

Inhaltsverzeichnis

Abstract.....	?
Zusammenfassung	4
1 Einleitung und Fragestellung	6
2 Das Arbeitsgebiet.....	8
2.1 Morphologie und Geologie des Weddellmeeres.....	8
2.2 Morphologie und Geologie von Süd-Orkney.....	10
2.3 Hydrographie und Eisbedeckung des Weddellmeeres.....	14
3 Probenmaterial und Methoden	18
3.1 Beprobung	20
3.2 Radiographien	20
3.3 Eisfracht (Kieskörner-Anzahl).....	20
3.4 Wassergehalt und Kohlenstoffgehalt.....	21
3.5 Korngrößenanalyse	21
3.6 Korngrößenanalyse der Sandfraktion	23
3.7 Sandkomponenten	26
3.8 Paläomagnetik.....	26
3.9 Thoriumbestimmungen.....	26
3.10 Stabile Isotope.....	27
4 Ergebnisse.....	28
4.1 Sedimentfarbe und Sedimentstrukturen	34
4.2 Der Eintrag an Eisfracht.....	35
4.3 Korngrößenverteilung.....	37
4.4 Wassergehalt.....	40
4.5 Organischer Kohlenstoff	40
4.6 Karbonatgehalt.....	41
4.7 Sandkomponenten	43
5 Stratigraphie	47
5.1 Magnetostratigraphie	47
5.2 Thoriumanalysen.....	49
5.3 Isotopenstratigraphie	50

5.4	Lithostratigraphie.....	53
6	Faziesgliederung	60
6.1	Warmzeitfazies	60
6.2	Kaltzeitfazies	61
6.3	Übergangsfazies.....	62
6.4	Schelfsedimente.....	62
7	Sedimentationsprozesse.....	65
7.1	Biogene Sedimentation.....	65
7.2	Tiefenlage der CCD	65
7.3	Eisfrachteintrag	66
7.4	Bodenströmung und Korngrößenverteilung	67
8	Sedimentationsmodell für einen Klimazyklus.....	71
9	Literaturverzeichnis	73
10	Danksagung	83
11	Anhang	84
11.1	Kernbeschreibung.....	85
11.2	Datentabellen.....	93
11.2.1	Auszählung der Kieskörner in den Radiographien	93
11.2.2	Korngrößenverteilung und statistische Parameter	100
11.2.3	Geochemische und sedimentphysikalische Parameter.....	112
11.2.4	Komponentenverteilung in der Sandfraktion und Isotopen-messungen 118	
11.2.5	Ergebnisse der Paläomagnetischen Messungen.....	124
11.2.6	Ergebnisse der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ Messungen.....	125

Zusammenfassung

Zur Untersuchung der quartären Ablagerungsgeschichte am südöstlichen Kontinentalrand von Süd-Orkney (NW Weddellmeer) wurde entlang zwei hangnormaler Profile eine Sedimentkernbeprobung mit FS "Polarstern" durchgeführt. Nach der makroskopischen Sedimentkernaufnahme und strukturellen Untersuchungen anhand von Radiographien wurden detaillierte Untersuchungen zur Korngrößenverteilung, des Gehaltes an Karbonat und an organischem Kohlenstoff durchgeführt. Weitere Untersuchungen umfassen Wassergehaltsbestimmungen, eine Komponentenanalyse in der Grobkornfraktion sowie Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen. Die stratigraphische Einstufung der Sedimente basiert auf paläomagnetischer Untersuchung, ^{230}Th -Analysen und einem detaillierten Vergleich der lithologischen Parameter mit den Sauerstoffisotopenstadien.

Die Sedimentkerne vom Kontinentalhang erfassen Ablagerungen mit einem Alter von ca. 300000 Jahren. Die wesentlichen Prozesse, die zur Ablagerung dieser Sedimente geführt haben, sind Eintrag durch Bodenströmung, Eistransport und biogene Produktion. Anhand der sedimentologischen Parameter können warmzeitliche und kaltzeitliche Fazies identifiziert werden. Die Kaltzeitfazies besteht aus siltigem Ton, der nur gering durchwühlt ist. Es sind keine Mikrofossilien und nur sehr geringe Mengen an eisverfrachtetem Material zu finden. Diese Sedimente wurden in Zeiten abgelagert, in denen der Meeresspiegel abgesenkt und die Produktion von Bodenwasser stark eingeschränkt war. Anhand der Korngrößenverteilung konnten geringe Geschwindigkeiten von ca. $0,01 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ für die Bodenströmung der Kaltzeit abgeleitet werden. Die weitgehend geschlossene Meereisdecke reduzierte die Produktion planktischer Organismen und führte zu einer Verarmung der Bodenfauna, wodurch es nur zu einer schwachen Durchwühlung der Sedimente kam. Mit dem Beginn einer Warmzeit und der Anhebung des Meeresspiegels kommt es durch das verstärkte Kalben von Eisbergen zu einem hohen Eintrag an eisverfrachtetem Material. Diese Übergangfazies wird durch siltigen Ton mit einem hohen Anteil an eisverfrachteten größeren Komponenten charakterisiert, der keine Mikrofossilien enthält. Mit dem Einsetzen der Bodenwasserbildung in Verbindung mit Schelfeiswasser, wie sie heute im südlichen Bereich des Weddellmeeres stattfindet, wird die Warmzeitfazies abgelagert. Sie besteht aus Kies- und Sandführenden siltigem Ton bis tonigem Silt mit kieseligen Mikrofossilien. Die Sedimente sind stark bioturbat. Durch die am meisten vertretene Korngröße in den Sedimenten wurde für die Warmzeitfazies eine Strömungsgeschwindigkeit von ca. $0,96 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ermittelt. Im Verlauf eines SW-NE streichenden Rückens wird der Bodenwasserstrom an der südlichen Seite des Rückens durch die Corioliskraft gebündelt. Dies führt zu einer drastischen Erhöhung der Geschwindigkeit auf Werte von ca. $7,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und somit zur Ausbildung von Restsediment.

Auf dem Süd-Orkney-Schelf wurde vorwiegend sandiger Silt und siltiger Sand mit einem hohen Anteil an Kies abgelagert. Diese Sedimentablagerungen entstanden vorwiegend durch Eintrag von eistransportiertem Material während der Brunhes- und Matuyama-Epoche. Dabei kam es zu einem Abtransport von Feinmaterial durch Strömungen. Anhand des Mikrofossilinhaltes lassen sich keine kaltzeitlichen Ablagerungen nachweisen. Im oberen Teil weisen die Kerne vom Schelf durch Erosionsstrukturen begrenzt gradierte Abfolgen auf. Diese Abfolgen entstanden durch starke Strömungen mit periodisch abnehmender Strömungsgeschwindigkeit von ca. 7,5 bis 10 m/s im Verlauf der Brunhes-Epoche. Im unteren Teil der Schelfkerne enthalten die Sedimente einen hohen Anteil an kieseligen Mikrofossilien aber keine Foraminiferen. Sie wurden in der wärmeren Matuyama-Epoche abgelagert.

Abstract

Two core profiles oriented normal to the continental slope have been investigated to reconstruct the Quaternary sedimentary history at the southeast continental border of South Orkney (NW Weddell Sea).

The sediments have been described macroscopically and their fabric by use of X-radiographs. Laboratory work comprised detailed grain-size analysis, determination of the watercontent, carbonate and organic carbon and analysis of composition of the sand fraction. Stable oxygen and carbon isotopes have been measured at plankton foraminifera. Palaeomagnetism, analysis of ^{230}Th -content and a detailed comparison of the lithologic parameters with the oxygen isotope stages (Martinson curve) were used for stratigraphic classification of the sediments.

The sediment cores comprise a maximum age of ca. 300000 years. Sediment transport by bottom currents, ice rafting and biogenic input are the main sources of sediment. Based on lithologic parameters a distinction between glacial and interglacial facies is possible. Silty clays devoid of microfossils with weak bioturbation form the sediments of the glacial facies. Only small amounts of ice-rafted debris can be recognized. This type of sediment has accumulated during times of lowered sea level and drastically reduced rate of bottom water production. Based on grain-size distribution bottom current velocities of 0.01 cm/s have been calculated. Strong coverage by sea ice reduced biogenic production in the surface water. As a consequence benthic communities have been depleted. Because of the reduced benthic life sediments are only weakly bioturbated.

At the beginning of the interglacial the sea level rises rapidly, and calving rate of icebergs combined with input of ice-rafted material increased considerably. Sediments of this transition facies are silty clays with a high proportion of coarse ice-rafted debris but without microfossils.

With the onset of bottom water production in connection with shelf ice water, sediments of interglacial facies are formed. They consist of silty clays to clayey silts with considerable content of sand and gravel. Sediments are strongly bioturbated. Based on the mode of the sediment, current velocities of the bottom water of 0.96 cm/s have been calculated for interglacials.

At the southern slope of a NW/SE-striking ridge, bottom water current is channelized, resulting in a drastic increase of current velocities. Current velocities of up to 7.5 cm/s lead to formation of residual sediments.

On the South Orkney shelf mainly sandy silts and silty sands with a high proportion of gravel have accumulated. These sediments have been formed dominantly by ice-rafting during Brunhes- and Matuyama-Epoch. Currents removed the fine fraction of the sediments. Glacial sediments can not be proved by microfossils. In the upper parts of the cores graded sequences truncated by erosion can be seen. These sequences have formed during Brunhes-Epoch by strong currents with velocities decreasing periodically from about 7.5 cm/s to about 1 cm/s. Sediments with a high proportion of siliceous microfossils but barren of foraminifera compose the lower part of the shelf cores. These sediments have formed during the warmer Matuyama-Epoch.

1 Einleitung und Fragestellung

Die Tiefenwasserzirkulation im Weltozean wird neben der Ausbreitung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW; GORDON 1986) vorwiegend durch die thermohaline Zirkulation des Antarktischen Bodenwassers (AABW) bestimmt. Das Weddellmeer gilt als der Hauptbildungsort für AABW (DEACON 1937, CARMACK 1977) in dem nach FOLDVIK & GAMMELSROD (1988) ca. 70-80% AABW seinen Ursprung hat. Antarktisches Bodenwasser breitet sich von den Tiefseebecken um den Antarktischen Kontinent entsprechend seinem thermohalinen Gefälle nach Norden aus und läßt sich in vielen Teilen des Atlantik, Indik und Pazifik nachweisen. Dabei kommt es in einigen Bereichen durch topographische Barrieren häufig zur Bündelung der Bodenwasserströmung, die zu einer dynamischen Wechselwirkung zwischen Strömung und Sediment führen.

Entsprechend dem Weddellwirbel ist eine Zirkulation des Bodenwassers im Uhrzeigersinn ausgebildet. Das Bodenwasser des südlichen Weddellmeeres fließt dabei als Konturstrom am östlichen Kontinentalhang der Antarktischen Halbinsel nach Norden (Abb.1). Im Bereich der Süd-Orkney-Inseln folgt es dem südöstlichen Kontinentalhang des Süd-Orkney-Mikrokontinentes in östliche Richtung, wobei ein Teil des Bodenwassers nach Passieren dieser Region wahrscheinlich über Schwellen im Süd-Scotia-Rücken den Weddellwirbel nach Norden verlassen kann. Diesem Gebiet des Süd-Orkney-Hangbereiches kommt daher eine besondere Bedeutung zu, da hier der Einfluß des gesamten Weddellwirbel-Bodenwasserstromes studiert werden kann. Der südöstliche Kontinentalhang des Süd-Orkney-Mikrokontinentes ist in mehrere Teilbecken gegliedert, in denen die Sedimente nach flachseismischen und sedimentechographischen Untersuchungen stellenweise eine starke Bündelung der Reflektoren aufweisen (FÜTTERER 1984, GRÜNIG 1990). Diese Strukturen stehen in enger Beziehung mit der Strömung des Bodenwassers und dokumentieren die thermohaline Zirkulation und ihre Veränderung in geologischer Zeit.

Ziel dieser Arbeit ist die Rekonstruktion des quartären Sedimentationsgeschehens, welche eine detaillierte Geschichte der Bodenwasserströmung im Untersuchungsgebiet beinhaltet. Dazu wurden während "Polarstern"-Expeditionen ANT-II/3 und ANT-VI/3 (FÜTTERER 1984, 1988) Schwerelotkerne von zwei hangnormalen Profilen südlich und südöstlich der Süd-Orkney-Inseln genommen. Detaillierte Korngrößenanalysen von Sedimentkernen sollen Aufschluß über mögliche Schwankungen von Intensität und Ausmaß der Bodenwasserströmung ergeben. Derartige Schwankungen spiegeln die Veränderungen des Antarktischen Bodenwassers wider, welche mit dem globalen Klimageschehen während der Glazial-Interglazial-Zeiten gekoppelt sind. Untersuchungen zur Zusammensetzung der Sedimente sollen Aussagen über die

paläoozeanographischen und paläoklimatischen Variationen in der Nähe des relativ stabilen Antarktischen Eisschildes ermöglichen.

Abb.1: Karte des Weddellmeeres. Tiefenlinien in Meter nach NAT. GEOGR. SOC. (1987). Pfeile markieren den Bodenwasserstrom nach HOLLISTER & ELDER (1969) (gerasterte Pfeile) und FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) (fette Pfeile). Profil a von Expedition ANT-II/3 und Profil b von ANT-VI/3.

2 Das Arbeitsgebiet

2.1 Morphologie und Geologie des Weddellmeeres

Das Weddellmeer liegt zwischen dem Antarktischen Kontinent, der Antarktischen Halbinsel und dem Süd-Scotia-Rücken (Abb. 1). Nach Nordosten und Osten steht das Weddellmeer in Verbindung mit dem Atlantischen und Indischen Ozean.

Der kontinentale Schelf, der das Weddellmeer umrandet, liegt bei 300 bis 500 m Tiefe. Er weist eine Breite von 100 km vor Queen-Maud-Land im Südosten bis 500 km vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis im Süden auf. Unter diesem Schelfeis befinden sich weitere 600 km kontinentaler Schelf, der nach Süden abfällt. Eine Vertiefung vor dem Filchner-Schelfeis, die Filchner Rinne (auch Crary Trough), ist an der Schelfeiskante 1100 m tief und im Bereich der kontinentalen Schelfkante nur 600 m tief (JOHNSON et al. 1981). Die Bathymetrie unter den Schelfeisen sowie des westlichen Weddellmeeres entlang der Antarktischen Halbinsel ist wenig bekannt da, dieser Bereich permanent mit Packeis bedeckt ist.

Der Kontinentalhang des östliche Weddellmeeres ist stellenweise recht steil ($\approx 19^\circ$) und von zahlreichen Canyons zerschnitten (JOHNSON et al. 1981, FÜTTERER et al. 1990). Westlich der Filchner-Rinne ist die Hangneigung mit ca. 3° deutlich geringer (JOHNSON et al. 1981).

Die Tiefseeebene des zentrale Weddellmeeres liegt in einer Wassertiefen zwischen 4000 und 5000 m und besitzt im Norden und Nordosten einige Erhebungen. Davon bildet die Maudkuppe mit einer mittleren Wassertiefe von 2000 m die östliche Begrenzung zur Enderby-Tiefseeebene. Mehrere Rinnen mit ost-nordöstlicher Richtung, die vermutlich durch turbiditische Strömungen verursacht wurden, sind im abyssalen Bereich des Weddellmeeres registriert worden (LAWVER & LONSDALE 1988, PUDSEY et al. 1988).

Die Entstehung des Weddellmeeres ist in Verbindung mit dem Auseinanderbrechen des Gondwanakontinents zu sehen (LAWVER et al. 1985). Anhand der magnetischen Lineationen interpretieren LA BRECQUE & BARKER (1981) das Alter des Weddellmeeres auf Oberen Jura bis unteres Paläozän, wobei der Ozeanboden nach Norden hin jünger wird. Mit der Trennung Australiens von der Antarktis (WEISSEL & HAYS 1972), der Öffnung der Tasman-See (KENNETT, HOUTZ, et al. 1975, KENNETT 1977) und der Drake-Passage (BARKER & BURREL 1977, 1982) stellte sich das Zirkumantarktische Stromsystem ein. Damit wurde die Antarktis thermisch isoliert (GILL & BRYAN 1971, KENNETT 1977). In der Ostantarktis entwickelte sich daraufhin ein kontinentaler Eisschild im frühen Oligozän, in der Westantarktis im späten Miozän - frühen Pliozän (BARKER, KENNETT et al., 1988, SCHLICH, WISE, et al. 1989,

BARRON, LARSEN, et al. 1989). Der Westantarktische Eisschild war am Anfang seiner Bildung möglicherweise sehr instabil, wodurch eine hohe Rate an turbiditischen Ablagerungen im Weddellmeer verursacht wurde. Vor 4,8 Millionen Jahren hörte die Turbiditablagerung auf und es bildete sich vermutlich auch ein Eisschild auf dem nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel und dem Süd-Orkney-Mikrokontinent (BARKER, KENNETT, et al. 1988). Im oberen Pliozän stellte sich die heutige Situation im Sedimentationsmilieu ein, wobei die Sedimentationsrate und die Produktivität zurückgingen. Die Schalenerhaltung der kieseligen Mikrofossilien wurde schlechter bis schließlich die Mikrofossilien im Sediment ganz verschwinden. Im Pleistozän sind die Sedimentationsraten niedrig und es schalten sich Intervalle mit der Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* in Bereichen flacher als 3400m ein (BARKER, KENNETT, et al. 1988).

Die heutige Sedimentation in antarktischen Gewässern wird überwiegend durch die glazigene Sedimentzufuhr bestimmt. Das Eis der Inlandströme erodiert das anstehende Gestein und transportiert den Detritus vorwiegend in den basalen Zonen zum Kontinentalrand (BOULTON 1972, WHILLANS 1978). Das meiste Gesteinsmaterial wird gleich auf dem Schelf abgelagert. Die Grundlinie der Schelfeise, d. h. die Linie an der das aufliegende Eis anfängt aufzuschwimmen (ANDERSON et al. 1981, ELVERHOI & MAISEY 1983), spielt bei der Ablagerungsform eine wichtige Rolle. Vor der Grundlinie wird das Sediment unter dem Eis als glazialer Diamiktit abgelagert. Er besteht aus schlecht sortierten, überkompaktierten Sedimenten mit einem breiten Korngrößenspektrum und ohne interne Schichtung. Seewärts der Grundlinie werden die Sedimente durch marine Prozesse beeinflusst (CHRISS & FRAKES 1972) und als glaziomariner Till abgelagert (KURTZ & ANDERSON 1979, ANDERSON et al. 1982). Dieser besteht auch aus schlecht sortierten Sedimenten mit einem breiten Korngrößenspektrum, ist aber im Gegensatz zum glazialen Diamiktit nicht kompaktiert, kann marine Fossilien führen und häufig, infolge Strömungseinfluß während der Sedimentation, Schichtung oder Lamination sowie Abgereicherung in der Feinfraktion aufweisen (ANDERSON et al. 1977).

Der Abstand zwischen der Grundlinie und der Kalbungslinie bestimmt die glaziomarine Sedimentation im Tiefseebereich. Eisberge von Schelfeisen haben zumeist keine Sedimentfracht, da diese im allgemeinen vor der Kalbungslinie abgeschmolzen sind (ANDERSON et al. 1980b, ORHEIM & ELVERHOI 1981). Als Hauptquelle für eisverfrachtetes Material in den ozeanischen Becken werden die Gebirgsgletscher angesehen, die direkt in das Meer münden (ANDERSON et al. 1980a, 1983, DREWRY & COOPER 1981). Sie kommen am häufigsten im Bereich von Nord-Viktoria-Land (im Bereich des Ross-Meeres) und an der Antarktischen Halbinsel vor.

Der Sedimenteintrag durch Eisberge auf dem Schelf und Hang des Süd-Orkney-Mikrokontinents stammt im wesentlichen von der Antarktischen Halbinsel (PUDSEY et

al. 1987, HERRON 1988). Die heutigen Gletscher auf den Süd-Orkney-Inseln sind unscheinbar und kalbende Eisberge sind von unbedeutender Größe (PIRIE 1913). Lithologische Untersuchungen der Kiesfraktion in Kernen der Expedition "Deep Freeze 85" ergaben eine starke Abnahme des von den Inseln stammenden Materials und Zunahme von exotischen Geröll mit zunehmender Distanz von den Inseln (HERRON 1988).

