

**Die Schwermineralverteilung känozoischer Sedimente des  
McMurdo-Sunds, Ross-Meer, Antarktis:  
Rekonstruktion von Liefergebieten und Eisschildfluktuationen**

Der Fakultät für Physik und Geowissenschaften  
der Universität Leipzig  
eingereichte  
DISSERTATION  
zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

Dr. rer. nat.

vorgelegt

von: Diplom-Geologin Kerstin Polozek  
geboren am: 15. September 1968 in: Frankfurt/Oder

Leipzig, den 17. Mai 2001

*“... Courageous students who tackle the vast literature on the subject will undoubtedly find themselves confused and frustrated by the contradictions that exists...”*

J.B. Anderson (1999) über die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis

<b>Kurzfassung</b>	<b>I</b>
<b>Summary</b>	<b>III</b>
<b>1 Einleitung und Fragestellung</b>	<b>1</b>
<b>2 Untersuchungsgebiet</b>	<b>3</b>
2.1 Geographischer Überblick	3
2.2 Geologische Entwicklung	7
2.2.1 Proterozoikum bis Kreide	7
2.2.2 Känozoische Entwicklung und Klimageschichte	13
2.3 Tektonische Entwicklung	20
<b>3 Grundlagen</b>	<b>25</b>
3.1 Sedimentologische Grundlagen	25
3.2 Stabilität der Schwerminerale	28
3.2.1 Verwitterung	28
3.2.2 Hydraulische Prozesse	30
3.2.3 Versenkungsdiagenese	31
3.2.4 Geologisches Alter	31
<b>4 Material und Methodik</b>	<b>33</b>
4.1 Material	33
4.2 Methoden	40
<b>5 Darstellung der Ergebnisse</b>	<b>43</b>
5.1 Erkennungsmerkmale der Schwerminerale	43
5.2 Verteilung spezifischer Schwerminerale in den Sedimentkernen	45
5.2.1 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes DVDP-12	45
5.2.2 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CIROS-2	47
5.2.3 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes MSSTS-1	49
5.2.4 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CRP-1	50
5.2.5 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CRP-2/2A	52
<b>6 Interpretation und Rekonstruktion</b>	<b>54</b>
6.1 Topographie, Geologie und Petrographie des Transantarktischen Gebirges und der McMurdo-Vulkanit-Provinz	54
6.1.1 Topographie des Transantarktischen Gebirges	54

6.1.2	Geologie der Region	57
6.1.3	Petrographie	57
6.2	Interpretation der Schwermineralverteilung und Rekonstruktion der Liefergesteine	62
6.2.1	Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes DVDP-12	63
6.2.2	Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CIROS-2	69
6.2.3	Korrelation der Bohrkern DVDP-12 und CIROS-2	75
6.2.3.1	Stratigraphische Einordnung des Sedimentkernes DVDP-12	76
6.2.3.2	Stratigraphische Einordnung des Sedimentkernes CIROS-2	76
6.2.3.3	Korrelation beider Sedimentkerne	76
6.2.4	Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes MSSTS-1	80
6.2.5	Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CRP-1	86
6.2.6	Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CRP-2/2A	92
6.2.7	Korrelation der Bohrungen MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A	99
<b>7</b>	<b>Schlußfolgerung</b>	<b>101</b>
<b>8</b>	<b>Ausblick</b>	<b>105</b>
<b>9</b>	<b>Danksagung</b>	<b>107</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>108</b>
	<b>Anlagen</b>	

## **Kurzfassung**

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Schwermineralverteilung in unteroligozänen bis quartären glazialen und glazialmarinen Sedimentabfolgen untersucht, die während verschiedener Bohrprojekte (DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1, CRP-2/2A) im Victoria-Land-Becken des Ross-Meeres und in den Fjorden des Süd-Victoria-Landes erbohrt wurden. Die Ziele dieser Untersuchungen bestanden zum einen in der Identifikation der Liefergesteine und in der Erfassung der Herkunftsgebiete der verschiedenen Schwerminerale und Schwermineralgruppen und zum anderen in der Rekonstruktion der Konfiguration der antarktischen Eisschilde zu verschiedenen Zeiten des Känozoikums anhand der jeweils abgelagerten Schwermineralvergesellschaftung.

Die Schwermineralspektren der untersuchten Sedimentabfolgen werden dominiert von Klinopyroxen, der eine Hauptkomponente in allen im Süd-Victoria-Land anstehenden Gesteinen darstellt und daher für eine exakte Liefergebietsrekonstruktion nur bedingt geeignet ist. Die Orthopyroxene können hingegen ausschließlich von Gesteinen der Ferrar-Gruppe angeliefert worden sein. Hauptquelle der grünen Amphibole sind die Gesteine des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes und der Ferrar-Gruppe. Andere in den Sedimenten häufiger vorkommende Schwerminerale sind Granat, Zirkon, Titanit, Epidot und Apatit, die als Gruppe der stabilen Minerale zusammengefaßt wurden. Eine bedeutende Quelle für diese stabilen Schwerminerale ist der Granite-Harbour-Intrusiv-Komplex. Granat und Zirkon treten akzessorisch allerdings auch in den Gesteinen der Beacon-Supergruppe auf. Die Skelton-Gruppe enthält die Liefergesteine der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite. Kaersutit, Titanaugit, vulkanisches Glas und Olivin sind typisch für vulkanische Gesteine. Als Quelle dieser Minerale werden die Gesteine der McMurdo-Vulkanit-Gruppe angenommen. Eine eindeutige Zuordnung der opaken und alterierten Minerale zu einem bestimmten Ausgangsgestein ist problematisch, da sie in fast allen Gesteinsformationen vorkommen.

Anhand der in den Sedimentabfolgen der Bohrkerne abgelagerten Schwermineralvergesellschaftungen konnten zwei verschiedene Liefergebiete identifiziert werden. Ein Liefergebiet im Süd-Victoria-Land des Transantarktischen Gebirges, welches aus Gesteinen der Skelton-Gruppe, des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes, der Beacon-Supergruppe und der Ferrar-Gruppe besteht, wird als Quelle eines Großteils der oligozänen bis pliozänen Sedimente angenommen. Signifikante Häufigkeitsfluktuationen der Schwerminerale innerhalb dieser Vergesellschaftung können in den meisten Fällen auf Vorstöße bzw. Rückzüge der Gletscher des Transantarktischen Gebirges zurückgeführt werden. Das zweite Liefergebiet setzt sich aus Gesteinen der McMurdo-Vulkanit-Gruppe zusammen, die in der Region des heutigen Ross-Schelfeises anstehen. Dieses Herkunftsgebiet trägt entscheidend zur Schwermineralzusammensetzung der pliozänen bis quartären Sedimente bei.

Die Schwermineralverteilungen in den Sedimentabfolgen der Bohrungen lassen Rückschlüsse auf die Erosionsintensität der Gletscher im jeweiligen Hinterland zu und zeigen, daß sich das Einzugsgebiet der Gletscher seit dem Oligozän nicht wesentlich verändert haben kann. Der Gesteinsdetritus, der durch Taylor-, Ferrar- und Mackay-Gletscher erodiert und meerwärts transportiert wurde, zeigt für das Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers typische Schwermineralkonzentrationen. Die Gletscher schoben sich seit dem unteren Oligozän in mehreren Phasen in Richtung McMurdo-Sund des Ross-Meeres vor.

Seit spätestens dem Pliozän stießen aufliegenden Eismassen aus der Region des heutigen Ross-Schelfeises bis in die Fjorde des Transantarktischen Gebirges vor.

Die Schwermineralanalysen an den untersuchten Sedimentkernen weisen darauf hin, daß der känozoische Vulkanismus im McMurdo-Sund (McMurdo-Vulkanit-Gruppe) mit 27 Ma vermutlich älter ist als bisher angenommen. Die ältesten bekannten Gesteine der MVG des Victoria-Landes sind 25 Ma alt. Als Quelle des vulkanogenen Detritus werden Vulkanbauten im McMurdo-Sund angenommen, auf die auch magnetische Anomalien hindeuten. Hohe Palagonit-Konzentrationen in den untersten pliozänen Sedimenten des Bohrkerns CIROS-2 deuten außerdem auf das Vorhandensein von subglazial geförderten Vulkaniten der McMurdo-Vulkanit-Gruppe unter dem Eis des Ferrar-Gletschers hin.

Die Sedimente der Bohrkern DVDP-12 (Taylor-Tal) und CIROS-2 (Fjord des Ferrar-Tales) können mittels ihrer Schwermineralspektren und -häufigkeitsfluktuationen gut miteinander korreliert werden. In beiden Bohrkernen weisen die Schwermineralvergesellschaftungen in den älteren pliozänen Sedimenten auf den Eintrag von durch Gletscher erodierten Gesteinsdetritus aus dem Transantarktischen Gebirge hin. Die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums in den jüngeren oberpliozänen bis pleistozänen Abfolgen wird in beiden Bohrungen zusätzlich durch den Terrigeneintrag von aus der Westantarktis in das Ross-Meer vordringenden Eismassen beeinflusst. Die Korrelation der Bohrkern DVDP-12 und CIROS-2 anhand ihrer Schwermineralspektren und -häufigkeitsfluktuationen ermöglichte eine neue stratigraphische Einordnung des bislang nur unzulänglich datierten Sedimentkerns DVDP-12.

## Summary

This study encompasses an investigation of the heavy mineral composition of early Oligocene-Quaternary glacial and glaciomarine sediment sequences from the Victoria Land Basin and the fjords of the South Victoria Land, Ross Sea, Antarctica. The sediment cores used were recovered during different international drilling campaigns (DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1, CRP-2/2A). The main objectives were to identify possible source rocks and to unravel the provenance regions of different heavy minerals and mineral groups. Moreover, with the available data an attempt to reconstruct the general development and configuration of the Antarctic ice sheets during the Cenozoic was also made.

The heavy mineral composition of the sediment sequences investigated is dominated by clinopyroxene. This mineral is a major component in all of the rocks outcropping in the South Victoria Land and, accordingly, is not very well suited for tracing possible provenance areas. The orthopyroxenes, on the other hand, can only originate from the rocks in the Ferrar Group. The source of green amphiboles can be restricted to the Granite Harbour Intrusive Complex and the Ferrar Group. Other commonly occurring heavy minerals, such as garnet, zircon, titanite, epidote, and apatite, have been grouped into one stable mineral association that has the Granite Harbour Intrusive Complex as a possible source. Garnet and zircon, however, also occur as accessory minerals in the Beacon Supergroup. The Skelton Group was the main source of the tremolitic amphiboles and the clinozoisites. Kaersutite, titanite, volcanic glass and olivine are common minerals in volcanic rocks and the main source was likely the McMurdo Volcanic Group. No specific source for the opaque minerals can be recognised, because they occur ubiquitously in the region.

Two quite different source regions of the heavy minerals have been identified. One provenance area, the South Victoria Land of the Transantarctic Mountains, consisting of rocks from the Skelton Group, the Granite Harbour Intrusive Complex, the Beacon Supergroup, and the Ferrar Group, was the main source of the Oligocene-Pliocene sediment sequence. In most cases, significant heavy mineral abundance fluctuations within this major association can be related to advances and retreats of glaciers from the Transantarctic Mountains. A quite different source area is the McMurdo Volcanic Group in the region of the present-day Ross Ice Shelf. This volcanic area was the major source of the heavy minerals in the Pliocene-Quaternary sediment sequence.

The heavy mineral assemblages of the sediment sequences studied reflect the erosional work done by the glaciers in the hinterland. The data support that no major change of the glacier catchment areas has taken place since the Oligocene. The rock debris that were eroded and transported toward the sea by the Taylor, Ferrar, and Mackay Glacier, show heavy mineral assemblages that are typical for the catchment areas of the respective glaciers. Since the Lower Oligocene, the Transantarctic Mountains glaciers slid in several phases in the direction of the McMurdo Sound in the Ross Sea. Later, in the Pliocene, grounding ice masses from the region of the present-day Ross Ice Shelf advanced from the sea into the fjords of the Transantarctic Mountains.

The heavy mineral data support that Cenozoic volcanism in the McMurdo Sound (McMurdo Volcanic Group) began as early as 27 Ma, which is somewhat older than hitherto supposed. The oldest known volcanic rocks of the McMurdo Volcanic Group in the Victoria Land are dated to about 25 Ma. As magnetic anomalies in the McMurdo

Sound support the occurrence of volcanic rocks in that area, a likely candidate for the early volcanic detritus observed in the cores might be found there. Moreover, high palagonite concentrations in the lowermost Pliocene sediments of the CIROS-2 core support the existence of subglacially occurring volcanic rocks of the McMurdo Volcanic Group under the ice of the present-day Ferrar Glacier.

The sediment cores DVDP-12 (Taylor Valley) and CIROS-2 (Ferrar Fjord) can be well correlated using their heavy mineral spectra and abundance patterns. In both cores, the heavy mineral assemblages in the older Pliocene sediments support a source region in the Transantarctic Mountains. In the Upper Pliocene to Pleistocene sequences, the assemblages indicate an additional source from Ross Sea ice masses originating in West Antarctica. Using the heavy mineral spectra as a correlation tool, it has been possible to place the hitherto insufficiently dated core DVDP-12 within a more sharply defined stratigraphic context.

## **1 Einleitung und Fragestellung**

Die Antarktis spielt aufgrund ihres polaren Klimas, welches aus ihrer Pol-Lage und ihrer thermischen Isolation resultiert, für das Klimasystem der Erde eine entscheidende Rolle. Seit dem Einsetzen der großflächigen, kontinentalen Vereisung der Antarktis vor ca. 34 Ma (Millionen Jahre) unterlagen die dortigen Eisschilde Phasen der Ausdehnung und des partiellen Abschmelzens. Die Fluktuationen im Volumen und in der Ausdehnung der antarktischen Eismassen führten zu Änderungen in der Bildung von Tiefen- und Bodenwassermassen im Südpolarmeer, welche einen großen Einfluß auf die ozeanische und atmosphärische Zirkulation und damit das globale Klima ausüben. Zusätzlich verursachten die Änderungen des Eisschildvolumens in der Antarktis Schwankungen des globalen Meeresspiegels. Die Kenntnis der Ursachen und Auswirkungen der Änderungen des antarktischen Eisvolumens sind daher von großer Bedeutung für das Verständnis des globalen Klimasystems. Die Erforschung der känozoischen Klima- und Vereisungsgeschichte der Antarktis liefert nicht nur grundlegende Erkenntnisse über das Verhalten der Eisschilde in der Vergangenheit, sondern vermag auch wertvolle Hinweise auf zukünftige Volumenänderungen der antarktischen Eisschilde als Reaktion auf zukünftige Klimaänderungen zu geben.

Die Rekonstruktion der oligozänen bis rezenten Klimageschichte der Antarktis basiert hauptsächlich auf den Ergebnissen geowissenschaftlicher Landexpeditionen, geophysikalischer Fernerkundungen sowie auf den Untersuchungen von Sedimentabfolgen, welche in der Antarktis und im angrenzenden Südpolarmeer erbohrt wurden (u.a. Hayes & Frakes, 1975; Barrett & Scientific Staff, 1985; Harwood, 1986b; Denton et al., 1991; Moriwaki et al., 1992; Wise et al., 1991; Anderson & Bartek, 1992; Hambrey & Barrett, 1993; Ehrmann, 1994; Abreu & Anderson, 1998). Am besten läßt sich das Verhalten des antarktischen Eisschildes an proximalen Ablagerungen des antarktischen Schelfs untersuchen, weil dort eine Schichtenfolge der abgelagerten Sedimente erwartet wird, die anhand charakteristischer Faziesmerkmale glaziale Erosion und glaziale, glazialmarine oder glaziofluviale Ablagerung dokumentieren. Somit sind in diesen Sedimentabfolgen sowohl Phasen des Eisvorschubs als auch solche des Eisrückzugs direkt archiviert. Im Gegensatz dazu sind Aufschlüsse känozoischer Sedimente an Land sehr selten und unvollständig. Das Ross-Meer ist für die Erforschung der känozoischen Vereisungsgeschichte besonders gut geeignet, da hier Eismassen sowohl des ost- als auch des westantarktischen Eisschildes abfließen. Während die Gebirgsgletscher des ostantarktischen Eisschildes meist direkt vom Transantarktischen Gebirge ins Ross-Meer münden, nährt der westantarktische Eisschild über große Eisströme knapp zwei Drittel des heutigen Ross-Schelfeises (Hambrey & Barrett, 1993).

Die vorliegende Arbeit ist in das internationale Cape-Roberts-Projekt (CRP) eingebunden. Das Ziel dieses Bohrprojektes besteht in der Rekonstruktion der spätkretazischen und känozoischen Klima- und Vereisungsgeschichte der Antarktis, der Aufstiegs- und Entwicklungsgeschichte des Transantarktischen Gebirges und der geologischen Entwicklung des Victoria-Land-Beckens (Ross-Meer). Dazu wurden zwischen 1997 und 1999 3 Bohrkerne vom Meereis des Ross-Meeres vor Cape-Roberts erbohrt, die sich stratigraphisch überlappen. Diese 3 Sedimentkerne ergänzen die Datensätze älterer Bohrungen, welche im Ross-Meer und in den Tälern des Süd-Victoria-Landes niedergebracht wurden (Transantarktisches Gebirge). Im Rahmen dieser Arbeit wurden an den Sedimenten der Bohrkerne DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A Schwermineralanalysen durchgeführt. Wie in anderen Regionen der Erde auch (Morton & Hallsworth, 1999) eignen sich Schwerminerale in

polaren Gebieten besonders gut für die Rekonstruktion von Liefergebieten (Behrends, 1999; Peregovich, 1999; Diekmann & Kuhn, 1999).

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion der antarktischen Liefergebiete für die Sedimente der Bohrungen DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A, um Rückschlüsse auf die Intensität der glazialen Erosion, die Ausdehnung der Gletscher und den Vorstoß aufliegender Eismassen im Ross-Meer während des Känozoikums zu ziehen. Zusammen mit anderen Sedimentparametern sollen zudem Rückschlüsse auf die Ausdehnung und die Dynamik der antarktischen Eisschilde insgesamt und somit auf das Paläoklima in der Antarktis während des Känozoikums gezogen werden.

## 2 Untersuchungsgebiet

### 2.1 Geographischer Überblick

Der Antarktische Kontinent ist ca. 13.9 Millionen km<sup>2</sup> groß und wird in Ostantarktis und Westantarktis unterteilt. Ost- und Westantarktis sind durch das Transantarktische Gebirge voneinander getrennt (Abb. 2.1). Die Antarktis wird von einer Eiskappe bedeckt, die sich zu den Küsten und stellenweise darüber hinaus vorschiebt. Dabei bilden sich riesige Schelfeise, die ca. 11 % der antarktischen Landmasse einnehmen. 2.4 % des antarktischen Kontinents sind eisfrei. Diese eisfreien Gebiete beschränken sich auf lokale Küstenregionen sowie einige Nunataks und Massive der großen Gebirgsketten (Drewry, 1983). Insgesamt bedeckt die antarktische Eiskappe mit einem Eisvolumen von 30 Mill. km<sup>3</sup> ein Gebiet von 13.6 Mill. km<sup>2</sup> (Denton et al., 1991).

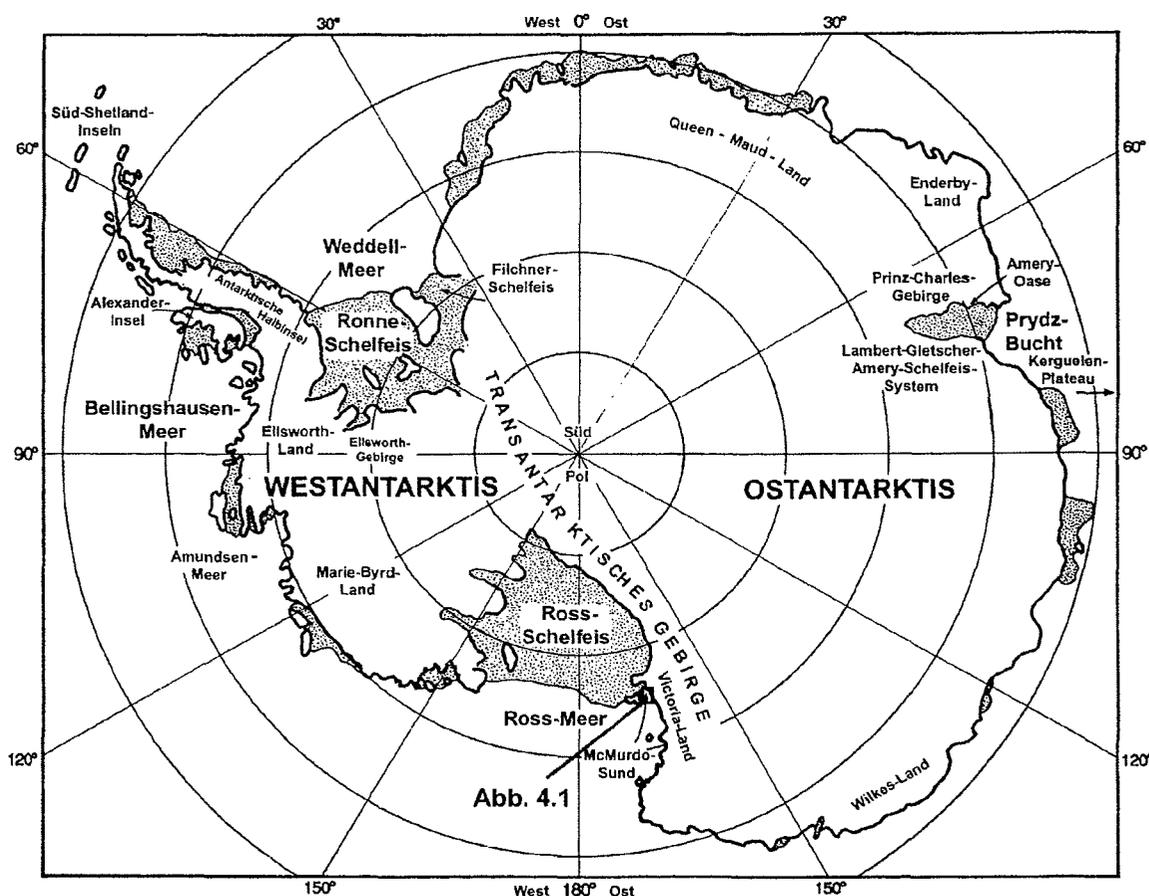


Abb. 2.1 Geographischer Überblick. Die schattierten Gebiete sind Schelfeise

Der antarktische Kontinent wird durch das Südpolarmeer von anderen Kontinenten thermisch isoliert. Über die Ausdehnung des Südpolarmeres existieren verschiedene Definitionen. Anderson (1999) bezeichnet als Südpolarmeer die Ozeangebiete, die südlich des 60. Breitengrades liegen. Nach Fitzgerald (1999b) variiert die nördliche Begrenzung des Südpolarmeres zwischen 50° S im Südatlantik bis 60° S südlich Neuseelands.

Die antarktische Eismasse teilt sich in zwei große Eisschilde: den ostantarktischen Eisschild und den westantarktischen Eisschild (Abb. 2.2). Große Teile (25 %) beider Eisschilde fließen durch das Ross-Schelfeis in das Ross-See ab (Denton et al., 1989a).

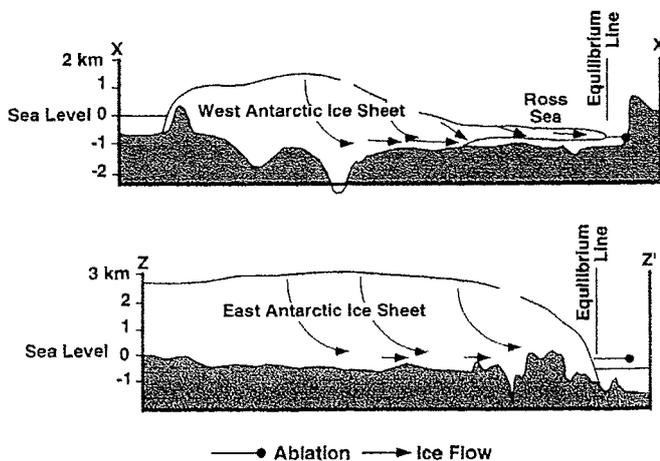
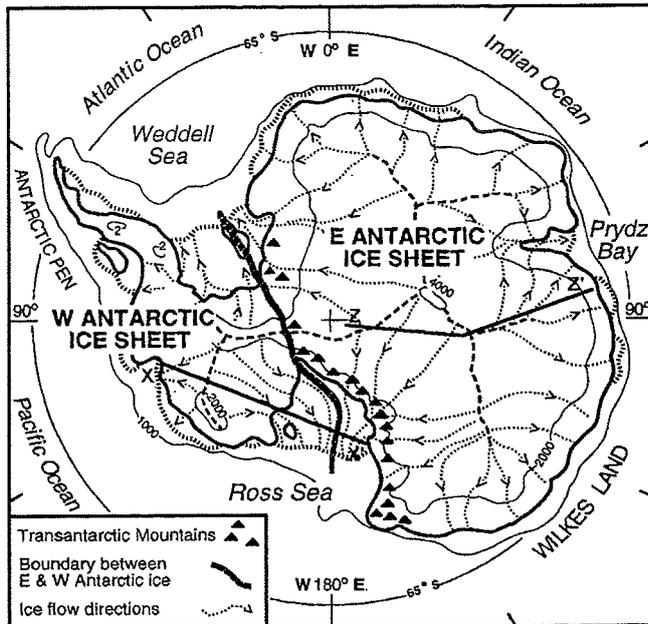


Abb. 2.2 Eisdrainage-System der Antarktis nach Barrett (1996) und Profile des ostantarktischen und westantarktischen Eisschildes nach Anderson (1999)

Der größere ostantarktische Eisschild formt einen gleichmäßigen Dom mit einer Höhe von max. 4000 m über NN und enthält ca. 85 % des antarktischen Eises. Er entspricht damit einem Meeresspiegel-Äquivalent von ca. 60 m (Denton et al., 1991). Der ostantarktische Eisschild liegt einer kontinentalen Landmasse auf und verursacht mit seinem Gewicht eine beträchtliche isostatische Senkung der Kruste. Der ostantarktische Eisschild fließt divergent in Richtung Küste ab (Abb. 2.2). An einer Seite ist der Abfluß durch das Transantarktische Gebirge gehemmt und auf einige große Gletscher beschränkt, die eine Mächtigkeit von 600 m und mehr haben können. So fließen südlich des Victoria-Landes große Glet-

scher wie Byrd-Gletscher, Nimrod-Gletscher und Beardmore-Gletscher in das Ross-Schelfeis ab. Im Nord-Victoria-Land fließen z.B. David- und Campbell-Gletscher direkt in das Ross-Meer. Das größte Abflussgebiet des ostantarktischen Eises ist das Amery-Schelfeis.

Der westantarktische Eisschild erreicht maximale Höhen von (nur) 2400 m über NN. Der Untergrund liegt zum größten Teil unter dem Meeresspiegel (Abb. 2.2). Damit gilt der westantarktische Eisschild im Vergleich zum ostantarktischen Eisschild als weniger stabil. Ein Abschmelzen des Eisvolumens dieses Eisschildes würde einen Meeresspiegelanstieg von 6 m zur Folge haben (Denton et al., 1991). Die größten Abflussgebiete des westantarktischen Eisschildes bilden das Ronne- und das Filchner-Schelfeis sowie das Ross-Schelfeis (Abb. 2.1 und 2.2). In letzteres fließen, ungehindert durch die Topographie des Untergrundes, fünf große Eisströme (A-E). Das Ross-Schelfeis bildet heute ca.  $\frac{2}{3}$  des gesamten Schelfeises der Antarktis (Hambrey & Barrett, 1993).

Auf Kontinenten bilden sich Eismassen, wenn die Akkumulation den Verlust von Schnee überschreitet. Diese positive Massenbilanz wird durch die Anlieferung von Wasser bzw. Schnee und Sommertemperaturen unter dem Gefrierpunkt erreicht. Die Temperaturen der Erdoberfläche sind primär eine Funktion der geographischen Breite und der Höhe, doch auch die ozeanische Zirkulation beeinflusst das Klima. Die Antarktis befindet sich seit der frühen Kreide (~120 Ma) in polarer Position (Barrett, 1996; Barrett, 1999). Aber erst seit ungefähr 34 Ma entwickelten sich ausgedehnte Eisschilde (Barrett, 1999). Ab dieser Zeit führte der fortschreitende Zerfall Gondwanas zu bedeutenden Änderungen in der Ozeanzirkulation. Mit der Öffnung der Drake-Passage (zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel) vor 23 Ma bildete sich der antarktische Zirkumpolarstrom, der zur vollständigen thermalen Isolation der Antarktis führte (Fitzgerald, 1999b).

Die Region des McMurdo-Sunds im Ross-Meer, die im Rahmen dieser Arbeit näher betrachtet werden soll (Abb. 2.1), ist wegen ihrer tiefen Sedimentbecken, der unmittelbaren Nähe zum Transantarktischen Gebirge und dem Einfluß des Ross-Schelfeises von einzigartiger Bedeutung.

Der Kontinentalschelf des Ross-Meeres umfaßt ein Gebiet von 45.000 km<sup>2</sup>. Er wird im Westen durch die Gebirgsregion der Victoria-Land-Küste, im Osten durch das Marie-Byrd-Land, im Süden durch das Ross-Schelfeis und die Ross-Insel und im Norden durch den Kontinentalhang, der zur Tiefsee des südwestlichen Pazifiks führt, begrenzt (Domack et al., 1999). Morphologisch läßt sich das Ross-Meer in zwei Gebiete untergliedern, die jeweils östlich und westlich des 180° Meridians liegen: der Kontinentalschelf des östlichen Ross-Meeres ist durchschnittlich 500 m tief und wird von breiten, niedrigen, N-S-verlaufenden Rücken durchzogen. Seewärts schließt sich ein einfach gebauter Kontinentalhang an. Der Kontinentalschelf des westlichen Ross-Meeres ist ebenfalls ca. 500 m tief. Er ist jedoch durch größere, NE-SW-verlaufende Rücken gekennzeichnet und es schließt sich ein morphologisch komplexerer Kontinentalhang an. Die Unterschiede zwischen östlichem und westlichem Ross-Meer deuten auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklung beider Gebiete (Davey, 1981). Der östliche Teil unterlag vermutlich einer größeren Heraushebung und Erosion (Davey, 1981).

Die Rücken des Ross-Meeres schließen 4 große Sedimentbecken ein (Abb. 2.3). Das asymmetrische Victoria-Land-Becken liegt dem Transantarktischen Gebirge am nächsten und ist strukturell kompliziert aufgebaut. Es besteht aus mehreren kleineren Becken und Gräben und wird von großen Störungen durchzogen (Cooper et al., 1991a,b). Die Sedimentmächtigkeiten im Victoria-Land-Becken können 14 km erreichen (Cooper et al.,

1991b). Das symmetrische Zentrale Becken ist ca. 80 km breit und verläuft nahezu in N-S-Richtung (Anderson, 1999). Die scheinbar undeformierten Sedimente sind 6 bis 7 km mächtig (Cooper et al., 1987). Im Östlichen Becken sind die Sediment-Ablagerungen bis zu 7 km mächtig (Cooper et al., 1988). Das Nördliche Becken enthält ca. 3 km mächtige Sedimentablagerungen (Cooper et al., 1995).

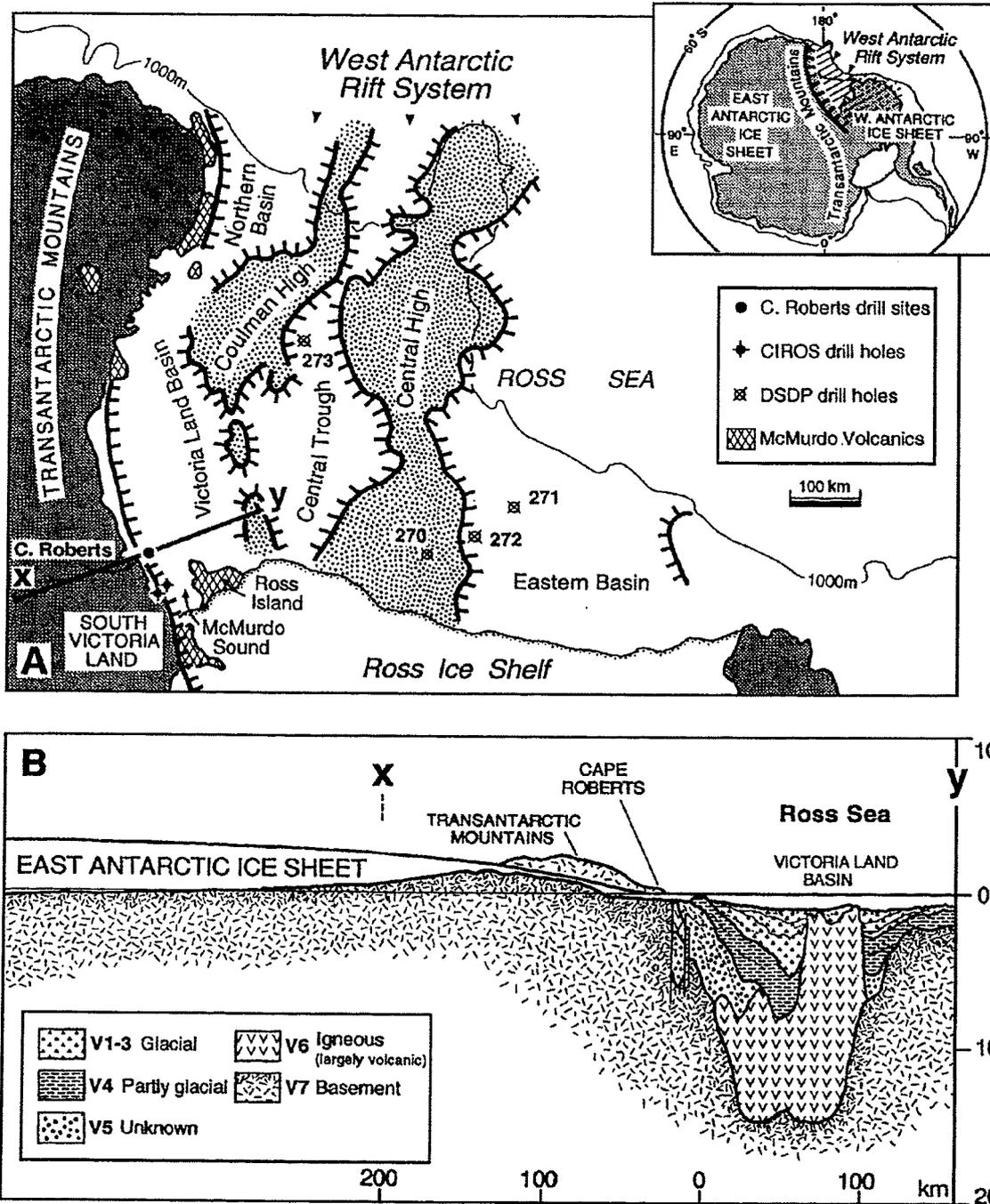


Abb. 2.3 Karte des Ross-Meer-Kontinentalschelfs (a) und Profil durch den ostantarktischen Eisschild, das Transantarktische Gebirge und das Victoria-Land-Becken (b), nach Barrett et al.(1995)

Der Meeresboden unter dem Ross-Schelfeis ist ebenfalls durch eine Serie von Trögen und Rücken charakterisiert, die subparallel zum Transantarktischen Gebirge verlaufen. Die tiefsten Tröge unter dem Schelfeis erstrecken sich entlang des Transantarktischen Gebirges südlich 74° S. Lokale Mulden werden mehr als 800 m tief und liegen vor den Mündungen der Hauptgletscher. Das Discovery-Tief erreicht z.B. 1300 m und liegt in der Nähe der Byrd- und Skelton-Gletschermündungen (Davey, 1981). Die Tiefenunterschiede zwischen Ross-See (äußerer Schelf) und Ross-Schelfeis (innerer Schelf) wurden durch wiederholte Perioden glazialer Erosion verursacht, während denen Material aus dem inneren Schelf zum äußeren Schelf transportiert wurde (ten Brink et al., 1995).

Das Transantarktische Gebirge durchzieht auf über 4000 km den gesamten antarktischen Kontinent und ist im Durchschnitt 100 bis 200 km breit. Das alpinotype Relief des Gebirges erreicht Höhen bis 4500 m und wird nach Weber (1987) in drei Strukturblöcke gegliedert. Der südliche Block umfaßt die Horlick-Gebirge, Dronning-Mauds-Fjell und die Gebiete um Nimrod- und Byrd-Gletscher. Der nördliche Block reicht von Süd-Victoria-Land bis zur Oates-Küste. Der Block des Admiralty-Gebirges schließt die Penell-Küste, Borchgrevink-Küste und das NE-Victoria-Land ein. Das Transantarktische Gebirge liegt am Rand des Ross-Embayments und bildet seine westliche Grenze. Die Struktur der Gebirgskette wird als monokline Falte interpretiert oder als aufgefalteter Block, der im späten Känozoikum um mehr als 3000 m herausgehoben wurde (Davey, 1981). Der östliche Rand des Transantarktischen Gebirges bildet sowohl die morphologische als auch die geologische Grenze zwischen Ost- und Westantarktis (David & Priestley, 1914; Taylor, 1922). Nach Tessensohn & Wörner (1991) ist er die Grenze eines großen kontinentalen Riftsystems, dessen nach außen gekippte Riftschulter das eigentliche Transantarktische Gebirge ist.

## **2.2 Geologische Entwicklung**

Für die Rekonstruktion der Liefergesteine der Schwerminerale ist es von großer Bedeutung, die anstehenden Gesteinsformationen im Transantarktischen Gebirge, besonders im Victoria-Land, zu kennen. Dieses Kapitel gibt einen kurzen Überblick über die geologische Entwicklung der Antarktis und bildet den weiter gefassten Rahmen für nachfolgende Diskussionen. Das Kapitel liefert ferner Informationen über tektonische Ereignisse, insbesondere den Zerfall Gondwanas, der die thermische Isolation der Antarktis einleitete und damit eine bedeutende Rolle für die Klimaentwicklung spielte. Der Abschnitt über die känozoische Entwicklung und die Vereisungsgeschichte der Antarktis soll einen Überblick über den derzeitigen z.T. gegensätzlichen Kenntnisstand geben.

### 2.2.1 Proterozoikum bis Kreide

#### Proterozoikum

Die Entstehung der Ostantarktis begann im Archaikum mit der Bildung kratonischer Kerne während der Napier-Orogenese vor ca. 4000 Ma (Sobotovich et al., 1976). Die ältesten Gesteine sind ca. 3800 Ma alt und im Napier-Komplex (Enderby-Land) aufgeschlossen (Black et al., 1986). Die kratonische Entwicklung wurde durch weitere Tektogenesen

beeinflusst und fortgesetzt (Grikurov, 1982). Nachweise dieser tektonischen Ereignisse sind jedoch sehr spärlich (Tingey, 1991a). Die Stabilisierung des Kratons fand vermutlich im frühen Proterozoikum statt (Elliott, 1975). Ein kontinentweites tektonisches Ereignis vor 1000 Ma läßt sich besser nachweisen und kann mit der Kibaran- und Grenville-Tektogenese, die in Australien, Kanada und Afrika stattfand, verglichen werden (Tingey, 1991a). Mit diesem tektonischen Ereignis war die Schließung schmaler Seewege oder intrakontinentaler Becken verbunden. Es entstanden Gürtel mittel- bis spätproterozoischer metamorpher und magmatischer Gesteine, welche die archaischen Kratone umschlossen und separierten. Gleichzeitig müssen Hebungsprozesse, Erosion und Sedimentation stattgefunden haben. Deren geologische Nachweise sind jedoch nur in proterozoischen Sequenzen des südlichen Prinz-Charles-Gebirges und des Transantarktischen Gebirges zu finden (Abb. 2.4; Tingey, 1991a).

### Spätproterozoikum – Mittleres Paläozoikum

Im späten Proterozoikum entwickelten sich auf dem heutigen pazifischen Rand des ostantarktischen Schildes Sedimentationsbecken (Laird, 1991). Der Schild diente dabei wahrscheinlich als Lieferant der bis zu 10000 m mächtigen Sedimente. Die ältesten Ablagerungen sind aus der Region des Pensacola-Gebirges bekannt und ca. 1200 Ma alt (Schmidt & Ford, 1969). Die ältesten Ablagerungen des Transantarktischen Gebirges sind dagegen nur 800-600 Ma alt (Laird et al., 1971) (Abb. 2.4). Die lang anhaltende Absenkung der Becken wurde im späten Präkambrium, zwischen 660 und 580 Ma, durch die Beardmore-Orogenese beendet (Grindley & McDougall, 1969). Beweise dieser Orogenese finden sich als Diskordanz entlang des Transantarktischen Gebirges. Diese Diskordanz trennt die stark gefalteten spätproterozoischen Schichten von den weniger deformierten fossilführenden früh- bis mittelkambrischen Sedimenten. Während der Orogenese kam es zu weiträumigen Deformationen, granitischen Intrusionen und zu Heraushebungen und Erosion. Im Victoria-Land repräsentieren die Larsen-Granodiorite des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (vgl. Kapitel 6.1) die Beardmore-Orogenese (Grindley, 1981).

Im frühen bis mittleren Kambrium setzte sich die Sedimentation auf dem erodierten Beardmore-Orogen fort. Kambrische Gesteinsformationen sind im Transantarktischen Gebirge weit verbreitet und finden sich auch im Ellsworth-Gebirge und Marie-Byrd-Land. Die Sequenzen bestehen hauptsächlich aus flachmarinen Quarziten, Kalksteinen, Tonsteinen und lokal sauren Vulkaniten (Laird, 1991). In Marie-Byrd-Land und Teilen des Nord-Victoria-Landes dominieren Turbidite die kambrischen Abfolgen. Die beginnende Ross-Orogenese beendete im späten Kambrium oder frühen Ordovizium die Sedimentation entlang des Transantarktischen Gebirges. Dabei wurden die spätproterozoischen bis kambrischen Sequenzen herausgehoben und aufgefaltet. Diese Prozesse wurden von syn- und postorogenen granitischen Intrusionen begleitet (Gunn & Warren, 1962). In anderen Gebieten der Antarktis, wie dem Ellsworth-Gebirge, herrschte während dieser Zeit weiterhin marine Sedimentation vor (Craddock, 1969). Der Heraushebung im Bereich des heutigen Transantarktischen Gebirges folgte im Ordovizium bis Unterdevon die postorogene Ablagerung überwiegend kontinentaler Konglomerate und Sandsteine. Diese Ablagerungsphase wurde anschließend durch erneute, von Faltung begleitete Hebungen im Gebiet des Transantarktischen Gebirges und des Ellsworth-Gebirges beendet. Für magmatische Aktivitäten gibt es nur wenige Beweise (Laird, 1991).

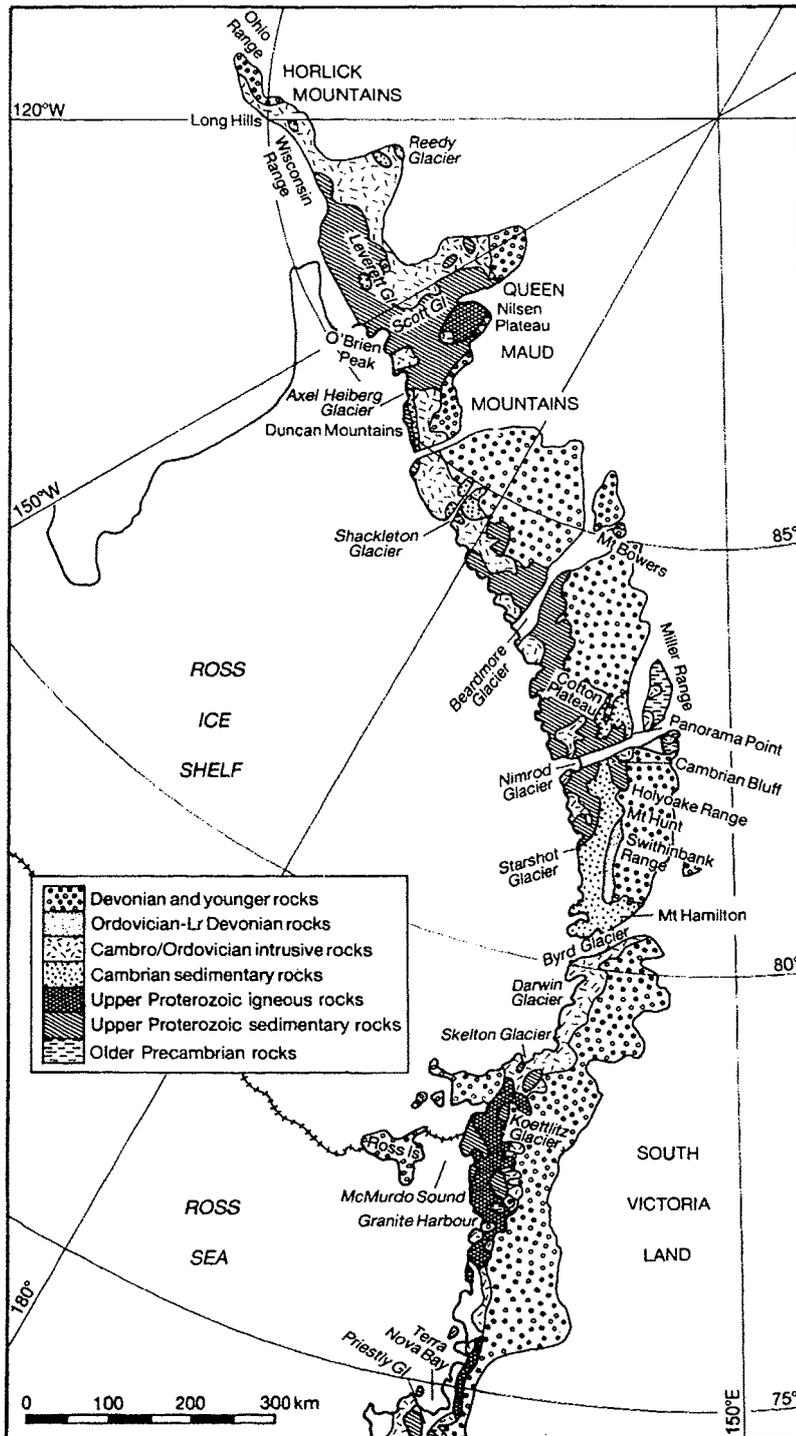


Abb. 2.4 Geologie des zentralen Transantarktischen Gebirges und des Süd-Victoria-Landes (nach Laird, 1991)

Devon bis Kreide

Die Geographie der Antarktis während des Devons bis Jura wich wesentlich von der heutigen ab. Die Beacon-Sedimente lagerten sich in einem zentralen Becken (Intrakontinentalbecken) (Mitchell & Reading, 1986) ab, das auf einer Seite vom präkambrischen Kraton und auf der anderen Seite von einem Hochland und einem magmatischen Bogen,

flankiert wurde. Der magmatische Bogen umfaßt die Antarktische Halbinsel, das Marie-Byrd-Land und das Ross-Embayment. Er liegt über einer Subduktionszone, die von Zeit zu Zeit aktiviert wurde. Die Achse des früheren Beacon-Beckens verläuft entlang des heutigen Transantarktischen Gebirges (Barrett, 1991). Die Beacon-Supergruppe dokumentiert ca. 200 Ma Sedimentation in denen der antarktische Kontinent in hohen südlichen Breiten lag (Abb. 2.5). Der Großteil der Sedimentgesteine der Beacon-Supergruppe weist auf ausgedehnte Vegetationsebenen (Kyle & Schopf, 1982; La Prade, 1982) hin, ein kleiner Anteil belegt kontinentale Vereisungen (Hambrey & Harland, 1981; Chumakov, 1985; Aitchison et al., 1988).

Die flachliegende Sequenz der Beacon-Supergruppe kann bis 2500 m mächtig sein und ist im wesentlichen auf Gebiete im Transantarktischen Gebirge und das Ellsworth-Gebirge beschränkt (Abb. 2.6).

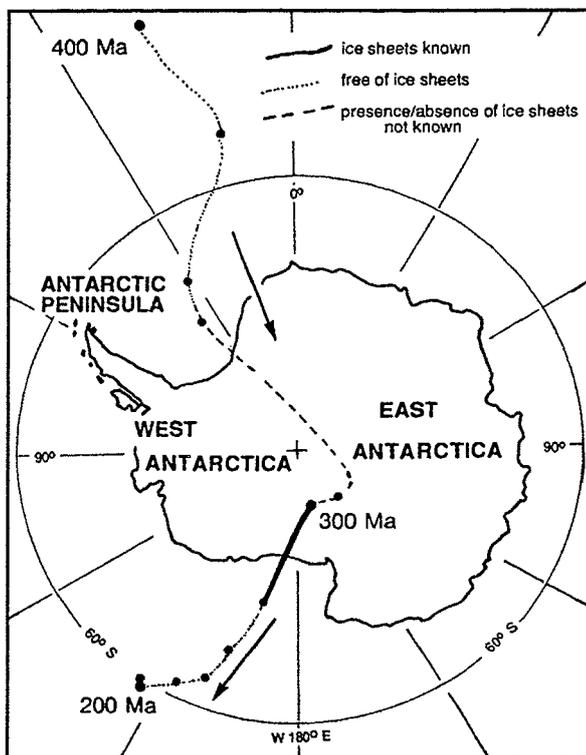


Abb. 2.5

Rekonstruktion der Polwanderung zu ‚Beacon-Zeiten‘ (400-180 Ma). Der Pfad ist in 20 Ma-Abständen dargestellt und ist das Ergebnis von über 400 gut datierten Pol-Positionen aus anderen Regionen der Erde und plattentektonischen Rekonstruktionen (nach Barrett, 1991)

Die devonischen Beacon-Schichten (Taylor-Gruppe) lagerten sich in zwei großen Sedimentbecken ab. Ein Becken erstreckt sich vom Süd-Victoria-Land zum Beardmore-Gletscher-Areal (McMurdo-Becken), das andere von der Ohio-Range zum Ellsworth-Gebirge (Ellsworth-Becken). Felsische Plutonite und Vulkanite devonischen Alters finden sich auf beiden Seiten des Ross-Meeres (Grindley & Oliver, 1983). Die kalk-alkaline Chemie der vulkanischen Gesteine deutet auf einen Subduktionscharakter (Weaver et al., 1984) und damit auf eine Aktivierung der Subduktionszone am pazifischen Rand Gondwanas (Fitzgerald et al., 1987). Die Taylor-Gruppe besteht hauptsächlich aus Quarzsandsteinen. Diese Schichten deuten aufgrund ihrer ausgeprägten Maturität auf eine langsame Akkumulation der Sedimente hin. Der ausgedehnten Einebnung des Ross-Orogens folgte eine alluviale Sedimentation entlang des Transantarktischen Gebirges (Süd-Victoria-Land bis Pensacola-Gebirge). ‚Red beds‘ und Bodenbildung deuten auf ein warmes semi-arides Klima hin. Es gibt in der Antarktis keine Anzeichen für kaltes Klima oder glaziale Ablagerungen während des Devons (Barrett, 1991).

Spätkarbonische Beacon-Sedimente sind aus dem Transantarktischen Gebirge und aus mehreren Gebieten entlang des Randes der Ostantarktis bekannt. Die Ablagerungen der

Victoria-Gruppe führen in den meisten Fällen an der Basis Diamiktite (Long, 1962; Barrett, 1991). Diese glazialen Sedimente wurden von einem kontinentalen Eisschild abgelagert und zeigen mehrere Vorschübe und Rückzüge des Eises an. Sie sind bisher nur aus dem Transantarktischen Gebirge und dem Ellsworth-Gebirge bekannt. Die Wanderung der ostantarktischen Platte zum Pol fällt zeitlich ungefähr mit dem Aufbau dieses Eisschildes zusammen (Barrett, 1991; Abb. 2.5). Die Vereisung endete, bevor sich die ostantarktische Platte wieder vom Pol entfernte. Das Eis floß im Oberkarbon in Richtung Ellsworth-Gebirge parallel zum heutigen Transantarktischen Gebirge. Die spätkarbonischen glazialen Schichten werden von Tonschiefern und feinkörnigen Sandsteinen, der Mackellar-Formation überlagert. Einige sedimentologische Hinweise sprechen dafür, daß Eis auch während des Perms vorhanden war (Barrett, 1969; Aitchison et al., 1988). Der postglazialen Flachwasser-Sedimentation im Gebiet des Transantarktischen Gebirges folgte die Ablagerung fluviatiler Sedimente auf einer ausgedehnten Alluvialebene.



Abb. 2.6 Lokalisation von Aufschlüssen der Beacon-Supergruppe in der Antarktis (nach Barrett, 1991)

Die permischen Beacon-Schichten sind entlang des Transantarktischen Gebirges und verstreut am Rand der Ostantarktis aufgeschlossen. Die häufigsten Gesteinstypen sind fein- bis mittelkörnige Sandsteine, Tonschiefer und Kohlen. In der Region zwischen Beardmore-Gletscher und Ellsworth-Gebirge tritt in den Sedimenten vulkanisches Material auf (Kyle & Schopf, 1982; Barrett et al., 1986b), das vermutlich von dem reaktivierten paläozoischen

magmatischen Bogen und der damit verbundenen Subduktionszone entlang des pazifischen Randes der Antarktis stammt (Barrett, 1991). Während des Perms herrschte ein kühles Klima vor.

Die triassischen Schichten im Transantarktischen Gebirge sind sehr mächtig und wurden durch Flüsse abgelagert (Collinson et al., 1981). Im Gegensatz zu der südöstlich-abfallenden Ebene, auf der sich die permischen Schichten abgelagerten, sedimentierten die triassischen Schichten auf einer nach NW fallenden Ebene. Diese Umkehrung der Paläoneigung wird auf eine Hebungsphase während des Perms und der unteren Trias zurückgeführt, der Gondwanide-Orogenese (Du Toit, 1937) oder Weddell-Orogenese (Ford, 1972). Der kurzzeitige Vulkanismus am Ende des Perm wird in der Mittleren Trias erneut aktiv. Die Subduktion erfasst diesmal den gesamten pazifischen Rand (Collinson et al., 1986; Barrett, 1991). Das Auftreten von Amphibien und Reptilien (Colbert, 1991) zeugt von einem milden Klima während der frühen Trias.

Die Beacon-Sedimentation im frühen Jura wurde im Beardmore-Gletscher-Gebiet von explosivem, rhyolitischen Vulkanismus begleitet (Barrett & Elliot, 1972). Die Mawson-Formation im Süd-Victoria-Land markiert das Ende der Beacon-Sedimentation (Korsch, 1984). Es folgte eine extensive tektonische Phase mit magmatischer Aktivität, in der entlang des Transantarktischen Gebirges doleritische Gänge und Sills intrudierten.

Jurassische tholeiitische Vulkanite (Tingey, 1991b) und Intrusivgesteine kommen in der Antarktis in einer Zone vor, die sich vom Dronning-Maud-Land über das Nord-Victoria-Land zum George-V-Land erstrecken. (Abb. 2.7) Die antarktischen jurassischen Tholeiite werden geochemisch in eine Subprovinz des Transantarktischen Gebirges und eine Weddell-See Subprovinz unterteilt. Erstere zeigen Ähnlichkeiten zu den Tholeiiten Tasmaniens, letztere ähneln den Karoo-Tholeiiten Südafrikas (Ford & Kistler, 1980). Die Tholeiite im Transantarktischen Gebirge werden als Ferrar-Gruppe bezeichnet und gliedern sich in Kirkpatrick-Basalte, Ferrar-Dolerite und Mawson-Formation. Die große Verbreitung der jurassischen Tholeiite wird mit Rift- und Extensionsprozessen erklärt, die möglicherweise mit dem Auseinanderbrechen Gondwanas in Verbindung stehen.

Kretazische sedimentäre Gesteine sind nur von den Inseln in der Umgebung der Antarktischen Halbinsel (z.B. Seymour-Insel, James-Ross-Insel, Süd-Shetland-Inseln) und vom Kontinentalschelf der Ostantarktis bekannt (Rinaldi, 1982; Truswell, 1991; Domack et al., 1980). Frühkretazische Sedimente (Sandsteine, Tonsteine und Kohle), die in der Prydz-Bucht erbohrt wurden (ODP Site 740) zeigen keine Anzeichen einer Vereisung (Turner & Padley, 1991). Tonmineralogische, paläontologische und  $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen an spätkretazischen Sedimenten der Maud-Kuppe (ODP Leg 113, Sites 689 und 690) deuten auf temperierte bis kühle subtropische Klimaverhältnisse in dieser Region hin (Kennett & Barker, 1990).

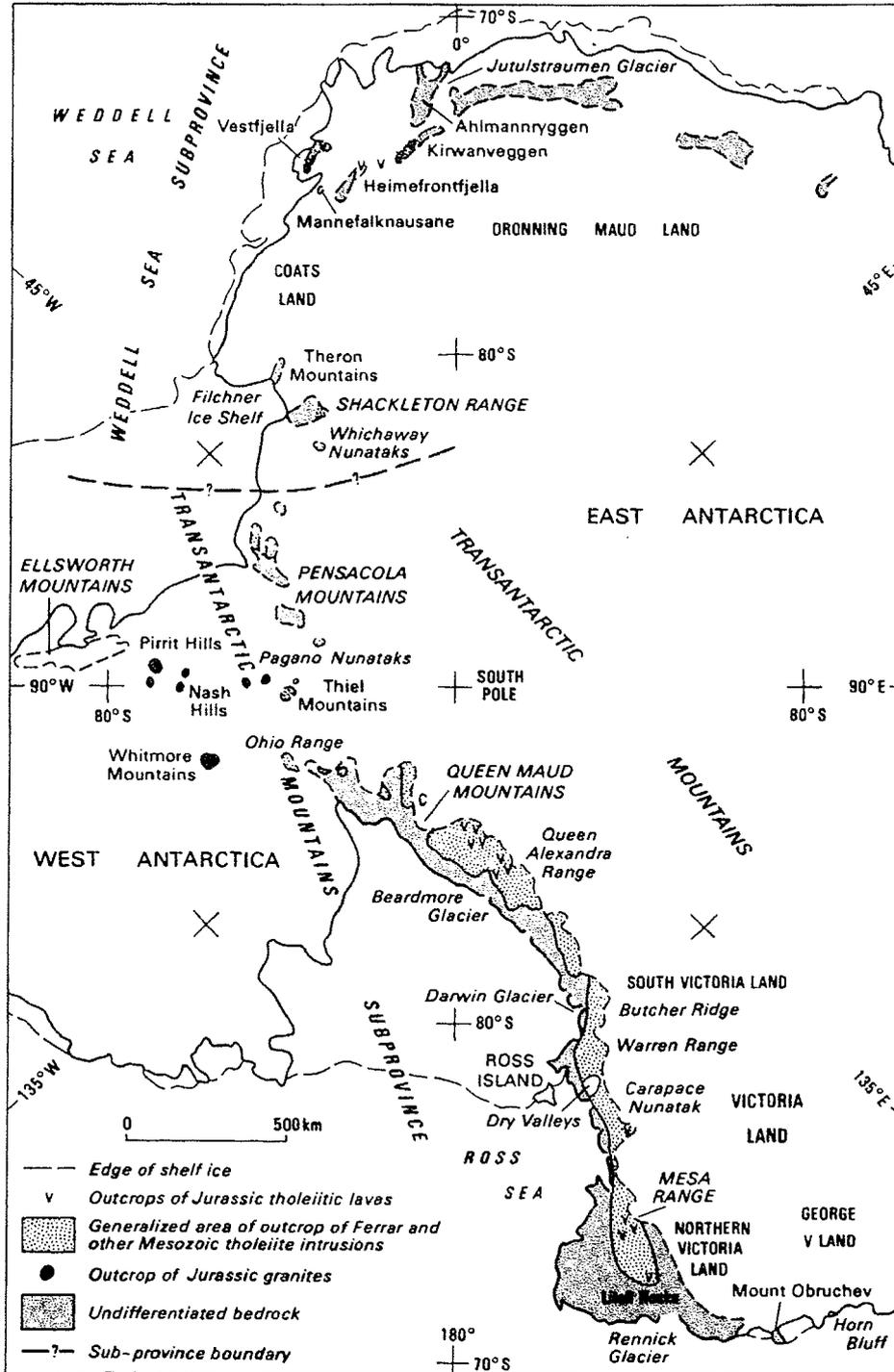


Abb. 2.7 Lokaltäten der antarktischen mesozoischen Tholeiite (nach Elliot et al., 1985)

### 2.2.2 Känozoische Entwicklung und Klimageschichte

Tertiäre sedimentäre Schichten sind an Land nur auf der Antarktischen Halbinsel (James-Ross-Insel, Seymour-Insel) und den Süd-Shetland-Inseln (King-George-Insel) aufgeschlossen (Elliot & Trautman, 1982; Birkenmajer, 1988). Analysen an Pollen und Sporen

paläozäner Schichten auf der King-George-Insel deuten auf ein feuchtes und warmes Klima hin (Stuchlik, 1981). Diese Beobachtung wird durch die Ergebnisse der ODP-Bohrungen Leg 113 (Sites 689, 690) im Weddell-Meer (Maud-Kuppe) unterstützt, deren paläozäne Sedimente ebenfalls auf warme klimatische Bedingungen hinweisen (Kennett & Barker, 1990; Robert & Kennett, 1994). Dennoch zeigt die globale Meeresspiegelkurve im späten Paläozän kurzzeitige, drastische Schwankungen, die auf Volumenänderungen eines antarktischen Eisschildes hindeuten (Abb. 2.8). Im Gegensatz dazu zeigt die Sauerstoffisotopen-Kurve keine signifikanten Änderungen zu dieser Zeit, die auf ein kühleres Klima hindeuten würden (Abreu & Anderson, 1998).

