

**Biogenopal und biogenes Barium  
als Indikatoren für spätquartäre  
Produktivitätsänderungen am antarktischen  
Kontinentalhang, atlantischer Sektor**

**Biogenic opal and barium: Indicators  
for late Quarternary changes in  
productivity at the Antarctic continental  
margin, Atlantic Sector**

---

**Wolfgang J. Bonn**

*für Omi und Opi*

**Wolfgang J. Bonn**  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
D-27568 Bremerhaven

*Diese Arbeit ist die leicht veränderte Fassung einer  
Dissertation, die 1995 dem Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Bremen vorgelegt wurde.*

# INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
<b>Kurzfassung</b>	1
<b>Abstract</b>	2
<b>1 Einleitung und Fragestellung</b>	3
<b>2 Arbeitsgebiet</b>	7
2.1 Geologischer Überblick	7
2.2 Bathymetrie des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres	9
2.3 Hydrographischer Überblick	15
2.4 Glaziologischer Überblick	17
<b>3 Stratigraphie</b>	20
<b>4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen</b>	23
4.1 Sedimentfarbe, Struktur, Lithologie	25
4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften	26
4.3 Sedimentzusammensetzung	29
4.3.1 Organischer Kohlenstoff- und Karbonatgehalt	29
4.3.2 Biogenopalgehalt	30
4.3.3 Bariumgehalt	32
4.3.4 Verteilung des eistransportierten Materials und Gesamtmineralogie der Sedimente	34
4.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	37
4.5 Sedimentations- und Akkumulationsraten	38
<b>5 Diskussion</b>	58
5.1 Spätquartäre Sedimentationsprozesse	58
5.2 Paläoproduktivität: Rekonstruktion aus Sedimentdaten	62
5.2.1 Biogenopal als Produktivitätsindikator	68
5.2.2 Biogenes Barium als Produktivitätsindikator	75
5.2.3 Vergleich der Produktivitätsindikatoren Karbonat-, organischer Kohlenstoff-, Opal- und Bariumakkumulation	79
5.2.4 Paläo- und Exportproduktivitätsraten aus biogenem Barium	82
5.2.5 Vergleich von Paläoproduktivitätsberechnungen mittels biogenem Barium und organischem Kohlenstoff	89
5.3 Paläoproduktivität und Paläozeanographie	92

<b>6 Produktivitäts- und Sedimentationsmodell des antarktischen Kontinentalhanges für den Zeitraum der letzten 400.000 Jahre</b>	94
<b>7 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen</b>	97
<b>8 Danksagung</b>	99
<b>9 Literatur</b>	100
<b>10 Anhang</b>	111
10.1 Material	111
10.1.1 Probenmaterial und Lage der Kernpositionen	111
10.2 Probenaufbereitung, Methodik und Berechnungen	111
10.2.1 Messung und Berechnung sedimentphysikalischer Parameter	112
10.2.2 Bestimmung von Karbonat- und organischem Kohlenstoffgehalt	113
10.2.3 Messung und Berechnung des Biogenopalgehaltes	114
10.2.4 Berechnung des Bariumgehaltes	118
10.2.5 Röntgendiffraktometeranalyse (RDA)	121
10.2.6 Messung stabiler Isotope	124
10.2.7 Berechnung der Sedimentation- und Akkumulationsraten	124
10.2.8 Berechnung der Paläoproduktivität aus biogenem Barium	126
10.3 Tabellen	127

## Kurzfassung

Zur Rekonstruktion spätquartärer Produktivitätsänderungen im Bereich des antarktischen Kontinentalhanges des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres wurden sedimentphysikalische, sedimentologische und geochemische Untersuchungen an Sedimentkernmaterial durchgeführt. Sedimentkerne mit zyklischen Schwankungen in den sedimentphysikalischen und sedimentologischen Parametern wurden ausgewählt und im Hinblick auf zeitliche und regionale Veränderungen der biogenen Komponenten bearbeitet. Die Sedimente umfassen den Ablagerungszeitraum der letzten 400.000 Jahre und sind überwiegend aus terrigenen Komponenten zusammengesetzt.

Die spätquartären Klimaschwankungen führten zu veränderten Umweltbedingungen, die ihrerseits in enger Wechselbeziehung zur Ausdehnung der kontinentalen Eismassen stehen. In den marinen Sedimenten sind diese Veränderungen der Paläoumwelt gespeichert. Da alle Kerne im Einflußbereich der oszillierenden Schelfeiskante und saisonalen Meereisbedeckung liegen, sind sie besonders geeignet, das Wechselspiel zwischen der terrigenen und biogenen Sedimentation im Wechsel der Klimazyklen zu reflektieren.

An den Sedimentkernen wurden die terrigenen Komponenten Quarz und Plagioklas (dargestellt als Plagioklas/Korund-Verhältnis) sowie die biogenen Parameter organischer Kohlenstoff, Karbonat, Biogenopal und Barium ermittelt. Die Gehalte an Karbonat und organischem Kohlenstoff sind in den Sedimenten insgesamt gering. Zudem deuten die Ergebnisse darauf hin, daß es sich beim organischen Kohlenstoff um ein Erhaltungs- und nicht um ein Produktivitätssignal handelt. Karbonat ist mit den Parametern Biogenopal und Barium nicht korreliert. Aufgrund der guten Übereinstimmung des Biogenopal mit Barium wurden sie als Produktivitätsindikatoren genutzt.

Die Gehalte von Biogenopal und Barium lassen deutliche Änderungen in ihren Konzentrationen im Wechsel von Glazialen und Interglazialen erkennen. Aus den Gehalten des Biogenopals, des biogenen Bariums, deren Akkumulationsraten und der Bariumflußraten wurden Abschätzungen zur Paläo- (PP) und Exportproduktivität ( $P_{neu}$ ) gemacht. Die höchsten Werte ( $PP_{max} = 82-345 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ,  $P_{neu,max} = 14-177 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) werden in den Interglazialen bzw. in den Klimaoptima erreicht, stark reduzierte Werte dagegen in den Glazialen ( $PP_{max} = 14-107 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ,  $P_{neu,max} = 1-25 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ). Aus dem zeitlichen Verlauf der Produktionsänderungen in Bezug zu den Paläoklimaänderungen wurde ein Produktivitätsmodell erstellt, das vermutlich für weite Teile des antarktischen Kontinentalhanges zutrifft.

Nach den Abschätzungen und Berechnungen der in diesen Untersuchungen verwendeten Produktivitätsindikatoren Opal und Barium ist ein Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) im südlichen Südatlantik innerhalb des erfaßten Zeitraumes von etwa 400.000 Jahren während der Interglaziale besonders deutlich erkennbar. Die Produktivitätsberechnungen zeigen, daß die mit dem NADW nach Süden transportierte Wärme in den Interglazialen auf die südlichen Wassermassen relativ schnell wirksam und zudem während

der einzelnen Interglaziale wahrscheinlich unterschiedlich stark war. Neben dem Isotopenstadium 1 belegen die Interglaziale 5 (Substadium 5.5) und 7 einen verstärkten NADW-Einfluß.

## **Abstract**

Sedimentological, geochemical (in particular biogenic content) and physical properties from the Weddell, Lazarev and Cosmonaut seas along the Antarctic continental margin were analysed in order to reconstruct the late Quaternary productivity and sedimentary processes of this region. Seven undisturbed sediment cores were chosen. The sediments represent a depositional period from 400,000 years to the recent time.

The late Quaternary climatic changes influence changes in the paleoenvironmental and the geological conditions, directly forced by the behaviour of the Antarctic ice sheet. All investigated cores are positioned within the oscillating ice sheet area and reflect the influence of the ice sheet in response to the climatic cycles.

The organic carbon, carbonate, biogenic opal, and barium contents were measured, and/or calculated, together with the determination by XRD of the terrigenous components such as quartz and plagioclase (expressed as relative to corundum standard). The contents of organic carbon and carbonate in general are very low. The results provide an indication that organic carbon content is a preservation signal and not a productivity signal. Carbonate is not correlated with biogenic opal and biogenic barium.

Profiles of biogenic opal and barium were measured within the sediment cores providing a qualitative and quantitative tool to estimate changes in paleoproductivity over the investigated time. Generally, good correlations between the barium and opal records of the sediment cores indicate that dissolution of opal in the water column and the sediment does not obscure the surface productivity signal. Therefore, opal can be used in combination with other proxies for paleoproductivity discussions in this area.

Maximum paleoproductivity rates ( $PP_{max}$ ) during peak warm stages reach values between 82-345 gC/m<sup>2</sup>/a and maximum exportproductivity rates ( $P_{new, max}$ ) between 14-177 gC/m<sup>2</sup>/a, that are representative of high-productivity areas. They are drastically reduced during glacial times ( $PP_{max} = 14-107$  gC/m<sup>2</sup>/a,  $P_{new, max} = 1-25$  gC/m<sup>2</sup>/a). The results allow the development of a model for paleoproductivity processes for the last 400,000 years at the Antarctic continental margin of the Atlantic sector. Following the estimated productivity rates it can be concluded that during the last 400,000 years, North Atlantic Deep Water (NADW) heat flux into the southernmost South Atlantic Ocean was restricted to interglacial periods with stronger input of NADW driven deep water circulation during interglacial stages 1, 5 (5.5) and 7.

## 1 Einleitung und Fragestellung

Die Gebiete des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres bilden den südlichsten Teil des Südatlantiks bzw. südwestlichsten Teil des Südindik und umfassen etwa ein Drittel der antarktischen Küstenlinie. Die Meeresgebiete stellen einen bedeutenden Sedimentationsraum dar und sind einerseits durch gleichbleibende, niedrige Wassertemperaturen von weniger als 2 °C, andererseits durch eine ausgeprägte Saisonalität in der Eisbedeckung geprägt. Damit verbunden ist das unterschiedliche Lichtangebot, das seinerseits zu ausgeprägten jahreszeitlichen Unterschieden in der Phytoplanktonproduktion führt. Starker Lichtanstieg, sommerliche Oberflächenerwärmung und Dichteschichtung führen beim Phytoplankton zu einer erhöhten biologischen Produktion, die zeitlich und räumlich sehr variabel sein kann. Diese biologischen Prozesse, die sich insbesondere in der euphotischen Zone abspielen, spiegeln sich auch im Sediment wider. Um diese von der Saisonalität und vom globalen Klima abhängigen Prozesse sowohl rezent als auch im geologischen Zeitrahmen zu betrachten, wird ein Meeresgebiet untersucht, welches eine kontinuierliche und ungestörte Sedimentation aufweist und gleichzeitig im Einflußbereich des Meereises liegt. Zur Rekonstruktion der paläoklimatischen Geschichte der Antarktis eignet sich der südliche Südatlantik besonders gut, da aus dem Weddellmeer bereits zahlreiche Ergebnisse zur Fragestellung des Paläoklimas vorliegen und somit Hilfestellungen bei der Interpretation des bisher noch wenig erforschten Lazarev- und Cosmonautmeeres geben können.

### STAND DER FORSCHUNG

Die zeitlichen Veränderungen der Orbitalparameter werden heute als Grund für die zyklischen Klimaschwankungen angesehen (Imbrie et al. 1984, 1989). Sie gelten als Ursache für das komplexe Wechselspiel von ozeanographischen, glaziologischen und produktionsbiologischen Prozessen, die ihrerseits wieder die Sedimentation steuern und zur Ausbildung spezifischer Sedimentfazies beitragen. Aus Gaseinschlüssen im antarktischen und grönländischen Inlandeis konnte nachgewiesen werden, daß die CO<sub>2</sub>-Schwankungen weitgehend parallel zu den spätquartären Klimawechseln verlaufen (Barnola et al. 1987, Lorius et al. 1990). Es wird vermutet, daß der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Rückgang während der Glaziale auf eine Zunahme der Produktivität im Oberflächenwasser (z.B. Lyle et al. 1988, Sarnthein et al. 1988) sowie auf Veränderungen der ozeanischen Zirkulation, verbunden mit einer Umverteilung des Kohlenstoffs und der Nährstoffe in den tieferen Ozeanen, zurückzuführen ist. Untersuchungen zur Paläoproduktivität im Antarktischen Ozean lassen vermuten, daß die Produktivität in den Glazialen geringer war als in den Interglazialen (Charles & Fairbanks 1990, Charles et al. 1991, Mortlock et al. 1991). Die bisherigen Untersuchungen sprechen jedenfalls dafür, daß Änderungen der Paläoproduktivität südlich und nördlich der Polarfrontzone gegenläufig waren (z.B. Nürnberg 1995). Auch aus den hohen nördlichen Breiten werden höhere Produktivitäten in den Interglazialen und niedrigere Produktivitäten in den Glazialen gefunden (u.a. Subba Rao & Platt 1984, Stein & Stax 1991, Schubert 1995).

## 1 Einleitung und Fragestellung

---

Die marine Produktion ist im wesentlichen von Licht, Temperatur, Nährstoffzufuhr und der ozeanischen Zirkulation abhängig. Sie ist ein wichtiger Prozeß im Kohlenstoffkreislauf (Broecker & Peng 1986) und spielt damit eine bedeutende Rolle für das globale Klima. Durch die Bildung organischer Substanz im Oberflächenwasser der Meere, den anschließenden Export in tiefere Wasserschichten sowie die Ablagerung in marinen Sedimenten ("Biologische Pumpe") (u.a. Suess 1980, Broecker & Peng 1982, Berger 1991), ändert sich der CO<sub>2</sub>-Partialdruck im Oberflächenwasser. Da der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre mit dem CO<sub>2</sub>-Gehalt des Ozeans im Gleichgewicht steht, ändert sich damit auch die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre. Meeresgebiete mit hoher Primär- und Exportproduktivität sind daher von großer Bedeutung, da sie die Wirksamkeit der biologischen Pumpe entsprechend beeinflussen.

Aus diesem Grund sind weitere Untersuchungen gefordert, die Informationen über spätquartäre Änderungen der Produktivität im Oberflächenwasser liefern. Die vorliegende Arbeit soll mit den räumlichen und zeitlichen Änderungen der Gehalte an organischem Kohlenstoff, Karbonat, Opal und Barium und den terrigenen Komponenten im Bereich des antarktischen Kontinentalhangs einen Beitrag dazu leisten.

Mit Hilfe von Paläoproduktivitätsindikatoren ("proxies") lassen sich Paläoumweltbedingungen im Wechsel der Glazial-Interglazial-Änderungen aus den Sedimenten rekonstruieren. Als Paläoproduktivitätsindikatoren werden neben organischem Kohlenstoff und Karbonat auch Biogenopal und in jüngerer Zeit zunehmend Barium verwendet (Dehairs et al. 1980, 1991, Stroobants et al. 1991, Dymond et al. 1992, Shimmield et al. 1994, Nürnberg 1995).

Biogene Opalskelette gehören neben biogenen Kalkschalen und terrigenen Komponenten in vielen Meeresgebieten zu den Hauptbestandteilen von Tiefseesedimenten und spielen im SiO<sub>2</sub>-Haushalt des Weltozeans eine zentrale Rolle (DeMaster 1981, Lisitzin 1985). Die heutige Zusammensetzung von silikatischem Material in marinen Sedimenten wird durch Radiolarien und Diatomeen dominiert und in erster Linie durch biologische Prozesse in der euphotischen Zone sowie durch ozeanische Zirkulation bestimmt. Globale Bilanzierungen des marinen SiO<sub>2</sub>-Haushaltes (Lisitzin 1972, DeMaster 1981, Ledford-Hoffman et al. 1986), regionale Untersuchungen der Opalablagerungen in marinen Sedimenten (Schrader & Schütte 1981, Schlüter 1990) sowie Sedimentfallenuntersuchungen (Gersonde & Wefer 1987, Fischer et al. 1988, Wefer et al. 1990) zeigen, daß der größte Teil der gebildeten silikatischen Opalpartikel auf dem Weg durch die Wassersäule zum Sediment wieder gelöst werden.

Die Überlieferung von opalreichen Sedimenten ist nur dann möglich, wenn die Opalproduktion so hoch ist, daß sie die Lösung in der Wassersäule und im Sediment übertrifft. Innerhalb der Antarktischen Zone wird im Antarktischen Zirkumpolarstrom mengenmäßig das meiste Opal akkumuliert. Dieser Bereich der hohen Opalakkumulation zeigt sich in der Ausbildung des Opalgürtels um die Antarktis, wo 50 bis 95 % des Sediments aus biogenem Opal bestehen (DeMaster 1981). Daneben spielen Sedimentations- und Bioturbationsraten eine wesentliche Rolle. Eine teilweise Opallösung des an Silizium untersättig-



ten Porenwassers führt zur Erhöhung der  $\text{SiO}_2$ -Porenwasserkonzentration und kann dadurch zur Erhaltung des verbleibenden Opals im Sediment beitragen (Bohrmann 1988). Heute läßt sich in globalen Verteilungskarten ein deutlicher Zusammenhang zwischen Gebieten hoher Opalprimärproduktion und erhöhten Opalgehalten im Sediment erkennen (u.a. Lisitzin 1972, Broecker & Peng 1982). Auf der Basis dieser Befunde wurde der Opalgehalt in zahlreichen Arbeiten genutzt, um Aussagen über die Paläoproduktivität zu treffen (Lisitzin 1972, DeMaster 1981, Ledford-Hoffman et al. 1986, Bohrmann 1988).

Tiefenprofile gelösten und partikulären Bariums sowie die Ähnlichkeit zwischen den Profilen gelösten Bariums und Silikats in der Wassersäule lassen erkennen, daß die Bildung von Barytkristallen in marinen Systemen eng mit dem Vorkommen mariner silikatischer Mikroorganismen verbunden ist. Die Barytbildung scheint an den Abbau organischen Materials innerhalb der Wassersäule gekoppelt zu sein, da das  $C_{\text{org}}/\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Verhältnis in Sinkstoffallen mit zunehmender Wassertiefe abnimmt (z.B. Nürnberg 1995, Francois et al., im Druck). Der Zusammenhang zwischen der Verteilung und Konzentration von Barium in marinen Sedimenten und der Produktivität im Oberflächenwasser (Dehairs et al. 1980, Schmitz 1987, Bishop 1988) führte dazu, Barium als Paläoproduktivitätsanzeiger zu verwenden (u.a. Dymond et al. 1992, Von Breyman et al. 1992, Shimmiel et al. 1994). Außerdem hat sich in Untersuchungen gezeigt, daß Barium gegenüber äußeren Einflüssen stabiler als andere Produktivitätsindikatoren ist und im oxischen Milieu keinen diagenetischen Veränderungen unterliegt (Von Breyman et al. 1992).

In der Literatur gibt es bisher nur wenige Untersuchungen, die sich mit der rezenten Produktivität am antarktischen Kontinentalhang im Bereich des Weddell- und Lazarevmeeres beschäftigten (z.B. Wefer et al. 1988, Wefer & Fischer 1991, Gleitz et al. 1994). Obwohl einzelne Ergebnisse zur Bariumverteilung in Oberflächensedimenten und zu Änderungen der Produktivität im südlichen Südatlantik bereits vorliegen (Chan et al. 1977, Dehairs et al. 1991, 1992, Stroobants et al. 1991, Shimmiel et al. 1994, Nürnberg 1995), gibt es noch keine Untersuchungen zur Paläoproduktivität des südlichsten Südpolarmeeres, insbesondere des antarktischen Kontinentalhanges.

Anhand der Abfolgen in den gemessenen Parametern lassen sich die Veränderungen der glaziologischen und hydrographischen Verhältnisse studieren und deren Entwicklung bis hin zu den rezenten Umweltbedingungen rekonstruieren. Im Rahmen dieser Arbeit wird versucht, über Opal- und Bariumgehalte in den Sedimenten Änderungen der marinen Produktivität im Laufe des Spätquartärs aufzuzeigen.

Die durchgeführten Untersuchungen gingen im wesentlichen folgenden Fragestellungen nach:

1. Läßt sich Opal in Sedimenten des antarktischen Kontinentalhanges zur Abschätzung der Paläoproduktivität heranziehen, oder handelt es sich ausschließlich um ein Erhaltungssignal?

## 1 Einleitung und Fragestellung

---

2. Ist Barium als Paläoproduktivitätsindikator in Sedimenten des antarktischen Kontinentalhanges zu nutzen?
3. Wie korrelieren Barium und Opal mit weiteren Paläoproduktivitätsindikatoren?
4. Lassen sich mit Hilfe von Barium und Opal paläozeanographische Aussagen treffen?

## 2 Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet liegt im südlichsten Teil des Südatlantiks und umfaßt große Teile des antarktischen Kontinentalhanges von etwa 43 °W bis 37 °E (Abb. 1). Die Positionen der in dieser Arbeit untersuchten marinen Sedimentkerne liegen vor den Süd-Orkney-Inseln, am nordwestlichen Rand des Weddellmeeres, vor der Atka-Bucht im östlichen Weddellmeer, westlich des Astrid-Rückens im Lazarevmeer und östlich des Gunnerus-Rückens im Cosmonautmeer. Der antarktische Kontinent stellt die südliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes dar, wobei seine Küstenlinie in großen Bereichen durch den Rand des Eisschildes überdeckt ist und nicht mit der kontinentalen Küstenlinie zusammenfällt. Daher werden die Umrise des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres nahezu ausschließlich durch die sie umgebenden Eisschelfe geformt.

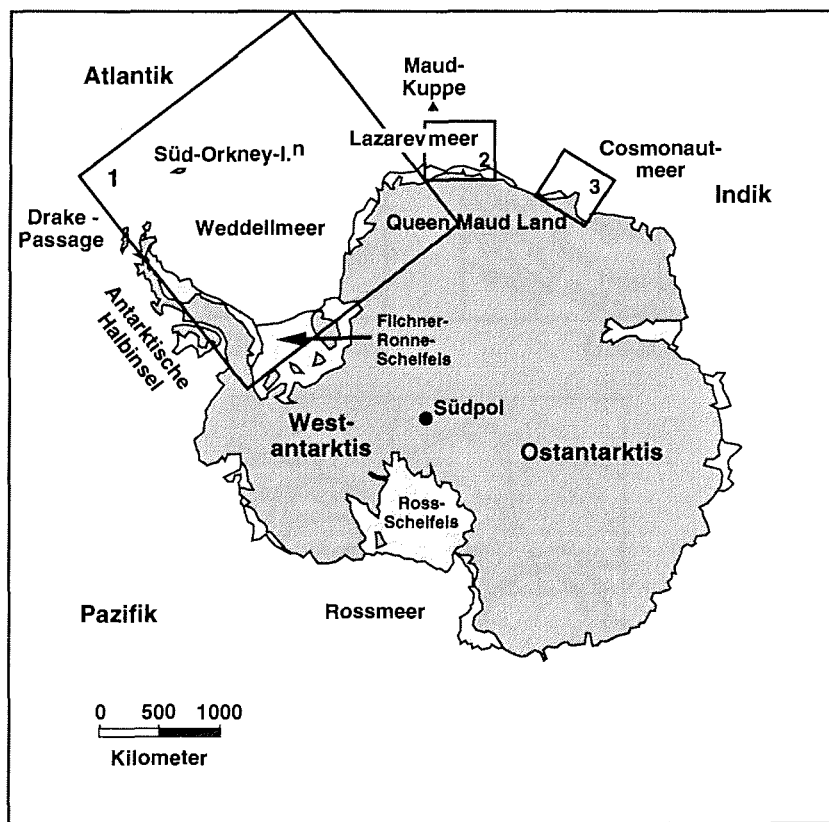


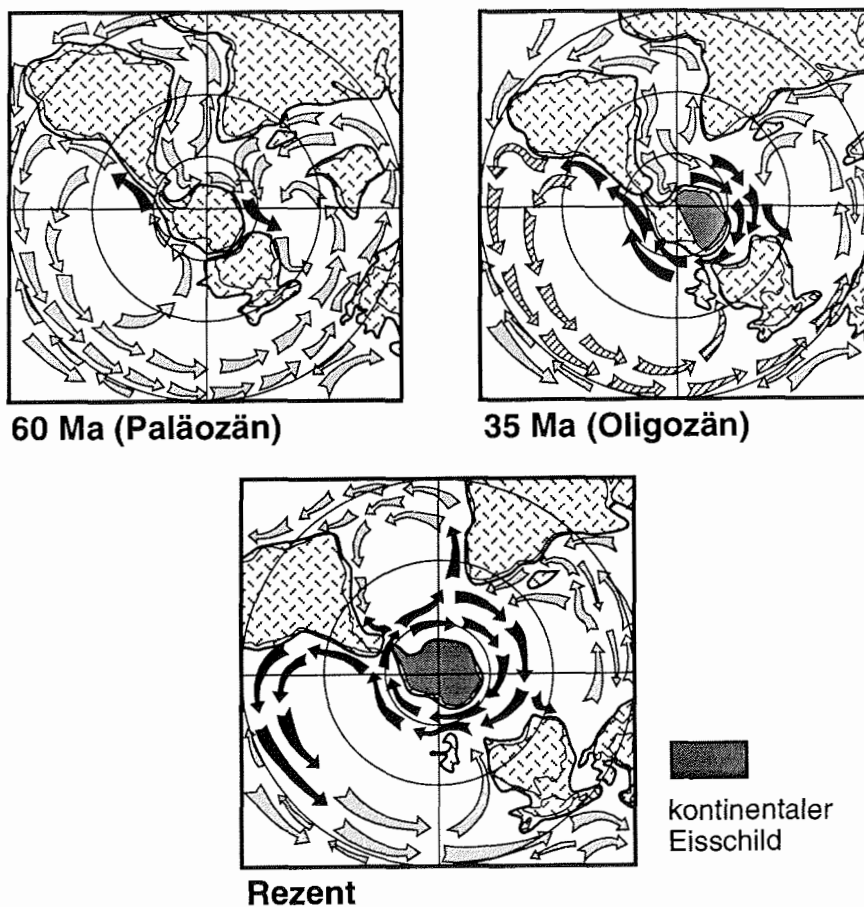
Abb. 1: Karte der Antarktis mit den Untersuchungsgebieten (1), (2), (3).

### 2.1 Geologischer Überblick

Das Ende des Superkontinentes Gondwana wurde im mittleren Jura durch intensiven Vulkanismus eingeleitet (Lawver et al. 1985, 1991, Barker et al.

## 2 Arbeitsgebiet

1991, Kristoffersen & Hinz 1991, Pankhurst et al. 1991). Mit dem Auseinanderbrechen von Gondwana nahm die Entstehung des antarktischen Kontinentes in seiner heutigen Form ihren Anfang. In der Folge dieser Entwicklung bildete sich u.a. auch das Weddellmeer-Becken (Bergh 1977, Hinz & Krause 1982, Lawver et al. 1985, Pankhurst et al. 1991). Etwa an der Grenze Oligozän/Miozän fand ein plattentektonisches Ereignis statt, daß die Entwicklung der Südhemisphäre entscheidend beeinflusste. Die Öffnung der Drake-Passage ermöglichte den Durchfluß von Tiefenwasser und damit die Entstehung des Zirkumpolarstromes (Abb. 2).



**Abb. 2:** Entwicklung der Oberflächen-Stromsysteme in den Ozeanen der Südhemisphäre. Dunkle Pfeile zeigen kalte Strömungen, helle Pfeile zeigen warme Strömungen an. Nach Kvasov & Verbitsky (1981) kam es zu Beginn des Oligozäns im Pazifik zur Bildung eines kühlen Südäquatorialstromes (schraffierte Pfeile).

Dadurch wurden meridionale Strömungen verhindert und eine wirksame thermische Isolation der Antarktis unterstützt (Barker & Burrell 1977, 1982, Kvasov & Verbitsky 1981, Barker et al. 1988, Ciesielski et al. 1991, Ehrmann 1994). Die heutige Pollage hatte die Antarktis bereits in der Oberkreide erreicht, jedoch führte erst ihre thermische Isolation zur Vereisung. In seinen Grundzügen ähnelt das ozeanische Stromsystem seit der Öffnung der Drake-Passage der rezenten Situation und hat möglicherweise zur Intensivierung der känozoischen Vereisung beigetragen (Kvasov & Verbitsky 1981, Barker & Burrell 1982, Robin 1988, Ehrmann 1994). Ab dem unteren Oligozän vor ca. 36 Ma ging in der Ostantarktis die Gebirgsvergletscherung in eine kontinentale ostantarktische Vereisung über. Ab dem Obermiozän (8,6 Ma) bauten sich auch in der Westantarktis erstmals große Schelfeise auf (Ciesielski et al. 1982, Ehrmann & Mackensen 1992, Mackensen & Ehrmann 1992, Ehrmann 1994). Vor 4,8 Ma bildete sich vermutlich ein stabiler Eisschild auf dem nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel und dem Süd-Orkney-Mikrokontinent, was sich in der verstärkten Ablagerung von eistransportiertem Material in den Sedimenten zeigt (Barker et al. 1988).

### 2.2 Bathymetrie des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit liegt am antarktischen Kontinentalhang im Bereich des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres. Die Kartengrundlage bildet die GEBCO-Karte 5.18 (Johnson et al. 1983, LaBreque et al. 1983). Im folgenden werden die einzelnen Regionen, die für die Sedimentkerne maßgeblich sind, vorgestellt.

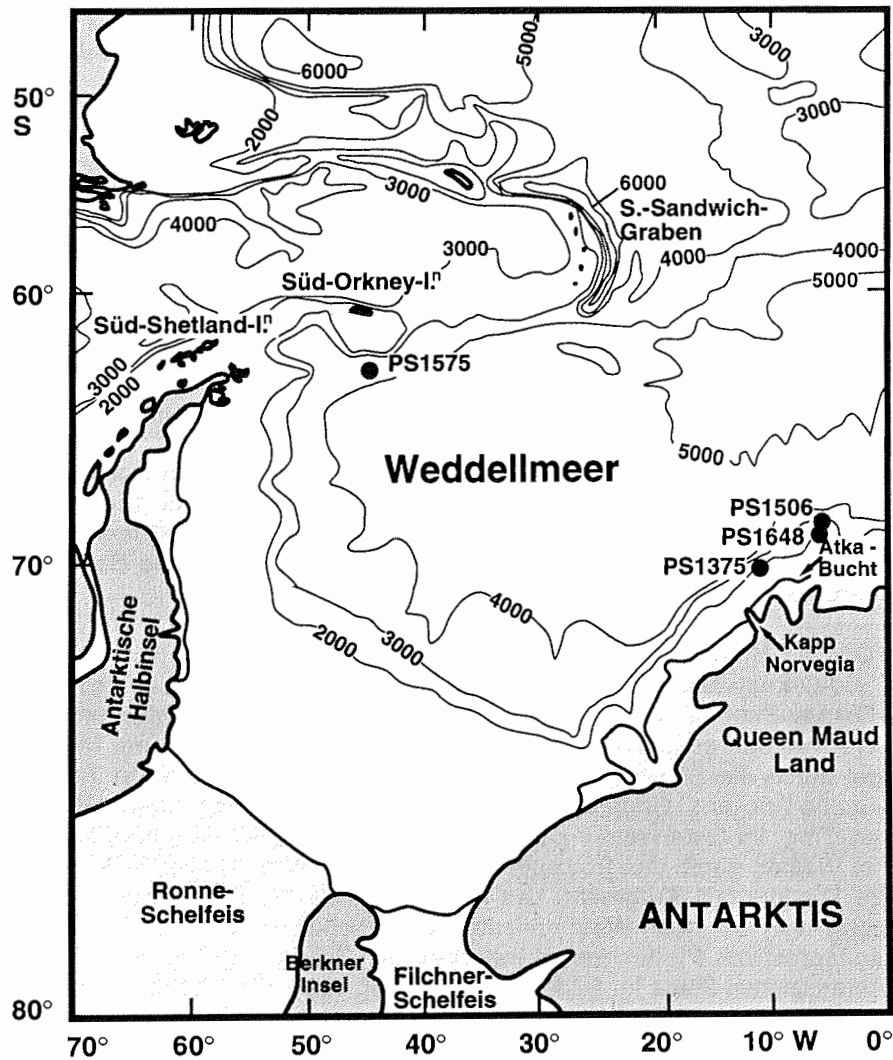
#### SÜD-ORKNEY-MIKROKONTINENT / WESTLICHES WEDDELLMEER

Der Süd-Orkney-Mikrokontinent (SOM) (King & Barker 1988), der auch als Süd-Orkney-Plateau bezeichnet wird, befindet sich am nordwestlichen Rand des Weddellmeeres bei etwa 60 °S und 45 °W und wird über dem Meeresspiegel durch die Süd-Orkney-Inseln repräsentiert. Er bildet einen Teil des Süd-Scotia-Rückens. Geographisch wird der SOM im Norden durch den Süd-Orkney-Trog, im Osten durch das Jane-Becken, im Süden vom Weddellmeer und im Westen durch das Powell-Becken begrenzt (Abb. 3). Der SOM ist das größte kontinentale Fragment, das den Süd-Scotia-Rücken zusammen mit mehreren von Ost nach West verlaufenden Erhebungen aufbaut. Er liegt an der konservativen Plattengrenze zwischen der Scotia-Platte im Norden und der Antarktischen Platte im Süden (Pudsey et al. 1987, King & Barker 1988).

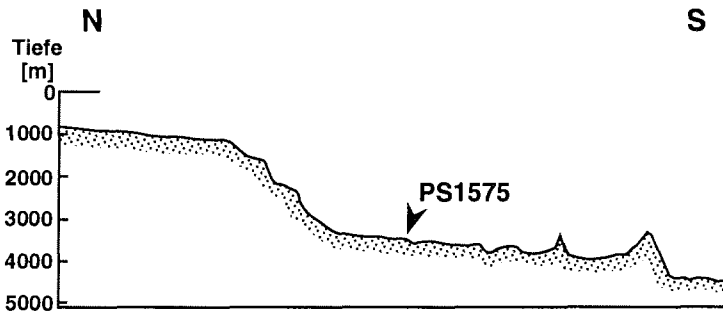
Morphologisch läßt sich das Gebiet in den Schelf sowie einen Kontinentalhang mit einem oberen Steilabfall und einem in Becken und Rücken zergliederten unteren Hang aufteilen (Abb. 4). Es folgen zur Tiefe mehrere hintereinanderliegende Teilbecken, an die sich die Tiefseebene anschließt (Fütterer 1984). Die Schelfbereiche des Süd-Orkney-Plateaus fallen von etwa 250 m Wassertiefe nahe der Süd-Orkney-Inseln über eine Strecke von 170 km zum Schelfrand hin auf ca. 550 m Tiefe ab. Am Schelfrand und am oberen Hang ist die Sedimentbedeckung gering und wird vermutlich durch starke Strömungen beeinflusst (Grünig 1991). Lediglich in den Becken sammelt sich Sediment, das durch zyklische Wechsel von sandig-siltigen und tonig-siltigen

## 2 Arbeitsgebiet

Ablagerungen mit wechselnden Gehalten an Diatomeen, Radiolarien und karbonatischen Mikrofossilien sowie eistransportiertem Material gekennzeichnet ist (Grünig 1991).



**Abb. 3:** Bathymetrische Karte des Weddellmeeres im atlantischen Sektor des Südpolarmees mit den untersuchten Kernpositionen. Tiefenlinien in Meter nach GEBCO (Johnson et al. 1983, LaBreque et al. 1983).



**Abb. 4:** Bathymetrisches Profil vom südöstlichen Hang des Süd-Orkney-Mikrokontinents mit Lage der Kernposition PS1575 (verändert nach Brehme 1992).

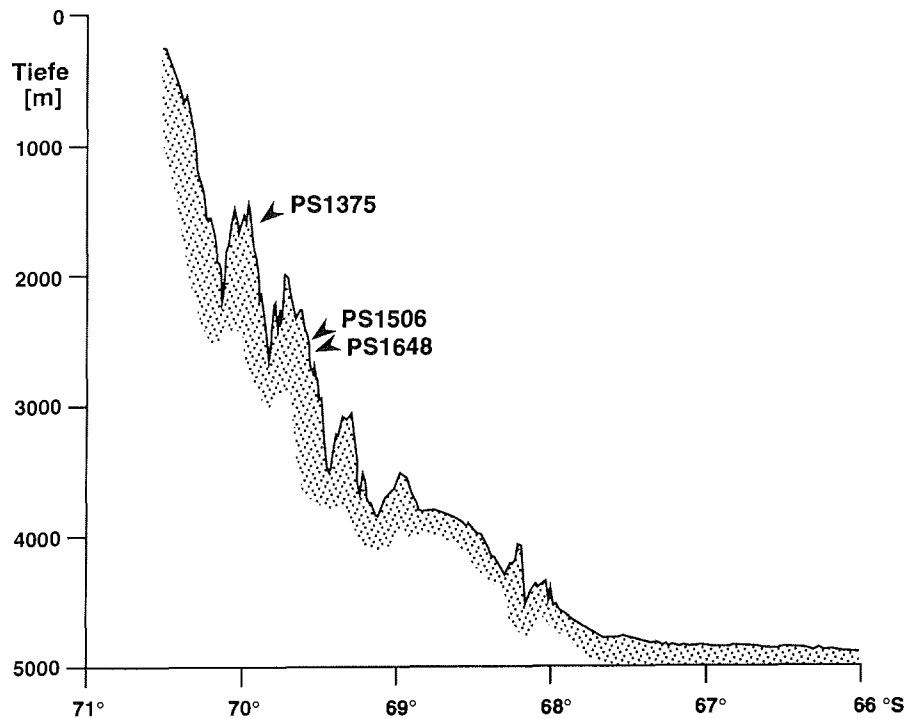
#### ATKA-BUCHT / ÖSTLICHES WEDDELLMEER

Das Weddellmeer ist im Norden durch die Süd-Shetland-Inseln und den südlichen Scotia-Rücken, im Osten und Südosten durch den ostantarktischen Kontinent, im Süden durch das Filchner-Ronne-Schelfeis und im Westen durch die Antarktische Halbinsel begrenzt.

Die Kernstationen PS1375, PS1506 und PS1648 liegen östlich von Kapp Norvegia, im Bereich der Atka-Bucht (Abb. 3). Wie weiter westlich vor Kapp Norvegia (Grobe 1986) läßt sich auch vor der Atka-Bucht der Kontinentalrand in vier Teile gliedern:

Der breiten Eiskante ist in 250 m Tiefe ein etwa 50 km breiter Schelf vorgelagert. Ihm folgt der obere steile Kontinentalhang mit einer Hangneigung von ca. 12° bis zu einer Wassertiefe von 2200 m. Im mittleren Teil wird der Hang durch eine ca. 110 km breite, flacher einfallende Hangterrasse zwischen 2200 und 3200 m unterbrochen. Daran schließt sich der ebenfalls relativ steile untere Kontinentalhang an, der bis in den Tiefseebereich abfällt. Der obere Kontinentalhang weist eine schwach wellige Morphologie auf. Der mittlere und untere Teil der Hangterrasse ist durch tief eingeschnittene Erosionsrinnen geprägt, die damit das vor Queen Maud Land weit verbreitete Bild submariner Erosionsrinnen ergänzen (Abb. 5).

Generell weist der das Weddellmeer umgebende Schelf eine maximale Breite von 500 km und Tiefen von 500 bis 600 m auf. Der antarktische Schelf liegt durch die Auflast des Eisschildes mehrere hundert Meter tiefer als andere Kontinentalschelfbereiche (Johnson et al. 1982, Grobe 1986).



**Abb. 5:** Bathymetrisches Tiefenprofil des östlichen Weddellmeeres (Atka-Bucht) mit auf das Profil projizierter Lage der Kernpositionen PS1375, PPS1506 und PS1648. 100-fach überhöht (T. Schöne, Bathymetrie, AWI, Bremerhaven).

### ASTRID-RÜCKEN / LAZAREVMEER

Der Astrid-Rücken ist eine an den antarktischen Kontinent angrenzende morphologische Erhebung und erstreckt sich ca. 600 km nach Norden (Abb. 6) zwischen 8 und 18 °E. Der Rücken erhebt sich bis etwa 3000 m über die ihn umgebende Tiefseeebene. Der Astrid-Rücken trennt geographisch das Lazarevmeer, das sich nordöstlich des Fimbul-Schelfeises an das Weddellmeer anschließt, vom Riiser-Larsenmeer im Osten ab.

Bislang gibt es noch wenige Untersuchungen zur Geologie dieses Gebietes. Erst in den letzten Jahren wurde der geologische Aufbau des Kontinentalrandes von Queen Maud Land während mehrerer Antarktis-Expeditionen mit Hilfe marin-geophysikalischer Verfahren untersucht (Hinz & Krause 1982, Fütterer & Schrems 1991). Während weiterer Expeditionen (Fütterer & Schrems 1991, Bathmann et al. 1992) wurde im Bereich des Astrid-Rückens geologisches Probenmaterial gewonnen. Aus seismischen Messungen ergeben sich Sedimentmächtigkeiten von minimal 200 m auf den submarinen Plateaus und mehr als 2000 m in den angrenzenden Tiefseebecken.



Das hier untersuchte Probenmaterial wurde entlang zweier Profile, die senkrecht zum antarktischen Kontinentalhang liegen, gewonnen (Abb. 6, 7). Zwar zeigen beide prinzipiell die schon vor Kapp Norvegia beschriebene Gliederung des Kontinentalhanges, unterscheiden sich jedoch in ihrer Morphologie deutlich voneinander. Das Profil bei 1 °E weist gegenüber dem bei 6 °E gelegenen Profil eine wesentlich steilere Hangmorphologie auf und ist stärker durch Erosionsrinnen zerfurcht (Abb. 7). Die Hangterrasse ist hier nur etwa 60 km breit und damit deutlich schmäler als die des Nachbarprofils und des untersuchten Bereichs vor der Atka-Bucht. Das Parallelprofil auf 6 °E (Abb. 7) zeigt eine ruhigere Morphologie. Auf einen relativ steilen oberen Hang folgt eine tiefe Erosionsrinne von 200 bis 300 m Tiefe, die durch eine breite Hangterrasse abgelöst wird. Diese geht anschließend in den steileren unteren Hang über, bis schließlich unterhalb von 4200 m die Tiefsee erreicht wird.

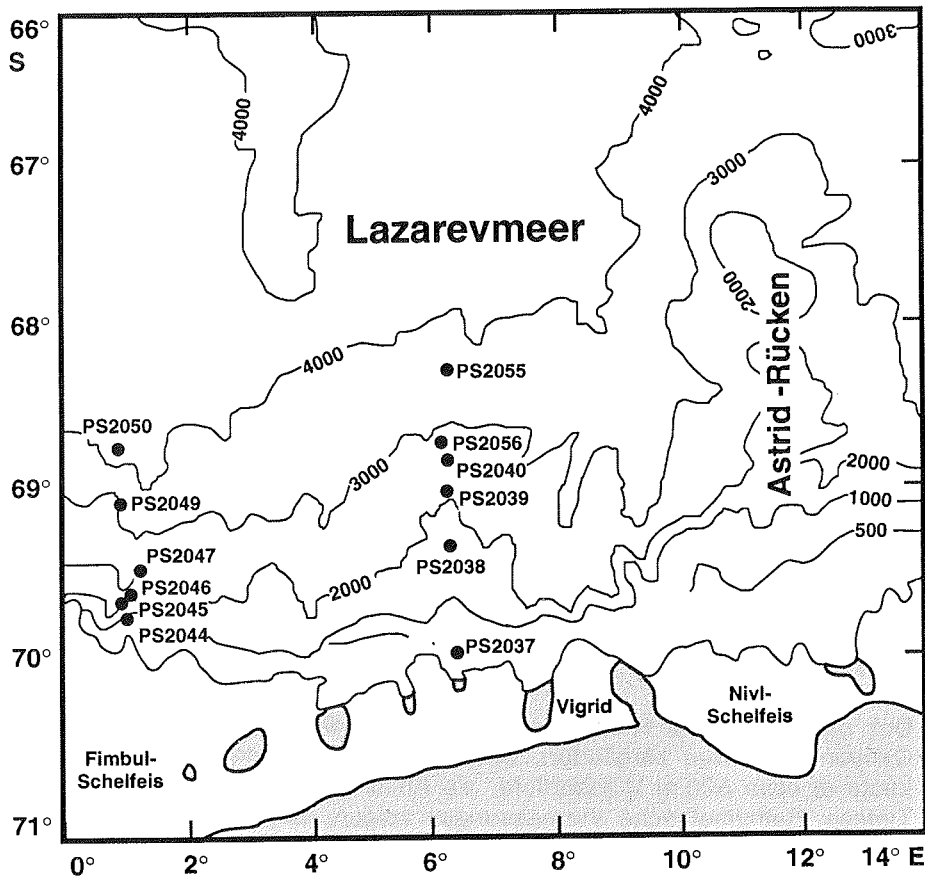
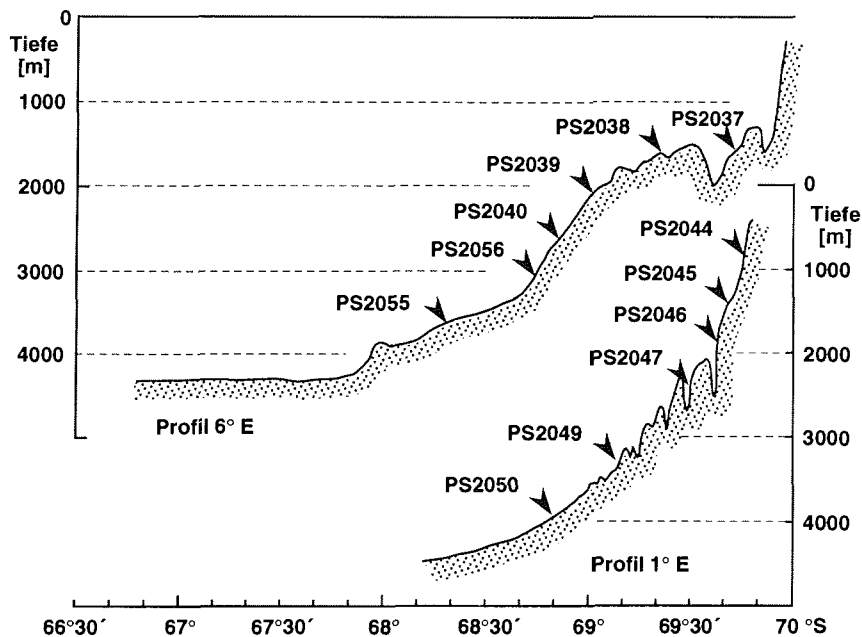


Abb. 6: Geologische Probenstationen im Lazarevmeer westlich des Astrid-Rückens mit Bathymetrie (verändert nach Kuhn et al. 1992).

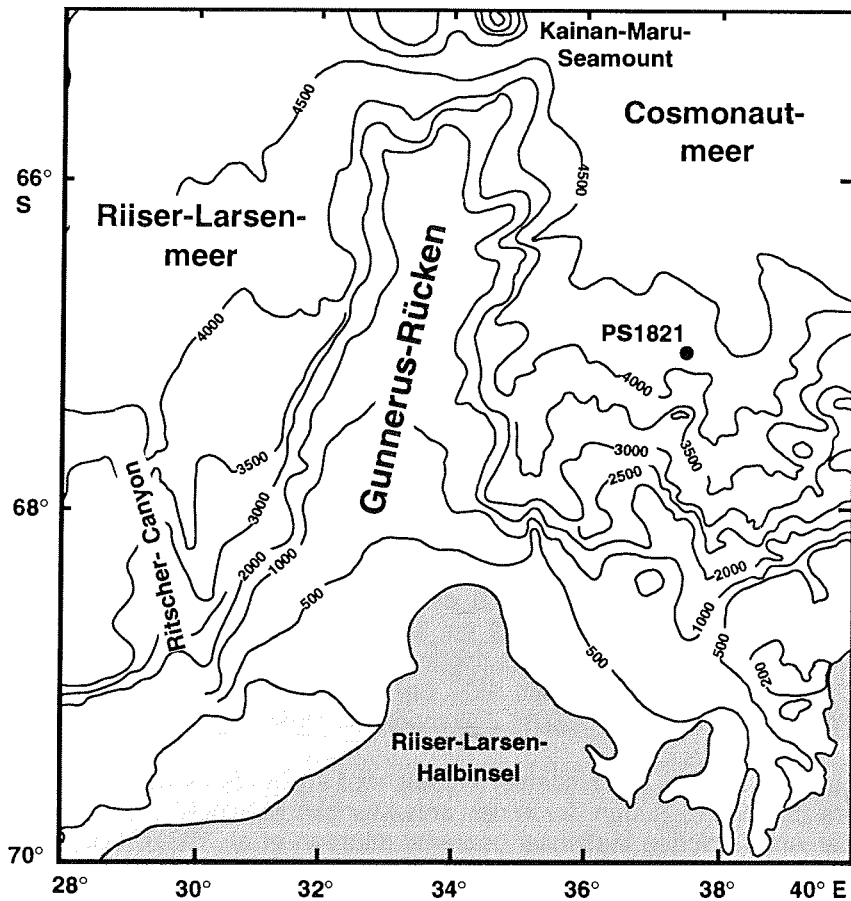


**Abb. 7:** Probenstationen entlang von zwei S-N-Profilen senkrecht zum Kontinentalhang vor Queen Maud Land (Astrid-Rücken, Lazarevmeer) (verändert nach Kuhn et al. 1992).

#### GUNNERUS-RÜCKEN / COSMONAUTMEER

Der Gunnerus-Rücken erstreckt sich im Bereich von etwa 31 bis 35 °E und von etwa 65 °S bis an den antarktischen Kontinent vor der Küste des Queen Maud Landes (Riiser-Larsen-Halbinsel) bei etwa 68 °S. Im Norden ist ihm der Kainan-Maru-Seamount vorgelagert. Der Rücken trennt die Tiefseegebiete des Cosmonautmeeres im Osten von denen des Riiser-Larsenmeeres im Westen (Abb. 8).

Der ostantarktische Kontinentalhang ist morphologisch durch zahlreiche Canyon-Strukturen zergliedert. Sie dienen, ausgehend von der Schelfeiskante in etwa 500 m Wassertiefe, als Abflußrinnen für Trübestrome in die Tiefsee. Bathymetrische Vermessungen zeigen, daß die Canyons, wie z.B. der Ritscher-Canyon (Schmiedl 1990, Fütterer & Schrems 1991, Maus 1993) einige hundert Meter tief in die Hangsedimente eingeschnitten sind. Sie können bereits im Zuge der kontinentalen Vereisung des antarktischen Kontinents ab dem frühen Miozän aktiviert worden sein (Wright et al. 1983).



**Abb. 8:** Karte des Gunnerus-Rückens und angrenzender Bereiche mit Bathymetrie und Lage der Kernposition (nach Schmiedl 1990).

### 2.3 Hydrographischer Überblick

Die Ozeanographie des Südpolarmeeres wird durch ein großes zirkumantarktisches Strom- und Frontensystem, den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC), gekennzeichnet. Der ACC ist ein Ringstromsystem, das alle Wassermassen von der Meeresoberfläche bis zum Meeresboden umfaßt. Er wird durch die vorherrschenden Westwinde angetrieben und umströmt somit den antarktischen Kontinent im Uhrzeigersinn (Hellmer & Bersch 1985, Whitworth 1988, Orsi 1993). Der ACC gliedert sich in zonal verlaufende Strombänder, die jeweils durch ozeanische Frontensysteme begrenzt sind, innerhalb derer deutliche Temperatur- und Salinitätsgradienten existieren (Whitworth & Now-

## 2 Arbeitsgebiet

---

lin 1987). Den nördlichen Rand bildet die Subtropische Front (STF), die den ACC vom warmen, salzreichen Wasser des Subtropischen Wirbels trennt. Die antarktische Divergenz, die im indischen und atlantischen Sektor bei etwa 65 °S liegt, trennt den westwärts fließenden Antarktischen Küstenstrom im Süden vom ACC im Norden. Im Süden des atlantischen Sektors wird der ACC durch den zyklonischen Weddellmeer-Wirbel, im südlichen Teil des Süd-Pazifiks durch den zyklonischen Rossmeer-Wirbel begrenzt (Abb. 9). Ausführliche Beschreibungen der ozeanographischen und hydrographischen Verhältnisse geben Gordon & Goldberg (1970), Hellmer & Bersch (1985) und Whitworth (1988).

Die Polarfrontzone (PFZ), die zwischen ca. 45 und 50 °S liegt, wird im Norden durch die Subantarktische Front (SAF) und im Süden durch die Polarfront (PF) begrenzt. Im Bereich der Polarfrontzone taucht kaltes ( $< 2$  °C), salzarmes Antarktisches Oberflächenwasser (AASW) unter wärmeres (ca. 9 °C), salzreiches Subantarktisches Oberflächenwasser (SASW) und fließt als Subantarktisches Zwischenwasser (SAIW) nach Norden, wo es bis zum Äquator nachgewiesen werden kann (Whitworth 1988). Unter dem kalten und relativ salzarmen AASW fließt das warme, etwa 2000 m mächtige Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) nach Süden und stellt im südlichen Südatlantik die dominierende Wassermasse dar (Emery & Meincke 1986). Da sich das CDW als Mischwasserkörper aus verschiedenen Wassermassen aller drei Weltmeere zusammensetzt, besitzt es einen weiten Temperatur- (0,1 bis 2 °C) und Salinitätsbereich (34,62 bis 34,73 ‰) (Emery & Meincke 1986). Der Wasserkörper des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) teilt das CDW bei seinem Eintritt in den ACC bei etwa 45 bis 55 °S in ein oberes (UCDW) und ein unteres (LCDW) Zirkumpolares Tiefenwasser.

Die Ausdehnung des Weddellmeer-Wirbels wird im Norden durch den Scotia-Rücken (60 °S), im Süden durch den antarktischen Kontinent und im Westen von der Antarktischen Halbinsel begrenzt (Gordon et al. 1981). Die östliche Begrenzung des Wirbels ist noch nicht in vollem Umfang geklärt (Deacon 1979, Gordon et al. 1981, Comiso & Gordon 1987), reicht aber mindestens bis etwa 20 bis 30 °E (Carmack & Foster 1977) bzw. bis 40 °E (Gordon et al. 1981). Die Wassermassen des Weddellmeeres, das im Süden und Westen halbkreisförmig vom antarktischen Kontinent begrenzt ist, lassen sich folgendermaßen gliedern: Die obersten 200 m der Wassersäule des Weddellmeeres werden aus dem Antarktischen Oberflächenwasser aufgebaut, das sich im Winter durch Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt (-1,8 bis 0 °C) auszeichnet und als Winterwasser (WW) bezeichnet wird (Hellmer & Bersch 1985, Whitworth & Nowlin 1987). In der darunterliegenden Schicht zwischen 200 bis 1500 m befindet sich das Warme Tiefenwasser (WDW) (Foldvik et al. 1985, Gordon 1982) und bildet die etwas kältere, salzärmere Komponente des Zirkumpolaren Tiefenwassers (Gordon 1982). Durch Mischung des WW und des WDW entsteht das Modifizierte Warme Tiefenwasser (MWDW). Das Antarktische Bodenwasser (AABW) kommt im Arbeitsgebiet unterhalb von 1500 m Wassertiefe vor und reicht im östlichen Teil des Weddellmeer-Wirbels bis zum Meeresboden. Für die Bildung des AABW sind das Westliche Schelfwasser (WSW) und das Schelfeiswasser (ISW) von Bedeutung (s.u.). Durch Mischung des AABW mit dem NADW entsteht das CDW. Das AABW

entspricht nach Orsi et al. (1993) dem Weddellmeer Tiefenwasser (WSDW). Das AABW (0 bis  $-0,7$  °C, Foster & Carmack 1976) wird von dem noch kälteren Weddellmeer Bodenwasser (WSBW,  $-0,7$  bis  $-1,4$  °C) unterlagert, welches durch das Vermischen von Westlichem Schelfwasser bzw. Schelfeiswasser mit dem Weddellmeer Tiefenwasser gebildet wird (Foldvik et al. 1985).

Die ozeanographischen Bedingungen im Bereich der Küstenzone werden durch den kalten, salzarmen Antarktischen Küstenstrom beherrscht, der das Östliche Schelfwasser (ESW) transportiert. Die Bewegung des Küstenstroms ist nach Westen gerichtet und folgt hier den Konturen des Kontinentalrandes nach Südwesten. Auf dem westlichen Schelf fließt das Westliche Schelfwasser (WSW). Es besitzt die gleichen Temperaturen wie das WW, ist jedoch salzreicher. Vor dem Ronne-Filchner-Schelfeis, das einen Teil der Küste des Weddellmeeres bildet, ist der Schelf auf der Höhe des Filchner-Schelfeises durch eine etwa 1100 m tiefe Depression, die Filchner-Rinne, unterbrochen. In ihr fließt das Eisschelfwasser (ISW) nach Norden ab, das im Salzgehalt dem WSW gleicht und die niedrigsten Temperaturen im Weddellmeer aufweist. Als Hauptkomponente der Entstehung des ISW wird das dichte, unter dem Filchner-Schelfeis zirkulierende, salzreiche WSW angesehen. Es strömt vom Berkner-Schelf in die Filchner-Rinne und an deren Ostflanke bis weit unter das Filchner-Schelfeis. Es läßt durch Wechselwirkung mit dem Schelfeis das ISW entstehen, das durch Temperaturen  $< 1,9$  °C und Salzgehalten von 34,56 bis 34,68 ‰ gekennzeichnet ist (Carmack & Foster 1975, Foldvik & Gammelsrød 1988).

### 2.4 Glaziologischer Überblick

Der antarktische Kontinent ist heute zu etwa 98 % mit Eis bedeckt und während mehrerer Monate von einem breiten Meereisgürtel umgeben (Abb. 9). Das Verhalten des antarktischen Inlandeises ist in Bezug auf das aktuelle Klimageschehen von großem Interesse, da Änderungen seiner Mächtigkeit und seiner Ausdehnung eine bedeutende Rolle für globale atmosphärische und ozeanographische Prozesse, wie z.B. weltweite Meeresspiegelschwankungen spielen (Huybrechts 1992).

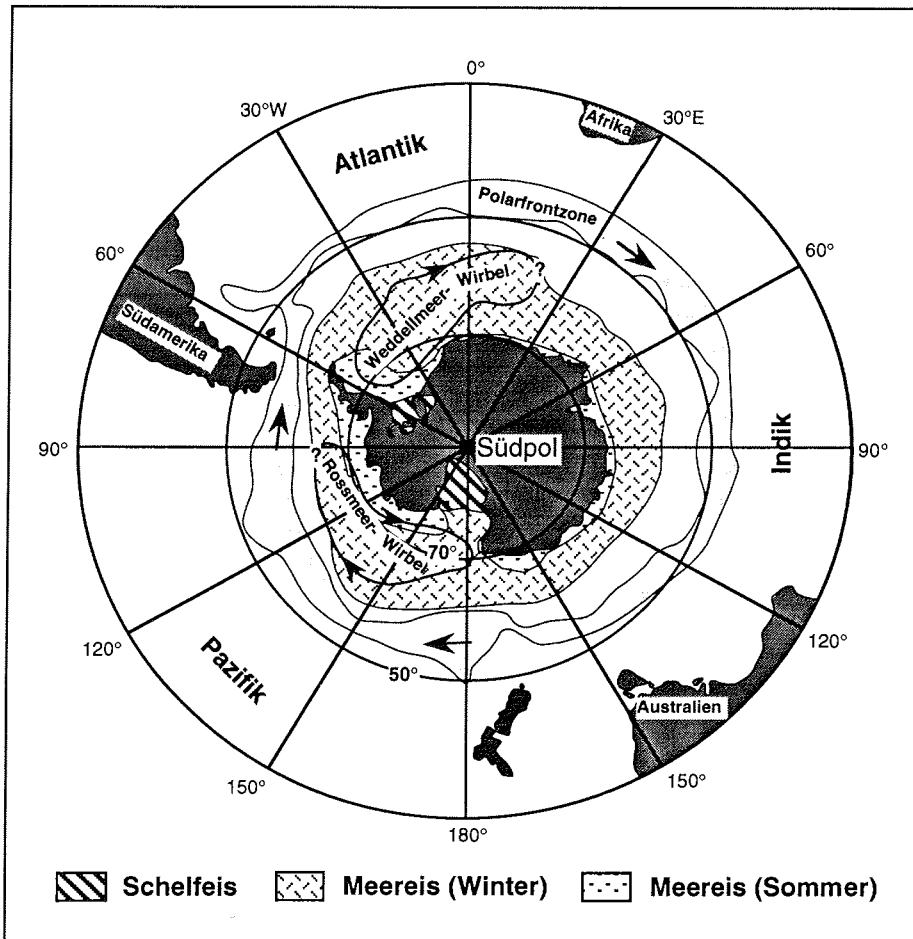
Die Küstenlinie der Antarktis ist zu 44 % aus Schelfeisen aufgebaut (Drewry 1983), die teilweise durch das Inlandeis genährt bzw. aufgebaut werden. Die Grenze zwischen dem Inland- und dem Schelfeis bildet die Grundberührungslinie (= Trennlinie zwischen aufliegendem und schwimmendem Schelfeis), von der bis zur Schelfeiskante die Mächtigkeit des Schelfeises stark abnimmt. Die Schelfeise fließen mit einigen hundert Metern pro Jahr (Drewry & Cooper 1981) und werden durch Eisströme, die bestimmten Eisflußlinien folgen (Drewry 1983), sowohl aus der Westantarktis als auch aus dem Transantarktischen Gebirge gespeist. Schelfeise bilden in großen Teilen des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres die Küstenlinie. Aus ihnen können durch Abbrüche an der Schelfeiskante (Kalbung) Eisberge entstehen, die so terrigenen Detritus mehrere tausend Kilometer von der Antarktis wegtragen können. Die Drift der Eisberge wird von der globalen Wind- und Wasserzirkulation gesteuert (Tchernia & Jeannin 1984, Kottmeier & Fahrbach 1989).

## 2 Arbeitsgebiet

---

und hat somit auch Auswirkungen auf die Verteilung der durch Eisberge mitgeführten Sedimentfracht, welche diese aus ihrem jeweiligen Einzugsgebiet mitbringen. Durch Ostwinde südlich von 70 °S und unter Einfluß des Weddellmeer-Wirbels werden sie nach Westen und Südwesten (Melles 1991) sowie schließlich nach Norden verdriftet (Brehme 1992).

Das Meereis beeinflusst durch seinen Bedeckungsgrad, seine Mächtigkeit und seine Rauigkeit den Austausch von Wärme, Wasserdampf und Gasen zwischen Ozean und Atmosphäre (Kottmeier & Fahrbach 1989). Die Meereisverbreitung in der Antarktis ist starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen (Abb. 9). Im Winter ist der Süd-Ozean bis zu 20 Mio km<sup>2</sup>, im Südsommer zu ca. 4 Mio km<sup>2</sup> mit Meereis bedeckt (Ropelewski 1983, Gordon & Comiso 1988, Denton et al. 1991, Gloersen et al. 1992, Olbers et al. 1992). In den Monaten Juni bis November ist fast das gesamte Weddellmeer zu mehr als 80 % von Meereis bedeckt (Gloersen et al. 1992). Die maximale Eisbedeckung im September beträgt hier 7,6 Mio km<sup>2</sup> (Gloersen et al. 1992). Sie nimmt dann rasch ab und erreicht im Februar ein Minimum von ca. 0,9 Mio km<sup>2</sup>. Die Werte beziehen sich auf die Winter-/Sommer-Situation für das Jahr 1980 (Gloersen et al. 1992). Dabei ist das östliche Weddellmeer im Sommer fast eisfrei, während der westliche Teil ganzjährig mit Eis bedeckt ist (Gordon 1981, Kottmeier & Fahrbach 1989). Das Seegebiet vor Kapp Norvegia ist von November bis Februar frei von Packeis (Grobe 1986). Die Gebiete im Bereich des Astrid- und Gunnerus-Rückens sind im Durchschnitt von Januar bis April eisfrei. Hier treten in den Wintermonaten Küstenpolynyas auf (Gloersen et al. 1992), die generell durch starke, örtliche Einwirkung ablandiger (katabatischer) Winde auf das vor der Küste neu gefrierende Eis entstehen. Dadurch wird das Meereis großräumig seewärts fortgetrieben, so daß ein Streifen offenen Wassers zwischen Küste und Meereis gebildet wird (Hellmer & Bersch 1985, Gordon 1988, Gordon & Comiso 1988, Kottmeier & Fahrbach 1989). Die so entstandenen freien Wasserflächen geben dann Wärme an die Atmosphäre ab, wobei die Wasseroberfläche bis zum Gefrierpunkt abgekühlt wird und es zur Neueisbildung kommt. Dieses neugebildete Eis wird dabei permanent seewärts getrieben, so daß die offenen Wasserflächen frei gehalten werden und ständig neues Eis entstehen kann. Die intensive Neueisproduktion hat eine Erhöhung des Salzgehaltes des Wassers über den Schelfgebieten zur Folge und kann die Bildung des Antarktischen Bodenwassers fördern (Foster 1972, Zwally et al. 1985). Hochseepolynyas, deren Entstehung noch nicht vollständig geklärt ist, sind im Weddellmeer im Bereich der Maud-Kuppe und im Cosmonautmeer beobachtet worden (Comiso & Gordon 1987).



**Abb. 9:** Karte des Südpolargebietes mit der Polarfrontzone (PFZ), dem Weddellmeer- und Rossmeer-Wirbel und der durchschnittlichen Sommer- und Winter-Meereisverbreitung (verändert nach Whitworth 1988 und Gloersen et al. 1992).

#### 3 Stratigraphie

##### STRATIGRAPHIE DER SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTE

Aus dem Südpolarmeer gibt es bisher nur wenige Kerne, die ausreichend Karbonat für eine Isotopenstratigraphie enthalten (Fütterer et al. 1988, Pudsey et al. 1988). Erst die Bearbeitung von Kernen aus dem östlichen Weddellmeer (PS1388, PS1506) ermöglichte die Erstellung einer detaillierten Stratigraphie für Sedimente vom antarktischen Kontinentalhang, die mit der globalen Isotopenstratigraphie korreliert werden konnte (Grobe & Mackensen 1992, Mackensen et al. 1994).

Durch Wassermasseneffekte (Wefer 1985), temperaturabhängige Fraktionierung, Schmelzwassereffekte und postsedimentäre Veränderungen des Karbonats in den Sedimentkernen lassen sich die für diese Arbeit gemessenen Isotopendaten nur eingeschränkt als stratigraphisches Werkzeug verwenden. Die in den Oberflächenproben holozänen Alters gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erreichen Werte um 3,8 ‰. Die leichten Werte des Holozäns werden aber in den Warmphasen 5 und 7 nur mehr in zwei Kernen erreicht (PS2038, PS2056). Ansonsten schwanken die übrigen Werte zwischen 4 und 5 ‰. Daher mußte auf ein anderes Hilfsmittel zur stratigraphischen Einordnung zurückgegriffen werden: Zur chronostratigraphischen Datierung wurde eine Lithostratigraphie erstellt, die nach der Methode von Grobe & Mackensen (1992) aus der Summe der sedimentologischen und zusätzlich sedimentphysikalischen Daten aufgebaut und mit dem SPECMAP-Datensatz von Imbrie et al. (1984) verglichen wurde.

Das lithostratigraphische Modell von Grobe & Mackensen (1992) beruht auf der Korrelation der Isotopenkurve des Kerns PS1388 mit verschiedenen sedimentologischen Parametern. Der Vergleich zeigt, daß signifikante Änderungen bestimmter sedimentologischer Parameter innerhalb des Sedimentkerns mit klimatischen Wechseln korreliert werden können. Zur Erstellung des lithostratigraphischen Modells wurden von Grobe & Mackensen (1992) die Altersmodelle einzelner Sedimentkerne berechnet, wobei die stratigraphischen Fixpunkte dort festgelegt wurden, wo eine Korrelation markanter lithologischer Wechsel mit Stadiengrenzen der Isotopenchronologie möglich war (Grobe & Mackensen 1992, Grobe et al. 1993). An 11 ausgewählten Sedimentkernen aus dem östlichen Weddellmeer wurden die wichtigsten sedimentologischen Parameter gestapelt, indem die Kerne in äquidistante Zeitschritte von 1000 Jahren unterteilt und die Parameter auf einen Wertebereich zwischen 0 und 1 normiert wurden. Die resultierenden gestapelten Daten zeigen die gemittelten, relativen Änderungen der sedimentologischen Parameter (Grobe & Mackensen 1992), die zur graphischen Korrelation genutzt werden können (Abb. 10).

Untersuchungen zahlreicher Sedimentkerne aus dem südlichen Südatlantik haben gezeigt, daß die entsprechenden lithologischen Wechsel in den meisten Kernen deutlich erkennbar sind, so daß eine stratigraphische Einstufung der spätquartären Sedimente im atlantischen Teil des Südpolarmeeres, insbesondere im Bereich der antarktischen Küstenlinie, durch die Anwendung



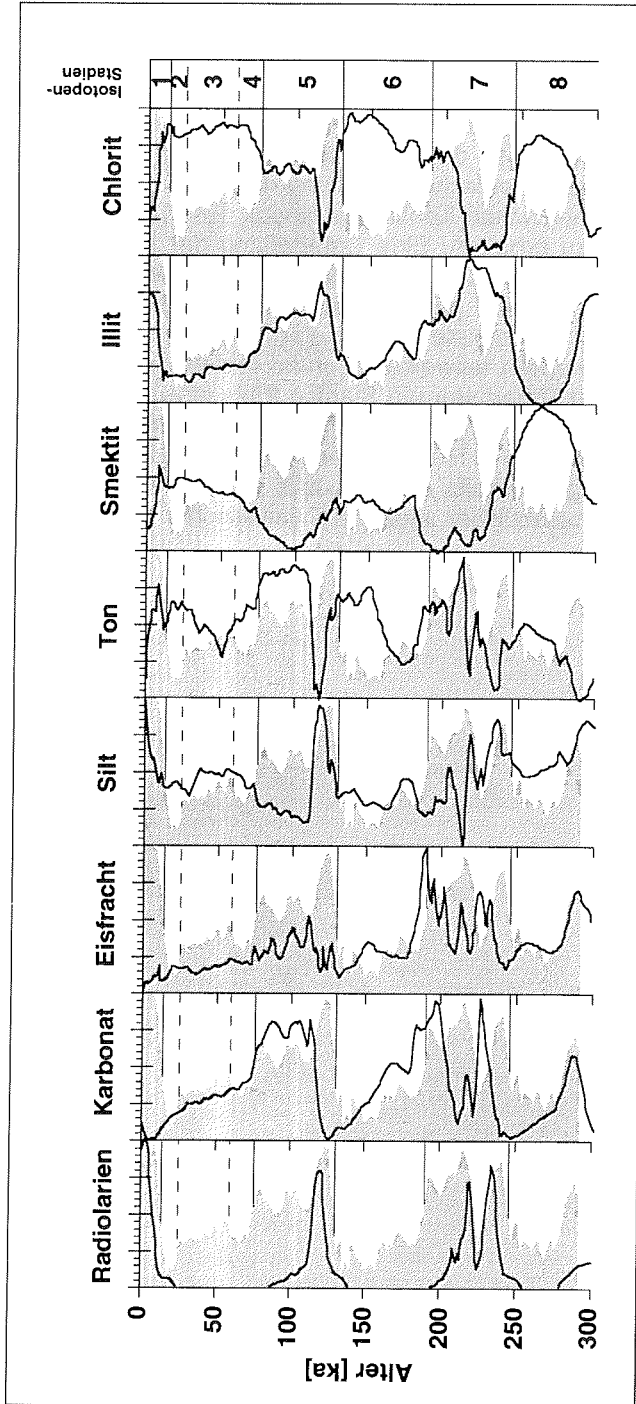


Abb. 10: Relative Änderungen gestapelter sedimentologischer Parameter von Sedimentkernen des östlichen Weddellmeeres für die letzten 300.000 Jahre (Grobe & Mackensen 1992).

### 3 Stratigraphie

---

der Lithostratigraphie ermöglicht wird (Grobe et al. 1993).

Die in den hier untersuchten Sedimentkernen auftretenden markanten lithologischen Wechsel, die auf Änderungen in der terrigenen Zusammensetzung und Zufuhr sowie auf Änderungen in der biologischen Produktion zurückzuführen sind, zeigen den Wechsel zwischen glazialen und interglazialen Sedimentationsbedingungen an. Sie konnten mit den Grenzen von Isotopenstadien korreliert werden, so daß es mittels der erstellten Lithostratigraphie möglich war, eine stratigraphische Einstufung der pleistozänen Sedimente für den Bereich des antarktischen Kontinentalrandes des Weddell-, Lazarev- und Cosmonautmeeres zu erhalten. Eine Unterteilung der Isotopenstadien 2, 3 und 4 war nicht möglich; diese Stadien wurden daher zusammengefaßt. Da in einigen Kernen während des gemäßigten Warmzeitklimas eine Fazies sedimentiert wird, die in den meisten Parametern glazialen Ablagerungen sehr ähnlich sein kann, mußten teilweise aufgrund fehlender Datierungsmöglichkeiten und geeigneter Parameter die Stadien 2 bis einschließlich Substadium 5.4 zusammengefaßt werden. Für die Kerne PS1506 (Mackensen et al. 1994, Shimmiel et al. 1994), PS1575 (Brehme 1992) und PS1648 (Grobe & Mackensen 1992) lagen bereits Altersmodelle vor, die weitgehend übernommen bzw. aufgrund zusätzlicher sedimentphysikalischer Daten angepaßt wurden.

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

An zwölf Schwerelotkernen aus dem Lazarevmeer, die während der Expedition ANT IX/3 mit FS "Polarstern" gewonnen wurden (Bathmann et al. 1992) - vom Kontinentalhang bis zur Tiefsee - wurden Standarduntersuchungen (Wassergehalt, Radiographien, Pyknometerdichte, Karbonat, organischer Kohlenstoff, stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope) durchgeführt (Tab. 1). An einigen Kernen wurden Messungen des Biogenopal und z.T. des Bariums sowie sedimentphysikalische Untersuchungen vorgenommen (Tab. 1). Von den Kernen des westlichen und östlichen Weddellmeeres sowie des Cosmonautmeeres standen Untersuchungsergebnisse von Karbonat, organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ), Pyknometerdichte, IRD, Feuchtraumdichten (Einzelproben und DMS) (Brehme 1992, Grobe & Mackensen 1992, Gerland 1993) sowie unpublizierte Daten von H. Grobe und G. Kuhn, AWI, Bremerhaven, zur Verfügung (Tab. 1). Die Sedimentkerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056 stellen die Eckpfeiler für die vorliegende Arbeit dar und werden detailliert vorgestellt. Auf die Ergebnisse in Kern PS2056 unterhalb eines Hiatus bei der Kerntiefe von 395 cm wird im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter eingegangen, da hier nur Sedimente quartären Alters betrachtet werden, was auf die im Kern PS2056 unterhalb des Hiatus vermutlich nicht zutrifft. Die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Ergebnisse sind im Anhang aufgeführt.

