

4. Ergebnisse

4.1 Lithologie, Sedimentstruktur, und Sedimentfarbe

Die untersuchten Sedimente bestehen hauptsächlich aus terrigenen Komponenten (vgl. Kap. 4.6.1), nur in den oberflächennahen Sedimenten sind erhöhte Gehalte von Foraminiferen enthalten. Die lithologischen Änderungen sind meist als Übergangszonen ausgebildet. Die drei Kerne besitzen eine ähnliche lithologische Schichtenfolge. Eine ausführliche Beschreibung der Kerne ist im Anhang A zu finden. Von der Oberfläche bis zur Basis des Kerns konnten folgende lithostratigraphische Einheiten unterschieden werden (Abb. 8):

Einheit A

In jedem der drei Kerne bestehen die obersten Sedimente aus Foraminiferen mit variierenden Anteilen an terrigenem Sand, Silt und Ton. Im Kern PS2533-2 hat Einheit A eine Mächtigkeit von 0-12 cm, im Kern PS2540-3 von 0-10 cm und im Kern PS2538-2 von 0-15 cm. In dem Kern PS2533-2 setzen sich die oberflächennahen Sedimente aus einem hell olivbraunen Foraminiferenschlamm („foraminiferal ooze“) zusammen, unterhalb folgt ein olivfarbener sandiger Foraminiferenschlamm („foraminiferal sandy mud“). Die oberflächennahen Sedimente in den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 bestehen aus einem olivgrauen foraminiferenhaltigen, sandigem Schlamm („foraminifer-bearing sandy mud“). Im Kern PS2540-3 ist unterhalb des foraminiferenhaltigen sandigen Schlamms Foraminiferensand vorhanden. In Kern PS2538-2 folgt ein olivbrauner sandiger Foraminiferenschlamm. In allen Sedimentkernen ist Einheit A leicht bioturbiert, u.a. sind Grabgänge von *Chondrites*, *Planolites* und *Zoophycos* zu erkennen. Im Sedimentkern PS2538-2 befindet sich im sandigen Foraminiferenschlamm eine farbliche Lamination.

Einheit B

In Einheit B sind stärkere Unterschiede zwischen den drei Sedimentkernen vorhanden als in Einheit A. Im Kern PS2533-2 reicht die Einheit B von 12-46 cm, im Kern PS2540-3 von 10-35 cm und im Kern PS2538-2 von 15-66 cm Kerntiefe. Einheit B besteht aus rein terrigenen Sedimenten. Der obere Abschnitt besteht aus olivem bis olivgrauem sandigem Schlamm („sandy mud“). In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 sind in diesem sandigen Schlamm zentimeterdicke Lagen mit einem höheren Sand- bzw. Siltanteil eingeschaltet. Der untere Abschnitt von Einheit B besteht aus einem oliven bis olivgrauen siltig-tonigem Sand („muddy sand“), der im Kern PS2533-2 eine scharfe Ober- und Untergrenze hat. Im Kern PS2540-3 weist der siltig-tonige Sand eine normale Gradierung und eine farbliche Lamination auf. In Kern PS2538-2 ist der schlammige Sand geschichtet und Lagen mit höherem Sand- bzw. Siltgehalt sind eingeschaltet. Eine siltreiche Lage in 41-43 cm Teufe und eine sandreiche

Lage in 58-66 cm Teufe sind normal gradiert und weisen erosive Schichtunterseiten auf. Der obere Bereich von Einheit B ist bioturbiert, im Kern PS2538-2 reicht die Bioturbation fast bis zur Basis der Einheit.

Einheit C

Einheit C weist äußerlich keine Unterschiede zwischen den einzelnen Kernen auf. Im Kern PS2533-2 reicht Einheit C von 46-180 cm, im Kern PS2540-3 von 35-414 cm und im Kern PS2538-2 von 66-415 cm Sedimenttiefe. Somit ist in jedem der untersuchten Sedimentkerne Einheit C die mächtigste lithologische Einheit. Sie besteht aus einem terrigenen, grauen, massigen und unsortierten Sediment. Einheit C wird daher als Diamikt („diamict“) bezeichnet. Im Vergleich zu Kern PS2540-3 und Kern PS2538-2 ist Einheit C im Kern PS2533-2 heterogener, sie wird von 64-80 cm durch eine hellere, feinkörnigere Lage unterteilt. Daher wird im Kern PS2533-2 der Diamikt oberhalb der helleren Lage als C1, die Schicht selbst als C2 und der Diamikt unterhalb als C3 bezeichnet. Sofern zwischen C1, C2 und C3 keine Unterschiede vorhanden sind, wird von Einheit C gesprochen. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 weist der obere Abschnitt von Einheit C eine olivgraue Farbe auf, im Kern PS2540-3 ist er außerdem farblich laminiert. Einheit C reicht in den drei Sedimentkernen jeweils bis zur Basis.

4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften

4.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Da die mit dem F-Sensor gemessene Suszeptibilität hochauflösender ist, wurden nur diese Werte berücksichtigt (C.-D. Hillenbrand unveröff. Daten). Durch die im Kern enthaltenen Kieskörner und Steine mafischer Zusammensetzung wird bei geringem Abstand zum F-Sensor ein zu hoher Suszeptibilitätswert gemessen. Dadurch lassen sich die starken Schwankungen der Suszeptibilitätskurve in Einheit C erklären.

Die magnetische Suszeptibilität schwankt im PS2533-2 in Einheit A zwischen $30 \cdot 10^{-5}$ und $65 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten (Abb.9a). In Einheit B nimmt die Suszeptibilität mit zunehmender Teufe von $40 \cdot 10^{-5}$ auf $100 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten zu. In Einheit C1 weist das Sediment Suszeptibilitätswerte zwischen $100 \cdot 10^{-5}$ und $180 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten auf; der Mittelwert liegt bei $136 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten. Einheit C2 weist die höchste Suszeptibilität des Korns auf, sie schwankt zwischen $105 \cdot 10^{-5}$ und $229 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten. In Einheit C3 sind die Suszeptibilitätswerte niedriger und schwanken um einen Mittelwert von $118 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten.

Im Schwerelotkern PS2540-3 schwanken die Suszeptibilitätswerte in Einheit A zwischen $40 \cdot 10^{-5}$ und $90 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten, in Einheit B nehmen sie auf $140 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten zu

(Abb.9b). Einheit C zeichnet sich durch starke Schwankungen aus, der Mittelwert liegt bei $152 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten.

Im Kern PS2538-2 sind die Suszeptibilitätswerte in Einheit A ebenfalls niedrig, sie schwanken zwischen $25 \cdot 10^{-5}$ und $80 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten (Abb. 9c). Einheit B weist auf eine mit der Teufe ansteigende magnetische Suszeptibilität auf, an der Basis der Einheit ist sie hoch mit einem Mittelwert von $193 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten. In Einheit C schwanken die Werte stark um einen Mittelwert von $167 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten.

In allen bearbeiteten Kernen werden die geringsten Suszeptibilitätswerte in Einheit A erreicht, wo der Anteil an biogenem Material am höchsten ist. Terrigenes Material weist generell höhere Werte auf. Im Kern PS2533-2 ist die Suszeptibilität in Einheit C1 und C3 geringer als in Einheit C der anderen beiden Kerne (siehe Abb. 9a).

4.2.2 Wassergehalt und Porosität

Der Wassergehalt und die Porosität des Sediments werden besonders von der Korngrößenverteilung aber auch durch die Kornform, Sedimentationsrate, Sedimentstruktur, dem Überlagerungsdruck und dem Gehalt an biogenen Komponenten wie Foraminiferen und Radiolarien, die mit ihren Gehäusevolumina den Porenraum vergrößern, beeinflusst (MELLES 1991). So korreliert der Tongehalt positiv mit dem Wassergehalt und der Porosität und negativ mit der Feuchtraumdichte. Dies ist auf höhere Porositäten in tonigen Bereichen zurückzuführen, welche u.a. durch die verschachtelte Lagerung der Tonminerale zu erklären sind (FÜCHTBAUER 1988).

Wassergehalt

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt der Wassergehalt zwischen 17 und 41 Gew.%. Der höchste Wassergehalt ist in Einheit A und B vorhanden, eine starke Abnahme findet im Wechsel zu Einheit C1 statt, in der der Wassergehalt bei 22 Gew.% liegt. Einheit C2 weist einen Wassergehalt von 25% auf und in Einheit C3 schwanken die Werte zwischen 17 und 22 Gew.% (Abb. 9a).

In den Sedimenten des Kerns PS2540-3 ist in Einheit A mit 44 Gew.% ein etwas höherer Wassergehalt vorhanden, was auf den höheren Foraminiferengehalt zurückzuführen sein könnte (siehe Kap. 4.6.2). In Einheit B schwankt der Wassergehalt zwischen 23 und 32 Gew.%. Einheit C weist Wassergehaltswerte zwischen 28 und 21 Gew.% an der Kernbasis auf. Der Wassergehalt schwankt nur geringfügig (Abb. 9b).

Der Wassergehalt von PS2538-2 erreicht die höchsten Werte ebenfalls in Einheit A. Die Wassergehalte schwanken zwischen 20 Gew.% in einer Siltlage in 60 cm Kerntiefe und 51 Gew.%. In Einheit C nimmt der Wassergehalt von 27 Gew.% mit zunehmender Teufe auf 20 Gew.% ab (Abb.9c).