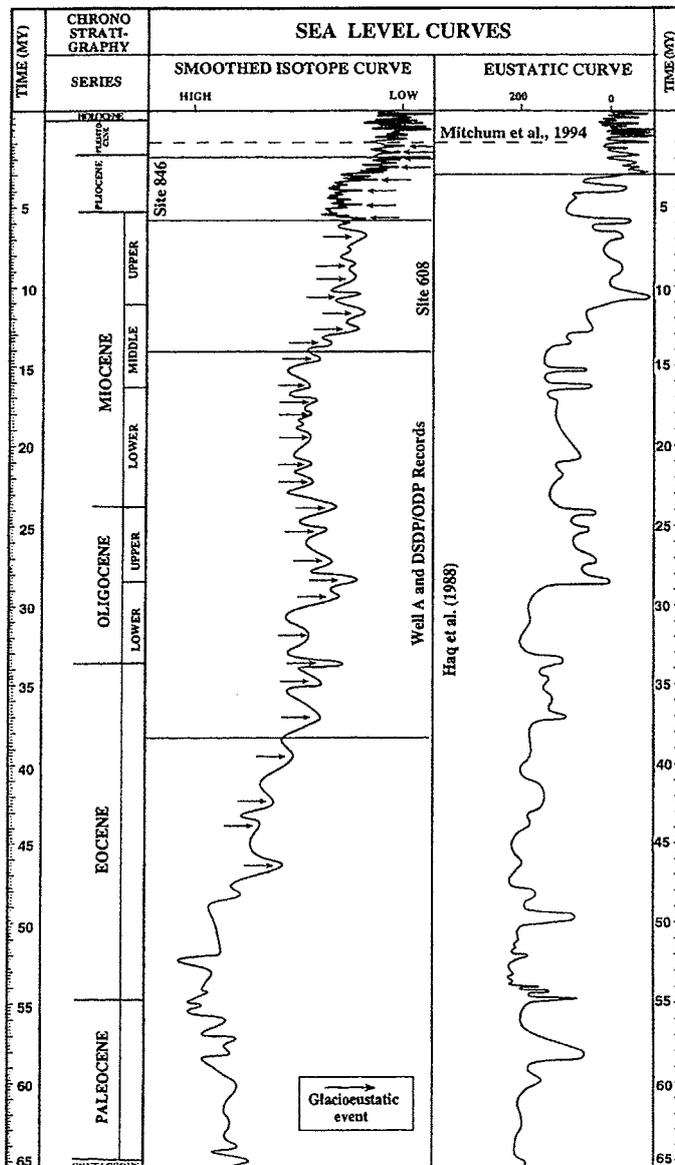


Abb. 2.8

Zusammengesetzte und geglättete Sauerstoffisotopenkurve des Känozoikums (nach Abreu & Anderson, 1998), basierend auf Messungen an benthischen Foraminiferen verschiedener Sedimentkerne (DSDP/ODP und PETROBRÁS well A) aus dem atlantischen und pazifischen Ozean und den Meeresspiegelkurven von Haq et al. (1987) und Mitchum et al. (1994), die Zeitskala ist von Berggren et al. (1995)

Während des Eozäns zeigt die Sauerstoffisotopenkurve eine stetige Erhöhung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentration, die auf eine Abkühlung des Meerwassers und eine Erhöhung des Eisvolumens hinweist (Abb. 2.8; Abreu & Anderson, 1998). Auf den Süd-Shetland-Inseln sind unter- bis mitteleozäne glaziale Ablagerungen aufgeschlossen, die eine Vereisungsepisode im Gebiet der Antarktischen Halbinsel dokumentieren (Birkenmajer, 1991). Ungeschichtete Diamikтите, die in der Prydz-Bucht (ODP Leg 119, Site 742) erbohrt wurden, sind vermutlich 36 bis 40 Ma alt und belegen eine eozäne Vereisung auf dem Kontinentalschelf

der Ostantarktis (Hambrey et al., 1991). Die Bohrung CIROS-1 (westliches Ross-Meer) erreichte eozäne glazialmarine Sedimente, die auf eine Gebirgsvergletscherung im Transantarktischen Gebirge und/oder der Ostantarktis im Eozän hindeuten (Hambrey et al., 1989; Ehrmann, 1998). Auf der King-George-Insel sind früh- bis mitteleozäne glaziale Ablagerungen aufgeschlossen, die zumindest eine Gebirgsvergletscherung anzeigen (Birkenmajer, 1991).

An der Eozän/Oligozän-Grenze zeigt die Sauerstoffisotopenkurve einen deutlichen Sprung. Gleichzeitig kommt es zu einem signifikanten Fall des Meeresspiegels (Abb. 2.8). Verschiedene Autoren schließen aus den hohen  $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentrationen im Oligozän eine deutliche Volumenerhöhung des antarktischen Eises (Denton et al., 1991; Mackensen & Ehrmann, 1992; Zachos et al., 1992; Wright & Miller, 1993; Abreu & Anderson, 1998; Salamy & Zachos, 1999).

Sedimentkerne vom Kerguelen-Rücken (ODP Leg 119, Sites 738, 744) und der Maud-Kuppe zeigen im frühen Oligozän eine sprunghafte Änderung in den abgelagerten Tonmineral-Vergesellschaftungen von Smektit-Dominanz zu Illit/Chlorit-Dominanz und damit eine Änderung von chemischer Verwitterung unter wärmeren, humiden Klimabedingungen zu physikalischer Verwitterung bei kühlerem Klima (Ehrmann & Mackensen, 1992; Ehrmann, 1994). Die Änderung der Tonmineral-Vergesellschaftungen erfolgt zeitgleich mit der Änderung in der Sauerstoffisotopenkurve (Mackensen & Ehrmann, 1992). In der Prydz-Bucht wurden früholigozäne Diamiktite erbohrt (ODP Leg 119, Site 739), die auf einen auf dem Untergrund aufliegenden Eisschild hinweisen. Der oligozäne Eisschild dehnte sich in dieser Region bis über den Rand des Kontinentalschelfes aus (Hambrey et al., 1991).

Die Bohrungen CIROS-1 und MSSTS-1 im westlichen Ross-Meer erbohrten ebenfalls glazialmarine oligozäne Sedimente, deren Tonmineral-Vergesellschaftungen auf eine Dominanz physikalischer Verwitterungsprozesse unter kalten Klimabedingungen hinweisen (Hambrey et al., 1991; Ehrmann, 1997; Ehrmann, 1998). Die früholigozänen CIROS-1-Sedimente wurden in einem distalen glazialmarinen Milieu abgelagert und dokumentieren eine Gebirgsvergletscherung des Transantarktischen Gebirges (Hambrey & Barrett, 1993). Auch magnetobiostratigraphische Untersuchungen am CIROS-1-Sedimentkern zeigen, daß sich im frühen Oligozän der ostantarktische Eisschild nicht vollständig über das Transantarktische Gebirge schob und somit nicht auf dem Kontinentalschelf aufliegen konnte (Wilson et al., 1998). Erst die Diamiktite der spätoligozänen Sequenz des CIROS-1-Bohrkerns belegen mindestens sieben Eisvorstöße eines auf dem Untergrund aufliegenden Eisschildes und damit die Ausdehnung des ostantarktischen Eisschildes bis auf den Kontinentalschelf des Ross-Meeres (Hambrey & Barrett, 1993). Die unterschiedliche glaziologische Entwicklung in der Prydz-Bucht und dem Ross-Meer führt Barrett (1999) darauf zurück, daß sich im späten Eozän zuerst Eisschilde im Inneren der Antarktis gebildet haben, die über den Lambert-Graben in die Prydz-Bucht abflossen. Zu dieser Zeit behinderte die Morphologie des aufsteigenden Transantarktischen Gebirges Eisbewegungen in Richtung Ross-Meer.

Für eine Vereisung kontinentalen Ausmaßes der Westantarktis während des frühen Oligozäns sprechen Till- und glazialmarine Ablagerungen auf den Süd-Shetland-Inseln (Birkenmajer, 1991). Diese Sedimente lassen auf eine Ablagerung durch einen Eisschild schließen, der sich über die nördliche Antarktische Halbinsel ausdehnte. Seismische Untersuchungen auf dem Kontinentalschelf der Antarktischen Halbinsel zeigen jedoch keine Hinweise auf eine Vereisung vor dem Miozän (Bart & Anderson, 1995).

Im Miozän deutet die  $\delta^{18}\text{O}$ -Erhöhung auf eine schrittweise Ausdehnung des antarktischen Eisschildes hin (Abb. 2.8; Miller et al., 1991). Die Sauerstoffisotopenkurve, die im mittleren Miozän auf eine Erhöhung des Eisvolumen hinweist, ist mit einem Fall des Meeresspiegels konsistent (Haq et al., 1987) und stimmt mit der beginnenden Entwicklung des westantarktischen Eisschildes überein (Abreu & Anderson, 1998).

In der Prydz-Bucht existiert zwischen spätem Oligozän und mittlerem Miozän ein Hiatus, dessen liegende Schichten stark konsolidiert sind und der daher durch glaziale Erosion entstanden sein muß (Solheim et al., 1991). Vom späten Miozän bis mittleren Pliozän dominierte in der Prydz-Bucht glazialmarine Sedimentation (Hambrey et al., 1991).

Die Bohrkerne MSSTS-1 und CIROS-1 weisen eine frühmiozäne Wechselfolge von proximalen und distalen glazialmarinen Sedimenten auf, die Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises belegen (Hambrey & Barrett, 1993). Eine mittelmiozäne glaziale Diskordanz erstreckt sich über den gesamten Schelf des Ross-Meeres und entstand durch auf dem Untergrund aufliegendes Eis des west- und ostantarktischen Eisschildes (Hayes & Frakes, 1975; Savage & Ciesielski, 1983; Anderson & Bartek, 1992; De Santis et al., 1995). Diese Diskordanz korreliert mit den zeitgleichen Sprüngen in der  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen- und Meeresspiegelkurve (Anderson & Bartek, 1992).

Glazialmarine, fossilführende Schichten auf der King-George-Insel wurden während einer frühmiozänen Vereisung (Melville-Vereisung) abgelagert, die auf 23.6 bis 20 Ma datiert wurden (Birkenmajer, 1988). Auf Vereisungen der Westantarktis vor 9 und 7 Ma deuten glazialvulkanische Ablagerungen am Mt. Murphy im Marie-Byrd-Land (Wilch, 1997) sowie subglazial eruptierte Vulkanite an der Mündung des Scott-Gletschers, die auf 15 bis 9 Ma datiert wurden (Stump et al., 1980).

Im Pliozän zeigen die Sauerstoffisotopen- und Meeresspiegelkurven deutliche Schwankungen des Eisvolumens an (Abb. 2.8). Zu Beginn des Pliozän scheint ein Meeresspiegelanstieg (Haq et al., 1987) und gleichzeitig leichtere Sauerstoffisotopenwerte auf eine mögliche Verringerung des Eisvolumens hinzudeuten (Abreu & Anderson, 1998). Vom späten Pliozän bis zum Holozän zeigt die Sauerstoffisotopenkurve trotz starker Schwankungen einen kontinuierlichen Anstieg.

Paläontologische Beweise aus der Tiefsee rund um den antarktischen Kontinent deuten auf signifikante Schwankungen der Oberflächentemperaturen (Burckle et al., 1996; Dowsett et al., 1996 u.a.).

Die plio-/pleistozänen Sedimente des östlichen Ross-Meeres werden durch eine Anzahl von Diskordanzen charakterisiert, die durch auf dem Untergrund aufliegendes Eis entstanden. Die Häufigkeit dieser plio-/pleistozänen Diskordanzen wird mit Meeresspiegelschwankungen erklärt, die durch Eisschildschwankungen der nördlichen Hemisphäre verursacht werden (Alonso et al., 1992).

Die neogene Geschichte der Antarktis zeichnet sich durch einen charakteristischen Übergang von einer temperierten Vereisung zu einer polaren Vereisung aus. Im Mittelpunkt zahlreicher Diskussionen steht dabei die Frage wann der frühere dynamische und temperierte Eisschild in den heutigen stabilen und polaren Eisschild überging. Die ‚Stabilisten‘ sind der Meinung, dies geschah vor dem mittleren Miozän. Die ‚Dynamisten‘ vertreten die Meinung, daß ein warmes glaziales Regime bis zum späten Pliozän vorherrschte.

Gegenstand dieser Kontroversen sind die Tillite der Sirius-Gruppe, die in 2000 m Höhe im Transantarktischen Gebirge aufgeschlossen sind. Die Schichten enthalten fossile Böden und Pflanzenreste. In der Beardmore-Gletscher-Region sind in 1800 m Höhe Wurzeln von *Nothofagus* in situ gefunden worden (Webb & Harwood, 1987, 1991). In den Sirius-

Schichten kommen aufgearbeitete marine Diatomeen vor, die ein angenommenes spätpliozänes bis (?) frühpleistozänes Alter haben.

Die stabilistische Hypothese des Übergangs eines warmen dynamischen Eisschildes zu einem kalten stabilen Eisschild im Miozän wird durch deutliche Beweise unterstützt. In großen Höhen der Trockentäler (Süd-Victoria-Land) wurden nur wenige cm über der Grundgebirgsoberfläche unkonsolidierte und unverwitterte Aschellagen gefunden, die 4 bis 15 Ma alt sind. Ihr Vorkommen schließt ein warmes feuchtes Klima aus, wie es ein dynamischer ostantarktischer Eisschild erfordert (Marchant et al., 1993a, 1993b, 1993c; Marchant & Denton, 1996). Weitere glaziologische, geomorphologische und paläoklimatische Daten aus den Trockentälern lassen darauf schließen, daß kalte, polare Wüstenbedingungen seit mindestens dem mittleren Miozän vorherrschten. Die Ausweitung dieser klimatischen Bedingungen schließt die Möglichkeit eines pliozänen dynamischen antarktischen Eisschildes aus (Denton et al., 1991, 1993; Sugden et al., 1999). Weitere Beweise für einen stabilen Eisschild liefern marine Sedimente aus dem Südpolarmeer (Kennett & Hodell, 1995). Sauerstoffisotopen-Daten aus der subantarktischen Region lassen darauf schließen, daß die pliozänen Meeresoberflächen-Temperaturen nicht signifikant höher waren als heute. Kosmogene Edelgas-Untersuchungen an Tilliten der Sirius-Gruppe, die am Mt. Fleming in der Nähe des oberen Wright-Gletschers anstehen (Abb. 6.1), lassen darauf schließen, daß die Ablagerung dieser Tillite vor mehr als 20 Ma stattfand (Schäfer et al., 1999). Nach Ansicht der ‚Stabilisten‘ wurden die Diatomeen der Sirius-Gruppe windtransportiert (Kellogg & Kellogg, 1996). Auch ein Meteoriteneinschlag vor 2.3 Ma wird als möglicher Transportmechanismus angenommen (Gersonde et al., 1997). Die Sirius-Gruppe kann daher wesentlich früher als im Pliozän abgelagert worden sein (Burckle & Potter, 1996; Stroeven et al., 1996; Stroeven & Kleman, 1999).

Die ‚Dynamisten‘ haben einige überzeugende Beweise für einen temperierten Eisschild und ein wärmeres antarktisches Klima (McKelvey et al., 1991; Webb et al., 1984; Wilson, 1995). Die Sirius-Gruppe ist in der Beardmore-Gletscher-Region und den Trockentälern im Transantarktischen Gebirge aufgeschlossen und besteht aus Diamikten und Sedimenten, deren Ablagerungsmilieu sich aus glazialen, fluvio-glazialen, glazial-marinen, Fjord- und lakustrinen Milieus zusammensetzt. Im Prinz-Charles-Gebirge steht die Pagodroma-Gruppe an, die in-situ Muscheln und pliozäne Diatomeen enthält. Nach der dynamischen Hypothese stammen die Diatomeen aus marinen Sedimenten, die in subglazialen Becken der Ostantarktis abgelagert wurden (Webb et al., 1984; Harwood & Webb, 1998). Während des Pliozäns bildete sich in der Ostantarktis ein Eisschild, der dieses Material (inkl. Diatomeen) in das Transantarktische Gebirge transportierte und es in/mit der Sirius-Gruppe ablagerte. Die Existenz eines temperierten Eisschildes während des Pliozäns wird durch die weite Verbreitung der Sirius- und Pagodroma-Gruppe sowie die meterdicken Mächtigkeiten, die nicht durch einen polaren Eisschild abgelagert worden sein können, unterstützt. (Webb et al., 1984; Barrett et al., 1992).

Die dynamische Hypothese für einen temperierten Eisschild wird durch fossiles Material eines terrestrischen Ökosystems, wie z.B. sehr gut erhaltene Zweige, Blätter, Moose, Pollen, Samen und Insekten (Hill et al., 1996; Ashworth et al., 1997; Francis, 1996) innerhalb der Sirius-Gruppe unterstützt. Dieses Material ist jedoch für biostratigraphische Datierungen ungeeignet.

Es ist schwierig, die kalten, polaren Wüstenbedingungen in den Trockentälern des Transantarktischen Gebirges seit dem Miozän (‚Stabilisten‘) mit dem pliozänen temperierten Eisschild in der Nachbarschaft der Trockentäler (‚Dynamisten‘) in Einklang zu bringen. Fraglich ist auch, ob polare Wüstenbedingungen in den Trockentälern genutzt

werden können, um das Eisschildverhalten auf dem gesamten Kontinent zu erklären. Gegenwärtig scheinen die ‚Stabilisten‘ gegenüber den ‚Dynamisten‘ die plausibleren Argumente zu haben. Die Sirius-Gruppe wird weiterhin Gegenstand von zahlreichen Untersuchungen und Diskussionen bleiben.

Webb & Harwood (1991) nehmen an, daß die Klimaabkühlung am Ende des Pliozäns den Übergang von einer unipolaren, temperierten und zyklischen Vereisung zu bipolaren Eisschilden markiert. Während des Pleistozäns herrschten in der Antarktis polare Klimabedingungen. Ost- und westantarktischer Eisschild waren wesentlich größer als heute und schoben sich bis zum Rand des Kontinentalschelfes vor.

Sauerstoffisotopen- und Meeresspiegelkurve zeigen während der letzten 4 Ma zyklische Änderungen des Eisvolumens der Antarktis. Vor 800.000 Ma ändert sich die 40.000-a-Frequenz in eine Frequenz von 100.000 a (Abb. 2.9; Prell, 1982; Abreu & Anderson, 1998).

Ein Sedimentkern vom Kontinentalrand des Weddell-Meeres liefert eine Sauerstoffisotopenkurve, die mit der globalen Sauerstoffisotopenkurve sehr gut korreliert (Mackensen et al., 1989; Grobe & Mackensen, 1992). Nach Mackensen et al. (1989) und Grobe & Mackensen (1992) erhöhen sich Karbonatsedimentation und Eisfracht während der Interglazialzeiten und deuten eine Korrelation zwischen glazialen Zyklen im Weddell-See und der Nordhemisphäre an. Auch Thomas & Bentley (1978) und Denton et al. (1991) argumentieren, daß sich der antarktische Eisschild phasengleich mit dem Eisschild der Nordhemisphäre ausdehnt und zusammenzieht.

Seismische Profile im Östlichen Becken des Ross-Meeres zeigen, daß die mächtigen plio- und pleistozänen Schichten mehrere Vorschübe und Rückzüge des Westantarktischen Eisschildes dokumentieren (Shipp et al., 1994; De Santis et al., 1995).

In der Ostantarktis sind pleistozäne Schichten auf kleine Aufschlüsse an der Küste und im Transantarktischen Gebirge, besonders im Victoria-Land, beschränkt. Die spätpliozänen bis frühpleistozänen Schichten deuten auf eine signifikante Abkühlung im Transantarktischen Gebirge und eine vermutlich mehrmalige Überführung des Gebirges durch den ostantarktischen Eisschild während des Pleistozäns (Denton et al., 1986a,b; Denton et al., 1989b).

Pleistozäne Hyaloklastite von der Ross-Insel aus dem McMurdo-Sund deuten auf einen auf dem Kontinentalschelf aufliegenden westantarktischen Eisschild, der wesentlich mächtiger war, als der heutige westantarktische Eisschild (Kyle, 1981). Mittelpleistozäne glaziovulkanische Tuffe am Mt. Murphy lassen auf einen westantarktischen Eisschild schließen, der mehr als 550 m mächtig war (Wilch, 1997).

Für die letzten 420.000 a liefert der nahe am Zentrum des ostantarktischen Eisschildes erbohrte Vostok-Eiskern eine kontinuierliche Aufzeichnung der Eisvolumenänderungen (Abb. 2.9; Petit et al., 1997, 1999). Die Sauerstoffisotopenkurve dieses Eiskernes korreliert auffallend mit der globalen Sauerstoffisotopenkurve und weist damit ebenfalls auf eine Verbindung zwischen den Eisschilden der Nord- und Südhemisphäre hin (Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1985; Barnola et al., 1987; Petit et al., 1997, 1999). Basierend auf dem Deuterium-Gehalt des Eises, dem Staubgehalt und den Konzentrationen von  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  lassen sich im Vostok-Eiskern vier Glazial-Interglazial-Zyklen während der letzten 420.000 Jahre nachweisen (Petit et al., 1999).

Stuiver et al. (1981) und Denton et al. (1991) rekonstruierten die Ausdehnung des antarktischen Eisschildes während des letzten glazialen Maximums (LGM). Nach  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an spätpleistozänen Sedimenten des westlichen Ross-Meeres lag das LGM zwischen 21.200 und 17.000 a BP (Stuiver et al., 1981). Die Eisschilde erreichten während des LGM

den Rand des Kontinentalschelfes der Antarktischen Halbinsel, des Weddell-Meeres und der Prydz-Bucht, aber nicht den des Ross-Meeres (Licht et al., 1996). Mit einem Klimaoptimum vor 10.000 Jahren begann die Entgletscherung des antarktischen Schelfes (Ingolfsson, 1998). Die stabilen, relativ warmen Klimabedingungen während des Holozäns sind einzigartig und vermutlich von großer Bedeutung für die Entwicklung der Zivilisation (Petit et al., 1999).

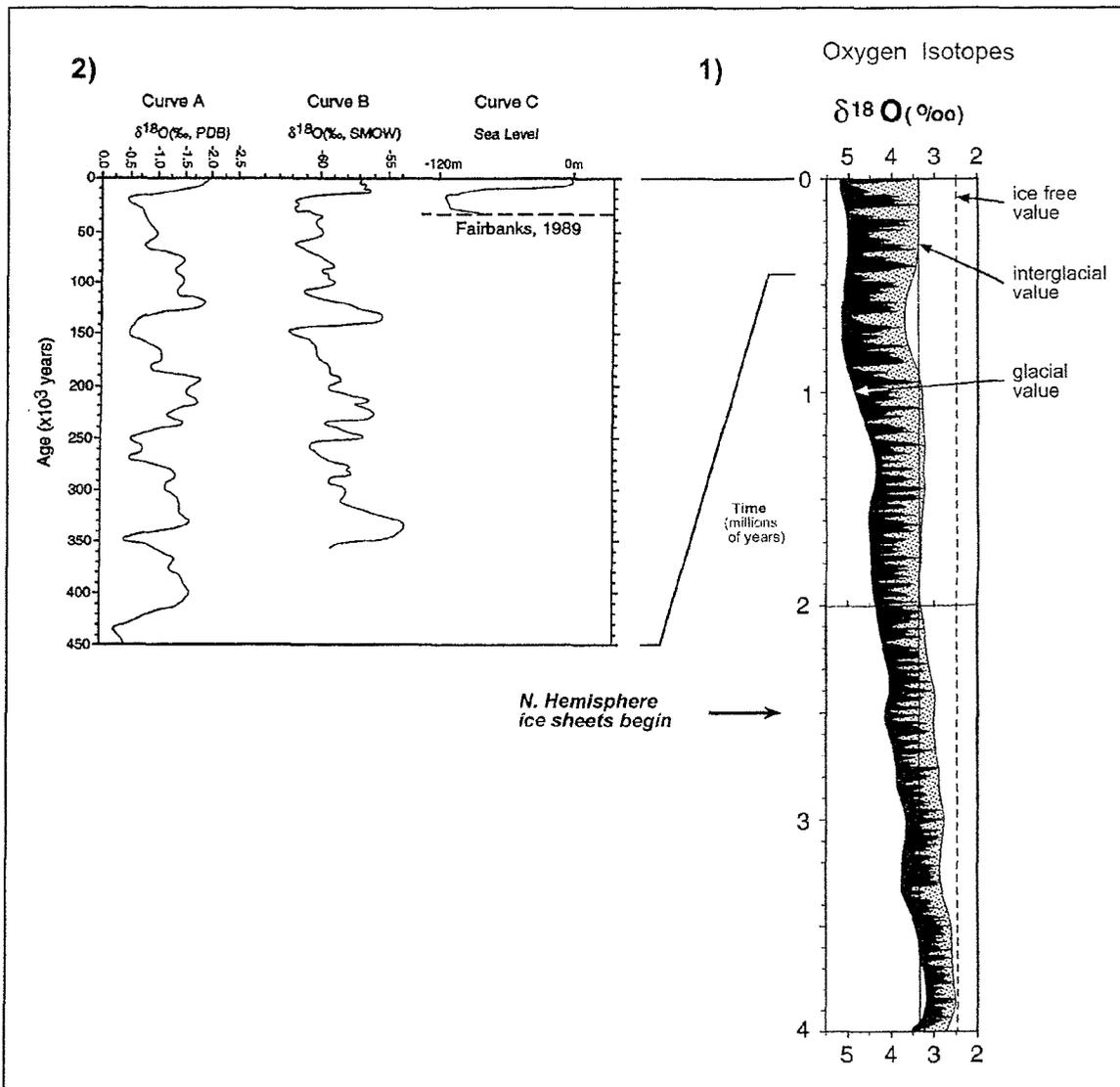


Abb. 2.9 1 - Sauerstoffisotopenkurve der letzten 4 Millionen Jahre (nach Shackleton, 1995), 2 A- Sauerstoffisotopenkurve der letzten 450.000 Jahre (Prell et al., 1986), 2 B - Sauerstoffisotopenkurve des Vostok-Eiskernes (Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1987; Petit et al., 1997), 2 C - Meeresspiegelkurve der letzten 20.000 Jahre (Fairbanks, 1989); verändert nach Barrett (1999) und Anderson (1999)

## 2.3 Tektonische Entwicklung

### Paläogeographischer und plattentektonischer Überblick

Die Verteilung der Kontinente und Ozeanbecken unterliegt seit jeher Änderungen und ist für Klima und Umwelt der Erde von entscheidender Bedeutung. In der Entwicklungsgeschichte der Erde hat sich der Prozeß der Bildung und des Zerfalls von Superkontinenten mehrmals vollzogen. Mit der Bildung von Superkontinenten und deren Zerfall sind Gebirgsbildungs- und Riftingprozesse verbunden.

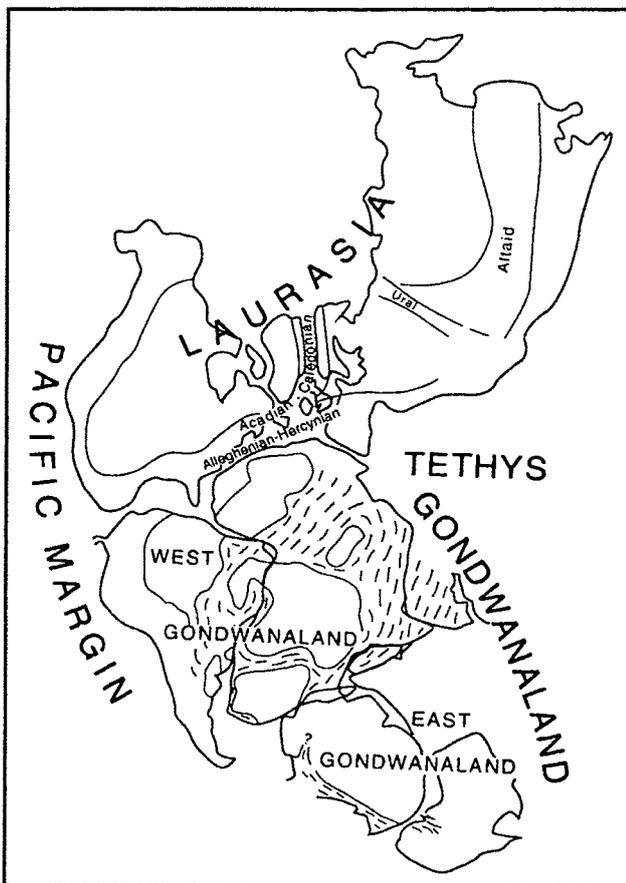


Abb. 2.10

Pangäa am Ende des Paläozoikum nach Stump (1999), die gestrichelten Linien deuten auf mobile Zonen zwischen den kratonischen Kernen

Vor 1100 Ma bildete sich während der Grenville-Orogenese der Superkontinent Rodinia, wobei nach der SWEAT-Hypothese Nordamerika (Laurentia) mit der Antarktis und Australien (S-Gondwana) verbunden war (Daziel, 1991; Moores, 1991; Moyes et al., 1993). Nach Daziel (1997) könnte Laurentia, der riftbegrenzte präkambrische Kern Nordamerikas, mit kratonischen Kernen einiger heutiger südlicher Kontinente zusammengetroffen sein. Dabei entstand im Mittleren Proterozoikum der Superkontinent Rodinia. Vor ca. 750-700 Ma zerfiel Rodinia (Powell et al., 1993) unter Bildung neuer Kontinentalränder (Bond et al., 1984). Bildung und Zerfall von Rodinia sind geologisch schwer zu beweisen, da nachfolgende tektonische Ereignisse und geologische Prozesse alte geologische Strukturen überprägt haben. Die Rekonstruktion der Konfiguration Rodinias variiert mit den verschiedenen Autoren. Dennoch bleibt Laurentia in allen Rekonstruktionen das Herzstück (Hoffman, 1991; Torsvik et al., 1996; Meert & Van der Voo, 1997).

Vor etwa 500 Ma formierten sich die Südkontinente (Afrika, Indien, Australien, Südamerika und Ostantarktis) neu und bildeten Gondwana. Dieses Ereignis führte in der Antarktis zur Ross-Orogenese, die hauptsächlich das Gebiet des Transantarktischen Gebirges zwischen Victoria-Land und Shackleton-Range erfasste. Die Ross-Orogenese reflektiert die Aktivität konvergierender Plattenränder (Buggisch, 1994; Goodge, 1999). Sie vervollständigte die Akkretion der gefalteten, metasedimentären Einheiten der spätpräkambrischen bis kambrischen Terrains auf dem pazifischen Rand des ostantarktischen Kratons (Grindley & Oliver, 1983). Das Ross-Orogen wurde nach seiner Heraushebung zwischen Silur und Devon erodiert, und es bildete sich die Kukri-Peneplain, auf der die Sedimente der Beacon-Supergruppe und die Dolerit-Sills der Ferrar-Gruppe nahezu parallel liegen. Aus diesem Grund stellt die Kukri-Peneplain eine Referenzfläche für nachfolgende geologische und tektonische Prozesse dar (Fitzgerald et al., 1987).

Durch die Kollision von Gondwana und Euramerika im Karbon und durch die Kollision mit Sibirien im frühen Perm entstand Pangäa (Abb. 2.10; Isbell, 1998). Dieser Superkontinent erstreckte sich von Pol zu Pol und war vom Ozean Panthalassia umgeben. Pangäa driftete während des Perms und der Trias nordwärts.

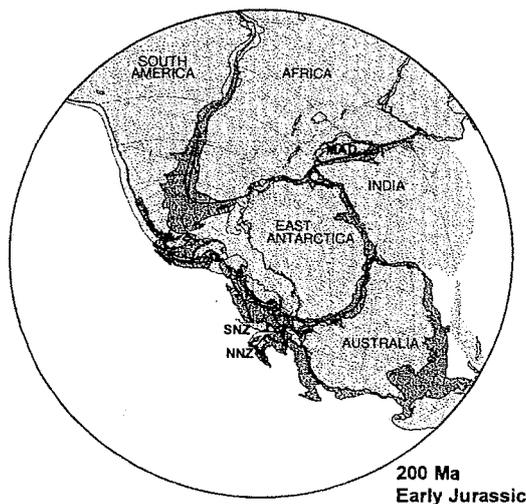


Abb. 2.11

Paläogeographische Rekonstruktion Gondwanas vor 200 Ma (vereinfacht nach Lawver et al., 1992); NNZ – Nord-Neuseeland, SNZ – Süd-Neuseeland, MAD – Madagaskar

Nach der Kompressionsphase folgte eine Extensionsphase, die im unteren oder mittleren Jura den Gondwana-Zerfall einleitete (Abb. 2.11). Sie war mit einem weit verbreiteten jurassischen Ausdehnungsmagmatismus (Ferrar-Gruppe inkl. Dufekintrusion, Karoo-Dolerite, Tasmanien-Dolerite, Ellsworth-Whitmore-Granite, Falkland-Insel-Dykes) und der Bildung ausgedehnter Riftsysteme (Lambert-Rift, Ross-Meer-Rift) verbunden (Barker et al., 1991). Molzahn & Wörner (1994) ermittelten für die Gesteine der Ferrar-Gruppe ein Re/Os-Alter von  $184 \pm 15$  Ma. Die Quelle der Ferrar-Magmatite lag nach Fleming et al. (1997) wahrscheinlich unter dem heutigen Weddell-Meer.

Nach Fitzgerald (1999b) erfolgte der Zerfall Gondwanas in 3 Stadien. Im Mittleren Jura (~180 Ma) begann das initiale Rifting mit dem Auseinanderdriften von Ostgondwana (Antarktis, Australien, Indien, Neuseeland) und Westgondwana (Südamerika und Afrika) (Abb. 2.12). In der Frühen Kreide (~130 Ma; Abb. 2.13) änderte sich dieses Zweiplattensystem zu einem Multiplattensystem (mindestens vier), wodurch die Rekonstruktion der tektonischen Geschichte der Region problematischer wird. Die Abspaltung der Antarktis von Australien und Neuseeland in der Oberkreide (100-90 Ma) beendete den Gondwana-Zerfall (Abb. 2.14). Ost- und Westantarktis erreichten etwa ihre heutige Lage.

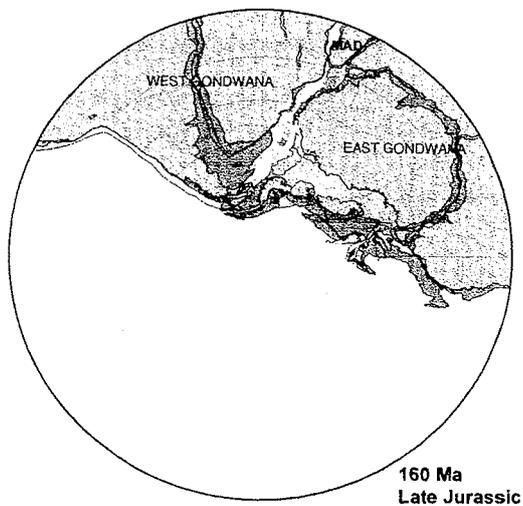


Abb. 2.12  
Paläogeographische Rekonstruktion  
Gondwanas vor 160 Ma (vereinfacht  
nach Lawver et al., 1992); MAD –  
Madagaskar

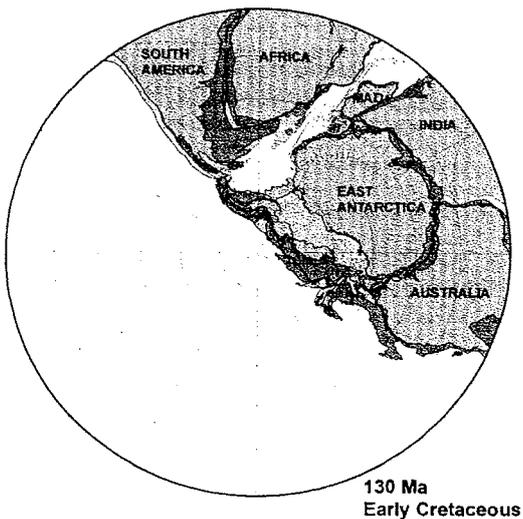


Abb. 2.13  
Paläogeographische Rekonstruktion  
Gondwanas vor 130 Ma (vereinfacht  
nach Lawver et al., 1992); MAD –  
Madagaskar

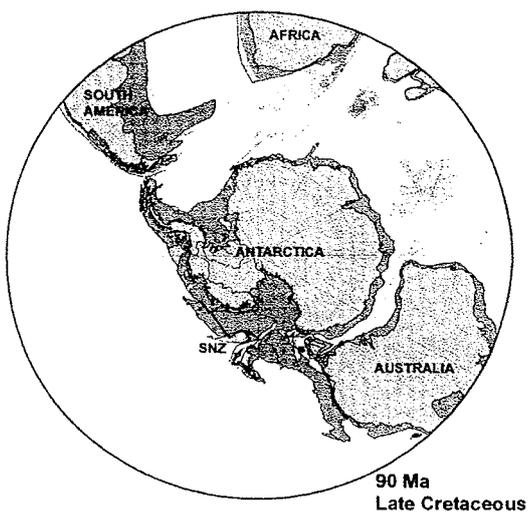


Abb. 2.14  
Paläogeographische Rekonstruktion  
Gondwanas vor 90 Ma (vereinfacht  
nach Lawver et al., 1992); SNZ – Süd-  
Neuseeland

## Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems und Hebung des Transantarktischen Gebirges

Die Entwicklung des antarktischen Kontinents wird seit dem beginnenden Zerfall von Gondwana im mittleren Jura durch die Konfiguration und Bewegungen der antarktischen Platten beeinflusst. Die Ostantarktis ist ein großer, stabiler Kraton. Die Westantarktis besteht im Gegensatz dazu aus fünf Mikroplatten: Marie-Byrd-Land, Thurston-Insel, Antarktische Halbinsel, Haaq-Nunataks und Ellsworth-Whitmore-Gebirge (Daziell & Elliot, 1982; Storey et al., 1988).

Das Transantarktische Gebirge markiert die Grenze zwischen Ost- und Westantarktis und definiert den westlichen Rand des Westantarktischen Riftsystems. Das Westantarktische Riftsystem erstreckt sich parallel zum Transantarktischen Gebirge und dehnt sich über das gesamte Marie-Byrd-Land aus. Es wird durch känozoischen Vulkanismus und Extension charakterisiert (LeMasurier, 1978). Die Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems und die Hebung des Transantarktischen Gebirges sind eng mit der Klima- und Vereisungsgeschichte der Antarktis verbunden.

Nach der Öffnung des Weddell-Meereres (~165 Ma; Fitzgerald, 1999b) bewegten sich die Kontinente, beginnend mit Afrika, im Uhrzeigersinn um den antarktischen Kontinent und entfernten sich von ihm. Die westantarktischen Mikroplatten unterlagen dabei Rotations- und Translationsbewegungen. Das Westantarktische Riftsystems begann sich auszudehnen und das Transantarktische Gebirge stieg auf.

Die Öffnung der Drake-Passage vor ca. 23 Ma führte zur Tiefenwasser-Zirkulation um den Kontinent und zur Bildung des Antarktischen Bodenwassers und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom. Seit dieser Zeit ist die Antarktis vollständig thermisch isoliert (Abb. 2.15).

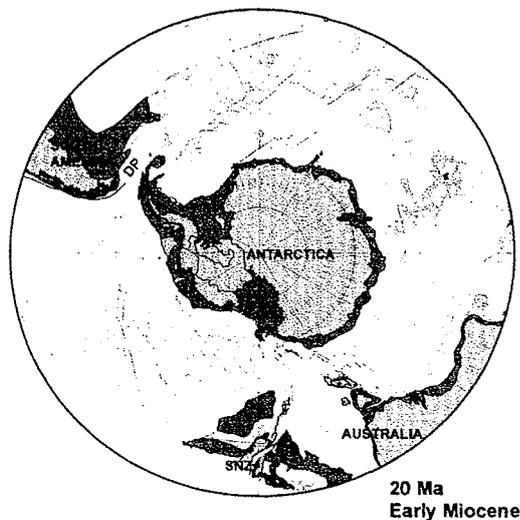


Abb. 2.15  
Paläogeographische Rekonstruktion  
Gondwanas vor 20 Ma (vereinfacht  
nach Lawver et al., 1992); SNZ – Süd-  
Neuseeland, DP – Drake Passage

Da Gesteinsformationen der Kreide bis Miozän innerhalb des Transantarktischen Gebirges nicht bekannt sind (Webb, 1998) werden tektonische Ereignisse durch Spaltspurenanalysen (Fitzgerald et al., 1987; Gleadow & Fitzgerald, 1987; Tessensohn, 1994; Fitzgerald, 1999a) rekonstruiert. Die Spaltspurendaten deuten auf unterschiedliche Heraushebungsereignisse in verschiedenen Gebieten des Transantarktischen Gebirges. Von den Abtragungsprodukten der Hebungsphasen ist nur sehr wenig bekannt. Sie sind vermutlich in den angrenzenden Sedimentbecken zu finden (Elliot & Wilson, 1998).

Nach Fitzgerald (1999a) sind frühkretazische Exhumierungen vom nördlichen und südlichen Ende des Transantarktischen Gebirges bekannt. Im Nord-Victoria-Land ist die Exhumierung mit den initialen Stadien der Abspaltung Australiens von der Antarktis verbunden. Im Gegensatz dazu geht die Freilegung im Süd-Victoria-Land vermutlich auf eine Heraushebung und Abtragung von Gesteinsformationen zurück, die gleichzeitig im Krustenblock des Ellsworth-Whitmore-Gebirges stattfand.

In der Oberkreide fand die Hauptphase der Dehnung kontinentaler Kruste statt. Zwischen Ost- und Westantarktis kam es zur Ausdünnung der Kruste und damit zur Bildung der drei breiten, asymmetrischen Becken, welche die Ross-Meer-Region charakterisieren. Die Freilegung entlang des Transantarktischen Gebirges vom Victoria-Land bis zum Königin-Maud-Gebirge und die damit verbundene Ausdehnung der Ross-Meer-Region setzte sich während der späten Kreide weiter fort.

Im frühen Känozoikum kam es, begleitet von Magmatismus und weiterer Ausdehnung innerhalb des Victoria-Land-Beckens, zur Heraushebung der Westantarktischen Riftflanke. Die känozoische Extension im Ross-Meer-Areal ist auf einen engen Korridor innerhalb des Victoria-Land-Beckens und einiger Gebiete von Marie-Byrd-Land beschränkt. Die letzten 40 Ma der Riftbildung sind durch Alkalimagmatismus dokumentiert.

Einzelne Blöcke des Transantarktischen Gebirges wurden während dieser Zeit herausgehoben (Tessensohn, 1994; Wilson, 1999; Buseti et al., 1999). Die Hauptphase der Heraushebung des heutigen Transantarktischen Gebirges begann im Paläozän/Eozän vor ca. 55-50 Ma (Gleadow & Fitzgerald, 1987). Neueste Modellierungen ergeben eine Hebung des Transantarktischen Gebirges von 1.5 bis 2 km während der späten Kreide und eine känozoische Hebung von 1.3 km, die auf das Süd-Victoria-Land beschränkt ist (Busetti et al., 1999).

Die höchste Heraushebung innerhalb des Transantarktischen Gebirges fand entlang der an das Westantarktische Riftsystem angrenzenden Küsten statt (Fitzgerald, 1999a).

Rezenter Vulkanismus deutet auf eine bis heute andauernde Aktivität des Ross-Meer-Rift-Systems.

### **3 Grundlagen**

#### **3.1 Sedimentologische Grundlagen**

Die Sedimente der untersuchten Bohrungen erfassen einen Ablagerungszeitraum zwischen Unteroligozän und Pleistozän. Sie zeigen durchwegs einen glazialen Einfluß mit verschiedenen Glazial- und Interglazial-Phasen an. Aus diesem Grund soll in diesem Kapitel eine kurze Übersicht über die grundlegenden Sedimentationsprozesse im glazialen antarktischen Milieu gegeben werden.

Hinweise auf eine ausgedehnte Vereisung liefern in erster Linie Diamiktit-Ablagerungen und morphologische Merkmale glazialer Erosion. Glaziologische Prozesse führen jedoch zu einer sehr komplexen Fazies-Vergesellschaftung. Das erodierte Gesteinsmaterial wird nicht nur auf verschiedene Arten von Gletschern und Eismassen transportiert, sondern auch durch Gravitations-Ströme, Meeresströmungen, fluviatile und äolische Prozesse beeinflusst bzw. aufgearbeitet. Die glaziologischen Prozesse, die zur Ablagerung der Sedimente führen, sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen und Diskussionen (z.B. Alley, 1989; Hambrey, 1994, 1999; Menzies & Shilts, 1996).

Gletscherablagerungen werden im allgemeinen als Moränen oder Tills bezeichnet. Sie werden direkt von Gletschern und Eisströmen abgelagert und bestehen gewöhnlich aus einer schlecht sortierten Mischung aus Ton, Silt, Sand und Kies, die gekritzte Gerölle enthält. Der Begriff ‚Diamiktit‘ beschreibt diese Sedimente ohne Bezug auf ihre Genese zu nehmen (Flint, 1960). Glazialmarine Sedimente sind durch Eistransport ins Meer gelangt. Sie ‚regnen‘ an der Unterseite von fließenden Eismassen oder Eisbergen aus oder lagern sich durch Ausschmelzen an der Eisfront ab.

Sedimentgefüge und Kornform hängen davon ab, in welchem Bereich des Gletschers das Material transportiert wurde (Boulton, 1978). Sedimente, die im oberen Bereich eines Gletschers transportiert werden, stammen meist von Bergstürzen und sind grob und eckig. Material, das an der Basis eines Gletschers transportiert wird, wird mechanisch zerkleinert. Die Komponenten sind schlecht sortiert und umfassen das gesamte Korngrößen-Spektrum. Die Klasten sind kantengerundet und zeigen Merkmale wie gekritzte Oberflächen. Die Sedimente im Inneren eines Gletscher stammen von der Oberfläche oder wurden durch glazialtektonische Prozesse von der Basis ins Innere transportiert (Hambrey, 1999).

Die bedeutendsten und kompliziertesten Sedimentations- und Erosionsprozesse spielen sich im subglazialen Milieu ab, an der Grenzfläche zwischen Eis und Untergrund. Die Bedingungen, die an dieser Grenzfläche vorherrschen, hängen von der Eisdynamik, den Eigenschaften der subglazialen Sedimente und der anstehenden Gesteine, subglazialen hydraulischen Prozessen und dem thermischen Regime ab (Muller, 1983; Menzies & Shilts, 1996; u.a.). Subglaziale thermische Bedingungen werden meistens entweder als ‚polar‘ oder ‚temperiert‘ beschrieben (Paterson, 1981). Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die thermischen Bedingungen an der Grenzfläche zwischen Eis und Untergrund wesentlich komplexer sind (Sugden, 1977; Hughes, 1981). Vermutlich variieren an einer Eis-Untergrund-Grenzfläche polare und temperierte Bedingungen räumlich und zeitlich und die meisten Eismassen können daher als polythermal charakterisiert werden (Menzies & Shilts, 1996).

Bisher wurde angenommen, daß unter polaren Bedingungen (die Temperatur des Eis befindet sich unter dem Druckschmelzpunkt) Gletschereis an seinem Untergrund festgefro-

ren ist und das kein freies Schmelzwasser vorhanden und damit keine Eisbewegung und Erosion möglich ist (Sugden & John, 1976; Drewry, 1986). Untersuchungen zeigen jedoch, daß unter polaren Bedingungen an der Eis-Untergrund-Grenzfläche tektonische Deformationsprozesse stattfinden, die dazu führen, daß Gesteinsmaterial in den sich langsam bewegendem Eiskörper gelangen kann (Boulton & Spring, 1986). Dabei können beträchtliche Mengen von Sediment / Gesteinsmaterial angesammelt und transportiert werden (Christiansen & Whitaker, 1976; van der Wateren, 1987; Croot, 1988).

Das Eis temperierter Gletscher befindet sich am Druckschmelzpunkt. Temperierte Gletscher führen viel Schmelzwasser und sind durch ihr Fließverhalten und die mitgeführte Gesteinsfracht in der Lage, ihr Bett stark zu erodieren (Hambrey & Alean, 1992). Das Vorhandensein und die Menge des Schmelzwassers sind das Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen polaren und temperierten Gletschern. Temperierte Gletscher lagern ihr mitgeführtes Gesteinsmaterial als Grundmoranen und Ausschmelztills („meltout till“) ab (Abb. 3.1).

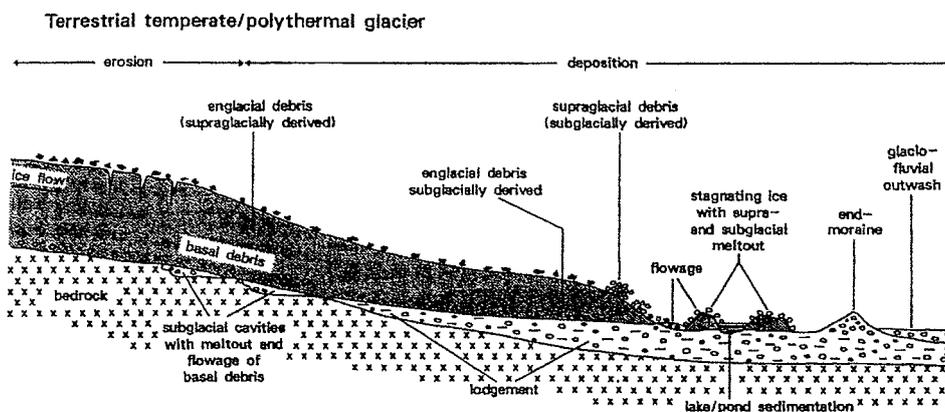


Abb. 3.1 Sedimentationsprozesse und Faziestypen eines temperierten Gletschers (nach Hambrey, 1994)

Bedingt durch das polare Klima schieben sich große Eisschilde über den antarktischen Kontinent. Der Eistransport innerhalb des marinen Eisschildes findet überwiegend in breiten, schnell fließenden Eisströmen statt. Auch hier werden große Mengen von basalem Detritus transportiert und abgelagert. Der marine westantarktische Eisschild bewegt sich mit mehreren hundert Metern pro Jahr schneller als der terrestrische ostantarktische Eisschild, der sich mit einigen 10er Meter pro Jahr bewegt (Drewry & Cooper, 1981). Aus diesem Grund sollte die durch den marinen Eisschild angelieferte Sedimentmenge höher sein, als die durch den terrestrischen Eisschild angelieferte Menge (Anderson, 1999). Die schnelle Fließgeschwindigkeit des marinen Eisschildes wird durch den weichen, deformierbaren Untergrund verursacht, auf dem der Eisschild aufliegt. Dieser Untergrund verhindert das Anfriern des Eisschildes und unterstützt die schnelle Fließgeschwindigkeit (Alley et al., 1987a,b; Boulton, 1990).

Die basalen thermischen Bedingungen des terrestrischen Eisschildes sind sehr komplex. Am Rand des terrestrischen Eisschildes kann es zum Anfriern des Eisschildes auf dem Untergrund kommen (Hughes, 1981). Detritus, der in zentralen Regionen des Eisschildes erodiert wurde, friert am Rand im basalen Bereich des Eisschildes an und bildet eine mächtige basale Detritusschicht.

Der durch Eisschilde angelieferte Detritus wird entweder als ungeschichteter Diamiktit mit z.T. orientierten Partikeln (Grundmoräne oder „lodgement till“) oder als Deformationstill abgelagert. Deformationstill entsteht, wenn sich der Scherdruck auf die basale Detritus-

schicht durch das überfahrende Eis erhöht und/oder Wasser in diese Schicht gelangt (Boulton et al., 1974).

Schieben sich polare Eisschilde ins Meer, ohne im unmittelbaren Küstenbereich zu kalben, entstehen Schelfeise. Die Eisfront von Eisschilden/Gletschern kann aufschwimmen (Menzies, 1995). Der Bereich, an dem sich das Eis vom Untergrund abtrennt, wird als Grundlinie („grounding line“) bezeichnet (Abb. 3.2). An der Grundlinie wird subglazialer Detritus in ein proglaziales subaquatisches Milieu transportiert. Dabei können verschiedene Sedimente abgelagert werden, die Merkmale sowohl eines subglazialen als auch eines subaquatischen Sedimentmilieus zeigen können. Die basale Detritusschicht schmilzt an der Unterseite der aufschwimmenden Eiszunge oder von abgekalbten Eisbergen aus. Es lagern sich geschichtete Diamiktite mit zufällig orientierten Partikeln und/oder vermischt mit biogenen Sedimenten, aber auch ungeschichtete Diamiktite ab („waterlain till“ bzw. subaquatischer Till).

Das meiste Material der basalen Detritusschicht wird innerhalb weniger Kilometer von der Grundlinie ausgeschmolzen (Drewry & Cooper, 1981). Durch Anfrieren von Meereis an der Unterseite der Schelfeise kann die basale Detritusschicht jedoch vor dem Ausschmelzen geschützt werden und bis zur Kalbungslinie transportiert werden (Drewry & Cooper, 1981; Budd et al., 1982).

Im Gegensatz zu Schelfeisen kommen Eiswälle/Eiskliffs an Küsten vor, an denen der Eisfluß sehr langsam ist (5-50 m/Jahr, Drewry & Cooper, 1981). Eiswälle liegen meist in der Nähe des Meeresspiegels auf dem Untergrund auf und können dadurch von Wellen und Gezeiten so schnell abtragen werden, wie das Eis sich vorschiebt. Auch das schnelle Kalben von Gletschern sobald sie die Küste erreicht haben, führt zu Bildung von Eiswällen. Der basale Detritus wird meist nahe der Küste abgelagert.

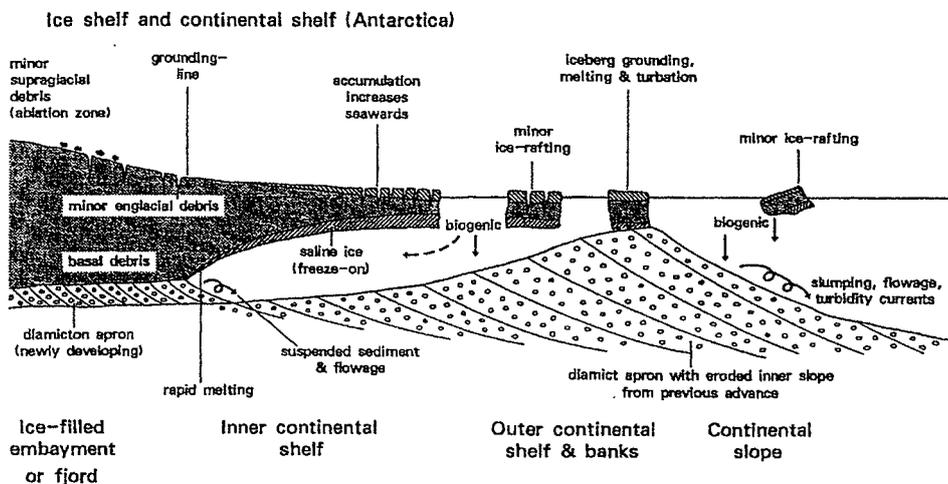


Abb. 3.2 Sedimentationsprozesse und Faziestypen eines Schelfeises (nach Hambrey, 1994)

Neben subglazialen Diamiktiten finden sich auf dem antarktischen Schelf verschiedene andere Oberflächensedimente. Dazu gehören: glazialmarine Sedimente mit mehr als 10 % IRD („ice rafted debris“  $\geq 63 \mu\text{m}$ ), Schlämme mit biogenem Material und weniger als 10 % IRD, bioklastische Karbonate, terrigene Silte und Tone, die wenig oder kein biogenes Material und IRD ( $< 10 \%$ ) enthalten, durch marine Strömungen mäßig bis gut sortierte Sandablagerungen, und durch Gravitationsströmungen umgelagerte Sedimente (Anderson, 1999). Die Umlagerung und der Transport von Sedimenten durch Gravitationsströme wird

durch das ausgeprägte topographische Relief des antarktischen Schelfes begünstigt. Dieses Relief entstand durch intensive glaziale Erosion.

Auch die Nähe großer Gletscher, die viel intra- und supraglaziales Material führen, zur Grundlinie der Eisschilde beeinflusst die Verteilung und Menge von Sediment in Schelfeisen. Das Schelfeis enthält so zusätzlich zur basalen Detritusschicht auch supra- und intraglazialen Detritus. In unmittelbarer Nachbarschaft dieser Gletscher nimmt die vertikale Verteilung der Sedimentfracht im Schelfeis zu und kann somit weiter auf den Kontinentalschelf hinaus transportiert werden (Anderson, 1999). Im Gegensatz dazu enthalten Schelfeise, die mit marinen Eisschilden verbunden sind, wenig oder keinen supra- und intraglazialen Detritus, da mögliche Liefergebiete zu weit entfernt und/oder verstreut sind. Im Gebiet des McMurdo-Sunds wird das Ross-Schelfeis direkt von den Gletschern des Transantarktischen Gebirges genährt (Kellogg et al., 1990).

Die Ablation des antarktischen Eises findet überwiegend durch das Kalben von Eisbergen statt. Auf dem Weg ins Südpolarmeer schmilzt die mitgeführte Sedimentfracht der Eisberge aus (Drewry & Cooper, 1981). Eisberge, die vom Schelfeis kalben haben geringere Detritus-Gehalte, die sich in der basalen Detritusschicht konzentrieren, als Eisberge, die von Gletschern stammen und daher supra- und intraglazialen Detritus führen (Menzies, 1995).

### **3.2 Stabilität der Schwerminerale**

Die Schwermineralassoziation eines Sedimentes wird nicht allein durch die mineralogische Zusammensetzung des Liefergebietes kontrolliert. Das primäre Liefergebietssignal wird durch verschiedene Prozesse überprägt (Boenigk, 1983; Morton & Hallsworth, 1999). Die Verwitterung des Ausgangsgesteins führt durch selektive Auflösung zur Veränderung des Gesteinsmaterials vor dem Eintritt in das Transportsystem. Während des Transportes können Minerale durch mechanische Abrasion zerstört werden. Verschiedene hydraulische Prozesse beeinflussen das Schwermineralspektrum während des Transportes, während eventueller Zwischenlagerung und während der endgültigen Ablagerung. Die Versenkungsdiagenese beeinträchtigt instabile Minerale durch veränderte physikalisch-chemische Bedingungen und kann zum vollständigen Verlust dieser Minerale führen. Außerdem können instabile Minerale nach ihrer endgültigen Ablagerung im Sediment erneut Verwitterungsprozessen unterliegen, die durch Hebungsprozesse und Erosion hervorgerufen werden. Den stärksten Einfluß auf die Zusammensetzung der Schwermineralassoziationen haben dabei hydraulische Prozesse und Diagenese.

#### **3.2.1 Verwitterung**

Die Änderung einer Schwermineralassoziation durch die Verwitterung des Ausgangsgesteins hängt von drei Faktoren ab: der mineralogischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteines, den geomorphologischen Bedingungen und vom Klima. Bewegen die Transportmedien das verwitterte Material schneller weg, als die Verwitterung neues Material produziert, so spricht man von verwitterungs-limitierter Erosion (Johnsson et al., 1991). Unter diesen Bedingungen wird das Gesteinsmaterial schnell und ohne signifikante Änderungen durch chemische Verwitterung abgeführt. Das Liefergebietssignal geht so unverändert in das Transportsystem ein. Im Gegensatz dazu ist die Erosion transport-

limitiert, wenn die Verwitterungsrate den Abtransport des Materials übersteigt. Unter diesen Bedingungen unterliegt das Verwitterungsmaterial, bevor es in das Transportsystem gelangt, länger diversen Verwitterungsprozessen, die zu einer Änderung des Spektrums führen können. Daher ist es wichtig, auf potentielle Ausgangsgesteine zu achten, die viel instabile Minerale enthalten, wie Basalte mit Olivin und Pyroxen, da diese Schwerminerale in der endgültigen Schwermineralassoziaton unterrepräsentiert sein können. Generell nimmt die Diversität der Schwerminerale mit zunehmender Verwitterung ab (Morton & Hallsworth, 1999).

Die Stabilität der Schwerminerale gegenüber rein mechanischen Verwitterungsprozessen ist ebenfalls Gegenstand einiger Arbeiten (Dietz, 1973; Van Andel, 1959). Untersuchungen an Fluß-Systemen (Van Andel, 1950; Morton & Smale, 1991) zeigen, daß eine Schwermineralgruppe alleine durch mechanische Abrasion nicht aus dem Schwermineralspektrum verschwinden kann. Der Einfluß der mechanischen Abrasion während des Transportes kann aufgrund dieser Untersuchungen als relativ geringfügig angesehen werden.