2.2 Morphologie und Geologie von Süd-Orkney

Die Süd-Orkney-Inseln befinden sich am nordwestlichen Rand des Weddellmeeres bei $60^{\circ}35'S$ und $45^{\circ}00'W$. Sie sind die über Wasser befindlichen Teile des Süd-Orkney-Mikrokontinents (KING & BARKER 1988; Abb. 2 und 3). Die Ausdehnung der kontinentalen Fläche beträgt ungefähr 250 km in nord-südliche und 350 km in west-östliche Richtung. Im Westen des Mikrokontinents befindet sich das Powell-Becken und im Osten das Jane-Becken. Im Norden wird der Mikrokontinent von dem Süd-Orkney-Trog mit Tiefen von 4500 m begrenzt, in dem sich die tektonisch aktive Grenze zwischen der Antarktischen Platte im Süden und der Scotia-Platte im Norden befindet (BARKER 1970, FORSYTH 1975) (Abb. 2). Im Süden erstreckt sich das Weddellmeer.

Der Schelf des Mikrokontinents besitzt eine Fläche von ungefähr 88.000 km². Der westliche Teil liegt in Wassertiefen zwischen 200 und 500 m und der östliche zwischen 400 und 1000 m. Die Schelfkante befindet sich im Norden, Westen und Südwesten in einer Tiefe zwischen 400 und 700 m, während sie im Osten und Südosten zwischen 500 und 1300 m liegt. Zwei Vertiefungen, vermutlich glazialer Herkunft, dehnen sich südwärts aus (KING & BARKER 1988).

Der Mikrokontinent wird durch NNW-SSE streichende Abschiebungen tektonisch geprägt, die durch "back-arc"-Dehnung und Spaltung im Oligozän verursacht wurden, durch die auch das Jane- und das Powell-Becken zu beiden Seiten des Mikrokontinents entstanden (LAWVER et al. 1987, KING & BARKER 1988). Nach KING & BARKER (1988) sind die Ränder des Süd-Orkney-Mikrokontinents seit ihrer Bildung an Sedimenten verarmt. Der subaerische Teil hat sich durch Absinken und Erosion verkleinert. Starke Bodenströmungen zusammen mit Sedimentrutschungen haben die älteren Ablagerungen am oberen Kontinentalhang freigelegt.

Abb. 2: Bathymetrische Karte des nordwestlichen Weddellmeeres (geändert nach Tectonic Map of the Scotia Arc 1985)

Abb. 3: Tektonische Karte des Südlichen Südatlantik (Tectonic Map of the Scotia Arc 1985).

Die Süd-Orkney-Inseln bestehen vorwiegend aus metamorphen Gesteinen der Grünschiefer- bis niedrigen Amphibolitfazies, die von Sedimentgesteinen des oberen Jura und der unteren Kreide überlagert werden (DALZIEL et al. 1977, THOMPSON 1981).

Sedimentkerne vom südwestlichen Schelf erreichten Sedimente mit einem Alter von 6000 bis 7000 Jahren. Es handelt sich um basale Tills, über die sich Diatomeenschlämme abgelagert haben. Ihre Zusammensetzung deutet darauf hin, daß eine Eiskappe im letzten Glazial bis zu einer Tiefe von 250 m auflag und eine dichte Eisdecke bis an die Schelfkante gereicht hat. Nach Rückzug dieses Eises hat sich die heutige glazial-marine Sedimentation eingestellt (HERRON & ANDERSON 1990).

Auf dem südöstlichen Schelf findet sich diatomeenhaltiger, tonig, siltiger Sand mit schwankenden Anteilen an karbonatischem Material. Der terrigene Anteil zeigt keine Variationen während des Neogens, auch die Korngröße weist auf keine größeren Schwankungen in der Bodenwasserströmung in den letzten 2 Millionen Jahren hin (PUDSEY et al. 1987). Der hohe Anteil an planktischen Foraminiferen in einigen Kernen deutet auf eine Calcitkompensationstiefe (CCD) von 800 m während des Pleistozäns (PUDSEY et al. 1987). Zwei ODP-Bohrungen ergaben, daß Foraminiferen nur im Pleistozän vorkommen und bis zu einer Kerntiefe von 5 m zu finden sind. In den Sedimenten darunter dominieren Diatomeen. Die Sedimentationsraten betragen im Pleistozän weniger als 3 cm in 1000 Jahren, vom obersten Miozän bis zum unteren Pliozän dagegen bis zu 20 cm in 1000 Jahren (BARKER, KENNETT et al. 1988).

Der südliche Kontinentalhang des Süd-Orkney-Mikrokontinents ist im oberen Bereich sehr steil, im unteren teilweise durch NE-SW-streichende Rücken in Teilbecken untergliedert, die nach NE an Reliefausbildung verlieren (Abb. 4). Die sedimentechographischen Aufzeichnungen zeigen in den Teilbecken einen regelmäßigen Verlauf der Reflektoren. In den tieferen Teilbecken ist eine starke Bündelung der Reflektoren am NW-Rand zu beobachten, die auf verminderte Sedimentation bzw. Erosion durch die Bodenwasserbewegung zurückzuführen ist (FÜTTERER 1984, FÜTTERER et al. 1988, GRÜNIG 1990).

Die Sedimente am südöstlichen Süd-Orkney-Hang bestehen vorwiegend aus hemipelagischen siltigen Tonen und tonigen Silten mit schwankendem Gehalt an Opalskeletten. Zahlreiche Lagen verwitterter Aschen sind eingeschaltet und eistransportiertes Material ist durchgehend vorhanden. Die quartäre Sedimentationsrate ist im Gegensatz zu anderen Regionen des Weddellmeeres mit 41 m/Ma fünf mal höher (PUDSEY, et al. 1987, BARKER, KENNETT, et al. 1988, GRÜNIG 1990,

PUDSEY 1990). Fluktuationen im Diatomeen- und terrigenen

Abb. 4: a - Bathymetrische Profile vom südöstlichen Hang des Süd-Orkney-Mikrokontinents (NW Weddellmeer) mit Lage der Kernstationen. Profil 1 - ANT-VI/3, Profil 2 - ANT-II/3 (Lage der Profile siehe Abb. 1 und 2); b - 3,5 kHz-Sedimentechogramm aus dem unteren Teilbecken von Profil 2 mit Lokation der Kernstationen. Tiefe in Meter.

Siltgehalt im Quartär wird auf die Schwankungen in der Bodenwasserströmung und im biogenen Eintrag während der Glazial/Interglazial Zyklen zurückgeführt (PUDSEY, et al. 1987, FÜTTERER et al. 1988, GRÜNIG 1990, PUDSEY 1990).

2.3 Hydrographie und Eisbedeckung des Weddellmeeres

Seit den Arbeiten von BRENNECKE (1921), WÜST (1933), MOSBY (1934) und DEACON (1937) ist das Weddellmeer als das wichtigste Herkunftsgebiet des Antarktischen Bodenwassers (AABW - Antarctic Bottom Water) bekannt.

Der Wasserkörper des Weddellmeeres läßt sich grob in drei Wassermassen unterteilen. An der Oberfläche bis zu ca. 200m befindet sich das Winterwasser (WW - Winter Water) mit potentiellen Temperaturen von -2° bis $-1,5^{\circ}\text{C}$ und Salinitäten von 34,4 ‰ bis 34,52 ‰ (CARMACK 1974). Darunter bis zu einer Tiefe von 1500m folgt das Warme Tiefenwasser (WDW - Warm Deep Water) mit 0° bis $0,8^{\circ}\text{C}$ und Salinität von 34,6 ‰ bis 34,76 ‰ (CARMACK & FOSTER 1977). Es überlagert das Antarktische Bodenwasser mit Temperaturen von $-0,8^{\circ}$ bis 0°C und Salinitäten von 34,64 ‰ bis 34,68 ‰. Im südwestlichen, westlichen und nördlichen Bereich des Weddellmeeres befindet sich unter dem Antarktischen Bodenwasser das neugebildete Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW - Weddell Sea Bottom Water), das dem Antarktischen Bodenwasser an Salinität gleichkommt, aber mit $-1,4^{\circ}$ bis $-0,8^{\circ}\text{C}$ (CARMACK 1974) kälter ist.

Es wird angenommen, daß das dichte Wasser, das zur Bildung der Bodenströmung nötig ist, auf den breiten Schelfen gebildet wird. Während des Winters bildet sich vor

allem nahe der Filchner-Ronne-Schelfeiskante durch Abkühlung und Gefrieren des Meerwassers sowie durch konvektives Mischen (GILL 1973) sehr dichtes salzreiches Wasser, das Westliche Schelfwasser (WSW - Western Schelf Water). Ablandige Winde und starke Gezeitenströme halten eine Wasserrinne am Eisrand frei und verstärken diesen Prozeß (GAMMELSRØD & SLOTSVIK 1981). Das dichte WSW sinkt ab und vermischt sich am Kontinentalrand mit dem wärmeren, weniger salinen Modifizierten Weddellmeer-Tiefenwasser (MWDW - Modified Weddell Deep Water). Diese Wassermasse fließt den kontinentalen Hang hinunter und vermischt sich weiterhin mit dem darüberliegenden Weddellmeer-Tiefenwasser (GILL 1973, CARMACK & FOSTER 1975b, 1977).

Ein großer Teil des WSW fließt auch unter das Schelfeis. Durch Abschmelz- und Anfrrierprozesse entsteht das sehr kalte, etwas weniger saline Schelfeiswasser (ISW - Ice Shelf Water; CARMACK & FOSTER 1975a, FOLDVIK et al. 1985a, HELLMER 1989). Nach FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) fließt ein Teil des WSW um die Berkner-Inseln (Abb. 1), über die Filchner-Rinne aus und kann am Kontinentalhang bis zu einer Tiefe von 1800 m unverändert beobachtet werden (FOLDVIK et al. 1985a, b). Nördlich der Filchner-Rinne wird eine Strömungsgeschwindigkeit von mehr als 100 cm/s vermutet (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Durch Vermischung mit dem Weddellmeer-Tiefenwasser bildet sich das Weddellmeer-Bodenwasser (FOSTER & CARMACK 1976, FOSTER & MIDDLETON 1979, 1980, FOLDVIK et al. 1985b). Durch weitere Vermischung des Weddellmeer-Bodenwassers mit dem darüberliegenden Weddellmeer-Tiefenwasser entsteht dann das Antarktische Bodenwasser (CARMACK 1977, FOSTER & MIDDLETON 1979). Unter dem Einfluß der Corioliskraft fließt das Bodenwasser als Konturstrom nach Westen am Fuße der Antarktischen Halbinsel entlang (GILL 1973, KILLWORTH 1973). Anhand der beständigen Orientierung der Erosionserscheinungen und der Ablenkungsrichtung der sessilen Organismen dokumentierten HOLLISTER & ELDER (1969) in orientierten Tiefseefotographien die Richtung dieses Stromes parallel zur Bathymetrie (Abb. 5). Außerdem zeigte das Wasser in den Aufnahmen aus Bereichen tiefer als 2000 m eine stärkere Trübung, was auf erhöhte Sedimentfracht deutet.

Die weitere Ausbreitung des Bodenwassers nach Norden ist nicht genau bekannt. Bei 40° W kann das AABW durch eine Lücke von 3000 bis 3200 m Tiefe im Süd-Scotia-Rücken in das Scotia-Meer fließen und bei 10° W kann Weddellmeer-Bodenwasser durch den Süd-Sandwich-Graben fließen (HOLLISTER & ELDER 1969, NOWLIN & ZENK 1988).

Die Zirkulation des Oberflächenwassers im Weddellmeer wird durch den zyklonalen Weddellwirbel bestimmt, der vermutlich Auswirkung bis auf den Meeresboden hat (CARMACK & FOSTER 1975b, 1977, DEACON 1979, GORDON et al. 1981). Dieser Wirbel ist an der Wasseroberfläche anhand der Verdriftung eingefrorener Schiffe

und Eisberge gut dokumentiert. In 4500m Tiefe, 50m über dem Meeresboden bei 66° S 41° W wurde eine sehr geringe Strömungsgeschwindigkeit von 1,3cm/s in nördliche Richtung gemessen (FOSTER & MIDDLETON 1979). Bojendriftmessungen von GORDON et al. (1981) zeigen Geschwindigkeiten von 1,7 bis 8,8cm/s.

Die Zirkulation des Oberflächenwassers hat Auswirkungen auf die Meereisbedeckung, den Eisbergtransport und damit auf die Verteilung des durch Eisberge transportierten Materials. Die Packeisdecke reicht im September bis zu den Süd-Sandwich-Inseln. Im Frühjahr und Sommer kann sie sich bis zum Filchner-Ronne-Schelfeis zurückziehen. Von der Spitze der Antarktischen Halbinsel bis 20°W hält sich die Eisbedeckung durch Transport des Packeises westwärts im nördlichen Teil des Weddellwirbels, da die Antarktische Halbinsel als Barriere auf die Wasserzirkulation wirkt. Ablandige, kalte,

katabatische Winde vor dem Filchner-Ronne-

Abb. 5: Verteilungsmuster der Bodenwasserströmung anhand von Tiefseefotographien (HOLLISTER & ELDER 1969)

Schelfeis können auch im Sommer zur Bildung von Neueis führen (FOSTER 1972), wodurch es zur Verdichtung der Eisbedeckung im westlichen Weddellmeer kommt.

Die Gewässer um den Süd-Orkney-Mikrokontinent sind zur heutigen Zeit von März bis April normalerweise eisfrei, von Juli bis Dezember besitzt die Eisbedeckung eine Dichte von 80 bis 100%. In den übrigen Monaten kann die Eisbedeckung sehr variabel sein (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985).

Wegen der permanenten Eisbedeckung im südwestlichen Bereich des Weddellmeeres ist es bisher nicht gelungen die Zirkulation vor der Antarktischen Halbinsel detailliert zu untersuchen. Am südlichen Süd-Orkney-Hang liegen hydrographische Untersuchungen von FOSTER & MIDDLETON (1979, 1980) vor. Von drei 1975 ausgesetzten Strommessern hat nur der südlichste Ergebnisse gebracht (FOSTER & MIDDLETON 1979). Während der "Polarstern" Expedition ANT-II/3 wurden Messungen mit einer CTD-Sonde durchgeführt (Abb. 6). In Tiefen von 200 bis 300m befindet sich der Übergang von Oberflächen- zum Tiefenwasser. Unterhalb von 800m nehmen Temperatur- und Salzgehalt ab, der Übergang zum Antarktischen Bodenwasser. Unterhalb von 3500m befindet sich Weddellmeer-Bodenwasser (GRÜNIG 1990).

Abb. 6: Hydrographischer Meridionalschnitt am südöstlichen Kontinentalrand des Süd-Orkney-Mikrokontinents (NW Weddellmeer; FÜTTERER 1984).

3 Probenmaterial und Methoden

Die bearbeiteten Sedimentkerne wurden während der "Polarstern" Expeditionen ANT-II/3 (FÜTTERER 1984) und ANT-VI/3 (FÜTTERER 1988) vom südlichen Hang der Süd-Orkney-Inseln gewonnen (Abb. 2 und 4, Tab. 1). Für die Stationswahl wurde auf den Expeditionen je ein Erkundungsprofil mit Tiefenecholot (NBS), Sedimentechograph und Fächerecholot (SEABEAM) gefahren. Wichtig für die Auswahl der Stationen waren die topographischen und sedimentechographischen Aufzeichnungen. Es wurden Bereiche ausgewählt, die nicht zu nahe an Steilhängen lagen und eine möglichst ungestörte Sedimentation erwarten ließen. Nach der Beprobung mit dem Schwerelot wurden die Liner mit dem Kernmaterial an Bord in Meterstücke geschnitten, verschlossen und bis zur Bearbeitung bei +4°C gelagert.

Tabelle 1: Bearbeitete Kerne und Anzahl der jeweils entnommenen Proben.

Kern - Nr.	Gerät	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Wasser- tiefe (cm)	Kern- länge	Proben- anzahl
		S W	(m)			
PS1170-3	SL	63° 30' 24"	44° 32' 00"	3745	740	150
PS1172-1	SL	63° 27' 06"	44° 36' 30"	3817	570	185
PS1575-1	SL	62° 50' 58"	43° 20' 04"	3461	852	123
PS1575-2	KG	62° 51' 27"	43° 19' 44"	3455	42	7
PS1576-2	SL	62° 19' 11"	43° 45' 04"	1110	134	25
PS1577-1	SL	61° 56' 25"	44° 00' 06"	845	476	77

Die Kerne PS1577-1, PS1576-2 und PS1575-1 wurden während der Expedition ANT-VI/3 gewonnen. Während "Polarstern"-Expedition ANT-II/3 konnte eine nach der Aufzeichnung des 3,5 kHz-Sedimentecholotes erkennbare Rinnenstruktur im Detail beprobt werden. Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurden die Kerne PS1170-3 aus dem oberen Randbereich der Rinne und PS1172-1 innerhalb der Rinnenstruktur (Abb. 4) ausgewählt. Von Kern PS1170-3 lagen bereits Untersuchungsergebnisse vor (GRÜNIG 1990). In Kern PS1172-1 fehlen die obersten 70 cm, die bei der Kernung im Gewichtsträger verblieben und nicht beprobt werden konnten. Die Kerne PS1170-3 und PS1172-1 waren bei der Lagerung durch einen technischen Fehler eingefroren worden. Die Beprobung war dadurch sehr erschwert;

Untersuchungen von Strukturen in Radiographien und Bestimmung von Wassergehalt und Paläomagnetik waren nicht mehr sinnvoll durchführbar.

Bei der Bearbeitung der Sedimentkerne (Abb. 7) wurden neben den Korngrößenmessungen, welche den Hauptteil der Analytik bilden, der Wassergehalt am Gesamtsediment und der organische und karbonatische Kohlenstoff bestimmt sowie der Anteil bestimmter Komponenten (Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen und Mikromanganknollen) der Sandfraktion ausgezählt. Zur stratigraphischen Einstufung der Sedimentkerne wurden sowohl paläomagnetische Messungen als auch ^{230}Th Thoriumanalysen durchgeführt. Die Proben für die Komponentenanalysen lieferten zusätzlich Foraminiferen für Isotopenmessungen. Die angewandten Arbeitsmethoden sind im Folgenden beschrieben. Im weiteren Text wird der Einfachheit halber an Stelle der Kernnummer die Stationsnummer angegeben, d. h. statt PS1170-3 nur PS1170.

Abb. 7: Schematische Darstellung der Beprobung eines Sedimentkernes.

3.1 Beprobung

Die Kerne wurden der Länge nach von beiden Seiten durch Schwingsägen mit jeweils zwei Sägeblättern aufgeschnitten, so daß in der Mitte eine 1,5 cm starke Sedimentscheibe entstand, die nach dem Trennen mit einer Nylonschnur auf der Arbeitshälfte verblieb. Die Oberfläche der Arbeitshälfte wurde geglättet und mit der Archivhälfte fotografiert. Danach wurde die Sedimentscheibe mit Hilfe flacher rechteckiger Plastikdeckel (28,5 x 10 x 1 cm) und Nylonschnur für Röntgenaufnahmen abgetrennt.

Nach der Beschreibung der sichtbaren Merkmale wie Farbe (nach MUNSELL SOIL COLOR CHART 1954), Struktur und Textur erfolgte die Beprobung an der Arbeitshälfte. In den jeweiligen Beprobungstiefen wurden für Wassergehalt- und Kohlenstoffbestimmungen 2 ml Proben und für Korngrößenanalysen 5 ml Proben entnommen. Ergänzend wurden von jedem Beprobungspunkt "smear-slides" angefertigt. Das restliche Sediment wurde für Korngrößen- und Komponentenanalysen der Sandfraktion und für Isotopenmessungen in einem 15 cm breiten Horizont aus den Kernen geschnitten. Der Abstand der Beprobung hing vor allem von der Beschaffenheit des Sedimentes ab und war bei den beiden Schelfkernen PS1577 und PS1576 sowie in

Kern PS1575 maximal 10 cm. Bei der Beprobung von PS1172 betrug der Höchstabstand 5 cm, bei PS1170 4 cm.