Tabelle auf der nächsten Seite

---

**Tab. 1:** Übersicht über die Untersuchungen an den Sedimentkernen. Die mit x gekennzeichneten Felder zeigen die eigenen Untersuchungen, die Zahlen darüber geben die Anzahl der Proben an. Daten aus der Literatur bzw. unpublizierte Daten, die in Übersichtsplots am Ende dieses Kapitels mit abgebildet sind, sind mit dem Namen der/des Autors/Autoren angegeben. Probenzahlen in eckigen Klammern weisen zudem auf unpublizierte Daten hin.

Tab. 1. Legende auf der vorhergehenden Seite

	PS2037	PS2038	PS2039	PS2040	PS2044	PS2045	PS2046	PS2047	PS2049	PS2050	PS2055	PS2056	PS1375	PS1506	PS1575	PS1648	PS1821
Dichte (DMS)		X	X	X		X	X				X	X			X	X	Gerland
Suszeptibilität	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland			Villinger	Villinger	Gerland
Widerstand	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland	Gerland					Gerland
Kernbeschr.	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Grobe	Grobe	Brehme	Grobe	Grobe/Kuhn
Radio-graphie	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Grobe	Grobe	Brehme	Grobe	Grobe/Kuhn
Wassergehalt	41	136	120	141	35	118	78	34	24	21		54					[145]
IRD	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	Grobe	Grobe	Brehme	Grobe	Grobe/Kuhn
Dichte (Pykn.)	41	136	120	141	35	118	78	34	24	21	111	54	[102]	[144]	130	88	145
Karbonat	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Grobe	Grobe	Brehme	Grobe	Grobe/Kuhn
Corg	41	136	120	141		118	78	34	24	21	111	54	[102]	144	130	88	145
Radiol.-zählung	[41]	[136]	[120]	[141]		[118]	[78]	[34]	[24]	[21]	[111]	[54]	[102]	[144]	130	88	145
Sand/Silt/Ton	[41]	[136]	[120]	[141]		[118]	[78]	[34]	[24]	[21]	[111]	[54]	[102]	[144]	130	88	145
Isotopenmessung	41	136	120	141		118	78	34	24	21	111	54	102	144		88	
Gesamtmin.	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	Grobe	Grobe		Grobe	
Opalbest.		116										48	102	144	106	78	121
Bariumbest.		X										X	X	X	X	X	X
Bariumbest.															98	88	121
															X	X	X

## 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

Aufgrund geeigneter sedimentphysikalischer und sedimentologischer Voruntersuchungen im Hinblick auf Rekonstruktionen zur Paläoproduktivität wurden sieben Kerne entlang des antarktischen Kontinents zwischen 43 °W und 37 °E ausgewählt und detailliert auf Biogenopal sowie - bei drei Kernen - zusätzlich auf Barium untersucht. Entscheidend bei der Auswahl dieser Kerne war, daß sie deutliche zyklische Wechsel in den wesentlichen Parametern zeigten und zu erwarten war, daß sich diese Zyklizität auch in den produktivitätsspezifischen Parametern Biogenopal und Barium widerspiegelt. Ferner wurden Kerne aus einer größeren Region ausgewählt, um eine überregionale Aussage bezüglich der Paläoproduktivität machen zu können. Die allgemeine Beschreibung der einzelnen Sedimentparameter erfolgt i.a. vom Liegenden zum Hangenden. Die für diese Arbeit gewonnenen Daten aller untersuchten Sedimentkerne sind im Anhang aufgeführt. Die Lage der einzelnen Sedimentkerne ist aus den Stationskarten (Abb. 3, Abb. 6, Abb. 8) und Tabelle 6 ersichtlich. Die Erläuterungen der durchgeführten Analysen sind im Anhang zu finden.

### 4.1 Sedimentfarbe, Struktur, Lithologie

#### SEDIMENTFARBE

Die bearbeiteten Sedimentkerne weisen vorwiegend dunkel olivgraue bis olivbraune Sedimentfarben auf (MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954), in die zum Teil hellere gelblich olivgraue (5Y6/6) Horizonte von meist wenigen Zentimetern eingeschaltet sein können. Die oberen 20 bis 40 cm sind in der Regel durch hellere Farben repräsentiert, die oft durch eine deutliche Farb- grenze gekennzeichnet sind. Die Farbskala reicht hier von olivgrau bis hell oliv. In der Regel sind die stärker bioturbaten Bereiche etwas heller als die weniger stark durchwühlten Horizonte. Hellere Farben weisen auch die biogen geprägten Bereiche in den Sedimentkernen auf. Die zum Teil in den Kernen enthaltenen Mikromanganknollen rufen im Sediment an den jeweiligen Stellen bräunliche Flecken bzw. bräunliche Schlieren hervor.

#### STRUKTUR

Anhand der Radiographien lassen sich durch Organismen stark durchwühlte Bereiche, gut geschichtete und strukturlose Sedimente unterscheiden, wobei letztere relativ selten sind. Ansonsten zeigen alle Kerne besonders in den oberflächennahen Schichten intensive Bioturbation. Auch in tiefer liegenden Horizonten treten stellenweise stärker durchwühlte Bereiche auf. In allen Kernen des Lazarevmeeres ist eine durchgehende Bioturbation zu erkennen, was darauf hinweist, daß immer Nahrung für benthische Organismen vorhanden war.

Ausgeprägt laminierte Bereiche sind nur in den Sedimenten des Weddell- und Cosmonautmeeres zu finden, nicht aber in den Kernen des Lazarevmeeres. Sie fallen durch dunklere Sedimentfarben und in den Radiographien durch Hell-Dunkel-Wechselagerungen auf und bestehen aus siltigen Tonen. Die Mächtigkeiten der Laminae liegen zwischen einigen Millimetern bis wenigen Zentimetern und sind an der Basis meist scharf begrenzt. Der Übergang

## 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

---

vom Top eines laminierten Bereichs zum darüberliegenden Sediment ist undeutlich.

### LITHOLOGIE

Terrigene Komponenten bestimmen die Zusammensetzung fast aller hier untersuchten Sedimente. Eine Ausnahme bildet Kern PS1821, der in einigen Horizonten bis zu 45 Gew.% biogene Komponenten aufweisen kann. Die Kerne besitzen vorwiegend ein tonig-siltiges und siltig-feinsandiges Korngrößenspektrum. Die Sedimente des oberen Hanges haben ein größeres Korngrößenspektrum. Gelegentlich sind in die feineren Ablagerungen sandige Lagen oder Linsen eingeschaltet, die maximal im Zentimeterbereich liegen und meist scharf gegen die liegenden und hangenden Sedimente abgegrenzt sind.

### 4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften

#### WASSERGEHALT UND POROSITÄT

Generell ist in den untersuchten Kernen zu beobachten, daß die Wassergehalte und Porositäten der Sedimente vom oberen Kontinentalhang niedriger als die der tieferen Hang- und Tiefseekerne sind. Außerdem zeigen sämtliche Kerne die übliche Abnahme der Wassergehalte und Porositäten mit zunehmender Kerntiefe, die auf Kompaktion zurückzuführen ist. Erwartungsgemäß korrelieren die Porositäten gut bis sehr gut mit den Wassergehalten ( $r = 0,70$  bis  $0,99$ ).

Die Wassergehalte der Sedimente schwanken im wesentlichen zwischen 35 und 60 Gew.% des Naßgewichts. Dabei zeigen die oberflächennahen Proben (30 bis 40 cm Tiefe) generell höhere Werte im Wassergehalt bis 50 Gew.%. Im grobklastischen Sedimentbereich sinken die Werte unter 30 Gew.%. Die Porositäten variieren zwischen 57 und 80 Vol.%. (Abb. 23, 25, 27, 29, 31).

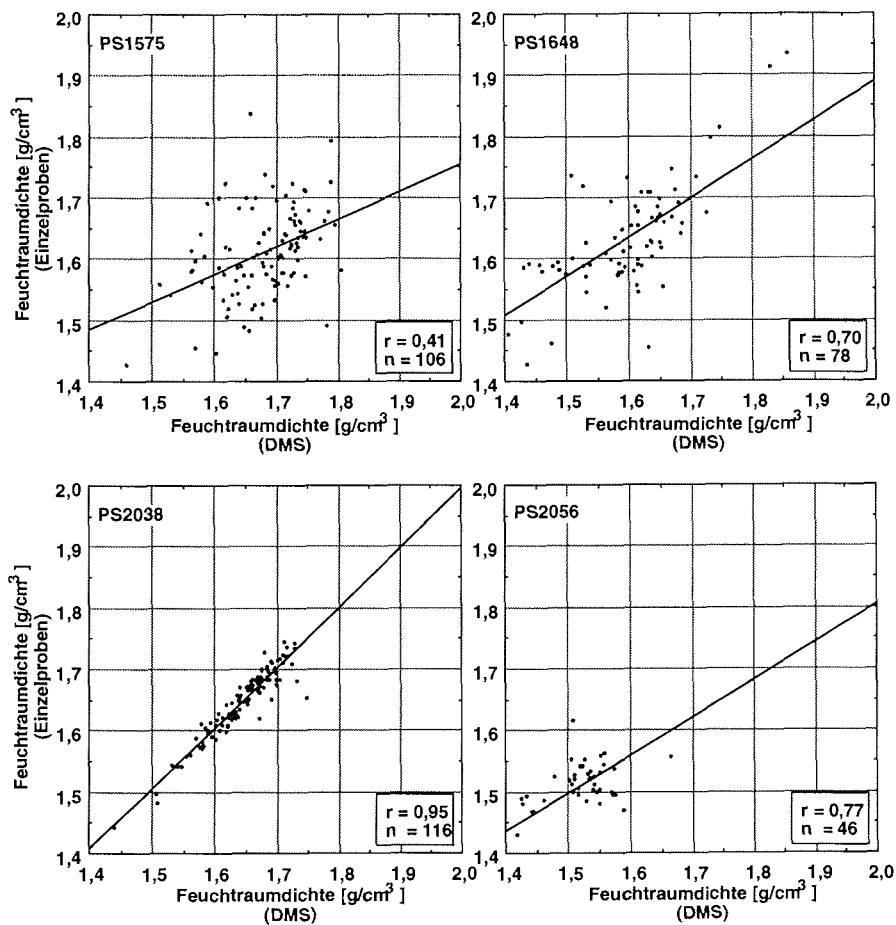
#### FEUCHTRAUMDICHTE (GAMMA-ABSORPTION / DMS)

Feuchtraumdichte und Porosität sind direkte Funktionen von Wassergehalt und Korndichte. Sie werden hauptsächlich von Schwankungen des Wassergehalts und untergeordnet von der Korndichte beeinflusst, was die guten Korrelationen zwischen Feuchtraumdichte (DMS) und Wassergehalt zeigen ( $r = 0,97$ ).

Aufgrund der i.a. hohen Wassergehalte in den untersuchten Sedimentkernen sind die ermittelten Feuchtraumdichten mit Werten zwischen  $1,4$  und  $1,6 \text{ g/cm}^3$  zwar relativ niedrig, es können aber auch Werte bis  $2,0 \text{ g/cm}^3$  erreicht werden. Ein Vergleich der mittels Gamma-Absorption (DMS) gemessenen Werte und der konventionell ermittelten Feuchtraumdichten aus Einzelproben (aus Pyknometerdichten berechnet) der Schwerelotkerne zeigt zu den an Vollkernen gemessenen DMS-Dichte eine sehr gute Korrelation ( $r = 0,95$ ) (Abb. 11). Eine deutlich schlechtere Korrelation zwischen den beiden Methoden zeigen die bei der Halbkernmessung ermittelten Werte der Kerne

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

PS1575, PS1648 und PS2056 ( $r = 0,41$  bis  $0,77$ ) (Abb. 11). Dies liegt möglicherweise darin begründet, daß ein Wasserverlust während der Lagerung der Halbkernbe eingetreten ist. Dadurch wären die mittels DMS gewonnenen Daten zur Feuchtraumdichte mit Fehlern behaftet, da diese im Gegensatz zur Feuchtraumdichtebestimmung aus Einzelproben erst Jahre nach dem Öffnen ermittelt wurden. Eine weitere Ungenauigkeit bei der Halbkernmessung, die zu geringe Dichten zur Folge hat, kann durch den gegenüber Vollkernen kleineren Durchstrahlungsweg oder durch Fehler bei der Durchmesserwahl (fixer Wert von 52 mm, Gerland 1993) entstehen.



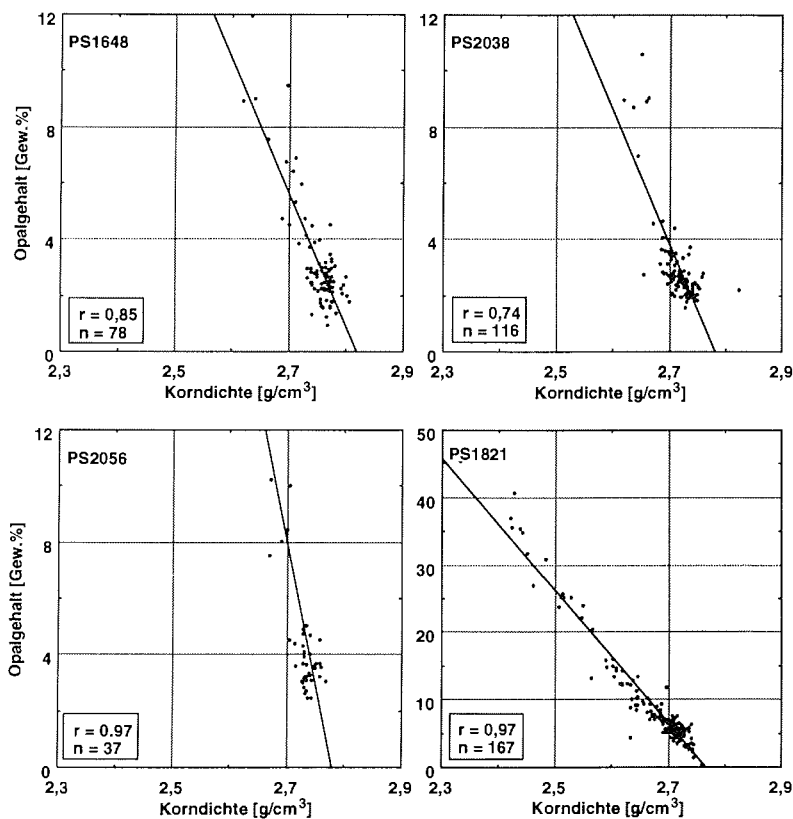
**Abb. 11:** Vergleich der mit Hilfe der Gamma-Absorption und mittels Pyknometer ermittelten bzw. berechneten Feuchtraumdichten. Kern PS2038 wurde als Vollkern, die Kerne PS1575, PS1648 und PS2056 als Halbkernbe per DMS gemessen;  $n$  = Probenzahl,  $r$  = Korrelationskoeffizient.

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

Generell besitzen die DMS-Daten geringfügig höhere Werte als die konventionell ermittelten Feuchtraumdichten. Extremwerte bis ungefähr  $2,0 \text{ g/cm}^3$  werden bei der Gamma-Absorption durch "dropstones" hervorgerufen. Bei den Messungen der Einzelproben mit dem Pycnometer wird dieser Wert kaum erreicht und ist vermutlich auf ein Fehlen größerer IRD-Körner in den Spritzenproben zurückzuführen. Außerdem zeigt der Werteverlauf in allen Kernen eine Tendenz zu höheren Feuchtraumdichten mit zunehmender Kerntiefe durch einen abnehmenden Wassergehalt. (Abb. 23, 25, 27, 29, 31).

#### KORNDICHTE

Die Korndichte (Trockensedimentdichte) steht in direktem Zusammenhang mit der Verteilung terrigener, authigener und biogener Komponenten im Sediment. Die errechneten Korndichten schwanken zwischen  $2,60$  und  $2,90 \text{ g/cm}^3$  (Abb. 23, 25, 27, 29, 31). Kerne mit geringeren Anteilen an biogenen Komponenten zeigen insgesamt höhere Korndichten. Höhere Anteile an kieseligen Mikroorganismen (Diatomeen, Radiolarien, Schwammnadeln) bewirken deutliche Dichteschwankungen zu niedrigeren Werten bis  $2,35 \text{ g/cm}^3$ . Der Vergleich Korndichte und Biogenopal zeigt eine deutlich negative Korrelation, die besonders in Kern PS1821 auffällt ( $r = 0,97$ ) (Abb. 12).



**Abb. 12:** Korrelationsdiagramme zwischen Korndichte und Opalgehalt an ausgewählten Kernen; n = Probenzahl, r = Korrelationskoeffizient.



### 4.3 Sedimentzusammensetzung

#### 4.3.1 Organischer Kohlenstoff- und Karbonatgehalt

##### ORGANISCHER KOHLENSTOFFGEHALT

Die gemessenen Gehalte an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) sind in den untersuchten Kernen insgesamt sehr niedrig und vermutlich mariner Herkunft. Hinweise auf Kohlenstoff terrigenen Ursprungs in spätquartären Sedimenten aus dieser Region sind aus der Literatur nicht bekannt. Lediglich im Bereich der Antarktischen Halbinsel gibt es Hinweise auf Kohlenstoff terrigenen Ursprungs (z.B. Hillenbrand 1994).

Die Gehalte des organischen Kohlenstoffs erreichen im Bereich der Sedimentoberfläche der untersuchten Kerne maximal 0,5 Gew.%, sinken dann aber in der Regel innerhalb der obersten 50 cm auf einen Wert unter 0,2 Gew.% ab und überschreiten diesen zur Tiefe hin nur noch in Einzelfällen.

In den meisten Kernen ist eine Abhängigkeit der  $C_{org}$ -Gehalte von der Korngrößenverteilung zu erkennen. Dies gilt sowohl für eine angedeutete negative Korrelation mit den gröberklastischen Sedimenten als auch für eine positive Korrelation mit den tonreicheren Sedimenten. Eine schwache, aber erkennbar positive Korrelation zwischen organischem Kohlenstoff und den Parametern Opal und Barium zeigt Kern PS1821 (Abb. 28).

##### KARBONATGEHALT

Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimente zeigen insgesamt relativ niedrige Karbonatgehalte ( $CaCO_3$ ), wobei jedoch in den Kernen PS2038 und PS2056 Gehalte bis 27 Gew.% erreicht werden, die für den antarktischen Kontinentalrand hoch sind (Abb. 30, 32). Das Karbonat wird im wesentlichen durch planktische (*Neogloboquadrina pachyderma* sinistral) und kalkige benthische Foraminiferen (u.a. *Nuttalides umbonifer*, mdl. Mitt. G. Schmiedl) geliefert. Nur vereinzelt treten Ostracodenschalen auf. Unter Berücksichtigung der Liefergebiete kann terrigenes Karbonat ausgeschlossen werden.

Die Karbonatgehalte schwanken in den Kernen des oberen Kontinentalhangs (PS2037, PS2044) zwischen 0 und 12 Gew.%, in den Hangkernen zwischen 0 und 30 Gew.% und in den Kernen der Tiefsee zwischen 0 und 10 Gew.%, wobei hier auch Maximalwerte bis 30 Gew.% erreicht werden können. Der Hangkern PS2049 zeigt einen Extremwert von über 90 Gew.%, der jedoch nicht erklärt werden kann. Die Karbonatgehalte nehmen mit der Entfernung vom Kontinent ab, was auch in anderen Arbeiten aus dieser Region und ähnlicher Tiefenlage (z.B. Schmiedl 1990, Maus 1992) beschrieben wird. Insgesamt sind die Karbonatwerte des westlichen Profils im Lazarevmeer bei 1 °E niedriger als diejenigen des weiter östlich gelegenen Profils bei 6 °E. Sie liegen im Mittel auch unter den Werten von Kernen vergleichbarer Wassertiefe aus dem Weddellmeer.

### 4.3.2 Biogenopalgehalt

Die Opalpartikel der untersuchten Sedimente sind ausschließlich biogener Herkunft und bestehen hauptsächlich aus Skeletteilen verschiedener mariner Organismengruppen. Die Sedimentproben wurden unter dem Mikroskop (Sandfraktion, "smear-slides") und unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht. Die Untersuchungen ergaben, daß die mit der Extraktionsmethode gemessenen Opalgehalte im wesentlichen durch Diatomeen, Radiolarien und nur in geringem Maße von Schwammnadeln geliefert werden. Vulkanische Gläser können ausgeschlossen werden. Die biogenen Opalgehalte der Sedimente werden von der Opalakkumulation, die in Beziehung zur Primärproduktion des Oberflächenwassers steht, der Opallösung im Ozean und der im Sediment ablaufenden Opallösung bestimmt.

Die Opalgehalte erreichen in Kern PS1821 Maximalwerte bis 45 Gew.%. Hier machen die Radiolarien in der Sandfraktion bis zu 100 % aus. In den anderen Sedimentkernen schwanken die Opalkonzentrationen im wesentlichen zwischen 1,5 und 13 Gew.%. Die Minimalwerte liegen in Kern PS1821 bei 3 bis 4 Gew.%, in allen anderen Kernen bei etwa 1,5 bis 2 Gew.%. Insgesamt lassen die Ergebnisse der Opalmessung mittels Extraktionsverfahren vermuten, daß diese Methode geringfügig überhöhte Opalgehalte liefert. Ein Grund dafür liegt möglicherweise im Anlösen von Tonmineralen, die ihrerseits minerogenes SiO<sub>2</sub> zum biogenen Opalsignal beisteuern. Zwar berücksichtigt das Korrekturverfahren nach DeMaster (1981) die Tonmineralanlösung, jedoch kann nach Müller & Schneider (1993) die Dauer des Mahlens der Probe in der Kugelmühle die Tonminerale so stark zerkleinern, daß sogenannte "Matrix-Effekte" entstehen und überhöhte Opalgehalte angezeigt werden. Müller & Schneider (1993) haben anhand von Versuchsreihen festgestellt, daß spezifische Tonminerale unterschiedlich viel SiO<sub>2</sub> freisetzen (Abb. 13).

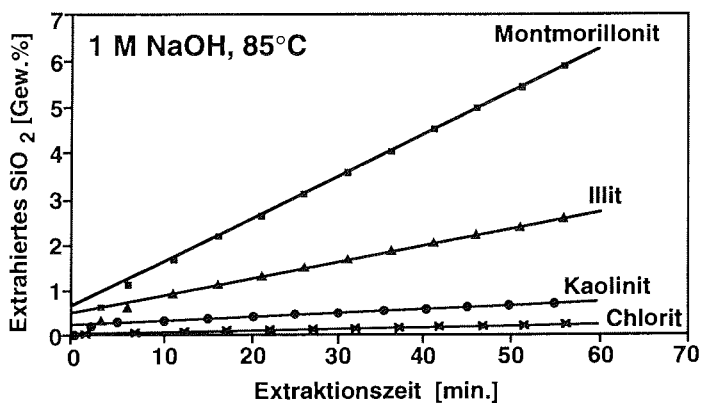


Abb. 13: "Matrix-Effekte" verschiedener Tonminerale (nach Müller & Schneider 1993).

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

---

Da es sich in marinen Sedimenten aber um Tonmineralvergesellschaftungen handelt, liegen die Tonmineralbeiträge in den untersuchten Sedimenten zwischen den Werten der Laborversuche von Müller & Schneider (1993). Das etwas höhere "Hintergrundrauschen" in Kern PS1821, das etwa 2 Gew.% über dem der restlichen Kerne liegt, läßt den Schluß zu, daß es sich hier um eine andere Zusammensetzung der Tonminerale handelt. Dafür könnte ein anderes Hinterland bzw. Liefergebiet verantwortlich sein. Tatsächlich machen die Tonminerale Smektit (= Montmorillonit) und Illit, die bei dem angewendeten Extraktionsverfahren den größten Beitrag zum Opalsignal liefern, im Mittel mehr als 90 % der Tonmineralvergesellschaftung aus. In den anderen untersuchten Kernen ist der Anteil von Smektit und Illit z.T. deutlich geringer, stattdessen Chlorit stärker vertreten. Der Beitrag von Chlorit zum Opalsignal kann nach Müller & Schneider (1993) vernachlässigt werden (Abb. 13).

Insgesamt liegen die Opalgehalte im wesentlichen unter 13 Gew.%. Nur in relativ eng begrenzten Horizonten innerhalb des Kernverlaufs übertreffen die Maximalwerte der Messungen die Minimalwerte um das sechs bis zwölffache. Das Opalsignal in den Kernen zeigt folgendes zyklisches Muster: Der Kurvenverlauf der Opalgehalte fällt von den relativ hohen Werten (z.T. > 10 Gew.%) in den oberflächennahen Horizonten auf Werte zwischen 1,5 bis 4 Gew.% mit einer Schwankungsbreite von 2 bis 3 Gew.% ab, um dann im Verlauf des Kerns unvermittelt wieder auf höhere Werte anzusteigen. Die beschriebenen Maximalwerte werden in allen Kernen in zyklischen Schwankungen mehrmals erreicht. Generell zeigen die Maxima der Opalwerte im Untersuchungsgebiet eine Abnahme von Ost nach West, welche auch in den Bariumgehalten zu erkennen ist.

Die gemessenen Opalgehalte korrelieren in den Kernen gut mit den Radiolarienzählungen der Sandfraktion, so daß man davon ausgehen kann, Abschätzungen bezüglich der relativen Opalgehalte machen zu können (Grobe & Mackensen 1992). Trotz der guten Korrelation zwischen Opalgehalt und Radiolarienzählungen ergeben aber Abschätzungen aus mikroskopischen Untersuchungen an "smear-slides" und REM-Untersuchungen, daß ein etwa gleichgroßer Teil des biogenen Opals auf Diatomeen zurückzuführen ist. Auch das "Überschießen" während der Messungen mit dem Extraktionsverfahren gibt Hinweise auf Diatomeen in den Proben.

Gute Korrelationen sind in einigen Kernen auch mit den Parametern Korndichte, Quarz und Plagioklas/Korund-Verhältnis zu finden. Nur im Kern PS1821 zeigen die Werte für den organischen Kohlenstoff einen annähernd parallelen Verlauf zu den Opalgehalten. Die an drei Kernen (PS1575, PS1648, PS1821) gemessenen Bariumgehalte (s.u.) verlaufen zwar generell parallel zu den Opalgehalten, dennoch ist in den Kernen PS1648 und PS1821 eine ungleichmäßige Phasenverschiebung der Maximalwerte zu beobachten.

### 4.3.3 Bariumgehalt

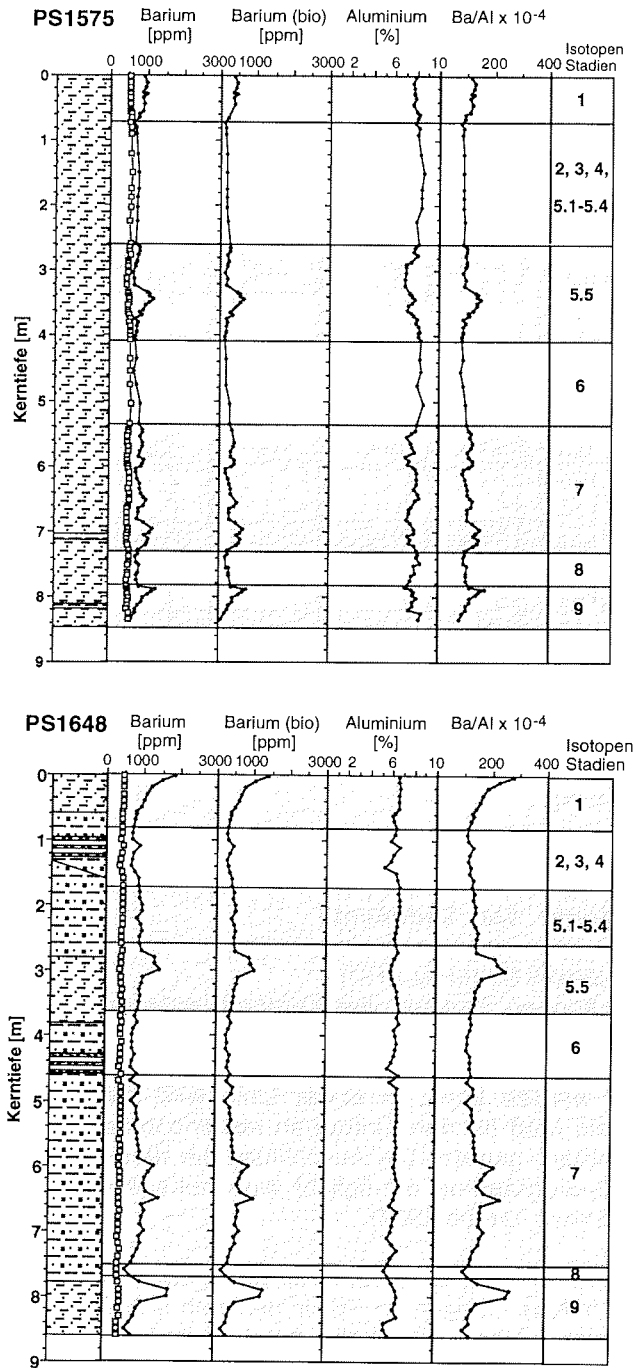
An drei Stationen (PS1575, PS1648, PS1821) vom antarktischen Kontinentahang und der Tiefsee des Weddell- und Cosmonautmeeres wurden Gesamtbariumgehalte,  $\text{TiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mittels RFA bestimmt (TH Aachen). Die Bestimmung der Barium-, und Aluminiumgehalte bildet die Grundlage für die Berechnung des biogenen Bariumanteils an den Sedimentproben (s. Kap. 10.2.4).

In Kern PS1575, südöstlich vor den Süd-Orkney-Inseln gelegen, schwanken die  $\text{Ba}_{(\text{gesamt})}$ -Gehalte um einen Mittelwert von 850 ppm mit fünf Maximalwerten zwischen 913 und 1281 ppm bei den Kerntiefen 2 cm, 343 cm, 591 cm, 697 cm und 788 cm (Abb. 14). Der terrigene Bariumanteil ( $\text{Ba}_{(\text{terrigen})}$ ) ist relativ konstant und mit einem Mittelwert von 500 ppm höher als in anderen Kernen aus dem östlichen Weddellmeer (PS1648) bzw. dem Cosmonautmeer (PS1821). Für die  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Gehalte ergibt sich daraus ein Mittelwert von 300 ppm. Die fünf Maxima, die sich im Gesamtbarium zeigen, sind auch im  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Anteil vorhanden. Die Aluminiumgehalte liegen bei 7 bis 8 %, die Titangehalte schwanken geringfügig um 4450 ppm. Die Ba/Al-Verhältnisse liegen bei  $100 \cdot 10^{-4}$ .

Die  $\text{Ba}_{(\text{gesamt})}$ -Gehalte des Kernes PS1648 schwanken um einen Mittelwert von 950 ppm. Es werden ebenfalls fünf maximale  $\text{Ba}_{(\text{gesamt})}$ -Gehalte zwischen 1350 und 1800 ppm bei den Kerntiefen 1 cm, 300 cm, 600 cm, 650 cm und 790 cm erreicht (Abb. 14). Der terrigene Bariumanteil bewegt sich um einen Mittelwert von 400 ppm. Die  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Gehalte weisen Schwankungen zwischen einem Minimalwert von 200 ppm und einem Maximalwert von 1770 ppm auf und zeichnen die Maxima an den o.g. Kerntiefen nach. Der Mittelwert für die  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Gehalte beträgt etwa 500 ppm. Die Aluminiumgehalte schwanken um einen Mittelwert von 6 % und sind generell niedriger als in den Kernen PS1575 und PS1821. Dafür erreichen die Titanwerte extrem hohe Gehalte bis 9352 ppm. Ihr Mittelwert liegt mit 6400 ppm deutlich über den Werten der beiden anderen Kerne. Die Ba/Al-Verhältnisse schwanken um einen mittleren Wert von  $150 \cdot 10^{-4}$ .

In Kern PS1821 aus dem Cosmonautmeer schwanken die  $\text{Ba}_{(\text{gesamt})}$ -Gehalte um ein Mittel von 1250 ppm mit insgesamt sechs Maxima in den Kerntiefen 12 cm, 476 cm, 882 cm, 972 cm, 1226 cm und 1476 cm, wo sie Höchstwerte zwischen 911 und 2306 ppm aufweisen (Abb. 14). Der terrigene Bariumanteil liegt zwischen 300 und 550 ppm mit einem Mittelwert um 500 ppm. Die  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Gehalte zeigen einen Mittelwert von 750 ppm, wobei auch hier wieder die Maxima in den o.g. Kerntiefen ausgebildet sind. Die Aluminiumgehalte bewegen sich um einen Mittelwert von 7 %, sind aber insgesamt stärkeren Schwankungen unterworfen. Genauso die Titangehalte, die sich um einen Mittelwert um 4500 ppm bewegen.

## 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen



**Abb. 14:** Barium- und Aluminiumgehalte sowie das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen PS1575, PS1648 und PS1821.

## 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

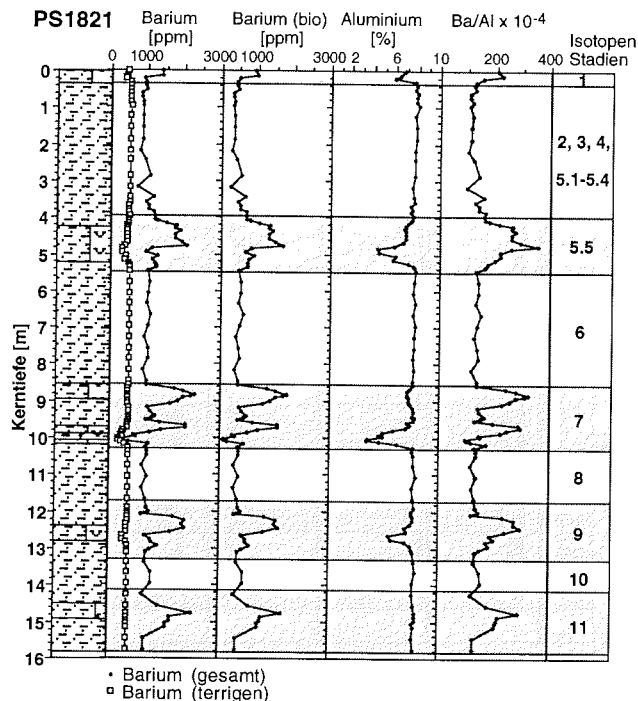


Abb. 14: Fortsetzung.

### 4.3.4 Verteilung des eistransportierten Materials und Gesamtmineralogie der Sedimente

#### EISTRANSPORTIERTES MATERIAL (IRD)

Grundsätzlich können Partikel aller Korngrößenklassen durch verdriftende Eisberge im Sediment abgelagert werden, wobei der Eintrag der feineren Fraktion auch auf andere Prozesse (z.B. Turbidite, Bodenströmung usw.) zurückgeführt werden kann. In erster Linie wird daher die Grobfraktion (> 2 mm) als ein Maß für den Eintrag an eistransportiertem Material (IRD = "Ice Rafted Debris") genutzt. Die Auszählung der Kieselkörner in cm-Schritten anhand der Radiographien ermöglicht eine hohe Auflösung der Kiesverteilung im Sediment (Grobe 1987).

Generell ist das IRD-Signal in den Kernen großen Schwankungen unterworfen, wobei höhere Gehalte an IRD in den zum Schelf hin gelegenen Kernen, aber auch in den Kernen des Profils bei 1 °E im Lazarevmeer anzutreffen sind. Dort ist eine fast durchgehende Sedimentation von IRD zu beobachten. Maximale Werte von über 20 Kieselkörnern pro 10 cm<sup>3</sup> werden am Ende des Kerns PS2050 erreicht. Der hohe Kiesgehalt ist auch der Grund für die geringe Eindringtiefe des Schwerelots von nur 1,80 m.

Höhere Werte bedeuten im Profil bei 1 °E des Lazarevmeeres im Mittel acht bis zehn Kieskörner pro 10 cm<sup>3</sup>. Im benachbarten Profil bei 6 °E werden maximal vier Kieskörner pro 10 cm<sup>3</sup> erreicht. Die anderen in dieser Arbeit zur Diskussion stehenden Kerne entsprechen im wesentlichen dem generellen Bild, daß mit zunehmender Entfernung vom Kontinent und zunehmender Wassertiefe die Anzahl und Größe des IRD abnimmt. Eine Korrelation mit anderen sedimentologischen Parametern der Kerne ist nicht vorhanden (Abb. 24, 26, 28, 30, 32).

#### GESAMTMINERALOGIE

In den untersuchten Sedimentkernen ist die gesamtmineralogische Zusammensetzung generell sehr ähnlich. Der Terrigenanteil der Sedimente wird im wesentlichen von Tonmineralen, Quarz und Feldspat dominiert. In eingeschränktem Maße treten Kalzit, Opal und Glimmer als zusätzliche Minerale auf. Daneben finden sich Akzessorien wie Pyrit, Amphibol, Apatit, Glaukonit und gelegentlich Gips. Als röntgenographisch identifizierte Tonminerale sind Chlorit, Illit und Smektit in den Sedimenten vorhanden (unpubl. Daten H. Grobe, AWI, Bremerhaven).

Im folgenden wird nur auf Quarzgehalte und Plagioklas/Korund-Verhältnisse eingegangen, da bei allen anderen Mineralen wie Glimmer, Amphibol, Pyrit, Apatit, Kalzit und Opal die in den Diffraktogrammen erhaltenen Intensitäten (bzw. Flächen) meist so gering waren, daß eine Bewertung der Ergebnisse nicht sinnvoll erschien. Die untersuchten Kerne zeigen in diesen Mineralphasen weder zyklische Schwankungen noch korrelieren sie mit einem der anderen vorliegenden Parameter. Sie werden daher bei weiteren Betrachtungen der Gesamtmineralogie und bei der Interpretation nicht mehr berücksichtigt. Die Ergebnisse zweier ausgewählter Kerne werden in Kapitel 5 beschrieben und diskutiert.

Einige Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie warfen Fragen auf: Da Opal röntgenamorph ist, zeigt sich im Röntgenbeugungsdiagramm bei Gehalten > 10 Gew.% (untere RDA-Nachweisgrenze) nur ein breites, diffuses Reflektionsband, dessen 2 Theta Winkel ungefähr von 15 bis 35 ° reicht, mit maximaler Intensität bei etwa 22 ° 2 Theta. Jedoch sind in Horizonten des Kerns PS1821, die naßchemisch bestimmte Opalgehalte bis 45 Gew.% aufweisen, die zu erwartenden Opalbuckel im Röntgendiffraktogramm nur schwach ausgeprägt. Die ermittelten Opalgehalte liegen bis zu 30 Gew.% unter dem mit der Extraktionsmethode bestimmten Wert. In Proben mit Opalgehalten zwischen 10 bis 20 Gew.% sind z.T. keine Opalbuckel in den Diffraktogrammen zu erkennen. Diese Resultate stehen im Gegensatz zu den Ergebnissen des Vergleichs zwischen der Extraktionsmethode und der Röntgendiffraktometrie (Kap. 10.2.5), da diese zeigen, daß die Opalgehalte der RDA-Analyse generell höher sind. Zudem sind die Differenzen der Gehalte der Standards beim Vergleich der beiden Methoden deutlich geringer gegenüber den Sedimentproben. Ein möglicher Grund für die großen Unterschiede zwischen den Methoden beim Messen der Sedimentproben liegt vielleicht darin begründet, daß die Sedimentproben zur RDA-Analyse nicht entsalzen wurden und die kristalline Salzphase die amorphe Opalphase "unterdrückt".

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

---

Obwohl bei der Herstellung der Pulverpräparate die schon seit langem am AWI etablierten Präparationsmethoden und Auswerteverfahren verwendet und einige Wiederholungsmessungen durchgeführt wurden, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden, auf welche Ursache dieser Fehler zurückzuführen ist.

##### QUARZ

Die Quarzgehalte der Sedimente bewegen sich zwischen 6 und 81 Gew.%. Im Mittel weisen die Werte in den Kernen jedoch Schwankungen um 20 Gew.% auf. In den untersuchten Kernen ist z.T. eine zyklische Quarzverteilung erkennbar, die aber im wesentlichen die Schwankungen des Biogenanteils negativ korreliert nachzeichnet. Die höchsten Quarzgehalte mit Werten meist über 25 Gew.% zeigt Kern PS1575. Das Profil bei 1 °E aus dem Lazarevmeer hebt sich durch eine größere Anzahl von Werten über 20 Gew.% vom Nachbarprofil ab. Alle anderen Kerne weisen Gehalte auf, die im wesentlichen unter 20 Gew.% liegen.

Als leicht zu quantifizierendes und ausschließlich vom antarktischen Kontinent stammendes Mineral liefert Quarz einen guten Indikator der Erosion vom Festland. Weitere Parameter, die die Quarzkonzentration beeinflussen, sind die Entfernung vom Liefergebiet sowie die Verdünnung durch andere terrigene und biogene Komponenten. Die in Abbildung 33 (Kap. 5) dargestellten quantitativen bzw. qualitativen Mineralverteilungen von Quarz bzw. Plagioklas für Kern PS1821 zeigen z.T. deutliche zyklische Schwankungen, da hier hohe Biogenanteile vorkommen. Im wesentlichen sind dabei die Quarz/Korund- und Plagioklas/Korund-Verhältnisse positiv miteinander korreliert.

##### FELDSPÄTE

Da keine geeigneten Feldspat-Standardminerale für eine Eichreihe vorhanden waren, konnte an den Feldspäten nur die relative Verteilung ermittelt werden. Dabei wurden die gemessenen Intensitäten des Feldspats gegen die Intensität des internen Korundstandards aufgetragen und als Feldspat/Korund-Verhältnisse dargestellt. Da die Kalifeldspat/Korund-Verhältnisse kein eindeutig interpretierbares Ergebnis lieferten, werden hier nur die Plagioklas/Korund-Verhältnisse berücksichtigt. Im Mittel schwanken die Verhältniszahlen beim Plagioklas zwischen 50 und 60. Eine Ausnahme bildet hier Kern PS1821, wo die Werte bei 60 bis 80 liegen. Zu beachten ist, daß einzelne Extremwerte in den Intensitäten bzw. Verhältnissen der Plagioklase nicht überbewertet werden dürfen, da eine präparationsbedingte Einregelung der Feldspäte nicht ausgeschlossen werden kann und dann zu hohe Intensitäten gemessen würden. Um eine Vorstellung von den Verhältniszahlen zu bekommen, wurden Abschätzungen an der Grobfraktion gemacht, die ergaben, daß Quarz und Feldspäte in etwa gleichgroßen Mengen in den Proben vorkommen.

Ähnlich wie die Quarzverteilung sind auch die Plagioklas/Korund-Verhältnisse durch z.T. zyklische Schwankungen charakterisiert. Kern PS1821 zeigt zwischen dem Plagioklas/Korund-Verhältnis und dem Biogenopal eine gute



Korrelation und spiegelt die Verdünnung des terrigenen Eintrags durch biogene Produktion wider (Abb. 33).

### 4.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

In den Verhältnissen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope mariner Karbonate sind die globalen Klimaschwankungen des Quartärs, die mit Änderungen des Eisvolumens verbunden waren, gespeichert. Zur Bestimmung der Isotopen-Verhältnisse werden vor allem die Gehäuse bestimmter benthischer und planktischer Foraminiferen zur Hilfe genommen, da diese das jeweils herrschende Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Verhältnis des Meerwassers in das  $\text{CaCO}_3$  ihrer Gehäuse einbauen, das durch das im Laufe des Quartärs schwankende Eisvolumen beeinflusst wird (Emiliani 1955, Shackleton & Opdyke 1973, Martinson et al. 1987). An Sedimentkernen des Südpolarmeeress wurden  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen an der planktischen Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral durchgeführt und auf die globale Isotopenstratigraphie (Imbrie et al. 1984) kalibriert (u.a. Grobe & Mackensen 1992).

#### SAUERSTOFFISOTOPE

Im wesentlichen schwanken die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die an der planktischen Foraminiferenart *N. pachyderma* sin. gemessen wurden, zwischen 4 und 5 ‰. Leichtere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 3,2 ‰ treten in oberflächennahen Bereichen der Kerne auf. Schwere Werte mit > 5,1 ‰ kommen nur selten vor. Generell liegt die Schwankungsbreite der Werte zwischen 1,2 und 1,8 ‰. Eine eindeutige Korrelation der Sauerstoffisotopenverhältnisse mit der globalen Isotopenstratigraphie gestaltete sich in den meisten Kernen schwierig (Abb. 26, 30, 32).

Die sich mit den pleistozänen Klimazyklen verändernden Verhältnisse der Sauerstoffisotope dienen der Datierung quartärer Sedimente. In Glazialzeiten wird vorwiegend leichtes  $^{16}\text{O}$  in Form von Schnee und Eis auf den Kontinenten gebunden. Das schwerere  $^{18}\text{O}$ -Isotop wird relativ im Ozean und damit auch im Karbonat der Organismen angereichert (globaler Eiseffekt). Die Fraktionierung des Sauerstoffs ist zudem temperaturabhängig, da mit sinkender Temperatur verstärkt  $^{18}\text{O}$  in die Foraminiferengehäuse eingebaut wird (Temperatureffekt). Außerdem bauen die meisten Foraminiferen Kalzit aufgrund von Wachstumsraten, Reproduktivitätsaktivität etc. nicht im isotopischen Gleichgewicht mit Meerwasser auf (Vitaleffekt) (Wefer & Berger 1991). Darüberhinaus erschweren Schmelzwassereffekte sowie in höheren Breiten oft fehlende, diagenetisch veränderte oder nur lückenhaft im Kern vorkommende Karbonate die Interpretation der Isotopenmessungen und gestalten eine Kalibrierung auf die globale Isotopenstratigraphie (Imbrie et al. 1984) schwierig (Grobe 1986, Melles 1991).

#### KOHLENSTOFFISOTOPE

Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal schwankt um Werte zwischen -0,30 und 0,60 ‰. In einigen Kernen werden aber auch höhere Werte zwischen -0,65 und 0,85 ‰ erreicht. Deutlich schwerere Werte sind häufig in oberflächennahen Horizonten

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

---

erkennbar. I.d.R. sind die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenkurven negativ miteinander korreliert (Abb. 26, 30, 32).

Die globalen Klimaschwankungen des Quartärs sind auch in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen des Karbonats mariner Organismen dokumentiert. In Zeiten erhöhter Meeresspiegel, also in Interglazialen, sind die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Meerwasser erhöht. Das leichtere  $^{12}\text{C}$ -Isotop ist in der terrestrischen Biomasse sowie im organischen Material kontinentaler Schelfsedimente gebunden, so daß das schwerere  $^{13}\text{C}$ -Isotop relativ im Meerwasser angereichert wird. Das in den Kalkgehäusen gespeicherte Isotopensignal wird jedoch auch durch Änderungen in der Nährstoffkonzentration, der Produktivität des Oberflächenwassers, durch Wechsel in der Wassermassenstratifizierung und -zirkulation, durch biologische Fraktionierung sowie diagenetische Prozesse beeinflusst (Charles & Fairbanks 1990). In jüngerer Zeit werden auch verstärkt thermodynamische Effekte (= temperaturabhängige Kohlenstofffraktionierung im Oberflächenwasser bedingt durch den  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean) diskutiert (Broecker & Maier-Reimer 1992). Dennoch lassen sich die Isotopensignale der Sedimente als stratigraphisches Hilfsmittel im Bereich des antarktischen Kontinentalhanges verwenden (z.B. Mackensen et al. 1990).

#### 4.5 Sedimentations- und Akkumulationsraten

##### SEDIMENTATIONS RATEN

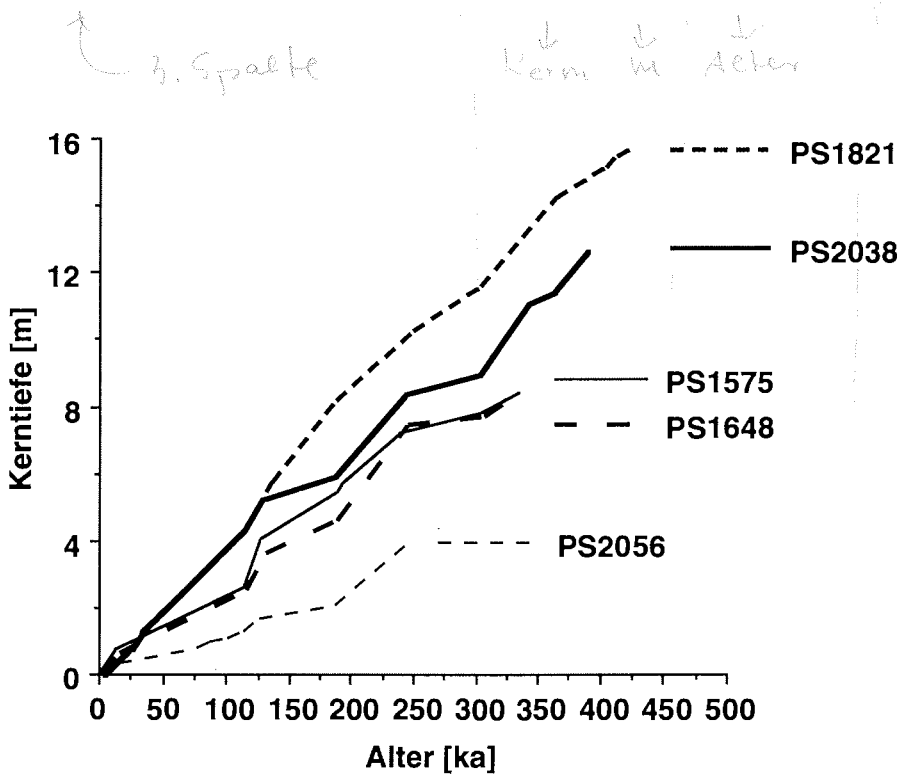
Anhand der erstellten Altersmodelle (Tab. 2, Abb. 15) wurden die linearen Sedimentationsraten (SR) (in cm pro 1000 Jahre = [cm/ka]) errechnet. Wie Abbildung 16 zeigt, schwanken diese zum Teil beträchtlich. Die ermittelten Raten zeigen deutlich, daß für den untersuchten Bereich in den Interglazialzeiten in der Regel deutlich mehr Sedimentmaterial zur Ablagerung kommt als in den Glazialen bzw. den Übergangszeiten. Die Sedimentationsraten erreichen im Substadium 5.5 in allen Kernen die höchsten Werte (bis max. 10,7 cm/ka in Kern PS1821). Ansonsten werden in den Interglazialen Werte zwischen 3,5 und 6 cm/ka, in den Glazialen bzw. den Übergangszeiten Werte zwischen 0,8 und 4 cm/ka erreicht.

In längeren Kernen fallen die Interglaziale 7, 9 in PS1575 bzw. 7, 9 und 11 in Kern PS1821 durch relativ niedrige Sedimentationsraten auf. Nach Melles (1991) zeigen Sedimentkerne mit zunehmender Tiefe komprimierte Horizonte, die bei der Kernentnahme entstehen und so geringere Sedimentationsraten vortäuschen. Die Sedimentationsraten im Isotopenstadium 1 der Kerne PS1821 und PS2038 sind vermutlich zu gering, da der obere Kernbereich vermutlich probenbedingt fehlt. Da der Großkastengreifer (GKG) der Kernposition PS1821 an der Oberfläche gestört ist, erschien eine ergänzende Beprobung nicht sinnvoll.

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

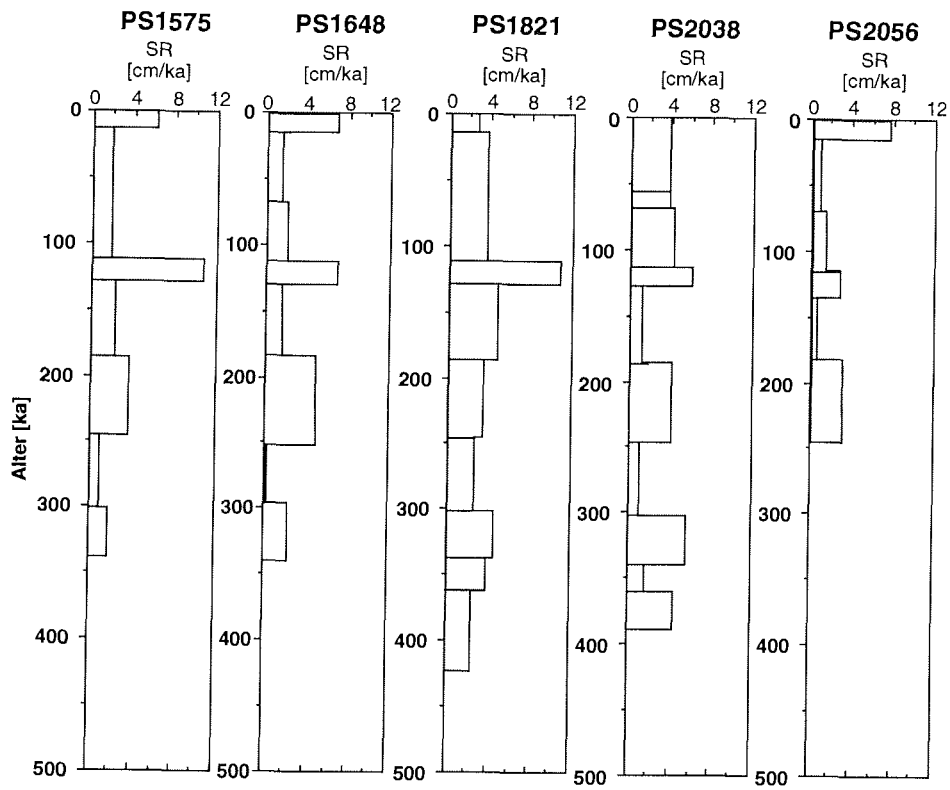
**Tab. 2:** Stadiengrenzen und dazugehörige Kerntiefen der untersuchten Sedimentkerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

Alter [ka]	PS1575	PS1648 -1	PS1821 -6	PS2038 -9	PS2056 -1 ← 1. Spalte
[ka]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]
12	0,8	0,8	0,3	0,4	0,3
71	1,8	1,8	2,5	2,7	0,7
114	2,7	2,7	4,1	4,5	1,3
125	3,9	3,5	5,2	5,1	1,7
186	5,4	4,7	8,2	6,0	2,1
245	7,3	7,5	10,2	8,4	3,9
299	7,8	7,8	11,6	9,0	
339	8,5	8,6	13,3	11,0	↶ ? Spalte
362			14,2	11,5	
423			15,8		



**Abb. 15:** Altersmodelle der untersuchten Sedimentkerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

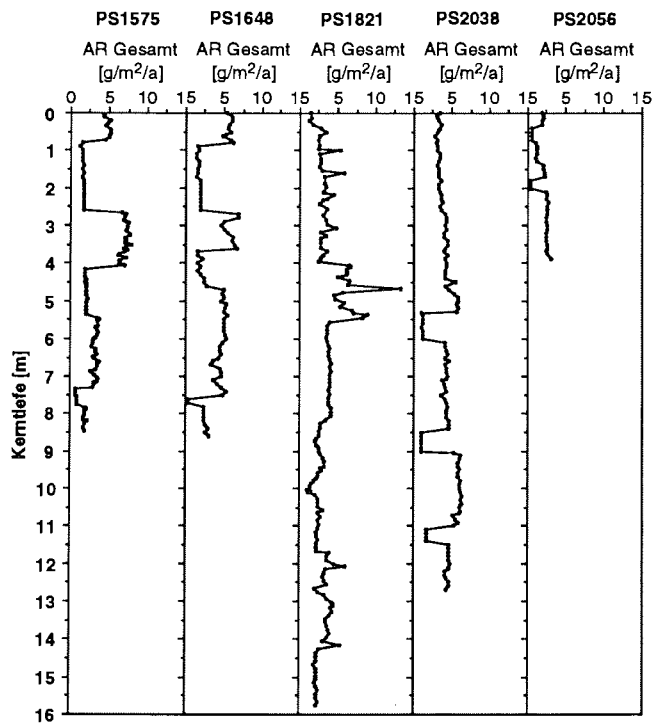


**Abb. 16:** Lineare Sedimentationsraten der Kerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

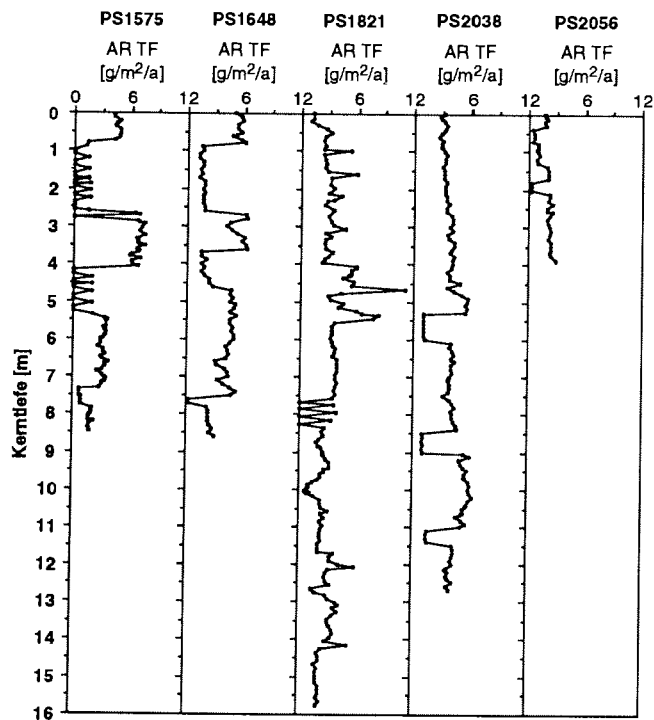
##### AKKUMULATIONS RATEN

Die mittels Sedimentationsraten (Abb. 16) errechneten Gesamtakkumulationsraten (AR Gesamt) in  $[g/m^2/a]$  spiegeln im wesentlichen das mit der Berechnung der Sedimentationsraten erhaltene Muster wider (Abb. 17). Sie liegen in den Warmzeiten mit maximal  $15 g/m^2/a$  deutlich über den Werten der Kaltzeiten, in denen sie nur bis ca.  $2,5 g/m^2/a$  erreichen. Die Akkumulationsraten der Terrigenfraktion (Abb. 18), des Quarz (Abb. 19) sowie die Raten der biogenen Komponenten (20, 21) zeigen, daß die untersuchten Kerne in erster Linie terrigen geprägt sind und im wesentlichen die Änderungen der Sedimentationsprozesse im Wechsel der Glazial-Interglazial-Zyklen reflektieren. Die Akkumulationsraten der hier berechneten Parameter zeigen, daß das meiste terrigene und biogene Material an den Übergängen zu den Warmzeiten bzw. innerhalb der Warmzeiten geliefert wird.



**Abb. 17:** Gesamtakkumulationsraten in den Sedimenten der Kerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

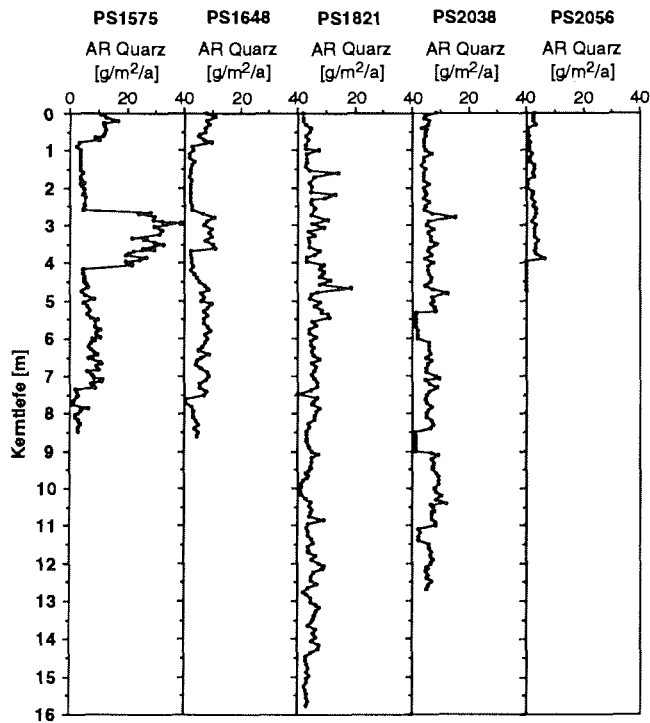
#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen



**Abb. 18:** Akkumulationsraten der Terrigenfraktion in den Sedimenten der Kerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

#### AKKUMULATION VON QUARZ

In den Interglazialen, in denen deutlich erhöhte Akkumulationsraten der biogenen Komponenten gegenüber den Glazialen festzustellen sind, werden die Akkumulationsraten des Quarz nur geringfügig durch die Sedimentation biogener Komponenten beeinflusst. Lediglich in Kern PS1821 mit Opalgehalten bis 45 Gew.% zeichnen die Quarzgehalte in negativer Korrelation die Schwankungen der biogenen Komponente Opal nach (Abb. 19).



**Abb. 19:** Akkumulationsraten des Quarz in den Sedimenten der Kerne PS1575, PS1648, PS1821, PS2038 und PS2056.

**AKKUMULATION VON KARBONAT UND ORGANISCHEM KOHLENSTOFF**

Die Akkumulationsraten des Karbonats liegen zwischen 0,1 und 12 g/m<sup>2</sup>/a und zeigen Maxima in den gemäßigten Interglazialen. Sie dokumentieren damit allgemeine Lösungserscheinungen sowie vermutlich das Absinken der Karbonatkompensationstiefe (CCD) in Verbindung mit der Abnahme der biogenen Produktion in den gemäßigten Interglazialen aufgrund des geringeren Abbaus organischen Materials im Bodenwasser (Abb. 20, 21).

Beim organischen Kohlenstoff liegen die Akkumulationsraten in allen Kernen unter 0,4 g/m<sup>2</sup>/a. Die höchsten Werte werden im Holozän und Substadium 5.5 erreicht. In den weiteren interglazialen Klimaoptima sind die Akkumulationsraten zwar auch erhöht, sie bleiben jedoch unter den Werten der beiden o.g. Zeiträume. In den Glazialen und gemäßigten Interglazialen liegen die Akkumulationsraten im wesentlichen unter 0,05 g/m<sup>2</sup>/a (Abb. 20, 21).

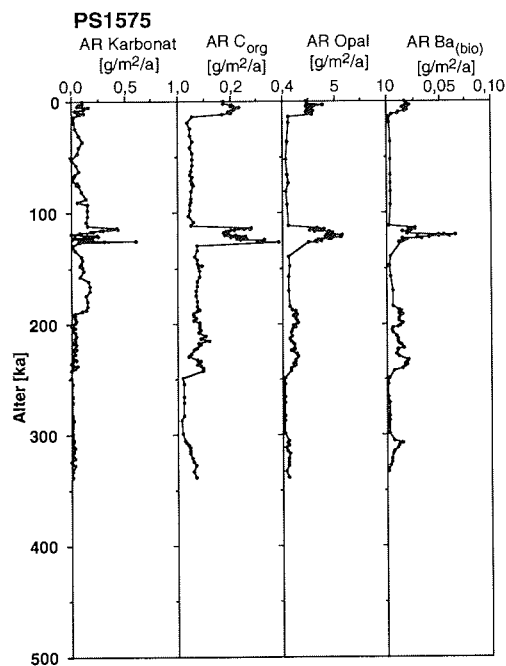
#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

##### AKKUMULATION VON BIOGENOPAL

Die errechneten Akkumulationsraten des Biogenopals zeigen eine Schwankungsbreite zwischen 0 und 16 g/m<sup>2</sup>/a. Sie reflektieren in allen Kernen das Glazial-Interglazial-Muster und können so als Bereiche erhöhter Produktivität gewertet werden. Sie geben aber nur annäherungsweise die Opalproduktionsverhältnisse wieder. Die Akkumulationsraten des Opals (AR<sub>Opal</sub>) werden von den Opalgehalten im Sediment abgeleitet, welche durch diagenetische Lösungsprozesse gegenüber dem ehemals zur Ablagerung gelangten Opal reduziert wurden. Die Opalakkumulationsraten sind daher nur als minimale Werte für die ehemalige Produktion im Oberflächenwasser zu verstehen. Die Akkumulationsraten korrelieren mit den Isotopenstadien (bzw. Substadium) 1, 5.5, 7, 9 und 11 (Abb. 20, 21) und nehmen in ihren Maximalwerten von Ost nach West ab.

##### AKKUMULATION VON BARIUM (BIO)

Die Akkumulationsraten Ba<sub>(bio)</sub> schwanken in den drei Kernen zwischen 0,001 und 0,01 g/m<sup>2</sup>/a, wobei die Maxima mit den Interglazialen bzw. den Klimaoptima korrelieren. Auch hier nehmen die maximalen Akkumulationsraten des Ba<sub>(bio)</sub> von Ost nach West ab. Ferner ist eine Korrelation mit den Opal- und z.T. mit den C<sub>org</sub>-Akkumulationsraten (Abb. 43, Kap. 5.2.3) zu erkennen. Die höchsten Akkumulationsraten werden in den Stadien bzw. Substadien 1, 5.5 und 7 beobachtet (Abb. 20).



**Abb. 20:** Akkumulationsraten der biogenen Komponenten Karbonat, organischer Kohlenstoff, Biogenopal und biogenes Barium in den Sedimenten der Kerne PS1575, PS1648 und PS1821.



## 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

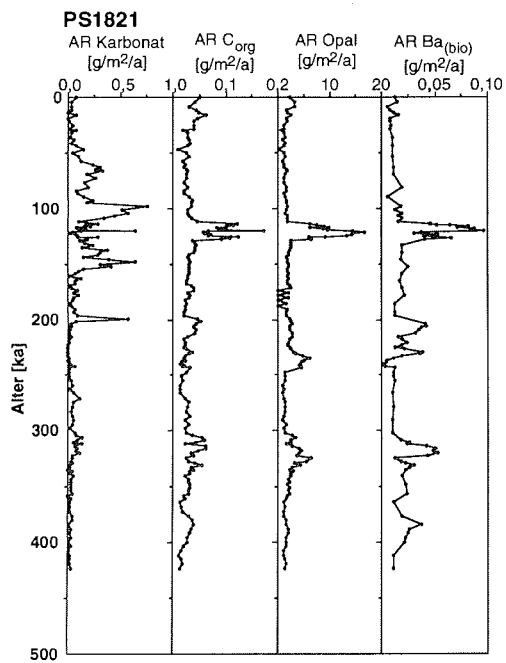
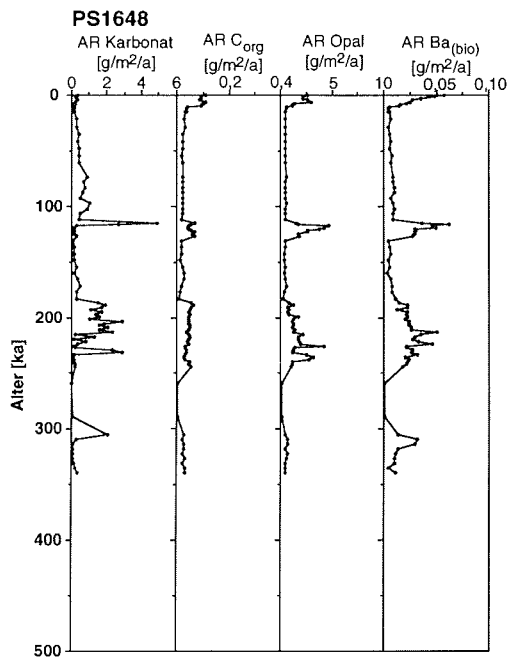
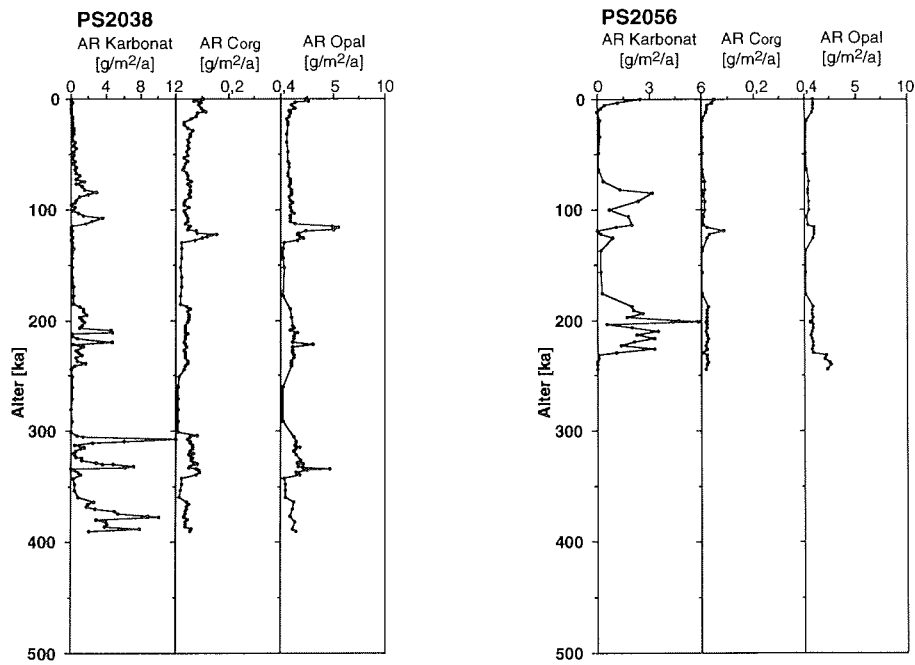


Abb. 20: Fortsetzung

#### 4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen



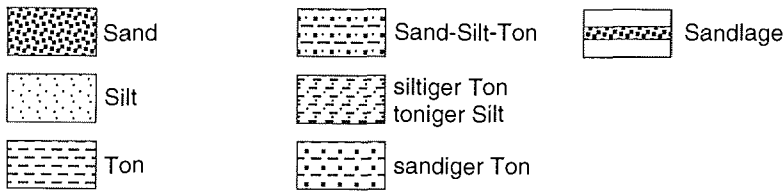
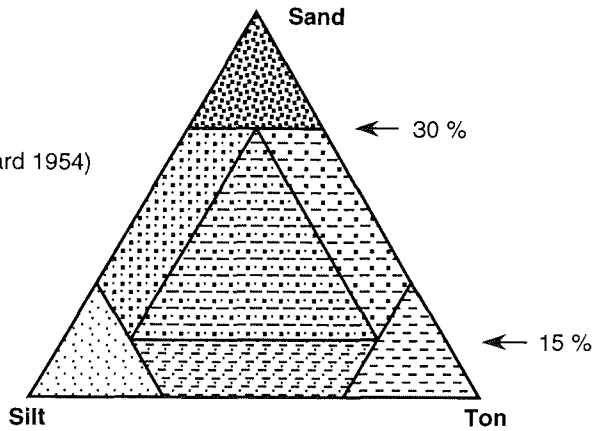
**Abb. 21:** Akkumulationsraten der biogenen Komponenten Karbonat, organischer Kohlenstoff und Biogenopal in den Sedimenten der Kerne PS2038 und PS2056.

LITHOLOGIEBESCHREIBUNG

**Lithologie**

(biogen Anteil 0-15 %)

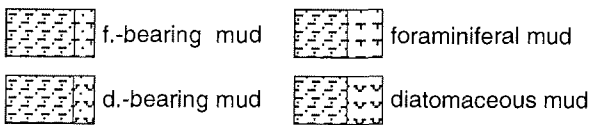
(verändert nach Shepard 1954)



**Biogene Sedimente**

(biogen Anteil 15 -30 %)

(biogen Anteil 30-50 %)



**Struktur**

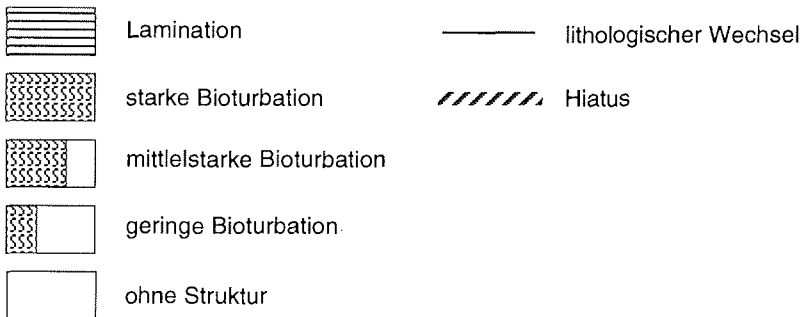


Abb. 22: Legende zu den Abbildungen 13, 23-32.

PS1575

Sediment physik

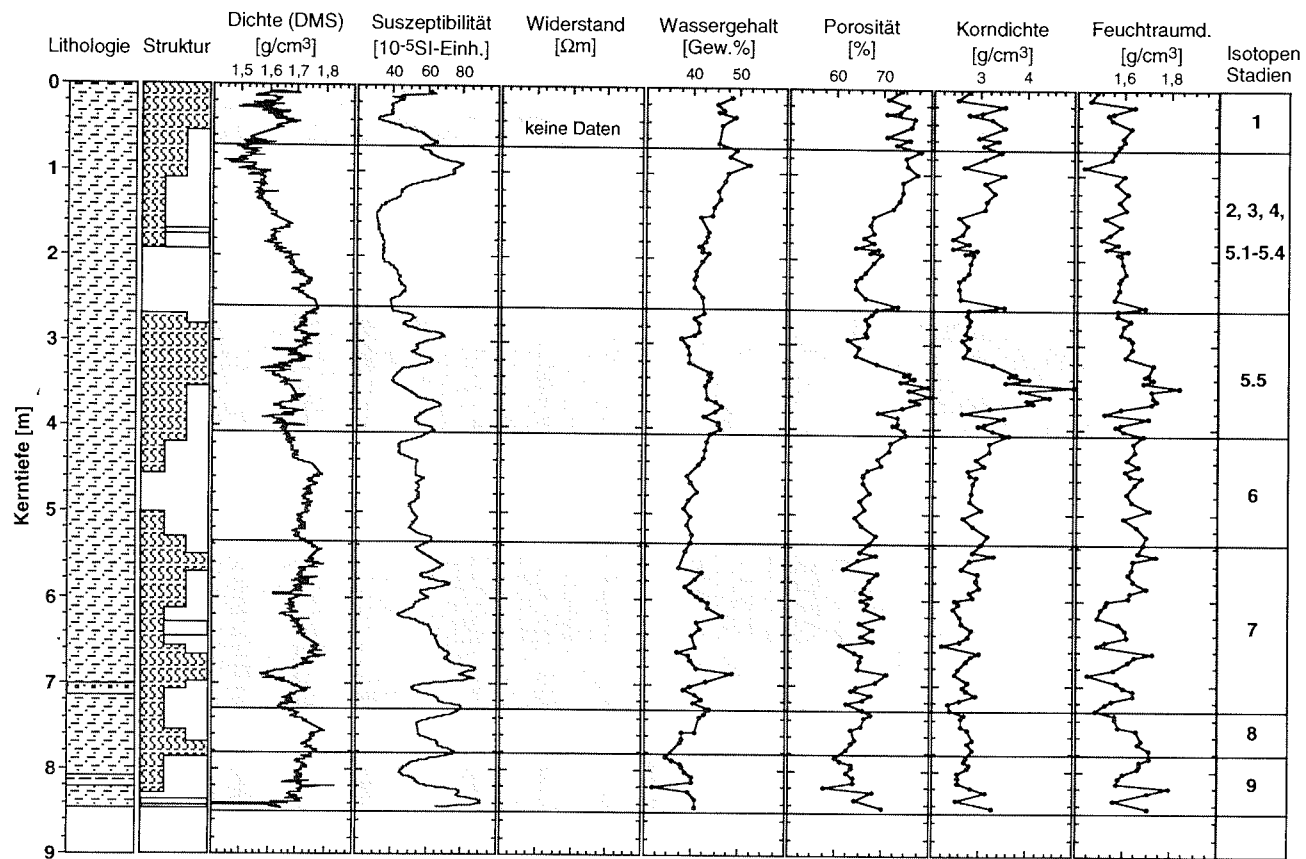


Abb. 23: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1575 (Sedimentphysik). (Suszeptibilität nach unpubl. Daten H. Villinger, Uni Bremen; Wassergehalt nach Brehme 1992). Legende siehe Abb. 22.

