion* 1,6 Wassertiefe mg/(m <sup>3</sup> *Tag)	Chl.-a,* * Sediment 0,5 cm mg/(m <sup>2</sup> *cm)
PS2419 138	5.7.93	0,80	-23,21	8,2	51	10,5
PS2426 165	12.7.93	1,31	-23,90	11,5	170	8,1
PS2432 217	19.7.93	0,97	-23,50	11,9	139	8,6
PS2437 258	26.7.93	0,78	-23,22	6,3	23	9,13

**Tab. 5.1:** Die  $C_{Org}$ -Gehalte und  $\delta^{13}C_{Org}$ -Werte des Oberflächensedimentes der Zeitserienstation während vier Wochen im Juli 1993. Größe der Primärproduktion in 1,6 m Wassertiefe (\*: LEGENDRE et al. 1994), Menge an Chlorophyll-a in 0-1 cm Sediment (\*\*: Daten von G. GRAF, veröffentlicht in AHRENS 1994).

Die  $\delta^{13}C_{Org}$ -Werte zeigen ein ähnliches Muster mit schwereren Werten am Anfang und Ende der Periode und den leichtesten Werten in der zweiten Woche. Auch das  $C_{Org}/N_{ges}$ -Verhältnis weist in der zweiten und dritten Woche einen Sprung auf über 10 auf. Der Karbonatgehalt zeigt nur für die zweite Woche einen deutlichen Rückgang auf 2% Karbonat in 0 cm an. Wahrscheinlich spielt der Verdünnungseffekt durch den Eintrag von organischem und anderem biogenen Material dabei eine Rolle.

Das erhöhte  $C_{Org}/N_{ges}$ -Verhältnis könnte auf einen Anteil an Kotballen vom Zooplankton hindeuten, die ein durchschnittliches  $C_{Org}/N_{ges}$ -Verhältnis von mehr als 28 besitzen (DALY 1995).

Erhöhte  $C_{Org}/N_{ges}$ -Werte und niedrige  $\delta^{13}C_{Org}$ -Werte können aber auch ein Hinweis auf organisches Material terrestrischer Herkunft sein. Dabei könnte organisches Material mit dem Schmelzwasser in Suspension zur Position der Zeitserienstation zugeführt worden sein. Der scheinbare Zusammenhang zwischen  $\delta^{13}C_{Org}$ - und  $C_{Org}/N_{ges}$ -Werten mit der erhöhten Primärproduktion würde dabei von der gemeinsamen Abhängigkeit beider Parameter von der wärmeren Jahreszeit (der Eis- und Schneeschmelze und der Primärproduktion) stammen.

## 5. Interpretation der geochemischen....

Aufgrund der Beobachtung, daß die geochemische Zusammensetzung des Sedimentes große saisonale Schwankungen aufweist, müssen Interpretationen über die geographische Verteilung der gemessenen Parameter, wie sie in Abbildung 4.5 dargestellt werden, mit Vorbehalt gesehen werden. Um einen Mittelwert der Meßwerte darzustellen wurden bei der Eintragung die Isolinien für alle vier gezeigten Parameter durch die Position der Zeitserienstation gezogen. Weiterhin muß erwähnt werden, daß die südlich gelegenen Stationen PS2413 und PS2415 am Anfang der Expedition beprobt wurden. Dadurch wird ein Unterschied in der Biologie zwischen dem südlich gelegenen Belgica-Trog und nördlich gelegenen Westwind-Trog eventuell überinterpretiert.

### 5.2. Die möglichen Einträge terrestrischen organischen Materials.

Um mögliche terrestrische Quellen zum organischen Material im Meer nachzuweisen wurde die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  an Proben verschiedenster Art aus Nordostgrönland bestimmt. Für einen Vergleich der Isotopenwerte an organischem Material von anderen hohen Breitengraden wurde Material aus Spitzbergen genommen.

Auf dem Satellitenbild (Abb. 2.3) ist zu erkennen, daß der Küstenbereich von dem die Proben stammen, einen niedrigen Vegetationsgrad besitzt. Dieses Gebiet gilt als polare Wüste (ALEXANDROVA 1988). Die Proben können daher nur als Stichproben angesehen werden. Es besteht die Möglichkeit, daß die untersuchten Proben nicht für den Transport von organischem Material ins Meer repräsentativ sind. Dasselbe gilt für die Proben aus Spitzbergen, die von einem Gebiet um den Kongsfjord bei  $79^\circ\text{N}$  stammen. Die großen südlichen Fjordsysteme auf Spitzbergen besitzen eine dichtere Vegetation als der Kongsfjord.

#### 5.2.1. Das $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im terrestrischen organischen Material.

Die Verteilung der Kohlenstoffisotope,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  der Proben aus Grönland (Abb. 4.7) und aus Spitzbergen zeigen das gleiche Muster. Bei allen Orten, wo sowohl Pflanzen als auch limnische Sedimente genommen wurden, zeigen die limnische Sedimente gegenüber den Pflanzen erhöhte  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte. Dies deutet darauf hin, daß das organische Material im Sediment von der umliegenden Vegetation stammt und zum Teil abgebaut worden ist. Die Sprünge in den Isotopenwerten zwischen den Pflanzen und dem limnischen Sediment liegen zwischen 0,23 und 4,91‰. Wahrscheinlich besteht ein

## 5. Interpretation der geochemischen...

Zusammenhang zwischen der Lage der Probe und der absoluten Veränderung des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signals. Beispielsweise tritt der größte Unterschied im Sediment aus einem Moor auf, während kleinere Unterschiede in stark strömenden Flüssen zu finden sind. Der Unterschied hängt wahrscheinlich vom Grad des Abbaus des organischen Materials ab. In ruhigem Wasser kann der Prozeß weiter verlaufen und dabei zu höheren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte führen als in fließenden Gewässern (siehe Abb. 1.3).

Die Bodenproben dagegen besitzen sowohl höhere als auch niedrigere Isotopenwerte als die Pflanzen. Dadurch können keine Aussagen gemacht werden, inwieweit das organische Material im Boden pflanzlicher Herkunft ist.

Auffällig niedrige Werte werden an Algen (Tab. 4.3) aus Schmelzwasser gemessen. Mit  $-29,24\%$  liegen sie innerhalb des weiten Bereiches, der für marine Algen in polaren Gebieten gemessen worden ist (FISCHER 1989, HOBSON et al. 1995). Möglicherweise spielen niedrige Wachstumsraten (FISCHER 1989) als Folge der niedrigen Temperaturen für die leichten  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte eine Rolle.

Tierkot zeigt  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte, die gegenüber den Pflanzen ein wenig leichter sind (Tab. 4.3). Dies ist interessant in Gebieten, in denen der Kot die wichtigste Quelle für Nährsalze im Boden ist, z.B. unter Felsen, wo viele Vögel brüten. Isotopenwerte im Oberflächensediment der Station PS2434 außerhalb des Mallemukfjeldet, die niedriger sind als die der Stationen PS2433 und PS2435, welche weiter vom Land entfernt sind, könnten durch Eintrag an Vogelkot vom Strand beeinflusst worden sein. (Da der Strand unzugänglich ist, sind die Pflanzen- und Bodenproben vom Mallemukfjeldet oberhalb des Brutplatzes der Vögel genommen worden und repräsentieren deshalb nicht Material aus vogelkotreichem Boden).

Die Isotopenmessungen an Kohle ergaben  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zwischen  $-23,20$  und  $-25,06\%$  (Tab. 4.3), welches innerhalb des Bereichs des terrestrischen Materials liegt. Diese Messungen sind vor allem für die paläoklimatischen Untersuchungen von Interesse, da während der Eiszeiten große Einträge an eistransportierter Kohle in die Fram-Straße stattgefunden haben (SPIELHAGEN 1990). Da das organische Material aus terrigener Herkunft für Organismen schlechter abbaubar ist (SWEENEY et al. 1978), wird dies mit unveränderten (niedrigen) Isotopenwerten ins Sediment eingebaut.

Da die Kalbrungsraten der Gletscher auf Nordostgrönland klein sind (REEH et al. 1993) findet eine mögliche Zufuhr von terrestrischem organischen Material ins Meer vermutlich über den Transport im

## 5. Interpretation der geochemischen....

Schmelzwasser statt. Daher sind die Isotopenwerte in den limnischen Sedimenten wahrscheinlich die besten Anzeichen für einen Vergleich mit dem marinen organischen Material. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im limnischen Sediment liegen zwischen -23,41 und -26,62‰ (Abb. 4.7 b). Beim Transport ins Meer könnte ein weiterer Abbau des Materials stattfinden, wodurch höhere Isotopenwerte entstehen (Kap. 1). Dennoch besteht eine auffallende Übereinstimmung zwischen den durchschnittlichen Isotopenwerten in den limnischen Sedimenten und dem suspendierten Material aus dem Bodenwasser des Meeres (Abb. 4.6).

SCHNEIDER & BUDÉUS (1995) konnten zeigen, daß die größte Menge an Süßwasser die Polynya über die Ob-Bank erreicht. Die Zufuhr an Schmelzwasser vom Land setzt Ende Juni ein. Das Schmelzwasser stammt möglicherweise vom Danmark-Fjord/Independence-Fjord, das den nördlichen Teil der Polynya erreicht. Ein anderer möglicher Transportweg für terrestrisches organisches Material wäre ein bodennaher Transport vom Ingolf-Fjord und Dijnphna-Sund der Ostküste und vom feuchten Gebiet am Kilen auf Kronprins-Christians Land.

Die  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse können nicht als eindeutiges Anzeichen für terrestrisches organisches Material auf dem nordostgrönländischen Schelf verwendet werden, wie es von HEBBELN & BERNER (1993) vermutet wird. Die  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse im terrestrischen organischen Material aus Nordostgrönland sind im Gegensatz zu Spitzbergen sehr niedrig (siehe Anhang 1), welches für terrestrisches Material untypisch ist. Dies wird wahrscheinlich durch die niedrigen Gehalte an  $\text{C}_{\text{org}}$  verursacht, da dadurch der anorganische Stickstoff einen größeren relativen Anteil bekommt. Außerdem wird organisches Material mit einem hohen Gehalt an Stickstoff bevorzugt abgebaut (SACKETT 1964), welches zu abnehmenden  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$  Verhältnissen im tieferen Sediment (MÜLLER 1977) oder während des Transportes führt.

### 5.2.2. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in partikulärem organischem Material in der Wassersäule.

Von den 15 Meßwerten der Verteilung der Kohlenstoffisotope im suspendierten organischen Material aus dem Bodenwasserschöpfer, lagen 13 innerhalb eines schmalen Bereiches um -25,6‰ mit einem leichten Anstieg in den unteren 10 cm (Abb. 4.6). Die zwei Meßwerte, die über -22‰ liegen, sind möglicherweise durch eine nicht ausreichende Entkarbonatisierung entstanden und werden in der folgenden Auswertung nicht im Betracht gezogen.

## 5. Interpretation der geochemischen...

Die Ähnlichkeit der Werte ist erstaunlich, da sie nicht der Verteilung der Oberflächensedimente (Abb. 4.5 b) entsprechen. Sie muß dadurch erklärt werden, daß alle BWS-Stationen sich auf dem nordwestlichem Schelf befanden und daß das organische Material wahrscheinlich gleicher Herkunft ist. Trotzdem zeigen die C/N-Werte in denselben Proben auch innerhalb der Stationen große Abweichungen (RITZRAU 1994).

Es besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten in den limnischen Sedimenten (Durchschnitt: -25,65‰, Abb. 4.7b) und im Material aus dem Bodenwasserschöpfer (Durchschnitt: -25,64‰). Möglicherweise besteht ein Zusammenhang zwischen dem organischen Material vom Land, das ins Meer transportiert wird und dem organischen Material in der Nepheloidschicht. In Abhängigkeit von Partikelgröße und Strömungsgeschwindigkeit können Partikel in einer zusammenhängenden "Wolke" über den Meeresboden transportiert werden (RITZRAU 1994). Wenn die Menge des terrestrischen Materials ausreichend groß ist, um das Isotopensignal im Bodenwasser zu dominieren, ist die Differenz zwischen der Exportproduktion und der Menge an marinem organischen Material, die das Oberflächensediment erreicht, noch größer als von DEMING et al. (1995) berichtet wird. Dabei muß ein sehr großer Teil des organischen Materials in der (unteren) Wassersäule remineralisiert oder wegtransportiert worden sein. In Kap. 5.3 werden die Abbauprozesse im Bodenwasser und in der Boden-nepheloidschicht weiter diskutiert.

Ein Vergleich mit der geochemischen Zusammensetzung des suspendierten Materials im Oberflächenwasser (Tab. 4.2) ergibt keine eindeutigen Hinweise auf eine mögliche Herkunft des organischen Materials: HOBSON et al. (1995) berichten von  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten von ca. -28‰ im Material aus dem Oberflächenwasser der Zeitserienstation. Ein eventueller Abbau dieses Materials in der Wassersäule könnte zu höheren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten als im Bodenwasser führen. In dieser Arbeit ergaben Messungen an partikulärem organischem Material aus dem Oberflächenwasser einer nördlicheren Station Werte um -22,5‰. Es läßt sich schwer vorstellen, daß dieses Material einen bedeutenden Beitrag zum POM-Transport geleistet hat.

Die Messungen an Material aus den Sedimentfallen (Tab.4.2) zeigen ebenfalls keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen dem Sinkstoff und den Oberflächensediment. Die sehr unterschiedlichen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Sinkstoffs spiegeln eine unterschiedliche Zusammensetzung des Material wider, die sowohl durch zeitliche als auch räumliche Unterschiede entstanden sind. Dabei können z.B. die sehr

#### 5. Interpretation der geochemischen...

hohen Werte im Material vom Anfang der Blütensaison durch einen Eintrag von Eisalgen entstanden sein. Die Messungen bestätigen also die Annahme, daß vielleicht nur 10% der Exportproduktion den Meeresboden erreicht (DEMING et al. 1995).

Faßt man die Ergebnisse zusammen so ergibt sich kein eindeutiges Bild von der Zufuhr an organischem Material zum Meeresboden im nordostgrönländischen Polynyagebiet. Der Grund hierfür ist im wesentlichen wohl in den überschneidenden Meßbereichen der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - und  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Werte des terrestrischen bzw. marinen organischen Materials zu finden. Möglicherweise aber spielt die Zufuhr an terrestrischem organischem Material nicht nur für die Zusammensetzung des Sedimentes eine Rolle. Die gesamte Nahrungskette des Polynyagebietes besitzt niedrigere  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte als Nahrungsketten aus anderen arktischen oder temperierten Gebieten (HOBSON et al. 1995). Dies könnte durch temperaturbedingte (polares Wasser) niedrige Wachstumsraten (FISCHER 1989) aber auch durch einen großen Eintrag und Einbau von terrestrischem organischem Material verursacht worden sein.

#### 5.3. Die Veränderung des organischen Materials im Oberflächen-sediment und in der bodennahen Nepheloidschicht.

In diesem Abschnitt werden die Messungen an  $\text{C}_{\text{org}}$  und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  im Sediment und Material aus dem Bodenwasserschöpfer verwendet um ein Modell zu erstellen, welches den Zusammenhang zwischen dem Abbau organischen Materials und der Veränderung des Isotopensignals liefert. Das Modell liefert quantitativ den Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$ , der die Größe des Isotopieeffekts beschreibt.

Da es sich hier wahrscheinlich um unterschiedliche Prozesse handelt werden die Berechnungen für zwei Systeme durchgeführt: Abbau im Bodenwasser und Abbau im Oberflächensediment. Der Abbau im Sediment, die Frühdiagenese, wird als eine Reaktion gesehen, unabhängig von den jeweiligen beteiligten Oxidanten (Kap. 5.3.1.). Es wird nicht berücksichtigt, daß es unterschiedliche Affinitäten für den Abbau verschiedener organischer Komponenten geben kann (SACKETT 1964) und daß resistentes Material unverändert ins Sediment eingebaut wird (DEAN et al. 1986, TROMP 1995). Das Letztere ist für glaziale Sedimente aus diesem Untersuchungsgebiet von Bedeutung, da eine erhebliche Zufuhr an terrigenem organischem Material stattgefunden hat (SPIELHAGEN 1991, HEBBELN 1991).

## 5. Interpretation der geochemischen...

### 5.3.1. Prozesse im Oberflächensediment.

Die Abnahme des  $C_{org}$ -Gehaltes innerhalb der oberen 1-5 cm Kerntiefe (Abb.4.1 a) ist durch einen Abbau an Material verursacht. Der Abbau kann sowohl durch biologische Respiration als auch durch Reduktion anorganischer Verbindungen stattfinden (CANFIELD et al. 1993). Die  $C_{org}$ -Kurven, die einen starken Abbau im Oberflächensediment, eine Stagnation oder gar leicht erhöhte  $C_{org}$ -Werte in 1-5 cm Kerntiefe und in einigen Fällen eine Abnahme im tieferen Sediment zeigen (Abb. 4.1 a), lassen sich durch vereinfachte Modelle beschreiben (TROMP et al. 1995) (Abb. 5.4): Die Abnahme des organischen Materials im Oberflächensediment ist aerob und verläuft durch biologische Respiration. Das lokale Maximum bzw. der Wendepunkt der Kurve entsteht in einer Tiefe, in der die Grenze für die Bioturbation liegt. Hier wird eine Biodeponierung, ein Mechanismus bei dem Organismen Material bis ins tiefere Sediment transportieren, vermutet. Im Westwind-Trog, wo eine hohe Anzahl von benthischen Filtrierern vorhanden ist (AMBROSE & RENAUD 1995) besitzt das Sediment ein solches  $C_{org}$ -Maximum. Die durchschnittliche Grenze für die Bioturbation wird für die Stationen im nördlichen Trog durch  $^{210}Pb$ -Untersuchungen bei 4 cm festgestellt (ROBERTS et al. 1995). Dies stimmt mit dem Verlauf der  $C_{org}$ -Kurven der Stationen PS2425, PS2426, PS2427, PS2432, PS2434 und PS2437 überein. Die aerobe Respiration dauert an bis entweder das labile organische Material abgebaut oder der Sauerstoff im Porenwasser aufgebraucht ist. Im letzteren Fall findet ein weiterer Abbau durch Nitrat-, Sulfat-, Eisen- und Manganreduktion und durch Methanproduktion (Reduktion von organischem Kohlenstoff) statt (TROMP et al. 1995, CANFIELD et al. 1993).

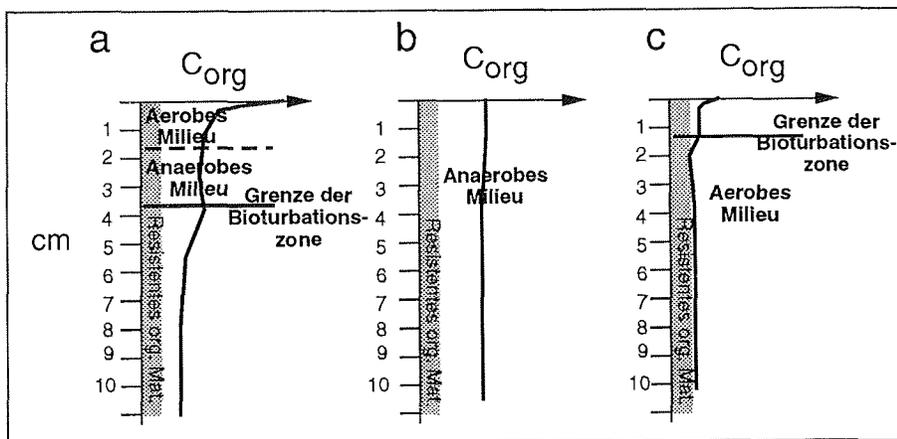
TROMP et al. (1995) zeigen, daß Art und Grad des Abbaus von den Sedimentationsraten bestimmt werden. Verglichen mit diesem Modell können folgende Aussagen gemacht werden (Abb. 5.4):

- Im Westwind-Trog ist das Sediment bis ca. 4 cm bioturbat. Ein Teil des organischen Materials bleibt auch im tieferen Sediment erhalten, welches auf einen Verbrauch des Sauerstoffs und der übrigen Oxidanten hinweist (Abb. 5.4a).
- Im Belgica-Trog (Station PS2413 und PS2415) wird das organische Material erhalten (Abb. 5.4b). Möglicherweise werden alle Oxidanten innerhalb der Bioturbationszone aufgebraucht. Wahrscheinlich ist das Bodenwasser an diesen Positionen schlecht belüftet. Die Sedimentationsrate ist vermutlich gering, da das Oberflächenwasser auf dieser Stelle meereisbedeckt ist (SCHNEIDER & BUDÉUS 1995). Eine eventuelle Zufuhr an resistentem terrigenem organischen Material wird aufgrund der hohen  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte nicht vermutet.

## 5. Interpretation der geochemischen...

-Auf den tiefen Stationen, PS2422, PS2423, PS2429 und PS2430 und auf Station PS2424 ist das organische Material schon im oberen Zentimeter erschöpft. Die Bioturbation findet nur in den ersten Zentimetern statt (Abb. 5.4c). Die tiefen Stationen PS2428 und PS2438 besitzen unterhalb von einem, bzw. zwei Zentimeter etwas mehr  $C_{org}$  als die übrigen Stationen. Die Menge wird möglicherweise wegen Erschöpfung der Oxidanten nicht aufgebraucht.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß im Oberflächensediment eine Abnahme des organischen Kohlenstoffs stattfindet. Die Abnahme kann als Abbau an organischem Material, der über mehrere Prozesse verläuft, erklärt werden. Auf dem Schelf findet nicht nur biologische Respiration sondern auch anorganische Oxidation des organischen Materials statt. Unterhalb der Meereisdecke entlang des Kontinentalhanges wird das labile organische Material, das ohnehin nur in geringen Mengen zugeführt wird, schon im obersten Zentimeter abgebaut.



**Abb.5.4a-c:** Modell zur Beschreibung des Milieus im Sediment in dem organisches Material eingebettet wird (Nach TROMP et al. 1995).  
a: Sauerstoff wird in einer Sedimenttiefe zwischen 1 und 2 cm aufgebraucht. Die Bioturbationszone reicht ca. 4 cm ins Sediment. Ein Teil des labilen organischen Materials wird eingebettet. Dies entspricht dem Milieu im Polynyabereich.  
b: Das Milieu ist anaerob. Der größte Teil des organischen Materials wird ins Sediment eingebaut. Dies entspricht dem Milieu unter der Eisdecke auf dem südlichen Schelf.  
c: Eine niedrige Zufuhr an organischem Material zum Oberflächensediment führt zu einer vollständigen Zersetzung des labilen organischen Materials. Nur resistentes organisches Material wird ins tiefere Sediment eingebaut. Die Grenze der Bioturbationszone befindet sich in ca. 1,5 cm Kerntiefe. Dies entspricht dem Milieu auf dem nordostgrönländischen Kontinentalhang unter dem eisbedeckten Ostgrönland-Strom.

## 5. Interpretation der geochemischen...

Derartige Abbauprozesse können als Reaktion ersten Grades angesehen werden (TROMP et al. 1995). Diese Reaktionen sind von einer Fraktionierung der Kohlenstoffisotope, d.h. von einem kinetischen Isotopieeffekt, begleitet. Die Isotopenwerte im Restmaterial, d.h. im Sediment, sind gegenüber dem Ausgangsmaterial aus der Wassersäule, erhöht. Die Größe des Isotopieeffekts kann mit dem Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$  beschrieben werden (siehe Kap. 1.2).

Außerdem findet eine physikalisch bedingte Veränderung der  $C_{\text{org}}$ -Werte durch Partikelumverteilung statt. Hierzu zählt Bioturbation, Resuspension und zeitbedingte Verdünnung mit anorganischem Material. Diese Prozesse können sowohl zu einer Ab- als auch einer Zunahme in der Tiefe des Sedimentes führen, wobei das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal unverändert bleibt. Beispielsweise entsteht an der unteren Grenze der Bioturbationszone ein lokales  $C_{\text{org}}$ -Maximum. Dieses entsteht wahrscheinlich durch den Abtransport organischen Materials aus der biologisch aktiven Wasser-Sedimentschicht (Biodeponierung). Für spätere quantitative Untersuchungen werden  $C_{\text{org}}$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Meßwerte bis unterhalb der Grenze der Bioturbationszone einbezogen um einen Effekt der Umlagerung des organischen Materials auszugleichen.

### 5.3.2. Die Berechnung des Anreicherungsfaktors $\epsilon$ der Frühdiagenese.

Um die Größe des isotopischen Anreicherungsfaktors,  $\epsilon$ , der mit dem Abbau von organischem Material im Oberflächensediment verbunden ist, zu finden, wird die Formel (4), Kapitel 1 verwendet (siehe auch Abb. 1.3, Kurve a).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{s,m}} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{s,0}} - \epsilon) + f\epsilon \quad (4)$$

Trägt man  $f$  gegen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{s,m}}$  auf, ergibt sich  $\epsilon$  als Steigung der Geraden.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{s,m}}$  ist der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert im Sediment und  $f = \phi_{\text{s,m}} / \phi_{\text{s}}$  kann als Verhältnis zwischen dem  $C_{\text{org}}$ -Gehalt im tieferen Sediment und in 0 cm ausgedrückt werden;  $f = (C_{\text{org,Sed.}} / C_{\text{org, 0 cm}})$ . Dabei wird angenommen, daß die Resuspension entweder unbedeutend ist oder, daß sie sich nur auf einen Teil des nicht abgebauten organischen Materials auswirkt und deshalb nicht berücksichtigt werden muß. Die Resuspension ist im letzteren Fall negativer im ohnehin unbekanntem  $C_{\text{org}}$ -Fluß,  $\phi_{\text{s,m}}$  aus der Wassersäule.

Im tiefen Sediment wirken nicht nur die rezenten Abbauprozesse sondern auch das Paläomilieu auf die gemessenen Parameter ein.

## 5. Interpretation der geochemischen....

Für jeden Kern wurde ein Bereich ausgewählt, in dem eine Abnahme an  $C_{org}$  und eine Zunahme an  $\delta^{13}C_{org}$  gegenüber den Werten bei 0 cm vorhanden waren. Dabei wurde aber mindestens eine Probe unterhalb der Bioturbationszone einbezogen um den Effekt einer eventuellen Umlagerung des Materials zu minimieren (siehe Anhang 4 und Abb. 4.1 und 4.2). Diese Auswahl konnte bei den meisten Kernen erfolgreich durchgeführt werden. Nur für den Kern PS2420-3 waren nicht genügend Isotopenmessungen aus dem Oberflächensediment vorhanden um die typische Form des Abbaus zu beschreiben. Die Abbildung 5.5 zeigt die  $(f, \delta^{13}C_{s,m})$ -Kurven für die 18 Kerne.

Um den Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$ , als Steigung der  $(f, \delta^{13}C_{s,m})$ -Kurve für jede Station zu bestimmen wurde eine zusätzliche Annahme gemacht: Das Material, das im überstehenden Wasser aufgewirbelt war, und abgesaugt wurde, wird für 0 cm Sediment angegeben und als Wasser-Sedimentschicht definiert. Dann wurden bei der nachfolgenden linearen Regression der  $(f, \delta^{13}C_{s,m})$ -Kurven die  $C_{org}$  und  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte bei 0 cm festgehalten; d.h. die Regressionsgerade muß durch diesen Punkt gehen. Dieses Verfahren ist notwendig um eine eventuelle Umlagerung des organischen Materials auszugleichen und um eine lineare Regression auch dann durchzuführen, wenn die Zahl der Meßpunkte der einzelnen Kerne nicht ausreichend ist.

Die Berechnungen der Anreicherungsfaktoren ergaben Werte zwischen  $\epsilon = -0,4$  und  $-3,0\%$ . Der Durchschnitt betrug  $-1,8 \pm 0,7\%$ . (siehe Histogramm, Abb. 5.5).

Die Anreicherungsfaktoren,  $\epsilon$ , die die Frühdiagenese begleiten, lassen sich für 18 Positionen des nordostgrönländischen Polynyagebietes berechnen. Dabei ist die Methode der Probennahme bedeutend, denn durch die Isolierung des Materials, das im Restwasser im Multicorer-Rohr aufgewirbelt war, konnten Messungen an Material, das annähernd dem tatsächlichen Ausgangsmaterial entspricht, durchgeführt werden. Außerdem hat die Beprobung des obersten Zentimeters der Kerne in 5 mm Scheiben einen zusätzlichen Meßpunkt zu den  $(f, \delta^{13}C_{org})$ -Kurven geliefert. Im Vergleich dazu waren die Untersuchungen von DEAN et al. (1986), die keine Veränderungen der  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte ergaben, an Kastengreiferproben in Tiefen von z.B. 1-2, 7-8, 13-16 cm usw. durchgeführt worden. Es muß angenommen werden, daß der wesentlichste Teil des Abbaus schon oberhalb dieser Tiefen abgelaufen war.

## 5. Interpretation der geochemischen...

Die vereinzelt auftretenden Fraktionierungseffekte, die vom Mittelwert stark abweichen (z.B. an den Stationen PS2438, PS2424 oder PS2423), könnten ein Anzeichen für Fehler sein, die während der Probenahme oder Aufbereitung entstanden sind. Vor allem werden die Meßwerte von dem ins Wasser aufgewirbelten Material (mit "0 cm" gekennzeichnet), durch die Fixierung der Werte in den Berechnungen überbewertet. Eine Verbesserung der Methode könnte erreicht werden wenn die ganze Bioturbationszone mit der größtmöglichen Auflösung beprobt würde. Die Methode ist unabhängig von einer Festlegung der Kerntiefe. Dann wäre es wahrscheinlich möglich, eine lineare Regression ohne festgehaltenen Anfangspunkt durchzuführen.

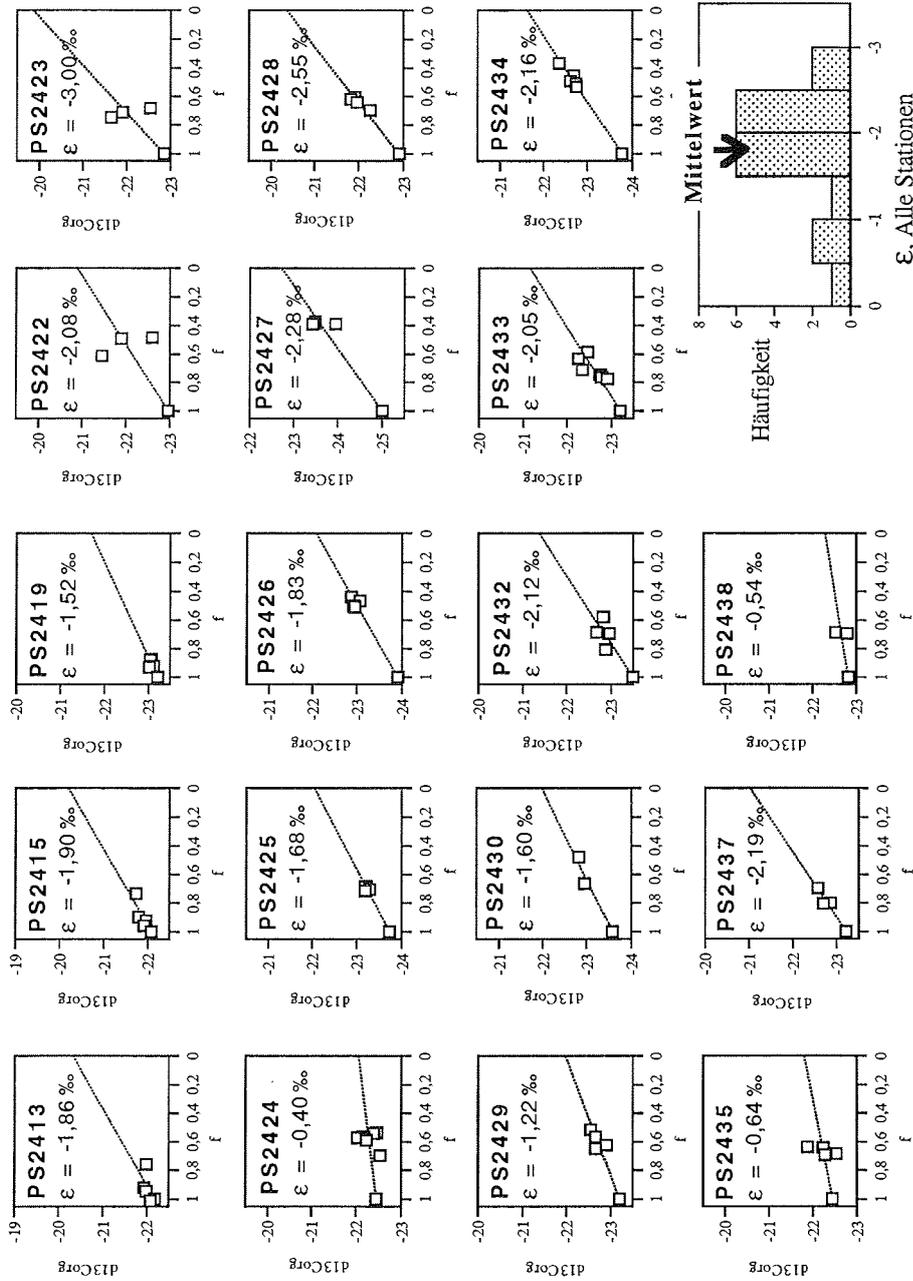
Um eine statistische Signifikanz anhand der Meßdaten dieser Arbeit zu erreichen, sollen die Ergebnisse der Berechnungen des Anreicherungsfaktors  $\epsilon$ , als Durchschnitt für die gesamte Polynya betrachtet werden, der bei  $-1,8 \pm 0,7\%$  liegt. Einige Sedimentkerne zeigen in der Oberfläche nur einen geringen Abbau an organischem Kohlenstoff (z.B. Kern PS2413-3 und PS2415-3). Deshalb ist die Berechnung von  $\epsilon$  mit einer großen Unsicherheit behaftet. Da aber die errechneten Werte innerhalb des Bereiches der übrigen Kerne liegen, werden sie bei der Berechnung des Mittelwertes trotzdem berücksichtigt.

Es muß erwähnt werden, daß es sich hier um ein Pilotprojekt handelt, das nur einen kleinen geographischen Bereich umfaßt. Es wäre interessant zum Vergleich die gleichen Untersuchungen in anderen Gebieten, z.B. der Tiefsee oder niedrigeren Breitengraden durchzuführen.

Da der Abbau des organischen Materials mit einem kinetischen Isotopieeffekt verbunden ist, hängt die Größe des Anreicherungsfaktors,  $\epsilon$  von der Wassertemperatur ab (HAYES 1993). Auf dem Schelf, wo das Bodenwasser durch den Eintrag von Wasser atlantischer Herkunft beeinflusst ist, liegt die Temperatur im Bereich  $-0,5$  bis  $+1^\circ\text{C}$  (BUDÉUS & SCHNEIDER 1996). Nur Wasser der Station PS2438 bei fast 3000 m Wassertiefe hat wahrscheinlich seinen Ursprung im tiefen Arktischen Ozean, wo die Temperatur niedriger ist (CRONIN et al. 1995). Die graphische Darstellung der berechneten  $\epsilon$ -Werte gegen die Temperatur ergab keine eindeutige Korrelation, der auch aus folgenden Gründen nicht sinnvoll ist: Die

**Abb. 5.5:** Darstellung der  $f$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von 18 Sedimentkernen, die zur Berechnung der Anreicherungsfaktoren,  $\epsilon$ (Oberflächensediment) verwendet wurden (Vergleich Abb. 4.2). Das Histogramm zeigt die Verteilung der berechneten  $\epsilon$ -Werte. Der Pfeil zeigt den Mittelwert an.

5. Interpretation der geochemischen...



## 5. Interpretation der geochemischen...

$\epsilon$ -Werte sollten wegen der nicht ausreichenden statistischen Signifikanz nicht einzeln betrachtet werden. Der Temperaturbereich ist außerdem zu schmal.

### 5.3.3. Die Prozesse im Wasser.

Wenn man die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte aus dem Bodenwasserschöpfer-Material im Vergleich zu denen aus dem Oberflächensediment betrachtet (Abb. 5.6), zeigen die höheren Werte im Sediment, daß - wie zu erwarten - ein Abbau des organischen Materials im Bodenwasser stattgefunden hat, der zu einer Fraktionierung der Kohlenstoffisotope führt.

Der prozentuale Gehalt an  $\text{C}_{\text{org}}$  im suspendierten Material aus dem Bodenwasserschöpfer ist dabei auch höher als im Oberflächensediment derselben Stationen (vergleiche RITZRAU 1994) (siehe Anhang 5). Dennoch spielen wegen der Labilität des Bodenwassers die Resuspension und Verdünnungseffekte wahrscheinlich eine noch größere Rolle als im Sediment.

Da die Isotopenmessungen am Material aus dem Bodenwasserschöpfer keine deutlichen Unterschiede zeigen wird angenommen, daß es sich um gleichartiges Material handelt. Deshalb wurde bei den folgenden Berechnungen des Anreicherungs-faktors,  $\epsilon$ , der mit dem Abbauprozess in der bodennahen Nepheloidschicht verbunden ist, ein Durchschnittswert von  $-25,64\%$  für das Bodenwasser-material aller Stationen verwendet. Der prozentuale  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt konnte für neun der neunzehn Stationen (PS2413, PS2415, PS2419, PS2420, PS2425, PS2426, PS2427, PS2432 und PS2437) anhand der Daten von RITZRAU (1994) berechnet werden (Anhang 5). Dies beinhaltet also auch Stationen, bei denen keine Isotopenmessungen an Material aus dem Bodenwasser vorliegen. Die graphische Darstellung der ( $f$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )-Kurven für das Material aus dem Bodenwasser ist in Abb. 5.7 gegeben. Eine lineare Regression wird anhand aller Daten durchgeführt, wobei der Punkt (1;  $-25,64$ ), als Anfangspunkt der neun Stationen neunmal mitgezählt wird. Dabei entsteht ein Durchschnittswert von  $\epsilon = -3,8 \pm 0,8\%$  für die neun Stationen.

Die berechneten Anreicherungs-faktoren für die Abbauprozesse im Bodenwasser sind deutlich größer als für die des Oberflächensediments. Obwohl die Daten nicht ausreichen um eine statistische Signifikanz für die einzelnen Stationen zu erstellen, soll der Einfluß der Resuspension auf die Größe der Fraktionierung, also auf den  $\epsilon$ -Wert, diskutiert werden.

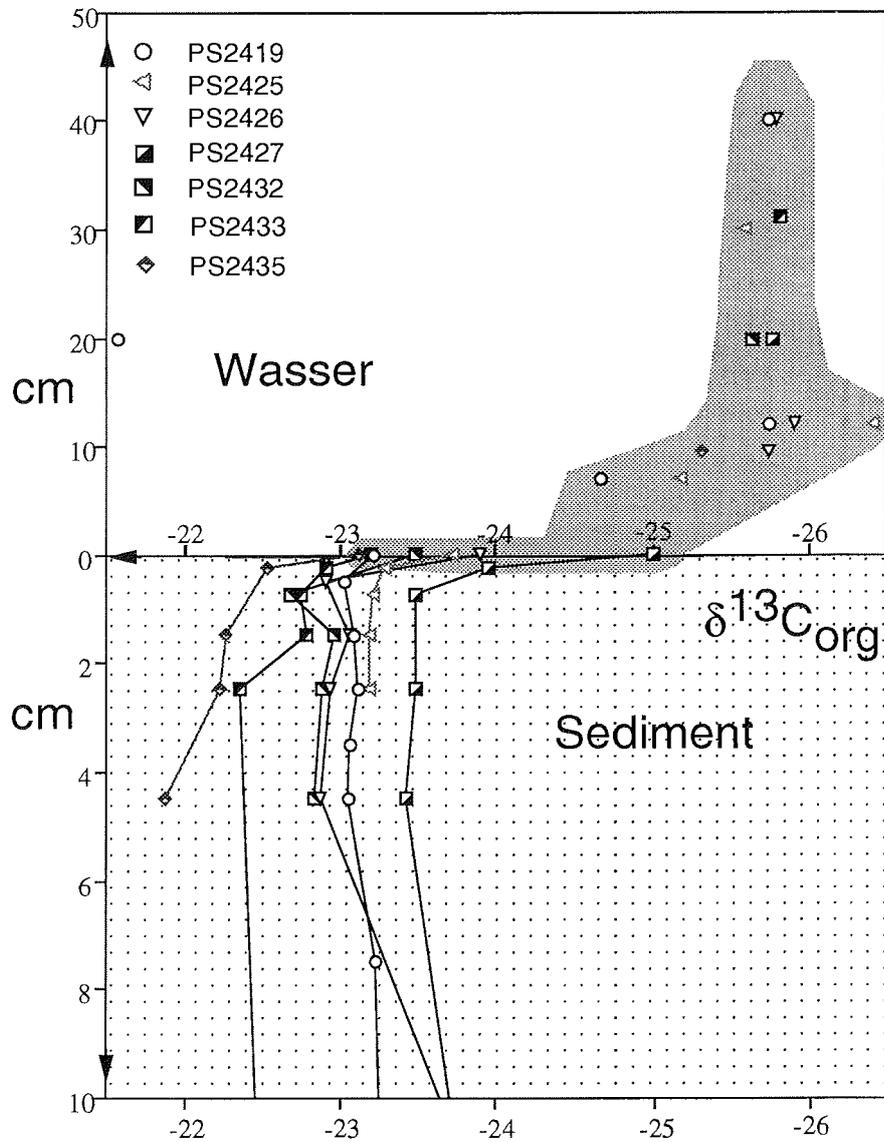


Abb. 5.6:  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte im organischen Material aus dem Bodenwasser und im Oberflächensediment von denselben Positionen.