3.2 Radiographien

Die Röntgenaufnahmen dienen der Abschätzung von eistransportiertem Material, sowie der Untersuchung von Sedimentgefüge und -struktur, die im frischen Anschnitt oft nicht erkennbar sind. Zur Herstellung der Aufnahmen wurde ein Röntgengerät HP Faxitron Cabinet 43855A verwendet. Die Sedimentscheiben wurden direkt auf den Film (Agfa Gevaert Strukturix D4) belichtet. Die Belichtungszeit betrug je nach Sedimenttyp 5 - 15 Minuten bei 30 kV und 3 mA. Die Auswertung erfolgte an den Negativen über einem Leuchttisch.

3.3 Eisfracht (Kieskörner-Anzahl)

Bei glazio-marinen Sedimenten ist der Anteil an eistransportiertem Material ein wichtiger Parameter für die Rekonstruktion der paläoklimatischen Geschichte der polaren Regionen. Eine genaue Erfassung dieses Materials ist jedoch problematisch. Eine detaillierte Diskussion über die verschiedenen Methoden der Eisfrachtbestimmung findet man bei GROBE (1986).

In dieser Arbeit wurde zur Verteilungsanalyse der Eisfracht die Methode von GROBE (1987) verwendet. An den Radiographien wurde der Grobkornanteil (>2 mm) in Horizonten von jeweils 1 cm ausgezählt. Die histogrammähnliche Darstellung der Anzahl der Kiespartikel ergibt einen guten Überblick über die Verteilung von eistransportiertem Material im Sediment.

3.4 Wassergehalt und Kohlenstoffgehalt

Die 2 ml Proben wurden direkt nach der Probennahme gewogen, anschließend tiefgefroren, gefriergetrocknet und abermals gewogen. Anhand des Gewichtsverlustes wurde der Wassergehalt in Prozent vom Gewicht des nassen Sediments ermittelt.

Das Probenmaterial wurde anschließend in einer Planetenmühle 10 Minuten gemahlen. An der gemahlene, homogenisierten Probe wurde die Bestimmung des Gehaltes an Gesamtkohlenstoff und an Karbonat mit einem LECO CS-125 durchgeführt. Die Probe wird in einem Hochfrequenz-Induktionsofen verbrannt. Die entstehenden Gase werden durch einen Katalyseofen geleitet, wo CO in CO₂ umgewandelt wird, um anschließend in einer CO₂-Infrarot-Zelle gemessen zu werden. Die Ergebnisse werden mit Hilfe der

Kalibrationsfaktoren umgerechnet. Für die Analysen wurde 100 bis 200 mg Probenmaterial genommen. Für die Bestimmung des Karbonatgehaltes wurden die Messungen an abgedampften Proben durchgeführt. Auf eine mit Äthanol angefeuchtete Einwaage von ca. 200 mg wurde 1 ml 37 %iger Salzsäure gegeben um den Karbonatanteil quantitativ zu lösen. Durch einstündiges Erhitzen auf 200°C wurde die überschüssige Säure abgeraucht. Die Messung liefert den prozentualen Anteil an nichtkarbonatischem Kohlenstoff, der als organisch gebundener Kohlenstoff angesehen wird. Dieser Wert wurde von dem Gesamtkohlenstoffgehalt abgezogen und auf Karbonat umgerechnet.

$$C_{\text{karb}} = C_{\text{ges}} - C_{\text{org}} \quad \text{und} \quad \% \text{CaCO}_3 = C_{\text{karb}} \times 8,33$$

3.5 Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalyse erfolgte an zwei Parallelproben. Die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse und die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion wurde an den 5 ml-Proben bestimmt. Die Verteilung der Korngröße in der Sandfraktion wurde an den Proben zur Bestimmung der Sandkomponenten untersucht.

Nach Aufbereitung mit 3 %iger H_2O_2 -Lösung wurde die 5 ml Proben über einem 63 μm -Sieb in 2 Fraktionen getrennt: Kies-Sandfraktion ($>0,063$ mm) und Silt-Tonfraktion ($<0,063$ mm).

Die erste Fraktion wurde getrocknet, durch ein Trockensieb in Kies und Sand getrennt und anschließend die jeweilige Fraktion gewogen. Die Silt- und Tonfraktion wurde in Suspension aufgefangen und das überstehende Wasser nach zwei Tagen Ruhe abgesaugt. Die Rückstände wurden zur Trennung von Ton und Silt nach dem Atterbergverfahren (MÜLLER 1964) in Glaszylinder gefüllt. Zur Dispersion des Sedimentes wurde mit Natriumpolyphosphat (0,01N) versetztes demineralisiertes Wasser verwendet. Die Fallhöhe im Zylinder betrug 28,5 cm. Die Fallzeit wurde entsprechend der Raumtemperatur nach dem Stokes'schen Gesetz berechnet. Nach Ablauf der Fallzeit wurde die obenverbleibende Suspension abgesaugt. Der Prozeß des Auffüllens und Absaugens wurde wiederholt bis nach der vorgegebenen Fallzeit keine Suspension über dem Absaughorizont mehr vorhanden war. Der Restanteil an Ton in der Siltfraktion wird bei der Korngrößenanalyse des Siltes im Sedigraphen bestimmt.

Der Ton wurde mit Magnesiumchlorid ausgeflockt und nach Beendigung der Silt-Ton-Trennung mit demineralisiertem Wasser 2 bis 3 mal gewaschen und zentrifugiert, bei 60° C getrocknet und anschließend gewogen. Auf eine Korngrößenverteilung der Tonfraktion wurde verzichtet, da der Ton und zum Teil auch feiner Silt im marinen Milieu Aggregate bilden (KRANK 1973, 1975, McCAYE 1975, 1984). Zur Bestimmung der

Kongrößenverteilung der Siltfraktion wurde ein SediGraph 5000 ET (Coulter Electronics) benutzt. Der SediGraph liefert eine detaillierte Korngrößenverteilung der Silt- und Tonfraktion (Meßbereich 0,1-100 μm). Die Bestimmung erfolgt ebenfalls nach dem STOKES Prinzip über die Sinkgeschwindigkeit der Partikel in einem viskosen Medium. Gemessen wird die Absorption eines Röntgenstrahls durch die Suspension in einer Meßzelle. Methodik und Fehlerquellen der Korngrößenbestimmung mit dem Sedigraphen werden bei STEIN (1984) und HÜBENTHAL (1984) diskutiert. Neben den Analogaufzeichnungen der Summenkurve wurden die Daten in 1/10-PHI-Schritten über ein Interface auf einen Rechner übertragen.

Die Siltfraktion wurde getrocknet und gewogen. Die prozentualen Gewichtsanteile der Fraktionen Sand, Silt und Ton wurden aus den Trockengewichten bestimmt. Die Berechnung der Anteile erfolgte ohne die Kiesfraktion, da große, vereinzelt auftretende Kieskörner das Verteilungsbild erheblich beeinträchtigen können und die Kiesverteilung bei den gegebenen Probenabständen nicht bezeichnend ist. Der Tonanteil wurde über 4 PHI Grade (9-13 PHI) gleichmäßig verteilt, d. h. über den Bereich von 2 bis 0,1 μm .

Die Berechnung der Korngrößenparameter erfolgte nach Bestimmung der Perzentile bei 5, 16, 25, 50, 75, 84 und 95% an den Summenkurven der Gesamtverteilung mit den Formeln von FOLK & WARD (1957):

$$\text{Mittlere Korngröße: } M_z = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$$

(Mean)

$$\text{Schiefe: } Sk_l = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{84} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_5 + \varphi_{95} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$$

$$\text{Kurtosis: } K_G = \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{2,44(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$$

$$\text{Sortierung: } \sigma_\sigma = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6,6}$$

3.6 Korngrößenanalyse der Sandfraktion

Da der größte Teil der Proben weniger als 5% Sand enthält, wirkt sich eine Aufteilung dieser Fraktion nicht maßgeblich auf die Berechnung der statistischen Korngrößenparameter aus. Bei größeren Mengen ist es jedoch notwendig die Korngrößenverteilung der Sandfraktion zu bestimmen. Die Sedimentationswaage ist ein

speziell für diese Analysen konstruiertes Gerät. Da es die Korngrößenverteilung wie der SediGraph nach dem Stokes'schen Gesetz bestimmt, sind die Verteilungen von Sand und Silt vergleichbar und Fehler, die durch unterschiedliche Methoden an einer Verteilung auftreten, können vermieden werden (FOLK 1962).

Das MACROGRANOMETER ist eine computergesteuerte Sedimentationswaage für die Analyse von wasserunlöslichem Material im Sandkornbereich (BREZINA 1980). Es besteht aus einer mit destilliertem Wasser gefüllte Sedimentationssäule von 200 cm Fallhöhe und 20 cm Innendurchmesser. Am oberen Ende gewährleistet ein Jalousieverschluss die zeitgleiche Zuführung des gesamten Probenmaterials. Am unteren Ende mißt eine elektronische Unterwasserwaage die Gewichtszunahme durch die herabfallenden Körner. Jalousieverschluss und Waage sowie Temperaturfühler am oberen und unteren Ende der Sedimentationssäule sind an ein Elektronikmodul angeschlossen.

Da bei der Analyse mit der Sedimentationswaage das untersuchte Material nicht zurückgewonnen werden kann, wurden zuerst Probeanalysen an Sandfraktionen durchgeführt. Eine Teilmenge der Sandfraktion des Kerns PS1576 wurde mit dem Sonic Sifter in 1 PHI Schritten in 5 Subfraktionen unterteilt. Ein anderer Teil wurde zu Vergleichszwecken mit der Sedimentationswaage analysiert.

Für die Analysen wurden jeweils 300 bis 400 mg Probenmaterial verwendet. Das MACROGRANOMETER kann kleinere Probenmengen analysieren, doch hat sich herausgestellt, daß der Meßbereich für Mengen von weniger als 200 mg zu empfindlich ist und äußere Vibrationen die Messung beeinträchtigen. Da Körner $>1\text{ }\mu\text{m}$ starke Schwingungen auf dem Waageteller verursachen, wurde dieser Teil vorher abgetrennt.

Die Sandfraktion (1-0,063 mm) wird auf den Jalousieverschluss gestreut, der sich $1\text{ }\mu\text{m}$ unter der Wasseroberfläche befindet. Körner die eventuell an der Wasseroberfläche schwimmen, werden durch Besprühen abgesenkt. Die probenspezifischen Daten wie Nummer, Gewicht, Dichte (2,65 für Quarz) sowie Meßbereich und Außentemperatur werden in das Elektronikmodul eingegeben. Nach Überprüfung der Nullstellung der Waage, wird die Analyse vom Modul aus gestartet. Gemessen wird die Sinkgeschwindigkeit der Körner in logarithmischer Form nach MIDDLETON (1967) ($\text{PSI} = -\log_2 \square$, wobei \square die Sinkgeschwindigkeit in cm/s ist). Die Korngröße wird durch die Sinkgeschwindigkeit, die Kornmenge durch das Unterwassergewicht der Körner auf der Waage erfaßt. Ein Bildschirmmonitor zeichnet den Sedimentationsablauf in Form einer Gewichtssummenkurve auf. Die Daten können anschließend gespeichert werden. Die Messungen mehrerer Teilproben können vom Elektronikmodul in eine Gesamtanalyse umgerechnet werden. Die Daten werden an einen Rechner übertragen und in Korngrößenverteilungen unter Berücksichtigung von Kornform und Reynoldszahl umgerechnet. Ergebnisse werden wie beim SediGraph in 1/10 PHI Graden

angegeben. Genauere Gerätespezifikationen und Vergleiche mit anderen Verfahren werden bei BREZINA (1980) diskutiert.

Es wurde erwartet, daß im Übergangsbereich zwischen Sand und Siltverteilungen eine Anknüpfung der Meßergebnisse möglich sein würde. Die Verteilungskurven wiesen jedoch sowohl in der Feinsand- wie in der Grobsiltfraktion im Bereich zwischen 90 und 40 μm zu geringe Werte auf, so daß künstlich bimodale Verteilungen entstanden (Abb. 8a). Bei den Siebanalysen ist dieser Fehler nicht so stark ausgeprägt, da die Unterteilung der Sandfraktion ganze PHI-Grade beträgt und die Kurven geglättet sind (Abb. 8b).

Abb. 8: Korngrößenverteilungskurven einer Sedimentprobe. Oben geglättete Ergebnisse der Messungen mit dem Makrogranometer und dem Sedigraph, unten ungeglättete Verteilungskurven von Sieb- und Sedigraphanalysen der gleichen Probe.

Dieses Ergebnis ist zum großen Teil auf den schon von GROBE (1986) angesprochenen gerätetechnisch bedingten Fehler des Sedigraphen zurückzuführen. Der Bereich von 63-40 μm bei Proben mit hohem Grobsiltanteil wird unterrepräsentiert. Hier könnte ein dichteres Suspensionsmittel Abhilfe schaffen. Doch auch bei der Verteilung der Sandfraktion zeigt sich eine Abnahme im feinen Bereich. Es wurde beobachtet, daß nach dem Öffnen der Jalousie vom MACROGRANOMETER einige feine Sandkörner an dieser haften blieben. Die Menge ist jedoch so minimal, daß sie sich nicht sonderlich auf das Verteilungsbild auswirken würde. Vermutlich verliert die Waage im Feinsandbereich an Präzision.

3.7 Sandkomponenten

Zur Analyse wichtiger Sandkomponenten wurde die 1,5 cm breite Sedimentscheibe über einen 0,063 mm Sieb naß gesiebt. An allen Proben wurde die Gesamtfraktion unter dem Stereomikroskop im Auflicht untersucht. Es wurden jeweils 300 Körner ausgezählt. Dabei wurden benthische und planktische Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen, Schwammnadeln und terrigene Komponenten unterschieden. An den Kernen vom Hang wurde der Anteil an Radiolarien und Mikromanganknollen bestimmt.

3.8 Paläomagnetik

Für paläomagnetische Untersuchungen wurden an den Arbeitshälften der Schelfkerne (PS1577 und PS1576) orientierte Proben mit Plastikdöschen (2x2x1,6 cm) entnommen. Die Richtung und Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung wurde mit einem triaxialen Kryogen-Magnetometer (Cryogenic Consultants, Model GM400) bestimmt. Die Messungen für die vorliegende Arbeit wurden von Dr. Volkhard Spieß an der Universität Bremen durchgeführt und freundlicherweise zur Verfügung gestellt. BLEIL et al. (1984), NOVACZYK (1985), O'BRIEN(1989) und CORDES (1990) geben detaillierte Beschreibungen der Meßmethoden. Eine Übersicht der zeitlichen Einstufungen und Vorkommen der Polaritätswechsel und paläomagnetischen Feldschwankungen in den letzten 300.000 Jahre geben VEROSUB & BANERJEE (1977), GRÜNIG (1990) und NOVACZYK (1991).

3.9 Thoriumbestimmungen

Für die Thoriumanalysen wurde ein Unterkern von 1 cm Durchmesser an den Kernen PS1170 und PS1575 entnommen. Es wurden die Radionuklide ^{232}Th , ^{230}Th , ^{238}U und ^{234}U nach einer chemischen Trennung der Nuklide des Urans und des Thoriums α -spektrometrisch bestimmt. Der Überschuß an ^{230}Th im Sediment erhält man durch die Subtraktion des durch radioaktiven Zerfall herangewachsenen ^{230}Th vom gemessenen ^{230}Th . Diese Analysen wurden am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg durchgeführt (MANGINI & WALTER unpubl. Daten).

3.10 Stabile Isotope

Die Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an planktischen Foraminiferen der sinistral gewundenen Art *Neoglobobulimina pachyderma* durchgeführt. Die Proben stammen aus den Schelfkernen PS1577 und PS1576. Es wurden nur Schalen verwendet, die keine partielle Lösung oder sekundäre Kalkablagerungen aufwiesen.

Für die Messungen werden 2 bis 6 Schalen je Probe in einer automatischen Karbonataufbereitungsanlage (Finnigan MAT) mit 100 %iger Orthophosphorsäure bei 75° C zur Reaktion gebracht, wobei jede Probe einzeln zersetzt wird. Die dabei entstehenden CO₂-Gase werden in einem angeschlossenen Massenspektrometer (Finnigan MAT 251) auf ihre Isotopenzusammensetzung gegen ein Standardgas gemessen und auf PDB-Standard umgerechnet CRAIG (1957). Standardabweichungen der Messungen sind kleiner als 0,4 ‰ für die Kohlenstoffisotope und 0,6 ‰ für die Sauerstoffisotope (HUBBERTEN & MEYER 1989). Die Messungen wurden im Isotopenlabor des AWI von Dr H.-W. Hubberten und G. Meyer durchgeführt.

4 Ergebnisse

Aufgrund der sedimentologischen Untersuchungen können die Kerne in zwei Gruppen geteilt werden. Die Schelfkerne PS1577 (Abb. 9) und PS1576 (Abb. 10) bestehen vorwiegend aus sandigem Silt bis siltigem Sand und weisen zyklische Variationen in vielen Parametern auf. Die Sedimentkerne, welche unter geringen Sedimentationsraten abgelagert wurden, enthalten durchgehend kieselige Mikrofossilien und teilweise Horizonte mit Foraminiferen. Der Karbonatgehalt wird durch das Vorkommen an Foraminiferen bestimmt, der Gehalt an organischem Kohlenstoff ist abgesehen von dem Bereich an der Oberfläche und zwischen 4,20 und 4,45 m Kerntiefe an den Tongehalt gebunden. Der Wassergehalt variiert häufig mit dem Tongehalt und dem Vorkommen an kieseligen Fossilien.

Die Sedimentkernen des Hangbereichs PS1575 (Abb. 11), PS1170 (Abb. 12) und PS1172 (Abb. 13) bestehen aus siltigem Ton bis tonigem Silt. Sie weisen eine geringere Variation in den Korngrößenspektren auf als die Sedimentkernen vom Schelf. Die geringen Fluktuationen, die in der Korngrößenverteilung dokumentiert sind, sind auch in den anderen Sedimentparametern wie organischem Kohlenstoff- und Karbonatgehalt zu beobachten. Kieselige Mikrofossilien kommen nur in den gröberkörnigen Bereichen vor. Planktische Foraminiferen sind nicht vorhanden. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff korreliert eindeutig mit dem Tongehalt. Auch der Wassergehalt ist von der Korngrößenverteilung abhängig, und nimmt durch die Kompaktion bedingt mit der Kerntiefe ab. Die Karbonatgehalte sind sehr gering, doch können karbonatführende von karbonatfreien Bereichen unterschieden werden und auch hier ist ein Bezug zur Korngrößenverteilung zu beobachten. Auffällig ist das Vorkommen von Mikromanganknollen, die überwiegend an Wurmbauten gebunden sind. Die stratigraphische Einstufung mit Hilfe der Paläomagnetik und $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ Untersuchungen ergaben eine Sedimentationsrate, die um einen Faktor höher liegt als die der Sedimentkernen vom Schelf.

4.1 Sedimentfarbe und Sedimentstrukturen

In der Sedimentfarbe unterscheiden sich die Schelf- von den Hangkernen deutlich. Die oliv bis olivgraue, meistens gefleckte Sedimentfarbe ist in den Schelfkernen nach der MUNSELL SOIL COLOR CHART (1954) um einen Wert heller (5Y₅/3-2) als in den Kernen vom Hang (5Y₄/2-1) (siehe Kernbeschreibungen Seite ##-##). Zudem sind in allen Kernen die stark bioturbaten Bereiche etwas heller als die wenig bioturbat durchwühlten. In den Hangkernen sind dunkelbraune Horizonte eingeschaltet, die zum Teil Mikromanganknollen enthalten (siehe Kap. 4.7). In Kern PS1575 kommen diese Horizonte in Tiefen von 1,71 bis 1,92 m in Form von Flasern oder Schlieren vor und sind vereinzelt 2 bis 4 m mächtig. PS1170 zeigt eine ähnliche Verteilung, eine Häufung von braunen Horizonten (2,5Y₅-5/2) befindet sich in diesem Kern zwischen 1,52 bis 1,75 m. PS1172 hat dunkelbraune Horizonte zwischen 2,81 und 2,86 m und zwischen 4,51 und 4,85 m und in einer Mächtigkeit von 1 bis 2 m Breite bei 1,67, 1,74 und 1,87 m (siehe Kernbeschreibungen Seite ##-##).