Porosität

Die Porositätskurven verlaufen parallel zu den Kurven des Wassergehalts (Abb. 9a, b, c). Im Kern PS2533-2 schwanken die Werte zwischen 33 und 52 Vol.%. Beim Kern PS2540-3 liegen die Porositäten zwischen 35 und 55 Vol.%. PS2538-2 weist Werte zwischen 35 und 58 Vol.% auf. Die Porosität ist in den Einheiten A und B generell höher als in Einheit C, in der die Werte zum Liegenden hin abnehmen.

4.2.3 Sedimentdichten

Feuchtraumdichte

Die Feuchtraumdichte wurde auf zwei Arten bestimmt, die mit dem MSCL direkt an Bord bestimmte Feuchtraumdichte ist im Vergleich zu der aus der Pyknometerdichte und dem Wassergehalt berechneten Feuchtraumdichte systematisch niedriger (vgl. Abb. 9a, b, c). Da die Feuchtraumdichte unter anderem vom Wassergehalt abhängt, könnte während der Lagerung der Sedimentkerne Evaporation den Wassergehalt gesenkt haben. Die mit dem MSCL gemessenen Feuchtraumdichten (Feuchtraumdichte MSCL) schwanken, besonders im Diamikt, sehr viel stärker als die der mit Hilfe des Pyknometers ermittelten. Grund dafür sind wahrscheinlich die im Sediment enthaltenen Kieskörner. Insgesamt korrelieren die Kurven der mit dem MSCL und an den Einzelproben bestimmten Feuchtraumdichten positiv miteinander.

Im Kern PS2533-2 weist die Dichte in Einheit A ein Minimum von $1,5 \text{ g/cm}^3$ bei der mit dem MSCL gemessenen Dichte auf. Die Feuchtraumdichte steigt mit zunehmender Tiefe an, was zum einen durch die zunehmende Kompaktion des Sediments und zum anderen auch durch lithologische Änderungen bedingt ist. In Einheit C1 und C3 beträgt die Feuchtraumdichte zwischen $1,7$ und $2,2 \text{ g/cm}^3$, in Einheit C2 ist sie etwas geringer.

Auch im Kern PS2540-3 weist Einheit A eine geringe Feuchtraumdichte auf, welche in Einheit B zunimmt. Sie beträgt zwischen $1,5$ und $2,0 \text{ g/cm}^3$. In Einheit C schwankt sie zwischen $1,7$ und $2,4 \text{ g/cm}^3$.

Im Kern PS2538-2 ist die Feuchtraumdichte in Einheit A ebenfalls niedrig, die Werte liegen in einem Bereich von $1,3$ bis $1,8 \text{ g/cm}^3$. In Einheit C schwankt die Feuchtraumdichte geringer; sie liegt generell zwischen $1,8$ und $2,0 \text{ g/cm}^3$. Einzelne Werte reichen bis $2,3 \text{ g/cm}^3$.

Die gemessene Feuchtraumdichte korreliert negativ mit dem Wassergehalt und der Porosität. Insgesamt ist die Feuchtraumdichte in Einheit C3 des Kerns PS2533-2 höher als in Einheit C der anderen beiden Kernen.

4.3 Scherfestigkeit

Die Sedimente weisen mit zunehmender Tiefe generell eine Zunahme der Scherfestigkeit auf (siehe Abb. 9a, b, c). Im Kern PS2533-2 ist die Scherfestigkeit in Einheit A, B, C1 und C2 niedrig und liegt unterhalb 6 kPa. In Einheit C3 steigen die Werte sprunghaft auf über 10 kPa.

Kern PS2540-3 weist Scherfestigkeiten zwischen 2,5 und 22 kPa auf. Im Unterschied zu den anderen beiden Kernen liegt das Maximum in 32 cm Kerntiefe relativ flach und kann einer sandigen Lage zugeordnet werden. Bis zur Basis des Kernels nimmt die Scherfestigkeit insgesamt zu. Der Anstieg ist nicht so stark ausgeprägt wie bei den Kernen PS2533-2 und PS2538-2.

Im Kern PS2538-2 schwankt die Scherfestigkeit zwischen 1,8 und 29,4 kPa. In Einheit A und B nimmt sie mit zunehmender Teufe auf 16 kPa zu. Dieser Anstieg kann durch einen Lithologiewechsel erklärt werden. In Einheit C fällt die Scherfestigkeit auf Werte um 5 kPa und nimmt nur allmählich auf einen Höchstwert nahe der Kernbasis zu.

Normalerweise nimmt die Scherfestigkeit infolge der Kompaktion des Sediments mit zunehmender Kerntiefe zu. Allerdings wird sie auch durch Änderung des Wassergehalts, der Lithologie, des Bioturbationsgrads und der Sedimentationsrate beeinflusst (GRÜNIG 1991). In den vorliegenden Kernen ist eine Änderung der Scherfestigkeit meist mit einem Wechsel der lithologischen Zusammensetzung verbunden. Für einzelne extrem hohe Scherfestigkeitswerte kann auch der in den Kernen zahlreich enthaltene Kies verantwortlich sein. Die generell beobachtete Abnahme der Scherfestigkeit nahe der Kernbasis ist wahrscheinlich durch das gestörte Sediment im Kernfänger bedingt.

4.4 Geochemische Parameter

4.4.1 Karbonatgehalt

Im Vergleich zu anderen Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand ist der Karbonatgehalt in Einheit A der bearbeiteten Kerne verhältnismäßig hoch. Kern PS2533-2 weist direkt an der Oberfläche mit 17 Gew.% den höchsten CaCO_3 -Gehalt im Kern auf, er sinkt bis zur Basis der Einheit A auf 1 Gew.% (Abb. 10a). Im Kern PS2540-3 erreicht der CaCO_3 -Gehalt in Einheit A nahe der Oberfläche Werte von 28 Gew.% (Abb. 10b). Im Kern PS2538-2 ist der CaCO_3 -Gehalt in Einheit A im oberflächennahen Sediment dagegen mit 4 Gew.% niedriger als im mittleren Abschnitt der Einheit mit 14 Gew.% (Abb. 10c). In Einheit B ist der CaCO_3 -Gehalt in allen Kernen nahe 0 Gew.%. In Einheit C liegt der Gehalt an Karbonat konstant bei 1 Gew.%. Es kann sich somit nicht um einen methodisch bedingten, artifiziellen Hintergrundwert handeln.

Die Karbonatgehalte korrelieren gut mit den Gehalten an planktischen Foraminiferen der Komponentenanalyse, so daß in den oberen Kernbereichen ein signifikanter Einfluß von terrigenem Material auf den Karbonatgehalt ausgeschlossen werden kann.

4.4.2 Organischer Kohlenstoff

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) ist in allen drei Kernen gering (Abb. 10a, b, c).

Generell sind die C_{org} -Gehalte bei allen Kernen in Einheit A am höchsten, in Einheit B wird in allen Kernen jeweils ein Minimum erreicht, und in Einheit C bzw. im Kern PS2533-2 in Einheit C3, schwanken die C_{org} -Werte im geringen Maß um einen mittleren Wert. Im Kern PS2533-2 erreichen die C_{org} -Gehalte in Einheit A nahe der Oberfläche und in Einheit C2 C_{org} -Gehalte von 0,2 Gew.%. In Einheit B sinken sie unterhalb 0,1 Gew.%. In Einheit C3 schwankt der C_{org} -Gehalt um 0,11 Gew.%.

Im Kern PS2540-3 liegt der höchste C_{org} -Wert nahe der Kernoberfläche mit 0,14 Gew.%. In Einheit B fällt der C_{org} -Gehalt auf 0,05 Gew.%. In Einheit C schwanken die C_{org} -Gehalte um 0,13 Gew.%

Im Kern PS2538-2 beträgt der C_{org} -Gehalt in 10 cm Kerntiefe 0,17 Gew.%. In Einheit B liegen die C_{org} -Werte bei 0,05 Gew.%. In Einheit C schwanken die C_{org} -Gehalte leicht um 0,13 Gew.%. Ein relativ hoher C_{org} -Gehalt in 180 cm Kerntiefe konnte durch Doppelmessung belegt werden.

4.4.3 Gehalt an Biogenopal

Im Kern PS2533-2 schwanken die Opalgehalte zwischen 2,4 Gew.% in Einheit C und 3,3 Gew.% in Einheit B. Nahe der Oberfläche beträgt der Wert 3,0 Gew.%.

PS2540-3 weist ähnliche Gehalte an Opal auf. Die Opal-Werte steigen von 2,8 Gew.% nahe der Oberfläche auf 3,9 Gew.% im mittleren Bereich von Einheit A. Einheit C weist Opalgehalte von 2,2 Gew.% auf.

Die insgesamt höchsten Gehalte an biogenem Opal werden im Kern PS2538-2 im mittleren Abschnitt von Einheit A mit 5,8 Gew.% erreicht. Das Minimum beträgt 2,5 Gew.% in Einheit B, in Einheit C liegt der Wert mit 2,9 Gew.% leicht darüber.

