
Aus dem Geschichtsbuch der Polarmeere

Hannes Grobe

Es ist der 5. Februar 1983, -5°C Lufttemperatur, $-1,2^{\circ}\text{C}$ Wassertemperatur, ein scharfer ablandiger Wind weht über das Meereis, es ist Hochsommer im Südpolarmeer. Das neue deutsche Forschungsschiff „Polarstern“, vor wenigen Wochen in Bremerhaven zu seiner Jungferntour ausgefahren, liegt vor Kapp Norvegia, einem markanten Vorsprung der antarktischen Küstenlinie im östlichen Weddellmeer. Die Schelfeiskante im strahlenden Sonnenschein bildet die Kulisse für ein Debüt wissenschaftlicher Probenahme, die im Laufe der nächsten Jahre den Meeresgeologen eine umfassende und äußerst lesenswerte geologische Bibliothek zur Geschichte der Polarmeere beschert. „Polarstern“ zieht ihren ersten Sedimentkern am Kontinentallhang der Antarktis aus 2 796 m Wassertiefe.

Spätere Untersuchungen werden ergeben, daß der 8,64 m lange Kern nahezu ungestört die letzten 800 000 Jahre der Eiszeit des Quartär dokumentiert. Sie werden zeigen, daß der Gehalt an kalkigen Planktonschalen im Sediment weitaus höher ist, als man es bisher für das Südpolarmeer angenommen hatte. Da diese Mikrofossilien erstmals eine genaue zeitliche Einstufung der Sedimente zulassen, wird sich unter anderem zeigen, daß das Meereis während der jüngsten Erdgeschichte ein bestimmender Faktor für das Leben im Polarmeer war und auch heute noch ist. Die Sedimente werden Aufschluß geben über Strömungen

und Wassermassen und deren Entstehung in den Polarmeeren und über das Verhalten des kontinentalen Eises während der natürlichen Klimaänderungen des Quartär und somit auch einen Beitrag zur aktuellen Klimadiskussion leisten.

100 Millionen Jahre Erdgeschichte der Polarmeere

Die beiden Polarmeere unterscheiden sich in ihrer geographischen Form und Ausdehnung grundsätzlich voneinander. Das Nordpolarmeer ist ein von Kontinenten und zum Teil sehr breiten Schelfmeeren umgebener Ozean mit lediglich zwei schmalen Verbindungen zum Pazifik und Atlantik. Das Südpolarmeer umringt einen Kontinent, die Antarktis, und ist gleichzeitig die südliche Fortsetzung von Atlantik, Pazifik und Indik. Der gesamte antarktische Kontinent wird durch die Auflast seines mächtigen Eisschildes nach unten gedrückt, und damit ist dort der Schelf etwa 200–300 m tiefer als bei den übrigen Kontinenten.

Das *Nordpolarmeer* wird durch den am Nordpol kreuzenden Lomonosov-Rücken in zwei Becken mit unterschiedlicher Entstehungsgeschichte gegliedert. Die Öffnung des Eurasischen Beckens läßt sich aus den

magnetischen Anomalien des Meeresbodens gut rekonstruieren und beginnt zur Zeit der Kreide/Tertiär-Grenze vor etwa 60 Millionen Jahren. Das Amerasische Becken entstand durch komplizierte tektonische Bewegungen des Meeresbodens seit der Kreide, Zeit genug für die Ablagerung von bis zu 2000 m mächtigen Sedimenten.

Die Abtrennung Tasmaniens von der Antarktis und die Öffnung der Drake Passage zwischen Südamerika und der antarktischen Halbinsel haben im wesentlichen zur Entstehung eines Ringozeans, dem *Südpolarmeer*, beigetragen. Diese Vorgänge im Rahmen des plattentektonischen Zerbrechens des Großkontinentes Gondwana spielten sich im Oligozän vor etwa 20 bis 35 Millionen Jahren ab. Erst das Auseinanderdriften der Kontinente ermöglichte die Ausbildung eines zirkumpolaren Stromsystems, das mit der klimatischen und ozeanographischen Isolation der Antarktis die Voraussetzungen für ihre Vereisung schuf. Die Vereisungsgeschichte des Kontinentes, die mit ersten kleineren Gletschern begann und bis heute zu einem stellenweise über 4000 m mächtigen Eisschild geführt hat, ist komplex und spannend und ihre Rekonstruktion eine Herausforderung für viele Geologen (u. a. Ehrmann 1994; Bleil und Thiede 1990).

Das Gedächtnis des Meeres

Meeressedimente, auch als das Gedächtnis des Meeres bezeichnet (Seibold 1991), spiegeln die gesamte Entstehungsgeschichte der heute auf der Erde vorhandenen Ozeane wider. Sie entstehen zum einen aus den Verwitterungsprodukten der Kontinente, die vorwiegend durch Flüsse, stellenweise auch durch Wind ins Meer transportiert werden. Zum anderen können Schalen von planktischen und benthischen Einzellern aus Kalk (Foraminiferen, Coccolithen) und Opal (Radiolarien, Diatomeen) besonders in den kontinentferneren Teilen der Ozeane wesentlich zur Sediment-

bildung beitragen (Abb. 1). Die Sedimente sind das Abbild verschiedener Produktions- und Lieferprozesse, meist noch überprägt durch Umlagerung, Meeresströmungen und die am Meeresboden lebenden Organismen. Verteilung und Ablagerung mariner Sedimente in Zeit und Raum müssen in den Beziehungen zwischen Verwitterung, Transport und Ablagerung sowie den ozeanographischen Verhältnissen und den biologischen Prozessen gesehen werden. Alle Vorgänge werden durch das globale Klima gesteuert oder zumindest beeinflusst; durch die Analyse und Interpretation der Sedimente läßt sich somit das Klima früherer Epochen der Erdgeschichte ablesen.