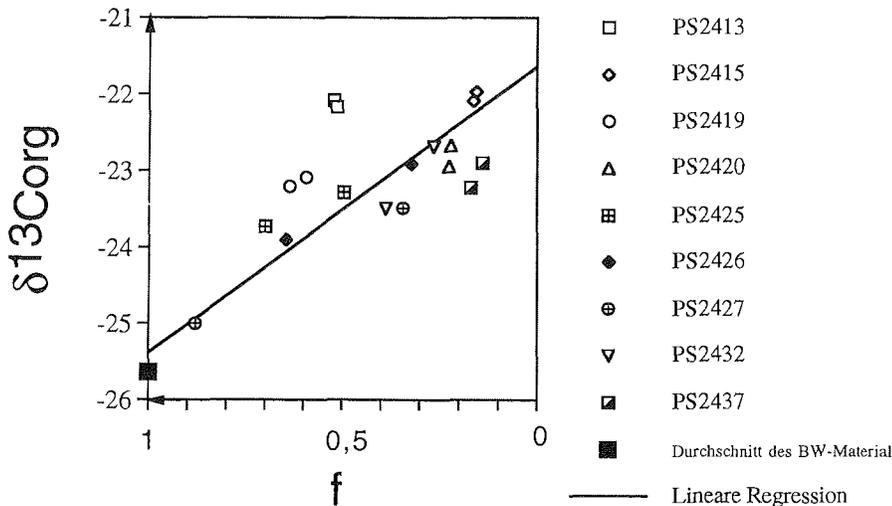


Abb. 5.7: Darstellung der  $f$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Bodenwassermaterials und des Oberflächensedimentes, die zur Berechnung des Anreicherungs-faktors,  $\epsilon(\text{Bodenwasser})$  verwendet wurden (Vergleich Abb. 4.2).

Ein Durchschnittswert von  $\epsilon = -3,8\%$  entspricht 3-4 trophischen Niveaus in der Nahrungskette (FRY & WAINRIGHT 1991) und spricht also für eine sehr große heterotrophische Aktivität in der bodennahen Nepheloidschicht. Wie früher erwähnt, trägt die Resuspension des Bodenmaterials zu einer Vermischung des organischen Materials des Bodenwassers und des Oberflächensedimentes bei. Bei der Resuspension hat das organische Material eine längere Verweilzeit im Bodenwasser. Außerdem sind größere Mengen von Partikeln vorhanden, die einen Siedlungsort für Mikroorganismen bieten (RITZRAU 1994). Dies ermöglicht eine größere Artenvielfalt und damit einen Anstieg des trophischen Niveaus im Bodenwasser. Die erhöhte Respiration allein würde zu höheren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte führen, da der Grad des Abbaus größer ist. Dies beeinflusst aber nicht den  $\epsilon$ -Wert, der die Fraktionierung bei einem vollständigen Abbau beschreibt.

RITZRAU (1994) konnte weiterhin zeigen, daß die zellspezifische Aktivität der Bakterien im bodennahen Bereich erheblich höher war als in der übrigen Wassersäule. Wahrscheinlich führt eine derart hohe Stoffaufnahme in den einzelnen Organismen zu der großen Fraktionierung der Kohlenstoffisotope im organischen Material aus der bodennahen Nepheloidschicht.

Eine erhöhte heterotrophe Aktivität an der Station PS2427 (RITZRAU 1994), die im Vergleich mit den anderen Stationen anscheinend

#### 5. Interpretation der geochemischen...

nicht mit einer erhöhten Fraktionierung verbunden ist (Abb. 5.5), ist wahrscheinlich auf eine erhöhte Zufuhr an (möglicherweise terrestrischem) organischem Material zurückzuführen. Die Menge an organischem Material ist im Oberflächensediment hoch (Abb. 4.5 a) und führt zum höchsten Sauerstoffverbrauch im Oberflächensediment der gesamten Stationen (RITZRAU, unveröffentlichte Daten). Der Abbau des organischen Materials wird durch die Erschöpfung der Oxidanten, vor allem des Sauerstoffs limitiert. Dadurch ist  $C_{org}$  (mit niedrigen  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten) auch im tieferen Sediment erhalten (Abb. 4.1 a und 4.2 a).

Nicht nur die bakterielle Zersetzung trägt zum gesamten Abbau des organischen Materials bei. Ein großer Teil des zugeführten Materials wird von Filtrierern aufgefangen und zersetzt (W. AMBROSE pers. Mitteilung). Auch unterschiedliche Benthosgemeinschaften sind wahrscheinlich für unterschiedliche Größen des Anreicherungs-faktors verantwortlich.

Die große Fraktionierung der Kohlenstoffisotope im organischen Material in der Bodennepheloidschicht spiegelt sich in den benthischen Organismen im Polynyabereich wider. Stachelhäuter, die das Bodensediment abweiden, besitzen erheblich höhere  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte (-18 bis -20‰) als Filtrierer, die suspendiertes Material aus dem Bodenwasser abgrasen (-21 bis -23‰) (HOBSON et al. 1995).

#### 5.4. Die absoluten Isotopen-Werte im Sediment.

Die Prozesse, welche zu den Veränderungen der  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte des organischen Materials beim Einbau ins Sediment führen, werden hier zusammengefaßt (siehe außerdem Abb. 5.8).

Drei Faktoren sind für die Entstehung der absoluten Isotopenwerte im Sediment wichtig: 1) Der Isotopenwert des Ausgangsmaterials, 2) Die Größe des Abbaus des organischen Materials und 3) Die Größe der Fraktionierung, die bei den Abbauprozessen stattfindet.

1) Die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte des Ausgangsmaterials.

- Der Isotopenwert des Ausgangsmaterials ist essentiell für den Isotopenwert im Sediment. Er gibt eine untere Grenze für den absoluten  $\delta^{13}C_{org}$ -Wert im Sediment
- Terrestrisches organisches Material aus NO-Grönland läßt sich nicht anhand der  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte von marinem organischem Material aus dem Polynyagebiet unterscheiden.

5. Interpretation der geochemischen...

2) Die Größe des Abbaus:

- Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im organischen Material werden bei Abbauprozessen in der Wassersäule, im Bodenwasser und im Oberflächensediment zu höheren Werten verschoben.
- Bei einer Erschöpfung des Sauerstoffs und der übrigen Oxidanten kann organisches Material mit unveränderten (niedrigen) Isotopenwerten ins Sediment eingebaut werden.
- Auch im Sediment spielt der Grad des Abbaus natürlich eine Rolle für die Isotopenwerte im tieferen Sediment. Dabei werden z.B. sehr hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte unterhalb der Sedimentoberfläche der Kerne vom Kontinentalhang erreicht, wo beinahe das gesamte organische Material abgebaut worden ist. Im Belgica-Trog dagegen wird nur wenig Material im Sediment abgebaut und die Veränderung der Isotopenwerte ist geringfügig. Wichtig sind hier wahrscheinlich

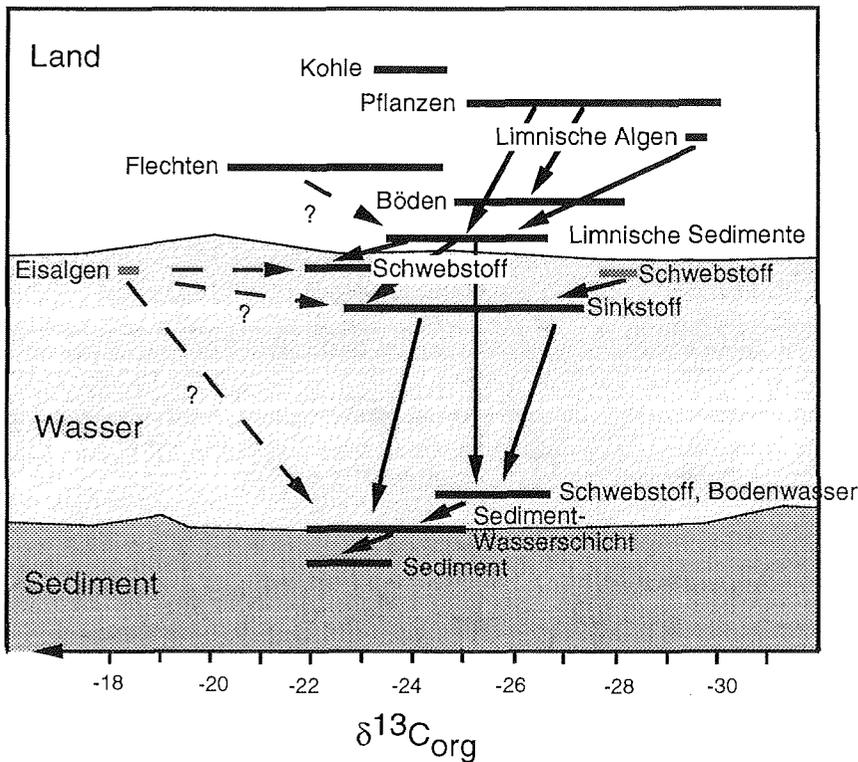


Abb. 5.8: Schematische Zusammenfassung der Ergebnisse der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen. Die schwarzen Balken stellen den Bereich der Meßwerte dar. Die Pfeile symbolisieren Prozesse die zu veränderten, höheren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten führen. Eisalgen und Flechten tragen durch Vermischung des Materials zu niedrigeren Werten bei (gestrichelte Pfeile).

#### 5. Interpretation der geochemischen...

sowohl die Belüftung des Bodenwassers als auch die Artenzusammensetzung des Benthos.

- Terrigenes organisches Material, z.B. Kohle oder Ton-Siltsteine gelten als resistent gegen Abbauprozesse. Ein Eintrag von terrigenem organischem Material führt zu einem erhöhtem Gehalt an  $C_{org}$  im Sediment. Die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte sind dabei unverändert (niedrig).

#### 3) Die Größe der Fraktionierung.

- Die Größe der Fraktionierung ist temperaturabhängig. Bei einer niedrigen Temperatur ist die Fraktionierung groß.
- Es besteht ein großer Unterschied zwischen der Größe der Fraktionierung im Bodenwasser und im Oberflächensediment. Der Abbau von organischem Material im Oberflächensediment ist im nordostgrönländischen Polynyagebiet mit einem durchschnittlichen Anreicherungsfaktor von  $\epsilon = -1,8\text{‰}$  behaftet. Es ist anzunehmen, daß unterschiedliche Abbaureaktionen, z.B. biologische Respiration gegen anorganische Oxidation und unterschiedliche Benthoszusammensetzungen zu unterschiedlichen Fraktionierungen führen. Dies läßt sich aber in dieser Arbeit nicht nachvollziehen.

Die Werte der Anreicherungsfaktoren,  $\epsilon$  bei Abbauprozessen im Bodenwasser liegen dagegen im nordostgrönländischen Polynyagebiet um  $-3,8\text{‰}$ .

- Möglicherweise spielt sowohl eine große zellspezifische Aktivität in Bakterien im Bodenwasser als auch ein Anstieg der Nahrungskette in der bodennahen Nepheloidschicht eine Rolle für die größere Fraktionierung.
- Die Resuspension von organischem Material aus dem Sediment erhöht die Verweilzeit des Materials im Bodenwasser, wo erhöhte heterotrophe Aktivität zu einer größeren Fraktionierung führt. Deshalb führt Resuspension zu höheren  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten.

#### 5.4.1. Die Verwendung des $\delta^{13}C_{org}$ -Signals in paläoklimatischen Untersuchungen.

Abbildung 5.9 stellt eine schematische Darstellung der Prozesse in einem polaren Ökosystem dar, die zu bestimmten  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten im Sediment führen. Die Artenzusammensetzung des marinen Ökosystems läßt sich nicht durch dieses einfache Bild fassen. Es zeigt sich hier, daß die meisten Prozesse, die vorwiegend in einem wärmeren Klima ablaufen, zu höheren  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten führen. Dagegen liefert der Eintrag von resistentem organischem Material,

5. Interpretation der geochemischen...

z.B. in Ton-Siltsteinen oder Kohle niedrige  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte. Der Eintrag von terrigenem Material fand hauptsächlich durch erhöhten Eisbergtransport während der Eiszeiten und der Übergangszeiten zu einem wärmerem Klima statt.

Der Eintrag von Eisalgen und der Einfluß der Sedimentationsrate auf den Abbau im Oberflächensediment können nicht eindeutig mit dem Klima korreliert werden. Hier spielen die Eisbedeckung, Kalbungsraten und die Position der Eisrandzone eine entscheidende Rolle für die Auswirkung auf das Isotopensignal im Sediment.

Der marine Kohlenstoff-Kreislauf ist komplex. Organisches Material wird in der Wassersäule (FISCHER 1989), in der Nahrungskette (z.B. HOBSON et al. 1995) und durch Abbauprozesse in der Boden-nepheloidschicht (diese Arbeit) umgesetzt, wobei die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope sich verändert. Deshalb muß die Verwendung an  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen am gesamten organischen Material

	Prozeß	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte			
		Hohe -21	Niedrige -23	Niedrige -25	Niedrige -27
Der Prozeß ist während eines warmen Klimas dominant  <b>Wassertemperatur erhöht</b>  <b>Wenig Eisbedeckung</b>	Hohe Wachstumsraten des Phytoplanktons	X			
	Höheres Niveau der Nahrungskette	X			
	Abbau des terrestrischen organischen Material während des Transportes zum Meeresboden	X			
	Abbau in der Boden-nepheloidschicht und im Sediment	X			
	Belüftung des Bodenswassers	X			
	Resuspension	X			
Der Prozeß ist während eines kalten Klimas dominant  <b>Eisbergtransport</b>	Eisalgen	X			
	Eintrag von resistentem organischen Material terrigener Herkunft				X
	Hohe Sedimentationsrate				X

Abb. 5.9:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im Sediment als Indikator für das Paläoklima: Schematische Darstellung der Veränderung der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte. In der letzten Spalte wird angegeben, welche  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte bei den in der mittleren Spalte angegebenen Prozessen überwiegend zu erwarten sind.

#### 5. Interpretation der geochemischen....

des Sedimentes zur Beschreibung des Paläo-CO<sub>2</sub>-Partialdrucks als sehr unsicher angesehen werden. Empfehlenswert wäre dagegen die Verwendung von Isotopenmessungen an isolierten "Biomarkern" z.B. Alkenonen, die bestimmten Phytoplanktongruppen zugeordnet werden können (FRANCOIS et al. 1993, JASPER & HAYES 1990, MASLIN et al. 1996). Derartige Meßmethoden schließen eine Veränderung des organischen Materials in der Wassersäule und der Bodennepheloidschicht und damit veränderte Isotopenwerte weitgehend aus.

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen des ostgrönländischen Kontinentalrandes und der westlichen Fram-Straße.

Die Sedimentkerne der Mündung des Kong-Oscar-Fjords und des nordostgrönländischen Kontinentalrand bei 80°N (siehe Tab. 3.3) können nach den Charakteristika verschiedener Parameter in Sequenzen eingeteilt werden. Diese Sequenzen wiederholen sich zum Teil in den anderen Kernen derselben Regionen. Alle gemessenen Parameter und die Zuordnung der Multicorekerne zu den Schwerelotkernen sind in den Abbildungen 6.1-6.7 gezeigt und im Anhang 6 aufgelistet.

### 6.1. Die geochemischen Messungen.

Kong-Oscar-Fjord: Der Wassergehalt beträgt in den Kernen, PS1733-2 und PS1735-1 ca. 40% und nimmt in schmalen IRD-reichen Sequenzen auf ca. 20% ab. In PS1734-2 beträgt er in den oberen 50 cm ca. 30-40% und im tieferen Sediment ca. 20 %.

80°N: Der Wassergehalt wurde nur in den langen Kernen gemessen. Der Schelfkern PS2419-4 hat mit unter 20% Wasser im ganzen Kernstück den geringsten Wassergehalt aller Kerne. In den drei östlichen Kernen liegt der gemessene Wassergehalt etwas über 20%. In kleineren Sequenzen steigt der Wassergehalt bis auf 25-35% an.

Kong-Oscar-Fjord: Die Karbonatwerte liegen zwischen 5 und 10% CaCO<sub>3</sub> und nehmen nur im Oberflächensediment sehr geringe Werte an.

80°N: Alle Kerne haben Sedimentsequenzen mit ziemlich konstanten Karbonatgehalten, die sich durch Sprünge voneinander unterscheiden. Die typischen Werten liegen zwischen 5 und 15% mit Scheitelwerten über 20 %.

Kong-Oscar-Fjord: Die C<sub>org</sub>-Gehalte schwanken in den zwei nördlicheren Kernen (PS1733-2, PS1735-1) zwischen ca. 0,2 und mehr als 1% C. Der südliche Kern (PS1734-2) hat einen sehr geringen Gehalt an C<sub>org</sub> mit weniger als 0,5%.

80°N: Entsprechend dem Karbonatgehalt zeigen die verschiedenen Sedimentsequenzen deutliche Unterschiede in den C<sub>org</sub>-gehalten, die aber innerhalb einer Sequenz ziemlich konstant bleiben. Die höchsten Werte liegen um 1%C.

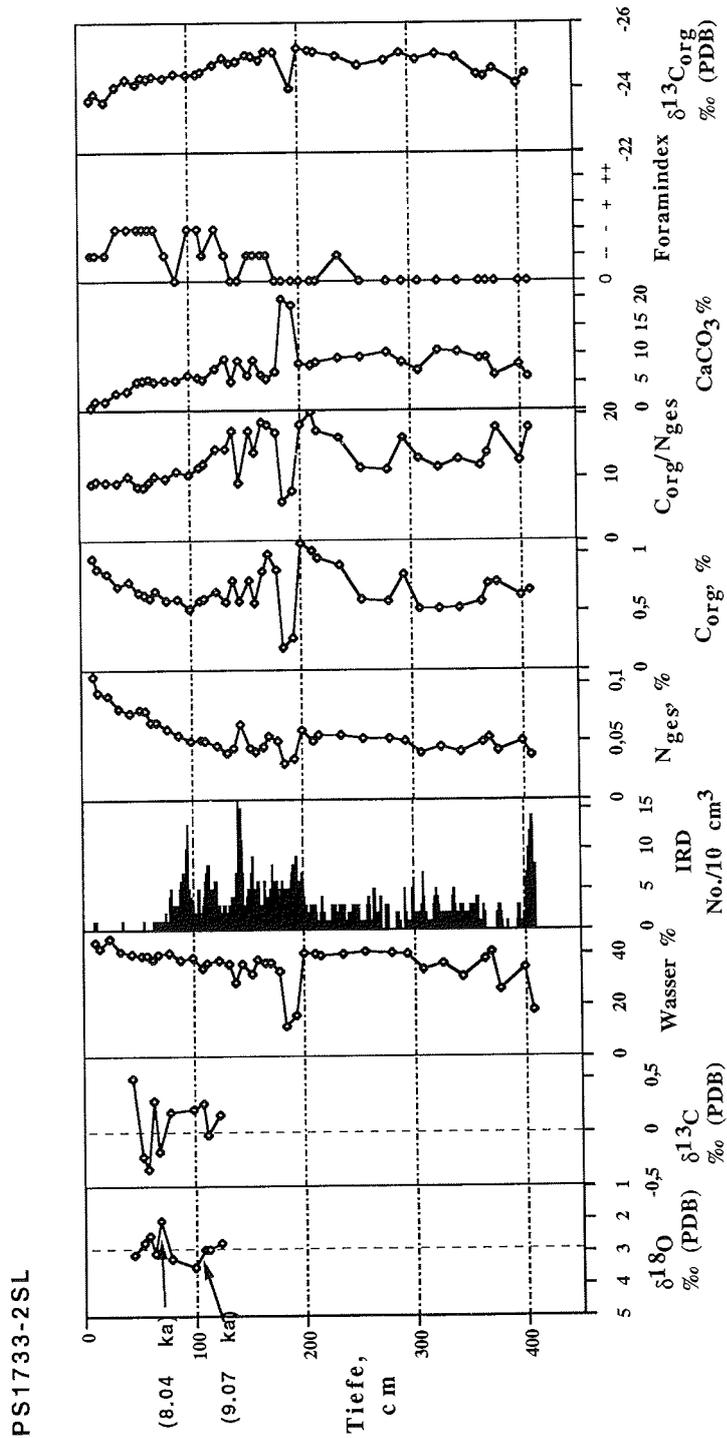


Abb. 6.1:  $\delta^{18}\text{O}$  (pachyderma)-Werte,  $\delta^{13}\text{C}$  (pachyderma)-Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff,  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Kerns PS1733-2.

PS1734-2SL

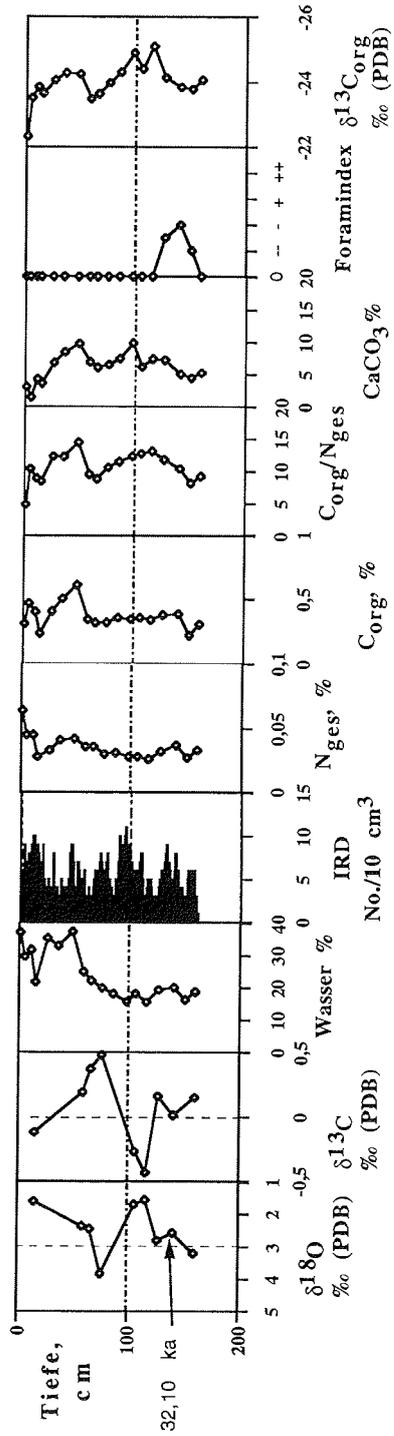


Abb. 6.2:  $\delta^{18}\text{O}$  (pachyderma)-Werte,  $\delta^{13}\text{C}$  (pachyderma)-Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff,  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Kerns PS1734-2.

PS1735-1SL

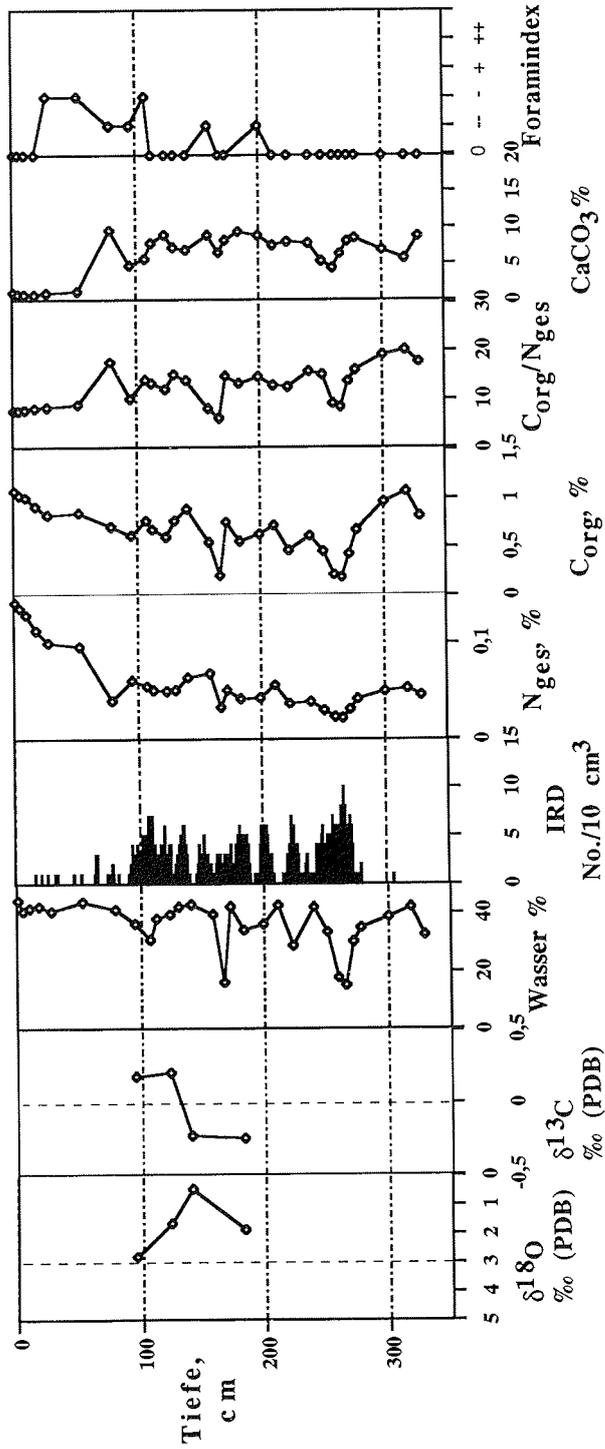
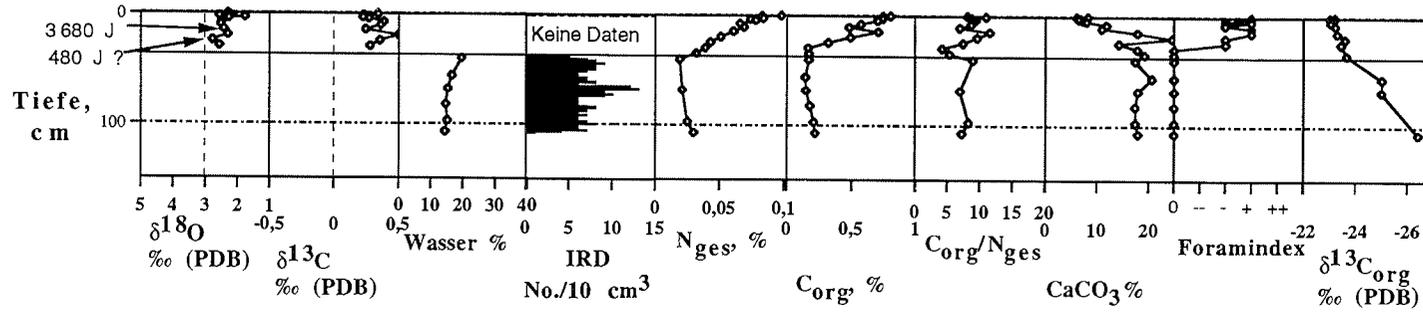


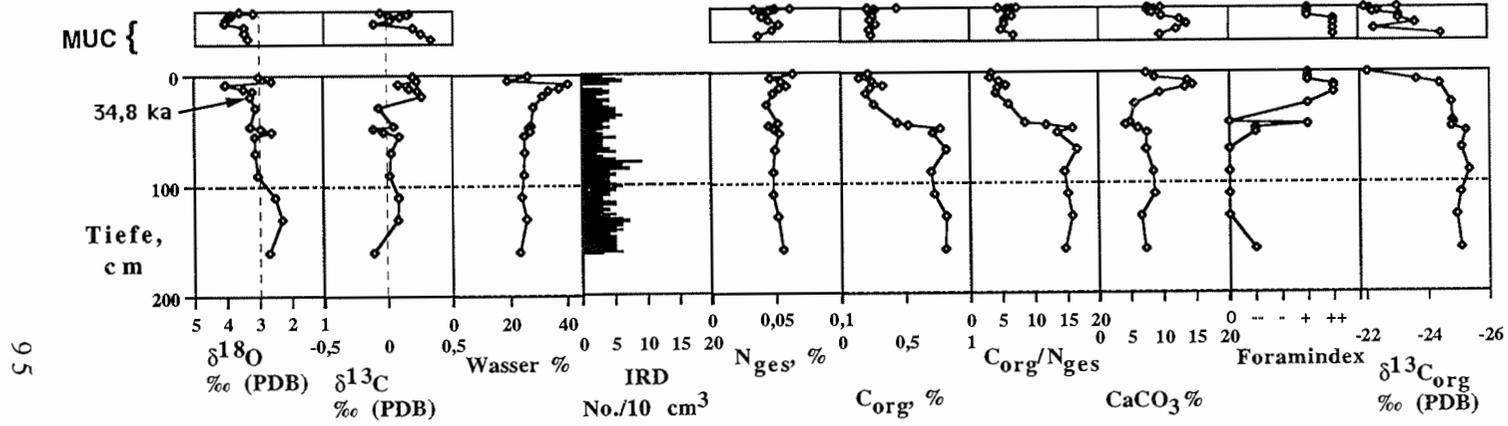
Abb. 6.3:  $\delta^{18}\text{O}$  (pachyderma)-Werte,  $\delta^{13}\text{C}$  (pachyderma)-Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff, Corg/Nges-Verhältnisse, Karbonatgehalte und geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen des Kerns PS1735-1.

PS2419-4 SL & PS2419-3 MUC



94 **Abb. 6.4:**  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{pachyderma})}$ -Werte,  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{pachyderma})}$ -Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff,  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2419-3 & 4.

PS2422-2 MUC & PS2422-3 SL



95

Abb. 6.5:  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{pachyderma})}$ -Werte,  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{pachyderma})}$ -Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff,  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2422-2 & 3.

6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

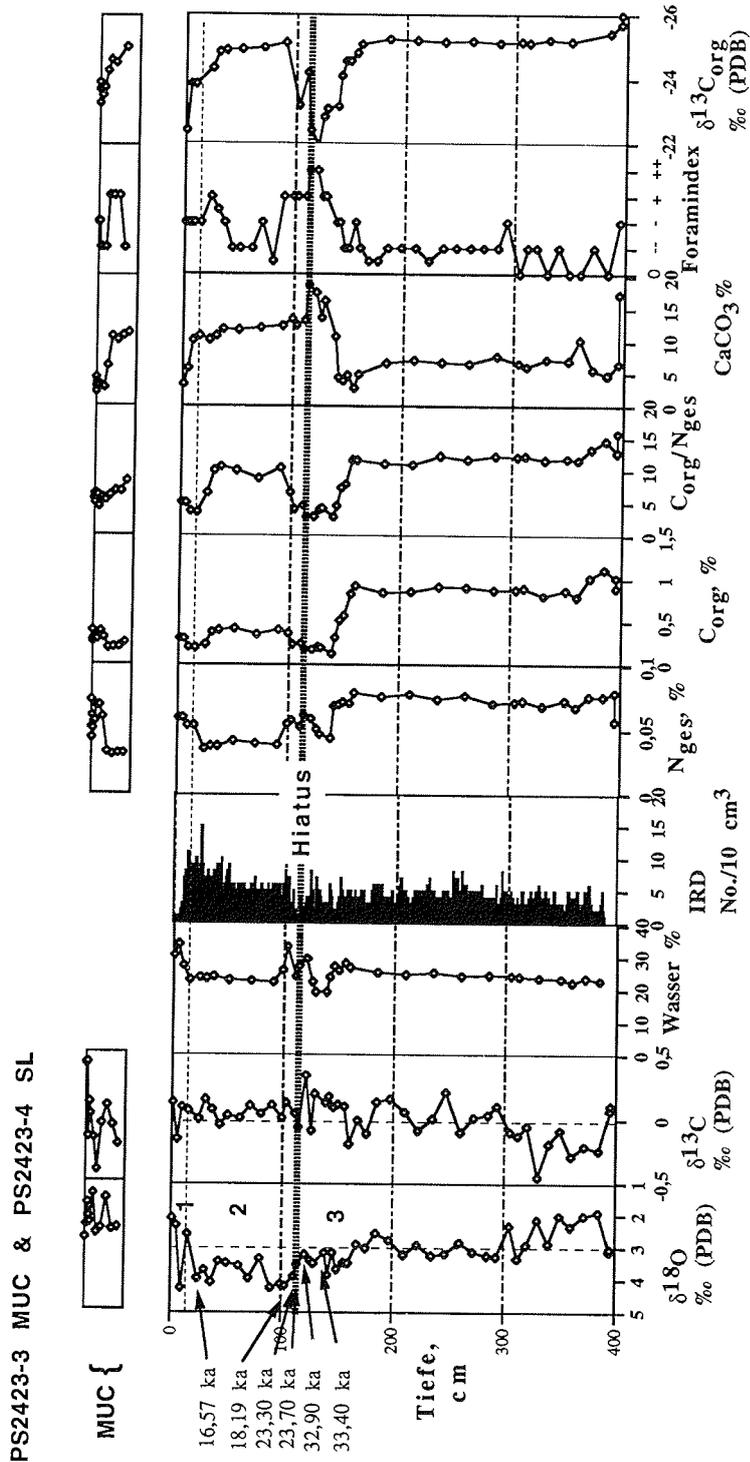


Abb. 6.6:  $\delta^{18}\text{O}$  (pachyderma)-Werte,  $\delta^{13}\text{C}$  (pachyderma)-Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff, Corg/Nges-Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2423-3 & 4.

PS2424-1 SL & PS2424-2 MUC

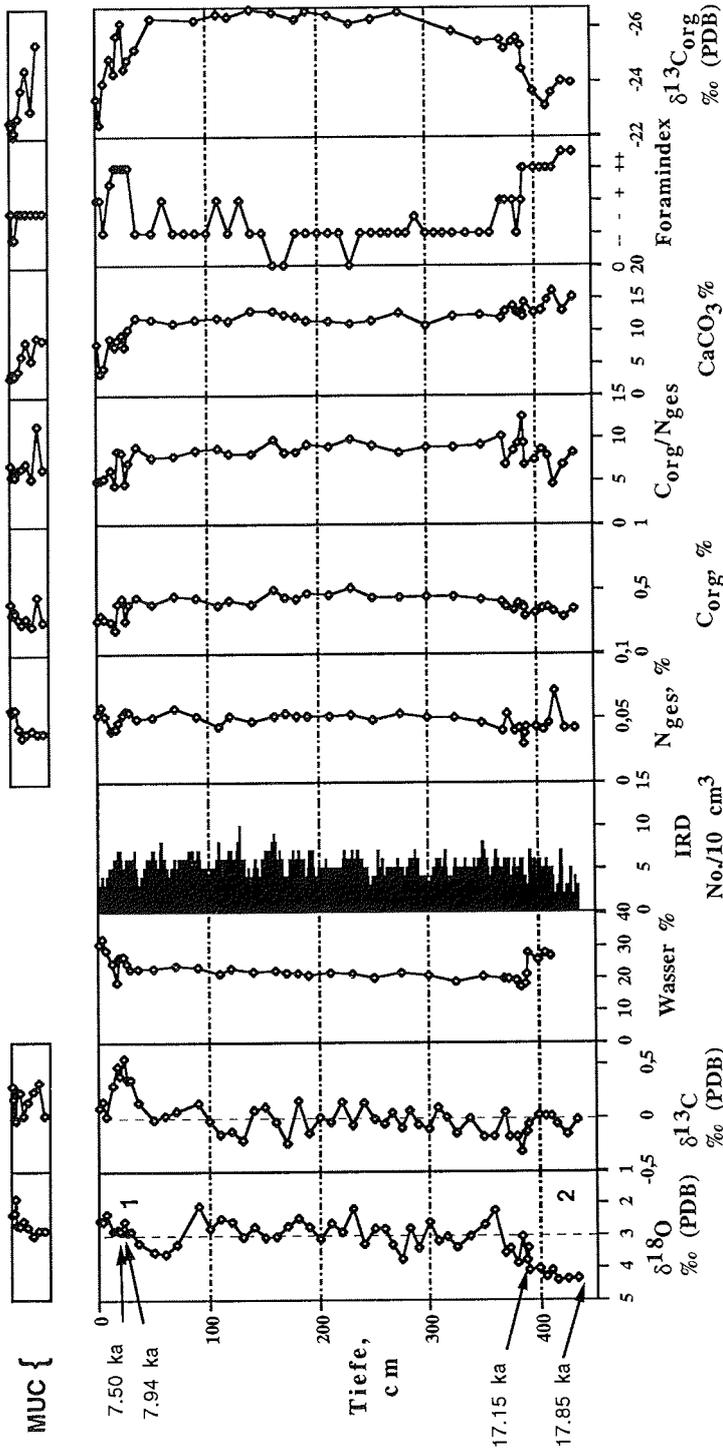


Abb. 6.7:  $\delta^{18}\text{O}$  (pachyderma)-Werte,  $\delta^{13}\text{C}$  (pachyderma)-Werte, Wassergehalte, IRD-Gehalte, Stickstoffgehalte, Gehalte an organischem Kohlenstoff,  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Verhältnisse, Karbonatgehalte, geschätzte Menge an planktischen Foraminiferen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Kerne PS2424-1 & 2.

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

Kong-Oscar-Fjord: Die Stickstoffgehalte schwanken zwischen ca. 0,02 und 0,15% N. Sie sind an der Oberfläche am höchsten und nehmen nach unten hin gleichförmig ab.

80°N: Der N-Gehalt der drei östlichen Kerne (PS2424-1, PS2423-4, PS2422-2) zeigt im Oberflächensediment und in den unteren 45 cm des Kerns PS2424-1 Schwankungen im Bereich um 0,05% N. Im tieferen Sediment besitzen die verschiedenen Sedimentsequenzen unterschiedliche aber ziemlich konstante N-Werte. Die Werte liegen zwischen 0,04 und 0,07% N. Der Schelfkern (PS2419-3 & 4) zeigt in den oberen 40 cm eine fast lineare Abnahme von 0,1 bis auf ca. 0,02% N. Im unteren Teil bleibt der Wert beinahe konstant bei 0,02% N.

Kong-Oscar-Fjord: Die C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>-Verhältnisse liegen für die beiden nördlichen Kerne (PS1733-2 und PS1735-1) zwischen 8 und 22. Für PS1734-2 sind sie etwas niedriger und liegen zwischen 5 und 15. Im Oberflächensediment aller Kerne sind die C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>-Verhältnisse niedriger als im tieferen Sediment.

80°N: Da die C<sub>org</sub> und N<sub>ges</sub> Werte in den unterschiedlichen Sedimentsequenzen konstant sind, gilt dies auch für die C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>-Verhältnisse. Die Werte liegen zwischen 5 und 15. In den Schelfkernen, PS2419-3 & 4, sind die Werte, bis auf eine Ausnahme kleiner als 10.

Kong-Oscar-Fjord:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  wurde im Kern PS1735-1 nicht gemessen. In den beiden anderen Kernen liegen die Werte um -24‰, wobei die höchsten Werte an der Oberfläche auftreten.

80°N: Alle Kerne zeigen an der Oberfläche eine Abnahme von -22, (-23)‰ bis -25, (-26)‰. Im PS2419-3 & 4 nehmen die Werte bis zur Kernbasis (108 cm) fast linear ab und erreichen einen sehr niedrigen Wert von unter -26‰. So niedrige Werte sieht man sonst nur in der großen mittleren Sedimentsequenz (50-390 cm) im Kern PS2424-1

Kong-Oscar-Fjord: Aufgrund der geringen Anzahl an Foraminiferen wurden nur an wenigen Proben Messungen der Verteilung der stabilen Isotope des Sauerstoffs,  $\delta^{18}\text{O}$  und Kohlenstoffs  $\delta^{13}\text{C}$  in *N. pachyderma* durchgeführt. Trotzdem wurden Schwankungen von über 2‰ innerhalb der Kerne gemessen. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven schwanken um 0‰. Die niedrigsten und höchsten Werte von -0,5‰ bzw. +0,5‰ werden im Kern PS1734-2 beobachtet.

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen . . .

80°N: Es war, bis auf den Schwerelotkern vom Schelf (PS2419-4), in jeder Sandfraktionsprobe möglich, genügend Foraminiferen für die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen zu finden. Dabei entstehen komplette  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven für die stratigraphische Zuordnung der Kerne. Die Scheitelwerte betragen 1,9 und 4,2‰. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven schwanken unregelmäßig und zeigen keinen Zusammenhang mit den Sedimentsequenzen um 0‰. Die niedrigsten Werte erreichen -0,5‰ und die höchsten Werten +0,6‰.

### 6.2. Analyse der Radiographien und der Sandfraktion.

#### 6.2.1. Die Radiographien.

Kong-Oscar-Fjord: Der Gehalt an grobem Material ist der beste Parameter um die Kerne in verschiedene Sequenzen aufzuteilen (Tab. 6.1), denn hier zeigen sich im Kern bis über 1 m lange Bereiche mit gleichmäßigen IRD-Mengen. Vor allem liefern die beiden nördlichen Kerne PS1733-2 und (PS1735-1) dasselbe Muster: Die oberen 60-80 cm haben fast kein IRD. Darunter kommen 1-2 m mit viel IRD, aber auch mit großen Schwankungen von 0-15 Partikeln  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$ ; im Durchschnitt 4,5 bzw. (2,9) Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$ . Die nächsttiefere Sedimentsequenz besteht im Kern PS1733-2 aus fast 2 m Sediment mit mäßigem oder wenig IRD; 0-6; im Durchschnitt 1,5 bzw. (0,0) Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$ . Die unteren 5 cm des Kerns PS1733-2 sind sehr reich an IRD; Durchschnitt: 9,9 Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$ . Der südliche Kern PS1734-2 zeigt in seiner ganzen Länge einen massiven Eintrag von IRD; 3-11, Durchschnitt: 5,3 Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$ .

80°N: Alle Kerne besitzen beinahe konstante Mengen an IRD um 5 Partikel  $>2\text{ mm}/10\text{ cm}^3$ . Ausgenommen hiervon ist die Oberfläche des Kerns PS2423-4, mit 0 Partikel in der Oberfläche und ein Peak von 5-15; Durchschnitt: 9,1 Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$  in 9-24 cm, sowie der Kern PS2419-4, der Mengen von 5-12; Durchschnitt: 6,6 Partikel  $>2\text{mm}/10\text{cm}^3$  besitzt. (Siehe Tab. 6.1). Da keine Radiographien von den MUC's hergestellt wurden, ist der IRD-Gehalt nicht bestimmt worden.

Die Radiographien könnten verwendet werden, um unterschiedliche Sedimentsequenzen als Typen zu untergliedern, entsprechend der Beschreibung von MARIENFELD (1991) (siehe auch Kap. 7.1).

Kong-Oscar-Fjord: PS1733-2 und PS1735-1 besitzen Sequenzen aller 5 Typen. PS1734-2 entspricht von 60-162 cm dem Typ 1-Sediment und in den oberen 60 cm Typ 5. In PS1733-2 tritt bei 401-

6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen . . . . .

410 cm (Kernbasis) und 180-199 cm ein sehr kompaktes Sediment auf. Es ist grobkörnig und schlecht sortiert. Es unterscheidet sich vom Typ 1-Sediment durch den sehr geringen Anteil an feinem Material und den geringen Wassergehalt. Es wird hier Sedimenttyp 6 genannt.