Die stichprobenartig gemessenen Opalgehalte scheinen mit der Karbonatkurve zu korrelieren, da die höchsten Opal-Gehalte ebenfalls in Einheit A zu finden sind (Abb. 10a, b, c).

4.5 Korngrößenverteilung

4.5.1 Verteilung der Kiesfraktion

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt die Anzahl zwischen 1 und 21 Kieskörner/10 cm³. Zwei Minima befinden sich im oberen Abschnitt von Einheit B und in C2. In Einheit A, C1 und C3 schwankt die Anzahl der Kieskörner zwischen 6 und 21 Kieskörnern/10 cm³ (Abb. 10a).

Der Kern PS2540-3 weist Kiesgehalte von 3 bis 22 Kieskörnern/10 cm³ auf. Die Kiesgehalte schwanken nicht so stark wie in den anderen Kernen. Im unteren Abschnitt von Einheit A und in Einheit B sind die Kiesgehalte etwas geringer. Ein weiteres Minimum zwischen 215 und 240 cm Tiefe ist ein Artefakt, verursacht durch ein gestörtes Radiographiepräparat. In Einheit C liegen die Werte zwischen 6 und 18 Kieskörnern/10 cm³ (Abb. 10b).

Im Kern PS2538-2 sind 0 bis 20 Kieskörner/10 cm³ im Sediment vorhanden. Die Minima liegen in Einheit B und stimmen mit den gradierten Lagen überein. In Einheit C schwanken die Werte zwischen 4 und 17 Kieskörnern/10 cm³ (Abb. 10c).

4.5.2 Sand-Silt-Ton-Verhältnisse

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse sind im ternären Diagramm verändert nach SHEPARD (1954) (Abb. 11) und in einer Verteilungskurve über die gesamten Kernlänge (Abb. 10a, b, c) dargestellt. Die Grenzen zwischen den Korngrößen wurden nach FRIEDMAN & SANDERS (1978) festgelegt. Einheit C in den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 und Einheit C3 im Kern PS2533-2 enthält Sand, Silt und Ton zu fast identischen Anteilen. Der etwas geringere Tongehalt könnte auf den methodisch bedingten Fehler bei der Abtrennung des Tons vom Silt zurückzuführen sein (vgl. Kap. 3.10).

Im Kern PS2533-2 sind die Silt- und Tongehalte mit je 43 Gew.% in Einheit A am höchsten, der terrigene Sandgehalt erreicht ein Minimum. In Einheit B sinken die Silt- und Tongehalte Richtung Basis ab, der Sandgehalt steigt auf ca. 37 Gew.%. In Einheit C1 ist der Sandgehalt mit 39 Gew.% am höchsten. In Einheit C2 sinkt der Sandgehalt auf unter 30 Gew.%, Silt- und Tongehalt steigen auf über 40 bzw. 30 Gew.%.

Im Kern PS2540-3 ist der Sandgehalt in Einheit A mit 20 Gew.% am geringsten, der Tongehalt erreicht ein Maximum mit 45 Gew.%. Die Siltgehalte liegen im gesamten Kern fast konstant bei 36 Gew.%. In Einheit B steigt der Sandgehalt auf zwei Maxima mit 46 bzw. 53 Gew.%. Die Silt- und Tongehalte sinken auf ein Minimum von 28 bzw. 19 Gew.%.

Auch im Kern PS2538-2 ist in Einheit A ein geringerer Sand- und ein höherer Tongehalt mit ca. 25 bzw. 44 Gew.% vorhanden. Der Sandgehalt nimmt von der Oberfläche zur Basis von Einheit A auf 10 Gew.% ab und der Tongehalt auf 58 Gew.% zu. Der Siltanteil beträgt durchschnittlich 32 Gew.%. In Einheit B ist im oberen Abschnitt ein weiteres Sandminimum

und ein Tonmaximum vorhanden. Im unteren Abschnitt der Einheit B sind zwei Siltmaxima mit 40 bzw. 48 Gew.% und einem geringerem Sand- bzw. Tongehalt vorhanden.

4.6 Komponentenanalyse

4.6.1 Terrigene Komponenten

Lithoklasten

Zum größten Teil handelt es sich um Plutonite, Vulkanite, Metamorphite und vereinzelt auch Sedimentgesteine, meistens ließen sich die Komponenten aufgrund der geringen Größe nicht eindeutig klassifizieren. Bei den aus dem Sedimentkern entnommenen Kieskörnern und Steinen handelt es sich größtenteils ebenfalls um Plutonite und Vulkanite.

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt die Anzahl der Lithoklasten bezogen auf den Gesamtanteil der Grobfraction zwischen 0,2 und 3,1%. In Einheit A sind die Gehalte am niedrigsten, sie nehmen mit zunehmender Tiefe leicht zu. In den Einheiten B und C liegen die Werte zwischen 1 und 3% (Abb. 12a).

Der Lithoklastenanteil im Kern PS2540-3 schwankt zwischen 0,5 und 4%. Die niedrigsten Werte sind ebenfalls in Einheit A zu finden. In Einheit B und C variieren die Werte von 1 bis 4% (Abb. 12b).

Kern PS2538-2 weist mit Werten zwischen 0,5 und 7% die höchsten Gehalte an Lithoklasten auf. Im Gegensatz zu den anderen Kernen weist der Kern PS2538-2 in Einheit A nahe der Sedimentoberfläche ein Maximum auf. Ein zweites relatives Maximum befindet sich in Einheit B in 40 cm Sedimenttiefe. In 30 cm Tiefe sind die geringsten Gehalte an Lithoklasten vorhanden. In Einheit C schwanken die Werte zwischen 1,5 und 4% (Abb. 12c).

Quarz und Feldspat

Quarz und Feldspat machen mit einem Anteil von größtenteils über 90% in den drei Sedimentkernen den größten Teil der detritischen Grobfraction aus (Abb. 12a, b, c). Nur in den Horizonten, welche einen hohen Biogenanteil aufweisen, geht ihr Anteil stark zurück. Die Quarz- und Feldspatkörner sind angular bis kantengerundet. Der größtenteils schlechte Rundungsgrad weist auf Eistransport hin.

Die Gehalt an Quarz und Feldspat variiert nur in Einheit A; in Einheit B und C beträgt der Gehalt von Quarz und Feldspat in den Kernen um 90%. Kern PS2533-2 weist nahe der Oberfläche 17% Quarz und Feldspat auf, die Werte steigen im oberen Abschnitt von Einheit B auf 90%. Im Kern PS2540-3 sinkt der Quarz- und Feldspat-Anteil von 23% nahe der Oberfläche auf 7% in 6 cm Kerntiefe. Auch in Kern PS2538-2 sieht die Verteilung ähnlich

aus. Im oberflächennahen Sediment liegen Quarz-Feldspatgehalte bei 62%, in 10 cm Tiefe fallen sie auf 18%.

Mafite und Erze

Den größten Anteil dieser Sandkomponenten stellen überwiegend schwarze, aber auch dunkelgrüne und dunkelbraune Augite und Hornblenden. Die enthaltenen Erze sind meist an ihrem charakteristischen metallischen Glanz zu erkennen. Der Anteil von Mafiten und Erzen schwankt im Kern PS2533-2 zwischen 1 und 6%, im Kern PS2540-3 zwischen 1 und 6,1% auf. Die niedrigste Schwankungsbreite ist im Kern PS2538-2 zu finden, der Gehalt an Mafiten und Erzen beträgt zwischen 2,7 und 6,7%.

Glimmer

In den bearbeiteten Kernsedimenten sind Glimmer mit einem maximalen Anteil von 3,5% nur untergeordnet vorhanden (Abb. 12a, b, c). Bei diesen blättrigen Mineralien handelt es sich hauptsächlich um Biotit und Muskovit, vereinzelt kommt aber auch grünlich gefärbte blättriges Mineral vor, bei dem es sich um Chlorit oder eine grünlich gefärbte Varietät des Biotits handeln könnte.

Vulkanische Gläser

Vulkanische Gläser kommen ebenfalls nur vereinzelt in den Sedimenten vor (Abb. 12a, b, c). Sie sind nicht alteriert, gelblich-bräunlich gefärbt und blasig. Vulkanische Gläser sind oberflächennah und in einzelnen Proben aus größeren Kerntiefen zu finden. Ein Maximum ist in 200 cm Sedimenttiefe im Sedimentkern PS2538-2 mit 0,6% vorhanden. Diese Komponente korreliert mit keinem der anderen Parameter.

Sonstige Minerale

Ihr Anteil liegt in den drei Kernen unter 10%. Kern PS2540-3 weist den geringsten Wert mit 0% nahe der Sedimentoberfläche auf. In diesem Kern ist der Gehalt an unbestimmten Mineralien geringer als in PS2533-2 und PS2538-2.

4.6.2 Biogene Komponenten

Planktische Foraminiferen

Diese Komponentengruppe macht in Einheit A den größten Teil der Grobfraction aus und setzt sich fast ausschließlich aus der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral zusammen.

Im Kern PS2533-2 sind nahe der Oberfläche 44% planktische Foraminiferen enthalten. Ihr Gehalt nimmt mit zunehmender Kerntiefe, wie auch bei den Kernen vom Kontinentalhang und -fuß, rasch ab. Ab einer Tiefe von 20 cm sind keine planktischen Foraminiferen mehr vorhanden (Abb. 13a).