Die Polarmeere spielen unter den verschiedenen Sedimentationsräumen der Ozeane eine Sonderrolle, da hier die Sedimentbildung im wesentlichen durch Eis kontrolliert wird. Das Meereis steuert über die Lichtlimitierung überwiegend das Planktonwachstum im Ober-

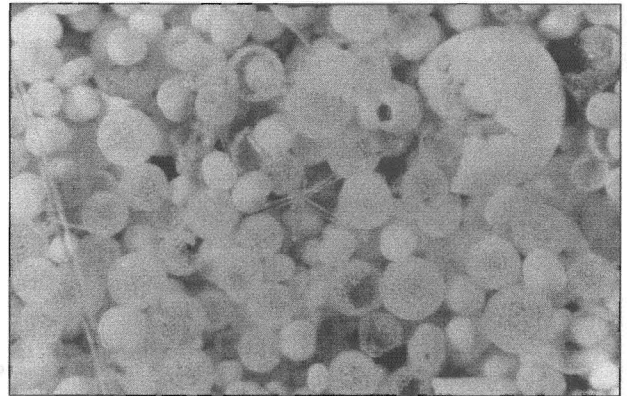


Abb. 1. Biogene Sandfraktion einer holozänen Sedimentprobe vom antarktischen Kontinentalhang. Die weißen, kalkschaligen Mikrofossilien sind Foraminiferen; die kleinen, rundlichen lebten planktisch, die größeren benthisch, also am Meeresboden. Einige große benthische Foraminiferen haben ihr Gehäuse aus Sandkörnern zusammengesetzt. Aus Opal bestehen Schwammnadeln und Radiolarien (glasige Kugeln).

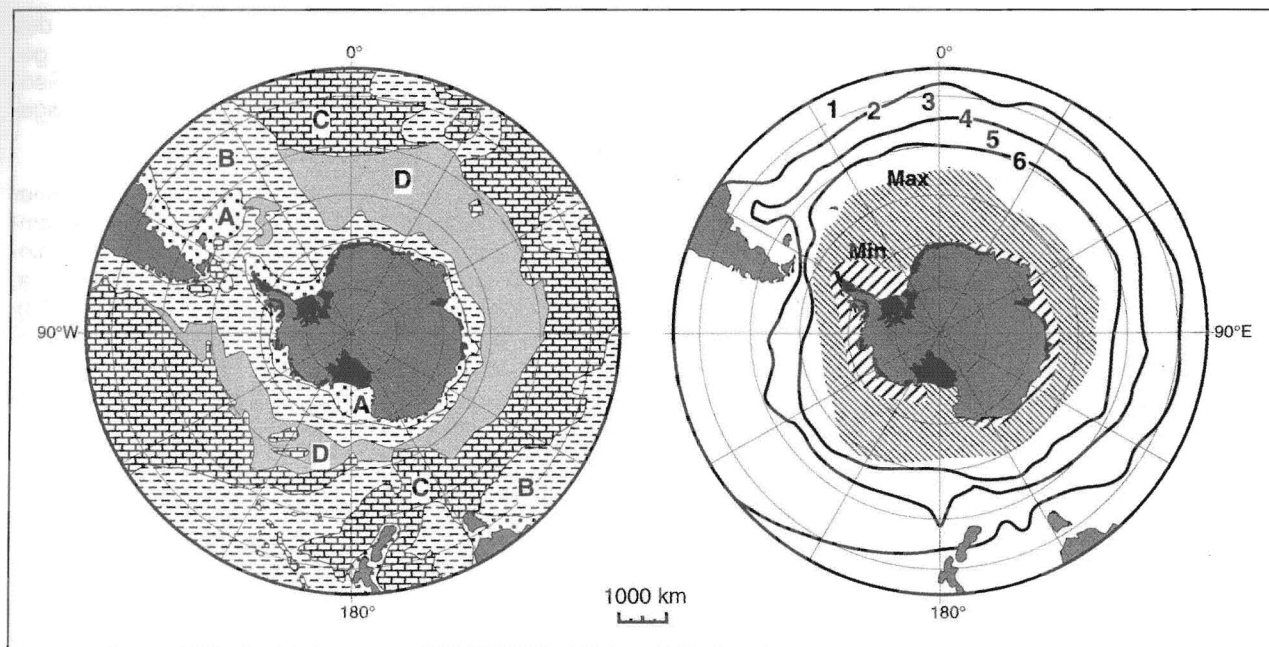


Abb. 2. Links: Sedimentverteilungskarte des Südpolarmeeres und der angrenzenden Ozeane (A = Schelfsedimente, B = Siltiger Ton, C = Kalkreiche Sedimente, D = Diatomeen-schlamm), rechts: Karte minimaler (Min) und maximaler (Max) Meereisausdehnung mit den ozeanographischen Fronten und Zonen, die das Südpolarmeer gegen die übrigen Ozeane abgrenzen (1 = subtropische Zone, 2 = subtropische Front, 3 = subantarktische Zone, 4 = subantarktische Front, 5 = Polarfrontzone, 6 = Polarfront).

flächenwasser und ist im Nordpolarmeer gleichzeitig auch wichtiges Transportmedium für terrestrisches Material aus Flüssen und Küstenniederungen, das schließlich als Sediment am Meeresboden abgelagert wird. Die beiden großen Eiskappen auf Grönland und der Antarktis und die zahllosen in den Polargebieten beheimateten Gletscher liefern reichlich terrigenen Detritus ins Meer, der durch die Eisbewegungen vom kontinentalen Untergrund abgehobelt wird. Die an der Eiskante kalbenden Eisberge transportieren das Material ab und geben es beim Abschmelzen frei. Auf diese Weise haben die Vereisungen der Antarktis und Grön-

lands, während der Kaltzeiten ergänzt durch große Eisschilde auf Fennoskandien und Nordamerika, zur Bildung mächtiger glazialmariner Sedimentpakete in den angrenzenden Ozeanen geführt. Das Spektrum dieser Ablagerungen umfaßt alle nur denkbaren Korngrößen von <1 Mikron bis zu mehreren Metern im Durchmesser. Die mineralogische Zusammensetzung der Geschiebe und Sedimentpartikel spiegelt die Geologie des Liefergebietes wider. Veränderungen in der Menge des angelieferten Materials werden im wesentlichen durch das Fließverhalten und die Massenbilanz der kontinentalen Eisschilde gesteuert.