PS1575

Sedimentologie/Geochemie

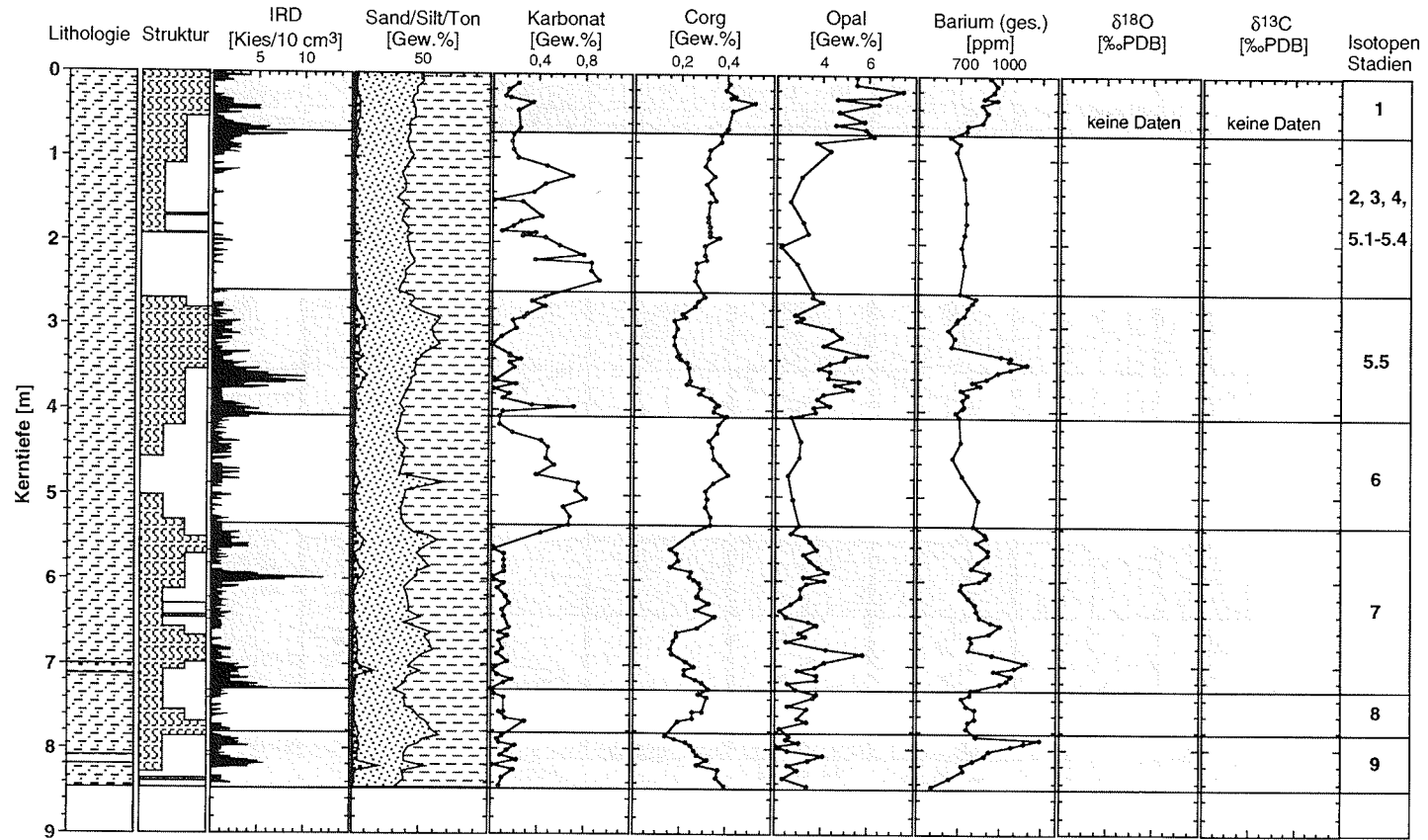


Abb. 24: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1575 (Sedimentologie/Geochemie). (Lithologie, Struktur, IRD, Sand/Silt/Ton, C<sub>org</sub> und Karbonat nach Brehme 1992). Legende siehe Abb. 22.

PS1648

Sedimentphysik

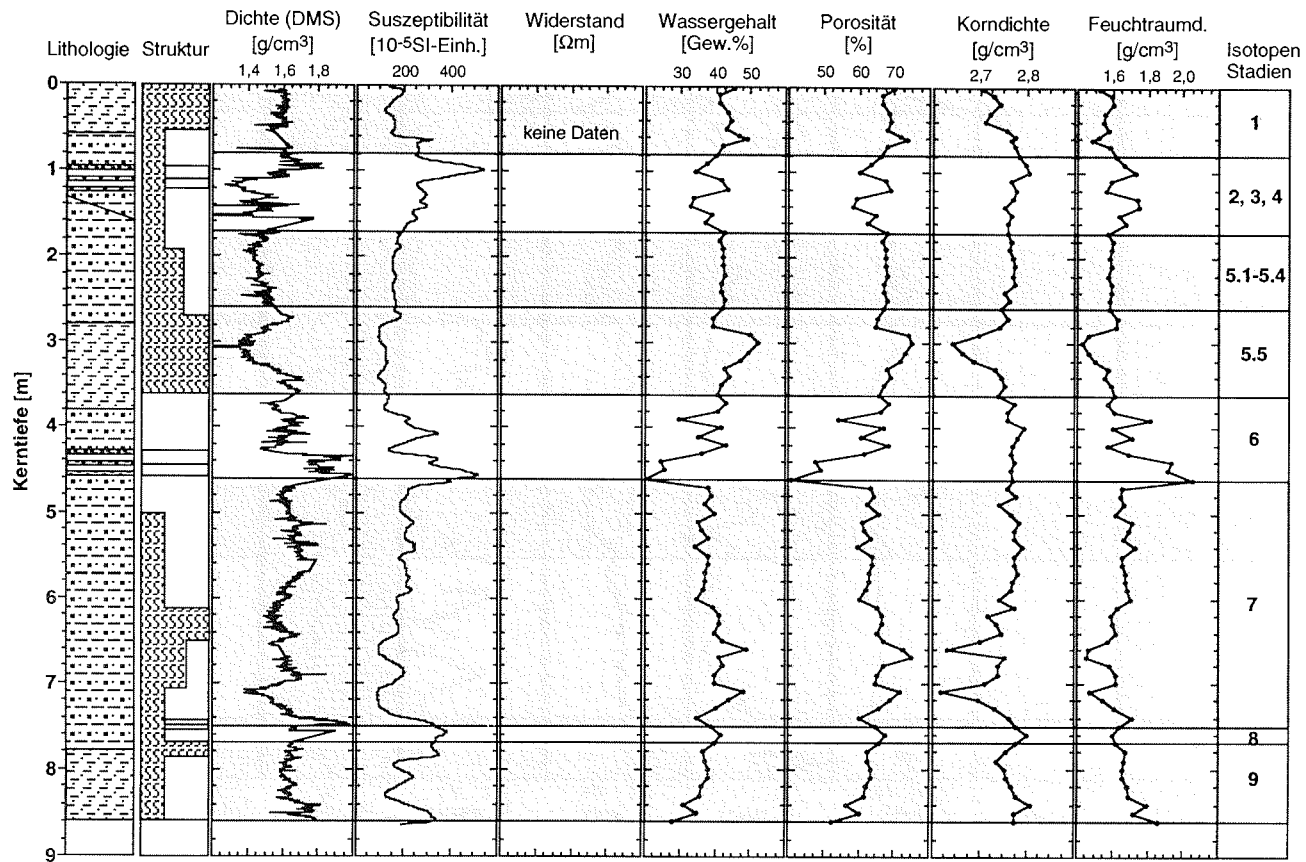


Abb. 25: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1648 (Sedimentphysik). (Suszeptibilität nach unpubl. Daten H. Villinger, Uni Bremen; Wassergehalt, Feuchtraumdichte nach teilweise unpubl. Daten H. Grobe, AWI, Bremerhaven). Legende siehe Abb. 22.

PS1648

Sedimentologie/Geochemie

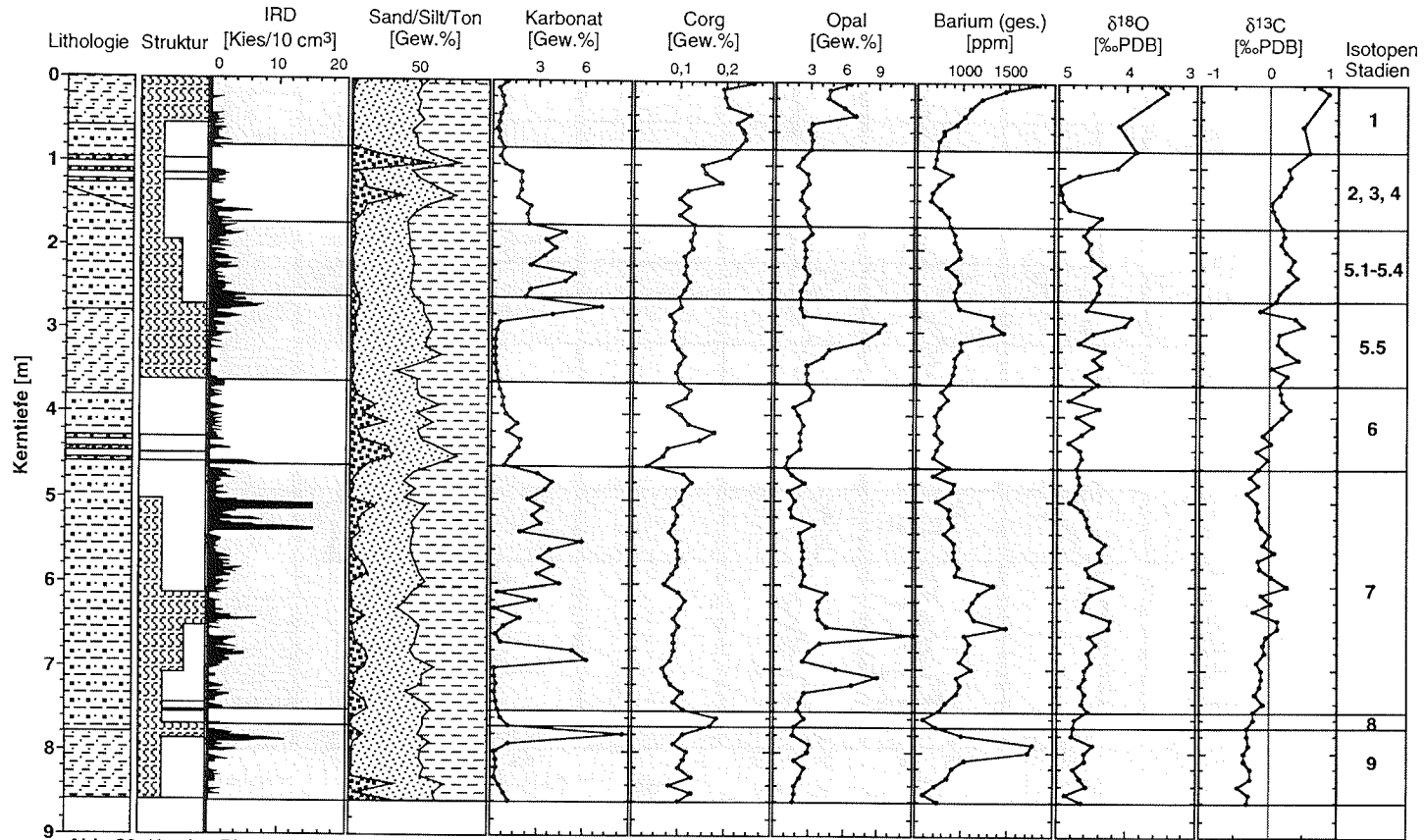


Abb. 26: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1648 (Sedimentologie/Geochemie). (Lithologie, Struktur, IRD, Sand/Silt/Ton, C<sub>org</sub> und Karbonat, Isotopenverhältnisse nach Grobe & Mackensen 1992). Legende siehe Abb. 22.

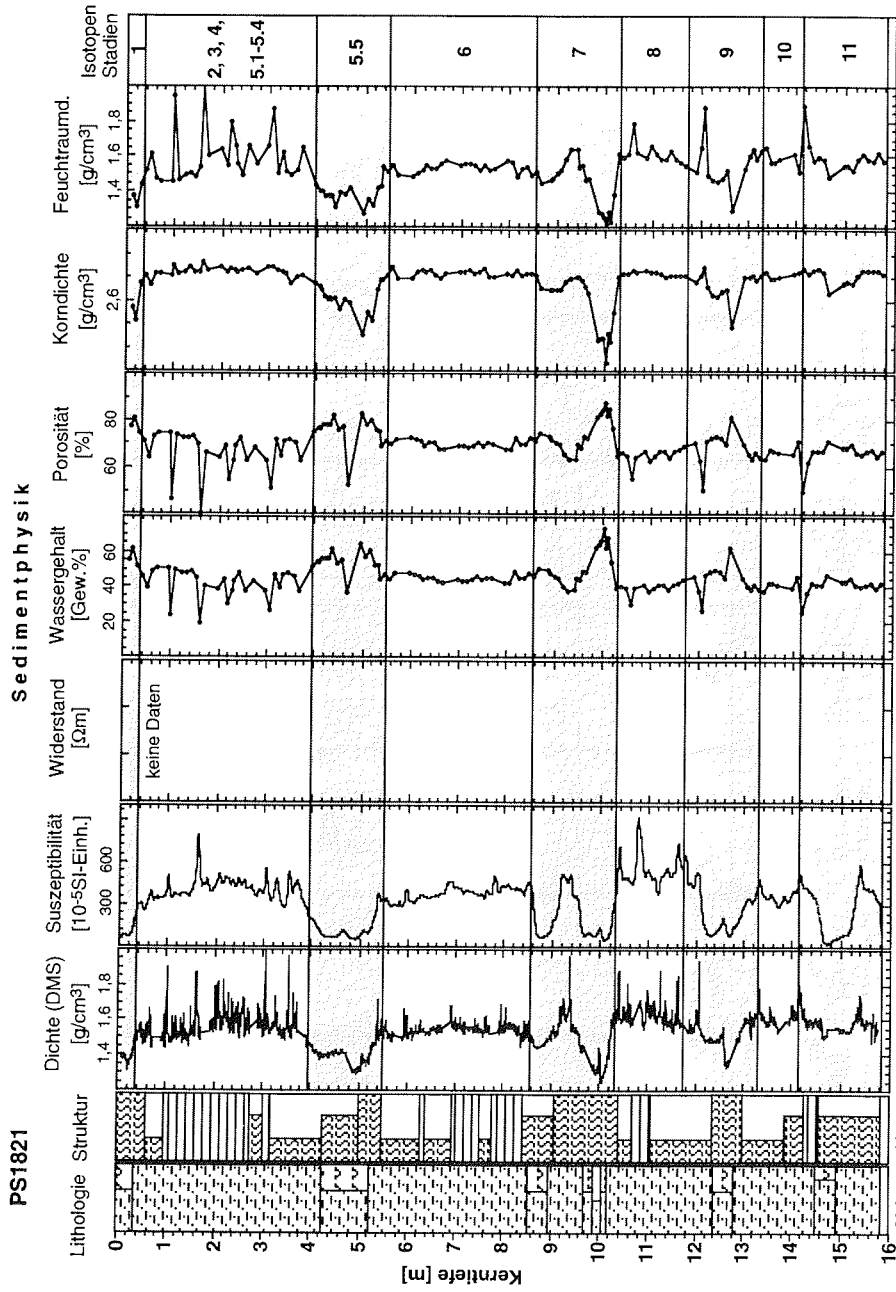


Abb. 27: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1821 (Sedimentphysik), (Feuchtraumdichte (DMS), Suszeptibilität nach Gerland 1993; Feuchtraumdichte (Einzelproben), Wassergehalt nach unpubl. Daten H. Grobe und G. Kuhn, AWI, Bremerhaven). Legende siehe Abb. 22.



PS1821

Sedimentologie/Geochemie

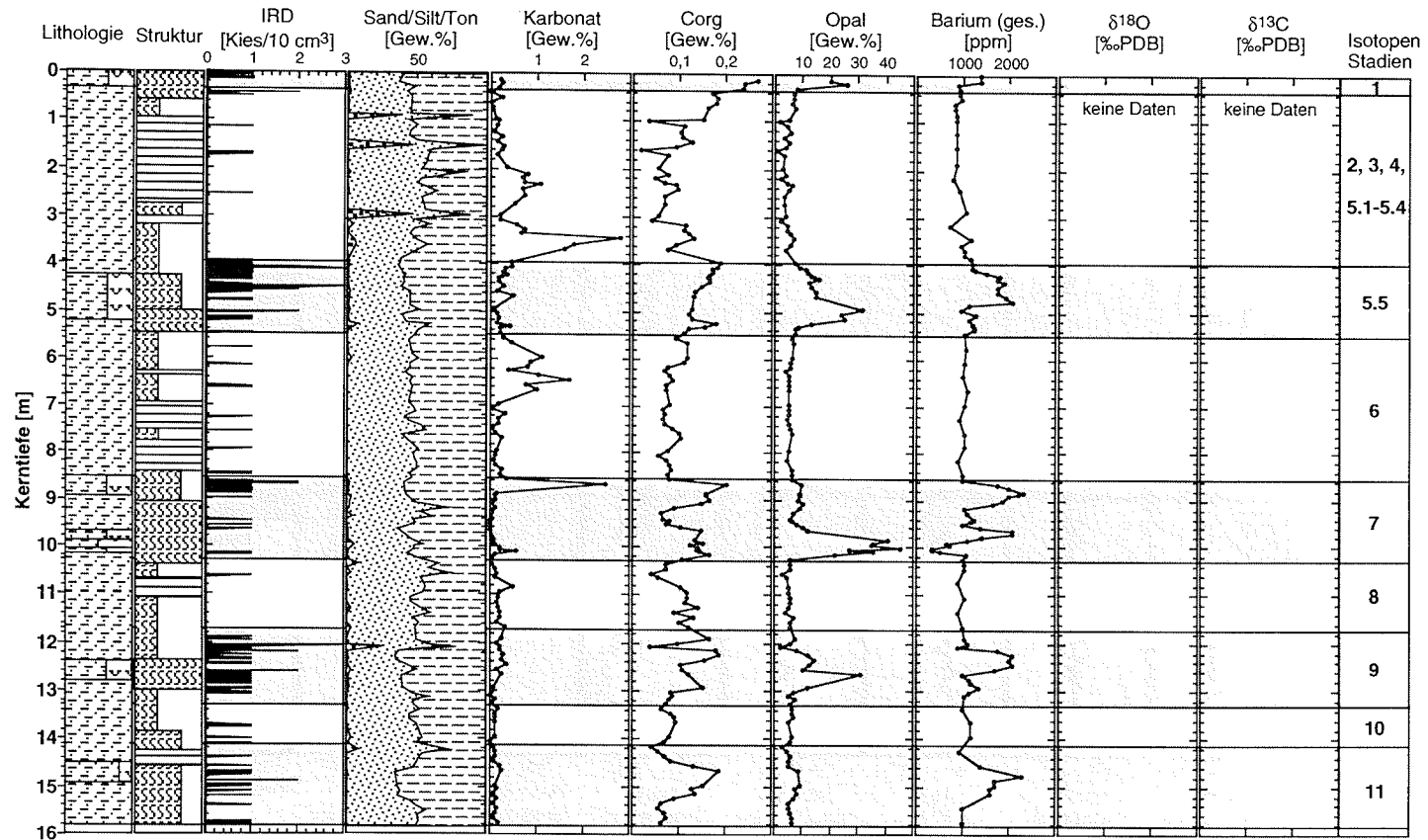
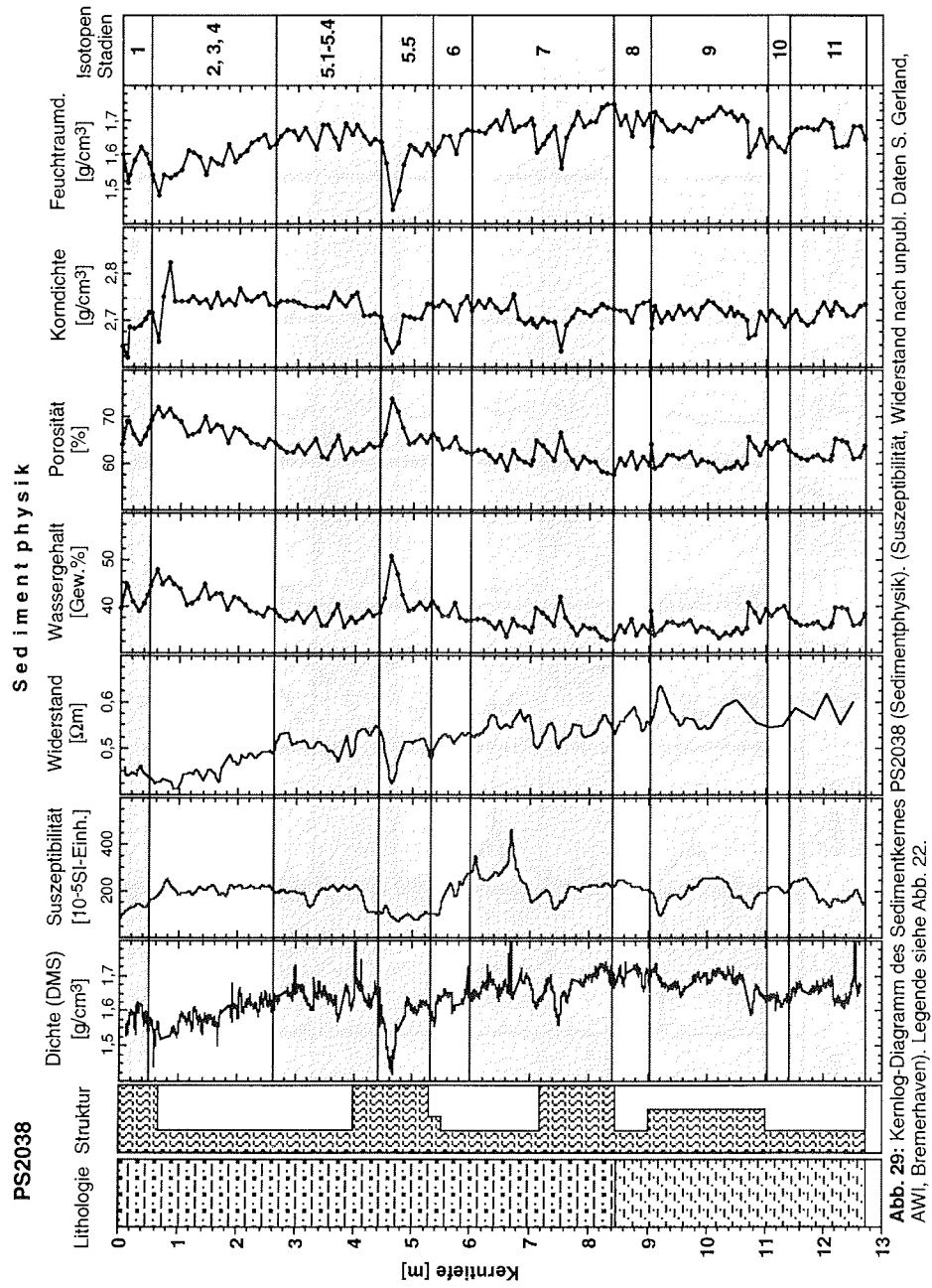


Abb. 28: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS1821 (Sedimentologie/Geochemie). (Lithologie, Struktur, IRD, Sand/Silt/Ton, C<sub>org</sub> und Karbonat nach unpubl. Daten H. Grobe und G. Kuhn, AWI, Bremerhaven). Legende siehe Abb. 22.

53

4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen



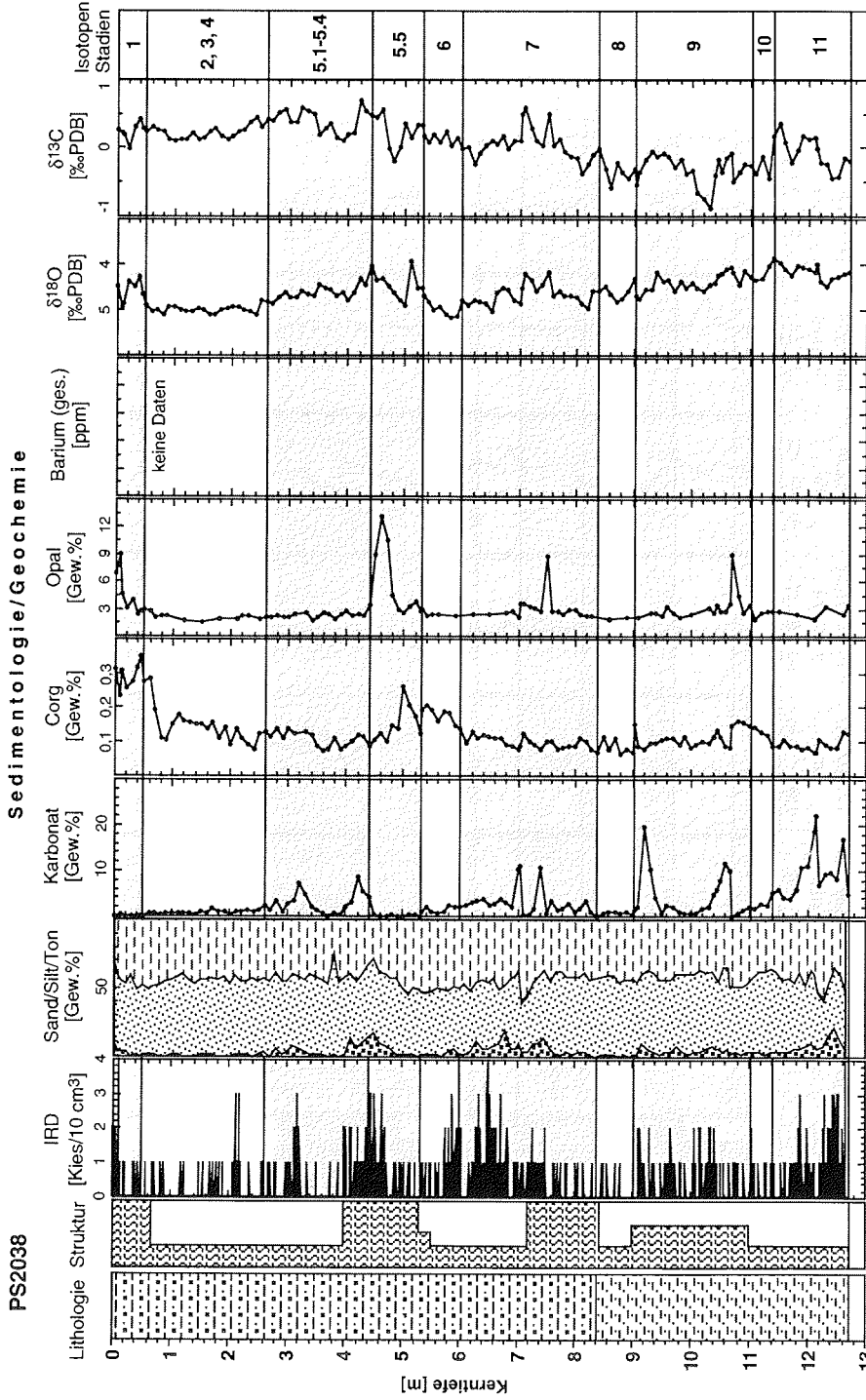


Abb. 30: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS2038 (Sedimentologie/Geochemie). (Sand/Silt/Ton nach unpubl. Daten H. Grobe, AWI, Bremerhaven).  
Legende siehe Abb. 22.

4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

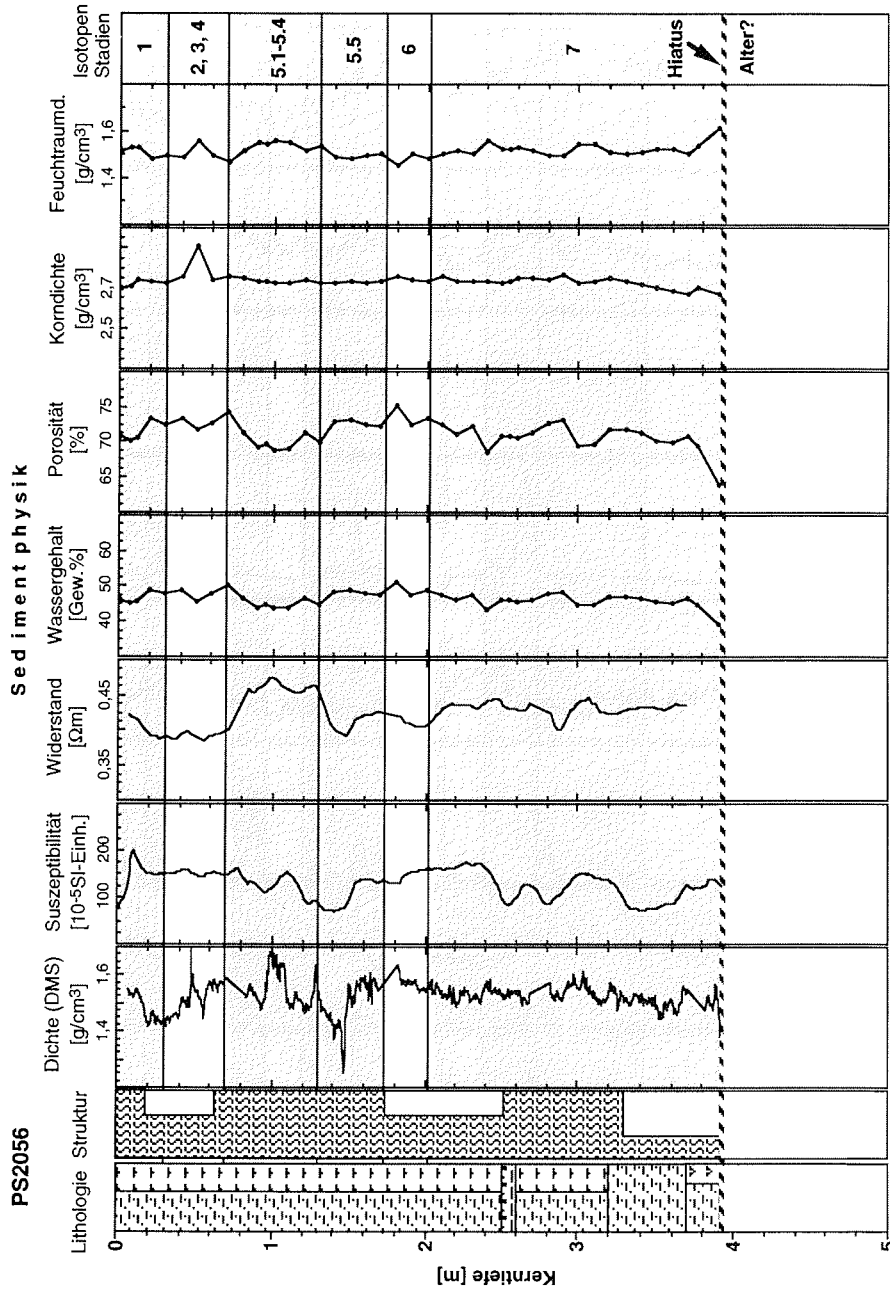


Abb. 31: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS2056 (Sedimentphysik). (Suszeptibilität, Widerstand nach unpubl. Daten S. Gerland, AWI, Bremerhaven). Legende siehe Abb. 22.

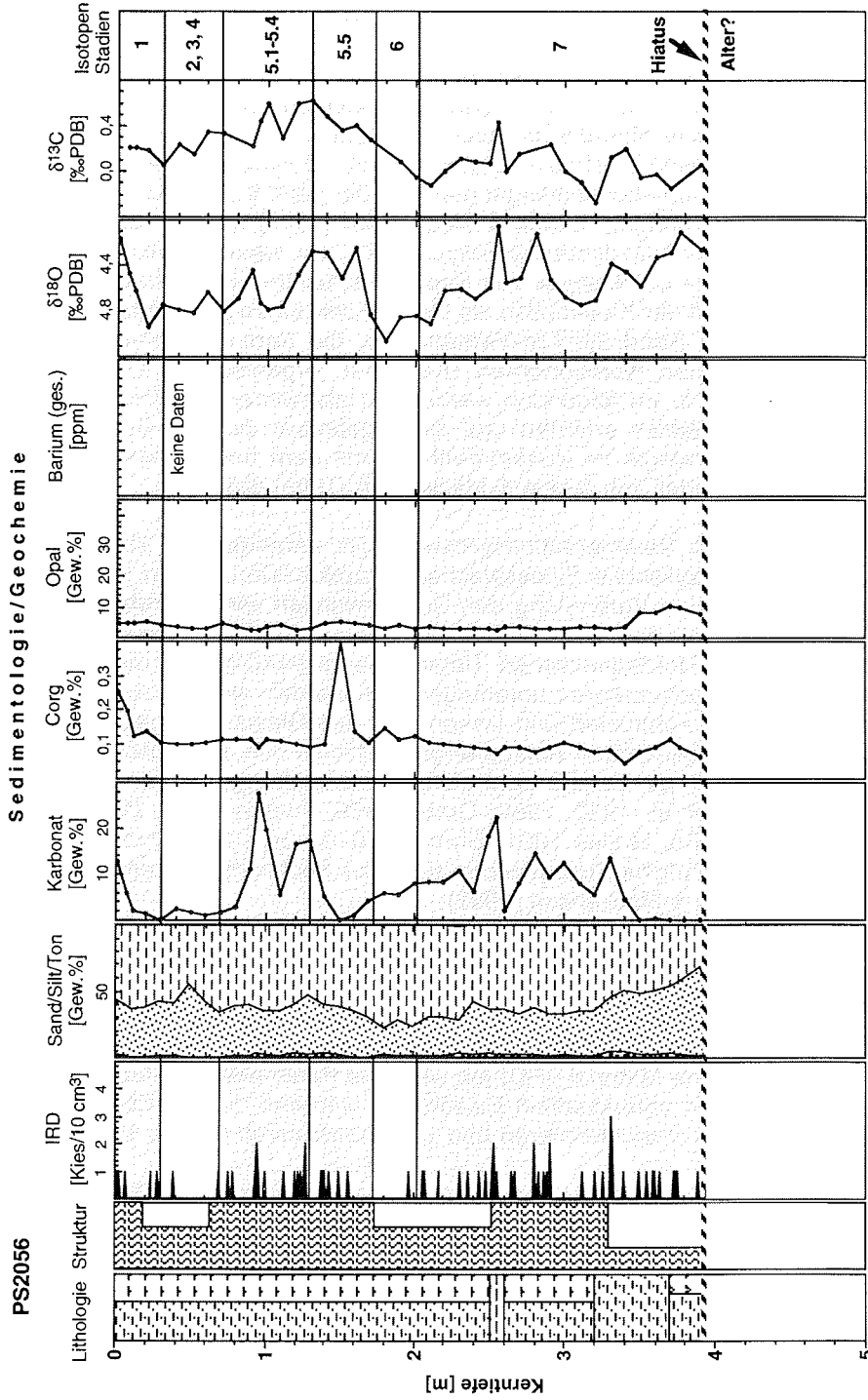


Abb. 32: Kernlog-Diagramm des Sedimentkernes PS2056 (Sedimentologie/Geochemie). (Sand/Silt/Ton nach unpubl. Daten H. Grobe, AWI, Bremerhaven).  
 Legende siehe Abb. 22.

## 5 Diskussion

### 5.1 Spätquartäre Sedimentationsprozesse

Der Bereich des antarktischen Kontinentalhanges ist ein Ablagerungsraum, in dem die Sedimentationsprozesse ganz entscheidend durch Eis beeinflusst werden. Sowohl das Meereis als auch das kontinentale Eis und die in der Antarktis vorhandenen Eisströme, Gletscher und Schelfeise tragen zu charakteristischen Sedimentationsbedingungen bei, die ganz bestimmte Sedimentfaziestypen hervorbringen. Grobe & Mackensen (1992) nehmen eine Unterscheidung von fünf Sedimentfaziestypen vor. Im wesentlichen geht die Unterscheidung auf die Analyse von Sedimentstrukturen (Bioturbation, Lamination), den Gehalt der Kiesfraktion als Maß für den Eintrag an eistransportiertem Material, die Sand-Silt-Ton-Verhältnisse, die Sedimentfarbe und den Gehalt an biogenen Komponenten (Karbonat, organischem Kohlenstoff, Radiolarien) zurück. Im folgenden werden die glazialmarinen Prozesse des Untersuchungsgebietes erläutert und die Ergebnisse der IRD-Bestimmung und Gesamtmineralogie im Zusammenhang mit dem bereits bestehendem Sedimentationsmodell von Grobe & Mackensen (1992) diskutiert.

Die spätquartären Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang sind durch zyklische Fazieswechsel charakterisiert, die in ihrer zeitlichen und räumlichen Verbreitung den Schwankungen von Meereisverteilung und Meeresspiegel, dem Vor- und Rückschreiten der Schelfeiskante sowie dem Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) auf die Wassermassen des Südpolarmeeres unterliegen. Sie werden als Resultat globaler Klimaänderungen kontrolliert und lassen sich den Glazial-Interglazial-Zyklen zuordnen. Zur spätquartären Ablagerungsgeschichte des antarktischen Kontinentalhanges gibt es bereits zahlreiche Untersuchungen (u.a. Anderson 1975, Anderson et al. 1980, 1983, Grobe 1986, Pudsey et al. 1987, 1988, Fütterer et al. 1988, Melles 1991, Ehrmann & Grobe 1991, Mortlock et al. 1991). Eine ausführliche Zusammenfassung der Sedimentationsprozesse findet sich bei Grobe & Mackensen (1992).

Die terrigene Sedimentation, von der Kies- bis zur Tonfraktion, wird im Untersuchungsgebiet im wesentlichen durch das Verhalten des antarktischen Inlandeises, der Eisströme, Gletscher und Schelfeise geprägt (Grobe & Mackensen 1992). In Kontinentnähe, insbesondere am Kontinentalhang, ist das eistransportierte Material (IRD) ein wichtiger Parameter, um das Vor- oder Rückschreiten des antarktischen Eisschildes während der quartären Klimaänderungen zu charakterisieren und zu rekonstruieren (Grobe 1987).

In der Literatur gibt es verschiedene Ansichten darüber, ob durch Eisberge transportiertes Gesteismaterial im wesentlichen während der Interglaziale oder der Glaziale auftritt. Die eine Theorie geht davon aus, daß während glazialer Zeiten die Erosion der Gletscher auf dem Kontinent und den Schelfen sehr intensiv ist. Auf diese Weise würden große Mengen an Detritus in das Eis gelangen (Goodell et al. 1968, Blank & Margolis 1975). Die andere Theorie besagt, daß während interglazialer Phasen das Eis auf dem Rückzug ist und eine dementsprechend hohe Kalbungsrate vorhanden sein müßte (Grobe

1986). Sedimentologische Untersuchungen von Grobe (1986) und Grobe & Mackensen (1992) an quartären Sedimenten des Kontinentalhanges aus dem Bereich des Weddellmeeres zeigen, daß das IRD-Signal vor allem der Übergangsphase von einem Glazial zum Interglazial zugeordnet werden kann. Diese These wird auch von den hier gewonnenen Untersuchungen gestützt, die zeigen, daß der Sedimenttransport durch Eisberge vor allem während der kurzen Übergangsphasen von einem Glazial zu einem Interglazial bzw. während der Klimaoptima stattfindet, da dann der rasche Meeresspiegelanstieg zu einem Aufschwimmen der zuvor auf dem Kontinentalschelf aufgelegenen, sedimentbeladenen Schelfeismassen führt. Das anschließende Zerbrechen des Eises läßt eine große Anzahl detritusbeladener Eisberge entstehen (Ehrmann 1994). Sobald sich die Schelfeise zu ihrer landwärtigen Position zurückgezogen haben, nimmt der Eintrag an IRD ab.

Während der Interglaziale zieht sich die Grundlinie der Schelfeise zurück, so daß es insbesondere im südlichen Weddellmeer unter dem ausgedehnten Filchner-Ronne-Schelfeis zu einer verstärkten Bildung von Weddellmeer Bodenwasser (WSBW) kommt, was einen wichtigen Prozeß bei der AABW-Bildung darstellt (Foldvik & Gammelsrød 1988). Einen weiteren Beitrag zur AABW-Bildung leisten die Bereiche der Küstenpolynyas, deren Entstehung durch ablandige Winde begünstigt wird. In ihnen wird das Oberflächenwasser abgekühlt und durch Meereisbildung salzreicher und dichter. Das anschließende Absinken der kalten Wassermassen in die Tiefsee führt zu einer verstärkten Bodenwasserzirkulation, die ihrerseits wieder Einfluß auf die feinkörnigen Sedimentablagerungen hat (Ehrmann 1994).

Nach Grobe & Mackensen (1992) ist eine Interglazialfazies durch relativ hohe Gehalte kieseliger Mikrofossilien, grobkörniger Sedimente und einen hohen Sedimenteintrag durch Eisberge charakterisiert. Die Meereisbedeckung ist im Vergleich zu den Glazialen deutlich reduziert und gleicht den rezenten Verhältnissen am antarktischen Kontinentalhang. Die erhöhte biogene Produktion im Oberflächenwasser, die durch die günstigeren Eisbedingungen möglich wird, führt zu einer höheren Flußrate des organischen Kohlenstoffs und damit zur verstärkten Bioturbation am Meeresboden. In den tieferen Ozeanbereichen kommt es gleichzeitig zu einer Erhöhung der CO<sub>2</sub>-Konzentration, die ihrerseits zu einer Anhebung der CCD beiträgt. Dieser Zusammenhang erklärt auch die Armut an kalkigen Mikrofossilien in den Sedimenten, die während der wärmsten Klimaphasen abgelagert wurden. Gegen Ende eines Interglazials wechselt die Überlieferung durch eine abnehmende Produktion von der Akkumulation kieseliger Komponenten zugunsten kalkiger Mikrofossilien durch eine CO<sub>2</sub>-Abnahme in den tieferen Wasserschichten und eine Absenkung der CCD (Broecker & Peng 1982, Mackensen & Grobe 1992, Ehrmann 1994).

Im Verlauf eines Glazials führen abnehmende Temperaturen sowie der stark eingeschränkte Wärmefluß des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) (Hodell 1993) zu einer mehrjährigen Meereisbedeckung im Südpolarmeer (Cooke & Hays 1982). Durch den Massenzuwachs der Schelfeise und die damit verbundene Meeresspiegelabsenkung liegen die vorgerückten Schelfeise auf. Durch kurzfristige Vorstöße der Schelfeise können die während der Inter-

## 5 Diskussion

---

glaziale auf dem Schelf abgelagerten Sedimente episodisch erodiert und als Turbidite bis in die Tiefsee transportiert werden (Grobe & Mackensen 1992). Infolge mehrjähriger Meereisbedeckung und Akkumulation von Schnee auf dem Eis im Hochglazial kommt es zu einem deutlichen Rückgang der Primärproduktion. Die Exportproduktion ist daher stark reduziert und führt zu geringen Gehalten biogener Komponenten sowie schwacher bis fehlender Bioturbation (Grobe & Mackensen 1992, Ehrmann 1994).

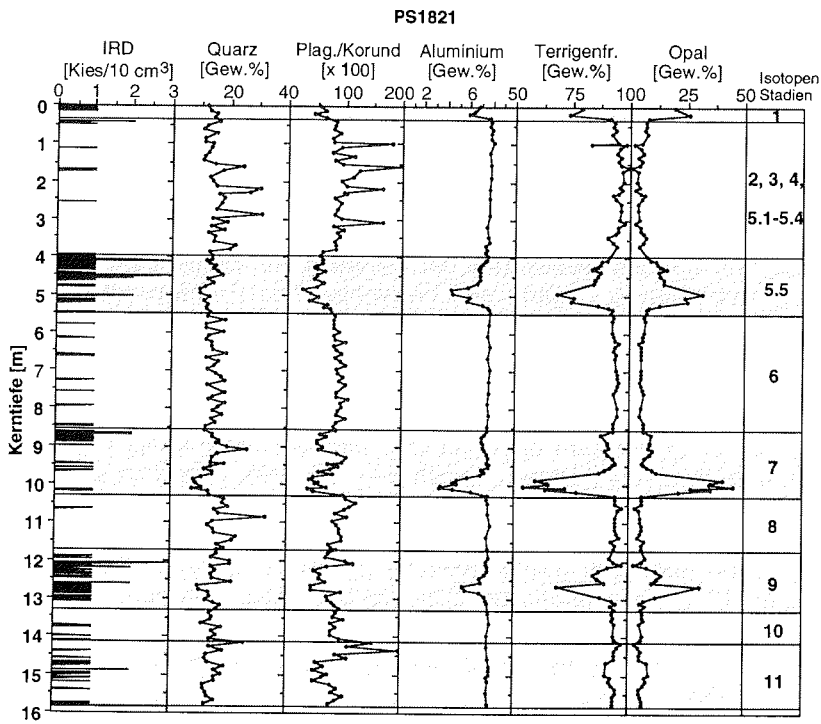
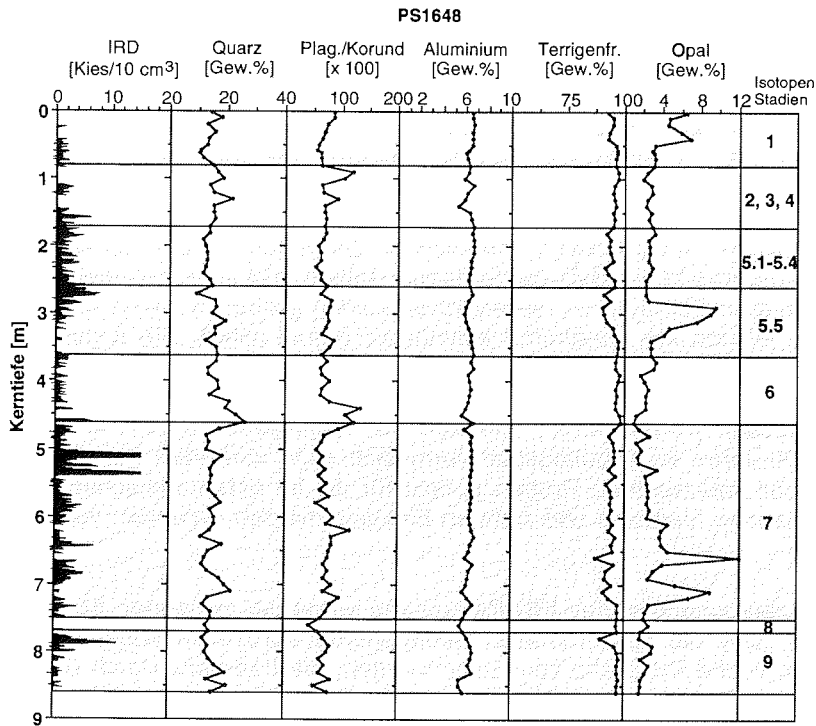
Um weitere Aussagen zur Änderung der Sedimentationsverhältnisse im Untersuchungsgebiet zum bestehenden Sedimentationsmodell von Grobe & Mackensen (1992) zu erhalten, wurde versucht, mittels Röntgendiffraktometernanalyse (RDA) den Quarzgehalt und das Plagioklas/Korund-Verhältnis zu bestimmen, um damit Aussagen bezüglich der Glazial-Interglazial-Schwankungen machen zu können. Da sich die Ergebnisse der Kerne stark ähneln, wurden exemplarisch zwei von ihnen ausgewählt (PS1648, PS1821) und in Abbildung 33 dargestellt.

Die Stationen PS1648 und PS1821, die im Einflußbereich des antarktischen Kontinentalhanges liegen, werden erwartungsgemäß durch die Sedimentation klastischen Materials dominiert. Gehalte von 85-90 Gew.% terrigenen Materials am Gesamtsediment werden nur in den Interglazialen, insbesondere der wärmsten Klimaintervalle, durch erhöhten Opaleintrag auf maximal 57 Gew.% verdünnt (Abb. 33). Die Quarzgehalte von 10 bis 35 Gew.% korrelieren mit dem Plagioklas/Korund-Verhältnis, dem Aluminiumgehalt als rein terrigener Komponente (vgl. Kap. 10.2.4) sowie der Terrigenfraktion. Sie sind antikorreliert zum Opalgehalt. Die Akkumulationsraten für die terrigene Gesamtfraktion und Quarz sinken i.a. vom Interglazial zum Glazial um einen Faktor 3 bis 5. Die höchsten Werte, die in den hier vorgestellten Kernen zwischen 64 und 111 g/m<sup>2</sup>/a liegen, werden im Substadium 5.5 erreicht, gefolgt von den Stadien 1 und 7.

---

**Abb. 33:** IRD-Gehalt (Daten nach Grobe & Mackensen 1992 und Grobe et al. 1993), Quarzgehalt, Plagioklas/Korund-Verhältnis, Aluminiumgehalt und Terrigenfraktion im Vergleich zum Opalgehalt in den ausgewählten Kernen PS1648 und PS1821.



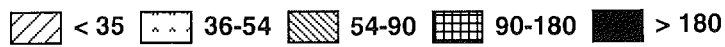
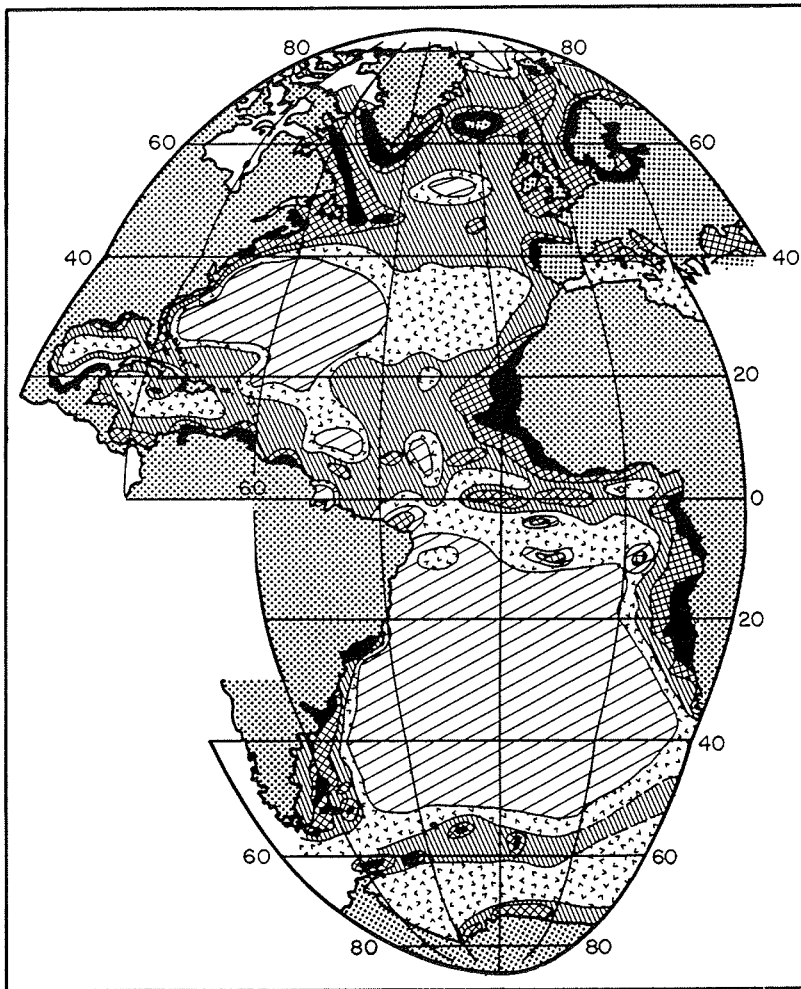


Die Ergebnisse zeigen, daß sich die Untersuchung der Gesamtmineralogie für den betrachteten Zeitraum von 400.000 Jahren im Bereich des antarktischen Kontinentalhanges nur bedingt eignet, um spätquartäre Änderungen der Sedimentationsprozesse zu rekonstruieren, da die Schwankungen in den hier vorgestellten Parametern Quarz und dem Plagioklas/Korund-Verhältnis lediglich die Schwankungen des Biogenopals als dominante biogene Komponente negativ korreliert nachzeichnen. In den Sedimentkernen mit geringeren Gehalten an Biogenopal (PS1648) sind die Schwankungen im terrigenen Signal entsprechend undeutlicher. Desweiteren zeigt die Bestimmung der Terrigenfraktion, daß die terrigene Anlieferung im Arbeitsgebiet in dem betrachteten Zeitraum im wesentlichen keinen großen Schwankungen unterworfen ist und ein annähernd konstantes Signal liefert. Die Ergebnisse der Gesamtmineralogie lassen auch erkennen, daß keine wesentlichen Änderungen in den Mineralvergesellschaftungen der Kerne auftreten, so daß daraus geschlossen werden kann, daß sich das Liefergebiet innerhalb der letzten 400.000 Jahre im Arbeitsgebiet vermutlich nicht verändert hat. Die Mineralogie der untersuchten Proben spricht für die im ostantarktischen Kontinent anstehenden Gesteine und steht im Einklang mit den Befunden von Oskierski (1988).

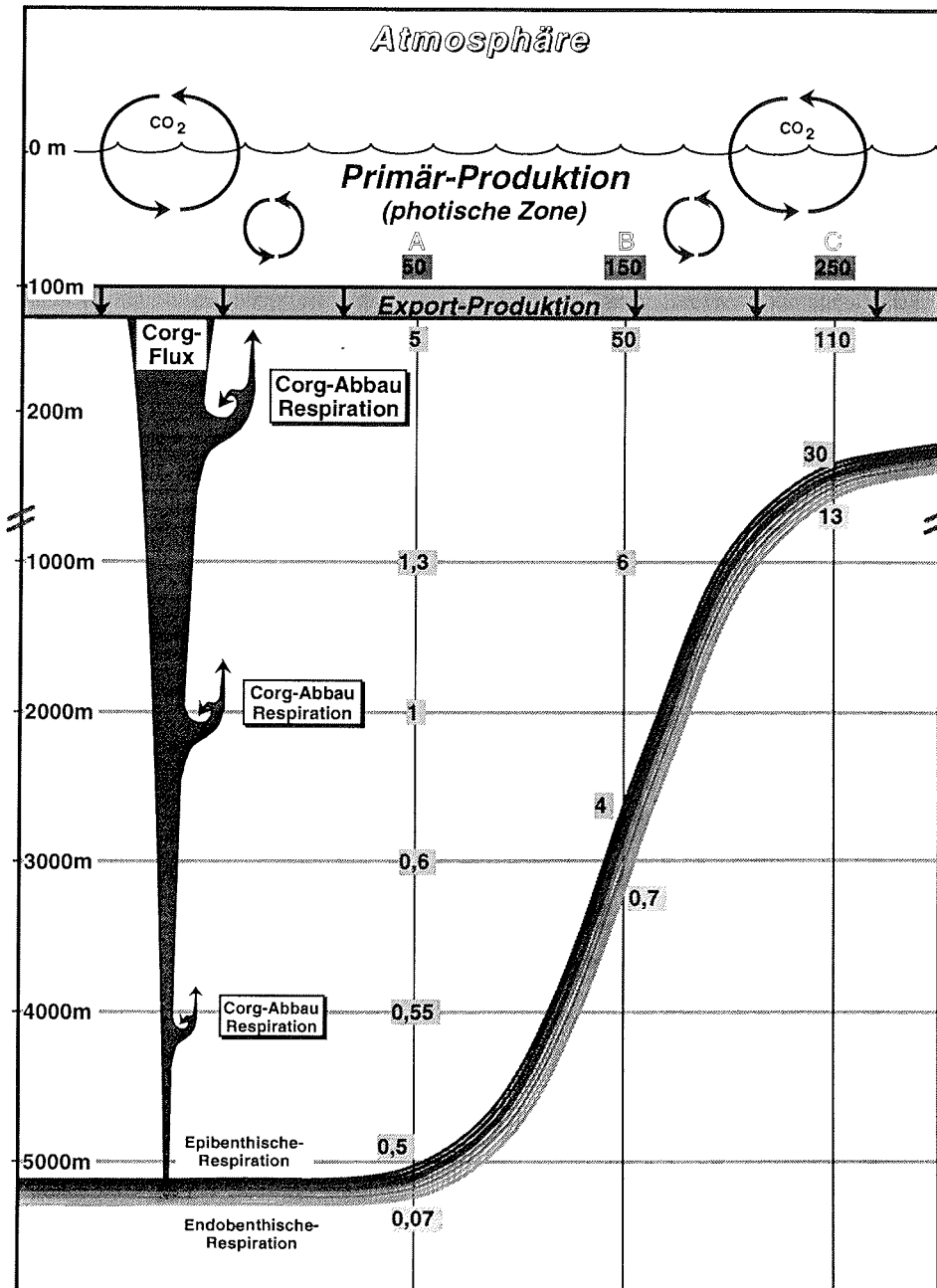
Die Untersuchungen des IRD-Parameters sowie der terrigenen Komponenten zeigen, daß die spätquartären Sedimentationsprozesse weitgehend durch glaziologische Prozesse kontrolliert werden, die ihrerseits durch das globale Klima gesteuert werden. Die terrigene Sedimentation wird vorwiegend durch Eistransport bestimmt und im Wechsel der Glazial-Interglazial-Schwankungen durch die Ablagerung biogenen Opals verdünnt, was zur Ausbildung charakteristischer Fazies führt, wie sie von Grobe & Mackensen (1992) beschrieben werden, so daß sich die hier gewonnenen Ergebnisse in das von Grobe & Mackensen erstellte Modell einfügen.

### 5.2 Paläoproduktivität: Rekonstruktion aus Sedimentdaten

Die Primärproduktion ( $P$ ) findet in der photischen Zone des Oberflächenwassers statt und wird als Gesamtrate der Fixierung von Kohlenstoff durch Photosynthese betreibende Organismen betrachtet. Die Primärproduktion ist abhängig vom Angebot der Nährstoffe innerhalb der euphotischen Zone, den zugeführten Nährstoffen aus den darunterliegenden Wasserkörpern sowie der Temperatur. Unter Berücksichtigung regionaler Unterschiede (Abb. 34) gelangt etwa 10 % der organischen Substanz, die durch Phyto- und Zooplankton in der photischen Zone gebildet wird, als sogenannte Exportproduktion in tiefere Wasserschichten (Sarthein et al. 1988, Berger et al. 1989). Dabei gelangt die produzierte organische Substanz nicht direkt in den Export, sondern zirkuliert in den obersten Wasserschichten und wird infolge der Remineralisation mehrfach wiederverwertet, bevor ein geringer Teil als Exportproduktion ( $P_{neu}$ ) die photische Zone verläßt. Eine quantitative Beziehung zwischen der Primärproduktion ( $P$ ) und der Exportproduktion ( $P_{neu}$ ) für Primärproduktionswerte zwischen 0 und 500 gC/m<sup>2</sup>/a gilt nach Berger et al. (1989) wie folgt:



**Abb. 34:** Verteilung der Oberflächenwasserproduktivität im Nord- und Südatlantik nach Koblents-Mishke et al. 1970 (aus Berger et al. 1989).



**Abb. 35:** Beispiele für die Primärproduktion, Erhaltungsrate und Akkumulationsrate von organischer Substanz in verschiedenen Ozeangebieten (Werte in gC/m<sup>2</sup>/a). Dargestellt sind drei Extrembeispiele: (A): = Offener Ozean, 5000 m; (B) = Nichtauftriebsgebiet, 2500 m; (C) = Auftriebsgebiet, 250 m (nach Romankevich 1984, Stein 1991; Abbildung aus Stax 1994).

$$P_{\text{neu}}/P = P/400 - P^2/340.000 \quad (1)$$

Wegen des Abbaus während des Absinkens wird von der Exportproduktion schließlich nur ein ganz geringer Teil von dem was im Oberflächenwasser an organischer Substanz produziert wird im Sediment eingebettet und beträgt durchschnittlich 0,5 bis 2 % (Berger et al. 1989). Die Erhaltung der organischen Substanz während des Absinkens wird neben der Wassertiefe und den Bodenströmungen auch von den physikochemischen Eigenschaften in der Wassersäule bestimmt (Boyle 1988). Der Weg von der Primärproduktion bis zur Akkumulation ins Sediment ist zudem kein linearer Prozeß und je nach Ozeanregion sehr unterschiedlich. Abbildung 35 gibt einen Überblick über die Primärproduktion, den Abbau von organischer Substanz in der Wassersäule sowie die Akkumulation von organischer Substanz in verschiedenen Meeresbereichen.

#### ORGANISCHER KOHLENSTOFF-FLUSS IN DER WASSERSÄULE

Müller & Suess (1979) und Suess (1980) haben die Abhängigkeit des organischen Kohlenstoffabbaus von der Wassertiefe und eine bessere Erhaltung des organischen Kohlenstoffs mit steigender Sedimentationsrate beschrieben (s.a. Stein 1990). Diese Beziehung bildet eine wichtige Grundlage zur Anwendbarkeit der Produktivitätsgleichungen für oxische Bedingungen (s.u.). Für anoxische Verhältnisse gilt diese Korrelation nicht, da unter diesen Bedingungen auch bei niedrigen Sedimentationsraten die Erhaltungsrate relativ hoch ist (Stax 1994).

Nach Suess (1980) läßt sich der organische Kohlenstoff-Fluß für jede Wassertiefe mit folgender Gleichung (2) berechnen:

$$C_{\text{Fluß}}(z) = \frac{P}{0,0238 z + 0,212} \quad (2)$$

mit:

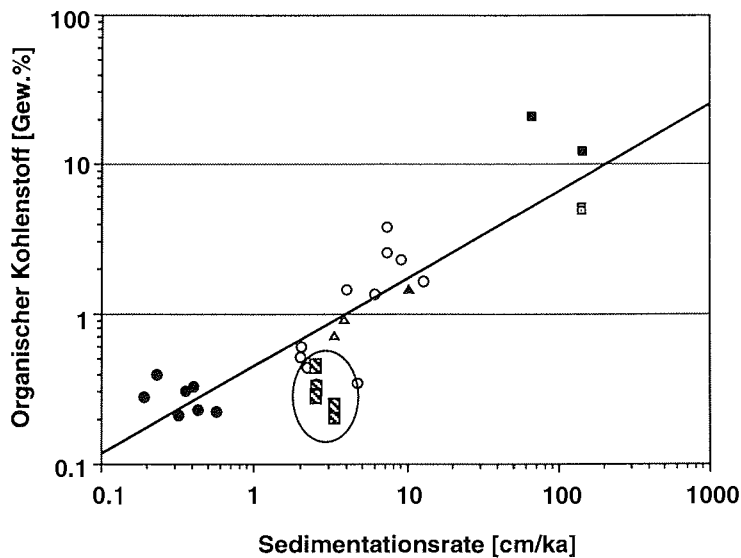
$C_{\text{Fluß}}(z)$  Kohlenstoff-Fluß [gC/m<sup>2</sup>/a]  
 $P$  Primärproduktion [gC/m<sup>2</sup>/a]  
 $z$  Wassertiefe [m]

Bei einer mittleren interglazialen Paläoprimärproduktion von 120 gC/m<sup>2</sup>/a für Kern PS1821, die aus Bariumflußraten berechnet wurde, würden sich folgende Kohlenstoff-Flußraten ergeben:

Paläoprimärproduktion [gC/m <sup>2</sup> /a]	Wassertiefe [m]	Kohlenstoff-Fluß [gC/m <sup>2</sup> /a]
120	500	9,9
120	1000	5,0
120	2000	2,5
120	4027	1,2

Die Berechnungen zeigen, daß bei der Wassertiefe 4027 m, in der Kern PS1821 liegt, nur noch etwa ein Prozent der primär produzierten organischen

Substanz erhalten sind und zur Einbettung in das Sediment zur Verfügung stehen. Neben den Sauerstoffverhältnissen ist die Sedimentationsrate für die Erhaltung der organischen Substanz entscheidend (Müller & Suess 1979, Stein 1990, 1991). Generell sind in den untersuchten Kernen nur noch in den oberen Sedimenthorizonten organischer Kohlenstoff bis maximal 0,4 Gew.% erhalten. In den darunter liegenden Horizonten ist in allen Kernen der organische Kohlenstoff größtenteils abgebaut. Die  $C_{org}$ -Werte erreichen hier kaum mehr als 0,1 Gew.% und gelangen somit in den Fehlerbereich der Bestimmungsmethode, so daß keine Aussage zum  $C_{org}$ -Fluß in Bezug zur Wassertiefe und Küstenentfernung sowie zum Einfluß des Eisrandes abgeleitet werden kann.



**Abb. 36:** Korrelationsdiagramm zwischen dem Gehalt an organischem Kohlenstoff und der Sedimentationsrate (Müller & Suess 1979). Zum Vergleich wurden fünf ausgewählte Proben des Kerns PS1821 (schraffierte Rechtecke im umkreisten Feld) eingezeichnet.

Zur Beurteilung der Proben von Kern PS1821 wurden fünf Proben exemplarisch in das Korrelationsdiagramm nach Müller & Suess (1979) eingezeichnet (Abb. 36), wobei sich zeigt, daß für die in PS1821 ermittelten Sedimentationsraten die  $C_{org}$ -Gehalte generell zu gering sind. Nach diesem Korrelationsdiagramm müßten aber entsprechend der Sedimentationsraten höhere  $C_{org}$ -Gehalte im Kern zu messen sein. Die Gehalte des organischen Kohlenstoffs sind daher mit Vorsicht zu bewerten, da sie zum einen durch die gute Korrelation mit den Tongehalten erhaltungsbedingt sein könnten gleichzeitig aber auch zu geringe Gehalte (Abb. 36) im Sediment überliefert werden.

PALÄOPRODUKTIVITÄTSBERECHNUNGEN AUS ORGANISCHEM KOHLENSTOFF FÜR OXISCHE BEDINGUNGEN

Müller & Suess (1979) haben aus dem Vergleich des in der Wassersäule produzierten organischen Materials mit Sedimentdaten eine empirische Gleichung aufgestellt, die zur Berechnung der Paläoproduktivität in verschiedenen Meeresgebieten genutzt werden kann (vgl. Tab. 3). Weitere Autoren nutzten diese Formel zur Abschätzung der Produktivität im Oberflächengewasser aus Sedimentdaten. Stein (1986) und Sarnthein et al. (1987) erweiterten die Formel unter Berücksichtigung der Wassertiefe, die direkt in die Berechnung mit einbezogen wird. Sarnthein et al. (1992) veränderten diese Gleichung (5), um daraus die Exportproduktion ( $P_{neu}$ ) zu berechnen, da letztlich die Exportproduktion, die tatsächliche Menge an Kohlenstoff, die der Atmosphäre in Form von  $CO_2$  entnommen und schließlich im Sediment gespeichert wird, kontrolliert. Dieser Kreislauf wird als "Biologische Pumpe" (Berger et al. 1989) bezeichnet.

Tab. 3: Formeln zur Paläoproduktivitätsberechnung unter oxischen Bedingungen.

$$PP = C_{org} \cdot TRD / (0,0030 \cdot SR^{0,3}) \quad (3)$$

(Müller & Suess 1979)

$$PP = 5,31 \cdot (C_{org} \cdot TRD)^{0,71} \cdot SR^{0,07} \cdot z^{0,45} \quad (4)$$

(Stein 1986)

$$PP = 15,9 \cdot C_{org}^{0,66} \cdot SR^{0,66} \cdot SR_{B-C}^{-0,71} \cdot DBD^{0,66} \cdot z^{0,32} \quad (5)$$

(Sarnthein et al. 1987)

mit:

PP	Paläoproduktivität/Paläoprimärproduktion [gC/m <sup>2</sup> /a]
$C_{org}$	organischer Kohlenstoff [Gew.%]
SR	Lineare Sedimentationsrate [cm/ka]
$SR_{B-C}$	Lineare Sedimentationsrate des karbonatfreien Rückstandes [cm/ka]
TRD	Trockenraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]
z	Wassertiefe [m]

Wie Abbildung 35 zeigt, können die Beziehungen zwischen der Primärproduktion, Exportproduktion, Flußraten des Kohlenstoffs und der Akkumulation des Kohlenstoffs in verschiedenen Ozeanregionen sehr unterschiedlich sein. Daher müssen folgende Punkte bei der Berechnung der Produktivitätsraten mit den o.g. Formeln beachtet werden (aus Stax 1994):

- Die Formeln wurden empirisch aus Sinkstoffallenexperimenten und Sedimenten unterschiedlicher Ozeangebiete ermittelt, sind jedoch nicht ohne weiteres auf jedes Meeresgebiet anwendbar.
- Kurzfristige Ereignisse wie Planktonblüten werden bei den Berechnungen vernachlässigt.
- Die Formeln gelten nur für oxische Verhältnisse.

Zur Rekonstruktion der Produktivität der photischen Zone aus dem  $C_{org}$ -Gehalt gibt es in der Literatur noch weitere Möglichkeiten, aus Sedimentdaten

Paläoproduktivitäten abzuschätzen. Unterschiede in der Produktion spiegeln sich z.B. auch in charakteristischen Vergesellschaftungen von Mikroorganismen (z.B. Mix 1989) und in Änderungen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (z.B. Curry & Crowley 1987) wider. In letzter Zeit wird in zunehmendem Maße auch Barium zur Abschätzung von Paläoproduktivitäten genutzt (Bishop 1988, Dehairs et al. 1992, Dymond et al. 1992, Gingele & Dahmke 1994, Nürnberg 1995), das in produktiven Ozeanregionen angereichert im Sediment vorkommt (s.a. Kap. 5.2.2).

Prinzipiell lassen sich Produktivitätsraten also mit verschiedenen Methoden abschätzen. Die in der vorliegenden Arbeit gemachten Aussagen zur Paläoproduktivität stützen sich auf Opal und dessen Akkumulationsraten sowie auf Paläoproduktivitätsberechnungen, die über Barium bzw. Bariumflußraten ermittelt wurden (Kap. 10.2.8). Sie werden in Kapitel 5.2.5 mit Paläoproduktivitätsberechnungen mittels  $C_{org}$  verglichen.

### 5.2.1 Biogenopal als Produktivitätsindikator

#### BIOGENOPAL

Heute wird der größte Teil des Biogenopals im Südpolarmeer akkumuliert (DeMaster 1981, Van Bennekom et al. 1988), wobei der atlantische Sektor eines der Hauptproduktionsgebiete darstellt (DeMaster 1981, Bareille et al. 1991, Quéguiner et al. 1991). Infolge der an  $SiO_2$  untersättigten Wassermassen wird das von den Organismen gebildete Opalskelett nach dem Absterben wieder gelöst, so daß schließlich nur etwa 35 bis 50 % des produzierten Opals den Ozeanboden erreichen (Van Bennekom et al. 1988). Nach Berger (1976) und Schrader & Schütte (1981) wirkt sich die Opallösung in den oberen Schichten der Wassersäule (bis 600 m) besonders deutlich aus (Abb. 37). So werden in den oberen 90 bis 98 m des Südpolarmeeres 18 bis 58 % des biogenen Opals wieder gelöst (Nelson & Gordon 1982).

#### PRODUKTION VON BIOGENOPAL IN DER EUPHOTISCHEN ZONE

Der in der euphotischen Zone des Ozeans gebildete Opal (Opal-A) wird durch planktisch lebende Diatomeen, Radiolarien und Silikoflagellaten geliefert (Primärproduktion). Dabei wird i.a. die marine Produktivität entscheidend von Licht, Temperatur, Nährstoffzufuhr und der ozeanischen Zirkulation kontrolliert. Im Südpolarmeer unterliegt die Primärproduktion jedoch noch anderen Prozessen, die große räumliche und zeitliche Schwankungen bedingen: Während im Gebiet der ozeanischen Fronten hydrographische und nährstoffrelevante Faktoren die Primärproduktion beeinflussen, wird sie in der Saisonal eisbedeckten Zone (SIZ) maßgeblich durch die Variationen der Meereisbedeckung gesteuert (Abelmann & Gersonde 1991, Smetacek et al. 1992, Gleitz et al. 1994, Scharek et al. 1994). Neben dem Nährstoff- und Lichtangebot spielen auch die Stabilität der Wassersäule nach der Meereis-schmelze und der Einfluß des Zooplanktons auf die Planktonblüten eine wichtige Rolle (El-Sayed & Taguchi 1981, Smetacek et al. 1992). Aus Sedimentfallenenexperimenten im Südpolarmeer weiß man, daß der biogene Partikelfluß in den Meeresgebieten mit saisonaler Meereisbedeckung starken Schwankungen unterworfen ist (z.B. Fischer et al. 1988).



## TRANSPORT DES BIOGENOPALS DURCH DIE WASSERSÄULE ZUM MEERESBODEN

Nach Schrader & Schütte (1981) nimmt mit zunehmender Wassertiefe (> 600 m) die Opallösung ab (Abb. 37). Dabei hängt die Lösungsrate von der Verweilzeit der Opalskelette in der Wassersäule, dem Vorhandensein organischer Schutzhüllen und der Oberflächenstruktur der Opalpartikel ab (Bohrmann 1988). Derzeit wird auch kontrovers diskutiert, inwieweit der Einbau von Aluminium in das Opalgitter zur Erhaltung beiträgt (Van Bennekom et al. 1988, 1989, Schlüter 1990, Archer et al. 1993) (Abb. 38). Mechanismen wie Kotpillen- ("fecal pellets") oder Aggregattransport ("marine snow") erhöhen neben der Schutzhüllenfunktion die Sinkgeschwindigkeiten der Opalpartikel erheblich und tragen so entscheidend zur schnelleren Sedimentation bei (Bathmann 1986, Gersonde & Wefer 1987, Fischer et al. 1988, Van Bennekom et al. 1988, Wefer et al. 1990, Wefer 1991).