Im Kern PS2540-3 steigt der Gehalt an planktischen Foraminiferen von der Oberfläche bis in 6 cm Tiefe auf 68%. Bereits in 10 cm Sedimenttiefe liegen die Werte bei 0%. Bei 20 cm ist ein Gehalt von 0,5% vorhanden (Abb. 13b).

Im Kern PS2538-2 haben planktische Foraminiferen an der Oberfläche nur einen Anteil von 16%, er erhöht sich auf 52% in 10 cm Sedimenttiefe. Auch in diesem Kern liegt der Gehalt an *N. pachyderma* bereits in 20 cm Kerntiefe bei 0% (Abb. 13c).

Der ebenfalls ausgezählte Anteil an Foraminiferenbruch, zeigt denselben Trend. Allerdings geht der Anteil an Foraminiferenbruchstücken erst in größeren Teufen auf 0% zurück als der Gehalt an *N. pachyderma*.

Benthische Foraminiferen

Den Hauptteil der benthischen Foraminiferen stellen die kalkigen Arten. Die benthisch agglutinierenden Foraminiferen sind nur in Einheit A und B vorhanden, die robusteren kalkigen benthischen Foraminiferen vereinzelt auch in Einheit C. Die agglutinierenden Foraminiferen machen in keinem Kern mehr als 0,8% der Grobfraction aus. Die Verteilung der benthischen Foraminiferen ähnelt der Verteilung des Foraminiferenbruchs, d.h. sie sind bis auf vereinzelte Exemplare nur in den oberen Kernabschnitten zu finden (Abb. 13a, b, c). Der höchste Anteil mit 6,3% befindet sich nahe der Oberfläche im Kern PS2533-2. Der Kern PS2540-3 enthält nahe der Oberfläche 2,5% benthische Foraminiferen. PS2538-2 weist nahe der Sedimentoberfläche nur vereinzelt benthische Foraminiferen auf; ihr Anteil steigt in 10 cm Kerntiefe auf 2,2%. Im Kern PS2533-2 kommen 10 verschiedene Arten vor. Kern PS2540-3 enthält 18 verschiedene Arten. PS2538-2 weist 21 Arten auf. Die im Kern PS2533-2 in Einheit A vorkommende *Bulimina aculeata* zeigt flaches Wasser und einen hohen Nahrungsfluß an (mdl. Mitt. A. Eberwein). Die Art *Cassidulina bitor*, ist nur an der Station PS2533 in Kerntiefen unterhalb von 60 cm vorhanden, mit einem Häufigkeitsmaximum in 70 cm Tiefe. Es handelt sich um eine Art, welche bisher nur vom antarktischen Schelf beschrieben wurde (mdl. Mitt. G. Schmiedl, vgl. ISHMAN. & DOMACK 1994; IGARASHI et al. 2001).

Radiolarien und sonstige biogene Komponenten

Die in dieser Kategorie zusammengefaßten Komponenten erreichen maximal einen Anteil von 0,8% in Einheit A und sind daher nicht von Bedeutung für die Grobfraktion. Sonstige biogene Komponenten umfassen hauptsächlich kieselige Schwammnadeln und vereinzelt Ostracoden.

4.6.3 Authigene Komponenten

Mikromanganknollen

Mikromanganknollen sind nur im Sedimentkern PS2538-2 in 60 cm Kerntiefe mit einem Gehalt von 3,2% vorhanden. Es handelt sich um dunkelbraune, rundliche und kompakte Aggregate. Oftmals sind durch eine zentrale Mikromanganknolle mehrere terrigene Körner miteinander verbunden. Das Vorkommen von Mn-Knollen weist auf geringe Sedimentationsraten und/oder ein oxisches Milieu im Bodenwasser sowie in den oberflächennahen Sedimenten hin (SEIBOLD & BERGER, 1996).

4.7 Tonmineralogie

Die Tonminerale in den untersuchten Vergesellschaftungen sind nahezu ausschließlich terrigener Herkunft. Eine Ausnahme bildet der Smektit, der auch frühdiagenetisch/halmyrolytisch gebildet werden kann. Generell ist die Vergesellschaftung von Tonmineralen breitengradabhängig, da die Art der Verwitterung durch das Klima gesteuert wird (BISCAYE 1965; DIEKMANN et al. 1996). Im kalt-ariden Klima der Antarktis dominiert die physikalische Verwitterung, so daß in den Sedimenten hauptsächlich Illit und Chlorit enthalten sind (BISCAYE 1965, EHRMANN 1994). Kaolinit ist wegen der nahezu fehlenden chemischen Verwitterung in hohen südlichen Breiten nur lokal vorhanden, wenn z.B. präglaziale Sedimentgesteine im Hinterland aufgearbeitet werden (vgl. HILLENBRAND 2000).

Im Kern PS2533-2 schwanken die Smektitgehalte zwischen 6,4 und 22,4%, der Illitgehalt ist mit Werten zwischen 48,4 und 64% hoch (Abb. 14a). Der Anteil an Kaolinit ist ebenso wie in allen anderen Kernen gering, er liegt zwischen 3,7 und 5,9%. Der Chloritgehalt schwankt leicht zwischen 23,1 und 27,3%. In Einheit A von Kern PS2533-2 ist der Smektitgehalt nahe der Oberfläche erhöht und steigt weiter bis zur Basis von Einheit A an. Der Illitgehalt sinkt im unteren Abschnitt von Einheit A bis zum Minimum im oberen Abschnitt von Einheit B. Der Gehalt an Chlorit schwankt im gesamten Sediment des Kerns nur geringfügig, nahe der Oberfläche sind die Chloritwerte am niedrigsten. In Einheit B erreicht der Smektitanteil im oberen Bereich sein Maximum und sinkt kontinuierlich bis zu einem Minimum in Einheit C2 ab. Der Illitgehalt steigt vom Minimum in Einheit B kontinuierlich bis zu einem Maximum in Einheit C2. In Einheit C3 des Kerns PS2533-2 schwanken die Gehalte der Tonminerale nur

gering. Der Smektitanteil liegt um 10%, der Illitgehalt um 60%. Der Chlorit weist mit durchschnittlich ca. 27% einen geringfügig höheren Gehalt als in Einheit A und B auf.

Im Kern PS2540-3 schwankt der Smektitgehalt zwischen 16,2 und 38,3%. Der Anteil an Illit liegt zwischen 31,9 und 55,1%. Kaolinit hat einen Anteil zwischen 2,8 und 8,6%. Der Gehalt von Chlorit liegt zwischen 17,8 und 29,7% (Abb. 14b). In Einheit A weisen die Gehalte an Smektit und Illit Werte um 25 bzw. 45% auf. Der Smektitanteil nimmt zur Basis der Einheit ab, der Illitanteil hingegen zu. Der Kaolinit schwankt in Einheit A und B stärker als in Einheit C. Der Chlorit weist in Einheit A Gehalte um 23% auf. Im oberen Abschnitt von Einheit B erreicht der Smektit seinen geringsten, der Illit den höchsten Gehalt im Kern PS2540-3. Im unteren Abschnitt von Einheit B korrelieren maximale Smektit- mit minimalen Illit- und Chloritgehalten. In Einheit C schwanken die Anteile der untersuchten Tonminerale kaum.

Im Kern PS 2538-2 schwanken die Smektitgehalte zwischen 16,5 und 44,7%, der Illitgehalt liegt zwischen 30,4 und 48%. Der Kaolinit weist Schwankungen zwischen 3,2 und 7,7% auf. Der Anteil an Chlorit variiert zwischen 19,5 und 32,7% (Abb. 14c). In Einheit A des Kerns PS2638-2 nimmt der Smektitgehalt auf ein Minimum ab, der Illitgehalt erreicht ein Maximum. Der Chloritanteil erreicht maximale Werte. In Einheit B nehmen die Smektitwerte auf ein Maximum in 40 cm Kerntiefe zu, gleichzeitig sinken die Illit- und Chloritgehalte im oberen Abschnitt von Einheit B auf ein Minimum. In Einheit C variieren die Gehalte der Tonminerale nur gering. Das 5/10 Å-Verhältnis des Illits schwankt in den drei Kernen zwischen 0,23 und 0,43. Somit handelt es sich um eine Mischung aus Al-, Fe-reichem und Mg-reichem Illit.