80°N: Das Sediment wird durch regelmäßige Mengen an unsortiertem IRD dominiert und entspricht damit dem Typ 1-Sediment. Ausgenommen sind die oberen 5 cm in PS2423-4, die aus siltigem Sand bestehen, dünne Schichten (Typ5/1) in PS22423-4 bei 100-142 cm und die Sequenz von 142-160 cm im Kern PS2423-4, die nicht durch die Einteilung von MARIENFELD (1991) beschrieben werden kann. Diese Sequenz ist dem Typ 1 Sediment ähnlich, zeigt aber außerdem feine Laminierungen. Diese sind auch im Kern

Sediment-sequenz	Durchschnitt IRD no.>2mm /10 cm <sup>3</sup>	Sedimenttyp	Entstanden durch	Lit-tera-tur
<b>Kong-Oscar-Fjord PS1733-2</b>				
10-87 cm	11-74cm: 0,15	2, Bio-turbation	Chondrites Bauten, ab 37 cm zum Teil pyritisiert. Kontinuierliche Sedimentation, überwiegend Ton und Silt in Suspension transportiert.	1
87-149 cm		1/3, schlecht sortiert	Kontinuierlich starke Sedimentation durch unbehindert treibende Eisberge	1
149-180 cm	75-203 cm: 4,48	5, laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert durch periodische Eisbedeckung.	1
180-199 cm		Kompaktes Sediment	Sehr starke Gletscheraktivität oder fließende Gletscher	2
199-363 cm		4/5, laminiert, wenig Kies	Eisbergdrift möglicherweise durch Eisdecke behindert. Bodennaher Transport feinen Materials.	1
363-401 cm	204-401 cm: 1,45	4 (/5), laminiert, sehr wenig Kies	Eisbergdrift verhindert.	1
401-410 cm	402-410 cm: 9,89	6, Glaziale Ablagerungen	Gletscherablagerung.	2

Tab. 6.1...

6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

PS1734-2

0-60 cm	1-161 cm: 5,25	5, laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert durch periodische Eisbedeckung.	1
60-161 cm		1 schlecht sortiert	Kontinuierlich starke Sedimentation durch unbehindert treibende Eisberge (Schichtungen oder Turbidite können nicht ausgeschlossen werden)	1

PS1735-1

0-94 cm	1-93 cm: 0,24	2, Bio- turbation	Chondrites+Planolites Bauten, ab 42 cm zum Teil pyritisiert. Kontinuierliche Sedimentation, überwiegend Ton und Silt in Suspension transportiert.	1
94-110 cm		1 schlecht sortiert	Kontinuierlich starke Sedimentation durch unbehindert treibende Eisberge	1
110-162 cm		5 (4), laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert oder verhindert durch periodische Eisbedeckung.	1
162-169 cm	94-280 cm: 2,94	5, laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert durch periodische Eisbedeckung.	1
169-241 cm		5/4, lami- niert, ab- wechseln d Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert oder verhindert durch periodische Eisbedeckung.	1
241-272 cm		5, laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich. Behindert durch periodische Eisbedeckung.	1
272-330 cm	281-329cm: 0,02	4	Eisbergdrift verhindert. Permanente Eisdecke.	1

80°N

PS2419-4

	40-108cm: 6,61	6, glaziale Ablage- rungen	Kontinuierlich starke Sedimentation durch unbehindert treibende Eisberge oder unter einem fließenden Gletscher.	1,2
--	-------------------	-------------------------------------	---	-----

PS2422-3

0-3,5 cm		1 schlecht sortiert	Kontinuierlich starke Sedimentation durch unbehindert treibende Eisberge	1
3,5-5,5 cm		Turbidite	Rutschungen	
6-13 cm		4, lami- niert, we- nig Kies	Bodennaher Transport	
13-21 cm	0-162 cm: 3,64	5, laminiert, viel Kies	Sedimentation durch Eisberge, aber nicht kontinuierlich.	1

Tab. 6.1...

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

21-39 cm		1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert	berge	
39-49 cm		1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1,3
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert	berge. Laminierungen sind wahr-	
		mit	scheinlich durch geochemische	
		schwachen	Prozesse entstanden (Migration und	
		Laminie-	Ausfällung).	
		rungen		
49-162 cm		1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert	berge	
<u>PS2423-4</u>				
0-5 cm	0-8 cm: 1,33	2	Kontinuierliche Sedimentation,	1
		schlecht	überwiegend Ton und Silt in Sus-	
		sortiert	pension transportiert.	
5-100 cm	9-24 cm:	1	Kontinuierliche starke Sedimen-	1
	9,11	schlecht	tation durch unbehindert treibende	
	25-100 cm:	sortiert	Eisberge	
	5,88			
100-142 cm	101-139 cm:	5/1	Starke Sedimentation durch trei-	1
	3,26	laminiert	bende Eisberge. In Perioden be-	
		/schlecht	hindert durch Eisdecke.	
		sortiert		
142-160 cm	140-386 cm:	schlecht	Kontinuierlich starke Sedimentation	1,3
	3,84	sortiert	durch unbehindert treibende Eis-	
		mit	berge. Laminierungen sind wahr-	
		schwache	scheinlich durch geochemische	
		laminie-	Prozesse entstanden (Migration und	
		rungen	Ausfällung).	
160-386 cm		1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert	berge	
<u>PS2424-1</u>				
0-26 cm		5,	Sedimentation durch Eisberge, aber	1
		laminiert,	nicht kontinuierlich.	
		viel Kies		
26-83 cm	0-435 cm:	1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
	4,79	schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert,	berge.	
		wenige	Wenige Ereignisse von behindertem	
		lami-	Transport.	
		nierungen		
83-382 cm		1	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert	berge	
382-435 cm		1/5	Kontinuierlich starke Sedimentation	1
		schlecht	durch unbehindert treibende Eis-	
		sortiert/	berge.	
		laminiert	Periodische Eisbedeckung	

**Tab. 6.1:** Beschreibung der unterschiedlichen Sedimenttypen: Kernnr. und Sedimenttiefe, durchschnittliche Menge an IRD, Sedimenttyp, Interpretation des Sedimenttypes, Interpretation: 1) MARIENFELD 1991, 2) HUBBERTEN et al. 1995, 3) C. SIEGERT, pers. Mitteilung.

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen . . . .

PS2422-3, bei 39-49 cm vorhanden. Das Sediment des Kerns PS2424-1 ist meistens schlecht sortiert. In den unteren 53 cm treten kleine Laminierungen (Typ1/5) und in den oberen 5 cm stärkere Laminierungen auf (Typ 5). (Tab. 6.1).

### 6.2.2 Mikroskopie der Sandfraktion. Erstellung des Foram-Indexes.

Kong-Oscar-Fjord: Die Foraminiferen waren nur in geringen Mengen vorhanden. Von den geschätzten Mengen an planktischen Foraminiferen, *N. pachyderma* wurde ein Index erstellt. Die Mengen wurden in fünf Gruppen von "extrem wenig" bis "sehr viel" eingeteilt, die aber nicht quantifiziert wurden. Außerdem wurden einige benthische und planktische Foraminiferen registriert. Die Sandfraktionsproben der Kerne in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords weisen große Unterschiede in der Zusammensetzung des lithogenen eistransportierten Materials auf. Die IRD-reichen Sedimentsequenzen im Kern PS1733-2 (75-410 cm) und Kern PS1735-1 (94-210 cm) werden durch dunkel-rotbraunes und schwarz-graues Sedimentgestein dominiert. Außerdem treten Peaks auf, die durch weißen Quarz und hellgraues Sedimentgestein charakterisiert sind. Die Reihenfolge dieser Peaks sind in den beiden Kernen nicht dieselbe. Die Hauptkomponenten des kompakten Sediments im Kern PS1733-2, bei 401-410 cm (Kernbasis) und 180-199 cm bestehen aus dunklen Sedimentgesteinen. Der südliche Kern PS1734-2, wird dagegen durch rosa Feldspat dominiert, der in den nördlicheren Kernen nicht auftritt. Auch hier sind die dunklen Sedimentgesteine vorhanden, wenn auch in kleineren Mengen.

80°N: Anhand der geschätzten Mengen an planktischen Foraminiferen, die mit sehr wenigen Ausnahmen aus *N. pachyderma* (sin) bestehen, wurde ein "Foramindex" erstellt. Dieser Index gibt einen Überblick über den Gesamtgehalt an biogenem Material in den Sandfraktionen. Dabei zeigen die verschiedenen Sedimentsequenzen große Unterschiede. Eine ausführlichere Beschreibung der Gehalte an biogenem Material ist in Tabelle 6.2 zusammengestellt.

<u>Sedimentsequenz</u>	<u>Beschreibung des Sandfraktions</u>
<u>PS2419-3 MUC</u>	
0-15 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , viele benth. Forams, <i>pullenia bulloides</i> . Wenig terrigenes Material
19-25 cm	Wenige <i>N. pachyderma</i> , wenig biogenes Material bis auf Muschelfragmente, terrigenes Material
29-35 cm	Extrem wenig biogenes Material, terrigenes Material
<u>PS2419-4 SL</u>	
40-108 cm	Extrem wenig biogenes Material, viel terrigenes Material
Tab. 6.2...	

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

### PS2424-2 MUC

0-5 cm	Wenige bis einige <i>N. pachyderma</i> , wenige benth. Forams, wenig terrigenes Material
7-30 cm	Mäßig viel <i>N. pachyderma</i> , <i>pullenia bulloides</i> , einige benth. Forams, einiges terrigenes Material.

### PS2424-1 SL

1-7 cm	Einige bis wenige <i>pachyderma</i> , benth. Forams
13-29 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , benth. Forams.
36-388 cm	Wenige <i>N. pachyderma</i> , sehr wenige benth Forams und anderes biogenes Material
389-433 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , sehr viel biogenes Material: Benth. Forams, z.B. <i>Lobatula lobatula</i> , <i>Cassidulina teresis</i> , <i>Bucella tenerina</i> (J. WOLLENBURG, pers. Mitteilung), Schwammnadeln, Bryozoen, Schälfragmente, große Artenvielfalt.

### PS2423-3 MUC

0-8 cm	Einige bis wenige <i>N. pachyderma</i> , etwas biogenes Material
10-20 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , wenige benth. Forams.
24-25 cm	Einige <i>N. pachyderma</i> , wenig biogenes Material, viele terrigene Partikel > 4 mm

### PS2423-4 SL

1-5 cm	Einige <i>N. pachyderma</i> , wenig bis einige biogenes Material
9-36 cm	Einige bis viele <i>N. pachyderma</i> , sehr wenig biogenes Material
50-80 cm	Wenige <i>N. pachyderma</i> , extrem wenig biogenes Material
90-114 cm	Viele bis sehr viele <i>N. pachyderma</i> , <i>N. pachyderma</i> (dex.), <i>Globigerina quinqueloba</i> , einiges biogenes Material: Bryozoen, Pteropoden (H. OBERHÄNSLI, pers. Mitteilung), Schwammnadeln.
121 cm	Sehr viele <i>N. pachyderma</i> , nur (sin), keine anderen planktischen Forams, sehr viele benthische Forams, viele Arten z.B. <i>Cassidulina teresis</i> , <i>Fonhotia wuellerstofi</i> , <i>Lobatula lobatula</i> , <i>Oridorsalis tener</i> , <i>Oridorsalis umbonatus</i> , <i>Islandiella helena</i> (J. WOLLENBURG, pers. Mitteilung), extrem viel biogenes Material: Gastropodenschalen (bis 2 cm groß), Serpuliden (H. OBERHÄNSLI, pers. Mitteilung), Schwammnadeln.
126-129 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , etwas bis wenig biogenes Material.
139-142 cm	Einige <i>N. pachyderma</i> , wenig biogenes Material.
(139-156 cm	Gelbe karbonatische Neubildungsaggregate.)
146-385 cm	Wenige <i>N. pachyderma</i> , extrem wenig biogenes Material, sehr wenige benth. Forams.

### PS2422-2 MUC

0-8 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , etwas bis wenig biogenes Material.
10-25 cm	Sehr viele <i>N. pachyderma</i> , wenig biogenes Material.

### PS2422-3 SL

1-8 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , etwas biogenes Material.
12-19 cm	Sehr viele <i>N. pachyderma</i> , viel biogenes Material
29 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , sehr wenig biogenes Material
46 cm	Extrem wenige <i>N. pachyderma</i> und biogenes Material
48 cm	Viele <i>N. pachyderma</i> , gelbe Neubildungsaggregate
51-160 cm	Wenige bis extrem wenige <i>N. pachyderma</i> , wenige benth. Forams, sehr wenig biogenes Material.

Tab. 6.2: Beschreibung der Sandfraktion aus ausgewählten Sedimenttiefen.

## 6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen . . .

Basaltstücke, die zum Teil verwittert und mit Sepuliden bewachsen waren, wurden in mehreren Sequenzen gefunden. Karbonatische Neubildungsaggregate treten in der Sedimentsequenzen auf, welche Übergänge zwischen biogenarmem und überstehendem biogenreichem Sediment darstellen z.B. PS2423-4, 139-156 cm und PS2422-3, 46-48 cm.

### 6.2.3. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an Neubildungsaggregaten.

Die Mikroaggregate enthalten klastische Minerale, vorwiegend Quarz und Feldspäte der Plagioklasgruppe und Karbonate oder Eisenhydroxyde. Aussagen zur chemischen Zusammensetzung der Karbonate konnten aufgrund einer Gitterkonstante, der  $d_{(104)}$ -Werte der Karbonatphasen, gegeben werden: Die Karbonate konnten als Kalzit, Dolomit oder als Phasen der Kalzit-Rhodochrosit-Gruppe identifiziert werden (C. SIEGERT, pers. Mitteilung), (Tab. 6.3).

Proben-Nr.	Klastische Minerale	Gitterkonstante $d_{(104)}$	Mineralneubildungen
PS2423-4, 139 cm	Quarz, Feldspat		Goethit (Hydrogoethit)
PS2423-4, 142 cm	Quarz, Feldspat	3,0338 2,8858	Kalzit, Dolomit
PS2423-4, 146 cm	Quarz, Feldspat	2,9361 2,8343	Karbonate der Kalzit-Rhodochrosit-Gruppe
PS2423-4, 150 cm	Quarz, Feldspat	3,0284 2,9603 2,8950	Kalzit, Mangan-Kalzit, Dolomit (oder Ca-Rhodochrosit)
PS2423-4, 156 cm	Quarz, Tonmineral der Chloritgruppe	3,0239	Kalzit
PS2422-3, 46 cm	Quarz	3,0004 2,8847	Mn-haltiger Kalzit, Dolomit
PS2422-3, 48 cm	Quarz, Feldspat		Goethit (Hydrogoethit)

Tab. 6.3: Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen von karbonatischen Neubildungsaggregaten. Kernnr. und Sedimenttiefe, Inhalt an klastischen Mineralen, Gitterkonstante der (1,0,4) Ebene im karbonatischen Kristallgitter, Interpretation der Ergebnisse.

### 6.3. $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Die Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an biogenem Karbonat sind in Tabelle 6.4 angegeben und in den Abbildungen 6.1-6.7 dargestellt. Die Ergebnisse wurden entsprechend dem Reservoirereffekt im Meerwasser und eventuellen Fraktionierungen der Isotope durch eine Korrektur mit der  $^{13}\text{C}$ -Verteilung korrigiert. Das Reservoiralter

6. Ergebnisse der Untersuchungen an langen Sedimentkernen

wird aufgrund des Einflusses an altem polaren Wasser auf 550 Jahre gesetzt (HEINEMEIER et al. 1992).

Kernnr. und Tiefe	$\delta^{13}\text{C}$ -Korr. $^{14}\text{C}$ -Alter [v. Heute]	Reservoirkorr. $^{14}\text{C}$ -Alter [v. Heute]	Bemerkungen.
<b>Kong-Oscar-Fjord</b>			
<u>PS1733-2 SL</u>			
63 + 68 cm	8560 ± 70	8010 ± 70	Planktische + benthische Forams
99 + 108 cm	9610 ± 100	9060 ± 100	Planktische + benthische Forams
<u>PS1734-2 SL</u>			
(127 +) 141 cm	32650 ± 720	32100 ± 720	Planktische Foraminiferen hauptsächlich aus 141 cm Tiefe
<b>80°N</b>			
<u>PS2419-3 MUC</u>			
14-15 cm	4230 ± 80	3680 ± 80	Planktische + benthische Forams u.a. karbonatische Fragmente
24-25 cm	1030 ± 80	480 ± 80	Muschelfragmente
<u>PS2424-1 SL</u>			
17 cm	8050 ± 90	7500 ± 90	
23 cm	8400 ± 90	7940 ± 90	
390 cm	17680 ± 170	17130 ± 170	
433 cm	18420 ± 160	17870 ± 160	
<u>PS2423-4 SL</u>			
24 cm	17120 ± 160	16570 ± 160	
103 cm	18740 ± 200	18190 ± 200	
111 cm	23300 ± 270	22750 ± 270	
114 cm	23740 ± 240	23190 ± 240	
121 cm	33450 ± 830	32900 ± 830	
139 cm	33950 ± 750	33400 ± 750	
<u>PS2422-3 SL</u>			
14 cm	35350 ± 800	34800 ± 800	

Tab. 6.4: Ergebnisse der AMS- $^{14}\text{C}$ -Messungen berechnet als Jahre vor 1950. Kernnr. und Sedimenttiefe,  $^{14}\text{C}$ -Alter korrigiert für die Fraktionierungen,  $^{14}\text{C}$ -Alter korrigiert für den Reservoireffekt im Meer, Probenmaterial.

## 7. Diskussion und Interpretation der Untersuchungen zu paläoklimatischen und paläoozeanographischen Rekonstruktionen.

### 7.1. Die Verwendung der gemessenen Parameter als Paläomilieuanzeige.

In der Fram-Straße kann der heutige Karbonatgehalt im Oberflächensediment mit der Anzahl an planktischen Foraminiferen korreliert werden. Unterhalb der Eisrandzonen, in welchen eine intensive Primärproduktion stattfindet, entstehen hohe Karbonatgehalte (HEBBELN & BERNER 1993). PAETSCH et al. (1992) verwenden die Akkumulationsrate des Karbonats, um die Zufuhr zwischen marinem und terrigenem Material in das Europäische Nordmeer zu unterscheiden. Dabei wird angenommen, daß der Anteil an terrigenem Karbonat gering ist. Da aber das anstehende Gestein in Gebieten Ostgrönlands und an anderen Orten in der Arktis aus Kalkstein besteht (SPIELHAGEN 1991, HJORT, im Druck) und dies in Perioden mit Gletschervorstößen mit dem Eis ins Meer transportiert wurde, kann der Karbonatgehalt alleine nicht als Anzeige für die Paläoproduktion verwendet werden. Durch den Vergleich zwischen dem Karbonatgehalt und dem Foraminindex bekommt man eine einfache aber nicht quantitative Methode um Aussagen über die Herkunft des Karbonats machen zu können.

Eine nicht quantitative Untersuchung der Foraminiferen wurde an ausgewählten Sedimentproben durchgeführt. Dabei wurde in Proben mit viele Foraminiferen nach folgenden Arten gesucht: Die subpolaren Arten, *Globigerina quinqueloba* und *N. pachyderma* (dex.) als Anzeichen für wärmeres Oberflächenwasser (siehe z.B. HEBBELN et al. 1994) und *Pullenia bulloides*, die in polaren Gewässern nur im Sediment aus den Isotopenstadien 1 und 5 zu finden sind (HAAKE & PFLAUMANN 1989, HAAKE et al. 1992) (Tab. 6.2).

In der Fram-Straße kann der Gehalt an organischem Material im Oberflächensediment zum Teil mit der Größe der Primärproduktion korreliert werden (HEBBELN & BERNER 1993). Wie beim Karbonatgehalt ein größerer Eisbergtransport von terrigenem organischem Material statt (z.B. HEBBELN et al. 1994), wobei eine hohe C<sub>org</sub>-Konzentrationen im Sediment entstand, die nicht mit der Paläo-Primärproduktion korreliert werden kann.

Um Aussagen über die Herkunft des organischen Materials machen zu können (marin oder terrigen), ist das C<sub>org</sub>/N<sub>org</sub>-Verhältnis interessant, wobei N<sub>org</sub> der Anteil an organischem Stickstoff ist.

## 7. Diskussion und Interpretation

Marines organisches Material hat niedrige ( $<10$ ) und terrigenes organisches Material hohe ( $>10$ )  $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Werte (SUESS & UNGERER 1981). Dennoch ist zu erwarten, daß  $C_{\text{org}}$  und  $N_{\text{org}}$  mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten diagenetisch abgebaut werden. Dadurch ergibt sich trotz der unveränderten Quelle eine Veränderung des  $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Signals mit der Sedimenttiefe (MÜLLER 1977). Da nicht nur der organische sondern der gesamte Stickstoff  $N_{\text{ges}}$  gemessen wird, wird  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$  als eine Annäherung an  $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$  verwendet. Der Anteil an anorganischem Stickstoff, der während des Meßverfahrens durch die Oxidation des Gesamtsedimentes freigesetzt wird, ist unbekannt. Daher soll das  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Verhältnis nicht als absoluter Wert sondern als Veränderung der  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Werte innerhalb eines Kernes verwendet werden. Die sehr niedrigen  $N_{\text{ges}}$ -Werte in den Sedimenten bei Ostgrönland können wegen der absoluten Unsicherheit der Meßmethode (Werte im Bereich der Nachweisgrenze) und des unbekanntem Anteils an anorganischem Stickstoff nur als Richtwerte interpretiert werden.

Die Verteilung der stabilen Isotope des organischen Kohlenstoffs  $\delta^{13}C_{\text{org}}$  im Sediment ist ein guter Parameter, um Aussagen über das Paläoklima in polaren marinen Ökosystemen zu machen. Dies wird ausführlich im Kapitel 5 diskutiert.

Unter der Annahme, daß ein Gleichgewicht zwischen der Verteilung der Sauerstoffisotope im Wasser und in den Foraminiferen *N. pachyderma* besteht, wird diese Art in Kaltwasserregionen zu Isotopenmessungen verwendet um Aussagen über die Hydrographie zu machen (KELLOGG et al. 1978, KÖHLER 1992). Wassermoleküle mit schwereren  $^{18}\text{O}$ -Isotopen verteilen sich im Abhängigkeit von der Temperatur anders als Wassermoleküle mit leichteren  $^{16}\text{O}$ -Isotopen in den Gas-, Wasser- und Eis-Phasen (z.B. DANSGAARD 1987). Während Eiszeiten, wo  $^{16}\text{O}$ -Isotope in der großen Menge an Eis an den Polen gespeichert wird sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Wasser höher (JOHNSEN et al. 1992). Chronologisch geordnete Sauerstoffisotopendaten von Sedimentkernen aus der ganzen Welt stellen bei der Zusammenlegung der Kurven eine Sauerstoffisotopen-Stratigraphie für globale Klimaschwankungen dar (MARTINSON et al. 1987).

Das globale Isotopensignal kann durch den Einfluß lokaler Bedingungen überschattet werden, da das  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal mit der Salinität zusammenhängt. Eine Zufuhr an Schmelzwasser führt zu leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, während Bildung von Festlandeis zu schwereren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Wasser führt. Lokale  $\delta^{18}\text{O}$ -Signale sind für die Regionen um Ostgrönland beschrieben worden: Z.B. der Nordatlantik (SHACKLETON et al. 1984), das Europäische Nordmeer

(VOGELSANG 1990), das Europäische Nordmeer, die Fram-Straße und das Arktische Meer (KÖHLER 1992), der Arktische Ozean (STEIN et al. 1994), und die Grönlandsee (STEIN et al. 1996, NAM 1997). Durch einen Vergleich der Isotopenkurven der Sedimentkerne aus dieser Arbeit mit denen aus anderen Regionen wird ein wichtiger Beitrag für die stratigraphische Zuordnung der Kerne geliefert (siehe Abb. 7.4).

Das im Meerwasser gelöste Bikarbonat, das im Gleichgewicht mit dem gelösten Kohlendioxyd steht, wird in die Kalkschalen der Foraminiferen eingebaut. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte im gesamten gelösten  $\text{CO}_2$  ( $\Sigma\text{CO}_2 = \text{CO}_2 + \text{HCO}_3^+ + \text{H}_2\text{CO}_3$ ) im Meer sind u.a. vom Eintrag und der Zersetzung des organischen Materials abhängig. Die Lösung von Karbonat und der Austausch von  $\text{CO}_2$  mit der Atmosphäre spielt aber auch eine Rolle für die  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte im Meer (KROOPNICK 1985). Der  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen der Atmosphäre und dem Meer ist mit einem Isotopieeffekt verbunden. Dieser Effekt hat wahrscheinlich eine größere Bedeutung als früher vermutet (MACKENSEN et al. 1996). Der Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Meer wird bei einer Eisbedeckung oder beim Zustrom von Schmelzwasser, welches wegen der geringeren Dichte auf dem Meerwasser aufliegt, eingeschränkt. Dadurch sinken die  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ -Werte. Dabei nimmt man an, daß das gelöste  $\text{CO}_2$  mit einer konstanten Verschiebung der Isotopenwerte in die Karbonatschalen der *N. pachyderma* eingebaut wird. Deshalb werden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen vor allem als Maß für die Durchlüftung des Wassers verwendet (VOGELSANG 1990).

Hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.pachyderma}}$ -Werte deuten auf offenes Wasser und milderes Klima hin, niedrige Werte auf eine geschlossene Eisdecke. Niedrige Werte können aber auch durch den Eintrag von Schmelzwasser entstehen. Dies muß dann mit Hilfe anderer Parameter, z.B. der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die in Schmelzwasser niedrig sind, oder des IRD-Gehaltes interpretiert werden.

Um die Kerne anhand des Gehaltes und der Art des eistransportierten Materials in Sedimentsequenzen zu unterteilen, wurden Radiographien verwendet (Tab. 6.1). Da in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords ein ähnliches Milieu wie im Scoresby-Sund geherrscht hat, kann die Interpretation von MARIENFELD (1991) übernommen werden.

Der Sedimenttyp 1 ist kiesreich und schlecht sortiert. Das Sediment ist durch Sedimentation von frei treibenden Eisbergen entstanden. Bioturbation ist selten. Wahrscheinlich bietet das grobe Sediment in

## 7. Diskussion und Interpretation

Zusammenhang mit einer hohen Sedimentationsrate kaum Lebensraum für benthische Organismen (MARIENFELD 1991).

Sediment des Typs 2 ist durch starke Bioturbationen gekennzeichnet. Es ist homogen und überwiegend kiesarm. Das Sediment ist bei einer ungehinderten Eisbergdrift entstanden. Das Material ist in Suspension transportiert (MARIENFELD 1991).

Der Sedimenttyp 3 besteht aus 1-3 cm dicken Kieslagen. Die Lagen entstehen, wenn beim Drehen eines Eisberges kiesreiche Teile des Eisbergs unter Wasser kommen. Dieses Material wird schnell freigesetzt und sedimentiert auf einer kleinen Fläche (MARIENFELD 1991).

Der Sedimenttyp 4 ist feinkörnig und laminiert. Das Sediment ist unter einer geschlossenen Eisdecke, wo die Eisbergdrift verhindert wurde, entstanden (MARIENFELD 1991).

Sediment des Typs 5 ist kiesreich und im Millimeter bis Zentimeterbereich geschichtet. Es ist durch Sedimentation von Eisbergen, die aber nicht kontinuierlich driften konnten, entstanden. Dieser Typ stellt ein Anzeichen für hohe Kalbungsraten und für periodisch auftretende Eisdecken oder Packeis dar (MARIENFELD 1991).

Die unterste Sequenz im Kern PS1733-2 besteht aus einem festen Sediment, welches sehr reich an grobem Material ist (Typ 6). Der Wassergehalt ist mit ca. 20% niedrig. Ein ähnliches Sediment wird in Kernen vom Schelf beschrieben (STEIN et al. 1993 und HUBBERTEN et al. 1995). Es wird als Geschiebe, das als Gletscherablagerung entstanden ist, interpretiert (Anhang 2).

Von den Radiographien wurde der Gehalt an Partikeln  $>2$  mm ausgezählt und auf  $10 \text{ cm}^3$  umgerechnet (siehe Tab. 6.1). Diese IRD-Mengen spiegeln den Umfang der Eisbergdrift wieder (GROBE 1986) und unterstützen die Unterteilung in Sedimenttypen. Diese Interpretation ist allerdings eine Vereinfachung der sehr komplexen Zusammenhänge zwischen dem IRD-Gehalt im Sediment und der Eisdynamik an Land. Folgende Prozesse haben einen Einfluß darauf, wie große Mengen an IRD den Meeresboden erreichen: Die Gletscherbasistemperatur, die Vorstoßgeschwindigkeit, die Eigenart des Grundgesteins, die Position der Gletscherfront im Verhältnis zur Küstenlinie, die Kalbungsraten, die Größe der Eisberge, die Abschmelzrate (Meeres- und Lufttemperatur) und die Richtung der Meeresströmung (BAUMANN et al. 1995). Außerdem bestimmen die Stärke der Strömung und die Größe der

Eisbedeckung, wieweit die Eisberge ins Meer transportiert werden können.

Beim Mikroskopieren wurde eine Beschreibung der Sandfraktion ( $>63\mu$ ) des Sediments gemacht. In der Tabelle 6.2 ist die Beschreibung der Kerne von 80°N zusammengefaßt. Es handelt sich hier hauptsächlich um Unterschiede im biogenen Material. Vereinzelt werden Auffälligkeiten in der Zusammensetzung des gröberen terrigenen Materials aus dem Kong-Oscar-Fjord kommentiert.

Karbonatische Neubildungsaggregate wurden röntgenographisch untersucht. Sie wurden als Kalzit, Dolomit oder Kalzit-Rhodochrosit-Gruppe identifiziert (Tab. 6.3, C. SIEGERT, pers. Mitteilung). Mangan-Kalzit oder Kalzium-Rhodochrosit sind Anzeichen für ein reduzierendes Milieu. Die Neubildungsaggregate treten am Übergang zwischen einer Sedimentsequenz, welche sehr arm an biogenem Material ist und einer Sedimentsequenz mit sehr viel biogenem Karbonat auf. Wahrscheinlich hat eine Zersetzung von marinem organischem Material zuerst zur Auflösung von biogenem Karbonat geführt. Als Folge des Abbaus von organischem Material wurde der Sauerstoff aufgebraucht und reduzierende Bedingungen haben die Ausfällung der Mangan- und Eisen(II)-Karbonate verursacht.

## 7.2. Die stratigraphische Einstufung der Sedimentabfolgen.

Die Kerne wurden anhand der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, der  $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung und der gemessenen Parameter mit anderen Sedimentkernen aus derselben Region und mit dem GRIP-Eisbohrkern aus Grönland (JOHNSEN et al. 1992, DANSGAARD et al. 1993) korreliert.

### 7.2.1. Die $^{14}\text{C}$ -Datierungen und das Umrechnungsverfahren in Kalenderjahre.

Vergleichsmessungen an Korallen mit  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und Datierungen mit den Radionukliden,  $^{230}\text{Th}$  und  $^{234}\text{U}$  haben gezeigt, daß der Gehalt an  $^{14}\text{C}$  in der Atmosphäre und im Meer, und damit im neuen biogenen Material, nicht immer konstant gewesen ist. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen müssen deshalb um Kalenderjahre darzustellen korrigiert werden (BARD et al. 1993). Die benötigte Korrektur für Material, das älter als 20.000 Jahre ist, ist nicht genau bekannt. Eine zusätzliche Korrektur an marinem Material der Jüngeren Dryas wird wegen einer meßbaren Veränderung im Reservoiralter für  $^{14}\text{C}$  während dieser Periode benötigt (BARD et al. 1994).

## 7. Diskussion und Interpretation

Die Isotopenkurve von MARTINSON et al. (1987) basiert auf  $^{14}\text{C}$ -Datierungen bzw. für ältere Perioden auf  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Verteilungen. Daher ist eine Anpassung der ersten drei Isotopenstadien an Kalenderjahre nötig. JOHNSEN et al. (1992) erreichen durch Auszählen der Jahresschichten im GRIP-Eiskern, korreliert mit sauren Referenzhorizonten von bekannten und unbekanntem Vulkanausbrüchen, eine gute und hochaufgelöste stratigraphische Zuordnung der Sauerstoffisotopenkurve des Eiskerns bis 14.500 Kalenderjahre. Unter der Verwendung von  $^{14}\text{C}$ -datierten Daten wurde die Korrektur von BARD et al. (1993) verwendet um die Daten in Kalenderjahre umzurechnen. Diese Isotopenkurve kann auf die Isotopenkurve von MARTINSON et al. (1987) bezogen werden. DANSGAARD et al. (1993) berechnen an Hand eines stationären Gleichgewicht-Eisflußmodells eine Zeitskala für den restlichen Eiskern bis zu 250.000 Jahre. Als Fixpunkte werden das Ende der Jüngeren Dryas von JOHNSEN et al. (1992) und das Isotopenstadium 5d von MARTINSON et al. (1987) übernommen. Dabei entsteht eine neue Korrektur in Kalenderjahren der MARTINSON-Isotopenstadien 1-3, über die 14.500 Jahre hinaus. Dies ist zur Zeit die beste Möglichkeit um  $^{14}\text{C}$ -Alter bis über 35.000 Jahre in Kalenderjahre umzurechnen. Diese Methode wird z.B. von BOND et al. (1993) verwendet um Kerne aus dem Nordatlantik stratigraphisch zuzuordnen, wobei Altersbestimmungen der Heinrich-Ereignisse entstehen. Als Alternative dazu verwenden HEBBELN et al. (1994) einen Fit zweiten Grades (von BARD pers. Mitteilung) um  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen 20.000 und 27.000 Jahre in Kalenderjahre umzurechnen.

Die Abbildung 7.1 zeigt die Umrechnungen der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in Kalenderjahre, welche in dieser Arbeit verwendet wurden. In Tabelle 7.1 ist angegeben welche Umrechnungsmethoden verwendet wurden. Die Daten aus den  $^{14}\text{C}$ -Messungen und dem nach JOHNSEN et al. (1992) errechneten Alter lassen sich durch ein Polynom zweiten Grades beschreiben. Die Verwendung des Polynoms erlaubt eine einfache Umrechnung der  $^{14}\text{C}$  Daten in absolute Alter.

Eine Zuordnung der  $^{14}\text{C}$ -Daten über 20.000 Jahre hinaus läßt sich in jedem Fall nur mit großer Unsicherheit erstellen. In älteren Veröffentlichungen ist häufig nur das  $^{14}\text{C}$ -Alter angegeben und in neueren Arbeiten werden normalerweise entweder  $^{14}\text{C}$ -Alter oder  $^{14}\text{C}$ -Alter und berechnete Kalenderjahre angegeben. Damit ist ein Vergleich der  $^{14}\text{C}$ -Alter einfacher.

## 7.2.2. Stratigraphie der Kerne des Kong-Oscar-Fjords.

Biogenes Material, darunter planktische und benthische Foraminiferen, sind in den Kernen nur in geringen Mengen vorhanden. Deshalb war es nur in wenigen Sedimenttiefen möglich genügend *N. pachyderma* für die Isotopenmessungen zu finden. Für eine  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierung wird mindesten 10 mg Karbonat benötigt. Dies konnte bei zwei Tiefen aus dem Kern PS1733-2 nur dadurch erreicht werden, daß sowohl planktische als auch benthische Foraminiferen von jeweils zwei Proben ausgelesen wurden. Da man aber mit demselben Reservoirereffekt für das gesamte marine Material rechnet (HEINEMEIER et al. 1992), wird angenommen, daß diese Bestimmungen dem tatsächlichen  $^{14}\text{C}$ -Alter entsprechen. Eine Messung konnte am Kern PS1734-2 durchgeführt werden nachdem

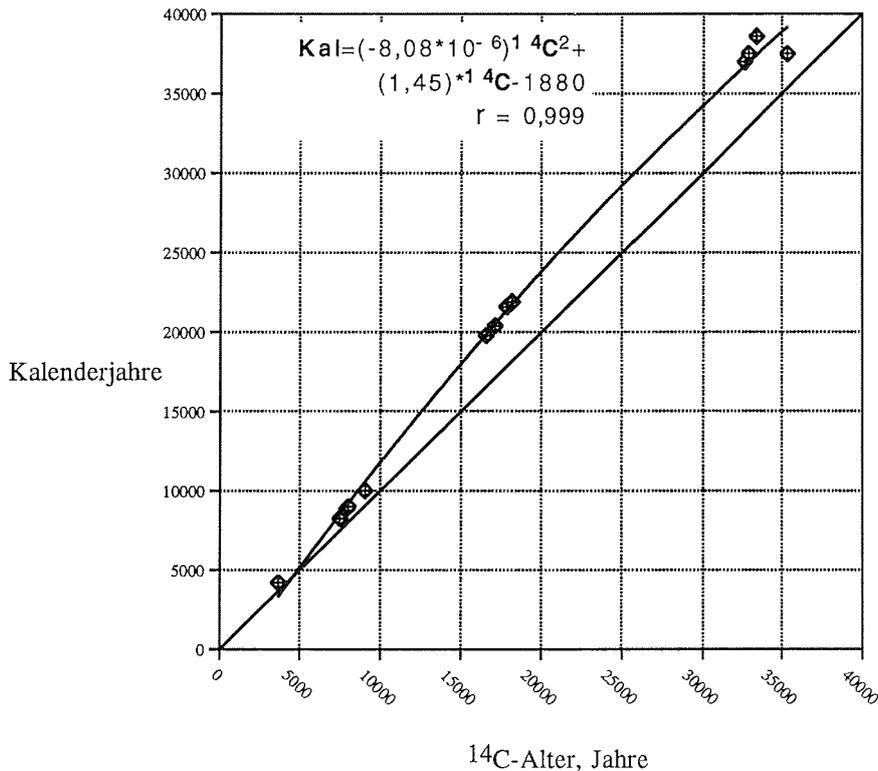


Abb. 7.1: Anpassung der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen durch ein Polynom zweiten Grades zur Berechnung der absoluten Alter zwischen 10.000 und 40.000 Jahren. Die  $^{14}\text{C}$ -Meßwerte wurden durch einen Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}(\text{N.pachyderma})$ -Kurven der Sedimentkerne mit der  $\delta^{18}\text{O}(\text{Eis})$ -Kurve des "Summit"-Eisbohrkerns (DANSGAARD et al. 1993) in Kalenderjahre umgerechnet. Ebenfalls eingezeichnet ist die lineare Beziehung der Kalenderjahre zu  $^{14}\text{C}$ -Jahre. Die Daten sind in der Tabelle 7.1 aufgeführt.

## 7. Diskussion und Interpretation

*N. pachyderma* aus zwei Tiefen zusammengelegt wurden.

Die zwei nördlicheren Kerne, PS1733-2 und PS1735-1, lassen sich anhand der IRD-Menge, des Karbonatgehalts, des Foram-Indexes, und der Sedimentbeschreibungen aufeinander beziehen (Abb. 7.2). Dadurch ergänzen sich die wenigen  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in PS1733-2 ergaben ein frühholozänes Alter (9.060 Jahre vor Heute in 99-108 cm Tiefe und 8.010 Jahre vor Heute in 63-68 cm Tiefe, bzw. ca. 10.000 und 9.000 Kalenderjahre). Die niedrigen Sauerstoffisotopenwerte sind ebenfalls ein Anzeichen dafür, daß es sich um Sediment aus dem Isotopenstadium 1 handelt.

Das sehr kompakte Sediment in PS1733-2 bei 401-410 cm (Kernbasis) deutet auf eine Periode mit Gletschervorstoß hin. Es stammt wahrscheinlich aus dem letzten Hochglazial. In Kapitel 7.3.1. wird näher darauf eingegangen.

Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung des südlicheren Kerns PS1734-2 zeigte ein erstaunlich hohes Alter von 32.100  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor Heute (ca. 37.000 Kalenderjahren) bei einer Tiefe von 141 cm (Abb.6.2). Es wird angenommen, daß es sich nicht um eine Verlagerung von altem Material handelt, was aber auch nicht ausgeschlossen werden kann. In einigen Kernen vom Kontinentalhang ist ein Ereignis mit leichten Sauerstoff- und ebenfalls leichten Kohlenstoffisotopenwerten um 28.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre zu finden (Kernnr. PS1726 und PS1730 in NAM et al. 1994). Die Isotopenkurven in PS1734-2, 105-

Kern,	Tiefe	$^{14}\text{C}$ -Alter [v. Heute]	$\delta^{18}\text{O}$ - Kurve	Kalender- jahre	Verglichen mit /Korrigiert nach
<b>Kong-Oscar- Fjord</b>					
<u>PS1733-2</u>					
63+68		8.010		9.000	Bard et al. 1993
99+108		9.060		10.000	Bard et al. 1993
178				11.500	Sedimenttyp, J.D. Ende, Johnsen et al. 1992
200				12.700	Sedimenttyp, J.D. Anfang, Johnsen et al. 1992
399				14.450	Geschätzt als Bølling Anfang, Johnsen et al. 1992
<u>PS1734-2</u>					
66			14.450		Geschätzt als Bølling Anfang, Johnsen et al. 1992
98			33.000		Isotopenstadium 3/2, Dansgaard et al. 1993, Martinson et al. 1987

7. Diskussion und Interpretation . . .

106-116		32.500		Schmelzwasser, Nam et al. 1995/ Bard et al. 1993
141	32.650		37.000	Bard et al. 1993
<u>PS1735-1</u>				
251		11.500		J.D. Ende, Johnsen et al. 1992
272		12.700		J.D. Anfang, Johnsen et al. 1992
<b>80°N</b>				
<u>PS2419-3</u>				
14-15	3.680		4.200	Bard et al. 1993
29-30			9.200	Kern 2424, mehrere Parameter
<u>PS2419-4</u>				
107			11.000	Geschätzt
<u>PS2422-3</u>				
14	35.350	37.500	ca. 37.500	IS 10, Dansgaard et al. 1993 /Bard et al. 1993
51		39.000		IS 11, Dansgaard et al. 1993
130		44.000		IS 12, Dansgaard et al. 1993
<u>PS2423-4</u>				
9			12.000	J.D., Johnsen et al. 1992
15		17.500		Schmelzwasser, Dokken & Hald /Bard et al. 1993
24	16.570		19.800	Bard et al. 1993
103	18.190		21.900	Bard et al. 1993
121	32.900	37.500	37.500	IS 10, Dansgaard et al. 1993 /Bard et al. 1993
139	33.400		(38.580)	Berechnet mit Hilfe von Dansgaard et al. 1993
146		39.000		IS 11, Dansgaard et al. 1993
185		44.000		IS 12, Dansgaard et al. 1993
330		51.000		IS 14, Dansgaard et al. 1993
350		55.000		IS 16, Dansgaard et al. 1993
385		57.000		IS 17, Dansgaard et al. 1993
<u>PS2424-1</u>				
17	7.500		8.250	Bard et al. 1993
23	7.940		8.875	Bard et al. 1993
36		11.500		J.D. Ende, Johnsen et al. 1992
70		12.700		J.D. Anfang, Johnsen et al. 1992
390	17.680		20.400	Bard et al. 1993
433	17.870		21.600	Bard et al. 1993

Tab. 7.1: Chronologische Zuordnung der Kerne. Kernnr. und Sedimenttiefe, <sup>14</sup>C-Datierungen (Fraktionierungs- und Reservoirkorrigiert), stratigraphische Zuordnung der <sup>18</sup>O-Kurve (in Kalenderjahren), Umrechnung in Kalenderjahre. In der letzten Spalte wird angegeben mit welchen Untersuchungen die Korrelation durchgeführt wurde.