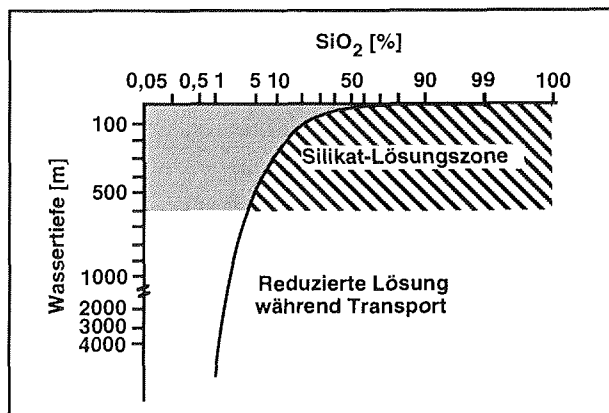


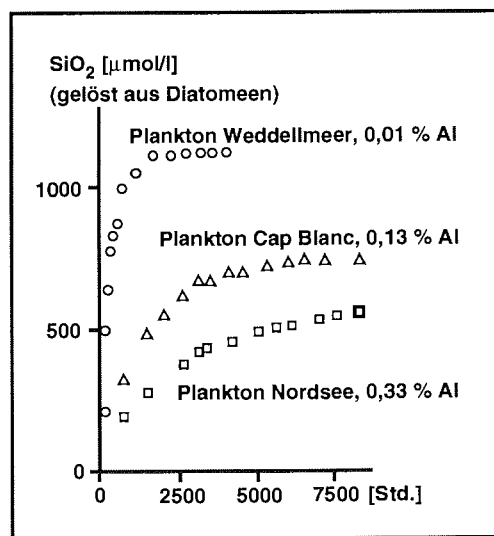
Abb. 37: Lösungszone von Diatomeenschalen in der Wassersäule (nach Schrader & Schütte 1981).

Generell wird durch Zooplankton eine Reduzierung des Phytoplanktonbestandes herbeigeführt ("grazing") (Weber et al. 1986, Abelmann & Gersonde 1991, Scharek 1991, Smetacek et al. 1992). Jedoch wird es gerade durch den Freißvorgang ermöglicht, daß Opalskelettreste durch Kotpillen und Aggregattransport in tiefere Wasserschichten und bis ins Sediment (Tréguer et al. 1989) gelangen können. Allerdings beobachteten Gersonde & Wefer (1987), daß die Opalgerüste beim Freißvorgang der Zooplankter stark zerkleinert werden und so der Opallösung an der Grenzschicht Meer/Meeresboden aufgrund der Vergrößerung der Opaloberflächen Vorschub geleistet wird. Größere Bedeutung für die Erhaltung von Opalskelettmaterial wird der Aggregatbildung zugeschrieben (Bohrmann 1988), da hier die Sinkgeschwindigkeit erhöht ist

## 5 Diskussion

(> 100 m pro Tag bei Diatomeenaggregaten) (Smetacek 1985) und eine Fragmentierung nicht stattfindet.

Durch die Meereisbedeckung wird die Primärproduktion und in der Folge die Exportproduktion stark reduziert (Gersonde & Wefer 1987, Fischer et al. 1988, Wefer et al. 1982, 1990), so daß insgesamt wenig silikatisches Material in den Export und dementsprechend ins Sediment gelangt (Nelson & Gordon 1982, Van Bennekom et al. 1988, Pichon et al. 1992). Um die Überlieferung von Opal in den Sedimenten aber zu ermöglichen, muß die Exportproduktionsrate die Lösungsrate in der Wassersäule, an der Sedimentoberfläche und im Sediment übertreffen.

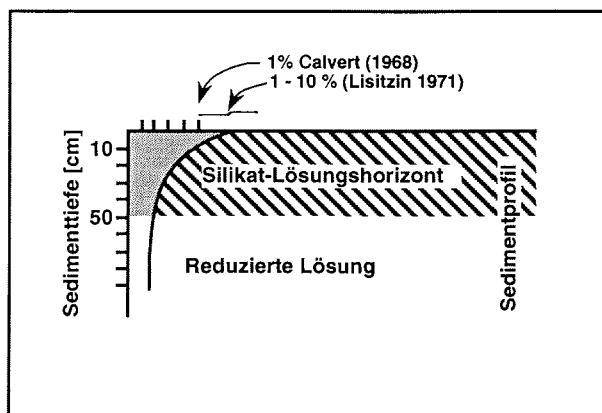


**Abb. 38:** Freisetzung von Silikat in Meerwasser ( $T = 12^\circ\text{C}$ ) bei der Lösung von Diatomeen. Die Si-Freisetzung nimmt mit zunehmendem Al-Gehalt des Opals ab (nach Van Bennekom et al. 1988).

### BIOGENOPAL AN DER GRENZFLÄCHE MEER/MEERESBODEN

Neben der Opallösungszone im oberen Bereich der Wassersäule (s.o.) läßt sich eine weitere verstärkte Lösungszone auf der Sedimentoberfläche und in den obersten 20 cm des Sediments beobachten (Abb. 39) (DeMaster 1981, Schrader & Schütte 1981, Bohrmann 1988). Niedrige Sedimentationsraten sowie intensive Bioturbation steigern zusätzlich das Lösungspotential des an  $\text{SiO}_2$  untersättigten Porenwassers, so daß mehr gelöstes  $\text{SiO}_2$  in das Meerwasser zurückgeführt wird (Calvert 1987). Im zentralen Weddellmeer führen extrem geringe Sedimentationsraten von wenigen mm/ka zu intensiver

Lösung (Zielinski 1993). Schlüter (1990) gibt für den Bereich des antarktischen Kontinentalhanges eine Opallösung bis zu 98 % an. Dennoch wird im Bereich des Südpolarmeeres trotz der intensiven Opallösung und der kurzen produktiven Zeit von wenigen Monaten, die in der Saisonal Eisbedeckten Zone (SIZ) durch die Meereisbedeckung kontrolliert wird, so viel silikatisches Material produziert, daß es in Sedimenten überliefert wird.



**Abb. 39:** Lösungszonen von Diatomeenschalen im Sediment (nach Schrader & Schütte 1981).

#### BIOGENOPAL: PRODUKTIVITÄTS- ODER ERHALTUNGSSIGNAL?

Die Opal- und Radiolarienverteilungen in den bearbeiteten Sedimentkernen zeigen einen charakteristischen, weitgehend ähnlichen Verlauf (Abb. 40). Deutliche Änderungen in den sedimentphysikalischen Parametern lassen sich mit den Bereichen erhöhten Opals korrelieren. In den zeitlich ältesten Kernen PS1821 und PS2038 aus dem Cosmonaut- bzw. Lazarevmeer sind fünf Maxima in den Parametern Opal und Radiolarien zu erkennen, die den Klimaoptima der Isotopenstadien 1, 5, 7, 9 und 11 zugeordnet werden können. In den anderen Kernen sind nur die ersten drei bzw. vier Warmstadien vertreten (Abb. 40). Im allgemeinen liegen die ermittelten Maximalwerte höher als die rezenten Oberflächendaten im östlichen Weddellmeer (Schlüter 1990). Die Kernabschnitte dazwischen sind durch Radiolarien so gut wie nicht repräsentiert, da die Opalwerte hier auf Werte um 1 bis 3 Gew.% absinken. Die fehlende Übereinstimmung von Opal- und Radiolarienmaxima im Interglazialstadium 9 des Kerns PS1648 läßt vermuten, daß hier die Opallösung möglicherweise selektiv den Diatomeenanteil im Sediment gelöst hat. Die Radiolarien, die zwar insgesamt nur einen geringen Anteil in dieser Probe ausmachen, sind aufgrund ihrer stabileren Oberflächenstruktur übriggeblieben.

ben, so daß hier nur der restliche Radiolarienanteil bei der Opalmessung bestimmt wurde. Nach Abelmann & Gersonde (1991) haben Radiolarien eine höhere Lösungsresistenz gegenüber Diatomeen. Generell beträgt im südöstlichen Weddellmeer die Opallösung zwischen 68 und 100 % (Schlüter 1990).

Die höchsten Opalgehalte mit 45 Gew.% wurden in Kern PS1821 aus dem Cosmonautmeer gefunden, Ledford-Hoffman et al. (1986) beobachteten ähnlich hohe Werte (bis 41 Gew.%) auch im Rossmeer. Die Werte der Kerne PS2038 aus dem Lazarevmeer und PS1648 und PS1375 aus dem östlichen Weddellmeer erreichen in ihren Maxima kaum noch die Hälfte dieses Wertes (12 bis 15 Gew.%), sind aber in den Warmstadien generell höher als die Oberflächenwerte, die von Schlüter (1990) aus dem Bereich des südöstlichen Weddellmeeres angegeben wurden. An der Kernposition PS1575 liegen die maximalen Opalgehalte in den Interglazialen unter 10 Gew.%. PS2056 zeigt (zwischen 0 und 395 cm) deutlich geringere Opalgehalte als Kern PS2038 des gleichen Profils. Entscheidend für diesen starken Unterschied ist die Wassertiefe der Kernpositionen. PS2038 liegt auf der Hangterrasse in 1603 m Wassertiefe. Kern PS2056 liegt mit 3097 m Wassertiefe am Kontinentalfuß und somit weiter vom Liefergebiet der terrigenen Sedimente entfernt. Die Sedimentationsraten erreichen hier in den Interglazialen maximal 3 cm/ka. Da die Grenzfläche Meer/Meeresboden bzw. die oberen 20 cm im Sediment eine verstärkte Lösungszone für Opal darstellen (Abb. 39) (DeMaster 1981, Schrader & Schütte 1981, Bohrman 1988), tragen die niedrigen Sedimentationsraten entscheidend zur Opallösung bei.

Generell zeigt das Opalsignal, daß es in Zeiten der Klimaoptima weder durch die stark erhöhten Sedimentationsraten (terrigen Verdünnung) noch durch die Opallösung unterdrückt wird, so daß das im Oberflächenwasser gebildete Signal im Sediment erhalten und überliefert wird. In allen anderen Kernabschnitten spiegeln die Opalgehalte eine Kombination aus stark herabgesetzter (bis fehlender) Primärproduktion, erhöhter Opallösung durch geringere Sedimentationsraten sowie terrigener Verdünnung wider.

Aufbauend auf diesen Untersuchungen werden die zyklischen Schwankungen in der Opalproduktion als klimatisch-gesteuerte Glazial-Interglazial-Zyklen interpretiert. Während eines Klimazyklus korrespondieren Variationen in der Produktivität mit dem Grad der Meereisbedeckung. Die hohen Opalgehalte, die in Kern PS1821 fast an die Gehalte der Hochproduktionsgebiete aus der Polarfrontzone (Nürnberg 1995) heranreichen, können möglicherweise durch Eisrandblüten erklärt werden (Scharek 1991). Rezent ist die starke Wachstumssaison des Phytoplanktons zwar nur auf wenige Monate im Jahr begrenzt und beginnt im südlichen Weddellmeer sogar ein bis drei Monate später als an der nördlichen Eiskante (Scharek 1991). Allerdings begünstigt das Schmelzen des Meereises durch die Zufuhr salzarmen Schmelzwassers die Stabilisierung von seichten Oberflächenschichten, in denen sich Phytoplanktonblüten rapide entwickeln können (Scharek 1991). Auch aus dem Eis freigesetzte Algen können die rasche Entwicklung solcher Blüten begünstigen (Fryxell 1989, Scharek 1991). Im Rossmeer sind nach Wilson et al. (1986) solche Eisrandblüten von großer Bedeutung. Dort zieht

sich das Packeis jährlich um weite Bereiche zurück und ermöglicht so eine erhebliche Vergrößerung der photischen Zone und ein starkes Blütenwachstum. Eine  $\text{SiO}_2$ -Quelle, die für den hohen Silizium-Bedarf beim Bau der silikatischen Gehäuse während solcher extremen Primärproduktionszeiten in Betracht kommt, liegt vermutlich im Eintrag gelösten Siliziums, welches während Phasen erhöhter Meeresspiegelstände vom antarktischen Kontinent in die Ozeane gelangt sein könnte (mdl. Mitt. W.H. Berger). In den Phasen der Klimaoptima ist es durchaus wahrscheinlich, daß die Überlieferungsrate des Opals deutlich über den Schätzungen von Lisitzin (1972) (1 bis 10 % Erhaltung), Calvert (1974) (etwa 1 % Erhaltung) und Schlüter (1990) (1 bis 5 %) liegt und bei Berechnungen zum Silikatkreislauf stärker berücksichtigt werden müssen.

Vor diesem Hintergrund können die Opalgehalte der Klimaoptima als echtes Produktivitätssignal, insbesondere in Verbindung mit anderen paläoproduktivitätssensitiven Indikatoren wie Barium, genutzt werden. Das verbleibende Signal, welches den gemäßigten Interglazialen und kaltzeitlichen Zeiträumen zugeordnet werden muß, ist dagegen als Erhaltungssignal des Biogenopals zu betrachten.

Abbildung auf der nächsten Seite

---

**Abb. 40:** Opalgehalte und Radiolarien der Sandfraktion in den Kernen aus dem westlichen und östlichen Weddellmeer, dem Lazarev- und Cosmonautmeer. (Radiolarien aus Grobe et al. (1993) und unpubl. Daten H. Grobe, AWI, Bremerhaven).

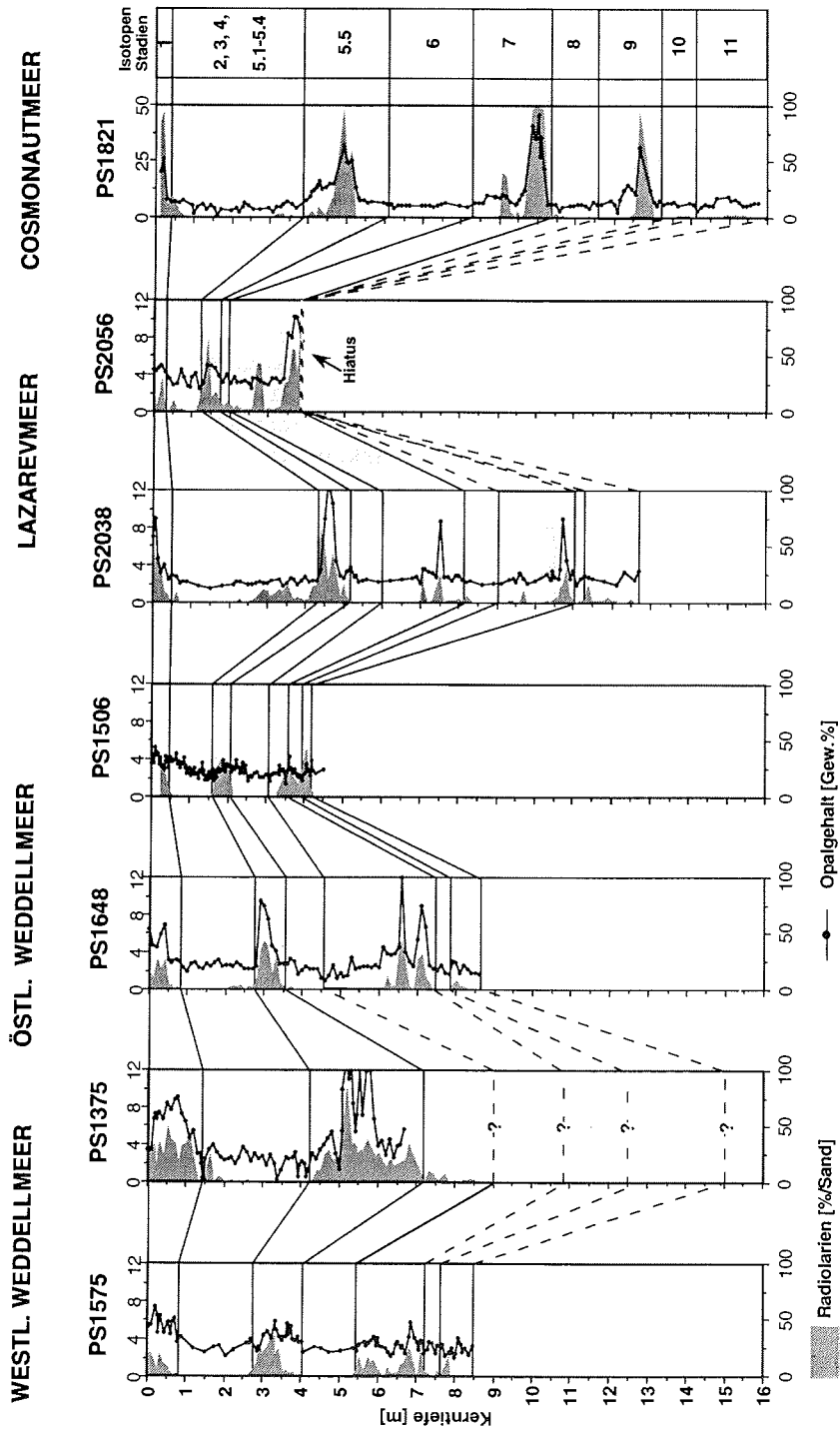


Abb. 40. Legende auf der vorhergehenden Seite

### 5.2.2 Biogenes Barium als Produktivitätsindikator

Biogenes Barium ( $Ba_{(bio)}$ ) ist ein vielgenutzter Indikator, um zeitliche Variationen der marinen Produktivität in Sedimenten zu bestimmen (Stroobants et al. 1991, Dehairs et al. 1992, Dymond et al. 1992, Gingele & Dahmke 1994, Shimmiel et al. 1994, Nürnberg 1995), da es weniger lösungsanfällig als andere Produktivitätsindikatoren ist.

Barytkristalle (0,5 bis 5  $\mu\text{m}$ ) kommen innerhalb der Wassersäule als weitverbreiteter Bestandteil suspendierten Materials vor. Sie stellen den größten Teil des partikulären Bariums dar und werden als Hauptphase für den Eintrag von Barium ins Sediment betrachtet (Dehairs et al. 1980, 1987, 1990, 1991, Bishop 1988). Der genaue Prozeß der Barytbildung wird in der Literatur allerdings noch diskutiert.

Nach Broecker & Peng (1982) zeigt gelöstes Barium in der an Nährstoffen abgereicherten Oberflächen-Zone ein Minimum und nimmt mit der Wassertiefe zu. Die Konzentrationen partikulären Bariums nehmen mit steigender Wassertiefe ebenfalls zu. Aus diesen Tiefenprofilen und der Ähnlichkeit von gelösten Barium- und Silikatprofilen in der Wassersäule wurde auf eine mit Opal gekoppelte, aktive oder passive biogene Fällung von Baryt in der photischen Zone und eine Remineralisierung beim Absinken geschlossen (Dehairs et al. 1980). Eine aktive Ausscheidung von Baryt in der photischen Zone durch planktische Organismen wurde bisher noch nicht beobachtet. Daher gehen Dehairs et al. (1980) und Bishop (1988) davon aus, daß die Bildung des Baryts innerhalb der Wassersäule in sogenannten "microenvironments", in denen der labile Schwefel des organischen Materials zersetzt wird, erfolgt. In diesen Mikromilieus kommt es schließlich zu einem Sulfatüberschuß, der damit die Barytfällung einleitet. Bishop (1988) fand ein Maximum an gefälltem Baryt in kieseligen Aggregaten knapp unterhalb der photischen Zone. Eine aktive intrazelluläre Bildung von Baryt innerhalb von Organismen wird von benthisch lebenden Xenophyophoren beschrieben (Tendal 1972). Sie werden bei der Probennahme jedoch leicht zerstört (Riemann et al. 1993), so daß ihr Einfluß auf den Baryteintrag in das Sediment ungeklärt bleibt.

Dennoch stellt Baryt ein Produktivitätssignal dar, welches im Vergleich mit den ebenfalls genutzten Indikatoren Opal, organischer Kohlenstoff und Karbonat am wenigsten durch diagenetische Veränderungen und Remineralisierung betroffen ist. Abschätzungen von Fisher et al. (1986) zeigen, daß etwa 50 bis 70 % des gesamten Bariumflusses remineralisiert werden und aus dem Sediment diffundieren, während über 95 % des organischen Materials in den Kreislauf zurückgeführt werden (Gingele 1992).

Die Ergebnisse der eigenen Untersuchungen zeigen, daß die  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte die Gesamtbariumgehalte auf einem niedrigeren Niveau widerspiegeln und auf der Subtraktion des Korrekturfaktors ( $Ba/Al = 0,0067$ , Nürnberg 1995) beruhen. Im allgemeinen zeigen die Bariumkurven in allen Kernen die gleiche Tendenz wie die Opalkurven, d.h. hohe Werte während der Klimaoptima und niedrige Werte während der Glaziale bzw. gemäßigten Interglaziale. Zum Teil sind maximale Opalgehalte mit maximalen Bariumwerten korreliert. Die

## 5 Diskussion

---

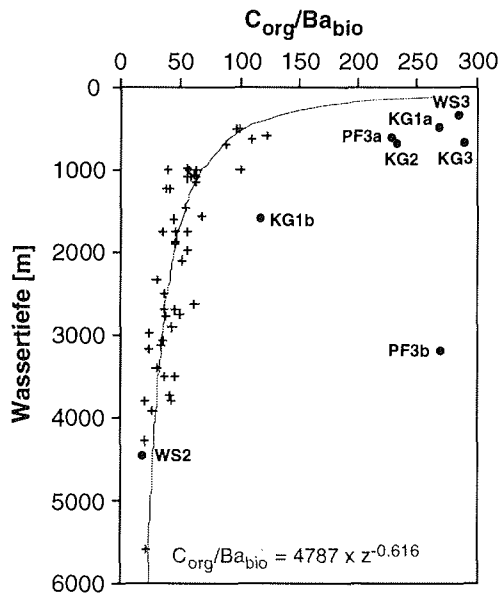
höchsten  $Ba_{(bio)}$ -Werte wurden in Kern PS1821 aus dem Cosmonautmeer mit maximal 1700 ppm im Substadium 5.5 gefunden. In Kern PS1648 werden zwischen 1000 und 1300 ppm erreicht. Die Gesamtbariumgehalte von PS1648 sind in ihrer Höhe vergleichbar mit den Bariumdaten des benachbarten Kerns PS1506 (Shimmield et al. 1994). In Kern PS1575 liegen die  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte in den Klimaoptima bei 400 bis 700 ppm.  $Ba_{(bio)}$ -Bestimmungen von Nürnberg (1995) an Oberflächensedimenten aus dem östlichen Weddellmeer sind mit Werten zwischen 500 bis 1000 ppm mit den hier gewonnenen Gehalten vergleichbar. Sie liegen aber insgesamt um etwa 200 ppm unter den für diese Arbeit gewonnenen Maximalwerten an den entsprechenden Kernstationen. Die  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte aus dem westlichen Weddellmeer vor den Süd-Orkney-Inseln sind ebenfalls mit den Daten von Nürnberg (1995) vergleichbar. Auch hier liegen die Gehalte des biogenen Bariums während der Klimaoptima um etwa 200 bis 300 ppm höher als in den von Nürnberg (1995) bearbeiteten Oberflächensedimenten. Die  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte liegen insgesamt aber deutlich unter den Maximalwerten aus dem Bereich der Polarfront. Hier werden  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte von  $> 3000$  ppm beobachtet (Nürnberg 1995).

Wie bereits in den Opalgehalten beobachtet, kann auch bei Barium, das als relativ lösungsresistente Phase die Produktivität im Oberflächenwasser widerspiegelt, ein generell abnehmender Trend in der Produktivität von Ost nach West abgeleitet werden. Unterstützt wird die Vermutung dieses generellen Trends auch durch Barium- und  $Ba_{(bio)}$ -Bestimmungen an Oberflächensedimenten aus dem Lazarevmeer von Nürnberg (1995). Auch hier liegen die  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte, z.T. höher (bis 2100 ppm) als in den weiter westlich gelegenen Positionen.

Von Breymann et al. (1992) beschreiben einen Zusammenhang zwischen der Höhe der Bariumgehalte und der Ablagerungstiefe aus Untersuchungen am Kontinentalhang vor Peru, da mit zunehmender Wassertiefe steigende Bariumgehalte gefunden wurden. Auch Francois et al. (im Druck) (Abb. 41) und Nürnberg (1995) finden mit zunehmender Wassertiefe einen Anstieg des partikulären Bariums in Sinkstoffallen sowie eine Zunahme biogenen Bariums in den Oberflächensedimenten des Weddellmeer-Beckens. Aus diesen Zusammenhängen und dem mit der Wassertiefe abnehmenden  $C_{org}/Ba_{(bio)}$ -Verhältnis in den Sinkstoffallen schließt u.a. auch Nürnberg (1995) auf eine Bildung von Baryt in "microenvironments", in denen beim Transport durch die Wassersäule organisches Material abgebaut und partikuläres Baryt gebildet wird. Aus den drei untersuchten Kernen läßt sich diese Abhängigkeit nicht ableiten. Zwar weist Kern PS1821 mit der größten Wassertiefe (4027 m) die höchsten Bariumwerte auf, an der Station PS1648 (2529 m) zeigen sich jedoch höhere Werte als im ca. 900 m tiefer gelegenen Kern PS1575 (3461 m). Nach Gingele & Dahmke (1994) können auch Verdünnungseffekte durch klastisches Material in küstennäheren Sedimenten dazu führen, daß mit zunehmender Wassertiefe höhere Bariumgehalte erreicht werden bzw. küstennahe Kerne geringere Bariumgehalte aufweisen. In den Kernen PS1575 und PS1648 unterscheiden sich die Sedimentationsraten jedoch nur geringfügig. Da aber die Akkumulationsraten des biogenen Bariums in Kern PS1648 generell höher sind (Abb. 20), läßt sich vermuten, daß die höheren  $Ba_{(bio)}$ -



Gehalte an der Station PS1648 auf eine höhere Produktion im Oberflächenwasser im Vergleich zu Kern PS1575 zurückzuführen sind, was die o.g. Vermutung des abnehmenden Produktivitätstrends von Ost nach West unterstützt.



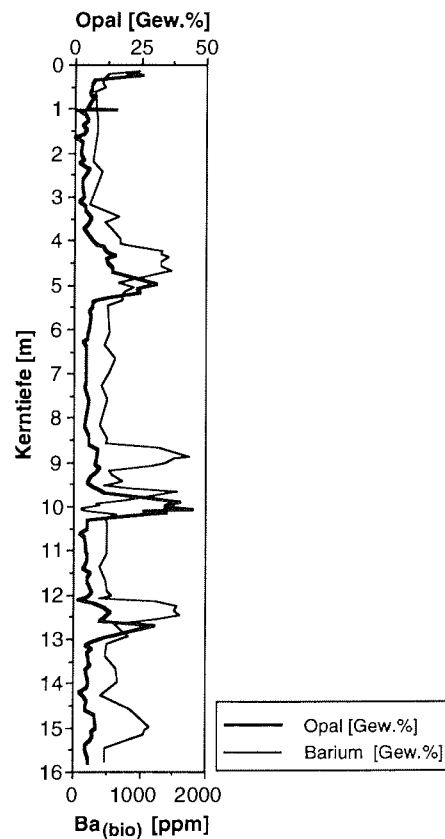
**Abb. 41:** Das  $C_{org}/Ba_{(bio)}$ -Verhältnis mit zunehmender Wassertiefe in den Sinkstoffen des Südatlantiks. Die Kreuze zeigen Stationen, die nach Francois et al. (im Druck) am geringsten durch einen Eintrag detritischen Kohlenstoffs und/oder Barytlösung beeinflusst sind. Das ideale  $C_{org}/Ba_{(bio)}$ -Verhältnis wird durch die Funktion  $C_{org}/Ba_{(bio)} = 4787 \cdot z^{-0,616}$  beschrieben.  $z$  = Wassertiefe [m]. Abbildung aus Nürnberg (1995).

Im Kern PS1821 zeigt sich zwischen 10,00 und 10,10 m Kerntiefe ein auffälliger Rückgang der  $Ba_{(bio)}$ -Gehalte von ca. 1100 ppm auf unter 700 ppm, wobei gleichzeitig die Opalgehalte auf 45 Gew.% ansteigen (Abb. 28). In anoxischen Sedimenten, in denen das Porenwasser an Sulfat vermindert ist und das Löslichkeitsprodukt von Baryt unterschritten wird, kann es zu einer Remobilisierung von Baryt kommen (Brumsack 1989, Von Breyman et al. 1990, 1992). Eine solche Sulfatreduktion kann durch mikrobiellen Abbau organischer Substanz herbeigeführt werden (Brumsack 1989). Dabei wandert das gelöste Barium entlang des Löslichkeitsgradienten nach oben und wird am Ende der Sulfatreduktionszone, wo wieder ausreichend Sulfat im Porenwasser vorhanden ist, als authigener Baryt ("Baryt-Front") ausgefällt. Hier erzeugt die Front ein diagenetisches Signal, welches das ursprüngliche Produktivitätssignal nicht mehr widerspiegelt (Gingele 1992, Nürnberg 1995). Daß an dieser Stelle ein diagenetisches Bariumsignal vorliegt, ist allerdings sehr unwahrscheinlich, da im gesamten Kern keine Hinweise auf ein reduzierendes Milieu (z.B. hohe Schwefelgehalte, Pyritbildung) zu erkennen sind. Außerdem wurden bisher im gesamten Bereich des antarktischen Kontinentaltanges nur Kerne aus oxischen Milieus gefunden. Es ist daher davon

## 5 Diskussion

auszugehen, daß das Bariumsignal durch extreme Opalakkumulation ver­dünnt wurde und den Einbruch erklärt.

Die Barium- bzw.  $Ba_{(bio)}$ -Kurven zeigen eine gute Korrelation zu den Opalgehal­ten bezüglich der Glazial-Interglazial-Zyklen, was deren genetischen Zusammenhang unterstützt. Dennoch zeigen zwei der drei Kerne (PS1648 und PS1821) eine Phasenverschiebung zwischen den Maxima der Opal- und Bariumgehalte (Abb. 42). Diese Phasenverschiebung kann zwischen 5 und 20 cm schwanken (entspricht zwischen 2000 und 3000 Jahren). Da die Opal- und Bariumkonzentrationen im Sediment letztlich über die Produktivität gesteuert werden, wäre zu erwarten, daß die Maxima in den beiden Para­metern generell parallel verlaufen. Abbildung 42 zeigt die Konzentrationen von Opal und biogenem Barium im Kern PS1821, in dem die Phasenver­schiebung der Maxima der Gehalte am deutlichsten ist, aber auch im Kern PS1648 auftritt.



**Abb. 42:** Der Vergleich der biogenen Barium- und Biogenopalgehalte im Kern PS1821 zeigt eine Phasenverschiebung in den Maxima.

Eine Phasenverschiebung zwischen den Parametern Opal und Barium wurde auch von Shimmield et al. (1994) an Kernen aus dem Südpolarmeer beobachtet und könnte durch folgendes Szenario erklärt werden:

Während der Klimaoptima, die sich in den Kernen durch sehr hohe Opal- und Bariumwerte auszeichnen, muß eine explosionsartige Primärproduktion des Phyto- und Zooplanktons stattgefunden haben. Eisrandblüten, wie sie auch rezent beobachtet werden (El-Sayed & Taguchi 1981, Nelson & Smith 1986, Scharek 1991, Gleitz et al. 1994, Smetacek et al. 1992), könnten Auslöser für solche extremen Produktionsbedingungen gewesen sein und eine wichtige Randbedingung für hohe Exportproduktivitäten liefern. Extreme Produktion und Krillfraß ermöglichen schnellere Absinkraten und führen damit möglicherweise dazu, daß sich die partikulären Barytkristalle nicht in vollem Umfang bilden können. Hinzu kommt, daß das Bariumsignal durch eine hohe Opalakkumulation extrem verdünnt wird. Weiterhin ist zu diskutieren, inwieweit eine starke Schmelzwasserbildung zu Beginn der Klimaoptima Einfluß auf den gelösten Bariumanteil in der Wassersäule und damit auf die Barytbildung haben könnte. Zu beachten ist jedoch, daß sich die Konzentrationen der Barytkristalle nach Dehairs et al. (1980) im Pikomol-Bereich bewegen. Die Gehalte des gelösten Bariums im Meerwasser liegen im Nannomol-Bereich, also drei Potenzen höher. Demnach ist es eher unwahrscheinlich, daß Schmelzwasserprozesse einen Einfluß auf das gelöste Barium haben und den limitierenden Faktor für die Barytkristallbildung darstellen sollen.

### 5.2.3 Vergleich der Produktivitätsindikatoren Karbonat-, organischer Kohlenstoff-, Opal- und Bariumakkumulation

Der Vergleich der Akkumulationsraten zeigt eine gute Korrelation zwischen biogenem Barium, Biogenopal und organischem Kohlenstoff (Abb. 43, 44). Untersuchungen von Shimmield et al. (1994) im Scotia- und Weddellmeer und von Nürnberg (1995) im Bereich der Polarfront des Südatlantiks zeigen ebenfalls übereinstimmende biogene Barium- und Opalkurven in den Sedimentkernen. Die Korrelation des biogenen Bariums und des Opals spricht für eine erhöhte Barytbildung innerhalb der silikatischen biogenen Aggregate. Dehairs et al. (1980), Bishop (1988) und Stroobants et al. (1991) beschreiben ebenfalls eine vermehrte Barytbildung innerhalb von Diatomeenaggregaten.

Nach einem Modell von Broecker & Peng (1982) ist die Opaleralterhaltung im Sediment im wesentlichen vom Opalfluß abhängig. Eine Zunahme der Primärproduktion von silikatischen Mikroorganismen im Oberflächenwasser ruft einen höheren Opalfluß hervor, der wiederum die Si-Konzentration im Porenwasser erhöht. Dadurch wird die Lösungsrate des Opals in der kritischen Zone im Sediment reduziert (Broecker & Peng 1982, Lisitzin 1985, Leinen et al. 1986, Bohrmann 1988). Die geringere Lösung infolge zunehmender Flußraten bei gesteigerter Produktion von Biogenopal führt daher zu einer besseren Erhaltung des Produktivitätssignals (Jansen & Van der Gaast 1988, Lyle et al. 1988). Eine Berechnung der Opalproduktion im Oberflächenwasser aus Opalakkumulationsraten ist aufgrund fehlender Kenntnis der Erhaltungsraten im Sediment nicht möglich. Die Opalüberlieferung kann zudem regional stark schwanken. Variationen innerhalb eines Kerns können

## 5 Diskussion

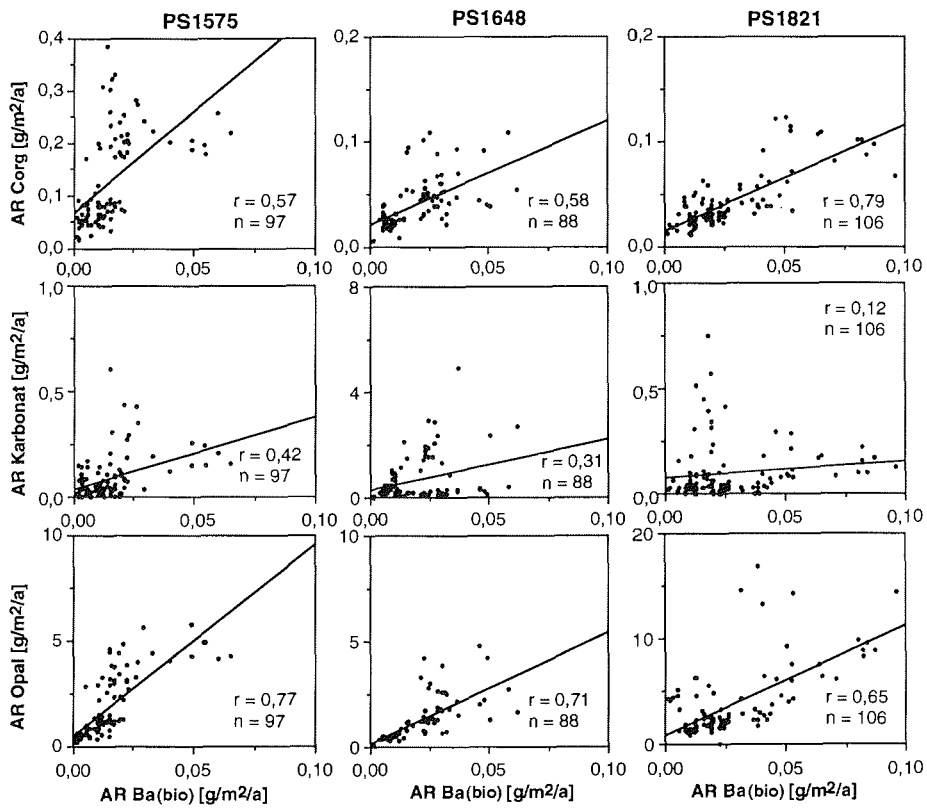
---

unter Annahme einer konstanten Opalerhaltung als Schwankungen der Oberflächenproduktion interpretiert werden.

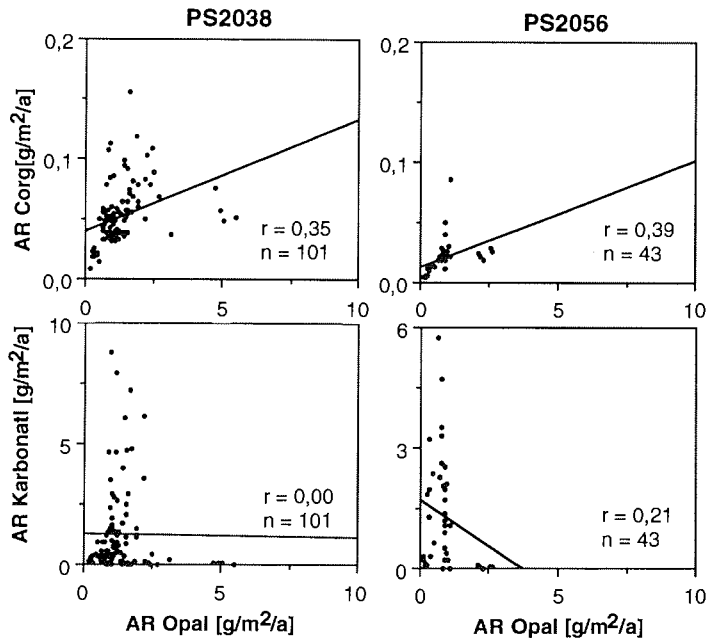
Die Akkumulationsraten des biogenen Opals, des biogenen Bariums sowie des organischen Kohlenstoffs sind während der Warmstadien erhöht, mit Maximalwerten im Substadium 5.5, gefolgt von Stadium 1 und 7 (Abb. 43, 44). Der Vergleich der Höhe der jeweiligen Barium- und  $C_{org}$ -Akkumulationsraten der ausgewählten Kerne zeigt, daß die Barium- sowie die  $C_{org}$ -Akkumulationsraten Werte ähnlicher Größenordnung an den Positionen erreichen, die möglicherweise auf ähnliche Sedimentationsprozesse und sedimentationsabhängige Erhaltungsprozesse ( $C_{org}$ -Abbau, Barytlösung) an der Meer/Meeresboden-Grenzfläche zurückgeführt werden können. Die absoluten Unterschiede der Verhältnisse der Akkumulationsraten deuten auf einen zusätzlichen Einfluß hin, der zwar regional unterschiedlich, aber konstant ist. Ein wichtiger Faktor ist hierbei auch die Wassertiefe (Von Breymann et al. 1992, Kap. 5.2.2).

Beim Vergleich der Kernpositionen bezüglich der Höhe der Opalakkumulationsraten sind deutliche Unterschiede erkennbar (Abb. 43, 44). Da aus der relativ guten Übereinstimmung der Akkumulationsraten von  $C_{org}$  und biogenem Barium (PS1575, PS1648, PS1821) ähnliche Sedimentationsprozesse und sedimentationsabhängige Erhaltungsprozesse denkbar sind, könnte für den Biogenopal eine regionale Komponente erheblichen Einfluß auf die Opallösung bzw. Opalerhaltung haben und einen Grund für die deutlichen Unterschiede in den Opalakkumulationsraten darstellen. Möglicherweise spielen unterschiedliche Phytoplanktongemeinschaften und damit eventuell selektive Lösung eine Rolle (Zielinski 1993). Daneben ist auch eine erhöhte biogene Produktion an der Kernposition PS1821 für die deutliche Diskrepanz zwischen den Opalakkumulationsraten denkbar und wird aufgrund der sehr hohen Opalgehalte in diesem Kern für wahrscheinlich gehalten.

Die Akkumulationsraten des Karbonats zeigen, bedingt durch die interglazialen Lösungszyklen, kaum eine Übereinstimmung mit den Parametern Opal, Barium und organischem Kohlenstoff (Abb. 43, 44). Eine meist negative Korrelation zwischen Barium und Karbonat wird auch von Nürnberg (1995) aus dem Bereich der Antarktischen Zone im Südatlantik beschrieben. Abnehmende Karbonat-Akkumulationsraten bei zunehmenden  $C_{org}$ -Akkumulationsraten können durch eine Änderung des Verhältnisses der Flußraten von  $C_{org}$  und Karbonat bei zunehmender Primärproduktion erklärt werden (Berger & Keir 1984). In den Klimaoptima wird das gleichzeitig produzierte Karbonat unterhalb der flachen CCD weggelöst. Die Akkumulationsraten sind im allgemeinen nur während der gemäßigten Warmstadien erhöht. Ohne genaue Kenntnis der Lösungsintensität sind die Akkumulationsraten von Karbonat als Indikator für Paläoproduktivitätsbetrachtungen wenig brauchbar.



**Abb. 43:** Vergleich der Akkumulationsraten von Barium mit den Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff, Opal und Karbonat in den Sedimenten der Kerne PS1575, PS1648 und PS1821; n = Probenzahl, r = Korrelationskoeffizient.



**Abb. 44:** Vergleich der Akkumulationsraten von Opal mit den Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff und Karbonat in den Sedimenten der Kerne PS2038 und PS2056; n = Probenzahl, r = Korrelationskoeffizient.

#### 5.2.4 Paläo- und Exportproduktivitätsraten aus biogenem Barium

Die Paläo- (PP) sowie die Exportproduktivitätsraten ( $P_{neu}$ ) (Tab. 4) der Kerne PS1575, PS1648 und PS1821, die mittels des biogenen Bariumflusses berechnet wurden (Kap. 10.2.8), zeigen eine gute Korrelation zu den Glazial-Interglazial-Stadien. Die Paläoproduktivitätsraten der interglazialen Stadien bzw. Substadien schwanken in ihren Maxima zwischen 83 und 345 gC/m<sup>2</sup>/a ( $P_{neu} = 15-177$  gC/m<sup>2</sup>/a) an der Station PS1821 und zwischen 145 und 221 gC/m<sup>2</sup>/a ( $P_{neu} = 44-90$  gC/m<sup>2</sup>/a) an der Station PS1648. Diese Werte sind vergleichbar mit Raten von rezenten Hochproduktionsgebieten, die Werte zwischen 125 bis 200 gC/m<sup>2</sup>/a ( $P_{neu} = 28-57$  gC/m<sup>2</sup>/a) erreichen (Berger et al. 1989). Allerdings können in Extremfällen in Auftriebsgebieten, wie z.B. vor der Westküste Südamerikas, Primärproduktionsraten von mehr als 600 gC/m<sup>2</sup>/a erreicht werden (Suess 1980).

Maximale Paläo- bzw. Exportproduktionsraten werden in Kern PS1821 im Substadium 5.5 erreicht ( $PP = 345$  gC/m<sup>2</sup>/a;  $P_{neu} = 177$  gC/m<sup>2</sup>/a), gefolgt von den Stadien 9 ( $PP = 208$  gC/m<sup>2</sup>/a;  $P_{neu} = 83$  gC/m<sup>2</sup>/a) und 7 ( $PP = 178$  gC/m<sup>2</sup>/a;  $P_{neu} = 64$  gC/m<sup>2</sup>/a). Auffallend sind die geringen Raten im

**Tab. 4:** Gemittelte und maximale Paläoproduktivitäts- (PP) sowie Exportproduktivitätsraten ( $P_{neu}$ ) (in  $gC/m^2/a$ ) für verschiedene Zeitscheiben aus dem Bereich des antarktischen Kontinentalhanges des Weddell- und Cosmonautmeeres. In die Berechnung der Mittelwerte sind die Paläoproduktivitäts- (PP) und Exportproduktivitätsraten aller Proben der einzelnen Stadien eingegangen.

PS1575	Isotopen				
	Stadium	PP(mittl.)	PP(max.)	Pneu(mittl.)	Pneu(max)
	Stadium 1	73	95	13	20
	Stadium 2, 3, 4	•	•	•	•
	Stadium 2, 3, 4, 5	22	26	1	2
	Stadium 5.1 - 5.4	•	•	•	•
	Stadium 5.5	88	170	29	87
	Stadium 6	28	37	2	3
	Stadium 7	63	96	10	20
	Stadium 8	19	22	1	1
	Stadium 9	45	82	5	14
	Stadium 10	•	•	•	•
	Stadium 11	•	•	•	•
PS1648	Isotopen				
	Stadium	PP(mittl.)	PP(max.)	Pneu(mittl.)	Pneu(max)
	Stadium 1	106	215	29	87
	Stadium 2, 3, 4	43	51	4	6
	Stadium 2, 3, 4, 5	•	•	•	•
	Stadium 5.1 - 5.4	55	59	7	8
	Stadium 5.5	144	221	45	90
	Stadium 6	43	64	5	10
	Stadium 7	110	189	27	69
	Stadium 8	14	14	1	1
	Stadium 9	78	145	16	44
	Stadium 10	•	•	•	•
	Stadium 11	•	•	•	•
PS1821	Isotopen				
	Stadium	PP(mittl.)	PP(max.)	Pneu(mittl.)	Pneu(max)
	Stadium 1	62	83	10	15
	Stadium 2, 3, 4	•	•	•	•
	Stadium 2, 3, 4, 5	64	89	10	18
	Stadium 5.1 - 5.4	•	•	•	•
	Stadium 5.5	221	345	92	177
	Stadium 6	86	106	18	25
	Stadium 7	95	178	25	64
	Stadium 8	62	67	9	10
	Stadium 9	131	208	40	83
	Stadium 10	98	107	21	25
	Stadium 11	102	171	24	56

## 5 Diskussion

Holozän ( $PP = 83 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ;  $P_{\text{neu}} = 15 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ), die aber wahrscheinlich auf das Fehlen des obersten Kernbereichs zurückzuführen sind (vgl. Kap. 4.5). Auch Kern PS1648 weist im Substadium 5.5 die höchsten Paläo- ( $PP = 221 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) und Exportproduktivitätsraten ( $P_{\text{neu}} = 90 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) auf. In den Stadien 7 und 9 liegen die Maxima geringfügig unter diesen Werten. Der vor den Süd-Orkney-Inseln gelegene Kern PS1575 erreicht maximale Paläoproduktivitätsraten zwischen 82 und  $170 \text{ gC/m}^2/\text{a}$  ( $P_{\text{neu}} = 14$  bis  $87 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ). Die höchsten Raten werden auch hier im Substadium 5.5 erreicht ( $PP = 170 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ;  $P_{\text{neu}} = 87 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ), gefolgt von den Werten des Holozäns, Stadium 7 und schließlich Stadium 9.

In Tabelle 5 sind die eigenen rezenten bis subrezenten (= oberste Kernprobe) Produktivitätsraten, die mittels biogenen Bariumflusses berechnet wurden, zum Vergleich mit Primärproduktionsraten für verschiedene Regionen des Südatlantiks, die mittels des biogenen Barium- (Nürnberg 1995), des  $C_{\text{org}}$ - (Wefer & Fischer 1991) und des Si-Flusses (Tréguer & Van Bennekom 1991) berechnet wurden, gegenübergestellt (Daten aus Nürnberg 1995).

**Tab. 5:** Primärproduktion subrezenter Sedimentdaten ( $PP(1) = PP_{\text{Ba}}$ ), die mittels biogenen Bariumflusses berechnet wurden, im Vergleich zu Primärproduktionsraten für verschiedene Regionen des Südatlantiks, die mittels biogenen Barium- ( $PP(2) = PP_{\text{Ba}}$ ) (Nürnberg 1995), des  $C_{\text{org}}$ - ( $PP(3) = PP_{\text{Corg}}$ ) (Wefer & Fischer 1991) und Si-Flusses ( $PP(4) = PP_{\text{Si}}$ ) (Tréguer & Van Bennekom 1991) aus Sinkstoffallendaten berechnet wurden (Daten aus Nürnberg 1995).

	PP (1)	PP (2)	PP (3)	PP (4)
	[gC/m <sup>2</sup> /a]	[gC/m <sup>2</sup> /a]	[gC/m <sup>2</sup> /a]	[gC/m <sup>2</sup> /a]
Polarfrontzone	-	36 - 47	83	18
Saisonal Eisbedeckte Zone	-	23	3-40	34
Antarktische Küstenregion	62-106	6-52	10-45	24

Die Daten in Tabelle 5 zeigen, daß die höchsten Primärproduktivitäten in der antarktischen Küstenregion zu finden sind. Allerdings ist hier zu beachten, daß die für diese Arbeit errechneten Werte mit den Primärproduktionsraten anderer Autoren nicht ohne weiteres vergleichbar, da die Raten der anderen Autoren aus Sinkstoffallendaten berechnet wurden und damit einen anderen Zeitrahmen als die hier untersuchten Sedimentproben besitzen. Dennoch zeigen die Werte eine ähnliche Größenordnung. Die relativ große Schwankungsbreite der Raten für die Antarktische Küstenregion ist auf die hohe saisonale Variabilität der Exportproduktion zurückzuführen. Dies wurde z.B.



innerhalb der Bransfield-Straße beobachtet, wobei dort das Vorkommen von Krill mittels Kotballen einen erheblichen Einfluß auf den Export des primärproduzierten Planktons hatte (Wefer et al. 1988).

Hohe Paläo- und Exportproduktivitätsraten werden in den untersuchten Sedimentkernen in den Interglazialen, niedrige Werte in den Glazialen und gemäßigten Interglazialen erreicht (Abb. 45). Diese Ergebnisse stimmen auch mit Untersuchungen an benthischen Foraminiferen am antarktischen Kontinentalhang überein (Mackensen et al. 1994). Neben dem erhöhten NADW-Einfluß auf die südlichen Wassermassen sind hierfür möglicherweise auch Eisrandblüten verantwortlich, die in den Klimaoptima die Phytonplanktonblüte einleiten, wie es rezent beobachtet und von vielen Autoren beschrieben wird (u.a. Sakshaug & Holm Hansen 1984, Scharek 1991, Smetacek et al. 1992). Gleichzeitig belegen die Untersuchungen, daß die Primärproduktion im Glazial infolge starker Meereisbedeckung erheblich eingeschränkt war, was im Gegensatz zu den Ergebnissen aus niederen Breiten steht. In subtropischen Auftriebsgebieten vor Nordwestafrika und Peru steigt (fällt) die Produktivität in Abhängigkeit von der Intensität (reduzierten Intensität) der Winde, die eine Intensivierung (Reduzierung) des Küstenauftriebs in den Glazialen (Interglazialen) hervorrufen und für den letzten Glazial-Interglazial-Zyklus beschrieben worden sind (u.a. Sarnthein et al. 1987).

Die wenigen direkten Messungen der Primärproduktion im Untersuchungsgebiet sind regional sowie saisonal sehr variabel (Scharek 1991). Sie wurden dabei meist während der Planktonblüten im kurzen antarktischen Sommer vorgenommen. Die gewonnenen Daten lassen sich allerdings nur schwer auf die jährliche Primärproduktion extrapolieren. Während einer Meßkampagne von Januar bis März 1991 wurden am antarktischen Kontinentalrand des Weddellmeeres Primärproduktionsraten zwischen 400 und 1000 mgC/m<sup>2</sup>/d und bis maximal 1500 mgC/m<sup>2</sup>/d in den eisfreien Gebieten gemessen (Gleitz et al. 1994). Um die rezenten Daten mit den in dieser Arbeit ermittelten Paläo-produktivitätsraten zu vergleichen, muß die Zeitspanne berücksichtigt werden, in der eine biogene Produktion überhaupt möglich ist. Rezent nimmt die Produktion in der photischen Zone von Januar bis März ab (Gleitz et al. 1994). Danach beginnt die Bildung des neuen Wintermeereises. Nach Gloersen et al. (1992) ist für die Positionen der hier untersuchten Kerne eine Periode von maximal sechs Monaten, in der biologische Produktion stattfinden kann, als realistisch zu betrachten. Unter Annahme einer solchen Produktionsperiode läßt sich aus den Daten von Gleitz et al. (1994) eine Primärproduktion von 80 bis 230 gC/m<sup>2</sup>/a für den Bereich des antarktischen Kontinentalhanges im Weddellmeer errechnen. Diese Berechnungen zeigen in der Größenordnung eine gute Übereinstimmung mit den hier ermittelten Paläoproduktivitätsberechnungen aus den Bariumdaten und führen zu dem Schluß, daß das südliche Südpolarmeer, insbesondere der antarktische Kontinentalhang, als Hochproduktionsgebiet betrachtet werden muß.

Nach der globalen Produktivitätskarte der Primärproduktion von Berger (1991) liegen für den hier untersuchten Bereich die Primärproduktionsraten zwischen 40 und 90 gC/m<sup>2</sup>/a. Koblents-Mishke et al. (1970) geben für den antarktischen Kontinentalrand im atlantischen Sektor 55 bis 90 gC/m<sup>2</sup>/a und

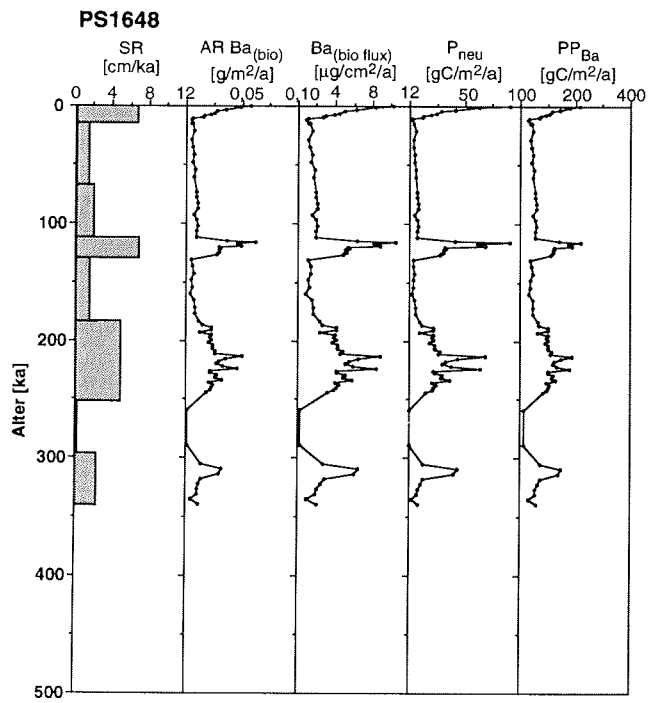
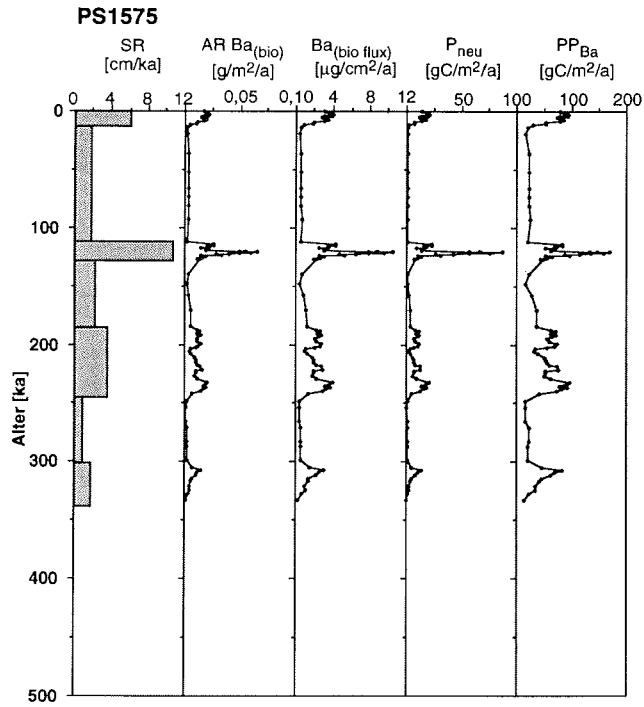
für Bereiche des südöstlichen Weddellmeeres, in denen Polynyas beobachtet werden, sogar Werte zwischen 90 und 180 gC/m<sup>2</sup>/a für die Produktivität im Oberflächenwasser an (Abb. 34), die eine gute Übereinstimmung mit den hier aus Bariumflußraten berechneten Paläoproduktivitätskalkulationen zeigen (Abb. 45, 46).

Die außergewöhnlich hohen errechneten Paläoproduktivitätsraten bis maximal 345 gC/m<sup>2</sup>/a ( $P_{neu} = 177$  gC/m<sup>2</sup>/a) in Kern PS1821 (Abb. 45, Tab. 4) müssen allerdings kritisch betrachtet werden, denn gegenwärtig werden derartige Werte nur in wenigen Ozeanregionen (z.B. Küstenauftriebsgebiete) beobachtet (Berger 1989). Eine mögliche Erklärung für die zu hoch berechneten Produktivitätsraten könnte in der Sedimentumlagerung (Sedimentfokussierung) liegen. Die Fokussierung stellt einen Prozeß dar, der durch Veränderungen der Bodenströmung kontrolliert wird. Dabei wird resuspendiertes Sediment durch erhöhte Bodenströmungen transportiert und bei abnehmenden Strömungsverhältnissen wieder akkumuliert, so daß es dadurch lokal zu überhöhten Gesamtakkumulationsraten (Faktor 2-3, mdl. Mitt. M. Frank) durch Sedimentumlagerung kommen kann. Untersuchungen derartiger Sedimente erschweren die Interpretation erheblich, da sie beispielsweise bei Betrachtungen zur Produktivität nicht ausschließlich die Oberflächenproduktivität widerspiegeln. Mittels Thorium-Flußraten lassen sich die "wahren" Akkumulationsraten bestimmen (Frank et al., eingereicht). Dieser Prozeß ist jedoch regional sehr unterschiedlich und noch nicht hinreichend untersucht.

In den Paläo- sowie Exportproduktivitätsraten spiegelt sich ebenfalls die von Osten nach Westen abnehmende Tendenz wider (Abb. 46). Ein möglicher Grund dafür kann im Rückzugsverhalten des Meereises liegen, das sich heute generell von NE nach SW zurückzieht. Das westliche Weddellmeer bleibt auch im Sommer eisbedeckt (Gloersen et al. 1992). Möglicherweise hat dieses Rückzugsverhalten in dem betrachteten geologischen Zeitraum stattgefunden, so daß die Bereiche von Ost nach West früher unter eisfreie Bedingungen gelangten und die biogene Produktion eher einsetzen konnte. Heute werden die mit dem Eisrand nach Süden wandernden Eisrandblüten für einen großen Teil der Primärproduktion im Bereich der Antarktis verantwortlich gemacht (Sakshaug & Holm-Hansen 1984). Welche Rolle dem Weddellwirbel in diesem Zusammenhang zukommt, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

---

**Abb. 45:** Sedimentationsraten, Akkumulationsraten der biogenen Komponenten Opal und Barium, der Flußraten des Bariums sowie der daraus berechneten Export- und Paläoproduktivitätsraten im Kern PS1575, PS1648 und PS1821.



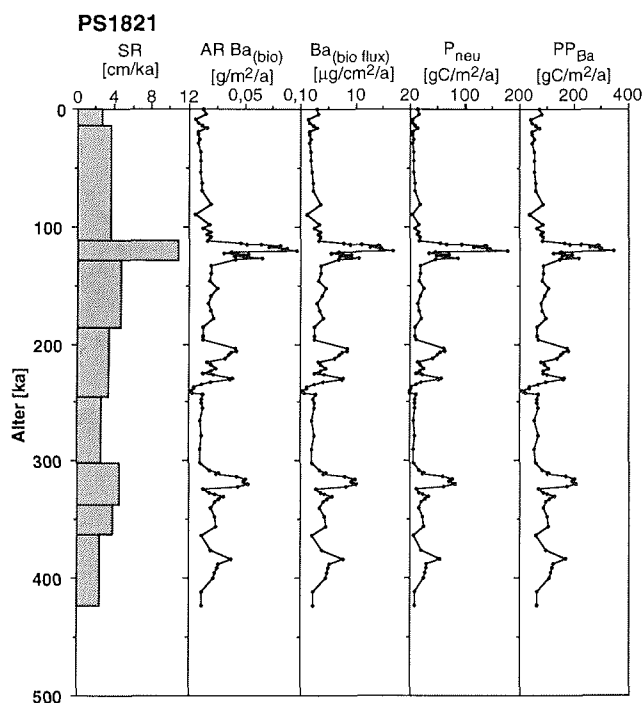
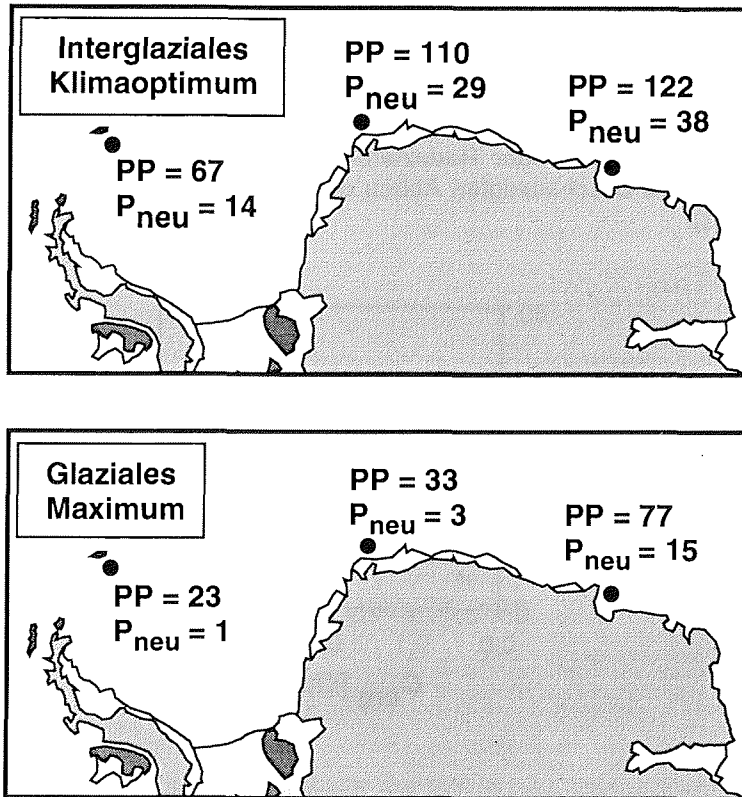


Abb. 45: Fortsetzung.

Eine weitere offene Frage bleibt, warum zwar hohe Opal- und Bariumgehalte überliefert werden, die sich in relativ hohen Paläo- und Exportproduktivitätsraten widerspiegeln, nicht aber hohe  $C_{org}$ -Gehalte im Sediment erhalten bleiben. Der organische Kohlenstoff, der im Oberflächenwasser produziert wird und in den Export gelangt, wird auf dem Weg durch die Wassersäule nahezu komplett respiriert. Dieses Ergebnis entspricht generell den Angaben von Müller & Suess (1979), Sarthain et al. (1988) und Stein (1991) für hemipelagische Sedimente. Dennoch bleibt ungeklärt, warum von dem relativ hohen Export, der hier mittels des Bariumflusses berechnet wurde, im Sediment nur noch sehr geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff überliefert werden. Curry & Lohmann (1990) vertreten die Meinung, daß vor allem die  $O_2$ -Gehalte im Bodenwasser über die  $O_2$ -Diffusion in das Sediment den Abbau oder die  $C_{org}$ -Erhaltung kontrollieren. Über die Verwendung der  $C_{org}$ -Gehalte zur Berechnung von Paläoproduktivitätsraten gibt es daher auch weiterhin kontroverse Diskussionen.

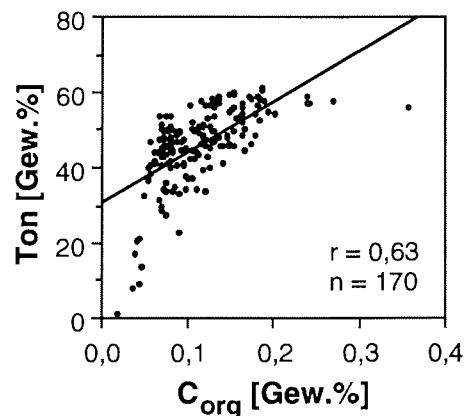


**Abb. 46:** Gemittelte (= gemittelte Maximalwerte der einzelnen Glazial- bzw. Interglazial-Stadien) Paläo- (PP) sowie Exportproduktivitätsraten ( $P_{neu}$ ) in  $gC/m^2/a$ , die aus Bariumflußraten an den drei Kernpositionen PS1575, PS1648 und PS1821 berechnet wurden. Dargestellt sind die Werte für Klimaoptimum und Glaziales Maximum.

### 5.2.5 Vergleich von Paläoproduktivitätsberechnungen mittels biogenem Barium und organischem Kohlenstoff

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff in den untersuchten Sedimenten sind sehr niedrig ( $< 0,4$  Gew.%), so daß sich eine Interpretation der Daten über die Klima- und Meereisverhältnisse in den geologischen Zeiträumen sehr schwierig gestaltet. Prinzipiell wird der organische Kohlenstoff zur Beurteilung der Produktivität des Phyto- und Zooplankton (Primärproduktion) verwendet und dazu herangezogen, Aussagen über paläoklimatische und paläoozeanographische Bedingungen zu treffen. Jedoch wird dieses primäre Produktivitätssignal auf dem Weg von der photischen Zone zum Sediment durch eine ganze Reihe z.T. noch ungeklärter Faktoren beeinflusst: Die Einbettung und Erhaltung des organischen Kohlenstoffs im Sediment ist neben der Dauer des Partikelflusses durch die Wassersäule (Wassertiefe) (Suess 1980),

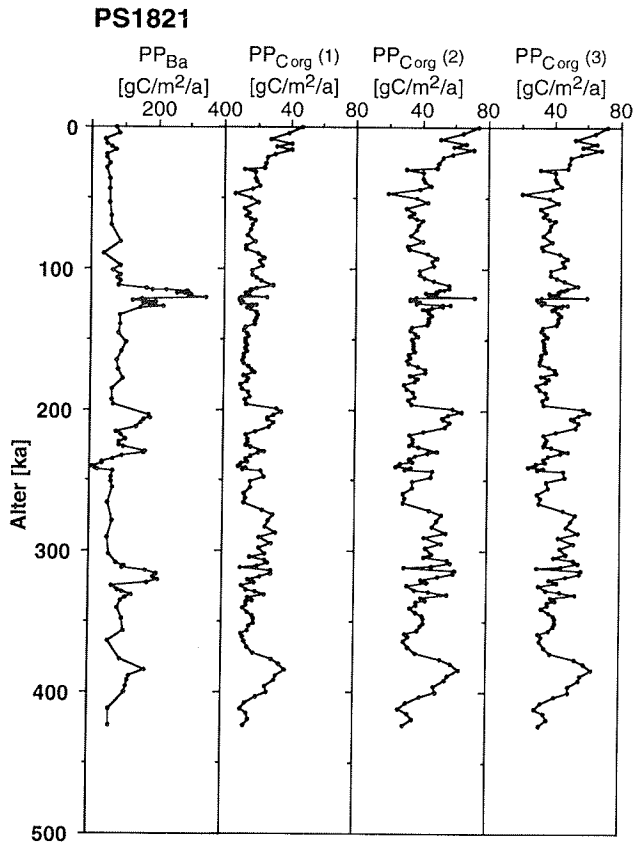
dem Sauerstoffgehalt des Bodenwassers, frühdiagenetischen Prozessen (Bioturbation, Mineralreaktionen, mikrobieller Abbau) und der Sauerstoffeindringtiefe (Schlüter 1990) sowie der Zusammensetzung des organischen Materials von der Sedimentationsrate (Stein 1990, 1991) abhängig (vgl. Kap. 5.2). Die Bildung von Mikromanganknollen und das Fehlen von Pyrit in den untersuchten Kernen sprechen für ein oxidierendes Porenraum-Milieu, also durch freien Sauerstoff oder Reduzierung von Mangan- und Eisenoxiden, Nitrat oder Sulfat beschleunigten Abbau des organischen Materials (Engel & Macko 1993).



**Abb. 47:** Korrelationsdiagramm zwischen dem Gehalt an organischem Kohlenstoff und dem Tongehalt im Kern PS1821 (unpubl. Daten H. Grobe und G. Kuhn, AWI, Bremerhaven); n = Probenzahl, r = Korrelationskoeffizient.

Im Gegensatz zu den abbauenden Mechanismen zeigt die gute Korrelation des organischen Kohlenstoffs mit den Tongehalten, daß Oberflächen-/Adsorptionseffekte einen wichtigen Beitrag zum Erhalt des organischen Materials leisten (Abb. 47). Dies hat in Kern PS1821 dazu geführt, daß ein organisches Kohlenstoffsignal erhalten geblieben ist, von dem nicht eindeutig gesagt werden kann, ob es sich um ein Produktivitätssignal und/oder ein Erhaltungssignal handelt, da erhöhte Werte des organischen Kohlenstoffs immer mit höheren Tongehalten korreliert sind. Generell sind aber auch die Opal- und Bariumgehalte mit den C<sub>org</sub>-Gehalten in Kern PS1821 korreliert.

Aufgrund der relativ guten Übereinstimmung des organischen Kohlenstoffs mit den Produktivitätsindikatoren Opal und Barium in Kern PS1821 wurde dieser Kern ausgewählt, um Paläoproduktivitätsberechnungen (PP<sub>C<sub>org</sub></sub>) mittels C<sub>org</sub> nach Müller & Suess (1979), Stein (1986) und Samthein et al. (1987) - unter den o.g. Vorbehalten - durchzuführen und sie mit den aus dem biogenen Bariumfluß berechneten Paläoproduktivitätsraten (PP<sub>Ba</sub>) zu vergleichen.



**Abb. 48:** Vergleich von den Paläoproduktivitätsraten, die für diese Arbeit mittels des biogenen Bariumflusses bestimmt wurden, mit den Paläoproduktivitätsraten, die mittels Corg (unpubl. Daten H. Grobe und G. Kuhn, AWI, Bremerhaven) nach Produktivitätsformeln verschiedener Autoren berechnet wurden: Müller & Suess (1979) = PP<sub>Corg</sub> (1), Stein (1986) = PP<sub>Corg</sub> (2), Sarnthein et al. (1987) = PP<sub>Corg</sub> (3).

Der Vergleich der Paläoproduktivitätsberechnungen (PP) mittels Bariumfluß und C<sub>org</sub>-Gehalten zeigt vor allem im Bereich der Maxima der PP-Raten eine Korrelation der Kurvenverläufe (Abb. 48). Wie die für diese Arbeit berechneten PP<sub>Ba</sub>-Raten variieren auch die PP<sub>Corg</sub>-Raten im Wechsel der Glazial-Interglazial-Schwankungen. Die PP<sub>Corg</sub>-Raten, die nach den Gleichungen (3), (4) und (5) berechnet wurden, stimmen deutlich mit den Variationen der C<sub>org</sub>-Gehalte im Sediment überein und zeigen in den drei Ansätzen zur Berechnung Werte ähnlicher Größenordnung sowie einen nahezu parallelen Verlauf. Allerdings liegen die PP<sub>Corg</sub>-Raten - ausgenommen der subrezentesten Proben, die etwa in der gleichen Größenordnung (50 bis 80 gC/m<sup>2</sup>/a) liegen - um einen Faktor zwischen fünf und sieben unter den PP<sub>Ba</sub>-Raten. Die Höhe der PP<sub>Ba</sub>-Raten muß wie bereits angedeutet, kritisch betrachtet werden (vgl. Kap. 5.2.4) und darf insbesondere in den Maximalwerten nicht überbewertet werden. Dennoch werden sie gegenüber den PP<sub>Corg</sub>-Raten als realistischer eingeschätzt, da Barium gegenüber dem organischen Kohlenstoff die wesentlich

stabilere Phase ist. Außerdem spiegeln die  $C_{org}$ -Gehalte mit großer Wahrscheinlichkeit kein Produktivitätssignal wider und sind, bezogen auf die Sedimentationsrate, in ihren Gehalten zu gering (s. Abb. 36), da der organische Kohlenstoff unterhalb der subrezentem Bereiche vermutlich bis auf ein Minimum abgebaut ist. Sie sind somit für die Paläoproduktivitätsbetrachtungen am antarktischen Kontinentalhang nicht verwendbar.

### 5.3 Paläoproduktivität und Paläozeanographie

Der Südozean ist ein Meeresbereich, in dem einströmendes Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) mit Wassermassen des Pazifischen und Indischen Ozeans und Wassermassen antarktischen Ursprungs vermischt wird (Howard & Prell 1994). Generell sorgen die Tiefen- und Bodenwassermassen für den Austausch der großen ozeanischen Meeresbecken und somit für einen Austausch zwischen den Hemisphären. Dabei geht man davon aus, daß Variationen im relativen Wärmefluß des NADW mit den Klimazyklen die Wassermassen des Südozeans und damit das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) beeinflussen. Während der glazialen Maxima, in denen die Produktion von Tiefenwasser im Nordatlantik aufgrund von ausgedehnter Meereisbedeckung unterbunden wird (Oppo & Fairbanks 1987, Hoddell 1993), kommt der NADW-Zustrom vermutlich völlig zum Erliegen. In letzter Zeit wird dieser Zusammenhang jedoch in Frage gestellt, da Messungen der Cd/Ca-Verhältnisse an benthischen Foraminiferen aus dem Kap-Becken belegen, daß die NADW-Zufuhr während der Abschmelzphasen am geringsten ist (Oppo & Rosenthal 1994). Als besonders problematisch erwies sich die generelle Diskrepanz zwischen den Ergebnissen aus der Interpretation von Cd/Ca-Verhältnissen und den stabilen Kohlenstoffisotopen-Verhältnissen aus dem Südpolarmeer (Boyle 1992, 1994, Oppo & Rosenthal 1994). Während die Cadmium-Gehalte lediglich geringe Glazial-Interglazial-Änderungen im Nährsalzgehalt des Bodenwassers und damit im Einfluß des NADW belegen (Lea & Boyle 1990, Boyle 1992), sind die Änderungen im  $\delta^{13}C$ -Signal größer als in allen anderen Ozeanregionen (Curry et al. 1988, Oppo et al. 1990, Mackensen et al. 1994). Die Opal- und Bariumanalysen von Kontinentalhangkernen zeigen jedoch, daß der Anstieg dieser beiden Parameter mit dem Rückschreiten der Abschmelzphase einhergehen. Diese Fakten wiederum sprechen eher für die traditionelle These und weniger dafür, daß die NADW-Zufuhr erst später einsetzt (Oppo & Rosenthal 1994).