5. Diskussion und Interpretation

5.1 Faziesmodell

Anhand der in Kap. 4 dargestellten Parameter lassen sich die Sedimente in verschiedene Faziestypen unterteilen, welchen aus unterschiedliche Ablagerungsbedingungen resultieren. Die lithologischen Einheiten aus Kap. 4 werden aufgrund der Ergebnisse aus Kap.4 den folgenden Faziestypen zugeordnet (Abb. 15a, b, c und Abb. 16):

Einheit C = Diamiktfazies

Einheit B = Übergangsfazies

Einheit A = Karbonatfazies

5.1.1 Diamiktfazies

Als Diamikte werden unsortierte Sedimente bezeichnet, in denen jede Korngröße zu nahezu gleichen Anteilen vorhanden ist. Diamikte können durch unterschiedliche Ablagerungsprozesse entstehen. Zum einen werden sie unterhalb von Eisströmen subglazial abgelagert. Auch durch glazialmarine Sedimentation ist eine unsortierte Ablagerung von Sedimenten möglich. Schlammströme homogenisieren Sedimente, so dass dieser Prozeß ebenfalls als Ablagerungsmechanismus für Diamikte in Frage kommt. Eine Unterscheidung nur anhand der lithologischen Merkmale ist nicht immer möglich (DOMACK et al. 1999, LICHT et al. 1999). Die untersuchten Diamikte gleichen sich im niedrigen Karbonat-, Mikrofossil- und Wassergehalt, ihrer Strukturlosigkeit sowie der homogenen Korngrößenzusammensetzung. Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität lassen sich durch einen erhöhten Gehalt an Steinen und Kiesen mit mafischer Zusammensetzung erklären. Eindeutige Unterschiede sind nur in der tonmineralogischen Vergesellschaftung und in der Scherfestigkeit zu erkennen.

Während für den Diamikt in den Kernen PS2538-2 und PS2540-3 Schlammstrom- oder glazialmarine Ablagerungen wahrscheinlich sind, können bei PS2533-2 aufgrund seiner Lage auf dem Schelf sowohl Schlammstrom-, glazialmarine und subglaziale Ablagerungen angenommen werden, da Schlammströme bereits bei sehr geringen Hangneigungen entstehen können (FÜCHTBAUER 1988). Auffällig sind die unterschiedlichen Smektit-Illit-Verhältnisse im Diamikt von PS2538-2 und PS2540-3 einerseits und von PS2533-2 andererseits (Abb. 17). Ein Grund dafür könnte sein, dass im Diamikt von PS2533-2 Terrigenmaterial aus einer lokalen Quelle zur Ablagerung kam, während in den Ablagerungen an Kontinentalhang und -fuß verschiedene Liefergebiete dokumentiert sind.

Die Diamiktfazies auf dem Schelf lässt sich in drei Subfazies unterteilen. Aufgrund der Tonmineralverteilung in den Oberflächenproben lässt sich das lokale Hinterland (Bryan-Küste) als Quelle identifizieren (vgl. Abb. 18). Eine Vermischung mit anderen Quellen hat offenbar nicht stattgefunden. Dieses ist nur möglich, wenn das Terrigenmaterial subglazial durch einen Eistrom verfrachtet wurde, da in anderen Ablagerungsmilieus eine Vermischung mit Terrigenmaterial aus unterschiedlichen Quellen auf dem Schelf stattgefunden hätte. Die Scherfestigkeit im unteren Bereich der Diamiktfazies ist zwar erhöht, aber nicht so hoch, wie für normalen Till beschrieben (WELLNER et al. 2001, LOWE & ANDERSON 2002). Daher handelt es sich vermutlich um einen Deformationstill, d.h. das fließende Eis war temperiert, und floß mit hoher Geschwindigkeit über das mit Wasser gesättigte Sediment, wodurch dieses intern geschert wurde und eine Homogenisierung stattfand (ANDERSON et al. 2001). Oberhalb des Deformationstills nimmt die Scherfestigkeit und der Anteil der Grobfraction ab, im Abschnitt C2 sind kaum Kieskörner vorhanden (Abb. 15a). Das gehäufte Auftreten der benthischen Foraminifere *Cassidulina bitorata* zeigt laut MILAM & ANDERSON (1981) Ablagerungsbedingungen unterhalb eines Schelfeises an. Auf jeden Fall muss zwischen dem Eis und der Sedimentoberfläche eine Wassersäule vorhanden gewesen sein. Es lässt sich jedoch nicht eindeutig bestimmen, ob die Sedimentation unterhalb eines Schelfeises oder unterhalb permanenter Merreisbedeckung stattgefunden hat. Aufgrund der feinkörnigeren Komponenten muß die Aufsetzlinie weiter entfernt gelegen haben, da durch Strömung eine Sortierung des Sediments stattfindet. Nahe der Aufsetzlinie wird grobes Material und mit zunehmender Entfernung immer feineres Material sedimentiert. Somit ist in der Fazies C2 eine Verlagerung der Aufsetzlinie des Eisstroms südlich von Station PS2533 dokumentiert. Es fand glazialmarine Sedimentation statt. In Einheit C1 fehlen wiederum benthische Foraminiferen, der Kies- und Sandanteil ist höher, die Scherfestigkeit aber niedrig (Abb. 15a). Daher ist davon auszugehen, daß in den Ablagerungen von C1 entweder ein erneuter Eisvorstoß mit einer Verschiebung der Aufsetzlinie nach Norden proximaler zur Station PS2533 oder ein Schlammstromereignis, welches eventuell ebenfalls durch ein Vorrücken des Eises ausgelöst wurde, dokumentiert ist. Aufgrund der niedrigen Scherfestigkeit handelt es sich aber um keinen Deformationstill, so daß davon ausgegangen werden kann, dass die Aufsetzlinie des Schelfeises die Station PS2533-2 nicht mehr erreichte.

In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 kann aufgrund der Lage am Kontinentalhang und -fuß das Vorhandensein eines Tills ausgeschlossen werden. Es muß sich um einen glazialmarinen Diamikt oder Debrilt handeln. Für die Ablagerungen eines Schlammstroms spricht die Homogenität der Sedimente. In glazialmarinen Diamikten sollten Variationen in der Korngrößenverteilung, eventuell Schichtung und ein höherer biogener Anteil vorhanden sein (KENNEDY & ANDERSON 1989, LICHT et al. 1999). Die im Vergleich zum Diamikt auf dem Schelf andere Tonmineralvergesellschaftung (Abb. 17) kann auf einen terrigenen Eintrag aus mehreren Liefergebieten zurückgeführt werden. Eiströme akkumulierten an der Schelfkante durch konvergierende Eisstromlinien Terrigenmaterial aus unterschiedlichen Liefergebieten. Aufgrund des erhöhten Smektitanteils kann davon ausgegangen werden, daß terrigenes Material auch aus dem Bereich der Alexanderinsel zur Schelfkante transportiert

wurde, da dort das einzige Liefergebiet mit einem hohem Smektitanteil liegt (Abb. 18). Bei der Farblamination des Kerns PS2540-3 im oberen Bereich des Diamikts handelt es sich vermutlich um eine Oxidation, ausgelöst durch Diagenese. Dieses wurde auch in Schlammstromablagerungen in der Barentsee beobachtet (KING et al. 1998). Da keine Schichtung vorhanden ist und der Biogenanteil sehr gering ist, handelt sich bei der Diamiktfazies wahrscheinlich um die Ablagerungen von Schlammströmen.

Da biogenes Material, wie rezent zu beobachten ist, auf dem antarktischen Schelf und dem Kontinentalfuß und -hang nur während der Warmzeiten abgelagert wird, spricht der geringe Gehalt an biogenen Komponenten und Karbonat in der Diamiktfazies (Abb. 15a, b, c) für eine Vermischung und Umlagerung von während vorangegangenen Warmzeiten abgelagertem und terrigenem glazialen Sediment (DOMACK et al. 1999, LICHT et al. 1999).

5.1.2 Übergangsfazies

Die Übergangsfazies ist am Schelf, Kontinentalhang und -fuß sehr heterogen ausgeprägt. Gemeinsamkeiten sind der geringe Karbonatgehalt von 0%, das Fehlen von Foraminiferen und die stark schwankende Korngrößenverteilung und Suszeptibilität. In die leicht bioturbirten Sedimente der Übergangsfazies sind z.T. sandige und siltige Lagen mit geringem Kiesgehalt eingeschaltet. Besonders zahlreich sind diese Sand- und Siltlagen im Kern PS2538-2, dessen Übergangsfazies zusätzlich eine erosive Basis aufweist (Abb. 16).

Auf dem Schelf weist die Übergangsfazies im oberen Bereich ein Smektitmaximum auf, während die Verteilung der Tonminerale im unteren Bereich der des Diamikts gleicht (Abb. 15a). Zusätzlich ist eine leichte Gradierung vorhanden. Dies deutet für den grobkörnigeren, unteren Abschnitt auf ein glazialmarines Ablagerungsmilieu nahe der Kalbungslinie des Schelfeises, welche sich allmählich in südliche Richtung von der Station PS2533 zurückzog, so daß feineres Material sedimentiert wurde. Die Ablagerungen im oberen Teil weisen eine Änderung der Tonmineralogie auf, welche auf ein erweitertes Liefergebiet hindeutet. Zusätzlich ist in dem oberen Abschnitt der Übergangsfazies auf dem Schelf eine leichte Bioturbation vorhanden. Dieses spricht, ebenso wie die Tonmineralogie für eine Ablagerung unter zumindest saisonal offen-marinen Verhältnissen.