Zahlreiche Autoren beschäftigten sich in der Vergangenheit mit der Aufstellung von Stabilitätsreihen (u.a. Sindowski, 1938; Nickel, 1973; Dryden & Dryden, 1946; Wieseneder, 1953; Van Andel & Weyl, 1952; Boenigk, 1983). Diese Stabilitätsreihen weichen sehr stark voneinander ab. Eine allgemein gültige Stabilitätsreihe läßt sich nicht erstellen, da die Stabilität vom Verwitterungsmilieu (z.B. pH-Bedingungen) und auch der chemischen Zusammensetzung einzelner Mineralvarietäten abhängt. Tab. 3.1 zeigt die relative Stabilität einiger spezifischer Schwerminerale bei unterschiedlichen pH-Bedingungen (Morton & Hallsworth, 1999).

Podzolic soil profiles	pH 3.6	pH 5.6	pH 10.6
Rutile, Anatase, Brookite			
Zircon	Zircon, Rutile	Zircon, Rutile	Zircon, Rutile
Tourmaline			Garnet, Staurolite
Sillimanite	Calcic amphibole		Calcic amphibole
Andalusite			Apatite
Kyanite	Kyanite	Kyanite	Kyanite
Staurolite	Staurolite	Staurolite, Tourmaline	Tourmaline
Topaz	Tourmaline		
Titanite		Epidote	
Monazite	Epidote	Calcic amphibole	
Garnet	Garnet	Garnet	
Epidote			Epidote
Calcic amphibole			
Orthopyroxene			
Clinopyroxene			
Olivine			
Apatite	Apatite	Apatite	

Most stable minerals are at the top of the table, least stable at the foot.

Tab. 3.1 Relative Stabilität ausgewählter Schwerminerale unter unterschiedlichen pH-Bedingungen (nach Morton & Hallsworth, 1999)

Im nicht-marinen Milieu können Schwerminerale durch zirkulierende Grundwässer gelöst werden. Dieser Prozeß ist klimaabhängig. So bilden sich z.B. in tropischen oder temperierten Klimazonen durch die bakterielle Zersetzung von organischem Material saure Grundwässer (Burley et al., 1985). Sie verursachen eine wesentlich intensivere Auflösung der instabilen Minerale als die primäre Bodenbildung (Friies, 1974). Apatit erweist sich bei diesem Prozeß als Schlüsselmineral, vor allem da er unter den diagenetischen Bedingungen der Versenkung stabil bleibt. So ist der Apatitanteil im litoralen Bereich am Gesamt-

spektrum verringert und in fluviatilen und Delta-Sandsteinen ist er fast völlig verschwunden. In marinen Sanden ist Apatit jedoch häufig vertreten (Morton, 1986). Auch andere stabile Minerale (Granat, Zirkon, etc.) zeigen unter dem Einfluß saurer Grundwässer eindeutige Lösungserscheinungen wie Ätzungen (Morton & Humphreys, 1983).

In ariden Klimagebieten („red-bed“-Bedingungen) kommt es zur intensiven Auflösung ferromagnetischer Minerale, wie Pyroxenen oder kalkhaltigen Amphibolen (Walker et al., 1978). Die Auswirkung dieses Prozesses auf andere Schwerminerale wurde bisher nicht genauer untersucht. In alten „red-bed“-Sedimenten von NW-Europa sind jedoch Apatit, Rutil, Turmalin und Zirkon häufig und erscheinen daher unter diesen Bedingungen stabil (Morton & Hallsworth, 1999).

Schwerminerale können auch temporär auf Überflutungsebenen oder Dünen zwischengelagert werden. Während dieser alluvialen Ablagerung können sie ebenfalls nicht-marinen Verwitterungsprozessen unterliegen (Morton & Hallsworth, 1999).

### 3.2.2 Hydraulische Prozesse

Das Prinzip der hydraulischen Äquivalenz sagt, daß Körner mit derselben Sinkgeschwindigkeit zusammen abgelagert werden. Das Absinken von Körnern in flüssigen/gasförmigen Medien wird durch Größe und Dichte, aber auch durch die Kornform bestimmt. Größere, leichte Minerale und kleinere, schwere Minerale werden daher gemeinsam abgelagert (Rubey, 1933). Dabei ist aber zu bedenken, daß die Korngrößenverteilung des Ausgangsgesteins die Schwermineral-Verteilung im Sediment ebenfalls beeinflussen kann. Treten bestimmte Schwerminerale primär nur in einer kleinen Korngröße auf, können sie in einer gröberen Fraktion nicht vorhanden sein, auch wenn das hydraulische Prinzip das erfordert.

Transport und Ablagerung von Schwermineralen hängen davon ab, wie Körner in das Transportmedium gelangen, von der Art des Transportmediums (Luft oder Wasser) und von der Schwermineral-Verteilung innerhalb dieses Mediums. Körner tendieren dazu, sich bei niedrig-energetischem Transport durch Gleiten und Rollen zu bewegen. Bei höher-energetischem Transport kommt es zu Saltation und Suspension (Hjulström, 1955; Allen, 1994). Schwerminerale reagieren aufgrund ihrer verschiedenen Dichten sehr sensibel auf veränderte Transportbedingungen. Aus diesem Grund kann das Schwermineralspektrum an verschiedenen Abschnitten eines Flusses (aktiver Kanal oder Überflutungsebene) verschieden sein.

Die Ablagerung der Schwerminerale kann durch Windsortierung kontrolliert werden. Dabei werden z.B. blättrige Amphibole ausgeblasen, während gleichkörnige Minerale, wie Epidot, am Ort ihrer primären Ablagerung zurückbleiben (Flores & Shideler, 1978). Der Einfluß der Kornform auf die hydraulische Äquivalenz läßt sich am besten am Beispiel des Glimmers beschreiben. So sind trotz ihrer hohen Dichte Glimmer der Sandfraktion das hydraulische Äquivalent zu Leichtmineralen der Siltfraktion (Doyle et al., 1983).

In vielen Fällen ist das Schwermineralspektrum eines Sediments von der Transportweite abhängig (Van Andel, 1950). Einmal abgelagerte Schwerminerale gelangen im Vergleich zu Quarz nur sehr schwer wieder in das Transportmedium zurück (Eindringungsäquivalenz). Sie liegen aufgrund ihrer geringen Größe (hydraulische Äquivalenz) geschützt in den Zwischenräumen zwischen größeren Leichtmineral-Körnern und tendieren daher im Gegensatz zu den Leichtmineralen dazu, an proximalen Ablagerungsstellen zu verbleiben.

Auch Vegetation und Porengröße verhindern, daß Schwermineralen erneut in ein Transportmedium gelangen (Hattingh, 1992).

### 3.2.3 Versenkungsdiagenese

Bei der Versenkungsdiagenese werden die stabilen Phasen aus der Schwermineralassoziation herausgelöst und Sekundärminerale gebildet. Für die Mineralauflösung spielen verschiedene Faktoren eine Rolle. Besonders wichtig ist hierbei die Temperatur. Mit zunehmender Versenkungstiefe erhöht sich der geothermische Gradient und damit die Temperatur der Porenflüssigkeit. Die Mineralauflösung ist also eine Funktion der Tiefe. Auch die chemische Zusammensetzung der Porenflüssigkeit bewirkt eine Änderung der Mineralphase oder deren Auflösung. Die Lösungsrate ist ferner von der Bewegungsrate der Porenflüssigkeit durch das Gestein abhängig. Letztendlich beeinflußt die Zeitdauer, der ein Sediment Porenflüssigkeiten bei erhöhten Temperaturen ausgesetzt ist, deutlich den Grad der Mineralauflösung. Jede Mineralphase wird mit zunehmender Versenkungstiefe mehr korrodiert und kann schließlich völlig aufgelöst werden. Die Eliminierung der Minerale beginnt bei kalkigen Amphibolen, gefolgt von Epidot, Titanit, Disthen und Staurolith (Abb. 3.3). Granat verschwindet selten völlig, doch seine Häufigkeit nimmt gegenüber Zirkon deutlich ab. Die verbliebenen Minerale wie Apatit, Rutil, Turmalin und Zirkon zeigen nur sehr selten Ätzungen und sind offensichtlich stabil (Morton, 1979).

Die Heraushebung der Sedimente nach der Versenkungsdiagenese setzt sie erneut Verwitterungsprozessen aus, die zur weiteren Auflösung einzelner instabiler Mineralphasen führen können (Morton & Hallsworth, 1999).

### 3.2.4 Geologisches Alter

Das Schwermineralspektrum eines Sediments ist letztendlich auch eine Funktion der Zeit. Nach Pettijohn (1941) enthalten Sedimente mit zunehmendem Alter weniger Schwerminerale. Es gibt allerdings verschiedene Beispiele für Schwermineralassoziationen, die trotz ihres hohen Alters eine hohe Diversität und Konzentration von instabilen Schwermineralen zeigen (Morton & Hallsworth, 1999). Die betreffenden Schwermineral-Vergesellschaftungen wurden sehr schnell in unsortierten Sedimenten abgelagert. Diese Sedimente enthalten hohe Anteile an empfindlichem noch nicht verwittertem Material und zeichnen sich durch eine sehr geringe primäre Permeabilität aus. Die Permeabilität wird während der Verwitterung weiter reduziert, die Sedimente werden dadurch versiegelt und die Schwermineral Körner vor der aggressiven Porenflüssigkeit geschützt. Das geologische Alter kann also nicht der einzige kontrollierende Faktor für die Diversität der Schwerminerale sein (Morton & Hallsworth, 1999).

Fazit:

Trotz der komplexen sekundären Prozesse, denen Schwerminerale unterliegen, verlieren diese ihre elementare Liefergebietsinformation nicht. Für eine korrekte Rekonstruktion des Liefergebietes ist es unumgänglich, daß die Faktoren betrachtet werden, die ein bestimmtes Liefergebiet charakterisieren und die nicht durch sekundäre Prozesse während des Sedimentationszyklus modifiziert worden. Morton & Hallsworth (1999) empfehlen zwei Möglichkeiten zur Schwermineralanalyse und Liefergebietsrekonstruktion: Die erste Methode analysiert das gesamte Schwermineralspektrum. Hydraulische Prozesse und Versenkungsdiagenese sind die beiden wichtigsten Faktoren, die die Liefergebietssignale

überprägen können. Aus diesem Grund scheint es sinnvoll zu sein, einzelne Mineralgruppen mit ähnlichem hydraulischen und diagenetischen Verhalten im Verhältnis zueinander zu sehen. Morton & Hallsworth (1999) empfehlen verschiedene Liefergebietssensible Mineral-Verhältnisse (Apatit-Turmalin-Index, Granat-Zirkon-Index etc.). Für die vorliegende Arbeit eignet sich keines dieser Verhältnisse, da die entsprechenden Schwerminerale nur in sehr geringen Konzentrationen vorkommen bzw. nicht vorhanden sind. Eine zweite Möglichkeit konzentriert sich auf den Charakter individueller Schwerminerale, wie Farbe, Ausbildung, Zonierung etc. Verschiedene Farbvariationen oder unterschiedliche morphologische Merkmale einer Mineralgruppe können Liefergesteine anzeigen oder Aufschluß über die Sedimentationsgeschichte geben (Krynine, 1946; Zimmerle, 1972; Allen & Mange-Rajetzky, 1992). Dabei kann der Einfluß hydraulischer und diagenetischer Prozesse weitestgehend unbeachtet bleiben.

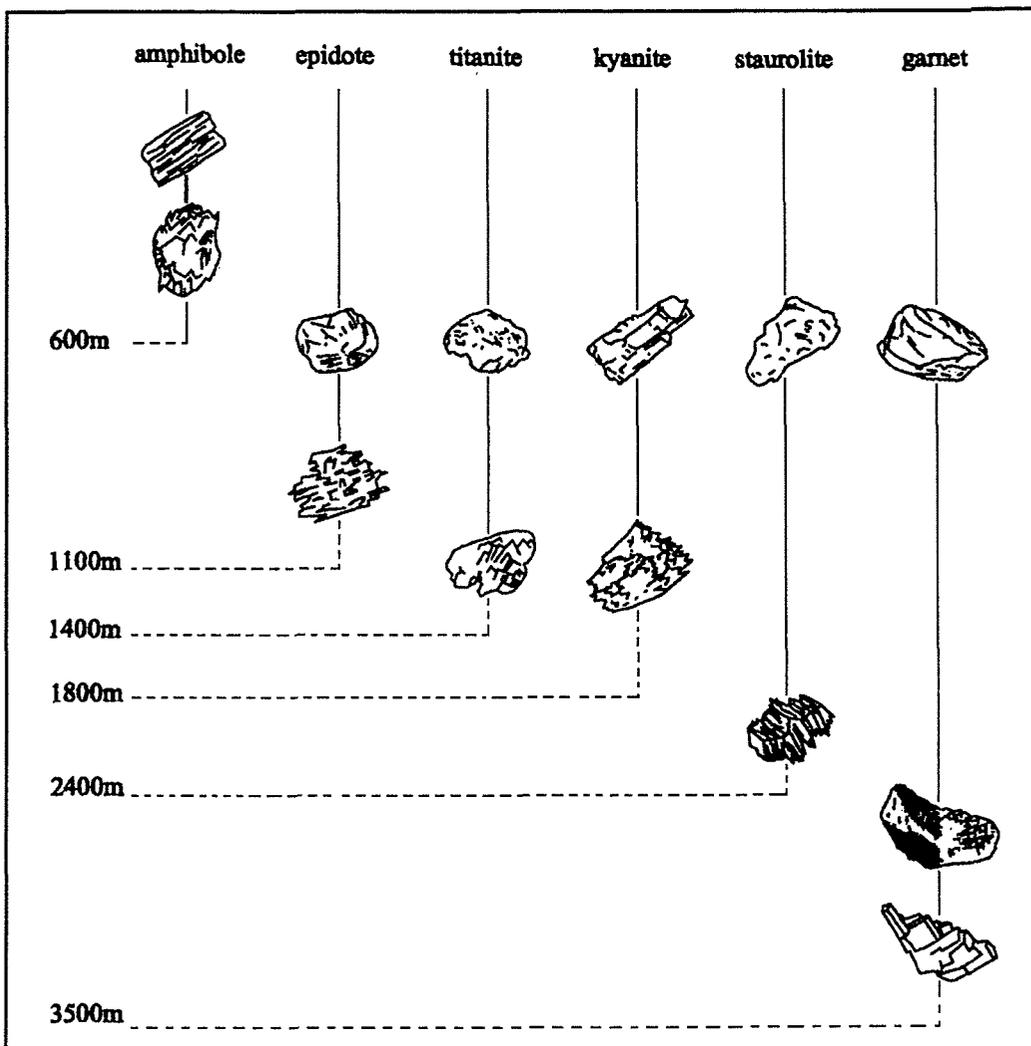


Abb. 3.3 Verhalten und Verteilung der Schwerminerale spätpaläozäner Sandsteine aus der zentralen Nordsee während der Versenkungsdiagenese. Mit zunehmender Versenkungstiefe nimmt die Diversität der Schwerminerale durch Auflösung instabiler Mineralphasen ab (nach Morton, 1984).

## 4 Material und Methodik

### 4.1 Material

In der vorliegenden Arbeit wurde die Schwermineralverteilung in den Sedimenten der Bohrungen DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A hinsichtlich ihrer Schwermineralverteilung untersucht.

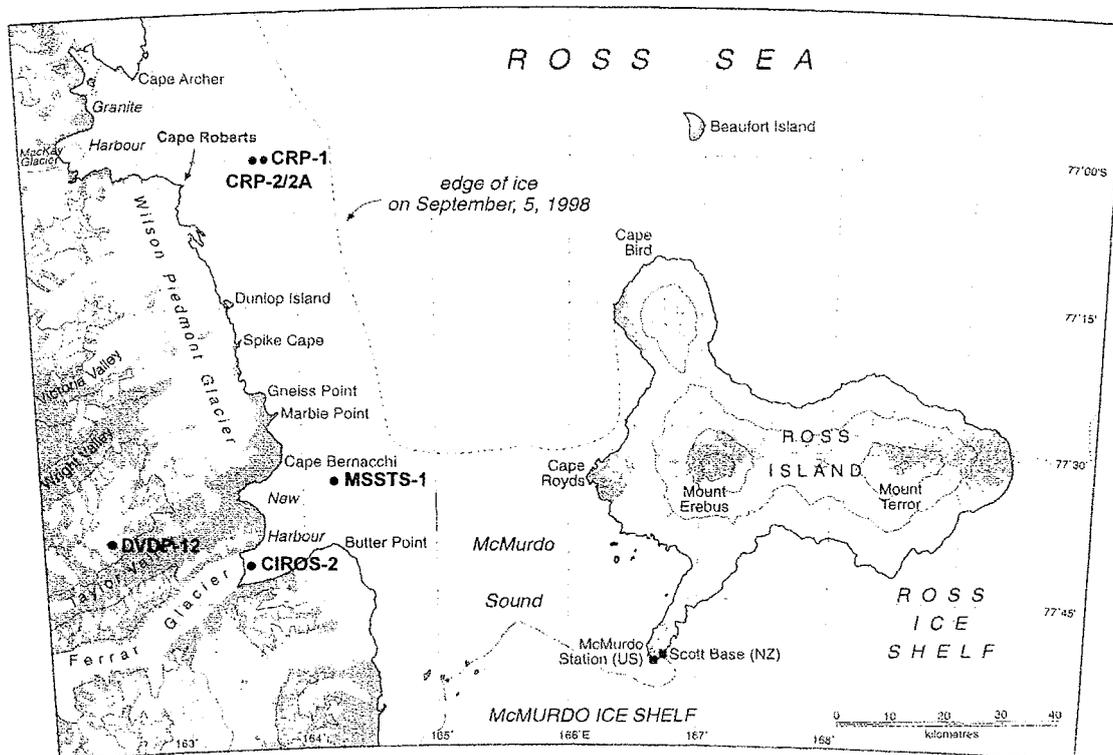


Abb. 4.1 Übersichtkarte des Untersuchungsgebietes im McMurdo-Sund des Ross-Meeres mit der Lage der untersuchten Bohrungen, den Stationen Scott Base (Neuseeland) und McMurdo Station (USA), die gestrichelte Linie zeigt den Rand des Meereises, von dem aus die Bohrungen CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A abgeteuft wurden (nach Cape Roberts Science Team, 1999)

Die Bohrungen MSSTS-1, CIROS-2, CRP-1 und CRP-2/2A wurden vom Meereis auf dem Kontinentalschelf des McMurdo-Sunds des Ross-Meeres, Teil des pazifischen Sektors des Antarktischen Ozeans, abgeteuft (Abb. 4.1). Die Bohrung DVDP-12 wurde im Taylor-Tal des Transantarktischen Gebirges abgeteuft.

Die Bohrung DVDP-12 (Dry Valley Drilling Project) wurde am Lake Hoare ( $77^{\circ} 38.01' S$ ;  $162^{\circ} 51.13' E$ ) im Tal des Taylor-Gletschers, 16 km westlich New Harbour, abgeteuft und erschließt mit ihrem 165 m langen Sedimentkern (98,5 % Kerngewinn; Chapman-Smith, 1975) hauptsächlich pleistozäne und oberpliozäne Sedimente (Abb. 4.2). Überwiegend wurden Diamiktite erbohrt, die mit lakustrinen, fluviatilen und terrestrischen Sedimentgesteinen wechseln (Chapman-Smith, 1975). Bei 165 m drang die Bohrung in das Grund-

gebirge ein. Die erbohrten Schichten enthalten, bis auf aufgearbeitete Diatomeen und Schwämme (Brady, 1978), keine datierbaren Mikrofossilien (Webb & Wrenn, 1982). Damit ist eine sichere stratigraphische Zuordnung nahezu unmöglich. Eine ungefähre, z.T. widersprüchliche Datierung liefern magnetostratigraphische Analysen (Elston & Bressler, 1981), U-Th-Alter an dünnen Karbonatlagen zwischen den lakustrinen Schichten (Hendy et al., 1979), und vergleichende Untersuchungen in der Umgebung der Bohrung.

CIROS-2 (Cenozoic Investigations of the Ross Sea) wurde bei  $77^{\circ} 41' S$  und  $163^{\circ} 32' E$  vor der Zunge des heutigen Ferrar-Gletschers, in einer Wassertiefe von 211 m erbohrt. Der Kerngewinn beträgt 72 % (Barrett & Scientific Staff, 1985). Der 166 m lange Bohrkern besteht aus einer Wechsellagerung von glazialen Diamiktiten mit distalen glazialmarinen Ton- und Sandsteinlagen (Abb. 4.3). Er wurde mit Hilfe mariner Diatomeen datiert (Harwood, 1986b). Die Schichten haben unterpliozänes bis quartäres Alter (Barrett & Scientific Staff, 1985). Zwischen 98 und 9 mbsf (metres below sea floor) sind die Sedimente durch einen ausgesprochenen Mangel an marinen Diatomeen charakterisiert und werden daher überwiegend als nicht-marin angesehen (Harwood, 1986b).

Die Bohrung MSSTS-1 (McMurdo Sound Sedimentary and Tectonic Studies) wurde in einer Wassertiefe von 195 m bei  $77^{\circ} 33.26' S$  und  $164^{\circ} 23.12' E$ , 12 km vor der Küste des Süd-Victoria-Landes, abgeteuft. Der 227 m lange Bohrkern besteht aus einer feinkörnigen glazialmarinen Sedimentfolge, in die geringmächtige Diamiktite eingelagert sind (Abb. 4.4; Barrett & McKelvey, 1981). Zwischen 71 und 116 mbsf wurden die Sedimente nur unvollständig erbohrt. Aus diesem Grund betrug der Kerngewinn insgesamt nur 56 % (Barrett, 1986). Der Kern wurde mittels Diatomeen (Harwood, 1986a) und Foraminiferen (Webb, 1986; Webb et al., 1986) datiert. Die Sedimente haben größtenteils oberoligozänes bis untermiozänes Alter. Darüber lagern diskordant obermiozäne bis pliozäne Sequenzen und ebenfalls diskordant quartäre Schichten.

CRP-1 (Cape-Roberts-Projekt) wurde bei  $77^{\circ} 00.70' S$ ;  $163^{\circ} 75.50' E$ , 16 km von Cape Roberts entfernt, in 153 m Wassertiefe erbohrt. Der 147 m lange Bohrkern erschließt proximale und distale glazialmarine Sedimente (Abb. 4.5). Zusätzlich treten glazialmarine Sedimente auf, die durch Gravitationsströme mobilisiert wurden (Cape Roberts Science Team, 1998a,b). In den oberen weichen Schichten betrug der Kerngewinn 77 %, in den Schichten unter 100 mbsf 98 %. Der Kern wurde biostratigraphisch (Diatomeen, Foraminiferen, Palynomorphe, u.a.) datiert und ergab untermiozänes und quartäres Alter (Cape Roberts Science Team, 1998b). Zusätzlich konnten  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an vulkanischen Klasten und Tufflagen durchgeführt werden (McIntosh, 1998).

Die Position der Bohrung CRP-2 liegt bei  $77^{\circ} 00.60' S$  und  $163^{\circ} 71.90' E$ , 14 km östlich Cape Roberts, und wurde in einer Wassertiefe von 178 m abgeteuft. Die Bohrung CRP-2 erreichte 57 mbsf (91% Kerngewinn). Bohrtechnische Schwierigkeiten machten es notwendig eine neue Bohrung, unmittelbar daneben, anzusetzen. Die Bohrung CRP-2/2A (95% Kerngewinn) erreichte 624 mbsf. Die Sedimente umfassen Diamiktite, Sandsteine, Tonsteine, Konglomerate, Brekzien und vulkanoklastische Sedimente (Abb. 4.6). Der Bohrkern enthält eine Vielzahl von Fossilien (marine Diatomeen, Foraminiferen, Nannofossilien u.a.), die eine stratigraphische Zuordnung erlauben. Danach sind die Sedimente unteroligozänen bis miozänen und quartären Alters.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Tephralagen stellen wichtige stratigraphische Orientierungspunkte dar (Cape Roberts Science Team, 1999).

### DVDP-12, Taylor-Tal

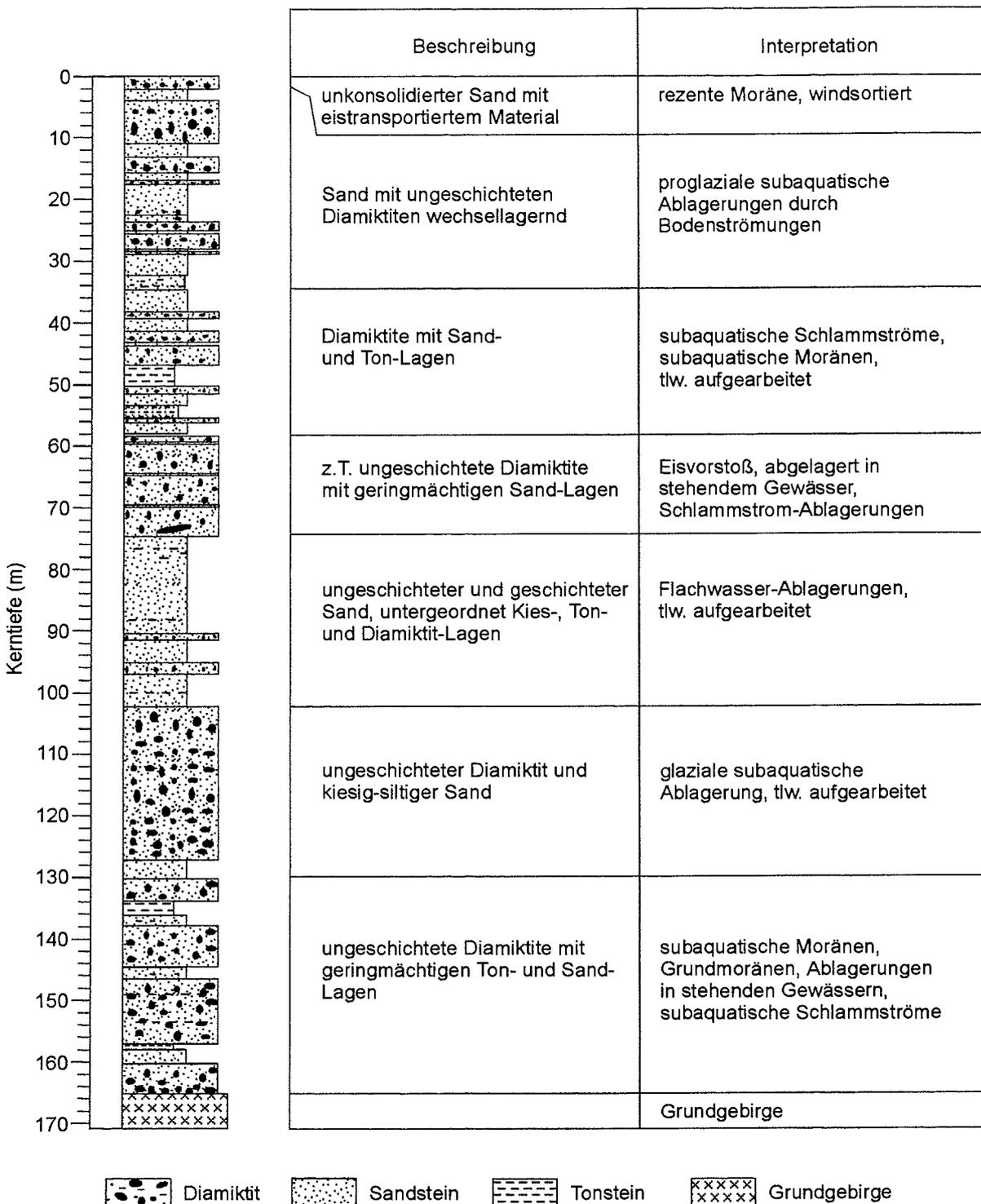


Abb. 4.2 Kernbeschreibung und Interpretation des Bohrkernes DVDP-12, vereinfacht nach Chapman-Smith (1975) und Powell (1981)

### CIROS-2, McMurdo-Sund

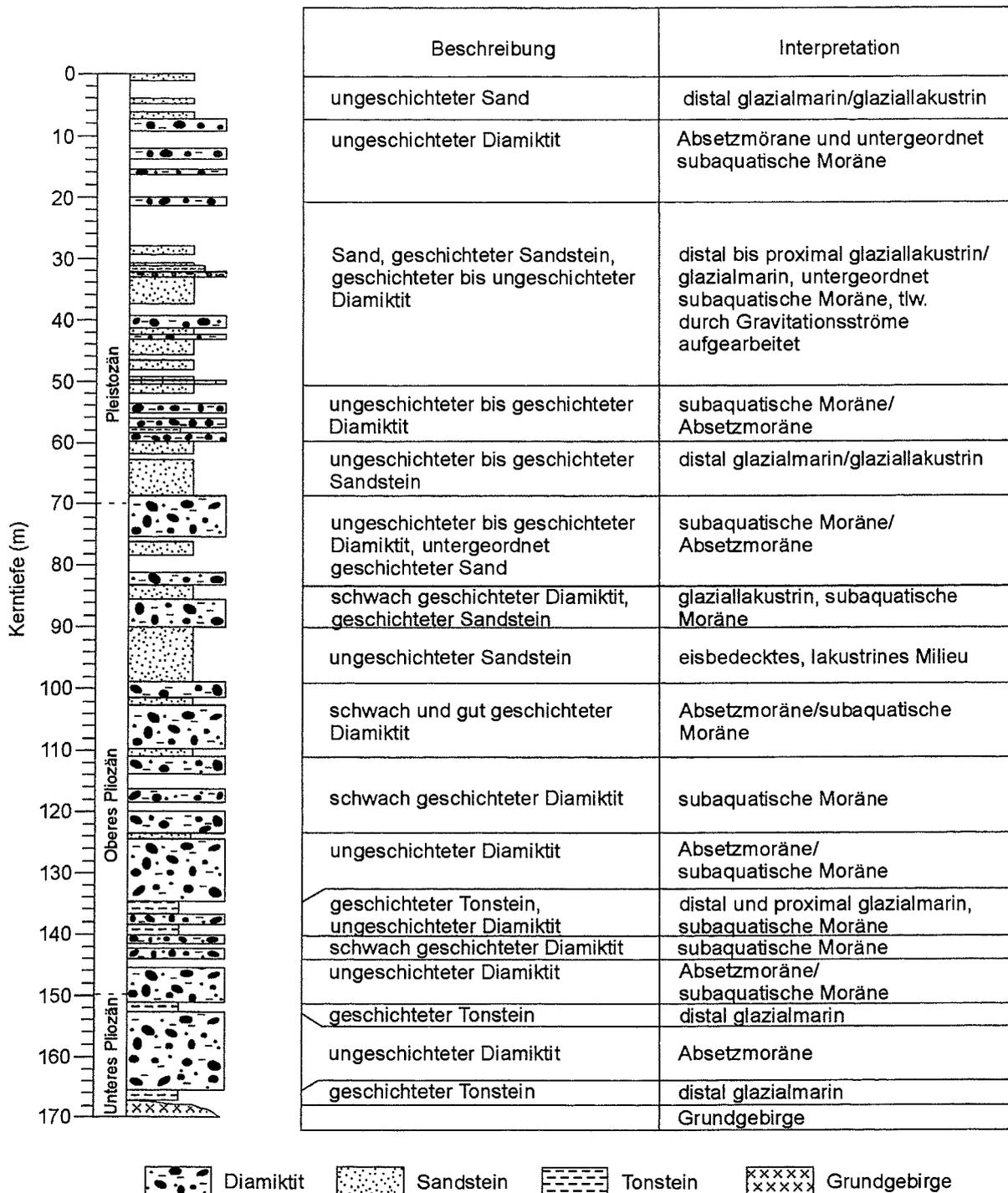


Abb. 4.3 Kernbeschreibung und Interpretation des Bohrkernes CIROS-2, vereinfacht nach Barrett & Hambrey (1992), Stratigraphie nach Harwood (1986b) und Winter & Harwood (1997)

### MSSTS-1, McMurdo-Sund

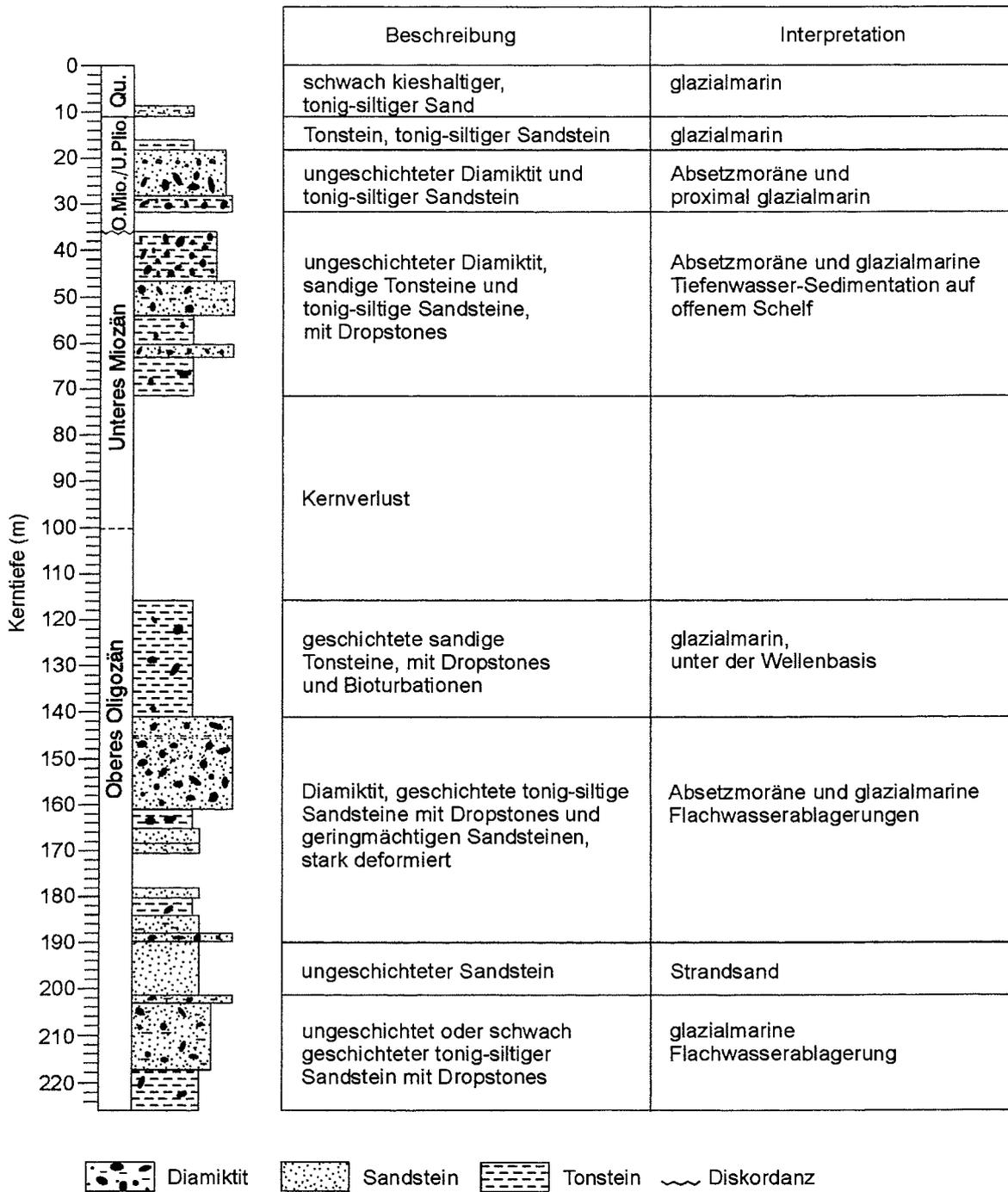


Abb. 4.4 Kernbeschreibung und Interpretation des Bohrkernes MSSTS-1, vereinfacht nach Barrett & McKelvey (1986), Stratigraphie von Harwood (1986a) und Harwood et al. (1989)

### CRP-1, McMurdo-Sund

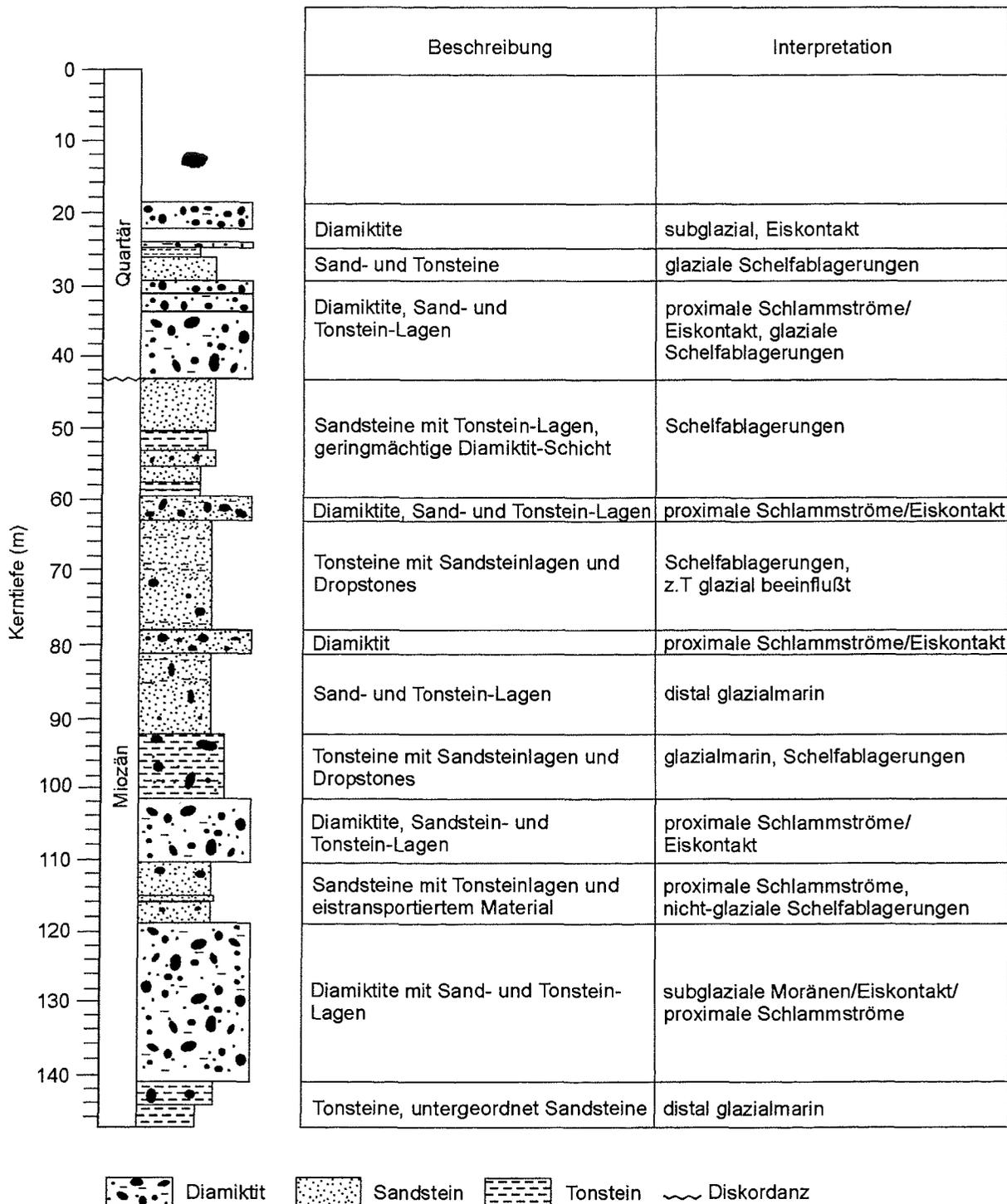
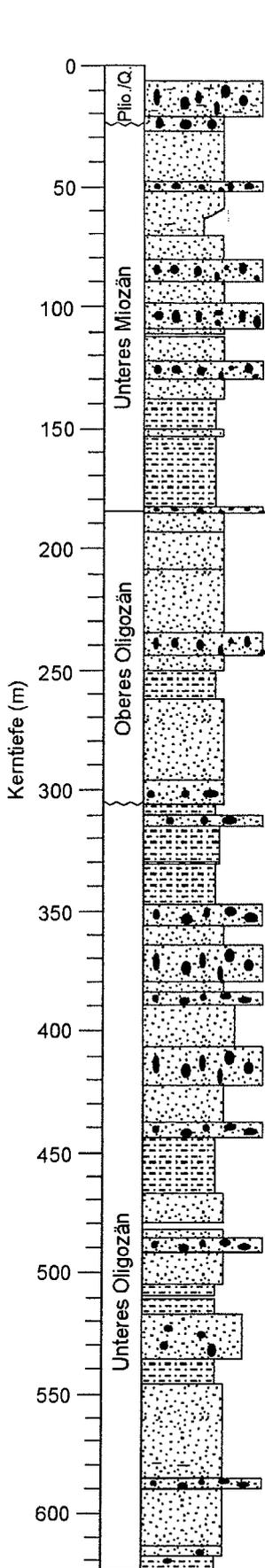


Abb. 4.5 Kernbeschreibung und Interpretation des Bohrkernes CRP-1, vereinfacht nach Cape Roberts Science Team (1998a,b)

### CRP-2/2A, McMurdo-Sund



Beschreibung	Interpretation
Diamikton	subglazial, Eiskontakt
Diamikton und Sand	Schelfablagerung, distal bis proximal
Sandstein und Tonstein	Schelfablagerung, distal bis proximal
Diamiktit und Sandstein	subglazial, Eiskontakt proximale Schelfablagerung
Sandstein und Diamiktit, Bimssteinlage	Schelfablagerung, distal, subglazial, Eiskontakt
Sandstein und Tonstein	Versandung bis Schelfablagerung
Tonstein	Schelfablagerung
Sandstein und Diamiktit	Schelfablagerung, distal, subglazial, Eiskontakt
Diamiktit und Sandstein	Schelfablagerung, distal, subglazial, Eiskontakt
Sandstein und Tonstein	Schelfablagerung, distal
Diamiktit und Sandstein	Schelfablagerung, distal, subglazial, Eiskontakt
Tonstein, Sandstein, Diamiktit	Schelfablagerung, proximal bis subglazial
Tonstein	Schelfablagerung, distal
Diamiktit	subglazial, Eiskontakt
Sandstein und Diamiktit	Schelfablagerung, proximal, subglazial, Eiskontakt
Sandstein und Diamiktit	Schelfablagerung, proximal, subglazial, Eiskontakt
Tonstein	Schelfablagerung, distal
Sandstein, Diamiktit, Konglomerat	Schelfablagerung, distal bis subglazial
Sandstein und Tonstein	Schelfablagerung, distal
Sandstein	Schelfablagerung, proximal
Tonstein	Schelfablagerung, distal
Sand- und Tonsteine	Schelfablagerung, proximal bis distal
Sandstein und Konglomerat	Schelfablagerung, proximal
Sandstein	Schelfablagerung
Sand-, Tonstein, Konglomerat	flachmarin, glazialer Einfluß

Diamiktit  
 Sandstein  
 Tonstein  
 Diskordanz

Abb. 4.6 (S. 39)  
Kernbeschreibung und Interpretation des Bohrkernes CRP-2/2A, vereinfacht nach Cape Roberts Science Team (1999)

## 4.2 Methoden

Die Analyse der Schwerminerale wurde an der Kornfraktion 63-125  $\mu\text{m}$  durchgeführt. Diese Kornfraktion eignet sich für die Bestimmung der optischen Eigenschaften der Schwerminerale unter dem Polarisationsmikroskop am besten (Boenigk, 1983; Mange & Maurer, 1991). Bei Schwermineralen mit einer Größe  $>125 \mu\text{m}$  ist die optische Bestimmung erschwert. Die Körner können aufgrund der unterschiedlichen Dicke nur unscharf eingestellt werden, und eine Bestimmung von optischen Eigenschaften im konoskopischen Strahlengang ist nicht mehr möglich. Im Gegensatz dazu werden optische Eigenschaften wie Farbe, Pleochroismus und Doppelbrechung bei Körnern  $< 63 \mu\text{m}$  verfälscht.

In Vorbereitung der Siebung wurden kompaktierte Proben mit Ultraschall und/oder mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  behandelt, um das Ausgangsmaterial zu dispergieren. Nur einzelne Körner in einigen Proben zeigten Fe-Hydroxid-Überzüge, die eine Identifizierung erschwerten. Auf eine weitere chemische Behandlung der Proben zum Entfernen dieser Fe-Hydroxid-Überzüge oder ähnlicher Verkrustungen wurde verzichtet, weil die Verfälschung des Schwermineralspektrums durch chemische Zerstörung ganzer Mineralgruppen wesentlich gravierender gewesen wäre als die Nichtberücksichtigung eines statistisch vernachlässigbaren Prozentsatzes an nicht identifizierten Mineralen.

Nach dem Absieben standen von 7 bis 35 g Ausgangsmaterial 0,2 bis 7 g Probenmaterial der Fraktion 63-125  $\mu\text{m}$  zur Schwermineraltrennung zur Verfügung. Diese Mengen erwiesen sich für die Schwermineralabtrennung als ausreichend. Laut Definition sind Schwerminerale Minerale deren Dichte über  $2,89 \text{ g/cm}^3$  liegt (Boenigk, 1983). Diese Dichte entspricht dem spezifischen Gewicht von Bromoform, das frühere Bearbeiter zur Schwermineraltrennung verwendeten. Da Bromoform jedoch giftig ist, wurde zur Schwermineralabtrennung das ungiftige Natriumpolywolframat verwendet. Dieses Salz wird in destilliertem Wasser gelöst und auf eine Dichte von  $2,83 \text{ g/cm}^3$  eingestellt. Aufgrund der Löslichkeit in Wasser kann das Natriumpolywolframat nach der Trennung leicht ausgewaschen, die gebrauchte Lösung bei  $50^\circ \text{C}$  wieder eingedampft und somit zurückgewonnen werden. Maximal 2 g der gesiebten Proben wurden in Zentrifugengläser gegeben und mit ca. 10 ml Natriumpolywolframat-Lösung vermischt. Nach 20 Minuten Zentrifugation bei 3000 Umdrehungen/Minute waren Leichtmineralfraktion (auf der Natriumpolywolframat-Lösung schwimmend) und Schwermineralfraktion (am Boden des Zentrifugenglases) getrennt. Die Proben wurden in ihren Gläsern in flüssigem Stickstoff eingefroren. Durch sukzessives Auftauen konnte erst die Leichtmineralfraktion und anschließend die Schwermineralfraktion ohne erneutes Vermischen in je einen Filter gespült werden. Die so getrennten Fraktionen wurden bei  $50^\circ \text{C}$  im Trockenschrank getrocknet. Die Schwerminerale wurden mit dem Einbettungsmittel ‚Cargille Meltmount‘ (Lichtbrechungsindex = 1.68) auf Objektträger gebettet und abgedeckt.

Insgesamt wurden 168 Schwermineralpräparate bearbeitet (DVDP-12/n=26, CIROS-2/n=37, MSSTS-1/n=21, CRP-1/n=37, CRP-2/2A/n=47). Unter dem Polarisationsmikroskop wurden entlang von Traversen mindestens 300 Körner pro Probe identifiziert und gezählt. Mit mindestens 300 Körnern pro Präparat ist die statistische Aussagekraft der

Zählung gegeben und die Größe des Fehlers von Zählergebnis zu tatsächlichem Schwermineralgehalt vertretbar (Van Andel, 1959). Eine Zählung von mehr Körnern erhöht den Arbeitsaufwand beachtlich und verringert den Fehler nur unbedeutend (Boenigk, 1983). Die Schwermineralanalysen haben jedoch immer nur Stichprobencharakter.

Die Größe des Fehlers hängt von der Anzahl aller ausgezählten Schwerminerale und der relativen Häufigkeit eines Minerals im Schwermineralspektrum ab (Boenigk, 1983) und läßt sich nach folgender Formel (Boenigk, 1983) bestimmen:

$$V = Z \sqrt{(p \cdot q) / n} ;$$

- V (in %): mögliche Abweichung des tatsächlichen Wertes vom Zählergebnis  
 Z: Faktor, der davon abhängig ist, wie viel % der untersuchten Probe innerhalb der angegebenen Abweichung (V) liegen  
 p: Prozentsatz eines Minerals x in einem Spektrum  
 q: Prozentsatz des Spektrumanteils, der nicht Mineral x ist (100 – p)  
 n: Anzahl der gezählten Körner

Für eine Wahrscheinlichkeit von 95 % ist  $Z = 2$ , d.h. wenn man an einer Probe 100 mal jeweils 300 Körner zählt, liegen die ermittelten Mineralkonzentrationen in 95 % der Fälle, in den in Tabelle 4.1 angegebenen Fehlergrenzen. Schon bei 100 gezählten Körnern liegt der Fehler in einer Größenordnung, die den tatsächlichen Schwankungen im Schwermineralspektrum eines geologisch einheitlichen Sedimentpaketes entspricht. Da seltene Mineralvarietäten jedoch erst bei Zählungen von mehr als 200 Körnern angetroffen werden können (Van Andel, 1950), ist es allgemein üblich, 300 Körner zu zählen.

gezählte Körner (n)	relativer Anteil einer Mineralart in % (p) im Korngemisch									%	
	5	10	20	30	40	50	60	80			
Wahrscheinlichkeit 95% (Z = 2)											
100	4,4	6,0	8,0	9,2	9,8	10,0	9,8	9,0		mögliche Abweichung (V) in %	
300	2,5	3,5	4,6	5,3	5,7	5,8	5,7	4,6			
600	1,8	2,5	3,3	3,7	4,0	4,1	4,0	3,3			
Wahrscheinlichkeit 90,1% (Z = 1,65)											
100	3,6	5,0	6,6	7,6	8,1	8,3	8,1	6,6			
300	2,1	2,9	3,8	4,4	4,7	4,8	4,7	3,8			
600	1,5	2,0	2,7	3,1	3,3	3,8	3,3	2,7			
Wahrscheinlichkeit 80,64% (Z = 1,3)											
100	2,9	3,9	5,2	6,0	6,4	6,5	6,4	5,2			
300	1,6	2,3	3,0	3,4	3,7	3,8	3,7	3,0			
600	1,2	1,6	2,1	2,4	2,6	2,7	2,6	2,1			

Tab. 4.1 Mögliche Abweichung des Zählergebnisses (V) in Abhängigkeit von der Kornhäufigkeit (p), der Wahrscheinlichkeit (Z) und der Zahl der ausgezählten Körner (n) pro Präparat (nach Boenigk, 1983)

Um eine eindeutige Benennung der Pyroxene vornehmen zu können, wurden individuelle Pyroxen-Körner mit dem Rasterelektronenmikroskop JSM 6300 der Firma JEOL untersucht. Das Rasterelektronenmikroskop (REM) ist mit einem energiedispersen Röntgenspektrometer (EDX) ausgestattet, das eine semiquantitative Analyse der Hauptelemente gestattet.

In Vorbereitung der REM-Analysen, mussten unter dem Binokular die einzelnen Körner ausgelesen werden. Da sich diese Prozedur bei der Kornfraktion 63-125 µm als äußerst mühevoll und langwierig erwies, wurden Körner der Fraktion 125-250 µm ausgelesen. Die

Körner wurden in Epoxydharz eingebettet. Anschließend wurden die ausgehärteten Präparate vorsichtig geschliffen und poliert bis die einzelnen Körner angeschnitten waren.

Ein Teil der Daten wurde bereits veröffentlicht (Ehrmann & Polozek, 1999; Polozek & Ehrmann, 1998; Polozek, 2000). Alle Rohdaten sind in der Datenbank ‚PANGAEA‘ des Alfred-Wegener-Institutes Bremerhaven verfügbar.

## **5 Darstellung der Ergebnisse**

### **5.1 Erkennungsmerkmale der Schwerminerale**

Im folgenden werden nur die häufig auftretenden und für die Liefergebietsrekonstruktion relevanten Minerale ausführlich beschrieben. Alle anderen, nur vereinzelt, auftretenden Minerale sind den Tabellen (Anlage 1 bis 5) zu entnehmen. Die Bestimmung der Schwerminerale erfolgte nach den Angaben von Mange & Maurer (1991) und Boenigk (1983). In diesen Bestimmungsbüchern finden sich detaillierte Angaben zur Identifizierung und Fotos der einzelnen Schwerminerale.

#### **Pyroxene**

Die Klinopyroxene der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimente sind generell sehr blaß gefärbt und kommen in den Varietäten grün-braun, gelblich-blau und farblos vor. Sie zeigen meist einen sehr schwachen Pleochroismus. Die Klinopyroxene sind meist prismatisch ausgebildet und zeigen Alterationserscheinungen verschiedener Intensität. Idiomorphe Körner sind nur sehr selten anzutreffen. Als Verwitterungserscheinungen treten häufig Hahnenkämme, oftmals auch eine Zurundung der Körner auf. Einige Körner zeigen Zwillingsbildungen oder Lamellen. Opake Einschlüsse in den Körnern sind häufig. Neben Klinopyroxenen mit klar ausgeprägter Spaltbarkeit fanden sich auch Körner ohne sichtbare Spaltbarkeit.

Bei den mit dem Rasterelektronenmikroskop analysierten Klinopyroxenen handelt es sich zum überwiegenden Teil um Diopside und Augite. Bei der optischen Schwermineralzählung kann davon ausgegangen werden, daß die blaß gefärbten Varietäten diopsidische und die kräftiger gefärbten Klinopyroxene augitische Pyroxene sind (Mange & Maurer, 1991).

Als vulkanisches Mineral wird Titanaugit als einziger Pyroxen gesondert dargestellt. Die Titanaugite sind meist violett-braun bis braun gefärbt und zeigen oft anomale blaue und lederbraune Interferenzfarben.

Die Orthopyroxene der untersuchten Sedimente sind prismatisch ausgebildet und zeigen wie die Klinopyroxene nur sehr blasse Farben (gelblich-bläulich, gelb-grün, grün-braun, farblos). Die Körner können kantengerundet sein oder Ätzfiguren wie Hahnenkämme zeigen. Häufig treten opake Einschlüsse auf. Hypersthene sind durch ihren deutlichen Pleochroismus von rötlichbraun nach grün und ihren optisch negativen Charakter gut von den anderen Orthopyroxenen zu unterscheiden.

Die mit dem Rasterelektronenmikroskop analysierten Orthopyroxene gehören zum überwiegenden Teil der Mischkristallreihe Bronzit - Hypersthen an.

Die Unterscheidung der Klinopyroxene von den Orthopyroxenen erfolgte anhand optischer Eigenschaften wie Auslöschung, optischer Charakter, Farbe, Doppelbrechung und Lichtbrechung.

#### **Amphibole**

Die grünen Hornblenden der untersuchten Sedimente besitzen einen charakteristischen Pleochroismus von grün zu grün-braun, selten auch zu blau-grün. Die Körner liegen, durch

die perfekte Amphibolspaltbarkeit, meist als prismatische Spaltstücke vor. Selten zeigen sich Lösungserscheinungen wie Ätzfiguren, gezackte Ränder oder skelettartige Formen. Kaersutit, die braune Hornblenden-Varietät, zeigt in den untersuchten Proben einen deutlichen Pleochroismus von blaß-braun zu dunkelbraun bzw. rötlichbraun und kann in einigen Fällen nahezu opak erscheinen. Die tremolitischen Amphibolen sind meist farblos. Andere Amphibole wie Antophyllit, Gedrit und Arfvedsonit konnten nur vereinzelt beobachtet werden.

### Granat

Die isotropen, meist gut gerundeten Granatkörner in den untersuchten Sedimenten treten als farblose oder rosafarbene Pyralispit-Varietäten (Pyrop, Almandin, Spessartin) auf. Grüne Vertreter (Grossular) sind sehr selten. Opake Einschlüsse sind häufig.

### Zirkon

Die Zirkone sind in den untersuchten Sedimenten meist gut gerundet, können aber auch als idiomorphe Körner mit angerundeten Kanten vorkommen. Sie zeigen oft Zonierungen und können durch Einschlüsse verunreinigt sein. Häufigste Vertreter sind farblose Zirkone. Rote Zirkone zeigen oft einen deutlichen Pleochroismus und gelten als Anzeiger für ein präkambrisches Muttergestein. Die Rotfärbung wird durch anhaltende radioaktive Bestrahlung bedingt. Mit zunehmender Bestrahlung und damit zunehmendem Alter intensiviert sich die Färbung (Zimmerle, 1972). Metamikte Zirkone kommen ebenfalls vor. Die Metamiktisierung wird durch radioaktive Strahlung verursacht, die den Zirkon in eine amorphe Masse umwandelt (Mange & Maurer, 1991).

### Titanit

In den untersuchten Sedimenten kommen die honiggelben, seltener hellbraunen Titanite als kantengerundete bis gerundete Bruchstücke vor. Typische Merkmale sind hoher Glanz und die charakteristischen anomalen gelblichen, nahe der Auslösch-Stellung himmelblauen Interferenzfarben.

### Epidot-Gruppe

In den untersuchten Sedimenten zeigen die blaß-grünen Klinozoisite charakteristische gelbe und blaue Interferenzfarben. Für Epidot ist eine pistaziengrüne Eigenfarbe kennzeichnend. Die seltenen farblosen Epidote lassen sich nur schwer von Klinozoisiten unterscheiden. Piemontit und Allanit wurden nur vereinzelt beobachtet.

### Apatit

Die farblosen, selten blaß-braun oder grau gefärbten Apatite sind in den hier untersuchten Sedimenten meist gut gerundet, können aber auch als idiomorphe kantengerundete Körner vorkommen. Sie sind oft durch opake Einschlüsse verunreinigt.

### Alterite

Als Alterite wurden alle stark alterierten Minerale und Mineralaggregate zusammengefasst, bei denen eine Zuordnung zur eigentlichen Mineralgruppe nicht mehr möglich war. Stark verwitterte Minerale, die noch optische Eigenschaften zur Identifizierung erkennen ließen,

wurden zu ihren Mineralgruppen gezählt. Die meisten Alterite sind grau-braun bis grau-schwarz gefärbt und erscheinen als unregelmäßige Mineralaggregate.

### Opake Minerale

Die opaken Minerale können i.d.R. im Durchlichtmikroskop nicht näher bestimmt werden. Nur Hämatit war infolge seiner charakteristischen rotbraunen Farbe, die im Durchlicht an den dünnen Rändern gut erkennbar ist, optisch identifizierbar. Vor allem in den Oberflächenproben der Sedimentkerne kann Hämatit als rötlicher Überzug auf anderen Mineralen auftreten. Spezielle Methoden zur Identifizierung der opaken Minerale wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht angewandt. Dennoch sind die opaken Minerale ein wesentlicher Bestandteil der Schwermineralspektren und liefern indirekte Hinweise, die zur Rekonstruktion der Liefergebiete herangezogen werden können.

### Glas

Vulkanische Gläser sind keine eigentlichen Schwerminerale. Die Dichte von Glas liegt mit 2.3-2.8 g/cm<sup>3</sup> an der Grenze zur Schwermineralfraktion. Durch opake Einschlüsse und Verunreinigungen kann die Dichte jedoch soweit ansteigen, daß vulkanisches Glas in die Schwerefraktion gelangt. Bei den hier beschriebenen Gläsern handelt es sich um eine braune, z.T. blasige Varietät. Die vulkanischen Gläser können zu Palagonit umgewandelt sein. Palagonit bildet sich durch teilweise Entglasung aus basaltischem Glas unter Wasseraufnahme und Oxidation des Eisens (Carozzi, 1993).

### Olivin

Die meist gerundeten Olivin-Körner sind oft durch opake Einschlüsse verunreinigt. Sie sind meist farblos oder blaß-grün gefärbt.

## 5.2 Verteilung spezifischer Schwerminerale in den Sedimentkernen

### 5.2.1 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes DVDP-12

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes DVDP-12 umfaßt 27 Mineralgruppen (Anlage 1), von denen hier nur die für die spätere Diskussion bedeutenden Minerale dargestellt werden (Abb. 5.1).

*Pyroxene:* Die Klinopyroxene kommen im Schwermineralspektrum des Sedimentkernes DVDP-12 in Konzentrationen von 20 bis 55 % vor. Titanaugit als typisches vulkanisches Mineral zeigt Konzentrationen zwischen 0 und 16 %. In den Schichten zwischen 165 mbsf und 86 mbsf sind die Titanaugit-Konzentrationen nur sehr gering. Bei 86 mbsf und 77 mbsf zeigen sie maximale Gehalte, die zum Hangenden hin stetig abnehmen. Die Orthopyroxene kommen in Gehalten von 4 bis 22 % vor. Sie zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster wie die Klinopyroxene.

*Amphibole:* Die Gruppe der grünen Amphibole wird durch die grünen Hornblenden dominiert. Antophyllit, Gedrit und Arfvedsonit kommen nur in Spurengehalten vor und beeinflussen damit die Verteilung der grünen Amphibole nicht. Aus diesem Grund wurden

sie zu dieser Gruppe gezählt. Die Konzentrationen an grünen Amphibolen schwanken zwischen 3 und 51 %. Die maximalen Gehalte kommen im unteren Bereich des Sedimentkerns zwischen 165 und 105 mbsf vor. Kaersutit tritt in Konzentrationen zwischen 1 und 19 % auf. Die tremolitischen Amphibole zeigen Konzentrationen zwischen 0 und 3 %. Grüne und tremolitische Amphibole zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster.