Da das NADW die Wärmequelle für den atlantischen Sektor des Antarktischen Ozeans darstellt, kontrolliert das NADW auch den Grad der Meereisbedeckung und damit die Primärproduktion. Da das Oberflächenwasser zwischen der Polarfront und der Antarktischen Divergenz nährstoffreich ist, stellt das Meereis den einzigen limitierenden Faktor dar (Deflice & Wise 1981). Die Variationen der Produktivität im Wechsel der Klimazyklen korrelieren mit der Ausdehnung des Meereises in ähnlicher Weise, die auch rezent in den saisonalen Prozessen stattfinden und die Produktivität kontrollieren. Dies zeigen Sedimentfallen-Studien im Antarktischen Ozean (z.B. Wefer et al. 1990).



Erhöhte Paläo- und Exportproduktivitäten während der Klimaoptima, die durch maximale Opal- und Bariumgehalte sowie intensive Bioturbation gekennzeichnet sind, entstehen aus dem Wechselspiel der Meereisbedeckung sowie sich verändernden Einflüssen der Wassermassen. Am antarktischen Kontinentalhang des Weddellmeeres zeigt sich, daß nicht nur die Primärproduktion, sondern auch das WDW, welches die südliche Komponente des CDW darstellt, die Tiefenlage der Lysokline und der CCD beeinflusst (Anderson 1975, Mackensen et al. 1990). Während eines Klimazyklus variiert die CCD zwischen 4000 und 2000 m und erreicht im Südpolarmeer während der Klimaoptima den höchsten Stand (Grobe & Mackensen 1992). Howard & Prell (1994) wiesen nach, daß in Gebieten, die rezent von CDW überstrichen werden, während der Glazialzeiten die Karbonatlösung erhöht war. Sie begründen ihre Aussage mit einer Erhöhung der Alkalinität im antarktischen Oberflächenwasser. Außerdem soll die glaziale Lysoklinenvertiefung den Änderungen der Zufuhrdaten von NADW in den antarktischen Ozean voraussehen (Howard & Prell 1994).

Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimente, die den Glazialzeiten zugeordnet wurden, zeigen i.a. deutlich verminderte Gehalte biogener Komponenten sowie geringere Sedimentations- und Bioturbationsraten. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit den Befunden von Mackensen et al. (1989), Charles et al. (1991), Mortlock et al. (1991), Grobe & Mackensen (1992), Nürnberg (1995) und Schmiedl (1995), die eine hohe glaziale Produktion nördlich der heutigen Polarfront, dagegen eine niedrige Produktivität südlich davon nachweisen konnten. Cooke & Hays (1982) nehmen eine permanente Eisbedeckung zwischen der Polarfront und der antarktischen Küste während des letzten glazialen Maximums an. Vermutlich war insbesondere während dieses Zeitraumes die Produktion extrem reduziert. Dennoch haben mit großer Wahrscheinlichkeit im Arbeitsgebiet auch glaziale Polynyas, wie sie auch Melles (1991) für Teile des südöstlichen Weddellmeeres rekonstruieren konnte, bestanden. Da in den Kernen des Lazarevmeeres in den glazialen Horizonten Bioturbationsspuren gefunden wurden, muß auch für diesen Meeresbereich eine glaziale Polynya gefordert werden. Die für die Glaziale berechneten mittleren Exportproduktivitätsraten, die zwischen 1 und 21 gCm<sup>2</sup>/a liegen, lassen den Schluß zu, daß vermutlich auch in den Kaltzeiten am antarktischen Kontinentalhang stets biogene Produktion stattfand und vermutlich durch glaziale Polynyas ermöglicht wurde.

### 6 Produktivitäts- und Sedimentationsmodell des antarktischen Kontinentalhanges für den Zeitraum der letzten 400.000 Jahre

Mit Beginn eines Interglazials bricht die Meereisdecke wieder auf, und die Schelfeise verlieren durch den steigenden Meeresspiegel ihre Stabilität, so daß zuerst in den weiter nördlich gelegenen Bereichen zunehmend Eisberge kalben, die hier ein IRD-Signal liefern. Während der Klimaoptima (Abb. 49) ändern sich die Umweltbedingungen insbesondere in den südlichen Teilen des antarktischen Kontinentalhanges wahrscheinlich sehr schnell. Der Meeresspiegel liegt jetzt am höchsten, und der Wärme fluß durch das NADW auf die Tiefen- und Bodenwassermassen des atlantischen Sektors des Südpolarmeeres ist am stärksten. Nach den Paläoproduktivitätsberechnungen und ihrer deutlichen Unterschiede zwischen Glazial und Interglazial, zeigt sich zum einen, daß der Einfluß des NADW-Wärmeflusses in den Interglazialen auf die südlichen Wassermassen relativ schnell wirksam und zudem während der einzelnen Interglaziale wahrscheinlich unterschiedlich stark ist. Neben dem Isotopenstadium 1 belegen die Interglaziale 5 (Substadium 5.5) und 7 einen verstärkten NADW-Einfluß. Die Auswirkungen auf die Meereisbedingungen sind so stark, daß ein ideales Maß an Lichteintrag möglich wird und eine hohe biogene Produktion stattfindet. Die maximalen Paläo- (PP = 82-345 gC/m<sup>2</sup>/a) und Exportproduktivitätsraten (14-177 gC/m<sup>2</sup>/a) sind vergleichbar mit den Produktionsverhältnissen im Antarktischen Zirkumpolarstrom innerhalb der Antarktischen Zone im Südatlantik (Nürnberg 1995). Sie erreichen sogar Raten von Hochproduktionsgebieten (z.B. Küstenauftriebsgebiete), die nach Berger et al. (1989) rezent eine Primärproduktion von ca. 125 bis 200 gC/m<sup>2</sup>/a aufweisen, in Extremfällen vor Peru allerdings über 600 gC/m<sup>2</sup>/a steigen (Suess 1980). Das gleichzeitig produzierte Karbonat wird unterhalb der flachen CCD weggelöst. Das IRD-Signal liefert neben den erhöhten Sedimentationsraten des terrigenen Materials im Bereich des Kontinentalhanges das stärkste Signal (Grobe & Mackensen 1992). Die Schelfeise haben sich jetzt komplett zurückgezogen.

In den Zeiten der gemäßigten Phasen eines Interglazials sinkt der Meeresspiegel, und die Meereisbedeckung nimmt infolge des abnehmenden Einflusses des NADW auf die Wassermassen des Südpolarmeeres wieder zu. In den Sedimenten des antarktischen Kontinentalhanges erhöht sich die Karbonaterhaltung, da die CCD im Zuge der geringer werdenden Produktion (PP = 55 gC/m<sup>2</sup>/a, P<sub>neu</sub> = 7 gC/m<sup>2</sup>/a) und des damit verbundenen schwächeren Abbaus organischen Materials am Meeresboden absinkt. Durch die reduzierte Produktion werden die absinkenden silikatischen Gehäuse weitgehend gelöst und nur noch ein Minimum im Sediment überliefert. Die Produktivitätsraten sinken deutlich unter das Niveau der Klimaoptima, sind aber gegenüber den Glazialzeiten erhöht.

Während der Glaziale (Abb. 50) führen die niedrigen Temperaturen durch den fehlenden Wärme fluß des NADW zu einer ganzjährigen Eisbedeckung. Die Paläoproduktivitätsraten sinken drastisch unter die Werte der Klimaoptima. Die Paläoproduktivitätsraten (PP) sinken im Bereich des Weddellmeeres auf mittlere Werte zwischen 14 und 43 gC/m<sup>2</sup>/a, im Cosmonautmeer auf Werte zwischen 62 und 98 gC/m<sup>2</sup>/a. Die niedrigsten Raten werden in allen Kernen

in Stadium 8 ( $14-62 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) erreicht. Biogener Opal und organischer Kohlenstoff werden nahezu vollständig gelöst bzw. abgebaut. Die Bildungsprozesse von Bodenwasser finden in den Kaltzeiten nur eingeschränkt bzw. nicht statt. Zeitweise auftretende Polynyas, wie sie Melles (1991) für das südöstliche Weddellmeer rekonstruierte und die nach den Ergebnissen dieser Arbeit vermutlich in Teilen des Lazarevmeeres vorkommen, ermöglichen neben Bodenwasserbildung und vertikaler Zirkulation auch eine eingeschränkte biogene Produktion. Die Eisbergaktivität ist während der Glaziale stark eingeschränkt, da das Packeis die Drift von Eisbergen behindert und durch die starke Meeresspiegelabsenkung die Schelfeise auf dem Schelf aufliegen. Die vorrückenden Schelfeise erreichen mit ihrer Grundberührungslinie episodisch die Schelfkante und befördern das während der Interglaziale abgelagerte Sedimentmaterial in episodischen Schüben hangabwärts (Grobe & Mackensen 1992).

Abbildung auf der nächsten Seite

---

**Abb. 49:** Schematische Darstellung des Beziehungsgeflechts zwischen saisonalem Meereis und der Primär- und Exportproduktion des Planktons. Daneben sind die Prozesse, die die partikulären organischen und silikatischen Substanzen und den Barytbildungsprozeß betreffen sowie der Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) auf Produktion und Einbettung in das Sediment am antarktischen Kontinentalhang (atlantischer Sektor) dargestellt. Modell im Interglazialen Klimaoptimum (verändert nach Bishop 1989 und Grobe & Mackensen 1992).

**Abb. 50:** Schematische Darstellung des Beziehungsgeflechts zwischen mehrjährigem Meereis und stark reduzierter Primär- und Exportproduktion. Daneben sind die Prozesse, die die partikulären organischen und silikatischen Substanzen und den Barytbildungsprozeß betreffen sowie der fehlende Einfluß des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) am antarktischen Kontinentalhang (atlantischer Sektor) dargestellt. Modell im Glazialen Maximum (verändert nach Bishop 1989 und Grobe & Mackensen 1992).

6 Produktivitäts- und Sedimentationsmodell

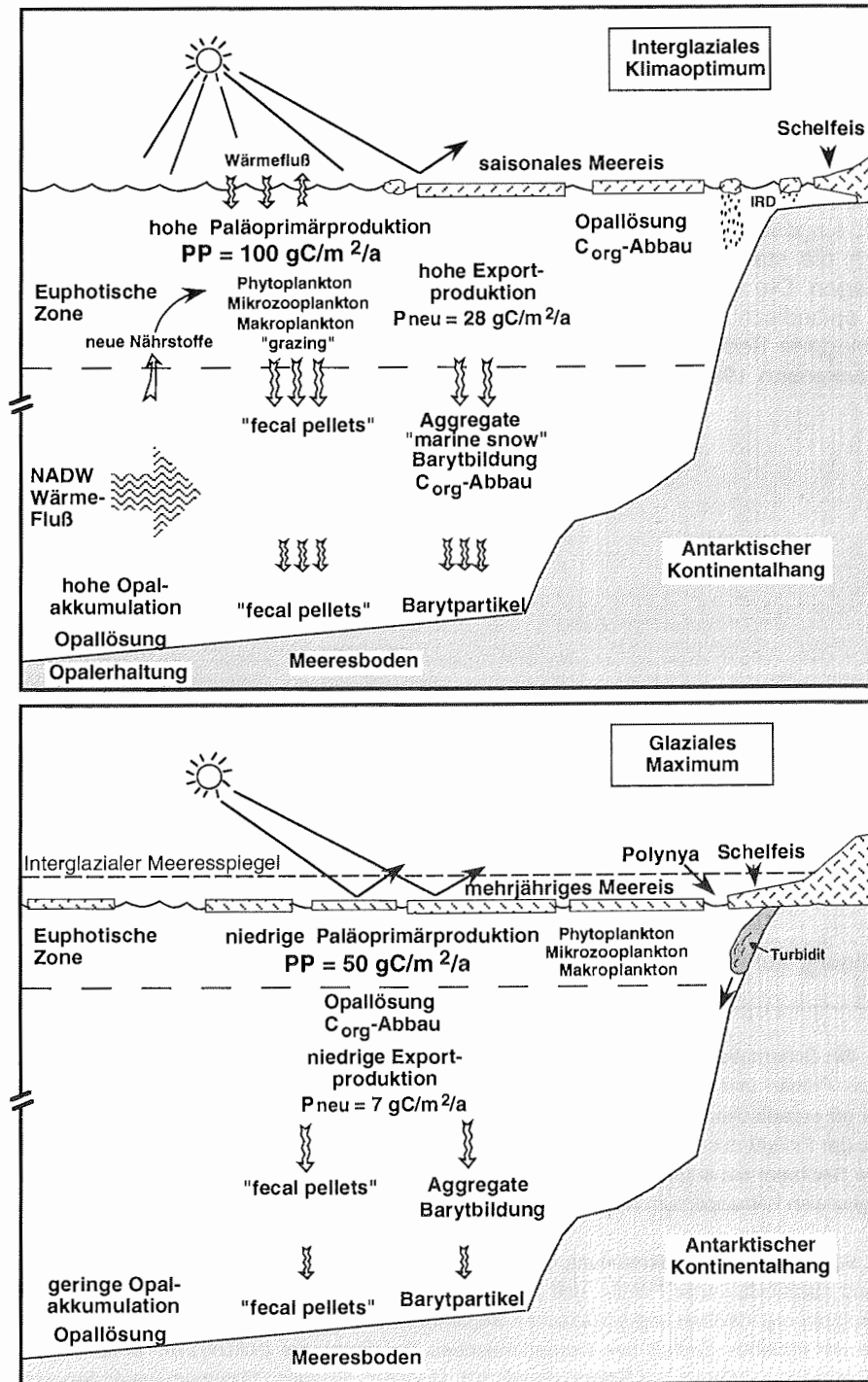


Abb. 49-59. Legende auf der vorhergehenden Seite

## 7 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

1. Die an den Sedimentkernen gemessenen sedimentphysikalischen, sedimentologischen und geochemischen Parameter zeigen deutliche Schwankungen, die den Glazial-Interglazial-Zyklen der letzten 400.000 Jahre zugeordnet werden können.

2. Trotz der Lösungsanfälligkeit kann Biogenopal in Verbindung mit einem weiteren Paläoproduktivitätsindikator wie Barium in hohen südlichen Breiten zur Abschätzung von Paläo- und Exportproduktivitäten genutzt werden. Opalreiche Sedimente finden sich während der Interglaziale 1, 5, 7, 9 und 11. Die hohen Opalgehalte der Klimaoptima lassen eine stark reduzierte Meereisverbreitung und eine maximale Primärproduktion vermuten.

3. Über die Bestimmung des biogenen Bariums und der Barium-Flußraten lassen sich Werte für Paläo- und Exportproduktivität berechnen. Die höchsten Raten wurden im Cosmonautmeer ermittelt. Die Produktivitäten im westlichen und östlichen Weddellmeer sind geringer, wobei insgesamt ein abnehmender Ost-West Trend in den Maxima der Raten zu beobachten ist. Die ermittelten Paläo- und Exportproduktionsraten führen zu dem Schluß, daß das südliche Südpolarmeer, insbesondere der antarktische Kontinentalhang, als Hochproduktionsgebiet gesehen werden muß. Allerdings müssen die sehr hohen Paläo- und Exportproduktionsraten im Hinblick auf den Prozeß der Sedimentumlagerung kritisch betrachtet werden.

4. Der Vergleich der aus Bariumflußraten berechneten Paläoproduktivitätsraten ( $PP_{Ba}$ ) mit den aus  $C_{org}$  berechneten Paläoproduktivitätsraten ( $PP_{C_{org}}$ ) zeigt, daß die  $PP_{C_{org}}$ -Raten deutlich geringer sind. Dieser Befund wird darauf zurückgeführt, daß der organische Kohlenstoff unterhalb der subrezentzen Bereiche vermutlich bis auf ein Minimum abgebaut ist. Dadurch werden bei der Berechnung der Paläoproduktivitätsraten zu niedrige Werte geliefert, so daß sie für die Paläoproduktivitätsbetrachtungen am antarktischen Kontinentalhang nicht verwendet werden können. Die gute Korrelation mit dem Tongehalt kann zudem darauf hinweisen, daß das  $C_{org}$ -Signal kein eindeutiges Produktivitätssignal darstellt, sondern teilweise auf Erhaltung beruht.

5. Im Wechsel der Glazial-Interglazial-Schwankungen traten Änderungen in der Paläo- und Exportproduktivität auf, die auf einen drastischen Rückgang in den Glazialen ( $PP_{Mittelwert} = 49 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ,  $P_{neuMittelwert} = 7 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) und einen "explosionsartigen" Anstieg in den Klimaoptima ( $PP_{Mittelwert} = 101 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ,  $P_{neuMittelwert} = 28 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ) schließen lassen. Da sie in ihrer Höhe den Produktionsraten rezenter Hochproduktionsgebiete nahe kommen, muß für zukünftige Massenbilanzierungen von Opal und Barium der antarktische Kontinentalhang stärker einbezogen werden.

6. Mit Hilfe der Produktivitätsindikatoren Opal und Barium läßt sich ein Produktivitätsmodell für das Untersuchungsgebiet beschreiben, wonach der NADW-Einfluß im südlichen Südatlantik innerhalb des erfaßten Zeitraumes von etwa 400.000 Jahren besonders deutlich während der Klimaoptima der Interglaziale erkennbar ist und hier die Ablagerungsprozesse steuert. Nach

## 7 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

---

den Produktivitätsberechnungen zeigt sich zum einen, daß der Einfluß des NADW-Wärmeflusses in den Interglazialen auf die südlichen Wassermassen relativ schnell wirksam und zudem während der einzelnen Interglaziale wahrscheinlich unterschiedlich stark war. Neben dem Isotopenstadium 1 belegen die Interglaziale 5 (Substadium 5.5) und 7 einen besonders starken NADW-Einfluß.

## 8 Danksagung

---

### 8 Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. D.K. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) für die Vergabe der Arbeit sowie die vielfältige Unterstützung, Herrn Priv. Doz. Dr. R. Stein (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven) für die freundliche Übernahme des Co-Referates. Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. H. Grobe, von dessen Betreuung und Diskussionsbereitschaft ich besonders profitierte.

Zahlreiche Kolleginnen und Kollegen aus dem Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven und aus dem Fachbereich Geowissenschaften in Bremen haben mit Rat und Tat zu dieser Arbeit beigetragen. Besonders erwähnen möchte ich Gerhard Schmiedl, Franz X. Gingele, Claus-Dieter Hillenbrand, Uta Brathauer, Werner U. Ehrmann, Carsten J. Schubert, Uli Zielinski, Christine und Dirk Nürnberg, Seung-II Nam, Andreas Mackensen und Tilo Schöne. Ralph Schneider danke ich für die tatkräftige Unterstützung beim Aufbau der Opalanlage und für die wertvollen Anregungen. Sebastian Gerland schulde ich Dank für die Hilfestellungen beim Messen mit der Dichtemeßbank. Hannes Grobe und Gerd Kuhn überließen mir freundlicherweise unveröffentlichte Daten. Günther Meyer und Norbert Scheele danke ich für die Hilfe beim Messen der Isotope.

Rita Fröhlking, Martina Siebold, Michael Seebeck, Marianne Warnkroß, Ute Bock, der Werkstatt und allen anderen Mitarbeitern des Alfred-Wegener-Institutes, die ihren Anteil zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen haben, sei herzlich gedankt.

Die Besatzungen des Forschungsschiffes "Polarstern" haben durch ihre Arbeit auf mehreren Expeditionen zur Gewinnung des Probenmaterials beigetragen. Vielen Dank!

Meinen Eltern danke ich für das uneingeschränkt entgegengebrachte Vertrauen und die immer spürbare Unterstützung während meiner Ausbildung.

Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Freundin Kathrin Lahmann für die seelische Unterstützung und praktische Hilfe, insbesondere in der Endphase der Arbeit, bedanken.

## 9 LITERATUR

- Abelmann, A. & Gersonde, R. (1991): Biosilicious particle flux in the Southern Ocean. - *Mar. Chem.*, 35: 503-536.
- Anderson, J.B. (1975): Factors controlling CaCO<sub>3</sub> dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - *Mar. Geol.*, 19: 315-332.
- Anderson, J.B., Kurtz, D.D., Domack, E.W. & Balshaw, K.M. (1980): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. - *J. Geol.*, 88: 399-414.
- Anderson, J.B., Brake, C., Domack, E.W., Myers, N. & Singer, J. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental margin. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science*, 387-389, Australian Academy of Science (Canberra).
- Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K. & Froelich, P. (1993): What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments? - *Paleoceanography*, 8(1): 7-21.
- Bareille, G., Labracherie, M., Labeyrie, L., Pichon, J.-J. & Turon, J.-L. (1991): Biogenic silica accumulation rate during the Holocene in the southeastern Indian Ocean. - *Mar. Chem.*, 35: 537-551.
- 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. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*, 377-385, University of Wisconsin Press (Madison, Wisconsin).
- Barker, P.F., Kennett, J.P. et al. (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP LEG 113. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 75-102.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. & Storey, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Ridge region. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.), *The geology of Antarctica*, 17: 215-248, Oxford Science Publications (New York).
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. - *Nature*, 329: 408-414.
- Bathmann, U. (1986): Zooplanktonpopulationen dreier nordatlantischer Schelfe: Auswirkungen abiotischer und biotischer Faktoren. - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 3: 93 S.
- Bathmann, U., Schulz-Baldes, M., Fahrbach, E., Smetacek, V. & Hubberten, H. (1992): Die Expedition Antarktis-IX/1-4 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1990/91. - *Ber. Polarforsch.*, 100: 403 S.
- Berger, W.H. (1976): Biogenous deep sea sediments: production, preservation and interpretation. - In: Riley, J.P. & Chester, R. (Hrsg.), *Chemical oceanography*, 5: 265-388, Academic Press (London, New York, San Francisco).
- Berger, W.H. (1989): Global maps of ocean productivity. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the oceans: Present and past*, 429-455.
- Berger, W.H. (1991): Produktivität des Ozeans aus geologischer Sicht: Denkmodelle und Beispiele. - *Z. dt. geol. Ges.*, 142: 149-178.
- Berger, W.H. & Keir, R.S. (1984): Glacial-Holocene changes in atmospheric CO<sub>2</sub> and the deep-sea record. - In: Hansen, J.E. & Takahashi, T. (Hrsg.), *Climate processes and climate sensitivity*. - *Geophys. Monog. Ser.*, 29: 337-351.
- Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity - An overview. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the oceans: Present and past*, 1-34.
- Bergh, H.W. (1977): Mesozoic sea floor off Dronning Maud Land, Antarctica. - *Nature*, 269: 686-687.



- Bishop, J.K.B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. - *Nature*, 332: 341-343.
- Bishop, J.K.B. (1989): Regional extremes in particulate matter composition and flux: effects on the chemistry of the ocean interior. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the oceans: Present and past*, 117-137.
- Blank, R.G. & Margolis, S.V. (1975): Pliocene climatic and glacial history of Antarctica as revealed by southeast Indian Ocean deep-sea cores. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1058-1066.
- Bohrmann, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 9: 221 S.
- Boyle, E.A. (1988): The role of vertical chemical fractionation in controlling the late Quaternary atmospheric carbon dioxide. - *J. Geophys. Res.*, 92: 2651-2663.
- Boyle, E.A. (1992): Cadmium and  $\delta^{13}\text{C}$  paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum. - *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 20: 245-287.
- Boyle, E.A. (1994): A comparison of carbon isotopes and cadmium in the modern and glacial maximum ocean: Can we account for the discrepancies? - In: Zahn et al. (Hrsg.), *Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change*. - *Nato/ASI Series I*, 17: 105-144, Springer-Verlag (Berlin).
- Brehme, I. (1992): Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres. - *Ber. Polarforsch.*, 110: 127 S.
- Broecker, W.S. & Maier-Reimer, E. (1992): The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea. - *Global Biogeochem. Cycles*, 6: 315-320.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1982): *Tracers in the sea*. - 690 S., Eldigio Press (Palisades, New York).
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1986): Carbon cycle: 1985. Glacial to interglacial changes in the operation of the global carbon cycle. - *Radiocarbon*, 28(2A): 309-327.
- Brumsack, H.J. (1989): Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. - *Geol. Rdsch.*, 78(3): 851-882.
- Burckle, L.H. (1993): Late Quaternary interglacial stages warmer than present. - *Quat. Sci. Rev.*, 12: 825-831.
- Calvert, S.E. (1974): Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. - *SEPM spec. Publ.*, 1: 273-299.
- Calvert, S.E. (1987): Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. - In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (Hrsg.), *Marine petroleum source rocks*, 26: 137-151, (Geological Society).
- Carmack, E.C. & Foster, T.D. (1975): On the flow of 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. (Hrsg.), *A voyage of discovery*, *Deep-Sea Res., Suppl.*, 24: 151-165.
- Chan, L.H., Drummond, D., Edmond, J.M. & Grant, B. (1977): On the barium data from the Atlantic GEOSECS Expedition. - *Deep-Sea Res.*, 24: 613-649.
- Charles, C.D. & Fairbanks, R.G. (1990): Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface water. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. *Nato/ASI Series C*, 308: 519-538, Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Mortlock, R.A. & Morley, J.J. (1991): Biogenic opal in Southern ocean sediments over the last 450,000 years: Implications for surface water chemistry and circulation. - *Paleoceanography*, 6(6): 697-728.

## 9 Literatur

---

- Ciesielski, P.F., Ledbetter, M.T. & Ellwood, B.B. (1982): The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. - *Mar. Geol.*, 46: 1-51.
- Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al. (1991): Preliminary results of subantarctic South Atlantic Leg 114 of the Ocean Drilling Program (ODP). - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological evolution of Antarctica*, 645-650, Cambridge University Press (New York).
- Comiso, J.C. & Gordon, A.L. (1987): Recurring polynyas over the Cosmonaut Sea and the Maud Rise. - *J. Geophys. Res.*, 92(C3): 2819-2833.
- Cooke, D.W. & Hays, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*, 1017-1025, Univ. Wisconsin Press (Madison).
- Curry, W.B. & Crowley, T.J. (1987): The  $\delta^{13}\text{C}$  of equatorial Atlantic surface waters: implications for ice age  $\text{pCO}_2$  levels. *Paleoceanography*, 2(5): 489-517.
- Curry, W.B. & Lohmann, G.P. (1990): Reconstructing past particle fluxes in the tropical Atlantic Ocean. - *Paleoceanography*, 5(4): 487-505.
- Curry, W.B., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L.D. & Shackleton, N.J. (1988): Changes in the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of deep water  $\Sigma\text{CO}_2$  between the last glaciation and the Holocene. - *Paleoceanography*, 3(3): 317-341.
- Deacon, G.E.R. (1979): The Weddell Gyre. - *Deep-Sea Res.*, 26(A): 981-995.
- Deflice, D.R. & Wise, S.W. (1981): Surface lithofacies, biofacies, and diatom diversity patterns as models for delineation of climatic change in the southeast Atlantic Ocean. - *Mar. Micropal.*, 6: 29-70.
- Dehairs, F., Chesselet, R. & Jedwab, J. (1980): Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49: 528-550.
- Dehairs, F., Lambert, C.E., Chesselet, R. & Risler, N. (1987): The biological production of marine suspended barite and the barium cycle in the Western Mediterranean Sea. - *Biogeochemistry*, 4: 119-139.
- Dehairs, F., Goeyens, L., Stroobants, N., Bernard, P., Goyet, C., Poisson, A. & Chesselet, R. (1990): On suspended barite and the oxygen minimum in the Southern Ocean. - *Glob. Biogeochem. Cycles*, 4(1): 85-102.
- Dehairs, F., Stroobants, N. & Goeyens, L. (1991): Suspended barite as a tracer of biological activity in the Southern Ocean. - *Mar. Chem.*, 35: 399-410.
- Dehairs, F., Baeyens, W. & Goeyens, L. (1992): Accumulation of suspended barite at mesopelagic depths and export production in the Southern Ocean. - *Science*, 258: 1332-1335.
- DeMaster, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1715-1732.
- Denton, G.H., Prentice, M.L. & Burckle, L.H. (1991): Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.), *The geology of Antarctica*, 17: 365-433, Oxford Science Publications (New York).
- Drewry, D.J. (1983): The surface of the Antarctic ice sheet, Sheet 2. - In: Drewry, D.J. (Hrsg.), *Antarctica: geological and geophysical folio*, Scott Polar Res. Inst. (Cambridge).
- Drewry, D.J. & Cooper, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. - *Annals Glaciol.*, 2: 117-122.
- Dymond, J., Suess, E. & Lyle, M. (1992): Barium in deep-sea sediments: A geochemical proxy for paleoproductivity. - *Paleoceanography*, 7: 163-181.
- Ehrmann, W.U. (1994): Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 137: 152 S.

- Ehrmann, W.U. & Grobe, H. (1991): Cyclic sedimentation at Sites 745 and 746. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 119: 225-237, Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ehrmann, W.U. & Mackensen, A. (1992): Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 93: 85-112.
- El-Sayed, S.Z. & Taguchi, S. (1981): Primary production and standing crop of phytoplankton along the ice-edge in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, 28(A): 1017-1032.
- Emery, W.J. & Meincke, J. (1986): Global water masses: summary and review. - *Oceanol. Acta*, 9: 383-391.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, 63: 538-578.
- Engel, M.H. & Macko, S.A. (1993): Organic chemistry - Principles and applications. 861 S., Plenum Press, New York, London.
- Fischer, G. Fütterer, D.K., Gersonde, R., Honjo, S., Ostermann, D. & Wefer, G. (1988): Seasonal variability of particle flux in the Weddell Sea and its relation to ice cover. - *Nature*, 335: 426-428.
- Fisher, K., Dymond, J. & Lyle, M. (1986): The benthic cycle of copper: Evidence from sediment trap experiments in the eastern tropical North Pacific Ocean. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 1535-1543.
- Foldvik, A. & Gammelsrød, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 67: 3-17.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T. & Tørresen, T. (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. - In: Jacobs, S.S. (Hrsg.): *Oceanology of the Antarctic continental shelf*. - *Antarct. Res. Ser.*, 43: 5-20.
- Foster, T.D. (1972): Haline convection in leads and polynyas. - *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 462-469.
- Foster, T.D. & Carmack, E.C. (1976): Temperature and salinity structure in the Weddell Sea. - *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 36-44.
- Francois, R., Honjo, S., Manganini, S.J. & Ravizza, G.E. (im Druck): Biogenic barium fluxes to the deep-sea: implications for paleoproductivity reconstruction. - *Global Biogeochem. Cycles*.
- Frank, M., Eisenhauer, A., Bonn, W.J., Walter, P., Grobe, H., Kubik, P.W., Dittrich-Hannen, B. und Mangini, A. (eingereicht): Sediment redistribution versus paleoproductivity change: Weddell Sea Margin sediment stratigraphy for the last 250,000 years deduced from  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ ,  $^{10}\text{Be}$  and biogenic barium profiles. - *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Fryxell, G.A. (1989): Marine phytoplankton at the Weddell Sea ice edge: seasonal changes at the specific level. - *Polar Biol.*, 10: 1-18.
- Fütterer, D.K. (1984): Die Expedition Antarktis-II mit FS "Polarstern" 1983/84. - *Ber. Polarforsch.*, 18: 192 S.
- Fütterer, D.K. & Schrems, O. (1991): Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7. - *Ber. Polarforsch.*, 90: 231 S.
- Fütterer, D.K., Grobe, H. & Grünig, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, 3(5): 551-561.
- Gammelsrød, T. & Slotsvik, N. (1981): Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80. - *Polarforschung*, 51: 101-111.
- Gealy, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: Winterer, E.L. et al. (Hrsg.): *Init. Repts DSDP*, 7: 1081-1104; U.S. Govt. Printing Office (Washington).

## 9 Literatur

---

- Gerland, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. - Ber. Polarforsch., 123: 130 S.
- Gersonde, R. & Wefer, G. (1987): Sedimentation of biogenic siliceous particles in Antarctic waters from the Atlantic sector. - Mar. Micropal., 11: 311-332.
- Gingele, F.X. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - Ber. Fachber. Geowiss. Bremen, 26: 215 S.
- Gingele, F.X. & Dahmke, A. (1994): Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. - Paleoceanography, 9(1): 151-168.
- Gleitz, M., Bathmann, U.V. & Lochte, K. (1994): Build-up and decline of summer phytoplankton biomass in the eastern Weddell Sea, Antarctica. - Polar Biol., 14: 413-422.
- Gloersen, P., Campbell, W.J., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L. & Zwally, H.J. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. - NASA SP-511, Nation. Aeronaut. Space Admin. (Washington).
- Goodell, H.G., Watkins, N.D., Mather, T.T. & Koster, S. (1968): The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 5: 41-62.
- Gordon, A.L. (1981): Seasonality of Southern Ocean sea ice. - J. Geophys. Res., 86: 4193-4197.
- Gordon, A.L. (1982): Weddell Deep Water variability. - J. Mar. Res. Suppl., 40: 199-217.
- Gordon, A.L. (1988): Spatial and temporal variability within the Southern Ocean. - In: Sarhage, D. (Hrsg.), Antarctic Ocean and resources variability, 41-56.
- Gordon, A.L. & Comiso, J.C. (1988): Polynyas in the Southern Ocean. - Sci. American, 256: 90-97.
- Gordon, A.L. & Goldberg, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic waters. - Am. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser., 13: 1-5.
- Gordon, A.L., Martinson, D.G. & Taylor, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby-Basin. - Deep-Sea Res., 28(A): 151-163.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - Ber. Polarforsch., 27: 121 S.
- Grobe, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - Polarforschung, 57: 123-126.
- Grobe, H. & Mackensen, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - Antarct. Res. Ser., 56: 349-376.
- Grobe, H., Fütterer, D.K., Hubberten, H.W., Kuhn, G. & Mackensen, A. (1993): Zur Entwicklung der spätquartären Sedimentfazies im Südpolarmeer. - Z. dt. geol. Ges., 144: 330-351.
- Grünig, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - Ber. Polarforsch., 75: 196 S.
- Hellmer, H.H. & Bersch, M. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - Ber. Polarforsch., 26: 115 S.
- Hillenbrand, C.-D. (1994): Spätquartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des nordöstlichen Bellingshausen-Meeres (Antarktis). - Diplomarbeit, unveröff., 124 S.
- Hinz, K. & Krause, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: seismic sequences, structural elements, and geological development. - Geol. Jb., E23: 17-41.
- Hodell, D.A. (1993): Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the Southern Ocean: Ocean Drilling Program hole 704A. - Paleoceanography, 8(1): 47-67.
- Howard, W.R. & Prell, W.L. (1994): Late Quaternary CaCO<sub>3</sub> production and preservation in the Southern Ocean: Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling. - Paleoceanography, 9(3): 453-482.

- Huybrechts, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. - *Ber. Polarforsch.*, 99: 241 S.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., MacIntyre, A., Mix, A.C., Moreley, N., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. - In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (Hrsg.), *Milankovitch and climate*. 269-305, D. Reidel, Hingham, Mass.
- Imbrie, J., McIntyre, A. & Mix, A. (1989): Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary: Observational and experimental strategies. - In: Berger, A. et al. (Hrsg.): *Climate and Geosciences*, 285: 121-164.
- Jansen, J.H.F. & Van der Gaast, S.J. (1988): Accumulation and dissolution of opal in Quaternary sediments of the Zaire deep-sea fan (northeastern Angola Basin). - *Mar. Geol.*, 83: 1-7
- Johnson, G.L., Vanney, J.-R. & Hayes, D. (1982): The Antarctic continental shelf. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*, 995-1002, University of Wisconsin Press (Madison, Wisconsin).
- Johnson, G.L., Vanney, J.-R., Drewry, D.J. & Robin, G. de Q. (1983): General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000, 5-18; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- King, E.C. & Barker, P.F. (1988): The margins of the South Orkney Microcontinent. - *J. Geol. Soc.*, 145: 317-331.
- Koblents-Mishke, O.J., Volkovinsky, V.V. & Kabanova, Y.G. (1970): Plankton primary production of the world ocean. - In: Wooster, W.S. (Hrsg.), *Scientific exploration of the South Pacific*. 183-193, National Academy of Sciences (Washington).
- Kottmeier, C. & Fahrbach, E. (1989): Wechselwirkung zwischen Wasser, Eis und Luft in der antarktischen Küstenzone. - *Promet*, 19: 15-22.
- Kristoffersen, Y. & Hinz, K. (1991): Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological evolution of Antarctica*, 225-230, Cambridge University Press (New York).
- Kuhn, G., Ehrmann, W.U., Melles, M., Schmiedl, G. & Hambrey, M.J. (1992): Glaciomarine sedimentary processes in the Weddell Sea and Lazarev Sea, Antarctica. - In: Bathmann, U., Schulz-Baldes, M., Fahrbach, E., Smetacek, V. & Hubberten, H. (1992): *Die Expedition Antarktis-IX/1-4 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1990/91*. - *Ber. Polarforsch.*, 100: 223-244.
- Kvasov, D.D. & Verbitsky, M.Ya. (1981): Causes of Antarctic glaciation in the Cenozoic. - *Quat. Res.*, 15: 1-17.
- LaBrecque, J.L., Rabinowitz, P.D. & Brenner, C. (1983): General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000, 5-16; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- Lawver, L.A., Sclater, J.G. & Meinke, L. (1985): Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. - *Tectonophysics*, 114: 233-254.
- Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T. & Scotese, C.R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margins. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological evolution of Antarctica*, 533-539, Cambridge University Press (New York).
- Lea, D.W. & Boyle, E.A. (1989): Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom water composition. - *Nature*, 338: 751-753.
- Lea, D.W. & Boyle, E.A. (1990): Foraminiferal reconstructions of barium distributions in water masses of the glacial oceans. - *Paleoceanography*, 5(5): 719-742.
- Ledford-Hoffman, P.A., DeMaster, D.J. & Nittrouer, C.A. (1986): Biogenic-silica accumulation in the Ross Sea and the importance of Antarctic continental shelf deposits in the marine silica budget. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2099-2110.

## 9 Literatur

---

- Leinen, M., Cwienk, D., Heath, G.R., Biscaye, P.E., Kolla, V., Thiede, J. & Dauphin, J.P. (1986): Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. - *Geology*, 14: 199-203.
- Lisitzin, A.P. (1972): Sedimentation in the World Oceans. - *SEPM Spec. Publ.*, 17: 1-218.
- Lisitzin, A.P. (1985): The silica cycle during the last ice age. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 50: 241-270.
- Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J. & Letreut, H. (1990): The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. - *Nature*, 347: 139-145.
- Lyle, M., Murray, D.W., Finney, B.P., Dymond, J., Robbins, J.M. & Brooksforce, K. (1988): The record of Late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. - *Paleoceanography*, 3(1): 39-59.
- Mackensen, A. & Ehrmann, W.U. (1992): Middle Eocene through Early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: Stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. - *Mar. Geol.*, 108: 1-27.
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten, H.-W., Spiess, V. & Fütterer, D.K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - *Mar. Geol.*, 87: 315-321.
- Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G. & Fütterer, D.K. (1990): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential. - *Mar. Micropal.*, 16: 241-283.
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten, H.-W. & Kuhn, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the  $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. - In: Zahn et al. (Hrsg.), *Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change*. - *Nato/ASI Series I*, 17: 105-144, Springer-Verlag (Berlin).
- Martin, J. & Knauer, G.A. (1973): The chemical composition of plankton. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 1639-1653.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Jr. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating on the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-years chronostratigraphy. - *Quat. Res.*, 27: 1-29.
- Maus, B. (1993): Plio-Pleistozäne Sedimentation im Randbereich des Ritscher-Canyons, westlich des Gunnerus-Rückens (Ostantarktis). - *Diplomarbeit*, unveröff., 123 S.
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläoozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 81: 190 S.
- Mix, A. (1989): Influence of productivity variations on long-term atmospheric  $\text{CO}_2$ . - *Nature*, 337: 541-544.
- Mortlock, R.A., Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Saltzman, J., Hays, J.D. & Burckle, L.H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. - *Nature*, 351: 220-223.
- Müller, P.J. & Schneider, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.*, 40(3): 425-444.
- Müller, P.J. & Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. - *Deep-Sea Res.*, 26(A): 1347-1362.
- Munsell Soil Color Charts (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 S.
- Murray, R.W., Leinen, M. & Isern, A.R. (1993): Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific Ocean: evidence for increased productivity during glacial periods. - *Paleoceanography*, 8(5): 651-670.
- Nelson, D.M. & Gordon, L.I. (1982): Production and pelagic dissolution of biogenic silica in the Southern Ocean. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 491-501.

- Nelson, D.M. & Smith, W.O., Jr. (1986): Phytoplankton bloom dynamics of the western Ross Sea ice edge - II. Mesoscale cycling of nitrogen and silicon. - *Deep-Sea Res.*, 33(10): 1389-1412.
- Nürnberg, C.C. (1995): Bariumfluß und Sedimentation im südlichen Südatlantik - Hinweise auf Produktivitätsänderungen im Quartär. - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, (im Druck).
- Olbers, D., Gouretski, V., Seiß, G. & Schröter, J. (1992): Hydrographic atlas of the Southern Ocean. - Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Oppo, D.W. & Fairbanks, R.G. (1987): Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern hemisphere modulation of the Southern Ocean. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 1-15.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. & Gordon, A.L. (1990): Late Pleistocene Southern Ocean  $\delta^{13}\text{C}$ . - *Paleoceanography*, 5(1): 43-54.
- Oppo, D.W. & Rosenthal, Y. (1994): Cd/Ca changes in a deep Cape Basin core over the past 730,000 years: Response of circumpolar deepwater variability to northern hemisphere ice sheet melting? - *Paleoceanography*, 9(5): 661-676.
- Orsi, A.H. (1993): On the extent and frontal structure of the Antarctic circumpolar current. - Dissertation, Texas A&M University.
- Orsi, A.H., Worth, D.N.J. & Whitworth, T., III (1993): On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. - *Deep-Sea Res.*, 40(1): 169-203.
- Oskierski, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazialmariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres. - *Ber. Polarforsch.*, 47: 132 S.
- Pankhurst, R.J., Storey, B.C. & Millar, I.L. (1991): Magmatism related to the break-up of Gondwana. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological evolution of Antarctica*, 573-579, Cambridge University Press (New York).
- Pichon, J.-J., Bareille, G., Labracherie, M., Labeyrie, L.D., Baudrimont, A. & Turon, J.-L. (1992): Quantification of the biogenic silica dissolution in the Southern Ocean sediments. - *Quat. Res.*, 37: 361-378.
- Pudsey, C.J., Murray, J.W. & Ciesielski, P.F. (1987): Late Pliocene to Quaternary sedimentation on the South Orkney shelf. - *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, 77: 81-97.
- Pudsey, C.J., Barker, P.F. & Hamilton, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments a record of Antarctic Bottom Water flow. - *Mar. Geol.*, 81: 289-314.
- Quéguiner, B., Tréguer, P. & Nelson, D.M. (1991): The production of biogenic silica in the Weddell and Scotia seas. - *Mar. Chem.*, 35: 449-459.
- Riemann, F., Tendal, O.S. & Gingele, F.X. (1993): *Reticulammina antarctica* nov. spec. (Xenophyophora, Protista) from the Weddell Sea, and aspects of the nutrition of xenophyophores. - *Polar Biol.*, 13: 543-547.
- Riley, J.P. & Roth, I. (1971): The distribution of trace elements in some species of phytoplankton grown in culture. - *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, 51: 63-72.
- Robin, G. de Q. (1988): The Antarctic ice sheet, its history and response to sea level and climatic changes over the past 100 million years. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 31-50.
- Romankevich, E.A. (1984): *Geochemistry of organic matter in the ocean*. - 334 S., Berlin (Springer Verlag).
- Ropelewski, C.F. (1983): Spatial and temporal variations in Antarctic sea-ice (1973-82). - *J. Clim. Appl. Met.*, 22: 470-473.
- Rösler, H.J. & Lange, H. (1972): *Geochemical tables*, 468 S., Elsevier (New York).

## 9 Literatur

---

- Ruddiman, W.F. & Janecek, T.R. (1989): Pliocene-Pleistocene biogenic and terrigenous fluxes at Equatorial Atlantic Sites 662, 663, and 664. - In: Sarnthein, M., Ruddiman, W. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, 108: 211-228, Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Sakshaug, E. & Holm-Hansen, O. (1984): Factors governing pelagic production in polar oceans. - In: Holm-Hansen, O., Bolis, L. & Gilles, R. (Hrsg.), Marine phytoplankton and productivity. Lecture notes on coastal and estuarine studies, 8: 1-18, Springer-Verlag (Berlin).
- Sarnthein, M., Winn, K. & Zahn, R. (1987): Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO<sub>2</sub> and climatic change during deglaciation times. - In: Berger, W.H. & Labeyrie, L. (Hrsg.), Abrupt climatic change, Riedel Publ., Dordrecht, 311-337.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C. & Fontugne, M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO<sub>2</sub>-reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. - *Paleoceanography*, 3: 361-399.
- Sarnthein, M., Pflaumann, U., Ross, R., Tiedemann, R. & Winn, K. (1992): Transfer functions to reconstruct ocean paleoproductivity: a comparison. - In: Summerhayes, C.P., Prell, W.L. & Emeis, K. (Hrsg.), Upwelling systems: evolution since the early Miocene. - Geol. Soc. Spec. Publ., 64: 411-427.
- Scharek, R. (1991): Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr. - Ber. Polarforsch., 94: 195 S.
- Scharek, R., Smetacek, V., Fahrbach, E., Gordon, L.I., Rohardt, G. & Moore, S. (1994): The transition from winter to early spring in the eastern Weddell Sea, Antarctica: Plankton biomass and composition in relation to hydrography and nutrients. - *Deep-Sea Res.*, 41(8): 1231-1250.
- Schlüter, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. Geochemische Analyse und Modellierung. - Ber. Polarforsch., 73: 156 S.
- Schmiedl, G. (1990): Quartäre Sedimentationsprozesse in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres westlich des Gunnerus-Rückens, Ost-Antarktis. - Diplomarbeit, unveröff., 113 S.
- Schmiedl, G. (1995): Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen. - Ber. Polarforsch., 160: 207 S.
- Schmitz, B. (1987): Barium, equatorial high productivity, and the northward wandering of the Indian continent. - *Paleoceanography*, 2(1): 63-77.
- Schneider, R. (1991): Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms. - Ber. Fachber. Geowiss. Bremen, 21: 198 S.
- Schrader, H.J. & Schütte, G. (1981): Marine diatoms. - In: Emiliani, C. (Hrsg.), The sea, 7: 1179-1232.
- Schubert, C.J. (1995): Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität. - Ber. Polarforsch. (im Druck).
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10,000 year and 100,000 year time scale. - *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- Shepard, F.P. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sed. Pet.*, 24(3): 151-158.
- Shimmield, G., Derrick, S., Mackensen, A., Grobe, H. & Pudsey, C. (1994): The history of barium, biogenic silica and organic carbon accumulation in the Weddell Sea and Antarctic Ocean over the last 150,000 years. - In: Zahn et al. (Hrsg.), Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change. - Nato/ASI Series I, 17: 555-574, Springer-Verlag (Berlin).



- Smetacek, V.S. (1985): Role of sinking in diatom life-history cycles: ecological, evolutionary and geological significance. - *Mar. Biol.*, 84: 239-251.
- Smetacek, V.S., Scharek, R., Gordon, L.I., Eicken, H., Fahrbach, E., Rohardt, G. & Moore, S. (1992): Early spring phytoplankton blooms in ice platelet layers of the southern Weddell Sea, Antarctica. - *Deep-Sea Res.*, 39(2): 153-168.
- Stax, R. (1994): Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum. - *Ber. Fachber. Geowiss. Bremen*, 47: 150 S.
- Stein, R. (1986): Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. - In: Degens, E.T., Meyers, A. & Brassel, S.C. (Hrsg.), *Biochemistry of black shales*. - *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 60: 55-70.
- Stein, R. (1990): Organic carbon content/sedimentation rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments. - *Geo-Mar. Lett.*, 10: 37-44.
- Stein, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments. - *Lect. Notes Earth Sci.*, 34: XIII, 217 S.
- Stein, R. & Stax, R. (1991): Late Quaternary organic carbon cycles and paleoproductivity in the Labrador Sea. - *Geo-Mar. Lett.*, 11: 90-95.
- Stroobants, N., Dehairs, F., Goeyens, L., Vanderheijden, N. & Van Grieken, R. (1991): Barite formation in the Southern Ocean water column. - *Mar. Chem.*, 35: 411-421.
- Subba Rao, D.V. & Platt, T. (1984): Primary production of Arctic water. - *Polar Biol.*, 3: 191-201.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans- surface productivity and oxygen utilization. - *Nature*, 288: 260-263.
- Taylor, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1273-1285.
- Tchernia, P. & Jeannin, P.F. (1984): Circulation in Antarctic waters as revealed by iceberg tracks 1972-1983. - *Polar Rec.*, 22: 263-269.
- Tendal, O.S. (1972): A monograph of the *Xenophyophoria* (Rhizopoda, Protozoa). - *Galathea Resp.*, 12.
- Tessensohn, F. (1979): Mineralische Ressourcen der Antarktis und ihre mögliche Nutzung. *Metall*, 53:881-885.
- Tréguer, P. & Van Bennekom, A.J. (1991): The annual production of biogenic silica in the Antarctic Ocean. - *Mar. Chem.*, 35: 477-487.
- Tréguer, P., Kamatani, A., Gueneley, S. & Quéguiner, B. (1989): Kinetics of dissolution of Antarctic diatom frustules and the biogeochemical cycle of silicon in the Southern Ocean. - *Polar Biol.*, 9: 397-403.
- Van Andel, T.H., Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic tectonics, sedimentation and paleoceanography of the central equatorial Pacific. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 143: 1-134.
- Van Bennekom, A.J., Berger, G.W., Van der Gaast, S.J. & DeVries, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic sector). - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 19-30.
- Van Bennekom, A.J., Fred Jansen, J.H., Van der Gaast, S.J., Van Iperen, J.M. & Pieters, J. (1989): Aluminium-rich opal: an intermediate in the preservation of biogenic silica in the Zaire (Congo) deep-sea fan. - *Deep-Sea Res.*, 36(2): 173-190.
- Von Breymann, M.T., Emeis, K.-C. & Camerlenghi, A. (1990): Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area: Results from ODP Sites 680, 682, 685 and 688. - In: Suess, E., Von Huene, R. et al. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 112: 491-503, Ocean Drilling Program (College Station, TX).

## 9 Literatur

---

- Von Breymann, M.T., Emeis, K.-C. & Suess, E. (1992): Water depth and diagenetic constraints on the use of barium as a paleoproductivity indicator. - In: Summerhayes, C.P., Prell, W.L. & Emeis, K.C. (Hrsg.), *Upwelling systems: Evolution since the early Miocene*. - Geol. Soc. Spec. Pub., 64: 273-284.
- Weber, L.H., El-Sayed, S.Z. & Hampton, I. (1986): The variance spectra of phytoplankton, krill and water temperature in the Antarctic Ocean south of Africa. - *Deep-Sea Res.*, 33(19): 1327-1343.
- Weber, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 109: 165 S.
- Wefer, G. (1985): Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen. - *Geol. Jb.*, A82: 3-111.
- Wefer, G. (1991): Stofftransport zum Meeresboden: Eine Übersicht. - *Naturwissenschaften*, 78: 1-6.
- Wefer, G. & Berger, W.H. (1991): Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. - *Mar. Geol.*, 100: 207-248.
- Wefer, G. & Fischer, G. (1991): Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. - *Mar. Chem.*, 35: 597-613.
- Wefer, G., Suess, E., Balzer, W., Liebezeit, G., Müller, P.J., Ungerer, C.A. & Zenk, W. (1982): Fluxes of biogenic components from sediment trap deployment in circumpolar waters of the Drake Passage. - *Nature*, 299: 145-147.
- Wefer, G., Fischer, G., Fütterer, D.K. & Gersonde, R. (1988): Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. - *Deep-Sea Res.*, 35: 891-898.
- Wefer, G., Fischer, G., Fütterer, D.K., Gersonde, R., Honjo, S. & Ostermann, D. (1990): Particle sedimentation and productivity in Antarctic waters of the Atlantic sector. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. Nato/ASI Series C, 308: 363-379, Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Whitworth, T., III (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - *Oceanus*, 31: 53-58.
- Whitworth, T., III & Nowlin, W.D., Jr. (1987): Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. - *J. Geophys. Res.*, 92(C6): 6462-6476.
- Wilson, D.L., Smith, W.O. & Nelson, D.M. (1986): Phytoplankton bloom dynamics of the Western Ross Sea Ice Edge- I Primary productivity and species - Specific Production. - *Deep-Sea Res.*, 33:1375-1387.
- Wright, R., Anderson, J.B. & Fisco, P.P. (1983): Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica. - In: Molnia, B.F. (Hrsg.): *Glacial-marine sedimentation*, 265-300, Plenum Press (New York).
- Zielinski, U. (1993): Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen. - *Ber. Polarforsch.*, 126: 148 S.
- Zwally, H.J., Comiso, J.C. & Gordon, A.L. (1985): Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects. - In: Jacobs, S.S. (Hrsg.): *Oceanology of the Antarctic continental shelf*. - *Antarct. Res. Ser.*, 43: 203-226.

## 10 Anhang

### 10.1 Material

#### 10.1.1 Probenmaterial und Lage der Kernpositionen

Für die hier durchgeführte Arbeit stand Probenmaterial zur Verfügung, welches während mehrerer Forschungsfahrten mit FS "Polarstern" gewonnen wurde (Tab. 6). Die Positionen der ausgewählten Sedimentkerne (Schwerefotkerne) liegen im westlichen Weddellmeer südlich der Süd-Orkney-Inseln, im östlichen Weddellmeer im Bereich der Atka Bucht, entlang zweier hangnormaler S-N Profile im Lazarevmeer westlich des Astrid-Rückens und im Cosmonautmeer östlich des Gunnerus-Rückens. An den Sedimentkernen des Lazarevmeeres wurden die im folgenden vorgestellten Methoden durchgeführt. An weiteren ausgewählten Kernen (PS1375, PS1506, PS1575, PS1648, PS1821) wurden sedimentphysikalische Parameter, Opal- und Bariumgehalte bestimmt (s. Tab. 1, Kap. 4).

Tab. 6: Liste der bearbeiteten Sedimentkerne (Schwerefotkerne).

Station	Fahrt- abschnitt	Kern- gewinn [m]	Breite [°]	Länge [°]	Wasser- tiefe [m]	Proben- zahl	Geogr. Bereich
PS1373	ANT IV/3	9,00	72° 09,0' S	17° 06,0' W	1750	102	Weddell-See
PS1506	ANT V/4	11,50	68° 44,0' S	05° 51,0' W	2426	144	Weddell-See
PS1575	ANT VI/3	8,52	62° 51,0' S	43° 20,1' W	3461	130	Weddell-See
PS1648	ANT VI/3	8,63	69° 44,4' S	06° 31,5' W	2529	88	Weddell-See
PS1821	ANT VIII/6	15,87	67° 03,9' S	37° 28,8' E	4027	145	Cosmonaut-See
PS2037	ANT IX/3	3,58	69° 42,5' S	06° 16,9' E	1633	41	Lazarev-See
PS2038	ANT IX/3	12,69	69° 21,2' S	06° 17,1' E	1630	136	Lazarev-See
PS2039	ANT IX/3	11,50	69° 01,4' S	06° 13,7' E	2070	120	Lazarev-See
PS2040	ANT IX/3	12,67	68° 50,5' S	06° 14,1' E	2625	141	Lazarev-See
PS2044	ANT IX/3	4,08	69° 46,4' S	00° 59,9' E	783	35	Lazarev-See
PS2045	ANT IX/3	10,48	69° 41,0' S	00° 55,6' E	1392	118	Lazarev-See
PS2046	ANT IX/3	7,09	69° 37,3' S	01° 02,5' E	1792	78	Lazarev-See
PS2047	ANT IX/3	3,24	69° 29,4' S	01° 12,7' E	2457	34	Lazarev-See
PS2049	ANT IX/3	2,19	69° 05,2' S	00° 53,4' E	3302	24	Lazarev-See
PS2050	ANT IX/3	1,80	68° 46,1' S	00° 52,3' E	3906	21	Lazarev-See
PS2055	ANT IX/3	10,79	68° 17,4' S	06° 14,9' E	3604	111	Lazarev-See
PS2056	ANT IX/3	4,74	68° 44,6' S	06° 08,9' E	3097	54	Lazarev-See

### 10.2 Probenaufbereitung, Methodik und Berechnungen

Auf die Beschreibung der Standarduntersuchungen (Herstellung von Radio-graphien, Wassergehalts-, Karbonat und  $C_{org}$ -Bestimmung, Dichtemessung

mit dem Pyknometer und die Bestimmung des IRD-Gehaltes) sowie Standardberechnungen, wie sie am AWI vorgenommen werden, soll an dieser Stelle verzichtet werden, da die Methoden und die verwendeten Formeln bereits in vorangegangenen Arbeiten ausführlich beschrieben wurden (u.a. Grobe 1986, Melles 1991, Weber 1992). In den folgenden Kapiteln werden nur von den Standarduntersuchungen abweichende Methoden beschrieben.

### 10.2.1 Messung und Berechnung sedimentphysikalischer Parameter

#### FEUCHTRAUMDICHTEBESTIMMUNG MIT HILFE VON GAMMASTRAHLEN-ABSORPTION

An den noch ungeöffneten Sedimentkernen wurde die Feuchtraumdichte des Sediments mit einem am AWI entwickelten Dichtemeßsystem (DMS) mittels Gammastrahlen-Absorption gemessen und ausgewertet. Es handelt sich um ein automatisches, hochauflösendes Meßverfahren, welches auf der Absorption von Gammastrahlen ( $\text{Cs}^{137}$ ) beruht, die von einer radioaktiven Quelle ausgestrahlt werden (Gerland 1993). Beim Durchdringen des Sedimentmaterials wird der etwa 4 mm breite Gammastrahl in Abhängigkeit von der Sedimentdichte abgeschwächt. Die ankommende Reststrahlung wird von einem Strahlendetektor gemessen und zur Anfangsintensität in Beziehung gesetzt, woraus man auf die Dichte des durchstrahlten Sediments schließen kann. Diese Methode ermöglicht neben den konventionellen Verfahren eine relativ zerstörungsfreie Bestimmung der Feuchtraumdichte bei gleichzeitig hoher Auflösung und Meßgenauigkeit. Der physikalische Zusammenhang zur Absorption von Gamma-Strahlen in marinen Sedimenten ist in Gerland (1993) beschrieben. Die am AWI verwendete konventionelle Methode zur Bestimmung der Feuchtraumdichte ist ausführlich in Melles (1991) und Weber (1992) behandelt.

Die Feuchtraumdichtenbestimmung über die Gamma-Absorption kann auch an bereits geöffneten Schwerelotkernen (Halbkernen) erfolgen (PS1575, PS1648, PS2056). Bei der Halbkernmessung ist jedoch zu beachten, daß der Durchmesser/Distanzmessung nicht mehr mit der Durchmessereneinheit (DMU) bestimmt werden kann. Als Distanzwert für die Ermittlung der Dichtedaten wird daher ein fixer Wert von 0,52 mm verwendet. Ansonsten werden die Dichtewerte wie bei der Messung an Vollkernen berechnet. Untersuchungen von Gerland (1993) ergaben geringfügig höhere Dichtedaten bei der Vollkernmessung, die möglicherweise auf Verdunstungseffekte des Porenwassers oder auch auf mögliche Fehler bei der Durchmesserwahl zurückgeführt werden können.

BERECHNUNG SEDIMENTOLOGISCHER UND SEDIMENTPHYSIKALISCHER PARAMETER  
Über Gleichungen von Gealy (1971) und Ruddiman & Janecek (1989) wurden die sedimentphysikalischen Parameter Korndichte, Feuchtraumdichte, Trokendichte und Porosität errechnet. Die Herleitung der unten aufgeführten Formeln sind u.a. in Melles (1991) und Weber (1992) zu finden.

Gegeben:	Md [g]	Masse der Trockenprobe (Trockengewicht [g])
	Mw [g]	Masse des evaporierten Wassers (Naßgewicht [g]-Trockengewicht [g])
	Vd [cm <sup>3</sup> ]	Volumen der Trockenprobe

und

$$\text{Dichte Salz } \rho_s = 2,1 \text{ [g/cm}^3\text{]}$$

$$\text{Dichte Porenlösung } \rho_{ws} = 1,024 \text{ [g/cm}^3\text{]} \text{ (T = 23 }^\circ\text{C, Salzgehalt = 35 \%)}$$

daraus ergeben sich folgende Größen:

$$\text{H}_2\text{O (\%)} = \frac{\text{Naßgewicht} - \text{Trockengewicht}}{\text{Naßgewicht}} \cdot 100$$

$$\text{Ms [g]} = \frac{\text{Mw}}{0,965} - \text{Mw} = \text{Masse des Salzes}$$

$$\text{Vs [cm}^3\text{]} = \frac{\text{Ms}}{2,1} = \text{Volumen des Salzes}$$

$$\text{Vws [cm}^3\text{]} = \frac{\text{Ms} + \text{Mw}}{1,024} = \text{Volumen der Porenlösung}$$

daraus folgt:

$$\text{Porosität } \Phi = \frac{\text{Vws}}{\text{Vd} - \text{Vs} + \text{Vws}} \cdot 100 \quad (6)$$

$$\text{Feuchtraumdichte } \rho_{wbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{\text{Md} + \text{Mw}}{\text{Vd} - \text{Vs} + \text{Vws}} \quad (7)$$

$$\text{Korndichte } \rho_{gd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{\text{Md} - \text{Ms}}{\text{Vd} - \text{Vs}} \quad (8)$$

### 10.2.2 Bestimmung von Karbonat- und organischem Kohlenstoffgehalt

Die Gehalte an karbonatisch und organisch gebundenem Kohlenstoff wurden mit einem CS-125 (Carbon Sulphur Determinator, Leco Corporation, Modell 788-400) gemessen. Zur direkten Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehaltes ( $C_{ges}$ ) einer Probe wurden etwa 150 mg des feingemahlten Probenmaterials im Hochfrequenz-Induktionsofen des CS-125 bei ca. 1600 °C verbrannt. Beim Verbrennen wird der Kohlenstoffgehalt der Probe in CO<sub>2</sub> überführt, das in einer Infrarotzelle gemessen wird. Die Meßergebnisse werden mit Hilfe der Kalibrationsfaktoren zuvor gemessener Standards von einem Mikroprozessor umgerechnet und als Gesamtkohlenstoffgehalt in Gew.% angegeben. Nach Melles (1991) ist beim CS-125 in einem Meßbereich von 0 bis 1,3 Gew.% mit einem Meßfehler von ca. ±0,05 Gew.% zu rechnen. Um den organisch gebundenen Kohlenstoff zu bestimmen wird an einer jeweils zuge-

hörigen Parallelprobe der karbonatisch gebundene Kohlenstoff mit konzentrierter Salzsäure abgeraucht (2 Std. bei 250 °C). Der verbliebene Kohlenstoff wird als organisch gebundener Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) betrachtet und in der oben beschriebenen Weise auch für  $C_{org}$  verfahren. Der zu ermittelnde anorganische Kohlenstoffanteil wurde nach Gleichung (9) berechnet:

$$C_{carb} = C_{ges} - C_{org} \quad (9)$$

Unter der Voraussetzung, daß der anorganische Kohlenstoff rein als Kalziumkarbonat vorliegt, muß das Ergebnis aus Gleichung 9 mit einem stöchiometrischen Faktor multipliziert werden:

$$CaCO_3 = C_{carb} \cdot 8,33 \quad (10)$$

### 10.2.3 Messung und Berechnung des Biogenopalgehaltes

Für die Bestimmung von Opal werden in der Literatur unterschiedliche Verfahren beschrieben (s. Bohrmann 1988, Schlüter 1990). Keine dieser Methoden bietet eine allgemeine, auf unterschiedliche Sedimenttypen anwendbare Analysetechnik. Dies ist auf der amorphen Struktur und der Spannbreite der physikochemischen Eigenschaften von biogenem Opal und dem gemeinsamen Vorkommen mit anderen silikatischen Mineralkomponenten begründet, die die materialspezifische Definition von Opal erschweren. Die Unterschiede, Einschränkungen und Korrekturverfahren der verschiedenen Opalquantifizierungsmethoden sind u.a. bei Bohrmann (1988) und Schlüter (1990) beschrieben.

Zur Bestimmung der biogenen Opalgehalte an den hier untersuchten Sedimentkernproben wurde die naßchemische Methode von Müller & Schneider (1993) angewendet, welche eine Weiterentwicklung der sequentiellen Extraktionsmethode des Verfahrens nach DeMaster (1981) darstellt. Diese Methode beruht auf der Annahme, daß im alkalischen Bereich und bei erhöhten Temperaturen das Sediment aus zwei Lösungsgemeinschaften besteht: Schnell löslichem, amorphem, biogenem Opal und deutlich langsamer löslichen kristallinen Mineralphasen von Silikatmineralen. Diese Methode ist besonders für Probenmaterial mit  $SiO_2$ -Gehalten unter 10 Gew.% geeignet, was für die hier zu messenden Proben in der Regel zutrifft. Eine genaue Beschreibung des Analyseprozesses findet sich bei Schneider (1991) und Müller & Schneider (1993).

Zur Auswertung wurde das von DeMaster (1981) angewandte Verfahren übernommen. Zu Beginn jeder Messung zeigt die Lösungskurve einen steilen Anstieg durch eine rasche Zunahme an gelöster Kieselsäure aus biogenen Komponenten, die dann aber allmählich in einen linearen Anstieg übergeht, der durch  $SiO_2$  aus Tonmineralen und anderen Silikaten hervorgerufen wird. Gelegentlich kann das Filterpapier der Fritte zu Beginn der Messung kurzfristig durch Diatomeen in der Probe verstopft werden, die dann aber plötzlich durch die NaOH gelöst werden und ein "Überschießen" im Kurvenverlauf her-

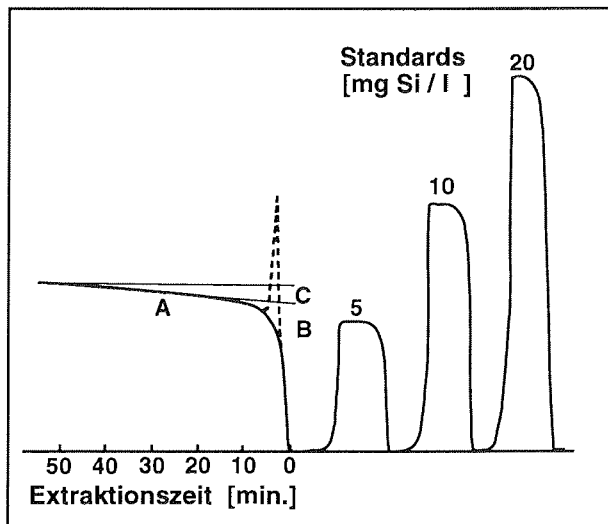
vorrufen. Binnen ein bis drei Minuten kehrt die Lösungskurve wieder zu einem "normalen" Verlauf zurück (Abb. 51). Der Gehalt an biogenem Opal läßt sich aus der kontinuierlichen Lösungskurve durch die Extrapolation des linearen Anstiegs zur Extraktionszeit "Null" bestimmen (Schneider 1991). Aufgrund der kontinuierlichen Aufzeichnung der Extraktion läßt sich der Punkt, an dem die Lösungskurve linear ansteigt, sehr genau festlegen und bezüglich der Tonminerallösung korrigieren. So kann der leichter lösliche, biogene Opalanteil getrennt vom schwerer löslichen, silikatmineralischen Anteil direkt aus der Kurve abgelesen und über folgende Gleichung (11) ermittelt werden:

$$\text{Gew.\% SiO}_2 = \frac{\text{ABS}_{\text{spl}} \cdot \text{Si}_{\text{std}} \cdot 21,39 \cdot \text{mV}_{\text{spl}}}{\text{ABS}_{\text{std}} \cdot \text{Wt} \cdot \text{mV}_{\text{std}}} \quad (11)$$

ABS <sub>spl</sub>	Extrapolationswert bei Extraktionszeit = 0
ABS <sub>std</sub>	Tagesfaktor der Standardlösungen
Si	Si-Konzentration der Standard-Lösung [mg Si/l]
Wt	Einwaage Probe [mg]
21,39	molares Verhältnis SiO <sub>2</sub> /Si·10
mV <sub>spl</sub> , mV <sub>std</sub>	Empfindlichkeits-/Verstärkungseinstellung am Recorder [mV] (für Probe und Standard)

Sedimente mit höheren Gehalten an vulkanischem Glas bringen Probleme bei der Auswertung mit sich, da ihre Lösungskurven ähnlich den Proben mit biogenen Opalgehalten verlaufen und damit ein biogenes Opalsignal vortäuschen. In den untersuchten Proben wurden jedoch weder in den "smear-slides" von Kernschnittstellen noch in der Sandfraktion vulkanisches Glas gefunden, das somit als Fehlerquelle ausgeschlossen werden kann .

**Abb. 51:** Schematisierter Analogschrieb der Extinktion einer kontinuierlichen Messung der Si-Konzentration in der Extraktionslösung einer marinen Sedimentprobe. A: linearer Extrapolationswert der Lösungskurve, aus dem der biogene Opalanteil bestimmt wird; B: Extrapolationswert bei Extraktionszeit = 0; C: Si-Anteil aus zusätzlich gelösten Tonmineralen. Dieser Anteil ergibt sich aus der Extrapolation (A) des linearen Verlaufs der Lösungskurve nach 50 Minuten. Die Steigung des linearen Teils der Lösungskurve ist proportional zum Tonmineralegehalt der Sedimente. Ferner zeigt die Abbildung Konzentrationskurven der Messungen der Si-Standardlösungen (5, 10, 20 mgSi/l) zur Eichung der Opal-Bestimmung. Die gestrichelte Linie zeigt ein "Überschießen" der Lösungskurve (verändert nach Müller & Schneider 1993).



#### VERGLEICH DER EXTRAKTIONSMETHODE UND DER RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE

Um die Ergebnisse der Extraktionsmethode besser beurteilen zu können, wurden schon von Schlüter (1990), Schneider (1991) und Müller & Schneider (1993) verschiedene Testmessungen zum Verhalten reiner Tonmineralphasen (Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Chlorit) durchgeführt. Die methodischen Untersuchungen hier beschränken sich daher auf den Vergleich zwischen den Ergebnissen der sequentiellen Extraktionsmethode und den Ergebnissen der Röntgendiffraktometrie.

Die Verlässlichkeit und Verwendbarkeit der Extraktionsmethode für Sedimente mit geringen, aber auch hohen Opalgehalten hat sich als sehr hoch erwiesen. Die Reproduzierbarkeit wurde an zwei Proben mit unterschiedlichen Opalgehalten (ca. 3 Gew.% und ca. 15 Gew.%) getestet und ergab je Meßreihe (10 Messungen) eine Standardabweichung von ca. 5 %.

Um die Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie direkt mit den Ergebnissen der Extraktionsmethode vergleichen zu können, wurden die Opal-Standards (Schwammnadeln, Opal-A), die schon bei der RDA-Methode als Eichreihe dienten, auch mit der Extraktionsmethode gemessen. Das Ergebnis eines direkten Vergleichs zwischen den beiden Meßmethoden zeigt eine sehr gute Korrelation ( $r = 0,99$ ). Generell weisen die absoluten Gehalte der Röntgendiffraktometeranalyse höhere Gehalte auf (Abb. 52). Lediglich in einer Probe liegt der Opalgehalt der Extraktionsmethode über dem Wert der Röntgendiffraktometrie. Vermutlich spielt die unzureichende Homogenisierung im Pulverpräparat für die RDA-Analyse hier eine maßgebliche Rolle.



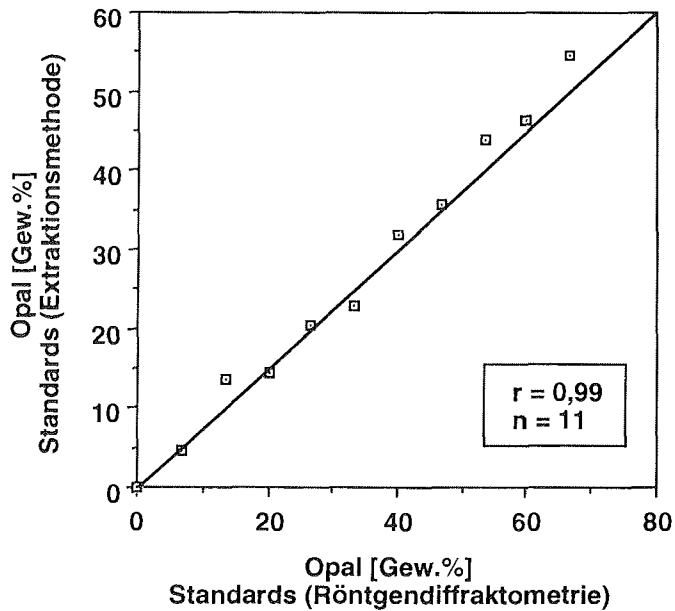


Abb. 52: Vergleich der Röntgendiffraktometrie mit der Extraktionsmethode.

Um die Extraktionsmethode mit der Röntgendiffraktometrie direkt vergleichen zu können, mußten die selben Proben für beide Methoden verwendet werden. Da zur Herstellung der Pulverpräparate der RDA-Methode (Kap. 10.2.5) eine Smektit-Matrix benötigt wird, wurde diese Matrix natürlich auch bei der Extraktionsmethode mitgemessen. Die Probe mit dem reinen Smektit, also 0 Gew.% Opal, ergab einen Nullwert/Untergrundwert von 2,9 Gew.% "Opal". Dieser Wert spiegelt jedoch keinen Opalgehalt wider, sondern ist auf die Anlösung von Tonmineralen zurückzuführen. Daher wurden alle Werte der Extraktionsmethode, die für die Vergleichsmessung zur Röntgendiffraktometrie herangezogen wurden, durch einen Durchschnittswert, der aus allen Messungen ermittelt wurde, um 2,9 Gew.% nach unten korrigiert.