## 7. Diskussion und Interpretation

120 cm können mit diesem Ereignis korreliert werden und die Isotopenstadien 2 und 1 können dadurch auch zugeordnet werden (Abb. 6.2). Dennoch muß die Zuordnung des Isotopenstadiums 2 anhand eines einzigen Meßpunktes als unsicher angesehen werden. Es kann anhand der wenigen Daten nicht ausgeschlossen werden, daß im Kern PS1734-2 Hiaten z.B. durch Eisbergschrammungen oder Rutschungen entstanden sind.

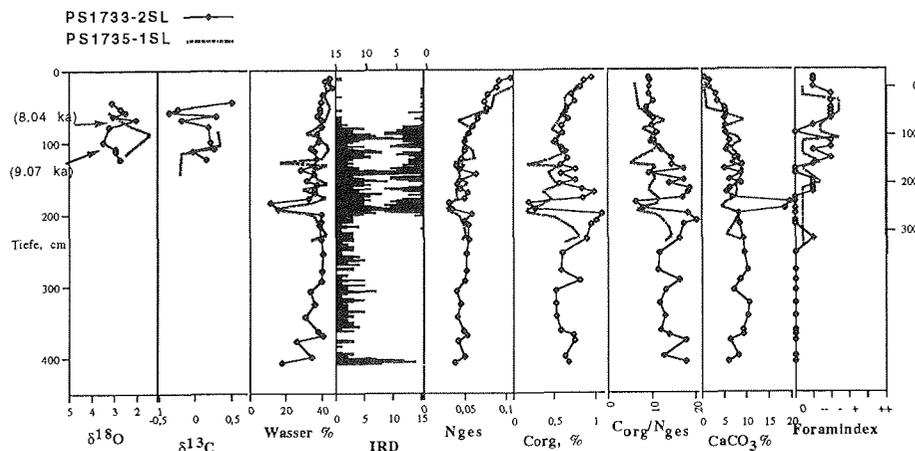


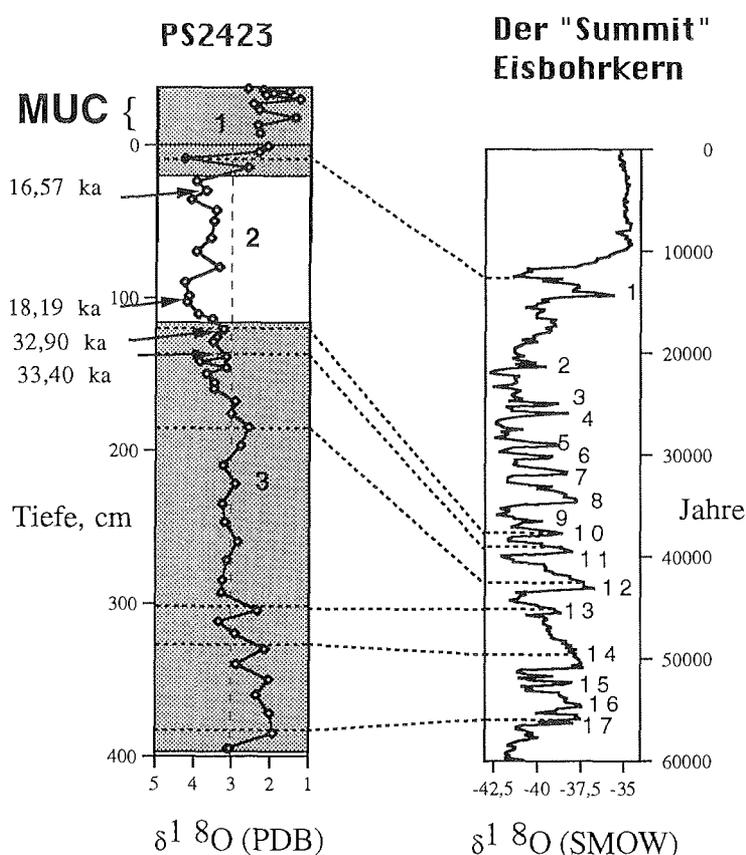
Abb.7.2: Vergleich der sedimentologischen und geochemischen Meßergebnisse der Kerne PS1733-2 und PS1735-1. Die Ergebnisse des Kerns PS1735-1 sind durch eine gestrichelte Linie dargestellt. Die IRD-Daten und die Kerntiefe des Kerns PS1735-1 sind rechts abgebildet.

### 7.2.3. Stratigraphie der Kerne bei 80°N.

Mit seiner detaillierten Sauerstoffisotopenkurve (Abb. 6.6.) und sechs  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Tab. 6.4) ist der Kern PS2423-4 für die stratigraphische Zuordnung sehr gut geeignet. Ein Hiatus wird durch die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen dokumentiert. Er deckt den Zeitraum von ca. 37.500 (32.900  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor Heute) bis ca. 27.800 Jahren (23.200  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor Heute) vor Heute ab. Die zwei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die ein Alter von mehr als 30.000 Jahren ergeben, wurden nach Bard et al. (1993) grob in Kalenderjahre umgerechnet. Dazu wurde die gemessene Sauerstoffisotopenkurve auf die Sauerstoffisotopenkurve des GRIP-Eiskernes (DANSGAARD et al. 1993) bezogen. Die Dansgaard Interstadials IS 10, 11, 12, 14, 16 und 17 konnten dadurch zugeordnet werden (Abb. 7.3). Es zeigte sich dabei, daß die Kernbasis bei ungefähr 58.000 Jahren liegt. Die Interstadien IS 12, 14 und 16+17 sind besonders ausgeprägt und werden von DANSGAARD et al. (1993) mit den Sauerstoffisotopenstadien 3.1.3., 3.3. und 3.3.1. von MARTINSON et al. (1987) zugeordnet. Wegen des niedrigen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.pachyderma}}$ -Wertes bei 330 cm, der auf Schmelz-

wasser und schlechte Belüftung hindeutet, wird dieser Peak dem Isotopenstadium 3.3. und IS 14 zugeordnet. Dies stimmt mit Ergebnissen der Kerne vom ostgrönländischen Hang (NAM 1997) (Abb. 7.4) und mit Kernen aus der Norwegischen See (VOGELSANG 1990) überein. Die Sauerstoffisotopenkurve des Kerns PS2423-4 ist sehr gut korrelierbar mit dem Kern PS1535-8 (Kiel-Nr. 21535-8) aus der zentralen Fram-Straße (KÖHLER 1992) (Abb. 7.4).

Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung am Ende des Isotopenstadiums 2 ergibt 16.570  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute oder umgerechnet ca. 19.800 Jahre. Durch die Sauerstoffisotopenkurve konnte ein Schmelzwasserereignis vor ca. 19.000 Jahren (15.700  $^{14}\text{C}$ -Jahren) (STEIN et al. 1994) nachgewie-



**Abb. 7.3:** Chronologische Zuordnung des Kerns PS2423-4 (links) durch Korrelation der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit denen des "Summit"-Eisbohrkerns (rechts) (DANSGAARD et al. 1993). C-14-Datierungen wurden nach BARD et al. (1993) in Kalenderjahren umgerechnet. Die gestrichelte Linien zeigen die zugeordnete Peaks an. Bei der Kurve des Sedimentkerns sind die Isotopenstadien 1-3 eingezeigt, sowie die Dansgaard-Interstadien 1-17 bei der Kurve des Eisbohrkerns.

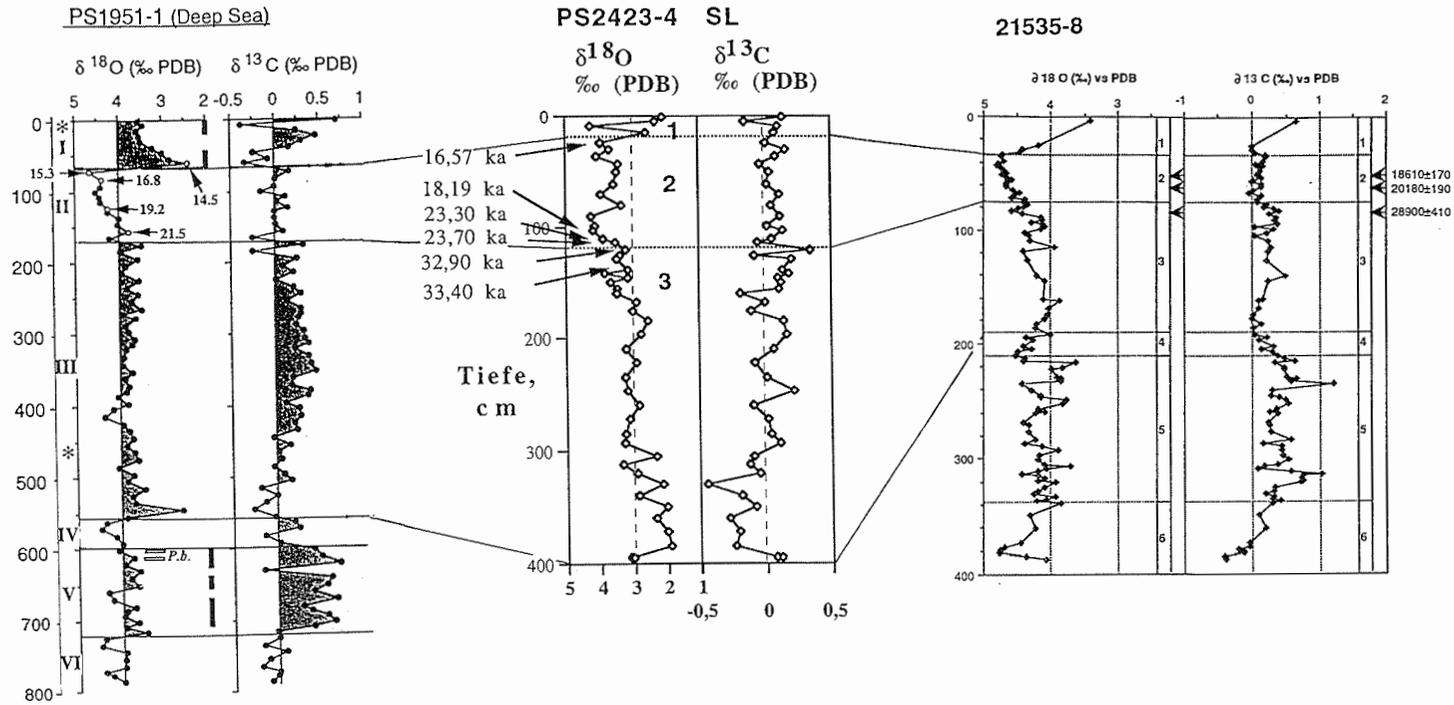


Abb. 7.4: Korrelation der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der Kerne PS1951-1 (links) aus der Tiefsee vor Ostgrönland bei ca.  $69^\circ\text{N}$  (NAM 1997), PS2423-4 (Mitte) vom Nordostgrönländischen Kontinentalhang bei  $80^\circ\text{N}$  (diese Arbeit) und PS1535-8 (rechts) aus der zentralen Fram-Straße bei ca.  $79^\circ\text{N}$  (KÖHLER 1992). Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der drei Kerne belegen die guten Korrelationen. Schmelzwasserereignisse (Niedrige  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte) während des frühen Isotopenstadium 3 und vor ca. 15.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren sind in den Kernen PS1951-1 und PS2423-4 stark ausgeprägt.

## 7. Diskussion und Interpretation

sen werden (Abb. 7.4). Ebenfalls wurde ein Peak mit hohen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Jüngerer Dryas vor ca. 12.000 Jahren (10.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren) zugeordnet.

Der Kern PS2422-3 konnte durch den Vergleich aller gemessenen Parameter auf den Kern PS2423-4 bezogen werden (Abb. 7.5). In ca. 5 cm Tiefe tritt ein Turbidit auf und ein Hiatus deckt den größten Teil von 37.000 Jahren ab. In 14 cm Tiefe ergibt die  $^{14}\text{C}$ -Datierung 35.350  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute, die nach BARD et al. (1993) und DANSGAARD et al. (1993) in ca. 37.500 Kalenderjahre umgerechnet werden. Die Dansgaard Interstadien 10, 11 und 12 konnten identifiziert werden (Tab.7.1).

Vier  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vom Kern PS2424-1 ergaben zwei Alter vom Holozän (7.500 und 7.940  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute oder 8.250 und 8.875 Kalenderjahre) und zwei vom letzten Hochglazial (17.680 und 17.870  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute oder ca. 20.400 und 21.600 Kalenderjahre). Die letzte Datierung wurde an der Kernbasis durchgeführt. Von der Sauerstoffisotopenkurve (Abb. 6.7, Tab.7.1) konnte außerdem die Jüngere Dryas (11.500-12.700 Kalenderjahre) zugeordnet werden.

Die Kerne von der Station PS2419 (Abb. 6.4), wurden anhand einer von zwei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen am Material des Kerns PS2419-3 MUC zugeordnet. In 14-15 cm Tiefe, der tiefsten Stelle mit moderaten Mengen an biogenem Material (siehe Tab. 6.2), wurden gemischte karbonatische Bestandteile, hauptsächlich benthische und planktische Foraminiferen, für eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung ausgelesen. Dies ergab 3.680  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute (ca. 4.200 Kalenderjahre). An einer tieferen Stelle, 24-25 cm wurde an Muschelfragmenten 480  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute gemessen. NIELSEN et al. (1994) zeigen, daß erhebliche Unterschiede in Datierungen an Muscheln und Foraminiferen von denselben Sedimenttiefen auftreten können. Es kann sich dabei um umgelagertes Material handeln. Die letzte Datierung wird nicht im Betracht gezogen. Der Schwerelotkern PS2419-4 SL besteht aus festen Ablagerungen aus Zeiten mit hohe Kalbungsaktivitäten. Es wird angenommen, daß dies durch hohe Gletscheraktivitäten während des letzten Hochglazials, der Jüngerer Dryas oder der Erwärmungsphasen entstanden ist.

Unveröffentlichte Daten eines Kernes der POLARSTERN-Expedition ARK III/3 von 1985, PS1308-4, der an einer Position zwischen den Positionen PS2423 und PS2422 gezogen wurde, ließen sich ebenfalls dem Kern PS2423-4 zuordnen (Wassergehalt,  $C_{\text{org}}$  und  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ : D. HEBBELN, pers. Mitteilungen, Kernbeschreibung: U STRUCK, pers.

7. Diskussion und Interpretation

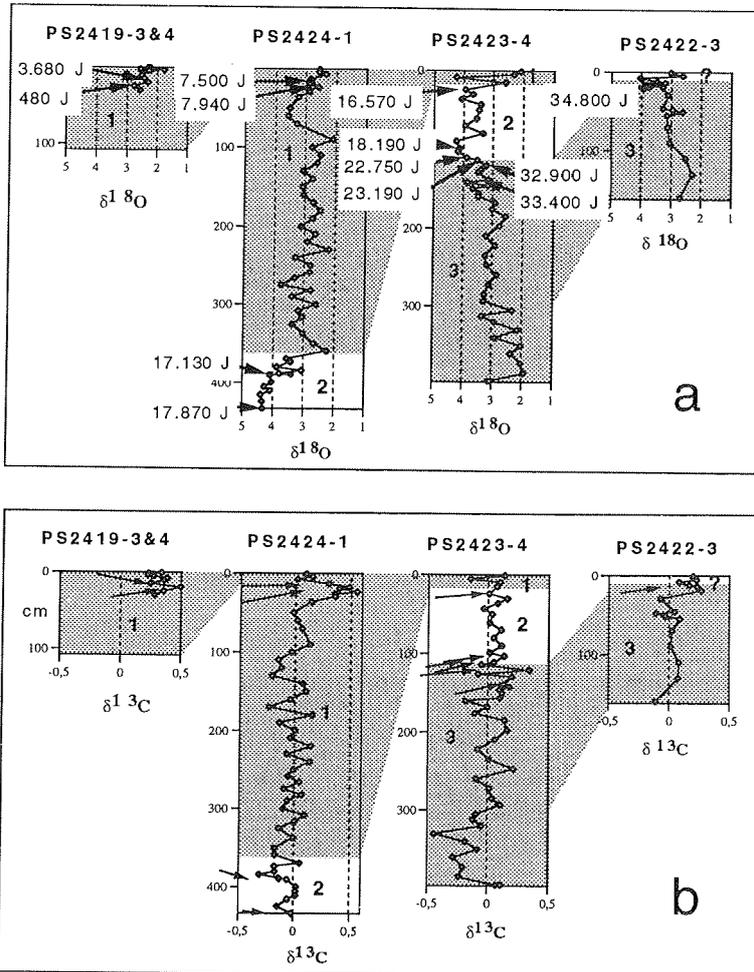
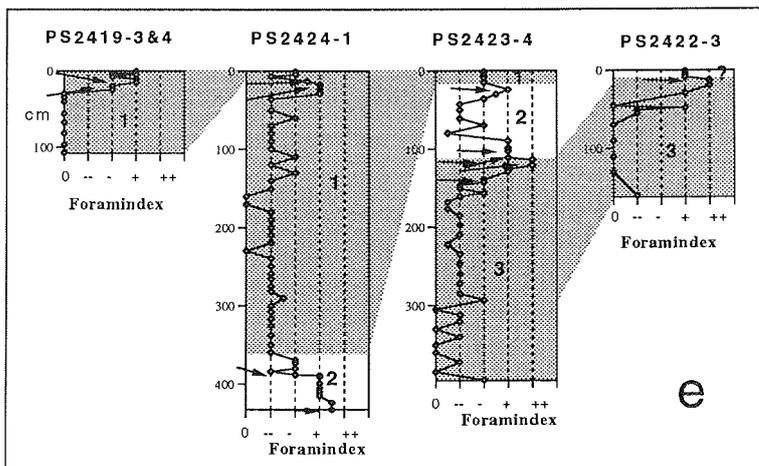
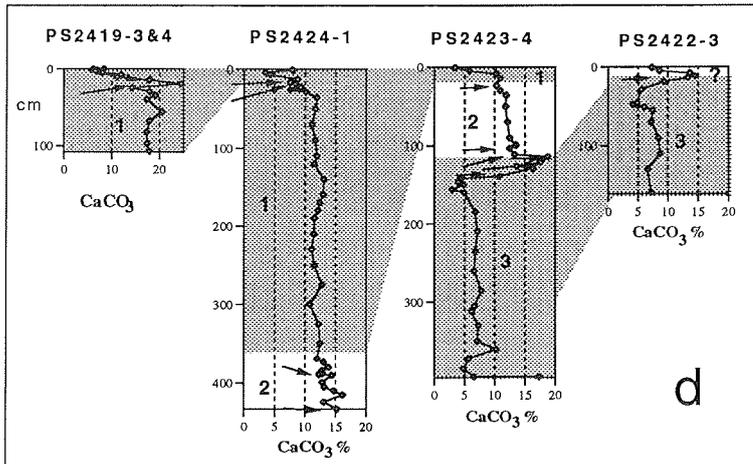
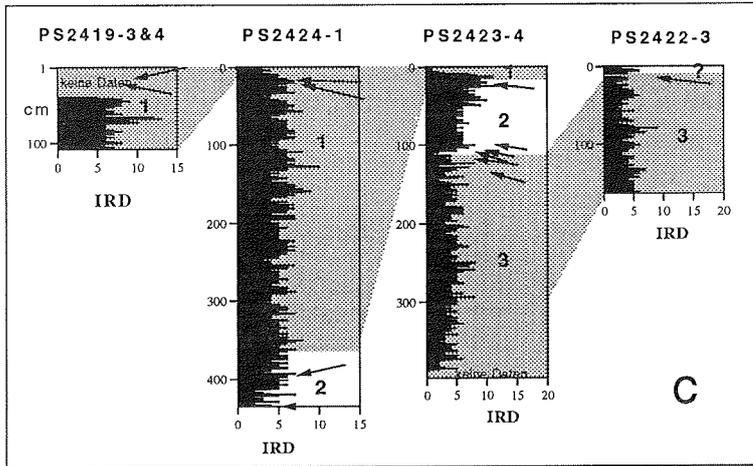
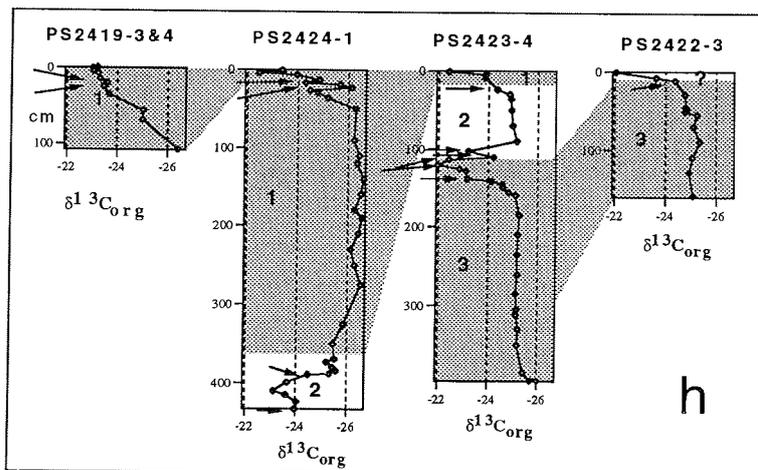
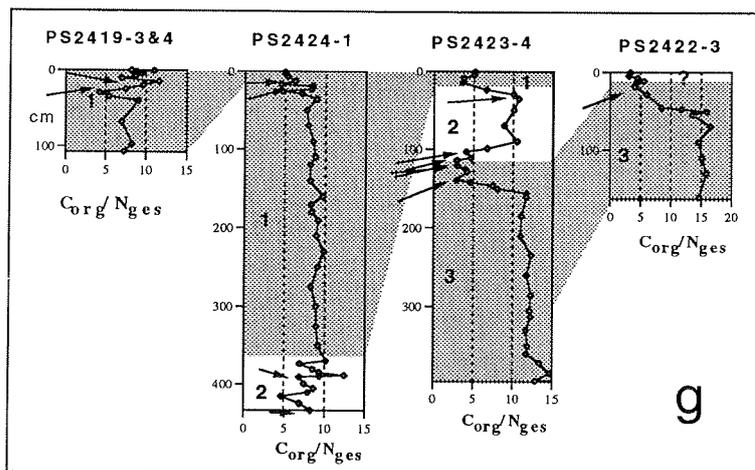
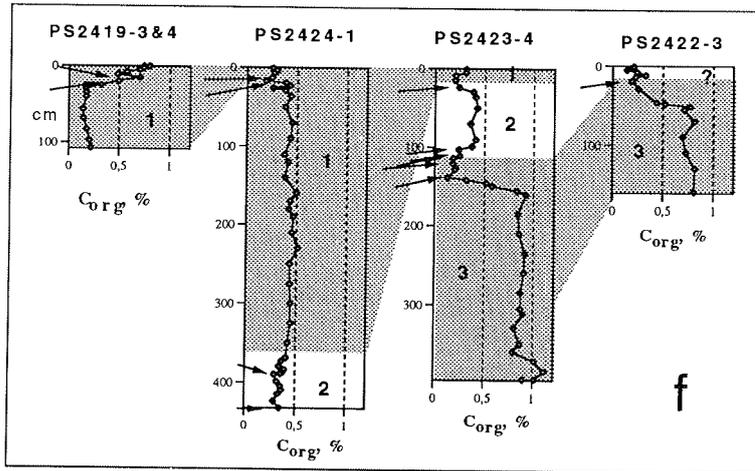


Abb. 7.5.a-h: Korrelation der Kerne PS2419-3&4, PS2424-1, PS2423-4 und PS2422-3 anhand der gemessenen Parameter. Die  $^{14}C$ -Datierungen, die in der Abbildung a eingetragen sind, werden durch die Pfeile in den Abbildungen b-h markiert. Weiterhin sind die Isotopenstadien 1, 2 und 3 gezeigt.

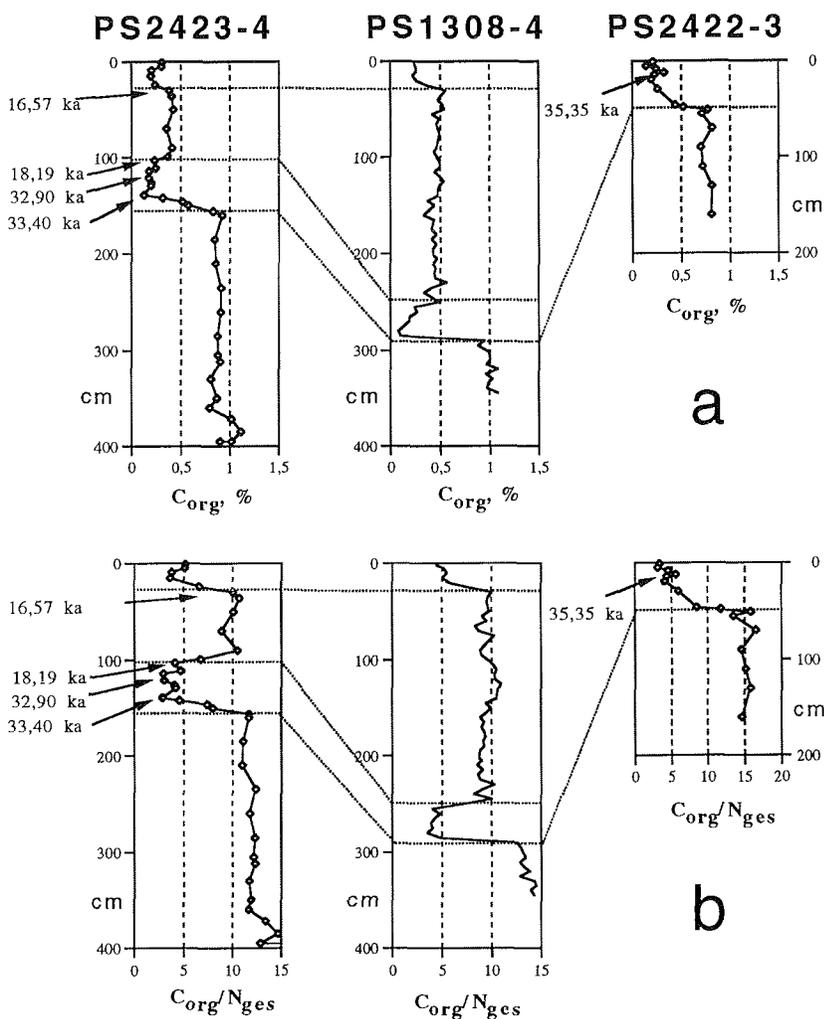
a: Korrelation anhand der  $\delta^{18}O$ (N.pachyderma)-Werte,  
b: Korrelation anhand der  $\delta^{13}C$ (N.pachyderma)-Werte,  
c: Korrelation anhand der IRD-Gehalte,  
d: Korrelation anhand der Karbonatgehalte,  
e: Korrelation anhand der eingeschätzten Menge an planktischen Foraminiferen,  
f: Korrelation anhand der Gehalte an organischem Kohlenstoff,  
g: Korrelation anhand der  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse,  
h: Korrelation anhand der  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte.



7. Diskussion und Interpretation



Mitteilungen) (Abb. 7.6). Dabei erkennt man, daß der Kern ein maximales Alter von ca. 45.000 Jahre hat. Dies stimmt aber nicht mit der Interpretation von SPIELHAGEN (1991) überein, die aufgrund der Korngrößenverteilung und lithologischen Zusammensetzung durch Vergleich mit anderen Kernen aus der Region entstanden ist. SPIELHAGEN, der auf die Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung hinweist, vermutet ein Alter von über 130.000 Jahre für den Kern PS1308-4.



**Abb. 7.6.a-b:** Korrelation der Kerne PS2422-3, PS2423-4 und PS1308-4 anhand der a:  $C_{org}$ -Gehalt und b: der  $C_{org}/N_{ges}$ -Verhältnisse (Unveröffentlichte Daten der Kern PS1308-4 von D. HEBBELN).

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

---

### 7.3 Die Entstehung des Sedimentes.

In den Fjordregionen haben sich die Sedimentationsprozesse bei Klimaänderungen durch die Nähe zu den Gletschern und durch die Möglichkeit für das Entstehen einer völlig geschlossenen Eisdecke in den Fjorden stark verändert. Um Aussagen über das Paläoklima zu machen werden damit Parameter, wie der Sedimenttyp und IRD-Gehalt für die Fjordregionen wichtiger als die geochemischen Parameter ( $C_{org}$ , Karbonat, Foraminindex,  $C_{org}/N_{ges}$  und  $\delta^{13}C_{org}$ ).

Im tieferen Wasser bei Nordostgrönland ist die Sedimentation von eistransportiertem Material während Weichsel und Holozän intensiv und relativ konstant gewesen. Daher spielen z.B. der Eintrag von terrigenem oder marinem Material eine wichtige Rolle als Anzeichen für veränderte Klimabedingungen, wobei die geochemischen Parameter die beste Information über das Paläomilieu ergeben.

#### 7.3.1. Die Geschichte des Kong-Oscar-Fjords.

Die Einstufung der Sedimenttypen anhand der Analyse der Radiographien (MARIENFELD 1991) ist in der Tabelle 6.1 mit einer kurzen Interpretation zusammengefaßt.

Der Kern PS1734-2, der außerhalb des kleineren Carlsberg-Fjordes gezogen wurde, unterscheidet sich von den beiden nördlicher gelegenen Kernen PS1733-2 und PS1735-1. Der im ganzen Kern beinahe unverändert hohe IRD-Gehalt entspricht einem Sediment, welches in Perioden mit Eisbergdrift entstanden ist. Die Schichtungen in den oberen 60 cm des Kerns sind als Folge der Sedimentation von Eisbergen, deren Drift periodisch behindert war, entstanden (MARIENFELD 1991). Der Kies ist durch rosa Feldspat dominiert, der in den nördlicheren Kernen, PS1733-2 und PS1735-1, nicht vorhanden ist. Dieser könnte aus dem östlichen Jameson-Land stammen, welches auch an den Carlsberg-Fjord nicht aber an den Fleming-Fjord grenzt. Hier besteht das anstehende Gestein aus kristallinem und metamorphem Gestein (MANGERUD & FUNDER 1994).

In 141 cm Tiefe ergibt die  $^{14}C$ -Datierung ein Alter von 32.000 Jahren. Da aber Hiaten im Kern nicht ausgeschlossen werden können, kann nicht eindeutig nachgewiesen werden, daß eine konstante Eisbergdrift während des gesamten Spät-Weichsels und Holozäns stattgefunden hat.

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

Es gibt Anzeichen dafür, daß Gletscher während des letzten Hochglazials auf den ostgrönländischen Schelf vorgestoßen sind. Dies gilt sowohl nördlich vom Kong-Oscar-Fjord (ca. 75°N, STEIN et al., 1993, HUBBERTEN et al. 1995) als auch südlich davon (65°N, MIENERT et al. 1992). Es ist daher möglich, daß dies bei der Position PS1734 auch der Fall gewesen ist, wobei es zu Störungen im Sediment kam.

Die zwei nördlich liegenden Kerne, PS1733-2 und PS1735-1, die vor der Mündung des kleineren Fleming-Fjords gezogen wurden, zeigen dieselbe Reihenfolge der Sedimenttypen (Abb. 7.2).

Die Kernbasis: Die untersten 10 cm des Kerns PS1733-2, der näher am Fjord liegt, bestehen aus sehr kompaktem und kiesreichem Material, möglicherweise Geschiebe, wie es auch in nördlicheren Kernen vom Schelf der Fall ist (STEIN et al. 1993, HUBBERTEN et al. 1995). Es ist möglich, daß ein am Boden gelegener Gletscher über diese Position hinaus vorgestoßen ist. Der Kern PS1735-1 reicht nicht so tief ins Sediment. Daher können von den sedimentologischen Daten keine Aussagen, darüber gemacht werden, ob der Gletscher über diese Position hinaus vorgestoßen ist. Reflektionsseismische Profile von der Mündung des Kong-Oscar-Fjords zeigen aber Endmoränen auf Positionen nah an den Kernen PS1733-2 und PS1735-1 (HUBBERTEN et al. 1995). Die Profile wurden allerdings nicht bis über die Positionen PS1733 und PS1735 hinaus gefahren (JOKAT et al. 1995). Es wird angenommen, daß die untere Sedimentsequenz im Kern PS1733-2 in Zusammenhang mit der, in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords entdeckten Endmoräne (HUBBERTEN et al. 1995), steht. Die Sedimentsequenz an der Kernbasis in PS1733-2 könnte aber auch durch sehr massive Kalbungsaktivitäten in Verbindung mit dem Abschmelzen von Eisbergen entstanden sein, also nicht unbedingt durch einen direkt aufliegenden Gletscher. Es wird angenommen, daß das Ereignis während einer Kaltphase stattfand. Es handelt sich wahrscheinlich um das letzte Hochglazial vor ca. 21.500 Jahren (18.000 <sup>14</sup>C-Jahre). Diese Theorie kann aber wegen nicht ausreichender Datierungen weder für den Kong-Oscar-Fjord noch für ähnliche Sedimente der nördlichen Kerne nachgewiesen werden (STEIN et al. 1993, HUBBERTEN et al. 1995). Im Scoresby-Sund, südlich vom Kong-Oscar-Fjord, gibt es Anzeichen dafür, daß ein Gletscher während des letzten Hochglazials bis zum Schelf vorgestoßen ist (DOWDESWELL et al. 1994).

Während der Jüngerer Dryas ist es wahrscheinlich nur zu kleineren Gletschervorstößen in die Nebenfjorde des Scoresby-Sunds gekommen, während der Scoresby-Sund selber mit einer geschlos-

## 7. Diskussion und Interpretation

senen Eisdecke bedeckt war (DOWDESWELL et al. 1994). Ebenfalls zeigen die landgeologischen Untersuchungen von C. Hjort und S. Funder (zusammengefaßt in NAM 1997), daß während des letzten Hochglazials bis 14.000 <sup>14</sup>C-Jahre vor Heute Gletscher in das Kong-Oscar-Fjord System vorgestoßen sind. Anhand dieser Kenntnisse wird angenommen, daß die Gletscher auch in die Nebenfjorde, den Fleming- und Carlsberg-Fjord, vorgestoßen sind.

Die Gletscher, welche die großen Fjorde wie den Scoresby-Sund oder den Kong-Oscar-Fjord ausgefüllt haben, sind wahrscheinlich mit dem grönländischen Inlandeis verbunden gewesen. Deren Dynamik ist deshalb durch globale Klimaveränderungen beeinflusst worden. Vorlandgletscher in den kleineren Fjorden sind zusätzlich von den lokalen Klimabedingungen abhängig.

Genauere Analysen der Zusammensetzung des lithogenen Materials von der unteren Sedimentsequenz des Kerns PS1733-2 könnten zeigen, ob das Sediment aus dem inneren Kong-Oscar-Fjord oder aus dem Nebenfjord, dem Fleming-Fjord, stammt. Im ersten Fall würde es sich wahrscheinlich um Material des letzten Hochglazials handeln, im zweiten Fall könnte man keine genaueren Angaben machen lassen. Eine weitere Analyse der Gesteine liegt außerhalb des Bereiches dieser Arbeit.

Das laminierte Sediment: Die untere Sequenz wird von einer ca. 2 m mächtigen Sequenz der Sedimenttypen 4 und 5, d.h. von laminiertem Sediment ohne bzw. mit gröberem Material, überlagert (PS1733-2: 199-401 cm, PS1735-1: 281-329 ). Der kiesarme Sedimenttyp 4, der unter einer geschlossenen Eisdecke entstanden ist (MARIENFELD 1991), ist im Kern PS1733-2 dominant und im Kern PS1735-1 fast ausschließlich vorhanden. Im Kern PS1733-2 überlagert das laminierte Sediment das während einer Kaltphase entstandene Sediment der Kernbasis. Deshalb stammt das laminierte Sediment in den Kernen PS1733-2 und PS1735-1 wahrscheinlich aus der ersten Erwärmungsphase, der Termination 1a. Ein Gletscherrückzug fand während einer Periode mit geschlossener Eisdecke statt. Dies hat zu einer Freisetzung großer Mengen an terrigenem Material geführt. Gröberes Material wurde in der Mündung des Fleming Fjords, näher am Gletscher abgelagert (Position PS1733). Feineres Material wurde in Suspension weiter nach draußen in den Kong-Oscar-Fjord (zur Position PS1735) transportiert. Dies stimmt überein mit Befunden von Schelf und Kontinentalhang, wo die Zufuhr an IRD während der ersten Erwärmungsphase zurückgegangen ist (STEIN et al. 1996, NAM 1997). Die Sedimentationsrate in der Fjordmündung ist mit ca. 1 m pro 1000 Jahre sehr hoch gewesen.

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

Eine dünne Sequenz von grobkörnigem und wasserarmem Sediment (Typ1) in ca. 2 m Tiefe (PS1733-2: 180-199 cm, PS1735-1: 255-272 cm) ist wahrscheinlich während einer Periode mit Gletschervorstoß und erhöhtem Transport von grobem terrigenen Material entstanden. Es wird der Jüngeren Dryas zugeordnet. NAM (1997) berichtet ebenfalls von einer geringen Zunahme an IRD in Sediment der Jüngeren Dryas aus dem ostgrönländischen Kontinentalhang. Die Gesteinsbruchstücke im Kern PS1733-2 bestehen fast ausschließlich aus dunklem rotbraunen Sedimentgestein, wobei es sich im PS1735-1 um gemischtes Material handelt. Dies deutet darauf hin, daß das eistransportierte Material in den zwei Kernen aus verschiedenen Regionen stammt.

Sediment des Typs 5 (laminiert mit hohem Anteil an eistransportiertem Material), das durch periodische Eisbedeckung und teilweise behinderte Eisbergdrift entstanden ist (MARIENFELD 1991), überlagert das Sediment aus der Jüngeren Dryas. Dies wird der zweiten Erwärmungsphase zugeschrieben. Die permanente Meer-eisdecke wurde durchbrochen wodurch die Gletscherfronten in den inneren Fjorden Zugang zum offenen Wasser bekamen. Dies war die Ursache für hohe Kalbungsraten. Dieser Prozeß setzte sich bis ca. 9.000 Kalenderjahre vor Heute ( $^{14}\text{C}$ -datierung: 8.010 Jahre vor Heute) fort, als die Gletscheraktivitäten in diesem Teil des Kong-Oscar-Fjords aufhörten.

Das obere Sediment besitzt kein oder nur wenig IRD und ist stark bioturbat (Sedimenttyp 2, MARIENFELD 1991). Der heutige Sedimentationsprozeß verläuft ohne Eintrag an grobem eistransportierten Material. Pyritisierungen der bioturbaten Bauten können auf den Radiographien vom Sediment unterhalb einer Tiefe von 40 cm identifiziert werden. Dies deutet auf anaerobe Bedingungen hin (MARIENFELD 1991).

Die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der Kerne des Kong-Oscar-Fjords sind in den Abb. 6.1-6.3 abgebildet. Der Kern PS1734-2 besitzt nur einen Meßpunkt bei dem der  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert über 3‰ liegt und weist damit deutliche glaziale Bedingungen auf. Der hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in dieser Probe könnte durch Eisbildung während einer Periode mit Zufuhr atlantischen Wassers im letzten Hochglazial verursacht worden sein. Der Wert von 0,5‰ stimmt mit Daten aus dem Isotopenstadium 2 von tieferem Wasser in der Grönländischen See (VOGELSANG 1990) überein. Die wenigen Daten reichen aber nicht aus um dieses nachzuweisen. Ein Schmelzwasserpeak mit leichten  $\delta^{18}\text{O}$  und leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte am Ende des Isotopenstadiums 3 kann mit einem Schmelzwasserereignis vom Kontinentalhang korreliert wer-

## 7. Diskussion und Interpretation

den. Hier ist ein Schmelzwasserereignis auf ca. 28.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre (ca. 32.500 Kalenderjahre) datiert worden (STEIN et al. 1994).

In den Kernen PS1733-2 und PS1735-1 sind  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{(N.pachyderma)}$ -Werte nur vom oberen Teil des Kerns vorhanden (Abb. 7.2). Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind niedrig und das Sediment stammt wahrscheinlich aus dem Holozän. Die höchsten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus der Periode 9.060 bis 8.010  $^{14}\text{C}$ -Jahren (ca. 10.000 und 9.000 Kalenderjahre) liegen über 3‰. Hier sind auch die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hoch, um 0,2‰. Hohe Werte deuten auf niedrige Wassertemperaturen und /oder hohe Salinität hin (KÖHLER 1992).

Ein Schmelzwasserpeak mit sowohl leichten  $\delta^{18}\text{O}$ - als auch leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist bei ca. 9.000 Kalenderjahren (8.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre) zu sehen. Der Peak läßt sich dem Übergang von IRD-reichem zu IRD-armem Sediment zuordnen, also einer Periode bei der die hohen Kalbungsaktivitäten der zweiten Erwärmungsphase aufgehört haben. Dies kann mit einer Periode erhöhten Eintrages warmen atlantischen Wassers in die Fram-Straße (HEBBELN et al. 1994) und milderem Klima an der ostgrönländischen Küste (HJORT, im Druck) korreliert werden. Allerdings deuten die großen Schwankungen der Isotopenwerte in den 30 cm oberhalb dieses Sediments auf eine wechselnde Zufuhr an Schmelzwasser und Meerwasser aus verschiedenen Quellen hin.

Die Verteilung der Zufuhr an terrigenem oder marinem Material wird anhand der Zusammensetzung des organischen Materials und Karbonatgehaltes unterschieden. Dazu wird die qualitative Beschreibung der Sandfraktion, darunter der Foraminindex, verwendet.