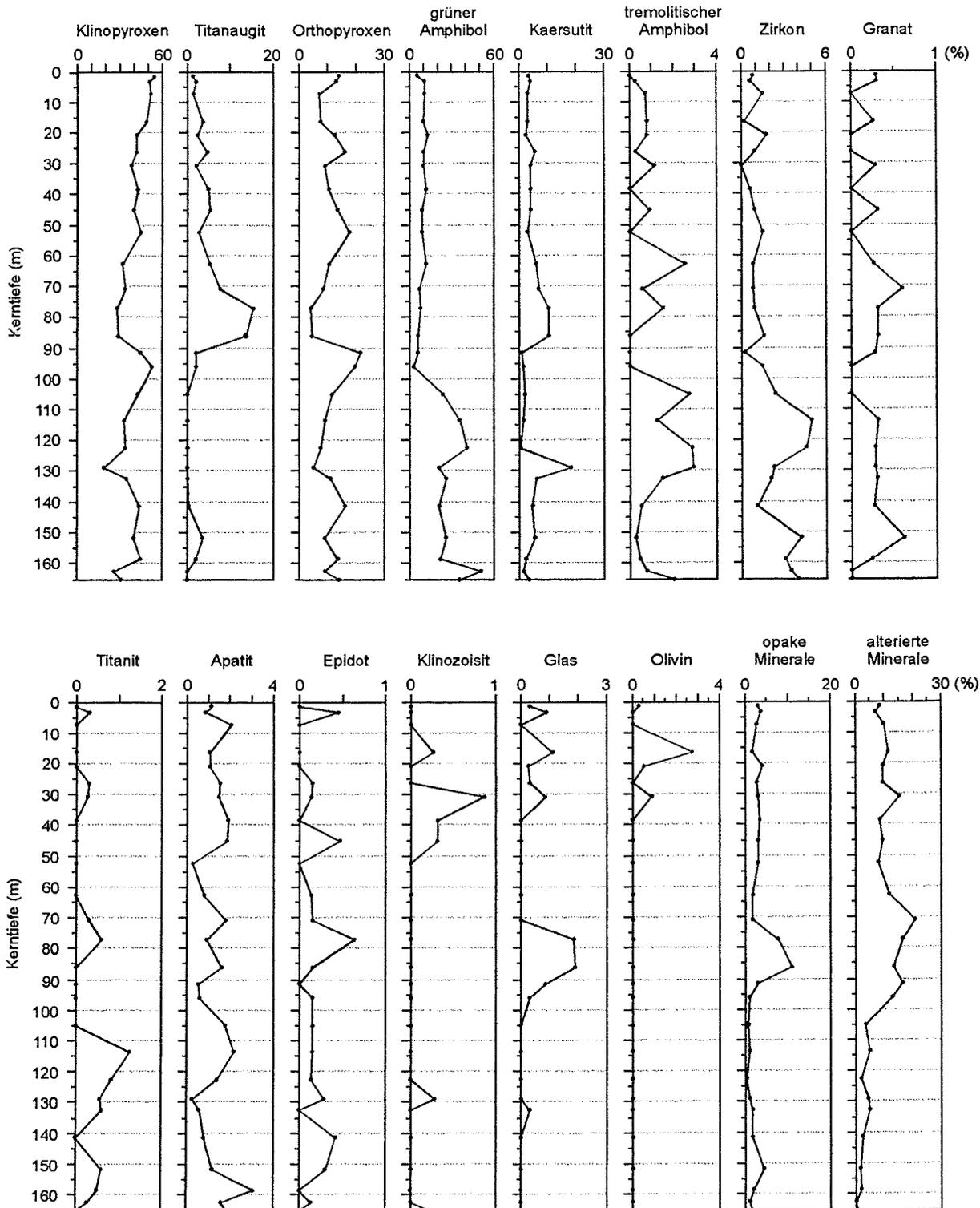


Abb. 5.1 Verteilung der wichtigsten Schwerminerale im Sedimentkern DVDP-12

*Stabile Minerale:* Zirkon (0-5 %), Granat (0-1 %), Titanit (0-1 %), Apatit (1-3 %) und Epidot (0-1 %) treten nur in geringen Konzentrationen auf. In der späteren Diskussion werden sie als eine Klasse, die der stabilen Minerale, betrachtet. Klinozoisit kommt zwar nur in Spurengehalten (<1 %) vor, wird aber aufgrund seiner Liefergesteinsrelevanz unabhängig von den Mineralen der Epidot-Gruppe dargestellt.

*Vulkanisches Glas:* Vulkanische Gläser treten nur in einigen Proben in Gehalten bis 2 % auf. Ihre Anwesenheit beschränkt sich auf Sedimente zwischen 92 mbsf und 77 mbsf und zwischen 39 mbsf und 2 mbsf.

*Olivin:* Die sehr geringen Olivin-Konzentrationen von max. 3 % beschränken sich auf die oberen 39 m des Sedimentkernes.

*Opake Minerale:* Obwohl sich die opaken Minerale im Durchlicht nicht einem bestimmten Mineral zuordnen lassen, sind sie wichtiger Bestandteil des Schwermineralspektrums. Die Konzentrationen an opaken Mineralen liegen, bis auf ein Maximum zwischen 86 und 77 mbsf, zwischen 1 und 5 %.

*Alterierte Minerale:* Mit 0-21 % sind die alterierten Minerale essentieller Bestandteil des Schwermineralspektrums. Bis zu ihrem Maximum bei 71 mbsf zeigen sie einen deutlich ansteigenden Trend. Im Hangenden schwanken ihre Gehalte zwischen 8 und 15 %.

#### 5.2.2 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CIROS-2

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes CIROS-2 umfaßt 37 Mineralgruppen (Anlage 2), von denen hier nur die für die spätere Diskussion bedeutenden Minerale dargestellt werden (Abb. 5.2). Die Daten sind bereits publiziert (Ehrmann & Polozek, 1999).

*Pyroxene:* Die Klinopyroxene kommen in Konzentrationen von 3 bis 38 % vor, wobei die hohen Konzentrationen im Kernabschnitt zwischen 0 und 107 mbsf auftreten. Die Titanaugit-Konzentrationen schwanken zwischen 0 und 19 %. Sie korrelieren mit der Verteilung der übrigen Klinopyroxene. Die Orthopyroxene treten in Konzentrationen von 1 bis 16 % auf. Die höchsten Konzentrationen kommen in den oberen 45 m vor.

*Amphibole:* Die grünen Hornblenden dominieren das Spektrum der grünen Amphibole. Antophyllit, Gedrit und blau-grüne Amphibole treten nur in sehr geringen Mengen auf und wurden zur Klasse der grünen Amphibole gerechnet. Die Konzentrationen der grünen Amphibole schwanken zwischen 2 und 37 %. Die höchsten Gehalte zeigen sich in den Sedimenten unter 112 mbsf. Kaersutit kommt in Konzentrationen von 1 bis 40 % vor, wobei die höchsten Gehalte in den Sedimenten zwischen 165 und 139 mbsf auftreten. Tremolitische Amphibole kommen in Konzentrationen von 0 bis 7 % vor.

*Stabile Minerale:* Zirkon (0-14 %), Granat (0-2 %), Titanit (0-3 %), Apatit (0-18 %) und Epidot-Varietäten (0-4 %) zeigen ein sehr ähnliches Verteilungsmuster. Ihre maximalen Konzentrationen liegen zwischen 112 und 142 mbsf. Die deutliche Übereinstimmung der Verteilungskurven begründet auch in den CIROS-2-Sedimenten die Zusammenfassung zu einer gemeinsamen Klasse. Klinozoisit kommt in Konzentrationen von 0 bis 3 % vor und zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster, wie die o.g. stabilen Minerale.

*Vulkanisches Glas*: In den Sedimenten der Bohrung CIROS-2 treten zwei verschiedene Glasvarietäten auf. In den oberen 100 m erscheint braunes, frisches Glas in Konzentrationen von 0 bis 5 %. Darunter kommt es nur in 2 Proben (< 1 %) vor. Von 141 bis 164 mbsf tritt zusätzlich Palagonit in hohen Konzentrationen auf (max. 18 %).

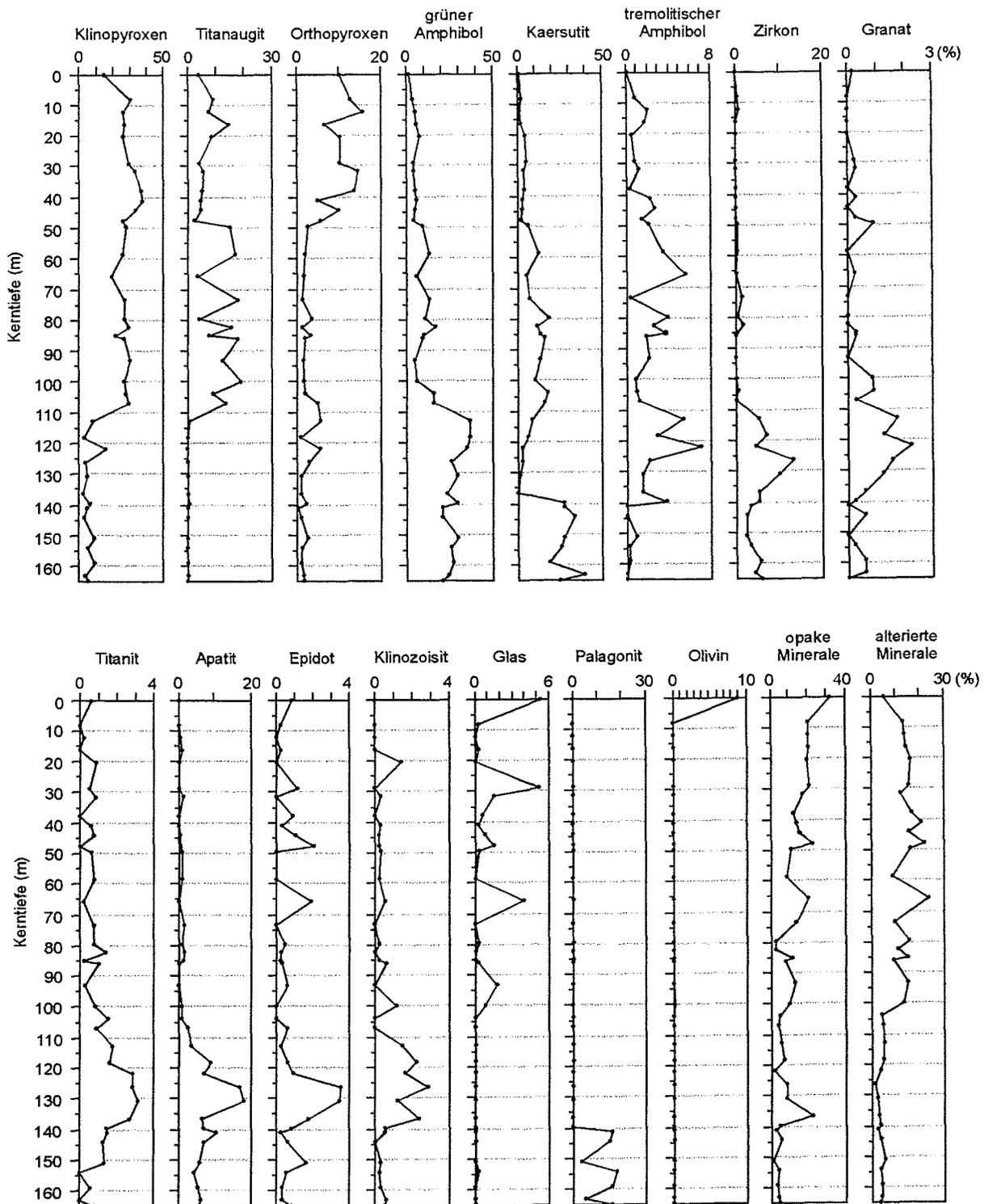


Abb. 5.2 Verteilung der wichtigsten Schwerminerale im Sedimentkern CIROS-2

*Olivin:* Olivin ist nur in der obersten Probe mit 9 % vertreten.

*Opake Minerale:* Die Konzentrationen an opaken Mineralen schwanken von 1 bis 32 %. Dabei zeigt sich, ein Maximum bei 136 mbsf ausgenommen, ein vom Hangenden zum Liegenden abnehmender Trend.

*Alterierte Minerale:* Die alterierten Minerale kommen in Konzentrationen von 4 bis 24 % vor. In den Sedimenten zwischen 165 mbsf und 100 mbsf liegen die durchschnittlichen Gehalte bei 4 %. Im Hangenden erhöhen sich die Gehalte auf durchschnittlich 15 %.

### 5.2.3 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes MSSTS-1

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes MSSTS-1 umfaßt 38 Mineralgruppen (Anlage 3), von denen hier nur die für die spätere Diskussion bedeutenden Minerale dargestellt werden (Abb. 5.3).

*Pyroxene:* Die Klinopyroxene kommen in Konzentrationen von 27 bis 60 % vor. Die Titanaugit-Konzentrationen schwanken zwischen 1 und 6 %. Erhöhte Konzentrationen treten nur in den oberen 38 m auf. Darunter tritt Titanaugit, bis auf eine Ausnahme bei 204 mbsf (2 %), entweder nicht oder nur vereinzelt auf. Orthopyroxene treten in Konzentrationen von 4 bis 25 % auf).

*Amphibole:* Die grünen Hornblenden, blau-grünen Amphibole, Antophyllit und Arfvedsonit werden zur Klasse der grünen Amphibole zusammengefasst. Die Konzentrationen dieser Amphibol-Klasse schwanken zwischen 0 und 11 % und zeigen nach oben einen schwach ansteigenden Trend. Die Gehalte an Kaersutit liegen bei maximal 6 %. Die höchsten Konzentrationen treten in den oberen 38 m auf. Darunter ist Kaersutit nur in Spurengehalten vertreten. Die tremolitischen Amphibole kommen in Konzentrationen von 0 bis 4 % vor.

*Stabile Minerale:* Zirkon (0-1 %), Granat (0-6 %), Titanit (0-3 %), Apatit (0-2 %) und Epidot (0-8 %) werden in der späteren Diskussion als eine Klasse, die der stabilen Minerale, betrachtet. Klinozoisit kommt in Konzentrationen von 0 bis 4 % vor. Die höchsten Konzentrationen treten unter 123 mbsf auf.

*Vulkanisches Glas:* Glas ist, bis auf ein Maximum (2 %) bei 116 mbsf, nur vereinzelt vertreten. Sein Vorkommen beschränkt sich dabei auf die oberste Probe und die Sedimente zwischen 221 mbsf und 116 mbsf.

*Olivin:* Olivin kommt nur vereinzelt in den oberen 30 m vor. Seine höchste Konzentration (12 %) zeigt er in der obersten Probe bei 11 mbsf.

*Opake Minerale:* Die opaken Minerale weisen Gehalte von 2 bis 18 % auf. In den oberen 25 m sind die Konzentrationen deutlich erhöht.

*Alterierte Minerale:* Die Konzentrationen der alterierten Minerale liegen zwischen 8 und 25 %. Sie nehmen zum Hangenden hin leicht ab.

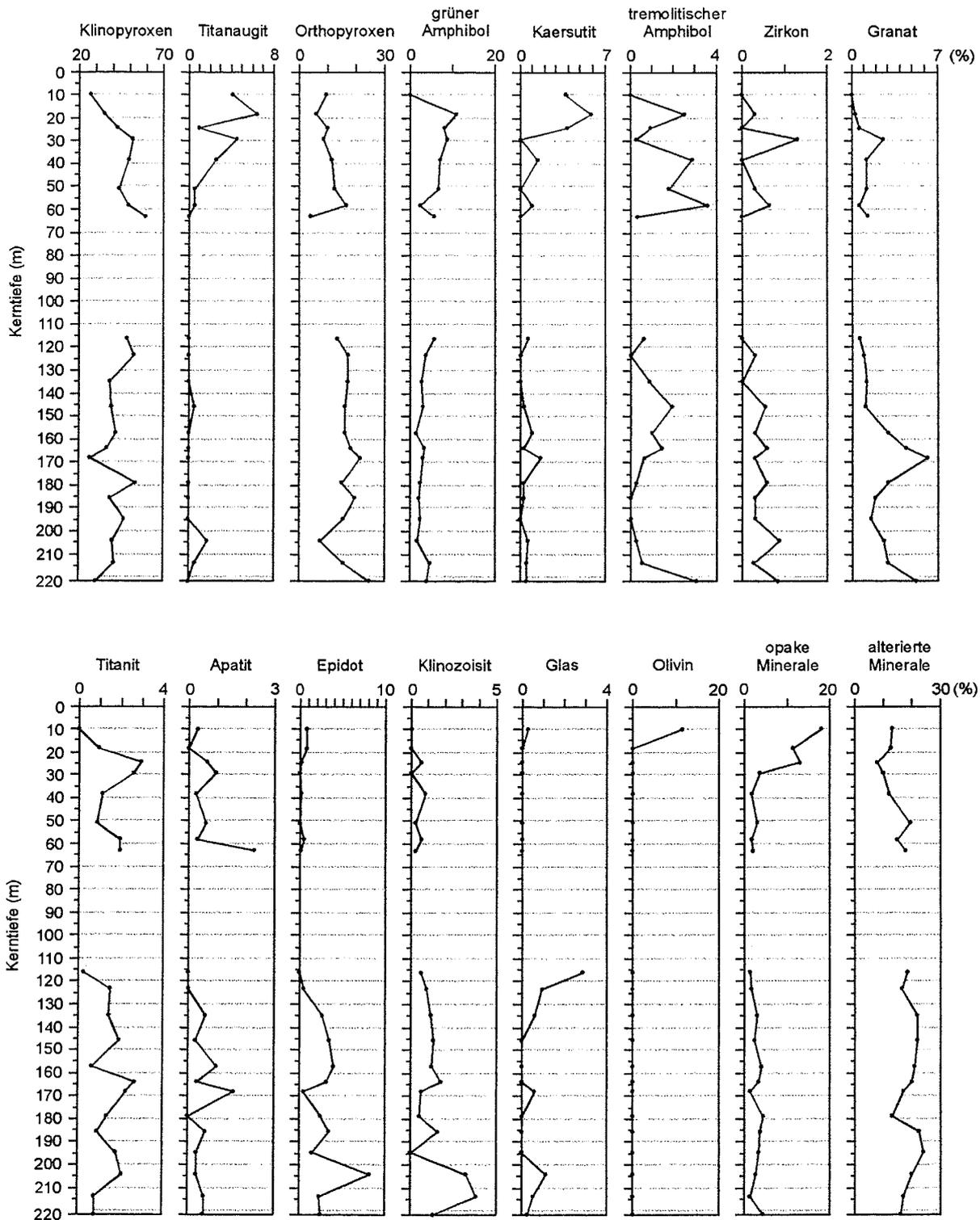


Abb. 5.3 Verteilung der wichtigsten Schwerminerale im Sedimentkern MSSTS-1

#### 5.2.4 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CRP-1

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes CRP-1 umfaßt 32 Mineralgruppen (Anlage 4), von denen hier nur die für die spätere Diskussion bedeutenden Minerale dargestellt werden (Abb. 5.4). Die Daten wurden bereits veröffentlicht (Polozek & Ehrmann, 1998).

*Pyroxene:* Die Klinopyroxene kommen in Konzentrationen von 35 bis 75 % vor. Sie zeigen eine zyklische Verteilung, d.h. Sedimentabschnitte mit hohen Klinopyroxen-Konzentrationen wechseln mit geringmächtigeren Sedimentabschnitten, in denen die Konzentrationen niedrig sind. Titanaugite liegen in Konzentrationen bis 7 % vor und zeigen trotz großer Schwankungen zum Hangenden hin einen ansteigenden Trend. Die Orthopyroxene treten in Konzentrationen von 2 bis 17 % auf und zeigen zwischen 147 und 50 mbsf eine ähnliche zyklische Verteilung, wie die Klinopyroxene.

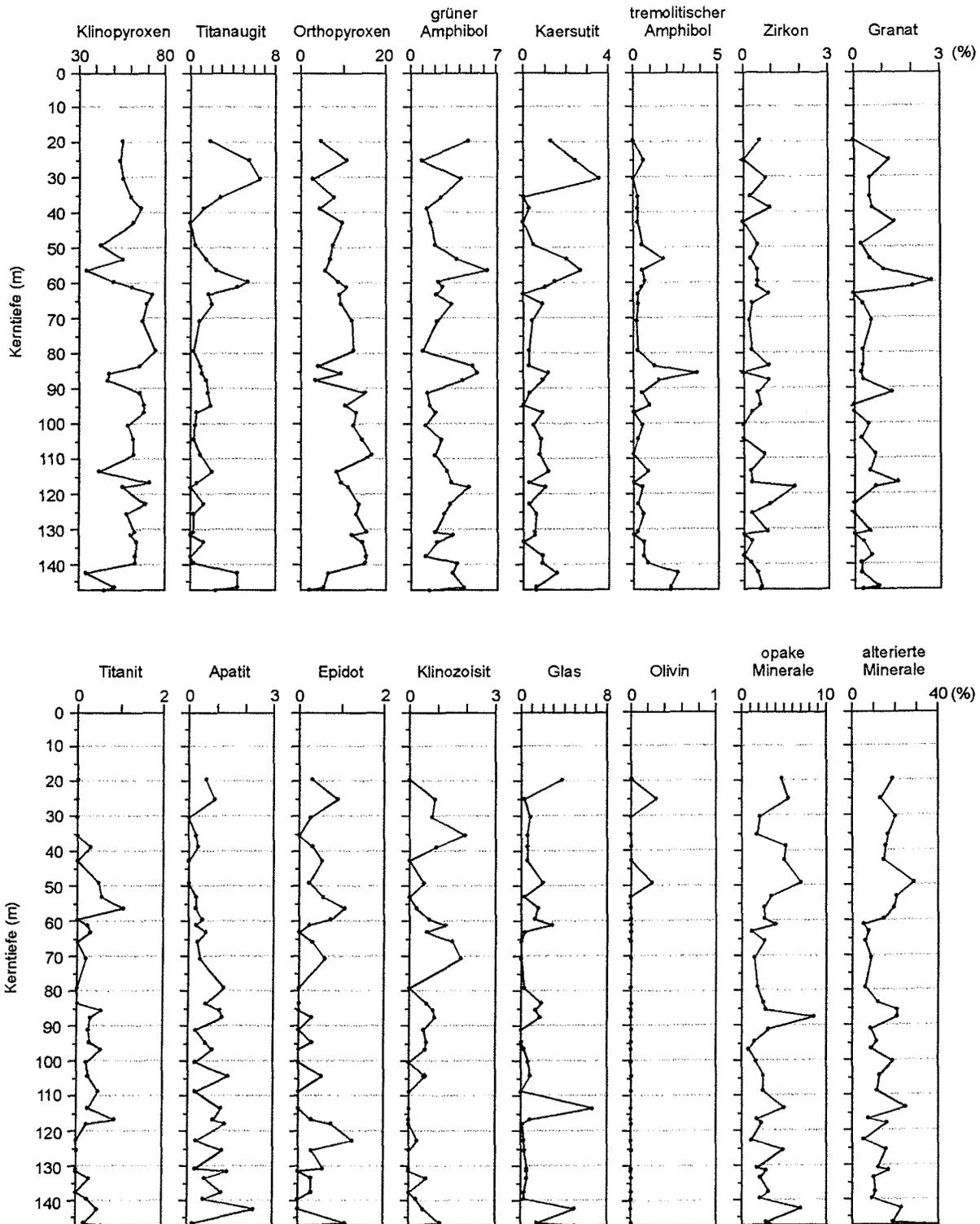


Abb. 5.4 Verteilung der wichtigsten Schwerminerale im Sedimentkern CRP-1

*Amphibole:* Die Gruppe der grünen Amphibole wird von den grünen Hornblenden dominiert. Blau-grüne Amphibole, Aktinolith, Antophyllit und Arfvedsonit treten nur in Spurengehalten auf. Die grünen Amphibole zeigen Gehalte von 1 bis 6 %. Auch hier läßt sich eine schwach zyklische Verteilung erkennen, die sich zu der Verteilung der Pyroxene gegenläufig verhält. Kaersutit kommt in Konzentrationen von 0 bis 4 % vor, wobei zwei Maxima in den oberen 60 m auftreten. Tremolitischer Amphibol tritt in Konzentrationen von 0 bis 4 % auf. In seiner Verteilungskurve lassen sich 3 deutliche Maxima erkennen.

*Stabile Minerale:* Zirkon (0-2 %), Granat (0-3 %), Titanit (0-1 %), Apatit (0-2 %) und die Vertreter der Epidot-Gruppe (0-1 %) werden zur späteren Diskussion als eine Klasse (stabile Minerale) betrachtet. Klinozoisit kommt in Konzentrationen von 0 bis 2 % vor und wird aufgrund seiner Liefergebietsrelevanz, unabhängig von der Epidot-Gruppe dargestellt.

*Vulkanisches Glas:* Die Konzentrationen an vulkanischem Glas liegen bei durchschnittlich 1 %. Höhere Konzentrationen (4-7 %) kommen nur bei 147 mbsf, 142 mbsf, 114 mbsf und 19 mbsf vor.

*Opake Minerale:* Opake Minerale kommen in Konzentrationen von 1 bis 9 % vor. Ihr Verteilungsmuster korreliert schwach positiv mit dem der alterierten Minerale.

*Alterierte Minerale:* Die Konzentrationen an alterierten Mineralen liegen zwischen 6 und 34 %.

### 5.2.5 Schwermineralverteilung in der Sedimentabfolge des Bohrkernes CRP-2/2A

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes CRP-2/2A umfaßt 24 Mineralgruppen (Anlage 5), von denen hier nur die für die spätere Diskussion bedeutenden Minerale dargestellt werden (Abb. 5.5). Die Daten wurden bereits veröffentlicht (Polozek, 2000).

*Pyroxene:* Klinopyroxen kommt in Konzentrationen von 4 bis 75 % vor. Die Titanaugit-Gehalte schwanken zwischen 1 und 5 %. In den Sedimenten zwischen 624 und 247 mbsf liegen die Konzentrationen unter 1 %. Ab 247 mbsf steigen die Konzentrationen zum Hangenden schwach an. Orthopyroxene treten in Konzentrationen von 3 bis 25 % auf. Die Verteilungsmuster der Klino- und Orthopyroxene sind ähnlich.

*Amphibole:* Die grünen Hornblenden dominieren die Gruppe der grünen Amphibole, zu der aufgrund der sehr geringen Gehalte auch blau-grüne Amphibole und Glaukophan gerechnet werden. Die grünen Amphibole kommen in Konzentrationen von 1 bis 6 % vor. Kaersutit und tremolitischer Amphibol treten in Konzentrationen von 0 bis 2 % auf.

*Stabile Minerale:* Zirkon (0-3 %), Granat (0-12 %), Titanit (0-1 %), Apatit (0-12 %) und die Minerale der Epidot-Gruppe (0-2 %) werden im Diskussionskapitel als eine Klasse betrachtet. Klinozoisit kommt in Konzentrationen von max. 1 % vor und wird, wie in den anderen Sedimentkernen, gesondert dargestellt.

*Vulkanisches Glas:* Hohe Konzentrationen an Glas (max. 6 %) sind auf die oberen 247 m beschränkt. In den liegenden Schichten kommt Glas nur vereinzelt vor.

*Opake Minerale:* Opake Minerale kommen in Konzentrationen von 1 und 10 % vor.

*Alterierte Minerale:* Die alterierten Minerale zeigen Konzentrationen von 5 bis 72 %. Sie zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster wie die opaken Minerale.

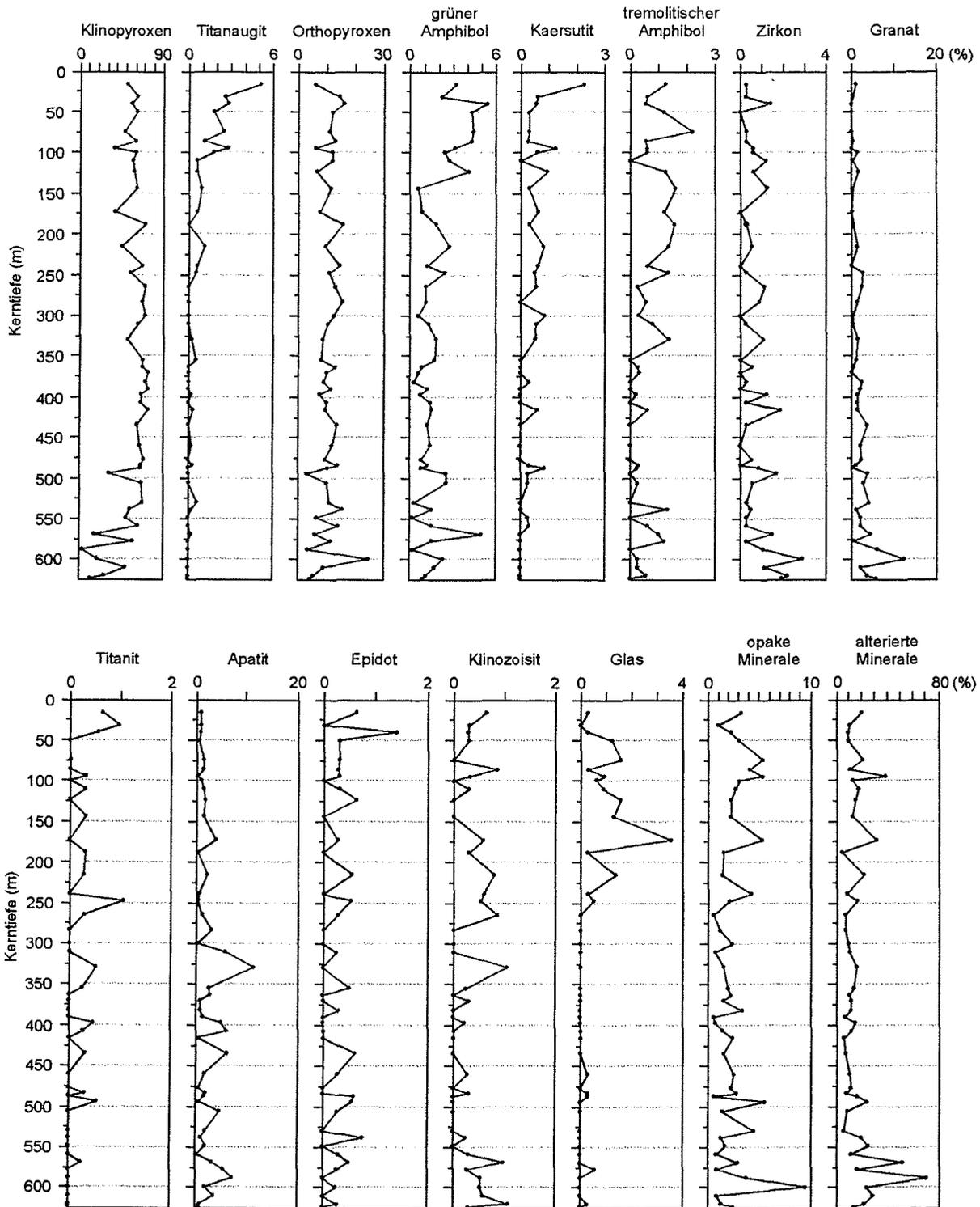


Abb. 5.5 Verteilung der wichtigsten Schwerminerale im Sedimentkern CRP-2/2A

## **6 Interpretation und Rekonstruktion**

### **6.1 Topographie, Geologie und Petrographie des Transantarktischen Gebirges und der McMurdo-Vulkanit-Provinz**

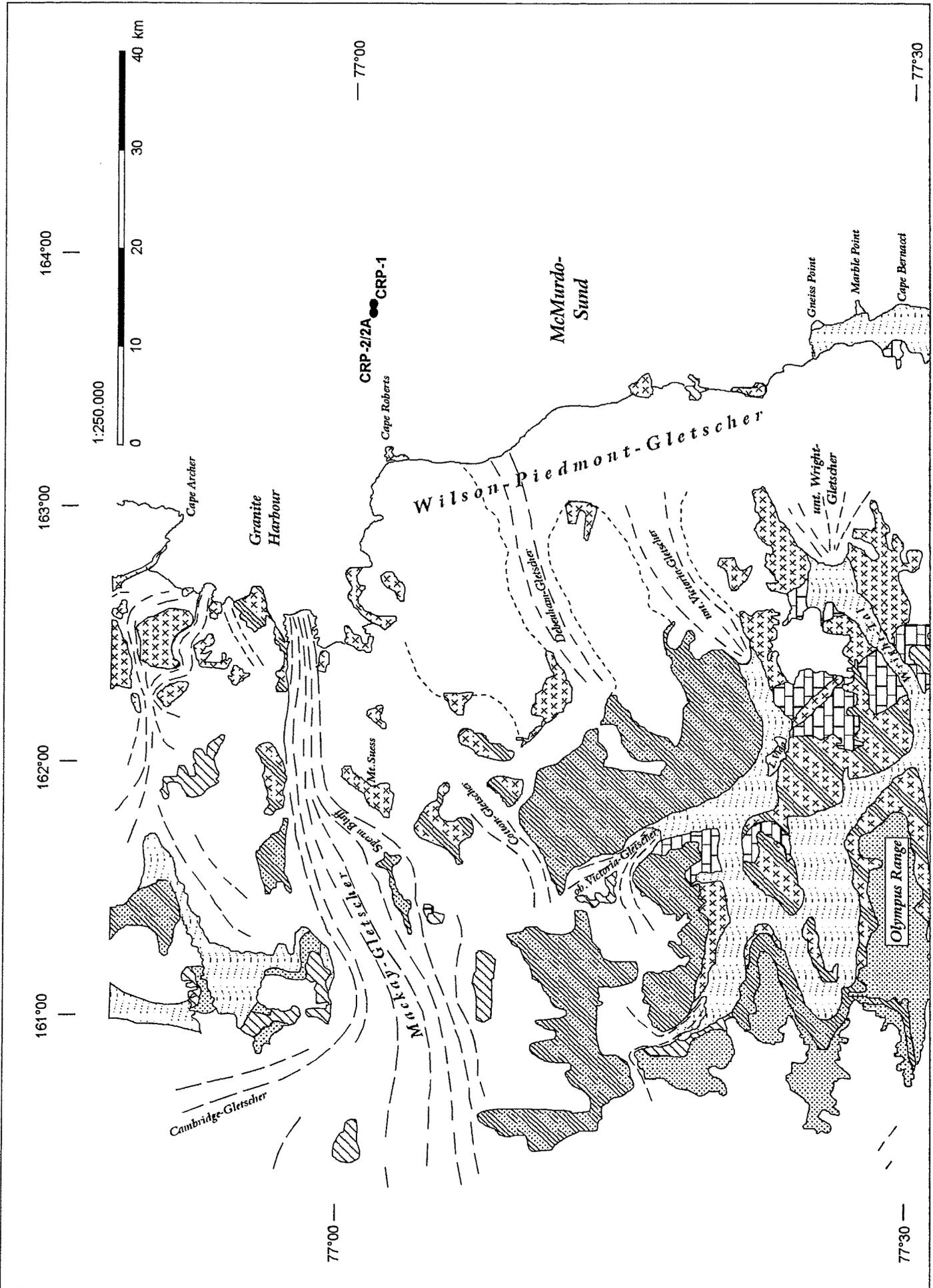
An dieser Stelle soll kurz auf die regionalgeologische Situation des Süd-Victoria-Landes im Transantarktischen Gebirge eingegangen werden, da sie von grundlegender Bedeutung für das Verständnis der nachfolgenden Interpretationen der Schwermineralverteilungen in den Bohrungen des McMurdo-Sunds ist.

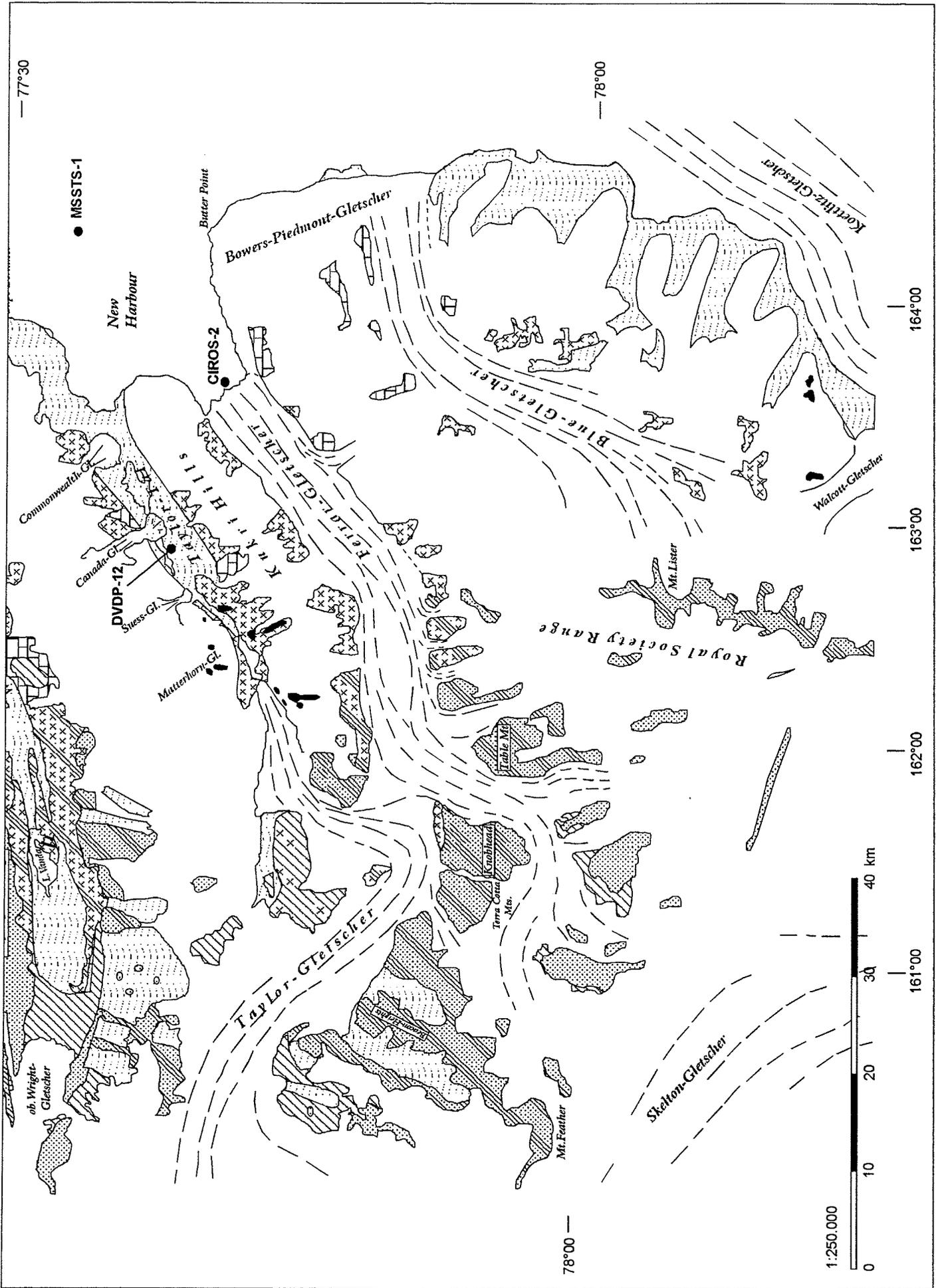
Das Transantarktische Gebirge stellt eine große transkontinentale Bergkette von über 2500 km Länge dar, die bis 4500 m hoch ist (Gunn & Warren, 1962; von Frese, 1998). Die Heraushebung der Gebirgskette fand in mehreren Phasen statt (vgl. 2.2.3, Gleadow & Fitzgerald, 1987; Tessensohn, 1994; Wilson, 1999; Buseti et al., 1999).

#### **6.1.1 Topographie des Transantarktischen Gebirges**

Das Gebiet, dessen Geologie für die Liefergebietsrekonstruktionen relevant ist, umfaßt den Teil des Transantarktischen Gebirges zwischen Mackay-Gletscher im Norden und Koettlitz-Gletscher im Süden des Victoria-Landes (Abb. 6.1 und 6.2). Dieses Gebiet wird auch als ‚Trockentäler-Region‘ oder ‚McMurdo-Oase‘ bezeichnet. Die aufgeschlossenen Gesteinsformationen werden im Westen vom ostantarktischen Eisschild und im Osten vom Victoria-Land-Becken des Ross-Meerer begrenzt. Die Breite des Transantarktischen Gebirges im Süd-Victoria-Land variiert zwischen 48 km im Norden und 160 km im Süden (Gunn & Warren, 1962). Große Talgletscher fließen in östlicher Richtung durch diesen Teil des Gebirges, Mackay-, Ferrar-, Blue- und Koettlitz-Gletscher erreichen den Meeresspiegel und kalben mächtige Eisberge in das Ross-Meer. Wright- und Taylor-Gletscher haben sich von der Küste zurückgezogen. Neben diesen großen Talgletschern, gibt es noch zahlreiche kleine Gletscher. Einige Talgletscher dehnen sich an der Küste zu Piedmont-Gletschern aus.

Das heutige Landschaftsbild der Region wird von den verschiedenen Gletschern geprägt. In den wenigen eisfreien Gebieten, den Trockentälern, bestimmen die glazialen Erosionsformen der Gesteinsformationen die Landschaft. So wechseln z.B. in den Regionen, in denen die Gesteine der Beacon- und der Ferrar-Gruppe anstehen, flache Plateaus mit sehr steilen, nahezu vertikalen Talwänden. Der Kontakt zwischen Graniten und Doleriten entlang von Talwänden wird durch deutliche Stufen angezeigt. In einigen entgletscherten Tälern haben sich große Schmelzwasser-Seen gebildet (Gunn & Warren, 1962).





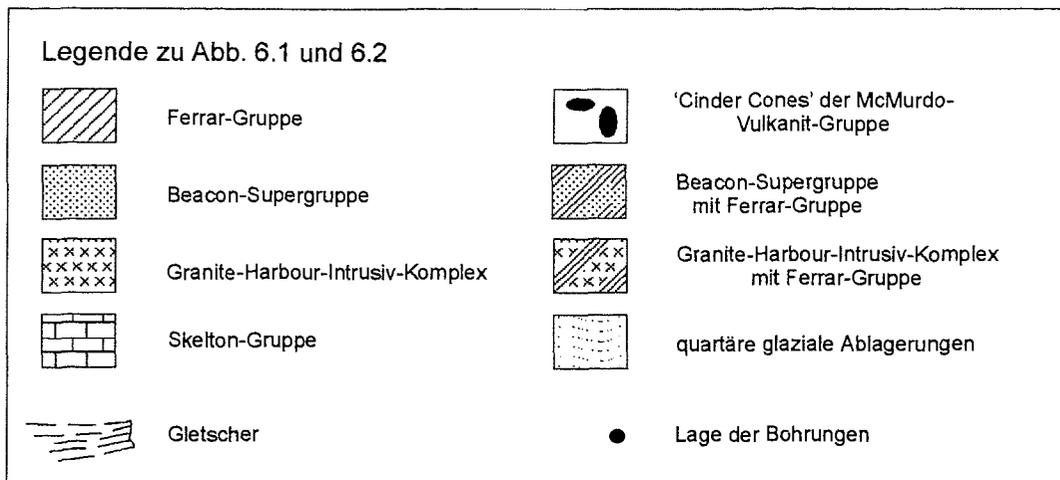


Abb. 6.1 (S. 55) Geologische Karte des Untersuchungsgebietes zwischen Wright- und Mackay-Gletscher (vereinfacht nach Gunn & Warren, 1962)

Abb. 6.2 (S. 56) Geologische Karte des Untersuchungsgebietes zwischen Koettlitz- und Wright-Gletscher (vereinfacht nach Gunn & Warren, 1962)

### 6.1.2 Geologie der Region

Das Transantarktische Gebirge wird in der Region zwischen Mackay- und Koettlitz-Gletscher aus vielfältigen Gesteinsformationen aufgebaut. Das kristalline Grundgebirge besteht aus meist amphibolitfaziellen Metamorphiten (z.B. Koettlitz-Gruppe) und den Grauwacken und Kalksteinen der Skelton-Gruppe (Gunn & Warren, 1962; Ghent & Henderson, 1968; Skinner & Ricker, 1968a; Riddolls & Hancox, 1968). Es gibt keine Anzeichen für hochmetamorphe Gesteine wie in der Ostantarktis oder dem Nord-Victoria-Land (Laird, 1991). In das kristalline Grundgebirge intrudierten die präkambrischen bis unterpaläozoischen Granitoide des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK) in drei Phasen (Gunn & Warren, 1962; Ghent & Henderson, 1968; Skinner & Ricker, 1968a; Riddolls & Hancox, 1968; Smillie, 1992). Bei den darüber liegenden Sedimentgesteinen handelt es sich hauptsächlich um devonische bis triassische, nicht-marine Sandsteine, Quarzite und Siltsteine der Beacon-Supergruppe (BS) (Gunn & Warren, 1962; Nathan & Schulte, 1968; Skinner & Ricker, 1968b; Laird & Bradshaw, 1982). Die mächtigen Sedimente der Mawson-Formation beenden im unteren Jura die Sedimentation der Beacon-Supergruppe (Gunn & Warren, 1962). Grundgebirge und Sedimentgesteine werden von den Sills und Dikes der jurassischen Ferrar-Gruppe (FG) intrudiert (Nathan & Schulte, 1968; Skinner & Ricker, 1968b; Young & Ryburn, 1968; Elliot et al., 1986; Wilhelm & Wörner, 1996). Die Vulkanite der känozoischen McMurdo-Vulkanit-Gruppe (MVG) sind innerhalb des Transantarktischen Gebirges auf kleine Vorkommen beschränkt und bilden dort sogenannte ‚Cinder Cones‘ (Wright & Kyle, 1990).

### 6.1.3 Petrographie

#### Skelton- und Koettlitz-Gruppe

Die spätproterozoischen Metasedimente sind eher geographisch als petrographisch untergliedert und überwiegend auf das Gebiet zwischen Skelton-Gletscher und Marble-Point beschränkt (Abb. 6.2). Nördlich und westlich von Marble-Point wurde die Skelton-

und Koettlitz-Gruppe durch die Intrusionen des GHIK verdrängt und nur kleine Reste zeugen von ihrer ehemaligen Anwesenheit (Gunn & Warren, 1962).

Die Gesteine der Skelton-Gruppe werden in eine ältere grünschieferfazielle Karbonat-Quarzit-Vulkanit-Assoziation (Anthill-Kalkstein) und eine darüberliegende jüngere grünschiefer- bis amphibolitfazielle kalkig-vulkanische-turbiditische-Assoziation (Cocks-Formation) untergliedert (Skinner, 1982). Die ursprünglichen Grauwacken und Kalksteine wurden durch eine Serie granitischer und gneisischer Intrusionen beeinflusst und dadurch deformiert und metamorphisiert (Skinner, 1983). Der Grad der Metamorphose nimmt dabei nordwärts in Richtung Blue-Gletscher-Areal zu. Die Koettlitz-Gruppe, nördlich des Koettlitz-Gletscher, besteht aus niedrig bis mäßig metamorphen Konglomeraten, Amphiboliten, Marmoren, Pillow-Laven und Schiefern (Hobbs-Formation), mittel- bis hochgradig metamorphen Marmoren (Salmon-Marble) und hochgradigen Biotit-Paragneisen und Amphiboliten (Marshall-Formation) (Findley et al., 1984). Die Gesteine der Koettlitz- und Anthill-Formation unterscheiden sich lediglich in der Intensität ihres Metamorphosegrades. Die Anlagen 6.1 bis 6.3 zeigen die wichtigsten Gesteinsformationen und ihre spezifischen Schwerminerale.

#### Granite-Harbour-Intrusiv-Komplex

Die Gesteine des GHIK intrudierten im Präkambrium bis Ordovizium während und zwischen drei Deformationsereignissen (Skinner, 1983). Die ersten beiden Deformationen werden verschiedenen Impulsen der präkambrischen Beardmore-Orogenese zugeschrieben. Zwischen diesen beiden Deformationsereignissen intrudierten Orthogneise (Portal-Augengneis) und Granitoide. Ihre regionale Ausdehnung ist auf das Gebiet zwischen Skelton- und Darwin-Gletscher beschränkt (vgl. Abb. 2.4; Laird, 1991). Während der zweiten Deformation entstanden durch Metamorphose und Anatexis synkinematisch Renegar-Gneis und Buddha-Diorit. Darauf folgte, ebenfalls noch synkinematisch, die Bildung des Chancellor-Orthogneises und des Larsen-Granodiorites. Letzterer tritt in zwei Variationen auf, Olympus-Granit-Gneis und Dias-Granit. Eine dritte Deformation fand während der Ross-Orogenese im frühen Ordovizium statt. Sie führte zur Intrusion des Theseus- und Skelton-Granodiorites. Alle anderen undeformierten Plutone, wie Vida- und Irizar-Granit, Delta-Diorit, Murray-Granit u.a., entstanden postkinematisch, aber noch während der Ross-Orogenese. Die Abkühlungsalter der GHIK-Gesteine liegen zwischen 590 und 450 Ma (Gunn & Warren, 1962; Skinner, 1983; Roland & Kleinschmidt, 1994). Aufschlüsse der verschiedenen Intrusiva finden sich in der weiteren Umgebung von Granite-Harbour und den Trockentälern (Abb. 6.1, 6.2).

#### Beacon-Supergruppe

Die intrusiven und metamorphen Gesteine des Grundgebirges wurden im Silur und frühen Devon erodiert und es bildete sich die Kukri-Peneplain. Auf dieser Erosionsoberfläche wurden die Sedimente der Beacon-Supergruppe (BS) abgelagert, die mindestens zwei Hebungsphasen unterworfen waren. Die hierdurch bedingte Erosion der Beacon-Sedimente führte zu einer starken Reduktion der ursprünglichen Mächtigkeit und lokal zur völligen Abtragung. Die Kukri-Peneplain taucht mit flachem Winkel nach Westen in Richtung Inland (Gunn & Warren, 1962). Entlang des Kontaktes zwischen Beacon-Supergruppe und Kukri-Peneplain intrudierten bis zu 350 m mächtige Sills der Ferrar-Gruppe. Durch diese Intrusionen wurden die mächtigen Beacon-Sedimente herausgehoben und erodiert. Mit dem Anstieg der Topographie in Richtung Küste und dem westwärts gerichteten Einfallen der Kukri Peneplain werden die Aufschlüsse in Richtung Westen (Inland) häufiger und mächtiger (Abb. 6.1, 6.2). An der Küste sind Beacon-Sedimente nicht aufgeschlossen. Die östliche Grenze der Beacon-Supergruppe liegt 25 bis 40 km von der Küste entfernt und

Beacon-Aufschlüsse sind auf vereinzelte höher gelegene Lokationen beschränkt (z.B. Royal Society Range).

Die Beacon-Supergruppe besteht aus klastischen Sedimenten und wird in die devonische Taylor-Gruppe (Quarzsandsteine) und die spätkarbonische bis frühjurassische Victoria-Gruppe (glaziale Lagen an der Basis, Sandsteine, Tonschiefer, Konglomerate und Kohlenlager) untergliedert (vgl. Kap. 2.2.1).

Als Liefergebiet der Beacon-Sedimente werden die heute eisbedeckten Gebiete der Ostantarktis angenommen. In der ‚McMurdo-Oase‘ erscheinen die Beacon-Sedimente monomineralisch und stammen vermutlich von granitischen oder metamorphen Gesteinen. Vor der Sedimentation wurden mindestens 50 % des Ausgangsmaterials verwittert und abgeführt, so daß nur Quarz abgelagert wurde. Die monomineralische Zusammensetzung der Beacon-Sedimente könnte durch die Verwitterung weniger stabiler Minerale, einer Korngrößen-Reduktion und dem Abtransport des feinen Materials verursacht worden sein. Nach Gunn & Warren (1962) sprechen die relativ frisch aussehenden Feldspäte, die noch vorhanden sind, dafür, daß chemische Verwitterungsprozesse keine bedeutende Rolle gespielt haben können. Die Sedimente der Beacon-Supergruppe wurden durch Wind und Wasser antransportiert. Das angelieferte Material akkumulierte langsam in einem Gebiet mit wandernden Dünen, flachen, episodischen Seen, und möglicherweise unter ästuaren Bedingungen (Gunn & Warren, 1962). Die Sedimente wurden mehrmals durch Wind und mäandrierende Flüsse aufgearbeitet und feines Material durch Ausblasung bzw. Ausspülung abgeführt. Im späten Karbon entwickelte sich eine reiche Vegetation, die Dünen und Ströme stabilisierten sich, und der Abtransport des feinen Materials wurde reduziert. Es lagerten sich mäßig sortierte, glimmerhaltige Sedimente ab.

#### Ferrar-Gruppe

Die Ferrar-Gruppe besteht zum größten Teil aus magmatischen Gesteinen mit tholeiitischem Chemismus. Sie bilden Sills, Dikes, Lakkolithe sowie Tuffe und Lavaströme (vgl. Kap. 2.2.1). Die Typus-Lokalitäten dieser Gesteine liegen im Ferrar- und Taylor-Tal. Die Ferrar-Gruppe ist im Victoria-Land sehr weit verbreitet. Bei Granite Harbour reichen sie bis an die Küste und nördlich davon streichen sie lokal entlang der Küstensteilhänge aus (Abb. 6.1).

Zur Zeit der Intrusion der Ferrar-Gesteine war die Landschaft des Victoria-Landes herausgehoben und mäßig zerklüftet. Die Blöcke der Beacon-Sedimente waren unterschiedlich herausgehoben und z.T. stark geneigt. Die Intrusionen der mächtigen Ferrar-Gesteine verursachten vermutlich eine beträchtliche Hebung der Beacon-Gesteine (Gunn & Warren, 1962).

Die Mawson-Formation beendete im frühen Jura die Beacon Sedimentation im Süd-Victoria-Land. Sie steht auf der südlichen Hälfte des Allan-Nunataks und am Carapace-Nunatak an. Die Mawson-Formation besteht aus Diamiktiten, Explosionsbreccien und Lahar-Ablagerungen, die sich durch das Eindringen von Magma in wassergesättigte Sedimente bildeten (Korsch, 1984). Am Carapace-Nunatak sind vulkanische Sande aufgeschlossen, die palagonitisierte Hyaloklastite mit basaltischen Pillows führen.

Die darauffolgenden Kirkpatrick-Basalte im Hangenden sind im zentralen Transantarktischen Gebirge sehr weit verbreitet und erreichen sehr große Mächtigkeiten. Im Süd-Victoria-Land hingegen sind Kirkpatrick-Basalt-Vorkommen nur selten und weit verstreut (Skinner & Ricker, 1968b; Kyle, 1979; Tingey, 1991). Petrographisch handelt es sich um typische tholeiitische Laven, die Pillow-Strukturen bilden und zum Teil blasig ausgebildet und verwittert sind. Hall et al., (1982) bestimmten für diese Lavaströme ein Alter von 184 Ma.

Die bis zu 400 m mächtigen Dolerit-Sills der Ferrar-Gruppe sind das markanteste Merkmal des Transantarktischen Gebirges. Untergeordnet treten die Gesteine der Ferrar-Gruppe

auch als Dikes auf. Die Dolerite sind in den äußeren Bereichen feinkörnig und im Zentrum meist grobkörnig ausgebildet. Einige der größeren Sills zeigen partielle Differentiationen zu pegmatitischen Doleriten und eine Erhöhung des Pyroxen/Feldspat-Verhältnisses (Gunn & Warren, 1962; Tingey, 1991; Elliot et al., 1995).

**McMurdo-Vulkanit-Gruppe**

Das Transantarktische Gebirge wird im Osten vom McMurdo-Sund mit seinen jungen vulkanischen Inseln, wie White-Insel und Black-Insel (im Süden) und Ross-Insel (im Osten) begrenzt (Abb. 6.3). Die McMurdo-Vulkanit-Gruppe (MVG) ist eine der ausgedehntesten Alkali-Vulkanit-Provinzen der Erde. Sie umfaßt die spätkänozoischen Vulkanite des Victoria-Landes, die Inseln des westlichen Ross-Meeres, die Balleny-Insel und Scott-Insel. Die Entstehung und Verteilung der Vulkanite ist an die Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems und die Heraushebung des Transantarktischen Gebirges gebunden. Die Unterteilung der McMurdo Gruppe erfolgt geographisch in drei Provinzen: die Hallett-Vulkanit-Provinz, die Melbourne-Vulkanit-Provinz und die Erebus-Vulkanit-Provinz (Kyle, 1990).

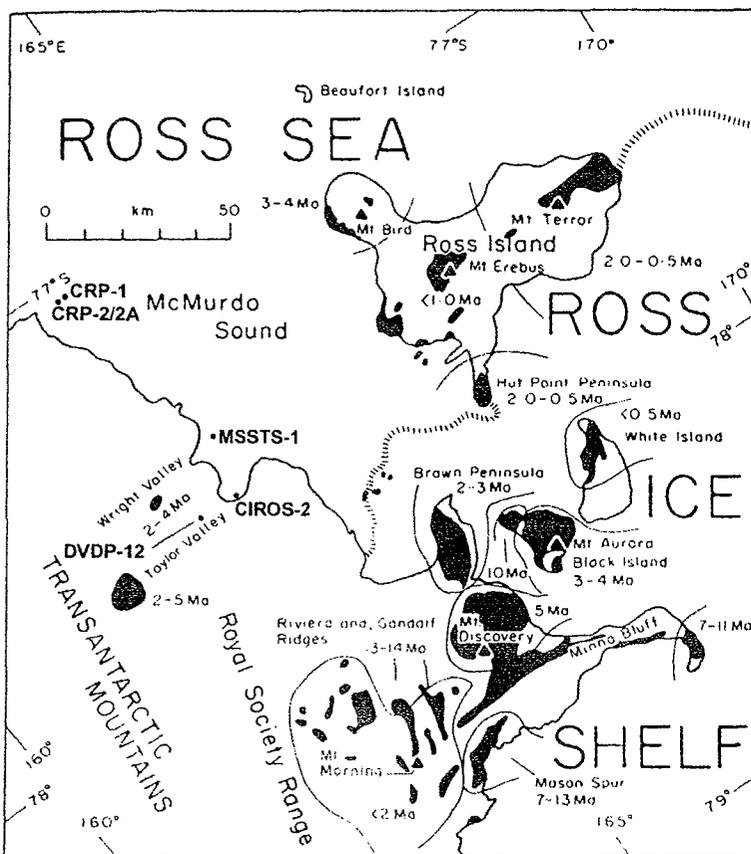


Abb. 6.3  
Lokalitäten und K-Ar-  
Alter der McMurdo-  
Vulkanit-Gruppe inner-  
halb der Erebus-Vulkanit-  
Provinz (nach Kyle, 1990)

Mt. Erebus und Mt. Melbourne sind aktive Vulkane. Kyle (1990) unterscheidet basaltische Schildvulkane, Schichtvulkane mit trachytischer oder phonolitischer Zusammensetzung und basaltische Schlacke-Kegel und Lavaströme. Im westlichen Ross-Meer deuten magnetische Anomalien auf ausgedehnte basische Intrusivkörper, die das Ausdehnungsgebiet kontinentaler Kruste (Westantarktisches Rift System) begrenzen (Bosum et al., 1989; Damaske, 1994). Die Gesteine der McMurdo-Vulkanit-Gruppe dokumentieren die ersten terrestrischen Vorkommen im Gebiet des Transantarktischen Gebirges seit der Intrusion der Ferrar-Gruppe im Jura. Die ältesten datierten Gesteine, die der McMurdo-Vulkanit-Gruppe zugeordnet werden, sind 25 Ma alte alkaline Intrusionen der Melbourne-Vulkanit-

Provinz (Kyle, 1990). Die ältesten Laven sind auf 19.8 Ma datiert und kommen im südlichsten Ross Embayment am Sheridan Bluff vor (Scott Gletscher). Dennoch besteht die Möglichkeit, daß der McMurdo-Vulkanismus wesentlich älter ist, als terrestrische Proben annehmen lassen. Belege liefern vulkanische Sedimente aus Bohrkernen des McMurdo-Sunds (MSSTS-1), die ein Alter von 35 Ma zeigen und dennoch vergleichbar mit den Gesteinen der MVG sind (Barrett et al., 1986). Im Rahmen dieser Arbeit ist in erster Linie die Geologie und Petrographie der Erebus-Vulkanit-Provinz von Interesse (Abb. 6.3). Die vulkanische Aktivität fand in zwei Phasen statt. Während der ersten Phase vor 19 bis 10 Ma flossen überwiegend trachytische Laven aus, während der zweiten Phase in den letzten 10 Ma wurden basanitische und phonolitische Laven gefördert. Innerhalb des Transantarktischen Gebirges sind Vulkanite der MVG als ‚Cinder Cones‘ an den Talwänden und den Talsohlen der Taylor- und Wright-Täler aufgeschlossen (Abb. 6.4). Das Alter dieser ‚Cinder Cones‘ liegt zwischen 4.8 und 1.5 Ma (Gunn & Warren, 1962; Armstrong et al., 1968; Wright & Kyle, 1990; Wilch et al., 1993a,b). Der Magmatismus im Taylor-Tal wird mit Heraushebungsphasen entlang des östlichen Randes des Transantarktischen Gebirges im Pliozän und Pleistozän in Verbindung gebracht (Elston & Bressler, 1981a; Wilch et al., 1993a,b).

