

Zur Entwicklung der spätquartären Sedimentfazies im Südpolarmeer

HANNES GROBE, DIETER K. FÜTTERER, HANS W. HUBBERTEN,
GERHARD KUHN & ANDREAS MACKENSEN *)

Cores, Pleistocene, paleoceanography, paleoglaciology, continental margin, sedimentation processes, lithofacies, ice rafting, grain size, clay minerals, stable isotopes, ^{18}O , organic material, rates, glacial-interglacial environments, sea level Weddell Sea

Kurzfassung: Die Sedimentationsprozesse während der beiden letzten Klimazyklen des Quartär werden aus Fazies vom antarktischen Kontinentalhang rekonstruiert. Die zeitliche Einstufung der Sedimente erfolgt durch Korrelation einer Lithostratigraphie mit einer Sauerstoffisotopenstratigraphie. Diese Lithostratigraphie ermöglicht die Berechnung eines gestapelten sedimentologischen Datensatzes aus elf Kernen eines ausgewählten Gebietes im östlichen Weddellmeer. Das Probenmaterial wird durch weitere Kerne aus dem Kontinentalrandbereich ergänzt. Das aus diesem Datensatz abgeleitete generelle Modell erlaubt Aussagen zur glazialmarinen Sedimentation und zu den spezifischen Paläoumweltbedingungen am antarktischen Kontinentalhang während der letzten 300 000 Jahre.

Die Sedimentationsprozesse werden durch ein komplexes Wechselspiel von ozeanographischen und glaziologischen Prozessen kontrolliert, die ihrerseits weitgehend durch das globale Klima gesteuert werden. Die Sedimentation wird vorwiegend durch Eistransport bestimmt und spiegelt Massenbilanz und Verhalten des kontinentalen Eisschildes wider. Die Sedimentationsraten nehmen mit der Entfernung vom Kontinent und innerhalb eines Klimazyklus vom Interglazial zum Glazial ab.

Es werden fünf Sedimentfazies dargestellt, deren Bildungsbedingungen spezifischen Ablagerungsräumen zugeordnet werden können. In ihrer zeitlichen und räumlichen Verbreitung unterliegen sie den Veränderungen von Meer eisverteilung, Meeresspiegel, den Bewegungen der Schelfeiskante sowie dem Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers auf die Wassermassen des Südpolarmeeres. Die Meereisdecke beeinflusst über die Lichtlimitierung die Primärproduktion im Oberflächenwasser.

[Facies of late Quaternary Sediments of the Antarctic Ocean]

Abstract: To reveal the late Quaternary paleoenvironmental changes at the Antarctic continental margin, we test a lithostratigraphy, adjusted to a stable isotope record from the eastern Weddell Sea. The stratigraphy is used to produce a stacked sedimentological data set of eleven sediment cores. We derive a general model of glacio-marine sedimentation and paleoenvironmental changes at the East Antarctic continental margin during the last two climatic cycles (300 kyr).

The sediments can be classified into five distinct facies and correlated to different paleoenvironments. The sedimentary processes considered include biological productivity, ice-rafting, current transport, and gravitational downslope transport. These processes are controlled by a complex interaction of sea-level changes and paleoceanographic and paleoglacial conditions in response to changes of global climate and local insolation. Sedimentation rates are mainly controlled by ice-rafting which reflects mass balance and behaviour of the Antarctic ice sheet. The sedimentation rates decrease with distance from the continent and from interglacial to glacial. Highest rates being up to five times higher than during glacials occur at the very beginning of interglacials, i. e. of oxygen isotope events 7.5, 5.5, and 1.1.

At glacial terminations (isotope events 8.0, 6.0, and 2.0), the Antarctic cryosphere adjusts to new climatic conditions. The sedimentary processes are controlled by the rise of sea level, the destruction of ice shelves, the retreat of sea-ice and the recommenced feeding of warm North Atlantic Deep Water (NADW) to the Circumpolar Deep Water (CDW). During peak warm interglacial periods (at isotope events 7.5, 7.3, 5.5., and 1.1), the CDW promotes warmer surface waters and thus the retreat of sea-ice which in turn controls the availability of light in surface waters. At distinct climatic thresholds local insolation might also influence sea-ice distribution. Primary productivity and bioturbation increase, the CCD (carbonate compensation

*) Anschriften der Autoren: Dr. H. GROBE, Prof. Dr. D. K. FÜTTERER, Dr. H. W. HUBBERTEN, Dr. G. KUHN & Dr. A. MACKENSEN, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Columbusstraße, 27568 Bremerhaven.

depth) rises and carbonate dissolution occurs in slope sediments also in shallow depth. Ice shelves and coastal polynyas favour the formation of very cold and saline Ice Shelf Water (ISW) which contributes to bottom water formation. During the transition from a peak warm time to a glacial (isotope stages 7.2–7.0, and 5.4–5.0) the superimposition of both intense ice-rafting and reduced bottom currents produces a typical facies which occurs with a distinct lag in the time of response of specific sedimentary processes to climatic change. With the onset of a glacial (at isotope events 7.0, and 5.0) the Antarctic ice sheet expands due to the lowering of sea-level with the extensive glaciations in the northern Hemisphere. Gravitational sediment transport becomes the most active process, and sediment transfer to the deep sea is provided by turbidity currents through canyon systems. During Antarctic glacial maxima (isotope stages between 7.0–6.0, and 5.0–2.0) the strongly reduced input of NADW into the Southern Ocean favours further advances of the ice shelves far beyond the shelf break and the continuous formation of sea ice. Below ice shelves and/or closed sea ice coverage contourites are deposited on the slope.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Material und Methoden
3. Physiographie des Untersuchungsgebietes
4. Stratigraphie
5. Sedimentologische Parameter
6. Klassifizierung der Sedimentfazies
7. Veränderungen der biogenen Produktion
8. Transport und Sedimentation der Eisfracht
9. Rekonstruktion der Paläoumwelt
 - 9.1. Übergang Glazial-Interglazial
 - 9.2. Interglazial
 - 9.3. Übergang Interglazial-Glazial
 - 9.4. Glazial
10. Zusammenfassung
11. Dank
12. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Das Südpolarmeer ist ein Ablagerungsraum, in dem nahezu alle Sedimentationsprozesse durch Eis beeinflusst werden. Die Verteilung der Sedimente in Zeit und Raum ist das Abbild komplexer Wechselwirkungen glaziologischer, ozeanographischer und biologischer Prozesse. Sowohl das Meereis als auch die kontinentale Eiskappe mit ihren Schelfeisen tragen zu sehr charakteristischen Sedimentationsbedin-

gungen bei. Die Schelfeisgebiete, besonders die beiden größten im Süden von Weddell- und Rossmeer, sind gleichzeitig wichtige Quellen ozeanischen Bodengewässers. Die Rekonstruktion von Bewegung und Verhalten des antarktischen Eisrandes ist somit für das Verständnis paläoozeanographischer und paläoglazilogischer Vorgänge eine wichtige Voraussetzung.

Die känozoische Geschichte des antarktischen Eisschildes wurde besonders in den letzten Jahren an Bohrkernen des Ocean Drilling Program (ODP) untersucht. Die Langzeitentwicklung des Klimas im Tertiär und der damit verbundenen Vereisung der Antarktis wurde an Bohrungen im südlichen Indischen Ozean (Abschnitt 119: BARRON & LARSON et al. 1991; Abschnitt 120, WISE & SCHLICH et al. 1992) und während der Bohrschnitte 113 (BARKER & KENNETT et al. 1990) im polaren und 114 (CIESIELSKI & KRISTOFFERSEN 1991) im subpolaren Südatlantik bearbeitet. Eine umfassende Darstellung der känozoischen Vereisungsgeschichte der Antarktis findet sich bei EHRMANN (1993). Die quartären Sedimente des Weddellmeeres (Abb. 1) wurden in den letzten zehn Jahren vorwiegend im Rahmen von Expeditionen des Forschungsschiffes „POLARSTERN“ beprobt (u. a. FÜTTERER 1987, 1988; MILLER & OERTER 1989; FÜTTERER & SCHREMS 1991).

Die vorliegende Arbeit basiert auf einem sedimentologischen Datensatz von POLARSTERN-Kernen aus dem Küstenbereich des Weddellmeeres. Für den Zeitraum der letzten 300 000 Jahre konnte in allen Kernen eine ungestörte Sedimentabfolge zeitlich hochaufgelöst beprobt werden. Die Kerne wurden isopen- und lithostratigraphisch eingestuft und zeigen Sedimentationsraten von ca. 1 bis 10 cm/ka. Die sedimentologischen Parameter eines ausgewählten Gebietes wurden gestapelt und durch weitere Kerne aus dem atlantischen Südpolarbecken ergänzt. Die Interpretation versucht wesentliche Teile des mittlerweile sehr umfangreichen maringologischen Datensatzes aus dem Bereich des Weddellmeeres mit weiteren verfügbaren Paläoumweltinformationen in einer Synthese zusammenzufassen. Das resultierende Sedimentationsmodell verknüpft die Veränderungen des Sedimentationsraumes mit globalen Klimaänderungen und weiteren lokalen Faktoren während eines Klimazyklus.

2. Material und Methoden

Die Sedimentkerne wurden mit einem Schwerelot auf Profilen senkrecht zum Hang zwischen den Süd-Orkney-Inseln und der Riiser-Larsen-Halbinsel gewonnen (Abb. 1, Tab. 1). Die Kernlokationen im

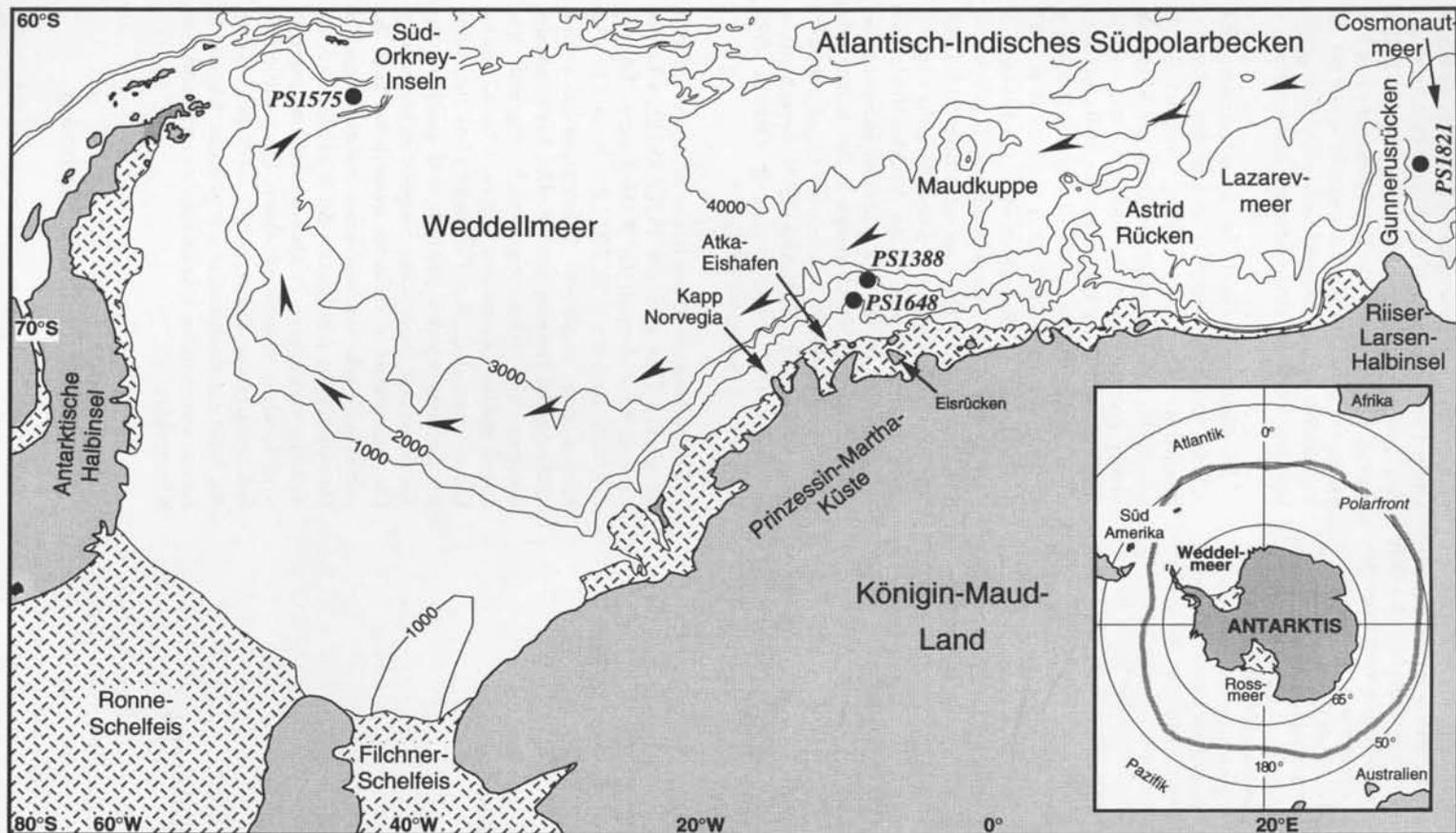


Abb. 1: Untersuchungsgebiet am antarktischen Kontinentalrand im atlantischen Teil des Südpolarmeeres. Die Sedimentkerne liegen auf Profilen vor den Süd-Orkney-Inseln, im östlichen Weddellmeer vor Kapp Norvegia/Atka-Eishafen und im Cosmonautmeer am Rande des Gunnerusrücken. Alle Kernpositionen unterliegen dem Einfluß des Weddellwirbels, der durch Pfeile angedeutet ist.