Nach den Untersuchungen von DeMaster (1981), Lyle et al. (1988), Schlüter (1990), Müller & Schneider (1993) liefern Tonminerale durch Anlösung immer einen geringen Beitrag zum Gehalt des Gesamttopals, der allerdings im Korrekturverfahren nach DeMaster (1981) berücksichtigt wird. Dennoch ergeben die Messungen der Tonfraktion ausgewählter Proben mit der Extraktionsmethode einen "Hintergrundwert" von 1,3 Gew.% (Mittelwert aller gemessenen Tonmineralproben). Untersuchungen unter dem Rasterelektronenmikroskop von einigen Proben haben allerdings auch gezeigt, daß selbst nach einer mehr als einstündigen Behandlung der Proben mittels der Extraktionsmethode mit 1M NaOH noch einzelne Bruchteile von Diatomeen, Radiolarien und Schwammnadeln zu finden waren. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß der hier gemessene Opalwert relativ nah am wirklichen Opalgehalt der Probe liegt.

### 10.2.4 Berechnung des Bariumgehaltes

Die chemischen Haupt- und Spurenelementgehalte der Gesamtproben (PS1575, PS1648, PS1821) wurden von der RWTH Universität Aachen und dem Forschungs- und Entwicklungszentrum NU-Tech GmbH, Neumünster, mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) bestimmt. Dazu wurde ein sequentielles, wellendispersives Röntgenfluoreszspektrometer vom Typ Philips PW1400 eingesetzt.

Die Bestimmung der Hauptelementgehalte durch die TH Aachen (Fe, Mn, Cr, V, Ti, Ca, K, S, P, Si, Al, Mg, Na) erfolgte mittels Schmelztabletten in Platintiegeln. Die Analyseergebnisse wurden mit dem Glühverlust (LOI) umgerechnet und beziehen sich auf das getrocknete Rohmaterial. Die Spurenelemente (As, Ba, Bi, Br, Co, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sr, Y, Zn, Zr) wurden aus unter 10 t Druck gepreßten Pulverpräparaten ermittelt. Für die Herstellung der Pulverpräparate wurden  $\geq 7$  g gemahlene und getrocknete Probenmaterial benötigt.

Die Reproduzierbarkeit der Hauptelementanalysen ist nach Angaben der TH Aachen i.a. besser als 2 % rel. Für die Spurenelementanalysen ist die Präzession besser als 5 % rel., sofern die Gehalte deutlich oberhalb der Nachweisgrenze liegen. Für die Untersuchungen dieser Arbeit wurden die Barium (Ba)-, Aluminium-(Al) und Titan (Ti)-Gehalte der RFA-Analysen verwendet.

#### BERECHNUNG DES BIOGENEN ANTEILS AM BARIUMGEHALT DER SEDIMENTE

Diskrete Barytpartikel, die innerhalb der Wassersäule gebildet werden, können als Hauptphase ( $75 \pm 20$  %; Dehairs et al. 1980, Wefer et al. 1982) betrachtet werden, in der Barium in das Sediment eingebracht wird und weitgehend lösungsresistent ist. Der Gesamtbariumeintrag ( $Ba_{\text{gesamt}}$ ) der Sedimente besteht aber neben dem Eintrag von Barytkristallen zusätzlich aus biogenen und terrigen eingetragenen Bariumkomponenten. Nach Lea & Boyle (1989) enthalten Karbonatschalen max. 30 ppm Barium. Dehairs et al. (1980) geben den Bariumgehalt von Silikatschalen mit max. 120 ppm an. Riley & Roth (1971) sowie Martin & Knauer (1973) geben für partikuläres organisches Material (POM = "particulate organic matter") Werte von max. 60 ppm an.

Unter Verwendung des Aluminium- bzw. Titangehaltes läßt sich eine Berechnung zur Quantifizierung des biogenen Bariumanteils durchführen (Dymond et al. 1992, Gingele & Dahmke 1994, Nürnberg 1995). Zwei unterschiedliche Ansätze (12), (13) wurden getestet:

$$Ba_{\text{(bio)}} = Ba_{\text{(gesamt)}} - (Al \cdot Ba/Al) \quad (12)$$

$$Ba_{\text{(bio)}} = Ba_{\text{(gesamt)}} - (Ti \cdot Ba/Ti) \quad (13)$$

mit:

$Ba_{\text{(bio)}}$  biogener Anteil Barium

$Ba_{\text{(gesamt)}}$  Gesamtanteil Barium

Neben diskreten Barytkristallen, die in der Wassersäule gebildet werden (Dehairs et al. 1980), tragen auch andere biogene und terrigene Komponenten dazu bei, Barium ins Sediment zu transportieren. Damit dieser Anteil quantifiziert werden kann, wurden für die gemessenen Hauptbestandteile des Sediments Hintergrundberechnungen vorgenommen. Die Bariumgehalte in biogenen Komponenten berechnen sich nach folgender Formel (14) (Dehairs et al. 1980):

$$\text{Ba}_{(\text{bio ohne Baryt})} = (120 \text{ ppm} \cdot \% \text{ Opal}/100) + (30 \text{ ppm} \cdot \% \text{ Karbonat}/100) + (60 \text{ ppm} \cdot \% \text{ C}_{\text{Org}}/100) \quad (14)$$

Da die angegebenen Bariumgehalte der einzelnen biogenen Komponenten Maximalwerte sind, liegen die  $\text{Ba}_{(\text{bio ohne Baryt})}$  nicht über 120 ppm (Nürnberg 1995).

Den größten terrigenen Beitrag zum Gesamtbariumsignal liefern die Alumosilikate (z.B. Feldspäte, Glimmer). Aluminium (Al) ist das charakteristische Element dieser Silikate und stammt in erster Linie aus der terrestrischen Verwitterung. Die Al-Konzentration wurde mit Hilfe der RFA ermittelt. Nach Shimmiel et al. (1994) kann Aluminium als Indikator für den terrigenen Eintrag genutzt werden und die Gesamtbariumgehalte mittels der Aluminiumgehalte normiert werden. In erster Näherung kann über das Ba/Al-Verhältnis der biogene Bariumanteil abgeschätzt werden (Von Breyman et al. 1992, Shimmiel et al. 1994, Nürnberg 1995).

Nach Dymond et al. (1992) der biogene Bariumanteil wie folgt berechnen:

$$\text{Ba}_{(\text{bio})} = \text{Ba}_{(\text{gesamt})} - \text{Ba}_{(\text{terrigen})} \quad (15)$$

$$\text{Ba}_{(\text{terrigen})} = (\text{Al}_{(\text{Probe})} \cdot \text{Ba}/\text{Al}_{(\text{Alumosilikat})}) \quad (16)$$

$$\text{Ba}_{(\text{bio})} = \text{Ba}_{(\text{gesamt})} - (\text{Al}_{(\text{Probe})} \cdot \text{Ba}/\text{Al}_{(\text{Alumosilikat})}) \quad (17)$$

Gleichung (16) setzt voraus, daß der gesamte Aluminiumanteil der Probe alumosilikatischen Ursprungs ist. Taylor (1964) und Rösler & Lange (1972) geben ein Ba/Al-Verhältnis aus Festgesteinen zwischen 0,005 und 0,01 an. Der Mittelwert beträgt 0,0075 und wird in der Literatur als Korrekturfaktor genutzt (z.B. Dymond et al. 1992). Bei der Berechnung des biogenen Bariumanteils, unter Verwendung dieses Korrekturfaktors, entstehen in den untersuchten Sedimentkernen (PS1575, PS1648, PS1821) teilweise negative Werte. Daher wurde für die o.g. Kerne ein Korrekturfaktor von 0,0067 (Nürnberg 1995) verwendet (Gleichung 18). Dieser Wert spiegelt das Ba/Al-Verhältnis wider, welches aus drei Oberflächenproben des antarktischen Schelfes im Bereich des Weddellmeeres ermittelt wurde. Im Frühjahr 1986 brachen große Teile des Filchner-Schelfeises ab und ermöglichten die Beprobung eines Gebietes, welches mehrere Jahrzehnte unter der Schelfeisbedeckung gelegen hatte und kaum primärproduzierte biogene Komponenten wie Opal und Karbonat aufweist (Nürnberg 1995). Daher kann das Bariumsignal dieser Proben als rein terrigenes Signal interpretiert werden. Der biogene Bariumanteil,

## 10 Anhang

---

der sich aus diskreten Barytpartikeln, aus in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material eingebautem bzw. adsorptiv gebundenem Barium zusammensetzt, läßt sich wie folgt berechnen:

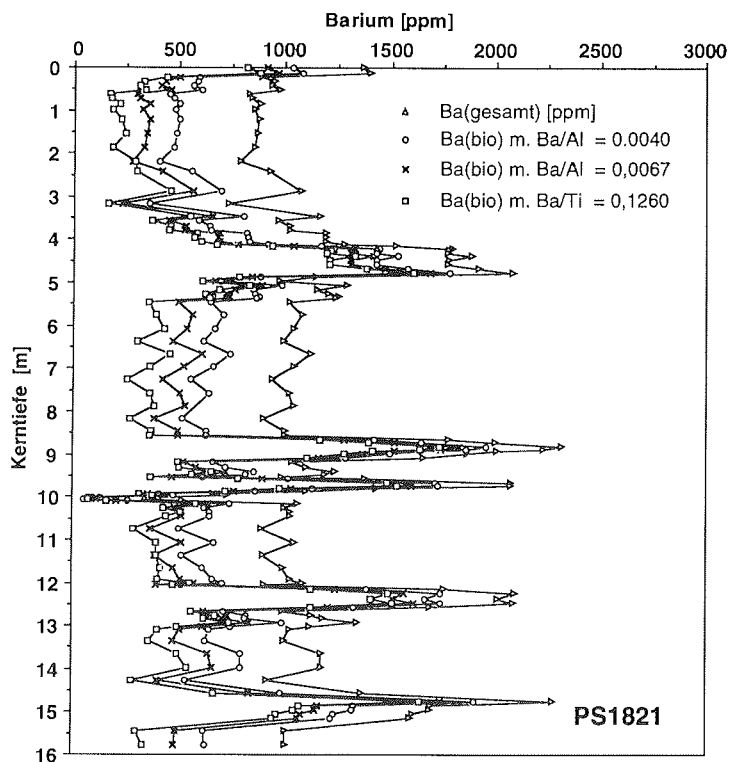
$$\text{Ba}_{(\text{bio})} = \text{Ba}_{(\text{gesamt})} - (\text{Al} \cdot 0,0067) \quad (18)$$

Durch die geographische Nähe der hier untersuchten Kerne zu den von Nürnberg (1995) bearbeiteten Proben PS1619, PS1622 und PS1625 (s. Nürnberg 1995) scheint die Verwendung dieses regionalen Korrekturfaktors zulässig.

Jüngere Untersuchungen im Pazifischen Ozean haben gezeigt, daß Aluminium auch biogenen Ursprungs sein kann und daher Titan bzw. das Ba/Ti-Verhältnis ebenfalls als Korrekturfaktor für den terrigenen Hintergrund genutzt werden kann (Murray et al. 1993). Die Al/Ti-Verhältnisse in den hier untersuchten Kernen zeigen nach Murray et al. (1993), daß Titan aus rein terrigener Anlieferung resultiert. Zum Vergleich mit den Korrekturen mit Aluminium, wurde auch eine Korrektur mittels Titan durchgeführt (Gleichung 19), um  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$  zu berechnen:

$$\text{Ba}_{(\text{bio})} = \text{Ba}_{(\text{gesamt})} - (\text{Ti}_{(\text{Probe})} \cdot \text{Ba/Ti}_{(\text{Alumosilikat})}) \quad (19)$$

Der Vergleich der Ergebnisse in Kern PS1821 zeigt, daß prinzipiell auch Titan zur Korrektur des Terrigenanteils und zur Bestimmung des  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$  genutzt werden kann (Abb. 47). Lediglich in Kern PS1648 werden durch das Korrekturverfahren mit Titan negative Werte erreicht. In diesem Kern sind die Ti-Werte extrem hoch (5400 bis 9300 ppm), was nach Grobe (1986) auf eine Titanomagnetit-Quelle im Hinterland (Tessensohn 1979) zurückzuführen ist. In Kern PS1575 liegen die Ti-Werte zwischen 4100 bis 4700 ppm, in Kern PS1821 zwischen 2100 und 5600 ppm, also deutlich unter denen von PS1648. Dieses Ergebnis zeigt, daß die Korrekturverfahren sehr sorgfältig angewendet und regionale Einflüsse unbedingt berücksichtigt werden müssen. Die  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$ -Gehalte sowie Akkumulationsraten des  $\text{Ba}_{(\text{bio})}$  beziehen sich im weiteren ausschließlich auf Berechnungen, die mit dem Ba/Al-Verhältnis von 0,0067 korrigiert worden sind. Abbildung 53 zeigt einen Vergleich der Korrekturfaktoren.



**Abb. 53:** Der Vergleich der Korrekturfaktoren nach Dymond et al. (1992), Gingele (1992) und Nürnberg (1995) zeigt, daß die Ergebnisse zur Bestimmung des biogenen Bariumanteils nah beieinander liegen. Der Faktor von 0,0067 (Nürnberg 1995) wurde aufgrund der geographischen Nähe zu den hier untersuchten Kernpositionen für die Berechnungen in dieser Arbeit genutzt.

### 10.2.5 Röntgendiffraktometeranalyse (RDA)

Um quantitative Aussagen über den prozentualen Anteil der Minerale am Gesamtsediment treffen zu können, wurden röntgendiffraktometrische Messungen durchgeführt. Dazu wurden 200 mg analysenfeine Probe und 100 mg Korundstandard ( $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ ) im Achatmörser mit Azeton homogenisiert und als nicht orientiertes Pulverpräparat auf einen Aluminiumträger aufgebracht. Die Messung erfolgte mit einem Phillips PW1700 Röntgendiffraktometer. Die theoretische Grundlage liefert die Bragg-Gleichung.

Zur röntgendiffraktometrischen Bestimmung eines Mineralgemisches wird monochromatische Röntgenstrahlung an homogenen Pulverpräparaten bzw. Texturpräparaten gebeugt. Die Intensität des im Winkel Theta ( $\Theta$ ) auftreffenden Röntgenstrahls wird im Winkel  $2\Theta$  durch einen Detektor registriert und aufgezeichnet, wodurch sich für den abgefahrenen Winkelbereich ein Beu-

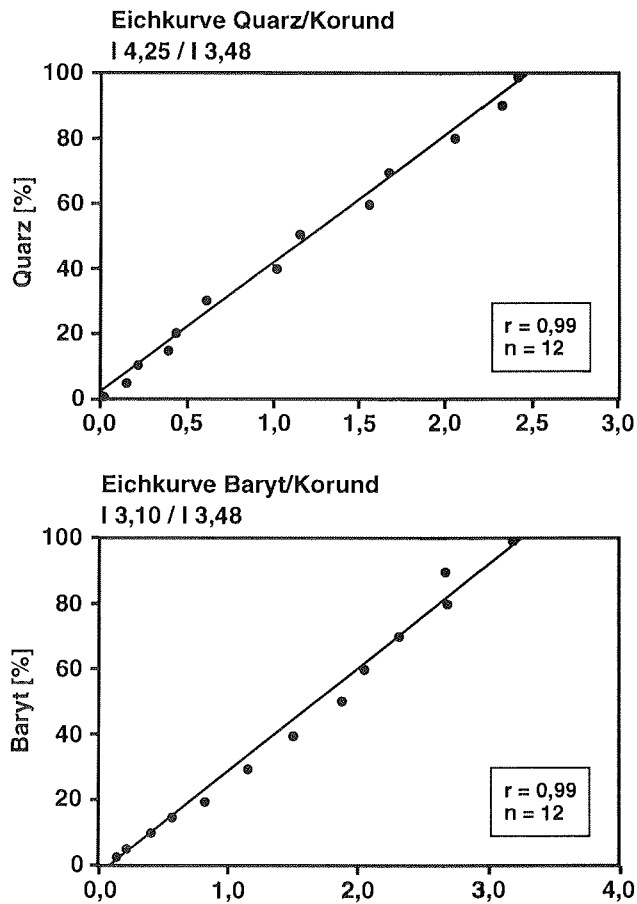
gungsspektrum der gemessenen Probe ergibt. Bei konstanter Wellenlänge  $\lambda$  hängt das Auftreten von Beugungsreflexen im Winkel  $2\Theta$  nur von den mineral-spezifischen Gitternetzabständen der in der Probe enthaltenen Minerale ab. Die Anregung der Co-Röhre betrug 40 mA und 40 kV, der abgefahrte Winkelbereich 2 bis  $80^\circ 2\Theta$  bei einer Geschwindigkeit von  $0,02^\circ 2\Theta/\text{sec}$ . Die Auswertung erfolgte mit einem automatischen Auswerteprogramm ("MacDiff", unpubl., R. Petschick, AWI), welches für jeden Reflex den Winkel  $2\Theta$ , Peakhöhe und Untergrund in counts, die d-Werte in Å sowie die Intensität I in Prozent des höchsten auftretenden Reflexes  $I_{\text{max}}$  liefert, wobei sich alle Werte auf einen fixen Divergenzschlitz beziehen. Aufgrund von Textureffekten und der nicht genau bekannten Zusammensetzung der Feldspatmischkristalle konnten diese nur relativ zum Standard betrachtet werden ( $I_{\text{Fsp}}/I_{\text{Std}}$ ). Zur Quantifizierung einiger Minerale der Gesamtfraktion (Opal, Quarz, Pyrit, Baryt) wurden Eichreihen (Abb. 54) erstellt. Voraussetzungen zur Erstellung einer Eichkurve sind:

- definierte und gleichartige chemische und kristallographische Zusammensetzung von Eichsubstanz und zu bestimmendem Material
- gute Kristallinität
- Texturlosigkeit der Probe
- keine Überlagerung des benutzten Reflexes mit Reflexen anderer im Sediment enthaltener Minerale

Hierfür wurden je 100 mg Korund und 200 mg Eichsubstanz (Eichmineral + Smektit-Matrix) im Achatmörser homogenisiert. Die zu messende Probe enthält jeweils verschiedene Prozentanteile des Eichminerals. Problematisch in der Herstellung sind Präparate mit geringen Eichmengen ( $> 5 \text{ Gew.}\%$ ), da eine optimale Homogenisierung des Eichminerals, der Matrix und des Korundstandards nur schwer zu realisieren ist. Im Falle eines schlechten Präparats, also einer nicht homogen verteilten Eichsubstanz, wird diese nur fleckenhaft vom Röntgenstrahl erfaßt. Das Verfahren zur Quantifizierung des Quarzgehaltes von Sedimenten beruht hier auf einer Quarz-Standard-Meßreihe in einer Smektit-Matrix (Moosburg) unter Zugabe eines internen Standards (Martoxid). Zur Erstellung der Eichkurven wurden Mischreihen von 1, 2, 3, 5, 10, 15, 20 30, 40, 50, 60, 70, 80 90 und 100 Gew.% erstellt.

Die Intensität des gewählten Basisreflexes für das Mineral in % I von  $I_{\text{max}}$  wurde durch die Intensität des Standards ( $I_{\text{Std}}$ ) geteilt und ergibt einen Quotienten Q:

$$Q = \frac{I_{\text{min}}}{I_{\text{Std}}} \quad (20)$$



**Abb. 54:** Eichkurven für Quarz (A) und Baryt (B) zur röntgendiffraktometrischen Bestimmung beider Minerale in Mineralgemischen.  $Q$  = Intensität Mineral / Intensität Korundstandard. Die Beziehungen zwischen Konzentration des Minerals und Intensitäten werden für Quarz und Baryt durch lineare Gleichungen beschrieben.

Bei einem linearen Zusammenhang zwischen dem Quotienten  $Q$  und dem prozentualen Anteil des Minerals am Gemisch ergibt sich aus der Gleichung (21) ein mineraleigener Faktor  $F$ :

$$\text{Gew. \% Mineral} = \text{Faktor (F)} \cdot \text{Quotient (Q)} \quad (21)$$

Zur Auswertung der Diffraktogramme wurden die Intensitäten der "peaks" der Röntgenreflexe jeweils zum Korundstandard in Beziehung gesetzt und die Verhältnisse berechnet. Eine qualitative Verteilung der Gehalte konnte aber lediglich für Quarz bestimmt werden. Die Mineralphasen Opal, Baryt und Pyrit

waren nicht in ausreichendem Maße im Sediment vorhanden, so daß eine quantitative Auswertung nicht sinnvoll erschien. Zur Quantifizierung der Feldspäte fehlten geeignete Eichminerale.

### 10.2.6 Messung stabiler Isotope

Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral bestimmt. Sie ist die einzige Foraminiferenart, die bei allen hier untersuchten Kernen mehr oder weniger durchgehend über den gesamten Kernverlauf vorkommt. Für die Messungen wurden die Foraminiferen aus der Sandfraktion der Korngrößenproben ausgelesen. Dabei wurde darauf geachtet, etwa gleichgroße Exemplare zu finden (125 bis 250 µm), die nicht verunreinigt sind, vollständige Erhaltung aufweisen und keine diagenetischen Veränderungen zeigen.

Die Messungen wurden im Isotopenlabor des AWI durchgeführt. Sie erfolgten mit einer automatischen Karbonatpräparationsanlage (Finnigan Mat), welche direkt mit dem Massenspektrometer (Finnigan Mat 251) verbunden ist. Die Foraminiferen werden in gläserne Reaktionsgefäße eines Probenkarussells gefüllt, das mit 38 Proben und acht routinemäßig dazwischengeschalteten Standards belegt werden kann und beim Messen automatisch in der vorgegebenen Reihenfolge abgearbeitet wird. Die zur Messung notwendige Probenmenge beträgt mindestens 20 bis 60 µg. Das entspricht zwischen fünf bis acht Exemplaren der Art *N. pachyderma* sin.

Bei der Messung reagieren die Proben mit 100 %-iger Orthophosphorsäure bei 70 °C. Das dabei entstehende CO<sub>2</sub>-Probengas wird dann durch zwei Kühlfallen geleitet, dort gereinigt und anschließend in das Massenspektrometer eingelassen. Die Isotopenzusammensetzung wird gegen einen Laborstandard (NBS20, National Bureau of Standards, USA) gemessen, der auf die VPDB-Skala (Vienna Pee Dee Belemnite) umgerechnet wird. Die Isotopenverhältnisse (als δ-Werte gegen den VPDB) ergeben sich nach folgender Gleichung (22):

$$\delta \text{ Probe [‰]} = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \quad (22)$$

mit:

R Verhältnis der Isotope (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O bzw. <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C)

### 10.2.7 Berechnung der Sedimentations- und Akkumulationsraten

#### SEDIMENTATIONS-RATEN

Um ein Bild über die Veränderungen der Sedimentationsverhältnisse innerhalb der Sedimentkerne zu bekommen, werden die Alter gegen die Tiefen aufgetragen. Durch Verbindung der fixen Alter, die aus den Altersmodellen ermittelt wurden, läßt sich aus der Steigung der einzelnen Abschnitte die line-



are Sedimentationsrate (= SR) in cm/ka für das entsprechende Sauerstoffisotopenstadium bestimmen. Die SR geht davon aus, daß die Sedimentationsgeschwindigkeit zwischen zwei Zeitmarken konstant ist.

#### AKKUMULATIONS RATEN

Um neben dem reinen Sedimenteintrag pro Tiefe und Zeiteinheit (SR) auch die Kompaktion und Porosität der Sedimente zu berücksichtigen, haben Van Andel et al. (1975) das Maß der Akkumulationsrate ( $AR_{\text{(gesamt)}}$ ) eingeführt:

$$AR_{\text{(gesamt)}} = SR \cdot TRD \quad (23)$$

mit:

$AR_{\text{(gesamt)}}$	Akkumulationsrate [g/cm <sup>2</sup> /ka]
SR	Lineare Sedimentationsrate [cm/ka]
TRD	Trockenraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]

Zur Berechnung von Akkumulationsraten muß die Trockenraumdichte der Sedimentproben bestimmt werden (Gleichung 24). Sie wird als Funktion aus den Parametern Feuchtraumdichte und Porosität berechnet und verläuft daher nahezu parallel zur Feuchtraumdichte.

$$TRD = \frac{FRD - (1,025 \text{ g/cm}^3 \cdot POR)}{100} \quad (24)$$

mit:

TRD	Trockenraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]
FRD	Feuchtraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]
POR	Porosität [%]
1,025 g/cm <sup>3</sup>	Dichte für Meerwasser

Aus den, für die einzelnen Isotopenstadien ermittelten, linearen Sedimentationsraten wurden nach den Gleichungen 25 bis 29 Akkumulationsraten für Opal, Barium, Karbonat, C<sub>org</sub> und Quarz berechnet:

$$AR_{\text{(Opal)}} = \frac{AR \cdot \text{Gew.}\% \text{ Opal}}{100} \quad (25)$$

$$AR_{\text{(Barium)}} = \frac{AR \cdot \text{Gew.}\% \text{ Barium}}{100} \quad (26)$$

$$AR_{\text{(Karbonat)}} = \frac{AR \cdot \text{Gew.}\% \text{ Karbonat}}{100} \quad (27)$$

$$AR_{\text{(Corg)}} = \frac{AR \cdot \text{Gew.}\% \text{ Corg}}{100} \quad (28)$$

$$AR_{\text{(Quarz)}} = \frac{AR \cdot \text{Gew.}\% \text{ Quarz}}{100} \quad (29)$$

Zur Umrechnung auf die allgemein gebräuchlichere Einheit [g/m<sup>2</sup>/a] muß die o.g. Gleichung noch mit zehn multipliziert werden (Müller & Suess 1979). Die Akkumulationsraten der Einzelkomponenten dienen im folgenden als Basis für Abschätzungen der biogenen und terrigenen Zufuhr.

### 10.2.8 Berechnung der Paläoproduktivität aus biogenem Barium

Die Berechnung von Barium-Akkumulationsraten ist eine Vorbedingung zur Bestimmung von absoluten Paläoproduktivitätsraten, die hier nach dem Ansatz von Dymond et al. (1992) quantifiziert werden sollen. Dymond et al. (1992) entwickelten einen Algorithmus zur Berechnung der Exportproduktivität mit Hilfe der Akkumulationsraten von  $Ba_{(bio)}$  (Gleichung 31). Dieser Ansatz stellt die Exportproduktivität ( $P_{neu}$ ), den gelösten Barium-Gehalt in der Wassersäule ( $Ba$ ), die Wassertiefe ( $z$ ) und den Partikelfluß des Bariums ( $F_{Ba}$ ) in einen Zusammenhang. Mittels der Gesamtakkumulationsrate des Sediments ( $MAR = AR_{gesamt}$ ) läßt sich der Erhaltungsgrad des Bariums berechnen, der in den hier untersuchten Kernen zwischen 30 und 60 % liegt. In der Literatur (Dymond et al. 1992) wird ein Durchschnittswert von 30 % für die Erhaltung des Bariums angegeben. Die Flußrate des biogenen Bariums ( $F_{Ba}$ ) wurde aus der MAR und der Akkumulationsrate von  $Ba_{(bio)}$  ( $AR_{Ba(bio)}$ ) nach einem ebenfalls von Dymond et al. (1992) entwickelten Ansatz bestimmt (Gleichung 30). Die Flußraten des Bariums lassen sich in die Gleichung 31 einsetzen, so daß die Exportproduktivitäten berechnet werden können. Dann können die absoluten Paläoproduktivitätsraten nach der Gleichung von Berger et al (1989) (Gleichung 32) bestimmt werden. Da mit dieser Formel Paläoproduktivitäten berechnet wurden, ist  $P$  aus Gleichung (1) durch  $PP$  ersetzt. Generell steigen die Gehalte für gelöstes Barium vom Norden zum Süden im Südatlantik von 50 nmol/kg in der Nähe des Äquators auf 100 bis 106 nmol/kg an der südlichsten verfügbaren GEOSECS-Station bei 60 °S an (Chan et al. 1977, Broecker & Peng 1982). Diese Werte beziehen sich auf mittlere Wassertiefen. Da berücksichtigt werden muß, daß die untersuchten Stationen etwa 10 ° weiter südlich gelegen sind, wurde bei den Berechnungen ein Wert von 110 nmol/kg für den im Wasser gelösten Bariumanteil angenommen. Dieser Wert wurde sowohl für die glazialen als auch für die interglazialen Horizonte verwendet. Obwohl der Südozean durch große Änderungen im NADW-Zustrom beeinflusst wird, zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede im Ba/Ca-Verhältnis von benthischen Foraminiferen (Lea & Boyle 1990). So kann für das Untersuchungsgebiet von einem relativ konstanten Wert für den gelösten Bariumanteil in der Wassersäule ausgegangen werden.

$$F_{Ba} = AR_{Ba(bio)} / 0,209 \log MAR - 0,213 \quad (30)$$

$$P_{neu} = (F_{Ba} \cdot 0,171 \cdot Ba^{2,218} \cdot z^{0,476-0,00478} \cdot Ba/2056)^{1,504} \quad (31)$$

$$P_{neu} = PP^2/400 - PP^3/340.000 \quad (32)$$

mit:

$P_{neu}$	Exportproduktivität [gC/m <sup>2</sup> /a]
PP	Paläoprimärproduktion/Paläoproduktivität [gC/m <sup>2</sup> /a]
Ba	gelöster Barium-Gehalt in der Wassersäule [nmol/kg]
z	Wassertiefe [m]
$F_{Ba}$	Partikelfluß/Flußrate des Bariums [mg/cm <sup>2</sup> /a]
MAR	Gesamtakkumulationsrate des Sediments [g/m <sup>2</sup> /a]
$AR_{Ba(bio)}$	Akkumulationsrate von $Ba_{(bio)}$ [g/m <sup>2</sup> /a]

### 10.3 Tabellen

#### VERWENDETE ABKÜRZUNGEN IN DEN TABELLEN

a	Jahr
AR	Akkumulationsrate [g/m <sup>2</sup> /a]
AR <sub>Ba(bio)</sub>	Akkumulationsrate von biogenem Barium [g/m <sup>2</sup> /a]
AR <sub>Corg</sub>	Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff [g/m <sup>2</sup> /a]
AR <sub>Karbonat</sub>	Akkumulationsrate von Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]
AR <sub>Opal</sub>	Akkumulationsrate von Biogenopal [g/m <sup>2</sup> /a]
AR <sub>Quarz</sub>	Akkumulationsrate von Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
Ba <sub>(bio flux)</sub>	Bariumflußraten [µg/cm <sup>2</sup> /a]
C <sub>org</sub>	Organischer Kohlenstoff [Gew.%]
δ <sup>13</sup> C	Isotopenverhältnis von Karbonaten [‰]
δ <sup>18</sup> O	Isotopenverhältnis von Sauerstoff [‰]
g C	pro Gramm organischen Kohlenstoffs
IRD	Eistransportiertes Material [Kies/10 cm <sup>3</sup> ]
ka	1000 Jahre
P <sub>neu</sub>	Exportproduktivität [gC/m <sup>2</sup> /a]
PP	Paläoprimärproduktion/Paläoproduktivität [gC/m <sup>2</sup> /a]
Plag./Korund	Plagioklas/Korund-Verhältnis x 100
SR	Lineare Sedimentationsrate [cm/ka]

#### TABELLEN

- Tab. I:** Gehalte organischen Kohlenstoffs, Karbonats, Biogenopals und Quarz, IRD-Parameter sowie die Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen Foraminiferen (*Neogloboquadrina pachyderma* sinistral) und die Plagioklas/Korund-Verhältnisse der Sedimentkerne.
- Tab. II:** Sedimentphysikalische Parameter (Wassergehalt, Porosität, Feuchtraumdichte der Einzelproben und Feuchtraumdichte mittels DMS, Pyknometer-, Korn- und Trockendichte) der Sedimentkerne.
- Tab. III:** Barium- und Aluminiumdaten sowie die Ba/Al-Verhältnisse der Sedimentkerne.
- Tab. IV:** Alter, Sedimentations- und Akkumulationsraten der Sedimentkerne.
- Tab. V:** Bariumflußraten, Export- und Paläoprimärproduktionsraten der Sedimentkerne.

# 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kerntiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.-%]	Karbonat- gehalt [Gew.-%]	Opal- gehalt [Gew.-%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.-%]	Plag/Korund [x100]
PS2037	1	0,4	0,7		3,65	0,69	1		
	7	0,3	0,7		3,24	0,65	0		
	10	0,3	0,9		3,37	0,85	0		
	20	0,2	0,5		2,96	0,47	1		
	30	0,2	0,4				0		
	35	0,4	0,7				1		
	40	0,4	0,9		4,59	-0,04	1		
	50	0,5	1,0		4,70	0,29	0		
	60	0,5	1,0		4,38	-0,24	0		
	70	0,6	1,2		4,73	0,28	0		
	80	0,5	1,1		4,15	-0,05	0		
	90	0,4	0,8		4,52	0,16	0		
	100	0,4	1,0		4,13	0,78	0		
	110	0,3	1,2		4,15	0,62	0		
	120	0,1	0,4		4,60	0,22	0		
	130	0,3	0,3		4,64	0,19	0		
	140	0,5	0,7		4,59	0,25	0		
	150	0,5	0,6		4,40	0,09	0		
	155	0,4	0,6		4,93	0,11	0		
	160	0,4	0,9		4,61	0,33	0		
	170	0,3	0,8		4,44	0,07	0		
	180	0,3	0,0		4,90	0,06	0		
	190	0,3	1,2		4,63	0,40	0		
	200	0,2	0,8		4,92	0,04	0		
	210	0,2	0,6		4,80	0,18	0		
	220	0,2	0,6		4,91	0,19	0		
	230	0,1	0,4		4,58	0,04	0		
	240	0,2	1,1		4,89	0,18	0		
	250	0,1	0,7		4,93	0,15	0		
	260	0,1	0,9		5,02	0,18	0		
	270	0,1	1,4		5,00	0,07	1		
	280	0,1	1,2		5,17	0,14	1		
	290	0,1	1,0		4,95	0,15	0		
	300	0,1	0,8		4,90	0,10	1		
	305	0,0	0,2		4,87	-0,01	0		
	310	0,0	0,3		5,00	0,07	0		
	320	0,0	0,4		4,71	0,15	0		
	330	0,0	0,5		4,81	0,01	0		
	340	0,2	2,2		4,89	0,05	0		
	350	0,1	1,2		4,94	0,08	0		
	358	0,1	1,5		4,86	0,06	0		
PS2038	1	0,3	0,1	7,0	4,49	0,26	2	23,3	101
	7	0,2	0,0	9,0	4,92	0,21	0	15,9	77
	12	0,3	0,2	4,7	4,87	0,21	0	13,3	72
	20	0,3	0,0	3,1	4,37	-0,02	1	18,2	79
	30	0,3	0,0	4,0	4,48	0,31	0	15,4	92
	40	0,3	0,0	2,5	4,28	0,42	1	9,7	71
	44	0,4	0,0	2,7	4,66	0,29	0	16,0	104
	50	0,3	0,1	2,9	4,89	0,23	1	15,3	76
	60	0,3	0,7	2,7	5,04	0,31	0	17,1	88
	70	0,2	0,6	2,0	5,01	0,26	0	12,8	70
	80	0,1	0,4	2,2	5,10	0,24	0	13,9	102
	90	0,1	0,6	2,2	4,92	0,14	1	14,0	98
	100	0,2	0,7		4,93	0,09	0	14,4	80
	110	0,2	0,6		4,99	0,13	0	19,5	90
	120	0,2	0,6	1,8	5,03	0,12	0	11,7	93
	130	0,2	0,6		5,02	0,22	0	12,7	88
	140	0,2	0,3		4,96	0,14	0	10,1	89
	150	0,2	1,1	1,6	5,01	0,14	1	13,9	119
	160	0,1	0,8		5,09	0,25	0	12,9	97
	170	0,2	1,6		5,09	0,29	0	12,2	141
	180	0,1	1,0	1,9	5,01	0,18	0	12,2	79
	190	0,1	0,9		4,95	0,13	0	18,8	74
	200	0,1	0,4		4,92	0,17	0	12,8	124
	210	0,1	1,1	2,0	4,95	0,25	0	13,6	85
	220	0,1	0,9	2,2	5,00	0,26	1	14,3	83
	230	0,1	1,5	2,3	5,02	0,37	0	11,3	99
	240	0,1	1,0		5,10	0,45	0	15,5	95
	250	0,1	1,5	1,9	4,78	0,31	0	13,3	98
	260	0,1	2,5	2,0	4,82	0,42	1	11,8	97
	270	0,1	1,3	2,1	4,87	0,40	1	15,9	87
	280	0,1	3,5	2,3	4,73	0,53	0	35,3	141
	290	0,1	1,2	2,1	4,62	0,56	0	13,2	96

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew. %]	Karbonat- gehalt [Gew. %]	Opal- gehalt [Gew. %]	∅18O [%]	∅13C [%]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew. %]	Plag./Korund [x100]
	300	0,1	2,9	2,1	4,74	0,38	0	12,5	137
	310	0,1	3,4	2,4	4,74	0,38	0	17,4	90
	320	0,1	7,3	2,6	4,57	0,58	2	14,0	89
	330	0,1	4,8	2,5	4,67	0,53	0	16,1	78
	340	0,1	2,2	1,8	4,69	0,49	0	14,6	94
	350	0,1	1,3	2,0	4,44	0,20	0	19,9	103
	360	0,1	0,9	2,6	4,52	0,29	0	14,5	88
	370	0,1	0,1	2,5	4,54	0,35	0	13,5	99
	380	0,1	0,8	2,0	4,68	0,14	0	15,0	102
	390	0,1	0,5	2,4	4,62	0,10	1	11,1	103
	400	0,1	1,9	2,8	4,80	0,19	2	16,9	97
	410	0,1	3,2	2,2	4,62	0,21	2	13,5	86
	420	0,1	8,7	2,4	4,30	0,70	1	13,0	82
	430	0,1	5,7	2,3	4,45	0,55	0	14,5	95
	440	0,1	4,1	3,4	4,03	0,48	1	16,4	91
	450	0,1	0,2	8,9	4,35	0,45	1	12,0	113
	460	0,1	0,1	13,0	4,31	0,57	0	11,2	68
	470	0,1	0,1	10,6	4,47	0,00	1	15,8	93
	480	0,2	0,2	4,4	4,61	-0,19	0	23,1	96
	490	0,1	0,1	2,9	4,81	0,01	0	11,8	106
	500	0,3	0,0	2,7	4,90	0,35	1	12,5	82
	510	0,2	0,3	3,3	3,94	0,15	0	11,4	78
	520	0,2	0,2	3,7	4,53	0,32	0	13,1	74
	529	0,1	0,1	2,8	4,50	0,33	0	14,6	93
	533	0,2	0,9	2,9	4,70	0,17	0	11,2	78
	540	0,2	2,2	2,3	4,82	0,07	0	10,6	97
	550	0,2	1,0	2,3	4,99	0,21	0	12,3	154
	560	0,2	0,8	2,5	4,93	0,07	0	13,5	72
	570	0,2	1,0		5,10	0,23	0	11,8	86
	580	0,2	2,4		5,16	0,04	1	16,7	82
	590	0,2	2,1	2,3	5,16	0,14	1	15,5	117
	600	0,1	2,0		4,81	-0,02	0	13,4	101
	610	0,1	2,4		4,90	0,01	0	14,2	125
	620	0,1	3,2	2,3	4,78	-0,24	0	14,9	118
	630	0,1	3,4		4,84	-0,07	2	13,6	98
	640	0,1	3,9		4,87	0,03	0	14,5	96
	650	0,1	2,3	2,5	5,03	0,10	3	11,8	77
	660	0,1	2,6		4,63	0,06	2	15,1	100
	670	0,1	3,8		4,51	0,17	0	13,7	80
	680	0,1	3,0	2,6	4,56	-0,02	1	12,0	88
	690	0,1	2,1	2,8	4,80	0,11	0	11,6	95
	700	0,1	10,4	2,1	4,85	0,10	0	18,5	169
	705	0,1	11,0	3,6	4,52	0,49	0	22,0	157
	710	0,1	0,3	3,7	4,21	0,60	0	11,7	78
	720	0,1	0,3	3,3	4,34	0,28	1	15,2	91
	730	0,1	1,8	3,1	4,60	0,10	0	21,6	94
	740	0,1	10,8	2,7	4,47	0,04	0	13,5	140
	750	0,1	0,6	8,7	4,16	0,50	1	14,4	146
	760	0,1	3,4	2,8	4,70	0,03	0	11,2	87
	770	0,1	1,2	2,8	4,60	0,12	0	11,5	111
	780	0,1	1,8	2,4	4,68	-0,06	0	15,0	121
	790	0,1	2,8	2,9	4,67	-0,13	1	12,4	116
	800	0,1	1,1	2,9	4,73	-0,16	0	12,0	99
	810	0,1	1,7	2,5	4,86	-0,39	0	11,8	77
	820	0,1	3,6	2,2	4,96	-0,24	0	15,0	87
	830	0,1	1,0	2,3	4,59	-0,11	0	16,2	89
	840	0,1	0,1		4,60	-0,02	0	13,8	90
	850	0,1	0,7		4,50	-0,32	1	11,0	90
	860	0,1	1,2	1,9	4,66	-0,59	1	13,4	73
	870	0,1	0,9		4,82	-0,22	0	12,4	84
	880	0,1	0,6		4,75	-0,36	0	13,5	99
	890	0,1	1,2	2,1	4,60	-0,46	0	14,0	105
	900	0,1	0,4		4,32	-0,32	0	11,4	122
	904	0,2	1,3		4,68	-0,53	1	12,6	75
	910	0,1	2,1	2,1	4,76	-0,35	0	14,4	79
	920	0,1	19,6		4,56	-0,17	0	11,5	125
	930	0,1	10,3	2,5	4,54	-0,05	0	13,2	76
	940	0,1	4,3	2,6	4,18	-0,13	0	12,5	90
	950	0,1	0,8	2,3	4,37	-0,09	0	12,6	114
	960	0,1	2,6	3,2	4,35	-0,12	1	14,0	133
	970	0,1	1,9	2,6	4,58	-0,28	0	16,2	105
	980	0,1	0,9	2,0	4,37	-0,17	0	15,0	102
	990	0,1	0,6		4,52	-0,38	0	15,4	143

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag/Korund [x100]
	1000	0,1	0,6	2,4	4,41	-0,34	0	13,1	81
	1010	0,1	0,8		4,50	-0,65	0	13,4	108
	1020	0,1	1,9		4,58	-0,75	0	15,5	83
	1030	0,1	2,0	3,1	4,45	-0,88	1	13,4	80
	1040	0,1	4,7	2,6	4,41	-0,41	1	18,7	90
	1045	0,1	5,8	3,5	4,25	-0,18	0	10,2	81
	1050	0,1	7,9	2,8	4,22	-0,35	0	12,3	83
	1060	0,1	11,6	2,7	4,11	-0,15	0	12,6	89
	1066	0,1	10,1	3,6	4,06	-0,08	0	11,2	91
	1070	0,2	0,1	9,0	4,18	-0,48	0	13,2	78
	1080	0,2	0,7	4,6	4,45	-0,36	1	12,9	70
	1090	0,2	1,5	2,6	4,13	-0,24	0	13,9	87
	1100	0,2	2,1	3,5	4,27	-0,27	0	15,4	70
	1110	0,1	1,9	1,9	4,34	-0,37	0	12,2	127
	1120	0,1	2,7	2,6	4,31	-0,12	0	17,9	93
	1130	0,1	2,4	2,8	4,02	-0,46	1	14,8	93
	1140	0,1	5,1	2,8	3,87	0,16	1	13,9	95
	1150	0,1	5,8	2,7	3,95	0,36	0	13,1	71
	1160	0,1	4,2		4,10	0,09	0	12,6	84
	1170	0,1	3,9		4,24	-0,22	0	15,2	90
	1180	0,1	6,0	2,4	4,04	-0,04	0	13,7	68
	1190	0,1	10,8		4,06	0,18	3	15,9	83
	1200	0,1	11,2		4,11	0,13	0	13,1	64
	1210	0,1	18,6	2,0	4,18	0,14	1	10,4	103
	1215	0,1	22,0		3,99	0,00	0	12,0	106
	1220	0,1	6,8		4,39	-0,21	0	10,6	68
	1230	0,1	9,4	3,3	4,49	-0,23	1	13,6	76
	1240	0,1	9,7		4,31	-0,45	1	11,9	77
	1250	0,1	8,2		4,26	-0,42	2	15,2	75
	1260	0,1	17,0	2,5	4,22	-0,15	1	12,0	67
	1269	0,1	4,8	3,5	4,17	-0,19	0	11,3	82
PS2039	1	0,2	1,9		3,59	0,47	0		
	5	0,2	1,7		3,53	0,49	0		
	12	0,2	1,4		3,56	0,74	0		
	20	0,1	1,1		4,04	0,26	0		
	30	0,1	0,7		4,96	0,12	0		
	40	0,1	0,9		5,13	0,15	0		
	50	0,2	1,4		5,14	0,12	0		
	60	0,1	0,8		5,17	0,27	0		
	70	0,1	0,9		5,12	0,15	1		
	80	0,1	0,8		4,99	0,05	0		
	90	0,1	0,7		4,91	0,06	0		
	100	0,1	0,6		4,99	0,24	0		
	110	0,1	0,8		4,83	0,38	0		
	120	0,1	0,8		4,89	0,39	2		
	130	0,1	1,0		4,83	0,49	0		
	140	0,1	0,9		4,80	0,50	0		
	150	0,1	0,9		4,80	0,50	0		
	160	0,1	1,0		4,80	0,55	0		
	170	0,1	1,1		4,60	0,37	1		
	180	0,1	0,7				1		
	190	0,1	0,7				0		
	200	0,1	0,5		4,67	0,15	0		
	210	0,1	0,7		4,73	0,08	0		
	220	0,1	0,7		4,48	0,63	0		
	228	0,1	1,0		4,22	0,81	0		
	240	0,1	1,0		4,51	0,41	0		
	250	0,1	1,1		4,80	0,56	0		
	260	0,1	1,0		4,47	0,43	0		
	270	0,1	1,0		4,76	0,47	0		
	280	0,1	1,0		5,04	0,12	0		
	290	0,1	1,0		5,07	0,10	0		
	300	0,1	0,9		4,83	0,04	0		
	310	0,1	0,9		4,78	-0,04	0		
	320	0,1	0,9		4,86	-0,07	0		
	330	0,1	0,9		4,91	-0,03	0		
	340	0,1	0,8		4,73	-0,02	0		
	350	0,1	0,8		4,65	-0,03	0		
	360	0,1	0,8		4,60	0,08	1		
	370	0,1	0,6		4,59	0,10	0		
	380	0,1	0,7		4,76	0,03	1		
	390	0,1	0,6		4,49	0,21	0		
	400	0,1	0,7		4,39	0,15	0		

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	δ18O [%]	δ13C [%]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	404	0,1	0,5		4,20	0,30	1		
	410	0,1	0,7		4,06	0,37	0		
	420	0,1	0,8		4,46	0,13	0		
	430	0,1	0,9		4,45	0,26	0		
	440	0,1	0,6		4,57	0,02	1		
	450	0,3	2,3		4,23	0,26	1		
	460	0,2	1,8		4,25	0,35	0		
	470	0,1	1,1		4,49	0,03	0		
	480	0,1	0,7		4,70	-0,05	0		
	490	0,3	2,4		4,63	-0,04	0		
	500	0,1	1,1		4,68	-0,18	0		
	510	0,1	0,8		4,65	-0,11	0		
	520	0,1	0,5		4,69	-0,43	0		
	530	0,1	0,7		4,65	-0,14	0		
	540	0,1	0,7		4,44	0,10	1		
	550	0,1	0,7		3,81	-0,18	0		
	560	0,1	0,6		4,42	0,12	0		
	570	0,1	0,7		4,62	0,21	2		
	580	0,1	0,6		4,64	0,29	1		
	590	0,1	0,8		4,40	0,32	1		
	600	0,1	0,6		4,58	-0,10	0		
	610	0,0	0,3		4,50	-0,18	1		
	620	0,1	0,4		4,56	-0,40	1		
	625	0,1	0,7		4,56	-0,16	0		
	630	0,1	0,7		4,25	0,10	0		
	640	0,1	0,9		4,73	0,10	0		
	650	0,1	0,8		4,84	-0,35	0		
	660	0,1	0,6		4,57	0,07	0		
	670	0,1	0,6		4,45	0,30	0		
	680	0,1	0,6		4,56	0,01	0		
	685	0,1	0,7		4,49	-0,16	1		
	690	0,1	0,7		4,26	-0,02	0		
	700	0,1	0,7		4,63	-0,27	0		
	710	0,1	1,0		4,18	0,06	0		
	720	0,1	0,7		4,33	0,18	0		
	730	0,1	0,6		4,53	0,05	0		
	740	0,1	0,9		4,46	-0,11	1		
	751	0,1	0,7		4,44	-0,10	0		
	756	0,1	0,6		4,36	0,02	0		
	770	0,1	0,7		4,55	-0,39	0		
	780	0,1	0,7		4,37	0,23	0		
	790	0,1	0,8		4,48	0,03	1		
	800	0,1	0,8		4,33	-0,17	2		
	810	0,1	0,7		4,42	0,08	0		
	819	0,1	0,9		4,44	0,00	0		
	832	0,1	1,0		4,52	0,02	0		
	840	0,1	0,7		4,53	0,11	0		
	852	0,1	0,7		4,38	0,13	0		
	860	0,1	0,7		4,10	0,21	0		
	870	0,1	0,9		4,18	0,09	1		
	880	0,1	1,2		4,53	0,28	0		
	890	0,1	1,2		4,17	0,01	2		
	900	0,1	0,8		4,43	0,07	1		
	910	0,1	1,0		4,39	-0,13	1		
	921	0,1	1,1		4,12	0,02	0		
	933	0,1	1,1		4,62	-0,08	0		
	940	0,1	0,8		4,70	-0,32	1		
	952	0,1	0,7		4,48	-0,13	0		
	959	0,1	0,8		4,36	0,08	1		
	970	0,1	0,6		4,11	0,60	0		
	980	0,1	0,7		3,94	0,43	1		
	990	0,1	0,8		4,09	0,44	1		
	1000	0,1	0,7		4,02	0,54	0		
	1010	0,1	0,8		4,07	0,37	0		
	1020	0,1	0,8		4,34	0,22	1		
	1030	0,1	0,7		4,14	0,31	1		
	1040	0,1	0,6		4,41	-0,08	0		
	1050	0,1	0,7		3,97	-0,17	0		
	1060	0,1	0,9		4,04	0,19	0		
	1070	0,1	0,8		4,14	0,23	2		
	1080	0,1	1,0		3,95	0,29	0		
	1090	0,1	1,1		3,88	0,27	0		
	1100	0,1	1,1		3,85	0,34	0		

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	1110	0,1	0,8		3,84	0,35	1		
	1120	0,1	1,2		3,84	0,37	0		
	1130	0,1	1,2		3,83	0,38	1		
	1140	0,1	0,9		3,45	0,30	0		
	1150	0,1	1,2		4,20	0,25	1		
PS2040	1	0,3	8,3		3,89	0,71	0	13,6	71
	5	0,2	3,3		3,71	0,85	0	10,4	70
	10	0,1	1,3		3,99	0,76	1	10,9	69
	18	0,1	0,3		4,47	0,51	0	13,8	78
	28	0,1	0,6		4,98	0,17	0	12,8	72
	40	0,1	0,9		4,98	0,06	0	9,4	90
	50	0,1	0,6		4,92	0,13	0	11,9	91
	60	0,1	1,1		4,90	0,15	0	16,4	77
	70	0,1	0,6		4,90	0,04	0	13,0	78
	80	0,1	1,2		4,91	0,17	0	12,2	92
	90	0,1	0,4		4,94	0,28	0	11,9	98
	100	0,1	0,8		4,93	0,18	0	12,8	76
	110	0,1	0,6		4,64	0,16	0	12,6	92
	120	0,1	0,9		4,80	0,21	0	11,1	81
	130	0,1	1,5		4,82	0,21	0	12,9	98
	140	0,1	2,7		4,76	0,46	0	13,3	73
	150	0,1	4,8		4,67	0,50	0	12,4	88
	160	0,1	5,9		4,72	0,31	0	12,0	129
	170	0,1	13,4		4,59	0,50	0	9,2	82
	180	0,1	13,5		4,56	0,49	0	10,6	71
	190	0,1	4,3		4,60	0,41	0	12,3	73
	200	0,1	2,3		4,73	0,05	0	12,5	82
	210	0,1	14,6		4,54	0,60	0	13,8	67
	220	0,1	13,7		4,31	0,60	0	11,2	67
	225	0,1	14,2		3,75	0,32	0	12,0	73
	230	0,1	20,1		4,21	0,54	3	10,0	64
	237	0,1	4,7		3,96	0,49	4	12,4	76
	242	0,1	0,4		4,41	0,41	0	11,8	90
	250	0,1	0,3		4,58	0,32	0	15,1	72
	260	0,1	2,9		4,77	0,24	0	9,1	79
	270	0,2	3,7		4,99	0,09	0	8,4	67
	280	0,1	3,2		5,03	0,09	2	9,8	67
	290	0,1	4,1		4,98	-0,02	0	13,0	75
	300	0,1	5,5		4,78	-0,10	0	10,8	77
	310	0,1	3,4		4,94	-0,05	0	16,8	81
	320	0,1	5,4		4,86	0,15	0	9,7	72
	330	0,1	6,4		4,65	-0,09	0	9,1	66
	340	0,1	4,2		4,55	0,12	0	10,1	75
	350	0,1	5,1		4,46	0,10	2	10,2	68
	360	0,1	4,2		4,63	-0,02	0	19,9	71
	370	0,1	15,0		4,65	0,06	1	10,7	77
	375	0,1	21,4		4,20	0,30	0	12,8	64
	380	0,1	0,7		4,21	0,52	1	14,1	78
	390	0,1	3,5		4,52	0,14	0	12,0	70
	400	0,1	4,2		4,45	0,13	1	14,1	82
	405	0,1	19,3		4,26	0,48	2	11,3	58
	410	0,1	9,3		4,36	0,17	1	10,3	71
	420	0,1	5,7		4,71	-0,04	0	10,4	83
	430	0,1	7,1		4,67	-0,20	0	8,5	74
	440	0,1	2,8		4,69	-0,18	0	14,4	76
	445	0,1	5,3		4,57	-0,26	0	14,5	76
	450	0,1	20,3		4,48	0,14	1	12,4	61
	460	0,1	2,2		4,50	0,18	1	11,6	92
	470	0,1	2,9		4,54	-0,18	0	14,1	98
	480	0,1	7,7		4,55	0,01	0	14,9	74
	485	0,1	13,8		4,37	0,04	0	11,5	77
	490	0,1	4,2		4,61	-0,04	0	10,1	78
	500	0,2	10,5		4,38	0,19	0	11,9	65
	510	0,3	10,1		4,53	0,18	0	9,3	68
	520	0,2	8,5		4,62	-0,14	0	10,7	89
	530	0,1	18,9		4,41	0,04	0	12,7	64
	540	0,1	19,8		4,38	0,14	0	15,9	63
	550	0,1	4,1		4,10	0,08	0	18,4	76
	560	0,1	15,2		3,68	-0,14	1	9,7	103
	570	0,1	8,7		4,56	-0,24	1	10,9	75
	580	0,1	2,4		4,13	0,10	0	12,3	82
	590	0,1	22,9		4,30	-0,07	1	12,1	92
	600	0,1	8,4		4,21	-0,01	1	12,8	78



Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew. %]	Karbonat- gehalt [Gew. %]	Opal- gehalt [Gew. %]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew. %]	Plag./Korund [x100]
	610	0,1	4,6		4,33	-0,31	0	15,4	70
	620	0,1	9,1		4,30	-0,20	1	11,2	73
	630	0,1	1,1		3,86	-0,20	0	11,6	77
	640	0,1	12,1		4,13	0,07	0	11,5	61
	650	0,1	5,9		4,52	-0,15	0	11,0	79
	660	0,1	6,7		4,41	-0,31	0	8,0	74
	670	0,1	9,7		4,37	-0,15	0	11,3	65
	675	0,1	15,7		4,23	-0,03	0	8,6	79
	680	0,1	29,8		4,19	-0,05	0	17,7	58
	682	0,1	32,7		4,16	-0,01	1	8,5	50
	686	0,1	4,9		4,42	-0,17	0	12,9	81
	690	0,1	2,9		4,05	-0,18	0	9,4	67
	700	0,1	1,8		4,46	-0,15	0	12,3	77
	710	0,1	3,0		4,43	0,20	0	11,0	68
	720	0,1	11,2		4,27	0,00	0	15,6	75
	730	0,1	5,9		4,19	-0,06	0	10,2	77
	740	0,1	13,0		4,42	-0,24	1	10,2	63
	750	0,1	8,0		4,13	-0,51	1	9,5	301
	760	0,1	12,3		4,49	-0,37	0	12,0	79
	765	0,1	39,8		4,10	0,22	0	7,4	49
	770	0,1	37,1		4,06	0,25	0	8,5	71
	780	0,1	10,4		4,12	0,03	0	9,3	79
	790	0,1	2,5		4,54	-0,41	0	11,2	71
	800	0,1	2,1		4,44	-0,54	0	14,8	84
	810	0,1	1,7		4,27	-0,28	0	14,2	80
	820	0,1	1,3		4,42	-0,04	0	11,3	83
	830	0,1	0,4		4,33	0,00	0	14,7	85
	840	0,1	1,6		4,55	-0,42	0	8,9	77
	850	0,1	1,5		4,47	-0,16	0	11,4	76
	860	0,1	0,5		3,91	-0,08	0	11,6	95
	870	0,1	1,9		4,44	-0,63	0	12,5	91
	880	0,1	11,6		4,23	-0,21	0	11,3	67
	890	0,1	29,6		3,90	-0,14	0	10,3	93
	895	0,1	4,4		4,63	0,36	0	9,8	68
	900	0,0	25,7		3,89	0,31	1	9,4	64
	905	0,0	14,5		3,99	0,26	0	19,4	61
	910	0,1	7,1		3,95	0,22	1	14,2	71
	920	0,0	22,8		3,56	0,56	2	11,3	54
	930	0,1	7,2		4,05	0,26	1	12,4	68
	940	0,1	9,4		4,11	0,18	0	9,9	70
	950	0,1	5,2		4,07	0,06	1	12,0	73
	960	0,1	13,3		4,11	0,25	2	11,0	97
	970	0,1	5,1		4,21	0,16	1	11,4	66
	980	0,1	11,0		4,20	0,15	1	13,2	70
	990	0,0	24,3		3,93	0,40	1	11,9	51
	1000	0,0	19,2		4,04	0,50	1	15,7	68
	1010	0,1	12,3		4,37	0,33	0	8,8	251
	1020	0,1	8,5		4,34	0,03	2	11,2	67
	1030	0,1	8,0		4,13	0,30	2	7,8	65
	1040	0,1	12,5		4,00	-0,01	1	10,2	75
	1050	0,1	3,4		4,03	0,04	0	9,1	81
	1060	0,1	9,7		4,01	0,01	0	8,1	83
	1070	0,1	9,8		3,83	-0,03	0	12,1	70
	1080	0,1	3,1		4,07	0,10	0	9,6	67
	1090	0,1	2,7		4,20	-0,12	0	11,6	115
	1100	0,1	4,5		3,79	0,47	0	9,9	76
	1110	0,0	10,8		3,77	0,47	0	10,2	164
	1120	0,1	4,0		3,99	0,02	0	11,5	74
	1130	0,1	3,6		3,81	-0,26	0	13,3	57
	1140	0,1	5,8		4,10	-0,10	1	13,3	123
	1150	0,0	3,7		3,79	0,32	0	14,2	74
	1160	0,1	10,4		3,53	0,18	0	12,2	74
	1170	0,1	4,1		3,60	0,04	0	9,1	69
	1180	0,1	14,8		3,69	-0,25	0	13,6	73
	1190	0,1	2,1		4,05	0,05	0	13,1	91
	1200	0,1	3,6		3,77	0,15	0	10,7	88
	1210	0,1	2,1		3,76	0,36	0	19,7	98
	1220	0,1	1,8		3,62	0,26	0	9,9	72
	1230	0,1	2,4		3,66	0,10	0	10,8	71
	1240	0,1	1,7		3,59	0,33	1	11,0	76
	1250	0,1	4,8		4,03	0,30	0	13,0	67
	1260	0,1	7,8		3,77	0,45	1	12,1	92
	1267	0,1	5,9		3,83	0,34	1	13,6	75

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew. %]	Karbonat- gehalt [Gew. %]	Opal- gehalt [Gew. %]	∂18O [‰]	∂13C [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew. %]	Plag./Korund [x100]
PS2044	68	0,1	1,0						
	80	0,1	2,2						
	90	0,1	3,0						
	100	0,1	4,3						
	110	0,1	4,1						
	120	0,2	1,4						
	130	0,1	2,7						
	140	0,1	0,7						
	150	0,1	3,8						
	160	0,1	11,4						
	170	0,1	9,4						
	180	0,1	1,4						
	190	0,1	3,0						
	200	0,1	3,3						
	210	0,0	8,2						
	225	0,1	3,6						
	230	0,1	2,3						
	240	0,1	3,3						
	250	0,1	2,9						
	260	0,1	4,0						
	270	0,1	5,1						
	280	0,1	4,8						
	290	0,1	0,4						
	300	0,1	1,0						
	310	0,0	1,0						
	320	0,0	1,9						
	330	0,0	8,7						
	340	0,0	0,1						
	350	0,0	3,7						
	360	0,0	1,4						
	370	0,0	2,3						
	385	0,0	2,5						
	390	0,0	2,7						
400	0,0	2,4							
408	0,1	3,4							
PS2045	1	0,2	0,4		3,72	0,54	0	15,7	121
	5	0,1	0,6		4,41	0,17	2	29,2	129
	14	0,3	0,9		3,97	0,63	0	16,3	232
	20	0,3	1,0		3,93	0,40	1	24,3	162
	32	0,2	0,5		4,13	0,40	1	20,0	128
	40	0,2	0,5		3,88	0,61	1	12,2	78
	46	0,3	0,8		4,44	0,30	1	16,1	165
	55	0,2	0,8		3,87	0,52	0	12,2	125
	65	0,2	2,1		4,81	0,23	1	17,3	103
	75	0,1	1,4		4,69	0,31	3	13,2	86
	85	0,1	0,9		4,85	0,34	3	16,5	122
	95	0,1	1,2		4,92	0,06	3	14,4	76
	105	0,1	1,2		4,96	0,15	2	14,1	143
	115	0,1	2,1		5,16	0,17	1	16,9	126
	123	0,0	6,3		5,13	0,11	1	36,4	81
	130	0,1	1,8		5,01	0,12	1	13,8	86
	140	0,1	1,0		4,98	0,26	0	11,0	191
	150	0,1	2,4		4,90	0,07	0	14,3	92
	160	0,1	1,8		5,02	0,14	1	13,8	82
	170	0,1	1,2		4,90	0,15	4	18,2	100
	180	0,1	2,3		4,43	0,62	2	11,0	100
	187	0,0	12,5		4,86	0,41	1	30,8	192
	195	0,1	2,8		4,84	0,31	2	19,0	97
	198	0,1	1,2		4,74	0,40	0	19,0	91
	205	0,1	0,2		4,68	0,38	0	11,5	92
	210	0,1	0,7		4,71	0,20	3	16,5	111
	220	0,1	1,6		4,90	0,49	0	12,5	83
230	0,1	2,1		4,75	0,39	1	10,9	84	
240	0,1	1,5		4,61	0,43	1	9,7	76	
250	0,1	1,1		4,58	0,33	2	13,6	98	
260	0,1	3,2		4,58	0,36	3	15,2	82	
270	0,1	4,0		3,82	0,04	11	13,4	89	
280	0,1	0,3		4,09	0,06	1	23,4	79	
290	0,1	0,4		4,25	0,41	3	14,2	76	
300	0,1	0,4		4,50	0,53	3	15,9	97	
310	0,1	0,5		4,44	0,21	2	14,7	90	
320	0,1	1,0		4,48	0,13	0	17,5	92	
330	0,1	1,0		4,66	-0,09	1	14,9	67	

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.-%]	Karbonat- gehalt [Gew.-%]	Opal- gehalt [Gew.-%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.-%]	Plag./Korund [x100]
	340	0,1	3,9		4,49	0,32	1	14,1	80
	347	0,0	2,6		4,12	0,55	1	16,9	149
	353	0,0	0,2		4,42	0,46	7	42,7	169
	360	0,0	0,2		3,87	0,69	2	31,2	202
	370	0,0	0,3		4,51	0,30	1	17,0	159
	380	0,1	0,3		3,78	0,55	1	14,1	82
	390	0,1	0,4		4,11	0,43	0	13,5	118
	400	0,1	0,5		4,36	0,32	1	14,4	87
	410	0,1	0,3		4,48	0,25	2	20,9	77
	420	0,1	0,9		4,56	0,26	4	20,7	77
	430	0,1	0,6		4,23	0,51	1	13,3	79
	435	0,1	1,1		4,34	-0,35	0	14,8	116
	446	0,1	0,3		4,50	-0,04	2	15,7	93
	450	0,1	1,3		4,74	-0,07	0	14,5	125
	460	0,1	2,2		4,52	-0,22	0	12,1	112
	470	0,1	2,3		4,76	-0,16	2	10,6	78
	480	0,1	1,4		4,85	0,02	2	12,0	104
	490	0,1	2,0		4,82	-0,08	1	23,2	126
	500	0,1	1,7		4,80	-0,14	2	12,3	137
	510	0,1	1,7		4,72	-0,12	5	13,8	112
	520	0,1	5,9		4,78	0,00	0	22,1	90
	530	0,0	1,7		4,60	0,26	0	34,6	112
	539	0,1	1,8		4,98	-0,02	1	26,8	85
	550	0,1	3,1		4,60	-0,07	1	29,4	113
	560	0,0	1,7		4,70	-0,03	0	35,3	219
	568	0,1	3,3		4,56	-0,06	2	30,9	132
	573	0,0	4,8		4,85	-0,12	0	25,5	148
	580	0,1	2,7		4,38	-0,12	1	17,6	82
	590	0,1	1,3		4,56	-0,10	0	14,3	89
	600	0,1	0,2		4,46	0,03	1	20,4	75
	610	0,1	0,4		4,56	-0,20	4	13,2	111
	620	0,1	0,4		4,45	0,21	4	11,7	90
	630	0,1	0,2		4,65	0,05	4	20,4	109
	640	0,1	0,8		4,56	0,06	1	13,4	118
	650	0,0	0,2		4,61	-0,14	0	26,4	111
	660	0,1	2,9		4,76	-0,14	1	21,8	107
	670	0,1	0,1		4,61	0,01	1	29,5	128
	680	0,1	0,0		4,38	-0,05	0	20,8	83
	690	0,1	0,0		4,40	0,03	0	15,6	92
	700	0,1	0,2		4,54	-0,22	1	11,4	85
	710	0,1	0,2		4,49	-0,36	0	15,4	104
	720	0,1	0,7		4,24	-0,22	2	17,9	122
	730	0,1	0,4		3,95	-0,23	2	13,7	77
	740	0,1	0,5		4,24	-0,06	4	12,9	83
	750	0,1	0,2		4,42	-0,21	2	14,4	78
	760	0,1	0,2		4,20	-0,03	3	10,6	79
	770	0,0	0,2		3,94	-0,09	1	18,3	99
	780	0,1	0,1		4,10	-0,18	1	17,8	117
	790	0,1	0,2		4,11	-0,55	2	14,9	78
	800	0,0	0,4		4,38	-0,40	1	15,4	175
	810	0,1	0,3		4,25	-0,29	0	33,1	70
	820	0,1	0,3		4,24	-0,20	2	12,4	85
	830	0,1	0,4		4,25	-0,23	4	15,8	123
	838	0,1	0,4		4,23	-0,23	2	13,0	75
	850	0,1	0,2		4,50	-0,31	1	15,4	98
	860	0,1	0,1		3,95	0,01	1	10,6	82
	870	0,1	0,4		4,09	0,00	3	11,3	80
	880	0,1	0,7		4,62	-0,24	11	21,7	108
	890	0,1	0,7		4,36	-0,15	5	15,5	99
	900	0,1	0,6		4,42	-0,41	6	11,5	134
	910	0,1	1,4		4,38	-0,55	1	11,0	100
	920	0,1	1,3		4,72	-0,46	1	10,6	95
	927	0,1	0,9		4,64	-0,44	0	13,3	70
	935	0,1	0,5		4,60	-0,29	0	18,0	71
	940	0,1	5,3		4,34	-0,12	0	15,1	109
	950	0,0	0,4		4,36	-0,26	1	21,4	170
	960	0,1	0,2		4,26	0,01	7	16,4	73
	970	0,1	0,2		4,49	-0,15	0	14,3	98
	980	0,0	1,8		4,82	-0,34	2	29,0	93
	990	0,1	1,9		4,54	-0,27	1	25,4	84
	1000	0,1	1,3		4,64	-0,38	0	15,5	96
	1010	0,1	0,0		4,36	0,03	1	26,1	140
	1020	0,1	1,2		3,88	0,02	0	15,0	146

# 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	δ18O [‰]	δ13C [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag/Korund [x100]
	1031	0,0	18,3		4,72	0,28	0	65,8	112
	1040	0,0	4,3		4,93	-0,26	0	16,2	96
	1050	0,1	1,3		4,85	-0,11	4	14,5	112
	1060	0,1	1,4		5,10	-0,50	2	17,0	80
	1064	0,0	3,4		4,85	-0,14	0	28,9	343
	1070	0,1	1,4		5,06	-0,40	1	11,6	69
	1084	0,2	3,8		4,79	0,05	0	12,5	90
PS2046	1	0,2	0,3		3,41	0,70	2	20,9	179
	5	0,1	0,4		4,03	0,05	0	34,3	92
	12	0,2	0,7		3,73	0,10	0	13,7	98
	19	0,2	0,2		3,35	0,39	0	15,9	93
	30	0,2	0,2		4,42	-0,42	1	13,7	89
	40	0,2	0,4		4,23	-0,07	2	12,2	91
	50	0,1	1,1		4,85	0,17	3	14,3	81
	63	0,1	1,0		4,74	-0,05	1	14,8	81
	67	0,1	1,5		4,80	-0,02	1	17,2	83
	80	0,1	1,7		4,91	0,02	1	12,1	111
	85	0,1	1,4		4,86	0,11	1	10,6	77
	90	0,1	1,0		4,78	0,08	5	12,7	94
	100	0,2	1,0		4,75	0,08	1	12,5	88
	110	0,1	1,1		4,69	0,08	3	13,3	99
	120	0,1	1,2		4,59	0,17	3	14,3	86
	130	0,1	1,5		4,42	0,07	4	16,2	90
	133	0,1	0,3		4,21	-0,20	1	11,3	73
	140	0,1	1,5		4,07	-0,16	1	12,3	83
	150	0,1	3,8		4,70	0,33	2	12,6	98
	160	0,1	3,8		4,64	0,32	3	10,6	134
	170	0,1	7,8		4,51	0,44	2	13,8	161
	180	0,1	4,4		4,46	0,28	1	25,3	81
	190	0,1	0,8		4,27	0,25	3	11,7	83
	200	0,1	0,8		4,30	0,03	1	20,1	85
	210	0,1	1,4		4,16	0,10	1	9,4	111
	220	0,1	1,2		4,45	0,04	0	11,8	102
	230	0,1	5,0		4,44	0,47	0	12,5	77
	240	0,1	2,0		4,13	0,66	3	18,7	422
	245	0,0	0,2		4,06	0,31	2	30,0	153
	250	0,1	0,3		4,36	0,26	0	16,2	86
	260	0,1	0,3		4,21	0,13	1	12,4	97
	270	0,1	0,3		4,40	0,16	1	13,4	145
	280	0,1	0,4		4,48	0,04	0	11,7	88
	290	0,1	0,3		4,32	0,14	3	13,3	74
	300	0,1	0,3		4,30	0,28	1	14,1	137
	310	0,1	0,6		4,39	0,05	1	13,9	85
	320	0,1	1,3		4,77	-0,13	1	32,1	100
	330	0,1	2,3		4,61	-0,07	1	9,0	97
	340	0,1	1,7		4,63	-0,12	2	14,8	103
	350	0,1	2,3		4,81	-0,02	1	12,3	78
	360	0,1	2,3		4,75	-0,13	2	11,4	92
	370	0,1	3,4		4,78	-0,12	0	11,4	111
	380	0,1	3,3		4,81	-0,16	0	17,3	80
	390	0,1	3,8		4,77	-0,09	0	15,5	78
	400	0,0	4,5		4,75	-0,12	1	15,5	77
	410	0,1	7,0		4,55	-0,07	4	17,5	176
	420	0,1	2,4		4,23	-0,08	3	12,7	72
	430	0,1	1,8		4,51	-0,14	1	13,4	68
	440	0,1	1,5		4,37	-0,01	0	20,1	97
	450	0,0	0,8		4,58	-0,24	9	13,3	95
	460	0,0	0,8		4,56	-0,15	1	15,5	82
	470	0,1	4,1		4,22	0,04	2	14,1	124
	480	0,1	0,5		4,66	-0,03	1	12,6	126
	490	0,1	0,3		4,16	-0,53	0	18,7	79
	500	0,1	0,4		4,49	-0,21	5	11,5	283
	510	0,1	0,4		4,00	-0,54	1	20,8	107
	520	0,1	0,6		4,46	-0,27	4	10,0	94
	530	0,1	0,6		4,51	-0,26	5	14,0	97
	540	0,1	1,1		4,44	-0,32	1	14,4	78
	550	0,1	0,7		4,22	-0,01	0	12,5	100
	560	0,1	0,2		4,18	0,01	0	15,3	98
	570	0,1	1,3		4,40	-0,30	2	11,2	105
	580	0,1	0,2		4,35	-0,25	0	14,3	89
	590	0,1	1,1		4,68	-0,57	3	11,4	109
	600	0,1	1,6		4,42	-0,23	1	11,1	85
	610	0,0	0,7		4,23	-0,31	2	18,8	114