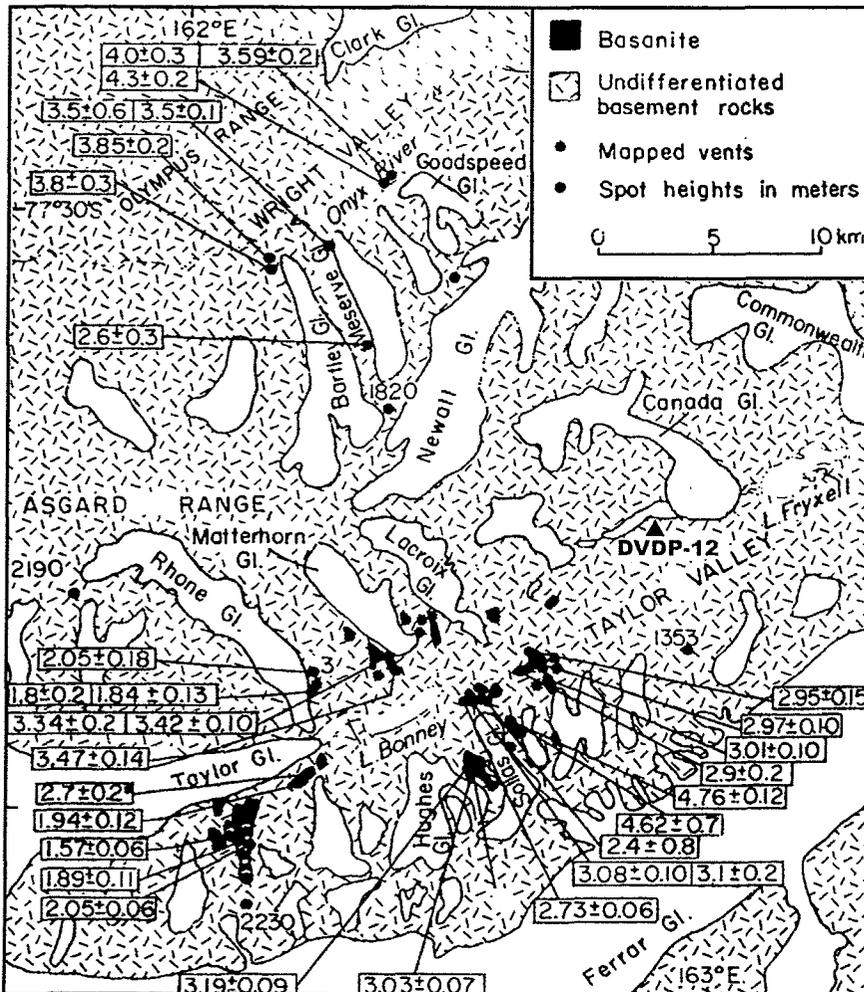


Abb. 6.4 Aufschlüsse und K-Ar-Alter (in Ma) der ‚Cinder Cones‘ der McMurdo-Vulkanit-Gruppe in der Taylor- und Wright-Tal-Region (nach Kyle, 1990)

## 6.2 Interpretation der Schwermineralverteilung und Rekonstruktion der Liefergesteine

Zur Interpretation der Schwermineralverteilungen in den untersuchten Sedimentkernen werden die aussagekräftigsten Minerale und Mineralgruppen herangezogen. Einige Minerale, die nur in sehr geringen Prozentsätzen auftreten, können für die Rekonstruktion des Liefergebietes von erheblicher Bedeutung sein und sollen daher mitberücksichtigt werden. Zur besseren Darstellung und Interpretation werden einige Minerale zusammen dargestellt oder zu einer Mineralassoziation zusammengefasst. Voraussetzung dafür ist die Annahme eines gleichen Liefergesteins bzw. -komplexes. Die Minerale Granat, Zirkon, Titanit, Epidot und Apatit werden zur Gruppe der stabilen Minerale zusammengefasst.

Die Tabelle 6.1 zeigt stark vereinfacht die zur Rekonstruktion verwendeten Schwerminerale und ihre Liefergesteinskomplexe. Detaillierte Angaben zur Herkunft der Schwerminerale finden sich in Anlage 6. Diese Zusammenstellung basiert auf den Kartierungen und petrographischen Untersuchungen der anstehenden Gesteine im Victoria-Land des Transantarktischen Gebirges und in den Vulkanit-Provinzen des McMurdo-Sunds (Gunn & Warren, 1962; Cole & Ewart, 1968; Ghent & Henderson, 1968; Nathan & Schulte, 1968; Riddolls & Hancox, 1968; Skinner & Ricker, 1968a,b; Kyle, 1981, 1990; Weiblein et al., 1981; Laird & Bradshaw, 1982; Skinner, 1993; Elliot et al., 1986; Smillie, 1992; Wilhelm & Wörner, 1996).

Transantarktisches Gebirge					Region des heutigen Ross-Schelfeises
	Skelton-Gruppe	Granite-Harbour-Intrusiv-Komplex	Beacon-Supergruppe	Ferrar-Gruppe	McMurdo-Vulkanit-Gruppe
Klinopyroxen	x	x		x	x
Orthopyroxen				x	
Titanaugit					x
grüne Amphibole	x	x		x	
Kaersutit					x
stabile Minerale	x	x	x		
vulkanisches Glas					x
tremolitischer Amphibol und Klinozoisit	x				
alterierte und opake Minerale	x	x	x	x	x

Tab. 6.1 Hauptliefergesteine der wichtigsten Schwermineralgruppen

### 6.2.1 Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes DVDP-12

Das Taylor-Tal schneidet sich ca. 85 km durch die östliche Flanke des Transantarktischen Gebirges. Es erstreckt sich vom Ostantarktischen Eisschild bis zum McMurdo-Sund. Im Gegensatz zu seinen Nachbargletschern hat sich der Taylor-Gletscher in die westlichen Bereiche des Tales zurückgezogen (Marchant et al., 1994). Der östliche Teil des Tales ist damit bis auf kleinere alpine Gletscher, die aus Norden und Süden in Richtung Talachse fließen, eisfrei.

Die metasedimentären Gesteine der Skelton-Gruppe und die Gneise des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK) bilden das kristalline Grundgebirge und sind im zentralen und östlichen Tal weit verbreitet (Abb. 6.2; Gunn & Warren, 1962; Porter & Beget, 1981). Im östlichen Talabschnitt (oberer N-Hang) ist der Larsen-Granodiorit aufgeschlossen, der ebenfalls zum GHIK gehört (Abb. 6.2). Die sedimentären Gesteine der Beacon-Supergruppe (BS) und die Gesteine der Ferrar-Gruppe (FG) sind auf die westlichen Bereiche des Tales beschränkt. Kleine Vorkommen vulkanischer Gesteine (Olivin-Basalte) der McMurdo-Vulkanit-Gruppe (MVG) stehen im zentralen Teil des Tales an (Gunn & Warren, 1962; Armstrong et al., 1968; Wilch et al., 1993a,b).

Die Schwermineralverteilung der Sedimente des Bohrkerns DVDP-12 (Abb. 6.5) wird durch die Vorstöße und Rückzüge des Taylor-Gletschers und die Ausdehnung des Ross-Schelfeises bis in das Taylor-Tal beeinflusst.

Spätestens seit dem Pliozän schob sich der Taylor-Gletscher, bedingt durch Schwankungen in der Ausdehnung des ostantarktischen Eisschildes, periodisch in Richtung Ross-Meer vor (Denton et al., 1971; Porter & Beget, 1981; Brook et al., 1993; Wilch et al., 1993b; Marchant et al., 1994). Die frühen Vorstöße erreichten den McMurdo-Sund (Porter & Beget, 1981) und führten zur Ablagerung glazialer Sedimente, der sogenannten Quartermain-Drift und der Taylor-Drifts V-III. Die jüngeren Taylor-Drifts (II, I) sind weit weniger ausgedehnt. Brook et al. (1993) geben für die Quartermain-Drift ein  $^{10}\text{Be}$ -Alter zwischen 3 und 5 Ma an (Tab. 6.2). Die ältere Taylor-Drift IVb wird auf 1.2 ( $^3\text{He}$ ) bzw. 2.1 Ma ( $^{10}\text{Be}$ ) datiert und entspricht damit einem spätpliozänen Vorstoß des Taylor-Gletschers (Brook et al., 1993; Marchant et al., 1994). Die 1.0 Ma alte Taylor-Drift IVa (Brook et al., 1993) repräsentiert den weitesten Vorstoß des Taylor-Gletschers im Quartär (Marchant et al., 1994). Auch Wilch et al. (1993b) konnten mittels  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung der im Taylor-Tal anstehenden Vulkanite die Ausdehnungen des Taylor-Gletscher rekonstruieren. Diese Vulkanite zeigen keine Anzeichen von subaquatischen oder subglazialen Eruptionen, d.h. die Eruptionen müssen subaerisch stattgefunden haben, als das Gletschersystem des Taylor-Gletschers weniger ausgedehnt war. Die niedrigste Höhenlage der Aufschlüsse repräsentiert damit die maximale Höhe der Ausdehnung des Taylor-Gletschers. Zusammen mit der Chronologie der hangenden und liegenden glazialen Ablagerungen läßt sich die maximale Ausdehnung des Taylor-Gletschers zur Zeit der Eruption rekonstruieren (Tab. 6.2).

Die durch den Taylor-Gletscher abgelagerten Sedimente zeigen in ihrer mineralogischen und petrographischen Zusammensetzung eindeutig das Taylor-Tal als Liefergebiet an (Porter & Beget, 1981; Marchant et al., 1993c, 1994).

Seit spätestens dem Pleistozän, vermutlich aber schon seit dem Pliozän, dehnte sich das marine Ross-Schelfeis mehrmals aus und bildete einen Eisschild, der auf dem Meeresboden auflag. Eiszungen dieses Eisschildes schoben sich periodisch bis in die Fjorde des Transantarktischen Gebirges vor (Denton et al., 1971; Kyle, 1981; Stuiver et al., 1981; Alonso et al., 1992). Bei diesen Vorstößen wurden Moränen abgelagert und in den

eisfreien Tälern des Transantarktischen Gebirges wurden große, tiefe Seen angestaut. (Porter & Beget, 1981; Denton et al., 1971, 1989; Anderson et al., 1992; Kellogg et al., 1996). Die während der letzten 1.2 Ma abgelagerten Ross-Meer-Drift-Sedimente bestehen hauptsächlich aus vulkanischen Gesteinen der MVG, die östlich und südlich vom Transantarktischen Gebirge in der McMurdo-Sund Region verbreitet sind (Porter & Beget, 1981).

durchschnittliche Alter der Taylor-Drift-Sedimente			Ausdehnung des Taylor-Gletschers
Brook et al., 1993			Wilch et al., 1993b
Taylor II	113.000 a	$^3\text{He}$	
	117.000 a	$^{10}\text{Be}$	
Taylor III	208.000 a	$^3\text{He}$	
Taylor IVa	335.000 a	$^3\text{He}$	
	1.0 Ma	$^{10}\text{Be}$	
Taylor IVb	1.2 Ma	$^3\text{He}$	vor <1.5 Ma
	2.1 Ma	$^{10}\text{Be}$	vor <2.71 Ma
Quartermain	3-5 Ma	$^{10}\text{Be}$	zw. 2.97-2.71 Ma vor 3.47 Ma

Tab. 6.2 Chronologie der Vorstöße des Taylor-Gletschers

Die Ausdehnungen des Ross-Schelfeises sind zu den Vorstößen des Taylor-Gletschers zeitlich phasenverschoben (Marchant et al., 1994; Brook et al., 1995). Während glazialer Perioden mit niedrigem Meeresspiegel vergrößerte sich das Ross-Schelfeis und lag dabei auf dem Untergrund auf (Denton et al., 1989). Im Gegensatz dazu dehnte sich der ostantarktische Eisschild und damit der Taylor-Gletscher in den letzten 400.000 Jahren während interglazialer Perioden aus. Ursache dafür waren vermutlich erhöhte Niederschlagsmengen im Innern der Ostantarktis (Porter & Beget, 1981; Brook et al., 1995). Auch für die älteren Gletschervorstöße (Taylor IV, III) werden interglaziale Bedingungen angenommen (Marchant et al., 1994; Brook et al., 1995).

#### I Sedimentabschnitt 165-102 mbsf

Die überwiegend aus mächtigen Diamiktiten bestehende lithologische Abfolge zwischen 165 und 102 mbsf läßt auf einen Eistransport der Sedimente schließen (Abb. 4.2). Das Schwermineral-Spektrum der Sedimente deutet auf das Taylor-Tal als Liefergebiet und damit auf den Transport von Gesteinsmaterial durch den Taylor-Gletscher hin. Aufgrund der unzureichenden Datierung des Sedimentkernes (vgl. Kap. 4.1) ist es kaum möglich, die DVDP-12-Sedimente den oben erwähnten Taylor-Drift-Sedimenten zuzuordnen. Eine mögliche stratigraphische Einstufung des Sedimentkernes DVDP-12 wird im Kap. 6.2.3 besprochen.

Klinopyroxen bildet die Hauptkomponente des Schwermineralspektrums (Abb. 6.5). Er ist wichtiger Bestandteil aller im Taylor-Tal anstehenden Gesteine und für eine exakte Liefergebietsrekonstruktion daher nur bedingt geeignet (Tab. 6.1, Anlage 6). Lieferant der Orthopyroxene ist die FG. Da Klinopyroxene und Orthopyroxene im Sedimentabschnitt

165-102 mbsf deutlich positiv miteinander korrelieren (Abb. 6.5), kann angenommen werden, daß ein Großteil der Klinopyroxene ebenfalls aus den FG-Gesteinen stammt.

Die relativ hohen Konzentrationen der grünen Amphibole und der stabilen Minerale (Granat, Zirkon, Titanit, Epidot und Apatit) stammen aus verschiedenen Ausgangsgesteinen im Taylor-Tal (Tab. 6.1, Anlage 6). Eine bedeutende Quelle für diese Schwerminerale sind die Gneise des GHIK, die großflächig im östlichen und zentralen Teil des Tales aufgeschlossen sind. Auch der Larsen-Granodiorit (GHIK) kommt als Ausgangsgestein in Frage (Abb. 6.2). Die hohen Konzentrationen an grünen Amphibolen von durchschnittlich 30 % können nicht nur mit einer Herkunft aus den Gesteinen des GHIK erklärt werden. Zusammen mit den Orthopyroxenen können grüne Amphibole auch auf eine FG-Quelle hindeuten (Tab. 6.1, Anlage 6). Die Skelton-Gruppe (SG) ist Liefergestein der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite. Granat und Zirkon treten akzessorisch auch in den Gesteinen der BS auf. Stabile Minerale und grüne Amphibole werden als eine Mineralgruppe dargestellt (Abb. 6.5).

Kaersutit und Titanaugit treten in den Schichten zwischen 165 und 129 mbsf in erhöhten Konzentrationen auf. Mögliche Ausgangsgesteine sind entweder die ‚Cinder Cones‘ der MVG oder die lamprophyrischen Dikes des GHIK. Ein MVG-Liefergebiet ist sehr wahrscheinlich, da in den entsprechenden Sedimenten basaltische Klaster auftreten, lamprophyrische jedoch nicht (Chapman-Smith, 1975).

Die Schwankungen der Schwermineralkonzentrationen in den Schichten zwischen 165 bis 102 mbsf können nicht allein als Verdünnungseffekt, hervorgerufen durch das Auftreten der vulkanischen Minerale, erklärt werden. Sie weisen zusätzlich auf eine wechselnde Intensität der Erosionstätigkeit des Taylor-Gletschers und damit auf einen unterschiedlich starken Einfluß der Liefergesteine innerhalb des Taylor-Tales hin. Bei einem Vorstoß des Gletschers werden zunächst die Gesteine der FG und BS, die im westlichen Talabschnitt aufgeschlossen sind, erodiert. Dringt der Gletscher weiter in Richtung Ross-See vor, überfährt er sukzessive die ‚Cinder Cones‘ der MVG im zentralen und die Gesteine des GHIK und der SG im östlichen Taylor-Tal.

Die Schwermineralverteilung der Sedimentabschnitte I.1 und I.3 (Abb. 6.5) dokumentieren einen Vorstoß des Taylor-Gletschers. Der Gletscher erodierte zusätzlich zu den FG/BS-Gesteinen die Gesteine des GHIK, der SG und der MVG. Dadurch wird das Signal der FG und BS verdünnt, d.h. die Konzentrationen an Klino- und Orthopyroxenen verringern sich zugunsten der stabilen Minerale und grünen Amphibole. Die Schwermineralverteilung des Sedimentabschnittes I.2 lassen auf einen Gletscherrückzug schließen. Es wurden nur die Gesteine der FG, BS und MVG erodiert. Die Konzentrationen der Klino- und Orthopyroxene erhöhen sich.

Das o.g. Verteilungsmuster der Schwerminerale im Sedimentabschnitt I stimmt mit den sedimentologischen Untersuchungen von Powell (1981) überein (Abb. 4.2). Die Diamiktite im Sedimentabschnitt I.1. (165-160 mbsf) und I.3 (130-102 mbsf) wurden überwiegend als Grundmoränen (lodgement till) gedeutet, d.h. der Gletscher war zu dieser Zeit über die Bohrposition vorgerückt. Im Gegensatz dazu wurden die im Sedimentabschnitt I.2 (160-130 mbsf) auftretenden Sedimente überwiegend als subaquatische Moränen (waterlain till) oder durch Schlammströme abgelagert, d.h. der Gletscher hatte sich zu dieser Zeit etwas zurückgezogen.

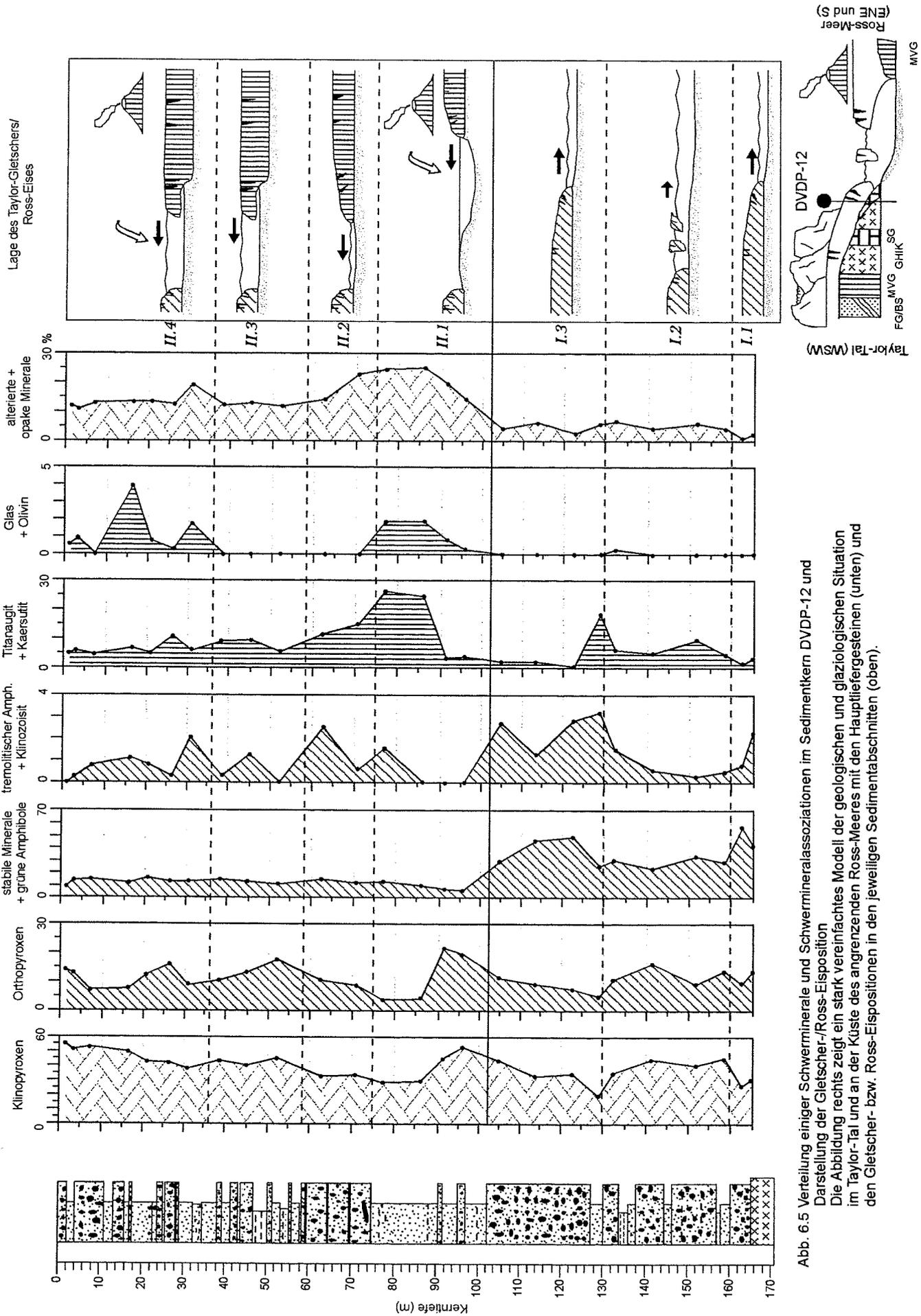
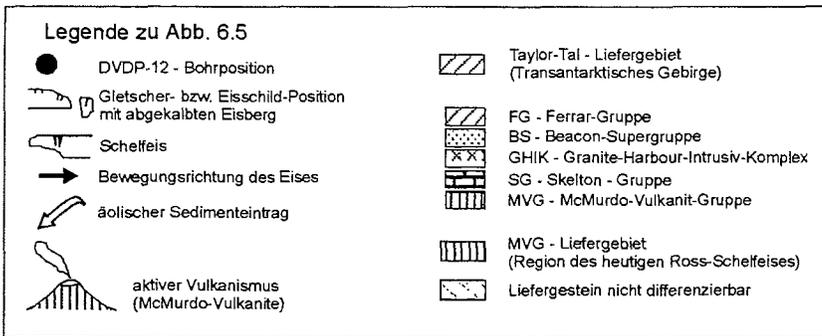


Abb. 6.5 Verteilung einiger Schwerminerale und Schwermineralassoziationen im Sedimentkern DVD-12 und Darstellung der Gletscher-/Ross-Eisposition  
 Die Abbildung rechts zeigt ein stark vereinfachtes Modell der geologischen und glaziologischen Situation im Taylor-Tal und an der Küste des angrenzenden Ross-Meeres mit den Hauptfegesteinen (unten) und den Gletscher- bzw. Ross-Eispositionen in den jeweiligen Sedimentabschnitten (oben).



## II Sedimentabschnitt 102-2 mbsf

Das Schwermineralspektrum zwischen 102 und 2 mbsf wird durch den auf dem Untergrund aufliegenden Eisschild beeinflusst, der sich aus der Region des heutigen Ross-Schelfeises kommend bis in das Taylor-Tal vorschob (Abb. 6.5). Die deutliche Änderung des Schwermineralspektrums erfolgt gleichzeitig mit einem Wechsel der Lithologien (Abb. 4.2). Auf die mächtigen Diamiktite des Sedimentabschnittes I folgen von 102 bis 75 mbsf sandige Sedimente (II.1). Diese sandigen Sedimente wurden wahrscheinlich unter glazial-lakustrinen Bedingungen abgelagert (Chapman-Smith, 1975; Torii, 1981). Oberhalb 75 mbsf (II.2-II.4) wechseln sandige und tonige Sedimente, die überwiegend durch Schlamm- und Trübestrome abgelagert wurden, mit geringmächtigen Diamiktiten (waterlain till) (Powell, 1981).

### II.1 Sedimentabschnitt 102-75 mbsf

In den Sedimenten von 102 bis 75 mbsf (II.1) erhöht sich der Anteil an den vulkanischen Mineralen Titanaugit und Kaersutit signifikant (Abb. 6.5). Zusätzlich tritt in diesem Bereich vulkanisches Glas auf. Die gleichzeitige Konzentrationserhöhung der alterierten und opaken Minerale deutet auf ein gemeinsames vulkanisches Liefergebiet aller ‚vulkanischen‘ Minerale. Die Vulkanite der ‚Cinder Cones‘ werden in den untersten Schichten (165-102 mbsf) nur von Kaersutit und Titanaugit repräsentiert. Eine gleichzeitige Konzentrationserhöhung an alterierten und opaken Mineralen bzw. eine positive Korrelation dieser Minerale ist im Sedimentabschnitt I nicht zu erkennen. Aus diesem Grund wird angenommen, daß sich das vulkanische Liefergebiet der Sedimente dieses Abschnittes von den ‚Cinder Cones‘ im Taylor-Tal unterscheidet und daher in der Ross-Meer-Region zu suchen ist. Gleichzeitig mit der Konzentrationserhöhung der ‚vulkanischen‘ Minerale nehmen die Konzentrationen der Minerale, deren Ausgangsgesteine im Taylor-Tal aufgeschlossen sind, ab (stabile Minerale, grüne Amphibole, tremolitische Amphibole und Klinozoisit).

Durch das Vordringen des Ross-Eises in das z.T. eisfreie Taylor-Tal wurde ein See aufgestaut, in den das vulkanische Material der MVG aus dem McMurdo-Sund überwiegend durch Eis, dann Schlamm- und Gravitationsströme transportiert wurde. Das Sedimentationsmodell, das Barrett & Hambrey (1992) für die glaziallakustrinen Sedimente des Bohrkerns CIROS-2 erstellt haben, kann auch auf die ungeschichteten sandigen Sedimente des DVDP-12-Bohrkerns angewendet werden. Danach wurden die Sande durch kräftige Winde transportiert und auf der zugefrorenen Oberfläche des Sees abgelagert (vgl. Kap. 6.2.2; Abb. 6.6). Der Sand besteht überwiegend aus vulkanischem Material, das vermutlich von den vulkanischen Inseln im McMurdo-Sund und vom Eisrand und supraglazialem Detritus des Ross-Schelfeises stammt. Die dunklen Sandkörner schmelzen durch solare Aufheizung in die Eisoberfläche und gelangten durch Spalten und Kanäle im Eis auf den Seegrund. Durch diesen möglicherweise zusätzlichen äolischen Sedimenteintrag lassen

sich auch die maximalen Konzentrationen der vulkanischen Minerale und der alterierten und opaken Minerale zwischen 90 und 75 mbsf erklären. Vereinzelt auftretende gradierte Schichtung und dünne Tonsteinlagen deuten auf gravitative Sedimentumlagerungsprozesse hin.

Der Übergang von einem ‚Taylor-Tal-dominierten‘ zu einem ‚Ross-Meer-dominierten‘ Schwermineralspektrum erfolgt zwischen 102 und 90 mbsf. Die sandige Sedimentation wird in diesem Kernabschnitt von zwei geringmächtigen Diamiktiten unterbrochen. Die maximalen Klino- und Orthopyroxen-Konzentrationen deuten auf eine Herkunft der Sedimente aus der FG des Taylor-Tales. Allerdings muß davon ausgegangen werden, daß ein Teil der Klinopyroxene im Sedimentabschnitt II aus den vulkanischen Gesteinen der MVG stammt. Gleichzeitig verringern sich die Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole, die GHIK-Liefergesteine anzeigen, signifikant. Dieses Verteilungsmuster der erhöhten Klino- und Orthopyroxen-Konzentrationen bei gleichzeitig niedrigen Konzentrationen von stabilen Mineralen und grünen Amphibolen ähnelt dem für den Sedimentabschnitt I.2 (160-130 mbsf) angenommenen Rückzug des Taylor-Gletschers ins westliche Taylor-Tal. In dieser zurückgezogenen Position erodiert der Gletscher nur die Gesteine der FG/BS.

#### II.2-II.4 Sedimentabschnitt 75-2 mbsf

Im Kernabschnitt oberhalb 75 mbsf (II.2-II.4) verringern sich die Konzentrationen der vulkanischen Minerale Kaersutit und Titanaugit sowie der alterierten und opaken Minerale. Für diese Mineralgruppen wird weiterhin das vulkanische Liefergebiet im McMurdo-Sund angenommen (Abb. 6.5). Die Konzentrationen der Minerale, deren Liefergebiete im Taylor-Tal liegen (stabile Minerale, grüne Amphibole, Orthopyroxene, tremolitische Amphibole und Klinozoisite), erhöhen sich leicht. Sie erreichen jedoch nicht die Werte, die auf einen Vorstoß des Taylor-Gletschers hinweisen. Vulkanisches Glas und Olivin treten nur in den obersten Sedimenten zwischen 35 und 2 mbsf auf (II.4).

Nach der Sedimentation der glaziallakustrinen Sande (II.1) dehnte sich das Ross-Eis weiter aus. Die Diamiktite des Sedimentabschnittes II.2 wurden durch einen auf dem Untergrund aufliegendem Eisschild abgelagert, der vulkanisches Material der MVG aus der Region des heutigen Ross-Schelfeises antransportierte. Durch eine Erhöhung des Meeresspiegels und/oder einem Rückzug des Ross-Schelfeises schwimmt das Eis auf dem Wasser auf. An seiner Unterseite schmilzt weiter vulkanisches Material aus (II.3). Zusätzlich könnten Schlammströme Material aus dem Taylor-Tal transportiert haben, was die leichte Erhöhung der Minerale erklärt, die ihr Liefergebiet im Taylor-Tal haben.

Die vulkanischen Gläser und Olivine der obersten Schichten (II.4) sind möglicherweise das Produkt jüngster vulkanischer Aktivität in der Mt. Erebus-Provinz und können durch äolischen Transport ins Sediment gelangt sein.

Das gleichzeitige Auftreten von Schwermineralen aus dem Taylor-Tal und dem McMurdo-Sund kann seine Ursache auch in der Aufarbeitung älterer Taylor-Sedimente durch das vordringende Ross-Eis haben. Eine Aufarbeitung der Ross-Meer-Sedimente durch den Taylor-Gletscher ist eher unwahrscheinlich, da die jüngeren Vorstöße des Taylor-Gletschers (Taylor-Drift I-II) auf die westlichen Regionen des Tales beschränkt waren (Wilch et al., 1993b; Marchant et al., 1994; Schäfer et al., 1999) und so die Position der Bohrstelle nicht erreicht haben können. Der Transport der Minerale, die ihr Liefergebiet im Taylor-Tal haben, kann auch durch die alpinen Gletscher erfolgt sein, die von Norden und Süden in das Tal abfließen. Diese Gletscher sind im Vergleich zum Taylor-Gletscher eher

klein. Seit spätestens dem späten Pleistozän variieren diese alpinen Gletscher synchron mit dem Taylor-Gletscher (Denton et al., 1991). Erweitert man diese Annahme auf das frühe Pleistozän, müssen sich die alpinen Gletscher während Phasen eines ausgedehnten Ross-Eises ebenfalls zurückgezogen haben. Sie lieferten daher vermutlich nur wenig Material.

### 6.2.2 Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CIROS-2

Im östlichen Ferrar-Tal (Abb. 6.2) sind überwiegend Gneise des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK) und undifferenzierte Gesteine der Skelton-Gruppe (SG) aufgeschlossen (Gunn & Warren, 1962; Porter & Beget, 1981). Den zentralen Bereich dominieren die Gesteine des Larsen-Granodiorit (GHIK). Im westlichen Tal wechseln die Gesteine der Beacon-Supergruppe (BS) mit denen der Ferrar-Gruppe (FG). Die vulkanischen Inseln im McMurdo-Sund werden von überwiegend basaltischen Gesteinen der MVG aufgebaut.

Die plio- und pleistozänen Sedimente von CIROS-2 lagern direkt auf dem kristallinen Grundgebirge und dokumentieren zwei grundsätzlich verschiedene Perioden der antarktischen Vereisungsgeschichte. Das Altersmodell des CIROS-2-Sedimentkerns wird in Kap. 6.2.3 besprochen und ist in Abb. 6.8 dargestellt.

Die sedimentäre Abfolge des Bohrkerns CIROS-2 führt an der Basis einen marinen Tonstein. Darauf folgen von 165 bis 110 mbsf mehrere Diamiktite, die durch den sich ausdehnenden Ferrar-Gletscher abgelagert wurden (Abb. 4.3; Barrett & Hambrey, 1992). Jeder Vorstoß des Gletschers ist durch die Ablagerung einer Grundmoräne (lodgement till) dokumentiert. Darüber folgen eine geringmächtige subaquatische Moräne (waterlain till) sowie weitere distale und proximale glazialmarine Sedimente. Marine Diatomeen in den Tonsteinen des Pliozäns deuten auf offen-marine Bedingungen im McMurdo-Sund bei Ablagerung der entsprechenden Sedimente.

Während des späten Pliozäns bis Pleistozäns dehnte sich das Ross-Schelfeis aus und wurde zu einem auf dem Untergrund aufliegenden Eisschild, der sich aus Osten und Süden bis in die Fjorde des Transantarktischen Gebirges vorschob. Ein Vorstoß des Ross-Eises bis zur Mündung des Ferrar-Tales und seine Wirkung als Barriere führte zur Entstehung eines Sees, in den Sande sedimentierten (Barrett & Hambrey, 1992). Die Sedimentabfolge zwischen 110 und 0 mbsf besteht überwiegend aus Sandsteinen und geringmächtigen Diamiktiten mit einem hohen Anteil vulkanischen Materials. Die Abwesenheit von eistransportiertem grobkörnigem Material weist auf eine mehr oder weniger permanente Eisbedeckung des Sees während des Ablagerungszeitraumes hin. Die sandigen Sedimente wurden überwiegend durch kräftige südliche Winde transportiert und auf der Eisoberfläche abgelagert. Sie stammen von den vulkanischen Inseln im Ross-Meer, vom Eisrand und von der Oberfläche des Ross-Schelfeises. Die überwiegend dunklen Sandkörner heizten sich solar auf und schmolzen in das Eis und gelangten durch Spalten und Kanäle im Eis auf den Seegrund (Abb. 6.6; Nedell et al., 1987; Barrett & Hambrey, 1992). Vereinzelt auftretende gradierte Schichtung und dünne Tonsteinlagen deuten auf die Aufarbeitung der Sande durch Schlamm- und Trübestrome hin.

Die Schwermineralverteilung der Sedimentfolge entspricht der o.g. sedimentologischen Untergliederung und erlaubt die Einteilung des CIROS-2-Sedimentkerns in zwei Einheiten. Die beiden Einheiten I (165-110 mbsf) und II (110-0 mbsf) können in je zwei Unter-einheiten gegliedert werden (Ehrmann & Polozek, 1999).

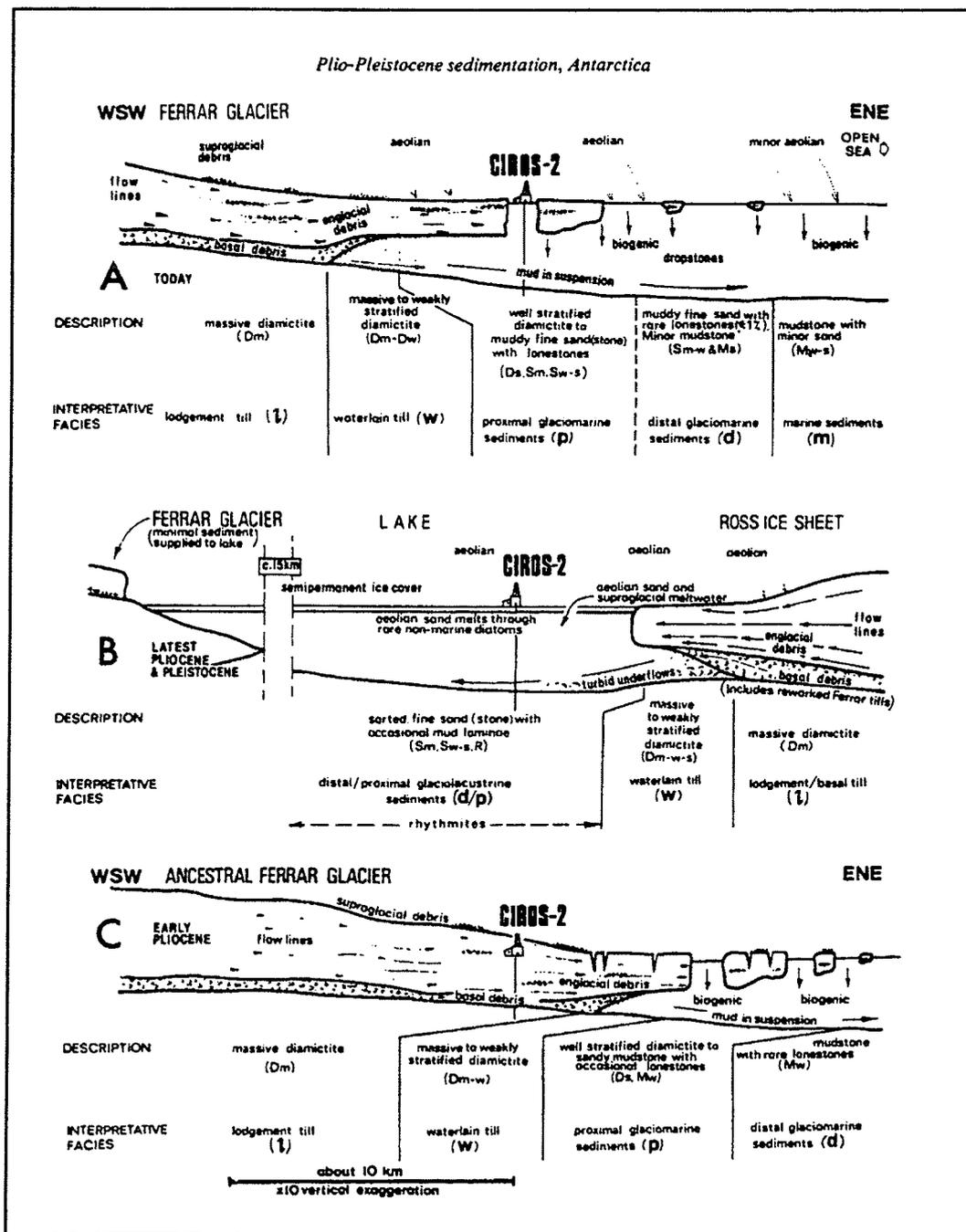


Abb. 6.6 Sedimentationsmodelle im Ferrar-Fjord nach Barrett & Hambrey (1992), A) heutige Situation, B) Situation während der Sedimentation der Sandsteine oberhalb 100 mbsf im CIROS-2-Sedimentkern, C) Situation während der Ablagerung der liegenden Diamiktite

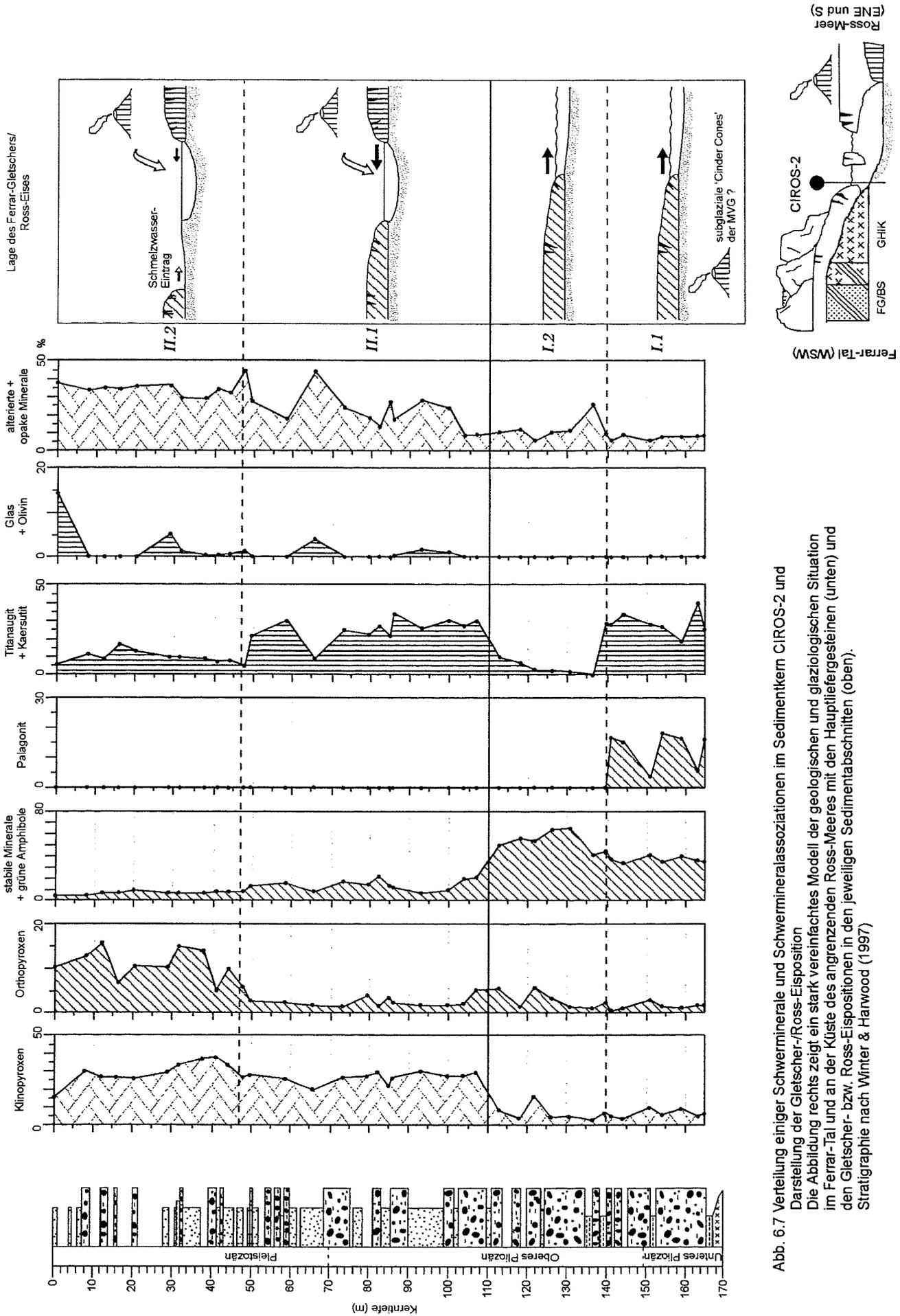
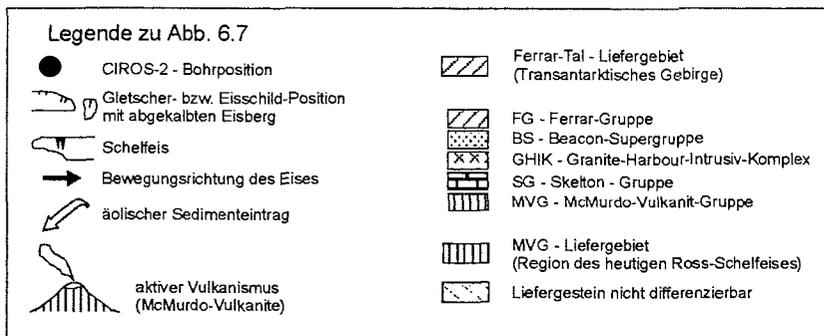


Abb. 6.7 Verteilung einiger Schwerminerale und Schwermineralassoziationen im Sedimentkern CIROS-2 und Darstellung der Gletscher-/Ross-Eisposition  
 Die Abbildung rechts zeigt ein stark vereinfachtes Modell der geologischen und glaziologischen Situation im Ferrar-Tal und an der Küste des angrenzenden Ross-Meeres mit den Hauptliefergesteinen (unten) und den Gletscher- bzw. Ross-Eispositionen in den jeweiligen Sedimentabschnitten (oben).  
 Stratigraphie nach Winter & Harwood (1997)



## I Sedimentabschnitt 165-110 mbsf

Die überwiegend aus Diamiktiten bestehende Abfolge von 165 bis 110 mbsf deutet auf einen Eistransport der Sedimente hin (Abb. 4.3). Das Schwermineralspektrum in diesem Sedimentabschnitt läßt auf die im Ferrar-Tal anstehenden Gesteine als Quelle der Schwerminerale und damit den Ferrar-Gletscher als Transportmedium schließen. Obwohl der Wechsel von Diamiktiten und glazialmarinen Sedimenten mehrere Vorstoß- und Rückzugsphasen des Ferrar-Gletschers repräsentiert, zeigen die Schwerminerkonzentrationen in diesem Sedimentabschnitt I keine direkte Faziesabhängigkeit.

Die stabilen Minerale Zirkon, Titanit, Apatit und Epidot sind typische Bestandteile des Larsen-Granodiorites (Tab. 6.1, Anlage 6). Granate und Zirkone sind aus den GHIK-Gneisen und akzessorisch aus der BS bekannt. Grüne Amphibole kommen im Larsen-Granodiorit, in den Gneisen des GHIK und den Gesteinen der FG vor. Die relativ hohen Konzentrationen all dieser Minerale sowie eine positive Korrelation untereinander (Abb. 5.2, 6.7) lassen auf ein Ferrar-Tal-Liefergebiet schließen, das sich aus den Gesteinen des GHIK, der BS und der FG zusammensetzt. Aufgrund ihres angenommenen gleichen Liefergebietes werden die stabilen Minerale und grünen Amphibole zwecks besserer Darstellung und Interpretation zu einer Mineralgruppe zusammengefasst (Abb. 6.7).

Eine eindeutige Zuordnung der Klinopyroxene, opaken und alterierten Minerale zu einem bestimmten Ausgangsgestein ist problematisch, da sie in fast allen Formationen des GHIK und der FG, aber auch denen der MVG auftreten. Die Orthopyroxene stammen aus den Gesteinen der FG (Tab. 6.1, Anlage 6). Da im Sedimentabschnitt I die Orthopyroxene mit den Klinopyroxenen positiv korrelieren, kann für beide Mineralgruppen ein gemeinsames Liefergestein angenommen werden, das in der FG zu suchen ist. Würde der Großteil der Klinopyroxene aus den Gneisen oder dem Larsen-Granodiorit des GHIK entstammen, müssten sie mit den stabilen Mineralen und grünen Amphibolen positiv korrelieren. Auch die MVG scheidet als Hauptlieferant der Klinopyroxene aus, da die vulkanischen Komponenten der MVG (Kaersutit und Palagonit) in den untersten Schichten (Sedimentabschnitt I.1) und ihre sehr geringen Konzentrationen in den darüber liegenden Sedimenten (Sedimentabschnitt I.2) die Verteilung der Klino- und Orthopyroxene nur unwesentlich beeinflussen.

Die hohen Konzentrationen an grünen Amphibolen und die gleichzeitig geringen Gehalte an Klino- und Orthopyroxenen könnten damit erklärt werden, daß innerhalb des Larsen-Granodiorites die Klinopyroxene zu grünen Amphibolen umgewandelt wurden (Skinner, 1983).

### I.1 Sedimentabschnitt 165-140 mbsf

Von 165 bis 140 mbsf treten zusätzlich zu den hohen Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen, hohe Konzentrationen an Kaersutit und Palagonit auf (Abb. 6.7). Das Auftreten dieser Minerale führt zu einem Verdünnungseffekt, d.h. die Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen erscheinen gegenüber dem Sedimentabschnitt I.2 leicht verringert. Kaersutit und Palagonit weisen auf ein vulkanisches Liefergestein hin, das vermutlich überwiegend aus hyaloklastischen Gesteinen besteht und eine hohe Affinität zur MVG hat (Ehrmann & Polozek, 1999). Wilch et al., (1993b) vermuten vulkanische Gesteine der MVG, analog zu den ‚Cinder Cones‘ des Taylor-Tales, auch unter dem Eis des Ferrar-Gletschers. Die subglaziale Lage dieser ‚Cinder Cones‘ würde die Anwesenheit von Palagonit erklären, dessen Entstehung an subaquatische oder subglaziale Eruptionen gebunden ist. Im Gegensatz zum Ferrar-Tal waren das Wright- und Taylor-Tal im frühen Pliozän bereits Trockentäler und die Eruptionen erfolgten somit subaerisch (Wright & Kyle, 1990; Wilch et al., 1993a). Während dieser Zeit nahm der Ferrar-Gletscher sein Tal noch vollständig ein.

Eine andere Erklärung für das Auftreten der vulkanischen Minerale im Schwermineralspektrum dieses Sedimentabschnittes wäre der Vorstoß des auf dem Untergrund aufliegenden Ross-Eises, das Material der MVG aus Süden antransportierte. Dabei würde das Eis die stabilen Minerale und grünen Amphibole aus Liefergesteinen des Transantarktischen Gebirges südlich oder südwestlich des heutigen Ross-Schelfeises (z.B. Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region) mitführen. Auf seinem Weg nach Norden erodierte das Eis dann vulkanisches Material der MVG im McMurdo-Sund. Dieses Szenario erscheint nicht sehr wahrscheinlich, da das Eis nicht nur Hyaloklastite erodieren würde, sondern überwiegend die im McMurdo-Sund anstehenden basaltischen Gesteine. Dann müssten im Schwermineralspektrum neben den hohen Konzentrationen von Kaersutit und Palagonit auch die Klinopyroxen-Konzentrationen beträchtlich höher sein.

Auch die Aufarbeitung von Sedimenten, die während früherer Vorstöße des Ross-Schelfeises abgelagert wurden, durch einen Vorstoß des Ferrar-Gletschers müsste zu einer Erhöhung der Klinopyroxen-Konzentrationen führen.

Darüber hinaus enthalten die CIROS-2-Sedimente im Sedimentabschnitt II, die durch das Ross-Schelfeis angeliefert wurden, zusätzlich zu Glas und Kaersutit auch Titanaugit und Olivin (Abb. 6.7). Palagonit tritt in diesen Sedimenten nicht auf.

### I.2 Sedimentabschnitt 140-110 mbsf

Das vulkanische Signal verschwindet bei 140 mbsf plötzlich (Abb. 6.7). Möglicherweise waren die Hyaloklastite durch den Ferrar-Gletscher vollständig abgetragen und abtransportiert (Ehrmann & Polozek, 1999).

### II Sedimentabschnitt 110-0 mbsf

Mit dem Wechsel der Sedimente von Gletscher-transportierten Diamiktiten zu einer Wechsellagerung aus glaziallakustrinen Sandsteinen und geringmächtigen Diamiktiten, bedingt durch die Barriere-Wirkung des Ross-Eises, verändert sich auch die Schwermineralverteilung in den Sedimenten signifikant.

In den Schichten zwischen 110 und 0 mbsf verringern sich die Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole deutlich (Abb. 6.7). Klinopyroxene, alterierte und opake Minerale dominieren das Spektrum. Gleichzeitig erhöhen sich die Konzentrationen von Titanaugit, Kaersutit, Glas und Olivin. Diese Minerale repräsentieren ein vulkanisches Liefergebiet im Osten und/oder Süden des McMurdo-Sunds und damit den

Vorstoß des Ross-Eises, das vulkanisches Material der MVG antransportierte. Die Annahme eines vulkanischen Liefergesteins wird durch basaltische Klasten in der Kiesfraktion und das Vorkommen von relativ frisch aussehenden vulkanischen Gläsern in der Fraktion 125-250 µm unterstützt (Ehrmann & Polozek, 1999). Die gleichzeitige Erhöhung von vulkanischen Mineralen, Klinopyroxenen, alterierten und opaken Mineralen in diesem Sedimentabschnitt II läßt auf ein gemeinsames MVG-Liefergestein dieser Minerale schließen.

Zusätzlich zum dominierenden Einfluss des MVG-Liefergebietes repräsentieren geringe Konzentrationen von stabilen Mineralen und grünen Amphibolen sowie Orthopyroxenen einen Einfluß von Liefergesteinen aus dem Ferrar-Tal bzw. der Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region südlich des McMurdo-Sunds.

### II.1 Sedimentabschnitt 110-47 mbsf

Zwischen 110 und 47 mbsf treten Titanaugite in maximalen Konzentrationen auf und zeigen dabei eine deutliche Faziesabhängigkeit. Auch die Konzentrationen der vulkanischen Gläser sind faziesabhängig. Die Titanaugit-Konzentrationen der Diamiktite sind bis zu 4 mal höher als die der Sande (Abb. 6.7). Im Gegensatz dazu kommen hohe Konzentrationen von vulkanischen Gläsern nur in den Sanden vor (Ehrmann & Polozek, 1999). Letzteres unterstützt die Theorie von Barrett & Hambrey (1992), daß die Sande und damit die vulkanischen Gläser überwiegend äolisch transportiert wurden.

Ursache für dieses Verteilungsmuster könnte eine unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung der MVG-Liefergesteine im McMurdo-Sund sein. Vermutlich stammt das vulkanische Material der Sande mit seinen erhöhten Glas-Konzentrationen von Eruptionen aktiver Vulkane im Osten oder Süden des McMurdo-Sunds. Material mit hohen Titanaugit-Konzentrationen stammt dagegen von mehr basischen MVG-Liefergesteinen, die durch das vordringende Ross-Eis erodiert und als Diamiktite abgelagert wurden.

### II.2 Sedimentabschnitt 47-0 mbsf

Eine eindeutige Faziesabhängigkeit der Titanaugit-Konzentrationen, wie im Sedimentabschnitt II.1, ist in den Schichten zwischen 47 und 0 mbsf nicht zu erkennen. Hohe Konzentrationen von vulkanischem Glas sind jedoch weiterhin auf die sandigen Schichten beschränkt. Da die glaziallakustrinen Sedimentationsprozesse weiterhin das Ablagerungsmilieu dominierten, kann angenommen werden, daß vulkanisches Material (i.e. Glas) auch in diesem Sedimentabschnitt äolisch transportiert wurde. Die Anlieferung von vulkanischem Material durch das Ross-Eis nimmt jedoch ab. Möglicherweise stagnierte das auf dem Untergrund aufliegende Ross-Eis und damit verringerte sich Transport und Ablagerung von vulkanischem Material mit erhöhten Titanaugit-Konzentrationen.

Bei 47 mbsf steigen die Konzentrationen an Orthopyroxenen stark an und deuten auf einen zusätzlichen Einfluß eines Liefergesteines hin, das im Ferrar-Tal ansteht. Als Reaktion darauf verringern sich die Konzentrationen an Titanaugit und Kaersutit. Klinopyroxene, alterierte und opake Minerale zeigen in ihren Konzentrationen einen leicht ansteigenden Trend. Vermutlich repräsentieren Orthopyroxene zusammen mit einem Teil der Klinopyroxene, alterierten und opaken Mineralen ein gemeinsames Liefergestein, das innerhalb der FG zu suchen ist, die einzig möglicher Lieferant für Orthopyroxene ist.

Die Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole verringern sich ebenfalls.

Die hohen Orthopyroxen-Konzentrationen in diesem Sedimentabschnitt könnten mit Schmelzwasserströmen erklärt werden, die von einem zurückgezogenen Ferrar-Gletscher

in Richtung Ross-Meer flossen. Der Gletscher hatte sich ins westliche Tal zurückgezogen, wo er hauptsächlich die FG-Gesteine erodierte (Abb. 6.7). Zur Ferrar-Gruppe gehört u.a. eine Hypersthen-Fazies, die bis zu 80 % Hypersthen enthalten kann (Gunn & Warren, 1962; Anlage 6). Nimmt man diese Hypersthen-Fazies als Liefergestein an, lassen sich die hohen Orthopyroxen-Konzentrationen im Sediment erklären. Auch die geringen Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole lassen sich mit dem Transport durch Schmelzwasserströme erklären. Auf ihrem Weg zum Ross-Meer nahmen diese Schmelzwasserströme auch Material der übrigen im Ferrar-Tal anstehenden Gesteine (i.e. stabile Minerale und grüne Amphibole) mit. Die durch Schmelzwasserströme aus dem Ferrar-Tal angelieferten Sedimente mit hohen Orthopyroxen-Konzentrationen wurden bei der Ablagerung der Diamiktite durch das Ross-Eis aufgearbeitet. Diese Aufarbeitungsprozesse würden die hohen Orthopyroxen-Konzentrationen in den Diamiktiten erklären.

Es ist allerdings auch möglich, daß Orthopyroxene und geringe Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen durch das Ross-Eis transportiert wurden. Als Liefergebiete kämen dann die Gebiete des Transantarktischen Gebirges in Frage, die im Süden oder Südwesten des McMurdo-Sunds liegen (z.B. Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region). Das vordringende Ross-Schelfeis würde dieses Material transportieren, auf seinem Weg nach Norden aber überwiegend vulkanische Gesteine der MVG erodieren. Die maximalen Orthopyroxen-Konzentrationen lassen sich durch diesen Transportprozess jedoch nicht erklären.

Auch die Aufarbeitung von Material, das bereits während früherer Vorstöße von Gletschern des Transantarktischen Gebirges auf dem Schelf des McMurdo-Sunds abgelagert wurde, könnte die Anwesenheit der stabilen Minerale, grünen Amphibole und Orthopyroxene im Schwermineralspektrum erklären. Allerdings wären dann erhöhte Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen zu erwarten, nicht aber nur erhöhte Orthopyroxen-Konzentrationen.

Nach Barrett & Hambrey (1992) setzte die Ausdehnung des Ross-Eises und seine Entwicklung zu einem auf dem Untergrund aufliegenden Eisschild im Pleistozän und die dadurch bedingte Änderung der Sedimentation bei 100 mbsf des CIROS-2-Bohrkerns ein. Die Schwermineralverteilung ändert sich jedoch schon bei 110 mbsf. Anscheinend repräsentiert bereits der Diamiktit zwischen 110 und 100 mbsf einen ersten Vorstoß des Ross-Schelfeises. Zudem verschiebt sich die von Barrett & Hambrey (1992) angenommene Pliozän/Pleistozän-Grenze bei 100 mbsf nach neueren Datierungen (Winter & Harwood, 1997) auf ca. 70 mbsf (siehe Kapitel 6.2.3).

### 6.2.3 Korrelation der Bohrkerne DVDP-12 und CIROS-2

Der Wechsel von Diamiktit-Ablagerungen und glazialer Erosion sowie der Mangel an datierbaren Mikrofossilien in einigen Abschnitten der analysierten Sedimente der Bohrkerne DVDP-12 und CIROS-2 macht es schwierig, präzise Altersmodelle zu erstellen. Daneben erschweren Effekte wie glaziale Aufarbeitung, Schichtlücken durch Sedimentationsunterbrechung und Altersvermischung eine biostratigraphische Einordnung der Sedimente (Winter & Harwood, 1997). Mit Hilfe spezifischer Schwermineralsignale in den Sedimentkernen DVDP-12 und CIROS-2 soll versucht werden, die bisher unzureichend datierten DVDP-12-Sedimente lithostratigraphisch einzuordnen.

### 6.2.3.1 Stratigraphische Einordnung des Sedimentkernes DVDP-12

Die Datierung der Sedimente des Bohrkernes DVDP-12 ist bisher nur unzulänglich, da sie nur aufgearbeitete Diatomeen enthalten (Elston & Bressler, 1981; Powell, 1981). Paläomagnetische Analysen, Untersuchungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften (Purucker et al., 1981) und mögliche Korrelationen mit den Sedimentkernen der DVDP-Bohrungen 8, 10 und 11, die ebenfalls im Taylor-Tal abgeteuft wurden, lassen lediglich auf ein oberpliozänes Maximalalter für die Sedimente von DVDP-12 schließen (Elston & Bressler, 1981).

### 6.2.3.2 Stratigraphische Einordnung des Sedimentkernes CIROS-2

Für die Sedimente der Bohrung CIROS-2 konnte anhand von Diatomeen eine Biostratigraphie erstellt werden, die durch paläomagnetische Analysen ergänzt wird (Harwood, 1986b; Winter & Harwood, 1997). Die Stratigraphie des 166 m langen Bohrkernes umfaßt das Unterpliozän bis Quartär. Die ältesten Sedimente sind anhand der Diatomeen-Stratigraphie ca. 4.5 Ma alt (Abb. 6.8). Eine Aschelage bei 125 m wird auf 3.0 Ma (K-Ar) datiert und bestätigt das pliozäne Alter der Sedimente (Barrett & Hambrey, 1992). Die oberen 100 m des Kernes sind nur sehr vage datierbar, da zwischen 98 und 8 mbsf keine Diatomeen oder für die Datierung relevante Mikrofossilien vorkommen. Bisher wurde für dieses Sedimentintervall ein quartäres Alter angenommen (Barrett & Hambrey, 1992; Hambrey & Barrett, 1993). Winter & Harwood (1997) geben jedoch für die Sedimente zwischen 81 und 70 mbsf das Chron C2N (1.95-1.77 Ma), also ein oberpliozänes Alter an (Abb. 6.8).

### 6.2.3.3 Korrelation beider Sedimentkerne

Die Schwermineralverteilung in den Sedimenten der Bohrkern DVDP-12 und CIROS-2 ermöglicht es, die Sedimente beider Bohrungen miteinander zu korrelieren. Obwohl DVDP-12 im heute eisfreien Taylor-Tal erbohrt wurde, und CIROS-2 vor der Gletscherzunge des Ferrar-Gletschers vom Meereis aus abgeteuft wurde, zeigen die Fluktuationen der Schwermineralgehalte beider Sedimentkerne einige bemerkenswerte Übereinstimmungen (Abb. 6.9), die möglicherweise zu einer lithostratigraphischen Korrelation der beiden Kerne benutzt werden können. Das Verteilungsmuster der Schwerminerale, das in den CIROS-2-Sedimenten eine Untergliederung in 2 Einheiten mit je zwei Untereinheiten erlaubt, läßt sich auch in den Sedimenten der Bohrung DVDP-12 erkennen (Abb. 6.9).