Fig. 1: Investigation area at the Antarctic continental margin in the Atlantic sector of the Southern Ocean. The sediment cores are located on profiles off the South Orkney Islands, in the eastern Weddell Sea off Kapp Norvegia/Atka Bay and in the Cosmonaut Sea on the outer Gunnerus Ridge. All sites are influenced by the Weddell Gyre (arrows).

Tab. 1: Basisdaten der verwendeten Sedimentkerne

Tab. 1: Basic data of sediment cores

Kern	geogr. Länge	geogr. Breite	Tiefe (m)	Länge (cm)	Anzahl der Proben	Basisalter (ka)	Sedim. Rate Interglazial (cm/ka)	Sedim. Rate Glazial (cm/ka)
SCHELF								
PS1006	-13.272	-72.493	235	55	9	Holozän		
PS1265	-13.408	-71.352	230	31	5	Holozän		
PS1367	-16.517	-72.333	303	238	25	Holozän		
PS1385	-9.617	-70.483	328	95	12	Holozän		
HANG								
PS1380	-9.983	-70.000	2060	945	100	450	5.8	0.7
PS1388	-5.883	-69.033	2517	1238	141	1000	5.2	1.1
PS1389	-5.967	-69.217	2259	909	93	410	4.2	0.5
PS1390	-6.383	-69.617	2798	990	108	520	4.7	0.6
PS1394	-6.667	-70.083	1945	910	100	123	21.3	3.4
PS1431	-6.570	-69.817	2485	935	99	244	7.9	1.2
PS1479	-13.404	-70.549	2322	1180	118	2100	1.8	0.6
PS1481	-13.963	-70.830	2505	1076	154	3990	2.1	0.3
PS1591	-14.555	-70.834	2361	1220	153	2290	2.9	0.3
PS1640	-11.657	-70.339	2101	1020	111	390	6.8	1.5
PS1648	-6.525	-69.740	2531	863	88	340	6.8	1.1
PS1575	-62.850	-43.333	3461	852	123	310	7.8	1.6
PS1821	37.483	-67.067	4027	1600	170	470	6.6	3.0

östlichen Weddellmeer liegen bevorzugt in der Mitte einer kontinentalen Hangterrasse in Wassertiefen zwischen 2000 und 2800 m. Die Kerne PS1394, PS1431, PS1648, PS1389 und PS1388 liegen auf einem N-S-Profil am Hang vor dem Atka-Eishafen in Wassertiefen zwischen 2000 und 2500 m (Abb. 1). Die Kerne PS1591, PS1479, PS1640 und PS1380 sind weitgehend parallel zu den Tiefenlinien und der Eiskante angeordnet, liegen also in gleicher Entfernung vom Schelf. Kern PS1481 liegt nördlich vor Kapp Norvegia und hat ein Basisalter von 4 Millionen Jahren. Die Abfolge ist, bedingt durch die Nähe des Wegener Canyons, von mehreren Hiaten unterbrochen. Die oberste Sequenz, die die letzten 300 ka beinhaltet, ist jedoch ungestört. Mit den relativ kurzen Kernen PS1006, PS1265, PS1367 und PS1385 auf dem Schelf werden lediglich holozäne Sedimente erfaßt (Abb. 1, Tab. 1). Ergänzend wurden die Kerne PS1575 von einem Profil vor den Süd-Orkney-Inseln (BREHME 1991) und Kern PS1821 aus dem Cosmonautmeer am Rande des Gunnerusrücken ausgewählt.

Die Kerne wurden mit einem mittleren Abstand von 10 cm beprobt, der, je nach Sedimentationsrate, einer zeitlichen Auflösung zwischen 1 und 10 ka entspricht. Insgesamt basiert die Arbeit auf 1609 Probenhorizonten von jeweils 1 cm Breite, unterteilt in drei Parallelproben, an denen Kohlenstoff, Korngrößen, Tonminerale und Komponenten der Grobfraction analysiert wurden. Sedimenttexturen und der Gehalt an eistransportiertem Material wurden aus Radiographien ermittelt. Für die Analyse der sedimentologischen Parameter wurde nach Standardmethoden verfahren (s. GROBE 1987; GROBE et al. 1990). Die Messungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurde an Gehäusen der Foraminifere *Neoglobobulina pachyderma* durchgeführt, die in ihrer linksgewundenen Varietät als nahezu einzige planktische Art in hohen Breiten auftritt. In den Kernen PS1648 und PS1821 wurden zur Unterstützung der Faziesinterpretation auch sedimentphysikalische Parameter verwendet (Abb. 2; Suszeptibilität, VILINGER unpubl.).

3. Physiographie des Untersuchungsgebietes

Große Bereiche des antarktischen Kontinentalrandes im östlichen Weddellmeer wurden in jüngerer Zeit mit dem Fächerecholot der 'POLARSTERN' kartiert, teilweise flächendeckend wie vor der Prinzessin-Martha-Küste (Abb. 1) zwischen 16° W und 2° W. Der Hang kann hier in fünf Einheiten gegliedert werden. Der übertiefte Schelf hat maximale Wassertiefen zwischen 300 und 400 m und zeigt eine

ausgeprägte Schelfkante. Diesem folgt ein sehr steiler oberer Hangbereich mit Hangneigungen von bis zu 16°. Der Übergang zu einer flach einfallenden Hangterrasse liegt in Wassertiefen zwischen 1700 m im Westen und 1200 m im Osten. Die 50 bis 100 km breite Terrasse fällt mit 1,5° seewärts ein und erreicht im landfernen Teil 3000 m Wassertiefe. Der untere Hang besteht aus dem kliffähnlichen Explora-Escarpment (HINZ & KRAUSE 1982), das stellenweise Hangneigungen von 30° aufweisen kann (FÜTTERER et al. 1990). Der Kontinentalfuß endet in der Tiefsee-Ebene des Weddellmeeres bei 4400 m Wassertiefe.

Der Kontinentalhang wird vor Kapp Norvegia durch ein großes Canyonsystem unterbrochen (Wegener Canyon, FÜTTERER et al. 1990). Die verzweigten Seitenarme des Canyon teilen auch den oberen Hang und reichen bis in den Schelfbereich und unter das Schelfeis. Die Bildung des Canyon ist strukturell an die Schwelle des Explora-Escarpments gebunden; er wurde vermutlich im frühen Spätmiocän angelegt (BARKER & KENNETT et al. 1988). Während des Quartärs war der Canyon besonders während der Glazialzeiten aktiv (FÜTTERER et al. 1990), ein Hinweis auf seine wichtige Rolle für den gravitativen Sedimenttransport während der pleistozänen Klimazyklen.

Die genaue Kenntnis der Hangmorphologie ist eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis der Transport- und Sedimentationsprozesse. So sind die quartären Ablagerungen auf der Hangterrasse weit weniger durch Turbidite oder Rutschungen gestört, als es sonst an Kontinentalhängen verbreitet ist. Besonders während der beiden letzten Klimazyklen gingen vom flachen Teil des Hanges keine Rutschungen aus, so daß hier vollständige und ungestörte Sedimentsequenzen erhalten sind. Dieses Gebiet bietet somit auf Grund seiner Morphologie und auch durch die Lage oberhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD) günstige Bedingungen für Rekonstruktionen der Paläoumwelt.

4. Stratigraphie

Wegen der sehr geringen Karbonatgehalte lagen bisher keine Profile der stabilen Sauerstoffisotopenverhältnisse aus Sedimenten südlich der antarktischen Polarfront vor, so daß bisher allen Rekonstruktionen quartärer Ablagerungsräume in hohen südlichen Breiten eine detaillierte Stratigraphie als Grundlage für weiterführende Interpretationen fehlte (u. a. BURCKLE & ABRAMS 1987; FÜTTERER et al. 1988; PUDSEY et al. 1988).

Erst die Bearbeitung eines Kerns vom antarktischen Kontinentalhang (PS1388, Tab. 1, Abb. 2)

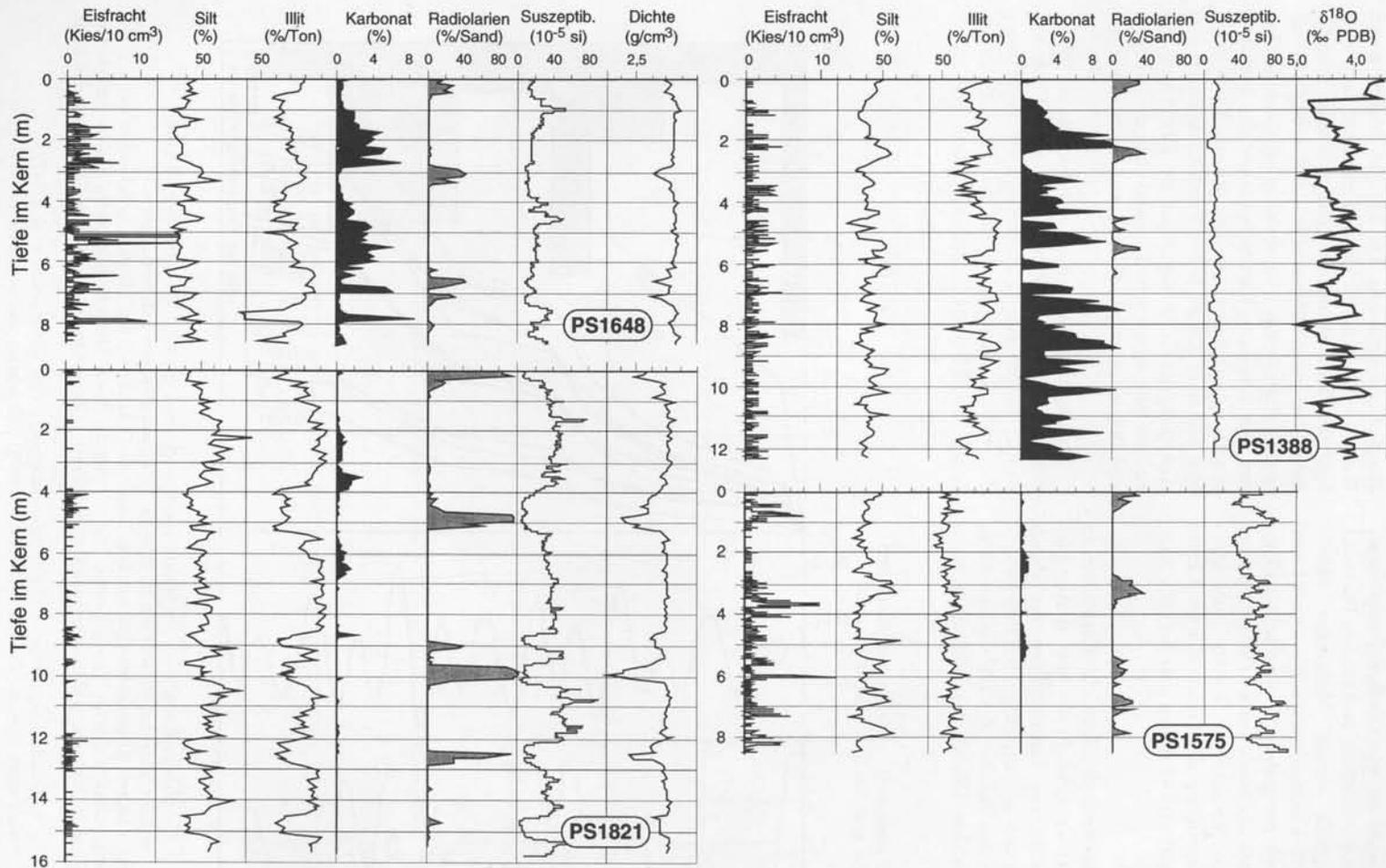


Abb. 2: Sedimentologische Parameter vier ausgewählter Kerne. Die Kerne dokumentieren einen Zeitraum von 300 ka (PS1648) bis ca. 1 Ma (PS1388). Alle Kerne wurden untereinander lithostratigraphisch mit der Isotopenstratigraphie von PS1388 korreliert.

Fig. 2: Sedimentological data of four selected cores. The stratigraphic range is between 300 ka (PS1648) und 1 Ma (PS1388). The isotopic data of Core PS1388 were used as a stratigraphic tool by correlation with a lithostratigraphy.

ermöglichte sowohl an planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) als auch an benthischen Foraminiferen (*Epistominella exigua*) Messungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope. Die Daten konnten im Detail mit der globalen Isotopenchronologie der letzten 1,2 Ma korreliert werden (MACKENSEN et al. 1989). Diese Stratigraphie konnte inzwischen durch dichte Beprobung eines benachbarten Kernes (PS 1506) revidiert und verfeinert werden (MACKENSEN et al. 1993).

Diagenetische Veränderungen des Karbonates in den übrigen Kernen ermöglichen eine stratigraphische Interpretation der Isotopendaten nur durch Korrelation mit den sedimentologischen Parametern. Die für Warmzeiten üblichen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3,6‰ wurden nur in den Oberflächensedimenten holo-

zänen Alters gemessen. Die übrigen Proben zeigen Werte zwischen 4 und 5‰ und erreichen auch während der Warmphasen der Isotopenstadien 5 und 7 keine leichteren Werte. Die Maskierung des ursprünglichen Isotopensignals hängt offensichtlich mit den sehr niedrigen Karbonatgehalten der betreffenden Horizonte zusammen. Der primäre Karbonatgehalt wurde in Zeiten hoher Produktion durch eine Anhebung der CCD stark reduziert. Der Prozeß, der zu einer postsedimentären Veränderung der Isotopenverhältnisse führt, wird bisher nicht verstanden.