Auf Grund von Mikrofossilinhalt, Korngrößenverteilung, Struktur und Mineralgehalt klassifizierte Sedimentschichten oder -pakete werden als Fazies bezeichnet. Bestimmte Fazies können wiederum unterschiedlichen Umweltbedingungen und Sedimentationsräumen zugeordnet werden. Auch Meeresbodentopographie und Klimafaktoren spielen bei der Entstehung einer spezifischen Fazies eine wichtige Rolle. So zeigt zum Beispiel die Verbreitungskarte der wichtigsten Sedimentfazies im Südpolarmeer ein breitenabhängiges Muster (Abb. 2, links). Die Antarktis ist von einem Gürtel durch das Eis geprägter Schelfsedimente umgeben, der nach Norden in glazialmarine siltige Tone übergeht. Ein von der Küste her abnehmender Anteil von Sand und Steinen wird ausschließlich durch Eisberge zugeführt. In der Polarfrontzone, die das Südpolarmeer ozeanographisch gegen die drei großen Ozeane abgrenzt (Abb. 2, rechts), ist das Oberflächenwasser durch das Aufeinandertreffen verschiedener Wassermassen nährstoffreich und erlaubt eine hohe Primärproduktion. Das reiche Algenwachstum an der Oberfläche ist am Meeresboden durch Diatomeenschlämme dokumentiert. Die Böden der angrenzenden Ozeane in den niederen Breiten sind in weiten Teilen mit Karbonatschlamm, in größeren Wassertiefen, unterhalb der Kalklösungstiefe, mit Tonen bedeckt (Abb. 2, links). Im Nordpolarmeer ist eine Gliederung der Sedimente in verschiedene Faziestypen deutlich schwieriger, da sich hier die Zusammensetzung ausschließlich auf Variationen im terrigenen Detritus beschränkt. Die in weiten Teilen des Nordpolarmeeres ständig vorhandene Eisbedeckung verhindert eine stärkere pflanzliche Primärproduktion, der Anteil an Mikrofossilien im Sediment ist entsprechend gering.

Der geologische Aufschluß an Deck

Geologen bezeichnen eine Stelle der Erdoberfläche, an der das sonst durch Boden und Pflanzenwuchs verdeckte Gestein des Untergrundes zutage tritt, als Aufschluß. Mit Hilfe der meeresgeologischen Probenah-

meegeräte der „Polarstern“ kann ein „Aufschluß des Meeresbodens“ weitgehend ungestört an Deck gebracht werden. Erst diese Technik ermöglicht den Geologen eine Aufnahme und gezielte Beprobung ausgewählter Sedimentschichten im Labor (Abb. 3).

Die Sedimente des Weddellmeeres, einem Randmeer des Südpolarmeeres (Abb. 4), wurden in den vergangenen Jahren vorwiegend im Rahmen von Expeditionen des Forschungsschiffes „Polarstern“ beprobt (u. a. Fütterer 1988, 1992, Stonehouse und Casarini 1988). Eingesetzt werden im wesentlichen zwei Gerätetypen. Oberflächen-greifende Geräte bringen weitgehend ungestört die obersten Dezimeter des Meeresbodens an Deck, nach Möglichkeit mit dem dazugehörigen Bodenwasser. Besonders die Grenzfläche Meer/Meeresboden interessiert Biologen, Geologen und Chemiker gleichermaßen; das Probenmaterial wird entsprechend für die verschiedenen Fragestellungen aufgeteilt. Ein weiterer Gerätetyp sind Sedimentkernlote, die



Abb. 3. Dokumentation eines geöffneten Sedimentkernes aus dem Nordpolarmeer im großen Geologielabor des Forschungsschiffes „Polarstern“. Die Abfolge von hellen und dunklen Sedimenten spiegelt die zyklischen Wechsel von Warm- und Kaltzeiten wider.

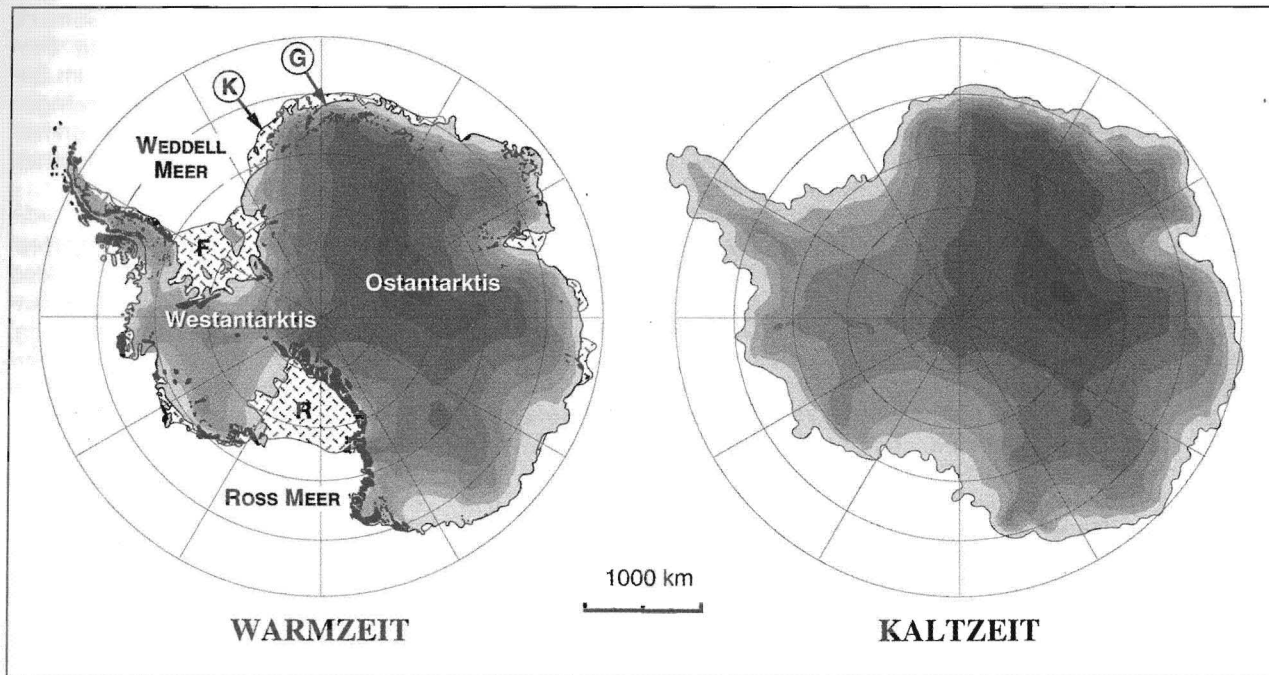


Abb. 4. Links: Mächtigkeit des antarktischen Eisschildes, dargestellt in Graustufen von jeweils 500 m. Schwarz dargestellt sind Bereiche, die nicht von Eis bedeckt sind, schraffiert sind Schelfeise (F = Filchner Schelfeis, R = Ronne Schelfeis). An der Grundlinie (G) beginnt mit dem Aufschwimmen des kontinentalen Eises das Schelfeis, die Kalbungslinie (K) ist die äußere Kante des Schelfeises. Rechts: Modellierte Eismächtigkeiten für einen glazialen Eisschild (Huybrechts 1992). Die stärksten Veränderungen erfährt der Eisschild im Bereich der Westantarktis. Bedingt durch die Meeresspiegelabsenkung liegen die Schelfeise auf, durch den verstärkten Rückstau nimmt die Eisdicke zu.

durch ihr Eigengewicht, erhöht durch einen Bleikopf von mehreren Tonnen Gewicht, einen bis zu 20 Meter langen Sedimentkern aus dem Meeresboden stanzen. Je nach Sedimentationsrate liefert der gewonnene Kern geologische Informationen aus einigen 100 000 bis einigen Millionen Jahren Erdgeschichte. Die zeitliche Auflösung ist hier bei gleicher Länge in einem eine lange Zeitspanne überdeckenden Kern naturgemäß schlechter als in Kernen mit hoher Sedimentationsrate.