Ein Ereignis veränderte die ozeanographischen Bedingungen in der Region um den Kong-Oscar-Fjord zwischen 39.000 und 35.000 Kalenderjahren vor Heute und hat zu Veränderungen des Sediments des Kerns PS1734-2 geführt. Niedrige Karbonatmengen, von 5-7%, niedrige  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Werte,  $\leq 10$ , und mehrere planktische und benthische Foraminiferen (Abb.6.2) deuten auf einen erhöhten Eintrag an marinem Material gegenüber dem jüngeren Sediment hin. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte, die um -24‰ liegen, deuten auf eine niedrige Benthosaktivität hin und es wird angenommen, daß eine Auflockerung der Eisbedeckung stattgefunden hat. Es kann aber aufgrund der geringen Veränderungen der gemessenen Parameter und der sehr geringen Artenvielfalt der Foraminiferen kaum von einer guten Belüftung oder vom Eintrag warmen atlantischen Wassers die Rede sein.

## 7. Diskussion und Interpretation

Das Geschiebe des letzten Hochglazials in der Kernbasis des Kerns PS1733-2 besitzt mehr als 0,5% organisches Material. Die  $C_{org}/N_{ges}$ -Werte über 10 und die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte niedriger als -24‰ zeigen - wie erwartet - daß das organische Material terrigener Herkunft ist (Abb.7.2).

Das Sediment in den Kernen PS1733-2 und PS1735-1 aus der nachfolgenden Erwärmungsphase, die Termination 1a, welches unter dem Meereis abgelagert wurde, besitzt zwischen 0,5 und 1,1%  $C_{org}$  ebenfalls terrigener Herkunft. Die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte um -24‰ deuten auf eine beschränkte biologische Aktivität hin, die durch eine geschlossene Eisdecke verursacht wurde.

Das Sediment, das der Jüngerer Dryas zugeschrieben wird und wahrscheinlich in die Nähe der Gletscherfront durch intensiven Transport an IRD entstanden ist, weist im Gegensatz zum unterliegenden Sediment nicht dieselben hohen Mengen an terrigenem organischem Material auf. Es besitzt eine andere Herkunft. Wahrscheinlich ist es aus einem oder mehreren Gletschern des Jameson-Landes entstanden. Die Abnahme von  $C_{org}/N_{ges}$  und der Anstieg in den  $\delta^{13}C_{org}$ -Werten ist wahrscheinlich auf dem geringen Gehalt an  $C_{org}$  und deshalb auf die Unsicherheit der Messungen zurückzuführen. Der Kern PS1733-2, der tiefer in der Mündung des Fleming Fjords liegt, hat einen sehr hohen Gehalt an Karbonat, ca. 20%, der von rotbraunen Sedimentgesteinen stammt. Im Kern PS1735-1 treten in dieser Sedimentsequenz eine Vielzahl von Gesteinstypen auf. Der Karbonatgehalt liegt im Bereich des umliegenden Sedimentes bei 5-10%. In diesem Fall haben andere Gletscherfronten zur Zufuhr an IRD beigetragen. Auch hier ist kein terrestrisches organisches Material vorhanden, denn der  $C_{org}$ -Gehalt ist mit ca. 0,2% sehr niedrig.

Im Kern PS1733-2 besitzt das Sediment der Termination 1b einen  $C_{org}$ -Gehalt zwischen ca. 0,5 und 0,8% C (Abb. 6.1 oder 7.2). Im Kern PS1735-1 treten größere Schwankungen von 0,2-1,0% auf (Abb.6.3 oder 7.2)). Die  $C_{org}/N_{ges}$ -Werte liegen überwiegend über 10, was auf terrigenes organisches Material hinweist (MÜLLER 1977). Die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte, die um -24‰ liegen, zeigen ebenfalls, daß es sich um organisches Material handelt, welches im Sediment kaum abgebaut ist; entweder weil nur eine geringe biologische Aktivität stattgefunden hat und/oder weil das organische Material terrigener Herkunft ist und deshalb für Organismen schlechter abbaubar ist (SWEENEY et al. 1978). Der Karbonatgehalt liegt in dem Sediment der Termination 1b zwischen 5 und 10%  $CaCO_3$ . Wegen der niedrigen Anzahl an Foraminiferen und der großen Menge an IRD ist das Karbonat wahrscheinlich terrigener Herkunft.

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

Der Übergang zum klimatischen Optimum vor ca. 9.000 Jahren (ca. 8.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren) verlief während der Termination 1b stufenweise. Die Menge an  $\text{C}_{\text{org}}$  zeigt einen leichten aber konstanten Anstieg. Die sinkenden  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Werte und die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte zeigen, daß der Anteil an organischem Material mariner Herkunft anstieg. Die Menge an Foraminiferen steigt in der Periode ebenfalls leicht an. Nach der Beendigung der Kalbungsaktivitäten vor ca. 9.000 Jahren (ca. 8.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren) stieg der  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt weiterhin an, bis ca. 1% C im Oberflächensediment erreicht wurde. Die  $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{ges}}$ -Kurve sinkt unter 10 und die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte steigen über die -24‰ Marke. Trotz einer höheren Anzahl an Foraminiferen fällt der Karbonatgehalt ab. Der Karbonatgehalt beruht wahrscheinlich auf hauptsächlich terrigenen Quellen, deren Zufuhr im Holozän abnahm. Im späten Holozän hat die Sedimentation durch die biologische Produktion im Wasser an großer Bedeutung gewonnen. Dennoch sind die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im spätholozänen Sediment mit ca. -24‰ niedrig. Nur an der Oberfläche des Kerns PS1734-2 steigt der Wert auf ca. -22‰ an. Die relativ niedrigen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in der Fjordmündung deuten darauf hin, daß die Abbaurate organischen Materials im Sediment klein gewesen ist. Dies wird unterstützt durch die relativ große Sedimenttiefe von 40 cm, in welcher der Sauerstoff aufgebraucht ist und die Pyritisierung der Bioturbationsbauten stattfindet, und vom relativ hohen Gehalt an organischem Material, zwischen 0,7 und 1%  $\text{C}_{\text{org}}$ . Die Benthosaktivität ist wahrscheinlich durch den Einfluß der Eisbedeckung des kalten polaren Wassers aus dem Ostgrönland-Strom eingeschränkt. Hohe  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{N.pachyderma})}$ -Werte unterstützen diese Annahme, da solche Werte auf schlechter Belüftung und Eisbedeckung hindeuten (KÖHLER 1992).

### 7.3.2. Der nordostgrönländische Kontinentalrand bei 80°N:

Die Kerne PS2424-1, PS2423-4 und PS2422-3 können anhand der Variationen der geochemischen Parameter in fünf Sedimentsequenzen unterteilt werden (Abb. 7.5). Die Unterteilung wird durch den IRD-Gehalt und die Aufteilung in Sedimenttypen unterstützt (Tab. 6.1).

Die zwei Kerne von der Position PS2419 auf dem Schelf beschreiben ein lokales Milieu (Abb. 6.4). Der Schwerelotkern, dessen obere 40 cm bei der Kernnahme leider verloren gingen, ist ausschließlich durch Gletscherablagerungen oder sehr hohe Kalbungs- und Abschmelzaktivitäten entstanden. Die geochemische Zusammensetzung dieses Sedimentes läßt sich auch in den Kernen PS2424-1 und PS2423-4 wiederfinden (Abb. 7.5).

Die älteste Sedimentsequenz stammt aus dem frühen und mittleren Isotopenstadium 3 (Kern PS2422-3, 50 cm - Kernbasis bei 162 cm und Kern PS2423-4, 160 cm - Kernbasis bei 386 cm) (Abb.7.5). Sie deckt die Periode 58.000-40.000 Jahre vor Heute ab. Es handelt sich um schlecht sortierte Ablagerungen mit viel IRD, die durch Eisbergtransport entstanden sind. Der Gehalt an IRD liegt fast konstant bei 3,6 Partikeln pro 10 cm<sup>3</sup> Sediment in PS2422-3 und 3,8 Partikeln pro 10 cm<sup>3</sup> Sediment in PS2423-4. Die relativ großen Mengen an C<sub>org</sub>, um 1% C, und die C<sub>org</sub>/N<sub>ges</sub>-Verhältnisse zwischen 10 und 15 in der Periode zwischen ca. 58.000 und 40.000 Kalenderjahren vor Heute zeigen, daß eine Zufuhr terrigenen organischen Materials (MÜLLER 1977) zu der westlichen Fram-Straße stattgefunden hat. Die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte um -25‰ zeigen, daß nur ein geringer Anteil des organischen Materials abgebaut wurde. Dies deutet ebenfalls auf resistentes terrigenes organisches Material hin.

Das IRD in der unteren Sedimentsequenz stammt höchstwahrscheinlich aus Nordostgrönland. Da SPIELHAGEN (1991) in der entsprechenden Sedimentsequenz im Kern PS1308-4 (siehe Abb. 7.6) geringe Mengen an Kohlepartikeln findet, stellt Kohle zumindest einen Anteil des organischen Materials dar. Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im Kern PS2423-4 liegen an der Kernbasis zwischen -25 und -26‰ und in der darüberliegenden 2 m dicken Sedimentsequenz, die eine Periode von ca. 58.000 bis ca. 40.000 abdeckt, konstant bei -25‰. Diese  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte stimmen mit Ergebnissen der Kohle aus Ny-Ålesund auf Spitzbergen überein (Anhang 1). Da aber die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im Sediment der östlichen und zentralen Fram-Straße aus dem Isotopenstadium 3 zwischen -23 und -24‰ liegen, kann Spitzbergen kaum das Einzugsgebiet für das eistransportierte Material zur Position PS2423 gewesen sein. Ton-Siltsteine aus Spitzbergen, die reich an organischem Material sind, haben  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte < -25‰ während Kohle aus Sibirien, die in der zentralen Fram-Straße vorhanden ist, Werte zwischen -23 und -24‰ besitzt (HEBBELN 1991). Deshalb kann dieses Material auch nicht als mögliche Quelle des terrigenen Materials in Frage kommen.

Ein relativ hoher Gehalt von 1% C in terrigenem organischen Material ist weder in Kernen des Arktischen Ozeans (STEIN et al. 1994) noch der zentralen/östlichen Fram-Straße oder weiter südlich in der westlichen Fram-Straße (HEBBELN 1991) zu finden. Der C<sub>org</sub>-Gehalt nimmt in Ostrichtung ab. Dies deutet darauf hin, daß die westlichste Position, PS2423 näher an der Quelle des eistransportierten Materials gewesen ist. Dies bedeutet, daß Grönland das Einzugsgebiet gewesen ist. Die Zusammensetzung des Sedimentes bleibt unverändert über eine Zeit von ca. 20.000

## 7. Diskussion und Interpretation

Jahren. Ein derart konstanter Transport von sedimentbeladenem Eis von Sibirien oder dem nordamerikanischen Kontinent über Tausende von Kilometern mit der Transpolar-Drift oder aus dem Beaufort Wirbel ist unwahrscheinlich. Außerdem hat es im Spätquartär vermutlich keinen großen Eisbergtransport im Arktischen Ozean gegeben (SPIELHAGEN & THIDE 1994). Es läßt sich aber nicht ganz ausschließen, daß das terrigene Material mit dem Eis des Arktischen Ozean herantransportiert worden ist und aufgrund eines Temperaturgradienten im Oberflächenwasser zwischen polarem Wasser und Wasser atlantischer Herkunft in der nordwestlichen Fram-Straße (Position PS2423) durch Abschmelzen freigesetzt wurde. Das organische Material könnte z.B. aus Kohlevorkommen auf NO-Grönland stammen (HJORT pers. Mitteilung, MONRAD JENSEN pers. Mitteilung).

Die Schwankungen in den  $C_{org}$ -, Karbonat- und  $C_{org}/N_{ges}$ -Werten im frühen Isotopenstadium 3 (Kern PS2423-4, 360-396 cm, abb. 6.6) gegenüber dem mittleren Isotopenstadium 3 (160-360 cm, abb. 6.6) deuten auf wechselnde Quellen des eistransportierten Materials hin. Planktische und benthische Foraminiferen sowie anderes biogenes Material sind äußerst selten. Im mittleren Isotopenstadium 3 hat eine sehr kleine Erhöhung der Foraminiferenmenge stattgefunden. Die moderaten Mengen an Karbonat, zwischen 6 und 8% sind hauptsächlich terrigener Herkunft. Eine Zufuhr marinen organischen Materials ist unwahrscheinlich. Vermutlich hat eine massive Eisdecke fast jede biologische Produktion verhindert.

Die zweite Sedimentsequenz, welche die Ablagerungen des frühen und mittleren Isotopenstadium 3 überlagert, kann durch einen Anstieg an biogenem Material charakterisiert werden. Die Anzahl an Foraminiferen steigt erst langsam, dann aber rapide an. Gleichzeitig tritt eine große Vielfalt an biologischem Material auf (siehe Tab. 6.2, Abb. 7.7). Während dieser Periode nahm die Sedimentationsrate wahrscheinlich durch einen verringerten IRD-Eintrag ab (Abb. 7.7). Wegen der großen Artenvielfalt des biogenen Materials (Tab. 6.2), welche in der unterliegenden Sedimentsequenz nicht vorhanden ist, kann es ausgeschlossen werden, daß der Anstieg in biogenem Material alleine durch verringerte Verdünnung entstanden ist. Es handelt sich also um eine erhöhte Zufuhr an biogenem Material, die durch erhöhte biologische Produktion entstanden ist. Eine Veränderung der ozeanographischen Bedingungen hat ca. 40.000 Kalenderjahre ( $^{14}C$ -Messung in PS2423-4 139 cm: 33.400 Jahre) vor Heute stattgefunden.

Im untersten Teil dieser Sedimentsequenz tritt eine Schicht mit karbonatischen Neubildungsaggregaten auf. Dies ist ein Hinweis auf

eine geochemische Umlagerung des Karbonates. Wahrscheinlich hat der Abbau von großen Mengen an organischem Material zur Auflösung von biogenem Karbonat geführt. Unter Sauerstoffmangel haben reduzierende Bedingungen zur Ausfällung der Mangan- und Eisen(II)-Karbonate geführt (Kap. 7.1). Mit dem Anstieg des Gehaltes an biogenem Material steigt ebenfalls der Karbonatgehalt an und erreicht Spitzenwerte von 15-20% (PS2423-4, 121 cm Tiefe). Der  $C_{org}$ -Gehalt geht zurück auf unter 0,2%. Da die Sedimentationsrate abgenommen hat (Abb. 7.7), ist dies nicht auf Verdünnungseffekte zurückzuführen. Die  $C_{org}/N_{ges}$ -Werte, die auf ca. 5 sinken, zeigen, daß das organische Material hauptsächlich marinen Ursprungs ist. Die  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte erhöhen sich zuerst nur wenig von -25 auf -24,5‰, danach drastisch auf über -22‰ im karbonatreichen Sediment bei 121 cm (PS2423-4). Dies ist ein Anzeichen für eine erhöhte Abbaurrate in der Wassersäule und im Sediment, welches mit der sehr niedrigen  $C_{org}$ -Werten übereinstimmt. Eine Voraussetzung für die hohe Abbaurrate ist, daß die Gewässer gut belüftet werden. Außerdem ist die Zufuhr an resistentem terrigenem organischem Material gering gewesen. HEBBELN et al. (1994) interpretieren ähnliche Sedimente als unter Bedingungen mit saisonal offenem Wasser und geringer Eisbergdrift entstanden. DOKKEN & HALD (1996) sprechen von Bereichen mit einer intensiven biologischen Produktion (Hoch-Produktions-Zone).

Der IRD-Gehalt in dieser Sedimentsequenz bleibt bei über 3 Partikel in  $10\text{ cm}^3$  Sediment. Eine Eisbergdrift hat wahrscheinlich weiterhin stattgefunden. Der Mangel an terrigenem organischem Material deutet aber auf eine andere Quelle des eistransportierten Materials hin.

Sechs  $^{14}C$ -Messungen dieses Sedimentes (siehe Tab. 6.4) (fünf Messungen im Kern PS2423-4 und eine Messung im Kern PS2422-3) dokumentieren, daß die Kerne einen Hiatus besitzen. Eine Periode von ca. 10.000 Jahren kann durch diese Kerne nicht beschrieben werden. Das älteste Ereignis von hoher biologischer Produktion in der westlichen Fram-Straße fand im Isotopenstadiums 3 statt. Das zweite Ereignis fand während des letzten Hochglazials vor ca. 21.000 Jahren (18.000  $^{14}C$ -Jahren) statt.

Die Sedimenttiefen in den Kernen PS2423-4 und PS2422-3, in welchen die maximale Menge an biogenem Material vorhanden ist, ist auf  $32.900 \pm 830$  bzw.  $34.800 \pm 800$   $^{14}C$ -Jahre vor Heute datiert worden. Ein Vergleich der gemessenen Parameter (Abb.7.5) bestätigt die Annahme, daß es sich hier trotz der Abweichung der Datierungen tatsächlich um dasselbe Ereignis handelt. Der Unterschied der Datierungen beruht wahrscheinlich auf der Meßun-

## 7. Diskussion und Interpretation

sicherheit, mit dem derart hohen Alter behaftet ist (J. HEINEMEIER pers. Mitteilung). Dieses "Offene-Wasser-Ereignis" in der nordwestlichen Fram-Straße kann wahrscheinlich mit einem ähnlichen Ereignis in der östlichen und südöstlichen Fram-Straße korreliert werden, welches auf einen Zeitraum zwischen ca. 37.000 und 35.200  $^{14}\text{C}$ -Jahren datiert wurde und dem Dansgaard-Interstadial 10 zugeordnet wird (DOKKEN & HALD 1996). Eine Verschiebung zu einem künstlich niedrigeren Alter im Kern PS2423-4 wäre möglich, wenn Material von der darüberliegenden Schicht des letzten Hochglazials, das ebenfalls reich an planktischen Foraminiferen ist, sich mit dem Offenen-Wasser-Sediment des älteren Ereignisses vermischt hätte. Dabei wäre die Datierung von 34.800  $^{14}\text{C}$ -Jahren im Kern PS2422-3 zuverlässiger und stimmt mit dem im Kern vom Barentssee Kontinentalhang bestimmten Alter überein (DOKKEN & HALD 1996). Das Offene-Wasser-Ereignis in der westlichen Fram-Straße wird ebenfalls dem Dansgaard-Interstadial 10 zugeordnet (Abb. 7.3). In den Kernen der nördlichen Fram-Straße (siehe HEBBELN 1991), wo eine Ausdehnung des offenen Wassers zu vermuten wäre, ist das Ereignis nicht eindeutig identifizierbar.

Da die Sandfraktion des älteren Sediments keine subpolaren Arten unter den planktischen Foraminiferen besitzt (H. OBERHÄNSLI, pers. Mitteilung), handelt es sich hier wahrscheinlich um ein Ereignis mit hoher Produktion in einer Zelle von kaltem polarem Wasser. Es könnte sich dabei um eine Polynya oder ein größeres Strömungssystem in der Fram-Straße und dem Europäischen Nordmeer handeln.

Im Sediment aus dem jüngsten Hoch-Produktions-Zone-Ereignis, das auch in dem unteren Teil des Kerns PS2424-1 vom Schelfrand, bei 445 m Wassertiefe, vorhanden ist (389-433 cm Sedimenttiefe, Abb. 6.7), erscheinen auch die subpolaren Foraminiferenarten *N. pachyderma* (dex.) und *G. quinqueloba* (H. OBERHÄNSLI, pers. Mitteilung), die auf den Eintrag wärmeren atlantischen Wassers hindeuten. Dies stimmt mit den Befunden der östlichen Fram-Straße (HEBBELN et al. 1994) und des Arktischen Ozeans (KNIES 1994) überein, die einen Eintrag atlantischen Wassers während des letzten Hochglazials belegen. Die jüngste Hoch-Produktions-Phase hörte in der westlichen Fram-Straße vor ca. 17.100  $^{14}\text{C}$ -Jahren bzw. ca. 20.000 Kalenderjahren auf.

In Perioden mit Hoch-Produktions-Zonen in der westlichen Fram-Straße muß der Eintrag von eisbedecktem polarem Wasser aus dem Arktischen Ozean in die westliche Fram-Straße ausgesetzt haben. Da gleichzeitig der Transport von terrigenem organischem Material aufgehört hat, liegt die Vermutung nahe, daß ein Eisbergtransport

PS2423-4 SL  
 NO-Grönland, 80° N. Wassertiefe: 829 m

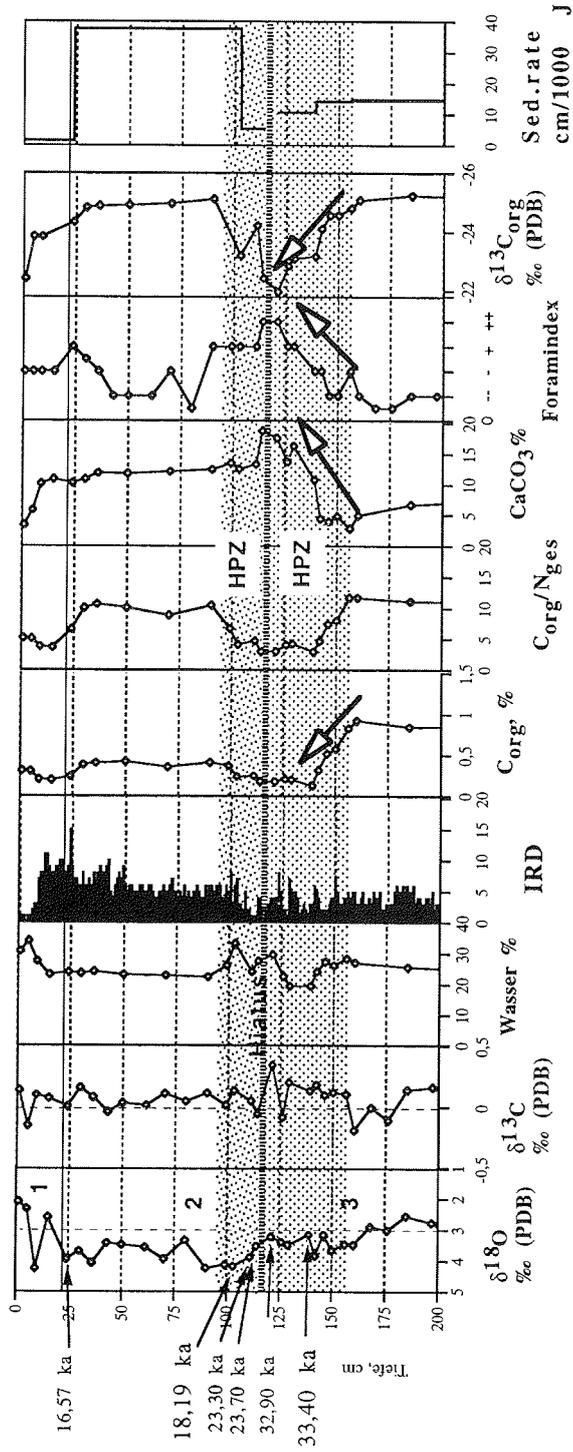


Abb. 7.7: Markierung der Sedimentsequenz des Kerns PS2423-4, die unter einer Hoch-Produktions-Zone entstanden ist. Die Sequenz ist durch einen niedrigen Gehalt an Corg, einen hohen Gehalt an biogenem Karbonat und hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werte charakterisiert.

## 7. Diskussion und Interpretation

aus Nordgrönland um Kronprins-Christians-Land herum behindert worden ist (Abb. 7.8). Wahrscheinlich hat eine geschlossene Eisdecke den Oberflächenwasseraustausch zwischen dem Beaufort-Wirbel und der westlichen Fram-Straße verhindert.

Der Übergang von Sediment reich an biogenem Material zu Sediment fast ohne biogenes Material wird innerhalb von wenigen Zentimetern beobachtet. In dieser oberen Schicht des Hoch-Produktions-Zonen-Sedimentes sinkt der Anteil an biogenem Material und der Karbonatmenge. Der  $C_{org}$ -Gehalt steigt leicht auf ca. 0,4% an. Es wird angenommen, daß die Hoch-Produktions-Zone am Kontinentalrand innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums verschwand.

Das Hoch-Produktions-Zonen-Sediment ist von einer Sedimentsequenz aus schlecht sortierten glazialen Ablagerungen überlagert (PS2423-4, 36-90 cm, PS2424-1, 36-389 cm) (siehe Radiographie, Abb. 7.9). Es besitzt geringe Mengen an Foraminiferen und viel IRD (Tab. 6.1). Zusammen mit den sehr geringen Mengen an biogenem Material ist dies ein Hinweis auf eine dichte Eisbedeckung und Zufuhr an eisbergtransportiertem Material vom Land.

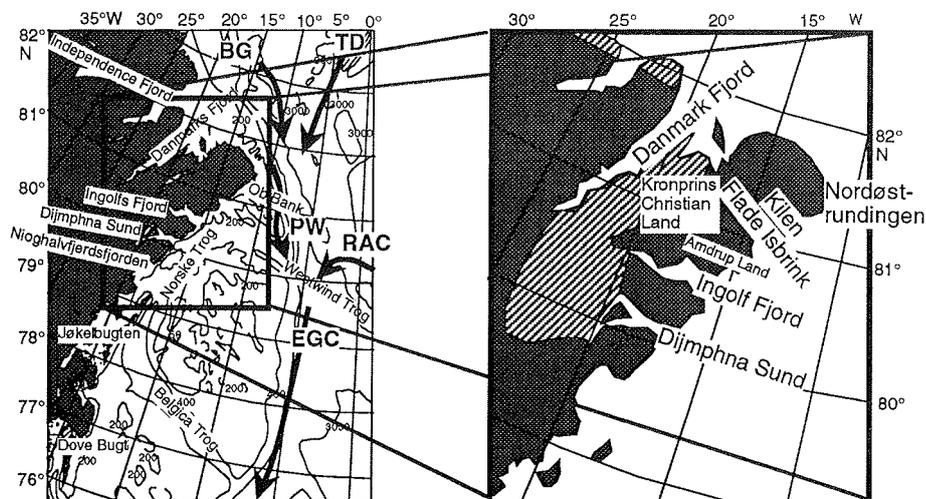


Abb. 7.8: Skizze von Nordostgrönland. Schraffierte Fläche: Mögliches Herkunftsgebiet des karbonatischen Gesteins, das in Sedimentkernen vom Nordostgrönländischen Kontinentalrand gefunden wurde (nach SPIELHAGEN 1991). BW: Beaufort Wirbel, TD: Transpolar drift, PW: Polares Wasser, RAC: Rückkehrendes Atlantisches Wasser, EGC: Ostgrönland-Strom (Nach SWIFT & AAGAARD 1981 und BOURKE et al. 1987a, 1988).

## 7. Diskussion und Interpretation

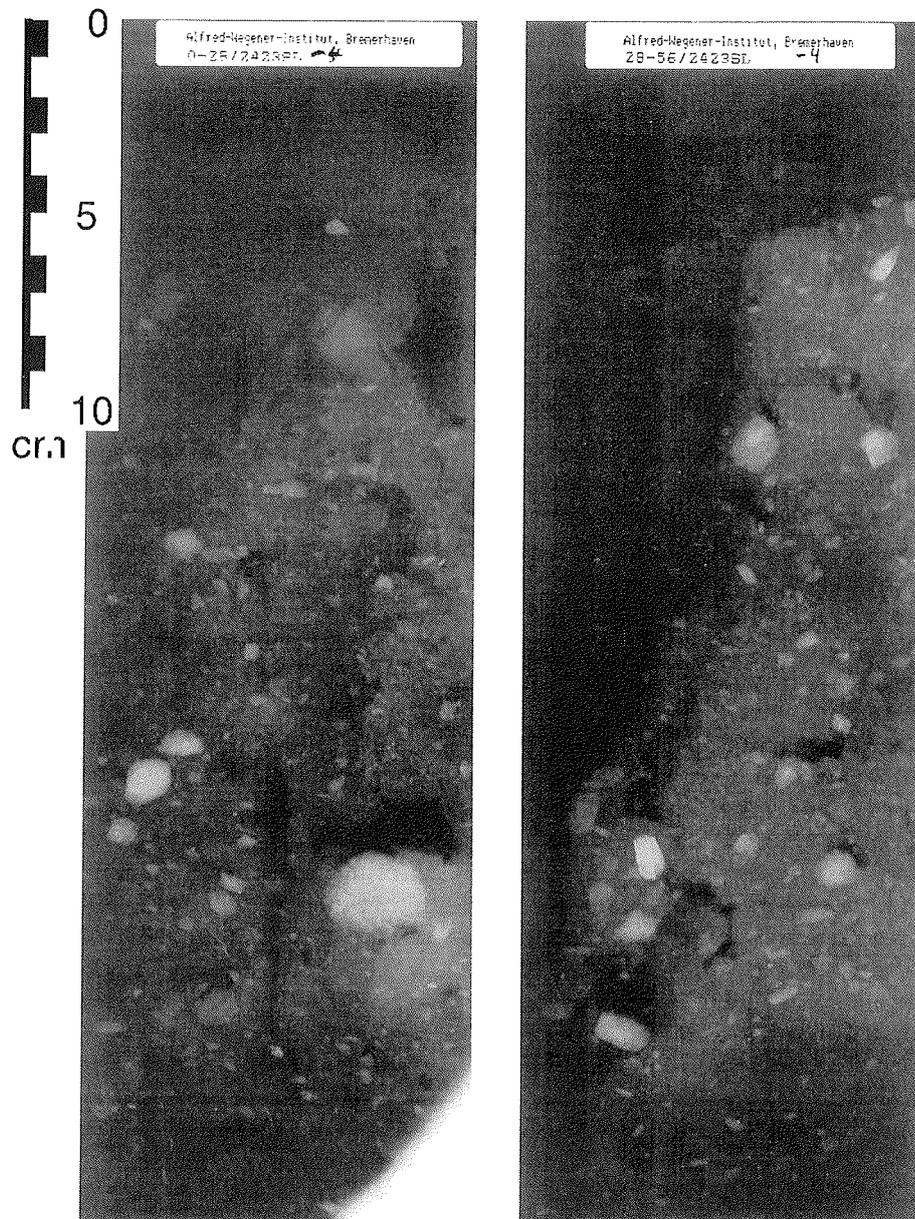
Der  $C_{\text{Org}}$ -Gehalt in dieser Sedimentsequenz steigt auf ca. 0,5% C. Die  $C_{\text{Org}}/N_{\text{ges}}$ -Werte erhöhen sich auf ca. 10, was auf erhöhte Zufuhr an terrigenem organischem Material hindeutet. Die  $\delta^{13}C_{\text{Org}}$ -Werte zeigen ebenfalls durch die niedrigen Werte von ca. -25‰, daß es sich um resistentes terrigenes organisches Material handelt. Der Karbonatgehalt bleibt mit über 10%  $\text{CaCO}_3$  relativ hoch. Da aber nur wenig biogenes Material in der Sandfraktion vorhanden ist, wird angenommen, daß das Karbonat hauptsächlich terrigener Herkunft ist. Da die geochemische Zusammensetzung des Sedimentes sich von der des ältesten Sedimentes des Isotopenstadiums 3 unterscheidet, besitzt das Material ein anderes Einzugsgebiet. Wegen des hohen Karbonatgehaltes wird Nordostgrönland, wo das anstehende Gestein hauptsächlich aus Kalkstein besteht (HJORT, im Druck, FREDSKILD 1996), als Einzugsgebiet für dieses Sediment angesehen.

Der Kern PS2419-4 vom Schelf aus 333 m Wassertiefe, der ungefähr 40 km von der Küste entfernt gezogen wurde, besitzt in einer Sedimentsequenz aus der letzten Periode mit Gletschervorstoß ebenfalls viel IRD mit einem noch höheren Anteil an terrigenem Karbonat von über 15%  $\text{CaCO}_3$  (Abb. 6.4). Dagegen liegen die  $C_{\text{Org}}$ -Werte mit unter 0,2% C an der Nachweisgrenze und sind niedriger als die Werte in den Kernen PS2424-1 und PS2423-4. Wegen der Topographie dieser Position (CHERKIS & VOGT 1994) (Abb. 2.2) muß angenommen werden, daß dieses feste, wasserarme Sediment ohne Spuren von marinbiologischem Material Gletscherablagerungen vom Amdrup-Land sind. Die Vorlandgletscher auf Nordostgrönland haben wahrscheinlich während des letzten Hochglazials auch Material zu den Positionen PS2424 und PS2423 am Kontinentalrand geliefert. Dieses Material ist karbonatreich aber arm an organischem Material. Deshalb muß eine weitere Quelle mit terrestrischem organischem Material zu der Sedimentation am Kontinentalrand beigetragen haben. Dies könnten die Gletscher im Ingolf-Fjord oder Djimphna-Sund sein (Abb. 7.8), die vermutlich Ausläufer des Inlandeises gewesen sind. In Frage kommen auch Vorlandgletscher von anderen Positionen auf Nordostgrönland, wo es Kohlevorkommen gibt (S.M. JENSEN pers. Mitteilung). Die Vorlandgletscher haben während des letzten Hochglazials wahrscheinlich ihre größte Ausdehnung nah an der heutigen Küste gehabt (HJORT, im Druck). Die Grenze lag etwa 100 km weiter westlich als die vermutete Front des Ingolf-Fjord Gletschers. Die Vorlandgletscher haben sich vorwiegend durch Kalbung zurückgezogen (HJORT, im Druck).

Da Sedimentablagerungen aus Sibirien oder Spitzbergen reich an terrigenem organischem Material sind (BISCHOF et al. 1990, HEB-

7. Diskussion und Interpretation

---



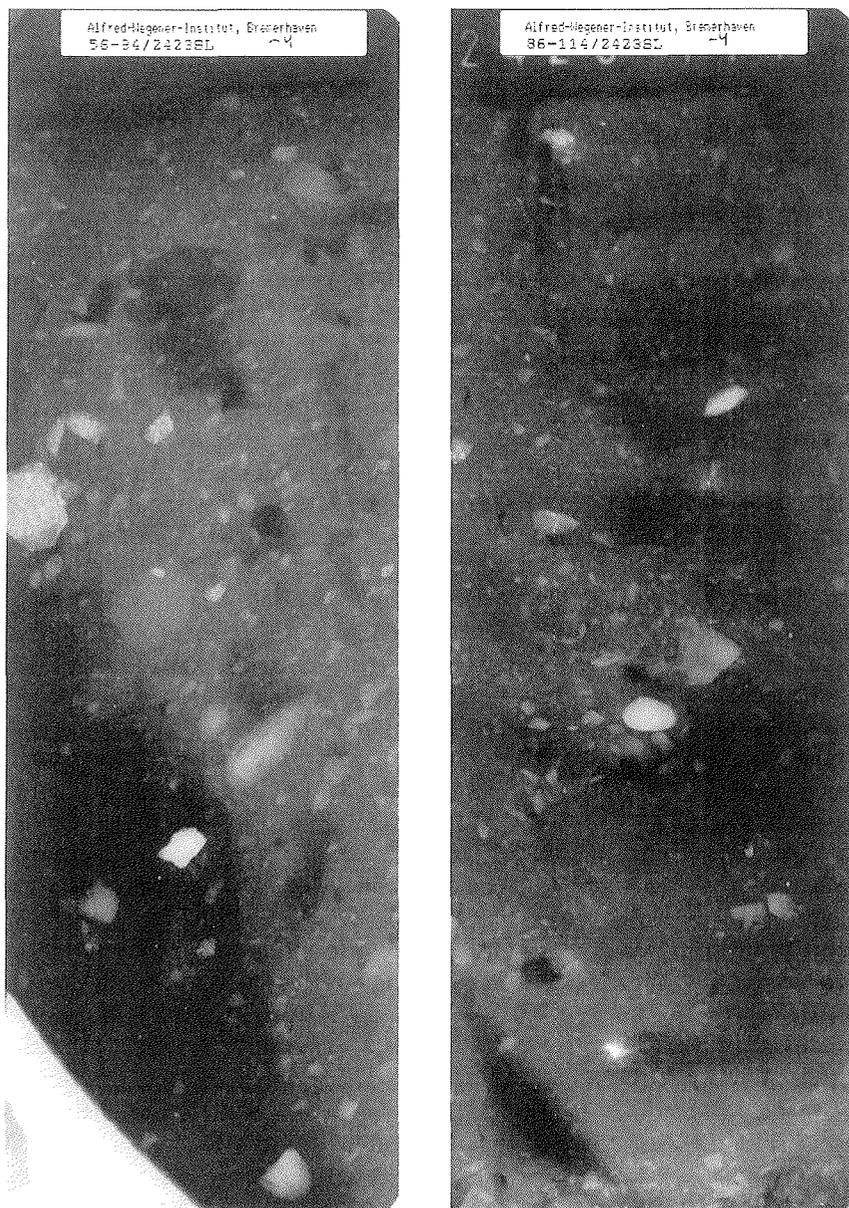


Abb. 7.9. Negative von Radiographien des Kerns PS2423-4, 0-28, 28-56, 56-84 und 86-114 cm Kerntiefe. Weiße Flächen sind Steine. Das schlecht sortierte Material zeigt, daß das Sediment zwischen 25 und 100 cm Tiefe durch Sedimenteintrag von Eisbergen entstanden ist. Diese Sedimentsequenz deckt eine Periode von ca. 500-600 Jahren ab.

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

BELN et al. 1994) können auch diese Regionen als Einzugsgebiete in Frage kommen.

SPIELHAGEN (1991) interpretiert anhand von dunkeln Karbonatgesteinen, die in entsprechenden Sedimentsequenzen des Kerns PS1308, die wahrscheinlich aus Nordgrönland stammen, daß ein Eisbergtransport um Nordøstrundingen herum stattgefunden hat (Abb. 7.8). Dieses Gestein befindet sich jedoch im Hinterland der Fjorde, Ingolf-Fjord und Dijnphna-Sund, die ihre Mündungen zum Trogsystem des nordostgrönländischen Schelfs haben. Zumindest im Ingolf-Fjord hat sich ein Gletscher befunden, der in Verbindung mit dem Inlandseis gestanden hat (HJORT, im Druck). Deshalb scheint mir ein Eisbergtransport durch die Fjorde und das Trogsystem des nordostgrönländischen Schelfs plausibler als ein Transport durch das komplexere Strömungssystem um Kronprins-Christian-Land herum, wie bisher vermutet. Beide Transportwege könnten aber auch parallel existiert haben. Die Theorie von SPIELHAGEN (1991) wird als Beleg für die Existenz eines starken Ostgrönland-Stromes verwendet.

Der scharfe Übergang vom Hoch-Produktions-Zonen-Sediment zum biogenarmen Sediment im Kern PS2424-1 (Abb. 6.7) und die kurze Ausdauer des starken Eisbergtransports von vielleicht 500-600 Jahren (Datierungen der Sedimentsequenz 24-103 cm im Kern PS2423-4, siehe auch Abb. 7.9) deutet auf eine plötzliche Freisetzung von großen Mengen an Eis hin. Das Eis hat die Wasseroberfläche der westlichen Fram-Straße vollkommen bedeckt. Es wird angenommen, daß einer oder mehrere Gletscher, vielleicht als zusammenhängender Eisschild das Wasser erreichten, an Stabilität verloren und kollabierten. Das Eis kollabierte schon 3.000 Jahre vor dem Eisschild der Barentssee, als sich der Weltmeeresspiegel noch auf seinem niedrigsten Niveau befand (FAIRBANKS 1989). Die eustatische Senkung hat auf dem Schelf möglicherweise zu einer lokalen Erhöhung des Wasserspiegels geführt und könnte dabei zu einer Instabilität des Eisschildes beigetragen haben. Es ist aber auch möglich, daß ein Gletscher bis zu einer topographisch bedingten Grenze, z. B. dem Schelfrand vorgestoßen ist und dort zusammengebrochen ist.

Das Wachstum der Eismasse auf Nordostgrönland konnte durch die Feuchtigkeit des offenen Wassers in der westlichen Fram-Straße und die sehr niedrige Lufttemperatur (DANSGAARD et al. 1993) ermöglicht werden, wie es für den Aufbau des mächtigen Barentssee-Eisschildes angenommen wird (HEBBELN et al. 1994).

Es wird anhand der Topographie (Abb. 2.2) und den sedimentologischen Befunden in den Kernen PS2424-1 und PS2423-4 angenommen, daß der Gletscher im Ingolf-Fjord, der in Verbindung mit dem Inlandeis gestanden hat, weit auf den Nordostgrönländische Schelf hinaus vorgestoßen ist. Die Gletscherfront könnte sogar in der Nähe der Position des Kerns PS2424 am Schelfrand gestanden haben. Da es sich um eine derart mächtige Ausbreitung handeln könnte wird durch große eustatische Hebungen auf Nordostgrönland nach dem Rückzug des Eises (HJORT, im Druck) und durch die Dauer des Rückzuges von ungefähr 10.000 Jahren (siehe Unten) unterstützt.

Durch den Kollaps des nordostgrönländischen Schelfeisschildes vor ca. 20.000 Kalenderjahren (17.100 <sup>14</sup>C-Jahren) wurden große Mengen an karbonatreichem lithogenen Material freigesetzt. Zu dieser Zeit war eine Einströmung atlantischen Wassers bis in die Fram-Straße vorhanden (HEBBELN et al. 1994). Deshalb wird angenommen, daß auch der süd-gerichtete Ostgrönland-Strom existiert hat. Da die Temperatur im Oberflächenwasser im Ostgrönland-Strom vermutlich sehr niedrig gewesen ist, könnte der Ostgrönland-Strom Eisberge weit nach Süden transportiert haben. BOND & LOTTI (1995) berichten von mehreren Ereignissen mit erhöhter Eisbergdrift in den Nordatlantik die mit den Dansgaard-Oeschger-Erwärmungsphasen, nicht aber mit den Heinrichzyklen oder den Veränderungen der Temperatur des Oberflächenwassers, verbunden gewesen sind. Hier werden Ostgrönland, Spitzbergen, Westeuropa oder Gebiete um den Arktischen Ozean als Einzugsgebiet vermutet. BOND & LOTTI (1995) vermuten, daß der Mechanismus, der die Kalbungsereignisse und die Dansgaard-Oeschger-Zyklen steuert, im atmosphärischen System zu suchen ist. Der Kollaps vor 20.000 Kalenderjahren hat während einer Kaltphase in den Dansgaard-Oeschger-Zyklen (JOHNSEN et al. 1992) stattgefunden. Die Sedimentationseignisse im Nordatlantik können dagegen mit Warmphasen korreliert werden (BOND & LOTTI 1995). Wahrscheinlich trägt das Ereignis bei Nordostgrönland nicht zu den karbonatreichen Sedimentsequenzen, die im Nordatlantik gefunden worden sind (BOND & LOTTI 1995), bei. Das freigesetzte Eis vom nordostgrönländischen Schelf ist vermutlich beim Vermischen mit dem wärmeren Wasser aus der östlichen Fram-Straße nah an der Ausgangsposition geschmolzen und hat seine terrigene Materialfracht dort verloren. Die Periode, in der die Kalbungsaktivitäten zu einer geschlossenen Eisdecke in der westlichen Fram-Straße geführt haben, war kurz. Sie dehnte sich möglicherweise nur über wenige hundert Jahre aus.