Da die Isotopendaten als stratigraphisches Werkzeug nur eingeschränkt verwendet werden können, wurden sie mit einer Lithostratigraphie kombiniert, die erstmals exemplarisch für den Bereich des östlichen Weddellmeeres aufgestellt wurde (GROBE &

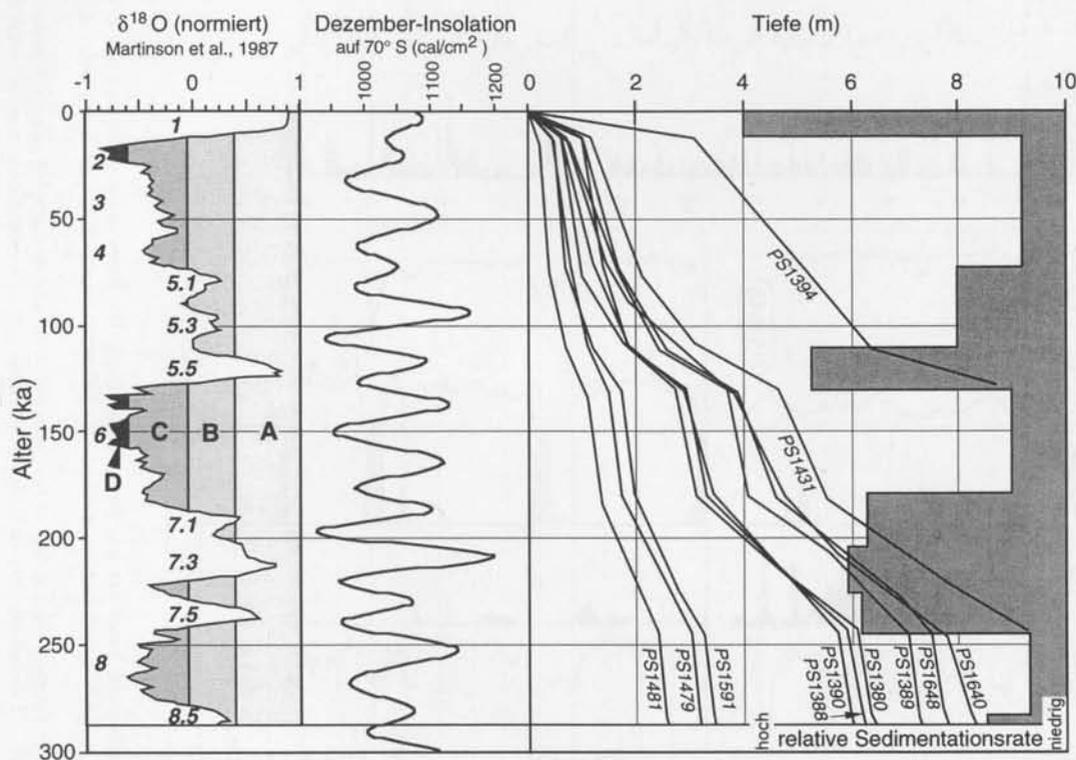


Abb. 3: Graphische Korrelation der Standardisotopenchronologie nach MARTINSON et al. (1987) mit der Südsommerinsolation (n. BERGER 1978) und relativen Sedimentationsraten für die beiden letzten Klimazyklen (300 ka). Die Zonen A–D kennzeichnen klimatische Schwellenwerte, die zur Ablagerung charakteristischer Fazies führen. Die vorwiegend durch Eisfracht gesteuerten Sedimentationsraten im kontinentalen Randbereich sind während der interglazialen Maxima (Zone A) um bis zu zehnmals höher als im Glazial.

Fig. 3: Graphic correlation of the chronostratigraphy after MARTINSON et al. (1987) with south summer insolation (a. BERGER 1978) and relative sedimentation rates during the last two climatic cycles (300 ka). Climatic thresholds, responsible for the deposition of distinct facies, are indicated as zones A–D. Sedimentation rates at the continental margin are mainly controlled by ice rafting. During interglacial maxima (zone A) rates are up to ten times higher than during glacial.

MACKENSEN 1992). Die Korrelation der Isotopenkurve mit verschiedenen sedimentologischen Parametern in Kern PS1388 (Abb. 2) zeigt, daß signifikante Änderungen bestimmter Parameter innerhalb der Sedimentabfolge auch mit klimatischen Änderungen korreliert werden können. Da die entsprechenden lithologischen Wechsel im Weddellmeer weit verbreitet sind, ermöglichen sie auch eine Korrelation von Kernen untereinander und somit eine stratigraphische Einstufung der pleistozänen Sedimente über weite Bereiche des Kontinentalrandes.

Zur Berechnung der Altersmodelle wurden stratigraphische Fixpunkte dort definiert, wo eine Korrelation signifikanter lithologischer Wechsel mit Stadiengrenzen der Isotopenchronologie möglich war (s. GROBE & MACKENSEN 1992). Die Alter der bei PRELL et al. (1986) definierten Stadiengrenzen wurden der Chronostratigraphie von MARTINSON et al. (1987) entnommen. Zwischen den Fixpunkten wurden die Sedimentationsraten gemittelt (Abb. 3). An 11 Kernen eines ausgewählten Gebietes wurde eine Stapelung der wichtigsten sedimentologischen Parameter durchgeführt. Hierzu wurden die Kerne in zeitlich äquidistante Segmente von 1000 Jahren unterteilt und die Parameter auf Werte zwischen 0 und 1 normiert. An zeitgleichen Punkten wurden die Parameter addiert und durch die Anzahl der verwendeten Kerne geteilt. Die resultierenden Daten zeigen die

gemittelten, relativen Änderungen der individuellen Parameter (Abb. 4).

5. Sedimentologische Parameter

Die Interpretation der Sedimente erfolgte an den gestapelten sedimentologischen Parametern aus 11 Kernen, ergänzt durch die Kerne PS1575 und PS1821 mit gleicher zeitlicher Reichweite. Die Variationen der einzelnen Parameter sind im Vergleich der Kerne untereinander weitgehend ähnlich. Ausgeprägte Unterschiede finden sich nur bei den terrigenen Parametern innerhalb der Glazialzeiten, da relative Änderungen der Tonmineralzusammensetzung und der Korngrößenverteilungen vorwiegend durch glaziale Prozesse auf dem Schelf gesteuert werden und daher von der Entfernung der jeweiligen Kernlokation vom Schelf abhängig sind.

Die gestapelten sedimentologischen Daten wurden gegen die Zeit in grafischer Korrelation zur Standardchronostratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) aufgetragen; sie zeigen die relativen Änderungen in den Hangsedimenten des östlichen Weddellmeeres (Abb. 4). Einzelne Signale zeigen deutliche Veränderungen mit der Entfernung vom Schelf. Die gestapelten Daten sind frei von lokalen Variationen oder Meßungenauigkeiten und erlauben somit eine

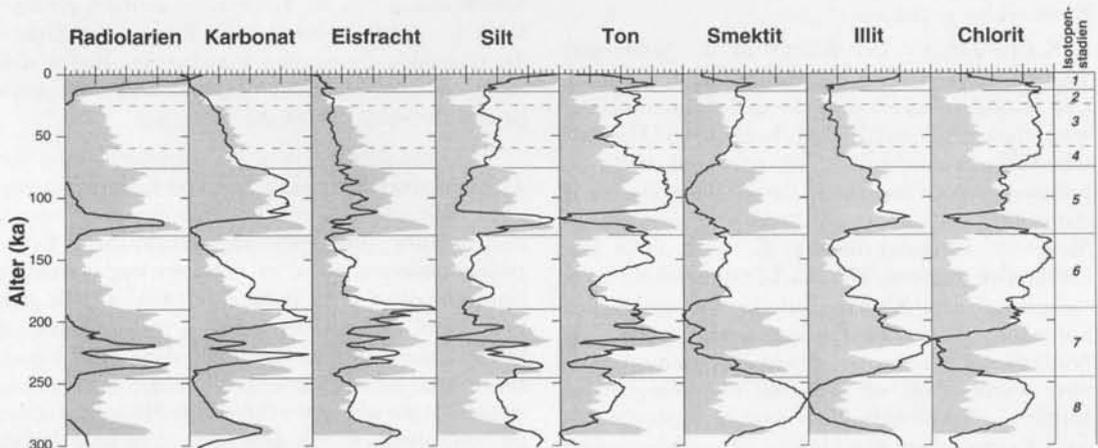


Abb. 4: Sedimentologische Parameter von Sedimenten des östlichen Weddellmeeres aufgetragen gegen den Zeitraum der beiden letzten Klimazyklen. Für die Datenpunkte aus 11 Kernen wurden nach einem Altersmodell Zeiten errechnet, die einzelnen Parameter auf identische Wertebereiche normiert, an äquidistanten Zeitpunkten addiert und durch die Anzahl der Kerne geteilt. Die resultierenden gestapelten Parameter wurden graphisch mit der Isotopenstratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) korreliert.

Fig. 4: Sedimentological parameter of cores from the eastern Weddell Sea plotted versus time.

Data of 11 cores were stacked for each parameter by calculating age models and equidistant time steps, values were normalised, and the resulting data of each core added and divided by the number of cores.

The resulting data stacks are plotted in graphic correlation with the isotope stratigraphy of MARTINSON et al. (1987).

generelle Interpretation der Sedimentationsprozesse zumindest für die antarktische Küstenlinie im atlantischen Teil des Südpolarmeeres. Die in die Stapelung nicht einbezogenen Kerne (PS1575, PS1821) zeigen durchaus vergleichbare Variationen (Abb. 2).

Radiolarien/Opal: Mit Hilfe der Grobfraktionsanalyse wurde der prozentuale Anteil an Radiolarien in der Sandfraktion bestimmt. Paralleluntersuchungen an "smear slides" haben gezeigt, daß das Auftreten von Radiolarien mit dem Anteil kieseligiger Mikrofossilien wie Diatomeen auch in der Siltfraktion korreliert werden kann (GROBE & KUHN 1987). Auch wird die Suszeptibilität, ein Maß für die Magnetisierbarkeit des Sedimentes vorwiegend durch den Opalgehalt beeinflusst, so daß dieser Parameter ebenfalls eine deutliche Korrelation zu den ausgezählten Radiolarien zeigt (Abb. 2, PS1648, PS1821). Der Anteil an Radiolarien, die zudem unempfindlich gegen Lösung sind, wurde daher als einfache und schnelle Methode verwendet, um eine Aussage über den Opalanteil im Sediment zu treffen.

Die kieselligen Mikrofossilien treten in diskreten Horizonten auf, die in allen Kernen in ähnlicher Abfolge gefunden wurden. Das erste Auftreten von Opal innerhalb eines Klimazyklus ist mit den glazialen Terminationen korreliert, die höchsten Werte werden zum jeweiligen Klimaoptimum erreicht. Opal fehlt, wenn die Klimakurve einen bestimmten Schwellenwert unterschreitet (Abb. 3, Bereich A). Die Variationen des Opalgehaltes sind somit sehr deutlich an die Klimazyklen gebunden.

Karbonat: Der Kalkgehalt des Sedimentes wird vorwiegend durch die planktonische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* bestimmt, die ein wesentlicher Bestandteil des Lebensraumes 'Meereis/Oberflächenwasser' ist (DIECKMANN et al. 1991). Im Sediment werden die Schalen durch einige benthische Arten (MACKENSEN et al. 1989) und eine geringe Menge an Coccolithen (WEI & WISE 1990) und Ostracoden ergänzt. Die Karbonatverteilung folgt weitgehend dem Klimaverlauf; in den opalreichen Sedimenten liegen die Karbonatwerte jedoch nahe Null, da der Karbonatgehalt durch Lösungen reduziert wurde (Abb. 4). Während der interglazialen Maxima werden vermutlich sowohl karbonat- als auch kieselschaliges Plankton im Oberflächenwasser produziert. Bedingt durch den hohen Fluß organischen Materials als Folge erhöhter Primärproduktion wird jedoch mehr CO₂ im Boden- und Porenwasser freigesetzt, die CCD wird angehoben und das Karbonat unterhalb der entsprechenden Wassertiefe gelöst oder im Bereich der Lysokline zumindest stark angelöst.

Korngrößen: In Kontinentnähe ist das eistransportierte Material (IRD, ice-rafted debris) einer

der wichtigsten Parameter, um Verhalten und Reaktion des antarktischen Eisschildes während der quartären Klimaveränderungen zu rekonstruieren. Hier wurde der Kiesgehalt als „Eisfrachtparameter“ verwendet (s. GROBE 1987). Hohe IRD-Gehalte finden sich in den interglazialen Sedimenten. Die Zunahme an IRD zeigt allerdings eine zeitliche Verzögerung zu den glazialen Terminationen um einige tausend Jahre (Abb. 4). Grob- und Mittelsand folgen der Kiesverteilung. Den überwiegenden Anteil stellen in den Hangsedimenten Silt und Ton mit 90%. Informationen über Veränderungen der Transportmechanismen liefern das Silt/Ton-Verhältnis und die Korngrößenverteilung der Siltfraktion. Der Anteil an terrigenem Silt zeigt höchste Werte während der wärmsten Klimaphasen, ist im Verlauf jedoch ebenfalls zeitlich um etwa 5 ka verzögert (Abb. 4). Innerhalb des Überganges von glazialen zu interglazialen Bedingungen verschiebt sich der Mean der Siltfraktion von 7,4 zu 6,6 Phi. Die gleichzeitige Änderung der Schiefe des Gesamtsedimentes von 0 zu -0,2 ist auf eine Abnahme des Tongehaltes zurückzuführen. Eine Verschiebung im Verhältnis von strömungs- zu eistransportierten Sedimenten bewirkt diese Veränderungen im Feinkornbereich.