Anhand der Radiographien konnten stark bis gering durchwühlte Bereiche unterschieden, sowie Schichtung und Lamination erfaßt werden. Strukturlose Sedimente sind selten. Die Sedimentkerne PS1577 und PS1576 zeigen bereits makroskopisch einen zyklischen Aufbau: Einer inhomogenen, grobkörnigen Ablagerung folgen Sedimente mit einer groben Schichtung, die in durch Bioturbation gestörte laminierte Bereiche übergeht. Darüber folgen feinkörniger werdende, stark bioturbate Sedimente. Diese scharf abgegrenzte Abfolge, die vor allem durch die Korngrößenverteilung charakterisiert wird, wiederholt sich siebenmal in PS1575 (Abb. 9) und fünfmal in PS1576 (Abb. 10). Sie sind in PS1577 deutlich bis in 3,18 m Tiefe zu beobachten. Darunter sind die Sedimente stark bioturbat verwühlt oder geschichtet (s. Kernbeschreibungen Seite ##).

In den Kernen PS1575 und PS1170 wechsellagern stark bioturbate mit schwach bioturbaten Bereichen, die kontinuierlich ineinander übergehen. So sind in PS1575 fünf Horizonte mit starker Bioturbation zu beobachten, während in PS1170 drei Horizonte deutlich verwühlt sind (s. Seiten ## und ##). Die dunkelbraunen Horizonte (2,5Y 5/2) zwischen 1,71 und 1,92 m Tiefe in PS1575 und zwischen 1,52 bis 1,75 m in PS1170 sind in den Radiographien als horizontale Streifen mit scharfen Grenzen zu erkennen. Die feinen filamentartigen Gänge der Bioturbation werden in diesen Bereich deutlich hervorgehoben (Abb. 17a).

In Kern PS1172 sind die sedimentären Strukturen durch die Kernlagerung stark gestört. Ab einer Kerntiefe von 2,60 m sind noch Bioturbation und Schichtung zu erkennen. Dieser Kern enthält deutlich mehr grobkörniges Sediment als die Kerne PS1575 und PS1170, welches vorwiegend in den geschichteten Bereichen auftritt.

In den Radiographien der Kerne PS1575 und PS1170 sind unterhalb einer Kerntiefe von 4,30 m Sedimentstörungen in Form von Scherungen zu beobachten, die durch die Probennahme verursacht wurden. In Kern PS1170 verdichtet sich die Zahl der Scherungen unterhalb von 5,30 m. Da die Sedimente keine Schichtung oder Lamination in diesen Bereichen aufweisen, ist es nicht möglich die Größenordnung der Kernverkürzung durch Sedimentkomprimierung abzuschätzen. Eine detaillierte Untersuchung dieser durch Probennahme bedingte Sedimentdeformation wurde von MELLES (1990) an Kernen im südlichen Weddellmeer durchgeführt.

4.2 Der Eintrag an Eisfracht

Die Verteilung der Kiesfraktion (>2 mm) in den Radiographien wurde als Maß für den Eintrag an eistransportiertem Material genommen. Hohe Gehalte an Kies sind in den Schelfkerne PS1577 und PS1576 zu finden (Abb. 14). Unter Berücksichtigung des beobachteten zyklischen Aufbaus in PS1577 läßt sich erkennen, daß an der Basis eines jeden Zyklus die Anzahl an Kieskörnern bis 15 pro 10 cm³ Sediment beträgt und nach oben leicht abnimmt (Abb. 9). PS1576 enthält mehr Kies als PS1577. Ein großräumiges Verteilungsmuster ist in diesem Kern nicht zu erkennen (Abb. 14).

In den Kernen vom Hang (PS1575 und PS1170) und Rinnenbereich (PS1172) hingegen sind deutliche Schwankungen im Kiesgehalt auszumachen (Abb. 14). In Kern PS1575 folgt nach einem Bereich mit bis zu 8 Körnern pro 10 cm³ Sediment, der von der Sedimentoberfläche bis 0,95 m Kerntiefe reicht, ein kiesfreier Bereich bis 2,95 m Tiefe. Darunter findet sich eine Abfolge mit schwankenden Anteilen, die teilweise bis zu 10 Kieskörner pro 10 cm³ Sediment beinhalten. Kiesfreie Abschnitte sind in dieser Abfolge nicht größer als 10 cm.

Die Verteilung in PS1170 verhält sich ähnlich wie in Kern PS1575. Von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 0,92 m beinhalten die Sedimente Kiesanteile von bis zu 4 Körner pro 10 cm³ Sediment. Darunter folgt eine kiesfreie Abfolge bis 3,11 m Tiefe. Unterhalb sind die Schwankungen im Kiesgehalt nicht so deutlich wie in PS1575, wo die Kornzahl deutlich niedriger ist. Kiesfreie Abschnitte sind häufig und erreichen maximal 38 cm Mächtigkeit.

Auch in PS1172 treten Partikel >2 mm in geringerer Anzahl auf als in den Schelfkernen und in PS1575. Der Anteil erreicht bis zu 8 Kieskörner pro 10 cm³ Sediment. Kiesfreie Bereiche sind geringmächtiger als 20 cm.

Abb. 14: Verteilung von Kies in den untersuchten Sedimentkernen. Die Kerne vom Schelf zeigen deutlich höhere Kiesgehalte als die Kerne vom Hang.

4.3 Korngrößenverteilung

Die Anteile an Sand (2000-63 μm), Silt (63-2 μm) und Ton (<2 μm) im Sediment wurden in Verteilungskurven (Abb. 9 bis 13) und in ternären Diagrammen nach SHEPARD (1954) (Abb. 15) dargestellt. Innerhalb der Klassifikation eines Diagramms wurden der Silt/Ton-Bereich in siltigen Ton und tonigen Silt unterteilt und der Silt/Sand-Bereich in siltigen Sand und sandigen Silt (siehe Erläuterung zur Kernbeschreibung S. ##) um die Variationen in der Lithologie besser zu verdeutlichen. Nach dieser Klassifizierung bestehen die Sedimente der Schelfkerne überwiegend aus siltigem Sand wobei der Anteil an Silt und Ton im Kern PS1577 höher ist als in PS1576. Die Kerne vom Hang (PS1575, PS1170, PS1172) bestehen vorwiegend aus siltigem Ton. Dabei ist in Kern PS1172 ein deutlich höherer Anteil an Sand zu beobachten (Abb. 15).

Die Verteilung der Sand-, Silt- und Tonanteile in den Schelfkernen weist deutlich gradierte Abfolgen auf (Abb. 9 und 10). Die 35 bis 66 cm mächtigen Lagen beginnen an der Basis mit einem bis zu 50 %igen Anteil an Sand, der bis zur Obergrenze bis auf 12 % abnimmt. Mit abnehmendem Sandgehalt nimmt der Tongehalt zu. Der Siltgehalt folgt mit geringeren Schwankungen dem Verteilungsmuster vom Ton. Im Kern PS1577 treten sieben gradierte Lagen mit unteren Grenzen bei 0,20, 0,71, 1,29, 1,68, 2,04 und 2,68 m auf (Abb. 9). Die Basis der untersten Abfolge ist im Kern nicht klar zu erkennen, der Übergang liegt etwa in 3,18 m Tiefe. Unterhalb dieser Tiefe ist das zyklische Muster nicht mehr vorhanden (Abb. 9). Unterhalb von 4,08 m Kerntiefe beträgt der Sandgehalt im Mittel 22 %. Am unteren Ende des Kerns, in einer Tiefe von 4,73 m tritt eine Siltlage auf.

Kern PS1576 besitzt einen höheren Sandgehalt und geringeren Tongehalt als PS1577. Die zyklischen Abfolgen sind jedoch nicht so deutlich ausgebildet wie in PS1577.

Die Kerne vom Hang weisen ein deutlich anderes Verteilungsmuster auf. Hier wechsellagern Bereiche mit höheren Sand- und Siltgehalten mit Bereichen hoher Tongehalte, die kontinuierliche Übergänge aufweisen. Die Zunahme im Siltgehalt erfolgt jeweils mit einer Phasenverzögerung der Zunahme des Sandgehaltes. Diese Horizonte mit gröberem Sedimenten sind 70 bis 170 cm mächtig. PS1575 enthält fünf

grobkornreiche Horizonte (Abb. 11). Die drei obersten Horizonte werden durch zwei längere, feinkörnige Abfolgen getrennt, von denen der oberste (0,70 bis 2,60 m) einen mittleren Siltgehalt von 38 %, der untere (3,60 bis 5,25 m) einen Siltanteil von 36 % aufweist. In PS1170 sind nur drei grobkörnige Horizonte vorhanden (Abb. 12). Auch diese werden von Abschnitten mit unterschiedlichen Siltgehalten getrennt: Der oberste (0,56 bis 3,40 m) enthält im Mittel 39,5 %, der untere (4,44 bis 6,36 m) im Mittel 36 %

Silt. Generell ist das Sediment in PS1575

Abb.15: Sand/Silt/Ton-Verteilung im ternären Korngrößendiagramm (verändert nach SHEPARD 1954).

deutlich gröber als in PS1170. In diesem trägt lediglich ein höherer Siltanteil, der auch in den tonreichen Abschnitten zu finden ist, zu einer generell gröberen Verteilung bei.

Im Kern PS1172 lassen sich Wechsellagerungen von grobkörnigen und feinkörnigen Bereichen noch deutlicher unterscheiden, da die Korngrößenverteilung stärkeren Schwankungen unterworfen ist als in den beiden Kernen vom Hang (Abb. 13). Der Sandanteil nimmt in sandreichen Horizonten bis auf 63 % zu (18,7 % in PS1575). In den feinkörnigen Bereichen ist der Tonanteil teilweise höher als in den beiden anderen Hangkernen. Im Siltanteil ist kein paralleler Verlauf zum Sandgehalt zu erkennen. In den feinkörnigen Abschnitten korreliert er gegenläufig mit dem Tonanteil.

Die Ermittlung der statistischen Parameter ergaben für die Schelfkerne eine schlechtere Sortierung als für die Hangkerne. Die Werte der Sortierung schwanken zwischen 4,2 σ und 0,8 σ bei den Schelfkernen und zwischen 3,9 σ und 1,7 σ bei den Hangkernen. In den Schelfkernen weisen die grobkörnigen Bereiche eine etwas bessere Sortierung auf, in den Hangkernen sind die grobkörnigeren Bereiche deutlich schlechter sortiert. Die Kurtosis ist in den Sedimenten der Schelfkerne meist >1 und die Schiefe korreliert positiv mit dem Mittelwert (Mean), der zwischen 7,3 und 3,1 variiert. Bei den Hangkernen ist die Kurtosis normalerweise <1 und die Schiefe ist negativ korreliert mit dem Mittelwert, der zwischen 9,9 und 6,7 liegt. Jeweils vor und nach der Zu- bzw. Abnahme des grobkörnigen Sediments ist die Schiefe negativer und die Kurtosis höher in den Hangkernen PS1170 und PS1575.

Tabelle 2: Mittelwerte und Schwankungsbereich der Korngrößenspektren in % vom Gesamtgewicht ohne Kiesanteil

	PS1577	PS1576	PS1575	PS1170	PS1172
Sand Min.	12,4	18,8	0,3	0,0	0,3
Sand Max	52,4	63,7	18,7	5,5	63,9
Sand Mittel	29,2	47,8	2,7	1,2	6,4
Silt Min.	43,3	21,2	29,6	26,5	22,4
Silt Max	75,5	60,3	59,9	67,7	78,5
Silt Mittel	56,0	42,8	40,8	41,1	38,0
Ton Min.	3,2	2,7	36,7	27,2	13,8
Ton Max	33,0	21,0	69,8	73,0	72,3
Ton Mittel	14,8	9,4	56,5	57,7	55,6

4.4 Wassergehalt

Der Wassergehalt ist in den Kernen vom Schelf generell niedriger als in den Hangkernen. Im Kern PS1577 schwanken die Gehalte zwischen 25 und 46 % und liegen im Mittel bei 33 % bis zu einer Tiefe von 4,08 m (Abb. 9). Unterhalb nimmt der Wassergehalt bis auf 59 % zu und beträgt im Mittel 44 %. Im Kern PS1576 ist der Gehalt etwas niedriger und beträgt im Mittel 28 % (Abb. 10). An der Oberfläche ist bei allen Kernen ein höherer Wassergehalt zu beobachten.

PS1575 und PS1170 zeigen eine ähnliche Verteilung im Wassergehalt (Abb. 11 und 12). In beiden ist in den zwei feinkörnigen Abschnitten eine langsame und kontinuierliche Abnahme von ca. 10 % des Wassergehaltes mit der Tiefe zu beobachten. In PS1170 nimmt der Wassergehalt im unteren feinkörnigen Abschnitt mit 14 % etwas schneller mit der Tiefe ab. Die Minima weisen die grobkornreichen Horizonte auf. In PS1575 ist der Minimalwert von 37,3 % bei 5,65 m, in PS1170 von 32,4 % bei 6,50 m erreicht. Unterhalb dieser Tiefen sind die Gehalte starken Schwankungen unterworfen.

Tabelle 3: Wassergehalte in % vom Naßsediment

	PS1577	PS1576	PS1575	PS1170	PS1172
Minimum	23,2	18,9	31,7	31,2	
Maximum	59,5	35,7	52,1	47,0	nicht
Mittelwert	34,6	27,7	42,0	39,6	bestimmt

An Kern PS1172 wurde kein Wassergehalt bestimmt da das Gefrieren des Kernes die Sedimentstruktur stark gestört hatte und durch die lange Lagerung ein erheblicher Teil des Wassers verloren gegangen war.

4.5 Organischer Kohlenstoff

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff ist in den Schelfkernen gering, im Mittel bei 0,07 %. In PS1577 erreicht der Gehalt an der Oberfläche 0,4 % und nimmt anschließend bis 0,43 m Tiefe auf 0,09 % ab. Bis zu einer Tiefe von 4,08 m beträgt der Gehalt im Mittel 0,06 %. Zwischen 4,08 und 4,51 m ist nochmals ein starker Wechsel im Gehalt zu beobachten (Abb. 9).

PS1576 zeigt ähnlich wie PS1577, an der Oberfläche relativ hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (0,19 %). In 0,15 m Tiefe geht der Gehalt auf 0,06 % zurück und beträgt im Mittel bis zum Ende des Kernes bei 1,34 m 0,05 % (Abb. 10).

Im Kern PS1575 liegt der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Mittel bei 0,3 %. Im Verlauf sind vier Bereiche mit geringeren organischen Kohlenstoffgehalten zu beobachten, die jeweils in den grobkornreichen Lagen auftreten (Abb. 11).

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff in Kern PS1170 ist unwesentlich höher als in PS1575, der Mittelwert liegt bei 0,4 %. Er zeigt eine ähnliche Verteilung wie in PS1575, in den drei grobkornreichen Lagen geht der organische Kohlenstoffgehalt zurück (Abb. 12).

In PS1172 ist der Gehalt an organischen Kohlenstoff geringer als in den beiden anderen Hangkernen, wobei der Mittelwert bei 0,25% liegt. Auch in diesem Kern sind geringere Gehalte in den grobkörnigen Horizonten zu beobachten (Abb. 13).

Tabelle 4: Gehalte an organischem Kohlenstoff in % vom Gesamtsediment.

	PS1577	PS1576	PS1575	PS1170	PS1172
Minimum	0,03	0,04	0,16	0,12	0,06
Maximum	0,40	0,19	0,52	0,62	0,48
Mittelwert	0,09	0,06	0,29	0,40	0,25

4.6 Karbonatgehalt

Die zyklische Aufbau der Korngrößenverteilungen von PS1577 spiegelt sich im Karbonatgehalt insoweit wider, daß dieser an den Zyklengrenzen stark zurückgeht (Abb. 9 und 10). Die Werte schwanken zwischen 0,1 und 8%. In den Abfolgen zwischen 0,71 und 1,29 m und 2,04 und 2,68 m ist eine zweimalige Zu- und Abnahme des Karbonatgehaltes zu beobachten (Abb. 9 und 16). Bis zu einer Tiefe von 2,68 m

beträgt der mittlere Gehalt 3,23 %. Im unteren Teil des Kernes nimmt der Gehalt stark ab und liegt im Mittel bei 0,19 %.

Im Kern PS1576 ist der Gehalt an Karbonat außer in zwei Abschnitten sehr gering. Die Prozentwerte nehmen von der Oberfläche bis 0,40 m Tiefe von 0,05 bis 7,21 % zu und zeigen noch höhere Werte zwischen 0,90 bis 1,10 m (Abb. 10 und 16). Die Grenzen der zyklischen Abfolgen werden auch in diesem Kern berücksichtigt. Der Karbonatgehalt der Kerne vom Schelf korreliert mit dem Auftreten von planktischen und benthischen Foraminiferen (Kap 4.7) und wird im wesentlichen durch das Vorkommen an *Neoglobobulina pachyderma* beeinflusst.

In den Kernen vom Hang ist der Karbonatgehalt sehr gering, im Durchschnitt geringer als 1 %. Dennoch sind Horizonte mit höherem Karbonatgehalt von vollkommen

Abb. 16: Verteilung des Karbonatgehaltes in den untersuchten Sedimentkernen. Trotz der geringen Werte sind in den Kernen vom Hang karbonatarmer von nahezu karbonatfreien Bereichen zu unterscheiden.

karbonatfreien Bereichen zu unterscheiden (Abb. 16). Im Kern PS1575 kann eine Zunahme zwischen 1,00 und 1,40 m, 1,89 und 3,13 m und 4,26 und 5,49 m bis zu 0,92 % beobachtet werden. Bis 5,50 m beträgt der Karbonatgehalt im Mittel 0,34 %, unterhalb dieser Tiefe liegen die Werte im Mittel bei 0,1 % (Abb. 11 und 16).

Im Kern PS1170 ist die Verteilung des Karbonatgehaltes ähnlich wie in PS1575 (Abb. 12 und 16). In den Bereichen zwischen 0,90 und 1,30 m, 2,10-3,80 m und 4,45 und 6,40 m nimmt der Gehalt bis zu 1,63 % zu. Am unteren Ende dieses Kernes ist lediglich ein Anstieg bis zu 0,7 % zu erkennen.

Tabelle 5: Wertebereich und Mittelwerte der Karbonatgehalte in % vom Gesamtsediment

	PS1577	PS1576	PS1575	PS1170	PS1172
Minimum	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
Maximum	8,18	7,21	0,92	1,63	0,62
Mittelwert	1,89	1,49	0,25	0,32	0,20

Auch Kern PS1172 zeigt geringe Variationen im Karbonatgehalt. Von 0 bis 0,70‰ und von 1,13 bis 2,73‰ steigen die Werte bis auf 0,62 % an und liegen im Mittel bei 0,33‰. Unterhalb von 2,73‰ beträgt der mittlere Karbonatgehalt nur noch 0,06‰ (Abb. 13 und 16).

4.7 Sandkomponenten

Die Komponentenzusammensetzung der Sandfraktion vom Schelf unterscheidet sich von denen der Hangsedimente besonders durch den deutlich höheren biogenen Anteil. **Foraminiferen** kommen, mit Ausnahme einiger Sandschaler, nur auf dem Schelf vor. Planktische und benthische Foraminiferen zeigen in den Schelfkernen ähnliche Verteilungsmuster und wurden deshalb in einem Datensatz zusammengelegt. In PS1577 variiert die Konzentration bis zu einer Tiefe von 2,7‰ zwischen 0 und 7,3‰ wobei die Minima der Verteilung jeweils an den Grenzen zwischen den gradierten Korngrößenabfolgen liegen. Unterhalb von 2,7‰ sind keine Foraminiferen mehr vorhanden (Abb. 9). In PS1576 ist der Gehalt an Foraminiferen wesentlich geringer und die Verteilung nicht so deutlich wie in PS1577. Zwischen 0,08 und 0,35‰ kommen planktische und benthische Foraminiferen vor, die bis zu 7,3‰ der Fraktion >63µm ausmachen. Unterhalb von 0,35‰ kommen in einer Tiefe von 1,04 m nur benthische Foraminiferen vor in einem Anteil von 0,3‰ der Sandfraktion (Abb. 10).