Voraussetzung für eine erfolgreiche geologische Beprobung eines ausgewählten Gebietes ist die Kenntnis von Morphologie und Strukturen des Meeresbodens. Einer Probenahme geht daher immer eine Vorerkundung mit verschiedenen Echoloten voran; ein Fächerecholot erstellte eine Karte des betreffenden Meeresgebietes, ein Sedimentecholot liefert ein Abbild von Lagerung und Schichtung der Sedimente. Lassen die flachseismischen Daten eine vollständige und möglichst lange Sedimentabfolge erkennen, beginnt die Probenahme.

Ein Teil des während einer Expedition gewonnenen Probenmaterials wird gekühlt in die beteiligten Institute transportiert und dort analysiert, der Rest bereits an Bord verarbeitet. Nach Öffnung und Dokumentation beginnt die Beprobung der Kerne für verschiedene Fragestellungen. Proben zur Bestimmung des Kalk- und Opalgehaltes lassen die Variationen des Planktonwachstums im Oberflächenwasser über einen bestimmten geologischen Zeitraum erkennen, da beide Minerale durch Schalenreste des Planktons in das Sediment eingebracht werden. Die Untersuchung der Korngrößenverteilung liefert den Geologen Informationen über die wechselnden Transportbedingungen durch Strömung und Eis, isotopechemische Untersuchungen des Gesamtsedimentes oder ausgewählter Mikrofossilien erlauben eine zeitliche Zuordnung der einzelnen Sedimentschichten, Röntgenaufnahmen zeigen den Gehalt an eistransportiertem Material oder lassen erkennen, wie stark das Sediment durch die im Boden lebenden Organismen verwühlt wurde. Erst später wird sich jedoch aus der übergreifenden Interpretation aller Einzelinformationen ein Bild der Umweltveränderungen für den untersuchten geologischen Zeitraum ergeben.

Planktonschicksal

Der meist geringe biogene Anteil polarer Sedimente liefert sowohl auf Grund seiner Artenzusammensetzung als auch in der chemischen Zusammensetzung seiner Schalen wesentliche Parameter für die paläoklimatischen Rekonstruktionen. Biogene Komponenten bestehen vorwiegend aus Schalenresten des Planktons, also Algen (Coccolithophoriden, Diatomeen) und tierischen Einzellern (Foraminiferen, Radiolarien), ergänzt durch einen kleinen Teil benthischer, also am Boden lebender Einzeller (Abb. 1). Die Ökologie des jeweiligen Lebensraumes entscheidet über Zusammensetzung und Reichtum der lebenden Organismenvergesellschaftung. Diese stimmt jedoch nur in den

selteneren Fällen mit der fossil überlieferten Gemeinschaft überein. Physikalische und chemische Prozesse im freien Wasser, am Meeresboden und im Sediment tragen zu ihrer Veränderung bei und zwingen die Geologen, Werkzeuge zu entwickeln, die ihnen helfen, aus den Grabgemeinschaften die ursprünglichen Lebensgemeinschaften zu rekonstruieren.

Der Einfluß der Eisbedeckung auf die Primärproduktion unterlag während der quartären Klimazyklen sicherlich im Südpolarmeer den stärksten Veränderungen, da es während der Kaltzeiten ganzjährig, in den Warmzeiten hingegen nur im Winter mit Meereis bedeckt war. Die Meereisdecke steuert die Verfügbarkeit von Licht im Oberflächenwasser und ist, da Nährstoffe in ausreichender Menge vorhanden sind, der wesentliche limitierende Faktor für die Primärproduktion. Aus diesem Grund korrespondiert während eines Klimazyklus die Produktion mit dem Grad der Meereisbedeckung in ähnlicher Weise, wie es bei den heutigen saisonalen Prozessen der Fall ist.

Die aus den Kernen isolierten Mikrofossilien (Abb. 1) dokumentieren die Veränderungen von Klima, Eis und Produktion sehr gut. Kieselige Schalenreste als Anzeiger für hohe Produktion finden sich überwiegend in Ablagerungen der wärmsten Klimaphasen, gemäßigttes Klima ist im Sediment durch karbonatisches Plankton gekennzeichnet, und kaltzeitliche Sedimente lassen durch ihren nur geringen Fossilinhalt und auch durch ihre schwache Verwühlung auf ein deutlich reduziertes Leben unter dem Eis schließen.

Die Exportproduktion bezeichnet die Menge organischen Materials, die nicht auf dem Weg durch die Wassersäule bereits wieder remineralisiert wird, sondern den Meeresboden erreicht und dort abgebaut oder ins Sediment eingebettet wird. Der Abbau organischer Substanz im Bodenwasser und am Meeresboden beeinflusst den Gehalt an Kohlendioxid in den unteren Wasserschichten und damit die Tiefenlage be-

ginnender Kalklösung. Unterhalb der sogenannten Karbonatkompensationstiefe wird Kalk vollständig gelöst, es können somit auch keine kalkigen Mikrofossilien überliefert werden. Dies trifft für die oben beschriebenen, an kieseligen Schalen reichen Sedimentschichten der Warmzeit zu.

Aber auch kieselige Schalen werden auf oder im Sediment gelöst, wenn ihr Anteil am Gesamtsediment zu gering ist, um durch Lösung eine Sättigung des Porenwassers herbeizuführen. Zuletzt tragen noch die am Meeresboden lebenden größeren Organismen zu einer Verwühlung der obersten Sedimentschichten und damit zur Maskierung der ursprünglichen Schalengemeinschaften bei. Alle diese Vorgänge sind bei der Interpretation von Sedimentanalysen mit in Betracht zu ziehen.