Tonminerale: Da in der Antarktis ausschließlich physikalische Verwitterung eine Rolle spielt, kommt Kaolinit nur in Spuren vor und ist dann vermutlich auf die Aufarbeitung älterer Sedimente zurückzuführen. Auch ist der Anteil an Schichtsilikaten in der Tonfraktion deutlich geringer als in den mittleren bis niederen Breiten. Auf Grund der fehlenden chemischen Verwitterung finden sich in den feinsten Fraktionen auch Minerale, die sonst bereits chemisch umgewandelt werden.

In Kontinentnähe ist die Vergesellschaftung der drei Tonminerale Smektit, Illit und Chlorit ein sensibler Indikator für Veränderungen von Eistransport, Eisbedeckung und Strömungsverhältnissen. Korngrößenänderung auf dem Transportweg beeinflusst besonders den Gehalt an Smektit (Abb. 4). Mit dem Ende eines Glazials verringert sich der Gehalt an Smektit zuerst nur unwesentlich; dann wird jedoch zunehmend eistransportierter Illit zugeführt. Smektit erreicht Minimalwerte während der Höhepunkte der Interglazialstadien. Mit dem Ende eines Interglazials nimmt der Chloritgehalt zu und erreicht in Kontinentnähe die höchsten Werte, bedingt durch einen verstärkten Eintrag aufgearbeiteter Schelfsedimente.

6. Klassifizierung der Sedimentfazies

Die Korrelation der verschiedenen Parameter untereinander erlaubt eine Gruppierung der Sedimente in fünf Fazies. Die Fazies können verschiedenen

mentoberfläche mit Eisbergspuren durchsetzt. Während der interglazialen Phasen wird auf dem Schelf ein geschiebereiches Restsediment abgelagert. Aus der Untersuchung langer Kolbenlotkerne und aus seismischen Profildaten ist bekannt, daß unter dem Restsediment ein stark verfestigter Diamiktit verbreitet ist, der als Grundmoräne des letzten Glazials interpretiert wird (ANDERSON et al. 1980). Der hohe Kiesgehalt der holozänen Ablagerungen verhinderte bislang eine Beprobung dieses Tills im Untersuchungsgebiet.

Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion auf dem Schelf ist durch einen deutlich höheren Chloritanteil im Vergleich zu den hemipelagischen Sedimenten gekennzeichnet (Abb. 5). Das terrigene Schelfmaterial wird von Königin-Maud-Land durch das kontinentale Eis angeliefert. Im Bereich der Prinzessin-Martha-Küste wurden vorwiegend mesozoische, meist jurassische Basalte mit unterschiedlich starken Veränderungen beschrieben (PETERS 1989). Die hohen Chloritgehalte sind daher vermutlich auf basische bis ultrabasische Gesteine zurückzuführen.

Eine Bestimmung von Sedimentationsraten ist auf Grund des geringen Fossilinhaltes schwierig und gelang bisher nur in Einzelfällen (MELLES 1991). Die ^{14}C -Analyse einer Koralle (Kern 206, 420 m, NARE 1978/79; ELVERHØI & ROALDSET 1983) ergab eine Rate von 3 cm/ka. Die Sedimentationsraten variieren jedoch stark entlang der Eiskante in Abhängigkeit von der Schelfmorphologie, der Breite des Schelfeises und der Intensität des antarktischen Küstenstromes. Auf dem Schelf ist es bislang kaum möglich, eine zeitlich weitreichende Abfolge der Geschichte des antarktischen Eisschildes zu erhalten, da die Sedimente sehr kiesereich sind und damit nur schwierig beprobt werden können. Zudem ist die stratigraphische Einstufung von Diamiktiten schwierig. Die sedimentologischen Untersuchungen der Schelfsedimente beschränken sich daher vorwiegend auf die Beschreibung der verschiedenen Fazies und ihrer Ablagerungsbedingungen (ANDERSON et al. 1980). Sedimentsequenzen, die ältere Teile des Känozoikums abdecken, wurden lediglich durch Bohrungen im McMurdo Sound (HAMBREY & BARRETT 1993), auf dem Rossmeer-Schelf (Leg 28, Deep Sea Drilling Project, HAYES & FRANKS et al. 1975) und in der Prydz Bucht (Leg 119, Ocean Drilling Program, HAMBREY et al. 1991) erfaßt.

Opal-Fazies: Die Opal-Fazies enthält einen signifikanten Anteil kieseliger Mikrofossilien (Diatomeen, Radiolarien) und kann damit bereits auf Grund ihres Fossilinhaltes klar von den übrigen Sedimenttypen abgegrenzt werden (Abb. 8, 9). Die Fazies ist nahezu karbonatfrei mit Ausnahme weniger planktischer Foraminiferen, gerade ausreichend für eine

Analyse ihrer stabilen Isotopenzusammensetzung. Das Sediment enthält zudem einen deutlichen Anteil eistransportierten Materials. Eine intensive Bioturbation hat alle primären Sedimenttexturen überprägt. Sandschalige benthische Foraminiferen treten in der Opal-Fazies auf, wurden jedoch nur in den oberflächennahen Sedimenten gefunden. In Sedimenttiefen über 20 cm sind die Gehäuse meist diagenetisch zerstört (MACKENSEN & DOUGLAS 1989).

In allen Kernen sind die obersten Dezimeter der Sedimentabfolge reich an kieseligen Mikroorganismen; die Fazies repräsentiert die holozänen Ablagerungen und ist damit typisch für die rezenten Ablagerungsbedingungen. Eine Korrelation der Opal-Fazies in den Kernen untereinander wird durch die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten unterstützt, die in den holozänen Sedimenten noch weitgehend unverändert sind und somit ein gut zu definierendes Stadium 1 zeigen. Innerhalb der quartären Sedimentabfolge tritt die Opal-Fazies in vier weiteren Horizonten auf, die jeweils den Maxima einer Warmzeit entsprechen.

Die Tonmineralvergesellschaftungen dieser Fazies (Abb. 6) sind charakterisiert durch hohe Illitgehalte, die auf intensiven Eistransport zurückgeführt werden. Auch Korngrößenverteilungen mit geringen Tongehalten, einer Siltverteilung mit Maxima im Bereich des Grob- bis Mittelsilt und eine Zunahme der Eisfracht sind typisch. Die veränderten Korngrößenverteilungen sind zwar zum Teil auf stärkere Bodenströmungen zurückzuführen, jedoch trägt hier vermutlich auch eine intensive Bioturbation zur Abreicherung der Feinfraktionen bei. Die verschiedenen biologischen Aktivitäten im Sediment, die wiederum an die Produktion im Oberflächenwasser gekoppelt sind, tragen in fast allen Ablagerungsräumen zu einer Korngrößenveränderung bei. Durch die Verwühlung wird Feinmaterial resuspendiert und kann vom Bodenwasser abtransportiert werden. Besonders die Korngrößenverteilung im Feinkornbereich spiegelt somit die Intensität wider, mit der das Sediment durchwühlt wurde (SINGER & ANDERSON 1984).

Karbonat-Fazies: Bereits bei der visuellen Kernbeschreibung konnten in vielen Kernen zyklisch wiederkehrende lithologische Wechsel anhand der Farbe identifiziert werden. Typisch für die Karbonat-Fazies ist eine hellolivgraue Farbe (5Y5/2, Rock-Color Chart). Der signifikante Karbonatgehalt wird durch die für hohe Breiten typische planktische Foraminiferenart *Neoglobobulimina pachyderma* bestimmt (Abb. 7). Der Karbonatgehalt kann bis zu 25% betragen; er wird einerseits durch die Produktion, zum anderen aber auch durch die zeitlich und räumlich variierende Verdünnung mit terrigenem Detritus bestimmt. Benthische kalkige Foramini-

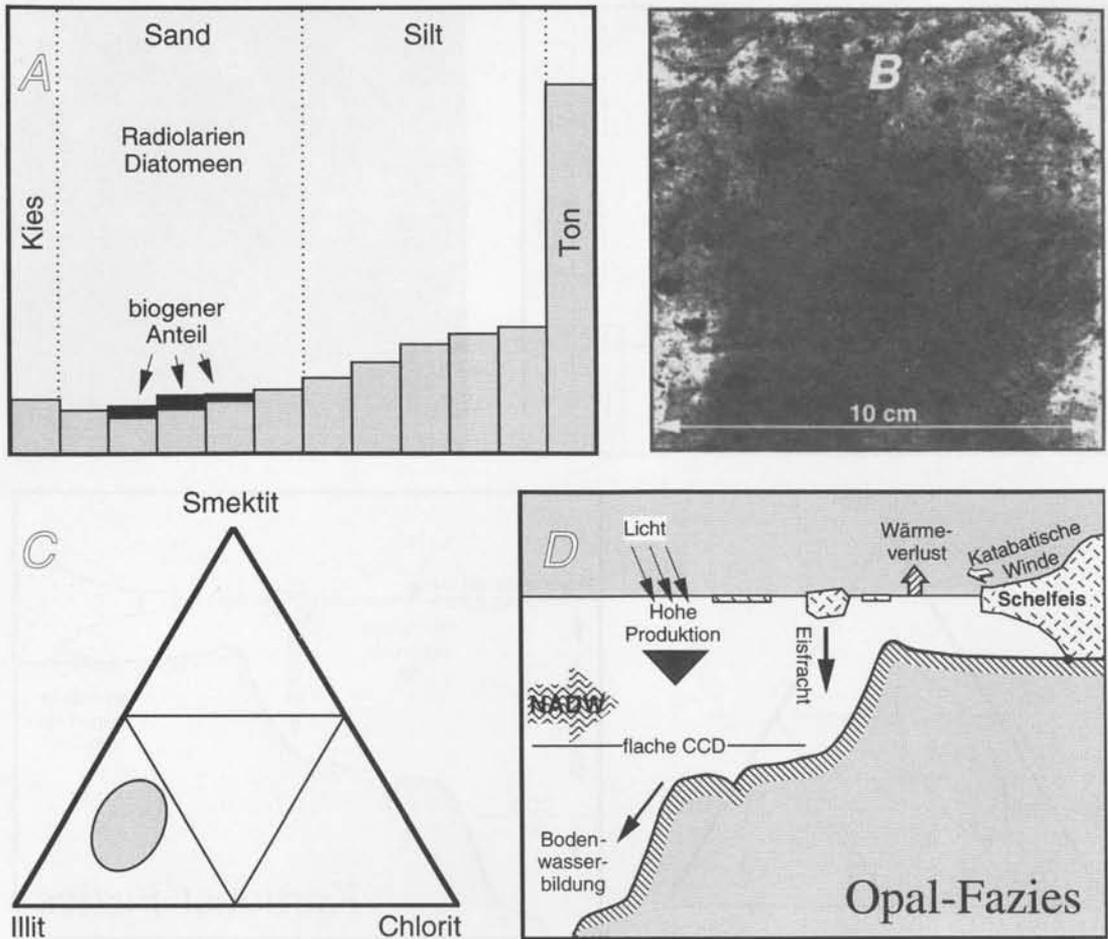


Abb. 6: Opal-Fazies. A: Das schlecht sortierte Sediment zeigt einen höheren Anteil im Feinkornbereich; ein Teil der Sandfraktion besteht aus biogenen Opalkomponenten. B: Die Radiographie zeigt einen deutlichen Anteil an eistransportiertem Material und eine intensive Durchwühlung. C: In der Opalfazies dominiert der Illit die Tonfraktion.

D: Die wesentlichen Prozesse für das während der Warmzeiten am Kontinentalrand abgelagerte Sediment sind biologische Produktion und Eistransport. Im Bereich der großen Schelfeise kommt es zur Bodenwasserbildung, die die Korngrößenverteilung beeinflussen kann.

Fig. 6: Opal-facies. A: The sediment is badly sorted, showing higher values in the fine fractions;

a part of the sand fractions is composed of opaline microfossils. B: The X-ray foto shows a significant amount of ice rafted debris and intense bioturbation. C: Illit is the most prominent clay mineral. D: The sediment is deposited during peak warm times on the slope, with the most important processes being biological productivity and ice rafting.

Closely to a large ice shelf bottom water is formed which influences grain size composition.

feren Ostracoden und vereinzelte Coccolithen tragen nur unwesentlich zum Karbonatgehalt bei, zeigen jedoch in ihrem Auftreten eine deutliche Korrelation mit dem Anteil an planktischen Foraminiferen. Die Korngrößenverteilung wie auch die Tonmineralvergesellschaftung verändern sich deutlich im Vergleich zur Opal-Fazies. Der Tongehalt und der Illitanteil sind in dieser Fazies geringer. Die Bioturbation ist von unterschiedlicher Intensität und maskiert meist die primären Ablagerungstexturen.