Zwischen der Übergangsfazies am Kontinentalhang und -fuß sind Ähnlichkeiten in der Tonmineralogie und den Strukturen vorhanden. Die Übergangsfazies ist am Kontinentalfuß jedoch etwa doppelt so mächtig wie am -hang (vgl. Anhang A: Kernbeschreibung). Ein Grund dafür ist der nur im Bereich des Kontinentalfußes abgelagerte Turbidit, welcher durch eine erosive Basis gekennzeichnet ist und eine ähnliche Verteilung der Tonminerale aufweist wie die glazialen Debrite (Abb. 15c). Die Sedimente der Übergangsfazies oberhalb des Turbidits am Kontinentalfuß gleichen der Übergangsfazies des -hangs bezüglich der Tonmineralogie und den Sedimentstrukturen (vgl. Abb. 15b und 15c). An der Station PS2540 sind die Sedimente sandiger als an der Station PS2538, bei der der Silt-Anteil überwiegt. Eine

Sortierung der Sedimente hangabwärts fand möglicherweise durch Schmelzwasserplumes oder gravitativen Sedimenttransport statt, wofür auch die leichte Schichtung und der geringere Kiesgehalt der Sedimente spricht. Im oberen Bereich der Übergangsfazies sind die Sedimente nicht mehr so gut sortiert, der Kiesgehalt ist höher. Am Kontinentalhang und -fuß sind die Sedimente leicht bioturbiert. Die schlechtere Sortierung sowie der Eintrag von Kies weisen auf einen Transport durch Eisberge hin, der wiederum im Zusammenhang mit der Bioturbation der Sedimente auf eine zumindest saisonal geöffnete Meereisbedeckung hinweist, da eine geschlossene Meereisbedeckung die Eisbergdrift stark einschränkt.

Die Schwankungen im Smektit- und Illit-Gehalt in diesen Sedimenten sind auf eine Änderung des Liefergebiets zurückzuführen, welche sich durch unterschiedlich starken Transport (Fließgeschwindigkeit) der einzelnen Eisströme ergeben haben könnte. So ist es denkbar, dass durch Variationen der Umweltbedingungen (z.B. Niederschlagsänderungen, Temperaturschwankungen) in den Liefergebieten die Eisströme z.T. langsamer flossen oder zum Stillstand kamen, während benachbarte Eisströme weiterhin flossen und Sediment zur Schelfkante transportierten. Im unteren Bereich der Übergangsfazies, in der Smektit einen relativ hohen Anteil hat, dominierte der Eisstrom, welcher aus dem Gebiet der Alexanderinsel Sediment anlieferte. Im Oberen Abschnitt der Übergangsfazies dominierte dagegen vermutlich der Eistransport aus dem Gebiet der Bryan-Küste, welche ein Illit-Liefergebiet darstellt.

Der im Gegensatz zum Diamikt geringe Gehalt an Karbonat deutet darauf hin, daß es sich hierbei wahrscheinlich ausschließlich um ausschmelzendes terrigenes Material handelt, und nicht um umgelagertes Sediment wie im basalen Diamikt.

5.1.3 Karbonatfazies

Diese Fazies ist hauptsächlich durch einen erhöhten Karbonatgehalt charakterisiert, welcher auf die Anreicherung von planktischen Foraminiferen und deren Bruchstücke zurückführen ist. Der C_{org} -Gehalt ist erhöht, wenn auch nicht viel höher als im Diamikt. Da der Erhalt von C_{org} sehr stark vom Tongehalt des Sediments abhängt (SEIBOLD & BERGER 1996) und dieser in der Karbonatfazies aufgrund des hohen Gehalts an Foraminiferen gering ist, ist der C_{org} -Gehalt in der Karbonatfazies eher ein Erhaltungssignal als ein Anzeiger für die biologische Produktion. Da bei der Komponentenanalyse kein terrigenes C_{org} , wie z.B. Kohlefragmente gefunden wurde, kann terrigener C_{org} -Eintrag nahezu ausgeschlossen werden.

Der Terrigenanteil der Karbonatfazies besteht aus siltigem Ton bis sandig-tonigem Silt (Abb. 15a, b, c). Die Korngrößenverteilung zeigt eine inverse Gradierung, d.h. der Sandgehalt nimmt nahe der Oberfläche zu und der Tongehalt leicht ab. Die Tonmineralvergesellschaftung variiert in der Karbonatfazies je nach Kernposition. In den Sedimenten des Schelfs und des Kontinentalhangs ähneln sich die Vergesellschaftungen, in den Sedimenten des Kontinentalfußes ist dagegen ein erhöhter Chloritgehalt vorhanden. Als potentielles

Liefergebiet kommt im Bellingshausenmeer die Antarktische Halbinsel in Betracht. Tonpartikel werden vermutlich durch eine Bodenströmung entlang des Kontinentalfußes transportiert und abgelagert (HILLENBRAND 2000).

Eine wichtige Bedingung für die Bildung der Karbonatfazies ist ein zumindest saisonaler Rückgang der Meereisbedeckung im zentralen Bellingshausenmeer sowie eine Lage oberhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD). Durch den Rückgang der Meereisbedeckung kommt es zu einer gesteigerten Phyto- und Zooplanktonproduktivität im Oberflächenwasser. Diese resultiert in höheren Karbonatgehalten im Sediment. Dadurch wird der ohnehin verringerte Terrigenanteil, welcher rezent hauptsächlich von Eisbergen und Meeresströmungen angeliefert wird, verdünnt. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 könnte die CaCO_3 -Abnahme nahe der Oberfläche auf eine gegenüber dem vorherigen Holozän niedrigere Bioproduktivität und/oder auf einen höheren Terrigeneintrag hinweisen. Die heterogene Tonmineralvergesellschaftung läßt sich durch unterschiedliche Liefergebiete und –mechanismen erklären. So kann die Tonmineralvergesellschaftung der Karbonatfazies auf dem Schelf durch terrigenen Eintrag durch den Küstenstrom erklärt werden, durch den smektitreicher Detritus von der Alexanderinsel zur Kernposition verfrachtet wird. Ein Transport aus dem nordöstlichen Bellingshausenmeer mit CDW ist unwahrscheinlich, da die Kerne PS2538-2 und PS2540-3 ansonsten ebenfalls erhöhte Smektitgehalte aufweisen müßten. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 deutet der relativ hohe Anteil von Illit auf das westantarktische Hinterland der Eltanin-Bucht als Liefergebiet hin. Der erhöhte Kiesgehalt deutet auf den vorhandenen Transport durch Eisberge hin. Kern PS2538-2 weist nahe der Oberfläche den höchsten Gehalt an Kies auf, was eventuell auf ein gehäuftes Auftreten von Eisbergen in der Region aufgrund eines Strömungswirbels zurückzuführen ist (HILLENBRAND 2000).

5.2 Stratigraphie

Die Datierung von Sedimentabfolgen des antarktischen Kontinentalrandes (MELLES 1991) ist aufgrund des Fehlens bzw. seltenen Auftretens von Mikrofossilien – bedingt durch eine geringe Produktion – äußerst schwierig. Eine Erstellung von eindeutig interpretierbaren Sauerstoff- bzw. Kohlenstoffisotopenkurven wird meist auch durch Lösungsprozesse an den Kalkschalen verhindert (HILLENBRAND 2000). Das Vorkommen der Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. ist in den Kernen PS2533-2, PS2540-3 und PS2538-2 auf die maximal obersten 15 cm beschränkt. In größerer Teufe findet sie sich nur noch vereinzelt. Daher ist eine Einordnung der gesamten Sedimentabfolge mittels Isotopenstratigraphie nicht möglich. Ein Problem bei der Radiokarbonmethode stellt der nicht konstante Reservoir-Effekt in der Antarktis dar, wodurch die AMS ^{14}C -Alter rezent mit einem Fehler von ca. 1200 bis 1300 Jahren behaftet sind (DOMACK et al. 1999).

Ein bewährtes Verfahren für die Interpretation von spätquartären Sedimenten liefert die Lithostratigraphie von GROBE & MACKENSEN (1992). Für Sedimente vom Kontinentalhang des östliche Weddellmeeres konnte erstmals eine $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve erstellt werden (MACKENSEN et al. 1989, korrigiert in MACKENSEN et al. 1994), welche auf die globale Isotopenstratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) kalibriert wurde. Das lithostratigraphische Modell basiert auf der Korrelation von sedimentspezifischen Parametern im Kern PS1388 mit denen von 10 weiteren Sedimentkerne aus dem Weddellmeer (GROBE & MACKENSEN 1992). Die Kerne weisen lithologische Wechsel auf, welche auf einen unterschiedlichen Eintrag von terrigenem Detritus und auf Änderungen der Paläoproduktivität während der globalen Klimazyklen zurückzuführen sind. Anhand der stratigraphischen Fixpunkte und des CaCO_3 -Gehalts ist es möglich für Kerne anhand der Lithologie ein Altersmodell zu erstellen. Im Folgenden wurde eine lithostratigraphische Korrelation mit dem Kern PS2547-3 aus dem Amundsenmeer vorgenommen, welcher ebenfalls eine lückenlose Isotopenkurve lieferte (HILLENBRAND 2000) und von HILLENBRAND et al. (eingereicht) mit dem MUC der Station PS2540 korreliert wurde. Demnach würde sich für den Kern PS2540-3 in einer Tiefe von 10 cm, beim Wechsel von der Übergangsfazies zur Karbonatfazies, ein Alter von 12 ka B.P. ergeben. Daran angelehnt wurde der Wechsel von der Übergangsfazies zu Karbonatfazies in den Kernen PS2533-2 und PS2538-2 als stratigraphischer Fixpunkt benutzt (Abb. 19). Diese Alter deckt sich gut mit den Angaben von ANDERSON et al. (2002), welche für den Eisrückzug im Bellingshausenmeer ein Alter zwischen 15 und 12 ka B.P. angeben.