Die Schwermineralspektren beider Bohrkern zeigen in den unteren Schichten den Einfluß der im Transantarktischen Gebirge anstehenden Gesteine, die durch den jeweiligen Gletscher erodiert wurden. Die Zusammensetzung der Sedimente in den oberen Schichten wird in beiden Kernen zusätzlich durch das sich ausdehnende Ross-Eis beeinflusst.

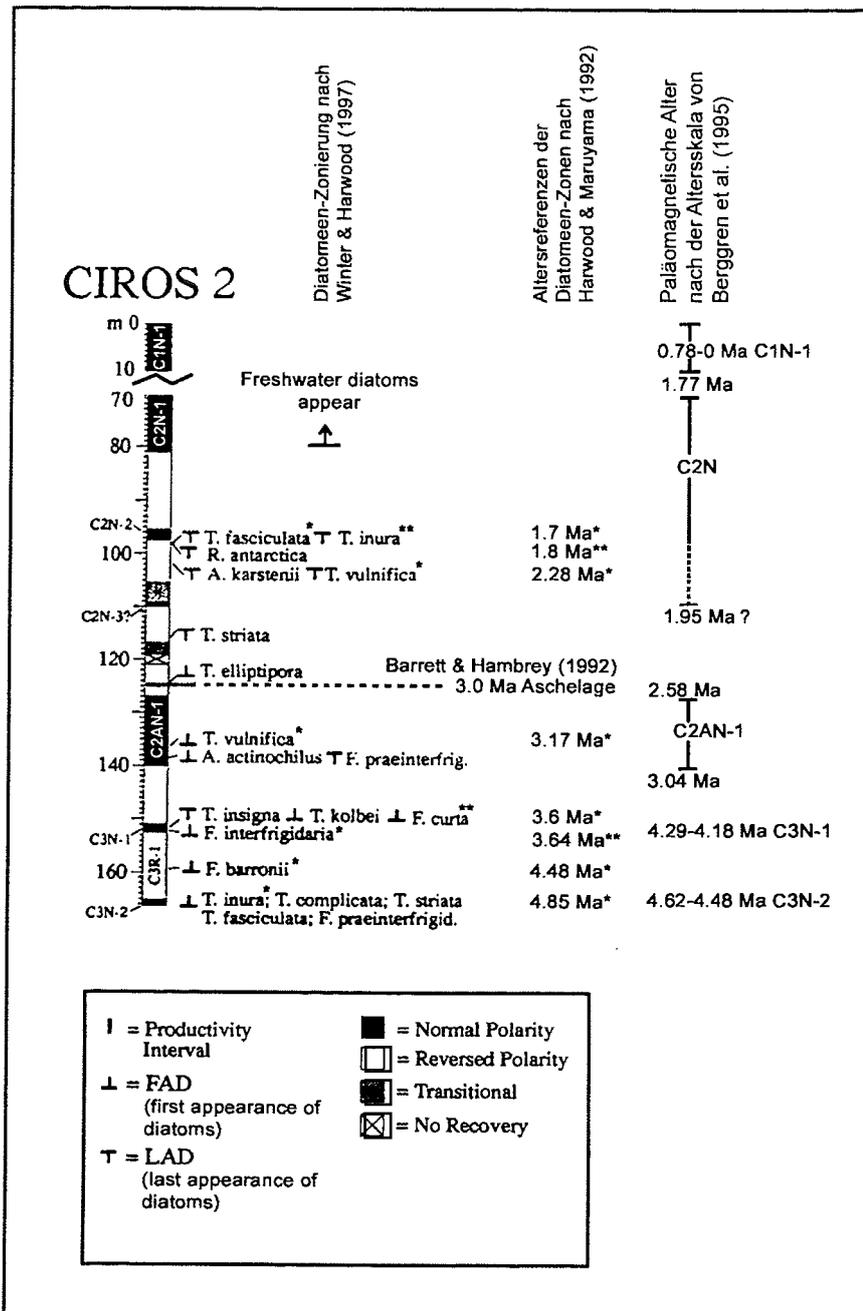


Abb. 6.8 Zusammenstellung verfügbarer Daten zur stratigraphischen Einordnung des Sedimentkerns CIROS-2. Die Diatomeen-Zonen und die paläomagnetische Einordnung wurden von Winter & Harwood (1997) publiziert. Die Altersangaben der mittleren Spalte sind Referenzalter für das erste bzw. letzte Auftreten von Diatomeen nach Harwood & Maruyama (1992). Die paläomagnetischen Altersangaben in der rechten Spalte wurden nach der Altersskala von Berggren et al. (1995) interpretiert.

Der Sedimentabschnitt (I) zwischen 165 und 110 mbsf im Bohrkern CIROS-2 besteht überwiegend aus mächtigen Diamiktit-Paketen (Abb. 4.3). Das Schwermineralspektrum dieser Sedimente wird von stabilen Mineralen und grünen Amphibolen dominiert, die ihr Liefergebiet im Ferrar-Tal des Transantarktischen Gebirges haben. Gleichzeitig sind die

Konzentrationen der alterierten und opaken Minerale verringert (Abb. 6.7). In den untersten Schichten zwischen 165 und 140 mbsf (Sedimentabschnitt I.1) treten hohe Konzentrationen von Titanaugit und Kaersutit sowie Palagonit auf, die wahrscheinlich auf ein MVG-Liefergestein hindeuten. Es wird angenommen, daß subglaziale ‚Cinder Cones‘ unter dem Eis des Ferrar-Gletschers Quelle dieses vulkanischen Materials sind. In den Schichten zwischen 140 und 110 mbsf (Abb. 6.7, Sedimentabschnitt I.2) kommen vulkanische Minerale nur in sehr geringen Konzentrationen vor. Das Alter der Sedimente zwischen 165 und 110 mbsf wird nach Winter & Harwood (1997) auf ca. 4.5 bis 1.95 Ma geschätzt (Abb. 6.8).

Der Sedimentkern DVDP-12 besteht zwischen 165 und 102 mbsf ebenfalls aus mächtigen Diamiktiten (Abb. 4.2). Als Lieferanten der Schwerminerale dieser Diamiktite werden die im Taylor-Tal anstehenden Gesteine angenommen. Das Schwermineralspektrum zeigt in diesen Sedimenten (Abb. 6.5, Sedimentabschnitt I) ebenfalls erhöhte Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen. Auch die Konzentrationen an alterierten und opaken Mineralen sind deutlich verringert. Zwischen 165 und 129 mbsf treten zusätzlich erhöhte Konzentrationen an vulkanischen Mineralen (Kaersutit und Titanaugit) auf, deren Quelle die im Taylor-Tal anstehenden ‚Cinder Cones‘ der MVG sind. Zwischen 129 und 102 mbsf sind Titanaugit und Kaersutit nur in sehr geringen Konzentrationen vertreten.

Aufgrund der o.g. markanten Übereinstimmung im Verteilungsmuster der Schwerminerale und der ähnlichen lithologischen Abfolgen in beiden Bohrkernen wird vermutet, daß es auch eine stratigraphische Übereinstimmung gibt. Für den Diamiktit an der Basis des Bohrkernes DVDP-12 ergibt sich aus der lithostratigraphischen Korrelation mit CIROS-2 ein unterpliozänes Alter von ca. 4.5 Ma. Die DVDP-12-Sedimente sind somit vermutlich älter als bisher angenommen (Abb. 6.9).

Das vulkanische Signal schwächt sich in den unteren CIROS-2-Sedimenten bei 3.2 Ma (140 mbsf) sehr stark ab. Demzufolge kann für die Konzentrationsverringerng von Titanaugit und Kaersutit in den DVDP-12-Sedimenten bei 130 mbsf ebenfalls ein Alter von 3.2 Ma angenommen werden.

In den Schichten zwischen 110 und 0 mbsf (Sedimentabschnitt II) des Bohrkernes CIROS-2 wechseln überwiegend glazialakustrine Sandsteine mit geringmächtigen Diamiktiten. Der Großteil der Schwerminerale dieser Sedimente wurde durch äolische Prozesse und das vordringende Ross-Eis antransportiert. Ihre Liefergesteine sind in der im McMurdo-Sund des Ross-Meeres anstehenden MVG zu suchen. Die signifikante Änderung des Schwermineralspektrums der CIROS-2-Sedimente erfolgt bei 110 mbsf (Abb. 6.9). Die Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole nehmen bei 110 mbsf stark ab. Gleichzeitig erhöhen sich die Konzentrationen der alterierten und opaken Minerale sowie der vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit) deutlich. Zusätzlich treten vulkanisches Glas und Olivin auf.

Nach Winter & Harwood (1997) ergibt sich für die Sedimente zwischen 110 und 70 mbsf ein oberpliozänes Alter (1.95 Ma bis 1.77 Ma) und für die obersten 10 m ein pleistozänes Alter (0.78 Ma bis 0 Ma; Abb. 6.8).

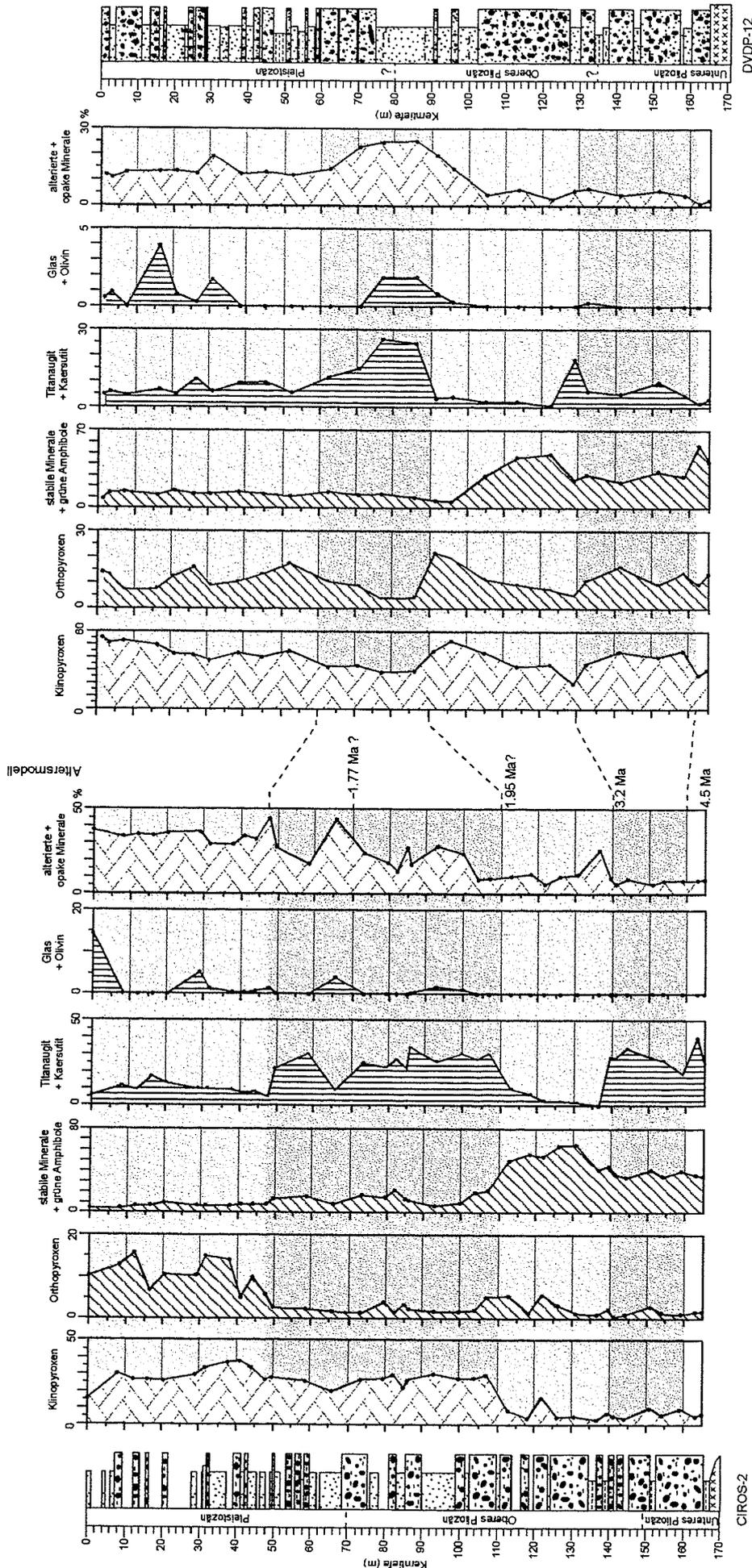


Abb. 6.9 Mögliche lithostratigraphische Korrelation der Sedimentkerne CIROS-2 und DVDP-12. Die Altersangaben wurden aus dem Altersmodell von Winter & Harwood (1997) ermittelt (vgl. Abb. 6.8).

Der Sedimentkern DVDP-12 besteht zwischen 102 und 2 mbsf (Sedimentabschnitt II) ebenfalls aus einer Wechsellagerung von überwiegend glaziallakustrinen Sandsteinen und geringmächtigen Diamiktiten. Die Verteilung der Schwerminerale in diesen Sedimenten zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster wie im Sedimentabschnitt II des CIROS-2-Sedimentkernes. Die Konzentration der stabilen Minerale und grünen Amphibole verringert sich bei 102 mbsf deutlich. Die Änderung des Schwermineralspektrums im DVDP-12-Kern, die den Wechsel von einem ‚Taylor-Tal‘-dominierten Liefergebiet zu einem ‚Ross-Meer‘-dominierten Liefergebiet anzeigt, erfolgt jedoch erst zwischen 96 und 90 mbsf. Ab dieser Tiefe erhöhen sich die Konzentrationen der vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit, Glas und Olivin). Auch die Konzentrationen der alterierten und opaken Minerale erhöhen sich deutlich. Da die ersten glaziallakustrinen Sedimente bereits bei 102 mbsf auftreten, wird ein früher Vorstoß des Ross-Eises ins Taylor-Tal angenommen, der zur Anstauung eines Sees führte. Die Schwermineralverteilung wird zwischen 102 und 96 mbsf jedoch noch durch die Minerale, die ihr Ausgangsgestein im Taylor-Tal haben, dominiert (vgl. Kapitel 6.2.1).

Die Konzentrationserhöhung der vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit, Glas, Olivin) sowie der alterierten und opaken Minerale läßt vermuten, daß die entsprechenden Sedimente in beiden Sedimentkernen auch stratigraphisch übereinstimmen. Damit ergibt sich aus der lithostratigraphischen Korrelation für die sandigen Sedimente des DVDP-12-Kernes bei ca. 90 mbsf ein oberpliozänes Alter von ca. 1.95 Ma.

Eine weitere Korrelationsmöglichkeit ergibt sich möglicherweise aus dem Einsetzen der glaziallakustrinen Sedimentation und der signifikanten Konzentrationsverringering der stabilen Minerale und grünen Amphibole bei 102 mbsf im Sedimentkern DVDP-12 und bei 98 mbsf im CIROS-2-Kern. Für die hohen Konzentrationen der vulkanischen Minerale in den glaziallakustrinen Sedimenten wurde ein zusätzlicher äolischer Eintrag angenommen. Ein zeitgleiches Einsetzen glaziallakustriner Sedimentation in beiden Tälern ist jedoch unwahrscheinlich. Es erscheint eher wahrscheinlich, daß das äolisch transportierte vulkanische Material beider Sedimentkerne eine gemeinsame Eruptionsquelle im McMurdo-Sund hat.

Im Sedimentkern CIROS-2 verringern sich bei 47 mbsf die Konzentrationen der vulkanischen Minerale. Auch in den DVDP-12-Sedimenten ist eine sichtbare Verringerung der Titanaugit- und Kaersutit-Konzentrationen oberhalb 60 mbsf ersichtlich (Abb. 6.9).

Die stratigraphische Korrelation beider Sedimentkerne ist möglich, jedoch nicht zwingend. Die Schwermineralassoziationen zeigen Sedimentationsbedingungen an, werden aber hauptsächlich von ihren Liefergebieten bestimmt. In verschiedenen Tälern können zu verschiedenen Zeiten durchaus gleiche Sedimentationsbedingungen geherrscht haben.

#### 6.2.4 Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes MSSTS-1

Die Schwermineralverteilung des Sedimentkernes MSSTS-1 deutet auf ein dominierendes Liefergebiet im Transantarktischen Gebirge hin. Obwohl die Bohrung MSSTS-1 im Ross-Meer ca. 12 km nordöstlich des Taylor-Fjordes liegt, und der Bohrkern überwiegend aus oberoligozänen und miozänen Sedimenten besteht, ist das Schwermineralspektrum mit dem Spektrum des Bohrkernes DVDP-12 nahezu identisch. Die Schwermineralverteilung wurde vermutlich spätestens seit dem oberen Oligozän durch die Vorschübe und Rückzüge des Taylor-Gletschers beeinflusst. Zusätzlich kann auch das mitgeführte Gesteinsmaterial

anderer Gebirgsgletscher der Trockentäler-Region (z.B. Ferrar-Gletscher) das Schwermineralspektrum der MSSTS-1-Sedimente beeinflusst haben.

Das Schwermineralspektrum wird von Klinopyroxen, alterierten und opaken Mineralen dominiert. Da Klinopyroxene in fast allen Gesteinen vorkommen, die im Taylor-Tal anstehen, sind sie für eine exakte Rekonstruktion der Liefergesteine nur bedingt geeignet. Barrett et al. (1986a) nehmen nach ihren Untersuchungen der Sandfraktion die Ferrar-Dolerite als Ausgangsgesteine für die Klinopyroxene an. Falls jedoch nur die Gesteine der Ferrar-Gruppe erodiert wurden, müssten in der Schwermineralverteilung die Anteile der Klinopyroxene mit den Anteilen der Orthopyroxene positiv korrelieren, da die FG-Gesteine Hauptlieferanten der Orthopyroxene sind (Tab. 6.1, Anlage 6). Da die Verteilung der Ortho- und Klinopyroxene nicht positiv miteinander korreliert, muß ein, wenn auch vermutlich geringer Teil der Klinopyroxene aus dem Larsen-Granodiorit und den Gneisen des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK) stammen, die im östlichen und zentralen Teil des Taylor-Tales anstehen (Abb. 6.2). Aus den Gesteinen des GHIK sind sowohl die stabilen Minerale Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Epidot als auch grüner Amphibol bekannt. Aus diesem Grund werden sie in Abb. 6.10 zusammen dargestellt. Nach Barrett et al. (1986a) ist ein hoher Anteil an gerundetem Quarz in der Sandfraktion der MSSTS-1-Sedimente ein Anzeichen für eine Herkunft aus der Beacon-Supergruppe (BS). Da in den Gesteinen der BS auch Granat und Zirkon akzessorisch auftreten, muß davon ausgegangen werden, daß ein geringer Anteil in den Gesamtkonzentrationen an Granat und Zirkon der MSSTS-1-Sedimente aus der BS stammt. Grüne Amphibole sind auch aus den Gesteinen der FG bekannt. Deshalb muß ein geringer Anteil an den Gesamtkonzentrationen der grünen Amphibole in den Sedimenten der Bohrung MSSTS-1 auch aus der FG stammen. Tremolitische Amphibole und Klinozoisit sind nur in den Gesteinen der Skelton-Gruppe (SG) nachgewiesen (Tab. 6.1, Anlage 6).

## I Sedimentabschnitt 221-116 mbsf

### I.1 Sedimentabschnitt 221-203 mbsf

In den Sedimenten von 221 bis 203 mbsf treten stabile Minerale, grüne Amphibole, Klinozoisite und tremolitische Amphibole in höheren Konzentrationen auf (Abb. 6.10). Die Konzentrationen der Klinopyroxene der FG sind entsprechend verringert. Zusätzlich zu den geringen Konzentrationen an Granaten, Zirkonen und grünen Amphibolen, die das Liefergebiet FG/BS repräsentieren, treten Granate, Zirkone, grüne Amphibole, Titanite, Apatite und Epidote des GHIK auf. Dadurch verstärkt sich das Signal der stabilen Minerale und grünen Amphibole. Das Schwermineralspektrum, das auf Liefergesteine der FG/BS (i.e. Pyroxene) hindeutet, unterliegt einem Verdünnungseffekt.

Dieses Muster kann dahingehend gedeutet werden, daß sich der Taylor-Gletscher bis in das Ross-Meer vorschob und alle im Taylor-Tal anstehenden Gesteine (FG/BS, GHIK, SG) erodierte und transportierte. Das angelieferte Material schmolz an der Unterseite einer auf dem Ross-Meer aufschwimmenden Eiszunge aus (Barrett & McKelvey, 1986).

### I.2 Sedimentabschnitt 203-170 mbsf

In den sandigen Sedimenten von 203 bis 170 mbsf verringern sich die Gehalte an tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten sowie an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen. Die Konzentrationen der Ortho- und Klinopyroxene erhöhen sich leicht (Abb. 6.10).

Verteilung und Sedimentfazies deuten darauf hin, daß der Taylor-Gletscher hauptsächlich die im westlichen Taylor-Tal anstehenden Gesteine der FG/BS erodierte und sich bis dorthin zurückgezogen haben muß. Nach Barrett & McKelvey (1986) wurden an der Basis,

in der Mitte und im Hangenden des Sedimentintervalls zwischen 189 und 141 mbsf jeweils geringmächtige Diamiktite abgelagert, die belegen, daß sich der Taylor-Gletscher mindestens dreimal in Richtung Ross-Meer vorschob.

### I.3 Sedimentabschnitt 170-145 mbsf

Die Konzentrationen der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite, der stabilen Minerale und grünen Amphibole erhöhen sich. Gleichzeitig verringern sich die Ortho- und Klinopyroxen-Konzentrationen. Die Schwermineralverteilung ähnelt der des Sedimentabschnittes I.1 (221-203 mbsf) und stellt daher wahrscheinlich einen erneuten Vorstoß des Taylor-Gletschers dar (Abb. 6.10). Einen Vorstoß des Gletschers belegen auch die Diamiktite dieses Abschnittes. Der Gletscher dehnte sich aus und erodierte zusätzlich zu den Gesteinen der FG/BS die des GHIK und der SG.

### I.4 Sedimentabschnitt 145-116 mbsf

In den sandigen Tonsteinen dieses Abschnittes sind die Konzentrationen der Klinopyroxene leicht erhöht, die der tremolitischen Amphibole, Klinozoisite, stabilen Minerale und grünen Amphibole leicht verringert. Es erscheint daher wahrscheinlich, daß Fazies und Verteilung einen Rückzug des Gletschers bis in das westliche Taylor-Tal repräsentieren. Der Gletscher erodierte überwiegend Material der FG/BS (Abb. 6.10).

## II Sedimentabschnitt 63-10 mbsf

Die Schwermineralverteilung der miozänen bis quartären Sedimente (63 bis 10 mbsf) deutet auf mindestens zwei Vorstöße und Rückzüge des Taylor-Gletschers hin (Abb. 6.10).

Die erhöhten Konzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole bei gleichzeitig geringen Orthopyroxen-Konzentrationen deuten darauf hin, daß der Diamiktit bei 63 mbsf einen Vorstoß des Taylor-Gletschers bis ins Ross-Meer (Sedimentabschnitt II.1) repräsentiert. Dabei erodierte und transportierte der Gletscher überwiegend Material des GHIK und der FG/BS (Abb. 6.10). Die höheren Klinopyroxen-Konzentrationen können damit erklärt werden, daß, im Gegensatz zu den oligozänen Vorstößen des Taylor-Gletschers, innerhalb der FG Klinopyroxen-reichere Gesteine erodiert wurden.

Die glazialmarinen Sedimente im Hangenden des Diamiktites (Sedimentabschnitt II.2) deuten darauf hin, daß sich nach diesem Vorstoß der Gletscher zurückzog. Die Konzentrationen der stabilen Minerale, grünen Amphibole und Klinopyroxene verringern sich leicht. Gleichzeitig erhöhen sich die Gehalte an Orthopyroxenen, tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (Abb. 6.10). Dieses Spektrum zeigt, daß alle im Taylor-Tal anstehenden Gesteine erodiert wurden und läßt vermuten, daß sich der Gletscher nur bis zum Taylor-Fjord zurückgezogen hatte.

Die Diamiktite im Sedimentabschnitt II.3 zeigen hohe Konzentrationen an stabilen Mineralen, grünen und tremolitischen Amphibolen, Klinozoisiten und Klinopyroxenen (Abb. 6.10). Die Orthopyroxen-Konzentrationen verringern sich leicht. Schwermineralverteilung und Sedimentfazies deuten auf einen erneuten Vorstoß des Gletschers bis mindestens zur Bohrposition hin. Der Gletscher erodierte alle im Taylor-Tal anstehenden Gesteine.

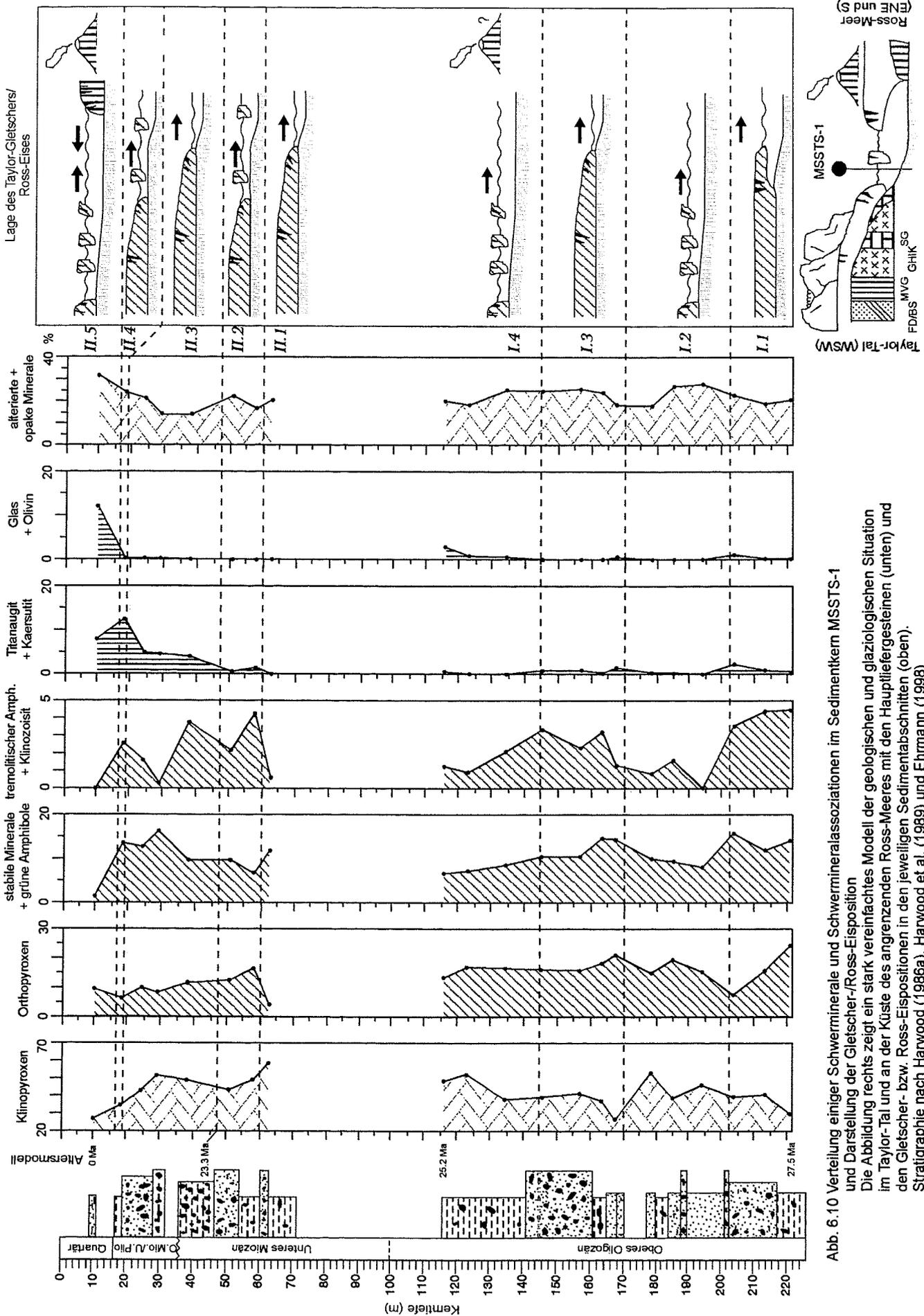
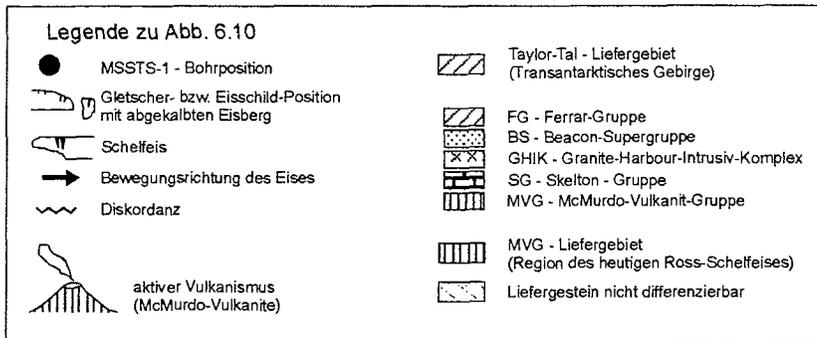


Abb. 6.10 Verteilung einiger Schwerminerale und Schwermineralassoziationen im Sedimentkern MSSTS-1 und Darstellung der Gletscher-/Ross-Eisposition Die Abbildung rechts zeigt ein stark vereinfachtes Modell der geologischen und glaziologischen Situation im Taylor-Tal und an der Küste des angrenzenden Ross-Meeres mit den Hauptflegesteinen (unten) und den Gletscher- bzw. Ross-Eispositionen in den jeweiligen Sedimentabschnitten (oben). Stratigraphie nach Harwood (1986a), Harwood et al. (1989) und Ehrmann (1998)



Der nachfolgende Rückzug (Sedimentabschnitt II.4) wird durch glazialmarine Tonsteine dokumentiert und erfolgte nur soweit, daß der Gletscher weiterhin alle im Taylor-Tal anstehenden Gesteine erodieren konnte. Die Konzentrationen an stabilen Mineralen, grünen und tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten sind in diesen Sedimenten weiterhin hoch (Abb. 6.10). Die Verringerung der Konzentrationen der Klino- und Orthopyroxene ist auf einen Verdünnungseffekt durch die vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit) zurückzuführen.

Der quartäre tonig-siltige Sandstein (Sedimentabschnitt II.5) zeigt geringe Konzentrationen an Schwermineralen, deren Liefergesteine im Taylor-Tal aufgeschlossen sind (stabile Minerale und grüne Amphibole, tremolitische Amphibole und Klinozoisite, Klino- und Orthopyroxene). Im Gegensatz dazu sind die Konzentrationen von Titanaugit, Kaersutit, Olivin sowie alterierten und opaken Mineralen deutlich erhöht (Abb. 6.10). Diese Verteilung deutet auf die Existenz eines Ross-Schelfeises im McMurdo-Sund hin, das vulkanisches Material der MVG anlieferte (siehe unten).

#### Herkunft des vulkanischen Materials

In den oberoligozänen Schichten zwischen 221 und 116 mbsf kommen in geringen Konzentrationen Titanaugit, Kaersutit und vulkanisches Glas vor, die auf Erosion und Transport vulkanischen Materials hinweisen. In der Sandfraktion treten basaltische Klaster zwischen 227 und 200 mbsf auf (Gamble et al., 1986; Barrett et al., 1986a). Auch hohe Smektit-Gehalte von 216 bis 190 mbsf deuten auf den Einfluß von Verwitterungsprodukten einer vulkanischen Quelle hin (Ehrmann, 1998). Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Klaster (Alkalibasalt bis peralkaliner Ignimbrit) in der Sandfraktion unterscheidet sich von den tholeiitischen Gesteinen der FG und auch von den stärker alkalischen spätkänozoischen Vulkaniten der Ross-Insel. Ähnliche vulkanische Gesteine sind nur MVG-Gesteine, die in der Region um Mt. Melbourne (Nord-Victoria-Land) und am Mt. Morning (Süd-Victoria-Land) aufgeschlossen sind (Abb. 6.3). Die ältesten datierten Gesteine der MVG aus der Melbourne-Vulkanit-Provinz sind 25 Ma, die ältesten Vulkanite am Mt. Morning 19 Ma alt (Kyle et al., 1990).

Möglicherweise repräsentiert das vulkanische Material, das eine deutlichen Affinität zur McMurdo-Vulkanit-Gruppe aufweist, eine bisher unbekannte Phase vulkanischer Aktivität im mittleren Känozoikum, die petrochemisch-mineralogisch der spätkänozoischen Phase ähnlich ist (Barrett & McKelvey, 1986). Über die genaue Herkunft und Lage des vulkanischen Ausgangsgesteins kann nur spekuliert werden.

Da die Sedimente des Bohrkernes MSSTS-1 zwischen 221 und 116 mbsf nach biostratigraphischen (Diatomeen und Foraminiferen) und paläomagnetische Untersuchungen ein Alter von 27.5 Ma haben (Barrett & McKelvey, 1986; Harwood, 1986a; Ehrmann, 1998), ist es unwahrscheinlich, daß die MVG-Gesteine der Melbourne-Vulkanit-Provinz der Lieferant des vulkanischen Materials dieser Sedimente sind. Würde das vulkanische

Material aus dieser Region um Mt. Melbourne stammen, müssten ältere Vulkanite als bisher bekannt, die Liefergesteine sein und äolische Prozesse oder Eisberge für einen Transport verantwortlich sein.

Die ‚Cinder Cones‘ im Taylor-Tal entstanden erst vor 4.76 Ma (Kyle et al., 1990; Wilch et al., 1993b) und können daher nicht das Ausgangsgestein für das vulkanische Material der oligozänen Sedimente sein. Dennoch könnten bisher unbekannte ältere vulkanische Gesteine im Taylor-Tal ähnlich diesen pliozänen ‚Cinder Cones‘ ein mögliches Liefergestein darstellen. Das vulkanische Material wäre dann durch den Taylor-Gletscher erodiert und ins Ross-Meer transportiert worden. Während des Oligozäns/Miozäns müssten die Vulkanite, möglicherweise in Verbindung mit einer Hebungsphase im Transantarktischen Gebirge, dann komplett erodiert worden sein.

Magnetanomalien über dem Ross-Meer deuten auf das Vorhandensein von Vulkanbauten auf den Schelfgebieten des Ross-Meer und unter dem Westantarktischen Eisschild, die vermutlich ein känozoisches Alter haben (Bosum et al., 1989; Behrendt et al., 1994, 1995; Damaske, 1994; Bozzo et al., 1997). Diese bisher nicht näher charakterisierten Vulkane im Süden des Victoria-Landes sind ebenfalls eine mögliche Quelle für das vulkanische Material in den oligozänen Sedimenten des Bohrkernes MSSTS-1.

In den Sedimenten zwischen 58 und 10 mbsf treten Titanaugit und Kaersutit auf. Vulkanisches Glas und Olivin sind nur in der obersten Probe vertreten. Die vulkanischen Minerale repräsentieren vermutlich das Einsetzen des spätkänozoischen Vulkanismus im McMurdo-Sund (Kyle et al., 1990; Barrett & McKelvey, 1986). Quelle der vulkanischen Minerale sind vermutlich Mt. Morning und/oder Mt. Terror (Ross-Insel). Die ältesten datierten Laven der Vulkanite dort sind 19 Ma bzw. 15 Ma alt (Kyle et al., 1990). Bio- und magnetostratigraphische Untersuchungen geben für die MSSTS-1-Sedimente bei 60 mbsf jedoch ein Alter von ca. 21 Ma an (Harwood, 1986a; Barrett et al., 1986a). Korrelationen der Tonmineral-Verteilung in den Sedimentkernen MSSTS-1 und CIROS-1 deuten auf ein 23.3 Ma-Alter bei 47 mbsf (Ehrmann, 1998).

Da die Datierung der Mikrofossilien nur eine grobe biostratigraphische Einteilung der miozänen Sedimente erlaubt, ist es durchaus angebracht die zeitliche Abweichung zwischen dem maximal 19 Ma alten Vulkanismus am Mt. Morning und dem Auftreten des vulkanischen Materials in den MSSTS-1-Sedimenten bei 21 Ma bzw. 23.3 Ma als nicht allzu konsequent zu betrachten.

Bei 40 mbsf erhöhen sich die Konzentrationen der vulkanischen Minerale deutlich (Abb. 6.10). Als Liefergesteine der entsprechenden Sedimente (Sedimentabschnitte II.3, II.4) wurden jedoch alle im Taylor-Tal anstehenden Gesteine angenommen, d.h. der Gletscher muß das gesamte Tal ausgefüllt haben. Frühe vulkanische Phasen im Taylor-Tal können also nicht die Ursache der Konzentrationserhöhungen der vulkanischen Minerale sein, denn diese Vulkane eruptierten subaerisch (Wilch et al., 1993b). Das Schwermineralspektrum deutet eindeutig auf einen bis ins Ross-Meer ausgedehnten Taylor-Gletscher hin. Palagonit als Anzeichen für subglaziale Eruptionen ist nicht vorhanden. Möglicherweise erhöhte sich die Intensität des Vulkanismus im McMurdo-Sund. Das vulkanische Material wurde äolisch transportiert und auf der Oberfläche des Gletschers abgelagert. Zusammen mit dem Material aus dem Taylor-Tal gelangte es so ins Sediment.

In den obersten 20 m des Sedimentkernes MSSTS-1 erreichen die vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit, Glas und Olivin) maximale Konzentrationen. Während der Ablagerung dieser Sedimente hatte sich der Gletscher zurückgezogen. Vermutlich wurde das vulkanische Material durch äolische Prozesse oder durch Eisberge antransportiert. Letztere

kalbten von den Gletschern oder dem Ross-Eis im Süden des Süd-Victoria-Landes ab und führten somit vulkanisches Material aus der Region um Mt. Morning/Mt. Discovery.

### 6.2.5 Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CRP-1

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes CRP-1 deutet überwiegend auf ein Liefergebiet im Transantarktischen Gebirge hin. (Abb. 6.11.1, 6.11.2). Die Bohrstelle CRP-1 liegt im McMurdo-Sund östlich von Cape-Roberts. Westlich der Bohrlokation durchschneiden der Mackay- und Debenham-Gletscher das Transantarktische Gebirge und fließen in den McMurdo-Sund ab (Abb. 6.1). Die in den Tälern dieser Gletscher anstehenden Gesteine sind vermutlich die Ausgangsgesteine der Schwerminerale des Sedimentkernes CRP-1. In der Küstenregion um Granite Harbour und an den Talwänden des unteren Mackay-Tales sind die Gesteine des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK) aufgeschlossen (Larsen-Granodiorit, Irizar-Granit). Diese Intrusivkörper werden von Dikes und Sills der Ferrar-Gruppe (FG) durchschlagen. Weiter westlich, im oberen Mackay-Tal, sind die Gesteine der Beacon-Supergruppe (BS) gemeinsam mit denen der FG aufgeschlossen. Sporadisch anstehende Gesteine der Skelton-Gruppe finden sich südwestlich von Sperm-Bluff (Abb. 6.1). Das Gebiet um den Debenham-Gletscher besteht hauptsächlich aus den Gesteinen des GHIK und der FG/BS. Auch hier sind die Irizar-Granite und Larsen-Granodiorite von Dikes der FG durchschlagen. Zusätzlich sind in dieser Region Marmore und Schiefer der Skelton-Gruppe (SG) aufgeschlossen. Aufschlüsse vulkanischer Gesteine der McMurdo-Vulkanit-Gruppe (MVG), wie die ‚Cinder Cones‘ im Taylor-Tal, sind aus dieser Region des Transantarktischen Gebirges nicht bekannt.

Die Sedimente des Bohrkernes CRP-1 wurden überwiegend unter glazialmarinen Bedingungen abgelagert. Die Sedimentation wurde zeitweise durch auf dem Untergrund aufliegendes Eis und glaziale Erosion unterbrochen (Cape Roberts Science Team, 1998b). Der 147 m lange Bohrkern erschließt miozäne Sedimente, die diskordant von quartären Sedimenten überlagert werden. Das Alter der miozänen Sedimente wird mit 22.1 bis 17.5 Ma angegeben (Cape Roberts Science Team, 1998a,b).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an einer Bimssteinlage bei 116 mbsf ergaben ein Alter von 18.4 Ma. Die quartären Sedimente haben ein Maximalalter von 1.3 Ma. Die miozänen Sedimente wurden vermutlich von polythermalen Gletschern abgelagert und deuten damit auf ein subpolares Klima hin (Powell et al., 1998). Im Gegensatz zu temperierten Gletschern haben polythermale Gletscher bei hohen Sedimentationsraten einen geringeren Anteil an sortierten Sedimenten (Hallett et al., 1996; Powell et al., 1998). Die quartären Sedimente wurden vermutlich unter polaren Bedingungen abgelagert, wie sie auch heute noch auf dem antarktischen Kontinent vorherrschen (Powell et al., 1998). Fazies- und Strukturanalysen an den Sedimenten dokumentieren acht miozäne und mindestens zwei quartäre Sequenzen (Cape Roberts Science Team, 1998b). Jede Sequenz beginnt mit einem basalen Diamiktit, der zum Hangenden in Sandsteine und anschließend in Siltsteine, die häufig ‚Dropstones‘ führen, übergeht.

Die Schwermineralverteilung ändert sich mit der Fazies und zeigt eine deutliche zyklische Verteilung (Polozek & Ehrmann, 1998). Das Spektrum wird von Klino- und Orthopyroxenen dominiert. Die Orthopyroxene können nur aus den Gesteinen der FG stammen. In den miozänen CRP-1-Sedimenten korrelieren Ortho- und Klinopyroxene positiv miteinander. Diese Korrelation gestattet für beide Pyroxen-Gruppen die Annahme eines gemeinsamen Liefergesteins innerhalb der FG. Da Klinopyroxene aber in fast allen Gesteinen der

Mackay-/Debenham-Gletscher-Region und der Region des heutigen Ross-Schelfeises vorkommen, ist ein Anteil der Klinopyroxene wahrscheinlich auch auf eine Herkunft aus Gesteinen des GHIK, der SG und der MVG zurückzuführen (Tab.6.1, Anlage 6). Aus den Gesteinen des GHIK sind sowohl die stabilen Minerale Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Epidot als auch grüner Amphibol bekannt, die alle in den CRP-1-Sedimenten vorkommen und in Abb. 6.11.1 zusammen dargestellt werden. Grüne Amphibole sind außerdem aus den Gesteinen der FG und der SG bekannt. Deshalb kann ein geringer Anteil an den Gesamtkonzentrationen der grünen Amphibole aus der FG und SG stammen. Die sedimentären Gesteine der BS führen nur akzessorisch Granat und Zirkon. Am Gesamtgehalt der Granate und Zirkone in den CRP-1-Sedimenten ist der Anteil an Granat und Zirkon, der aus den Gesteinen der BS stammt, daher als gering zu betrachten. Tremolitische Amphibole und Klinozoisite sind nur aus den Gesteinen der SG bekannt (Tab. 6.1, Anlage 6). Die alterierten und opaken Minerale korrelieren in den Sedimenten des Bohrkerns CRP-1 positiv mit den vulkanischen Mineralen (Titanaugit, Kaersutit, Glas und Olivin). Aus diesem Grund wird für die vulkanischen Minerale und einen Großteil der alterierten und opaken Minerale ein gemeinsames Ausgangsgestein innerhalb der MVG angenommen.

In den miozänen Schichten zwischen 147 und 43 mbsf wechseln sich Gletschervorstöße und Gletscherrückzüge ab (Abb. 6.11.1). Diese glazialen Phasen zeigen eine jeweils charakteristische Schwermineralverteilung (siehe unten).

#### I-b Sedimentabschnitt 147-140 mbsf: Gletscherrückzug

Die Sedimentfazies (feinkörnig-glazialmarin) sowie die Schwermineralverteilung deuten auf eine zurückgezogene Position der Gletscher im Transantarktischen Gebirge hin. Die Sedimente dieses Intervalls zeigen geringe Konzentrationen an Klino- und Orthopyroxenen. Der Mackay-Gletscher erodierte überwiegend die Gesteine der FG/BS im westlichen Tal und Eisberge transportierten dieses Material ins Ross-Meer. Die Gehalte an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHİK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen sind daher relativ erhöht (Abb. 6.11.1). Vulkanische Gesteine der MVG sind im Mackay-Tal nicht aufgeschlossen bzw. bisher nicht bekannt. Die Vulkanite am Mt. Morning im südlichen Süd-Victoria-Land weisen ein Maximalalter von nur 19 Ma auf und unterscheiden sich in ihrer petrochemisch-mineralogischen Zusammensetzung von der des vulkanischen Materials des Sedimentkerns CRP-1. Smellie (1998) nimmt daher für das vulkanische Material der miozänen CRP-1-Sedimente die Vulkanite eines ‚Paläo- Mt. Morning‘ als Liefergesteine an. Das vulkanische Material wurde vermutlich durch Eisberge oder äolische Prozesse antransportiert. Der gleichzeitig erhöhte Eintrag der Minerale, die ihre Liefergesteine im GHIK und der SG haben, legt nahe, daß diese Minerale gemeinsam mit dem vulkanischen Material angeliefert wurden. Mt. Morning liegt südlich der Royal-Society-Range in der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region. In diesem Gebiet sind neben den Gesteinen des GHIK auch großräumig die Gesteine der SG aufgeschlossen (Blank et al., 1963).

Die Minerale, deren Liefergesteine der GHIK (stabile Minerale und grüne Amphibole) und die SG (tremolitische Amphibole und Klinozoisite) sind, könnten auch aus der Region zwischen Debenham-Gletscher und Wright-Gletscher stammen (Abb. 6.11.2-c). Da aus diesem Gebiet jedoch vulkanische Gesteine der MVG nicht bekannt sind, erscheint die Herkunft aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region wahrscheinlicher.

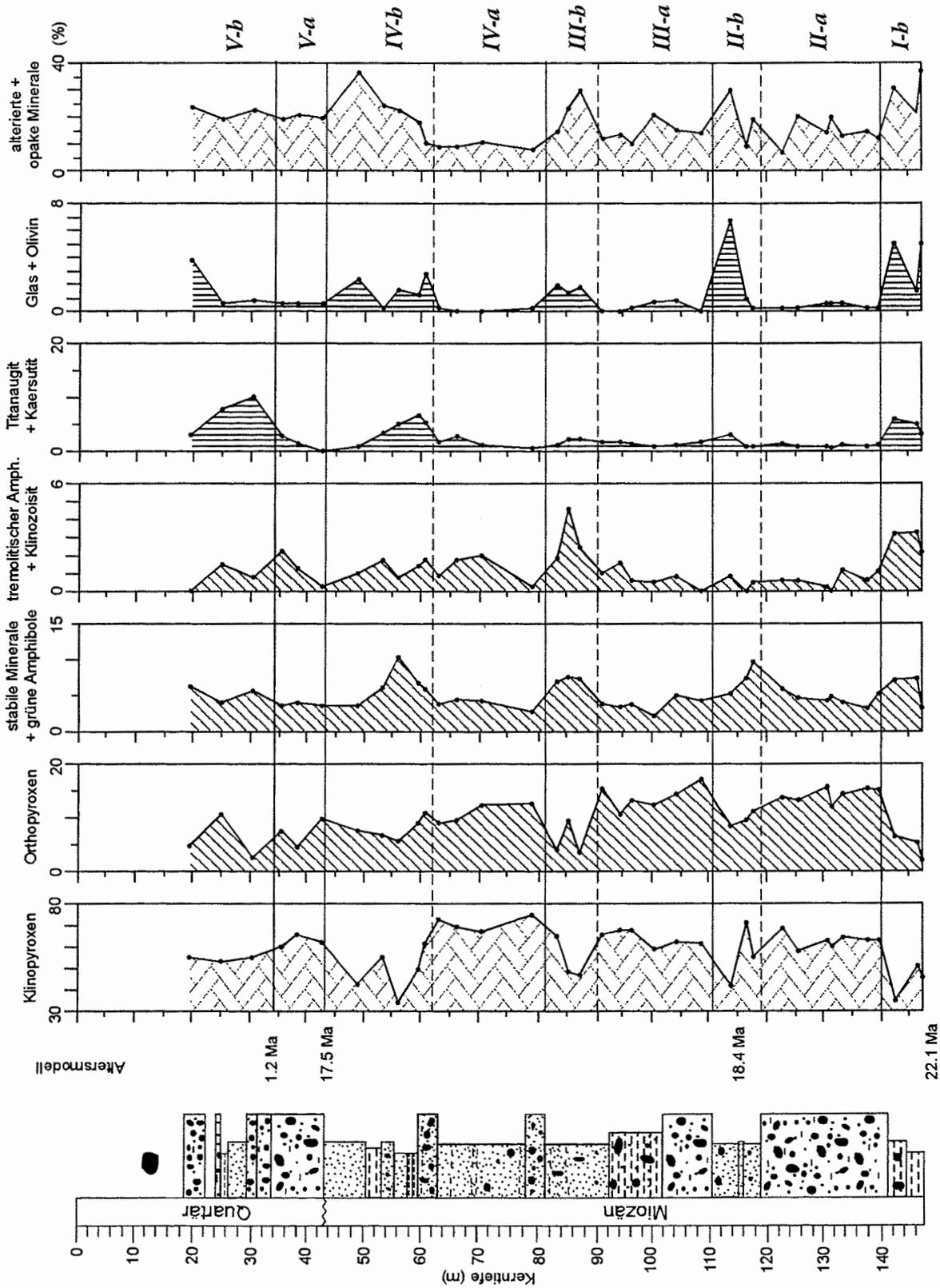
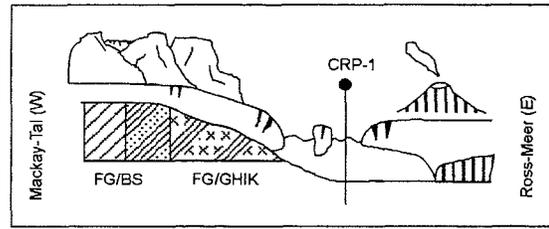
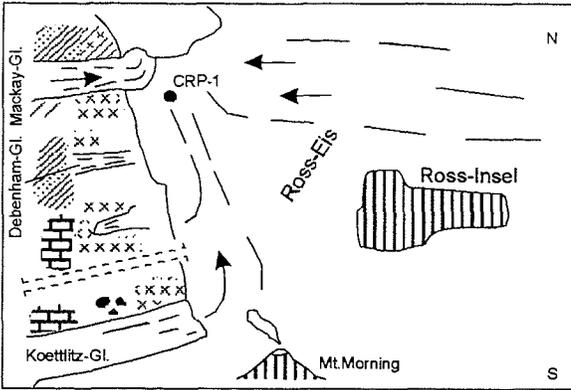
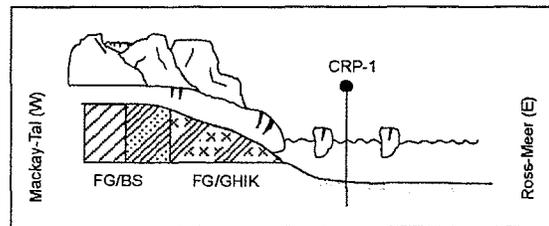
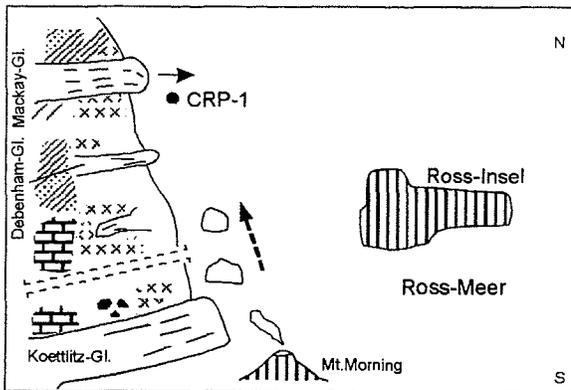


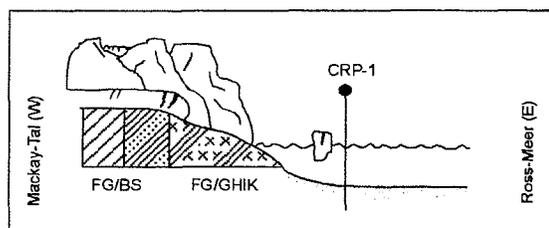
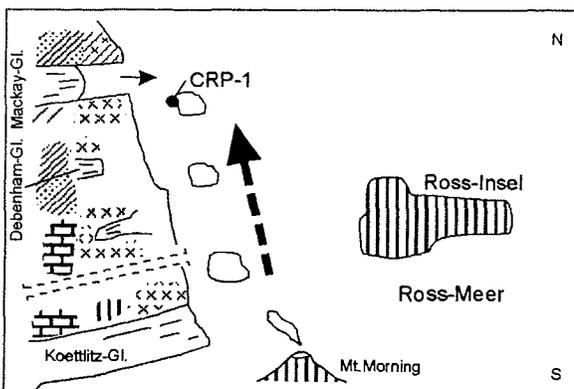
Abb. 6.11.1 Verteilung einiger Schwerminerale und Schwermineralassoziationen im Sedimentkern CRP-1  
 Die Stratigraphie ist eine Synthese aller angewendeten Datierungsmethoden (Cape Roberts Science Team, 1998b)  
 Die Einheiten I-V werden in Abb. 6.11.2 erläutert  
 a: Vorstöße der Gletscher, b: Rückzugsphasen der Gletscher



a) Die Skizze stellt die Phase der quartären Vereisung dar (Phase Vb in Abb. 6.11.1). Das sich vorschiebende Ross-Eis liefert vulkanisches Material der Ross-Insel an. Die Gletscher des Transantarktischen Gebirges transportieren Material der FG, des GHIK, der BS und der SG.

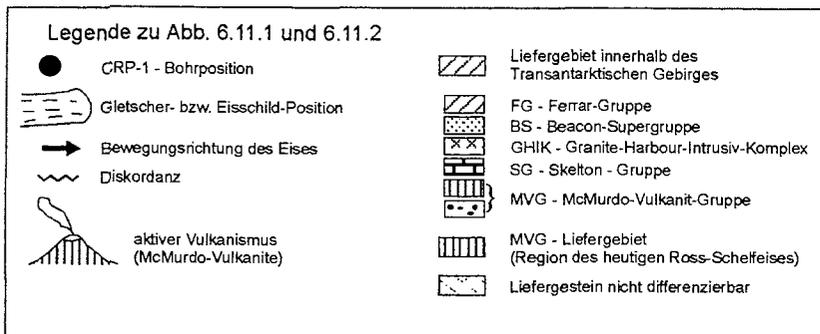


b) Die Skizze stellt eine miozäne Vorstoß-Phase der Gletscher des Transantarktischen Gebirges dar. Dieses Modell entspricht den Phasen II-a, III-a, IV-a der Schwermineralverteilung. Mackay- und Debenham-Gletscher liefern überwiegend Material der FG und des GHIK an. Der Einfluß durch Eisberge, die Material (SG und MVG) aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region im Süden transportieren, ist gering. Die Phase V-a des Quartärs stellt eine Übergangsphase dar. Sie wird hauptsächlich durch den Vorstoß des Mackay-Gletschers beeinflusst, enthält aber schon vulkanisches Material, das aus der Region des Ross-Meereres antransportiert wurde.



c) Die Skizze stellt eine miozäne Rückzugs-Phase der Gletscher des Transantarktischen Gebirges dar, die den Phasen I-b, II-b, III-b und IV-b der Schwermineralverteilung entspricht. Mackay- und Debenham-Gletscher liefern weniger Material der FG und des GHIK an. Eisberge transportieren Material (SG und MVG) aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region im Süden.

Abb. 6.12.2 Modelle der Gletschervorstöße und -rückzüge, die die Schwermineralverteilung des Sedimentkerns CRP-1 beeinflusst haben. Die Skizzen sind nicht maßstabsgerecht und stark vereinfacht dargestellt.



### II-a Sedimentabschnitt 140-119 mbsf: Gletschervorstoß

Die Sedimente zwischen 140 und 119 mbsf bestehen überwiegend aus Diamiktiten. Das Schwermineralspektrum wird durch Klino- und Orthopyroxene (FG) dominiert. Die Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHIK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen sind entsprechend geringer (Abb. 6.11.1). Diese Verteilung deutet auf einen Vorstoß des Mackay-Gletschers hin. Der Gletscher erodierte die Gesteine der FG/BS im westlichen Tal sowie die des GHIK im östlichen Talabschnitt und transportiert sie in Richtung Ross-Meer (Abb. 6.11.2-b). Die Gesteine des GHIK im Mackay-Tal sind von den Dikes und Sills der FG durchschlagen. Im Gegensatz zu den Sedimenten, die in der Ferrar-/Taylor-Tal-Region erbohrt wurden (vgl. Kap. 6.2.1.-6.2.4), wird hier das eigentliche Schwermineralsignal des GHIK (stabile Minerale und grüne Amphibole) durch die Schwerminerale der FG (Klino- und Orthopyroxene) überprägt. Ursache hierfür sind starke Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der FG in verschiedenen Regionen des Süd-Victoria-Landes (Gunn & Warren, 1962). Die geringen Konzentrationen der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite können von vereinzelt anstehenden Gesteinen der SG im Mackay-Tal stammen.

### II-b Sedimentabschnitt 119-110 mbsf: Gletscherrückzug

Die Schwermineralverteilung der Sedimente deutet auf einen Rückzug des Mackay-Gletschers hin (Abb. 6.11.2-c). Die Konzentrationen der Klino- und Orthopyroxenen (FG) sind verringert (Abb. 6.11.1). Diese Minerale wurden durch den Mackay-Gletscher erodiert und antransportiert. Die Gehalte an stabilen Mineralen, grünen Amphibolen, tremolitischen Amphibolen, Klinozoisiten, vulkanischen Mineralen sowie alterierten und opaken Mineralen sind entsprechend erhöht. Diese Mineralgruppen wurden vermutlich aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region bzw. dem Gebiet zwischen Debenham- und Wright-Gletscher angeliefert.

### III-a Sedimentabschnitt 110-90 mbsf: Gletschervorstoß

Die Schwermineralspektren der Sedimente zeigen einen erneuten Vorstoß des Mackay-Gletschers und damit eine überwiegende Erosion der Gesteine im Mackay-Tal an (Abb. 6.11.2-b). Die Gehalte an Klino- und Orthopyroxenen (FG) sind erhöht. Die Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHIK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen sind entsprechend verringert (Abb. 6.11.1).

### III-b Sedimentabschnitt 90-81 mbsf: Gletscherrückzug

Die verringerten Konzentrationen an Klino- und Orthopyroxenen (FG) und die entsprechend erhöhten Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHIK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen deuten einen Rückzug des Mackay-Gletschers und den Transport von Sedimenten aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region bzw. dem Gebiet zwischen Debenham- und Wright-Gletscher an (Abb. 6.11.1, 6.11.2-c).

### IV-a Sedimentabschnitt 81-62 mbsf: Gletschervorstoß

Die Schwermineralverteilung der Sedimente dieses Intervalls zeigt einen erneuten Vorstoß des Mackay-Gletschers und damit Erosion und Transport der Gesteine im Mackay-Tal an (Abb. 6.11.2-b). Die Gehalte an Klino- und Orthopyroxenen (FG) sind erhöht. Die Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHIK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen sind dementsprechend verringert (Abb. 6.11.1).

### IV-b Sedimentabschnitt 62-43 mbsf: Gletscherrückzug

Die verringerten Konzentrationen an Klino- und Orthopyroxenen (FG) und die erhöhten Konzentrationen an stabilen Mineralen und grünen Amphibolen (GHIK), tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (SG), Titanaugit, Kaersutit und Glas (MVG) sowie an alterierten und opaken Mineralen deuten einen Rückzug des Mackay-Gletschers an (Abb. 6.11.1). Die Minerale, deren Liefergesteine im GHIK, der SG und der MVG zu suchen sind, wurden aus der Koettlitz-/Skelton-Gletscher-Region bzw. der Debenham-/Wright-Gletscher-Region angeliefert (Abb. 6.11.2-c). In den Sedimenten dieses Intervalls erhöhen sich die Gehalte an den vulkanischen Mineralen (Titanaugit, Kaersutit, Glas sowie an alterierten und opaken Mineralen). Möglicherweise intensivierte sich der Vulkanismus am Mt. Morning. Das Alter dieser Sedimente von ca. 17 Ma passt zu dem für die Vulkanite des Mt. Morning angegebenen Maximalalter von 19 Ma.

### V Sedimentabschnitt 43-19 mbsf

Die quartären Sedimente wurden unter polaren Bedingungen abgelagert (Powell et al., 1998). Das Ross-Eis baute sich auf und dehnte sich periodisch bis in den McMurdo-Sund aus. Dennoch wird das Schwermineralspektrum der quartären Sedimente des Bohrkerns CRP-1 überwiegend durch die Liefergesteine im Transantarktischen Gebirge beeinflusst. Generell sind die Konzentrationen an Klino- und Orthopyroxenen in den quartären Sedimenten zugunsten der alterierten und opaken Minerale leicht verringert. Beide Pyroxen-Gruppen korrelieren negativ miteinander.