Außer einer geringen Menge an manganverkrusteten Foraminiferen in einer Kerntiefe von 1,86 m in PS1575 und von 1,55 in PS1170 sind in den Hangkernen keine Foraminiferen vorhanden. In diesem Falle handelt es sich um die Foraminiferenart *Cyclamina pusilla*, eine benthische Tiefseeform (MACKENSEN, pers. Mitt.), die vermutlich nur wegen der Verkrustung in diesem Horizont erhalten geblieben ist.

Kieselige Planktonschalen sind in der Sandfraktion der Kerne vom Schelf durchgehend vertreten. Der Anteil an **Radiolarien** in der Sandfraktion von PS1577 beträgt im Mittel 3,4 % bis 3,48 m Kerntiefe. Unterhalb dieser Tiefe nimmt der Gehalt zu und beträgt im Mittel 7,8 %. Ein ähnliches Verhalten ist bei den Diatomeen zu beobachten. Bis zu einer Tiefe von 3,48 m beträgt der durchschnittliche Gehalt 0,5 % der Sandfraktion. Von 3,48 bis 4,08 m nimmt der Gehalt an Diatomeen zu und beträgt im Mittel 4 %. In den Abschnitten zwischen 4,08 und 4,40 m und unterhalb von 4,63 m steigt der Gehalt an Diatomeen in der Sandfraktion auf 39,7 % im Mittel an und dazwischen liegt er bei 4 % (Abb. 9).

PS1575 und PS1170 zeigen eine sehr ähnliche Verteilung im Radiolariengehalt. In PS1575 sind in drei Bereichen Radiolarien enthalten (Abb. 11 und 12) mit einem maximalen Anteil von 36 % in der Sandfraktion. In PS1170 treten in drei ähnlichen Horizonten Radiolarien mit Gehalten von maximal 78 % der Sandfraktion auf. In PS1172

sind nur vereinzelt Radiolarien vorhanden. Auch in den "smear-slides" sind Radiolarien wie Diatomeen nur vereinzelt zu beobachten. Nennenswert ist nur das Vorkommen von bis zu 5 % in der Sandfraktion in dem Tiefenhorizont zwischen 0,69 und 1,01 m.

In den Kernen vom Hang treten in der Sandfraktion **Mikromanganknollen** und einige Manganverkrustungen an vereinzelt, terrigenen Sandkörnern und benthischen Foraminiferen auf. Die Mangankonkretionen liegen vorwiegend als ausgefüllte Wurmgänge vor (Abb. 17). Diese treten als Bereiche größerer Dichte in den Radiographien deutlich hervor (Kap. 4.1). Mikromanganknollen kommen in verschiedenen Konzentrationen und Tiefen vor und scheinen nicht an eine bestimmte Korngrößenverteilung gebunden zu sein. Die größte Anreicherung tritt in Kern PS1575 mit bis zu 80 % der Sandfraktion in einer Tiefe von 1,70 bis 1,90 m und in Kern PS1170 von 1,50 bis 1,80 m auf (Abb. 11 und 12). Diese Tiefen entsprechen den braunen Sedimenthorizonten (Kap. 4.1). In PS1575 sind noch einige Horizonte mit bis zu 20 % Mikromanganknollen in der Sandfraktion vorhanden. In 3,36, 3,68, 6,01 und 8,07 m Tiefe konnten in den Radiographien zwar die gefüllten Wurmgänge beobachtet werden, bei der Aufarbeitung wurde der größte Teil der Mikroknollen jedoch zerstört, so daß nur vereinzelt Mikroknollen in Feinsandgröße erhalten blieben. In PS1170 finden sich vereinzelt Horizonte mit Mikromanganknollen, die maximal 18 % der Sandfraktion ausmachen (Abb. 12). In PS1172 treten Mikromanganknollen zum Teil in breiteren Horizonten auf. Zwischen 1,20 und 2,43 m sind Mikromanganknollen durchgehend vorhanden. Vereinzelt kommen zwischen 3,64 und 5,02 m vor, in denen der Gehalt bis 50 % der Sandfraktion ausmachen kann (Abb. 13).

In allen Kernen kommt vereinzelt **Glaukonit** vor. Vulkanische **Aschen** sind nur in sehr geringen Mengen und dispers vorhanden (MORCHE mündl. Mitteilung). In einigen Horizonten treten vereinzelt gelborangefarbene, meist abgerundete Körner in der Sandfraktion auf, die mittels Rasterelektronenmikroskop und EDAX-Analysen als zersetzte vulkanische Komponenten identifiziert werden konnten.

Abb. 17a: Radiographie einer Lage mit Mikromanganknollen im Kern PS1575. Kerntiefe zwischen 1,88 und 1,97 m. Maßstab 1:1.

Abb. 17b: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Mikromanganknollen aus Kern PS1172. Oben als Aus-

fällung an den Wänden eines Wurmanges aus 1,35 m Kerntiefe und unten mit traubenförmiger Ausbildung aus 1,71 m Kerntiefe.

Abb. 17c: Energiedispersive Röntgenaufnahme einer Mikromanganknolle aus einer Tiefe von 4,35 m von Kern PS1172.

5 Stratigraphie

5.1 Magnetostratigraphie

Die Geomagnetischen Epochen der letzten 4 Millionen Jahre sind recht gut datiert (MANKINEN & DALRYMPLE 1979). Innerhalb dieser Epochen gibt es eine Reihe kurzzeitiger Feldumkehrungen die als Ereignisse ("events") bezeichnet werden. Der vorliegende Datensatz dieser Ereignisse ist jedoch gering und die Datierungsmethoden nicht präzise genug, um ihr genaues Alter zu ermitteln. Dennoch können sie als ein Hilfsmittel bei der Datierung mariner Sedimente verwendet werden. Eine Zusammenstellung der verschiedenen paläomagnetischen Schwankungen der letzten 300.000 Jahre ist bei VEROSUB & BANERJEE (1977), GRÜNIG (1990) und NOVAZYK (1991) zu finden.

Da eine stratigraphische Einstufung der Schelfkerne mit Hilfe der Isotopenmessungen nicht eindeutig möglich war (Kap. 5.3), wurden paläomagnetische Messungen an diesen Kernen von Dr. V. Spieß, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, durchgeführt.

In Kern PS1577 ist bis zu einer Kerntiefe von 2,68 m die Inklination meist steiler als 45° , mit Ausnahme in dem Abschnitt zwischen 1,43 und 1,65 m. Unterhalb von 2,68 m sind stärkere Abweichungen von der normalen Richtung des Dipolfeldes zu beobachten. Von den 8 Proben mit inverser Magnetisierung zeigen nur 3 eine steilere Inklination als 45° (Abb. 18). In PS1576 ist die Inklination bis zu einer Tiefe von 0,30 m flacher als 45° und läßt keine Aussage über die Inklinationsrichtung zu. Unterhalb dieser Tiefe liegen die Winkel zwischen -46° und -78°

Die Interpretation der paläomagnetischen Daten von den Schelfkernen ist, da keine Entmagnetisierung der Proben durchgeführt wurde, unsicher. Doch kann davon ausgegangen werden, daß der obere Teil der Kerne mit negativer Inklination der heutigen Brunhes-Epoche entspricht. Die Grenze Brunhes/Matuyama kann in PS1577 in 2,70 m Kerntiefe liegen (Abb. 9) und in PS1576 in 1,12 m (Abb. 10). Das würde für PS1575 eine mittlere Sedimentationsrate von 0,4 cm/1000 Jahre und für PS1576 0,2 cm/1000 Jahre ergeben. Auch in der ODP Bohrung 695 auf dem Süd-Orkney-Schelf ca. 17 km südöstlich von PS1576 wurde die Brunhes/Matuyama-Grenze bereits in 3 m Kerntiefe angetroffen (O'BRIEN 1989), so daß die sehr ähnliche Sedimentationsraten nicht im Widerspruch stehen.

PS1577 zeigt innerhalb der Matuyama-Epoche zwei Bereiche mit normaler Polarisierung. Wird die Brunhes/Matuyama-Grenze und die errechnete Sedimentationsrate als Anhaltspunkte genommen, so ergibt sich ein mögliches Alter von 880.000

Abb. 18: Ergebnisse der paläomagnetischen NRM-Messungen an den Kernen vom Süd-Orkney-Schelf (SPIESS unpubl. Dat.).

bis 962.000 für das jüngere Ereignis. Es könnte sich demnach um das Jaramillo Ereignis handeln. Nach BERGGREN et al., (1985) begann diese Feldumkehr vor 910.000 Jahren und endete vor 980.000 Jahren. Die Verschiebung der Grenzen des Jaramillo Ereignisses liegt vermutlich daran, daß in Kern PS1577 an der Brunhes/Matuyama-Grenze ein Hiatus existiert.

Die untere Feldumkehrung in PS1577 kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden, da sie zwischen zwei deutlichen lithologischen Grenzen liegt. Es muß hier davon ausgegangen werden daß sowohl der Anfang wie das Ende dieser Feldumkehr wegen Hiaten nicht vorhanden sind.

Am Hang südlich Süd-Orkney wurden von GRÜNIG (1990) an Kern PS1170 paläomagnetische Messungen durchgeführt (Abb. 12). Diese Messungen ergaben eine inverse Polarisierung in einer Kerntiefe von 1,28 bis 1,67 m, die dem Laschamp-Ereignis zugeordnet wurde, wie weitere von 4,41 bis 4,95 m, die dem Blake-Ereignis zugeordnet wurde und zwischen 3,01 und 3,33 m, die magnetostratigraphisch unklar ist. Andere paläomagnetische Untersuchungen an Kernen vom südöstlichen Kontinentalhang und aus dem Jane-Becken ergaben kurze Feldumkehrungen in Sedimenttiefen von ca. 2 m (PUDSEY et al. 1988) und 1,4 m (O'BRIEN 1989). PUDSEY et al. (1988) haben diese inverse Polarisierung dem Blake-Ereignis zugeordnet. Analysen an weiteren Kernen aus dem Jane-Becken und an ODP-Kern 697

zeigen jedoch, daß es sich um ein jüngeres Ereignis handeln muß, das vor 20.000-23.000 Jahren endete und eine Dauer von 1500-2000 Jahre hatte (O'BRIEN 1989). Es wurde von O'BRIEN (1989) mit der Lake-Mono-Feldumkehrung korreliert.

Das Blake Ereignis endete vor 105.000 Jahren (NINKOVICH et al. 1966; SMITH & FOSTER 1969; CREER et al. 1980). Die Feldumkehr kann geteilt auftreten und hatte eine Dauer von 50.000 Jahren (CREER et al. 1980). Es ist somit möglich daß die inverse Polarisierung zwischen 3,01 und 3,33 m Kerntiefe in PS1170 noch dem Blake Ereignis zuzuordnen ist. Wird der Anfang des Blake-Ereignis als Festpunkt genommen gibt es für die Basis von PS1170 ein Alter von 258.000 Jahre, was zu einer mittleren Sedimentationsrate von 2,9 cm/1000 Jahre führt. Wird das Ende des Blake-Ereignisses als Bezug genommen ergibt sich für die Basis von Kern PS1170 ein Alter von 232.000 Jahren mit einer mittleren Sedimentationsrate von 3,2 cm/1000 Jahre.

5.2 Thoriumanalysen

Die Sedimente vom Süd-Orkney-Hang enthalten keine Mikrofossilien an denen paläontologische oder ^{14}C -Datierungen oder Isotopenmessungen durchgeführt werden könnten. Eine Alternative ergibt sich hier aus der Bestimmung der Aktivität des Radionuklids ^{230}Th . Es kommt aus der Uran-Blei-Zerfallsreihe, besitzt eine Halbwertszeit von 75.200 Jahren und kann für Altersbestimmungen bis ca. 400.000 Jahren genutzt werden. Dabei wird das Alter aus dem Tiefenprofil des $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ errechnet, welches die Differenz zwischen ^{230}Th - und ^{234}U - Aktivitäten ist. MANGINI (1984) gibt eine detaillierte Beschreibung der Probenaufbereitung und Messung für diese Datierungsmethode.

Zur Ermittlung der durchschnittlichen Sedimentationsrate wurden von den Sedimentkernen des Kontinentalhanges (PS1170 und PS1575) $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Messungen durchgeführt (WALTER unpubl. Dat.). Die Ergebnisse sind in Abbildung 19 gegen die Kerntiefe dargestellt. Sie zeigen Werte zwischen 0 und 3,84 dpm/g, wobei eine deutliche Abnahme mit der Kerntiefe zu beobachten ist. In PS1575 weisen die Werte unterhalb einer Kerntiefe von 5,90 m stärkere Schwankungen auf. In PS1170 geht der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ in 5,0 m Tiefe stark zurück (Abb. 19). Die negativen Werte zwischen 5,10 und 6,10 m Kerntiefe (Anhang 11.2.6) wurden bei der Interpretation nicht berücksichtigt.

Die durchschnittliche Sedimentationsrate im Kern wird über einen Tiefenabschnitt, in dem die $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivität um die Hälfte abnimmt ermittelt. Mit Hilfe der Halbwertszeit von ^{230}Th ($75,2 \times 10^3$ Jahre) läßt sich für den Sedimentabschnitt eine Sedimentationsrate in $\text{cm}/10^3$ Jahre berechnen. Da in beiden Sedimentkernen im unteren Bereich abweichende Werte auftreten, werden die mit a und b bezeichneten Alternativen aufgezeigt.

Aus den $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ Ergebnissen von PS1575 kann eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 2,3 $\text{cm}/1000$ Jahre abgeleitet werden. Die Sedimentationsrate liegt mit 2,7 $\text{cm}/1000$ Jahre höher wenn die stark streuenden Werte unterhalb von 5,9 m Kerntiefe nicht berücksichtigt werden (Abb. 19). Für PS1170 kann eine mittlere Sedimentationsrate von 2,5 $\text{cm}/1000$ Jahre errechnet werden. Werden auch hier die streuenden Werte unterhalb von 5,0 m nicht berücksichtigt ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 3,7 $\text{cm}/1000$ Jahre. Das ergäbe ein Alter von 370.000 bzw. 315.000 Jahre an der Basis für PS1575 und 296.000 bzw. 200.000 Jahre an der Basis von PS1170 (Abb. 19). Die größere Differenz von a und b zwischen den Alter für PS1170 im Vergleich zu PS1575 liegt vermutlich an der probennahmebedingten Verkürzung der Kerne, die in PS1170 ausgeprägter ist.

Abb. 19: Ergebnisse der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Bestimmungen an den Kerne vom Süd-Orkney-Hang. (WALTER unpubl. Daten). Es wurden zwei Regressionsgraden ermittelt: a = alle Werte wurden berücksichtigt, b = die stark streuenden Werte unterhalb 5,9 m in PS1575 und 5,0 in PS1170 wurden nicht berücksichtigt.

5.3 Sauerstoffisotopenstratigraphie

Die mit den pleistozänen Klimazyklen sich ändernden Verhältnisse der Sauerstoffisotope bietet die heute am häufigsten verwendete Methode der Datierung in quartären Sedimenten (PRELL et al. 1986). In Glazialzeiten wird ein großer Teil leichten Sauerstoffs im kontinentalen Eis gebunden und somit das Ozeanwasser an schweren Isotopen angereichert. Der Kontrast zwischen glazialen und interglazialen Isotopenwerten wird weiterhin verstärkt durch die temperaturabhängige Fraktionierung beim Einbau der Sauerstoffisotope in den Kalkschalen der Foraminiferen (SHACKLETON et al, 1983) und spiegelt sich in den kalkigen Gehäusen der marinen Organismen wider (SHACKLETON & OPDYKE, 1973).

An linksgewundenen planktischen Foraminiferen der Art *Neoglobobulimina pachyderma* aus den Schelfkernen wurden die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse bestimmt. Die Messungen ergaben $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 4,28 und 4,95 ‰. Im Vergleich mit anderen Messungen im Weddellmeer (MACKENSEN et al. 1989, GROBE et al. 1990, MELLES 1990) sind diese Werte sehr hoch. Vor Kapp-Norvegia und vor dem Filchner-Schelfeis kommen auch Werte geringer als 3,5 ‰ vor. In PS1577 werden die Werte zur Tiefe leichter. Die gleiche Tendenz ist auch bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen zu beobachten bei einer Schwankungsbreite von -0,49 bis 0,25 ‰.

Da die Foraminiferen im Kern PS1577 nicht durchgehend vertreten sind, vor allem an den Grenzen der gradierten Abfolgen fehlen (Abb. 9), ist auch die Verteilungskurve der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen lückenhaft. Dabei ist zu beobachten, daß die Isotopenverhältnisse innerhalb der Kurvenabschnitte einer jeden Abfolge jeweils zur Tiefe hin abnehmen (Abb. 20).

In PS1576 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an der Oberfläche nicht ganz so hoch wie in Kern PS1577. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen jedoch im selben Bereich. In diesem Kern liegen aber zu wenige Messungspunkte vor um eine Tendenz festzustellen.

Die Verhältnisse der Sauerstoffisotope sind in den Schelfkernen nicht eindeutig mit der globalen Isotopenstratigraphie korrelierbar. Die einzelnen Kurvenabschnitte zeigen jeweils eine Zunahme der schweren Sauerstoffisotope mit den jüngeren Sedimenten, ein Hinweis auf eine Ablagerung der entsprechenden Sequenz beim Übergang von einem Interglazial zu einem Glazial. Die Paläomagnetik-Ergebnisse zeigen, daß sich die Sedimente, in denen $\delta^{18}\text{O}$ gemessen wurde, in den letzten 730.000 Jahren abgelagert haben. Bei einem Vergleich mit der Standardisotopenkurve von PRELL et al. (1986) zeigt sich in PS1577, daß bis zur Brunhes/Matuyama-Grenze nicht alle Stadien enthalten sind. Eine detaillierte isotopenstratigraphische Interpretation ist aufgrund der reichlich vorhandenen lithologischen Hiaten sowie fehlender Foraminiferen nicht möglich.

Abb. 20: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope gemessen an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral der Kerne vom Schelfbereich des Süd-Orkney-Mikrokontinents. An den lithologischen Grenzen (horizontale Linien) sind die Kurven unterbrochen da in diesen Bereichen keine Foraminiferen vorhanden sind.

5.4 Lithostratigraphie

Anhand der Korngrößenverteilung einschließlich Kies, Verteilung der biogenen Komponenten, des Gehaltes an organischem Kohlenstoff, Karbonat und Wasser und dem Bioturbationsgrad lassen sich die Kerne des Hangbereiches gut untereinander korrelieren, da die spezifischen sedimentologischen Parameter charakteristische Variationen aufweisen (Abb. 21). Kernabschnitte mit höherem Grobkornanteil besitzen zugleich einen höheren Gehalt an kieseligen Mikrofossilien und zeigen intensive Bioturbation (Kap. 6.1). Feinkörnige Abschnitte hingegen sind durch fehlenden

Fossiliengehalt und sehr geringe Verwühlung sowie einen sehr

geringen Eintrag an eistransportiertem Material gekennzeichnet (Kap. 6.2). In PS1170 wechsellagern drei Abschnitte mit relativ groben detritischen Material und Opalskeletten mit zwei längeren feinkörnigen Abschnitten. PS1575 hat eine ähnliche Abfolge wie PS1170, ist aber länger und weist im untersten Kernbereich zusätzlich eine Abfolge von drei weiteren Grob/Fein-Abschnitten auf. Wird davon ausgegangen, daß die oberflächlichen Sedimente in PS1170 und PS1575 die rezenten holozänen

Ablagerungen darstellen, so können die übrigen Horizonte untereinander und mit PS1172, korreliert werden (Abb. 21). Es muß dabei berücksichtigt werden, daß in Kern PS1172 die oberen 70 cm Sediment fehlen (Kap. 3). Anhand der Reflektoren in dem Sedimentechogramm von Abbildung 4b konnte abgeschätzt werden, daß die Sedimentationsrate von PS1172 ca. 1/3 der Sedimentationsrate von PS1170 entspricht. So dürfte der oberste grobkörnige Abschnitt in PS1172 mit dem zweiten Grobkornabschnitt von PS1170 korrelierbar sein (Abb. 21). Zudem kann die Karbonatverteilung von PS1172 aufgrund des typischen Kurvenverlaufs mit der von PS1575 korreliert werden. Dadurch läßt sich der untere längere Feinkornabschnitt sowie die 5 kurz aufeinanderfolgende grobkörnige und feinkörnige Bereiche mit denen in PS1575 korrelieren.