Turbidit-Fazies: Die Turbidit-Fazies besteht aus geringmächtigen Lagen von ungeordneten, im Vergleich zu den übrigen Fazies deutlich größeren Sedimenten oder gradierten Lagen von Kies, Sand und Silt. Diese proximalen Turbidite sind nur auf dem obersten Teil der Hangterrasse anzutreffen. Die Sedimente sind frei von biogenen Partikeln und haben eine charakteristische Mineralzusammensetzung, die in der Tonfraktion vorwiegend aus Chlorit und Smektit besteht (Abb. 8). Das hohe Chlorit/Illit-

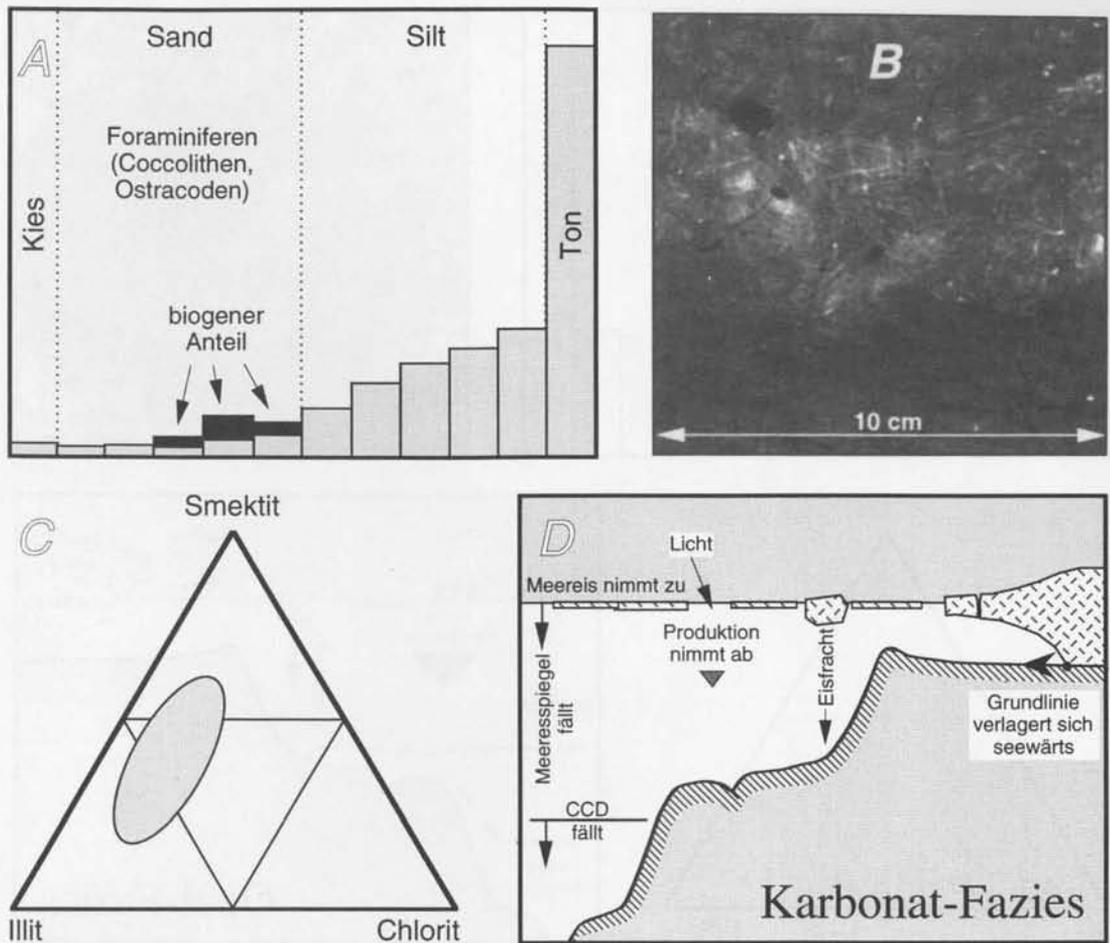


Abb. 7: Karbonat-Fazies. A: Diese im Vergleich zur Opal-Fazies feinkörnigere Fazies weist einen geringen Anteil an Eisfracht auf. Der biogene Anteil wird durch karbonatische Mikrofossilien bestimmt. B: Die Radiographie zeigt eine deutliche Verwühlung und vereinzelt eistransportierten Kies. C: In der Tonfraktion nimmt der Anteil vorwiegend durch Strömungen angelieferten Smektit zu. D: Gegen Ende einer Warmzeit nimmt mit der beginnenden Abkühlung die Meereisdecke zu und damit die Produktion ab. Mit dem sinkenden Meeresspiegel verlagert sich die Grundlinie seewärts, die Schelfgebiete verkleinern sich.

Fig. 7: Carbonate-facies. A: This facies contains a higher amount of fine detritus and less ice rafted debris.

The biogenous part consists of calcareous microfossils. B: The sediment contains scattered gravel and is moderately bioturbated. C: The amount of current derived smectite in the clay fraction is increased.

D: With the climatic deterioration at the end of an interglacial, the productivity decreases with the increasing coverage of sea ice. The grounding line moves to the shelf edge due to lowering of the sea level, reducing the overall size of the shelf.

Verhältnis, ein geringer Anteil an Glaukonit und zahlreiche Gesteinsfragmente und Kies zeigen eine deutliche Verwandtschaft zu den glazialmarinen Restsedimenten des Schelfs. Die typische dunkeloliv-graue Farbe der Turbidit-Fazies (N3-5Y3/2, Rock-Color Chart) ist identisch mit der Färbung, wie sie von verschiedenen Lokationen des angrenzenden Schelfs beschrieben wird (ANDERSON et al. 1981; KAHAROEDDIN et al. 1980; ELVERHØI & ROALDSET 1983).

Konturit-Fazies: Die Konturit-Fazies besteht aus laminierten siltigen Tonlagen. Die Mächtigkeit der einzelnen Laminae liegt im Millimeterbereich (Abb. 9). Die Liefergebiete dieser feinen Sedimente, die wenig Material größer als Mittelsilt enthalten, sind vermutlich der Schelf und der obere Hang, wo der antarktische Küstenstrom eine Ablagerung feiner Fraktionen weitgehend verhindert. Aus Fotos vom Meeresboden ist bekannt, daß Bodenströmungen im Weddellmeer als Konturstrom parallel zu den Tiefen-

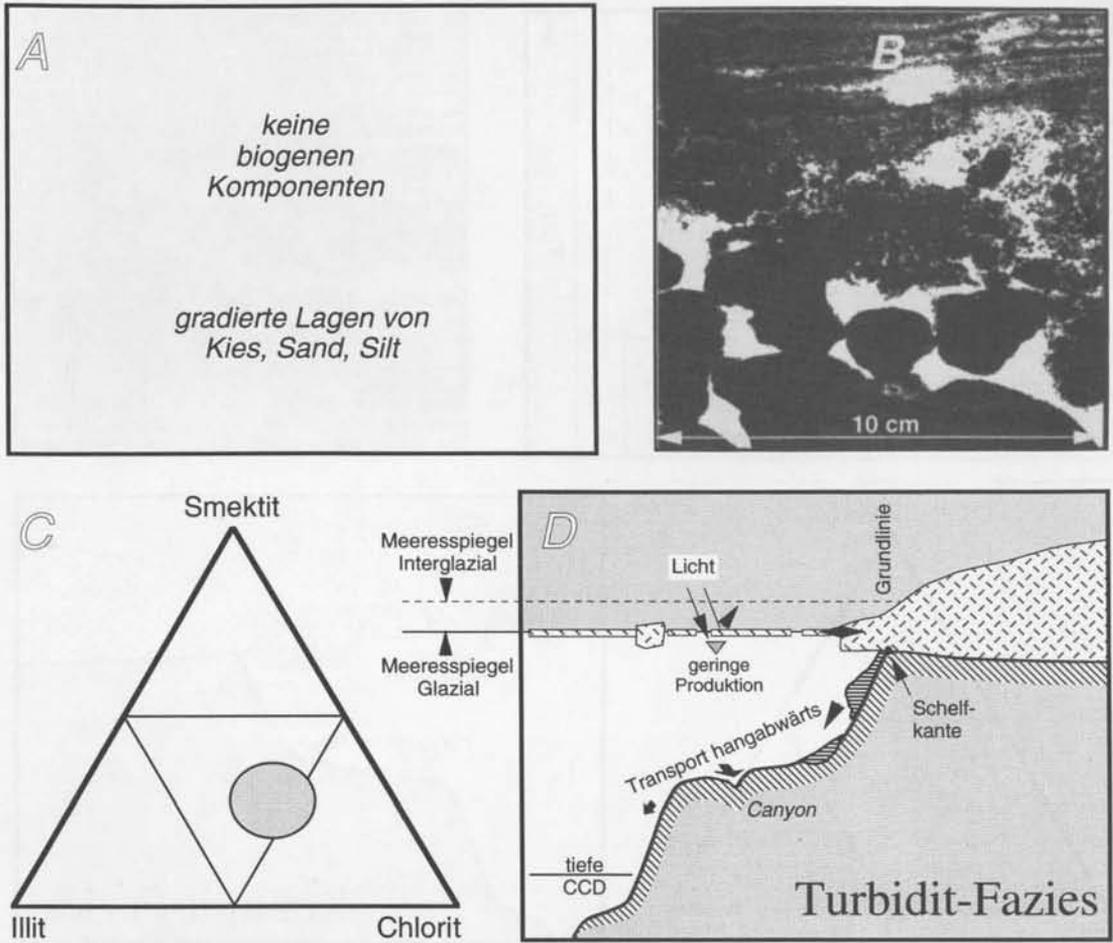


Abb. 8: Turbidit-Fazies. A: Die gradierten Lagen umfassen nahezu das gesamte Korngrößenspektrum. B: Die Radiographie zeigt eine Grobkieslage, die in Feinkies übergeht; nach oben wird die Sequenz durch feinere Sandlagen abgeschlossen. C: In den Hangsedimenten zeigt ausschließlich diese Fazies eine Tonmineralvergesellschaftung (hohe Chloritgehalte), die dem der Schelfsedimente entspricht. D: Im wesentlichen werden alle Prozesse, die zur Bildung dieser Fazies führen, durch den Meeresspiegel gesteuert. Erreicht die Grundlinie die Schelfkante, werden Sedimente durch Turbidite zum Hang und in die Tiefsee transportiert.

Fig. 8: Turbidite-facies. A: All grain sizes are encountered in the turbidite-facies. B: The sequence shown has a layer of coarse gravel at the base fining upwards into fine gravel; the upper part consists of fine sand layers. C: At the slope only the turbidite-facies has a high chlorite content indicating the relation to the shelf sediments. D: The formation of this facies is almost exclusively controlled by sea level changes. When the grounding line reaches the shelf edge, sediment is transported by turbidites to the slope and the deep sea.

linien am Hang entlang fließen und Sediment nach Süden und schließlich, entlang der Antarktischen Halbinsel, sogar bis in den Südatlantik transportieren können (HOLLISTER & ELDER 1969).

Hohe Gehalte an Smektit sind typisch für die Konturrit-Fazies. Fehlende Eisfracht läßt auf Ablagerung unter einer geschlossenen Eiskecke schließen.

Die damit einhergehende Unterbrechung der biogenen Produktion im Oberflächenwasser verhindert Bodenleben weitgehend, wodurch eine deutliche Lamination erhalten bleibt. Konturite wurden in den Kernen gefunden, die weniger als 100 km von der Schelfkante entfernt liegen; eine laterale Korrelation der Konturitabfolge am Kontinentalhang ist möglich.

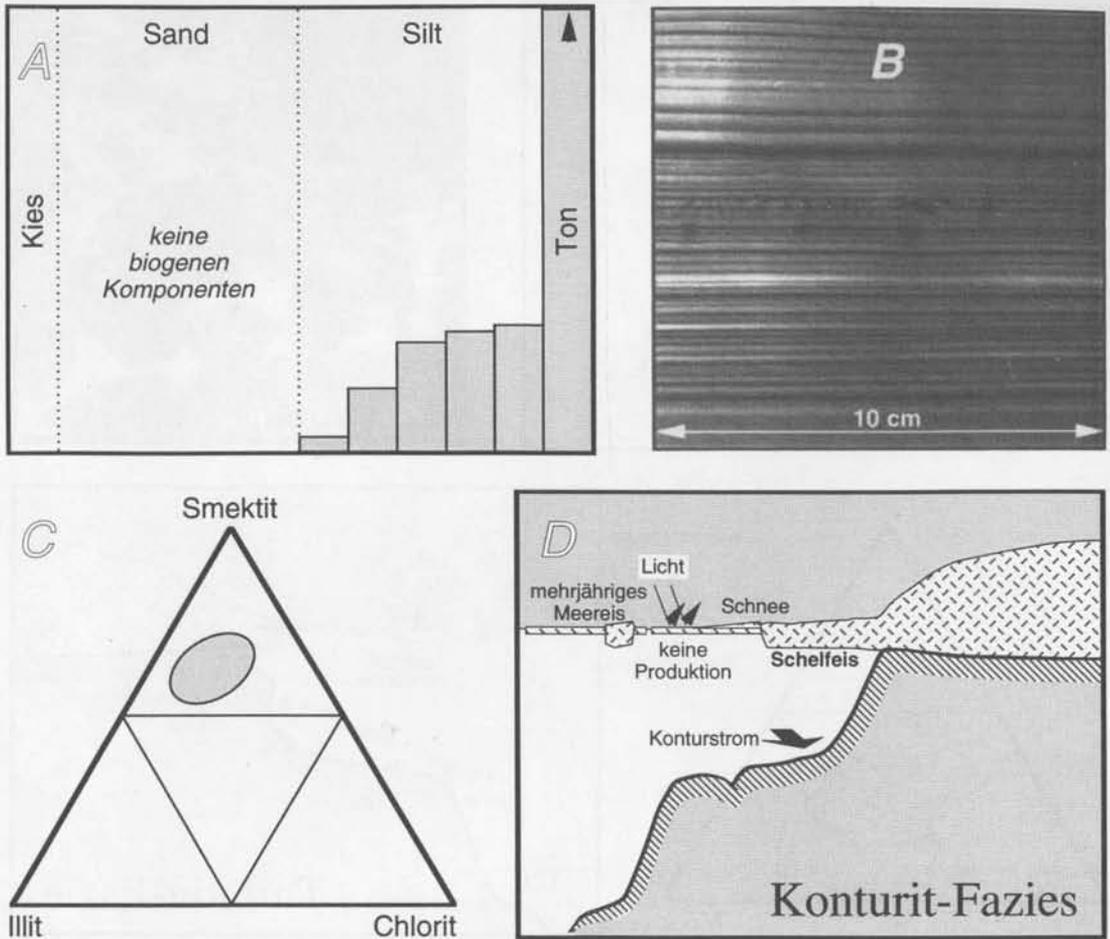


Abb. 9: Konturite-Fazies. A: Sand- und Kiesfraktion fehlen ebenso wie biogene Komponenten. B: Die Radiographie zeigt einen feinlaminierten Wechsel von siltigen Tonen und tonigen Silten ohne Bioturbation. C: Das ternäre Tondiagramm zeigt einen hohen Anteil an Smektiten. D: Während der glazialen Maxima können am Hang unter einer geschlossenen Eisdecke Konturite abgelagert werden. Sediment wird ausschließlich durch Strömung angeliefert. Biologische Produktion im Oberflächenwasser wird durch eine geschlossene Meereisdecke unterbunden.