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew. %]	Karbonat- gehalt [Gew. %]	Opal- gehalt [Gew. %]	δ18O [‰]	δ13C [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew. %]	Plag./Korund [x100]
	620	0,0	4,5		4,63	-0,07	2	10,1	143
	630	0,0	0,8		4,19	-0,01	0	17,5	95
	633	0,1	0,7		4,22	-0,30	0	12,4	89
	640	0,0	2,9		4,15	-0,26	4	23,9	99
	650	0,1	2,7		4,23	-0,50	3	19,2	90
	660	0,1	1,8		4,46	-0,31	4	16,3	100
	670	0,0	2,1		4,31	-0,27	0	21,6	83
	680	0,0	4,2		4,27	-0,28	0	12,7	66
	690	0,0	0,3		3,73	-0,70	0	16,4	79
	695	0,0	0,1		4,36	-0,26	1	14,5	101
	700	0,1	0,2		4,35	-0,07	0	24,2	106
	709	0,0	1,4		4,01	-0,25	2	13,9	90
PS2047	1	0,3	2,8		4,54	0,35	1		
	5	0,2	1,6		4,37	0,40	5		
	12	0,1	2,3		4,43	0,26	1		
	20	0,1	5,7		4,56	0,36	0		
	30	0,1	9,7		4,53	0,46	1		
	40	0,1	2,9		4,37	0,30	0		
	50	0,1	2,5		4,45	0,16	2		
	60	0,1	2,1		4,53	0,18	2		
	70	0,1	6,6		4,46	0,38	1		
	80	0,1	11,0		4,13	0,66	0		
	90	0,1	4,1		3,87	0,38	1		
	100	0,1	0,6		3,98	0,44	0		
	110	0,1	0,2		3,82	-0,37	0		
	120	0,1	0,2		3,79	-0,04	2		
	130	0,1	0,4		3,87	-0,25	1		
	140	0,1	1,2		4,25	-0,17	1		
	150	0,1	1,7		4,72	-0,12	2		
	160	0,1	2,9		4,78	-0,01	3		
	170	0,1	3,3		4,80	0,10	2		
	180	0,1	4,1		4,77	-0,02	1		
	190	0,1	4,8		4,91	-0,04	0		
	200	0,1	5,1		4,88	-0,13	4		
	210	0,1	4,5		4,61	-0,01	2		
	220	0,1	4,2		4,60	-0,10	0		
	230	0,1	5,1		4,43	0,12	2		
	240	0,1	4,4		4,47	0,03	1		
	250	0,1	3,2		4,56	-0,12	3		
	260	0,1	0,4		4,41	-0,04	0		
	270	0,1	1,4		4,40	0,17	3		
	280	0,1	5,4		4,33	0,14	4		
	290	0,1	8,6		3,89	0,68	1		
	300	0,1	2,6		3,74	0,24	1		
	310	0,1	0,1		4,11	-0,13	3		
	320	0,1	0,8		4,13	-0,02	5		
PS2049	1	0,1	21,0		4,60	0,48	1		
	7	0,1	19,2		4,75	0,42	2		
	13	0,1	17,0		4,47	0,48	4		
	20	0,3	12,0		4,54	0,14	0		
	30	0,1	7,8		4,49	-0,03	0		
	40	0,1	19,7		4,44	0,16	3		
	50	0,1	21,3		4,52	0,00	1		
	60	0,1	93,9		4,64	-0,04	1		
	70	0,1	7,4		4,56	-0,15	3		
	80	0,1	10,7		4,63	-0,05	0		
	90	0,1	1,8		3,70	-0,09	1		
	100	0,1	5,1		4,65	-0,29	3		
	110	0,1	1,4		4,23	-0,16	2		
	120	0,1	2,4		4,57	-0,07	5		
	130	0,1	3,9		4,44	-0,33	1		
	140	0,1	4,4		4,57	0,06	3		
	150	0,1	12,3		4,56	-0,01	1		
	160	0,1	20,3		4,51	-0,07	5		
	170	0,1	20,6		4,49	0,03	4		
	180	0,1	7,5		4,96	-0,27	3		
	190	0,1	10,6		4,81	-0,22	3		
	200	0,1	12,4		4,79	-0,28	0		
	210	0,1	12,8		4,04	0,22	0		
	219	0,2	11,2		4,62	-0,03	0		

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
PS2050	1	0,2	2,0		3,48	-0,03	1		
	7	0,1	3,6		4,93	0,41	0		
	12	0,1	2,4		4,65	-0,02	0		
	20	0,1	5,0		4,83	0,33	0		
	30	0,1	15,1		4,71	0,41	0		
	40	0,1	10,2		4,57	0,37	3		
	50	0,1	1,2		4,26	0,33	0		
	60	0,1	3,6		4,76	0,15	1		
	70	0,0	12,1		4,94	0,03	2		
	79	0,1	7,3		4,92	0,21	0		
	90	0,0	11,1		4,74	0,05	0		
	100	0,1	2,6		4,44	-0,24	2		
	110	0,1	0,4		3,97	-0,07	0		
	120	0,1	0,0		3,47	-0,19	0		
	130	0,0	0,1		4,13	0,01	2		
	140	0,1	0,0		3,82	0,01	7		
	150	0,1	0,1		4,04	0,09	9		
	160	0,1	0,0		4,23	0,06	5		
163	0,0	0,0		4,50	0,14	0			
168	0,0	0,1		4,65	0,33	20			
180	0,0	0,2		4,50	0,03	15			
PS2055	1	0,2	4,0		3,46	0,53	0		
	5	0,2	1,2		4,06	0,38	0		
	12	0,1	1,6		4,65	0,22	0		
	20	0,1	2,4		4,77	0,17	0		
	30	0,1	0,6		4,82	0,10	0		
	40	0,0	0,7		5,04	0,24	0		
	50	0,1	2,4		5,10	0,11	0		
	60	0,1	2,0		4,91	0,20	0		
	70	0,0	0,8		4,95	0,06	0		
	80	0,1	1,1		4,82	0,32	0		
	90	0,4	0,7		4,93	0,34	0		
	100	0,1	4,7		4,74	0,43	0		
	110	0,0	1,0		4,63	0,41	0		
	120	0,1	2,9		4,58	0,31	0		
	130	0,1	10,4		4,57	0,15	1		
	140	0,1	29,1		4,62	0,28	0		
	150	0,0	7,4		3,77	0,37	2		
	160	0,1	0,7		4,40	0,42	0		
	170	0,1	0,4		4,14	0,55	0		
	180	0,1	1,9		4,72	0,17	0		
	190	0,1	1,2		4,88	0,08	0		
	196	0,2	6,0		5,15	0,10	0		
	206	0,1	10,2		4,99	-0,09	0		
	216	0,1	23,2		4,96	-0,03	0		
	226	0,1	13,8		4,64	-0,17	0		
	236	0,1	13,1		4,63	-0,07	0		
	246	0,1	9,0		4,25	-0,23	1		
	256	0,1	7,1		4,49	0,05	0		
	266	0,0	3,8		4,74	-0,14	0		
	276	0,1	12,1		4,66	-0,12	1		
	286	0,1	0,2		4,25	-0,13	0		
	300	0,1	0,1		4,71	0,12	0		
	310	0,0	0,2		4,51	-0,20	0		
	320	0,1	0,1		4,65	-0,16	0		
	330	0,1	0,0		4,61	-0,08	0		
	340	0,0	0,3		4,62	0,10	0		
350	0,0	0,1		4,70	-0,06	0			
360	0,0	0,1		4,59	0,05	0			
370	0,1	0,0		4,70	-0,08	0			
380	0,0	0,1		4,72	0,04	0			
390	0,1	0,1		4,56	0,05	0			
400	0,0	0,5		4,54	-0,27	0			
410	0,1	0,0		4,69	0,05	0			
420	0,1	0,2		4,66	0,05	0			
430	0,1	0,1		4,64	-0,03	1			
440	0,1	0,2		4,62	-0,20	2			
450	0,1	0,1		4,70	0,04	0			
460	0,1	0,0		4,76	0,05	3			
470	0,0	0,0		4,85	0,01	0			
480	0,1	0,3		4,76	-0,08	0			
490	0,1	0,2		4,87	-0,09	0			
500	0,1	0,1		4,52	-0,11	0			

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	δ18O [‰]	δ13C [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	510	0,1	0,6		4,59	0,03	2		
	520	0,1	0,0		4,89	-0,11	0		
	530	0,1	0,0		4,85	-0,06	0		
	538	0,1	0,1		4,72	-0,10	1		
	547	0,1	0,1		4,56	-0,06	0		
	560	0,1	0,0		4,79	-0,11	0		
	570	0,1	0,1		4,73	-0,05	0		
	580	0,1	0,1		4,75	-0,12	0		
	590	0,1	0,6		4,58	-0,02	1		
	600	0,1	0,2		4,70	-0,19	0		
	610	0,1	0,1		4,66	-0,02	0		
	620	0,1	0,2		4,80	-0,12	1		
	630	0,0	0,2		4,81	-0,14	0		
	640	0,1	0,1		3,95	-0,45	1		
	650	0,0	0,2				0		
	660	0,1	0,1				0		
	670	0,0	0,2				0		
	680	0,1	0,1		3,44	0,37	0		
	690	0,1	0,0				0		
	700	0,1	0,1		4,37	0,25	0		
	710	0,1	6,7		4,30	0,00	0		
	720	0,2	2,8		4,37	0,03	0		
	730	0,1	0,0		4,19	0,21	1		
	740	0,0	0,2		4,19	0,17	0		
	750	0,1	0,1		3,96	0,34	0		
	760	0,1	5,8		4,32	0,05	1		
	770	0,1	5,0		4,25	0,09	0		
	780	0,1	7,1		4,34	0,10	0		
	790	0,0	0,2		3,95	0,14	0		
	800	0,1	0,1		4,15	-0,06	1		
	810	0,1	0,1		4,20	0,24	0		
	820	0,1	0,1		4,28	0,24	1		
	830	0,0	0,2		4,30	0,14	0		
	840	0,1	0,2		4,25	-0,11	0		
	850	0,1	0,1		4,26	-0,03	2		
	860	0,1	0,1		4,18	-0,21	1		
	870	0,1	0,1		4,13	0,11	1		
	880	0,1	4,6		4,45	-0,03	1		
	890	0,1	7,5		4,42	0,06	0		
	900	0,1	0,1		4,34	0,22	0		
	906	0,1	0,1		4,33	0,09	0		
	910	0,1	0,0		4,52	0,14	0		
	920	0,1	4,4		4,45	-0,04	1		
	930	0,1	6,5		4,27	0,07	0		
	940	0,1	7,8		4,51	-0,06	0		
	951	0,1	7,5		4,58	-0,13	2		
	960	0,1	7,4		4,60	0,02	0		
	970	0,1	6,5		4,44	-0,09	0		
	980	0,1	0,1		4,19	-0,11	0		
	987	0,1	0,5		4,08	-0,18	1		
	1000	0,1	6,1		4,34	0,20	1		
	1010	0,1	6,8		4,39	0,13	0		
	1020	0,1	6,7		4,56	0,01	1		
	1030	0,1	6,2		4,57	0,06	1		
	1040	0,1	6,9		4,53	-0,03	1		
	1050	0,1	7,7		4,51	-0,06	1		
	1060	0,1	0,2		4,31	-0,01	4		
	1070	0,1	7,2		4,26	0,04	0		
	1079	0,1	6,9		4,52	-0,10	0		
PS2056	1	0,3	12,7	4,5	4,17	0,22	1	13,7	72
	7	0,2	5,8	4,4	4,47	0,20	1	10,4	93
	12	0,1	2,0	4,7	4,63	0,20	0	10,7	71
	20	0,1	1,3	5,0	4,94	0,18	0	11,4	75
	30	0,1	0,0	4,3	4,75	0,06	0	16,1	79
	40	0,1	2,4	3,5	4,78	0,23	0	13,2	76
	50	0,1	1,8	2,9	4,82	0,16	0	10,4	78
	60	0,1	1,2	3,1	4,63	0,34	0	15,1	73
	70	0,1	1,9	4,5	4,80	0,33	0	10,2	78
	80	0,1	2,9	3,7	4,69	0,40	0	11,3	79
	90	0,1	11,1	2,7	4,44	0,22	0	9,6	87
	95	0,1	27,6	2,6	4,73	0,44	2	6,2	54
	100	0,1	19,6	3,7	4,79	0,60	1	9,6	80
	110	0,1	5,6	4,1	4,76	0,29	0	17,0	85

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	∂18O [‰]	∂13C [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag/Korund [x100]
	120	0,1	16,5	2,5	4,48	0,60	1	11,5	71
	130	0,1	17,1	3,0	4,28	0,62	0	11,0	74
	140	0,1	5,0	4,9	4,30	0,48	1	13,1	71
	150	0,4	0,0	5,0	4,51	0,36	1	13,8	88
	160	0,1	1,0	4,7	4,24	0,40	0	10,0	71
	170	0,1	4,0	3,9	4,82	0,27	0	11,7	68
	180	0,1	5,8	3,2	5,06	-0,03	0	7,9	68
	190	0,1	5,6	4,0	4,85	0,08	0	8,1	64
	200	0,1	7,9	3,1	4,84	-0,05	0	10,2	65
	210	0,1	8,2	3,7	4,91	-0,13	0	8,5	70
	220	0,1	8,1	3,2	4,63	0,00	0	9,7	64
	230	0,1	10,8	3,2	4,61	0,12	0	7,6	69
	240	0,1	6,2	3,3	4,69	0,08	0	10,4	78
	250	0,1	18,4	3,0	4,60	0,08	0	8,8	61
	255	0,1	22,6	2,5	4,06	0,43	0	13,2	80
	260	0,1	2,0	3,5	4,55	0,00	0	12,6	101
	270	0,1	7,9	3,5	4,51	0,16	0	12,3	72
	280	0,1	14,6	3,3	4,12	0,40	2	10,7	59
	290	0,1	9,5	3,1	4,52	0,24	0	8,4	66
	300	0,1	12,4	2,8	4,68	0,00	0	11,5	59
	310	0,1	8,0	3,6	4,75	-0,10	0	10,2	69
	320	0,1	5,5	3,6	4,71	-0,28	0	10,8	67
	330	0,1	13,4	3,2	4,39	0,13	0	11,1	72
	340	0,0	4,4	3,6	4,46	0,20	1	16,1	109
	350	0,1	0,2	8,4	4,58	-0,06	1	12,3	85
	360	0,1	0,3	8,0	4,34	-0,03	1	13,1	112
	370	0,1	0,1	10,2	4,29	-0,15	0	11,5	69
	376	0,1	0,1	10,0	4,11	-0,12	0	11,8	80
	390	0,1	0,1	7,5	4,26	0,05	0	20,7	95
PS1375	1			3,5				14,4	69
	10			3,5				13,0	86
	16			6,8				24,6	88
	19			7,3				9,9	62
	24			6,7				12,7	62
	32			7,5				17,4	73
	40			6,7				12,4	127
	50			8,4				15,3	53
	60			7,7				12,8	62
	70			8,8				12,2	69
	80			9,1				11,2	63
	90			7,2				12,5	50
	100			6,5				11,4	55
	110			4,7				17,1	63
	120			5,5				12,4	56
	130			3,1				18,7	65
	137			3,0				16,1	57
	140			2,0				18,0	55
	142			0,5					
	146			0,3					
	150			2,5					
	160			3,5					
	170			4,1					
	180			3,2					
	190			2,7					
	200			2,3					
	210			2,6					
	220			2,7					
	230			2,0					
	240			2,7					
	250			3,7					
	260			3,1					
	270			2,2					
	280			3,0					
	290			2,4					
	300			2,8					
	310			1,8					
	320			2,9					
	330			2,0					
	338			0,3					
	349			1,2					
	360			2,6					
	370			2,5					
	378			2,6					



Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag/Korund [x100]
	387			3,1					
	393			0,6					
	397			1,8					
	403			2,2					
	408			1,9					
	412			0,6					
	420			1,4					
	430			3,0					
	440			2,4					
	450			3,4				17,9	80
	460			4,0				17,9	60
	470			4,7				13,5	72
	480			5,4				8,1	55
	490			3,0				12,8	70
	500			1,4				30,2	66
	507			5,5				15,1	88
	510			10,0				13,9	63
	518			13,7				18,8	82
	526			11,0				12,3	60
	532			13,7				16,1	60
	537			8,5				15,3	73
	542			5,4				25,3	89
	547			7,1				25,3	205
	553			12,6				22,1	75
	560			7,2				13,4	65
	570			11,9				16,8	102
	580			11,9				13,3	106
	590			6,7				17,9	85
	600			3,9				13,8	66
	610			4,4				14,7	80
	620			2,9				16,2	65
	630			4,5				13,6	65
	640			2,6				25,3	76
	650			3,9				11,9	65
	660			4,0				10,5	65
	670			5,6				11,7	64
	680							12,2	64
	690							11,4	57
	700							13,0	63
	710							14,2	53
	720							12,5	36
	730							11,8	82
	740							10,2	74
	750							18,6	109
PS1506	1			3,6					
	3			6,6					
	6			3,6					
	9			5,2					
	12			5,9					
	15			4,7					
	18			6,0					
	21			3,4					
	24			5,1					
	27			4,0					
	30			3,3					
	33			3,9					
	36			3,8					
	39			4,2					
	42			4,1					
	45			3,0					
	48			3,8					
	51			4,1					
	54			4,3					
	57			3,9					
	60			3,8					
	63			3,9					
	66			4,5					
	69			4,4					
	72			3,7					
	75			3,1					
	78			3,6					
	81			3,4					
	84			4,1					

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag/Korund [x100]
	87			3,0					
	90			3,3					
	93			2,4					
	96			2,5					
	99			3,0					
	102			2,2					
	105			2,8					
	108			2,7					
	111			3,0					
	114			2,8					
	117			2,4					
	120			2,4					
	123			2,0					
	126			2,8					
	129			3,8					
	132			3,6					
	135			2,4					
	138			2,7					
	141			3,7					
	144			2,2					
	147			1,8					
	150			2,6					
	153			2,0					
	156			2,7					
	159			3,6					
	162			2,8					
	165			1,7					
	168			2,7					
	171			2,1					
	174			2,8					
	177			2,6					
	180			2,8					
	183			2,8					
	186			3,4					
	189			3,9					
	192			3,0					
	195			2,6					
	198			3,5					
	201			3,2					
	204			3,2					
	207			2,7					
	210			3,1					
	213			2,8					
	216			3,0					
	219			3,0					
	222			3,9					
	225			3,2					
	228			3,1					
	231			2,4					
	234			2,6					
	237			3,1					
	240			3,6					
	243			2,5					
	246			3,3					
	249								
	252			1,7					
	255								
	258			2,2					
	261								
	264			2,0					
	267								
	270			2,4					
	273								
	276			2,6					
	279								
	282			2,0					
	285								
	288			2,1					
	291								
	294			2,0					
	297								
	300			2,3					
	303								

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	306			2,0					
	309								
	312			1,6					
	315			2,3					
	318			2,3					
	321			3,9					
	324			2,5					
	327			2,5					
	330			2,5					
	333			3,3					
	336			2,4					
	339			2,9					
	342			2,8					
	345			3,0					
	348			2,5					
	351			1,4					
	354			2,6					
	357			2,8					
	360			4,3					
	363			2,9					
	366			3,0					
	369			2,4					
	372			2,5					
	375			2,8					
	378			2,5					
	381			2,2					
	384			2,4					
	387			2,0					
	390			2,1					
	393			1,9					
	396			3,2					
	399			2,3					
	402			2,5					
	405			3,4					
	408			2,8					
	411			2,9					
	414			2,8					
	417			2,2					
	420			3,9					
	423			2,8					
	426								
	429			2,5					
PS1575	2			5,4				24,3	42
	11			5,5				28,6	47
	20			7,5				31,6	42
	26			6,5				25,0	42
	28			4,6				24,0	43
	35			6,4				26,1	42
	45			4,7				24,4	50
	55			5,8				23,2	45
	60			4,5				23,7	48
	65			5,9				17,6	41
	72			6,2				21,9	53
	80			3,7				24,0	42
	90			4,3				19,4	55
	100							26,1	56
	110							25,9	39
	120							22,9	42
	130			3,1				23,5	38
	140							23,9	42
	150			2,6				23,4	38
	160							28,8	38
	169							23,8	40
	175			3,1				23,5	41
	180							24,9	37
	186							23,1	35
	189			3,4				30,3	37
	191							29,3	41
	194							26,9	43
	204			2,2				31,3	47
	214							30,3	45
	220							27,5	43
	225			2,9				32,7	51

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew. %]	Karbonat- gehalt [Gew. %]	Opal- gehalt [Gew. %]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew. %]	Plag./Korund [x100]
	235								
	245							30,2	46
	255							27,9	41
	260			3,6				28,6	38
	265			3,6				30,3	49
	270			4,0				24,0	47
	277							30,6	44
	285			2,8				30,2	61
	290			3,2				32,2	54
	293			2,9				36,8	68
	303			4,4				28,7	49
	313			4,8				32,2	52
	323			4,1				29,2	56
	333			5,9				22,1	68
	336			5,0				27,2	42
	339			5,0				26,1	44
	343			4,3				30,0	49
	350			3,8				30,4	37
	354			4,3				29,8	81
	360			4,3				26,6	39
	364			5,6				28,8	46
	368			4,6				22,7	45
	374			5,3				22,9	43
	379			4,0				22,6	43
	386			3,8				26,6	50
	393			4,3				27,5	38
	396			3,7				22,0	42
	402			3,7				24,3	48
	406			2,7				22,5	47
	416							22,9	42
	426							22,1	47
	436			3,1				24,0	36
	443							24,9	38
	449							25,4	47
	454			3,1				25,1	45
	457							26,9	40
	465							30,6	43
	475			2,6				21,1	44
	485							24,2	46
	495							35,5	37
	505			2,7				22,9	39
	515							27,2	37
	525							31,9	41
	535			3,0				27,3	41
	545			2,7				23,4	95
	549			3,3				26,0	49
	554			3,5				24,5	66
	564			3,8				26,5	50
	570			3,3				30,4	45
	578			3,6				24,8	49
	585			3,9				26,8	62
	591			4,3				31,4	45
	596			3,3				25,4	43
	601			4,1				29,5	56
	604			3,4				24,7	56
	610			3,1				22,9	42
	620			3,1				22,0	42
	628			2,7				25,4	42
	636			2,2				28,4	38
	644			2,5				26,1	45
	649			3,5				20,8	45
	653			3,8				27,6	51
	662			3,0				31,4	59
	666			3,3				27,4	83
	672			2,5				31,2	56
	682			4,2				22,8	62
	687			5,8				25,0	51
	697			4,1				25,0	48
	702			3,7				32,3	46
	707			3,0				31,9	41
	712			3,8				25,8	45
	717			3,8				23,8	46
	721			2,5				30,6	45

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	729			2,9				26,3	49
	735			3,8				28,4	49
	739			3,7				35,7	78
	749			2,5				26,7	105
	753			3,4				16,6	55
	763			3,0				9,2	140
	767			3,4				11,3	66
	776			2,2				31,4	50
	784			2,6				18,6	63
	788			2,5				20,2	64
	793			3,1				14,6	58
	797			2,1				10,4	51
	803			2,5				9,9	66
	807			4,1				16,4	57
	814			3,4				12,5	46
	825			3,0				19,5	64
	835			2,3				15,7	55
	845			3,4				14,7	74
PS1648	1			6,4				14,3	85
	10			4,8				18,1	84
	20			4,5				12,7	74
	30			6,0				15,7	70
	40			6,9				13,5	64
	50			3,1				12,7	58
	57			2,9				10,4	54
	62			3,0				10,2	61
	70			3,2				11,5	63
	80			3,1				15,2	65
	90			2,4				16,3	119
	100			2,0				18,5	104
	110			2,7				13,8	63
	120			3,0				15,2	66
	130			2,4				21,7	93
	140			2,2				15,0	68
	150			2,8				15,0	68
	160			2,4				15,5	71
	170			2,9				13,8	68
	180			3,2				13,7	72
	190			2,5				11,4	66
	200			2,6				12,5	57
	210			2,6				12,8	61
	220			2,5				13,0	61
	230			2,9				12,3	53
	240			2,7				11,7	63
	250			2,2				13,8	63
	260			2,3				14,7	74
	270			2,2				9,4	63
	280			2,4				15,7	81
	290			9,5				15,9	79
	300			9,0				14,8	74
	310			7,6				19,5	77
	320			4,8				15,6	72
	330			4,2				15,6	65
	340			2,8				12,5	85
	350			2,7				15,9	78
	360			2,8				16,6	65
	370			3,3				16,0	73
	380			3,0				13,5	61
	390			1,6				13,2	64
	400			2,1				16,6	78
	410			2,5				16,8	65
	420			2,3				13,8	62
	430			2,2				20,5	77
	440			2,1				19,3	133
	450			1,2				23,1	106
	460			0,9				26,1	122
	470			1,6				17,6	95
	480			2,7				12,8	70
	490			1,3				13,7	63
	500			1,8				13,0	56
	510			1,4				18,4	67
	520			1,5				15,8	60
	530			3,5				14,1	70

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	540			2,2				14,7	61
	550			2,3				14,1	74
	560			2,5				13,7	62
	570			2,5				16,2	78
	580			2,4				17,9	56
	590			2,7				14,3	73
	600			2,4				15,8	84
	610			4,5				15,4	74
	620			3,9				14,4	115
	630			3,7				11,1	82
	640			3,9				18,5	83
	650			4,5				13,8	77
	660			12,0				12,6	77
	670			4,0				11,6	68
	680			3,0				13,3	75
	690			2,4				17,7	69
	700			5,3				19,1	84
	710			8,9				21,6	69
	720			6,8				13,8	95
	730			2,6				12,2	81
	740			2,2				14,7	74
	750			2,1				14,6	65
	760			2,7				12,7	43
	770			1,8				14,3	59
	780			1,7				12,0	69
	790			3,0				13,6	80
	800			2,9				12,8	75
	810			1,9				14,2	62
	820			2,7				16,0	72
	830			2,3				19,7	63
	840			1,8				13,5	82
	850			1,8				20,0	53
	860			1,6				15,0	79
PS1821	1			15,8				12,1	53
	12			20,4				12,9	64
	22			25,7				15,0	44
	32			8,3				14,1	65
	42			6,9				16,1	84
	52			7,1				11,9	82
	62			6,2				10,7	78
	72			7,6				15,0	90
	86			4,3				10,9	76
	97			5,0				11,1	79
	100			1,5				13,8	182
	110			4,5				13,1	93
	122			5,5				12,6	76
	132			3,5				11,1	115
	142			5,2				10,7	81
	152			3,9				14,8	95
	162			0,4				24,2	206
	172			3,2				17,6	124
	186			4,4				13,1	112
	198			2,7				13,8	91
	212			3,8				15,2	102
	218			2,6				30,5	166
	227			4,5				26,8	95
	232			6,0				16,1	101
	242			5,4				17,9	79
	257			3,4				16,8	91
	272			3,6				15,0	85
	286			4,8				30,9	79
	296			4,3				14,0	92
	306			2,2				19,0	165
	316			4,8				13,3	79
	326			4,5				18,0	97
	336			5,6				12,4	86
	346			7,0				14,6	90
	357			5,5				14,0	79
	368			4,2				21,5	83
	378			5,7				19,6	82
	386			6,8				12,7	61
	396			7,7				14,0	56
	406			9,2				13,7	59

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Corg- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	411			11,3				12,1	61
	416			12,3				13,1	60
	422			13,3				15,1	51
	426			14,3				14,9	47
	431			16,0				14,4	51
	436			12,4				15,4	65
	446			13,3				17,2	50
	456			14,9				12,2	46
	466			14,8				14,3	61
	476			25,2				11,7	50
	486			37,0				9,8	26
	496			31,7				9,5	40
	506			24,0				13,0	52
	516			25,1				10,9	36
	526			13,4				12,2	70
	531			8,4				12,0	61
	536			7,2				12,0	74
	546			7,6				13,4	77
	556			6,3				12,4	84
	566			7,1				18,2	82
	576			6,9				11,9	80
	586			7,0				11,9	81
	596			6,5				17,9	90
	606			5,9				12,9	80
	616			5,7				12,1	83
	626			4,2				13,7	100
	636			5,1				13,8	81
	646			5,0				14,4	86
	656			5,1				19,0	95
	666			5,3				12,1	83
	676			4,5				15,9	91
	686			4,4				14,5	100
	696			5,4				12,4	85
	706			4,9				15,0	86
	716			4,9				17,2	96
	726			4,5				18,2	89
	736			5,1				12,5	102
	746			5,8					
	756			6,5				18,3	86
	766							14,2	85
	776			5,6				13,0	105
	786							18,6	92
	796			5,1				16,1	93
	806							14,2	87
	816			4,9				17,4	86
	826							13,6	101
	836			6,4				15,2	86
	846			6,5				11,8	80
	856			6,4				11,4	85
	866			9,6				14,4	57
	872			12,2				14,2	69
	882			12,1				16,3	53
	887			9,1				16,3	52
	892			9,1				15,8	54
	899			8,4				19,4	63
	909			10,2				26,4	55
	919			9,0				15,9	87
	929			7,0				14,4	104
	940			5,9				13,9	96
	946			6,6				18,5	71
	952			8,0				14,0	91
	958			10,2				11,4	76
	966			12,2				14,5	55
	972			14,6				14,4	81
	979			25,3				10,4	46
	986			40,6				8,0	39
	992			35,4				8,4	56
	996			34,8				8,9	48
	1002			45,4					
	1006			27,0				10,5	68
	1010			35,6				7,2	36
	1016			22,1				12,8	46
	1026			5,7				13,4	98

## 10 Anhang

Tab. I

Kern	Kern- tiefe [cm]	Org- gehalt [Gew.%]	Karbonat- gehalt [Gew.%]	Opal- gehalt [Gew.%]	$\delta^{18}O$ [‰]	$\delta^{13}C$ [‰]	IRD [Kies/10ccm]	Quarz- gehalt [Gew.%]	Plag./Korund [x100]
	1036			5,7				18,5	104
	1046			5,5				18,0	121
	1056			2,9				19,9	111
	1066			4,5				15,2	100
	1073			3,4				16,5	85
	1086			5,3				32,8	105
	1096			5,1				14,9	80
	1106			5,6				13,1	87
	1116			5,8				14,9	92
	1127			5,1				15,1	91
	1137			4,0				22,5	96
	1146			6,9				21,3	97
	1156			5,5				16,1	73
	1166			5,9				18,2	78
	1171			7,1				16,1	86
	1182			9,4				16,1	74
	1192			7,4				14,0	70
	1202			5,8				20,9	104
	1206			2,5				20,7	117
	1216			8,1				14,1	72
	1226			12,3				15,7	48
	1236			14,3				14,5	61
	1246			12,8				14,6	57
	1256			10,3				21,1	69
	1266			30,8				9,5	45
	1276			23,8				9,9	43
	1282			10,0				13,3	96
	1292			11,8				13,9	70
	1302			6,7				12,6	73
	1311			5,1				15,0	80
	1316			7,4				17,3	85
	1326			5,7				16,1	95
	1336			6,5				13,8	87
	1346			6,3				14,7	83
	1356			6,8				14,1	100
	1366			5,3				11,2	79
	1376			5,9				17,9	88
	1386			5,3				14,8	79
	1396			6,1				16,3	79
	1406			5,7				13,8	95
	1416			2,9				25,8	153
	1426			4,6				14,0	107
	1436			5,8				18,3	198
	1446			5,3				12,8	88
	1456			5,2				12,5	108
	1466			8,8				13,5	52
	1476			7,6				18,7	66
	1486			9,4				15,6	49
	1496			9,3				18,0	73
	1506			7,4				15,6	65
	1516			7,8				15,7	49
	1526			6,8				11,8	78
	1536			5,1				11,8	90
	1546			4,9				13,1	79
	1556			5,9				13,5	100
	1566			6,1				15,4	87
	1576			6,1				12,6	75



Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
PS2037	1	48,4	72,3	1,5		2,6	2,6	
	7	45,8	70,0	1,5		2,6	2,7	
	10	48,2	72,2	1,5		2,6	2,7	
	20	39,5	64,2	1,6		2,6	2,6	
	30	44,4	68,7	1,5		2,6	2,6	
	35	43,2	67,5	1,5		2,6	2,6	
	40	43,4	67,6	1,5		2,6	2,6	
	50	44,1	68,5	1,5		2,6	2,6	
	60	48,6	72,1	1,5		2,6	2,6	
	70	50,4	73,5	1,4		2,6	2,6	
	80	48,6	72,4	1,5		2,6	2,6	
	90	43,9	68,5	1,5		2,6	2,7	
	100	41,6	66,5	1,6		2,7	2,7	
	110	40,7	65,8	1,6		2,7	2,7	
	120	25,9	49,2	1,9		2,7	2,7	
	130	39,5	64,9	1,6		2,7	2,7	
	140	43,9	68,6	1,5		2,7	2,7	
	150	39,9	65,0	1,6		2,7	2,7	
	155	38,7	63,9	1,6		2,7	2,7	
	160	38,9	63,9	1,6		2,7	2,7	
	170	38,6	64,0	1,6		2,7	2,7	
	180	40,5	65,7	1,6		2,7	2,7	
	190	41,0	66,3	1,6		2,7	2,7	
	200	39,9	65,4	1,6		2,7	2,7	
	210	41,1	66,4	1,6		2,7	2,7	
	220	35,9	61,2	1,7		2,7	2,7	
	230	41,5	67,0	1,6		2,7	2,8	
	240	37,5	62,9	1,7		2,7	2,7	
	250	27,2	51,3	1,9		2,7	2,7	
	260	31,4	56,5	1,8		2,7	2,7	
	270	36,1	61,5	1,7		2,7	2,7	
	280	37,8	63,2	1,7		2,7	2,7	
	290	28,5	52,9	1,8		2,7	2,7	
	300	26,6	50,4	1,9		2,7	2,7	
	305	21,1	43,2	2,0		2,8	2,8	
	310	7,6	18,7	2,4		2,7	2,7	
	320	16,9	36,2	2,1		2,7	2,7	
	330	22,1	44,3	2,0		2,7	2,7	
	340	34,6	59,9	1,7		2,7	2,7	
	350	35,1	60,6	1,7		2,7	2,7	
	358	33,9	59,2	1,7		2,7	2,7	
PS2038	1	39,6	64,2	1,6		2,6	2,6	1,0
	7	44,9	69,0	1,5		2,6	2,6	0,8
	12	44,1	68,8	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	20	41,2	66,1	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	30	39,1	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	40	40,6	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	44	42,4	67,5	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	50	44,6	69,5	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	60	48,0	71,9	1,5	1,5	2,6	2,7	0,8
	70	44,7	69,9	1,5		2,7	2,8	0,8
	80	46,3	71,8	1,5		2,8	2,8	0,8
	90	44,8	69,9	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	100	43,7	68,9	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	110	40,4	65,8	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	120	40,8	66,3	1,6	1,6	2,7	2,8	0,9
	130	41,6	67,0	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	140	44,8	69,9	1,5	1,5	2,7	2,8	0,8
	150	41,6	66,9	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	160	42,8	68,2	1,6	1,6	2,7	2,8	0,9
	170	42,7	67,9	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	180	39,1	64,7	1,6		2,7	2,8	1,0
	190	42,1	67,4	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	200	41,7	67,3	1,6	1,6	2,8	2,8	0,9
	210	40,5	66,0	1,6	1,6	2,7	2,8	0,9
	220	39,1	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	230	38,7	64,3	1,6	1,6	2,7	2,8	1,0
	240	37,8	63,4	1,7	1,6	2,7	2,8	1,0
	250	39,7	65,1	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	260	39,2	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	270	37,8	63,3	1,7	1,6	2,7	2,7	1,0
	280	36,9	62,3	1,7		2,7	2,7	1,0
	290	37,1	62,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	300	38,5	63,9	1,6	1,7	2,7	2,7	1,0
	310	36,5	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	320	39,3	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	330	39,8	65,1	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	340	36,0	61,4	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	350	35,8	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	360	38,3	63,9	1,7	1,6	2,7	2,8	1,0
	370	40,2	65,7	1,6	1,6	2,7	2,8	0,9
	380	35,6	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	390	37,7	63,3	1,7	1,6	2,7	2,8	1,0
	400	36,4	62,0	1,7	1,7	2,7	2,8	1,1
	410	37,5	62,7	1,7	1,8	2,7	2,7	1,0
	420	38,9	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	430	38,0	63,3	1,7	1,6	2,7	2,7	1,0
	440	38,5	63,7	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	450	41,7	66,3	1,6	1,6	2,6	2,7	0,9
	460	50,6	73,9	1,4	1,4	2,6	2,6	0,7
	470	46,8	70,9	1,5	1,5	2,6	2,7	0,8
	480	42,5	67,5	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	490	39,1	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	500	39,5	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	510	40,7	65,8	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	520	39,2	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	529	40,4	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	533	41,0	66,3	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	540	39,6	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	550	37,8	63,3	1,7	1,6	2,7	2,7	1,0
	560	37,9	63,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	570	40,6	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	580	37,6	63,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	590	37,0	62,6	1,7	1,6	2,7	2,8	1,0
	600	36,8	62,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	610	37,1	62,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	620	37,3	62,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	630	36,4	61,9	1,7	1,7	2,7	2,8	1,1
	640	35,0	60,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	650	36,5	61,8	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	660	33,6	58,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	670	37,3	62,9	1,7	1,9	2,7	2,8	1,0
	680	35,9	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	690	35,5	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	700	34,5	59,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	705	35,5	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	710	39,8	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	720	38,7	63,8	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	730	37,4	62,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	740	35,8	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	750	42,2	66,6	1,6	1,6	2,6	2,6	0,9
	760	37,6	62,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	770	35,7	60,8	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	780	33,9	59,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	790	36,0	61,2	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	800	35,2	60,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	810	35,1	60,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	820	33,3	58,4	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	830	32,7	57,8	1,7	1,7	2,7	2,7	1,2
	840	32,7	57,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,2
	850	35,9	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	860	34,4	59,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	870	37,4	62,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	880	33,9	59,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	890	36,0	61,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	900	34,4	59,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	904	39,1	64,1	1,6	1,7	2,7	2,7	1,0
	910	33,9	59,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	920	34,8	59,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	930	36,5	61,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	940	36,7	61,8	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	950	35,8	61,2	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	960	36,3	61,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	970	37,0	62,3	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	980	34,6	59,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	990	35,4	60,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	1000	35,1	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1010	34,6	59,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1020	33,2	58,2	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1030	34,0	59,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1040	33,8	58,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1045	34,3	59,4	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1050	35,0	60,2	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1060	34,1	59,1	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1066	35,0	60,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1070	40,6	65,4	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	1080	38,6	63,5	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1090	36,6	61,8	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1100	39,3	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1110	37,9	63,2	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1120	39,3	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1130	39,9	64,9	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	1140	37,7	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	1,0
	1150	36,4	61,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1160	36,0	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1170	35,9	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1180	36,3	61,4	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1190	36,6	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1200	35,2	60,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1210	35,5	60,6	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1215	36,4	61,7	1,7	1,7	2,7	2,7	1,0
	1220	39,8	65,2	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1230	39,6	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1240	39,3	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
	1250	35,9	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1260	36,1	61,5	1,7	1,7	2,7	2,7	1,1
	1269	38,5	63,9	1,6	1,6	2,7	2,7	1,0
PS2039	1	44,7	69,4	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	5	44,6	69,3	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	12	45,9	70,6	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	20	47,7	72,3	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	30	45,7	70,7	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	40	45,1	70,1	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	50	46,8	71,5	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	60	45,9	70,8	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	70	46,1	71,1	1,5	1,5	2,7	2,8	2,8
	80	43,5	68,5	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	90	43,8	69,1	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	100	43,4	68,7	1,6	1,5	2,7	2,8	2,8
	110	43,8	69,1	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	120	45,0	70,1	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	130	44,2	69,4	1,5	1,6	2,7	2,7	2,7
	140	42,3	67,7	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	150	39,3	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	160	41,5	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	170	42,4	67,7	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	180	42,4	67,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	190	43,5	68,7	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	200	41,7	67,2	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	210	40,4	66,0	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	220	41,7	67,1	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	228	44,0	69,0	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	240	42,7	67,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	250	41,8	67,6	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	260	44,3	69,6	1,6	1,5	2,7	2,8	2,8
	270	43,3	68,6	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	280	42,5	67,8	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	290	43,0	68,3	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	300	45,4	70,7	1,5	1,5	2,8	2,8	2,8
	310	41,5	66,9	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	320	45,0	70,1	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	330	43,0	68,4	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	340	42,6	68,0	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	350	43,7	69,0	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	360	41,9	67,2	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	370	43,1	68,4	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	380	41,8	67,2	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	390	41,1	66,7	1,6	1,6	2,7	2,8	2,8
	400	40,8	66,2	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.-%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	404	41,8	67,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	410	41,0	66,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	420	43,4	68,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	430	45,2	69,9	1,5	1,5	2,7	2,7	
	440	41,6	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	450	42,9	67,9	1,6		2,7	2,7	
	460	46,3	70,7	1,5	1,5	2,7	2,7	
	470	46,2	70,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	480	43,2	68,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	490	42,0	67,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	500	43,0	68,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	510	41,2	66,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	520	38,7	64,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	530	41,2	66,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	540	40,0	65,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	550	40,2	65,2	1,6		2,7	2,7	
	560	41,7	66,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	570	41,4	66,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	580	43,7	68,3	1,5	1,6	2,6	2,7	
	590	43,4	68,1	1,6	1,5	2,7	2,7	
	600	39,7	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	610	39,2	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	620	40,0	65,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	625	42,1	66,7	1,6	1,6	2,6	2,7	
	630	41,8	66,5	1,6	1,6	2,6	2,7	
	640	43,3	68,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	650	39,9	65,1	1,6		2,7	2,7	
	660	43,1	67,5	1,5	1,5	2,6	2,6	
	670	47,7	71,0	1,5	1,5	2,5	2,6	
	680	41,5	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	685	39,8	65,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	690	37,1	62,3	1,7	1,6	2,7	2,7	
	700	40,7	65,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	710	42,5	67,1	1,6	1,6	2,6	2,6	
	720	36,4	61,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	730	38,2	63,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	740	39,1	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	751	37,2	62,6	1,7		2,7	2,7	
	756	39,0	64,2	1,6		2,7	2,7	
	770	38,9	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	780	39,2	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	790	40,0	65,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	800	41,5	66,3	1,6	1,6	2,6	2,7	
	810	37,5	62,7	1,7	1,7	2,7	2,7	
	819	39,6	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	832	38,3	63,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	840	36,8	62,0	1,7	1,6	2,7	2,7	
	852	37,4	62,5	1,7		2,7	2,7	
	860	37,6	63,0	1,7	1,6	2,7	2,7	
	870	38,9	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	880	39,5	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	890	39,4	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	900	39,4	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	910	38,1	63,4	1,6	1,7	2,7	2,7	
	921	47,0	70,9	1,5	1,5	2,6	2,6	
	933	39,9	65,2	1,6	1,5	2,7	2,7	
	940	46,3	70,4	1,5	1,6	2,6	2,6	
	952	37,9	63,2	1,6		2,7	2,7	
	959	39,4	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	970	37,2	62,4	1,7	1,7	2,7	2,7	
	980	36,7	62,1	1,7	1,6	2,7	2,7	
	990	36,8	62,1	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1000	38,1	63,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1010	38,4	63,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1020	38,9	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1030	38,0	63,3	1,6	1,7	2,7	2,7	
	1040	34,4	59,5	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1050	35,1	60,1	1,7		2,7	2,7	
	1060	35,8	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1070	36,7	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1080	36,7	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1090	37,0	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1100	36,9	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.-%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	1110	36,9	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1120	36,9	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1130	37,3	62,5	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1140	36,1	61,2	1,7	1,5	2,7	2,7	
	1150	36,9	62,1	1,7		2,7	2,7	
PS2040	1	46,3	70,8	1,5		2,7	2,7	
	5	45,5	70,2	1,5		2,7	2,7	
	10	45,7	70,5	1,5	1,5	2,7	2,7	
	18	47,4	72,0	1,5	1,5	2,7	2,7	
	28	49,3	73,6	1,5	1,5	2,7	2,7	
	40	48,2	72,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	50	47,3	71,9	1,5	1,5	2,7	2,7	
	60	50,0	74,2	1,5	1,5	2,7	2,7	
	70	48,2	72,8	1,5	1,5	2,7	2,8	
	80	47,2	71,8	1,5		2,7	2,7	
	90	46,6	71,5	1,5	1,5	2,7	2,7	
	100	46,5	71,4	1,5	1,5	2,7	2,8	
	110	45,5	70,6	1,5	1,5	2,7	2,7	
	120	47,9	72,6	1,5	1,5	2,7	2,8	
	130	45,3	70,3	1,5	1,5	2,7	2,7	
	140	44,6	69,7	1,5	1,5	2,7	2,7	
	150	43,6	68,8	1,6	1,5	2,7	2,7	
	160	42,9	68,3	1,6	1,5	2,7	2,8	
	170	43,4	68,5	1,6	1,5	2,7	2,7	
	180	41,8	67,0	1,6		2,7	2,7	
	190	42,3	67,7	1,6	1,5	2,7	2,7	
	200	43,0	68,3	1,6	1,5	2,7	2,7	
	210	43,1	68,1	1,6	1,5	2,7	2,7	
	220	42,4	67,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	225	43,0	68,1	1,6	1,5	2,7	2,7	
	230	43,8	68,8	1,6	1,5	2,7	2,7	
	237	42,1	67,6	1,6	1,5	2,7	2,8	
	242	43,2	68,4	1,6	1,5	2,7	2,7	
	250	44,2	69,3	1,6	1,5	2,7	2,7	
	260	44,8	69,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	270	47,8	72,4	1,5	1,5	2,7	2,7	
	280	46,2	71,1	1,5		2,7	2,7	
	290	46,1	71,0	1,5	1,5	2,7	2,7	
	300	45,6	70,5	1,5	1,5	2,7	2,7	
	310	43,4	68,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	320	43,1	68,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	330	44,2	69,4	1,6	1,5	2,7	2,8	
	340	42,9	68,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	350	43,3	68,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	360	41,8	67,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	370	43,7	68,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	375	43,0	68,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	380	41,6	67,1	1,6		2,7	2,8	
	390	42,1	67,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	400	40,6	66,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	405	42,2	67,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	410	41,5	68,1	1,6	1,6	2,9	2,9	
	420	41,6	67,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	430	42,3	67,7	1,6	1,6	2,7	2,8	
	440	39,9	65,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	445	40,3	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	450	40,8	66,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	460	38,3	63,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	470	38,8	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	480	38,3	63,7	1,6		2,7	2,7	
	485	39,0	64,5	1,6		2,7	2,7	
	490	37,8	63,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	500	38,9	64,9	1,7	1,6	2,8	2,8	
	510	39,0	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	520	38,1	63,4	1,6	1,7	2,7	2,7	
	530	38,6	64,6	1,7	1,6	2,8	2,8	
	540	39,3	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	550	39,5	64,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	560	39,3	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	570	38,0	64,1	1,7	1,6	2,8	2,8	
	580	37,0	62,5	1,7		2,7	2,7	
	590	38,1	63,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	600	36,8	62,8	1,7	1,6	2,8	2,8	

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	610	37,8	63,4	1,7	1,6	2,7	2,7	
	620	35,5	61,4	1,7	1,7	2,8	2,8	
	630	36,9	63,1	1,7	1,7	2,8	2,8	
	640	36,7	62,3	1,7	1,7	2,7	2,8	
	650	38,6	63,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	660	40,3	66,4	1,6	1,6	2,8	2,8	
	670	40,0	65,6	1,6	1,6	2,7	2,8	
	675	39,5	65,8	1,6	1,6	2,8	2,9	
	680	37,8	63,8	1,7		2,8	2,8	
	682	37,5	62,7	1,7		2,7	2,7	
	686	36,3	61,9	1,7		2,7	2,8	
	690	37,8	63,2	1,7	1,6	2,7	2,7	
	700	36,5	62,6	1,7	1,6	2,8	2,8	
	710	36,9	62,5	1,7	1,6	2,7	2,8	
	720	37,3	62,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	730	40,6	66,7	1,6	1,6	2,8	2,8	
	740	35,2	60,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	750	34,9	60,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	760	35,3	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	
	765	39,0	65,0	1,6	1,6	2,8	2,8	
	770	38,2	63,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	780	37,5	62,9	1,7		2,7	2,7	
	790	39,5	65,8	1,6	1,6	2,8	2,8	
	800	39,2	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	810	34,6	59,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	820	38,3	63,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	830	38,8	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	840	39,6	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	850	38,7	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	860	37,5	63,0	1,7	1,6	2,7	2,7	
	870	33,7	58,7	1,7		2,7	2,7	
	880	35,6	60,8	1,7	1,7	2,7	2,7	
	890	35,7	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	895	35,1	60,3	1,7	1,7	2,7	2,7	
	900	33,0	58,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	905	37,6	62,9	1,7	1,6	2,7	2,7	
	910	39,6	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	920	38,6	63,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	930	39,5	64,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	940	38,9	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	950	39,9	65,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	960	37,5	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	
	970	38,9	64,3	1,6		2,7	2,7	
	980	39,1	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	990	37,5	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1000	38,0	63,4	1,6	1,7	2,7	2,7	
	1010	37,3	62,7	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1020	41,5	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1030	39,4	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1040	38,2	63,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1050	38,5	63,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1060	39,0	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	
	1070	39,2	64,7	1,6		2,7	2,7	
	1080	37,5	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1090	36,9	62,3	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1100	36,2	61,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1110	35,6	60,8	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1120	36,8	62,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1130	36,6	62,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1140	35,8	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1150	36,9	62,2	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1160	35,9	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1170	36,4	61,8	1,7		2,7	2,7	
	1180	36,8	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1190	35,4	60,7	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1200	36,8	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1210	36,6	61,9	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1220	37,1	62,4	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1230	36,5	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1240	37,0	62,2	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1250	37,3	62,6	1,7	1,6	2,7	2,7	
	1260	36,2	61,5	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1267	35,8	61,0	1,7		2,7	2,7	

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.-%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
PS2044	68	42,7				2,7		
	80	35,3				2,7		
	90	34,9				2,7		
	100	31,2				2,7		
	110	25,3				2,8		
	120	30,6				2,7		
	130	31,9				2,7		
	140	31,6				2,7		
	150	34,9				2,7		
	160	30,1				2,7		
	170	31,6				2,7		
	180	31,1				2,7		
	190	28,2				2,7		
	200	28,8				2,5		
	210	25,2				2,7		
	225	27,4				2,7		
	230	29,2				2,7		
	240	28,7				2,7		
	250	26,4				2,7		
	260	27,8				2,7		
	270	29,6				2,7		
	280	32,3				2,7		
	290	38,2				2,7		
	300	32,7				2,7		
	310	27,2				2,7		
	320	30,5				2,7		
	330	28,9				2,7		
	340	20,4				2,7		
	350	25,5				2,7		
	360	29,5				2,7		
	370	30,6				2,7		
	385	31,8				2,7		
	390	32,8				2,7		
	400	30,3				2,7		
	408	28,0				2,7		
PS2045	1	30,6	54,7	1,8		2,7	2,7	
	5	30,5	54,6	1,8		2,7	2,7	
	14	31,0	55,0	1,8	1,7	2,6	2,6	
	20	39,3	64,0	1,6	1,6	2,6	2,7	
	32	35,4	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	
	40	37,8	62,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	46	40,0	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	55	37,6	62,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	65	38,2	63,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	75	37,6	63,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	85	39,5	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	95	39,7	65,2	1,6		2,7	2,7	
	105	38,7	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	115	39,2	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	123	27,8	51,9	1,8	1,7	2,7	2,7	
	130	39,2	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	140	44,2	69,3	1,5	1,6	2,7	2,7	
	150	39,1	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	160	37,2	62,7	1,7	1,6	2,7	2,7	
	170	39,3	65,0	1,6	1,6	2,7	2,8	
	180	39,6	65,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	187	28,8	53,3	1,8	1,8	2,7	2,7	
	195	35,3	60,7	1,7		2,7	2,7	
	198	39,7	65,1	1,6		2,7	2,7	
	205	50,3	74,2	1,5	1,5	2,7	2,7	
	210	43,1	68,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	220	39,9	65,1	1,6	1,6	2,7	2,7	
	230	40,9	66,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	240	41,6	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	250	39,4	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	260	37,9	63,2	1,6	1,7	2,7	2,7	
	270	35,8	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	280	40,9	66,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	290	38,2	63,7	1,6		2,7	2,7	
	300	39,4	64,8	1,6		2,7	2,7	
	310	42,6	68,0	1,6	1,6	2,7	2,8	
	320	40,9	66,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	330	39,0	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.-%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	340	33,7	58,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	347	26,5	50,2	1,9	1,8	2,7	2,7	
	353	19,2	39,7	2,0	2,0	2,7	2,7	
	360	27,3	51,0	1,8	1,8	2,7	2,7	
	370	33,0	58,4	1,7	1,7	2,7	2,8	
	380	38,9	64,2	1,6	1,6	2,7	2,7	
	390	36,7	62,6	1,7		2,8	2,8	
	400	35,8	61,0	1,7		2,7	2,7	
	410	37,0	62,3	1,7	1,7	2,7	2,7	
	420	39,3	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	430	39,7	65,1	1,6	1,7	2,7	2,7	
	435	36,8	62,3	1,7	1,6	2,7	2,7	
	446	19,1			2,0			
	450	35,6	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	460	35,9	61,4	1,7	1,7	2,7	2,7	
	470	36,3	61,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	480	34,0	59,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	490	31,5	56,4	1,8		2,7	2,7	
	500	35,2	60,7	1,7		2,7	2,8	
	510	36,2	61,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	520	29,0	53,4	1,8	1,8	2,7	2,7	
	530	14,1	31,2	2,2	2,0	2,7	2,7	
	539	26,4	50,2	1,9	1,8	2,7	2,7	
	550	30,6	55,3	1,8	1,8	2,7	2,7	
	560	12,1	27,6	2,3	2,0	2,7	2,7	
	568	27,7	51,7	1,8	1,7	2,7	2,7	
	573	13,3	29,7	2,2	2,0	2,7	2,7	
	580	33,9	59,1	1,7	1,8	2,7	2,7	
	590	35,7	61,1	1,7		2,7	2,7	
	600	38,4	63,8	1,6	1,7	2,7	2,7	
	610	36,1	61,6	1,7	1,7	2,7	2,8	
	620	35,2	60,6	1,7	1,7	2,7	2,8	
	630	28,3	52,6	1,8	1,8	2,7	2,7	
	640	32,6	57,8	1,8	1,8	2,7	2,7	
	650	30,3	54,9	1,8	1,8	2,7	2,7	
	660	24,9	48,1	1,9	1,9	2,7	2,7	
	670	31,2	55,7	1,8	1,7	2,7	2,7	
	680	35,8	61,1	1,7		2,7	2,7	
	690	35,0	60,2	1,7		2,7	2,7	
	700	36,8	62,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	710	36,5	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	720	37,4	62,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	730	35,0	60,6	1,7	1,7	2,7	2,8	
	740	35,8	61,3	1,7	1,7	2,7	2,7	
	750	37,1	62,6	1,7	1,7	2,7	2,8	
	760	31,9	57,0	1,8	1,8	2,7	2,7	
	770	25,8	49,4	1,9	1,8	2,7	2,7	
	780	26,4	49,9	1,9		2,7	2,7	
	790	30,0	54,7	1,8		2,7	2,7	
	800	36,8	62,2	1,7	1,6	2,7	2,7	
	810	31,9			1,7			
	820	35,0	60,4	1,7	1,7	2,7	2,7	
	830	34,7	60,2	1,7	1,7	2,7	2,8	
	838	30,7	55,7	1,8	1,8	2,7	2,8	
	850	33,4	58,9	1,7	1,7	2,7	2,8	
	860	35,6	61,1	1,7	1,7	2,7	2,8	
	870	35,6	61,2	1,7	1,7	2,8	2,8	
	880	34,4	59,9	1,7		2,7	2,8	
	890	34,4	60,0	1,7		2,8	2,8	
	900	35,0	60,5	1,7	1,7	2,7	2,8	
	910	35,5	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	920	33,5	59,0	1,7	1,7	2,8	2,8	
	927	33,5	59,0	1,7	1,7	2,8	2,8	
	935	26,4	49,9	1,9	1,8	2,7	2,7	
	940	24,8	47,9	1,9	1,9	2,7	2,7	
	950	27,6	51,3	1,8	1,9	2,7	2,7	
	960	36,3	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	970	34,9	60,0	1,7	1,8	2,7	2,7	
	980	25,8	49,1	1,9		2,7	2,7	
	990	34,9	60,0	1,7		2,7	2,7	
	1000	29,8	54,1	1,8	1,8	2,7	2,7	
	1010	22,7	44,9	2,0	1,9	2,7	2,7	
	1020	30,4	55,0	1,8	1,8	2,7	2,7	



Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	1031	27,4	51,2	1,8	1,8	2,7	2,7	2,7
	1040	32,3	57,3	1,8	1,7	2,7	2,7	2,7
	1050	30,4	55,0	1,8	1,7	2,7	2,7	2,7
	1060	34,7	59,9	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	1064	15,0	33,1	2,2	2,0	2,7	2,7	2,7
	1070	35,4	60,7	1,7	1,8	2,7	2,7	2,7
	1084	34,9	60,0	1,7		2,7	2,7	2,7
PS2046	1	32,7	57,1	1,7		2,7	2,7	2,7
	5	35,5	60,7	1,7		2,7	2,7	2,7
	12	37,5	62,7	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	19	37,5	62,7	1,7		2,7	2,7	2,7
	30	39,4	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	40	42,1	67,2	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	50	41,0	66,4	1,6	1,5	2,7	2,7	2,7
	63	40,5	65,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	67	40,2	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	80	38,6	63,9	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	85	48,0	72,6	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	90	40,4	66,0	1,6	1,6	2,7	2,7	2,8
	100	41,3	66,6	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	110	39,3	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	120	41,4	66,9	1,6		2,7	2,7	2,7
	130	44,9	70,1	1,5	1,5	2,7	2,7	2,8
	133	50,2	74,2	1,5	1,5	2,7	2,7	2,7
	140	41,5	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	150	42,0	67,3	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	160	41,6	66,9	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	170	33,8	59,0	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	180	39,0	64,3	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	190	38,8	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	200	41,5	66,9	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	210	39,9	65,4	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	220	38,7	64,1	1,6		2,7	2,7	2,7
	230	37,5	62,7	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	240	28,5	52,6	1,8	1,8	2,7	2,7	2,7
	245	29,6	53,8	1,8	1,8	2,7	2,7	2,7
	250	33,1	58,1	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	260	38,6	63,6	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	270	39,8	65,1	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	280	39,5	64,9	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	290	41,3	66,6	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	300	42,3	67,5	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	310	39,0	64,5	1,6		2,7	2,7	2,7
	320	38,6	64,0	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	330	39,4	64,8	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	340	38,7	64,1	1,6	1,6	2,7	2,7	2,7
	350	37,5	63,0	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	360	38,8	64,4	1,6	1,6	2,7	2,7	2,8
	370	37,4	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	380	36,7	62,2	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	390	37,7	63,1	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	400	35,5	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	410	37,0	62,4	1,7		2,7	2,7	2,7
	420	38,9	64,4	1,6	2,1	2,7	2,7	2,7
	430	36,1	61,4	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	440	37,5	63,0	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	450	34,4	58,9	1,7	1,7	2,6	2,6	2,6
	460	32,6	57,9	1,8	1,7	2,8	2,8	2,8
	470	32,1	56,8	1,8	1,7	2,7	2,7	2,7
	480	37,5	62,8	1,7	1,6	2,7	2,7	2,7
	490	40,5	66,1	1,6	1,6	2,7	2,7	2,8
	500	35,3	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	510	34,8	59,9	1,7		2,7	2,7	2,7
	520	36,3	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	530	35,6	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	540	36,1	61,7	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	550	31,6	56,3	1,8	1,7	2,7	2,7	2,7
	560	35,1	60,5	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	570	33,5	58,7	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	580	34,7	60,1	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	590	35,0	60,4	1,7	1,7	2,7	2,7	2,7
	600	34,7	60,2	1,7	1,7	2,7	2,7	2,8
	610	29,8	54,4	1,8		2,7	2,7	2,7

Tab. II

Kern	tiefe [cm]	Wasser-gehalt [%]	Porosität [%]	Feuchtraum-dichte [g/ccm]	Feuchtraum-dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer-dichte [g/ccm]	Korn-Trocken-dichte [g/ccm]
-----							
PS2047							
1	48,5	72,6	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
5	43,9	68,9	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
12	48,4	72,9	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
20	44,3	69,3	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
30	43,5	68,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
40	43,4	68,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
50	43,5	68,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
60	43,1	68,3	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
70	40,7	66,1	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
80	41,7	66,9	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
90	41,8	66,9	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
100	41,5	66,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
110	41,7	66,8	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
120	46,0	70,8	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
130	47,0	71,7	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
140	42,8	68,1	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
150	43,8	69,6	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
160	44,5	69,6	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
170	44,6	69,7	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
180	43,0	68,3	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
190	42,2	67,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
200	42,3	67,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
210	43,4	68,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
220	43,9	69,1	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
230	42,4	67,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
240	41,3	66,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
250	39,3	64,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
260	46,0	70,8	1,5	2,7	2,7	2,7	2,7
270	37,8	63,8	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
280	39,1	64,7	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
290	38,5	63,8	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
300	40,7	66,0	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
310	41,4	66,9	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
320	40,0	65,5	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
-----							
PS2049							
1	37,7	63,0	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
7	39,5	64,9	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
13	36,8	62,2	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
20	42,7	67,8	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
30	41,4	66,8	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
40	38,9	64,4	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
50	40,2	65,5	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
60	42,9	68,2	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
70	39,9	65,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
80	42,4	67,6	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
90	41,1	66,4	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
100	38,8	64,2	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
110	36,6	61,9	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
120	39,6	65,1	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
130	40,0	65,4	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
140	41,2	66,5	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
150	37,7	63,0	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
160	37,9	63,2	1,6	2,7	2,7	2,7	2,7
170	35,5	60,8	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
180	36,4	61,5	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
190	37,6	63,0	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
200	36,0	61,2	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
210	35,7	61,0	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7
219	33,7	58,9	1,7	2,7	2,7	2,7	2,7

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.-%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
PS2050	1	45,6	70,4	1,5		2,7	2,7	
	7	42,1	67,2	1,6		2,7	2,7	
	12	46,7	71,5	1,5		2,7	2,7	
	20	43,1	68,2	1,6		2,7	2,7	
	30	41,0	66,3	1,6		2,7	2,7	
	40	34,7	60,0	1,7		2,7	2,7	
	50	42,2	67,4	1,6		2,7	2,7	
	60	41,9	67,1	1,6		2,7	2,7	
	70	23,6	46,4	1,9		2,7	2,7	
	79	31,5	56,4	1,8		2,7	2,7	
	90	37,5	62,8	1,7		2,7	2,7	
	100	32,2	57,2	1,8		2,7	2,7	
	110	32,5	57,4	1,7		2,7	2,7	
	120	34,2	59,4	1,7		2,7	2,7	
	130	27,8	52,1	1,9		2,7	2,8	
	140	33,1	58,1	1,7		2,7	2,7	
	150	36,6	61,9	1,7		2,7	2,7	
	160	32,1	56,9	1,8		2,7	2,7	
	163	15,5	34,9	2,2		2,9	2,9	
	168	8,3	20,1	2,4		2,7	2,7	
	180	28,9	53,4	1,8		2,7	2,7	
PS2055	1	51,8	75,4	1,4		2,7	2,7	
	5	41,2	66,3	1,6		2,7	2,7	
	12	39,6	64,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	20	47,6	72,1	1,5	1,5	2,7	2,7	
	30	48,3	72,9	1,5	1,4	2,7	2,7	
	40	31,1	56,0	1,8	1,6	2,7	2,7	
	50	51,6	75,4	1,4	1,5	2,7	2,7	
	60	46,1	71,1	1,5	1,5	2,7	2,8	
	70	23,3	41,4	1,8	1,7	2,3	2,3	
	80	45,4	70,4	1,5	1,6	2,7	2,7	
	90	47,4	72,0	1,5		2,7	2,7	
	100	44,7	69,8	1,5		2,7	2,7	
	110	19,3	39,9	2,0	2,0	2,7	2,7	
	120	45,8	70,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	130	45,3	70,1	1,5	1,6	2,7	2,7	
	140	45,8	70,6	1,5	1,5	2,7	2,7	
	150	24,4	47,5	1,9	1,9	2,7	2,7	
	160	54,9	77,7	1,4	1,4	2,7	2,7	
	170	45,4	70,3	1,5	1,5	2,7	2,7	
	180	44,4	69,3	1,5	1,5	2,7	2,7	
	190	46,4	71,2	1,5		2,7	2,7	
	195	47,5	72,1	1,5		2,7	2,7	
	206	43,1	68,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	216	46,1	71,0	1,5	1,7	2,7	2,7	
	226	46,5	71,3	1,5	1,5	2,7	2,7	
	236	42,9	68,0	1,6	1,6	2,7	2,7	
	246	46,0	70,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	256	44,7	69,8	1,5	1,6	2,7	2,7	
	266	26,9	50,8	1,9	1,7	2,7	2,7	
	276	48,5	72,8	1,5	1,5	2,7	2,7	
	286	46,1	70,8	1,5		2,7	2,7	
	300	39,4	64,6	1,6	1,6	2,7	2,7	
	310	40,4	65,6	1,6	1,7	2,7	2,7	
	320	47,7	71,9	1,5	1,5	2,7	2,7	
	330	43,2	67,9	1,6	1,6	2,7	2,7	
	340	47,7	71,7	1,5	1,5	2,6	2,7	
	350	47,2	71,5	1,5	1,5	2,7	2,7	
	360	46,7	71,4	1,5	1,5	2,7	2,7	
	370	45,9	70,6	1,5	1,5	2,7	2,7	
	380	42,7	67,5	1,6	1,6	2,7	2,7	
	390	45,1	69,8	1,5		2,7	2,7	
	400	41,6	66,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	410	44,9	69,6	1,5	1,5	2,7	2,7	
	420	43,8	68,6	1,5	1,6	2,7	2,7	
	430	49,6	73,3	1,5	1,5	2,6	2,7	
	440	47,2	71,5	1,5	1,5	2,7	2,7	
	450	44,7	69,4	1,5	1,5	2,7	2,7	
	460	44,6	69,4	1,5	1,6	2,7	2,7	
	470	41,6	66,8	1,6	1,6	2,7	2,7	
	480	44,3			1,6			
	490	49,0	72,9	1,5		2,7	2,7	
	500	43,8	68,7	1,6	1,6	2,7	2,7	

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	510	40,8	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	520	41,6	66,1	1,6	1,6	2,6	2,6	
	530	45,1	68,6	1,5	1,5	2,5	2,5	
	538	50,2	72,7	1,4	1,4	2,5	2,5	
	547	49,0	71,9	1,4	1,5	2,5	2,5	
	560	42,9	67,5	1,6	1,6	2,6	2,7	
	570	41,6	65,7	1,6	1,6	2,6	2,6	
	580	46,0	69,5	1,5	1,5	2,5	2,6	
	590	37,5	62,6	1,7		2,7	2,7	
	600	35,4	60,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	610	41,5	65,7	1,6	1,6	2,6	2,6	
	620	40,4	65,0	1,6	1,6	2,6	2,6	
	630	40,4	65,0	1,6	1,6	2,6	2,6	
	640	39,7	64,4	1,6	1,6	2,6	2,6	
	650	32,1	56,4	1,7	1,7	2,6	2,7	
	660	39,6	64,4	1,6	1,6	2,6	2,7	
	670	39,5	64,1	1,6	1,6	2,6	2,6	
	680	41,4	65,9	1,6		2,6	2,6	
	690	39,4	63,9	1,6	1,6	2,6	2,6	
	700	41,0	65,4	1,6	1,6	2,6	2,6	
	710	34,4	59,5	1,7	1,7	2,7	2,7	
	720	42,6	66,9	1,6	1,6	2,6	2,6	
	730	44,4	68,8	1,5	1,6	2,6	2,6	
	740	40,9	65,6	1,6	1,6	2,6	2,7	
	750	40,8	65,7	1,6	1,6	2,7	2,7	
	760	38,3	63,3	1,6	1,7	2,7	2,7	
	770	38,9	63,7	1,6	1,6	2,6	2,7	
	780	36,8	61,8	1,7		2,7	2,7	
	790	39,2	63,9	1,6	1,6	2,6	2,6	
	800	46,5	70,1	1,5	1,5	2,6	2,6	
	810	42,1	66,5	1,6	1,6	2,6	2,6	
	820	44,5	68,4	1,5	1,5	2,6	2,6	
	830	44,1	68,2	1,5	1,6	2,6	2,6	
	840	45,6	70,0	1,5	1,5	2,6	2,7	
	850	47,2	71,1	1,5	1,5	2,6	2,6	
	860	43,5	67,8	1,5	1,5	2,6	2,6	
	870	45,9	70,0	1,5	1,5	2,6	2,6	
	880	37,0	62,1	1,7		2,7	2,7	
	890	36,1	61,3	1,7	1,7	2,7	2,7	
	900	47,2	70,9	1,5	1,5	2,6	2,6	
	906	52,9	75,1	1,4	1,4	2,5	2,5	
	910	44,5	68,8	1,5	1,5	2,6	2,6	
	920	38,3	63,3	1,6	1,6	2,7	2,7	
	930	36,8	61,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	940	36,0	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	951	35,8	60,9	1,7	1,7	2,7	2,7	
	960	36,0	61,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	970	36,0	61,1	1,7	1,7	2,7	2,7	
	980	43,2	68,3	1,6		2,7	2,7	
	987	39,2	64,4	1,6	1,7	2,7	2,7	
	1000	34,7	59,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1010	34,7	59,6	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1020	34,8	59,7	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1030	34,7	59,7	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1040	35,1	60,0	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1050	36,3	61,2	1,7	1,7	2,7	2,7	
	1060	44,0	67,6	1,5	1,7	2,5	2,5	
	1070	35,4	60,4	1,7	1,9	2,7	2,7	
	1079	35,6	60,5	1,7		2,7	2,7	
PS2056	1	46,2	70,8	1,5		2,7	2,7	0,8
	7	45,3	70,1	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	12	45,6	70,6	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	20	49,0	73,3	1,5	1,4	2,7	2,7	0,7
	30	47,9	72,4	1,5	1,4	2,7	2,7	0,8
	40	48,7	73,3	1,5	1,5	2,7	2,8	0,7
	50	45,4	71,7	1,6	1,6	2,9	2,9	0,8
	60	48,0	72,6	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	70	50,0	74,4	1,5	1,6	2,7	2,8	0,7
	80	46,4	71,3	1,5		2,7	2,8	0,8
	90	44,0	69,1	1,6	1,5	2,7	2,7	0,8
	95	44,6	69,7	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	100	43,6	68,7	1,6	1,7	2,7	2,7	0,9
	110	43,9	69,0	1,6	1,5	2,7	2,7	0,8

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	120	46,4	71,3	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	130	44,8	69,8	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	140	48,4	72,8	1,5	1,4	2,7	2,7	0,7
	150	48,7	73,1	1,5	1,5	2,7	2,7	0,7
	160	47,8	72,3	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	170	47,5	72,1	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	180	51,0	75,1	1,5		2,7	2,8	0,7
	190	47,7	72,3	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	200	49,0	73,3	1,5	1,6	2,7	2,7	0,7
	210	47,6	72,4	1,5	1,5	2,7	2,8	0,8
	220	46,1	71,0	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	230	47,5	72,2	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	240	43,4	68,6	1,6	1,6	2,7	2,7	0,9
	250	45,9	70,7	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	255	45,9	70,8	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	260	45,4	70,5	1,5	1,5	2,7	2,8	0,8
	270	46,3	71,2	1,5	1,5	2,7	2,8	0,8
	280	48,0	72,6	1,5		2,7	2,7	0,7
	290	48,3	73,0	1,5	1,5	2,7	2,8	0,7
	300	44,5	69,5	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	310	44,6	69,7	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	320	46,8	71,7	1,5	1,5	2,7	2,8	0,8
	330	47,1	71,8	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	340	46,5	71,2	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	350	45,5	70,1	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	360	45,2	69,8	1,5	1,5	2,7	2,7	0,8
	370	46,6	70,9	1,5	1,6	2,7	2,7	0,8
	376	44,7	69,5	1,5		2,7	2,7	0,8
	390	39,2	64,0	1,6	1,5	2,7	2,7	1,0
PS1575	2		73,9	1,5			2,8	0,7
	11		71,2	1,5	1,6		2,5	0,7
	20		75,1	1,6	1,6		3,5	0,9
	26		73,5	1,6	1,6		3,0	0,8
	28		70,8	1,5	1,6		2,8	0,8
	35		76,5	1,5	1,6		3,2	0,8
	45		75,8	1,6	1,7		3,5	0,8
	55		70,8	1,6			3,0	0,9
	60		75,6	1,6			3,4	0,8
	65		72,8	1,6	1,6		3,1	0,8
	72		77,8	1,6	1,5		3,4	0,8
	80		74,9	1,5	1,5		3,1	0,8
	90		75,3	1,4	1,5		2,7	0,7
	100		77,1	1,6	1,6		3,5	0,8
	110		74,2	1,6	1,6		3,1	0,8
	120		74,3	1,6	1,6		3,3	0,9
	130		73,4	1,6	1,6		3,1	0,8
	140		72,0	1,6	1,6		3,1	0,9
	150		67,9	1,5	1,6		2,6	0,8
	160		67,2	1,6			2,7	0,9
	169		67,9	1,5	1,6		2,6	0,8
	175		65,9	1,5	1,6		2,4	0,8
	180		68,0	1,6	1,6		2,7	0,9
	186		64,1	1,5	1,6		2,4	0,9
	189		69,0	1,6	1,6		2,9	0,9
	191		67,2	1,6	1,6		2,7	0,9
	194		69,6	1,6	1,6		2,9	0,9
	204		68,1	1,6	1,7		2,8	0,9
	214		66,3	1,6	1,7		2,8	0,9
	220		65,1	1,6	1,7		2,6	0,9
	225		64,1	1,6	1,7		2,6	0,9
	235		64,1	1,6	1,7		2,6	0,9
	245		66,1	1,6	1,7		2,6	0,9
	255		73,2	1,7			3,5	0,9
	260		68,5	1,6			2,8	0,9
	265		67,5	1,6	1,7		2,7	0,9
	270		66,1	1,6	1,7		2,8	0,9
	277		67,0	1,6	1,7		2,8	0,9
	285		66,3	1,6	1,7		2,7	0,9
	290		66,5	1,6	1,7		2,8	0,9
	293		62,3	1,6	1,8		2,6	1,0
	303		64,8	1,6	1,7		2,8	1,0
	313		64,1	1,6	1,7		2,6	0,9
	323		68,7	1,7	1,7		3,3	1,0