Kern	Isotopenstadiengrenzen	Alter [ka B.P.]	Sedimenttiefe [cm]
PS2533-2	2/1	12	12
PS2540-3	2/1	12	10
PS2538-2	2/1	12	15

Tab. 1.: Altersmodell der Kerne PS2533-2, PS2540-3 und PS2538-2. Angegeben sind die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen nach IMBRIE et al. 1984.

Weitere Isotopenstadiengrenzen sind in den bearbeiteten Kernen nicht auflösbar bzw. nicht vorhanden. Da sich in den Diamikten keine weiteren karbonathaltigen, warmzeitlichen Sedimente befinden, ist davon auszugehen, dass die Kernbasis nicht weiter als bis ins letzte Glazial zurückreicht. Vermutlich wurden die Debrite an den Lokationen PS2540 sowie PS2538 während des letzten Glazials geschüttet, zeitgleich mit dem Deformationstill an der Station PS2533. Das basale Alter der Kerne dürfte somit zwischen 71 und 12 ka liegen. Da der Meeresspiegel während des LGM vor 18 ka B.P. den niedrigsten Stand während des letzten Glazials erreichte und die Eisströme in der Westantarktis ihre größte Ausdehnung, im zentralen Bellingshausenmeer bis zur Schelfkante, erreichten, liegt das basale Alter der Kerne vermutlich bei 18 ka B.P.

5.3 Rekonstruktion spätpleistozäner bis holozäner Sedimentationsprozesse und Umweltveränderungen im zentralen Bellingshausenmeer

5.3.1 Glazial

Während des Glazials kam es zur Ablagerung der Diamiktfazies. Die atmosphärische sowie die ozeanische Wärmezufuhr waren während des letzten Glazials reduziert, was zu einem Anwachsen der Inlandeismassen und Meereisbedeckung in der Antarktis führte (Abb. 21). Die Eisbedeckung wirkte sich direkt auf die Primärproduktion aus. Das Licht, ein limitierender Faktor der Primärproduktion, konnte nicht in die oberste Wasserschicht eindringen, so daß die Produktion niedrig war. Während des letzten glazialen Maximums lag der Meeresspiegel ca. 120 m niedriger als heute (SEIBOLD & BERGER 1996). Im zentralen Bellingshausenmeer rückten die Eismassen mindestens bis zum äußeren Schelf vor und lagen auf dem Schelf auf, was durch den Deformationstill im Kern PS2533-2 dokumentiert ist. Das Eis verfrachtete große Sedimentmengen an die Schelfkante, wodurch die Ablagerungen instabil wurde und es zur Bildung von Schlammströmen kam. Aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit des Eises, auf die durch das Vorhandensein des Deformationstill geschlossen werden kann (vgl. ANDERSON et al. 2001), wurden wahrscheinlich binnen kurzer Zeit große Sedimentmengen zur Schelfkante transportiert, so daß es vermutlich zu mehreren Schlammstrom-Ereignissen kam. Ein indirekter Hinweis für das Vorrücken des Eises bis zur Schelfkante findet sich daher auch in den Schlamm- und Trübestrom-Ablagerungen am Kontinentalhang bzw. -fuß. Während des Vorrücken des Eises fand eine Aufarbeitung älterer Schelfsedimente statt. Sedimente aus vorangegangenen Interglazialen wurden mit dem während des Glazials im antarktischen Hinterland erodierten terrigenem Detritus durchmischt und homogenisiert. Daher sind in der Diamiktfazies vereinzelt Foraminiferen und geringer CaCO_3 -Gehalt zu finden.

Auch in den Sedimenten des Kontinentalhangs und -fußes sind Hinweise auf mehrere Schlammstromereignisse zu finden. Die Debrite am Kontinentalhang und -fuß haben zwar die gleiche Zusammensetzung und Korngrößenverteilung, sind aber möglicherweise diachron abgelagert worden (Abb. 19). So umfaßte das am oberen Kontinentalhang dokumentierte Schlammstromereignis vermutlich nicht genug Material, um bis zum Kontinentalfuß vorzudringen. Da solche Schlammströme durch Vermischung mit Wasser häufiger in Suspensionströme übergehen (FÜCHTBAUER 1988), könnte es sich bei dem Turbidit am Kontinentalfuß und dem Debit am Kontinentalhang um einen Schlammstrom handeln, der hangabwärts in Suspension ging. Dafür spricht auch die gleiche Tonmineralvergesellschaftung im Debit und Turbidit (Abb. 15b, c). Demnach wären der Debit am Kontinentalfuß geringfügig älter als der am Kontinentalhang.

Die unterschiedlichen Tonmineralvergesellschaftungen des Tills auf dem Schelf und der Debrite am Kontinentalhang und -fuß sprechen für ein größeres Einzugsgebiet des Eises,

welches anhand der tonmineralogischen Verteilung in den Oberflächenproben auf einen Großteil der süd- und südöstlichen Küste des Bellingshausenmeeres eingegrenzt werden kann. Das Eis aus dem gesamten Einzugsgebiet drainierte durch konvergierende Eisstromlinien vermutlich entlang eines schmalen Gebietes entlang der Schelfkante (Abb. 20). Diese Vermutung wird durch einen mit sedimentakustischen Verfahren entdeckten glazialen Trog auf dem Schelf und dem am Kontinentalhang angeschlossenen Trogmündungsfächer („trough mouth fan“) (mündl. Mitt. R. Larter) gestärkt. Aufgrund der Anlieferungen von großen Sedimentmengen ist der Kontinentalhang in diesem Bereich deutlich flacher als im restlichen Bellingshausenmeer. Somit ist davon auszugehen, daß während des letzten Glazials eine stärkere Eisdrainage in das Bellingshausenmeer stattfand und das dementsprechend das glaziale Einzugsgebiet größer als rezent war.

Gegen Ende des Glazials kam es nach einem Zurückweichen des Eises zu einem erneuten Vorstoß, welcher allerdings nicht mehr die maximale Ausdehnung des Eises erreichte. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von ANDERSON et al. (2002) im Rossmeer.

5.3.2 Übergang Glazial-Interglazial

Während des Übergangs vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial stieg der Meeresspiegel an, wodurch die Eismassen auf dem Schelf aufgrund des verstärkten Auftriebs aufschwammen und instabil wurden (Abb. 22). Durch das Aufschwimmen begannen die Schelfeise basal zu schmelzen. Es traten verstärkt Schmelzwasserereignisse auf, welche für einen Teil der Ablagerungen der Übergangsfazies verantwortlich sind. In der Anfangsphase war die Meereisbedeckung vermutlich noch geschlossen, was Eisbergdrift verhinderte und die biogene Produktion einschränkte. Beleg dafür sind die fehlende Bioturbation und der geringe Kiesgehalt in den basalen Bereichen der Übergangsfazies. Mit zunehmendem Rückzug des Eises wurden der Kontinentalfuß, -hang und der äußere Schelfbereich in immer geringerem Maße von Schmelzwasserereignissen betroffen. Gleichzeitig zog sich das Meereis saisonal zurück, wofür das Einsetzen der Bioturbation und die Zunahme von Kies, welcher durch Eisbergdrift transportiert wurde, spricht.

Während des Übergangs vom letzten Glazial zum jetzigen Interglazial zogen sich die Eisströme vermutlich nicht gleichzeitig zurück, so daß es zu einer variierenden Anlieferung von Sedimenten aus den unterschiedlichen Liefergebieten kam. Dies spiegelt sich in den Variationen der Tonmineralogie der Sedimente am Kontinentalhang und -fuß wider. Ein stärkerer Eintrag aus dem Bereich der Alexander-Insel, der zu Beginn des Übergangs stattfand, ist durch ein Smektitmaximum in den Sedimenten am Kontinentalfuß und -hang belegt. Im Bereich des Kontinentalfußes ist gegen Ende des Übergangs ein deutlicher Anstieg des Chlorits zu erkennen, welcher vermutlich aus dem Bereich der Antarktischen Halbinsel mit einer kontinentalen Bodenströmung angeliefert wurde (HILLENBRAND 2000).

5.3.3 Interglazial

Während des Interglazials nahm die atmosphärische und ozeanische Erwärmung besonders durch die Einspeisung des NADWs in das Südpolarmeer (DUPLESSY et al. 1988) weiter zu. Das Eis hatte sich bis zur heutigen Küste zurückgezogen. Die saisonale Meereisbedeckung ging zurück (Abb. 23). Durch den höheren Lichteinfall steigt die Primärproduktion im Oberflächenwasser an, wodurch die karbonatreichen, hauptsächlich aus *Neogloboquadrina pachyderma* sin. bestehenden, und bioturbierten Sedimentlagen im Untersuchungsgebiet abgelagert werden. Der Gehalt an Diatomeen und Radiolarien in den Oberflächenproben ist aber gering. Die Gründe dafür sind vielfältig. Wahrscheinlich spielen die schlechteren Erhaltungsbedingungen für Opal und die Verdünnung durch andere Komponenten eine große Rolle (HILLENBRAND 2000).