Zwischen 43 und 34 mbsf (V-a) deutet das Schwermineralspektrum sowie die Fazies der Sedimente (überwiegend Diamiktite, Cape Roberts Science Team, 1998a,b) auf einen Vorstoß des Mackay-Gletschers hin (Abb. 6.11.1). Der Gletscher erodierte und transportierte die im Mackay-Tal anstehenden Gesteine der FG/BS, des GHIK und der SG (Abb. 6.11.2-b). Die vulkanischen Minerale Titanaugit, Kaersutit und Glas sind in geringen Konzentrationen vertreten. Die negative Korrelation der Klino- und Orthopyroxene legt nahe, daß ein Teil der Klinopyroxene der quartären CRP-1-Sedimente aus Liefergesteinen stammt, die nicht zur FG gehören. Zusammen mit den vulkanischen Mineralen sowie den erhöhten Gehalten an alterierten und opaken Mineralen repräsentieren sie vermutlich ein Liefergestein innerhalb der MVG, das von dem der miozänen vulkanischen Minerale

verschieden ist. Mögliche Lieferanten könnten die Vulkane der Ross-Insel (Mt. Bird, Mt. Terror) sein.

Die Schwermineralverteilung zwischen 34 und 19 mbsf (V-b) wird vermutlich sowohl durch die Gletscher des Transantarktischen Gebirges (i.e. Mackay-Gletscher) als auch durch das sich ausdehnende Ross-Eis beeinflusst (Abb. 6.11.2-a). In diesen Sedimenten erhöhen sich die Konzentrationen an Titanaugit, Kaersutit und Glas. Das Schwermineral-signal, das auf Liefergesteine in der Region des Mackay-Gletschers hinweist, wird dadurch verdünnt. Die maximalen Konzentrationen an vulkanischen Mineralen an der Basis dieses Intervalls deuten möglicherweise auf eine Ausdehnung des Ross-Eises hin, da sich gleichzeitig die Konzentrationen der Orthopyroxene (FG) und der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite (SG) verringern. In den hangenden Schichten verringern sich die Gehalte der vulkanischen Minerale leicht. Der Einfluß der MVG-Liefergesteine, deren erodiertes Material durch das Ross-Eis angeliefert wird, verringert sich.

#### 6.2.6 Interpretation der Schwermineralverteilung des Bohrkernes CRP-2/2A

Das Schwermineralspektrum des Sedimentkernes CRP-2/2A deutet auf ein Liefergebiet der Sedimente im Transantarktischen Gebirge hin (Abb. 6.12). Die Bohrlokation CRP-2/2A liegt 14 km östlich Cape-Roberts und 2 km westlich der Bohrposition CRP-1. Diese Position wurde gewählt, um sich stratigraphisch überlappende Sedimentkerne erbohren zu können.

Die Sedimente des Bohrkerns CRP-2/2A wurden durch verschiedene glazialmarine und glaziofluviatile Prozesse in einem küstennahen bis küstenfernen Milieu abgelagert. Die Sedimentabfolgen des oberen Oligozäns bis unteren Miozäns wurden von temperierten Gletschern unter wärmeren klimatischen Bedingungen abgelagert (Cape Roberts Science Team, 1999). Die miozänen Schichten des Sedimentkernes CRP-2/2A ähneln dabei in ihren Faziesmerkmalen den miozänen Sedimenten der Bohrung CRP-1, deren Ablagerungsmilieu mit dem polythermalen Gletscher heutiger subpolare Gebiete (Powell et al., 1998) vergleichbar ist. Die pliozänen und quartären Sedimente bilden ein geringmächtiges Intervall, das eine unvollständige glaziale Geschichte der letzten 5 Ma widerspiegelt (Cape Roberts Science Team, 1999).

Sequenzstratigraphische Analysen identifizierten 24 Sequenzen, die durch Diskordanzen abgegrenzt sind (Cape Roberts Science Team, 1999). Die Sequenzen sind durch Erosionsflächen (Sequenzgrenzen) begrenzt, die eine abrupte, landseitige Versetzung der Fazies markieren. Eine typische Sequenz beginnt mit einer an der Basis scharf begrenzten grobkörnigen Einheit (Diamiktite und Konglomerate), die während eines niedrigen Meeresspiegels (LST - lowstand systems tracks) oder einer Transgression (TST - transgressive systems tracks) abgelagert wurden. Diese grobkörnige Fazies repräsentiert vermutlich die proximale Ablagerung während eines Gletschervorstoßes oder -rückzuges innerhalb eines flachmarinen Milieus. Darauf folgen bei abnehmender Korngröße Sandstein- und Tonsteinschichten, die als Transgressionsphase interpretiert (TST) werden. Das darauf folgende Tonsteinintervall wird in einigen Fällen von grobkörnigen Sanden überlagert (tonige Sandsteine), die während eines späten Meeresspiegelanstieges, Stillstandes oder frühen Meeresspiegelfalls abgelagert wurden (HST - highstand systems tracks). Eine scharf begrenzte Sandstein-Abfolge, die während einer Regression abgelagert wurde, bildet das Hangende der Sequenz (RST - regressive systems tracks). Diese regressiven

Sandsteine werden als proglaziale Deltaablagerungen einer meerwärts vorstoßenden Eisfront interpretiert. Damit umfaßt eine Sequenz den Vorstoß bzw. Rückzug der Gletscher gefolgt von einer relativ eisfreien Periode oder offen-mariner Sedimentation. Die Sequenz-Grenzen stellen vermutlich glaziale Erosionsflächen dar, die durch die erodierende Wirkung von auf dem Untergrund aufliegendem Eis entstanden.

Die Schwermineralverteilung des Sedimentkernes CRP-2/2A spiegelt den unterschiedlich starken Eintrag der Liefergesteine im Süd-Victoria-Land des Transantarktischen Gebirges wider (Polozek, 2000). Proximale glazialmarine und glaziofluviale Prozesse, die zur Sedimentaufarbeitung z.B. durch Gravitationsströme führten, sind vermutlich die Ursache dafür, daß die Schwermineralverteilung der CRP-2/2A-Sedimente kein zyklisches Muster zeigt (Abb. 6.12). Eine Rekonstruktion glazialer Zyklen anhand der Schwermineralverteilung ist nicht möglich. Obwohl einzelne Sequenzen mit einer höheren Probedichte untersucht wurden, zeigt die Schwermineralverteilung einer einzelnen Sequenz keine signifikante Abhängigkeit von der Fazies.

Als Ausgangsmaterial der Schwerminerale der CRP-2/2A-Sedimente werden die Gesteine angenommen, die auch die Schwerminerale des Bohrkernes CRP-1 anlieferten (vgl. Kap. 6.2.5).

Aufgrund der Dominanz der Klino- und Orthopyroxene sind die Liefergesteinssignale, die durch die übrigen Schwerminerale repräsentiert werden, nur sehr schwach ausgebildet (Abb. 5.5). Generell zeichnet sich das Schwermineralspektrum der CRP-2/2A-Sedimente durch sehr hohe Klino- und Orthopyroxen-Konzentrationen aus, die positiv miteinander korrelieren (Abb. 6.12). Diese Korrelation erlaubt die Annahme gemeinsamer Liefergesteine innerhalb der Ferrar-Gruppe (FG), die weiträumig im Mackay-Tal aufgeschlossen sind (Abb. 6.1). Grüne Amphibole und stabile Minerale (Zirkon, Granat, Apatit, Titanit und Epidot) repräsentieren hauptsächlich Liefergesteine des Granite-Harbour-Intrusiv-Komplexes (GHIK), die küstennah in der Region des Mackay-Gletschers anstehen. Tremolitische Amphibole und Klinozoisite stammen aus Gesteinen der Skelton-Gruppe (SG). Grüne Amphibole können ebenfalls aus den Gesteinen der SG stammen, kommen untergeordnet aber auch in der FG vor. Granate und Zirkone treten akzessorisch in den Sedimentgesteinen der Beacon-Supergruppe (BS) auf. Als Liefergesteine der vulkanischen Minerale (Titanaugit, Kaersutit und Glas) kommen sowohl die Kirkpatrick-Basalte der FG als auch die Gesteine der McMurdo-Vulkanit-Gruppe (MVG) in Frage.

#### I Sedimentabschnitt 624-525 mbsf

In diesem Sedimentabschnitt variieren die Pyroxen-Konzentrationen sehr stark (Abb. 6.12). Die niedrigen Pyroxen-Gehalte der untersten beiden Proben sind auf Zementationsprozesse zurück zuführen. Die Pyroxene in diesen Sedimenten zeigen deutliche Rekristallisationsmerkmale und sind teilweise in Karbonate umgewandelt. Aus diesem Grund kann angenommen werden, daß die als Karbonate gezählten Mineralkörner ursprünglich Pyroxene waren (Anlage 5).

Zusätzlich zu den Liefergesteinen der FG, die durch die Pyroxene repräsentiert werden, ist ein Liefergesteinssignal der BS zu erkennen. Dieses Signal wird in den Schichten zwischen 624 und 569 mbsf durch erhöhte Konzentrationen an stabilen und alterierten Mineralen dargestellt, die positiv miteinander korrelieren. Das Schwermineralspektrum einer Sandsteinprobe der BS vom Mt. Circe (Olympus-Range) besteht zu 40 % aus alterierten und opaken Mineralen, zu 31 % aus stabilen Mineralen (überwiegend Zirkon) und zu 29 %

aus anderen Mineralen (Topas, Coelestin, Hellglimmer, Klinopyroxen u.a.). Die Analysen der Klaster an den CRP-2/2A-Sedimenten zeigten ebenfalls sedimentäre Gesteine zwischen 624 und 570 mbsf (Talarico et al., 2000). Dennoch kann nur ein Teil der Gesamtkonzentrationen an stabilen Mineralen der CRP-2/2A-Sedimente (i.e. Zirkone und untergeordnet Granat) den Liefergesteinen der BS zugeordnet werden, da stabile Minerale auch in den Gesteinen des GHIK vorkommen.

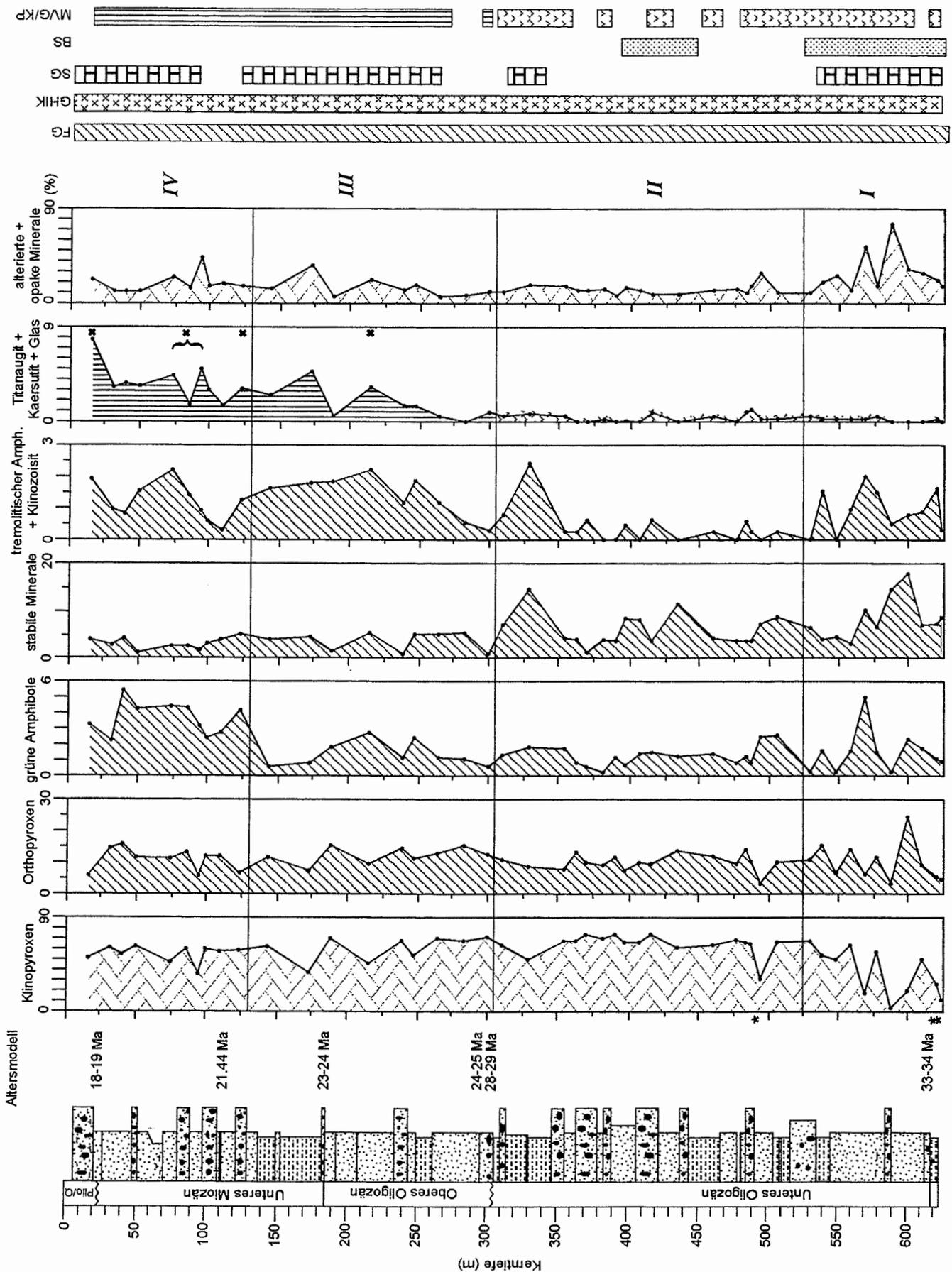
In den Schichten zwischen 569 und 525 mbsf deuten auch die Sedimente, deren Konzentrationen an grünen Amphibolen sehr gering sind, möglicherweise auf die BS als Liefergestein hin. Würden die stabilen Minerale in diesen Sedimenten aus den Liefergesteinen des GHIK stammen, sollten auch die Konzentrationen an grünen Amphibolen höher sein.

Auf ein SG-Liefergestein weisen leicht erhöhte Konzentrationen an tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten hin. Da diese beiden Minerale in den CRP-2/2A-Sedimenten schwach positiv mit den grünen Amphibolen korrelieren, muß ein Teil der Gesamtkonzentrationen der grünen Amphibole in diesen Sedimenten aus den Gesteinen der SG stammen. Der Einfluß der SG ist als gering einzustufen, da der Anteil der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite am gesamten Schwermineralspektrum der CRP-2/2A-Sedimente sehr gering ist.

Der übrige Teil der Gesamtkonzentrationen der stabilen Minerale und grünen Amphibole der CRP-2/2A-Sedimente, der nicht den Liefergesteinen der BS bzw. SG zugeordnet wird, stammt wahrscheinlich aus den Gesteinen des GHIK. Auch die Untersuchung der Klaster und der Sandfraktion weist auf den GHIK als Quelle hin (Talarico et al., 2000; Smellie, 2000).

Die sehr hohen Pyroxen-Konzentrationen deuten darauf hin, daß überwiegend die Gesteine der FG im nahen Mackay-Tal erodiert wurden und durch Gletscher, Eisberge oder glaziofluviale Prozesse in den McMurdo-Sund des Ross-Meerer transportiert wurden. Gleichzeitig mit den FG-Gesteinen wurden auch die Gesteine der BS erodiert. Während des unteren Oligozäns war in der Mackay-Tal-Region die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Sedimentgesteine der BS vermutlich wesentlich höher als heute. Zusammen mit den Gesteinen der FG deckten sie das Grundgebirge, bestehend aus SG und GHIK, ab. Da die Sedimentgesteine der BS jedoch hauptsächlich aus Quarz bestehen und Granate und Zirkone nur akzessorisch auftreten, wird ein Signal der BS in den Schwermineralspektren immer nur sehr schwach ausgebildet und durch die Schwerminerale anderer Liefergesteine maskiert.

Das GHIK-Signal läßt darauf schließen, daß zumindest in Küstennähe Gesteine des GHIK aufgeschlossen waren und erodiert werden konnten. Die Schwerminerale, die Liefergesteine innerhalb der SG repräsentieren, können durch Eisberge oder Meeresströmungen aus Süden angeliefert worden sein, wo in der Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region die SG weiträumig aufgeschlossen ist. Auch die sporadisch auftretenden Gesteine der SG südwestlich von Sperm-Bluff im Mackay-Tal können die Quelle der tremolitischen Amphibole und Klinozoisite sein (Abb. 6.1). Möglicherweise waren diese Gesteine schon während des Oligozäns nicht von der BS und FG bedeckt und konnten so erodiert werden.



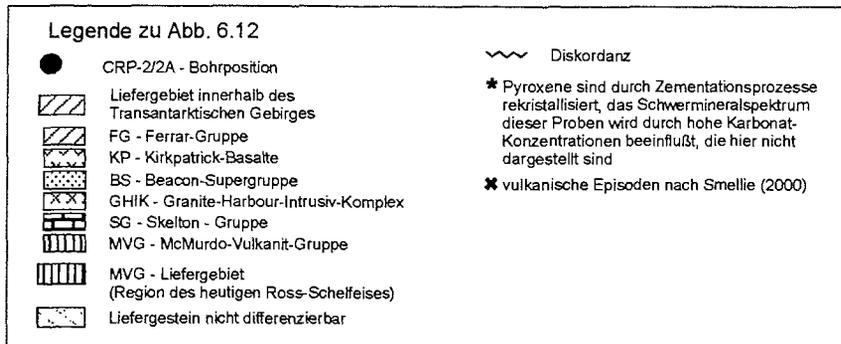


Abb. 6.12 (S. 95) Verteilung einiger Schwerminerale und Schwermineralassoziationen im Sedimentkern CRP-2/2A. Die Stratigraphie ist eine Synthese aller angewendeten Datierungsmethoden (Cape Roberts Science Team, 2000).

## II Sedimentabschnitt 525-307 mbsf

Die Schwermineralverteilung der CRP-2/2A-Sedimente dieses Abschnittes deutet darauf hin, daß überwiegend die Gesteine der FG und des GHIK im Mackay-Tal erodiert wurden (Abb. 6.12). An der Basis dieses Sedimentabschnittes deuten leicht erhöhte Konzentrationen an grünen Amphibolen und stabilen Mineralen auf einen zunehmenden Einfluß der Liefergesteine des GHIK. Da es sich bei diesen Sedimenten um distale glazialmarine Sedimente handelt, sind Aufarbeitungsprozesse durch Gravitationsströme vermutlich eher die Ursache, als eine zunehmende Erosion der Gesteine des GHIK. Die Klasten-Analysen zeigen ebenfalls eine Zunahme an Klasten des GHIK (Talarico et al., 2000). Zwischen 434 und 397 mbsf deutet eine leichte Erhöhung an stabilen Mineralen ohne gleichzeitige Konzentrationserhöhung an grünen Amphibolen auf Erosion und Transport von Material der BS hin. In den hangenden Sedimenten (Sedimentabschnitt III, IV) zeigen die Schwermineralspektren keinen wesentlichen Einfluß von Liefergesteinen der BS mehr. Die Analysen der Sandfraktion zeigen oberhalb von ca. 310 mbsf ebenfalls keinen nennenswerten Einfluß der BS (Smellie, 2000). Möglicherweise hatte sich der Mackay-Gletscher soweit in sein Tal eingeschnitten, daß er hauptsächlich die Gesteine des Grundgebirges (GHIK und SG) erodierte. Eine Hebungsphase in dieser Region des Transantarktischen Gebirges könnte das Einschneiden der Gletscher beschleunigt haben. Möglicherweise wurden dadurch die Gesteine der BS nicht mehr durch die Erosionstätigkeit des Gletschers beeinflusst. Gleichzeitig wurde durch die Hebung ein großer Teil des Grundgebirges freigelegt. Obwohl diese Szenario als spekulativ zu betrachten ist, wird es durch eine bedeutende Diskordanz bei 307 mbsf unterstützt (Cape Roberts Science Team, 1999, 2000). An dieser Diskordanz verändert sich nach Smellie (2000) und Talarico et al. (2000) der Einfluß der verschiedenen Liefergesteine von FG/BS-dominant zu GHIK/FG-dominant.

In der Schwermineralfraktion bleibt der Eintrag von Material der FG weiterhin dominant und ist vermutlich in dem quantitativen Verhältnis der FG zum GHIK begründet, das in der Region um den Mackay-Gletscher dem Verhältnis der FG zur BS ähnelt (Abb. 6.1). Im Gegensatz dazu ist in der Ferrar-/Taylor-Tal-Region der GHIK nur wenig von Gängen der FG durchschlagen (Abb. 6.2). Die BS wird, wie der GHIK, von den Gesteinen der FG intrudiert und teilweise überlagert. Generell ist das Mengenverhältnis zwischen FG und BS hochvariabel und hängt von der Größe der Intrusivkörper ab (Smellie, 1998). Das Mengenverhältnis von BS zu FG im Süd-Victoria-Land wird von Gunn & Warren (1962) mit 50:50, von P. Kyle mit 70:30 (pers. Mittl.) und von Smellie (2000) mit 80:20 angegeben.

Das Maximum der stabilen Minerale bei 330 mbsf wird durch hohe Apatit-Gehalte verursacht und repräsentiert zusammen mit dem Maximum an tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten vermutlich ein Liefergestein der SG. Die geringen Pyroxen-Konzentrationen bei 494 mbsf sind auf die Rekristallisation der Pyroxene zu Karbonaten zurückzuführen.

### III Sedimentabschnitt 307-130 mbsf

Zu den dominierenden Liefergesteinen der FG (Klino- und Orthopyroxene) und des GHIK (stabile Minerale, grüne Amphibole) dieses Sedimentabschnittes kommen oberhalb von 280 mbsf die der SG hinzu (Abb. 6.12). Die Konzentrationen an tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten erhöhen sich und korrelieren schwach positiv mit den grünen Amphibolen. Aus diesem Grund kann ein Teil der grünen Amphibole in diesem Sedimentabschnitt ebenfalls aus der SG stammen. Zum Hangenden hin nehmen die Konzentrationen der Minerale, die Liefergesteine der SG repräsentieren, wieder ab.

### IV Sedimentabschnitt 130-17 mbsf

Die Sedimente dieses Abschnittes zeigen erhöhte Konzentrationen an grünen Amphibolen sowie tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten (Abb. 6.12). Beide Mineralgruppen korrelieren positiv miteinander. Deshalb kann ein Teil der Gesamtkonzentrationen der grünen Amphibole zusammen mit den tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten aus der SG stammen. Gegenüber dem liegenden Sedimentabschnitt (307 – 130 mbsf), der ein ähnliches Verteilungsmuster zeigt, sind die Gesamtkonzentrationen der grünen Amphibole jedoch stark erhöht. Obwohl die Konzentrationen der stabilen Minerale zum Hangenden hin leicht abnehmen, deuten die erhöhten Konzentrationen an grünen Amphibolen zusätzlich auf eine intensivere Erosion der Liefergesteine des GHIK. Die Analysen der Klasten der CRP-2/2A-Sedimente zeigt ebenfalls eine prozentuale Erhöhung der Klasten des GHIK (Talarico et al., 2000). Der Einfluß der Liefergesteine der FG bleibt weiterhin stabil und dominant.

### Verteilung und Herkunft des vulkanischen Materials

Zusätzlich zu den Mineralen, die Liefergebiete der FG, des GHIK, der BS und der SG repräsentieren, kommt in fast allen Sedimenten des Bohrkernes CRP-2/2A vulkanisches Material vor (Abb. 6.12). Die Analyse der Klasten und der Sandfraktion zeigt, daß das vulkanische Material aus verschiedenen Liefergesteinen stammt (Talarico et al., 2000; Smellie, 2000). In den Schwermineralpräparaten zeigen die vulkanischen Minerale Titanaugit, Kaersutit und Glas keine Änderung der optischen Eigenschaften, die auf unterschiedliche Liefergesteine hindeuten würde.

Von 642 bis 307 mbsf sind die Kirkpatrick-Basalte der FG die Liefergesteine der vulkanischen Minerale (Talarico et al., 2000; Smellie, 2000). Die Konzentrationen an Titanaugit, Kaersutit und Glas sind jedoch sehr gering. Über 307 mbsf stammt das vulkanische Material aus den Gesteinen der MVG. Die Konzentrationserhöhung der vulkanischen Schwerminerale in den CRP-2/2A-Sedimenten, die auf eine Änderung der Liefergesteine schließen lassen würde, beginnt jedoch erst bei ca. 250 mbsf. Ab 250 mbsf erhöhen sich auch die Konzentrationen an alterierten und opaken Mineralen leicht. Diese Mineralgruppe korreliert ab dieser Teufe positiv mit den vulkanischen Mineralen, was auf ein gemeinsames Liefergestein schließen läßt. Bei der Diskussion der Sedimentkerne DVDP-12,

CIROS-2 und CRP-1 wurde bereits vermutet, daß eine positive Korrelation von vulkanischen Mineralen mit alterierten und opaken Mineralen auf ein gemeinsames Liefergestein innerhalb der MVG hindeutet (Ehrmann & Polozek, 1998). Auch Smellie (2000) nimmt an, daß die opaken Körner oberhalb 310 mbsf aus MVG-Liefergesteinen stammen.

Das unterschiedliche Ergebnis der Analysen der Klasten und der Sandfraktion und der Schwermineralfraktion bezüglich der Änderung des vulkanischen Liefergebietes bei 307 mbsf bzw. 250 mbsf läßt sich damit erklären, daß in den Sedimenten zwischen 307 und 250 mbsf auch in den untersuchten Korngrößen von Smellie (2000) und Talarico et al. (2000) der Anteil von vulkanischem Material sehr gering ist, sich aber im Gegensatz zu den Schwermineralen exakter seiner Quelle zuordnen läßt.

Oberhalb 250 mbsf zeigen die vulkanischen Schwerminerale eine leichte Konzentrationserhöhung zum Hangenden (Abb. 6.12). Smellie's (2000) Untersuchungen der Sandfraktion deuten auf 4 verschiedene vulkanische Episoden hin, wobei die oligozänen und miozänen Perioden vermutlich ca. 1-2 Ma andauerten. Diese vulkanischen Perioden lassen sich auch in der Verteilung der vulkanischen Schwerminerale erkennen (Abb. 6.12).

Das vulkanische Material oberhalb 307 mbsf stammt aus basaltischen bis trachytischen und phonolitischen Gesteinen, wobei die basaltischen Gesteine überwiegen (Smellie, 2000). Über die Lage der vulkanischen Quellen kann nur spekuliert werden. Für Bimssteinlagen zwischen 108 und 114 mbsf (21.44 Ma) wird eine unbekannte lokale vulkanische Quelle im Umkreis von 60 km der Bohrposition CRP-2/2A angenommen (Cape Roberts Science Team, 1999). Es ist daher möglich, daß auch das vulkanische Material zwischen 307 und 17 mbsf aus dieser Quelle stammt. Allerdings kann das MVG-Material der CRP-2/2A-Sedimente auch aus einer anderen, mehr distalen Quelle stammen.

Die ältesten datierten Vulkanite der MVG aus der Melbourne-Vulkanit-Provinz im Norden des Victoria-Landes sind 25 Ma alt (Kyle, 1990). Die Diskordanz bei 307 mbsf, an der sich die Liefergesteine des vulkanischen Materials von den Kirkpatrick-Basalten der FG zu den Vulkaniten der MVG ändern, wird durch eine Erosionsphase und/oder tektonische Prozesse an der Wende vom unteren zum oberen Oligozän verursacht. Das Alter der Sedimente oberhalb dieser Grenze wird auf ca. 25 Ma geschätzt (Cape Roberts Science Team, 2000). Liefergesteine des vulkanischen Materials der MVG könnten also die Vulkane der Melbourne-Vulkanit-Provinz sein. Als Liefergesteine des vulkanischen Materials der Sedimente des Bohrkernes CRP-1 wurden unbekannte Vulkanite der Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region angenommen (vgl. 6.2.5). Dieses südlich der Bohrung CRP-2/2A gelegene Liefergebiet könnte also auch Herkunftsgebiet des MVG-Materials der oberoligozänen und untermiozänen CRP-2/2A-Sedimente sein. Magnetanomalien im Ross-Meer deuten auf das Vorhandensein von basischen Intrusivkörpern (Bosum et al., 1989; Behrendt et al., 1994; 1995; Damaske, 1994; Bozzo et al., 1997). Vermutlich werden diese Magnetanomalien durch alte Vulkanbauten der MVG verursacht, die als Quelle des vulkanischen Materials in den CRP-2/2A-Sedimenten in Frage kommen. Die nördliche Begrenzung dieser ‚Magnetischen Provinz‘ bildet die Ross-Störung, die sich südlich des Ferrar-Gletschers durch das Ross-Meer zieht (Wilson, 1999). Auf weitere mögliche vulkanische Quellen deuten 2 Magnetanomalien, die nur ca. 6 km westlich Cape-Roberts vorkommen (Cape Roberts Science Team, 1999).

Im unteren Miozän erhöhen sich die Gehalte der vulkanischen Minerale der CRP-2/2A-Sedimente leicht. Sie korrelieren positiv mit den grünen Amphibolen und den tremolitischen Amphibolen und Klinozoisiten. Dieses Verteilungsmuster deutet auf ein gemeinsames Liefergebiet dieser beiden Mineralgruppen und unterstützt die Annahme, daß das vulkanische Material aus der Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region angeliefert worden sein kann (vgl. 6.2.5).

### 6.2.7 Korrelation der Bohrungen MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A

Zwischen einzelnen Sedimentabschnitten der Bohrungen CRP-1, CRP-2/2A und MSSTS-1 besteht eine zeitliche Überlappung bzw. ergänzen sich in ihrer zeitlichen Abfolge. Die Sedimente aller 3 Bohrkern umfassen damit den Zeitraum zwischen ca. 33-34 bis 17.5 Ma. Eine Korrelation anhand der Schwermineralverteilungen ist jedoch nicht möglich.

#### CRP-1 und CRP-2/2A

Die Sedimentkerne der Bohrungen CRP-1 und CRP-2/2A wurden nur 2 km voneinander entfernt abgeteuft. In den Sedimenten beider Bohrkern sind die Schwermineralspektren ähnlich. Dennoch besteht in den untermiozänen Schichten beider Sedimentkerne keine eindeutige Korrelation der Schwermineralverteilungen (Abb. 6.11, 6.12). Im Sedimentkern CRP-1 haben die Sedimente von 147 bis 43 mbsf untermiozänes Alter. Die untermiozänen Sedimente des CRP-2/2A-Bohrkerns sind zwischen 185 mbsf bis 25 mbsf aufgeschlossen. Der Vergleich der sedimentphysikalischen Eigenschaften beider CRP-Sedimentkerne zeigt zwei Sedimentabschnitte, die positiv miteinander korrelieren: der Abschnitt 92-105 mbsf/CRP-1 läßt sich mit 30-49 mbsf/CRP-2/2A vergleichen und der Abschnitt 134-140 mbsf/CRP-1 korreliert mit 49-52 mbsf/CRP-2/2A (Niessen, pers. Mittl. 1999). Nach der Schwermineralverteilung läßt sich jedoch nur der Diamiktit bei 50 mbsf des Sedimentkerns CRP-2/2A mit der Basis der Diamiktit-Schicht bei 139 mbsf des Sedimentkerns CRP-1 vergleichen. Der geringmächtige Diamiktit im Sedimentkern CRP-2/2A wurde subglazial an der Absetzlinie abgelagert. Die mächtigere Diamiktit-Schicht im CRP-1-Sedimentkern beginnt ebenfalls mit einer subglazialen Absetzmoräne, die zum Hangenden hin in proximale Schlammstrom-Sedimente übergeht (Cape Roberts Science Team, 1998). Die pliozänen/quartären Sedimente des Sedimentkerns CRP-2/2A sind nur geringmächtig. Ein Vergleich mit den quartären CRP-1-Sedimenten ist daher nicht aussagekräftig.

#### CRP-1 und MSSTS-1

Eine sinnvolle Korrelation der untermiozänen Sedimente des Sedimentkerns MSSTS-1 mit denen des Sedimentkerns CRP-1 ist aufgrund der nur sehr geringen zeitlichen Überlappung und der geringeren Probedichte der entsprechenden MSSTS-1-Sedimente nicht möglich. Datierungen an Diatomeen und paläomagnetische Untersuchungen geben für die MSSTS-1-Sedimente bei 60 mbsf ein Alter von ca. 21 Ma an (Harwood, 1986a; Barrett et al., 1986a). Korrelationen der Tonmineral-Verteilung in den Sedimentkernen MSSTS-1 und CIROS-1 deuten auf ein 23.3 Ma-Alter bei 47 mbsf (Ehrmann, 1998). Die ältesten Schichten des CRP-1-Sedimentkerns sind 22.1 Ma (Abb. 6.10, 6.11). Es kann also davon ausgegangen werden, daß die CRP-1-Sedimente die untermiozäne Sedimentabfolge des Bohrkerns MSSTS-1 stratigraphisch ergänzen.

#### CRP-2/2A und MSSTS-1

Die Bohrlokation MSSTS-1 liegt ca. 60 km südlich der Bohrlokation CRP-2/2A. Die Einzugsgebiete der Gletscher, welche die Sedimente beider Bohrkern lieferten, sind verschieden. Die anstehenden Gesteine in den jeweiligen Gletscher-Tälern gehören zwar zu den gleichen Gesteinsformationen, aber die räumliche Verbreitung dieser Formationen ist in den Tälern verschieden.

Eine positive Korrelation der oberoligozänen Sedimente beider Bohrungen ist nicht nachweisbar. Auch die Schwermineralverteilung in den untermiozänen Sedimenten beider Bohrkern ist verschieden. Die unteroligozänen CRP-2/2A-Sedimente umfassen den

---

Zeitraum 34-33 bis 28-29 Ma. Die Grenze zwischen Unter- und Oberoligozän bildet die Diskordanz bei 307 mbsf. Allerdings konnten die liegenden Schichten zwischen 410 und 307 mbsf bisher nicht ausreichend datiert werden. Die Sedimente von 307 bis 25 mbsf werden auf 25 bis 18 Ma datiert (Cape Roberts Science Team, 2000). Da die oberoligozänen Sedimente des Bohrkerns MSSTS-1 auf 27.5 bis 25.2 Ma datiert werden (Harwood, 1986a; Barrett & McKelvey, 1986) erscheint es daher eher wahrscheinlich, daß sich die oligozänen Sedimente beider Bohrkernstratigraphisch ergänzen und nicht überlappen. Die geringen Mächtigkeiten der quartären Sedimente in beiden Sedimentkernen lassen keinen sinnvollen Vergleich anhand der Schwermineralverteilungen zu.

## 7      **Schlußfolgerung**

Anhand von Schwermineraluntersuchungen an unteroligozänen bis pleistozänen Sedimentabfolgen, die im Rahmen verschiedener Bohrprojekte (DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1, CRP-2) im Victoria-Land-Becken und in den Fjorden des Süd-Victoria-Landes gewonnen wurden, konnten die Intensität der glazialen Erosion, die Ausdehnung der Gletscher einschließlich der Lage ihrer Mündungen sowie die Vorstöße und Rückzüge aufliegender Eismassen im Ross-Meer während des Känozoikums rekonstruiert werden. Eine zeitlich kontinuierliche Dokumentation der Erosions- und Sedimentationsgeschichte gestaltete sich jedoch problematisch, weil die untersuchten Sedimentabfolgen teilweise Schichtlücken aufweisen, umgelagerten Detritus enthalten oder unzureichend datierbar sind. Darüber hinaus erschwerten die aufgrund der Eisbedeckung begrenzte Anzahl von Aufschlüssen an Land sowie das potentielle Vorhandensein unbekannter Gesteinskomplexe unter dem Eis eine exakte Erfassung der räumlichen Ausdehnung von Liefergebieten.

Die Sedimente der Bohrungen MSSTS-1 (Ross-Meer, nordöstlich des Taylor-Tal-Fjordes) und CRP-1 und CRP-2/2A (Ross-Meer, südöstlich des Mackay-Gletschers) weisen ein basales Alter von ca. 27.5 Ma, 22.1 Ma bzw. 34 Ma auf und ergänzen bzw. überlappen sich stratigraphisch. Die Sedimentkerne der Bohrungen DVDP-12 (Taylor-Tal) und CIROS-2 (Fjord des Ferrar-Tales) erschließen den Zeitraum von ca. 4.5 Ma bis heute. Die Sedimente beider Bohrungen können mittels ihrer Schwermineralspektren und -häufigkeitsfluktuationen gut miteinander korreliert werden. In beiden Bohrkernen weisen die Schwermineralvergesellschaftungen in den älteren pliozänen Sedimenten auf den Eintrag von durch Gletscher erodierten Gesteinsdetritus aus dem Transantarktischen Gebirge hin. Die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums in den jüngeren oberpliozänen bis pleistozänen Abfolgen wird in beiden Bohrungen zusätzlich vom Terrigeneintrag durch aus der Westantarktis in das Ross-Meer vordringende Eismassen beeinflusst (vgl. Kap. 6.2.3). Die markanten Übereinstimmungen bestimmter Schwerminerale und Schwermineralgruppen und ihrer Häufigkeitsvariationen liefern eine Möglichkeit, den nur unzulänglich datierten Sedimentkern DVDP-12 mit der Bohrung CIROS-2 zu korrelieren und damit stratigraphisch neu einzuordnen.

Da in den Bohrungen DVDP-12 und CIROS-2 pliozäne Sedimentabfolgen dem Grundgebirge diskordant aufliegen, liegt die Vermutung nahe, daß ältere känozoische Ablagerungen vollständig erodiert wurden. Das Fehlen von mittelmiozänen Sedimenten in den untersuchten Bohrkernen wurde wahrscheinlich durch ein mittelmiozänes Erosionsereignis verursacht, welches auf dem gesamten Schelf der Ross-Meer-Region als Diskordanz dokumentiert ist und vermutlich auf das erstmalige Vorrücken von auf dem Untergrund aufliegenden Eismassen aus der Westantarktis ins Ross-Meer zurückgeht (Houtz & Meijer, 1970; Hayes & Frakes, 1975; Savage & Ciesielski, 1983; Anderson, 1999; De Santis et al., 1995, 1999). Die in allen Bohrkernen fehlenden obermiozänen Sedimente wurden vermutlich ebenfalls durch ins Ross-Meer vorstoßende westantarktische Eismassen im Plio- zän/Pleistozän erodiert (Anderson & Bartek, 1992).

### Vereisungsgeschichte und Hebung des Transantarktischen Gebirges

Die ältesten Sedimente der Bohrung CRP-2/2A dokumentieren mit ihrem Alter von 33-34 Ma eine Übergangsperiode (36-34 Ma) von einem globalen ‚Green-House‘-Klima zu einem ‚Ice-House‘-Klima (Anderson, 1999; Van der Wateren & Cloetingh, 1999; Cape Roberts Science Team, 1999). Während dieser Zeit entstand vermutlich der ostantarktische

Eisschild durch die Ausdehnung und Verschmelzung von lokalen Eiskappen, die schon während des Eozäns im Transantarktischen Gebirge existierten (Wise et al., 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992; Hambrey & Barrett, 1993; Zachos et al., 1994; Brancolini et al., 1995; Barrett, 1996; vgl. Kap. 2.2.2). Die oligozänen CRP-2/2A-Sedimente wurden durch verschiedene glaziofluviale Prozesse angeliefert und unter subpolaren Bedingungen in einem marinen Milieu abgelagert, das zwischen küstennah und küstenfern variierte (Cape Roberts Science Team, 1999). Jede von insgesamt 16 in den oligozänen Sedimenten beobachteten Sequenzen umfaßt den Vorstoß und Rückzug der Gletscher mit einer anschließenden eisfreien Periode oder mit anschließender offen-mariner Sedimentation (Cape Roberts Science Team, 1999). Die Sequenz-Grenzen stellen wahrscheinlich glaziale Erosionsflächen dar. Anhand der Schwermineralverteilung im Bohrkern CRP-2/2A konnten diese postulierten glazialen Zyklen jedoch nicht nachgewiesen werden. Ursache dafür sind vermutlich proximale glazialmarine und glaziofluviale Prozesse, die zur Sedimentaufarbeitung und zur -umlagerung führten. Als Hauptliefergesteine der CRP-2/2A-Sedimente werden die Gesteine angenommen, die in der Region um den Mackay-Gletscher anstehen und durch diesen erodiert und ins Ross-Meer transportiert wurden (Abb. 6.12).

Die oberoligozänen Sedimente des Bohrkerns MSSTS-1 scheinen eine im Sedimentkern CRP-2/2A durch eine Diskordanz (bei 307 mbsf) angezeigte stratigraphische Lücke zu schließen. Die Schwermineralverteilung des Sedimentkerns MSSTS-1 weist während dieses Zeitraums auf Vorstöße und Rückzüge des Taylor-Gletschers hin (Abb. 6.10). Die Schwermineralverteilung in 6 untermiozänen Sequenzen der Bohrung CRP-2/2A erlaubt ebenfalls keine Rekonstruktion glazialer Vorstöße und Rückzüge. Faziesanalysen zeigen jedoch, daß die Ablagerungen der Bohrungen CRP-2/2A und CRP-1 während des unteren Miozäns dieselben sedimentologischen Merkmale aufweisen (Cape Roberts Science Team, 1999). Sie wurden wahrscheinlich unter polythermalen Bedingungen in einem subpolaren Klima abgelagert (Powell et al., 1998). Die Schwermineralverteilung der untermiozänen Sedimente der Bohrung CRP-1 dokumentiert in 4 glazialen Zyklen die lateralen Fluktuationen des Mackay-Gletschers sowie Sedimenttransport durch Eisberge aus Süden. Die Quelle der angelieferten Schwerminerale liegt vermutlich in der Koettlitz-Skelton-Gletscher-Region (Abb. 6.11.1, 6.11.2). Obwohl die miozänen Abfolgen der Bohrungen CRP-1 und CRP-2/2A stratigraphisch überlappen (Cape Roberts Science Team, 1999), ist eine Korrelation beider Bohrungen anhand der Schwerminerale nicht möglich.

Die Schwermineralverteilungen der Sedimente der Bohrungen DVDP-12 und CIROS-2 dokumentieren plio- und pleistozäne Erosionsereignisse der im Taylor- und Ferrar-Tal anstehenden Gesteine bedingt durch die Vorstöße und Rückzüge der dort befindlichen Gletscher (Abb. 6.5, 6.7). Im oberen Pliozän deuten die Sedimente und ihre Schwermineralverteilungen auf die Ausdehnung von aufliegenden Eismassen aus dem Ross-Meer bis in die Fjorde des Transantarktischen Gebirges hin (Denton et al., 1971; Kyle, 1981; Alonso et al., 1992). Dabei wurden durch die Barrierewirkung dieser Eismassen im Taylor-Tal und im Fjord des Ferrar-Tales große Seen angestaut (Barrett & Hambrey, 1992). Die Expansion des Eises im Ross-Meer weist auf polare Klimabedingungen seit spätestens dem Pliozän hin.

Die Vermutung, daß hauptsächlich die großen Talgletscher für die Erosion der anstehenden Gesteine im Süd-Victoria-Land und den Transport der Sedimente ins Ross-Meer verantwortlich sind, läßt Rückschlüsse zu, wann sich die Talgletscher im Gebiet der Trockentäler einschnitten. Dieser Zeitpunkt ist Gegenstand der kontroversen Diskussion, die um die Stabilität des ostantarktischen Eisschildes, die Chronologie der Hebungsperioden des Transantarktischen Gebirges und die känozoische Klimageschichte der

Antarktis insgesamt geführt wird (vgl. Kap. 2.2.2).

Über die Mechanismen, den zeitlichen Ablauf und das Ausmaß der Hebung des Transantarktischen Gebirges gibt es sehr unterschiedliche Vorstellungen (Gleadow & Fitzgerald, 1987; Stern & ten Brink, 1989; ten Brink et al., 1997; Busetti et al., 1999). Nach Gleadow & Fitzgerald (1987) setzte die Hebung des Transantarktischen Gebirges im frühen Känozoikum vor 55-50 Ma ein. Analysen von Apatit-Spaltspuren deuten auf eine Hebung von insgesamt 7-8 km seit dem frühen Känozoikum hin (Fitzgerald, 1992). Dagegen nehmen Busetti et al. (1999) für das Süd-Victoria-Land einen Hebungsbeitrag von 1.5-2.0 km für die obere Kreide und einen Hebungsbeitrag von 1.3 km für das Känozoikum an. Die Gletscher des Transantarktischen Gebirges begannen sich spätestens im Oligozän in ihre Täler einzuschneiden (Campbell et al., 1998).

Nach Meinung der ‚Stabilisten‘ unterlagen die verschiedenen Landschaftsformen im Süd-Victoria-Land in den letzten 15 Ma nur geringen morphologischen Veränderungen (Denton et al., 1993; Marchant et al., 1993a,b; Marchant & Denton, 1996; Sugden et al., 1995) und spätestens seit dem Oberen Miozän ist die Hebung in der Region der Trockentäler nur noch sehr gering (Sugden et al., 1999). So deuten z.B.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an subaerischen Laven im Taylor-Tal auf eine Hebung von weniger als 300 m seit 2.57 Ma hin (Wilch et al., 1993b). Für eine Stabilität der Landschaft in der Region der Trockentäler seit dem mittleren Miozän sprechen auch niedrige Abtragungsraten, auf die Konzentrationen des kosmogenen Nuklids  $^{21}\text{Ne}$  (Schäfer et al., 1999; Summerfield et al., 1999) und das Vorhandensein relativ alter, unkonsolidierter, unverwitterter vulkanischer Aschen auf der Oberfläche von Talhängen (Marchant et al., 1993b).

Die ‚dynamische‘ Hypothese basiert v.a. auf sedimentologischen und biostratigraphischen Befunden in der Beardmore-Gletscher-Region (südlich der Trockentäler), die dahingehend gedeutet werden, daß der ostantarktische Eisschild in der Vergangenheit mehrmals weitgehend abschmolz. Die Hauptphase der Enteisung soll während des mittleren Pliozäns stattgefunden haben (Webb & Harwood, 1991; Hambrey & Barrett, 1993). Untersuchungen der Wachstumsbedingungen der *Nothofagus*-Flora lassen auf eine oberpliozäne Hebung dieser Region um 1300 m schließen (McKelvey, 1991; McKelvey et al., 1991). Nach Behrendt & Cooper (1991) lag die Hebungsrate des Transantarktischen Gebirges seit dem Oberpliozän bei 1 km/Ma, was den Untersuchungen von Wilch et al. (1993b) und damit der Hypothese der ‚Stabilisten‘ widerspricht.

Die teilweise Lösung des Konfliktes zwischen stabiler und dynamischer Hypothese könnte sich aus der individuellen Betrachtungsweise der verschiedenen tektonischen Blöcke im Transantarktischen Gebirge ergeben. Das Transantarktische Gebirge ist entlang seiner gesamten Länge durch Transversalstörungen in leicht geneigte Blöcke segmentiert (Van der Wateren & Cloetingh, 1999). Die einzelnen Gebirgsblöcke zeigen eine unterschiedliche neogene Entwicklung, unterschiedliche Hebungsphasen und Abtragungsintensitäten (Van der Wateren et al., 1999). Die Entwicklung der tektonischen Strukturen im Transantarktischen Gebirge und ihre Vertikalbewegungen müssen einen fundamentalen Einfluß auf das Drainagesystem des ostantarktischen Eisschildes, die Eisdynamik und die fluviatilen Systeme ausgeübt haben (Wilson, 1999; Kerr & Huybrechts, 1999). Die Hauptgletscher des Transantarktischen Gebirges folgen transversalen Störungen und kontrollieren dadurch den glazialen und fluviatilen Transport der Sedimente von ihren Liefergebieten durch das Gebirge bis ins Ross-Meer (Wilson, 1999; Kerr & Huybrechts, 1999). Es besteht ein kausaler Zusammenhang zwischen Eisdynamik, glazialer Erosion und regionaler Tektonik, da Erosion, Transport und Ablagerung durch Gletscher die lithosphärische Auflast

reorganisieren und damit die Konfiguration des Untergrundes beeinflussen (Kerr & Huybrechts, 1999). Die komplexe känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis kann also nicht aus den Forschungsergebnissen rekonstruiert werden, die sich nur auf ein Segment des Transantarktischen Gebirges und der angrenzenden Regionen beschränken. Weitere Untersuchungen und Modellierungen sind notwendig, um diese Zusammenhänge zu untersuchen.

Die Schwermineralverteilungen in den Sedimentabfolgen der Bohrungen DVDP-12, CIROS-2, MSSTS-1, CRP-1 und CRP-2/2A lassen Rückschlüsse auf die Erosionsintensität der Gletscher im jeweiligen Hinterland zu und zeigen, daß sich das Einzugsgebiet der Gletscher seit dem Oligozän nicht wesentlich verändert haben kann. Der Gesteinsdetritus, der durch Taylor-, Ferrar- und Mackay-Gletscher erodiert und transportiert wurde, zeigt für das Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers typische Schwerminerkonzentrationen. So sind z.B. die Konzentrationen der Klinopyroxene in den Sedimenten, die durch den Mackay-Gletscher (CRP-1, CRP-2/2A) angeliefert wurden, generell höher als die der Sedimente, die durch den Ferrar- bzw. Taylor-Gletscher (CIROS-2 bzw. DVDP-12 bzw. MSSTS-1) antransportiert wurden. Die Schwermineralverteilungen der untersuchten Sedimentkerne bestätigen, daß in der Region der Trockentäler seit dem unteren Oligozän Gletscher durch das Transantarktische Gebirge flossen. Diese Gletscher schoben sich in mehreren Phasen in Richtung McMurdo-Sund des Ross-Meereres vor. Seit spätestens dem Pliozän stieß das Ross-Eis aus Süden und Westen bis in die Fjorde des Transantarktischen Gebirges vor. Anzeichen einer pliozänen Enteisungsphase, wie sie von den Anhängern der dynamischen Hypothese gefordert wird, konnten nicht festgestellt werden. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß entsprechende sedimentologische Hinweise durch nachfolgende Gletschervorstöße erodiert wurden. Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen dafür, daß sich die Morphologie in der Region der Trockentäler seit mindestens dem mittleren Miozän nicht mehr verändert hat und daß dort seit dieser Zeit polare Wüstenbedingungen geherrscht haben müssen (Denton et al., 1993; Marchant et al., 1993 a,b; Marchant & Denton, 1996; Sudgen et al., 1995, 1999; Wilch et al., 1993b; Summerfield et al., 1999; De Santis, 1999).

Die Schwermineralverteilung der Sedimentkerne läßt keine eindeutigen Rückschlüsse auf eventuelle Hebungsphasen des ‚Trockentäler-Blocks‘ zu, denn es ist fraglich, welche Änderungen des Schwermineralspektrums bei einer Hebungsphase überhaupt zu erwarten wären. Das Verschwinden eines bestimmten Schwerminerals bzw. einer Schwermineralgruppe kann sowohl auf eine Hebungsphase hinweisen als auch auf die komplette glaziale Erosion der Liefergesteine. Grundsätzlich laufen tektonische Hebungsprozesse sehr langsam ab, wohingegen Änderungen der Eisdynamik in wesentlich kürzeren Zeiträumen stattfinden (Kerr & Huybrechts, 1999). Da die Altersmodelle der erbohrten Sedimentabfolgen eine zu geringe zeitliche Auflösung liefern, kann über eventuelle Hebungsphasen somit nur spekuliert werden.

In den unterpliozänen Sedimenten des Bohrkerns CIROS-2 treten hohe Konzentrationen an Palagonit auf, die im Hangenden drastisch abnehmen (vgl. Kap. 6.2.2). Dieses ‚Versiegen‘ der vulkanischen Komponente im Schwermineralspektrum könnte auf tektonische Prozesse zurückzuführen sein, welche eine rapide Hebung und/oder transversale Verschiebung der anstehenden Hyaloklastite verursachten, so daß der Ferrar-Gletscher diese lokal anstehenden Gesteine nicht mehr erodieren konnte. Auch der abnehmende Eintrag von aus der Beacon-Supergruppe stammenden Schwermineralen, der in den oberoligozänen Sedimenten der Bohrung CRP-2/2A zu beobachten ist, könnte im Zusammenhang mit einer Hebungsphase stehen, die das Einschneiden der Gletscher beschleunigt hat (vgl. Kap.

6.2.6; Smellie, 2000; Talarico et al., 2000). Möglicherweise hatte sich der Mackay-Gletscher soweit in sein Tal eingeschnitten, daß er hauptsächlich die Gesteine des Grundgebirges (GHIK und SG) erodierte. Gleichzeitig wurde durch die Hebung ein wesentlich größerer Teil des Grundgebirges freigelegt. Ferner deutet die oberoligozäne Diskordanz im Sedimentkern CRP-2/2A auf eine Erosionsphase und/oder tektonische Prozesse am Übergang vom unteren zum oberen Oligozän hin. Diese Diskordanz trennt die Kirkpatrick-Basalte der FG als Liefergesteine der vulkanischen Schwerminerale im Liegenden von den Vulkaniten der MVG als Liefergesteine der vulkanischen Schwermineralkomponente im Hangenden.

### Vulkanismus

Die Schwermineralanalysen an den untersuchten Sedimentkernen zeigen, daß der känozoische Vulkanismus im McMurdo-Sund (McMurdo-Vulkanit-Gruppe) vermutlich älter ist als bisher angenommen wurde (Kyle, 1990). Die ältesten bekannten Gesteine der MVG aus der Melbourne-Vulkanit-Provinz im Norden des Victoria-Landes sind 25 Ma alt (Kyle, 1990). Das Alter des vulkanischen Materials im Sedimentkern MSSTS-1, das der MVG zugeordnet wird, wird jedoch auf ca. 27 Ma geschätzt (vgl. Kap. 6.2.4). Die Quelle dieses Vulkanismus ist bisher unbekannt. Allerdings deuten magnetische Anomalien auf Vulkanbauten im McMurdo-Sund hin, welche vermutlich ein känozoisches Alter haben (Damaske et al., 1994; Bozzo et al., 1997). Die Ross-Störung, die sich südlich des Ferrar-Gletschers durch das Ross-Meer zieht, bildet die nördliche Grenze dieser ‚Magnetischen Provinz‘ (Wilson, 1999).

Die hohen Palagonit-Konzentrationen in den untersten pliozänen Sedimenten des Bohrkerns CIROS-2 deuten auf das Vorhandensein von vulkanischen Gesteinen der MVG unter dem Eis des Ferrar-Gletschers hin. Vermutlich sind diese vulkanischen Gesteine mit den ‚Cinder Cones‘ des Taylor-Tales zu vergleichen, die vor 4.76 Ma entstanden (Wilch et al., 1993b; Ehrmann & Polozek, 1999). Aufgrund der Palagonitisierung müssen die postulierten Vulkanite im Ferrar-Tal im Gegensatz zu den ‚Cinder Cones‘ des Taylor-Tales jedoch subglazial gefördert worden sein.

## **8 Ausblick**

Im Rahmen dieser Arbeit ließen sich nicht alle zur Debatte stehenden Fragen lösen. Voraussetzung für eine Rekonstruktion der känozoischen Vereisungsgeschichte der Antarktis ist die Erstellung korrekter Altersmodelle für die Sedimentabfolgen der untersuchten Bohrungen. Die bisher vorhandenen Datierungen sind jedoch oft nur lückenhaft, widersprüchlich und nicht immer eindeutig. Die Sedimente auf dem Kontinentalschelf des Ross-Meereres sind stark durch glaziale Prozesse beeinflusst. Der Wechsel von glazialer Erosion und der Ablagerung glazialer und glazialmariner Sedimente führt zu Schichtlücken, Erosionsdiskordanzen und Sedimentaufarbeitung und erschwert damit stratigraphische Untersuchungen. Ohne ausreichende stratigraphische Auflösung ist es jedoch schwierig, mehrere Sedimentkerne miteinander zu vergleichen. Die hier untersuchten Sedimentkerne liefern aufgrund stratigraphischer Lücken und mangelnder Korrelationsmöglichkeiten (zumindest der oligozänen und miozänen Sedimente) nur ein unvollständiges Bild der Sedimentationsgeschichte des Victoria-Land-Beckens. Möglicherweise werden vergleichende Untersuchungen mit dem 1999 erbohrten CRP-3-Bohrkern und dem

CIROS-1-Bohrkern einige der offen gebliebenen Fragen der känozoischen Sedimentationsgeschichte beantworten.

Da die Schwermineralanalysen sehr gut zur Liefergebietsrekonstruktion glazialer Sedimente geeignet sind, ist es durchaus möglich, daß hochauflösende Analysen ein präziseres Bild der Gletschervorstöße und -rückzüge ergeben. In den Sedimenten des untersuchten Gebietes sind jedoch die Pyroxen-Konzentrationen sehr hoch. Da Pyroxene in fast allen Liefergesteinen vorkommen empfiehlt es sich für zukünftige Arbeiten, diese Mineralgruppe differenzierter zu untersuchen. Voraussetzung dafür ist allerdings auch ein detailliertes Wissen über die Petrographie und Mineralogie der Liefergesteine sowie über die flächenhafte Verbreitung dieser Gesteine im jeweiligen Einzugsgebiet der Gletscher bzw. des Schelfeises. Für die Region der Trockentäler gibt es dank guter Aufschlussverhältnisse bereits ausreichend genaue geologische Karten (Gunn & Warren, 1962), jedoch stellt die Eisbedeckung des geologischen Untergrundes in weiten Teilen des Süd-Victoria-Landes, also im Hinterland der Trockentäler, ein großes Problem dar. Es empfiehlt sich, im Vorfeld der eigentlichen Schwermineralzählung die chemische Zusammensetzung der Pyroxene verschiedener Liefergesteine und ausgewählter Pyroxene, die im Schwermineralspektrum vorkommen, zu analysieren. Damit könnten dann die Pyroxene mit unterschiedlichen optischen Eigenschaften (z.B. Farbe, Spaltbarkeit) ihren Liefergesteinen zugeordnet werden. Diese Methode ist jedoch technisch und zeitlich sehr aufwendig. Zum einen benötigt man eine umfangreiche Kollektion der potentiellen Liefergesteine und zum anderen muß man die Pyroxene der Kornfraktion, die zur Schwermineralbestimmung am geeignetsten ist, erst hinsichtlich ihrer optischen Eigenschaften untersuchen und anschließend exakt diese Körner chemisch analysieren.

## 9 Danksagung

Herrn Prof. Dr. Werner Ehrmann (Universität Leipzig) danke ich herzlich für die Vergabe der vorliegenden Arbeit, für seine kompetente Betreuung und die fachlichen Anregungen. Von seinem umfangreichen Fachwissen habe ich stets profitiert.

Herrn Prof. Dr. Dieter Fütterer danke ich sehr für einen dreimonatigen Arbeitsaufenthalt am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven sowie für die unkomplizierte labortechnische und logistische Unterstützung.

Claus-Dieter Hillenbrand (AWI Bremerhaven) hat bereitwillig und sehr geduldig die schwierige Aufgabe des Korrekturlesens übernommen und mich nicht nur mit fachkundigen Verbesserungsvorschlägen versorgt, sondern mich auch stets zum Durchhalten motiviert. Danke CD – ohne Dich hätte ich so manches Problem wohl nicht gelöst ☺.

Helga Rhodes (AWI Bremerhaven) danke ich für ihre tatkräftige Hilfe bei meinen Arbeiten im Labor sowie für schöne ‚Schwatzstunden‘ außerhalb des Labors.

Mein PC-Spezialist Fabian Zäh hat mit seinen Aktualisierungen und Verbesserungen an meinem Computer so manche Panikattacke ausgelöst, aber mich mit seiner 24-h-Pannenhilfe auch vor so mancher Computer-Katastrophe bewahrt. Fabian - if it ain't broke, don't fix it!

Marion Sehnert (Universität Halle) und Ian Lerche (Universität South Carolina) standen mir in vielerlei Hinsicht hilfreich zur Seite. Danke ihr beiden, daß ich so oft ich wollte in Euren (übrigens sehr gut bestückten) Weinkeller einfallen durfte.

Frank Niessen (AWI Bremerhaven) und Conrad Kopsch (AWI Potsdam) danke ich sehr herzlich für eine wunderbare Zeit auf dem Eis. Gleichzeitig gilt mein Dank dem gesamten Cape Roberts Science Team für eine interessante und aufregende Bohrsaison.

Für viele schöne Stunden (ob wissenschaftlich oder nicht) in Bremerhaven und auf der Expedition ARK XIV/1a möchte ich meinen Kollegen vom AWI und der Besatzung der ‚Polarstern‘ danken.

Allen meinen Freunden bin ich vor allem für ihre Geduld dankbar. Ulli, Geli, Anni, Heidi, Claudia.....danke, daß ihr mein unsoziales Verhalten so lange ohne Meckern ertragen habt. Danke Ulli, daß Du versucht hast die Druckteufelchen auszumerzen.

Meine Eltern haben mir so manchen Freibrief ausgestellt, Hilfssendungen geschickt und mich in allen Phasen dieser Arbeit tapfer begleitet. Danke für alles.

Niels – ich danke Dir für zahlreiche weiche Landungen und so viel mehr.

Ich möchte die Gelegenheit nutzen, um meinen Lehrern Herrn Prof. Dr. Max Schwab und Herrn Dr. Rudolf Gaedeke sehr herzlich zu danken. Ich bin sehr froh, daß Sie beide es waren, die mich bei meinen ‚ersten Schritten‘ zur Geologie begleitet und mich in meinem Wunsch bestärkt haben, in meiner Ausbildung immer einen Schritt weiterzugehen.