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	333		75,4	1,7	1,7		3,8	0,9
	336		74,4	1,7	1,6		3,6	0,9
	339		76,6	1,7	1,6		4,0	0,9
	343		73,8	1,7	1,6		3,5	0,9
	350		79,5	1,8	1,7		5,0	1,0
	354		75,7	1,7			3,9	0,9
	360		79,8	1,7			4,5	0,9
	364		76,0	1,7	1,7		4,0	1,0
	368		77,7	1,7	1,7		4,1	0,9
	374		74,0	1,6	1,6		3,2	0,8
	379		69,1	1,5	1,7		2,6	0,8
	386		73,0	1,7	1,7		3,5	1,0
	393		73,0	1,6	1,6		3,1	0,8
	396		72,2	1,6	1,6		3,0	0,8
	402		74,5	1,6	1,7		3,3	0,8
	406		74,7	1,7	1,7		3,6	0,9
	416		71,9	1,6	1,7		3,2	0,9
	426		71,5	1,7	1,7		3,2	0,9
	436		69,1	1,6	1,7		2,9	0,9
	443		69,5	1,7	1,7		3,1	0,9
	449		66,8	1,6			2,8	0,9
	454		65,9	1,6			2,8	1,0
	457		65,9	1,7	1,8		2,9	1,0
	465		66,0	1,6	1,7		2,9	1,0
	475		67,1	1,6	1,7		2,8	0,9
	485		65,1	1,6	1,7		2,8	1,0
	495		66,1	1,7	1,7		3,0	1,0
	505		64,3	1,6	1,7		2,6	0,9
	515		65,6	1,7	1,7		2,9	1,0
	525		68,5	1,7	1,7		3,2	1,0
	535		67,2	1,7	1,7		3,0	1,0
	545		65,1	1,7	1,8		2,9	1,0
	549		68,7	1,7			3,3	1,0
	554		64,7	1,6			2,8	1,0
	564		61,7	1,6	1,8		2,6	1,0
	570		69,0	1,6	1,7		3,0	0,9
	578		67,4	1,6	1,7		2,9	0,9
	585		66,2	1,7	1,7		3,0	1,0
	591		65,5	1,6	1,7		2,8	1,0
	596		67,4	1,6	1,6		2,9	0,9
	601		65,5	1,5	1,7		2,5	0,9
	604		67,0	1,5	1,7		2,5	0,8
	610		66,3	1,5	1,7		2,5	0,8
	620		70,3	1,5	1,6		2,6	0,8
	628		65,3	1,6	1,7		2,6	0,9
	636		67,8	1,6	1,7		2,8	0,9
	644		65,5	1,6	1,7		2,7	0,9
	649		67,8	1,5			2,6	0,8
	653		61,1	1,5			2,2	0,9
	662		64,2	1,7	1,8		3,0	1,1
	666		65,5	1,6	1,7		2,8	1,0
	672		65,2	1,6	1,7		2,7	1,0
	682		64,9	1,6	1,7		2,5	0,9
	687		71,2	1,4	1,6		2,5	0,7
	697		68,5	1,6	1,7		2,8	0,9
	702		64,5	1,6	1,7		2,7	0,9
	707		63,6	1,6	1,7		2,7	1,0
	712		67,7	1,6	1,7		2,9	0,9
	717		65,9	1,6	1,7		2,6	0,9
	721		62,5	1,5	1,7		2,4	0,9
	729		65,9	1,5	1,7		2,4	0,8
	735		67,6	1,6	1,7		2,7	0,9
	739		66,3	1,6	1,7		2,6	0,9
	749		65,4	1,6			2,6	0,9
	753		63,4	1,7			2,8	1,0
	763		64,3	1,7	1,8		2,9	1,0
	767		63,5	1,7	1,7		2,8	1,0
	776		62,5	1,7	1,8		2,9	1,1
	784		59,9	1,7	1,7		2,7	1,1
	788		60,9	1,7	1,7		2,7	1,0
	793		63,4	1,7	1,7		2,8	1,0
	797		63,4	1,7	1,7		2,8	1,0
	803		62,4	1,6	1,7		2,6	1,0

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	807		63,8	1,6	1,7		2,6	0,9
	814		63,8	1,6	1,7		2,5	0,9
	820		57,5	1,8			2,8	1,2
	825		68,0	1,7	1,7		3,2	1,0
	835		64,3	1,6	1,7		2,5	0,9
	845		70,0	1,7	1,6		3,3	1,0
PS1648	1		70,0				2,7	0,8
	10		66,7		1,6		2,7	0,9
	20		66,5		1,6		2,7	0,9
	30		68,6		1,6		2,7	0,9
	40		69,1		1,6		2,7	0,8
	50		68,2		1,6		2,8	0,9
	57		71,6		1,6		2,8	0,8
	62		73,5				2,8	0,7
	70		67,9		1,6		2,8	0,9
	80		66,1		1,6		2,8	0,9
	90		63,7		1,7		2,8	1,0
	100		60,2		1,6		2,8	1,1
	110		67,4		1,4		2,8	0,9
	120		69,0		1,4		2,8	0,9
	130		59,2		1,5		2,8	1,1
	140		58,2		1,7		2,8	1,2
	150		64,7		1,4		2,8	1,0
	160		62,5				2,8	1,0
	170		68,2		1,5		2,8	0,9
	180		66,9		1,5		2,8	0,9
	190		67,5		1,5		2,8	0,9
	200		67,8		1,4		2,8	0,9
	210		67,7		1,5		2,8	0,9
	220		68,1		1,5		2,8	0,9
	230		67,3		1,5		2,8	0,9
	240		67,3		1,5		2,8	0,9
	250		67,9		1,5		2,8	0,9
	260		67,3				2,7	0,9
	270		65,2		1,6		2,8	1,0
	280		65,0		1,5		2,7	1,0
	290		73,8		1,5		2,7	0,7
	300		75,1		1,4		2,6	0,7
	310		73,3		1,4		2,7	0,7
	320		71,5		1,4		2,7	0,8
	330		67,9		1,5		2,7	0,9
	340		69,2		1,7		2,7	0,8
	350		67,2		1,6		2,8	0,9
	360		65,9				2,7	0,9
	370		68,4		1,6		2,8	0,9
	380		66,3		1,6		2,8	0,9
	390		54,4		1,7		2,8	1,3
	400		67,3		1,6		2,8	0,9
	410		60,9		1,6		2,8	1,1
	420		68,3		1,6		2,8	0,9
	430		61,5		1,6		2,8	1,1
	440		47,9		1,9		2,8	1,4
	450		49,0		1,8		2,8	1,4
	460		40,8				2,8	1,6
	470		63,4		1,7		2,8	1,0
	480		64,4		1,6		2,8	1,0
	490		62,6		1,6		2,7	1,0
	500		65,5		1,6		2,8	1,0
	510		61,1		1,6		2,8	1,1
	520		61,8		1,7		2,8	1,1
	530		63,5		1,6		2,8	1,0
	540		59,8		1,7		2,8	1,1
	550		63,7		1,7		2,8	1,0
	560		63,9				2,8	1,0
	570		63,0		1,7		2,8	1,0
	580		62,8		1,7		2,8	1,0
	590		62,1		1,6		2,8	1,0
	600		60,2		1,6		2,7	1,1
	610		65,1		1,6		2,8	1,0
	620		66,6		1,5		2,7	0,9
	630		66,5		1,6		2,7	0,9
	640		65,4		1,6		2,7	0,9
	650		66,9		1,6		2,7	0,9

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew.%]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	660		72,5				2,6	0,7
	670		75,1		1,6		2,8	0,7
	680		67,2		1,6		2,7	0,9
	690		65,3		1,7		2,7	0,9
	700		64,8		1,6		2,7	1,0
	710		71,6		1,4		2,6	0,7
	720		68,8		1,5		2,7	0,8
	730		65,5		1,6		2,7	0,9
	740		60,4		1,7		2,8	1,1
	750		64,8		1,7		2,8	1,0
	760		67,4				2,8	0,9
	770		65,7		1,7		2,8	1,0
	780		62,3		1,6		2,8	1,0
	790		62,5		1,6		2,7	1,0
	800		63,6		1,6		2,8	1,0
	810		63,7		1,6		2,8	1,0
	820		62,0		1,6		2,8	1,1
	830		61,5		1,7		2,8	1,1
	840		56,7		1,7		2,8	1,2
	850		60,2		1,5		2,8	1,1
	860		52,2				2,8	1,3
PS1821	1		79,3				2,6	0,5
	12		77,2				2,6	0,6
	22		81,0				2,5	0,5
	32		74,6				2,7	0,7
	42		70,7				2,7	0,8
	52		64,1				2,7	1,0
	62		73,0				2,7	0,7
	72		74,5				2,7	0,7
	86		71,5				2,6	0,7
	97		74,4				2,7	0,7
	100		46,3				2,7	1,5
	110		74,0				2,7	0,7
	122		72,1				2,7	0,8
	132		72,1				2,7	0,8
	142		73,0				2,7	0,7
	152		69,8				2,7	0,8
	162		39,7				2,8	1,7
	172		66,0				2,7	0,9
	186		67,0				2,7	0,9
	198		64,1				2,7	1,0
	212		68,9				2,7	0,8
	218		54,7				2,7	1,2
	227		62,9				2,7	1,0
	232		68,7				2,7	0,9
	242		72,6				2,7	0,7
	257		63,0				2,7	1,0
	272		68,2				2,7	0,9
	286		65,1				2,7	1,0
	296		63,0				2,7	1,0
	306		50,7				2,7	1,4
	316		71,7				2,7	0,8
	326		64,9				2,7	1,0
	336		71,2				2,7	0,8
	346		71,8				2,7	0,8
	357		70,5				2,7	0,8
	368		63,0				2,7	1,0
	378		67,3				2,7	0,9
	386		72,1				2,7	0,8
	396		75,0				2,7	0,7
	406		76,8				2,7	0,6
	411		76,5				2,6	0,6
	416		78,1				2,6	0,6
	422		77,8				2,6	0,6
	426		77,7				2,6	0,6
	431		77,9				2,6	0,6
	436		82,1				2,6	0,5
	446		75,9				2,6	0,6
	456		77,0				2,6	0,6
	466		52,5				2,6	1,2
	476		78,9				2,5	0,5
	486		82,4				2,4	0,4
	496		82,6				2,5	0,4



Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	506		78,3				2,5	0,6
	516		80,3				2,5	0,5
	526		75,6				2,6	0,6
	531		75,4				2,7	0,7
	536		68,9				2,7	0,8
	546		71,2				2,7	0,8
	556		69,4				2,7	0,8
	566		71,8				2,7	0,8
	576		71,8				2,7	0,8
	586		71,6				2,7	0,8
	596		72,1				2,7	0,8
	606		71,6				2,7	0,8
	616		70,8				2,7	0,8
	626		68,8				2,7	0,8
	636		70,2				2,7	0,8
	646		70,1				2,7	0,8
	656		67,7				2,7	0,9
	666		67,5				2,7	0,9
	676		68,4				2,7	0,9
	686		67,3				2,7	0,9
	696		69,0				2,7	0,8
	706		68,7				2,7	0,9
	716		68,3				2,7	0,9
	726		69,1				2,7	0,8
	736		70,6				2,7	0,8
	746		69,3				2,7	0,8
	756		70,1				2,7	0,8
	766		69,7				2,7	0,8
	776		70,1				2,7	0,8
	786		67,4				2,7	0,9
	796		67,6				2,7	0,9
	806		67,5				2,7	0,9
	816		72,7				2,7	0,7
	826		69,9				2,7	0,8
	836		69,6				2,7	0,8
	846		72,3				2,7	0,8
	856		71,0				2,7	0,8
	866		74,2				2,7	0,7
	872		76,1				2,6	0,6
	882		74,7				2,6	0,7
	887		72,9				2,6	0,7
	892		71,9				2,6	0,7
	899		70,4				2,6	0,8
	909		69,3				2,6	0,8
	919		65,8				2,7	0,9
	929		63,1				2,7	1,0
	940		63,3				2,7	1,0
	946		69,4				2,7	0,8
	952		68,6				2,7	0,8
	958		72,8				2,7	0,7
	966		72,1				2,6	0,7
	972		74,0				2,6	0,7
	979		77,6				2,5	0,6
	986		81,4				2,4	0,5
	992		82,5				2,4	0,4
	996		84,0				2,4	0,4
	1002		87,9				2,3	0,3
	1006		81,8				2,5	0,4
	1010		85,1				2,4	0,4
	1016		76,4				2,5	0,6
	1026		64,9				2,7	0,9
	1036		66,0				2,7	0,9
	1046		64,9				2,7	1,0
	1056		55,4				2,7	1,2
	1066		64,5				2,7	1,0
	1073		60,9				2,7	1,1
	1086		66,6				2,7	0,9
	1096		62,9				2,7	1,0
	1106		65,1				2,7	1,0
	1116		66,9				2,7	0,9
	1127		66,6				2,7	0,9
	1137		63,8				2,7	1,0
	1146		66,9				2,7	0,9

## 10 Anhang

Tab. II

Kern	Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [Gew. %]	Porosität [%]	Feuchtraum- dichte [g/ccm]	Feuchtraum- dichte (DMS) [g/ccm]	Pyknometer- dichte [g/ccm]	Korn- dichte [g/ccm]	Trocken- dichte [g/ccm]
	1156		67,5				2,7	0,9
	1166		68,6				2,7	0,8
	1171		67,5				2,7	0,9
	1182		69,5				2,7	0,8
	1192		70,4				2,7	0,8
	1202		63,1				2,7	1,0
	1206		50,5				2,7	1,4
	1216		71,2				2,7	0,8
	1226		72,3				2,6	0,7
	1236		73,1				2,6	0,7
	1246		72,2				2,6	0,7
	1256		69,4				2,6	0,8
	1266		81,5				2,5	0,5
	1276		79,0				2,5	0,5
	1282		72,7				2,6	0,7
	1292		69,8				2,7	0,8
	1302		65,2				2,7	0,9
	1311		63,5				2,7	1,0
	1316		66,3				2,7	0,9
	1326		64,2				2,7	1,0
	1336		63,2				2,7	1,0
	1346		67,4				2,7	0,9
	1356		67,2				2,7	0,9
	1366		66,3				2,7	0,9
	1376		64,4				2,7	1,0
	1386		63,3				2,7	1,0
	1396		65,2				2,7	0,9
	1406		71,0				2,7	0,8
	1416		49,5				2,7	1,4
	1426		62,2				2,7	1,0
	1436		67,2				2,7	0,9
	1446		66,6				2,7	0,9
	1456		66,8				2,7	0,9
	1466		71,1				2,6	0,8
	1476		67,8				2,7	0,9
	1486		67,4				2,7	0,9
	1496		68,2				2,7	0,8
	1506		68,2				2,7	0,9
	1516		69,7				2,7	0,8
	1526		66,5				2,7	0,9
	1536		65,6				2,7	0,9
	1546		67,0				2,7	0,9
	1556		67,3				2,7	0,9
	1566		64,7				2,7	1,0
	1576		67,0				2,7	0,9

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10-4	
PS1575	2	913	388	525	7,8	116	
	11	968	459	509	7,6	128	
	20	942	427	515	7,7	123	
	26	872	355	517	7,7	113	
	28	959	440	519	7,7	124	
	35	863	339	524	7,8	110	
	45	892	385	507	7,6	118	
	55	864	334	530	7,9	109	
	60	758	213	545	8,1	93	
	65	743	206	537	8,0	93	
	72	631	105	526	7,9	80	
	80	703	155	548	8,2	86	
	90	681	145	536	8,0	85	
	100						
	110						
	120	732	180	552	8,2	89	
	130						
	140						
	150	749	173	576	8,6	87	
	160						
	169						
	175	748	183	565	8,4	89	
	180						
	186						
	189	732	170	562	8,4	87	
	191						
	194						
	204	715	156	559	8,4	86	
	214						
	220						
	225	729	199	530	7,9	92	
	235						
	245						
	255						
	260	704	154	550	8,2	86	
	265	810	285	525	7,8	103	
	270	787	267	520	7,8	101	
	277	760	223	537	8,0	95	
	285	735	236	499	7,5	99	
	290	691	221	470	7,0	99	
	293	680	208	472	7,1	96	
	303	616	147	469	7,0	88	
	313	669	204	465	6,9	96	
	323	641	177	464	6,9	93	
	333	993	500	493	7,4	135	
	336	1061	561	500	7,5	142	
	339	1056	548	508	7,6	139	
	343	1180	660	520	7,8	152	
	350	1064	557	507	7,6	140	
	354	977	494	483	7,2	136	
	360	898	420	478	7,1	126	
	364	786	288	498	7,4	106	
368	848	334	514	7,7	111		
374	705	170	535	8,0	88		
379	752	220	532	7,9	95		
386	722	172	550	8,2	88		
393	732	177	555	8,3	88		
396	722	172	550	8,2	88		
402	681	133	548	8,2	83		
406	699	139	560	8,4	84		
416							
426							
436	714	156	558	8,3	86		
443							
449							
454	652	89	563	8,4	78		
457							
465							
475	721	181	540	8,1	89		
485							
495							
505	838	263	575	8,6	98		
515							
525							

## 10 Anhang

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10-4
	535	797	259	538	8,0	99
	545	883	350	533	8,0	111
	549	891	385	506	7,6	118
	554	826	345	481	7,2	115
	565	905	407	498	7,4	122
	570	900	392	508	7,6	119
	578	832	312	520	7,8	107
	585	787	318	469	7,0	112
	591	921	427	494	7,4	125
	596	890	402	488	7,3	122
	601	851	336	515	7,7	111
	604	718	186	532	7,9	90
	610	714	176	538	8,0	89
	620	773	232	541	8,1	96
	628	817	276	541	8,1	101
	636	830	303	527	7,9	105
	643	854	309	545	8,1	105
	649	931	377	554	8,3	113
	653	1002	467	535	8,0	126
	662	914	408	506	7,6	121
	666	783	289	494	7,4	106
	672	786	290	496	7,4	106
	682	764	288	476	7,1	107
	687	938	439	499	7,5	126
	697	1181	658	523	7,8	151
	702	1099	573	526	7,9	140
	707	956	468	488	7,3	131
	712	1082	584	498	7,4	145
	717	1040	545	495	7,4	141
	721	992	469	523	7,8	127
	729	787	245	542	8,1	97
	735	782	233	549	8,2	96
	739	718	182	536	8,0	90
	749	757	194	563	8,4	90
	753	813	290	523	7,8	104
	763	810	279	531	7,9	102
	767	771	260	511	7,6	101
	776	757	258	499	7,5	102
	784	826	355	471	7,0	117
	788	1281	773	508	7,6	169
	793	1173	647	526	7,9	149
	797	1073	554	519	7,7	139
	803	918	383	535	8,0	115
	807	881	366	515	7,7	115
	814	802	282	520	7,8	103
	820	724	234	490	7,3	99
	825	730	164	566	8,5	86
	835	628	75	553	8,3	76
	845	499	70	569	8,5	59
PS1648	1	1820	1380	440	6,6	277
	10	1470	1030	440	6,6	224
	20	1210	767	443	6,6	183
	30	1080	644	436	6,5	166
	40	1010	574	436	6,5	155
	50	930	490	440	6,6	142
	57	800	382	418	6,3	128
	62	790	389	401	6,0	132
	70	750	339	411	6,1	122
	80	720	298	422	6,3	114
	90	700	282	418	6,3	112
	100	690	296	394	5,9	117
	110	880	437	443	6,6	133
	120	740	329	411	6,1	121
	130	680	290	390	5,8	117
	140	660	309	351	5,2	126
	150	760	338	422	6,3	121
	160	850	417	433	6,5	132
	170	870	423	447	6,7	130
	180	910	470	440	6,6	139
	190	910	460	450	6,7	135
	200	960	513	447	6,7	144
	210	960	513	447	6,7	144
	220	830	397	433	6,5	129
	230	930	497	433	6,5	144

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10-4
	240	960	534	426	6,4	151
	250	910	495	415	6,2	147
	260	910	484	426	6,4	143
	270	970	534	436	6,5	149
	280	1320	902	418	6,3	211
	290	1320	916	404	6,0	219
	300	1440	1050	390	5,8	247
	310	990	589	401	6,0	166
	320	980	562	418	6,3	157
	330	910	477	433	6,5	141
	340	920	491	429	6,4	144
	350	890	454	436	6,5	137
	360	870	423	447	6,7	130
	370	780	351	429	6,4	122
	380	850	403	447	6,7	127
	390	760	345	415	6,2	123
	400	710	288	422	6,3	113
	410	740	307	433	6,5	115
	420	710	284	426	6,4	112
	430	780	365	415	6,2	126
	440	730	333	397	5,9	123
	450	690	314	376	5,6	123
	460	870	427	443	6,6	131
	470	690	296	394	5,9	117
	480	920	480	440	6,6	140
	490	890	457	433	6,5	138
	500	720	284	436	6,5	111
	510	870	430	440	6,6	133
	520	860	424	436	6,5	132
	530	890	454	436	6,5	137
	540	810	377	433	6,5	125
	550	910	477	433	6,5	141
	560	910	481	429	6,4	142
	570	920	484	436	6,5	141
	580	960	527	433	6,5	149
	590	930	501	429	6,4	145
	600	1350	924	426	6,4	213
	610	1190	757	433	6,5	184
	620	1120	684	436	6,5	172
	630	1070	616	454	6,8	158
	640	1140	711	429	6,4	178
	650	1480	1054	426	6,4	233
	660	1030	626	404	6,0	171
	670	1090	647	443	6,6	165
	680	1050	624	426	6,4	165
	690	990	572	418	6,3	159
	700	1100	689	411	6,1	179
	710	950	567	383	5,7	166
	720	990	572	418	6,3	159
	730	940	497	443	6,6	142
	740	820	412	408	6,1	135
	750	760	370	390	5,8	131
	760	590	218	372	5,6	106
	770	720	330	390	5,8	124
	780	1000	582	418	6,3	160
	790	1770	1330	440	6,6	270
	800	1730	1283	447	6,7	259
	810	1030	594	436	6,5	158
	820	890	464	426	6,4	140
	830	840	393	447	6,7	126
	840	710	338	372	5,6	128
	850	580	211	369	5,5	105
	860	750	360	390	5,8	129
PS1821	1	1365	911	454	6,8	202
	12	1394	970	424	6,3	220
	22	887	498	389	5,8	153
	32	946	430	516	7,7	123
	42	933	412	521	7,8	120
	52	972	456	516	7,7	126
	62	824	295	529	7,9	104
	72	836	311	525	7,8	107
	86	877	355	522	7,8	113
	97	855	320	535	8,0	107
	100					

## 10 Anhang

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10-4
	110					
	122	873	355	518	7,7	113
	132					
	142					
	152	864	340	524	7,8	110
	162					
	172					
	186	849	328	521	7,8	109
	198					
	212					
	218	788	273	515	7,7	103
	227					
	232					
	242	929	414	515	7,7	121
	257					
	272					
	286	1076	561	515	7,7	140
	296					
	306					
	316	732	229	503	7,5	98
	326					
	336					
	346	1164	660	504	7,5	155
	357	964	449	515	7,7	126
	368	1022	530	492	7,3	139
	378	1021	521	500	7,5	137
	386	1186	691	495	7,4	161
	396	1191	685	506	7,6	158
	406	1190	693	497	7,4	160
	411	1273	781	492	7,4	173
	416	1514	1038	476	7,1	213
	422	1788	1329	459	6,9	261
	426	1773	1313	460	6,9	258
	431	1763	1306	457	6,8	258
	436	1881	1416	465	6,9	271
	446	1772	1308	464	6,9	256
	456	1766	1308	458	6,8	258
	466	1916	1473	443	6,6	290
	476	2074	1682	392	5,8	355
	486	1138	844	294	4,4	259
	496	971	671	300	4,5	217
	506	1291	890	401	6,0	215
	516	1151	763	388	5,8	199
	526	1203	724	479	7,2	168
	531	1245	736	509	7,6	164
	536	1238	724	514	7,7	161
	546	1019	495	524	7,8	130
	556					
	566					
	576	1081	564	517	7,7	140
	586					
	596					
	606	1042	537	505	7,5	138
	616					
	626					
	636	990	469	521	7,8	127
	646					
	656					
	666	1119	612	507	7,6	148
	676					
	686					
	696	1041	521	520	7,8	134
	706					
	716					
	726	937	424	513	7,7	122
	736					
	746					
	756	1019	500	519	7,7	132
	766					
	776					
	786	1040	533	507	7,6	137
	796					
	806					
	816	897	383	514	7,7	117

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10 <sup>-4</sup>
826						
836						
846	1002	495	507	7,6	132	
856	1003	493	510	7,6	132	
866	1774	1281	493	7,4	241	
872	1994	1514	480	7,2	278	
882	2306	1827	479	7,2	322	
887	2221	1741	480	7,2	310	
892	2001	1519	482	7,2	278	
899	1859	1371	488	7,3	255	
909	1650	1161	489	7,3	226	
919	1031	526	505	7,5	137	
929	1099	584	515	7,7	143	
940	1235	725	510	7,6	162	
946	1189	668	521	7,8	153	
952	987	470	517	7,7	128	
958	1377	897	480	7,2	192	
966	2064	1575	489	7,3	283	
972	2069	1600	469	7,0	295	
979	1431	1035	396	5,9	242	
986	1101	767	334	5,0	221	
992	664	353	311	4,6	143	
996	733	400	333	5,0	148	
1002	352	112	240	3,6	98	
1006	345	116	229	3,4	101	
1010	514	208	306	4,6	113	
1016	1058	644	414	6,2	171	
1026	1001	485	516	7,7	130	
1036	1025	514	511	7,6	134	
1046	1027	514	513	7,7	134	
1056						
1066						
1073	890	370	520	7,8	115	
1086						
1096						
1106	1048	515	533	8,0	132	
1116						
1127						
1137	902	391	511	7,6	118	
1146						
1156						
1166	991	479	512	7,7	130	
1171						
1182						
1192	1030	508	522	7,8	132	
1202	1087	575	512	7,6	142	
1206	904	398	506	7,6	120	
1216	1754	1240	514	7,7	229	
1226	2084	1567	517	7,7	270	
1236	2007	1510	497	7,4	271	
1246	2083	1610	473	7,1	295	
1256	1684	1210	474	7,1	238	
1266	992	626	366	5,5	182	
1276	1128	741	387	5,8	196	
1282	1181	713	468	7,0	169	
1292	1342	839	503	7,5	179	
1302	1124	615	509	7,6	148	
1311	1028	511	517	7,7	133	
1316						
1326						
1336	1003	476	527	7,9	128	
1346						
1356						
1366	1176	644	532	7,9	148	
1376						
1386						
1396	1175	663	512	7,7	154	
1406						
1416						
1426	918	404	514	7,7	120	
1436						
1446						
1456	1363	842	521	7,8	175	
1466						

## 10 Anhang

---

Tab. III

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (gesamt) [ppm]	Ba (bio) [ppm]	Ba (terr) [ppm]	Al [%]	Ba/Al x10-4
	1476	2266	1738	528	7,9	288
	1486	1691	1161	530	7,9	214
	1496	1682	1150	532	7,9	212
	1506	1601	1083	518	7,7	207
	1516	1590	1068	522	7,8	204
	1526					
	1536					
	1546	1007	489	518	7,7	130
	1556					
	1566					
	1576	1006	484	522	7,8	129



Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
PS1575	2	0,3	6,0	2,35	0,02	0,10	0,18	10,51
	11	1,7	6,0	2,37	0,02	0,10	0,18	12,45
	20	3,2	6,0	3,89	0,02	0,07	0,21	16,51
	26	4,1	6,0	3,12	0,02	0,06	0,21	12,02
	28	4,4	6,0	2,25	0,02	0,08	0,20	11,62
	35	5,5	6,0	2,93	0,02	0,16	0,24	11,87
	45	7,1	6,0	2,38	0,02	0,11	0,21	12,44
	55	8,7	6,0	3,02	0,02	0,04	0,21	12,09
	60	9,5	6,0	2,25	0,01	0,06	0,19	11,71
	65	10,3	6,0	2,93	0,01	0,12	0,20	8,80
	72	11,4	6,0	2,83	0,01	0,08	0,17	9,97
	80	14,2	1,8	0,53	0,00	0,02	0,05	3,42
	90	19,6	1,8	0,52	0,00	0,02	0,04	2,34
	100	25,0	1,8			0,03	0,05	3,88
	110	30,5	1,8			0,07	0,04	3,82
	120	35,9	1,8	0,49	0,00	0,11	0,05	3,60
	130	41,3	1,8			0,07	0,05	3,59
	140	46,8	1,8			0,06	0,05	3,81
	150	52,2	1,8	0,40	0,00	0,00	0,05	3,55
	160	57,6	1,8			0,04	0,05	4,76
	169	62,5	1,8			0,07	0,05	3,70
	175	65,8	1,8	0,48	0,00	0,04	0,05	3,59
	180	68,5	1,8			0,03	0,05	4,02
	186	71,7	1,8			0,01	0,05	3,70
	189	73,4	1,8	0,56	0,00	0,06	0,05	5,06
	191	74,4	1,8			0,04	0,05	4,77
	194	76,1	1,8			0,07	0,06	4,32
	204	81,5	1,8	0,36	0,00	0,10	0,05	5,17
	214	86,9	1,8			0,13	0,05	5,19
	220	90,2	1,8			0,06	0,05	4,66
	225	92,9	1,8	0,49	0,00	0,14	0,05	5,54
	235	98,3	1,8			0,14	0,05	
	245	103,8	1,8			0,15	0,04	4,89
	255	109,2	1,8			0,14	0,06	4,82
	260	111,9	1,8	0,57	0,00	0,15	0,05	4,57
	265	114,2	10,6	3,32	0,03	0,43	0,28	28,18
	270	114,7	10,6	3,98	0,03	0,35	0,28	24,02
	277	115,3	10,6			0,02	0,43	29,46
	285	116,1	10,6	2,70	0,02	0,30	0,20	29,01
	290	116,6	10,6	3,14	0,02	0,27	0,22	32,03
	293	116,9	10,6	3,07	0,02	0,18	0,18	38,63
	303	117,1	10,6	4,53	0,02	0,21	0,19	29,46
	313	118,1	10,6	4,84	0,02	0,08	0,17	32,33
	323	119,0	10,6	4,40	0,02	0,00	0,18	31,48
	333	120,0	10,6	5,78	0,05	0,15	0,19	21,67
	336	120,3	10,6	4,95	0,06	0,15	0,18	26,73
	339	120,6	10,6	4,95	0,05	0,24	0,20	25,85
	343	120,9	10,6	4,26	0,07	0,16	0,22	29,36
	350	121,6	10,6	4,14	0,06	0,21	0,26	32,76
	354	122,0	10,6	4,29	0,05	0,26	0,21	29,60
	360	122,6	10,6	4,09	0,04	0,12	0,20	25,39
	364	122,9	10,6	5,67	0,03	0,03	0,24	29,21
	368	123,3	10,6	4,46	0,03	0,20	0,22	22,12
	374	123,9	10,6	4,67	0,02	0,01	0,26	20,08
	379	124,4	10,6	3,46	0,02	0,13	0,24	19,36
	386	125,0	10,6	3,82	0,02	0,09	0,33	26,79
	393	125,7	10,6	3,85	0,02	0,31	0,32	24,38
	396	126,0	10,6	3,19	0,02	0,61	0,30	19,20
	402	126,5	10,6	3,31	0,01	0,08	0,31	21,52
	406	126,9	10,6	2,58	0,01	0,07	0,39	21,78
	416	130,3	2,2			0,02	0,07	4,61
	426	134,8	2,2			0,04	0,07	4,51
	436	139,3	2,2	0,63	0,00	0,09	0,07	4,84
	443	142,4	2,2			0,10	0,07	5,26
	449	145,6	2,2			0,09	0,07	5,19
	454	147,8	2,2	0,65	0,00	0,08	0,09	5,32
	457	149,2	2,2			0,11	0,08	5,99
	465	152,8	2,2			0,12	0,08	6,59
	475	157,3	2,2	0,53	0,00	0,08	0,08	4,34
	485	161,8	2,2			0,16	0,07	5,21
	495	166,3	2,2			0,17	0,07	8,14
	505	170,8	2,2	0,57	0,01	0,17	0,07	4,80
	515	175,3	2,2			0,14	0,07	5,94
	525	179,8	2,2			0,15	0,07	7,05

## 10 Anhang

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
	535	184,3	2,2	0,67	0,01	0,15	0,07	6,03
	545	187,5	3,3	0,87	0,01	0,14	0,08	7,55
	549	188,8	3,6	1,22	0,01	0,11	0,07	9,68
	554	190,3	3,6	1,24	0,01	0,04	0,06	8,78
	565	191,5	3,6	1,37	0,02	0,01	0,06	8,80
	570	193,1	3,6	1,07	0,01	0,04	0,06	8,70
	578	195,5	3,6	1,21	0,01	0,04	0,07	10,37
	585	197,7	3,6	1,40	0,01	0,04	0,06	9,04
	591	199,5	3,6	1,47	0,02	0,04	0,09	9,23
	596	201,0	3,6	1,09	0,01	0,00	0,08	10,45
	601	202,6	3,6	1,27	0,01	0,01	0,08	7,86
	604	203,5	3,6	1,01	0,01	0,03	0,09	8,90
	610	205,3	3,6	0,92	0,01	0,02	0,09	7,30
	620	208,4	3,6	0,85	0,01	0,03	0,08	6,31
	628	210,9	3,6	0,87	0,01	0,05	0,11	7,16
	636	213,3	3,6	0,71	0,01	0,03	0,09	8,31
	643	215,5	3,6	0,85	0,01	0,04	0,12	9,65
	649	217,3	3,6	1,03	0,01	0,03	0,08	7,75
	653	218,5	3,6	1,18	0,01	0,05	0,09	6,46
	662	221,3	3,6	1,16	0,02	0,03	0,07	10,58
	666	222,5	3,6	1,15	0,01	0,05	0,07	11,00
	672	224,4	3,6	0,84	0,01	0,03	0,06	9,37
	682	227,4	3,6	1,35	0,01	0,03	0,05	9,99
	687	229,0	3,6	1,50	0,01	0,02	0,04	5,88
	697	232,1	3,6	1,29	0,02	0,04	0,07	7,81
	702	233,6	3,6	1,25	0,02	0,01	0,09	8,46
	707	235,1	3,6	1,05	0,02	0,00	0,08	11,44
	712	236,7	3,6	1,30	0,02	0,02	0,08	10,86
	717	238,2	3,6	1,20	0,02	0,06	0,09	8,16
	721	239,4	3,6	0,80	0,02	0,04	0,10	7,56
	729	241,9	3,6	0,85	0,01	0,00	0,10	8,86
	735	248,6	0,8	0,27	0,00	0,00	0,02	1,89
	739	253,5	0,8	0,27	0,00	0,01	0,02	2,09
	749	265,5	0,8	0,19	0,00	0,01	0,02	2,69
	753	270,4	0,8	0,28	0,00	0,01	0,02	2,22
	763	282,4	0,8	0,25	0,00	0,01	0,02	1,40
	767	287,3	0,8	0,28	0,00	0,02	0,02	0,77
	776	298,2	0,8	0,20	0,00	0,02	0,02	1,00
	784	305,2	1,8	0,52	0,01	0,02	0,03	6,21
	788	307,4	1,8	0,47	0,02	0,01	0,03	3,52
	793	309,1	1,8	0,56	0,01	0,01	0,04	3,71
	797	311,3	1,8	0,38	0,01	0,04	0,05	2,65
	803	314,6	1,8	0,44	0,01	0,02	0,05	1,81
	807	316,9	1,8	0,68	0,01	0,01	0,05	1,66
	814	320,7	1,8	0,57	0,01	0,04	0,05	2,72
	820	324,1	1,8	0,56	0,01	0,00	0,06	2,71
	825	326,8	1,8	0,54	0,00	0,04	0,07	3,54
	835	332,4	1,8	0,38	0,00	0,02	0,06	2,55
	845	337,9	1,8	0,60	0,01	0,01	0,07	2,61
PS1648	1	0,2	6,7	2,70	0,06	0,37	0,11	7,74
	10	1,5	6,7	2,23	0,05	0,21	0,09	10,97
	20	3,0	6,7	2,13	0,04	0,28	0,09	7,77
	30	4,5	6,7	2,63	0,03	0,31	0,09	8,91
	40	6,0	6,7	2,98	0,03	0,22	0,11	7,55
	50	7,5	6,7	1,42	0,02	0,20	0,10	7,41
	57	8,6	6,7	1,19	0,02	0,14	0,10	5,44
	62	9,3	6,7	1,14	0,02	0,15	0,09	4,99
	70	10,5	6,7	0,53	0,01	0,07	0,04	6,82
	80	12,0	6,7	0,53	0,01	0,13	0,04	9,55
	90	15,3	1,5	0,44	0,01	0,10	0,04	2,53
	100	15,3	1,5	0,41	0,01	0,17	0,03	3,14
	110	21,8	1,5	0,45	0,01	0,30	0,03	1,90
	120	28,4	1,5	0,47	0,01	0,30	0,03	1,99
	130	35,0	1,5	0,50	0,01	0,38	0,02	3,73
	140	41,5	1,5	0,46	0,01	0,35	0,02	2,64
	150	48,1	1,5	0,50	0,01	0,45	0,02	2,22
	160	54,6	1,5	0,46	0,01	0,44	0,02	2,44
	170	61,2	1,5	0,46	0,01	0,38	0,02	1,84
	180	73,4	2,1	0,61	0,01	0,92	0,03	2,63
	190	78,2	2,1	0,46	0,01	0,67	0,02	2,14
	200	83,0	2,1	0,49	0,01	0,78	0,02	2,33
	210	87,7	2,1	0,49	0,01	0,64	0,02	2,39
	220	92,5	2,1	0,46	0,01	0,46	0,02	2,40
	230	97,3	2,1	0,55	0,01	1,03	0,02	2,33

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
	240	102,1	2,1	0,56	0,01	0,90	0,02	2,20
	250	106,9	2,1	0,42	0,01	0,46	0,02	2,55
	260	111,6	2,1	0,42	0,01	0,40	0,02	2,76
	270	114,7	7,1	1,53	0,04	4,90	0,07	6,45
	280	116,1	7,1	1,67	0,06	2,69	0,05	10,76
	290	117,5	7,1	4,76	0,05	0,26	0,04	8,01
	300	118,9	7,1	4,23	0,05	0,13	0,04	6,94
	310	120,3	7,1	3,84	0,03	0,12	0,04	9,87
	320	121,7	7,1	2,59	0,03	0,10	0,05	8,51
	330	123,1	7,1	2,60	0,03	0,14	0,07	9,75
	340	124,5	7,1	1,68	0,03	0,15	0,06	7,52
	350	125,9	7,1	1,76	0,03	0,19	0,06	10,23
	360	127,3	7,1	1,88	0,03	0,31	0,07	11,05
	370	130,9	1,7	0,50	0,01	0,07	0,02	2,42
	380	136,7	1,7	0,48	0,01	0,12	0,02	2,17
	390	142,5	1,7	0,35	0,01	0,16	0,02	2,85
	400	148,3	1,7	0,33	0,01	0,15	0,02	2,62
	410	154,1	1,7	0,47	0,01	0,31	0,02	3,15
	420	159,9	1,7	0,34	0,00	0,15	0,03	2,08
	430	165,7	1,7	0,41	0,01	0,34	0,03	3,75
	440	171,5	1,7	0,54	0,01	0,45	0,02	4,82
	450	177,3	1,7	0,30	0,01	0,29	0,02	5,61
	460	183,1	1,7	0,27	0,01	0,24	0,01	7,37
	470	187,0	4,9	0,78	0,02	1,51	0,06	8,71
	480	189,0	4,9	1,29	0,02	1,92	0,06	6,20
	490	191,1	4,9	0,65	0,02	1,76	0,06	6,90
	500	193,1	4,9	0,86	0,01	1,12	0,05	6,10
	510	195,1	4,9	0,72	0,02	1,76	0,05	9,77
	520	197,2	4,9	0,80	0,02	1,41	0,05	8,23
	530	199,2	4,9	1,72	0,02	1,62	0,05	7,02
	540	201,2	4,9	1,23	0,02	1,01	0,04	8,11
	550	203,3	4,9	1,12	0,02	2,90	0,05	6,96
	560	205,3	4,9	1,23	0,02	1,86	0,05	6,74
	570	207,3	4,9	1,26	0,02	1,57	0,05	8,15
	580	209,3	4,9	1,20	0,03	2,04	0,05	9,05
	590	211,4	4,9	1,38	0,03	1,56	0,04	7,39
	600	213,4	4,9	1,27	0,05	2,37	0,04	8,46
	610	215,4	4,9	2,16	0,04	0,22	0,05	7,32
	620	217,5	4,9	1,72	0,03	1,30	0,05	6,42
	630	219,5	4,9	1,68	0,03	0,10	0,05	5,00
	640	221,5	4,9	1,81	0,03	0,85	0,04	8,60
	650	223,6	4,9	1,98	0,05	0,37	0,04	6,04
	660	225,6	4,9	4,25	0,02	0,11	0,03	4,48
	670	227,6	4,9	1,34	0,02	0,20	0,03	3,91
	680	229,6	4,9	1,31	0,03	2,32	0,04	5,85
	690	231,7	4,9	1,14	0,03	2,87	0,04	8,24
	700	233,7	4,9	2,49	0,03	0,11	0,03	8,93
	710	235,7	4,9	3,26	0,02	0,09	0,03	7,87
	720	237,8	4,9	2,80	0,02	0,11	0,03	5,69
	730	239,8	4,9	1,20	0,02	0,11	0,05	5,62
	740	241,8	4,9	1,19	0,02	0,19	0,05	7,87
	750	243,9	4,9	1,01	0,02	0,20	0,05	6,99
	760	259,5	0,3	0,08	0,00	0,02	0,01	0,40
	770	288,5	0,3	0,06	0,00	0,04	0,01	0,47
	780	305,1	2,4	0,42	0,01	2,10	0,03	2,94
	790	309,4	2,4	0,72	0,03	0,27	0,02	3,29
	800	313,6	2,4	0,67	0,03	0,04	0,03	3,03
	810	317,8	2,4	0,44	0,01	0,07	0,03	3,34
	820	322,1	2,4	0,67	0,01	0,07	0,03	3,96
	830	326,3	2,4	0,57	0,01	0,05	0,03	4,96
	840	330,6	2,4	0,51	0,01	0,15	0,02	3,86
	850	334,8	2,4	0,46	0,01	0,23	0,03	5,22
	860	339,0	2,4	0,50	0,01	0,37	0,03	4,68
PS1821	1	0,4	2,7	2,26	0,01	0,08	0,05	1,73
	12	4,5	2,7	3,18	0,02	0,03	0,04	2,01
	22	8,3	2,7	3,27	0,01	0,03	0,03	1,91
	32	12,0	2,7	1,50	0,01	0,03	0,04	2,56
	42	13,4	3,6	1,94	0,01	0,00	0,05	4,56
	52	16,2	3,6	2,42	0,02	0,08	0,06	4,05
	62	19,0	3,6	1,63	0,01	0,00	0,05	2,79
	72	21,8	3,6	1,89	0,01	0,01	0,04	3,71
	86	25,7	3,6	1,16	0,01	0,04	0,04	2,91
	97	28,8	3,6	1,23	0,01	0,03	0,04	2,75
	100	29,6	3,6	0,77		0,08	0,02	7,28

## 10 Anhang

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
110	32,4	3,6	1,12			0,03	0,03	3,30
122	35,8	3,6	1,49		0,01	0,02	0,03	3,42
132	38,6	3,6	0,96			0,06	0,03	3,02
142	41,4	3,6	1,35			0,03	0,03	2,80
152	44,2	3,6	1,14		0,01	0,08	0,03	4,32
162	47,0	3,6	0,26			0,15	0,01	14,36
172	49,8	3,6	1,05			0,05	0,03	5,83
186	53,7	3,6	1,42		0,01	0,10	0,03	4,18
198	57,1	3,6	0,94			0,13	0,02	4,86
212	61,0	3,6	1,15			0,24	0,02	4,58
218	62,7	3,6	1,14		0,01	0,31	0,02	13,50
227	65,2	3,6	1,63			0,26	0,03	9,68
232	66,6	3,6	1,84			0,33	0,03	4,89
242	69,4	3,6	1,45		0,01	0,18	0,03	4,76
257	73,0	3,6	1,23			0,26	0,03	6,08
272	77,2	3,6	1,10			0,16	0,02	4,62
286	81,2	3,6	1,62		0,02	0,20	0,03	10,46
296	84,0	3,6	1,56			0,08	0,02	5,06
306	86,8	3,6	1,09			0,10	0,02	9,17
316	89,6	3,6	1,31		0,01	0,15	0,03	3,66
326	92,4	3,6	1,54			0,24	0,04	6,14
336	95,2	3,6	1,56			0,18	0,03	3,46
346	98,0	3,6	1,88		0,02	0,75	0,04	3,94
357	101,0	3,6	1,57		0,01	0,51	0,03	3,99
368	104,1	3,6	1,49		0,02	0,57	0,03	7,70
378	106,9	3,6	1,80		0,02	0,45	0,03	6,17
386	109,2	3,6	1,83		0,02	0,34	0,04	3,40
396	112,0	3,6	1,84		0,02	0,11	0,05	3,33
406	114,5	10,7	6,11		0,05	0,29	0,12	9,03
411	114,9	10,7	7,55		0,05	0,22	0,11	8,08
416	115,4	10,7	7,56		0,06	0,17	0,11	8,03
422	116,0	10,7	8,25		0,08	0,22	0,10	9,38
426	116,3	10,7	8,88		0,08	0,16	0,10	9,29
431	116,8	10,7	9,85		0,08	0,10	0,10	8,83
436	117,3	10,7	6,20		0,07	0,08	0,08	7,73
446	118,2	10,7	8,80		0,09	0,17	0,10	11,43
456	119,1	10,7	9,56		0,08	0,10	0,09	7,85
466	120,0	10,7				0,64	0,17	18,81
476	121,0	10,7	14,44		0,10	0,13	0,07	6,70
486	121,9	10,7	16,87		0,04	0,05	0,06	4,45
496	122,8	10,7	14,50		0,03	0,03	0,06	4,34
506	123,8	10,7	14,25		0,05	0,08	0,07	7,70
516	124,7	10,7	13,32		0,04	0,10	0,07	5,76
526	125,6	10,7	9,25		0,05	0,09	0,12	8,46
531	126,1	10,7	5,96		0,05	0,29	0,11	8,48
536	126,6	10,7	6,47		0,07	0,18	0,11	10,77
546	127,5	10,7	6,37		0,04	0,18	0,09	11,15
556	129,1	4,7	2,45			0,11	0,04	4,86
566	131,2	4,7	2,52			0,16	0,04	6,44
576	133,4	4,7	2,46		0,02	0,24	0,04	4,23
586	135,5	4,7	2,52			0,14	0,04	4,26
596	137,7	4,7	2,26			0,38	0,04	6,26
606	139,8	4,7	2,11		0,02	0,32	0,04	4,66
616	142,0	4,7	2,11			0,29	0,03	4,51
626	144,1	4,7	1,67			0,15	0,03	5,41
636	146,3	4,7	1,93		0,02	0,39	0,03	5,20
646	148,4	4,7	1,90			0,64	0,03	5,42
656	150,6	4,7	2,07			0,31	0,03	7,69
666	152,7	4,7	2,18		0,03	0,42	0,03	4,97
676	154,9	4,7	1,81			0,15	0,03	6,36
686	157,0	4,7	1,80			0,10	0,03	5,97
696	159,2	4,7	2,13		0,02	0,06	0,03	4,85
706	161,3	4,7	1,95			0,01	0,03	5,97
716	163,5	4,7	1,97			0,13	0,03	6,90
726	165,6	4,7	1,76		0,02	0,07	0,03	7,12
736	167,8	4,7	1,89			0,07	0,03	4,67
746	169,9	4,7	2,29			0,01	0,03	0,00
756	172,1	4,7	2,44		0,02	0,03	0,04	6,88
766	174,2	4,7	0,00			0,09	0,04	5,43
776	176,4	4,7	2,11			0,06	0,03	4,94
786	178,5	4,7	0,00		0,02	0,10	0,03	7,66
796	180,7	4,7	2,09			0,05	0,03	6,61
806	182,8	4,7	0,00			0,05	0,02	5,83
816	185,0	4,7	1,69		0,01	0,03	0,03	6,02

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
826	187,5	3,4		0,00		0,03	0,02	3,75
836	190,4	3,4		1,78		0,07	0,02	4,24
846	193,4	3,4		1,66	0,01	0,05	0,02	3,02
856	196,3	3,4		1,71	0,01	0,10	0,02	3,03
866	199,3	3,4		2,22		0,58	0,05	3,35
872	201,0	3,4		2,59		0,08	0,05	3,03
882	204,0	3,4		2,72	0,04	0,03	0,04	3,67
887	205,5	3,4		2,22	0,04	0,03	0,04	3,97
892	206,9	3,4		2,30	0,04	0,03	0,04	3,98
899	209,0	3,4		2,24	0,04	0,03	0,04	5,14
909	212,0	3,4		2,81	0,03	0,01	0,04	7,27
919	214,9	3,4		2,79	0,02	0,03	0,03	4,94
929	217,9	3,4		2,35	0,02	0,02	0,02	4,83
940	221,1	3,4		1,97	0,02	0,02	0,02	4,66
946	222,9	3,4		1,84	0,02	0,01	0,02	5,18
952	224,6	3,4		2,28	0,01	0,00	0,02	4,00
958	226,4	3,4		2,50	0,02	0,00	0,03	2,81
966	228,8	3,4		3,04	0,04	0,00	0,04	3,60
972	230,5	3,4		3,35	0,04	0,00	0,03	3,32
979	232,6	3,4		4,82	0,02	0,00	0,02	1,99
986	234,7	3,4		6,23	0,01	0,01	0,02	1,22
992	236,4	3,4		5,12	0,01	0,01	0,02	1,22
996	237,6	3,4		4,62	0,01	0,01	0,02	1,19
1002	239,4	3,4		4,33	0,00	0,02	0,01	
1006	240,6	3,4		4,11	0,00	0,03	0,02	1,00
1010	241,8	3,4		4,36	0,00	0,07	0,02	1,10
1016	243,5	3,4		4,51	0,01	0,02	0,03	1,56
1026	247,0	2,6		1,38	0,01	0,01	0,03	2,73
1036	250,9	2,6		1,34	0,01	0,01	0,02	4,46
1046	254,8	2,6		1,33	0,01	0,03	0,02	4,24
1056	258,7	2,6		0,91		0,04	0,01	4,84
1066	262,6	2,6		1,11		0,02	0,01	4,72
1073	265,4	2,6		0,92	0,01	0,05	0,01	4,08
1086	270,5	2,6		1,22		0,11	0,02	8,99
1096	274,4	2,6		1,33		0,05	0,03	3,47
1106	278,3	2,6		1,35	0,01	0,04	0,03	3,38
1116	282,2	2,6		1,32		0,04	0,03	3,61
1127	286,6	2,6		1,16		0,04	0,03	3,48
1137	290,5	2,6		0,99	0,01	0,05	0,02	5,17
1146	294,0	2,6		1,59		0,05	0,03	5,33
1156	297,9	2,6		1,23		0,03	0,02	3,68
1166	301,8	2,6		1,29	0,01	0,07	0,03	4,09
1171	303,4	4,5		2,83		0,08	0,04	3,49
1182	305,9	4,5		3,48		0,14	0,06	6,38
1192	308,1	4,5		2,64	0,02	0,09	0,06	5,19
1202	310,3	4,5		2,61	0,03	0,06	0,04	7,45
1206	311,2	4,5		1,55	0,02	0,14	0,02	9,33
1216	313,4	4,5		2,80	0,04	0,07	0,06	8,63
1226	315,7	4,5		4,04	0,05	0,09	0,06	5,41
1236	317,9	4,5		4,54	0,05	0,08	0,05	4,75
1246	320,1	4,5		4,22	0,05	0,11	0,03	4,63
1256	322,3	4,5		3,76	0,04	0,05	0,04	6,97
1266	324,5	4,5		6,35	0,01	0,05	0,03	3,45
1276	326,8	4,5		5,63	0,02	0,03	0,03	2,05
1282	328,1	4,5		3,22	0,02	0,04	0,04	3,16
1292	330,3	4,5		4,33	0,03	0,03	0,06	4,52
1302	332,5	4,5		2,85	0,03	0,02	0,04	4,62
1311	334,5	4,5		2,24	0,02	0,00	0,04	6,33
1316	335,6	4,5		3,02		0,04	0,03	7,68
1326	337,9	4,5		2,47		0,02	0,03	6,54
1336	340,3	3,9		2,53	0,02	0,06	0,02	6,02
1346	342,8	3,9		2,15		0,03	0,03	5,74
1356	345,4	3,9		2,36		0,04	0,03	4,84
1366	348,0	3,9		1,90	0,02	0,03	0,03	3,86
1376	350,5	3,9		2,24		0,03	0,03	6,36
1386	353,1	3,9		2,05		0,03	0,03	5,58
1396	355,6	3,9		2,27	0,02	0,04	0,03	6,35
1406	358,2	3,9		1,75		0,00	0,02	5,10
1416	360,8	3,9		1,56		0,03	0,02	7,94
1426	364,0	2,5		1,19	0,01	0,03	0,01	7,56
1436	367,9	2,5		1,31		0,02	0,02	4,76
1446	371,9	2,5		1,24		0,02	0,02	2,91
1456	375,8	2,5		1,20	0,02	0,05	0,03	2,91
1466	379,7	2,5		1,70		0,05	0,04	3,12

## 10 Anhang

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
	1476	383,7	2,5	1,66	0,04	0,01	0,04	3,62
	1486	387,6	2,5	2,07	0,03	0,04	0,03	3,41
	1496	391,6	2,5	2,01	0,03	0,02	0,03	3,98
	1506	395,5	2,5	1,61	0,02	0,03	0,03	3,35
	1516	399,4	2,5	1,61	0,02	0,02	0,03	3,39
	1526	403,4	2,5	1,56		0,04	0,02	2,43
	1536	407,3	2,5	1,23		0,02	0,02	2,73
	1546	411,3	2,5	1,12	0,01	0,03	0,01	3,12
	1556	415,2	2,5	1,35		0,03	0,02	3,08
	1566	419,1	2,5	1,50		0,02	0,02	3,49
	1576	423,1	2,5	1,38	0,01	0,04	0,01	3,09
PS2038	1	0,3	3,7	2,41		0,02	0,11	8,06
	7	1,9	3,7	2,66		0,00	0,07	4,73
	12	3,3	3,7	1,43		0,07	0,10	4,08
	20	5,4	3,7	1,04		0,00	0,09	6,07
	30	8,2	3,7	1,43		0,00	0,10	5,45
	40	10,9	3,7	0,85		0,00	0,11	3,28
	44	12,0	3,7	0,87		0,00	0,11	5,16
	50	12,8	3,7	0,88		0,03	0,08	4,68
	60	15,5	3,7	0,75		0,19	0,08	4,69
	70	18,2	3,7	0,62		0,19	0,06	3,92
	80	20,9	3,7	0,64		0,12	0,03	4,09
	90	23,7	3,7	0,68		0,19	0,03	4,26
	100	26,4	3,7			0,21	0,05	4,53
	110	29,1	3,7			0,21	0,06	6,73
	120	31,8	3,7	0,62		0,22	0,06	4,00
	130	34,5	3,7			0,20	0,05	4,25
	140	37,2	3,7			0,10	0,05	3,09
	150	39,9	3,7	0,52		0,36	0,05	4,64
	160	42,6	3,7			0,27	0,05	4,17
	170	45,3	3,7			0,52	0,05	3,94
	180	48,0	3,7	0,67		0,34	0,04	4,35
	190	50,8	3,7			0,31	0,05	6,17
	200	53,5	3,7			0,13	0,03	4,27
	210	56,2	3,7	0,68		0,38	0,05	4,67
	220	58,9	3,7	0,78		0,34	0,04	5,12
	230	61,6	3,7	0,82		0,55	0,03	4,10
	240	64,3	3,7			0,38	0,03	5,76
	250	67,0	3,7	0,67		0,54	0,04	4,70
	260	69,7	3,7	0,71		0,90	0,05	4,20
	270	72,2	4,2	0,90		0,55	0,05	6,69
	280	74,6	4,2	0,97		1,49	0,06	15,26
	290	77,0	4,2	0,88		0,50	0,05	5,65
	300	79,4	4,2	0,86		1,19	0,06	5,16
	310	81,8	4,2	1,04		1,50	0,06	7,58
	320	84,1	4,2	1,05		2,96	0,05	5,67
	330	86,5	4,2	1,01		1,92	0,05	6,41
	340	88,9	4,2	0,78		0,95	0,05	6,45
	350	91,3	4,2	0,89		0,58	0,04	8,84
	360	93,7	4,2	1,10		0,35	0,03	6,02
	370	96,1	4,2	0,97		0,04	0,03	5,31
	380	98,5	4,2	0,87		0,35	0,05	6,67
	390	100,9	4,2	0,99		0,21	0,03	4,70
	400	103,3	4,2	1,22		0,83	0,04	7,40
	410	105,7	4,2	0,92		1,35	0,04	5,70
	420	108,0	4,2	0,96		3,53	0,05	5,31
	430	110,4	4,2	0,96		2,36	0,05	6,05
	440	112,8	4,2	1,40		1,69	0,04	6,73
	450	114,8	6,1	4,90		0,10	0,06	6,58
	460	116,4	6,1	5,48		0,03	0,05	4,70
	470	118,1	6,1	5,01		0,04	0,05	7,47
	480	119,7	6,1	2,38		0,10	0,08	12,46
	490	121,3	6,1	1,69		0,03	0,08	7,01
	500	123,0	6,1	1,57		0,00	0,16	7,36
	510	124,6	6,1	1,88		0,14	0,12	6,47
	520	126,2	6,1	2,20		0,11	0,10	7,76
	529	127,7	6,1	1,59		0,07	0,07	8,39
	533	129,7	1,2	0,31		0,10	0,02	1,23
	540	135,6	1,2	0,26		0,25	0,02	1,20
	550	144,0	1,2	0,28		0,12	0,02	1,47
	560	152,4	1,2	0,30		0,09	0,02	1,60
	570	160,8	1,2			0,11	0,02	1,30
	580	169,2	1,2			0,29	0,02	2,00
	590	177,6	1,2	0,28		0,26	0,02	1,89

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
600	186,0	1,2				0,24	0,02	1,64
610	187,2	4,1				1,01	0,04	5,92
620	189,7	4,1		0,97		1,33	0,05	6,16
630	192,2	4,1				1,44	0,05	5,78
640	194,6	4,1				1,73	0,05	6,36
650	197,1	4,1		1,05		0,97	0,05	5,00
660	199,5	4,1				1,20	0,05	6,90
670	202,0	4,1				1,57	0,05	5,67
680	204,5	4,1		1,12		1,28	0,04	5,13
690	206,9	4,1		1,21		0,90	0,04	5,02
700	209,4	4,1		0,92		4,61	0,04	8,24
705	210,6	4,1		1,56		4,73	0,04	9,52
710	211,8	4,1		1,40		0,11	0,05	4,49
720	214,3	4,1		1,31		0,11	0,04	6,02
730	216,8	4,1		1,29		0,76	0,04	8,86
740	219,2	4,1		1,16		4,66	0,03	5,81
750	221,7	4,1		3,11		0,23	0,04	5,13
760	224,1	4,1		1,14		1,37	0,04	4,59
770	226,6	4,1		1,18		0,52	0,03	4,96
780	229,1	4,1		1,09		0,79	0,04	6,81
790	231,5	4,1		1,23		1,20	0,04	5,31
800	234,0	4,1		1,25		0,50	0,04	5,23
810	236,4	4,1		1,09		0,73	0,05	5,19
820	238,9	4,1		1,02		1,65	0,05	6,94
830	241,4	4,1		1,07		0,45	0,04	7,57
840	243,8	4,1				0,05	0,03	6,47
850	250,1	1,0				0,08	0,01	1,15
860	260,3	1,0		0,21		0,13	0,01	1,45
870	270,5	1,0				0,09	0,01	1,23
880	280,6	1,0				0,07	0,01	1,48
890	290,8	1,0		0,21		0,13	0,01	1,45
900	301,0	1,0				0,04	0,01	1,24
904	303,4	5,6				0,69	0,08	6,83
910	305,1	5,6		1,29		1,33	0,06	9,05
920	306,9	5,6				11,98	0,05	7,06
930	308,7	5,6		1,47		6,04	0,06	7,70
940	310,4	5,6		1,53		2,47	0,06	7,29
950	312,2	5,6		1,35		0,47	0,07	7,51
960	314,0	5,6		1,88		1,52	0,06	8,23
970	315,7	5,6		1,51		1,12	0,06	9,35
980	317,5	5,6		1,24		0,55	0,06	9,25
990	319,3	5,6				0,34	0,07	9,28
1000	321,1	5,6		1,47		0,36	0,05	7,97
1010	322,8	5,6				0,52	0,06	8,30
1020	324,6	5,6				1,20	0,07	9,92
1030	326,4	5,6		1,93		1,23	0,06	8,39
1040	328,1	5,6		1,61		2,94	0,07	11,82
1045	329,0	5,6		2,17		3,59	0,08	6,32
1050	329,9	5,6		1,69		4,80	0,07	7,52
1060	331,7	5,6		1,67		7,22	0,06	7,85
1066	332,7	5,6		2,17		6,14	0,05	6,81
1070	333,4	5,6		4,68		0,07	0,08	6,83
1080	335,2	5,6		2,50		0,40	0,09	7,07
1090	337,0	5,6		1,54		0,89	0,09	8,09
1100	338,8	5,6		1,88		1,15	0,08	8,33
1110	341,9	1,7		0,34		0,33	0,03	2,11
1120	347,6	1,7		0,43		0,46	0,02	2,98
1130	353,4	1,7		0,47		0,40	0,02	2,42
1140	359,1	1,7		0,48		0,90	0,02	2,42
1150	363,1	4,4		1,24		2,67	0,04	6,03
1160	365,4	4,4				1,97	0,05	5,87
1170	367,7	4,4				1,81	0,04	7,08
1180	369,9	4,4		1,10		2,77	0,04	6,29
1190	372,2	4,4				4,95	0,04	7,28
1200	374,4	4,4				5,34	0,04	6,27
1210	376,7	4,4		0,94		8,79	0,03	4,91
1215	377,8	4,4				10,13	0,03	5,54
1220	379,0	4,4				2,85	0,05	4,47
1230	381,2	4,4		1,41		3,98	0,04	5,73
1240	383,5	4,4				4,15	0,04	5,06
1250	385,7	4,4				3,85	0,04	7,12
1260	388,0	4,4		1,16		7,91	0,06	5,58
1269	390,3	4,4		1,51		2,09	0,06	4,93

## 10 Anhang

Tab. IV:

Kern	Kerntiefe [cm]	Alter [ka]	SR [cm/ka]	AR Opal [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Ba (bio) [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Karbonat [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Corg [g/m <sup>2</sup> /a]	AR Quarz [g/m <sup>2</sup> /a]
PS2056	1	0,4	2,5	0,89		2,51	0,05	2,70
	7	2,8	2,5	0,89		1,18	0,04	2,12
	12	4,8	2,5	0,94		0,40	0,03	2,15
	20	8,0	2,5	0,91		0,23	0,03	2,07
	30	12,0	2,5	0,81		0,00	0,02	3,02
	40	19,4	0,7	0,18		0,13	0,01	0,68
	50	34,1	0,7	0,17		0,10	0,01	0,60
	60	48,9	0,7	0,16		0,06	0,01	0,80
	70	63,6	0,7	0,22		0,09	0,01	0,51
	80	74,6	1,4	0,41		0,32	0,01	1,24
	90	81,8	1,4	0,32		1,31	0,01	1,14
	95	85,3	1,4	0,31		3,19	0,01	0,72
	100	92,5	1,4	0,44		2,34	0,01	1,14
	110	99,7	1,4	0,48		0,66	0,01	2,01
	120	106,9	1,4	0,27		1,82	0,01	1,27
	130	114,0	1,4	0,35		1,97	0,01	1,26
	140	115,8	2,9	1,05		1,08	0,02	2,82
	150	119,3	2,9	1,07		0,00	0,09	2,93
	160	122,8	2,9	1,04		0,22	0,03	2,18
	170	126,3	2,9	0,87		0,88	0,02	2,59
	180	137,7	0,5	0,11		0,20	0,01	0,27
	190	157,0	0,5	0,15		0,21	0,00	0,31
	200	176,3	0,5	0,11		0,29	0,00	0,37
	210	187,6	3,2	0,89		1,99	0,03	2,08
	220	190,7	3,2	0,80		2,06	0,03	2,46
	230	193,9	3,2	0,79		2,62	0,02	1,85
	240	197,1	3,2	0,92		1,71	0,03	2,86
	250	200,2	3,2	0,77		4,70	0,02	2,23
	255	201,8	3,2	0,63		5,76	0,02	3,38
	260	203,4	3,2	0,92		0,53	0,02	3,26
	270	206,5	3,2	0,89		1,99	0,02	3,10
	280	209,7	3,2	0,78		3,51	0,02	2,57
	290	212,9	3,2	0,73		2,26	0,02	2,00
	300	216,0	3,2	0,76		3,31	0,03	3,06
	310	219,2	3,2	0,97		2,10	0,03	2,70
	320	222,3	3,2	0,90		1,38	0,02	2,69
	330	225,5	3,2	0,79		3,31	0,02	2,72
	340	228,7	3,2	0,90		1,09	0,01	4,02
	350	231,8	3,2	2,17		0,04	0,02	3,16
360	235,0	3,2	2,09		0,08	0,02	3,41	
370	238,1	3,2	2,55		0,03	0,03	2,85	
376	240,0	3,2	2,64		0,03	0,03	3,11	
390	244,5	3,2	2,31		0,02	0,02	6,35	



Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [µg/cm <sup>2</sup> /a]	P neu [gC/m <sup>2</sup> /a]	PP [gC/m <sup>2</sup> /a]
PS1575	2	3,1	14	78
	11	3,7	18	88
	20	4,0	20	95
	26	3,1	14	78
	28	3,8	19	93
	35	2,8	12	73
	45	3,5	17	86
	55	3,1	14	78
	60	1,9	7	53
	65	1,8	6	52
	72	0,9	2	29
	80	0,5	1	20
	90	0,4	1	17
	100			
	110			
	120	0,6	1	23
	130			
	140			
	150	0,6	1	22
	160			
	169			
	175	0,6	1	23
	180			
	186			
	189	0,6	1	23
	191			
	194			
	204	0,6	1	22
	214			
	220			
	225	0,7	2	26
	235			
	245			
	255			
	260	0,5	1	21
	265	4,3	23	83
	270	4,3	23	83
	277	3,5	17	70
	285	3,7	18	73
	290	3,5	17	72
	293	3,5	17	70
	303	2,4	10	53
	313	3,3	15	67
	323	3,0	14	63
	333	7,9	57	134
	336	8,9	68	148
	339	8,7	67	146
	343	10,4	87	170
	350	9,5	76	158
	354	7,9	57	135
	360	6,5	43	115
	364	4,7	26	88
368	5,3	31	97	
374	2,4	10	53	
379	3,1	14	64	
386	2,8	12	58	
393	2,6	11	55	
396	2,5	10	53	
402	1,9	7	44	
406	2,2	8	49	
416				
426				
436	0,7	1	24	
443				
449				
454	0,4	1	15	
457				
465				
475	0,8	2	27	
485				
495				
505	1,1	3	36	
515				
525				

## 10 Anhang

Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [µg/cm <sup>2</sup> /a]	P neu [gC/m <sup>2</sup> /a]	PP [gC/m <sup>2</sup> /a]
	535	1,2	3	37
	545	2,2	8	62
	549	2,7	11	71
	554	2,3	9	62
	565	2,8	12	72
	570	2,5	10	65
	578	2,0	7	56
	585	2,2	8	59
	591	2,8	12	73
	596	2,6	11	68
	601	2,0	7	56
	604	1,1	3	35
	610	1,0	3	33
	620	1,3	4	39
	628	1,7	6	50
	636	1,9	7	53
	643	2,0	7	55
	649	2,2	8	60
	653	2,8	12	73
	662	2,9	13	75
	666	1,9	7	54
	672	1,9	7	53
	682	1,8	6	51
	687	2,3	9	61
	697	4,0	20	96
	702	3,7	18	91
	707	3,1	14	79
	712	3,8	19	92
	717	3,3	16	83
	721	2,9	13	74
	729	1,4	4	42
	735	0,4	1	17
	739	0,4	1	15
	749	0,4	1	15
	753	0,6	1	22
	763	0,6	1	22
	767	0,6	1	21
	776	0,6	1	21
	784	1,5	5	46
	788	3,1	14	82
	793	2,5	10	70
	797	2,2	8	62
	803	1,4	4	45
	807	1,3	4	42
	814	1,0	3	35
	820	1,1	3	35
	825	0,6	1	24
	835	0,3	0	13
	845			
PS1648	1	10,2	87	215
	10	8,3	63	179
	20	6,2	41	141
	30	4,9	29	115
	40	4,4	24	105
	50	3,8	20	94
	57	2,8	13	73
	62	2,7	12	71
	70	1,0	3	34
	80	0,9	2	29
	90	1,1	3	35
	100	1,3	4	40
	110	1,6	5	47
	120	1,1	3	37
	130	1,3	4	41
	140	1,5	5	45
	150	1,3	4	41
	160	1,8	6	51
	170	1,6	5	47
	180	1,9	7	55
	190	1,9	7	55
	200	2,1	8	59
	210	2,1	8	59
	220	1,5	5	45
	230	1,9	7	54

Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [µg/cm <sup>2</sup> /a]	P neu [gC/m <sup>2</sup> /a]	PP [gC/m <sup>2</sup> /a]
	240	2,1	8	59
	250	1,9	7	54
	260	1,9	7	54
	270	6,3	42	141
	280	10,5	90	221
	290	8,2	62	175
	300	8,8	70	189
	310	5,3	33	123
	320	5,5	34	125
	330	5,2	31	120
	340	5,2	31	120
	350	5,0	29	116
	360	4,8	28	112
	370	1,1	3	35
	380	1,3	4	41
	390	1,5	5	44
	400	1,1	3	35
	410	1,3	4	39
	420	0,9	2	30
	430	1,5	5	45
	440	1,6	5	47
	450	1,6	5	47
	460	2,4	10	64
	470	2,7	12	71
	480	4,1	22	101
	490	4,1	22	99
	500	2,4	9	64
	510	4,1	22	99
	520	3,9	20	95
	530	4,1	22	99
	540	3,7	19	91
	550	4,3	23	103
	560	4,3	23	103
	570	4,3	23	102
	580	4,8	28	113
	590	4,6	26	109
	600	8,8	69	189
	610	6,5	44	145
	620	5,5	34	125
	630	5,1	30	119
	640	6,0	38	135
	650	8,4	64	181
	660	4,2	22	101
	670	4,2	23	101
	680	5,1	30	119
	690	4,9	28	114
	700	5,8	37	131
	710	4,0	21	97
	720	4,4	25	106
	730	4,2	22	101
	740	3,9	20	95
	750	3,2	15	83
	760	0,3	0	14
	770	0,3	0	13
	780	2,8	13	74
	790	6,5	44	145
	800	6,1	40	137
	810	2,9	13	74
	820	2,4	10	65
	830	2,0	7	56
	840	2,0	7	55
	850	1,0	3	33
	860	2,1	8	59
PS1821	1	2,9	13	75
	12	3,3	15	83
	22	1,5	4	43
	32	1,7	5	48
	42	2,3	9	61
	52	3,0	13	75
	62	1,5	5	45
	72	1,6	5	45
	86	1,9	7	53
	97	1,6	5	46
	100			

## 10 Anhang

Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [µg/cm <sup>2</sup> /a]	P neu [gC/m <sup>2</sup> /a]	PP [gC/m <sup>2</sup> /a]
	110			
	122	1,9	7	53
	132			
	142			
	152	1,9	7	54
	162			
	172			
	186	2,0	7	55
	198			
	212			
	218	2,2	8	60
	227			
	232			
	242	2,2	8	60
	257			
	272			
	286	3,6	18	88
	296			
	306			
	316	1,3	4	38
	326			
	336			
	346	3,5	17	86
	357	2,5	10	66
	368	3,6	17	87
	378	3,2	14	79
	386	3,7	18	89
	396	3,3	15	82
	406	7,8	56	167
	411	8,9	67	186
	416	11,0	94	226
	422	14,2	137	288
	426	14,1	135	286
	431	13,9	132	281
	436	12,7	115	257
	446	14,8	146	300
	456	14,4	140	292
	466			
	476	16,8	177	345
	486	7,0	47	151
	496	5,6	33	125
	506	9,2	71	191
	516	7,2	49	155
	526	8,5	63	179
	531	8,8	67	185
	536	10,6	88	217
	546	6,8	45	149
	556			
	566			
	576	3,8	19	89
	586			
	596			
	606	3,7	18	87
	616			
	626			
	636	3,3	15	81
	646			
	656			
	666	4,6	25	106
	676			
	686			
	696	3,8	19	90
	706			
	716			
	726	3,1	14	76
	736			
	746			
	756	3,5	17	85
	766			
	776			
	786	4,1	21	95
	796			
	806			
	816	2,5	10	65

Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [µg/cm2/a]	P neu [gC/m2/a]	PP [gC/m2/a]
826				
836				
846		2,5	10	66
856		2,6	11	67
866				
872				
882		8,4	62	175
887		8,6	64	178
892		7,7	54	162
899		7,2	50	154
909		6,3	40	138
919		3,2	14	79
929		3,8	18	90
940		4,7	26	107
946		3,7	18	89
952		2,6	11	86
958		4,5	24	103
966		7,9	57	166
972		7,5	53	160
979		4,2	22	98
986		2,6	11	67
992		1,1	3	35
996		1,2	3	37
1002		0,3	0	11
1006		0,4	1	16
1010		0,6	1	22
1016		2,7	12	70
1026		2,4	9	64
1036		2,5	10	66
1046		2,5	10	67
1056				
1066				
1073		2,0	7	56
1086				
1096				
1106		2,5	10	67
1116				
1127				
1137		2,0	7	55
1146				
1156				
1166		2,1	8	59
1171				
1182				
1192		3,4	16	84
1202		4,7	26	108
1206		4,2	22	99
1216		8,1	59	171
1226		9,9	79	202
1236		9,2	72	191
1246		10,2	83	208
1256		8,3	61	174
1266		2,7	11	69
1276		3,6	17	86
1282		4,4	24	103
1292		5,8	35	129
1302		4,8	27	110
1311		4,1	21	97
1316				
1326				
1336		3,5	16	86
1346				
1356				
1366		4,3	23	102
1376				
1386				
1396		4,6	25	107
1406				
1416				
1426		2,1	8	59
1436				
1446				
1456		4,0	20	97
1466				

## 10 Anhang

---

Tab. V:

Kern	Kerntiefe [cm]	Ba (bio) flux [ $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{a}$ ]	P neu [ $\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$ ]	PP [ $\text{gC}/\text{m}^2/\text{a}$ ]
	1476	7,8	55	171
	1486	5,3	31	123
	1496	5,1	30	120
	1506	4,8	27	114
	1516	4,6	25	109
	1526			
	1536			
	1546	2,3	9	63
	1556			
	1566			
	1576	2,3	9	63