Eiszeit im Eis

Erst eine langfristige globale Abkühlung während des Tertiär ließ auf der Erde die Bedingungen für eine neue Eiszeit entstehen. Der jüngste, 1,8 Millionen Jahre dauernde Abschnitt der Erdgeschichte, das Quartär, ist durch einen ständigen Wechsel von Kaltzeiten und Warmzeiten gekennzeichnet. Betrachtet man die letzten 300 000 Jahre, einen Zeitraum, der häufig bei geologischen Beprobungen mariner Sedimente erfaßt wird, wurden die beiden letzten großen Kaltzeiten von nur kurzen Warmzeiten unterbrochen (Abb. 5). Das Holozän ist der Beginn der jüngsten, erst 12 000 Jahre andauernden Warmzeit. Hervorgerufen werden diese zyklischen Klimaveränderungen durch Variationen bestimmter Parameter der Erdumlaufbahn um die Sonne. Die hieran gekoppelten und sich verändernden Verhältnisse der Sonneneinstrahlung auf Süd- und Nordhalbkugel sind im wesentlichen für das globale Klima verantwortlich. Die Rekonstruktion der geologischen Geschichte während dieser Klimaschwankungen liefert den erdgeschichtlichen Beitrag und das Hinter-

grundwissen zu den aktuellen Fragen der Klimaveränderung (z. B. Graßl und Klingholz 1990).

Betrachtet man die quartären Klimazyklen, haben die Polarmeere in vielerlei Hinsicht eine Schlüsselstellung für die Rekonstruktion einer „glazialen Welt“. Aus den Sedimenten erhält man Informationen über das Verhalten der großen kontinentalen Eisschilde aus erster Hand. Die Bildung von Wassermassen im Umfeld der Polarmeere ist für die hydrographischen Verhältnisse in allen Ozeanen bedeutsam. Die Meereisdecke steuert die für den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre wichtige Primärproduktion im Oberflächenwasser. Untersuchungen von Lufteinschlüssen in bis zu 200 000 Jahre alten Eiskernen aus der Antarktis und aus Grönland zeigen, daß der atmosphärische Kohlendioxidgehalt mit dem Klima korrespondierende Variationen aufweist (Abb. 5, Barnola et al. 1987, GRIP Members 1993). Als Begründung wurden Effizienzänderungen der biologischen Pumpe, eine unterschiedliche Produktion durch höhere Sonneneinstrahlung, veränderte Oberflächenwasserzirkulation oder Umverteilung von Nährstoffen zwischen niederen und höheren Breiten angeführt. Eindeutig geklärt ist dieser Effekt bisher jedoch nicht.

Wichtig für das Verständnis der geologischen Veränderungen im Südpolarmeere ist seine Gliederung (Abb. 4). Besonders der Küstenbereich hat für die Prozesse im Ozean eine Schlüsselfunktion. Das auf dem Kontinent aufliegende Eis fließt mit Geschwindigkeiten von einigen Metern pro Tag der Küste zu. An der *Grundlinie* verliert das Eis den Bodenkontakt und schwimmt auf dem Meerwasser auf. In vielen Bereichen der Küste entstehen Schelfeise, die etwa ein Drittel des antarktischen Kontinentes begrenzen. Die Schelfeiskante ist gleichzeitig die *Kalbungslinie*, an der die für das Südpolarmeere typischen Tafel eisberge kalben. Im offenen Ozean beeinflussen hydrographische *Zonen* und *Fronten* insbesondere die biogene Produktion im Oberflächenwasser (Abb. 2). Jede der genannten Grenzen verändert sich mit unterschiedli-

cher Frequenz und Amplitude, gesteuert durch Klima-
veränderungen. Die Sedimente am Meeresboden ge-
ben ein geglättetes Bild der langfristigen Verlagerun-
gen dieser Grenzen wider.

Zur Untersuchung der spezifischen Paläoumweltbedin-
gungen im Umfeld großer Eisschilde eignen sich vor-
nehmlich Sedimente von den Kontinentalrändern, dem
Bereich also, an dem Kryosphäre, Hydrosphäre und
Geosphäre zusammentreffen. Zusammenhänge zwi-
schen Sedimentfazies und Paläoklima, Paläoozeano-

graphie und Paläoglazilogie werden hier besonders
deutlich. Im folgenden wird ein kurzes Modell der gla-
zialmarinen Sedimentation für einen Kaltzeit/Warm-
zeit-Klimazyklus vorgestellt, das die Bildungsbedin-
gungen verschiedener Sedimentfazies in ihren spezi-
fischen Ablagerungsräumen verdeutlicht. In ihrer zeitli-
chen und räumlichen Verbreitung sind die Fazies das
Ergebnis der Veränderungen von Meereisverteilung,
Meeresspiegel, den Bewegungen der Schelfeiskante
sowie den ozeanographischen Verhältnissen im Süd-
polarmeer. Das Modell basiert auf sedimentologi-

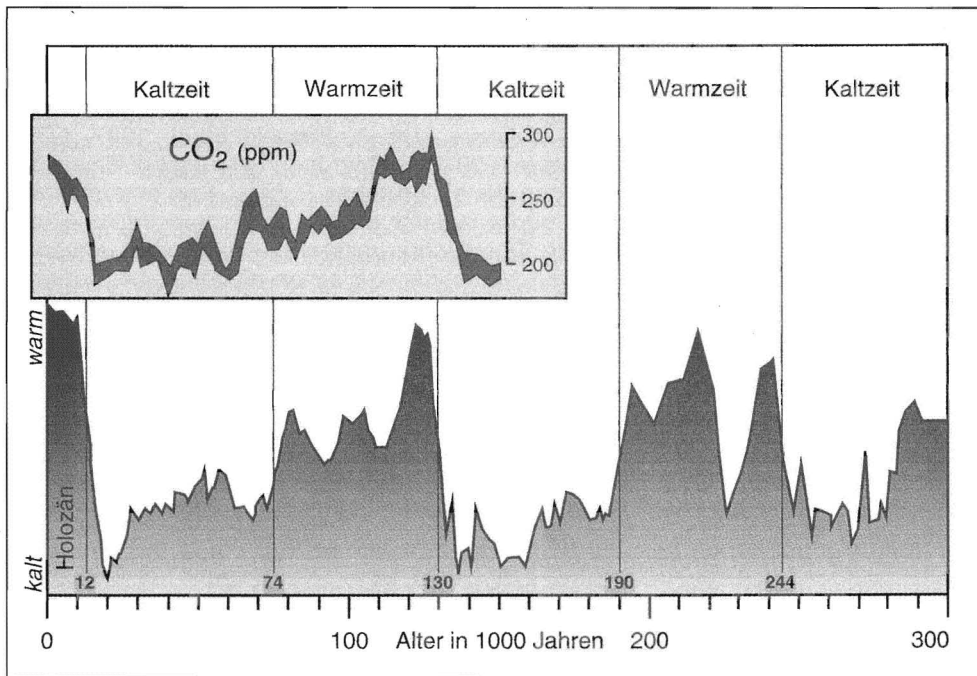


Abb. 5. Der globale Klimaverlauf während der letzten 300 000 Jahre zeigt zwei große Kaltzeiten, die von Warmzeiten unterbrochen werden. Das Holozän ist der Beginn der jüngsten, seit 12 000 Jahren andauernden Warmzeit. Messungen an fossiler Luft in Eiskernen zeigen, daß sich der Kohlendioxidgehalt (CO_2) der Atmosphäre parallel mit den Klimazyklen verändert hat. Die Ursachen sind vermutlich in Veränderungen und Verlagerungen der Produktivitätszonen der Ozeane zu suchen, sind jedoch nicht eindeutig geklärt.