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

Der hohe Eintrag an eistransportiertem Material mit sehr eingeschränkter biologischer Aktivität setzte sich auf dem Schelfrand (Position PS2424) bis ca. 8.900 Kalenderjahre oder 8.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre vor Heute, also auch während der Jüngerer Dryas und der Termination 1b, fort (Abb. 6.7). Die Sedimentationsrate auf dem Schelfrand (Position PS2424) war während dieser Periode sehr hoch, ca. 28-42 cm/1.000 Jahre. Es muß angenommen werden, daß eine Gletscherfront mit hohen Kalbungsaktivitäten in dem Trog oder Fjord vorhanden war. Weiter unten am Kontinentalhang (Position PS2423) deuten steigende Mengen an planktischen Foraminiferen, niedrigere  $C_{\text{org}}$ - und  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Werte und leicht erhöhte  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte auf eine Auflockerung der Eisdecke hin. Dies begann schon vor ca. 19.800 Kalenderjahren ( $^{14}\text{C}$ -Messung: 16.570 Jahre). Die Sedimentationsrate verringert sich auf ca. 4 cm/1.000 Jahre. Obwohl der IRD-Gehalt im Kern PS2423-4 in der Sedimenttiefe von 9-24 cm Spitzenwerte erreicht, ist marines Material vorhanden. HJORT (im Druck) hat nachgewiesen, daß der größte Teil des Gletscherrückzugs auf NO-Grönland während der Erwärmungsphase durch Kalbung und nicht durch Abschmelzen hervorgerufen wurde. Dies stimmt mit den Befunden an großen IRD-Mengen in allen Sedimentsequenzen überein. Es gibt für die letzten 19.800 Jahre keinerlei Hinweise auf eine vollständig geschlossene Eisdecke in der westlichen Fram-Straße. Es wird angenommen, daß zumindest periodisch saisonal eisfreie oder aufgelockerte Bedingungen geherrscht haben.

Während der Jüngerer Dryas zeigen die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - und die  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Werte, daß eine geringe biologische Aktivität stattgefunden hat.

Im Kern PS2424-1 (Abb. 6.7) ist die Sedimentsequenz zwischen 13 und 29 cm sehr reich an planktischen Foraminiferen. Die Karbonatwerte gehen trotz erhöhter Mengen an marinem Material auf ca. 10%  $\text{CaCO}_3$  zurück. Sie sind durch das terrestrische Signal überlagert. Der  $C_{\text{org}}$ -Gehalt schwankt zwischen ca. 0,3 und 0,5% C. Schwankende  $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte deuten auf wechselnde Quellen für das organische Material und niedrige Abbauraten hin. Zwei  $^{14}\text{C}$ -Messungen dieser Sequenz ergeben ein Alter von 7.940 und 7.500 Jahren vor Heute (ca. 8.875 bzw. 8.250 Kalenderjahre). Nordostgrönland war während dieser Periode durch eine starke eustatische Hebung geprägt. In dieser Periode war der Wasserspiegel auf dem Nordostgrönländischen Schelf ca. 60 m höher als der heutige Wasserspiegel (HJORT, im Druck). Die nah an der Küste gelegenen Kerne vom Schelf PS2419-3 & 4 (333 m Wassertiefe) erhalten nach den heftigen Gletscherablagerungen stufenweise Sediment mariner Herkunft. In 14-15 cm Tiefe wurde ein Alter von ca. 4.200 Kalenderjahren bestimmt (3.680  $^{14}\text{C}$ -Jahren). Unter der

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

Annahme, daß die Sedimentationsrate konstant gewesen ist, ergibt sich für den ersten Anstieg der  $C_{org}$ -Werte und das erste Auftreten von Foraminiferen ein Alter von ca. 7.200 Kalenderjahren (6.000  $^{14}C$ -Jahren) in 24-25 cm Tiefe. Dabei kann ein Peak in den Karbonatwerten in 19-20 cm Tiefe einem Gletschervorstoß des "Flade-Isbrink"-Gletschers auf Kronprins-Christian-Land vor ca. 5.700 Jahren (5.000  $^{14}C$ -Jahren) (HJORT, im Druck) zugeschrieben werden.

Der Rückzug des Gletschers des Ingolf-Fjords zur Fjordmündung wurde vermutlich erst relativ spät, ca. 9.000 Jahre vor Heute vollendet. Dies ist der gleiche Zeitraum, in dem der Rückzug der Vorlandgletscher in NO-Grönland stattfand (HJORT, im Druck). FREDSKILD (1995) zeigt, daß während der Periode vor ca. 9.000-10.400 Kalenderjahren in den zum Ingolf-Fjord angrenzenden Gebieten ein Klima geherrscht hat, das wärmer und trockener als das heutige Klima gewesen ist.

Die oberen 8 cm des Kernes PS2423-4 (Abb.6.6) und ca. 15 cm im Kern PS2424-1 (Abb. 6.7) spiegeln die heutigen Sedimentationprozesse wider. Hier fällt der IRD-Wert auf ca. 1,3 bzw. 3 Partikel in  $10\text{ cm}^3$  Sediment. Der heutige Partikelfluß zum Meeresboden in der westlichen Fram-Straße ist klein. Der Grund dafür ist die niedrige Abschmelzrate, die durch die niedrige Wassertemperatur und den geringen Gehalt an Partikeln im Eis des Ostgrönland-Stroms verursacht wird (HEBBELN & WEFER 1991). Die Karbonat-Werte gehen auf ca. 5% zurück. Geringe  $C_{org}$ - und  $C_{org}/N_{ges}$ -Werte zusammen mit hohen  $\delta^{13}C_{org}$  deuten auf biologische Aktivität im Sediment hin. Da der kalte Ostgrönland-Strom eine biologische Produktion im Oberflächenwasser behindert, wird angenommen, daß die biologische Aktivität im Oberflächensediment durch die Zufuhr an organischem Material aus der Polynya oder der östlichen Fram-Straße verursacht wird. Die Sauerstoffzufuhr ist ausreichend um das organische Material abzubauen. Wahrscheinlich ist das Wasser aus dem Atlantischen Rückstrom, welches unter das kalte polare Wasser gedrückt wird, gut belüftet.

Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven der Kerne vom nordostgrönländischen Kontinentalrand (Abb. 7.5 a und b) ließen sich trotz zum Teil sehr geringer Mengen an planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* erstellen. Nur im Schwerelotkern PS2419-4 vom Schelf wurden keine Foraminiferen gefunden.

Das frühe Isotopenstadium 3 (Isotopenstadium 3.31-3.3) (ca. 49.000-58.000 Kalenderjahre vor Heute) ist durch sehr leichte

## 7. Diskussion und Interpretation

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte von bis zu 2‰, und ebenfalls sehr leichte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, zwischen -0,1 und -0,5‰ gekennzeichnet. Dies ist ein Anzeichen dafür, daß zu dieser Zeit eine Zufuhr an Schmelzwasser in die westliche Fram-Straße, welche die Belüftung verschlechtert hat, stattgefunden hat. Dies gilt auch für den tieferen Kontinentalhang außerhalb des Scoresby-Sund bei ca. 70°N (NAM et al. 1995, VOGELSANG 1990), für die zentrale Fram-Straße und für die Island See (KÖHLER 1992), wobei es weder am Yermak-Plateau im Arktischen Ozean (KÖHLER 1992) noch bei 70°N nahe der norwegischen (VOGELSANG 1990) oder der grönländischen Küste (NAM et al. 1995) ein Anzeichen für eine schlechte Belüftung gibt. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind hier während des gesamten Stadiums 3 relativ hoch. VOGELSANG (1990) interpretiert anhand von Isotopendaten, daß eine Zufuhr an großen Mengen Schmelzwasser von der Norwegischen See zu Positionen nördlich von Island während des Isotopenstadiums 3.3 zu einer Oberflächenwasserzirkulation im

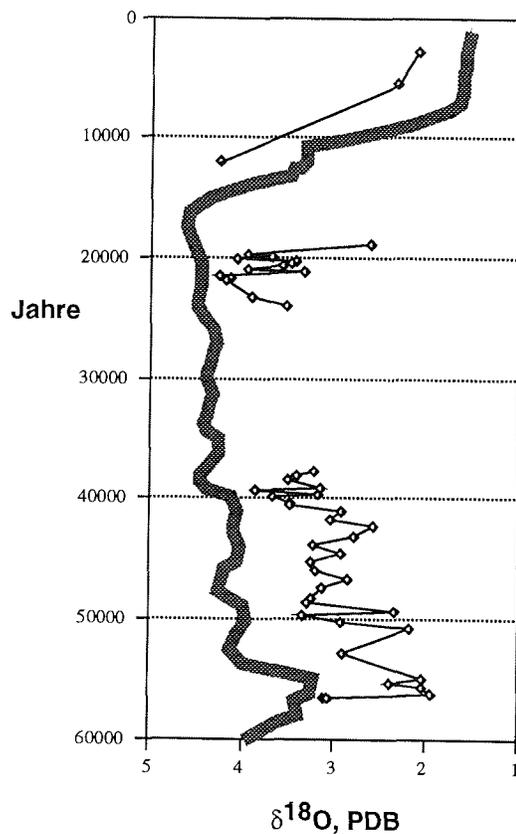


Abb. 7.10: Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kerns PS2423-4 und des Vøring Plateau "Stack"; dicke Linie, (Daten von VOGELSANG abgebildet in KÖHLER 1992) zeigt, daß eine große Schmelzwasserzufuhr bei Nordostgrönland während des gesamten Mittel- und Spätweichsels stattgefunden hat.

Uhrzeigerrichtung geführt hat. Ein Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Kerns PS2423-4 mit den gemittelten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten vom Vøring-Plateau (Abb. 7.10) (Minimumwert ca. 3,7‰: Daten von VOGELSANG 1990, abgebildet in KÖHLER 1992) zeigt, daß die Salinität bei Nordostgrönland erheblich niedriger als die des Vøring-Plateaus gewesen ist. Der Unterschied in den Isotopenwerten beträgt mehr als 1,5‰, welches einem Sprung in der Salinität von mindestens 2‰ entspricht (Berechnet nach KÖHLER 1992, unter der Annahme, daß die Oberflächentemperatur an beiden Orten die gleiche gewesen ist). Sauerstoffisotopenmessungen der östlichen Fram-Straße (DOKKEN & HALD 1996, Kern NP90-39), vom Arktischen Ozean (STEIN et al. 1994, Kerne PS2163 und PS2206) und von der Grönländischen See (NAM et al. 1995, Kern PS1730) ergeben für das frühe Isotopenstadium 3 ebenfalls erheblich höhere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als im Kern PS2423-4. Dies bedeutet, daß Nordostgrönland eine Quelle an Schmelzwasser für die Position PS2423 gewesen ist. Dieses Wasser könnte nach Süden zu Positionen östlich von Grönland transportiert worden sein, was gegen eine uhrzeigergerichtete Oberflächenwasserzirkulation spricht. Es läßt sich anhand dieser Daten aber auch nicht ausschließen, daß das Schmelzwasser von Nordostgrönland in eine uhrzeigergerichtete Strömung zum Vøring-Plateau transportiert wurde, entsprechend der Interpretation von VOGELSANG (1990).

Das Isotopensignal des mittleren Isotopenstadiums 3 (Isotopenstadium 3.2-3.1.3) (ca. 40.000-49.000 Kalenderjahre vor Heute) zeigt nur kleine Schwankungen. Die Verteilung der Kohlenstoffisotope die um 0‰ liegen deuten auf eine schlechte Belüftung hin, wenn auch nicht so extrem wie in den Isotopenstadien 3.31-3.3. Auch hier liegen die Sauerstoffisotopenwerte mit ca. 3‰ niedriger als bei den umliegenden Gewässern (Vøring-Plateau "Stack": ca. 3,8‰, der Arktische Ozean: ca. 3,5-4‰, die östliche Fram-Straße, Kern MS23385: ca. 4‰, Grönländische See: ca. 3,5-4‰). Man kann nicht annehmen, daß dies durch eine höhere Oberflächenwassertemperatur bei Nordostgrönland verursacht wurde. Deshalb gilt dies als Anzeichen für eine Schmelzwasserquelle auf Nordostgrönland. Die Zufuhr von Schmelzwasser war während der gesamten Periode ziemlich konstant.

Eine Zeit mit zumindest periodisch erhöhter biologischer Produktion vor Nordostgrönland setzte vor ca. 40.000 Kalenderjahren ein. Die Sauerstoffisotopenwerte, die um 3,0-3,5‰ liegen, zeigen wieder im Vergleich mit den umliegenden Gewässern, daß Schmelzwasser von Nordostgrönland eingetragen wurde. Die Kohlenstoffisotopenwerte, die meistens über 0‰ liegen, deuten auf eine gute Belüftung des Wassers hin. Die Gegend ist zumindest im Sommerhalbjahr eisfrei

## 7. Diskussion und Interpretation

gewesen. Das Schmelzwasser hat die biologische Produktion nicht behindert. Ein optimales Milieu für die biologische Produktion mit guter Belüftung ( $\delta^{13}\text{C}$ : 0,35‰) wurde um ca. 37.500 Kalenderjahren vor Heute erreicht. Ein kurz vorher aufgetretenes Schmelzwassersignal wird dem Dansgaard-Öschger-Interstadial 10 zugeordnet.

Im Kern PS2423-4 liegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Sediment vom letzten Hochglazial während des Offenen-Wasser-Ereignisses bei 4,2‰. Der  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert ist ca. 2,3‰ höher als der heutige. Da die heutige Oberflächentemperatur im Sommer mit ca.  $-1^\circ\text{C}$  (SCHNEIDER & BUDÉUS 1995) nahe am Gefrierpunkt liegt, kann der  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert nicht durch niedrige Oberflächenwassertemperaturen verursacht worden sein. Deshalb muß die Salinität höher und die Schmelzwasserzufuhr niedriger als heute gewesen sein. Die Werte sind allerdings niedriger als in der östlichen Fram-Straße (ca. 4,5‰ : DOKKEN & HALD 1996) und in den südlicheren Gewässern (Vøring-Plateau "Stack": 4,7‰: KÖHLER 1992, Grönländische See: 4,3‰: NAM et al. 1995), welches auf eine niedrige Salinität in der nordwestlichen Fram-Straße hindeutet. Es könnte sich um eine geringere Schmelzwasserzufuhr vom nordostgrönländischen Kontinentalrand handeln. Hier weist der Kern PS2424-1 ähnliche Werte aus. Da aber noch leichtere Isotopenwerte im Sediment vom Arktischem Ozean (STEIN et al. 1994) auf Schmelzwasserzufuhr durch die Transpolar-Drift hindeuten, kann nicht ausgeschlossen werden, daß dieses Wasser auch die Position PS2423 erreicht hat. Als die westliche Fram-Straße mit Eis bedeckt wurde, veränderte sich die Schmelzwasserzufuhr nur geringfügig.

Das eigentliche Abschmelzen, die Termination 1a, setzte in der Zeit nach dem Zusammenbruch des Eisschildes ein und hatte verringerte Sauerstoffisotopenwerte zur Folge. Die Zeit kann am einfachsten festgelegt werden, wenn man von einer konstanten Sedimentationsrate im Kern PS2424-1 ausgeht. Dies ergibt ein Alter für das erste Schmelzwasserereignis von etwa 19.500 Jahren (ca. 16.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren), welches mit den Ergebnissen aus dem Arktischen Ozean vergleichbar ist (STEIN et al. 1994). Die Schmelzwasserzufuhr wird auch im Kern PS1730 vom ostgrönländischen Kontinentalhang bei  $70^\circ\text{N}$  durch schwerere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als bei Nordostgrönland dokumentiert (NAM 1997). Dies deutet auf einen Zustrom an Wasser des Arktischen Ozeans den ostgrönländischen Kontinentalhang entlang hin (STEIN et al. 1994). Auf dem westlichen Gakkel-Rücken nördlich von den Positionen PS2422 und PS2423 zeigen die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenwerte eine geschlossene Eisdicke an (STEIN et al. 1994). Das Abschmelzen setzte in der

östlichen Fram-Straße mehr als 1.000 Jahre später ein (STEIN et al. 1994).

Die Rückkehr einer Kaltzeit, der Jüngeren Dryas, wird durch höhere Sauerstoffisotopenwerte im Kern PS2423-4 und möglicherweise im Kern PS2424-1 dokumentiert. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, die um 0‰ liegen, deuten auf eine mäßige Belüftung des Oberflächenwassers hin.

Die Sauerstoffisotopenwerte des klimatischen Optimums vor ca. 8.500 Kalenderjahren liegen zwischen 2,5 und 3‰. Ähnliche Werte ergeben sich für den Kern PS1730 vom ostgrönländischen Hang bei 70°N, während die Werte aus dem Arktischen Ozean niedriger sind und daher auf niedrigere Salinität durch Schmelzwasserzufuhr hindeuten (STEIN et al. 1994). Die Kohlenstoffisotopenwerte im Kern PS2424-1 vom Schelfrand sind mit ca. 0,5‰ die höchsten in allen Kernen. Dies belegt, daß eine sehr gute Durchmischung des Oberflächenwassers stattgefunden hat. HJORT (im Druck) und FUNDER et al. (1994) beschreiben für diese Periode Bedingungen mit offenem Wasser entlang der ostgrönländischen Küste. Es hat wahrscheinlich kein landfestes Eis südlich der nordostgrönländischen Schelfpolynya gegeben, wie es heute der Fall ist.

Im spätholozänen Sediment zeigen die Sauerstoffisotopenwerte, die zwischen 1,5 und 2,5‰ schwanken, daß periodische Einträge von Schmelzwasser stattgefunden haben. Die Werte sind erheblich niedriger als in der östlichen Fram-Straße aber vergleichbar mit den Ergebnissen aus dem Arktischen Ozean (STEIN et al. 1994), welches auf Abschmelzen des nordostgrönländischen Eisschildes hindeutet. Das heutige Abschmelzen der Gletscher wird durch Untersuchungen in Nordostgrönland bestätigt (REEH et al. 1993). Die Kohlenstoffisotopenwerte liegen zwischen 0,1 und 0,5‰. Die höheren Werte stammen von Perioden mit offenem Wasser, die niedrigeren aus Perioden mit geschlossener Eisdecke. Während des Spätholozän gab es Perioden, in denen das Klima kälter war als heute, z.B. vor ca. 5.000 Jahren oder während der Kleinen Eiszeit vor 150-300 Jahren, als sich die Gletscher auf Nordostgrönland ausdehnten (HJORT, im Druck) und Paläo- und Neoeskimokulturen auf Nordostgrönland zu Grunde gingen (ANDREASEN, im Druck). Die genaue Zuordnung der Isotopenwerte zu den Klimaschwankungen im Holozän ist aber durch unzureichende Auflösung und fehlende Datierungen nicht durchführbar.

Die heutige ozeanographische Situation besteht aus einer Packeisdecke bei den Positionen PS2422 und PS2423 entlang des Kontinentalhangs, während eine Polynya sich in den Sommermonaten auf dem Schelf öffnet (SCHNEIDER & BUDÉUS 1995,

## 7. Diskussion und Interpretation . . .

BUDÉUS & SCHNEIDER 1995). Dies ergibt im Gegensatz zum Schelfgebiet niedrigere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in *N. pachyderma* in der äußersten Position PS2422.

## **8. Rekonstruktion des paläoozeanographischen Strömungssystemes im Europäischen Nordmeer und in der Fram-Straße**

Aufgrund der Interpretationen der gemessenen Parameter von den sieben Sedimentkernen aus dem ost- und nordostgrönländischen Schelf und Kontinentalrand und der vorhandenen Literatur läßt sich das paläoozeanographische Milieu für verschiedene Perioden bis ca. 58.000 Jahre vor Heute rekonstruieren.

### 8.1. Das Isotopenstadium 3.

Die Ozeanographie bei Nordostgrönland ist in den Isotopenstadien 3.3 und 3.3.1, ca. 58.000-49.000 Jahre vor Heute durch den konstanten Eintrag von großen Mengen an eistransportiertem Material geprägt gewesen (Kap.7.3.2 und Abb. 8.1, Sedimentabfolge a). In dieser Periode hatten die Gletscher auf Spitzbergen eine große Ausdehnung (MANGERUD et al. 1990), während das Eis in Skandinavien sich zurückgezogen hatte (MANGERUD 1991). Währenddessen fand ein kurzes Ereignis mit sehr hohem IRD-Eintrag in die Norwegische See statt (BAUMANN et al. 1995). Die Ausdehnung des Eises in Ostgrönland während des frühen Isotopenstadiums 3 ist trotz umfangreicher Untersuchungen in der Gegend um den Scoresby-Sund unbekannt (FUNDER et al. 1994).

Sediment aus dem frühen Isotopenstadium 3 ist nur im Kern PS2423-4 sicher vorhanden. Es hat in den Isotopenstadien 3.3.1 und 3.3 eine Zufuhr an Schmelzwasser und eistransportiertem terrigenem Material gegeben. Es wird vermutet, daß dies vor allem durch Gletscherkalbungen auf Nordostgrönland verursacht wurde, wobei Eisbergtransport aus den Arktischen Ozean oder anderen Gebieten nicht ausgeschlossen werden kann.

Schmelzwasser ist entweder aus Nordostgrönland zugeführt worden oder durch Abschmelzen von Eisbergen in der nordwestlichen Fram-Straße freigesetzt worden. Das Schmelzwasser und das Eis, das unter anderem aus Eisbergen entstanden ist, haben zu einer sehr schlechten Belüftung des Oberflächenwassers geführt, wobei die biologische Produktion verhindert worden ist. Dies ist wahrscheinlich in einem Großteil der Grönland-See, Island-See und der Fram-Straße der Fall gewesen. Nur in der zentralen Fram-Straße deuten erhöhte Mengen an planktischen Foraminiferen die aber nicht mit Befunden von Coccolithen begleitet sind, auf aufgeloockertes Eis hin (HEBBELN 1991). Dagegen hat es zwei Ereignisse mit erhöhtem Eintrag an atlantischem Wasser in der Norwegischen

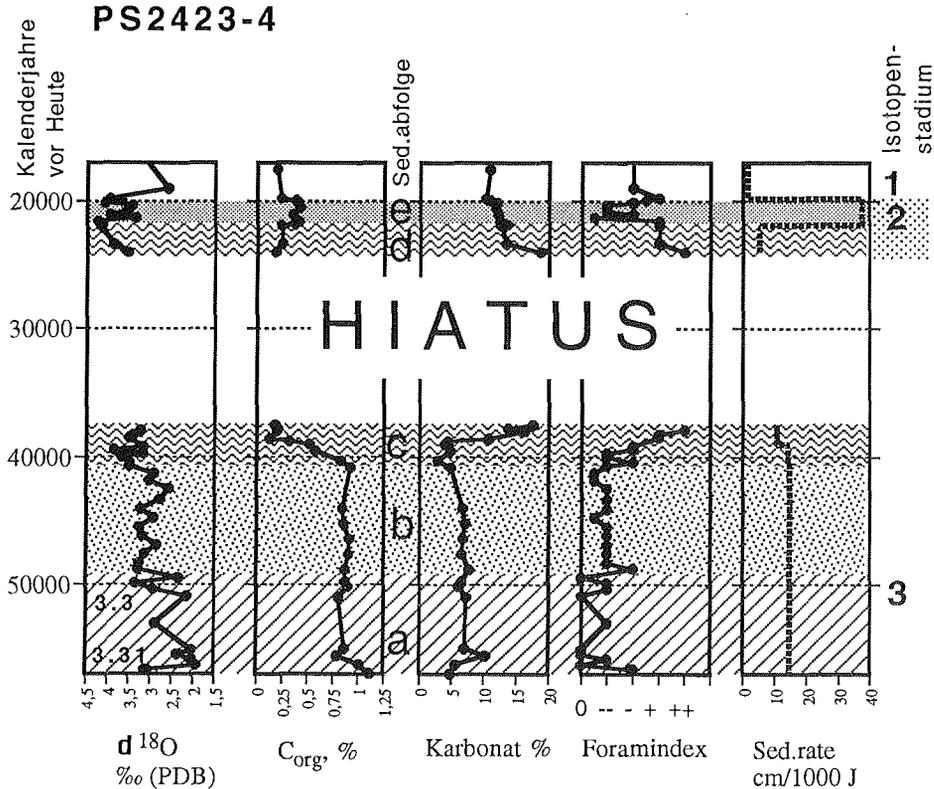


Abb. 8.1. Sedimentkern PS2423-3 aus der westlichen Fram-straße. Zeitliche Variationen der  $\delta^{18}\text{O}$  (*N. pachyderma*), des  $C_{\text{org}}$ -Gehaltes, des Karbonatgehaltes, der geschätzten Menge an planktischen Foraminiferen und der linearen Sedimentationsrate. Die westliche Fram-Straße war geprägt durch: a: Schmelzwasserzufuhr und Eisbergtransport, b: Eisbergtransport und dichte Eisbedeckung, c & d: Hoch-Produktions-Zone, e: Kollaps eines nordost-grönländischen Schelfeisschildes (Kap. 7.3.2).

See bis nahe an Spitzbergen heran gegeben. Die Perioden werden mit den Isotopenstadien 3.31 und 3.3 korreliert (DOKKEN & HALD 1996). Schmelzwasserereignisse im frühen Isotopenstadium 3 sind vom Europäischen Nordmeer (z.B. VOGELSANG 1990, NAM et al. 1995) und von der südöstlichen Fram-Straße (DOKKEN & HALD 1996) bekannt. Ein Schmelzwasserereignis im Stadium 3 vom östlichen Gakkel-Rücken ist nicht genau datiert worden (STEIN et al. 1994).

Anhand des niedrigen  $C_{\text{org}}$ -Gehaltes an Positionen weiter südlich in der westlichen Fram-Straße kann angenommen werden, daß das terrigene Material nicht sehr weit transportiert wurde. Die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$  (*pachyderma*)-Werte deuten vor allem im frühen Isotopen-

stadium 3 auf ein großes Abschmelzen von Festlandeis hin. Wahrscheinlich schmolzen die Eisberge direkt vor Nordostgrönland. Wärmeres atlantisches Wasser wurde in drei Perioden im frühen und mittleren Isotopenstadium 3 in die Fram-Straße eingetragen (DOKKEN & HALD 1996), wodurch das Abschmelzen der Eisberge innerhalb kürzester Zeit ermöglicht werden konnte. Da es während des Weichsels und Holozäns keine Hinweise auf veränderte Oberflächenströmungen im Arktischen Ozean gibt (C. VOGT, pers. Mitteilung) muß angenommen werden, daß es zumindest periodenweise einen Ostgrönland-Strom gegeben hat, der aus polarem Wasser und rückkehrendem atlantischem Wasser gebildet worden ist. Dieser Strom war wegen der großen Zufuhr an Eisbergen von Nordgrönland (SPIELHAGEN 1991) und Ostgrönland (NAM 1997) möglicherweise schwächer ausgeprägt als der heutige Ostgrönland-Strom, der ausschließlich meereisbedeckt ist.

Im mittleren Isotopenstadium 3 ca. 49.000-40.000 Jahre vor Heute hat sich das Milieu bei Nordostgrönland im Vergleich zum früheren Isotopenstadium 3 nicht viel verändert. Es gab weiterhin einen massiven Eintrag an terrigenem Material, wahrscheinlich von kalbenden Gletschern auf Nord- und/oder Nordostgrönland. Ein leichter Anstieg an planktischen Foraminiferen hängt wahrscheinlich mit einer besseren Belüftung des Oberflächenwassers zusammen. Dies wird durch einen, im Vergleich zu dem frühen Isotopenstadium 3, weniger ausgeprägten Eintrag an Schmelzwasser, verursacht (Kap.7.3.2 und Abb. 8.1, Sedimentabfolge b). HEBBELN (1991) beschreibt auch für diesen Zeitraum eine gegen das Europäische Nordmeer abgegrenzte Wirbelströmung in der östlichen Fram-Straße. Das Wasser ist weitgehend mit Eis bedeckt gewesen, wobei es kaum einen Eintrag an terrigenem Material von Spitzbergen aus gegeben hat. In der Norwegischen See hat es abwechselnd zwei Perioden mit Hoch-Produktions-Zonen und einer verdickten Eisdecke gegeben. Diese Ereignisse wurden in Westskandinavien von Gletschervorstößen in Perioden mit offenem Wasser bzw. Rückzug bei geschlossener Eisdecke begleitet (DOKKEN & HALD 1996, VALEN et al 1995). Ein Ereignis vor ca. 48.000 Jahren in der Norwegischen See mit einer kurzfristig erhöhten Akkumulationsrate an eistransportiertem Material wird als Gletschervorstoß in Westskandinavien interpretiert (BAUMANN et al. 1995). Vielleicht könnte es sich auch um erhöhte Mobilität der Eisberge als Folge einer Eisdeckenauflockerung handeln. Die Zufuhr an IRD aus Westskandinavien ist klein gewesen (BAUMANN et al. 1995). Die Hoch-Produktions-Zonen Ereignisse sind in Richtung Norden nur bis zu Positionen südöstlich von Spitzbergen nachweisbar. Die Ausdehnung des Eisschildes auf Ostgrönland ist unbekannt (FUNDER et al. 1994). Da es, ähnlich wie für das frühe

## 8. Rekonstruktion

Isotopenstadium 3, keine Anzeichen für die Existenz eines starken Ostgrönland-Stromes gibt wird in Perioden ohne Eintrag von atlantischem Wasser eine vollständige Abgrenzung des Wirbelsystemes in der Fram-Straße von den südlicheren Gewässern nicht ausgeschlossen (siehe Abb. 8.5.a).

Die Situation in der westlichen Fram-Straße hat sich vor ca. 40.000 Kalenderjahren entscheidend verändert. Diese Veränderung wurde durch eine Auflockerung der Eisdecke initiiert, die während einer Kälteperiode stattfand. Danach veränderte sich die Zufuhr an terrigenem Material. Zwar fand weiterhin ein Eistransport mit grobem Material statt; die Quelle möglicherweise aus Nordgrönland von erhöhter Mengen terrigenen organischen Materials, lieferte aber nicht mehr Material zu den Positionen PS2423 und PS2422. Dies wurde durch einen drastischen Anstieg an Foraminiferen und anderen Organismen begleitet. Dieses Ereignis hat vor ca. 34.000 <sup>14</sup>C-Jahren oder 37.500 Kalenderjahren vor Heute stattgefunden (Kap.7.3.2 und Abb. 8.1, Sedimentabfolge c). Auch in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords hat es zu dieser Zeit eine Auflockerung der Meereisdecke mit leicht erhöhten Mengen an planktischen und benthischen Foraminiferen gegeben (Kap. 7.3.1). Zu dieser Zeit herrschte in der nordöstlichen Fram-Straße (HEBBELN 1991) wahrscheinlich eine geschlossene Eisdecke. Ein Offenes-Wasser-Ereignis am Barrents-See Kontinentalhang (DOKKEN & HALD 1996) hat vermutlich zeitgleich mit dem Ereignis bei Nordostgrönland stattgefunden. Er wird von DOKKEN & HALD als Eintrag wärmeren atlantischen Wassers interpretiert. Ein eventueller Anstieg an planktischen Foraminiferen subpolarer Arten wäre ein Hinweis auf einen solchen Eintrag gewesen. Dies wird aber weder im Kern vom Barrents-See Kontinentalhang (Kern M23385) noch im Kern PS2423-4 beobachtet.

In Westskandinavien hatte sich das Eis weit zurückgezogen. Dies wird als das Ålesund Interstadial vor 38.500-32.500 <sup>14</sup>C-Jahren (LARSEN et al. 1987) bezeichnet bei dem nur vereinzelt IRD in die Norwegische See transportiert wurde (BAUMANN et al. 1995). In der östlichen Fram-Straße hat es ebenfalls nur kleinere Einträge an eistransportiertem Material gegeben (HEBBELN 1991, DOKKEN & HALD 1996). Die Ausdehnung des Ostgrönländischen Eisschildes ist auch für diese Periode unbekannt (FUNDER et al. 1994).

Ein mögliches Szenario für dieses Ereignis offenen Wassers wäre folgendes (Abb. 8.2 und 8.5.b): In der Fram-Straße entstand eine Zelle mit offenem Wasser, deren Ausdehnung nach Süden unsicher ist. Möglicherweise gab es einen Zusammenhang zwischen diesem Ereignis und erhöhten Mengen an planktischen und benthischen

Foraminiferen in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords. Die erhöhten Mengen an Foraminiferen sind vielleicht ein Anzeichen für reduzierte Kalbrungsraten der Gletscher im Kong-Oscar-Fjord. Die Hoch-Produktions-Zonen bei Nordostgrönland und beim Barrents-See Kontinentalrand könnten durch einen Wirbel verbunden gewesen sein. Es wäre aber auch eine Existenz unabhängiger Polynyen möglich gewesen. Die Zelle mit offenem Wasser könnte durch eine reduzierte Zufuhr an Eis entstanden sein. Dies könnte eine Folge des Rückgangs der Gletscherkalbrungen der umliegenden Landgebiete sein. Eine Zufuhr an Eis in die westliche Fram-Straße hinein aus dem Arktischen Ozean ist unwahrscheinlich. Die Abgrenzung nach Norden zum Arktischen Ozean muß durch eine Barriere, z.B. eine geschlossene Meereisdecke oder eine geänderte Oberflächenströmung im Arktischen Ozean, unterstützt worden sein.

Während des ältesten Hoch-Produktions-Zonen-Ereignis vor 38.500 Jahren hat es wahrscheinlich weder eine Zufuhr von Wasser aus dem Beaufort Wirbel noch aus dem atlantischen Bereich gegeben. Dabei fehlten zwei der drei Komponenten, die heute den Ostgrönland-Strom bilden, weshalb zu dieser Zeit kein starker Ostgrönland-Strom existiert hat. Diese Untersuchungen reichen nicht aus um Aussagen über einen möglichen unteroberflächlichen oder weiter östlich verlegten Einstrom der Transpolardrift in die Fram-Straße zu machen. Die Theorie, daß während der gesamten Isotopenstadien 2, 3 und 4 ein Einstrom von kaltem eisbeladenem Wasser vom Arktischen Ozean in die nordwestliche Fram-Straße

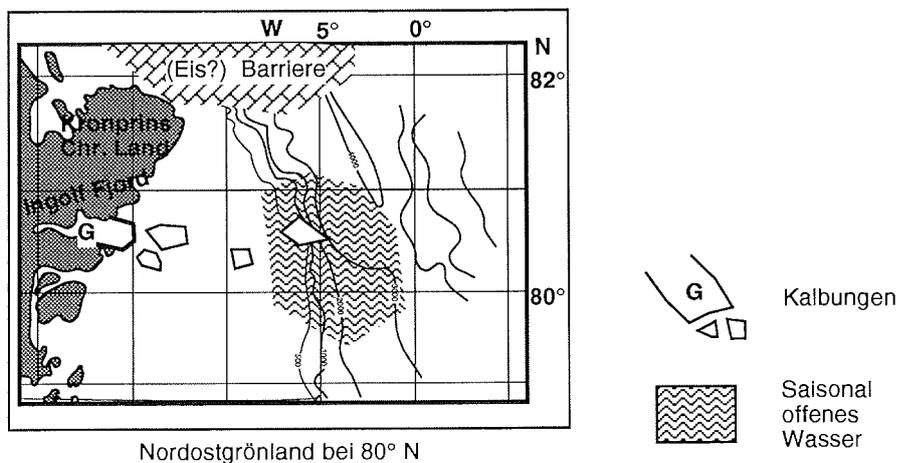


Abb. 8.2: Darstellung des Ereignisses einer Hoch-Produktions-Zone in der westlichen Fram-Straße vor ca. 38.000 Jahren. Die Zone ist möglicherweise durch eine Barriere nach Norden gegen den Einstrom von eisbedecktem Wasser aus dem Arktischen Ozean geschützt gewesen.

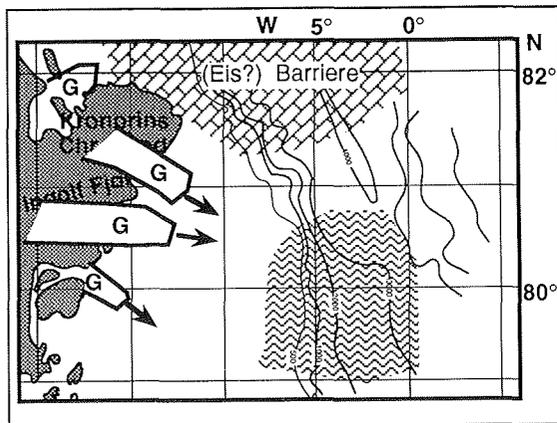
## 8. Rekonstruktion

---

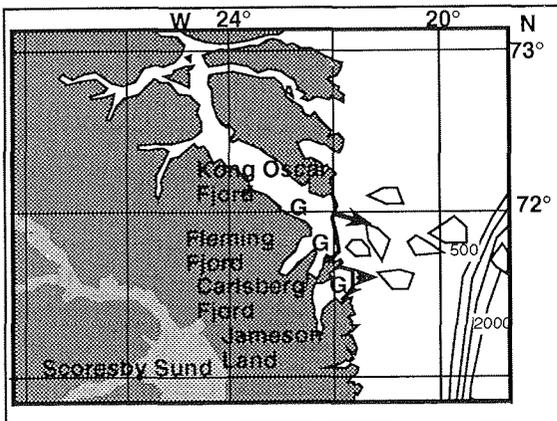
stattgefunden hat (SPIELHAGEN 1991) kann hier nicht bestätigt werden. Diese fehlende Übereinstimmung läßt sich aber wahrscheinlich auf die verkehrte stratigraphische Einstufung des Kerns PS1308-4 zurückführen (siehe Kap. 7.2.3).

### 8.2. Das Isotopenstadium 2.

Bei Nordostgrönland herrschte während des letzten Hochglazials vor ca. 21.500 Jahren ein marines Milieu mit erstaunlich günstigen Lebensbedingungen (Kap. 7.3.2). Eine große Vielfalt der benthischen Artengesellschaften (Tab. 6.2) auf dem Schelfrand (Position PS2424) deuten auf eine gute Belüftung des Wassers hin (J. WOLLENBURG, pers. Mitteilung). Die Sedimentation wurde wahrscheinlich sowohl durch die biologische Produktion als auch durch Eistransport von terrigenem Material und durch bodennahen Transport verursacht. Die Befunde an subpolaren Arten der planktischen Foraminiferen (Tab. 6.2) sind ein Anzeichen für eine Zufuhr von Wasser atlantischen Ursprungs. Das Wasser ist vom Nordatlantik den Norwegischen Kontinentalhang entlang bis westlich (HEBBELN et al. 1994) und nordwestlich (KNIES 1994) von Spitzbergen vorgedrungen. Vermutlich hat ein Ausläufer hiervon in einer Strömung gegen den Uhrzeigersinn, ähnlich wie der heutige atlantische Rückstrom (RAC), die Positionen PS2423 (Abb. 8.1, Sedimentabfolge d) und PS2424 (Abb. 6.7), am nordostgrönländischen Kontinentalrand erreicht. In Ostgrönland dehnte sich der Gletscher bis zur Fjordmündung des Kong-Oscar-Fjords hinaus aus (Kap. 7.3.1 und Abb. 8.3). Ebenfalls stießen Gletscher in den Scoresby-Sund (DOWDESWELL et al. 1994) und auf den ostgrönländischen Schelf (HUBBERTEN et al. 1995, MIENERT et al. 1992) vor. Es wird angenommen, daß dies während des letzten Hochglazials stattfand. In Westskandinavien breitete sich das Eis ebenfalls aus (z. B. VALEN et al. 1995). Der Eisschild auf dem Nordostgrönländischen Schelf wurde wahrscheinlich durch Vorstöße sowohl von den Fjordgletschern als auch den Vorlandgletschern aufgebaut. Es wird angenommen, daß während des letzten Hochglazials das offene Wasser durch erhöhte Luftfeuchtigkeit zu einer extrem großen Akkumulationsrate an Eis für den Aufbau des mächtigen Barrents-See-Spitzbergen Eisschild beigetragen hat (HEBBELN et al. 1994). Im Gegensatz zu Ostgrönland und Westskandinavien (NAM et al. 1995, SPIELHAGEN 1991) hatten die wachsenden Eisschilde auf dem Barrents-See Schelf (HEBBELN 1991) und dem nordostgrönländischen Schelf (Kap. 7.3.2) zunächst keine erhöhten Kalbungsraten zur Folge. Verantwortlich hierfür ist wahrscheinlich vor allem der niedrige Meeresspiegel, der um 120 m unter dem heutigen lag (CHAPPELL & SHACKLETON 1986),



Nordostgrönland bei 80° N



Kong Oscar Fjord bei 72° N

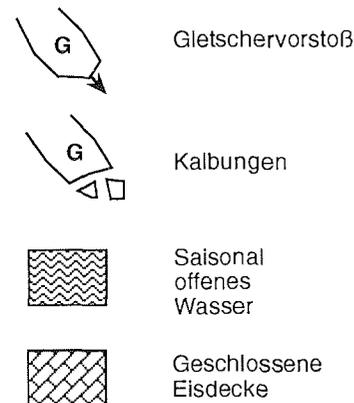


Abb. 8.3: Darstellung des Ereignisses einer Hoch-Produktions-Zone in der westlichen Fram-Straße während des letzten Hochglazials vor ca. 21.000 Jahren. In Kong-Oscar-Fjord waren die Gletscher bis zur Fjordmündung vorgestoßen.

wodurch die Gletscherfronten vom Meer abgeschnitten wurden.