Der terrigene Sedimenteintrag beschränkt sich hauptsächlich auf Eisbergtransport und tiden- und windinduzierte Meeresströmungen sowie im Bereich des Kontinentalfußes auch auf Strömungstransport durch die westwärts gerichtete Bodenströmung. Die rezent relativ hohen Kiesgehalte, welche auf Eisbergtransport zurückzuführen sind, könnten auf einen zyklonalen Wirbel im Bereich des zentralen Bellingshausenmeeres zurückzuführen sein, in dem eine größere Anzahl von Eisbergen fokussiert wird (KEYS 1990, HILLENBRAND 2000). Die am Kontinentalfuß und -hang beobachtete Abnahme von planktischen Foraminiferen in den jüngsten Ablagerungen der Karbonatfazies könnten zum einen auf einen Verdünnungseffekt durch eine höhere Zufuhr von terrigenem Material oder aber durch eine zunehmende Meereisbedeckung erklärt werden. Somit lässt sich darüber spekulieren, ob das Holozäne Klimaoptimum in den Sedimenten abgebildet ist. Am Kontinentalhang und -fuß findet rezent vermutlich kein oder nur im geringen Maße Sedimenteintrag durch gravitative Transportmechanismen statt.

6. Schlußbetrachtung

Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand bieten eine gute Möglichkeit, Umweltänderungen während vergangener Warm- und Kaltzeiten in der Antarktis zu erkennen, da sie im marinen Milieu gut dokumentiert sind. Mit einer Kombination von verschiedenen Methoden wurde die Ausdehnung von kontinentalen Eismassen und Meereis während des letzten Glazials entlang eines Profil von der Eltanin-Bucht bis zum Kontinentalfuß südlich der Peter.-I.-Insel rekonstruiert. Als Hauptkriterium für die Unterscheidung verschiedener Ablagerungsbedingungen wurden dabei die räumlichen und zeitlichen Variationen von Scherfestigkeit, Lithologie, Sedimentstrukturen und Karbonatgehalt in den Sedimenten herangezogen. Die Kombination dieser Parameter wurde auch von verschiedenen anderen Autoren erfolgreich zur Unterscheidung von subglazialen und glazialmarinen Sedimentationsbedingungen genutzt (WELLNER et al. 2001, KING et al. 1998, KENNEDY & ANDERSON 1989, LABERG & VORREN 2000, ANDERSON et al. 2001). Ein nordwärtiger Vorstoß auf dem Schelf aufliegender Eismassen bis mindestens 71°S während des letzten Glazials ist direkt in den Schelfsedimenten des Kerns PS2533-2 dokumentiert. Ein Vorstoß bis zur Schelfkante scheint aufgrund des Auftretens von Debriten in den Sedimentabfolgen vom Kontinentalhang und -fuß wahrscheinlich, da die Entstehung von Schlammströmen im Zusammenhang mit einer Eisausdehnung bis zur Schelfkante gesehen wird (LABERG & VORREN 2000, KENNEDY & ANDERSON 1989, KING et al. 1998) und diese Prozesse rezent nicht mehr stattfinden, wie aus den oberflächennahen Sedimenten ersichtlich ist. Somit läßt sich aus den bearbeiteten Sedimentabfolgen zumindest die Eisausdehnung entlang des untersuchten Kernprofils rekonstruieren. Es ist aber nicht möglich anhand der bearbeiteten drei Sedimentkerne die Eisausdehnung auf dem gesamten Schelf des Bellingshausenmeeres zu rekonstruieren. Da in diesen Schelftrögen während der Glazialzeiten Eisströme flossen (KENNEDY & ANDERSON 1989, WELLNER et al., 2001, mdl. Mitt. R. Larter), welche aufgrund ihrer hohen Fließgeschwindigkeiten und ihres großen Eiseinzugsgebietes vermutlich besonders weit vorstießen, stellt der Vorstoß des Eises entlang des untersuchten Profils wahrscheinlich die maximale Eisausdehnung während des letzten Glazials dar. In den anderen Schelfbereichen des zentralen Bellingshausenmeer rückte das Eis möglicherweise nicht soweit vor. Dazu wäre eine Beprobung des Schelfs durch Sedimentkerne außerhalb des glazialen Trogs geeignet. Auch eine Bearbeitung der ebenfalls geöffneten und beprobten, aber aus Zeitgründen nicht bearbeiteten Sedimentkerne PS2539-1, PS2541-1 und besonders des nahe der Schelfkante gelegenen Kerns PS2542-2 wäre hilfreich, um die Ergebnisse dieser Diplomarbeit zu überprüfen. Weiterhin würde auch eine detaillierte Kartierung des Schelfs mittels sedimentakustischer Verfahren weitere Einblicke in die Vereisungsgeschichte der Westantraktis liefern, weil ein Vorrücken des Eises die Morphologie des Meeresbodens auf dem Schelf prägt (WELLNER et al. 2001, ANDERSON et al. 2001).

Anhand von verschiedenen geeigneten Parametern wurden für den Bereich des zentralen Bellingshausenmeeres die unterschiedlichen Sedimentationsprozesse während des letzten Glazials, des Glazial-Interglazial-Übergangs sowie des heutigen Interglazials rekonstruiert. Aus den Sedimentationsprozessen lassen sich die Änderungen einiger wesentlicher, wenn auch nicht aller Umweltparameter in diesem Gebiet nachvollziehen. Diese Rückschlüsse wurden auch für andere Gebiete des antarktischen Kontinentalrands im Rahmen verschiedener Arbeiten gezogen (GROBE 1986, CORDES 1990, GRÜNING 1991, MELLES 1991, BREHME 1992, HILLENBRAND 1994, BONN 1995, BRAUN 1997, HILLENBRAND 2000). Die komplexe Paläoumwelt während der verschiedenen Klimaperioden konnte im Rahmen dieser Diplomarbeit nur vereinfacht dargestellt werden. Dennoch sind Aussagen über Änderungen der biologischen Produktion, Transportprozesse, Meereisbedeckung und der Ausdehnung kontinentaler Eismassen möglich, wodurch sich über steuernde Umweltänderungen spekulieren läßt. Eine absolute Datierung der Kerne ist aufgrund des fehlenden Karbonats bzw. organischen Materials und aufgrund der Umlagerung eines Großteils der Sedimente nicht möglich. Trotz der Schwierigkeiten der Altersdatierung von antarktischen Sedimenten wäre eine Datierung der Untergrenze der Karbonatfazies mittels der Radiokarbonmethode lohnenswert. Falls die Sedimentation der Karbonatfazies diachron einsetzte, könnte sich eventuell der zeitliche Rückzug des Meereises bzw. Schelfeises entlang des Profils rekonstruieren lassen. Es ist davon auszugehen, daß sich das Meereis am Übergang vom Glazial zum Interglazial sukzessive von Norden nach Süden zurückzog, d.h. dass die biologische Produktion am Kontinentalfuß bereits eingesetzt hatte, während über Hang und Schelf noch eine ganzjährige Meereisbedeckung biologische Produktion unterband. Ein Problem dabei ist aber die Lage der Stationen in unterschiedlichen Wassertiefen. Die nördlichste und somit vermutlich zuerst eisfreie Station liegt in der größten Wassertiefe, so dass dort karbonatische Partikel zunächst noch gelöst wurden (weil die CCD noch in flacherer Wassertiefe lag), während sie in den Schelf- und Hangsedimenten bereits erhalten blieben.

Trotz des Fehlens von absoluten Altersangaben, erscheint die relative Einordnung der Sedimentkerne anhand von lithostratigraphischer Korrelation aufgrund der großflächigen und relativ gleichförmigen Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalrand möglich und sinnvoll, zumal eine detailliertere Stratigraphie als eine Unterteilung in Warm- und Kaltzeiten (GROBE & MACKENSEN 1992) nicht möglich ist. Die Altersangabe von 12 ka B.P. für die Untergrenze der Karbonatfazies wird auch durch die Arbeit von ANDERSON et al. (2002) gestützt.

Eine direkte Rekonstruktion der Herkunftsgebiete von terrigenem Detritus anhand der Tonmineralogie ist aufgrund der Eisbedeckung der Antarktis schwierig. Sie stützt sich im wesentlichen auf die rezente Verteilung der Tonmineralvergesellschaftung in den Oberflächensedimenten des Bellingshausenmeeres. Anhand der bekannten Transportprozesse lassen sich die Liefergebiete bestimmen. Das Herkunftsgebiet von terrigenem Detritus während des LGM läßt sich somit gut eingrenzen. Es umfaßte einen Großteil der Bryan-Küste und der südlichen Alexanderinsel. Das dafür benötigte Eiseinzugsgebiet müßte somit größer

als rezent gewesen sein. Um das Vorstoßen aufliegender Eismassen bis zur Schelfkante und das damit verbundene größere Eiseinzugsgebiet, welches sich auch aus der Tonmineralogie ergibt, zu erklären, müßte sich während des LGM der WAIS signifikant ausgedehnt haben. Dieses wird von den meisten Modellen der Eisschildrekonstruktionen des LGM bestätigt, wobei die meisten Autoren einen maximalen Eiszuwachs im Gebiet zwischen Ellsworthland und der Antarktischen Halbinsel sehen (NAKADA & LAMBECK 1988, HUYBRECHTS, 1990, DENTON et al. 1991, NAKADA et al. 2000).