Rutschungen sind in PS1170 und PS1172 aufgrund der isolierenden Lage des nordwestlich liegenden Rückens sehr gering (GRÜNIG 1990) und konnten auch in Kern PS1575 anhand von Strukturen nicht identifiziert werden. Turbiditablagerungen wurden nicht beobachtet.

Die mit Hilfe von Paläomagnetik und ^{230}Th errechneten Alter und linearen Sedimentationsraten der Kerne vom Süd-Orkney-Hang lassen nur grobe Abschätzungen zu, da die Sedimentationsrate innerhalb des Zeitraumes der Ablagerung stark geschwankt haben dürfte. Doch läßt diese zeitliche Einstufung eine erste Zuordnung der Faziesabfolgen innerhalb der Hangkerne zu Warm- und Kaltzeiten zu. So entspricht die grobkörnige Fazies den warmzeitlichen Ablagerungen, während die feinkörnige Fazies die Kaltzeiten repräsentiert (PUDSEY et al. 1988; FÜTTERER et al. 1988; GRÜNIG 1990; PUDSEY 1990). Dabei kann ein höherer Eintrag an Kies und Sand jeweils dem Übergang von einer Kalt- zu einer Warmzeit zugeordnet werden und die Abnahme im Siltgehalt sowie das Verschwinden von Radiolarien mit dem Ende einer Warmzeit korreliert werden.

Das Auftreten von Radiolarien am Süd-Orkney-Hang kann mit der Verteilung von Radiolarien in den isotopestratigraphisch gut datierten Kernen im östlichen Weddellmeer korreliert werden (MACKENSEN et al. 1989; GROBE et al. 1990). Die grobkörnigen Horizonte können demnach mit den Interglazialstadien 1, 5.5 und 7 und die feinkörnigen mit den glazialen Isotopenstadien 2/3/4 und 6 korreliert werden (Abb. 23 und 24). In PS1575 und PS1172 wurden noch weitere grobkörnige Horizonte erfaßt (Abb. 25), ihre Einstufung in Stadium 8/9 ist jedoch nicht sicher. Die sich aus der Korrelation ergebenden stratigraphischen Fixpunkte sind in Tabelle 6 aufgelistet.

Tabelle 6: Korrelation und zeitliche Einstufung der Kerne vom Hang mit Hilfe der Isotopenkurve von MARTINSON et al. (1987) und PRELL et al. (1986).

Alter Jahre	PS1575	PS1170	PS1172	Sedimentationsraten		
	Kerntiefe in Meter			PS1575	PS1170	PS1172
				cm/1000 Jahre		

0	0,0	0,0				
12.050	1,0	1,0		8,3	8,3	
95.000			0,0			
110.800	2,6	3,4	0,4	1,6	2,4	2,5
130.000	4,1	4,8	1,2	7,8	7,3	4,2
190.000	5,4	6,4	2,6	2,2	2,7	2,3
215.000		7,3			3,6	
244.000	7,3		3,5	3,5		1,7
282.000	7,9		4,3	1,3		1,9
310.000	8,5			2,5		
340.000			4,7			0,8

Durch die Korrelation der Fazieswechsel mit den Isotopenstadiengrenzen können Sedimentationsraten bestimmt werden. Für die einzelnen Intervalle zwischen Altersfixpunkte wurden lineare Sedimentationsraten berechnet. Es wird jedoch davon ausgegangen, daß diese während der einzelnen Intervalle nicht konstant waren.

Abb. 22: Histogramme der Sedimentationsraten der Hangkerne

6 Faziesgliederung

Anhand der lithologischen Unterschiede konnten die Kerne vom Süd-Orkney-Hang in verschiedene Faziesfolgen untergliedert werden. Die einzelnen Abschnitte konnten Warm- und Kaltzeiten zugeordnet werden. Während des Überganges von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit lagert sich eine Übergangsfazies ab. Die Sedimente der Schelfkerne wurden aufgrund geringer Variationen in der Zusammensetzung, problematischer stratigraphischer Zuordnung und zeitlicher Auflösung nicht in Fazies untergliedert. Im Folgenden werden die verschiedenen Faziestypen beschrieben.

6.1 Warmzeitfazies

Die Warmzeitfazies besteht aus Kies- und Sandführenden siltigem Ton bis tonigem Silt mit schwankendem Fossilgehalt. Die Gehalte an Karbonat und organischem Kohlenstoff sind gering. Das Sediment ist wegen seines hohen Anteils an eistransportiertem Material sehr schlecht sortiert.

Die Bedingungen während der Ablagerung der Warmzeitfazies entsprechen etwa den heutigen Verhältnissen. Eine längere eisfreie Zeit ermöglicht eine relativ hohe Primärproduktion, gekennzeichnet durch die Ablagerung von kieseligen Mikrofossilien. Radiolarien können bis zu 80% der Sandfraktion ausmachen. Planktische Foraminiferen werden nicht überliefert, da Karbonat, bedingt durch die hohe Primärproduktion und damit Anhebung der CCD, in diesen Wassertiefen gelöst wird.

Hohe Primärproduktion ist auch eine Voraussetzung für die starke biogene Verwühlung dieser Fazies. Dabei leistet die Bioturbation auch einen Beitrag zum Abbau von organischem Kohlenstoff (MÜLLER & SUESS 1979) und Karbonat (SCHINK & GUINASSO 1977). Auch ein Abtransport von Feinmaterial durch Bodenströmung wird durch Bioturbation begünstigt (SINGER & ANDERSON 1984) (Kap. 7.4).

Der Eintrag an eisverfrachtetem Material ist in der Warmzeit sehr hoch. Die Eisberge dürften vor allem von der Antarktischen Halbinsel stammen (HERRON 1988; PUDSEY et al. 1987), da Eisberge von breiten Schelfeisen (z. B. Filchner- und Ronne-Schelfeis) in der Regel keine Sedimentfracht enthalten (ANDERSON et al. 1980a). Kies- und Grobsandgehalt als Anzeiger für eisverfrachtetes Material nehmen zum Schelf hin zu.

Feines Sedimentmaterial wird vorwiegend durch Bodenströmung angeliefert. Die vor dem Schelfeis gebildeten Bodenwassermassen (Kap. 2.3) liefern Sedimentmaterial aus dem südlichen und westlichen Bereich des Weddellmeeres. Ein Teil dieser Fracht wird am Süd-Orkney-Hang abgelagert.

Im Verlauf des SW-NE streichenden Rückens wird der Bodenstrom an der südliche Seite des Rückes durch die Corioliskraft gebündelt. Dies führt zu einer Verstärkung des Stromes und somit zur Ausbildung von Restsedimenten in diesem Bereich. Die angetroffenen Warmzeitfazies in PS1172 besteht deswegen aus grobkörnigen Restsediment. Der Siltgehalt schwankt unwesentlich und die Korngrößenverteilungskurven zeigen eine sehr schlechte Sortierung wegen dem noch vorhandenen Feinkornanteil.

6.2 Kaltzeitfazies

Die Kaltzeitfazies hat einen weitaus geringeren Anteil an eistransportiertem Material und einen hohen Tongehalt, der im Mittel bei 60 % liegt. Sie enthält keine Radiolarien, die Bioturbation ist gering, der Gehalt an organischem Kohlenstoff hoch. Im Karbonatgehalt sind deutliche Schwankungen zu beobachten.

Der im Glazial abgesenkte Meeresspiegel läßt die Schelfeise auf dem kontinentalen Schelf aufliegen und bis zum Schelfrand vordringen. Mit der Auflage der Schelfeise wird ein wichtiger Prozeß der Bodenwasserbildung unterbunden. Im östlichen Bereich des Weddellmeeres kommt es jedoch zeitweilig zur Bildung einer Küstenpolynya (MELLES 1990). Durch Eisbildung in dieser Polynya entsteht salzreiches, dichtes Wasser, welches absinkt und durch Vermischung mit dem warmen Tiefenwasser Bodenwasser bildet (Kap. 7.4). Dieses Bodenwasser besitzt jedoch eine geringere Strömungsstärke als das in der Warmzeit und deshalb wird vorwiegend feinkörniges Sediment abgelagert.

Dichte Eisbedeckung vermindert die Produktion und damit die Sedimentation biogenen Materials. Ein Rückgang der Bodenfauna kennzeichnet eine starke Verminderung der Sedimentdurchwühlung. Geringere Bioturbation und hohe Tongehalte, die die Porenwasserzirkulation einschränken, sind für höhere Gehalte an organischem Kohlenstoff verantwortlich (MÜLLER & SUESS 1979).

Kennzeichnend für die Kaltzeitfazies ist das Auftreten von Mikromanganknollen. Das Mangan kann durch seine hohe diagenetische Mobilität im Sediment leicht remobilisiert werden. Treffen Manganlösungen auf ein oxisches Milieu, werden Manganoxide und -hydroxide ausgefällt (u.a. CRONAN 1976, FROEHLICH et al. 1979, BATURIN 1988). Das Vorkommen von Mikromanganknollen im Untersuchungsgebiet ist größtenteils an feine Wurmgänge gebunden, die in diesem Falle ein oxisches Milieu zur Verfügung stellen. Die Stärke oxischer Randbereiche um die Wurmgänge liegt im Millimeterbereich (JØRGENSEN & REVSBECH 1985). In diesen Randlagen wird das Mangan gefällt und bildet so ein feines Röhrchen (Abb. 17b). Durch weitere Ablagerung von Mangan können diese Röhrchen ausgefüllt und zu knolligen Gebilden

umgeformt werden. Die umgebenden Sedimente werden mit einzementiert und führen zu den hohen Si-Gehalten in den EDAX-Analysen (Abb. 17c). Die braune Färbung der Mikromanganknollen führenden Horizonte deutet auf eine Anreicherung von Mangan auch im Feinmaterial hin. Mikromanganknollen treten in geringeren Mengen auch in der Übergangsfazies und in der Warmzeitfazies auf. Ein Zusammenhang der Mangananreicherungen mit den klimatischen Veränderungen, wie ihn MANGINI et al. (1990) in Kernen aus der Norwegischen See, Fram-Straße und Äquatorialen Pazifik beschreiben, ist wegen der diagenetischen Prozesse in den Kernen vom Süd-Orkney-Hang nicht nachzuvollziehen.

6.3 Übergangsfazies

Mit einer gewissen Zeitverzögerung nach dem Beginn einer Warmzeit, und zwar wenn das Filchner-Ronne-Schelfeis sich soweit zurückgezogen hat, daß sich Eisschelfwasser bilden kann, setzt ein stärkerer Bodenstrom ein. Dieser Zeitabschnitt zwischen dem ersten erhöhten Eintrag an eistransportiertem Material und dem Auftreten der Bodenströmung ist in der Übergangsfazies repräsentiert. Dieser Faziestyp hat gegenüber der Kaltzeitfazies einen deutlich höheren Kies- und Grobsandanteil, und unterscheidet sich von der Warmzeitfazies durch geringere Feinsand- und Siltanteile. Die Meereisdecke dürfte zur Zeit der Ablagerung dieser Fazies noch größtenteils geschlossen gewesen sein, da in den Sedimenten keine Mikrofossilien auftreten. Auch der Bioturbationsgrad der Sedimente ist noch sehr gering.

6.4 Schelfsedimente

Das Sedimentationsmilieu auf dem Schelf des Süd-Orkney-Mikrokontinentes unterscheidet sich stark von dem des Hanges. Die Schelfkerne bestehen vorwiegend aus sandigem Silt und siltigem Sand mit hohem Anteil an Kies und einigen Horizonten mit Foraminiferen. Das Sediment ist generell an Feinmaterial verarmt. Anhand des Kieseintrags ist eine warm- bzw. kaltzeitliche Gliederung ähnlich der Hangkernen nicht möglich. Sowohl in den Sedimentfarben, wie auch in den Radiographien waren deutliche lithologische Grenzen zu beobachten. Sie wurden als Erosionshorizonte gedeutet. Im oberen Teil von PS1577 und in PS1576 trennen sie die gradierten Abfolgen voneinander, im unteren Teil von PS1577 begrenzen sie die diatomeenreichen Lagen.

Radiolarien, Diatomeen und Schwammnadeln sind in beiden Schelfkernen durchgehend vertreten. Dies deutet auf eine höhere Produktion im Schelfbereich hin. Vor der Ablagerung der gradierten Horizonte muß die Tiefenlage der CCD oberhalb der Kernstationen gelegen haben, da unterhalb von 2,70 m Kerntiefe in PS1577 keine Kalkschalen und auch kein Karbonat vorhanden sind.

Der Kohlenstoffgehalt, der auch hier mit dem Tongehalt korreliert, ist im Durchschnitt sehr gering, an der Oberfläche sind die Gehalte zumeist höher. In PS1577 ist im unteren Bereich des Kernes eine Lage mit hohen Kohlenstoffgehalten, der an eine kieselschalenreiche Lage gebunden ist.

Die deutliche Gradierung in der Korngrößenverteilung, die im oberen Teil von Kern PS1577 und teilweise auch in PS1576 zu beobachten ist, könnten auf turbiditische Ablagerungen oder Strömung zurückzuführen sein. Die zyklischen Gradierungen entstanden hier vermutlich durch eine starke Strömung, mit sich periodisch verändernden Stromgeschwindigkeiten. Dabei dürften die in der Sedimentabfolge deutlich zu sehenden Grenzen durch Erosion entstanden sein. Der höhere Kies- und Sandanteil in Kern PS1576 steht in Zusammenhang mit einer stärkeren Strömung am Schelfrand. Vermutlich wurden hier einige Lagen vollständig erodiert, so daß die Sedimentabfolgen der beiden Schelfkerne nicht mehr korrelierbar sind. Auch enthält die Sedimentabfolge in PS1576 deutlich weniger Foraminiferen als PS1577. Nach den paläomagnetischen Daten wurden die gradierten Abfolgen während der Brunhes Epoche abgelagert.

Unter den zyklisch gradierten Ablagerung befindet sich eine Fazies mit gradierten Horizonten ohne Foraminiferen. Hier sind die Gradierungen nicht so deutlich ausgeprägt. Die unter Grenze wird nach den paläomagnetischen Ergebnissen mit der Pliozän/Pleistozän Grenze korreliert. Die pliozänen Ablagerungen bestehen aus Sedimenten mit wechselnden Gehalten an Radiolarien und Diatomeen.

Obgleich der Tiefenunterschied und der Abstand zwischen den Beprobungsstationen vom Schelf gering ist, lassen sich die Sedimentabfolgen der beiden Schelfkerne nur schwer miteinander korrelieren. Vergleiche mit den Sedimentabfolgen anderer Kerne vom Süd-Orkney-Schelf (PUDSEY et al. 1987; BARKER, KENNETT, et al. 1988; HERRON 1988) sind ebenfalls schwierig. Da die Sedimentationsrate auf dem Schelf sehr gering ist und die Beprobungsabstände in den Sedimentkernen zum Teil sehr groß gewählt wurden, ist die Auflösung für vergleichbare Untersuchungen nicht ausreichend. Gemeinsam ist allen Kernen ein hoher Kies- und Sandanteil und niedriger Tongehalt. Der biogene Anteil variiert und Hiaten sind verbreitet. Die Variabilität der Sedimente wird vermutlich durch die unruhige Morphologie des Schelfs verursacht. In seismischen Aufzeichnungen von KING & BARKER (1988) werden ausgeprägte Reflektoren am Schelfrand und im Bereich von Erhöhungen beobachtet, verstärkte Sedimentablagerungen finden sich in Vertiefungen.

Am oberen Hang des Süd-Orkney-Mikrokontinents wurde von HERRON (1988) ein Kern aus 988 m Wassertiefe untersucht (Kern 85-2), dessen Sedimentabfolge, Korngrößen- und Foraminiferenverteilung betreffend, mit PS1577 korrelierbar ist. Er enthält drei ca. 25 cm starke, ausgeprägte, gradierte Sedimentabfolgen, die Foraminiferen und Kieselschalen enthalten, die über zwei ca. 60 cm starke gradierte, foraminiferenfreie Abfolgen abgelagert wurden. An der Basis dieses Kernes befindet sich

eine diatomeenreiche Lage. Die oberen drei gradierten Abfolgen wurden von HERRON (1988) als Turbiditablagerungen interpretiert.

7 Sedimentationsprozesse

7.1 Biogene Sedimentation

Limitierend für die biologische Produktion im Weddellmeer ist die Meereisbedeckung, die nur für wenige Monate im Jahr aufbricht und den Lichteinfall in das Oberflächenwasser ermöglicht (JAQUES 1982). Die Wasseroberfläche über dem Süd-Orkney-Mikrokontinent ist zur heutigen Zeit ca. 6 Wochen im Jahr vollständig eisfrei, 6 Monate ist der Schelf mit dichtem Eis bedeckt und in den übrigen Monaten kann die Eisbedeckung sehr variabel sein (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985). Die Produktion von Organismen ist auf die kurze eisfreie Zeit beschränkt. Auf dem Schelf werden sowohl Kiesel- wie Karbonatschalen abgelagert. Am südöstlichen Hang ist der biogene Sedimentanteil geringer und nimmt nach Südosten ab, was nicht nur mit der stärkeren Eisbedeckung zusammenhängt (GRÜNIG 1990, PUDSEY et al. 1988), sondern nach PUDSEY et al. (1988) auch auf verstärkte Lösung durch das stark silikatuntersättigte Antarktische Bodenwasser (ELDER & SEABROOKE 1970, CARMACK 1973) zurückzuführen ist. Karbonatische Schalen werden unterhalb der CCD aufgelöst.

Kern PS1172 enthält praktisch keinen biogenen Detritus in der Warmzeitfazies. In den Proben wurden nur vereinzelt Bruchstücke von Radiolarien und Diatomeen beobachtet. Hier handelt es sich jedoch nicht um einen Lösungseffekt, der sonst auch in PS1170 zu beobachten sein müßte, sondern die Sedimentation der leichten Schalen wird vermutlich durch die starke Bodenströmung verhindert.

In Glazialzeiten reicht die Meereisdecke in der Westantarktis im Südsommer bis 58° S und im Winter bis ca. 50° S (HAYS et al. 1976). Die Primärproduktion am Süd-Orkney-Mikrokontinent ist zu dieser Zeit äußerst gering. In den feinkörnigen Sedimenten der Kaltzeitfazies sind dadurch keine Mikrofossilien enthalten. Auch die Verwühlung ist, vermutlich wegen eingeschränkter Nahrungszufuhr und damit geringer Benthosfauna, schwach.

7.2 Tiefenlage der CCD

Die Lage der Calcitkompensationstiefe (CCD) ist entscheidend für die Akkumulation von karbonatischem Material am Meeresboden. In den Ozeanen liegt die CCD heute normalerweise zwischen 3000 und 5500 m Tiefe und wird vor allem von der organischen Produktivität, der Sedimentationsrate, dem CO₂-Partikeldruck und der Tiefe der abyssalen Thermokline gesteuert (u. a. BERGER 1968, 1981, ANDERSON, 1975a, b, BISKAYE et al. 1976). Im südwestlichen Weddellmeer hat die andauernde Bedeckung durch Meereis einen starken Einfluß auf die ozeanographischen und

biologischen Prozesse und somit auf die Tiefenlage der Calcitkompensationstiefe (ANDERSON 1975b).