Die Oberflächenströmung im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße war vom Eintrag atlantischen Wassers den Norwegischen Kontinentalhang entlang geprägt (Hebbeln et al. 1994). Diese Strömung hat Eisberge aus Nordeuropa bis in die Fram-Straße gebracht (SPIELHAGEN 1991). Da es in der westlichen Fram-Straße, vor allem auf dem nordostgrönländischen Kontinentalrand (Position PS2424), offenes Wasser gegeben hat (Kap.7.3.2), wird eine Barriere zum kalten eisbeladenen Wasser des Arktischen Ozeans im westlichen Teil des Überganges zur Fram-Straße vermutet. Diese Vermutung wird durch Untersuchungen vom westlichen Gakkel-Rücken unterstützt. Hier wird eine geschlossene Eisdecke für das letzte Hochglazial vermutet (STEIN et al. 1994) Diese Eisdecke könnte dabei als Barriere gedient haben. Der damals existierende

## 8. Rekonstruktion

---

Ostgrönland-Strom bestand wahrscheinlich hauptsächlich aus rückkehrendem atlantischem Wasser ohne einen Anteil des Beaufort-Wirbels. BOND (1995) vermutet, daß die Dänemark-Straße zwischen Island und Grönland ebenfalls für eine Oberflächenströmung geschlossen gewesen ist. (Abb. 8.5.c). Das Bodenwasser im Europäischen Nordmeer war gut belüftet, besser als im Nordostatlantik. Das Bodenwasser war eine mögliche Quelle zur Bildung des atlantischen Zwischenwassers, anderes als das heutige NADW (North Atlantic Deep Water) (VEUM et al. 1992)

Vor ca. 20.000 Jahren oder 17.200 <sup>14</sup>C-Jahren wurde innerhalb kurzer Zeit die Wasseroberfläche mit Eis bedeckt, und dadurch terrigenes Material freigesetzt (Kap.7.3.2 und Abb. 8.1, Sedimentabfolge e). Vermutlich wurde für mehrere Jahrhunderte die biologische Produktion verhindert. Der Eisschild auf dem nordostgrönländischen Schelf hat wahrscheinlich aufgrund seines Wachstums einen instabilen Zustand erreicht. Der Eisschild kollabierte und schüttete große Mengen an Eis in die westliche Fram-Straße (Kap. 7.3.2). Die großen Mengen an Eis stießen in der westlichen Fram-Straße mit dem wärmeren atlantischen Wasser zusammen und schmolzen dort ab. Die großen Mengen an terrigenem Material sedimentierten vor allem auf dem Kontinentalhang (Position PS2423) außerhalb des Schelf-Trogsystems. Nach ungefähr 500-600 Jahren lockerte sich die Eisdecke über dem Kontinentalhang wieder etwas auf. Es gibt Hinweise auf eine leicht erhöhte biologische Produktion im Oberflächenwasser.

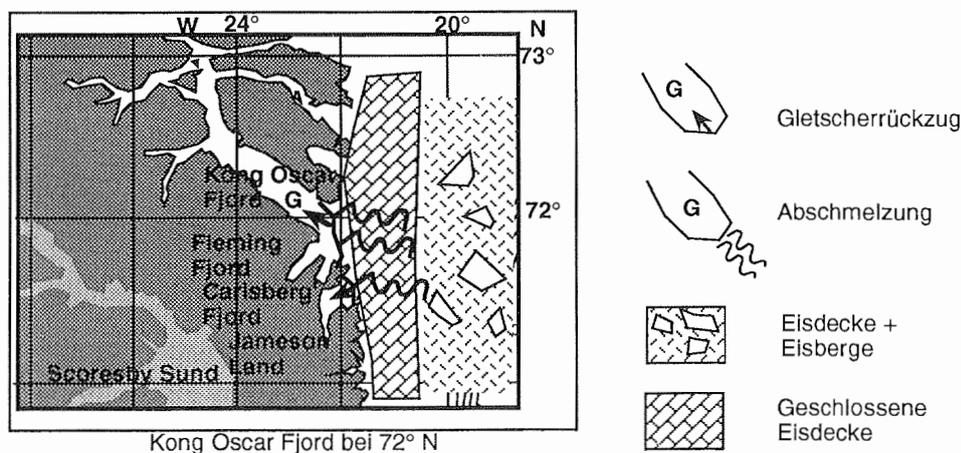
Dieses Ereignis verlief während des letzten Hochglazials. Es gibt keine Hinweise darauf, daß es durch das Einsetzen eines wärmeren Klimas initiiert wurde. Über die Ursache der plötzlichen Freisetzung von Eis kann nur spekuliert werden. Die Gletscherfronten haben offenes Wasser erreicht. Entweder sind die Gletscher zur Küste vorgestoßen oder es hat durch die eustatische Senkung eine lokale Anhebung des Meeresspiegels auf dem Schelf gegeben. Möglich wäre auch ein plötzlicher Vorstoß, der durch reduzierte Reibung des Basisgletschers erzeugt wurde, ein sogenanntes "surging" des Gletschers (REEH et al. 1993) oder ein Zusammenbruch einer Barriere, bestehend z.B. aus einer Eisdecke oder in den Trog verkeilten Eisbergen.

### 8.3. Das Holozän.

Der Beginn der eigentlichen Erwärmungsphase, die Termination 1a, ist durch einen großen Eintrag an Schmelzwasser in die nordwestliche Fram-Straße und durch den Rückzug der Gletscher

im Kong-Oscar-Fjord gekennzeichnet (Kap. 7.3). Eisberge, wahrscheinlich aus Nordostgrönland, lieferten große Mengen an terrigenem Material zum nordostgrönländischen Kontinentalrand (Position PS2424). Auf dem Kontinentalhang (Position PS2423) sedimentierte ebenfalls eistransportiertes Material. Hier könnten aber außer Grönland auch der Arktische Ozean oder die Barrents-See als Einzugsgebiete in Frage kommen (Kap. 7.3.2). In der Fjordmündung des Kong-Oscar-Fjords (die Positionen PS1733 und PS1735) verhinderte eine vollkommen geschlossene Eisdecke Kalbungen (Kap. 7.3.1 und Abb. 8.4). Die große Sedimentationsrate in der Fjordmündung deutet auf ein intensives Abschmelzen der Gletscher hin (Kap. 7.3.1). Im Scoresby-Sund südlich des Kong-Oscar-Fjords zogen sich die Gletscher zurück. Eine Eisdecke, die zum Teil aus Eisbergen bestand, deckte die Wasseroberfläche im Scoresby-Sund zu (MARIENFELD 1991). In Westskandinavien reichten die Gletscher bis zur Küstenlinie, weshalb sie auch zum Eisbergtransport beitrugen (FRONVAL et al. 1995). Die Grönland und Island See war durch IRD-Eintrag geprägt (KÖHLER 1992).

Zwischen 14.000 und 13.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren vor Heute trat in der Norwegischen See eine Phase mit erhöhter marinbiologischer Produktion auf (VOGELSANG 1990, VEUM et al. 1992). VOGELSANG (1990) meint, daß diese Phase durch einen Auftrieb von nährstoffreichem Bodenwasser in Verbindung mit einem unüblichen Strömungssystem im Europäischen Nordmeer stand. VEUM et al. (1992) interpretieren die Hoch-Produktions-Zone als einen Eintrag atlantischen Wassers.



**Abb. 8.4:** Rekonstruktion des Rückzuges des Eises durch Abschmelzen im Kong-Oscar-Fjord während der Termination 1a, ca. 19.000-12.700 Jahre vor Heute. Die Eisbergdrift wurde weitgehend durch eine geschlossene Eisdecke behindert.

## 8. Rekonstruktion

---

Die "Heinrich Lage", H1, die einen Zusammenbruch des Laurentidischen Eisschildes in Ostkanada widerspiegelt, ist auf dieselbe Periode datiert worden (BOND et al. 1992). Wahrscheinlich führte die große Menge an Schmelzwasser dazu, daß die Bildung des nordatlantischen Bodenwassers (NADW) im Europäischen Nordmeer aussetzte (MASLIN et al. 1995).

Der Beginn von wärmeren Lufttemperaturen über Grönland, welche in den "Summit"-Eiskernen auf Grönland beobachtet wird, folgte erst ungefähr 1.500 Jahre später (JOHNSEN et al. 1992, BOND & LOTTI 1995).

Während des Endes der Termination 1a zogen sich die Gletscher in die westskandinavischen Fjorde hinein zurück (FRONVAL et al. 1995). Ein Schmelzwasserereignis in der nordwestlichen Fram-Straße fand vor etwa 19.800 Kalenderjahren ( $^{14}\text{C}$ -Datierung: 16.570 Jahre vor Heute) statt (Kap. 7.3.2). Es wird angenommen, daß das Schmelzwasser aus Nordostgrönland kam. Wahrscheinlich kann dieses Schmelzwasserereignis mit Schmelzwasserereignissen im östlichen Arktischen Ozean und bei Ostgrönland vor ca. 16.000  $^{14}\text{C}$ -Jahren (STEIN et al. 1994) korreliert werden. Ein eventueller Zusammenhang mit dem Abschmelzen des Barrents-See-Eisschildes um ca. 14.500  $^{14}\text{C}$ -Jahre (HEBBELN et al. 1994), also etwa 1.500 Jahre später kann aber nicht ausgeschlossen werden. Als der Barrents-See-Eisschild vor 14.500  $^{14}\text{C}$ -Jahren (ca. 17.500 Kalenderjahren) kollabierte (HEBBELN et al. 1994) wurde die östliche Fram-Straße mit IRD-beladenem Eis bedeckt. Grobes Material sedimentierte auf dem Spitzbergen-Barrents-See-Kontinentalhang und die biologische Produktion im Oberflächenwasser wurde verhindert. Der Eintrag atlantischen Wassers in die Fram-Straße hinein setzte aus (HEBBELN et al. 1994).

BOND (1995) vermutet, daß die Dänemark Straße sich vor ca. 12.500  $^{14}\text{C}$ -Jahre öffnete, wobei der Ostgrönland-Strom in den westlichen Nordatlantik einfließen könnte.

Es hat also im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße von so gut wie allen angrenzenden Landgebieten einen außerordentlich großen Eintrag an Eisbergen und Schmelzwasser gegeben. Dies hat vermutlich zu einem geänderten Strömungssystem geführt. Der Einstrom atlantischen Wassers setzte zumindest vorübergehend aus oder wurde auf die Norwegische See begrenzt. Die Strömungsrichtung ist ungewiß, die Stärke dürfte aber eher sehr schwach gewesen sein. Dies dürfte auch erklären, warum in den ostgrönländischen Fjorden trotz eines offensichtlich wärmeren Klimas eine Eisdecke vorhanden war. Die großen Mengen an freigesetztem Eis

wurden hier nicht abtransportiert (Kap. 7.3.1, Abb. 8.4 und Abb. 8.5.d).

Der Rückfall der Jüngerer Dryas, einer kälteren Periode vor 12.700 Kalenderjahren (JOHNSEN et al. 1992), ist in den Kernen von 80°N schlecht dokumentiert. Eine Steigung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte markiert den globalen Eiseffekt und/oder eine reduzierte Zufuhr an Schmelzwasser. Am Kontinentalrand (Position PS2424) setzte sich die Sedimentation von eistransportiertem Material unverändert fort. An dem Kontinentalhang (Position PS2423) zeigen hohe IRD-Werte den Eintrag von Eisbergen an. Außerdem fand hier eine biologische Produktion statt, welche auf aufgelockerte Eisbedingungen hindeutet (Kap. 7.3.2). Auf Westspitzbergen rückten die Gletscher auch nur unwesentlich vor und die Zufuhr an IRD zum Kontinentalhang war nahezu unverändert (zusammengefaßt in KNIES 1994). In der Mündung des Kong-Oscar-Fjords markiert ein Übergang von einer permanenten Eisdecke zu erhöhten Kalbungsraten möglicherweise einen kleinen Gletschervorstoß während der Jüngerer Dryas (Kap. 7.3.1). Dies wird durch Untersuchungen von FUNDER und HJORT auf Ostgrönland unterstützt (zusammengefaßt in NAM 1997). Ebenfalls zeigen die Untersuchungen von NAM et al. (1994) einen kleinen Anstieg im IRD-Gehalt am ostgrönländischen Schelf und Kontinentalhang, der der Jüngerer Dryas zugeschrieben wird. Während der Jüngerer Dryas verschließt sich im Scoresby-Sund dagegen die Eisdecke und verhinderte dabei die Eisbergdrift (MARIENFELD 1991). In Westskandinavien gab es ebenfalls einen kleinen Vorstoß der Gletscher (z.B. VALEN et al. 1995).

Gegenüber der ersten Erwärmungsphase war während der Jüngerer Dryas das Eoropäische Nordmeer und die Fram-Straße von unveränderten oder sogar eher aufgelockerten Eisbedingungen geprägt (KÖHLER 1992, HEBBELN 1991). Unter Umständen war das ozeanographische Strömungssystem mit der Bildung von nordatlantischen Bodenwasser (NADW) dem heutigen Strömungssystem ähnlich (VEUM et al. 1992).

Die zweite Erwärmungsphase, die Termination 1b setzte vor 11.500 Jahren (JOHNSEN et al 1992) ein. In den Kernen bei Nordostgrönland veränderte sich die hohe Sedimentation an terrigenem Material. Eisberge wurden immer noch von Vorlandgletschern und vielleicht auch von den Fjordgletschern freigesetzt (Kap 7.3.2). Der Rückzug des Eises auf Nordostgrönland verlief hauptsächlich durch Kalbungen (HJORT, im Druck). Die Kalbungen der Vorlandgletscher zwischen Amdrup-Land und Kilen (Abb. 7.8) setzten sich möglicherweise bis ca. 7.200 Jahre vor Heute fort (Kap 7.3.2). Die Zufuhr terrigenen organischen Materials, möglicherweise durch den großen

## 8. Rekonstruktion

Ingolf-Fjord und Dijnphna-Sund, ließ nach. Nur für eine kurze Periode zwischen 7.940 und 7.500 <sup>14</sup>C-Jahren vor Heute (ca. 8.500 Kalenderjahre) wurden wieder erhöhte Mengen an terrestrischem Material freigesetzt (Kap 7.3.2). Es handelt sich hier möglicherweise um frisches terrestrisches Material, etwa Moose oder Pflanzen, die vielleicht von einem Schmelzwasserstrom mitgerissen worden sind (Kap 7.3.2). Die Vegetation auf Nordostgrönland war während dem klimatischen Optimum reicher als die heutige (FREDSKILD 1995). Auf dem Kontinentalrand (Position PS2424) herrschte ein günstiger Lebensraum für eine biologische Produktion (Kap 7.3.2). Es hat wahrscheinlich einen kleineren Eintrag an Eis aus dem Arktischen Ozean als heute gegeben (HJORT, im Druck) (Abb. 8.5.e).

Im Kong-Oscar-Fjord Fjordsystem war die Wasseroberfläche periodisch eisbedeckt. Wenn aber die Eisbedingungen eine Eisbergdrift ermöglichten, verloren Eisberge von verschiedenen Gletschern ihr terrigenes Material an den Positionen PS1733, PS1734 und PS1735. Gleichzeitig traten die ersten planktischen Foraminiferen auf (Auflockerung des Eises) (Kap 7.3.1). Die Kalbungsaktivitäten hörten vor ca. 9.000 Jahren auf. In Scoresby-Sund hat es nach der Jüngeren Dryas wahrscheinlich keine Behinderung des Eisbergtransportes durch eine geschlossene Eisdecke gegeben (MARIENFELD 1991). Das marine Milieu in der östlichen Fram-Straße wurde durch die Wiederkehr des atlantischen Wassereintrages während des klimatischen Optimums dominiert (z.B. KNIES 1994). Das atlantische Wasser hatte eine erhöhte Oberflächentemperatur und verursachte eine erhebliche biologische Produktion (KNIES 1994, HEBBELN et al. 1994).

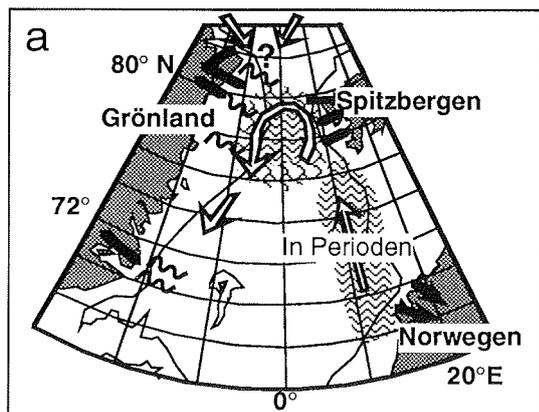
Im Europäischen Nordmeer setzte sich die Bildung des NADW's fort (VEUM et al. 1992, MASLIN et al. 1995)

Im Spätholozän stellte sich nach dem klimatischen Optimum ein außergewöhnlich stabiles globales Klima ein (DANSGAARD et al. 1993). Die Sedimentation an grobem terrigenem Material ging in der nordwestlichen Fram-Straße zurück. Die Kalbungsaktivitäten auf Nordostgrönland gingen auf ein Minimum zurück (Kap 7.3.2). Zwei kleinere Ereignisse mit Gletschervorstößen fanden um ca. 5.000 <sup>14</sup>C-Jahre vor Heute und ab ca. 1510-1600 n.Chr. (Kleine Eiszeit) statt (HJORT, im Druck). Der Großteil des heutigen Gletscherrückzug geschieht durch Abschmelzen (REEH et al. 1993). Die Niederschläge auf Nordostgrönland sind heute gering; das Gebiet gilt als polare Wüste (BAY 1995) und die Vegetation deutet auf ein kälteres Klima als vor 9.000-10.000 Kalenderjahren hin (FREDSKILD 1995). Meereis vom Arktischen Ozean trägt heute terrigenes Material von den Schelfen um den Arktischen Ozean in die west-

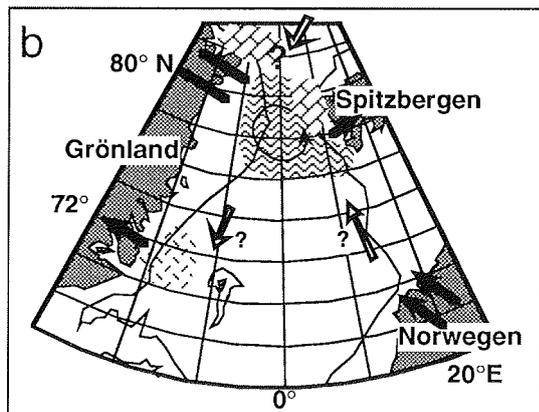
liche Fram-Straße hinein, wo das Material in der Eisrandzone durch Abschmelzen sedimentiert (HEBBELN & WEFER 1991, HEBBELN 1993). Die biologische Produktion ist in der westlichen Fram-Straße durch das Meereis im Ostgrönland-Strom (EGC) behindert, wobei die Planktonblüte in der nordostgrönländischen Schelfpolynya in den Sommermonaten eine größere Nahrungskette verursacht (siehe Kap. 2). Im Holozän hat es abwechselnd Polynyas und eher offenes, eisfreies Wasser gegeben. Es ist aber nicht bekannt, welche von diesen Bedingungen die biologische Produktion, die Nahrungskette und die dabei auf Nordostgrönland periodisch auftretenden Inuitkulturen gefördert haben (ANDREASEN 1995, HJORT, im Druck).

Vor ca. 8.500 Jahren hörte in der Mündung des Kong-Oscar-Fjords auf den Positionen PS1733 und PS1735 der Eisbergtransport auf, welches auf einen vollständigen Rückzug des Eises in das Hinterland des Kong-Oscar-Fjords hindeutet (Kap 7.3.1). Auf der südlicheren Position PS1734 zeigt ein hoher IRD-Werte an, das ein Eisbergtransport weiterhin während des Spätholozäns stattgefunden hat (Kap 7.3.1). Das Liverpool-Land, das Hinterland des Carlsberg-Fjords, ist ein mögliches Einzugsgebiet, da dies auch heute noch vereist ist (HJORT 1979). Im Gegensatz zum Kong-Oscar-Fjord finden im Scoresby-Sund heute Kalbungen und ungehinderter Eisbergtransport statt (MARIENFELD 1991). Die gesamte Gegend ist heute vom kalten Ostgrönland-Strom (EGC) geprägt (WADHAMS 1981, KOCH 1945). Es hat während des Spätholozäns aber Perioden mit weniger ausgeprägten Eisdecken im Ostgrönland-Strom gegeben (HJORT, im Druck).

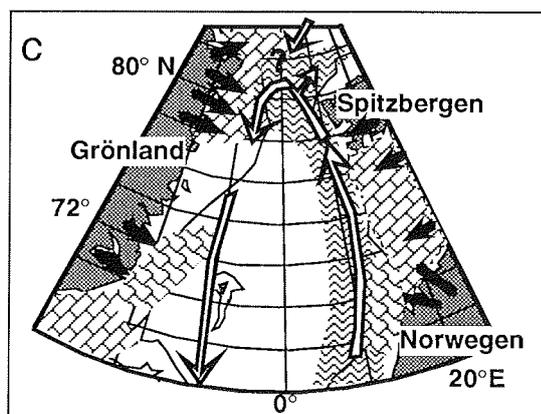
Die ozeanographische Oberflächenzirkulation mit einem Eintrag an wärmerem atlantischen Wasser entlang der Westnorwegischen Küste und Westspitzbergen (HEBBELN et al. 1994) und einem kalten, mehr oder weniger eisbedeckten Ostgrönland-Strom (HJORT, im Druck) hat sich wahrscheinlich vor ca. 8.000 Jahren eingestellt und ist seitdem stabil geblieben. Zu dieser Zeit lockerte die Eisbedeckung im Arktischen Ozean auf (STEIN et al. 1994). Wahrscheinlich fand während des gesamten Holozäns eine Bodenwasserbildung im Europäischen Nordmeer statt (VEUM et al. 1992).



Das frühe und mittlere IS 3



Das späte IS 3



LGM

Abb. 8.5a-c: Schematische Zusammenfassung. Rekonstruktion der Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße. Literaturhinweise: Siehe Text.

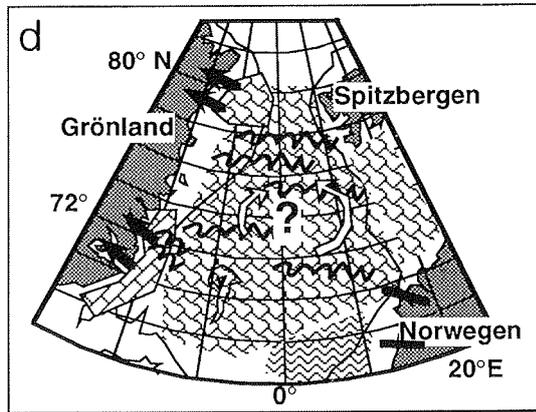
a: Im frühen und mittleren Isotopenstadium 3, vor 58.000-40.000 Jahren. Die westliche Fram-Straße war durch Eisbergtransport von Nordost- und wahrscheinlich auch von Nordgrönland geprägt.

b: Ereignis einer Hoch-Produktions-Zone in der westlichen und südöstlichen Fram-Straße vor ca. 38.000 Jahren.

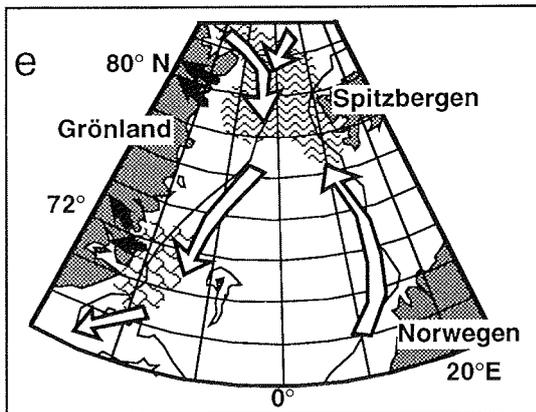
c: Ereignis einer Hoch-Produktions-Zone in der westlichen Fram-Straße während des letzten Hochglazials vor ca. 21.000 Jahren. Die Hoch-Produktions-Zone stand in Verbindung mit Wasser atlantischer Herkunft.



8. Rekonstruktion



Termination 1a



8.500 J. v. H.

**Abb. 8.5d-e:** Schematische Zusammenfassung. Rekonstruktion der Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße. Literaturhinweise: Siehe Text.

**d:** Die erste Erwärmungsphase, Termination 1a, vor ca. 19.000-12.700 Jahren war durch eine sehr große Zufuhr an Eisbergen zum Meer und wahrscheinlich schwache Meeresströmungen gekennzeichnet.  
**e:** Vor ca. 11.500-8.200 Jahren vor Heute wurde ein klimatisches Optimum mit höheren Lufttemperaturen und geringerer Eisbedeckung als heute erreicht.

-  Gletschervorstoß
-  Gletscherrückzug
-  Kalbungen
-  Abschmelzung
-  Oberflächenzirkulation
-  Hoch-Produktionszone
-  Eisberge
-  Geschlossene Eisdecke

## 9. Schlußfolgerungen

### 9.1. Die Veränderung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im organischen Material während der Frühdiagenese.

In Kap. 5 wurde der Effekt der Abbauprozesse in der bodennahen Nepheloidschicht und im Oberflächensediment auf die Verteilung der Kohlenstoffisotope im Sediment behandelt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des Ausgangsmaterials zwar für die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im Sediment wichtig sind, daß aber der Einfluß durch biotische und abiotische Prozesse auf das  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Signal im Sediment erheblich ist.

Marines und terrestrisches organisches Material aus dem nordostgrönländischen Polynyagebiet lassen sich anhand der Isotopenwerte nicht, wie es in anderen Gebieten der Fall ist, eindeutig unterscheiden. Partikuläres organisches Material mariner Herkunft hat sogar häufig niedrigere Isotopenwerte als frisches terrestrisches Material oder auch terrigenes Material (Kohle). Die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des terrestrischen und des marinen organischen Materials überlappen und sind generell niedrig. Ausgenommen hiervon sind Eisalgen, die hohe Isotopenwerte besitzen und in der Eisrandzone zur Sedimentation beitragen.

Obwohl unterschiedliche Isotopenwerte im Oberflächensediment auftreten, konnte anhand der Isotopenwerte im Material aus dem Bodenwasser von denselben Positionen keine unterschiedlichen Ursprünge des Materials festgestellt werden. Die Isotopenwerte deuten auf einem erheblichen Eintrag von terrestrischem organischem Material hin.

Nicht das Ausgangsmaterial sondern die Prozesse in der Bodennepheloidschicht verursachen die abweichenden Werte im Sediment aus dem Untersuchungsgebiet.

Die Verschiebung der Isotopenwerte zu höheren Werten durch den Abbau in der Bodennepheloidschicht ist vom milieubedingten Anreicherungsfaktor,  $\epsilon$  der Prozesse abhängig.  $\epsilon$  konnte bestimmt werden. Er betrug für Prozesse im Bodenwasser durchschnittlich -3,8% und für Prozesse in der Wasser-Sedimentschicht -1,8%. Es wird angenommen, daß die Zusammensetzung der benthischen Arten, die Anzahl der Individuen und das Redoxpotential im Sediment entscheidend für die Größe des Anreicherungsfaktors sind. Die Werte sind außerdem von der Temperatur abhängig und weichen

wahrscheinlich in anderen pelagischen Systemen von den Werten dieser Arbeit ab.

Die absolute Veränderung der Isotopenwerte im Sediment ist davon abhängig, wie weit die Reaktion abgelaufen ist, d.h. wieviel vom Ausgangsmaterial unverändert übriggeblieben ist. Sehr hohe Isotopen-Werte im Sediment könnten deshalb durch eine hohe benthische Aktivität entstanden sein, z.B. bei eisfreien Bedingungen oder aber auch bei einer geringen Zufuhr von organischem Material, das dann zum größten Teil abgebaut wird. Eine gute Belüftung des Bodenwassers und Resuspension des Oberflächensedimentes fördert den Abbau und führt zu hohen Isotopenwerten. Bei einer sehr hohen Zufuhr an organischem Material werden die Oxidanten begrenzt und organisches Material mit niedrigen Isotopenwerten wird ins Sediment eingebaut.

Wenn die  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte im Sediment verwendet werden sollen um Aussagen über das Paläoklima zu machen, müssen die Prozesse, die zur Fraktionierung führen, parallel zu den möglichen Einträgen an organischem Material betrachtet werden: In der Fram-Straße spiegeln Niedrige  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte glaziale Bedingungen wider, bei denen terrigenes Material mit dem Eis transportiert worden ist. Hohe  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte stammen von zersetztem organischem Material, das wahrscheinlich frischen Ursprungs gewesen ist. Sowohl der Abbau (Sauerstoffzufuhr) als auch das frische Material sind Anzeichen dafür, daß es zumindest saisonal Öffnungen im Eis gegeben hat.

Um den Paläopartialdruck des Kohlendioxids zu modellieren kann die Verwendung der  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen am gesamten organischen Material des Sedimentes nur mit Einschränkung benutzt werden. Vermutlich aber können  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Messungen an Biomarkern Informationen über die  $\text{CO}_2$ -Konzentration im Oberflächenwasser liefern und dadurch derartige Modellierungen ermöglichen.

## 9.2. Das paläoozeanographische System des Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße.

Die sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen an vier Sedimentkernen aus dem nordostgrönländischen Schelf, Kontinentalrand und Kontinentalhang bei  $80^\circ\text{N}$  und drei Sedimentkernen aus der Mündung des grönländischen Kong-Oscar-Fjords bei ca.  $72^\circ\text{N}$ , tragen zur Aufklärung der Paläoozeanographie im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße bei.

## 9. Schlußfolgerungen.

Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenkurven der Isotopenstadien 1-3 konnten für die westlichen Fram-Straße erstellt werden. Diese Isotopenkurven dienen u.a. zur stratigraphischen Zuordnung der Kerne. Außerdem belegen mehrere  $^{14}\text{C}$ -Datierungen die Interpretationen der Meßdaten.

Während des Isotopenstadiums 3 war die westliche Fram-Straße durch einen konstant hohen Eintrag von IRD mit unveränderter Zusammensetzung geprägt. Wegen der Gleichförmigkeit des Materials über den langen Zeitraum wird das nördliche Grönland als Herkunftsgebiet vermutet. Die Wasseroberfläche ist im Isotopenstadium 3 überwiegend mit Eis bedeckt gewesen; wahrscheinlich, weil große Mengen an Eisbergen und Schelfeis während der Erwärmungsphasen nach dem Isotopenstadium 4, in das Europäische Nordmeer und die Fram-Straße zugeführt wurden. Trotzdem belegen große Mengen an Schmelzwasser und der Eisbergtransport eine Dynamik der Oberflächenzirkulation statt einer durchgehenden Eisdecke.

Sediment vom nordöstlichen Kontinentalrand und Hang, das während zweier Perioden in den Isotopenstadien 2 und 3 mit hoher biologischer Produktion entstanden ist, deutet auf zumindest saisonal offenes Wasser hin. Dieses Ereignis steht im Widerspruch zur Theorie, daß der Ostgrönland-Strom während der mittleren und späten Weichselzeit durch den unverminderten Eintrag von eisbeladenem Wasser aus dem Arktischen Ozean gebildet wurde (SPIELHAGEN 1990). Statt dessen wird ein reduzierter Oberflächenwasseraustausch zwischen dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer über die westliche Fram-Straße während dieser Perioden vermutet. Der Wasseraustausch wurde möglicherweise durch eine geschlossene Eisdecke in der nördlichen Fram-Straße behindert.

Die ältere der zwei Perioden mit einer Hoch-Produktions-Zone vor dem nordostgrönländischen Kontinentalrand fand vor ca. 38.000 Jahre statt. Dieses Ereignis kann mit einem ähnlichen Ereignis in der östlichen Fram-Straße (DOKKEN & HALD 1996) korreliert werden. Die Hoch-Produktions-Zone erreichte aber südlichere Gebiete anscheinend nicht. Deshalb wird ein Polynya-ähnliches Szenario, das möglicherweise durch ein Defizit in der Eiszufuhr entstanden ist, vermutet.

Das zweite Hoch-Produktion-Zone-Ereignis fand während des letzten Hochglazials vor ca. 21.000 Jahren statt und stand in Verbindung mit dem Eintrag atlantischen Wassers in die Norwegische

See und die östliche Fram-Straße (HEBBELN et al. 1994). Die Hoch-Produktions-Zone reichte bis über den ostgrönländischen Schelf, in ein Gebiet, das heute mit eisbeladenem polarem Wasser bedeckt ist.

Große Mengen an Eis, beladen mit terrigenem Material, wurden freigesetzt und bedeckten in einer Periode von vielleicht 500 Jahren vollständig das Oberflächenwasser in der westlichen Fram-Straße, wodurch jede biologische Produktion verhindert wurde. Das terrigene Material sedimentierte innerhalb dieser kurzen Periode auf dem Kontinentalhang. Aufgrund dieser Ergebnisse wird angenommen, daß ein Gletscher während des letzten Hochglazials vor mehr als 20.000 Jahren, weit auf den Schelf hinaus vorgestoßen ist. Der Gletscher hat wahrscheinlich über den Ingolf-Fjord in Verbindung mit dem Inlandeis gestanden, Der Gletscher, und möglicherweise ein damit in Verbindung stehender Schelfeischild haben möglicherweise einen instabilen Zustand erreicht, wodurch sie kollabiert sind. Die Freisetzung an großen Mengen Eis aus Nordostgrönland steht wahrscheinlich nicht in Verbindung mit den im Nordatlantik dokumentierten Heinrich-Ereignissen (BOND et al. 1992 und 1993) oder "Heinrich-ähnlichen" Ereignissen (BOND & LOTTI 1995).

Die Kalbungsaktivitäten des Gletschers setzten sich weitere 10.000 Jahre fort, wodurch die biologische Produktion am Schelfrand weiterhin vollständig, und über dem Kontinentalhang zum Teil eingeschränkt wurde. Das eistransportierte Material sedimentierte auf dem Kontinentalrand ab.

In der Mündung des Kong-Oscar-Fjords belegen die sedimentologischen Untersuchungen einen Gletschervorstoß über die Fjordmündung hinaus, der wahrscheinlich während des letzten Hochglazials vor ca. 21.500 Jahren stattgefunden hat. Die Untersuchungen zeigen außerdem einen zweistufigen Rückzug der Gletscher. Zuerst hat der Gletscher sich beim Abschmelzen in den Fjord zurückgezogen. Eine geschlossene Meereisdecke hat die Gletscherfront währenddessen stabilisiert und Eisbergtransport verhindert. Nach einem kleineren Gletschervorstoß, möglicherweise während der Jüngerer Dryas, brach das Meereis auf und erlaubte den abschließenden Rückzug des Eises der Region um den Kong-Oscar-Fjord durch Kalbungen. Vor ca. 8.500 Kalenderjahren hatte sich das Eis so weit zurückgezogen, daß die Kalbungen aufhörten.

Sowohl im Norden als auch im Osten Grönlands wurde vor ca. 8.500 Jahren das Temperaturmaximum erreicht, welches mit einem Einstrom eisfreien Wassers aus Norden verbunden war. Etwa später

9. Schlußfolgerungen.

stellte sich die spätholozäne Oberflächenzirkulation und das Klima ein. Die heutige Oberflächenwasserzirkulation wird durch den Ostgrönland-Strom, der mit Eis aus dem Arktischen Ozean beladen ist, im Westen und die Einströmung atlantischen Wassers in die östliche Fram-Straße charakterisiert.

Die Dynamik im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße ist in der mittleren und späten Weichselzeit abwechslungsreich gewesen. Aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit muß überprüft werden, inwieweit das Oberflächenwasser-Zirkulations-Muster in diesen Ge-

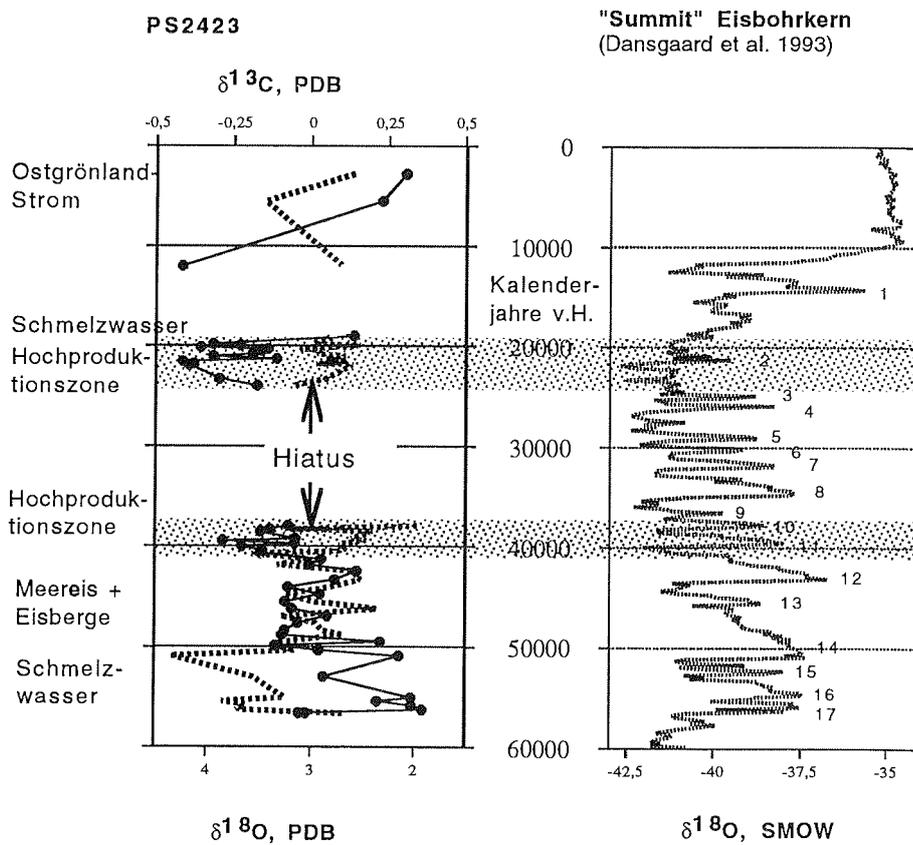


Abb. 9.1: Vergleich der  $\delta^{18}O$ -Kurven des Kerns PS2423-4 aus der westlichen Fram-Straße und des "Summit"-Eisbohrkerns vom grönländischen Inlandeis (DANSGAARD et al. 1993). Die gestrichelte Kurve stellt den  $\delta^{13}C$ (pachyderma) dar. Zwei Perioden mit Hoch-Produktions-Zonen in der westlichen Fram-Straße waren durch kalte Lufttemperaturen geprägt. Seit dem mittleren Holozän bildet sich ein starker meereisbedeckter Ostgrönland-Strom aus polarem Wasser des Beaufort-Wirbels und der Transpolardrift sowie aus dem atlantischen Rückstrom.

wässern mit den zum Teil sehr kurzzeitigen Klimaschwankungen im Pleistozän (DANSGAARD et al. 1993) korreliert werden kann.

Für die Frage ob es einen direkten Zusammenhang zwischen der Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer und der Fram-Straße und den globalen Klimaschwankungen gibt, muß nicht nur die wechselnde Stärke des Eintrags von atlantischem Wasser in die Fram-Straße (z.B. HEBBELN & WEFER 1997, DOKKEN & HALD 1996, WAGNER & HENRICH 1994) sondern auch die wechselnde Stärke des Oberflächenwasseraustausches zwischen dem Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer über die westliche Fram-Straße berücksichtigt werden.

In der Abbildung 9.1 werden  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten des Sedimentkerns PS2423-4 und des "Summit"-Eisbohrkerns von Grönland verglichen. Dabei erkennt man, daß die Ereignisse einer Hoch-Produktions-Zone in der westlichen Fram-Straße in Perioden mit sehr kalten Lufttemperaturen stattgefunden haben oder zumindest initiiert wurden. Dies unterstützt die Vermutung, daß eine Eisdecke im Übergang zwischen dem arktischen Ozean und der westlichen Fram-Straße existiert und als Barriere zum eisbeladenen polaren Wasser hin gedient haben könnte. Vielleicht hat dieses Ereignis außerdem durch die veränderte Wärmebilanz zwischen der Arktis und dem europäischen Nordmeer zu einer Stabilisierung oder Verstärkung des kalten Klimas geführt.

## Danksagung

Ich möchte den vielen Mitarbeitern, Bekannten und Freunden danken, die mir während meiner Arbeit geholfen haben.

Insbesondere danke ich Prof. D. Fütterer, AWI-Bremerhaven, der mir die Arbeit ermöglicht hat und mich immer unterstützt hat. Ebenfalls möchte ich mich besonders bei Prof. H.-W. Hubberten, AWI-Potsdam bedanken, der mich durch zahlreiche Diskussionen und mit seinem unermüdlichen Optimismus motiviert hat.

Für kritische Kommentare zum Manuskript danke ich Dr. D. Hebbeln, Universität Bremen. Ich bedanke mich bei vielen Wissenschaftlern des AWI, sowie in anderen in- und ausländischen Instituten für Inspiration, konstruktive Kritik und wissenschaftliche Diskussionen. Um keine Namen zu vergessen werde ich keine erwähnen! Mein Dank gilt weiterhin den Mitarbeitern des AWI-Potsdam und des AWI-Bremerhaven, die in der Verwaltung, in der Bibliothek und in den Labors immer hilfsbereit gewesen sind, sowie der Besatzung des FS "Polarstern", die bei den Probennahmen eine hervorragende Arbeit geleistet hat.

Ich danke Dr. M. Voß, IOW, für die Durchführung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen, Dr. I. Bauer, GFZ für die röntgenographische Messungen, Dr. E. Bauerfeind, SFB 313 Kiel, für das Sedimentfallenmaterial, Dr. W. Ritzrau, SFB 313 Kiel, für unveröffentlichte Sauerstoffzehrung-Daten, sowie Dr. D. Hebbeln, Universität Bremen und Dr. U. Struck, IOW für unveröffentlichte Daten des Kerns PS1308-4. Die  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen wurden von Dr. J. Heinemeier, Universität Aarhus, Dänemark durchgeführt. Folgende Personen haben terrestrische Proben auf Grönland, in Spitzbergen und in Sibirien gesammelt: C. Kopsch, R. Herman, K. Falk, S. Møller, S. M. Jensen, J. Escher, C. Bay, W.-D. Hermichen und B. Wuntke. Ihnen danke ich auch. Die Arten der Pflanzen wurden von B. Fredskild und C. Bay bestimmt.