schen Analysen ausgewählter Sedimentkerne aus dem Weddellmeer in Verbindung mit ozeanographischen und glaziologischen Informationen aus dem Untersuchungsgebiet.

Warmzeit

Während des kurzen Überganges von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit (Abb. 6) unterliegt der Sedimentationsraum des Südpolarmeeres wesentlichen Veränderungen. Der Meeresspiegel steigt innerhalb von 12 000 Jahren um ca. 130 m an und führt durch die Anhebung der randlichen Teile des kontinentalen Eisschildes

des zu einem Rückzug der Grundlinie und zur Bildung größerer Schelfeise. Schelfeise haben zwar noch Verbindung zum kontinentalen Eisschild, schwimmen jedoch bereits auf dem Meer und haben daher nur noch eine Mächtigkeit von etwa 300 m; die beiden größten Schelfeise (Filchner und Ronne Schelfeise) sind Teil des Westantarktischen Eisschildes (Abb. 4). Durch den mit der Bildung von Schelfeisen verbundenen Massenverlust an Eis ist eine neue Einstellung des isostatischen Gleichgewichtes zwischen Kontinent, Eis und Ozean notwendig, und die betroffenen Bereiche beginnen sich zu heben. Der Schelf verbreitert sich durch den Rückzug der Grundlinie, und Sedimentumlagerung und -transport durch Eisberge nehmen auf

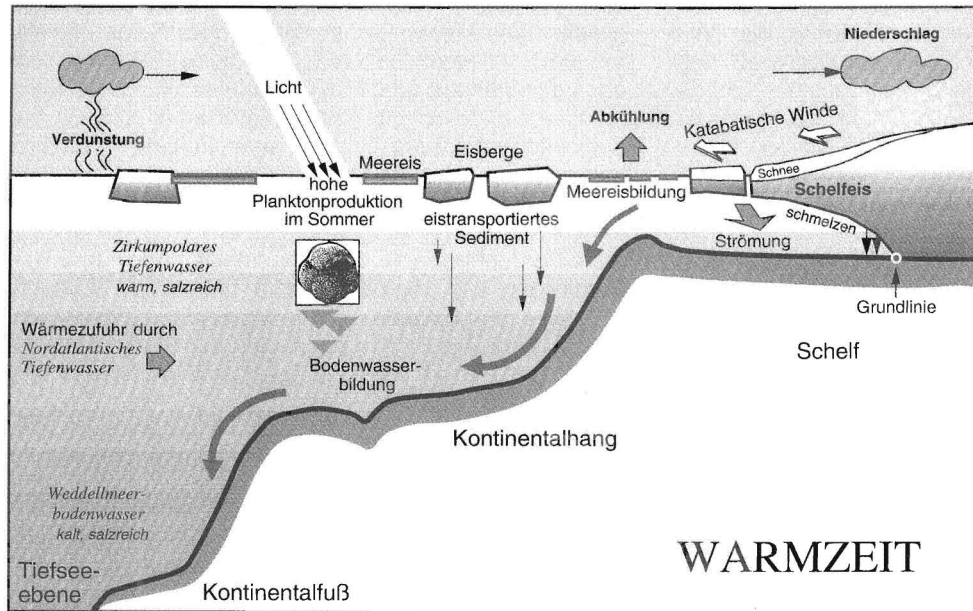


Abb. 6. Prozesse der Sedimentbildung am antarktischen Kontinentalhang während einer Warmzeit. Im wesentlichen tragen Eistransport, Strömungstransport und gravitativer Hangtransport sowie die Produktion von Plankton im Oberflächenwasser zur Bildung und Anlieferung von Sedimentpartikeln bei. Die Sedimentation wird im Verlauf der Klimazyklen beeinflusst durch die verschiedenen Wassermassen im Ozean (Paläoozeanographie), durch den kontinentalen Eisschild und das Meereis (Paläoglaziologie) und durch die Primärproduktion (Paläoproduktivität).

Grund der Rückverlagerung der Kalbungslinie zu. Erst wenn die Schelfeise zu einer stabilen Größe geschrumpft sind und sich der Massenhaushalt des kontinentalen Eises auf die Veränderungen von Temperatur, Meeresspiegel und Niederschlag eingestellt hat, stabilisieren sich auch die Sedimentationsverhältnisse.

Die Meereisdecke des Südpolarmeeres unterliegt während einer Warmzeit ausgeprägten saisonalen Variationen (Abb. 2). Das winterliche Meereis verdoppelt die Fläche der Antarktis um 20 Millionen km² und kann während des kurzen Sommers auf bis zu 4 Millionen km² schrumpfen. So kann besonders in den Sommermonaten ausreichend Licht ins Oberflächenwasser dringen und damit zu einer deutlich höheren Primärproduktion führen (Abb. 6). Kieselige Planktonschalen, im Sediment als Mikrofossilien überliefert, dokumentieren diesen Höhepunkt einer jeweiligen Warmzeit. Kalkschaliges Plankton wird zwar ebenfalls im Oberflächenwasser produziert und trägt auch zur Sedimentation bei, es wird jedoch am Meeresboden wieder gelöst. Die erhöhte Sedimentation von organischem Material hebt die Kalklösungstiefe an, da durch die Remineralisierung am Meeresboden der Kohlendioxidgehalt im Bodenwasser zunimmt. Gleichzeitig fördert der Eintrag an organischer Substanz, die vielen Organismen am Meeresboden als Nahrung dient, auch das benthische Leben, wie aus einer stärkeren Verwühlung der Sedimente zu erkennen ist.