In den Hangkernen ist der Gehalt an Karbonat sehr gering und in der Sandfraktion nicht nachzuweisen. Betrachtet man die Karbonatverteilung zeigt sich, daß jeweils in der Warmzeitfazies der Karbonatgehalt geringer ist. Es kann sich hier um eine Verdünnung durch höheren terrigenen Sedimenteintrag handeln. Auch kann die stärkere Verwühlung zum Karbonatabbau beigetragen haben (SCHINK & GUINASSO 1977). Der südöstliche Hang vom Süd-Orkney-Mikrokontinent wird vom warmen Tiefenwasser beeinflusst (FOSTER & MIDDLETON 1979), das wegen des langen Kontaktes mit den Meeresboden an CO₂ angereichert wird und deshalb karbonatlösend ist (ANDERSON 1975a). Diese Wassermasse kann in den Hangsedimenten südlich Süd-Orkney das Karbonat weitgehend gelöst haben.

Die Kaltzeitfazies in den Hangkernen weist einen höheren Karbonatgehalt auf als die Warmzeitfazies. Es ist möglich, daß in den Kaltzeiten ein höherer Karbonateintrag stattfand. Im südlichen Weddellmeer wurde in der letzten Kaltzeit ein erhöhter Eintrag an terrigenen, karbonatischen Partikeln beobachtet (MELLES 1990). Durch die geringere Primärproduktion in der Kaltzeit kann aber auch der CO₂-Gehalt im Wasser verringert werden, sodaß das Karbonat nicht vollständig aufgelöst wurde.

In den Schelfkernen enthalten die Sedimente unterhalb einer Tiefe von 5,60 m in Kern PS1577, die der Matuyama Epoche zugeordnet wurden (Kap. 5.1), kein Karbonat. Da in dieser Zeit weiterhin Kieselschalen vorhanden sind, dürfte das Fehlen an Karbonat nicht an fehlender Produktion liegen. Es ist demnach möglich, daß in der Matuyama Epoche die Produktion an Kalkschalen zu gering war sodaß das Karbonat bei der Ablagerung oder kurz danach am Meeresboden aufgelöst wurde. Es kann aber auch sein, daß eine andere Wassermasse die Oberfläche des Süd-Orkney-Schelfs beeinflusst hat, welche karbonatlösender war als die heutige. Dies könnte im Zusammenhang mit der Entstehung des Weddellwirbels im Pliozän/Pleistozän (ABELMANN et al. 1990) gesehen werden.

7.3 Eisfrachteintrag

Die Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des eistransportierten Materials (IRD = ice-rafted debris) kann über das Verhalten der polaren Eiskappe Aufschluß geben und liefert damit auch Information über klimatische Veränderungen. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Arbeiten, die die zeitliche und räumliche Verbreitung des eistransportierten Materials im Südatlantik behandeln, findet sich bei GRÜNIG (1990). Ein Modell der Eisfrachtverteilung für die antarktische Region wurde von WATKINS et al. (1974) erstellt. Danach findet während eines Interglazials ein erhöhter

Eintrag an IRD in Kontinentnähe statt. Durch die Verlagerung der 0° C-Isotherme in nördlichere Bereiche während eines Glazials, entfernt sich die Zone in der Eisberge schmelzen und Sedimente liefern, vom Kontinent. Mit dem Anfang eines Interglazials verlagert sich die 0° C-Isotherme südwärts und mit ihr der Bereich in dem IRD sedimentiert wird.

Der Eintrag an eisverfrachtetem Material müßte sich nach WATKINS et al. (1974) kurz nach dem Beginn eines Interglazials über dem Süd-Orkney-Mikrokontinent erhöhen und anschließend langsam abnehmen. In den Kernen vom Hang weisen die Schwankungen im Kiesanteil auf eine Variation des Eisfrachteintrages. Der anfangs hohe Kieseintrag mit im Verlauf der Warmzeit abnehmenden Werten ist am deutlichsten in Kern PS1575 zu beobachten. Ähnliche Schwankungen im Kieseintrag wurden auch in anderen Kernen vom Süd-Orkney-Hang beobachtet (GRÜNIG 1990). Die Kiesmenge nimmt in Richtung Südosten ab, kennzeichnend für eine dichtere Packeisdecke im südlichen Bereich (PUDSEY et al. 1988, GRÜNIG 1990).

Die Eisbedeckung im Bereich der Antarktischen Halbinsel reichte im letzten Glazial nach einem Modell von JOHNSON & ANDREWS (1986) bis zu einer geographischen Breite von 58° S. Erkundungen von HERRON (1988) ergaben, daß ein Eisschild die Inseln bedeckte, der bis zu einer Tiefe von 250 m auf dem Schelf auflag und von einer geschlossenen Meereisdecke umgeben war, die über den Schelfrand hinaus gereicht hatte. Während des letzten Glazials wurden vorwiegend Sedimente die von den Süd-Orkney-Inseln stammen abgelagert (HERRON 1988). Mit dem Rückzug des Eises dürfte sich die Strömung auf dem Schelf stark erhöht haben. Dabei wird das Feinmaterial abtransportiert. Wie die Sauerstoffisotopen belegen nimmt während des Überganges von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit die Strömung ab, und es kommt zur Ablagerung von feinkörnigeren Sedimenten.

7.4 Bodenströmung und Korngrößenverteilung

Nach HOLLISTER & ELDER (1969) wird der gesamte kontinentale Hang des Weddellmeeres durch Konturströme beeinflusst, welche Sedimente vom Weddellmeer entlang des Süd-Sandwich-Bogens in den Südatlantik transportieren. Das Feinmaterial wird beim Ausschmelzen des Sedimentes aus dem Eis mit der Strömung abtransportiert (CHRISS & FRAKES 1972, ANDERSON et al. 1980b). Auch Feinmaterial aus Trübeströmen, die häufig am östlichen Kontinentalrand des Weddellmeeres auftreten (WRIGHT & ANDERSON 1982), kann durch Bodenwasserbewegung verfrachtet werden. Im westlichen Weddellmeer deuten Wassertrübungen auf aktiven Sedimenttransport durch Bodenwasserströmung am kontinentalen Hang hin (HOLLISTER & ELDER 1969).

Durch die SW-NE streichenden Rücken am Süd-Orkney-Hang wird die Bodenströmung gebündelt und gewinnt dadurch an Geschwindigkeit und Transportenergie. Durch die Corioliskraft wird der Bereich der Hauptströmung an den nördlichen Hang verlagert und wirkt sich dort verstärkt in den Sedimentablagerungen aus. In der Rinne (Abb. 4b), die durch diese verstärkte Strömung im Untersuchungsgebiet entstand, wird in den Warmzeiten grobkörnigeres Sediment abgelagert. Die Warmzeitfazies in PS1172 besteht überwiegend aus Sand, im Gegensatz zu den beiden anderen Kernen in denen in einem weniger strömungsbetonten Milieu eher Grobsilt abgelagert wurde. Auch die Schichtung in einigen Bereichen des Kerns weist auf eine stärkere Strömung hin. Eine Kastengreiferprobe aus dem tieferen Bereich der Rinne brachte eine sehr geringe Menge Sediment an Bord, die vorwiegend aus Kies bestand (GRÜNIG 1990).

Im südlichen Bereich des Weddellmeeres sind die kontinentalen Eismassen im letzten Glazial bis zum Schelfrand vorgerückt und haben auf dem Schelf aufgelegt (MELLES 1990). Damit wurde die Produktion von Schelfeiswasser unterbunden oder zumindest stark reduziert (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988) und eine wichtige Quelle für die Bodenwasserbildung und damit Bodenströmung versiegte (Kap. 2.3). Nach MELLES (1990) dürfte vor dem Schelfeis zeitweilig eine Küstenpolynya existiert haben, die die Bildung von salzreichem, dichtem Wasser ermöglichte, welches zur Bodenwasserneubildung beigetragen hat. Die Strömungsgeschwindigkeiten dürften aber deutlich geringer sein, als bei der überwiegenden Bodenwasserbildung aus Schelfeiswasser. Die Temperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte dieser Wassermasse waren vermutlich höher (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Glazialzeiten wären demnach durch wärmeres, salzreicheres und vermutlich auch langsamer fließendes Bodenwasser gekennzeichnet. Reduzierte Geschwindigkeiten der Bodenströmung haben eine geringere Transportenergie und lagern somit mehr Feinmaterial ab. In PS1172 ist in der Kaltzeitfazies im Feinkornbereich kein Unterschied zu den anderen Hangkernen zu beobachten.

Die Korngrößenverteilungskurven der Hangkerne zeichnen sich durch eine Zunahme an Grobsilt und Feinsand während des Überganges von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit aus. Der Übergang von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit ist durch den umgekehrten Trend in der Korngröße gekennzeichnet. Diese Variationen in den Korngrößenverteilungen reflektieren den Einfluß der Bodenströmung auf die Sedimentablagerung.

Messungen der Geschwindigkeit des Bodenstromes am Süd-Orkney-Hang liegen nicht vor. Versuche, die Paläogeschwindigkeit von Strömungen mit den vorliegenden Daten zu rekonstruieren bleiben somit spekulativ. Nach PUDSEY (1989) fließt das Bodenwasser am Süd-Orkney-Hang mit einer Geschwindigkeit von ca. 10-15 cm/s. GRÜNIG (1990) gibt für den Transport von feinkörnigem terrigenen Material in den

Kaltzeiten Strömungsgeschwindigkeiten von 2 bis maximal 8 cm/s an, für die Ablagerung von größerem Sediment in den Warmzeiten 15 cm/s und für die Entstehung von Restsedimenten in der Warmzeit eine Geschwindigkeit von 12 bis 25 cm/s.

Häufig werden über die Korngrößenparameter Rückschlüsse auf die Geschwindigkeit der Bodenströmung gezogen. Viele Autoren (u. a. LEDBETTER & JOHNSON 1976, HUANG & WATKINS 1977, BLAESER & LEDBETTER 1982) sind der Meinung, daß Mittelwert, Sortierung und Schiefe der Feinfraktion eines Sedimentes die Geschwindigkeit der Bodenströmung reflektieren. Am deutlichsten wirkt sich die Strömung auf Korngrößen zwischen 0,13 und 0,03 mm aus (ANDERSON & KURTZ 1985). Verschiedene Laborexperimente und theoretische Bearbeitungen haben aber ergeben, daß es außer der Strömungsgeschwindigkeit, mehrere Faktoren gibt, die den Sedimenttransport beeinflussen können. Hier spielt die Konzentration der Suspension eine wesentliche Rolle. Die Menge an Feinmaterial sowie die relative Konzentration von Silt und Ton beeinflussen die Transportfracht einer Strömung. Zudem können Komponentenunterschiede einen Einfluß auf die Korngrößenverteilung ausüben (OSER 1972, VAN ANDEL 1973, MIDDLETON & SOUTHARD 1977). Die Sedimente können nach der Ablagerung durch Bioturbation an feinkörnigem Material abgereichert werden, was bereits bei Bodenströmungen von wenigen Zentimetern pro Sekunde eine wesentliche Rolle spielen kann (NOWELL et al. 1981, SINGER & ANDERSON 1984). Zudem bilden Tonpartikel beim Ausflocken Komponenten in Siltkorngröße (KRANCK 1973, 1975). Letztendlich bestimmt nicht nur die Stromgeschwindigkeit sondern auch die Entfernung von der Quelle die Zusammensetzung einer Suspension und damit auch der Ablagerung der Sedimente. Im Weddellmeer liefern außer der Suspensionsfracht auch die Eisberge Material an. Eine erste Sortierung dieser Sedimente mit breitem Korngrößenspektrum und schlechter Sortierung erfolgt hydraulisch in der Wassersäule.

Werden diese Effekte, die die Ablagerung von Sedimenten teilweise deutlich beeinflussen, nicht zur Kenntnis genommen, ist es möglich die Stromgeschwindigkeit für eine Suspension durch einfache Kriterien nach NEVIN (1946) abzuschätzen. Demnach muß die mittlere Stromgeschwindigkeit bei ebenem Grund ca. das 12-fache der Fallgeschwindigkeit ausmachen, um eine bestimmte Korngröße in Suspension zu halten. Bei rauher Sohle eduziert sich das Verhältnis auf 6:1 (ANDERSON & KURTZ 1985). Die Ablagerung der Sedimentpartikel müßte bei einer geringfügig niedrigeren Stromgeschwindigkeit stattfinden

Wird die am meisten vertretene Korngröße als Maß genommen, ergibt sich für die Sedimente der Kaltzeit eine nicht turbulente Stromgeschwindigkeit von 0,01 cm/s, für die Sedimente der Warmzeit in PS1575 und PS1170 ist eine Geschwindigkeit von 0,96 cm/s und für die Warmzeitsedimente in PS1172 eine Stromgeschwindigkeit von ca. 7,5

cm/s notwendig um in Suspension zu verbleiben. Diese niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten deuten darauf hin, daß die Sedimentablagerung durch andere Prozesse als durch einfaches Absinken der Körner geschieht. Das Ausflocken vom Ton und Feinsilt dürfte hier auch eine Rolle spielen.

Auf dem Schelf wird der Eintrag von Sedimenten fast ausschließlich durch den Antransport der Eisberge bestimmt. Die erste Sortierung der Sedimente erfolgt in der Wassersäule. Nachträglich können die abgelagerten Sedimente durch die auf dem Schelf befindliche starke Bodenströmung umgelagert werden, wobei Feinmaterial erodiert werden kann. Anhand der am häufigsten auftretenden Korngröße läßt sich für die Sedimente vom Schelf eine Stromgeschwindigkeit von ca. 7,5 cm/s für die grobkörnigen Sedimente an der Basis und von ca. 1 cm/s für die feinkörnigeren an der oberen Grenze der gradierten Ablagerungen abschätzen. Dabei wurde auch wieder davon ausgegangen, daß die Bodenströmung sich nicht turbulent verhält.

8 Sedimentationsmodell für einen Klimazyklus

Aus der Abfolge der Sedimentfazies der Kerne vom Hang läßt sich die Sedimentationsgeschichte am Süd-Orkney-Hang während der letzten 310.000 Jahre rekonstruieren. Die Ergebnisse ermöglichen die Aufstellung eines einfachen Modells für einen Klimazyklus (Abb.26).

In einer Kaltzeit ist der Meeresspiegel abgesunken, die Schelfeise liegen auf dem kontinentalen Schelf auf. Die Eiskante verlagert sich zum Schelfrand. Der Zutrag von Sedimentfracht durch Eisberge ist zu dieser Zeit reduziert. Eine geschlossene Meereisdecke verhinderte eine hohe Produktion planktischer Organismen, welches zu einer reduzierten Bodenfauna und einer damit verbundenen geringeren Durchwühlung des Sedimentes führt.

Die rezenten Bildungsprozesse von Bodenwasser am Filchner-Ronne-Schelfeis findet während der Kaltzeiten nicht statt. Dennoch kommt die Bewegung des Bodenwassers nicht gänzlich zum Erliegen. Bodenwasser wird vermutlich weiterhin durch salzreiches, schweres Wasser produziert, welches in einer temporären Küstenpolynya im östlichen Weddellmeer entstehen konnte (MELLES 1990). Das Bodenwasser fließt mit einer geringeren Geschwindigkeit als Konturstrom an der Antarktischen Halbinsel entlang zum Südatlantik. Dabei werden feinkörnige Sedimente abgelagert.

Mit dem Anfang einer Warmzeit steigt der Meeresspiegel, die Schelfeise verlieren ihre Stabilität und schwimmen auf. Unzählige Eisberge brechen ab und können ihre Sedimentfracht weiter transportieren. Am Süd-Orkney-Schelf und -Hang kommt es zu einem starken Eintrag an eisverfrachtetem Material.

Wenn sich das Filchner-Schelfeis soweit zurückgezogen hat, daß sich das Schelfeiswasser bilden kann, nimmt die Intensität des Bodenstromes zu. Von diesem Zeitpunkt an wird verstärkt gröberes Material transportiert und am Süd-Orkney-Hang abgelagert. Das Feinmaterial wird dabei weiter transportiert. Zur gleichen Zeit nimmt die Meereisbedeckung ab, die biogene Produktion nimmt zu, dokumentiert durch die Überlieferung kieseliger Mikrofossilien im Sediment. Erhöhte Nahrungszufuhr begünstigt das Endobenthos und die Sedimente werden stärker durchwühlt. Intensive Bioturbation in Verbindung mit einer stärkeren Bodenströmung führt zu einer zusätzlichen Verarmung des Sedimentes an Feinmaterial.

Zum Ende einer Warmzeit liegen, durch Absinken des Meeresspiegels, die Schelfeise auf und die Schelfeiswasserproduktion läßt nach, wodurch die Bodenwasserbewegung stark abnimmt. Die Transportenergie des Bodenstromes verringert sich und es wird

verstärkt feinkörniges Material abgelagert. Gleichzeitig bildet sich mit der einsetzenden Kaltzeit eine dichte Meereisdecke und Primärproduktion und Bodenfauna nehmen ab.

Abb. 26: Modell der Sedimentationsverhältnisse am Süd-Orkney-Hang im Verlauf eines Klimazyklus. Vertikale Pfeile repräsentieren Eintrag an Sedimenten durch Eisberge, schräge Pfeile die Stärke der Bodenwasserströme. Kreise deuten Eintrag an biogenen Komponenten an.

9 Literaturverzeichnis

- ABELMANN, A., GERSONDE, R. & SPIESS, V. (1990): Pliocene - Pleistocene paleoceanography in the Weddellsea - siliceous microfossil evidence.- In: BLEIL, U. & THIEDE, J. Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI series C, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 729-759.
- ANDERSON, J. B. (1975a): Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica. - *Micropal.*, **21**: 69-96.
- ANDERSON, J. B. (1975b): Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - *Mar. Geol.*, **19**: 315-332.
- ANDERSON, J. B. & KURTZ, D. (1985): The use of silt grain size parameters as a paleoveLOCITY gauge: A critical review and case study. - *Geo-Mar. Lett.* **5**: 55-59.
- ANDERSON, J. B., CLARK, H. C. & WEAVER, F. M. (1977): Sediment and sediment processes on high latitude continental shelves. - *Proc. Offshore Tech. Conf.*, 91-95.
- ANDERSON, J. B., DOMACK, E. W. & KURTZ, D. D. (1980a): Observation of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implication of glacial erosion and transport. - *J. Glaciol.*, **25**: 387-396.
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D., DOMACK, E. W. & BALSHAW, K. M. (1980b): Glacial and glacialmarine sediments of the Antarctic Continental Shelf. - *J. Geol.*, **88**: 399-414.
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D., DOMACK, E. W., (1981): Cenozoic glaziomarine sediments Bellinghausen Sea, George V Coast, Weddell Sea, Antarctica. - In: HAMBREY, M. J. & HARLAND, W. B. (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge Univ. Press, 169-198.
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D., WEAVER, F. & WEAVER, M. (1982): Sedimentation on the West Antarctic continental margin. - In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, Univ. Wisconsin Press, Madison, 1003-1012.
- ANDERSON, J. B., BRAKE, C., DOMACK, E., MYERS, N. C. & WRIGHT, R. (1983): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. - In: MOLNIA, B. F. (Ed.), *Glacial-marine sedimentation*, Plenum Press, New York, 233-264.
- BARKER, P. F. (1970): Plate tectonics of the Scotia Sea region. - *Nature*, **228**: 1293-1229.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J. (1977): The opening of the Drake Passage.- *Mar. Geol.*, **25**: 15-34.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J. (1982): The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation, and climate of the Drake Passage. - In: CRADDOCK, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin: 377-385.

- BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al. (1988): Weddell Sea Palaeoceanography: Preliminary results of ODP Leg 113. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **67**: 75-102.
- BARRON, J., LARSEN, B., et al. (1989): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 942 p.
- BATURIN, G. N. (1988): The geochemistry of manganese and manganese nodules in the Ocean. - D. Reidel Publ. Comp. Dordrecht, 342 p.
- BERGER, W. H. (1968): Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. - *Deep-Sea Res.*, **15**: 31-34.
- BERGER, W. H. (1981): Paleooceanography: The deep-sea record. - In: EMILIANI, C. (ed.): *The Oceanic Lithosphere. The Sea*, **7**, J. Wiley & Sons, New York: 1437-1519.
- BERGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. & VAN COUVERING, J. A. (1985): Cenozoic geochronology. - *Geol. Soc. Am. Bull.* **96**: 1407-1418.
- BISKAYE, P. E., KOLLA, V. & TUREKIAN, K. K. (1976): Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. - *J. Geophys. Res.*, **81**: 2595-2603.
- BLAESER, C. R. & LEDBETTER, M. T. (1982): Deep sea bottom currents differentiated from texture of underlying sediments. - *J. Sedim. Petrol.* **52**: 755-768.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980): *Origin of Sedimentary rocks*. Prentice Hall Inc. New Jersey, 782 p.
- BLEIL, U., SPIESS, V. & WEINREICH, N. (1984): A hiatus in early Quaternary sediments documented in the magnetostratigraphic record of "Meteor" cores from the eastern equatorial Atlantic. - "Meteor" Forsch.-Ergebn., R. C, **38**: 1-7.
- BOULTON, G. S. (1972): Role of modern thermal regime in glacial sedimentation. - *Inst. Brit. Geogr., Spec. Publ.*, **4**: 1-19.
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911-1912. - *Arch. Dtsch. Seewarte*, **39**: 214 S.
- BREZINA, J. (1980): Korngrößenanalysen sandkörniger Materialien. - *Labor Prax.*, **4(6)**: 18-26.
- CARMACK, E. C. (1973): Silicate and potential temperature in the deep and bottom waters of the western Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.* **20**: 927-932.
- CARMACK, E. C. (1974): A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. - *Deep-Sea Res.*, **21**: 431-443.
- CARMACK, E. C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. In: ANGEL, M. (ed.), *A voyage of discovery*, Pergamon Press, Oxford: 15-41.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975a): Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 77-90.

- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975b): On the flow of the water out of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 711-724.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. - In: DUNBAR, M. J. (ed.): A voyage of discovery, *Deep-Sea Res.*, Suppl., **24**: 15-41.
- CHRISS, T. & FRAKES, L. A. (1972): Glacial marine sedimentation in the Ross Sea. - In: ADIE, R. (ed.): Antarctic geology and Geophysics. Comm. Ant. Res., Oslo, 747-762.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). - *Ber. Polarforsch.*, **71**: 158 S.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 133-149.
- CREER, K. M., READMAN, P. W. & JACOBS, A. M. (1980): Palaeomagnetic and palaeontologic dating of a section at Gioia Tauro, Italy: Identification of the Blake Event. - *Earth Planet. Sci. Letts.*, **50**: 289-300.
- CRONAN, D. S. (1976): Manganese nodules and other ferro-manganese oxide deposits. - In: RILLEY, J. P. & CHESTER, R., *Chemical Oceanography*, Academic Press NY, **5**: 217-263.
- DALZIEL, I. W. D., ELLIOT, D. H., THOMSON, M. R. A., WELLS, N. A. & ZINSMEISTER, W. J. (1977): Geological studies in the South Orkney Islands: R/V Hero Cruise 77-1. - *Antarc. J. U.S.*, **12**: 98-101.
- DEACON, G. E. R. (1937): The hydrography of the Southern Ocean. - *Discovery Reports*, **15**: 124 p.
- DEACON, G. E. R. (1979): The Weddell Gyre. - *Deep Sea Res.* **26A**: 981-995.
- DREWRY, D. J. & COOPER, A. P. R. (1981): Processes and models of antarctic glaciomarine sedimentation. - *Ann. Glaciol.*, **2**: 117-122.
- ELDER, R. B. & SEABROOKE, J. M. (1970): Oceanography of the Weddell Sea. - U.S. coastguard Oceanog. Rept. CG 373-30, 98 p.
- ELVERHOI, A. & MAISEY, G. (1983): Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea shelf. - In: OLIVER, R. L., JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (Eds.) *Antarctic Geoscience*, Australian Acad. of Science, 483-487.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- FOLDVIK, A., GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985a): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77. - *Polar Res.* **3**: 177-193.

- FOLDVIK, A., GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985b): Physical studies in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1978/79. - *Polar Res.* **3**: 195-207.
- FOLK, R. L. (1962): Of skewnesses and sands. - *J. Sed. Petrol.*, **32** (1): 145-146.
- FOLK R. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. - *J. Sediment. Petrol.*, **27**: 3-27.
- FORSYTH, D. W. (1975): Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. - *J. Geophys. Res.*, **80**: 1420-1443.
- FOSTER, T. D. (1972): Haline convection in polynyas and leads. - *J. Phys. Ocean.*, **2**: 462-469.
- FOSTER, T. D. & CARMACK, E. C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **23**: 301-317.
- FOSTER, T. D. & MIDDLETON, J. H. (1979): Variability in the bottom water of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.* **26A**: 743-762.
- FOSTER, T. D. & MIDDLETON, J. H. (1980): Bottom water formation in the western Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.* **27A**: 367-381.
- FÜTTERER, D. K. (1984): Die Expedition ANTARKTIS-II mit FS "Polarstern" 1983/1984. - *Ber. Polarforsch.*, **18**: 192 S.
- FÜTTERER, D. K. (1988): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988. - *Ber. Polarforsch.*, **58**: 267 S.
- FÜTTERER, D. K., GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, **3**: 551-561.
- FÜTTERER, D. K., 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, P. F., KENNETT, J. P. et al., *Proc. ODP Sci. Results*, 113: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 39-48.
- FROELICH, P. N., KLINKHAMMER, G. P., BENDER, M. L., LUEDTKE, N. A., HEATH, G. R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B. & MAYNARD, V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. - *Geoquimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 1075-1090.
- GAMMELSRØD, T. & SLOTSVIK, N. (1981): Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80. - *Polarforschung*, **51**: 101-111.
- GILL, A. E. (1973): Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **20**: 111-140.
- GILL, A. E. & BRYAN, K. (1971): Effects of geometry on the circulation of three-dimensional southern hemisphere ocean model. - *Deep-Sea Res.*, **18**: 685-721.

- GORDON, A. L. (1986): Interocean exchange of thermocline water. - J. Geophys. Res. **91**: 5037-5046
- GORDON, A. L., MARTINSON, D. G. & TAYLOR H. W. (1981): The Wind driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. - Deep-Sea Res., **28**: 151-163.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - Ber. Polarforsch., **27**: 127 S.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - **57(3)**: 123-126.
- GROBE, H., MACKENSEN, A., HUBBERTEN, H.-W., SPIESS, V. & FÜTTERER, D. K. (1990): Stable isotope and Late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI series C, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 539-572.
- GRÜNIG, S. (1990): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - Ber. Polarforsch., **75**: im Druck.
- HAYS, J. D., LOZANO, J. A., SHACKLETON, N. J. & IRVING, G. (1976): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18000 BP Antarctic Ocean. - In: CLINE, R. M. & HAYS, J. D. Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. Geol. Soc. Am. Memoir **145**: 337-372.
- HELLMER, H. H. (1989): Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis. - Ber. Polarforsch. **60**: 87 S.
- HERRON, M. J. (1988): Marine geology and geophysics of the western South Orkney Plateau, Antarctica: implications for Quaternary glacial history, tectonics and paleoceanography. - Master Thesis, Rice Univ., Houston, Texas, 256 p.
- HERRON, M.J. & ANDERSON, J.B. (1990): Late Quaternary glacial history of the South Orkney Plateau, Antarctica. - Quatern. Res., **33**: 265-275.
- HOLLISTER, & ELDER, (1969): Contour currents in the Weddell Sea. - Deep-Sea Res., **16**: 99-101.
- HUANG, T. C. & WATKINS, N. D. (1977): Contrasts between the Brunhes and Matuyama sedimentary records of bottom water activity in the South Pacific. - Mar. Geol. **23**: 113-132.
- HUBBERTEN, H.-W. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. - Terra Abstracts, **1 (2)**: 80-81.
- HÜBENTHAL, R. (1984): Geologisch-Sedimentologische Untersuchungen an feinkörnigen Sedimenten. - Unveröff. Dipl.-Arb. Christian Albrechts Univ., Kiel, 173 S.

- JAUQUES, G. (1982): The paradox of the Antarctic primary production. - Joint Oceanogr. - Assembly Abstr., Halifax.
- JOHNSON, G. L., VANNEY, J.-R., ELVERHØI, A. & LA BRECQUE, J. L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and Southwest Indian Ocean. - Dt. hydrogr. Z., **34**: 263-272.
- JOHNSON, R. G. & ANDREWS, J. T. (1986): Glacial terminations in the oxygen isotope record off deep sea cores: hypothesis of massive antarctic ice-shelf destruction. - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **53**: 107-138.
- JØRGENSEN, B. B. & REVSBECH, N. P. (1985): Diffuse boundary layers and oxygen uptake of sediment and detritus. - Limnol. Oceanogr., **30 (1)**: 111-122.
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E. et al. (1975): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; 29, US Govt. Printing Office, Washington, DC: 1179 p.
- KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic Glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. - J. Geophys. Res. **82**: 3843-3860.
- KILLWORTH, P. D. (1973): A two dimensional model for the formation of Antarctic Bottom Water. - Deep-Sea Res., **20**: 941-971.
- KING, E. C. & BARKER, P. F. (1988): The margins of the South Orkney Microcontinent. - J. Geol. Soc., London, **145**: 317-331.
- KRANCK, K. (1973): Flocculation of suspended sediment in the Sea. - Nature, **246**: 348-350.
- KRANCK, K. (1975): Sediment deposition from flocculated suspensions. - Sedimentology, **22**: 11-23.
- KURTZ, D. D. & ANDERSON, J. B. (1979): Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross and Weddell Seas, Antarctica. - J. Sediment. Petrol., **49 (4)**: 1159-1170.
- LA BRECQUE, J. L. & BARKER, P. (1981): The age of the Weddell Basin. - Nature, **290**: 489-492.
- LAWVER, L. A. & LONSDALE, M. J. (1988): Underway geophysics during Leg 113. - In BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 33-76.
- LAWVER, L. A., DELLA VEDOVA, B. & VON HERZEN, R. P. (1987): Heatflow measurements in the Jane Basin, a back-arc basin, northern Weddell Sea. - Antarctic J. U.S., **19**: 87-88.
- LAWVER, L. A., SCLATER, J. G. & MEINKE, L. (1985): Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. - Tectonophysics, **114**: 233-254.
- LEDBETTER, M. T. & JOHNSON, D. A. (1976): Increased transport in the Antarctic Bottom Water in the Vema Channel during the last Ice Age. - Science, **194**: 837-839.

- McCAVE, I. N. (1975): Vertical flux of particles in the ocean. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 491-502.
- McCAVE, I. N. (1984): Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. *Deep-Sea Res.* **31**: 329-352.
- MACKENSEN, A., 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.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie. - *Habil. Schrift, Ruprecht-Karl-Univ., Heidelberg*: 63 S.
- MANGINI, A., EISENHAUER, A. & WALTER, P. (1984): Response of manganese in the Ocean to the climatic cycles in the Quaternary. *Paleoceanography* **5**: 811-821.
- MANKINEN, E. A. & DALRYMPLE, G. B. (1979): Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 my BP. - *J. Geophys. Res.*, **84**: 615-626.
- 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. - *Quat. Res.*, **27**: 1-29.
- MELLES, M. (1990): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, **81**: im Druck.
- MIDDLETON, G. V. (1967): Experiments on density and turbidity currents, III: Deposition. - *Can. J. Earth Sci.*, **4**: 475-505.
- MIDDLETON, G. V. & SOUTHARD, J. B. (1977): Mechanics of sediment movement. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course Notes* **3**: 191p.
- MOSBY, H. (1934): The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. - *Scient. Results Norw. Antarct. Exped. 1927-1928.* **1**: 131 p.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Teil I: Sediment-Petrologie. Schweizerbart, Stuttgart, 303 S.
- MÜLLER, P. J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. - *Deep-Sea Res.*, **26A**: 1347-1362.
- MUNSELL SOIL COLOR CHART (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 p.
- NANSEN, F. (1906): Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic seas in 1901. - *Vid Selskap Skrifter, I Mat.-Naturv. Kl.*, **1(3)**: 145 p.
- NATIONAL GEOGRAPHIC SOCIETY (1987): Antarctica, Scale 1:9469000. - *Nat. Geogr. Soc., Washington, D. C.*

- NINKOVICH, D., OPDYKE, N., HEEZEN, B. C. & FOSTER J. H. (1966): Palaeomagnetic stratigraphy rates of deposition and tephrachronology in North Pacific Deep-Sea sediments. - *Eath Planet. Sci. Letts.*, **1**: 476-492.
- NOVACZYK, N. R. (1985): Paläomagnetische Untersuchungen paläozoischer Gesteine des Hohen Venn. - Unveröff. Dipl.-Arb. Ruhr-Uni. Bochum, 187 S.
- NOVACZYK, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - *Ber. Polarforsch.*, **78**: 187 S.
- NOWELL, A. R. M., JUMARS, P. A. & ECKMANN, J. E. (1981): Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments. - *Mar. Geol.*, **42**: 133-153.
- NOWLIN, W. D. & ZENK, W. (1988): Westward bottom currents along the margin of the South Shetland Island Arc. - *Deep-Sea Res.*, **35**: 269-301.
- O'BRIEN, P. D. (1989): Magnetostratigraphy of marine sediments from Jane Basin, southeast of the South Orkney Microcontinent, Antarctica. - Ph.D. Thesis, Univ. Southampton, 300p.
- ORHEIM, O. & ELVERHØI, A. (1981): Model of submarine glacial deposition. - *Ann. Glaciol.*, **2**: 123-128.
- OSER, R. K. (1972): Sedimentary components of northwest Pacific pelagic sediments. - *J. Sedim. Petrol.*, **42**: 461-467.
- PIRIE, J. H. H. (1913): Glaciology of the South Orkney's: Scottish National Antarctic Expedition. - *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **49 (4)**: 831-864.
- PRELL, W. L., IMBRIE, J., MARTINSON, D. G., MORLEY, J. J. PISIAS, N. G., SHACKLETON, N. J. & STEETER, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary. - *Paleoceanogr.* **1**: 137-162
- PUDSEY, C. J. (1989): Pleistocene history of Antarctic Bottom Water flows from northern Weddell Sea sediments. - *Terra Abstracts*, **1**: 2.
- PUDSEY, C. J. (1990): Grain size and diatom content of hemipelagic sediments at site 697 ODP Leg 113: a record of Pliocene-Pleistocene climate. - In: BARKER, P. F. KENNETT, J. P. et al., *Proc. ODP, Scient. Res. 113*: College Station, TX: 111-120.
- PUDSEY, C. J., BARKER, P. F. & HAMILTON, N. (1988): Weddel Sea abyssal sediments: a record of Antarctic Bottom Water Flow. - *Mar. Geol.*, **81**: 289-314.
- PUDSEY, C. J., MURRAY, J. W. & CIESIELSKI, P. F. (1987): Late Pliocene to Quaternary Sedimentation on the South Orkney Shelf. - *Br. Antarct. Surv. Bull.*, **77**: 81-97.
- SCHINK, D. R. & GUINASSO, N. L. (1977): Effects of bioturbation on sediment-seawater interaction. - *Mar. Geol.* **23**: 133-154.
- SCHLICH, R., WISE, S. W. et al. (1989): *Proc. ODP, Init. Repts.*, College Station, Tx (Ocean Drilling Program), 120: 648 p

- SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985): Vol. I - Antarctic. Prep. by Naval Oceanography Detachment, Asheville, NSTL, MS 39527-5000, 131 p.
- SHAKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific cores V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10,000 year and 100.000 year scale. - *Quat. Res.*, **3**: 39-55.
- SHAKLETON, N. J., IMBRIE, J. & HALL, M. A. (1983): Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: Implications for the formation of deep water in the Late Pleistocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* **65**: 233-244.
- SHEPARD, F. P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sediment. Petrol.*, **24(3)**: 151-158.
- 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.
- SMITH, J. D. & FOSTER, J. H. (1969): Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. - *Science*, **163**: 565-567.
- STEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP - Sites 141, 366, 397 und 544B. - *Ber. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **4**: 210 S.
- TECTONIC MAP OF THE SCOTIA ARC (1985): Scale 1:3 000 000, BAS (Misc) 3. Cambridge, British Antarctic Survey.
- THOMPSON, M. R. A. (1981): Late Mesozoic stratigraphy and Invertebrate Palaeontology of the South Orkney Islands. - *Br. Antarct. Survey Bull.*, **54**: 65-83.
- VAN ANDEL, T. H. (1973): Texture and dispersal of sediments in the Panama Basin. - *J. Geol.*, **8**: 434-457.
- VEROSUB, K. L. & BANERJEE, S. K. (1977): Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15(2)**: 145-155.
- WATKINS, N. D., KEANY, J., LEDBETTER, M. T. & HUANG, T.-C. (1974): Antarctic glacial history from analysis of ice-rafted deposits in marine sediments: new model and initial tests. - *Science*, **186**: 533-536.
- WEISSEL, J. K. & HAYES, D. E. (1972): Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean. In HAYES, D. E., *Antarctic Oceanology II: The Australian-New Zealand Sector*. - *Antarc. Res. Ser.*, **19**: 165-196.
- WHILLANS, I. M. (1978): Erosion by continental ice sheets. - *J. Geol.*, **86**: 516-524.
- WRIGHT, R. & ANDERSON, J. B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**: 951-963.
- WÜST, G. (1933): Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. - *Wiss. Ergebn. dtsch. atlant. Exped. METEOR 1925-1927*, **6(1)**: 1-106.

10 Danksagung

Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer (Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) danke ich sehr herzlich für die Vergabe der vorliegenden Arbeit und die vielfältige Unterstützung, und Herrn Prof. Dr. Gerold Wefer (Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften) für die freundliche Übernahme des Co-Referates.

Ganz herzlich möchte ich mich bei Dr. Hannes Grobe bedanken für die Betreuung und für die Hilfe bei der Lösung aller auftretenden Probleme, insbesondere am Großrechner. Dr. Hans-Wolfgang Hubberten und Günter Meyer danke ich für die Messungen der stabilen Isotope und für die Betreuung bei der Diskussion der Ergebnisse. Dr. Volkhard Spieß führte die paläomagnetischen Messungen an der Univ. Bremen durch und gab wichtige Hilfe zur Interpretation der Ergebnisse, wofür ich mich bedanken möchte. Dr. Peter Walter (Inst. für Umweltphysik, Heidelberg) führte die ^{230}Th -Analysen durch und gab manche Hilfestellung bei der Auswertung der Ergebnisse, auch ihm sei gedankt. Bei Dr. Michiel Rutgers van der Loeff und Dr. Rainer Gersonde bedanke ich mich für wertvolle Hinweise und Anregungen. Mein besonderer Dank geht an Dr. Gerhard Bohrmann unter anderem für die Hilfe am Rasterelektronenmikroskop und für die Korrekturen des Manuskriptes. Frau Brunhilde Kunsch sei ganz herzlich gedankt für die Hilfe bei der Gestaltung des Layout dieser Arbeit. Bei allen Mitarbeitern des Alfred Wegener Institutes möchte ich meinen herzlichen Dank für die vielfache Unterstützung aussagen.

Für Rat und Tat beim Öffnen der Schelfkerne an Bord des FS "Polarstern" möchte ich mich bei Dr. Gerhard Kuhn, Dr. Martin Melles und Dr. Dieter Cordes recht herzlich bedanken. Mein Dank gilt auch der Crew des FS "Polarstern" von ANT-VI/3

Bei meinen brasilianischen Freunden Paulo Abreu und Mônica Wallner möchte ich mich für die moralische Unterstützung bedanken. Meiner Familie danke ich für die Unterstützung und ständige Aufmunterung, insbesondere meinem Vater dem es nicht vergönnt war den Abschluß zu erleben.- Ihm sei diese Arbeit gewidmet.

Diese Arbeit wurde mir ermöglicht durch ein Stipendium vom "Centro Científico e Tecnológico" in Brasilien und durch die Freistellung vom Lehrdienst an der Universität Fluminense in Niterói, Brasilien, wofür ich mich bedanke.