Die Arbeit wurde durch die Zusammenarbeit des IAPP-Programmes (International Arctic Polynya Programme) von AOSB (Arctic Ocean Sciences Board) und des Europäischen Forschungsprojektes, PONAM (European Science Foundation, Polar North Atlantic Margins, Late Cenozoic Evolution) gefördert. Außerdem leistete die dänische Research Academy finanzielle Hilfe. Auch hierfür möchte ich mich bedanken.

Zuletzt danke ich Gerald Vannahme und Justus Notholt für das mühsame Korrekturlesen, meinen Eltern und Schwiegereltern für moralische und praktische Unterstützungen, sowie Gerda und Clara, die der Arbeit eine zusätzliche Dimension gegeben haben.

**Literatur**

- AGNEW, T. (1993): Simultaneous Winter Sea-Ice and Atmospheric Circulation Anomaly Patterns.- *Atmosphere-Ocean*, Vol. 31 (2), pp. 259-280.
- AHRENS, M.J. (1994): Benthische Foraminiferen in der Northeastwater-Polynya, Europäisches Nordmeer.- Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 120 p.
- ALEXANDROVA, V.D. (1988): *Vegetation of the Soviet polar deserts*. Cambridge University Press, 288 pp.
- AMBROSE, W.G. Jr & RENAUD P.E. (1995): Benthic response to water column productivity patterns: Evidence for benthic-pelagic coupling in the Northeast Water Polynya.- *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, Nr. C3, pp. 4411-4421.
- ANDERSEN, B.G., HEINEMEIER, J., NIELSEN, H.L., RUD, N., THOMSEN, M.S., JOHNSEN, S., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. & HJARTARSON, A. (1989): AMS dating on the Fossvogur sediments, Iceland.- *Radiocarbon*, Vol. 31, 3, pp. 592-600.
- ANDREASEN, C (1995): NEWland: the archaeology.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 5, Helsingør, Denmark.
- ANDREASEN, C. (im Druck): The prehistory of NEWland as seen from an archaeological perspective.- *Journal of Marine Systems*.
- ATKINS, P.W. (1982): *Physical Chemistry*, second edition, Oxford University Press, Walton Street, Oxford OX2 6DP, 1095 p.
- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R.G. & HAMELIN, B. (1993):  $^{230}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages obtained by mass spectrometry on corals.- *Radiocarbon*, Vol. 35 (1), pp. 191-199.
- BARD, E., ARNOLD, M., MANGERUD, J., PATERNE, M., LEBEYRIE, L., DUPRAT, J., MELIERES, M.-A., SØNSTEGAARD, E. & DUPLESSY, J.-C. (1994): The north Atlantic atmosphere-sea surface  $^{14}\text{C}$  gradient during the Younger Dryas climatic event.- *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 126, pp. 275-287.
- BAUERFEIND, E., GARRITY, C., KRUMBHOLZ, M. & VOß, M. (1995a): Annual sedimentation pattern, stable isotope content and composition of sedimenting matter in the Northeast Water Polynya (NEWP).- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 9, Helsingør, Denmark.
- BAUERFEIND, E., GARRITY, C., RAMSEIER, R.O. & WALSH, I.D. (1995b): Variability of sediment trap collections as related to local sea-ice and oceanographic parameters.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 10, Helsingør, Denmark.
- BAUERFEIND, E., GARRITY, C., KRUMBHOLZ, M. & VOß, M. (1997): Seasonal variability of sediment trap collections in the Northeast Water Polynya. Part 2. Biochemical and microscopic composition of sedimenting matter.- *Journal of Marine Systems*, Vol. 311, im Druck.
- BAUMANN, K.-H., LACKSCHEWITZ, K.S., MANGERUD, J., SPIELHAGEN, R.F., WOLF-WELLING, T.C.W., HENRICH, R. & KASSENS, H. (1995): Reflection of

## Literatur

---

Scandinavian Ice Sheet Fluctuations in Norwegian sea Sediments during the past 150,000 Years.- *Quaternary Research*, Vol. 43., pp. 185-197.

BAY, C. (1995): Polar deserts in high arctic Greenland: Structure of plant communities and distribution.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium*, Book of Abstracts, p. 12, Helsingør, Denmark.

BISCHOF, J., KOCH, J., KUBISCH, M., SPIELHAGEN, R.F. & THIEDE, J. (1990): Nordic Seas surface ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6.- In DOWDESWELL, J.A. & SCOURSE, J.D. (Redakteure): *Glaciomarine Enviroments: Progresses and Sediments*. Geological Society Special Publication Nr. 53, pp. 235-251.

BLEIL, U. & THIEDE, J. (Redakteure) (1990): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*.- Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 823 p.

BÖHM, E.B., MINNETT, P.J. & HOPKINS, T.S. (1995): Passive microwave observations of the interannual variability of ice cover in the NEWP: 1979-1991.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium*, Book of Abstracts, p. 21, Helsingør, Denmark.

BOND, G. (1995): Rapid shifts in the ocean-ice system in the north Atlantic during the last glacial termination.- Abstract in: *Terra Nostra*, International union for Quaternary research, XIV international congress in Berlin, 3.-10 August 1995, *Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung*, Nr. 2/95.

BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., McMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G & IVY, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period.- *Nature*, Vol. 360, pp. 245-249.

BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., McMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. (1993): Correlations .th Atlantic sediments and Greenland ice.- *Nature*, Vol. 365, pp. 143-147.

BOND, G.C. & LOTTI, R. (1995): Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glication.- *Science*, Vol. 267, pp. 1005-1010.

BORN, E.W., THOMASSEN, J. & WIIG, Ø. (1995a): Observations of walruses (*Odobenus rosmarus*) in the North East Water area (NE Greenland).- In: *NorthEast Water Polynya Symposium*, Book of Abstracts, p. 15, Helsingør, Denmark.

BORN, E.W , WIIG, Ø. & THOMASSEN, J. (1995b): Distribution of polar bears (*Ursus maritimus*) in NE Greenland.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium*, Book of Abstracts, p. 16, Helsingør, Denmark.

BOURKE, R.H., TUNNICLIFFE, M.D., NEWTON, J.L., PAQUETTE, R.G. & MANLEY, T.O. (1987a): Eddy near the Molloy Deep revisited.- *Journal Geophysical Research*, Vol. 92(C7), pp. 6729-6740.

BOURKE, R.H., NEWTON, J.L., PAQUETTE, R.G. & TUNNICLIFFE, M.D. (1987b): Circulation and Water Masses of the East Greenland Shelf.- *Journal Geophysical Research*, Vol. 92 (C7), pp 6729-6740.

- BOURKE, R.H., WEIGEL, A.M. & PAQUETTE, R.G. (1988): The westward turning branch of the West-Spitsbergen Current.- *Journal Geophysical Research*, Vol. 93(C11), pp. 14065-14077.
- BRIONES, E.G.E., ROWE, G.T., NEWTON, A. & BOLAND G. (1995): Benthic community organic carbon residence times in the Northeast Greenland Polynya.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 18, Helsingør, Denmark.
- BROECKER, W.S., ANDREE, M., WOLFLI, W., OESCHGER, H., BONANI, G., KENNETT, J. & PETEET, D. (1988): The chronology of the last deglaciation: Implications to cause of the Younger Dryas event.- *Paleoceanography*, Vol. 3 (1), pp. 1-19.
- BUDEUS, G. & SCHNEIDER, W. (1995): On the hydrography of the Northeast Water Polynya.- *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100 (C3), pp. 4287-4299.
- BUDEUS, G. & SCHNEIDER, W. (1996): Die Nordostwasser-Polynia Expedition 1993. Datenband über die CTD-Messungen während der Expedition ARKTIS IX/2 und 3 mit FS "Polarstern".- *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 199, 340 p.
- CANFIELD, D.E., JØRGENSEN, B.B., FOSSING, H., GLUD, R., GUNDERSEN, J., RAMSING, N.B., THAMDRUP, B., HANSEN, J.W., NIELSEN, L.P. & HALL, P.O.J. (1993): Pathways of organic carbon oxidation in three continental margin sediments.- *Marine Geology*, Vol. 113, pp. 27-40.
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level.- *Nature*, Vol. 324, pp.137-140.
- CHERKIS, N.Z. & VOGT, P.R. (1994): Regional bathymetry of the northern Norwegian-Greenland Sea.- *Karte, Narval Research Laboratory, Washington D.C. 20375, U.S.A.*
- CLIMAP (1976): The surface of the ice-age earth.- *Science*, Vol. 191, pp. 1131-1137.
- CRONIN, T.M., HOLTZ, T.R.Jr., STEIN, R., SPIELHAGEN, R., FÜTTERER, D. & WOLLENBURG, J. (1995): Late Quarternary paleoceanography of the Eurasian Basin, Arctic Ocean.- *Paleoceanography*, Vol. 10, Nr. 2, pp. 259-281.
- DALY, K.L. (1995): Flux of particulate matter through copepodes in the Northeast Water Polynya.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 25, Helsingør, Denmark.
- DANSGAARD, W. (1987): *Klima, Vejr og Menneske*.- Geografforlaget, Dänemark, 128 p.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record.- *Nature*, Vol. 364, pp. 218-220.
- DEAN, W.E., ARTHUR, M.A. & CLAYPOOL, G.E. (1986): Depletion of  $^{13}\text{C}$  in Cretaceous marine organic matter: source, diagenesis, or environmental signal?.- *Marine Geology*, Vol. 70, pp. 119-157.
- DEMING, J., ROWE, G., COCHRAN, K., WALSH, I., BAUERFEIND, E., SMITH, W., DALY, K., ASHJIAN, C., YAGER, P., WALLACE, D., RITZRAU, W. & GRAF, G. (1995):

## Literatur

---

- Carbonflow in the NEW polynya: An interdisciplinary view.- In: NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 28, Helsingør, Denmark.
- DOKKEN, T.M. & HALD, M. (1996): Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the polar North Atlantic.- *Geology*, Vol. 24, pp. 599-602.
- DOWDESWELL, J.A., UENZELMANN-NEBEN, G., WHITTINGTON, R.J. & MARIENFELD, P. (1994): The late Quaternary sedimentary record in Scoresby Sund, East Greenland.- *Boreas*, Vol 23 (4), pp. 294-310.
- EADIE, B.J. & JEFFREY, L.M (1973):  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of oceanic particulate organic matter.- *Marine Chemistry*, Vol. 1, pp. 199-209.
- ELEMENTAR Analysensysteme GmbH, (ohne Autor), (1992): Betriebsanleitung, Elementaranalysator CHN-Ö-RAPID, Nr. 50002651, Hanau.
- FAIRBANKS, R. G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event.- *Nature*, vol. 342, pp. 637-642.
- FALK, K., ANDREASEN, C., ELANDER, M., ERICSON, M., HJORT, C., KAMPP, K., MØBJERG KRISTENSEN, R., MØBJERG, N. & MØLLER, S. (1995): Bird communities utilizing the Northeast Water Polynya.- In: NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 30, Helsingør, Denmark.
- FISCHER, G. (1989): Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor).- Dissertation, Universität Bremen, 161 p.
- FRANCOIS, R., ALTABET, M.A., GOERICKE, R., McCORKLE, D.C., BRUNET, C. & POISSON, A. (1993): Changes in the  $\delta^{13}\text{C}$  of surface water particulate organic matter across the subtropical convergence in the SW Indian Ocean.- *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 7, Nr. 3, pp. 627-644.
- FREDSKILD, B. (1995): The vegetation of the polar desert at Sophus Möller Næs compared with the present and former vegetation on Amdrup Land, north of Ingolf Fjord.- In: NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 32, Helsingør, Denmark.
- FRONVAL, T., JANSEN, E., BLOEMENDAL, J. & JOHNSEN, S. (1995): Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium timescales.- *Nature*, Vol. 374, pp. 443-446.
- FRY, B (1988): Food web structure on Georges Bank from stable C, N, and S isotopic compositions.- *Limnology and Oceanography*, Vol. 33 (5), pp. 1182-1190.
- FRY, B (1991): Stable isotope diagrams of Freshwater food webs.- *Ecology*, Vol. 72 (6), pp 2293-2297.
- FRY, B & WAINRIGHT, S.C. (1991): Diatom sources of  $^{13}\text{C}$ -rich carbon in marine food webs.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 76, pp. 149-157.
- FRY, B., BRAND, W., MERSCH, F.J., THOLKE, K. & GARRIT, R. (1992): Automated Analysis System for Coupled  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  Measurements.- *Analytical Chemistry*, Vol. 64, pp. 288-291.

## Literatur

- FRY, B & QUINONES, R.B. (1994): Biomass spectra and stable isotope indicators of trophic level in zooplankton of the northwest Atlantic.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 112, pp. 201-204.
- FUNDER, S., HJORT, C. & LANDVIK, J.Y. (1994): The last glacial cycles in East Greenland, an overview.- *Boreas*, Vol. 23 (4), pp. 283-293.
- GODZIK, B. (1991): Heavy metals and macroelements in the tundra of southern Spitsbergen: the effect of little auk *Alle alle* (L.) colonies.- *Polar Research*, Vol. 9 (2), pp. 121-131.
- GRAEDEL, T.E. & CRUTZEN, P.J. (1993): *Atmospheric Change, An Earth System Perspective*.- W.H. Freeman and Company, New York, U.S.A. 446 p.
- GRAF, G., AMBROSE, W., AHRENS, M., BRANDT, A., DEMING, J., JENSEN, P., RENAUD, P., RITZRAU, W., ROWE, G. & THOMSEN, L. (1995): Benthic-Pelagic coupling in the NorthEast Water Polynya (NEWP) during spring and summer 1993.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 34, Helsingør, Denmark.
- Greenland Ice-core Project (GRIP) MEMBERS (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core.- *Nature*, Vol. 364, pp. 203-207.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See.- *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 27, 121 p.
- GROUSSET, F.E., LABEYRIE, L., SINKO, J.A., CREMER, M., BOND, G., DUPRAT, J., CORTIJO, E. & HUON, S. (1993): Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N).- *Paleoceanography*, Vol. 8 (2), pp. 175-192.
- HAAKE, F.W. & PFLAUMANN, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vöring Plateau, Norwegian Sea.- *Boreas*, Vol. 18, pp. 343-356.
- HAAKE, F.W., ERLLENKEUSER, H. & PFLAUMANN, U. (1992): *Pullenia bulloides* (Orbigny) in Sediment of the Norwegian/Greenland sea and the Northeastern Atlantic Ocean: Paleo-Oceanographic Evidence.- *Studies in Benthic Foraminifera BENTHOS '90*, Sendai, 1990, Tokai University Press, pp. 235-244.
- HAYES, J.M. (1993): Factors controlling  $^{13}\text{C}$  contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence.- *Marine Geology*, Vol. 113, pp. 111-125.
- HEBBELN, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozoozoographie in der Fram-Straße.- *Dissertation*, Universität Bremen, 178 p.
- HEBBELN, D. & WEFER, G. (1991): Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait.- *Nature*, Vol. 350 (6317), pp. 409-411.
- HEBBELN, D. (1993): Sediment input by sea ice: Differentiation of sea ice source areas in the Fram Strait.- *Abstract for European Science Foundation, Polar North Atlantic Margins (PONAM): Late Cenozoic Evolution. Fourth Annual Workshop*, Cambridge.

## Literatur

---

- HEBBELN, D. & BERNER, H. (1993): Surface sediment distribution in the Fram Strait.- *Deep-Sea Research I*, Vol. 40 (9), pp. 1731-1745.
- HEBBELN, D., DOKKEN, T., ANDERSEN, E.S., HALD, M. & ELVERHØI, A. (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum.- *Nature*, Vol. 370, pp. 357-360.
- HEBBELN, D. & WEFER, G. (1997): Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait.- *Paleoceanography*, Vol. 12, Nr. 1, pp. 65-78.
- HEINEMEIER, J., HEIER NIELSEN, S. & RUD, N. (1992): AMS C-14 dateringer.- *Særtryk af Arkæologiske Udgravninger i Danmark*, pp. 291-304.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Marine Geology*, Vol. 86, pp. 283-319.
- HENRICH, R., WAGNER, T., GOLDSCHMIDT, P. & MICHELS, K. (1995): Depositional regimes in the Norwegian-Greenland Sea: the last two glacial to interglacial transitions.- *Geologische Rundschau*, Vol. 84, pp. 28-48.
- HIRCHE, H.-J. & KATTNER, G. (1994): Die Nordostwasser-Polynja-Expedition 1993. Wissenschaftlicher Fahrtbericht über die "Polarstern" Reisen ARK IX/2 und 3, die USCG "Polar Sea" Reise NEWP und die NEWland Expedition.- *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 142, 190 p.
- HJORT, C. (1979): Glaciation in northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian.- *Boreas*, Vol. 8, pp. 281-296.
- HJORT, C. (1995): Glacial and marine history of the coastal areas along the Northeast Water Polynya.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 39, Helsingør, Denmark.
- HJORT, C. (im Druck): Glaciation, climate history, changing marine levels and the evolution of the Northeast Water Polynya.- *Journal of Marine Systems*.
- HOBSON, K.A. & WELCH, H.E. (1992): Determination of trophic relationships within a high Arctic marine food web using  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  analysis.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 84, pp. 9-18.
- HOBSON, K.A., AMBROSE, W.G. Jr. & RENAUD, P.E. (1995): Sources of primary production, benthic-pelagic coupling, and trophic relationships within the Northeast Water Polynya: Insights from  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  analysis.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 128, pp. 1-10.
- HUBBERTEN, H.-W. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device.- *Terra abstracts*, No 1, Third International Conference on Paleooceanography, pp. 80-81.
- HUBBERTEN, H.-W., GROBE, H., JOKAT, W., MELLES, M., NIESSEN, F. & STEIN, R. (1995): Glacial History of East Greenland Explored.- *EOS*, Vol. 76 (36), pp. 353-358.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992):

- Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core.-  
Nature, Vol. 359, pp. 311-313.
- JOHNSON, C.M. (1980): Wintertime Arctic Sea Ice Extremes and the  
Simultaneous Atmospheric Circulation.- American Meteorological Society,  
Monthly Weather Review, Vol. 108, pp. 1782-1791.
- IRLING, I. (1995): Seals, polar bears, ice edges, and polynyas.- In: NorthEast  
Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 78, Helsingør, Denmark.
- JOKAT, W., ALBERTS, P., FECHNER, N., FISCHBECK, H., GÖDDE, H., KOPSCH, K.,  
KUNSCH, B., LENSCH, N., MARTENS, H., MOORFELD, K., SCHLINDWEIN, V.,  
STUDINGER, M., SYLVESTER, D. & WHITTINGTON, R. (1995): Seismic Reflection.-  
pp. 22-29 in HUBBERTEN, H.-W.: Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern"  
1994, Berichte zur Polarforschung, Nr. 174, 186 p.
- KAPSNER, W.R., ALLEY, R.B., SHUMAN, C.A., ANANDAKRISHNAN, S & GROOTES,  
P.M. (1995): Dominant influence of atmospheric circulation on snow  
accumulation in Greenland over the past 18,000 years.- Nature, Vol. 373,  
pp.52-54.
- KATTNER, G. (1995): Nutrient status of the NorthEast Water Polynya.- In:  
NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 46, Helsingør,  
Denmark.
- KELLOGG, T.B., DUPLESSY, J.C. & SHACKLETON, N. (1978): Planctonic  
foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of  
Norwegian Sea deep-sea cores.- Boreas, Vol. 7, pp. 61-73.
- KELLOGG, T.B. (1987): Glacial-interglacial changes in global deepwater  
circulation.- Paleoceanography, Vol. 2, Nr. 3, pp. 259-271.
- KNIES, J. (1994): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang  
nordwestlich Spitzbergens. Der letzte Glazial/Interglazial-Zyklus.-  
Diplomarbeit, Justus-Liebig-Universität Giessen.
- KOCH, L. (1945): The east Greenland ice.- Meddelelser fra Grønland, Vol. 130  
(3).
- KÖHLER, S.E.I. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des  
Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und  
Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere  
*Neoglobobulimina papyrifera* (sin.).- Geomar Report, Kiel, 104 p.
- KROOPNICK, P.M. (1985): The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans.-  
Deep-Sea Research, Vol. 32, Nr. 1, pp. 57-84.
- LARA, R.J., KATTNER, G., TILLMAN, U. & HIRCHE, H.-J. (1994): The North East  
Water Polynya (Greenland Sea). II. Mechanisms of nutrient supply and  
influence on phytoplankton distribution.- Polar Biology, Vol. 14, pp. 483-490.
- LARSEN, E., GULLIKSEN, S., LAURITZEN, S.-E., LIE, R., LØVLIE, R. & MANGERUD,  
J. (1987): Cave stratigraphy in the western Norway; multiple Weichselian  
glaciations and interstadial vertebrate fauna.- Boreas, Vol. 16, pp. 267-292.
- LEGENDRE, L., GOSSSELIN, M., PESANT, S., LESSARD, S., FRAIKIN, C., McGUINNESS,  
F. & BERGERON, G. (1994): Primary production in the water column.- In:  
KATTNER, G. & HIRCHE, H.-J. (Redakteur): Berichte zur Polarforschung, Die

## Literatur

---

Nordostwasser-Polynja-Expedition 1993, Datenband der Arktis-Reisen ARK IX/2 und 3 mit FS "Polarstern", Vol.145, pp. 229-244.

LEHMAN, S.J. & KEIGWIN, L.D. (1992): Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation.- *Nature*, Vol. 356, pp. 757-762.

MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SCHEELE, N. & SCHLITZER, R. (1996): Decoupling of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ZCO}_2}$  and phosphate in Recent Weddel Sea deep and bottom water: Implications for glacial Southern Ocean paleoceanography.- *Paleoceanography*, Vol. 11, Nr. 2, pp. 203-215.

MANGERUD, J., SVENDSEN, J.I., LANDVIK, J. & SALVIGSEN, O. (1990): Glaciation history of Svalbard for the last 120,000 years.- In Abstract Volume, first PONAM-Workshop, 26.-29. 11. 1990.

MANGERUD, J. (1991): The last Ice Age in Scandinavia.- In: ANDERSON, B. G. & KÖNIGSSON, L.-K. (Redakteur): Late Quarternary Stratigraphy in the Nordic Countries 150 000-15 000 B.P. Striae, Vol. 34, pp. 15-30.

MANGERUD, J. & FUNDER, S. (1994): The interglacial-glacial record at the mouth of Scoresby Sund, East Greenland.- *Boreas*, Vol. 23 (4), pp. 349-358.

MARIENFELD, P. (1991): Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland.- *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 96, 162 p.

MARIOTTI, A., GERMON, J.C., HUBERT, P., KAISER, P., LETOLLE, R., TARDIEUX, A. & TARDIEUX, P. (1981): Experimental determination of nitrogen kinetic isotope fractionation: some principles; illustration for the denitrification and nitrification processes.- *Plant and Soil*, Vol. 62, pp. 413-430.

MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy.- *Quarternary Research*, Vol. 27, pp. 1-29.

MASLIN, M.A., SHACKLETON, N.J. & PFLAUMANN, U. (1995): Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds.- *Paleoceanography*, Vol. 10, Nr. 3, pp. 527-544.

MASLIN, M.A., HALL, M.A., SHACKLETON, N.J. & THOMAS, E. (1996): Calculating surface water  $p\text{CO}_2$  from foraminiferal organic  $\delta^{13}\text{C}$ .- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, Nr. 24, pp. 5089-5100.

MIENERT, J., ANDREWS, J.T. & MILLIMAN, J.D. (1992): The East Greenland continental margin (65°N) since the last deglaciation: Changes in seafloor properties and ocean circulation.- *Marine Geology*, Vol. 106, pp. 217-238.

MOELLER, T., BAILAR, J.C. Jr., KLEINBERG, J., GUSS, C.O., CASTELLION, M.E. & METZ, C. (1980): Chemistry with Inorganic Qualitative Analysis.- Academic Press, New York, U.S.A. 1085 p.

MÖLLER, P., HJORT, C. & INGOLFSSON, O (Redakteure) (1991): The Last Interglacial-Glacial Cycle: Preliminary report on the PONAM fieldwork in Jameson Land and Scoresby Sund, East Greenland. Proceedings of the Ponam Workshop in Skanör, Sweden 23-26.4 1991, Lund University, Vol. 33, 181 p.

## Literatur

- MÜLLER, P.J. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments; Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41, pp. 765-776.
- NAM, S.-I., STEIN, R., GROBE, H. & HUBBERTEN, H. (1995): Late Quarternary glacial/interglacial changes in sediment composition at the East Greenland continental margin and their paleoceanographic implications.- *Marine Geology*, Vol. 122, pp. 243-262.
- NAM, S.-I. (1997): Late quarternary glacial history and paleoceanographic reconstruction along the East Greenland continental Margin: Evidence from high-resolution record of stable isotopen and ice-rafted debris.- *Dissertationsarbeit, Universität Bremen, Berichte zur Polarforschung (im Druck)*.
- NIELSEN, S.H., CONRADSEN, K., HEINEMEIER, J., KNUDSEN, K.L., NIELSEN, H.L., RUD, N. & SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E. (1994): Radiocarbon dating of shells and foraminifera from the Skagen core, Denmark: Evidence of Reworking.- *Beitrag zu 15th International Radiocarbon Conference, Glasgow*.
- OWENS, N.J.P. (1987): Natural Variations in  $^{15}\text{N}$  in the Marine Enviroment.- *Advances in Marine Biology*, Vol. 24, pp. 389-451.
- PAETSCH, H., BOTZ, R., SCHOLTEN, J.C. & STOFFERS, P. (1992): Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea.- *Marine Geology*, Vol. 104, pp. 19-30.
- PESANT, S., LEGENDRE, L. & GOSSELIN, M. (1995a): A typology of ecosystems based on the trophic contribution of size-fractionated phytoplankton: the Northeast Water, May to August 1993. In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 59, Helsingør, Denmark.
- PESANT, S., LEGENDRE, L., GOSSELIN, M. & RAMSEIER, R. (1995b): The role of ice cover as environmental control of phytoplankton production.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 60, Helsingør, Denmark.
- PESANT, S., LEGENDRE, L. & GOSSELIN, M. (1995c): Export from the euphotic layer to the seafloor: Evidences for rapid sinking of intact phytoplankton cells in arctic polynyas.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 58, Helsingør, Denmark.
- PIEPENBURG, D., AMBROSE, W.G., BRANDT, A., RENAUD, P.E. & AHRENS, M.J. (1995): The Influence of Water Column Processes on Benthic Distribution Patterns in the Northeast Water Polynya.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 63, Helsingør, Denmark.
- RAMSEIER, R.O., BAUERFEIND, E, GARRITY, C. & WALSH, I.D. (1997): Seasonal variability of sediment trap collections in the Northeast Water polynya. Part 1: sea-ice parameters and particle flux.- *Journal of Marine Systems*, im Druck.
- RAU, G.H., SWEENEY, R.E. & KAPLAN, I.R. (1982): Plankton  $^{13}\text{C}$ : $^{12}\text{C}$  ratio changes with latitude: differences between northern and southern oceans.- *Deep-Sea Research*, Vol. 29 (8A), pp. 1035-1039.

## Literatur

---

- RAU, G.H., MEARNES, A.J., YOUNG, D.R., OLSON, R.J., SCHAFER, H.A. & KAPLAN, I.R. (1983): Animal  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  correlated with trophic level in pelagic food webs.- *Ecology*, Vol. 64 (5), pp. 1314-1318.
- RAU, G.H., TEYSSIE, J.-L., RASSOULZADEGAN, F. & FOWLER, S.W. (1990):  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  variations among size-fractionated particles: implication for their origin and trophic relationships.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 59, pp. 33-38.
- RAU, G.H., TAKAHASHI, T., DES MARAIS, D.J. & SULLIVAN, C.W. (1991): Particulate Organic Matter  $\delta^{13}\text{C}$  Variations Across the Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96 (C8), pp. 15.131-15.135.
- RAU, G.H., AINLEY, D.G., BENGTON, J.L., TORRES, J.J. & HOPKINS, T.L. (1992a):  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  in Weddel Sea birds, seals and fish: implications for diet and trophic structure.- *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 84, pp. 1-8.
- RAU, G.H., TAKAHASHI, T., DES MARAIS, D.J., REPETA, D.J. & MARTIN, J.H. (1992b): The relationship between  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter and  $[\text{CO}_2(\text{aq})]$  in ocean surface water: Data from a JGOFS site in the northeast Atlantic Ocean and a model.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 56, pp. 1413-1419.
- REEH, N., OERTER, H. & BØGGILD, C.E. (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 a Century Time Scale. Participant No 14: Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, FR Germany.
- RIEBESELL, U., WOLF-GLADROW, D.A. & SMETACEK, V. (1993): Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates.- *Nature*, Vol. 361, pp. 249-251.
- RITZRAU, W. (1994): Labor- und Felduntersuchungen zur heterotrophen Aktivität in der Bodennepheloidschicht.- Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 99 p.
- ROBERTS, K., COCHRAN, J.K. & BARNES, C. (1995):  $^{210}\text{Pb}$  scavenging in the Northeast Water Polynya, Greenland: particle dynamics and sediment mixing rates.- In: NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 68, Helsingør, Denmark.
- ROWE, G.T. & WALSH, I. (1995): Numerical simulation of the response of the sediment community to pulses of organic matter in the Northeast Greenland Polynya.- In: NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts, p. 70, Helsingør, Denmark.
- SACKETT, W.M. (1964): The despositional history and isotopic organic carbon composition of marine sediments.- *Marine Geology*, Vol. 2, pp. 173-185.
- SAKSHAUG, E., BJØRGE, A., GULLIKSEN, B., LOENG, H. & MEHLUM, F (Redakteure). (1992): Økosystem Barentshavet, Pro Mare, Norwegian Research Program for Marine Arctic Ecology, Lillehammer, 304 p.
- SCHNEIDER, W. & BUDEUS, G. (1995): On the generation of the Northeast Water Polynya.- *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100 (C3), pp. 4269-4286.

## Literatur

- SHACKLETON, N.J., BACKMAN, J., ZIMMERMAN, H., KENT, D.V., HALL, M.A., ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., BALDAUF, J.G., DESPRAIRIES, A., HOMRIGHAUSEN, R., HUDDLESTON, P., KEENE, J.B., KALTENBACK, A.J., KRUMSIEK, K.A.O., MORTON, A.C., MURRAY, J.W. & WESTBERG-SMITH, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region.- *Nature*, Vol. 307, pp. 620-623.
- SPIELHAGEN, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre.- *Geomar Report*, Kiel, 137 p.
- SPIELHAGEN, R.F. & THIEDE, J. (1994): Late Quarternary changes in the Arctic Ocean ice cover.- In *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 144, pp.101-105.
- STEIN, R & STAX, R. (1991): Late Quarternary Organic Carbon Cycles and Paleoproductivity in the Labrador Sea.- *Geo-Marine Letters*, Vol. 11, pp. 90-95.
- STEIN, R., GROBE, H., HUBBERTEN, H., MARIENFELD, P. & NAM, S. (1993): Late Pleistocene to Holocene changes in glaciomarine sedimentation in Scoresby Sund and along the adjacent East Greenland Continental Margin: Preliminary results.- *GeoMarine Letters*, Vol. 13, pp. 9-16.
- STEIN, R., NAM, S.-I., SCHUBERT, C., VOGT, C., FÜTTERER, D. & HEINEMEIER, J. (1994): The Last De-glaciation Event in the Eastern Central Arctic Ocean.- *Science*, Vol. 264, pp. 692-696.
- STEIN, R., NAM, S, GROBE, H & HUBBERTEN, H. (1996): Late Quarternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin.- In ANDREWS, J.T., AUSTIN, W.E.N., BERGSTEN, H. & JENNINGS, A.E. (Redakteure): *Late Quarternary Paleooceanography of the North Atlantic Margins*, Geological Society Special Publication No. 11, pp. 111-151.
- SUESS, E. & UNGERER, C.A. (1981): Element and phase composition of particulate matter from the circumpolar current between New Zealand and Antarctica.- In *Oceanologica Acta*, Vol. 4, pp. 151-160.
- SWEENEY, R.E., LIU, K.K. & KAPLAN, I.R. (1978): Organic nitrogen isotopes and their uses in determining the source of sedimentary nitrogen.- *New Zealand Department of Science and Industry Research*, Vol. 220, pp. 9-26.
- SWIFT, J.H., AAGAARD, K. & MALMBERG, S.-A. (1980): The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic.- *Deep-sea Research*, Vol. 27A, pp. 29-42.
- SWIFT, J.H. & AAGAARD, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas.- *Deep-sea Research*, Vol. 28A, pp. 1107-1129.
- TAUBER, H. & FUNDER, S. (1975):  $^{14}\text{C}$  content of recent molluscs from Scoresby Sund, central East Greenland.- *The Geological Survey of Greenland*, Vol. 75, pp. 95-99.
- THOMSEN, L. (1992): Untersuchungen zur Boden Nepheloid Schicht am westlichen Barents-See Kontinental Hang.- *Dissertation*, Universität Kiel.
- TROMP, T.K., VAN CAPPELLEN, P. & KEY, R.M. (1995): A global model for the early diagenesis of organic carbon and organic phosphorus in marine sediments.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 59, Nr. 7, pp. 1259-1284.

## Literatur

---

VALEN, V., LARSEN, E. & MANGERUD, J. (1995): High-resolution paleomagnetic correlation of Middle Weichselian ice-dammed lake sediments in two coastal caves, western Norway.- *Boreas*, Vol. 24, pp. 141-153.

VEUM, T., JANSEN, E., ARNOLD, M., BEYER, I. & DUPLESSY, J.-C. (1992): Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years.- *Nature*, Vol. 356, pp. 783-785.

VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Dissertation, Universität Kiel, 136 p.

WADA, E., TERAZAKI, M., KABAYA, Y. & NEMOTO, T. (1986):  $^{15}\text{N}$  and  $^{13}\text{C}$  abundances in the Antarctic Ocean with emphasis on biogeochemical structure of food web (Extended abstract).- *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, Vol. 40, pp. 400-402.

WADA, E., TERAZAKI, M., KABAYA, Y. & NEMOTO, T. (1987):  $^{15}\text{N}$  and  $^{13}\text{C}$  abundances in the Antarctic Ocean with emphasis on biogeochemical structure of food web.- *Deep-sea Research*, Vol. 35 (5/6), pp. 829-841.

WADHAMS, P. (1981): The Ice Cover in the Greenland and Norwegian Seas.- *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 19 (3), pp. 345-393.

WAGNER, T. & HENRICH, R. (1994): Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: Respons to paleoceanographic and paleoclimatic changes.- *Marine Geology*, Vol. 120, pp. 335-364.

WALSH, I.D. (1995): Particle Dynamics in the NEW Polynya 1992-1993.- In: *NorthEast Water Polynya Symposium, Book of Abstracts*, p. 84, Helsingør, Denmark.

WASSMANN, P (& ELVERHØI, A.) (1992) in SAKSHAUG, E., BJØRGE, A., GULLIKSEN, B., LOENG, H. & MEHLUM, F (Redakteure): *Økosystem Barentshavet, Pro Mare, Norwegian Research Program for Marine Arctic Ecology*, Lillehammer, pp. 161-168.

Die Daten dieser Veröffentlichung sind in der Datenbank SEPAN/PANGAEA am Alfred-Wegener-Institut archiviert und können unter der folgende Adresse abgefragt werden:

Data are available through the SEPAN/PANGAEA information system:

<http://www.pangaea.de>

**Anhang 1:** Beschreibung und Fundort der terrestrischen Proben. Ergebnisse der  $C_{org}$  -,  $N_{ges}$  - und  $\delta^{13}C_{org}$ -Messungen.

**Anhang 2:** Kernbeschreibung der sieben Schwerelotkerne.

**Anhang 3:** Die Ergebnisse der geochemischen Analysen an 15 der 19 Multicorerkernen.  $C_{org}$ -Gehalt,  $N_{ges}$ -Gehalt,  $C_{org}/N_{ges}$ ,  $\delta^{13}C_{org}$ , Karbonatgehalt.

**Anhang 4:**  $C_{org}$  -Gehalte und  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte, die zur Berechnung der Anreicherungsfaktoren,  $\epsilon_{(Oberflächensediment)}$  verwendet wurden.  $f$  ist der Anteil an nicht abgebautem organischem Material (siehe Text).

**Anhang 5:**  $C_{org}$ -Gehalte und  $\delta^{13}C_{org}$ -Werte, die zur Berechnung der Anreicherungsfaktoren,  $\epsilon_{(Bodenwasser)}$  verwendet wurden. BWS: partikuläres organisches Material aus dem Bodenwasser, Höhe des Bodenwassers über den Meeresboden bzw. Tiefe im Sediment,  $C_{org}$ -Gehalt ( $C_{org}$ -Gehalt in POM aus dem Bodenwasser wurde als Durchschnittswert der vier Höhen berechnet).  $f$  ist der Anteil an nicht abgebautem organischem Material. \*: BWS-Daten von RITZRAU 1994). \*\*: Der  $\delta^{13}C_{org}$  -Wert des POM aus dem Bodenwasser ist der Durchschnittswert von -25,64‰ der 13 Proben (siehe Text).

**Anhang 6:** Ergebnisse der Analysen sieben langen Sedimentkerne und vier Multicorerkerne:  $\delta^{18}O(N.pach.)$ ,  $\delta^{13}C(N.pach.)$ , Wassergehalt,  $C_{org}$ -Gehalt,  $N_{ges}$ -Gehalt,  $C_{org}/N_{ges}$ , Karbonatgehalt, Foramindeindex,  $\delta^{13}C_{org}$ .

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

- \* **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“,  
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,  
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“,  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge  
zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-  
schiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“,  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“,  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“,  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkel'  
(Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei  
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“,  
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- \* **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“,  
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982  
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“,  
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“,  
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundscheppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben  
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- \* **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur  
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 –  
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“,  
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“,  
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar  
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ –  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls  
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“,  
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“,  
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,  
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“,  
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia'  
und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“,  
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula,  
February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski

- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“, von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“, von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- \* **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS 'Polarstern' 1984/85“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
- \* **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“, von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit 'Polarstern' 1985“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- \* **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm 'Antarktisforschung' der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lenhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS 'Polarstern' in die Antarktis (ANT V/1-3)“, herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 – September 10, 1986“, by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“, von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“, by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“, Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“, by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“, von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“, by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- \* **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- \* **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Müller und H. Oerter
- \* **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- \* **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjewit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS 'Polarstern' 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des  $\beta$ -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) – Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS 'POLARSTERN' 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis – numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe 'Polarstern' und 'Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nicolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl

- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.
- Heft-Nr. 93/1991** – Die Expedition ARKTIS VII mit FS 'Polarstern' 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- \* **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- \* **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991”, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)”, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik”, von Rüdiger Hotten
- \* **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere”, von Andreas P. A. Wöhrmann
- \* **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux”, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dalnie Zelentsy'”, by D. Nürnberg and E. Groth
- \* **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln”, von Michael Diepenbroek
- \* **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente”, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen”, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten”, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen”, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht”, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report”, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis”, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen”, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen”, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (*REFLEX II*)”, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- \* **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1”, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)”, von Klemens Pütz
- \* **Heft-Nr. 137/1994** – „Die Känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis”, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)”, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz”, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis”, von Klemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition”, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund/ Ost Grönland”, von Nolker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea”, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- \* **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3”, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumeyer 1982 – 1992”, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl
- Heft-Nr. 158/1995** – „Die deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke
- Heft-Nr. 159/1995** – „The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch
- Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1994/95. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Heft-Nr. 193/1996** – Heterogene Reaktionen von  $\text{N}_2\text{O}_5$  und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel

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

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

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

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

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

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

**Heft-Nr. 200/1996** – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann

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

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

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

**Heft-Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf

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

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

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

**Heft-Nr. 208/1996** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke

**Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert

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

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

- Heft-Nr. 212/1996** – „Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin“, by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl
- Heft-Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft-Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer
- Heft-Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand
- Heft-Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer
- Heft-Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens
- Heft-Nr. 218/1997** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)“, by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel, and Andreas Reuter
- Heft-Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter
- Heft-Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne
- Heft-Nr. 221/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek
- Heft-Nr. 222/1997** – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó
- Heft-Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas
- Heft-Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel
- Heft-Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryptogelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann
- Heft-Nr. 226/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Rachor
- Heft-Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis“, von Katharina Kück
- Heft-Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse
- Heft-Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken – Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen
- Heft-Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft-Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft-Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft-Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks
- Heft-Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern
- Heft-Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft-Nr. 236/1997** – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier
- Heft-Nr. 237/1997** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 238/1997** – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.

**Heft-Nr. 242/1997** – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.

**Heft-Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.

**Heft-Nr. 244/1997** – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.

**Heft-Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen – Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.

**Heft-Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.

**Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchhoff.

**Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.

**Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.

**Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis”, von Andreas Starmans.

**Heft-Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel”, von Christoph Vogt.

**Heft-Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik”, von Stephan Kühne.

**Heft-Nr. 253/1997** – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.

**Heft-Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bungeer-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.

**Heft-Nr. 255/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.

**Heft-Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer”, von Jürgen Sültenfuß.

**Heft-Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis”, von Christoph Kieefeld.

**Heft-Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells”, von Frank-Oliver Nitsche.

**Heft-Nr. 259/1998** – „The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, by Dieter K. Fütterer.

**Heft-Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung”, von Holger Cremer

**Heft-Nr. 261/98** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen”, von Estella Weigelt.

**Heft-Nr. 262/98** – „The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‚Polarstern‘ in 1997”, by Gunther Krause.

**Heft-Nr. 263/98** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen”, von Thorsten Schäfer.

**Heft-Nr. 264/98** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie”, von Joachim Urban.

**Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis”, von Astrid Lambrecht.

**Heft-Nr. 266/98** – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‚Akademik Boris Petrov‘ in 1997”, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.

**Heft-Nr. 267/98** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3”, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.

**Heft-Nr. 268/98** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone”, von Gerit Birnbaum.

**Heft-Nr. 269/98** – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)”, by Günther Heinemann.

**Heft-Nr. 270/98** – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies”, by Vera Schindwein.

**Heft-Nr. 271/98** – „Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice”, by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.

**Heft-Nr. 272/98** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre”, von Edo Becker.

**Heft-Nr. 273/98** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas-Rückens und des Agulhas-Plateaus (SETARAP)”, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

**Heft-Nr. 274/98** – „The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.

**Heft-Nr. 275/98** – „Die Auswirkungen der ‚NorthEastWater‘-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.

\* vergriffen/out of print

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