Fig. 9: Contourite-facies. A: This facies lacks sand and gravel sized grains as well as biogenic components. B: The laminated changes of silty clay and clayey silt are free of any bioturbation. C: The clay composition shows peak values of current derived smectite. D: During glacial maxima, below a closed ice cover contourites are deposited. Sediment is exclusively delivered by currents and productivity in surface waters is tied up by the closed ice coverage.

7. Veränderungen der biogenen Produktion

Im Südpolarmeer werden einströmendes Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW, North Atlantic Deep Water) und rezirkuliertes Wasser aus Pazifik und Indik gemischt. Der Beitrag des NADW zum Zirkumpolaren Tiefenwasser (CDW, Circum Polar Deep Water) schwankt mit den Klimazyklen und kommt während der Hochglaziale vermutlich völlig zum Erliegen, wenn die Produktion von Tiefenwas-

ser im Nordatlantik auf Grund von Meereisbedeckung unterbunden wird (OPPO & FAIRBANKS 1987). Das NADW führt dem Südpolarmeer Wärme zu und beeinflusst damit auch die Eigenschaften des Oberflächenwassers (CORLISS 1982; CHARLES & FAIRBANKS 1990) und die Bildung von Meereis. Der Grad der Meereisbedeckung wiederum steuert die Verfügbarkeit von Licht im Oberflächenwasser und ist somit, da Nährstoffe in ausreichender Menge vorhanden sind, der einzige limitierende Faktor für die Primärproduktion (DEFELICE & WISE 1981).

Während eines Klimazyklus korrespondieren Variationen in der Produktion mit dem Grad der Meereisbedeckung in ähnlicher Weise, wie es bei den rezenten saisonalen Prozessen der Fall ist (WEFER et al. 1990).

Die Variationen der biogenen Komponenten innerhalb der Sedimentabfolge zeigen, daß die Produktionszyklen mit den Klimazyklen korrespondieren. Gekennzeichnet durch hohe Opalgehalte, intensive Bioturbation und Variationen im Karbonatgehalt zeigen sie jedoch auch das Zusammenwirken mit Meereisbedeckung, Tiefenwasserkonvektion und den Einfluß der Wassermassen. Am Kontinentalrand wird die Lage von Lysokline und CCD durch das warme Tiefenwasser (WDW) gesteuert (MACKENSEN et al. 1989). Die Tiefe der CCD wird jedoch nicht nur durch die Eigenschaften der entsprechenden Wassermassen, sondern auch durch die Produktion im Oberflächenwasser kontrolliert. Eine verstärkte Zufuhr organischer Substanz läßt den CO_2 -Gehalt im Bodenwasser ansteigen und kann damit während eines Klimaoptimums die Obergrenze der Karbonatlösung auf bis zu 2000 m anheben.

Die Variationen des atmosphärischen CO_2 während des letzten Klimazyklus (BARNOLA et al. 1987) wurden zum einen auf eine effektivere biologische Pumpe während der Glazialzeiten zurückgeführt (KEIR 1988). Eine verstärkte Produktion während der Glaziale könnte aber auch durch höhere Sonneneinstrahlung und veränderte Oberflächenwasserzirkulation bedingt sein (SUNDQUIST & BROECKER 1985). Andererseits wurde eine ausgedehnte Meereisbedeckung während der Glaziale für einen reduzierten Verbrauch von Nährstoffen verantwortlich gemacht (MIX & FAIRBANKS 1985). In der Folge könnte eine Umverteilung von Nährstoffen zu einer besseren Versorgung der niederen Breiten und somit erhöhter Produktion dort geführt haben (SARNTHEIN et al. 1988).

Die in dieser Arbeit untersuchten glazialen Sedimente enthalten keine oder nur Spuren biogener Komponenten und lassen, auch auf Grund ihrer geringen Verwühlung, eine deutlich reduzierte Produktion zumindest in den extrem hohen südlichen Breiten um den antarktischen Kontinent erkennen. Dies steht in Übereinstimmung mit Untersuchungen, die auf eine geringe Produktion im Südpolarmeer während der Glazialzeiten schließen (MACKENSEN et al. 1989; GROBE et al. 1990; MORTLOCK et al. 1991). Abschätzungen der Meereisverteilung während des letzten glazialen Maximums nehmen eine ständige Eisbedeckung zwischen Polarfront und antarktischer Küste an (COOKE & HAYS 1982). Besonders während dieser Zeit war vermutlich im gesamten Südpolar-

meer die Verfügbarkeit von Licht und damit die Produktion im Oberflächenwasser stark eingeschränkt.

8. Transport und Sedimentation der Eisfracht

Erosion, Transport und Verteilung terrigener Sedimente finden im Südpolarmeer vorwiegend durch Eisberge statt; Meereis, Schmelzwasser und Flüsse sind als Transportmedien unbedeutend. Im wesentlichen können zwei Typen von Eisbergen als Ergebnis verschiedener Kalbungsregionen unterschieden werden: Kalbende Gletscher, ein wichtiger Prozeß, z. B. an der Küste der Antarktischen Halbinsel oder, für den Bereich der Ostantarktis, vor Enderbyland, produzieren ständig Eisberge, die relativ viel Sedimentfracht transportieren (DREWRY & COOPER 1981). Auch Küstenabschnitte, wo Grundlinie und Kalbungslinie übereinstimmen, wie es z. B. am Kapp Norvegia der Fall ist (Abb. 1), produzieren sedimentbeladene Eisberge.

Kalbung von einem Schelfeis hingegen produziert die typischen antarktischen Tafelberg, die weitgehend frei von Sedimentfracht sind (DENTON et al. 1971). Wenn das kontinentale Eis die Grundlinie überschreitet, erreichen die Abschmelzprozesse bereits nach kurzer Entfernung Maximalwerte. Eine Schmelzrate von bis zu 2 m/a (KIPFSTUHL 1991) trägt dazu bei, daß die basale Sedimentfracht relativ früh auf den Schelf sedimentiert. Bei der späteren Kalbung, besonders von breiten Schelfeisen, entstehen somit Eisberge, die vollkommen frei von Sedimenten sein können.

Die Eisfracht der Sedimente im Weddellmeer ist im wesentlichen auf zwei regional unterschiedliche Prozesse zurückzuführen. In unmittelbarer Nähe des Kontinentes (Entfernung < 100 km) wird die Menge und Zusammensetzung durch die Eisströme und Herkunftsgebiete im jeweiligen Hinterland des Untersuchungsgebietes kontrolliert. Besonders die Zusammensetzung der Schelfsedimente wird ausschließlich von den im angrenzenden Küstengebiet anstehenden Gesteinen bestimmt (OSKIERSKI 1988). Der episodische Zutrag von Schelfsedimenten im Glazial ist auch verantwortlich für die ausgeprägten Zyklen in der Sedimentzusammensetzung am oberen Kontinentalhang. In größerer Entfernung vom Kontinent werden diese lithologischen Wechsel durch den zunehmenden Einfluß der pelagischen Sedimentation überprägt.

In größerer Entfernung vom Kontinent (> 100 km) ist die qualitative und quantitative Variabilität der Eisfracht nur noch gering (s. PS 1388, Abb. 2). Die vorwiegend „granitische“ Zusammensetzung

kennzeichnet ihren Ursprung aus dem Bereich der Ostantarktis. Eisberge, die mit dem zirkumantarktischen Strom transportiert werden, liefern Detritus vorwiegend aus weiter entfernt liegenden Kalbungsgebieten an. Seit dem Aufbau des antarktischen Eisschildes zu seiner heutigen Größe haben Eisberge im Pelagial, weitgehend unabhängig von den klimatischen Verhältnissen, zu einem kontinuierlichen Eintrag von Eisfrachtsedimenten beigetragen. Variationen dieses Signals werden in den hemipelagischen bis pelagischen Sedimenten vorwiegend durch die lokalen Sedimentationsraten und weniger durch den primären Eintrag bestimmt.

9. Rekonstruktion der Paläoumwelt

Im Folgenden soll versucht werden, aus den spätpleistozänen Sedimenten die Umweltbedingungen und ihre Veränderungen am antarktischen Kontinentalrand zu rekonstruieren. Dabei sollen die Zusammenhänge zwischen Sedimentfazies und Paläoklima, Paläoozeanographie und Paläoglazialogie dargestellt werden. Wir stellen ein Modell der glazialmarinen Sedimentation für Glazial und Interglazial vor, das auf der Interpretation der gestapelten Sedimentparameter aus dem östlichen Weddellmeer basiert und die letzten 300 000 Jahre erfaßt. Durch ergänzende Kerne aus dem nordwestlichen Weddellmeer und dem Cosmonautmeer zeigen wir, daß ähnliche Sedimentabfolgen in allen Teilen des von uns bisher untersuchten antarktischen Kontinentalrandes angetroffen wurden (Abb. 2). Das Gebiet zwischen den Süd-Orkney-Inseln (45° W) und der Riiser-Larsen-Halbinsel (35° E) beinhaltet etwa ein Viertel der antarktischen Küstenlinie (Abb. 1). Wir vermuten daher, daß unser Sedimentationsmodell zumindest für weite Teile des Atlantischen Südpolarbeckens zutrifft.

9.1. Übergang Glazial-Interglazial

Während des relativ kurzen Überganges vom Glazial zum Interglazial (< 10 ka) unterliegt der Sedimentationsraum des Südpolarmeeres wesentlichen Veränderungen, wobei dem Anstieg des Meeresspiegels und der reaktivierten Zufuhr von NADW besondere, überregionale Bedeutung zukommt. Der schnell ansteigende Meeresspiegel führt durch die Anhebung der randlichen Teile des kontinentalen Eisschildes zu einem Rückzug der Grundlinie, der auf dem Schelf sedimentologisch durch die Faziesgrenze zwischen Grundmoräne und glazialmarinem Sediment verfolgt werden kann (ANDERSON et al. 1980). Die damit verbundene Verbreiterung der Schelfeisbereiche führt zu einem Anstieg der Kalbungsprozesse. Eine abneh-

mende Meereisbedeckung und wärmeres Oberflächenwasser, welches das basale Schmelzen des Schelfeises unterstützt (POTTER & PAREN 1985), können zusätzlich zur Destabilisierung führen und den Abbau der postglazialen Schelfeise fördern. In den entstehenden Eisbergen sind noch größere Mengen an Schelfsedimenten an der Basis eingefroren, die in die Tiefsee transportiert werden können. Umfangreiche Sedimentumlagerungen durch Eis sind der wichtigste Prozeß, der auch für einen Anstieg der Sedimentationsraten um eine Größenordnung im Vergleich zu den glazialen Bedingungen verantwortlich ist. Erst wenn die Schelfeise zu einer stabilen Größe geschrumpft sind und sich auch der Massenhaushalt des kontinentalen Eises auf die veränderten Niederschlagsverhältnisse eingestellt und stabilisiert hat, nehmen die Sedimentationsraten ab.

Besonders bei den, geologisch gesehen, sehr schnellen Veränderungen des Sedimentationsraumes zeigt sich, daß die einzelnen Prozesse, die die Sedimentation kontrollieren, unterschiedlich und zum Teil verzögert reagieren. Da die ozeanographischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet auch mit weit entfernt liegenden Vorgängen, wie z.B. der Bildung Nordatlantischen Tiefenwassers im Europäischen Nordmeer, verknüpft sind, ist der entsprechende Anpassungszeitraum eng an die Durchmischungszeit der Ozeane gebunden. Da die Produktion über das Meereis auch mit den ozeanographischen Bedingungen verknüpft ist, wird die Verzögerung zwischen Klimaverbesserung und Anstieg der Produktion im Südpolarmeer weniger als tausend Jahre betragen.