Einen Großteil meiner Doktoranden-Zeit verbrachte ich am Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum an der Universität Halle und möchte mich bei den Kollegen dort für ihre Unterstützung bedanken. Mein Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit finanziert hat.

## Literaturverzeichnis

- Abreu, V.S. & Anderson, J.B. (1998): Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. – AAPG Bulletin, 82 (7): 1385-1400.
- Aitchison, J.C., Bradshaw, M.A. & Newman, J. (1988): Lithofacies and origin of the Buckeye Formation: Late Paleozoic glacial and glacialmarine sediments, Ohio Range, Transantarctic Mountains, Antarctica. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 64 (1-2): 93-104.
- Allen, P.A. & Mange-Rajetzki, M.A. (1992): Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair Area, offshore northwestern UK: impact of changing provenance. – Mar. Pet. Geol., 9: 29-52.
- Allen, J.R.L. (1994): Fundamental properties of fluids and their relation to sediment transport processes. – In: Pye, K. (Hrsg.): Sediment transport and depositional processes: 25-60, Blackwell, Oxford.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. & Rooney, S.T. (1987a): Till beneath Ice Stream B, 3. till deformation: evidence and implications. – J. Geophys. Res., 92: 8921-8929.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. & Rooney, S.T. (1987b): Till beneath Ice Stream B, 4. a coupled ice-till flow model. – J. Geophys. Res., 92: 8931-8940.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T., Bentley, C.R. (1989): Sedimentation beneath ice shelves: the view from Ice Stream B. – Marine Geology, 85: 101-120.
- Alonso, B., Anderson, J.B., Diaz, J.I. & Bartek, L.R. (1992): Pliocene-Pleistocene seismic stratigraphy of the Ross Sea: evidence for multiple ice sheet grounding episodes. – In: Elliot, D.H. (Hrsg.): Contributions to Antarctic Research, III. – Antarctic Research Series, 57: 93-103.
- Anderson, J.B. & Bartek, L.R. (1992): Cenozoic glacial history of the Ross Sea revealed by intermediate resolution seismic reflection data combined with drill site information. – Antarctic Research Series, 56: 231-263, Washington.
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Bartek, L.R., & Reid, D.E. (1992): Evidence for a grounded ice sheet on the Ross Sea continental shelf during the late Pleistocene and preliminary paleodrainage reconstructions. – In: Elliot, D.H. (Hrsg.): Contributions to Antarctic Research, III. – Antarctic Research Series, 57: 39-62.
- Anderson, J.B. (1999): Antarctic Marine Geology. Cambridge University Press, 289 S.
- Armstrong, R.L., Hamilton, W. & Denton, G.H. (1968): Glaciation in Taylor Valley, Antarctica, older than 2.7 million years. – Science, 159: 187-189.
- Ashworth, A.C., Harwood, D.M., Webb, P.N. & Mabin, M.C.G. (1997): A weevil from the heart of Antarctica. – In: Studies in Quaternary entomology-An inordinate fondness for insects. Quaternary Proceedings, 5: 15-22.
- Barker, P.F., Daziel, I.W.D. & Storey, B. C. (1991): Tectonic development of the Scotia arc region. – In: Tingey, R.J. (Hrsg.): The geology of Antarctica: 215-248. Clarendon Press, Oxford.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 1600.000 year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. – Nature, 329: 408-414.
- Barrett, P.J. (1969): Stratigraphy and petrology of the mainly fluvial Permian and Triassic Beacon rocks, Beardmore Glacier area, Antarctica. – Report No. 34, Ohio State University Institute of Polar Studies.
- Barrett, P.J. & Elliot, D.H. (1972): The early Mesozoic volcanoclastic Prebble Formation, Beardmore Glacier area. – In: Adie R.J. (Hrsg.) Antarctic geology and geophysics-symposium on Antarctic geology and solid earth geophysics: 403-410, Oslo, 6-15. August 1970, Universitetsforlaget, Oslo.
- Barrett, P.J. & McKelvey, B.C. (1981): Cenozoic glacial and tectonic history of the Transantarctic Mountains in the McMurdo Sound region: Recent progress from drilling and related studies. – Polar Record 20 (129): 543-548.
- Barrett, P.J. & Scientific Staff (1985): Plio-Pleistocene glacial sequence cored at CIROS-2, Ferrar-Fjord, Western McMurdo Sound. – N.Z. Antarctic Record, 6: 8-19.
- Barrett, P.J., McKelvey, B.C. & Walker, B.C. (1986a): Sand provenance. – In: Barrett, P. J. (Hrsg.): Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. – DSIR Bulletin 237: 137-144.
- Barrett, P.J., Elliot, D.H. & Lindsay, J.F. (1986b): The Beacon Supergroup (Devonian-Triassic) and Ferrar Group (Jurassic) in the Beardmore Glacier area, Antarctica. – In: – In: Spletstoesser, J. & Turner, M.D. (Hrsg.): Geology of the central Transantarctic Mountains. – Antarctic Research Series, 36: 339-428.
- Barrett, P.J. & McKelvey, B.C. (1986): Stratigraphy. – In: Barrett, P. J. (Hrsg.): Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. – DSIR Bulletin 237: 9-15.
- Barrett, P.J. (1991): The Devonian to Jurassic Beacon Supergroup of the Transantarctic Mountain. – In: Tingey, R.J. (Hrsg.): The geology of Antarctica: 120-152, Clarendon Press, Oxford.
- Barrett, P.J. & Hambrey, M.J. (1992): Plio-Pleistocene sedimentation in Ferrar Fiord, Antarctica. – Sedimentology 39: 109-123.

- Barrett, P.J., Adams, C.J., McIntosh, W.C., Swisher III, C.C. & Wilson, G.S. (1992): Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. - *Nature*, 359: 816-818.
- Barrett, P., Henrys, S.A., Bartek, L.R., Brancolini, G., Buseti, M., Davey, F.J., Hannah, M.J. & Pyne, A.R. (1995): Geology of the margin of the Victoria Land Basin off Cape Roberts, southwest Ross Sea. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G. (Hrsg.): *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*. - Antarctic Research Series, 68: 183-207, Washington.
- Barrett, P.J. (1996): Antarctic Palaeoenvironment through Cenozoic times – A review. – *Terra Antarctica* 3 (2): 103-119.
- Barrett, P.J. (1999): Antarctic climate history over the last 100 Million years. – In: Barrett, P.J. & Orombelli, G. (Hrsg.): *Geological records of global and planetary changes. Proceedings of the workshop. Terra Antarctica Reports 3*: 53-72.
- Bart, P.J. & Anderson, J.B. (1995): Seismic record of glacial events affecting the Pacific margin of the northwestern Antarctic Peninsula. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G. (Hrsg.): *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*. - Antarctic Research Series, 68: 74-95.
- Behrends, M. (1999): Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans. – *Berichte zur Polarforschung* 310: 131 S.
- Behrendt, J.C. & Cooper, A.K. (1991): Evidence of rapid Cenozoic uplift of the shoulder escarpment of the West Antarctic rift system and a speculation on possible climate forcing. – *Geology*, 19: 315-319.
- Behrendt, J.C., Blankenship, D.D., Finn, C.A., Bell, R.E., Sweeny, R.E., Hodge, S.R., & Brozena, J.M. (1994): Evidence for late Cenozoic flood basalts (?) in the West Antarctic rift system revealed by the CASERTZ Aeromagnetic Survey. – *Geology*, 22: 527-530.
- Behrendt, J.C., Blankenship, D.D., Damaske, D. & Cooper, A.K. (1995): Glacial removal of late Cenozoic subglacially emplaced volcanic edifices by the West Antarctic ice sheet. – *Geology*, 23, 1111-1114.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P. & Hardenbol, J. (Hrsg.): *Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlations. Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (Soc. Sediment. Geol.)*, 54: 129-212.
- Birkenmajer, K. (1988): Tertiary glacial and interglacial deposits, South Shetland Islands, Antarctica: geochronology versus biostratigraphy (a progress report). – *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36: 133-145.
- Birkenmajer, K. (1991): Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, west Antarctica: evaluation of data. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica: 629-632. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Cambridge*.
- Black, L.P., Williams, I.S. & Compston, W. (1986): Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 427-437.
- Blank, H.R., Cooper, R.A., Wheeler, R.H. & Willis, I.A.G. (1963): Geology of the Koettlitz-Blue Glacier region, Southern Victoria Land, Antarctica. – *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, Vol. 2, Nr. 5: 79-100.
- Boenigk, W. (1983): *Schwermineralanalyse*. Stuttgart, 158 S.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A. & Kominz, M.A. (1984): Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 325-345.
- Bosum, W., Damaske, D., Roland, N.W., Behrend, J. & Saltus, R. (1989): The GANOVEX IV Victoria Land/ Ross Sea Aeromagnetic Survey: Interpretation of Anomalies. - *Geologisches Jahrbuch*, E38: 153-230.
- Boulton, G.S., Dent, D.L. & Morris, E.M. (1974): Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressure in tills from south-east Iceland. – *Geografiska Annaler*, A56: 135-145.
- Boulton, G.S. (1978): Boulder shapes and grain-size distribution of debris as indicator of transport paths through a glacier and till genesis. – *Sedimentology*, 25: 773-799.
- Boulton, G.S. & Spring, U. (1986): Isotopic fractionation at the base of polar and subpolar glaciers. - *Journal of Glaciology*, 32: 475-485.
- Boulton, G.S. (1990): Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. – In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Hrsg.): *Glacial marine environments: processes and sediments*. - Geological Society Special Publications, 53: 15-52.
- Bozzo, E., Damaske, D., Caneva, G., Chiappini, M., Ferraccioli, F., Gambetta, M. & Meloni, A. (1997): A High Resolution Aeromagnetic Survey over Proposed Drill Sites Off Shore of Cape Roberts in the Southwestern Ross Sea (Antarctica). - In: Ricci, C.A. (Hrsg.): *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes: 771-780*, Terra Antarctica Publications, Siena.
- Brady, H. T. (1978): A diatom report on DVDP cores (3, 4A, 12, 14, 15) and other related surface sections. – *Dry Val. Drilling Project Bulletin* 8: 7.

- Brancolini, G., Cooper, A.K. & Coren, F. (1995): Seismic facies and glacial history in the western Ross Sea (Antarctica). – In: Cooper, A.K., Barker, P.F. & Brancolini, G. (Hrsg.): Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin. – Antarctic Research Series, 68: 209-234.
- Brook, E.J., Kurz, M.D. & Ackert, Jr., R.P. (1993): Chronology of Taylor Glacier Advances in Arena Valley, Antarctica, using in situ Cosmogenic  $^3\text{He}$  and  $^{10}\text{Be}$ . – Quaternary Research 39: 11-23, Washington.
- Brook, E.J., Kurz, M.D., Ackert, R.P., Raisbeck, G. & Yiou, F. (1995): Cosmogenic nuclide exposure ages and glacial history of late Quaternary Ross Sea drift in McMurdo Sound, Antarctica. – Earth and Planetary Science Letters 131: 41-65, Amsterdam.
- Budd, W.F., Corry, M.J. & Jacka, T.H. (1982): Results from the Amery Ice Shelf Project. – Ann. Glaciol., 3: 36-41.
- Buggisch, W. (1994): Zeitmarken zum Zerfall von Antarctica und Laurentia und zur Bildung des Ross-Orogens. – Berichte zur Polarforschung, 170: 72-73.
- Burckle, L.H. & Potter, N. (1996): Pliocene-Pleistocene diatoms in Paleozoic and Mesozoic sedimentary and igneous rocks from Antarctica: A Sirius problem solved. – Geology, 24 (3): 235-238.
- Burckle, L.H., Stroeven, A.P., Bronge, C., Miller, U. & Wasell, A. (1996): Deficiencies in the diatom evidence for a Pliocene reduction of the East Antarctic Ice Sheet. – Paleoceanography, 11: 379-389.
- Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. & Waugh, B. (1985): Clastic diagenesis. – In: Brenchley, P.J. & Williams, B.P.J. (Hrsg.): Sedimentology: Recent developments and applied aspects. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 18: 189-226.
- Busetti, M., Spadini, G., Van der Wateren, F.M., Cloetingh, S. & Zanolla, C. (1999): Kinematic modelling of the West Antarctic Rift System, Ross Sea, Antarctica. – Global and Planetary Change 23: 79-103.
- Campbell, I.B., Claridge, G.G.C., Campbell, D.I. & Balks, M.R. (1998): The soil environment of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. – Antarctic Research Series, 72: 297-322.
- Cape Roberts Science Team (1998a): Initial Report on CRP-1, Cape Roberts Project, Antarctica. – Terra Antarctica, 5(1): 187 S.
- Cape Roberts Science Team (1998b): Scientific Report on CRP-1, Cape Roberts Project. – Terra Antarctica 5(3): 713 S.
- Cape Roberts Science Team (1999): Initial Report on CRP-2/2A, Cape Roberts Project, Antarctica. – Terra Antarctica, 6 (1/2): 173 S.
- Cape Roberts Science Team (2000): Scientific Report on CRP-2/2A, Cape Roberts Project, Antarctica. – Terra Antarctica, 7 (3/4).
- Carozzi, A.V. (1993): Sedimentary petrography. – 4. Volcaniclastic rocks. – PTR Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Chapman-Smith, M. (1975): Geologic log of DVDP 12, Lake Leon, Taylor-Valley. – In: Dry Valley Drilling Project, Bulletin, 5: 61-70.
- Christiansen, E.A. and Whitaker, S.H. (1976): Glacial thrusting of drift and bedrock. – In: Legget, R.F. (Hrsg.) Glacial Till, An Interdisciplinary Study. The Royal Society of Canada, Special Publication, Ottawa, 12: 121-130.
- Chumakov, N.M. (1985): Glacial events of the past and their geological significance. – Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology, 51: 319-346.
- Colbert, E.H. (1991): Mesozoic and Cainozoic tetrapod fossils from Antarctica. – In: Tingey, R.J. (Hrsg.): The geology of Antarctica: 568-587, Clarendon Press, Oxford.
- Cole, J.W. & Ewart, A. (1968) : Contributions to the volcanic geology of the Black Island, Brown Peninsula, and Cape Bird areas, McMurdo Sound, Antarctica. – New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 11 (4): 793-828.
- Collinson, J.W., Stanley, K.O. & Vavra, C.L. (1981): Triassic fluvial depositional systems in the Fremouw Formation, Cumulus Hills, Antarctica. – In: Cresswell, M.M. & Vella, P.P. (Hrsg.): Gondwana five: 141-148, Rotterdam.
- Collinson, J.W., Pennington, D.C. & Kemp, N.R. (1986): Stratigraphy and petrology of Permian and Triassic fluvial deposits in Northern Victoria Land, Antarctica. – Antarctic Research Series, 46: 211-242.
- Cooper, A.K., Davey, F.J. & Behrend, J.C. (1987): Seismic stratigraphy and structure of the Victoria Land basin, western Ross Sea, Antarctica. – In: Cooper, A.K. & Davey, F.J. (Hrsg.): The Antarctic continental margin: geology and geophysics of the Western Ross Sea. CPCEMR Earth Science Series, 5 B: 27-76, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas.
- Cooper, A.K., Davey, F.J. & Hinz, K. (1988): Antarctica-1, Ross Sea – geology, hydrocarbon potential. – Oil Gas J., 86: 54-58.
- Cooper, A.K., Davey, F.J. & Behrend, J.C. (1991a): Structural and depositional controls on Cenozoic and (?) Mesozoic strata beneath the western Ross Sea. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.): Geological evolution of Antarctica. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences: 279-283, Cambridge.

- Cooper, A.K., Davey, F.J. & Hinz, K. (1991b): Crustal extension and origin of sedimentary basins beneath the Ross Sea and Ross Ice Shelf, Antarctica. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences*: 285-291, Cambridge.
- Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G. (Hrsg.) (1995): *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*. - Antarctic Research Series, 68: 301 S., Washington DC.
- Craddock, C. (1969): *Geology of the Ellsworth Mountains*. – In: Craddock, C. & Bushnell, V. (Hrsg.): *Geologic maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Sheet 4*. American Geographical Society, New York.
- Croot, D.G. (Hrsg.) (1988): *Glaciotectonics, Forms and Processes*. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, 212 S.
- Damaske, D. (1994): *Geophysikalische Untersuchungen zum Aufbau und zur Entwicklung des Westantarktischen Riftsystems*. - *Berichte zur Polarforschung*, 170: 108-111.
- Damaske, D., Behrendt, J., McCafferty, A., Saltus, R. & Meyer, U. (1994): Transfer faults in the western Ross Sea: new evidence from the McMurdo Sound/Ross Ice Shelf aeromagnetic survey (GANOVEX VI). – *Antarctic Sci.*, 6(3): 359-364.
- David, T.W.E. & Priestley, R.E. (1914): *Glaciology, physiography, stratigraphy, and tectonic geology of South Victoria Land*. – *Scientific Report of the British Antarctic Expedition 1907-9*, *Geology*, 1: 319 S.
- Davey, F.J. (1981): *Geophysical studies in the Ross Sea region*. - *Journal of the Royal Society of New Zealand* 11 (4): 465-479.
- Daziel, I.W.D. & Elliot, D.H. (1982): West Antarctica: Problem child of Gondwana. – *Tectonics*, 1: 3-19.
- Daziel, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrium supercontinent. – *Geology*, 19: 598-601.
- Daziel, I.W.D. (1997): Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation (abstract). – *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1: 16-42.
- Denton, H.G., Armstrong, R.L. & Stuiver, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica. - In: Turekian, K. K. (Hrsg.): *The late Cenozoic glacial ages*: 267-306.
- Denton, G.H., Andersen, B.G. & Conway, H.W. (1986a): Late Quaternary surface fluctuations of Beardmore Glacier, Antarctica. – *Ant. J. U.S.*, 21: 90-92.
- Denton, G.H., Bockheim, J.G., Wilson, S.C., Schlüchter, C. (1986b): Late Cenozoic history of Rennick Glacier and Talos Dome, northern Victoria Land, Antarctica. – *Antarctic Research Series*, 46: 339-375.
- Denton, G.H., Bockheim, J.G., Wilson, S.C. & Stuiver, M. (1989a): Late Wisconsin and early Holocene glacial history, inner Ross Embayment, Antarctica. – *Quaternary Research*, 3: 151-182.
- Denton, G.H., Bockheim, J.G., Wilson, S.C., Leide, J.E. & Andersen, B.G. (1989b): Late Quaternary ice-surface fluctuations of Beardmore Glacier, Transantarctic Mountains. – *Quaternary Research*, 31: 183-209.
- 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*: 365-434, Clarendon Press, Oxford.
- Denton, G.H., Sugden, D.E., Marchant, D.R., Hall, B.L. & Wilch, T.I. (1993): East Antarctic Ice Sheet sensitivity to Pliocene climatic change from a Dry Valleys perspective. – *Geografiska Annaler*, 75 A: 155-220.
- De Santis, L., Anderson, J.B., Brancolini, G. & Zayatz, I. (1995): Seismic record of late Oligocene through Miocene glaciation on the central and eastern continental shelf of the Ross Sea. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F., Brancolini, G. (Hrsg.): *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*. - Antarctic Research Series, 68: 235-260, Washington 1995.
- De Santis, L., Prato, S., Brancolini, G., Lovo, M. & Torelli, L. (1999): The Eastern Ross Sea continental shelf during the Cenozoic: implications for the West Antarctic ice sheet development. – *Global and Planetary Change*, 23: 173-196.
- Diekmann, B. & Kuhn, G. (1999): Provenance and dispersal of glacial-marine surface sediments in the Weddell Sea and adjoining areas, Antarctica: ice rafting versus current transport. - *Marine Geology*, 158: 209-231.
- Dietz, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals - Stability of heavy minerals. - *Contributions to Sedimentology*, 1 - *Stability of heavy minerals*: 69-102. Stuttgart.
- Domack, E.W., Fairchild, W.W. & Anderson, J.B. (1980): Lower Cretaceous sediments from the East Antarctic continental shelf. – *Nature*, 287: 625-626.
- Domack, E.W., Jacobson, E.A., Shipp, S. & Anderson, J.B. (1999): Late Pleistocene – Holocene retreat of the West Antarctic ice-sheet system in the Ross Sea: Part 2 – sedimentologic and stratigraphic signature. - *GSA Bulletin* 111 (10): 1517-1536.

- Dowsett, H.J., Barron, J.A. & Poore, R.Z. (1996): Middle Pliocene seasurface temperatures: a global reconstruction. – *Marine Micropaleontology*, 27: 13-25.
- Doyle, L.J., Carder, K.L. & Steward, R.G. (1983): The hydraulic equivalence of mica. – *J. Sediment. Petrol.* 53: 643-648.
- Drewry, D.J. & Cooper, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. – *Ann. Glaciol.*, 2: 117-122.
- Drewry, D.J. (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*. – Scott Polar Research Institute, Cambridge, 9 sheets.
- Drewry, D.J. (1986): *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London, 276 S.
- Dryden, A.L. & Dryden, C. (1946): Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. – *J. Sediment. Petrol.*, 16: 91-96.
- Du Toit, A.L. (1937): *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Ehrmann, W.U. & Mackensen, A. (1992): Sedimentology evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 85-112, Amsterdam.
- Ehrmann, W. U. (1994): Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. – *Berichte zur Polarforschung* 137, AWI Bremerhaven.
- Ehrmann, W. U. (1997): Smectite concentrations and crystallinities: indications for Eocene age of glaciomarine sediments in the CIROS-1 drill hole, McMurdo Sound, Antarctica. – In: Ricci, C.A. (Hrsg.): *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes: 771-780*, Terra Antarctica Publications, Siena.
- Ehrmann, W. (1998): Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 213-231.
- Ehrmann, W. & Polozek, K. (1999): The heavy mineral record in the Pliocene to Quaternary sediments of the CIROS-2 drill core, McMurdo Sound, Antarctica. – *Sedimentary Geology*, 128: 223-244.
- Elliot, D.H. (1975): Gondwana basins of Antarctica. – In: Campbell, K.S.W. (Hrsg.): *Gondwana Geology: 493-536*, Australian National University Press, Canberra, Australia.
- Elliot, D.H. & Trautman, T.A. (1982): Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. – In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4: 287-297*, Wisconsin.
- Elliot, D.H., Fleck, R.J. & Sutter, J.F. (1985): Potassium-argon age determinations of Ferrar Group rocks, Central Transantarctic Mountains. – In: Spletstoesser, J. & Turner, M.D. (Hrsg.): *Geology of the central Transantarctic Mountains. - Antarctic Research Series, 36, Paper 10: 197-224*, American Geophysical Union, Washington.
- Elliot, D.H., Haban, M. A. & Siders, M. A. (1986): The Exposure Hill Formation, Mesa Range. – *Antarctic Research Series, 46: 267-278*.
- Elliot, D.H., Fleming, T.H., Haban, M.A. & Siders, M.A. (1995): Petrology and mineralogy of the Kirkpatrick Basalts and Ferrar Dolerite, Mesa Range Region, North Victoria Land, Antarctica. – *Antarctic Research Series, 67: 103-141*.
- Elliot, D.H. & Wilson, T.J. (1998): Mesozoic-cenozoic tectonics of the central and southern Transantarctic Mountains. – In: Elliot, D.H. & Collinson, J.W. (Hrsg.) *Earth Science Research Objectives: central and southern Transantarctic Mountains. Proceedings of workshop, 1998, Internet-Seiten*.
- Elston, D.P. & Bressler, S.L. (1981): Magnetic stratigraphy of DVDP drill cores and Late Cenozoic history of Taylor Valley, Transantarctic Mountains, Antarctica. – In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): *Dry Valley Drilling Project, Antarctic Research Series, 33: 413-426*, Washington.
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. – *Nature*, 342: 637-642.
- Findlay, R.H., Skinner, D.N.B. & Craw, D. (1984): Lithostratigraphy and structure of the Koettlitz Group, McMurdo Sound, Antarctica. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 27: 513-536.
- Fitzgerald, P.G., Sandiford, M., Barrett, P.J. & Gleadow, A.J.W. (1987): Asymmetric extension associated with uplift and subsidence in the Transantarctic Mountains and Ross Embayment. – *Earth and Planetary Science Letters* 81: 67-78, Amsterdam.
- Fitzgerald, P.G. (1992): The Transantarctic Mountains of southern Victoria Land; the application of apatite fission tracks analysis to a rift shoulder uplift. – *Tectonics*, 11: 634-662.
- Fitzgerald, P.G. (1999a): Nature and evolution on the Antarctic Landscape since Gondwana Breakup. – 8<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 5-9 July, Wellington, Programme & Abstracts: 3-4.
- Fitzgerald, P. (1999b): Cretaceous tectonic evolution of the Antarctic plate. – In: Barrett, P.J. & Orombelli, G. (1999): *Geological records of global and planetary changes. Proceedings of the workshop. Terra Antarctica Reports 3: 109-130*.

- Fleming, T.H., Elliot, D.H. Heimann, A. & Foland, K.A. (1997):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Ferrar Dolerite sills from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Implications for the age and origin of the Ferrar magmatic province. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 109, 533-546.
- Flint, R.F. (1960): Diamictite, a substitute term for symmictite. - *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1809.
- Flores, R.M. & Shideler, G.L. (1978): Factors controlling heavy mineral variations on the south Texas outer continental shelf. - *J. Sediment. Petrol.* 48: 269-280.
- Ford, A.B. (1972): Weddell orogeny - Latest Permian to Early Mesozoic deformation on Weddell Sea margin of the Transantarctic Mountains. - In: Adie R.J. (Hrsg.): *Antarctic geology and geophysics - symposium on Antarctic geology and solid earth geophysics: 419-425*, Oslo, 6-15. August 1970, Universitetsforlaget, Oslo.
- Ford, A.B. & Kistler, R.W. (1980): K-Ar age, composition, and origin of Mesozoic mafic rocks related to Ferrar Group, Pensacola Mountains, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 23: 371-390.
- Francis, J.E. & Hill, R.E. (1996): Fossil plants from the Pliocene Sirius Group, Transantarctic Mountains: evidence for climate from growth rings and fossil leaves. - *Palaios*, 11: 389-396.
- Friies, H. (1974): Weathered heavy-mineral associations from the Young-Tertiary deposits of Jutland, Denmark. - *Sedimentary Geology*, 12: 199-213.
- Gamble, J.A., Barrett, P.J. & Adams, C.J. (1986): Basaltic clasts from Unit 8. - In: Barrett, P. J. (Hrsg.): *Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound*. - *DSIR Bulletin 237*: 145-152.
- Gersonde, R., Kyte, F.T., Bleil, U., Diekmann, B., Flores, J.A., Gohl, K., Gral, G., Hagen, R., Kuhn, G., Sierro, F.J., Volker, D., Abelman, A. & Bostwick, J.A. (1997): Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. - *Nature*, 390: 357-363.
- Ghent, E.D. & Henderson, R.A. (1968): Geology of the Falconer Pluton, Lower Taylor Valley, South Victoria Land, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11 (4): 851-880.
- Gleadow, A.J.W. & Fitzgerald, P.G. (1987): Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. - *Earth and Planetary Science Letters*, 82: 1-14.
- Goode, J.W. (1999): From Rodinia to Gondwana: supercontinent evolution in the Transantarctic Mountains. - 8<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 5-9 July, Wellington, Programme & Abstracts: 5-6.
- Grikurov, G.E. (1982): Structure of Antarctica and outline of its evolution. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4*: 791-804, Wisconsin.
- Grindley, G.W. & McDougall, I. (1969): Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units of the central Transantarctic Mountains, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 12: 391-411.
- Grindley, G.W. (1981): Precambrian rocks of the Ross Sea region. - *Journal of the Royal Society of New Zealand* 11 (4): 411-423.
- Grindley, G.W. & Oliver, P.J. (1983): Post-Ross orogeny cratonization of Northern Victoria Land. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.): *Antarctic Earth Science. Proceedings of the fourth international symposium on Antarctic earth science: 123-139*, Adelaide.
- Grobe, H. & Mackensen, A. (1992): Late Quaternary climate cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - *Antarctic Research Series*, 56: 349-376.
- Gunn, B.M. & Warren, G. (1962): Geology of Victoria Land between the Mawson and Mulock Glaciers, Antarctica. - *New Zealand Geological Survey Bulletin*, 71.
- Hall, B.A., Sutter, J.F. & Borns, H.W. Jr. (1982): The inception and duration of Mesozoic volcanism in the Allan Hills-Carapace Nunatak area, Victoria Land, Antarctica. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience - symposium on geology and geophysics: 709*, August 22-27, 1977, Madison, Wisconsin.
- Hallett, B., Hunter, L & Bogen, B. (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implication. - *Global and Planetary Change*, 12: 213-235.
- Hambrey, M.J. & Harland, W.B. (1981) (Hrsg.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 266 S.
- Hambrey, M.J., Barrett, P.J. & Robinson, P.H. (1989): Stratigraphy. - In: Barrett, P.J. (Hrsg.): *Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMurdo Sound*. - *DSIR Bulletin*, 245: 23-48.
- Hambrey, M.J., Larsen, B. & Ehrmann, W.U. (1991): The glacial record from the Prydz bay continental shelf, east Antarctica. - In: Barron, J., Anderson, J., Baldauf, J. & Larsen, B. (Hrsg.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 119: 77-132, Texas.
- Hambrey, M.J. & Alean, J. (1992): *Glaciers*. - Cambridge University Press, 208 S.
- Hambrey, M.J. & Barrett, P.J. (1993): Cenozoic sedimentary and climatic record, Ross Sea Region, Antarctica. - *Antarctic Research Series*, 60: 91-124, Washington.

- Hambrey, M.J. (1994): Glacial environments. UCL Press, London, 296 S.
- Hambrey, M.J. (1999): The record of earth's glacial climate during the last 3000 Ma. – In: Barrett, P.J. & Orombelli, G. (Hrsg.): Geological records of global and planetary changes. Proceedings of the workshop. Terra Antarctica Reports 3: 73-107.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, 235: 1156-1166.
- Harwood, D.M. (1986a): Diatoms. – In: Barrett, P. J. (Hrsg.): Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. – New Zealand DSIR Miscellaneous Bulletin, 237: 69-108.
- Harwood, D.M. (1986b): Diatom biostratigraphy and palaeoecology with a Cenozoic history of Antarctic ice sheets. – Unpublizierte Dissertation, Department of Geology and Mineralogy, The Ohio State University, Columbus.
- Harwood, D.M. & Maruyama, T. (1992): Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from Kerguelen Plateau, Leg. 120. – In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al.: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 683-733.
- Harwood, D.M. & Webb, P.N. (1998): Glacial transport of Diatoms in the Antarctic Sirius Group: Pliocene refrigerator. – *GSA Today*, 8 (4): 1, 4-8.
- Hattingh, J. (1992): Dispersal of tracer heavy minerals and clasts in the gravel-bearing braided Swartkops River, eastern Cape Province, South Africa. – *Bull. Geol. Surv. S. Afr.* 112.
- Hayes, D.E. & Frakes, L.A. (1975): General synthesis, Deep Sea Drilling Project 28. – In: Hayes, D.E. & Frakes, L.A. (Hrsg.): Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 28: 919-942, Washington.
- Hendy, C.H., Healy, T.R., Rayner, E.M., Shaw, J. & Wilson, A.T. (1979): Late Pleistocene glacial chronology of the Taylor Valley, Antarctica, and the global climate. – *Quaternary Research*, 11: 172-184.
- Hill, R.S., Harwood, D.M. & Webb, P.N. (1996): *Nothofagus beardmorensis* (Nothofagaceae), a new species based on leaves from the Pliocene Sirius Group, Transantarctic Mountains, Antarctica. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 94: 11-24.
- Hjulström, F. (1955): Transport of detritus by moving water. – Recent marine sediments, a symposium: 5-31, Tulsa, Oklahoma.
- Hoffman, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?. – *Science*, 252: 1409-1412.
- Houtz, R.E. & Meijer, R. (1970): Structure of the Ross Sea shelf from profiler data. – *J. Geophys. Res.*, 75: 6592-6597.
- Hughes, T.J. (1981): Numerical reconstruction of paleo-ice-sheets. – In: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): The late great ice sheets: 221-261, John Wiley & Sons, New York.
- Ingolfsson, O., Hjort, C., Berkman, P., Bjork, S., Colhoun, E., Goodwin, I., Hall, B., Hirakawa, K., Melles, M., Moller, P. & Prentice, M. (1998): Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. – *Antarctic Science*, 10: 326-344.
- Isbell, J.L. (1998): The role of Antarctica in changing global systems as shown by the Late Paleozoic and Early Mesozoic Succession: 'Icehouse' to 'Greenhouse' transition and biotic response. – Elliot, D.H. & Collinson, J.W. (Hrsg.): Earth Science Research Objectives: central and southern Transantarctic Mountains. Proceedings of workshop, 1998, Internet-Seiten.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F. & Lundberg, N. (1991): Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco drainage basin, Venezuela and Colombia. *Bull. Geol. Soc. Am.* 103: 1622-1647.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. & Petrov, V.M. (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years). – *Nature*, 329: 403-408.
- Kellogg, T.B., Kellogg, D.E. & Stuiver, M. (1990): Late Quaternary history of the southwestern Ross Sea: evidence from debris bands on the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. – *Antarctic Research Series*, 50: 25-56.
- Kellogg, D.D. & Kellogg, T.B. (1996): Diatoms in South Pole ice: Implications for eolian contamination of Sirius Group deposits. – *Geology*, 24: 115-118.
- Kellogg, T.B., Hughes, T. & Kellogg, D.E. (1996): Late Pleistocene interactions of East and West Antarctic ice-flow regimes: Evidence from the McMurdo Ice Shelf. – *J. Glaciol.*, 42: 486-500.
- Kennett, J.P. & Barker, P.F. (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective. – In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al. (Hrsg.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113: 937-960.
- Kennett, J.P. & Hodell, D.A. (1995): Stability or instability of Antarctic ice sheets during warm climates of the Pliocene?. – *GSA Today*, 5: 1, 10-13, 22.
- Kerr, A. & Huybrechts, P. (1999): The response of the East Antarctic ice-sheet to the evolving tectonic configuration of the Transantarctic Mountains. – *Global and Planetary Change* 23: 213-229.

- Korsch, R.J. (1984): The structure of Shapeless Mountains, Antarctica, and its relation to Jurassic igneous activity. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 27: 487-504.
- Krynine, P. D. (1946): The tourmaline group in sediments. – *Journ. Geol.*, 54: 65-87.
- Kyle, P.R. (1979): Geochemical studies of Ferrar Group rocks from Southern Victoria Land. – *Antarctic Journal of the United States*, 14 (5): 25-26.
- Kyle, P.R. (1981): Glacial history of the McMurdo Sound area as indicated by the distribution and nature of McMurdo volcanic group rocks. – In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): *Dry Valley Drilling Project*. – Antarctic Research Series, 33: 403-412, Washington.
- Kyle, R.A. & Schopf, J.M. (1982): Permian and Triassic palynostratigraphy of the Victoria Group, Transantarctic Mountains. – In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4: 649-659*, Wisconsin.
- Kyle, P.R. (1990): McMurdo Volcanic Group – Western Ross Embayment. – In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. – Antarctic Research Series, 48: 19-25, 81-89.
- Laird, M.G., Mansergh, G.D. & Chappell, J.M.A. (1971): Geology of the central Nimrod Glacier area, Antarctica. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 14: 427-468.
- Laird, M.G. & Bradshaw, J.D. (1982): Uppermost Proterozoic and Lower Paleozoic Geology of the Transantarctic Mountains (Review Paper). – In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4: 525-533*, Wisconsin.
- Laird, M.G. (1991): The Late Proterozoic-Middle Palaeozoic rocks of Antarctica. – In: Tingey, R.J. (Hrsg.): *The geology of Antarctica*. 74-119, Clarendon Press, Oxford.
- La Prade, K.E. (1982): Petrology and petrography of the Beacon Supergroup, Shackleton Glacier area, Queen Maud Range, Transantarctic Mountains, Antarctica. – In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4: 581-589*, Wisconsin.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M. & Coffin, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. – *Antarctic Research Series*, 56: 7-30.
- LeMasurier, W.E. (1978): The Cenozoic West Antarctic rift system and its associated volcanic and structural features. – *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 10: 442.
- Licht, K.J., Jennings, A.E., Andrews, J.T. & Williams, K.M. (1996): Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. – *Geology*, 24: 223-226.
- Long, W.E. (1962): Sedimentary rocks of the Buckeye Range, Horlick Mountains, Antarctica. – *Science*, 136: 319-321.
- Lorius, C., Raynaud, D., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N.I., Korotkevich, Y.S. & Kotlyakov, V.M. (1985): A 150.000-year climatic record from Antarctic ice. – *Nature*, 316: 591-596.
- Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G. & Fütterer, D.K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. – *Marine Geology*, 87: 315-321.
- 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. – *Marine Geology* 108: 1-27.
- Mange, M. A. & Maurer, H. F. W. (1991): *Schwerminerale in Farbe*. Stuttgart, 148 S.
- Marchant, D.R., Denton, G.H. & Swisher III, C.C. (1993a): Miocene-Pliocene-Pleistocene glacial history of Arena Valley, Quartermain Mountains, Antarctica. – *Geografiska Annaler*, 75 A: 269-300.
- Marchant, D.R., Denton, G.H., Sugden, D.E. & Swisher III, C.C. (1993b): Miocene glacial stratigraphy and landscape evolution of the western Asgard Range. – *Geografiska Annaler*, 75 A: 303-328.
- Marchant, D.R., Swisher III, C.C., Lux, D.R., West Jr., D.P. & Denton, G.H. (1993c): Pliocene paleoclimate and East Antarctic Ice-Sheet history from surficial ash deposits. – *Science*, 260: 667-670.
- Marchant, D.R., Denton, G.H., Bockheim, J.G., Wilson, S.C. & Kerr, A.R. (1994): Quaternary changes in level of the upper Taylor Glacier, Antarctica: implications for paleoclimate and East Antarctic Ice Sheet dynamics. – *Boreas* 23 (1): 29-43.
- Marchant, D.R. & Denton, G.H. (1996): Miocene and Pliocene paleoclimate of the Dry Valleys region, Southern Victoria land: a geomorphological approach. – *Mar. Micropaleont.*, 27: 253-271.
- McIntosh, W.C. (1998):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of volcanic clasts and pumice in CRP-1 core, Cape Roberts, Antarctica. – In: Cape Roberts Science Team: *Scientific Report on CRP-1, Cape Roberts Project*. *Terra Antarctica* 5(3): 683-690.
- McKelvey, B.C., Webb, P.N., Harwood, D.M. & Mabin, M.C.G. (1991): The Dominion Range Sirius Group: a record of late Pliocene-early Pleistocene Beardmore Glacier. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J. A. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Geological evolution of Antarctica*. 675-683.
- McKelvey, B.C. (1991): The Cainozoic glacial record in south Victoria Land: a geological evaluation of the McMurdo Sound drilling project. – In: Tingey, R.J. (Hrsg.): *The geology of Antarctica*: 434-454. – Clarendon Press, Oxford.
- Meert, J.G. & Van der Voo, R. (1997): The assembly of Gondwana 800-550 Ma. – *Journal of Geodynamics*, 23: 223-235.

- Menzies, J. (Hrsg.) (1995): *Modern Glacial Environments - processes, dynamics and sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 621 S.
- Menzies, J. & Shilts, W.W. (1996): Subglacial environments. – In: Menzies, J. (Hrsg.): *Past glacial environments – sediments, forms and techniques*. - Glacial environments, Band 2: 15-136.
- Miller, K.G., Wright, J.D. & Fairbanks, R.G. (1991): Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. – *J. Geophys. Res.*, 96: 6828-6848.
- Mitchell, A.H.G. & Reading, H.G. (1986): Sedimentation and tectonics. - In: Reading, H.G. (Hrsg.): *Sedimentary environment and facies*: 471-519, Blackwell, Oxford.
- Mitchum, R.M. Jr., Sangree, J.B., Vail, P.R. & Wornardt, W.W. (1994): Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy; examples from the late Cenozoic of the Gulf of Mexico. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 58: 163-197.
- Molzahn, M. & Wörner, G. (1994): Isotopenanalysen und Spurenelemente in Ferrar-Basalten: Wieviel Assimilation? – *Berichte zur Polarforschung*, 170: 100-103.
- Moores, E.M. (1991): Southwest U.S. – East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis. – *Geology*, 19: 425-428.
- Moriwaki, K., Yoshida, Y. & Harwood, D.M. (1992): Cenozoic glacial history of Antarctica - a correlative synthesis. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraiishi, K. (Hrsg.): *Recent progress in Antarctic Earth Science*: 773-780. - Terra Scientific Publishing Co., Tokio.
- Morton, A.C. (1979): Surface textures of heavy mineral grains from the Palaeocene of the central North Sea. - *J. Geol.*, 15: 293-300.
- Morton, A.C. & Humphreys, B. (1983): The petrology of Middle Jurassic sandstones from the Murchison Field, North Sea. - *J. Pet. Geol.*, 5: 245-260.
- Morton, A.C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin. – *Clay Min.*, 19: 287-308.
- Morton, A.C. (1986): Dissolution of apatite in North Sea Jurassic sandstones: implications for the generation of secondary porosity. - *Clay Miner.*, 21: 711-733.
- Morton, A.C. & Smale, D. (1991): The effects of transport and weathering on heavy minerals from Cascade River, New Zealand. – *Sediment. Geol.*, 68: 117-123.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. - *Sedimentary Geology*, 124: (3-29).
- Moyes, A.B., Barton, J.M. & Groenewald, P.B. (1993): Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinental fragmentation and amalgamation. – *J. Geol. Soc.*, 150: 833-842.
- Muller, E.H. (1983): Till genesis and their glacier sole. – In: Evanson, E.B., Schlüchter, C. & Rabassa, J. (Hrsg.): *Tills and related deposits*: 19-22, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Nathan, S. & Schulte, F.J. (1968): Geology and petrology of the Campbell-Aviator Divide, Northern Victoria Land - Part 1 - Post Paleozoic rocks. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11 (4): 940-975.
- Nedell, S.S., Anderson, D.W., Squyres, S.W. & Love, F.G. (1987): Sedimentation in ice-covered Lake Hoare. – *Sedimentology*, 34: 1107-1122.
- Nickel, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastatal solution. - *Contributions to Sedimentology*, 1 - Stability of heavy minerals: 1-68. Stuttgart.
- Paterson, W.S.B. (1981): *The Physics of Glaciers*, 2<sup>nd</sup> edition, Oxford. Pergamon Press, 380 S.
- Peregovich, B. (1999): Die Postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: Schwermineralogische und Sedimentpetrographische Untersuchungen. - *Berichte zur Polarforschung* 316: 85 S.
- Pettijohn, F.J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. – *Journ. Geol.* 49: 610-625.
- Petit, J.R., Basile, I., Leruyet, A., Raynaud, D., Lorius, C., Jouzel, J., Stievenard, M., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I., Kudryashov, M., Davis, E., Saltzman, E. & Kotlyakov, V. (1997): Four climate cycles in Vostok ice core. – *Nature*, 387: 359.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – *Nature*, 399: 429-436.
- Polozek, K. & Ehrmann, W. (1998): Distribution of heavy minerals in CRP-1. – *Terra Antarctica*, 5(3): 633-638.
- Polozek, K. (2000): Distribution of Heavy Minerals in CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. - *Terra Antarctica* 7 (4): 567-574.
- Porter, S.C. & Beget, J.E. (1981): Provenance and depositional environments of Late Cenozoic sediments in permafrost cores from Lower Taylor Valley, Antarctica. - In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): *Dry Valley Drilling Project*. - Antarctic Research Series, 33: 351-363, Washington.

- Powell, C. McA., Li, Z.X., McElhinny, M.W., Meert, J.G. & Park, J.K. (1993): Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. - *Geology*, 21: 889-892.
- Powell, R.D. (1981): Sedimentation conditions in Taylor Valley, Antarctica, inferred from textural analysis of DVDP cores. - In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): *Dry Valley Drilling Project. - Antarctic Research Series*, 33: 331-349, Washington.
- Powell, R.D., Hambrey, M.J. & Kriesek, L.A. (1998): Quaternary and Miocene glacial and climatic history of the Cape Roberts drillsite region, Antarctica. - *Terra Antarctica*, 5(3): 341-351.
- Prell, W.L. (1982): Oxygen and carbon isotopic stratigraphy of hole 502B: evidence for two models of isotopic variability. - *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Vol. 68: 455-464.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. - *Paleoceanography*, 1: 137-162.
- Purucker, M.E., Elston, D.P. & Bressler, S.L. (1981): Magnetic stratigraphy of late Cenozoic glaciogenic sediments from drill cores, Taylor Valley, Transantarctic Mountains, Antarctica. - In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): *Dry Valley Drilling Project. - Antarctic Research Series*, 33: 109-129, Washington.
- Riddolls, B.W. & Hancox, G.T. (1968): The geology of the Upper Mariner Glacier Region, North Victoria Land, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11 (4): 881-899.
- Rinaldi, C.A. (1982): The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4*: 281-286, Wisconsin.
- Robert, C. & Kennett, J.P. (1994): Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. - *Geology*, 22: 211-214.
- Roland, N.W. & Kleinschmidt, G. (1994): Krustenentwicklung am mobilen pazifischen Rand der Antarktis - Erkenntnisse und offene Fragen zur Ross Orogenese. - *Berichte zur Polarforschung*, 170: 40-44.
- Rubey, W.W. (1933): The size distribution of heavy minerals within a water-lain sandstone. - *J. Sediment. Petrol.* 3: 3-29.
- Salamy, K.A., and Zachos, J.C. (1999): Latest Eocene-early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 61-77.
- Savage, M.L. & Ciesielski, P.F. (1983): A revised history of glacial sedimentation in the Ross Sea region. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.): *Antarctic Earth Science. Proceedings of the fourth international symposium on Antarctic earth science*: 555-559, Adelaide.
- Schäfer, J.M., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Leya, I., Baur, H., Denton, G.H. & Schlüchter, C. (1999): Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. - *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 215-226.
- Schmidt, D.L. & Ford, A.B. (1969): Geology of the Pensacola and Thiel Mountains. - In: Craddock, C. & Bushnell, V. (Hrsg.): *Geologic maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Sheet 5*, American Geographical Society, New York.
- Shackleton, N.J. (1995): New data on the evolution of Pliocene climatic variability. - In: Vreba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C. & Burckle, L.H. (Hrsg.): *Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins*: 242-248, Yale University Press.
- Shipp, S., Anderson, J.B., DeSantis, L., Bartek, L.R., Alonso, B. & Zayatz, I. (1994): High to intermediate resolution seismic stratigraphic analysis of mid-late-Miocene to Pleistocene strata in eastern Ross Sea: implications for changing glacial/climate regime. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F., Webb, P.N. & Brancolini (Hrsg.): *The Antarctic Continental Margin: Geophysical and Geological Stratigraphic Records of Cenozoic Glaciation, Paleoenvironments and Sea-Level Change. - Terra Antarctica*, 1: 381-384.
- Sindowski, K.-H. (1938): Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. - *Z. dt. Geol. Ges.*, 90: 627-634.
- Skinner D.N.B. & Ricker J. (1968a): The geology of the region between the Mawson and Priestley Glaciers, North Victoria Land, Antarctica. Part 1 - Basement meta-sedimentary and igneous rocks. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11: 1009-1040.
- Skinner D.N.B. & Ricker J. (1968b): The geology of the region between the Mawson and Priestley Glaciers, Northern Victoria Land, Antarctica - Part 2 - Upper Paleozoic to Quaternary geology. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11: 1041-1075.
- Skinner, D.N.B. (1982): Stratigraphy and structure of low-grade metasedimentary rocks of the Skelton Group, southern Victoria Land - Does the Teall Greywacke really exist?. - In: C. Craddock (Hrsg.): *Antarctic Geoscience - symposium on geology and geophysics*: 555-564, August 22-27, 1977, Madison, Wisconsin, USA.
- Skinner, D.N.B. (1983): The granites and two orogenies of Southern Victoria Land. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.): *Antarctic earth science. Proceedings of the fourth international symposium on Antarctic earth science*: 160-163, Adelaide, Canberra.

- Smellie, J.L. (1998): Sand grain detrital modes in CRP-1: Provenance variations and influence of Miocene eruptions on the marine record in the McMurdo Sound region. – *Terra Antarctica*, 5(3): 579-587.
- Smellie, J.L. (2000): Erosional history of the Transantarctic Mountains deduced from sand grain detrital modes in CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. – *Terra Antarctica* 7 (4): 545-552.
- Smillie, R.W. (1992): Suite subdivision and petrological evolution of granitoids from the Taylor Valley and Ferrar Glacier Region, South Victoria Land. – *Antarctic Science* 4 (1): 71-87, Oxford.
- Sobotovich, E.V., Kamenev, E.N., Komaristyy, A.A. & Rudnik, V.A. (1976): The oldest rocks in Antarctica (Enderby Land). – *Internat. Geol. Rev.*, 18: 371-388.
- Solheim, A., Forsberg, C.F. & Pittenger, A. (1991): Stepwise consolidation of glacial sediments related to the glacial history of Prydz Bay, East Antarctica. – In: Barron, J., Anderson, J., Baldauf, J. & Larsen, B. (Hrsg.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 119: 169-182, Texas.
- Stern, T.A. & ten Brink, U.S. (1989): Flexural uplift of the Transantarctic Mountains. – *J. Geophys. Res.*, 94: 10315-10330.
- Storey, B.C., Daziel, I.W.D., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Pankhurst, R.J. & Vennum, W.R. (1988): West Antarctica in Gondwanaland: crustal blocks, reconstruction and breakup processes. – *Tectonophysics*, 155: 381-390.
- Stroeven, A.P., Prentice, M.L. & Kleman, J. (1996): On marine microfossil transport and pathways in Antarctica during the late Neogene: Evidence from the Sirius Group at Mt. Fleming. – *Geology*, 24: 727-730.
- Stroeven, A.P. & Kleman, J. (1999): Age of Sirius Group on Mount Feather, McMurdo Dry Valleys, Antarctica, based on glaciological inferences from the overridden mountain range of Scandinavia. – *Global and Planetary Change* 23: 231-247.
- Stuchlik, L. (1981): Tertiary pollen spectra from the Ezcurra Inlet Group of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). – *Studia Geologica Polonica*, 72: 109-137.
- Stuiver, M., Denton, G.H., Hughes, T.J. & Fastook, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis. – In: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): *The last great ice sheets*: 319-436, New York.
- Stump, E., Sheridan, M.F., Borg, S.G. & Sutter, J.F. (1980): Early Miocene subglacial basalts, the East Antarctic ice sheet, and uplift of the Transantarctic Mountains. – *Science*, 207: 757-759.
- Stump, E. (1999): Geometries and motions of supercontinent breakups. – In: Barrett, P.J. & Orombelli, G. (Hrsg.): *Geological records of global and planetary changes. Proceedings of the workshop. Terra Antarctica Reports* 3: 151-166.
- Sugden, D.E. & John, B.S. (1976): *Glaciers and Landscape - A Geomorphological Approach*. Edward Arnold, London, 320 S.
- Sugden, D.E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. – *Arctic and Alpine Research*, 9: 21-47.
- Sugden, D.E., Denton, G.H. & Marchant, G.H. (1995): Landscape evolution of the dry valleys, Transantarctic Mountains, tectonic implications. – *J. Geophys. Res.*, B 100: 9949-9967.
- Sugden, D.E., Summerfield, M.A., Denton, G.H., Wilch, T.I., McIntosh, W.C., Marchant, D.R. & Rutford, R.H. (1999): Landscape development in the Royal Society Range, southern Victoria Land, Antarctica: stability since the mid-Miocene. – *Geomorphology*, 28: 181-200.
- Summerfield, M.A., Stuart, F.M., Cockburn, H.A.P., Sugden, D.E., Denton, G.H., Dunai, T. & Marchant, D.R. (1999): Long-term rates of denudation in the Dry Valleys, Transantarctic Mountains, southern Victoria Land, Antarctica based on in-situ-produced cosmogenic <sup>21</sup>Ne. – *Geomorphology*, 27: 113-129.
- Talarico, F., Sandroni, S., Fielding, C. & Atkins, C. (2000): Variability, petrology and provenance of basement clasts in core from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. – *Terra Antarctica* 7 (4): 529-544.
- Taylor, T.G. (1922): *The Physiography of the McMurdo Sound and Granite Harbour Region*. – Brit. (Terra Nova) *Antarct. Exp.* 1910-1913. Harrison, London, 246 S.
- ten Brink, U. S., Schneider, C. & Johnson, A.H. (1995): Morphology and stratal geometry of the Antarctic continental shelf: Insights from models. – In: Cooper, A.K. & Davey, F.J. (Hrsg.): *The Antarctic continental margin: geology and geophysics of the Western Ross Sea. CPCEMR Earth Science Series*, 5 B: 1-24, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas.
- ten Brink, U.S., Hackney, R.I., Bannister, S., Stern, T.A. & Makovsky, Y. (1997): Uplift of the Transantarctic Mountains and the bedrock beneath the East Antarctic ice sheet. – *Journal of Geophysical Research*, 102, B12: 27603-27621.
- Tessensohn, F. & Wörner, G. (1991): The Ross Sea rift system, Antarctica: structure, evolution and analogues. – In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica. Proceedings of the Fifth International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, 273-27, Cambridge.

- Tessensohn, F. (1994): Rift-Prozesse im Ross-Meer-Gebiet der Antarktis und ihre Ursachen: Ein Beitrag zur Lithosphärenforschung in interdisziplinärer und internationaler Zusammenarbeit. - *Berichte zur Polarforschung*, 170: 96-99.
- Thomas, R.H. & Bentley, C.R. (1978): A model for Holocene retreat of the West Antarctic Ice Sheet. - *Quat. Research*, 10: 150-170.
- Tingey, R.J. (1991a): The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.): *The geology of Antarctica: 1-73*, Clarendon Press, Oxford.
- Tingey, R.J. (1991b): Mesozoic tholeiitic igneous rocks in Antarctica: the Ferrar (Super) Group and related rocks. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.): *The geology of Antarctica: 153-174*, Clarendon Press, Oxford.
- Torii, T. (1981): A review of the Dry Valley Drilling Project, 1971-76. - *Polar Record* 20 (129): 533-541.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Braisier, M.D., Sturt, B.A. & Walderhaug, H.J. (1996): Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. - *Earth-Science Reviews*, 40: 229-258.
- Turner, B.R. & Padley, D. (1991): Lower Cretaceous coal-bearing sediments from Prydz Bay, East Antarctica. - In: Barron, J., Anderson, J., Baldauf, J. & Larsen, B. (Hrsg.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 119: 57-60, Texas.
- Truswell, E.M. (1991): Antarctica: a history of terrestrial vegetation. - Tingey, R.J. (Hrsg.): *The geology of Antarctica: 499-537*, Clarendon Press, Oxford.
- Van Anel, Tj. H. (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. - *Proefschrift Univ. Groningen, Wageningen*, 129 S.
- Van Anel, Tj. H. & Weyl, R. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. - *Erdöl und Kohle* 5: 29-33, 100-104.
- Van Anel, Tj. H. (1959): Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 29 (2): 153-163.
- Van der Wateren, F.M. (1987): Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG. - In: van der Meer, J.J.M. (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics: 157-182*, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Van der Wateren, F.M. & Cloetingh, S.A.P.L. (1999): Feedbacks of lithosphere dynamics and environmental change of the Cenozoic West Antarctic Rift System. - *Global and Planetary Change* 23: 1-24.
- Van der Wateren, F.M., Dunai, T.J., Van Balen, R.T., Klas, W., Verbers, A.L.L.M., Passchier, S. & Herpers, U. (1999): Contrasting Neogene denudation histories of different structural regions in the Transantarctic Mountains rift flank constrained by cosmogenic isotope measurements. - *Global and Planetary Change* 23: 145-172.
- von Frese, R. (1998): Crustal structure of the central and southern Transantarctic Mountains. - *Earth Science Research Objectives: central and southern Transantarctic Mountains. Proceedings of workshop, 1998, Internet-Seiten*.
- Walker, T.R., Waugh, B. & Crone, A.J. (1978): Diagenesis in firstcycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 89: 19-32.
- Weaver, S.D., Bradshaw, J.D. & Laird, M.G. (1984): Lawrence Peaks volcanics, North Victoria Land. - *New Zealand Antarctic Record*, 5: 18-22.
- Webb, P.N. & Wrenn, J.H. (1982): Upper Cenozoic micropaleontology and biostratigraphy of Eastern Taylor Valley, Antarctica. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience, International Union of Geological Sciences, Series B - N.4: 1117-1121*, Wisconsin.
- Webb, P.N., Harwood, D.M., McKelvey, B.C., Mercer, J.H. & Stott, L.D. (1984): Cenozoic marine sedimentation and ice-volume variation on the East Antarctic craton. - *Geology* 12: 287-291.
- Webb, P.N. (1986): Foraminifera (Late Cenozoic). - In: Barrett, P. J. (Hrsg.): *Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. - New Zealand DSIR Miscellaneous Bulletin*, 237: 127-130.
- Webb, P.N., Leckie, M.R. & Ward, B.L. (1986): Foraminifera (Late Oligocene). - In: Barrett, P. J. (Hrsg.): *Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. - New Zealand DSIR Miscellaneous Bulletin*, 237: 115-126.
- Webb, P.N. & Harwood, D.M. (1987): Terrestrial flora of the Sirius Formation: its significance for late Cenozoic glacial history. - *Antarctic Journal of the United States*, 22: 7-11.
- Webb, P.N. & Harwood, D.M. (1991): Late Cenozoic history of the Ross embayment, Antarctica. - *Quaternary Science Reviews* 10: 215-223.
- Webb, P.N. (1998): The Late Phanerozoic terrestrial realm. - Elliot, D.H. & Collinson, J.W. (Hrsg.): *Earth Science Research Objectives: central and southern Transantarctic Mountains. Proceedings of workshop, 1998, Internet-Seiten*.
- Weber, W. (1987): Geotektonische sowie minerogenetische Epochen und Einheiten Antarktiskas. - *Freiberger Forschungshefte*, C 418: 75 S.
- Weiblen, P.W., Stuckless, J.S., Hunter, W.C., Schulz, K.J. & Mudrey, jr., M.G. (1981): Correlation of clinopyroxene compositions with environment of formation based on data from Ross Island volcanic

- rocks. – In: McGinnes, L.D. (Hrsg.): Dry Valley Drilling Project. - Antarctic Research Series, 33: 229-246, Washington.
- Wilch, T.I., Lux, D.R., Denton, G.H. & McIntosh, W.C. (1993a): Minimal Pliocene-Pleistocene uplift of the dry valley sector of the Transantarctic Mountains: A key parameter in ice-sheet reconstructions. – *Geology*, 21: 841-844.
- Wilch, T.I., Denton, G.H., Lux, D.R. & McIntosh, W.C. (1993b): Limited Pliocene Glacier extent and surface uplift in middle Taylor Valley, Antarctica. – *Geografiska Annaler*, 75 A: 331-351.
- Wilch, T.I. (1997): Volcanic record of the West Antarctic Ice Sheet in Marie Byrd Land. – Unpublizierte Dissertation, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico.
- Wilhelm, S. & Wörner G. (1996): Crystal size distribution in Jurassic Ferrar flows and sills (Victoria Land, Antarctica): evidence for processes of cooling, nucleation and crystallisation. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 125: 1-15.
- Wilson, G.S. (1995): The Neogene East Antarctic ice sheet: a dynamic or stable feature?. – *Quaternary Science Reviews* 14: 101-123.
- Wilson, G.S., Roberts, A.P., Verosub, K.L., Florindo, F. & Sagnotti, L. (1998): Magnetobiostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land Margin, Antarctica: Implications for Antarctic glacial history. - *GSA Bulletin*, 110: 35-47.
- Wilson, T. (1999): Cenozoic structural segmentation of the Transantarctic Mountains rift flank in southern Victoria Land. – *Global and Planetary Change* 23: 105-127.
- Wieseneder, H. (1953): Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - *Erdöl und Kohle* 6: 369-372.
- Winter, D.M. & Harwood, D.M. (1997): Integrated diatom biostratigraphy of Late Neogene drillholes in Southern Victoria Land and correlation to southern Ocean records. – In: Ricci, C.A. (Hrsg.): *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*: 985-992, Terra Antarctica Publications, Siena.
- Wise, S.W., Breza, J.R., Harwood, D.M. & Wei, W. (1991): Paleogene glacial history of Antarctica. - In: Muller, D.W., McKenzie, J.A. & Weissert, H. (Hrsg.): *Controversies in modern geology; Evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*: 133-171, Academic Press, London.
- Wright, A.C. & Kyle, P.R. (1990): Taylor and Wright Valleys. – In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (Hrsg.): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. - Antarctic Research Series, 48: 134-135.
- Wright, J.D. & Miller, K.G. (1993): Southern Ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation. - Antarctic Research Series, 60: 1-25, Washington.
- Young, D.J. & Ryburn, R.J. (1968): The geology of Buckley and Darwin nunataks, Beardmore Glacier, Ross Dependency, Antarctica. - *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11 (4): 922-939.
- Zachos, J.C., Breza, J.R. & Wise, S.W. (1992): Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. – *Geology*, 20: 569-573.
- Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C. (1994): Evolution of early Cenozoic marine temperatures. – *Paleoceanography*, 9: 353-387.
- Zimmerle, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete?. - *Geolog. Rundschau* 61: 116-139.