Die für die warmzeitliche Sedimentfazies typischen Korngrößenverteilungen und Mineralvergesellschaftungen weisen, besonders im Bereich großer Schelfeise, auf die verstärkte Produktion von Bodenwasser hin. Sowohl die Neubildung von Meereis in den durch starke ablandige (katabatische) Winde gebildeten Polynien, als auch die Zirkulation von Wassermassen unter den Schelfeisen führt zur Abkühlung und Zunahme des Salzgehaltes (Abb. 6). Das somit schwerere Wasser sinkt am Kontinentalhang in die Tiefe ab, vermischt sich mit anderen Wassermassen und fließt als Antarktisches Bodenwasser (AABW) in den Atlantik.

Auf Grund der Bedeutung dieser sauerstoffreichen Wassermasse für die „Belüftung“ des Meeresbodens und für die ozeanographischen Verhältnisse, nicht nur des Atlantiks, konzentrieren sich viele sedimentologische Untersuchungen auf die Dokumentation des AABW in den Sedimenten des Atlantiks und auf seine Veränderungen im Verlauf der quartären Klimazyklen.

Kaltzeit

Der Massenhaushalt des antarktischen Eisschildes wird im wesentlichen durch Temperatur, Niederschlag und den Meeresspiegel kontrolliert. Während einer Kaltzeit sollten die geringeren Temperaturen zwar eine Zunahme des kontinentalen Eises bewirken, gleichzeitig nehmen jedoch die Niederschläge und damit die Schneeakkumulation ab. Beide Prozesse gleichen sich nahezu aus. Einzig die Absenkung des Meeresspiegels durch die Bildung großer Eisschilde auf der Nordhemisphäre führt zu einer Zunahme der Eismassen, vorwiegend in der Westantarktis. Auf dem stellenweise breiten Schelf liegen nach der Meeresspiegelabsenkung kontinentale Eismassen auf; der damit einhergehende Rückstau führt zu einer deutlichen Verdickung des zentralen westantarktischen Eisschildes. Bei der Ausweitung der Eisrandbereiche nimmt die Kalbung von Eisbergen ab und der Sedimenttransport durch Eis geht zurück. Die Ausdehnung des antarktischen Eisschildes während einer Kaltzeit wurde in Modellrechnungen nachvollzogen (Huybrechts 1992, Abb. 4) und aus glazialmarinen Sedimenten rekonstruiert (Grobe und Mackensen 1992).

Die Ausweitung des antarktischen Eisschildes ist also über die Meeresspiegelabsenkung als Folge des klimagesteuerten Aufbaus großer Eisschilde über Finnoskandien, Sibirien und Nordamerika mit der Nordhalbkugel verknüpft. Während der stärksten Vereisungen im Norden hatte daher auch der antarktische Eisschild im Süden seine größte Ausdehnung. Die Kalbungslinie bewegte sich im Bereich zwischen äße-

rem Kontinentalschelf und oberem Kontinentallhang, und die Grundlinie reichte zeitweise bis an die Schelfkante (Abb. 7). Die während der vorangegangenen Warmzeit auf dem Schelf abgelagerten Sedimente werden, ständig ergänzt durch neues vom Kontinent erodiertes Material, vom vorrückenden Eis aufgearbeitet und hangwärts transportiert. Episodische Vorstöße der Eiskante bis über den Schelf hinaus geben die Sedimente über dem Hang frei. Bevorzugt in Canyons, die tief in den Kontinentallhang eingeschnitten sind, werden die Sedimente über weite Entfernungen bis in die Tiefsee transportiert und dort verteilt.

Auch die Gebiete ganzjähriger Meereisbedeckung weiten sich im Verlauf einer Kaltzeit zunehmend nach Nor-

den aus. Wie aus Sedimenten rekonstruiert werden konnte, entsprach die Grenze ständiger Meereisbedeckung während der letzten Kaltzeit vermutlich der heutigen Eisgrenze im Winter. Die saisonalen Schwankungen zwischen Meereisdecke im Winter und freiem Wasser in den Sommermonaten verlagerten sich weit nach Norden in den Bereich der Polarfrontzone. Die ständige Eisbedeckung reduziert die Verfügbarkeit von Licht im Oberflächenwasser. Im Verlauf der Abkühlung von einer Warmzeit in eine Kaltzeit spiegelt die Abnahme des Gehaltes an Mikrofossilien im Sediment, in den kaltzeitlichen Ablagerungen zumeist Kalkschaler, den kontinuierlichen Rückgang der Produktion durch die zunehmende Meereisbedeckung wider (Abb. 7).

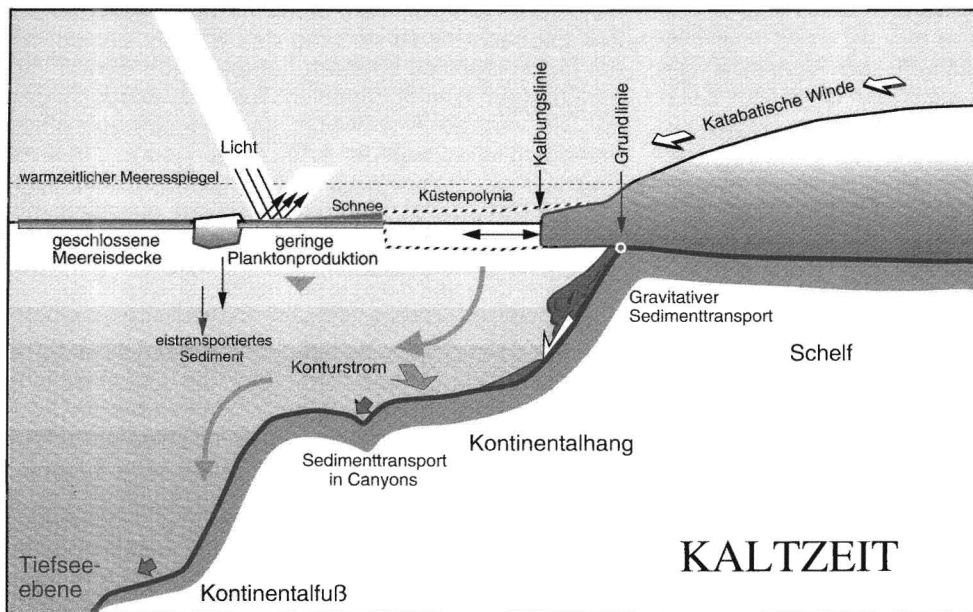


Abb. 7. Prozesse der Sedimentbildung am antarktischen Kontinentallhang während einer Kaltzeit. Wesentliche Unterschiede zur Warmzeit sind die durch den abgesenkten Meeresspiegel auf dem Schelf aufliegenden Eismassen, die weitgehend geschlossene Meereisdecke und die damit einhergehende Verringerung der Primärproduktion sowie die veränderten ozeanographischen Verhältnisse im Südpolarmeer.