Die Verteilung der Eisfracht in den Hangsedimenten zeigt, daß die Sedimentationsprozesse, die an den kontinentalen Eisschild gebunden sind, deutlich längere Reaktionszeiten von bis zu 15 ka aufweisen können. Hier kann stellenweise ein signifikanter Zutrag eistransportierten Materials erst nach dem Klimaoptimum beobachtet werden. Eine Erklärung für die Verzögerung der eisspezifischen Prozesse ist in dem unsensibleren Verhalten des Sedimentationsraumes in Anwesenheit eines großen Eisschildes zu suchen. Zum einen wirkt die große Eismasse für das lokale Klima wie ein Puffer, zum anderen benötigt der Massenhaushalt des Eisschildes einige Zeit, um sich auf die neuen Niederschlagsverhältnisse einzustellen. Auf Grund der meerespiegelbedingten Anhebung der Ränder, verbunden mit der Bildung größerer Schelfeise (Filchner-, Ross-Schelfeis), ist zudem die Einstellung eines neuen isostatischen Gleichgewichtes notwendig. Auch die Rückverlagerung des Eiskante benötigt allein schon einen Zeitraum, der dem postglazialen Meeresspiegelanstieg entspricht.

9.2. Interglazial

Der Begriff Interglazial im Sinne der isopenstratigraphischen Definition (z. B. Stadium 5) kann auf diese Sedimente in den extrem hohen südlichen Breiten so nicht verwendet werden. Eine Gliederung auf Grund der faziellen Ausbildung zeigt, daß die typische „Interglazial-Fazies“ lediglich während des Klimaoptimums einer jeweiligen Warmzeit (z. B. Substadien 1.1, 5.5, 7.5, Abb. 3, Bereich A) entstanden ist. Während des Zeitraumes gemäßigten Warmzeitklimas (z. B. Substadien 5.1–5.4, Abb. 3, Bereich B) sedimentiert eine Fazies, die in den meisten Parametern glazialen Ablagerungen (Abb. 3, Bereich C) weitaus ähnlicher ist und daher hier, von den Konturiten hochglazialer Genese (Abb. 3, Bereich D) einmal abgesehen, der Karbonat-Fazies, also Ablagerungen einer eher kaltzeitlichen Übergangsphase zugeordnet wird.

Der Beitrag des NADW zu den Wassermassen des Südpolarmees war, zumindest für den hier betrachteten Zeitraum mit ausgeprägten 100 ka-Zyklen, im Interglazial wesentlich größer als im Glazial (DUPLESSY et al. 1988; OPPO et al. 1990; MACKENSEN et al. 1993). Das NADW, eine Wärme- und Salzquelle für das Südpolarmeer, ist somit auch, neben den generellen Klimaveränderungen, für einen starken Rückgang der Meereisbedeckung in den Sommermonaten verantwortlich.

Die erhöhte Verfügbarkeit von Licht im Oberflächenwasser unterstützt eine deutlich höhere Primärproduktion, die sich in den Sedimenten durch einen signifikanten Anteil kieseliger Mikrofossilien abbildet (Abb. 6). Karbonatschaliges Plankton trägt auch zur Sedimentation bei, wird jedoch durch die erhöhte Freisetzung von CO₂ im Tiefen- und Porenwasser gelöst. Die Folge ist ein sehr geringer oder fehlender Anteil an kalkigen Mikrofossilien in den Sedimenten des Klimaoptimums. Zusätzlich fördert die höhere Exportproduktion die Benthosaktivität, die sich in einer verstärkten Verwühlung des Sedimentes abbildet (Abb. 6).

Ein relativ grobes Sediment mit deutlich höherem Anteil von Grob- bis Mittelsilt kennzeichnet die verstärkten Strömungen im Interglazial. Der an Küstenpolynen gebundene Prozeß der Bodenwasserbildung wird durch den Rückzug der Eiskante und die Abnahme der Meereisbedeckung begünstigt. Kalte katabatische (ablandige) Winde führen zur Neubildung von Meereis über Schelf und Hang und tragen, zusammen mit den im Interglazial ausgedehnteren Schelfeisen, zur Bildung von Schelfeiswasser (ISW) und damit zur Entstehung von Weddellmeer-Bodenwasser bei (WSBW; FOLDVIK & GAMMELSRØD

1988). Der Tonanteil der interglazialen Fazies besteht vorwiegend aus eistransportiertem Illit.

9.3. Übergang Interglazial-Glazial

Mit dem Ende des „polaren“ Interglazials — im Sinne der oben genannten Definition entspräche dies z. B. der Substadiengrenze 5.5/5.4 — nimmt die Meereisbedeckung deutlich zu (Abb. 7). Die küstennahen Bereiche des Südpolarmees werden zunehmend ganzjährig von Meereis bedeckt sein. Hierbei bedeutet in diesem klimatischen Stadium eine ständige Meereisbedeckung lediglich eine mehr oder minder dichte Bedeckung durch Meereis während des ganzen Jahres und nicht unbedingt eine vollständig geschlossene Eisdecke. Kurz- und mittelfristige Veränderungen in Menge und Verteilung des Meereises werden lokal durch die Intensität katabatischer Winde, Tidenströmungen, jahreszeitliche Klimavariationen und vermutlich auch lokale Insolation gesteuert. Die saisonal bedingten Schwankungen zwischen Meereisdecke im Winter und freiem Wasser in den Sommermonaten verlagern sich nach Norden an die Ränder des Südpolarmees.

Die dichtere Eisbedeckung reduziert die Verfügbarkeit von Licht und somit die Intensität der Primärproduktion im Oberflächenwasser. Der biogene Inhalt der Sedimente wechselt von kieseligen zu kalkigen Mikrofossilien. Eine geringere Exportproduktion führt zu einer Absenkung der CCD bis etwa 4000 m und erlaubt eine Karbonaterhaltung in den Sedimenten am Kontinentalrand und auf Erhebungen wie der Maudkuppe (CORDES 1990) oder dem Gunnerusrücken (FÜTTERER & SCHREMS 1991, Abb. 1). Der Anteil kieseliger Schalenreste ist vermutlich zu gering, um fossil überliefert zu werden; Opal wird bereits während der Sedimentation oder am Meeresboden remineralisiert. Im weiteren Verlauf der Abkühlung spiegelt die Abnahme an Mikrofossilien den kontinuierlichen Rückgang der Produktion durch die zunehmende Meereisbedeckung wider.

Die terrigene Sedimentanlieferung wird, wie die hohen Illit- und Eisfrachtgehalte zeigen, durch Eistransport dominiert. Die Kalbung von Eisbergen erreicht direkt mit Beginn der Übergangsphase einen Höhepunkt, da die Masse des kontinentalen Eises während der Warmzeit durch verstärkte Niederschläge zugenommen hat. Gleichzeitig wird die Produktion von kaltem Schelfeiswasser und somit die Bodenströmung reduziert, ein Vorgang, der auf die zunehmende Meereisdecke und die mit dem sich absenkenden Meeresspiegel einhergehende Verringerung der Schelfeisflächen zurückzuführen ist. Das Ergebnis von gleichzeitig intensivem Eistransport

und geringeren Bodenstromgeschwindigkeiten am Hang ist ein deutlich erhöhter Anteil der Feinfraktion in der betreffenden Fazies im Vergleich zur eigentlichen Warmzeitfazies.

9.4. Glazial

Niedrigere Temperaturen und der fehlende Wärmefluß des NADW führen im Glazial zu einer ganzjährigen Eisbedeckung des Südpolarmeeres. Die nördliche Grenze ständiger Meereisbedeckung entsprach während des letzten Glazials der rezenten Eisgrenze im Winter, lag also etwas südlich der heutigen Polarfront (COOK & HAYS 1982). Die Eisdecke unterbindet die Verdunstung im Südpolarmeer und verringert somit die Niederschläge über dem Kontinent (YIOU et al. 1985). Als Folge nahm die Mächtigkeit des Eisschildes in einigen Gebieten der Antarktis ab (ANDERSEN 1990). Gleiches gilt auch für kleinere lokale Gletscher im Transantarktischen Gebirge (DENTON et al. 1979). Dagegen zeigen Teile des westantarktischen Eisschildes besonders im Umfeld großer Schelfeise einen Massenzuwachs. Durch die Meeresspiegelabsenkung liegt das Eis auf, und die erhöhte Bodenreibung führt zu einer Mächtigkeitszunahme des kontinentalen Eises (HUYBRECHTS 1992).

Während der stärksten Vereisungen der Nordhemisphäre hatte der antarktische Eisschild, trotz einer lokalen Verringerung der Mächtigkeit, seine größte Ausdehnung. Die Kalbungslinie bewegte sich im Bereich zwischen äußerem Kontinentalschelf und oberem Kontinentalhang, und die Grundlinie reichte zeitweise bis an die Schelfkante (Abb. 8). Der flächenmäßige Zuwachs des kontinentalen Eises betrifft somit besonders die Bereiche, in denen heute ein breiter Schelf dem Eisrand vorgelagert ist. Die Ausweitung des antarktischen Eisschildes ist also über die Meeresspiegelabsenkung als Folge des Aufbaus großer Eisschilde über Fennoskandien, Sibirien und Nordamerika mit den klimagesteuerten Prozessen auf der Nordhalbkugel verknüpft.

Die während des Interglazials auf dem Schelf abgelagerten Sedimente werden vom vorrückenden Eis erodiert, umgelagert und hangwärts transportiert. Die Sedimente werden durch episodische Vorstöße der Eiskante den Hang hinabgeschüttet oder nahe der Grundlinie durch basales Schmelzen freigesetzt. Gravitativer Sedimenttransport wird zum wesentlichen Prozeß am Kontinentalrand und der angrenzenden Tiefsee. Canyons, wie der Wegener-Canyon vor Kapp Norvegia, reichen mit ihren Ausläufern bis in den Schelf und dienen als bevorzugte Transportwege in die Tiefsee (FÜTTERER et al. 1990). Somit werden besonders Ablagerungsgebiete in der Tiefsee, wie der

Weddell-Fächer, durch die glazialen Prozesse auf dem Schelf mit Sedimenten versorgt. Eine entsprechende Morphologie mit geringem Gefälle erlaubt auch am Hang die Ablagerung proximaler Turbidite. Diese Turbidite konnten auf der oberen Hangterrasse vor der Prinzessin-Martha-Küste beprobt und auf Grund ihres Mineralbestandes eindeutig als umgelagerte Schelfsedimente identifiziert werden.

Während der glazialen Maxima ist die Meereisdecke zumindest in den südlichen Bereichen des Südpolarmeeres längerfristig geschlossen, die Verbindung mit dem Schelfeis wird nur zeitweise unterbrochen. Schnee von Inlandeis, der durch katabatische Winde auf das Meereis transportiert wird, könnte noch zur Stabilisierung dieses mehrjährigen Eises beitragen. Diese den kontinentalen Eisrand stabilisierenden Bedingungen könnten kurzfristig Vorstöße der Schelfeise bis weit über den Hang ermöglichen. Während dieser hochglazialen Bedingungen werden unter der geschlossenen Eisdecke Konturite von ausschließlich durch Strömung angeliefertem Detritus abgelagert (Abb. 9).

10. Zusammenfassung

Aus den quartären Ablagerungen ausgewählter Bereiche des antarktischen Kontinentalrandes im atlantischen Südpolarbecken wurden die Umweltbedingungen dieses Sedimentationsraumes für die letzten 300 ka rekonstruiert. Unsere Modellvorstellungen versuchen die spezifischen Sedimentfazies mit den möglichen Veränderungen der Paläoumwelt während eines Klimazyklus in Einklang zu bringen. Die paläo-ozeanographischen Modellvorstellungen gelten zumindest für den atlantischen Sektor des Südpolarmeeres; die paläoglaziologischen Prozesse gelten dagegen sicherlich überregional, da diese weitgehend von globalen Faktoren wie Klimaveränderungen und Meeresspiegelschwankungen gesteuert werden.

Die wesentlichen Sedimentationsprozesse — biologische Produktion, Eistransport, Strömungstransport und gravitativer Hangtransport — werden durch ein komplexes Wechselspiel von Meeresspiegel, Ozeanographie und Glaziologie beeinflusst, die wiederum durch das globale Klima und die lokale Insolation direkt wie auch indirekt kontrolliert werden. Die Sedimentationsraten werden vorwiegend durch Eistransport bestimmt, der die Massenbilanz und das Verhalten des antarktischen Eisschildes widerspiegelt. Die Sedimentationsraten nehmen mit der Entfernung vom Kontinent und innerhalb eines Klimazyklus vom Interglazial zum Glazial ab. Die Sedimentationsraten sind in dem relativ kurzen Zeitraum zwischen glazialer Termination und Klimaoptimum um ein mehrfaches höher als im Glazial.

Fünf Sedimentfazies können spezifischen Ablagerungsräumen zugeordnet werden. Die Bildungsbedingungen der Fazies unterliegen direkt den Veränderungen von Meereisverteilung und Meeresspiegel, den Bewegungen der Eiskante sowie dem wechselnden Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers auf die ozeanographischen Verhältnisse im Südpolarmeer. Die Meereisdecke steuert den für die Primärproduktion limitierenden Faktor „Licht“ im Oberflächenwasser. Dies führt zu einem Wechsel in der Erhaltung karbonatischer und kieseliger Mikrofossilien; im Interglazial wird Opal erhalten und Karbonat gelöst, während der Übergangszeiten und im Glazial bleibt Karbonat erhalten und Opal wird gelöst.

Bodenwasserbildung und -strömungen werden durch die Existenz von Küstenpolynyen und von der durch den Meeresspiegel kontrollierten Gesamtfläche der Schelfeisgebiete gesteuert. Der durch Meeresspiegelabsenkung und Ausweitung des Eisschildes initiierte gravitative Hangtransport liefert vorwiegend im Glazial episodisch größere Sedimentmengen zum Hang und, kanalisiert durch Canyons, in die Tiefsee. Während der glazialen Maxima können unter einer vollständig geschlossenen Eisdecke Konturite abgelagert werden.

11. Dank

Kapitän und Besatzung des PFS „POLARSTERN“ danken wir für die gute Zusammenarbeit und Unterstützung während der Expeditionen. Die Gewinnung des umfangreichen Probenmaterials wäre ohne den Einsatz von NORBERT LENSCH nicht möglich gewesen. Die Laborarbeiten wurden von MAIKE SCHOLZ und MICHAEL SEEBECK ausgeführt. HEINER VILLINGER danken wir für die Überlassung der Suszeptibilitätsdaten. Ein Teil der vorliegenden Arbeiten wurde unterstützt durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (Sp 296/1-2). (Veröffentlichung Nr. 628 des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung und Nr. 70 des Sonderforschungsbereiches 261 an der Universität Bremen).

12. Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, B. G. (1990): Cenozoic glacier fluctuations in polar regions — terrestrial records from Antarctica and the north Atlantic sector of the Arctic. — In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: 245–254; NATO/ASI Series C: Dordrecht, the Netherlands (Kluwer Academic Press).
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D., DOMACK, E. W. & BALSHAW, K. M. (1980): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. — *J. Geol.*, **88** (4): 399–414; Chicago.
- ANDERSON, J. B., DAVIS, D. B., DOMACK, E. W., KURTZ, D. D., BALSHAW, K. M. & WRIGHT, R. (1981): Marine sediment core descriptions, IWSOE 68, 69, 70; DEEP FREEZE 79. — Rice Univ., Houston, Texas, 60 S.
- BARKER, P. F. & KENNETT, J. P. et al. (1990): Proc. ODP, Scient. Res., **113**, (Ocean Drilling Program), 1033 S.; College Station, Texas.
- BARNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y. S. & LORIUS, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. — *Nature*, **329**: 408–413; London.
- BARRON, J. & LARSON, B. et al. (1991): Proc. ODP, Sci. Results, **119**, (Ocean Drilling Program); College Station, Texas.
- BERGER, A. L. (1978): Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. — *Quat. Res.*, **9**: 139–167; New York.
- BREHME, I. (1991): Die Dokumentation der Bodenwasserströmung in den Sedimenten des nordwestlichen Weddell Meeres. — *Ber. z. Polarf.*, **110**: 92 S.; Bremerhaven.
- BURCKLE, L. H. & ABRAMS, N. (1987): Regional Pliocene-early Pleistocene hiatuses in the Southern Ocean — diatom evidence. — *Mar. Geol.*, **77**: 207–218; Amsterdam.
- CHARLES, C. D. & FAIRBANKS, R. G. (1990): Glacial to interglacial changes in isotopic gradients of Southern Ocean surface water. — In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: 245–254; NATO/ASI Series C, Dordrecht (Kluwer Academic Press).
- CHIESIELSKI, P. F. & KRISTOFFERSEN, Y. et al. (1991): Proc. ODP, Sci., Res., **114**, (Ocean Drilling Program), 826 S.; College Station, Texas.
- COOK, D. W. & HAYS, J. D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. — In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic Geoscience: 1017–1025; Madison (Univ. Wisconsin Press).
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer). — *Ber. z. Polarf.*, **71**: 121 S.; Bremerhaven.
- CORLISS, B. (1982): Linkage of North Atlantic and Southern Ocean deep-water circulation during glacial intervals. — *Nature*, **298**: 458–460; London.
- DEFELICE, D. R. & S. W. WISE (1981): Surface lithofacies, biofacies, and diatom diversity patterns as models for delineation of climatic change in the southeast Atlantic Ocean. — *Mar. Micropal.*, **6**: 29–70; Amsterdam.
- DENTON, G. H., ARMSTRONG, R. L. & STUIVER, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica. — In: TUREKIAN, K. K. (ed.): The Late Cenozoic Glacial Ages: 267–306; New Haven (Yale Univ. Press.).
- , HUGHES, T. J., FASTOOK, J. L., SCHILLING, D. H. & LINGLE, C. S. (1979): Reconstruction and disintegration of ice sheets of the CLIMAP 18 000 and 125 000 years B. P. experiments: results. — *J. Glaciol.*, **24**: 495–496; Cambridge.
- DIECKMANN, G. S., SPINDLER, M., LANGE, M. A., ACKLEY, S. F. & EICKEN, H. (1991): Antarctic sea ice: a habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. — *J. Foram. Res.*, **21**: 182–189; Ithaca, N.Y.

- DREWRY, D. J. & COOPER, A. P. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. — *Ann. Glaciol.*, **2**: 117–122; Cambridge.
- DUPLESSY, J. C., SHACKLETON, N. J., FAIRBANKS, R. G., LABEYRIE, L., OPPO, D. & KALLES, N. (1988): Deep-water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. — *Paleoceanogr.*, **3**: 343–360; Washington D.C.
- ELVERHOI, A. & ROALDSET, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea shelf, Antarctica. — *Polar Res.*, **1**: 1–21; Oslo.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **67**: 3–17; Amsterdam.
- FÜTTERER, D. K. (1987): Die Expedition Antarktis-IV mit FS „Polarstern“ 1985/86. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4. — *Ber. z. Polarf.*, **33**, 204 S.; Bremerhaven.
- (1988): Die Expedition Antarktis-VI mit FS „Polarstern“ 1987/88. — *Ber. z. Polarf.*, **58**, 267 S.; Bremerhaven.
- , GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: Relations and environmental conditions. — *Paleoceanogr.*, **3**: 551–561; Washington D.C.
- & MELLES, M. (1990): Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. — In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*: 381–401; NATO/ASI Series C, Dordrecht (Kluwer Academic Press).
- , KUHN, G. & SCHENKE, H. W. (1990): Wegener Canyon bathymetry and results from rock dredging near ODP sites 691–693, eastern Weddell Sea, Antarctica. — In: BARKER, KENNETT et al.: *Proc. ODP, Scient. Res.* **113**: 39–48, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- & SCHREMS, O. (1991): Die Expedition Antarktis-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6–7. — *Ber. z. Polarf.*, **90**: 231 S.; Bremerhaven.
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. — *Ber. z. Polarf.*, **123**: 127 S.; Bremerhaven.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östlich Weddell See. — *Ber. z. Polarf.*, **27**: 120 S.; Bremerhaven.
- (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. — *Polarforschung*, **57**: 123–126; Bremerhaven.
- & KUHN, G. (1987): Sedimentation processes at the Antarctic continental margin. — In: FÜTTERER, D. K. (ed.): *The Expedition Antarktis-IV of RV „POLARSTERN“ 1985/86, Report of Legs ANT-IV/3–4*; *Ber. z. Polarf.* **33**: 80–84; Bremerhaven.
- , MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SPIEB, V. & FÜTTERER, D. K. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. — In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*: 539–572; NATO/ASI Series C: Dordrecht (Kluwer Academic Press).
- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. — In: KENNETT, J. & WARNKE, D. (eds.): *The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change*; *AGU Ant. Res. Ser.*, **56**: 349–376; Washington D.C.
- HAMBREY, M. J., EHRMANN, W. U. & LARSEN, B. (1991): The Cenozoic glacial history of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. — In: BARRON, J., LARSEN, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Res.*, **119**: 77–132; College Station, Texas.
- & BARRETT, P. J. (1993): The Cenozoic sedimentary and climatic record from the Ross Sea region of Antarctica. — In: KENNETT, J. P. (ed.): *The Role of Southern Ocean and Antarctica in Global Change, an Ocean Drilling Perspective*; *Am. Geoph. Inst. Spec. Publ.* — [Im Druck].
- HAYES, D. E. & FRANKS, L. A. et al. (1975): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 28*, Washington, (U.S. Government Printing Office).
- HOLLISTER, C. D. & ELDER, R. B. (1969): *Contour currents in the Weddell Sea*. — *Deep-Sea Res.*, **16**: 99–101; Oxford.
- HUYBRECHTS, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. — *Ber. z. Polarf.*, **99**: 241 S.; Bremerhaven.
- KAHAROEDDIN, F. A., EGGERS, M. R., GOLDSTEIN, E. H., GRAVES, R. S., WATKINS, D. K., BERGEN, J. A. & JONES, S. C. (1980): ARA Islas Orcadas Cruise 1578 sediment descriptions. — *Sed. Res. Lab., Contrib. No. 48*, Florida State Univ., Tallahassee, Florida.
- KEIR, R. S. (1988): On the late Pleistocene ocean geochemistry and circulation. — *Paleoceanogr.* **3**: 413–445; Washington D.C.
- KIPFSTUHL, J. (1991): Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. — *Ber. z. Polarf.*, **85**: 88 S.; Bremerhaven.
- MACKENSEN, A. & DOUGLAS, R. G. (1989): Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. — *Deep-Sea Res.*, **36**: 879–900; Oxford.
- , GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W., SPIEB, V. & FÜTTERER, D. K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. — *Mar. Geol.*, **87**: 315–321; Amsterdam.
- , —, — & KUHN, G. (1993): Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. — *Proc. Vol. NATO ARW on Carbon Cycling in the Glacial Ocean*, NATO ASI Series. — Dordrecht [in press].

- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C., Jr. & SHACKELTON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. — *Quat. Res.*, **27**: 1–29; New York.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazologie und Paläoozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. — *Ber. z. Polarf.*, **81**: 190 S.; Bremerhaven.
- MILLER, H. & OERTER, H. (1989): Die Expedition Antarktis V mit FS Polarstern 1986/87. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5. — *Ber. z. Polarf.*, **57**: 207 S.; Bremerhaven.
- MIX, A. C. & FAIRBANKS, R. G. (1985): North Atlantic surface-ocean control for Pleistocene deep-ocean circulation. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**: 231–243; Amsterdam.
- MORTLOCK, R. A., CHARLES, C. D., FROELICH, P. N., ZIBELLO, P., SALTZMAN, J., HAYS, J. D. & BURCKLE, L. H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. — *Nature*, **351**: 220–222; London.
- OPPO, D. W. & FAIRBANKS, R. G. (1987): Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**: 1–15; Amsterdam.
- , FAIRBANKS, R. G., GORDON, A. L. & SHACKLETON, N. J. (1990): Late Pleistocene Southern Ocean $d^{13}C$ variability. — *Paleoceanography*, **5**: 43–54; Washington D.C.
- OSKIERSKI, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres. — *Ber. z. Polarf.*, **47**: 132 S.; Bremerhaven.
- PETERS, M. (1989): Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. — *Ber. z. Polarf.*, **61**: 186 S.; Bremerhaven.
- POTTER, J. R. & PAREN, J. G. (1985): Interaction between ice shelf and ocean in George VI sound, Antarctica. — In: JACOBS, S. (ed.): *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*; *Antarct. Res. Ser.*, **43**: 35–58; Washington D.C.
- PRELL, W. L., IMBRIE, J., MARTINSON, D. G., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., SHACKLETON, N. J. & STREETER, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. — *Paleoceanography*, **1**: 137–162; Washington D.C.
- PUDSEY, C. J., BARKER, P. F. & HAMILTON, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments: A record of Antarctic bottom water flow. — *Mar. Geol.*, **81**: 289–314; Amsterdam.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., DUPLESSY, J.-C. & FONTUGNE, M. R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO_2 reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. — *Paleoceanography*, **3**: 361–399; Washington D.C.
- SINGER, J. K. & ANDERSON, J. B. (1984): Use of total grain-size distributions to define bed erosion and transport for poorly sorted sediment undergoing simulated bioturbation. — *Mar. Geol.*, **57**: 335–359; Amsterdam.
- SUNDQUIST, E. T. & BROECKER, W. S. (eds.) (1985): *The carbon cycle and atmospheric CO_2 : Natural variations Archaean to present.* — *Geophys. Monogr. Ser.*, **32**: 627 S.; Washington D.C.
- WEI, W. & WISE, S. W. Jr. (1990): Middle Eocene to Pleistocene calcareous nannofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. — In: BARKER, P. F. & KENNETT, J. P. et al.; *Proc. ODP, Sci. Res.*, **113**: 639–666; College Station, Texas.
- WEFER, G., FISCHER, G., FÜTTERER, D., GERSONDE, R., HONJO, S. & OSTERMANN, D. (1990): Particle sedimentation and productivity in Antarctic waters of the Atlantic sector. — In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*: 363–379; NATO/ASI Series C, Dordrecht (Kluwer Academic Press).
- WISE, S. W. Jr. & SCHLICH, R. et al. (1992): *Proc. ODP, Scient. Res.*, **120**, (Ocean Drilling Program); College Station, Texas.
- YIOU, F., RAISBECK, G. M., BOURLES, D., LORIUS, C. & BARKOV, N. I. (1985): ^{10}Be in the ice at Vostok, Antarctic during the last climatic cycle. — *Nature*, **316**: 616–617; London.

Eingang des Manuskriptes: 25. 2. 1993

Revidierte Fassung: 5. 4. 1993

Annahme zum Druck: 2. 9. 1993