Während der kaltzeitlichen Maxima war die Meereisdecke vermutlich in Kontinentnähe längerfristig völlig geschlossen und stand in Verbindung mit dem Schelfeis (Abb. 7). Eine mächtige Schneedecke verhinderte jegliches Eindringen von Licht ins Oberflächenwasser. Ausschließlich durch hangparallele Konturströme angelieferte Sedimente werden in fein laminierten Sequenzen abgelagert, die keinerlei Anzeichen für Leben am Meeresboden aufweisen. Auch die Produktion von Bodenwasser wird durch die geschlossene Meereisdecke und der mit dem absinkenden Meeresspiegel einhergehenden Verringerung der Schelfeisflächen stark eingeschränkt.

Leben über, auf und im Sediment

Die Bedeutung sowohl der langfristigen Vereisungsgeschichte der Antarktis als auch der quartären Sedimentationsprozesse in dem umgebenden Ringozean sind für die Biosphäre im Südpolarmeer vielfältig und, betrachtet man verschiedene geologische Zeiträume, von unterschiedlicher Relevanz. Da die Vereisungsgeschichte der Antarktis bereits vor 35 Millionen Jahren begonnen hat, stand ausreichend Zeit für die evolutionäre Entwicklung einer polaren Fauna zur Verfügung, die an einen durch Eis geprägten Lebensraum angepaßt ist. Insbesondere die hohe Diversität innerhalb vieler Tiergruppen muß in Zusammenhang stehen mit dem hohen Alter und der langen Isolation des antarktischen Ökosystems. Auch die zahlreichen Endemiten unter den antarktischen Arten zeigen, daß ihre Entwicklung auf das Südpolarmeer beschränkt war. Dies ist auch ein wesentlicher Unterschied zum Ökosystem des Nordpolarmeeres.

Auch die mittelfristige Vereisungsgeschichte des antarktischen Schelfs während des Quartär, charakterisiert durch einen schnellen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten, muß die Faunenzusammensetzung und deren Ausbreitung beeinflusst haben. Mit einer Zyklizi-

tät von 40 000 bis 100 000 Jahren wurden die Schelfsedimente einschließlich der darauf siedelnden reichen Benthosfauna immer wieder vom vorstoßenden kontinentalen Eis aufgearbeitet und der Flachwasser-Lebensraum dramatisch eingeschränkt. Das Benthos konnte vermutlich nur am Hang oder in einigen Refugien auf dem Schelf überleben, kleinräumigen Bereichen, an denen die Grundlinie nicht den Kontinentalrand erreichte.

Bisher ist nicht bekannt, wie lange die Anpassung des Eisschildes an die veränderten Niederschlags-, Temperatur- und Meeresspiegelverhältnisse dauert und wie lange die Organismen benötigen, um sich an die veränderten Umweltbedingungen und die Größenvariationen ihres Lebensraumes anzupassen. Auch kann man lediglich vermuten, inwieweit sich die zur Zeit beobachtete Besiedlung des Schelfs bereits seit der letzten Kaltzeit erneuert hat und nach diesen Veränderungen in einen stabilen Zustand übergegangen ist. Die variable Artenvielfalt und die unregelmäßige Verteilung verschiedener Arten zeigen jedoch, daß die Fauna, vermutlich regional abhängig, die Herausforderungen an das Überleben während der quartären Klimazyklen und die Anpassung an diese andauernde geologische Streßsituation unterschiedlich gut meistert.

Der Mikrofossilinhalt, bestimmte geochemische Parameter und die Bioturbation, also die Durchwühlung des Sedimentes durch im Meeresboden lebende Organismen, liefern Informationen über die Veränderungen der Produktivität im Verlauf der quartären Klimazyklen. Die Meeresgeologen rekonstruieren diese Paläo-produktivität, die, wie oben ausgeführt, vorwiegend durch die Meereisbedeckung gesteuert wird, insbesondere aus dem Opal- und Barytgehalt, beides Komponenten, die bevorzugt durch das Plankton ins Sediment eingebracht werden. Die Bioturbation erlaubt zusätzlich eine visuelle Unterstützung der geochemischen Analysen. So zeigen unverwühlte, laminierte Ablagerungen, daß im Oberflächenwasser die Produk-

tion unterbrochen war und durch die fehlende Nahrungszufuhr auch am Boden kein Leben möglich war.

Vergleichbar mit den langfristigen Änderungen der Primärproduktion sind die saisonalen Zyklen sowohl in ihrer Ursache (Meereis) als auch in ihren Auswirkungen (Sediment). Die Rekonstruktion dieser Prozesse liefert einen Beitrag zur Quantifizierung der Effektivität der biologischen Pumpe in unterschiedlichen Zeitskalen, einem der wichtigsten Werkzeuge, um das Treibhausgas Kohlendioxid aus der Atmosphäre über das Meerwasser in Form organischer Substanz in das Sediment zu „pumpen“ und es damit dem Kohlenstoffkreislauf zu entziehen.

Literatur

Fahrtberichte der „Polarstern“-Expeditionen werden durch die Buchhandlung Kamloth, Postfach 10 43 40, 28043 Bremen, vertrieben oder können in der Bibliothek des Alfred-Wegener-Instituts eingesehen werden.

Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, Lorius C (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329: 408–413

Bleil U, Thiede J (1990) *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 823 pp

Ehrmann WU (1994) Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. *Ber z Polarf* 137, Bremerhaven, 152 pp

Fütterer DK (1988) Die Expedition Antarktis-VI mit FS „Polarstern“ 1987/88. *Ber z Polarf* 58, Bremerhaven, 267 pp

– (1992) ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991. *Ber z Polarf* 107, Bremerhaven, 152 pp

Graß H, Klingholz R (1990) *Wir Klimamacher*. Fischer, Frankfurt aM, 296 S

GRIP Members (1993) Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364: 203–207

Grobe H, Mackensen A (1992) Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. In: Kennett J, Warnke D (eds) *The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change*. AGU Ant Res Ser 56: 349–376

Huybrechts P (1992) The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. *Ber z Polarf* 92: 241 pp

Seibold E (1991) *Das Gedächtnis des Meeres*. Piper, München, 446 S

Stonehaus B, Casarini MP (1988) *Unternehmen Polarstern*. ECON, Düsseldorf Wien New York, 302 S