

A 1131

**Paläozeanographische Untersuchungen in der
Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya
Zemlya mit sedimentologischen und
geophysikalischen Methoden**

Diplomarbeit

von

Dominik Weiel

Geologisches Institut der Universität zu Köln/
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

Köln/Bremerhaven 1997

WEIEL, D. (1997): Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden. - Diplomarbeit, Köln/Bremerhaven (Geologisches Institut der Universität zu Köln/Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven).

Zusammenfassung

Zur Rekonstruktion der paläozeanographischen, paläoklimatischen und paläoglazialologischen Entwicklung Severnaya Zemlyas und der Vilkitsky-Straße sowie der Vilkitsky-Khatanga-Rinne im letzten Glazial-/Interglazialzyklus wurden sieben während der Expeditionen ARK IX/4 (1993) und ARK XI/1 (1995) mit FS „Polarstern“ gewonnene Schwerelotkerne auf sedimentologische und geophysikalische Eigenschaften untersucht und mit PARASOUND-Profilen des Arbeitsgebietes korreliert. Die Analyse umfaßte hochauflösende Messungen der magnetischen Suszeptibilität, Dichte, P-Wellengeschwindigkeit, Porosität und Wassergehalt, die Bestimmung feinelithologischer Sedimentstrukturen kombiniert mit der quantitativen Auszählung von eisverfrachtetem Material anhand von Radiographien, die Ermittlung der Korngrößenverhältnisse (Sand, Silt, Ton), Siltkornverteilung und tonmineralogische Zusammensetzung von vier ausgesuchten Sedimentkernen. Die Stratigraphie beruht zum einen auf AMS ¹⁴C-Datierungen lithologischer Einheiten und zum anderen auf seismischer Korrelation mit PARASOUND-Profilen.

Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Der nordöstliche Kontinentalhang von Severnaya Zemlya weist anhand von submarinen Moränen, Diamikt und glaziomarinen Schlammströmen Spuren glazialer Überprägung auf. Der Kern PS2782-1 spiegelt mit basalem Diamikt, Lamination und bioturbiertem Top den letzten Glazial-/Interglazialübergang wider.

Für die Vilkitsky-Straße und die Vilkitsky-Khatanga-Rinne können fünf seismische Einheiten unterschieden werden: Einheit 5 bildet einen schallharten Reflektor (Anstehendes oder Moränen). Einheit 4 (Stadium 4) wird aus mächtigen schalltransparenten glaziomarinen Schlammströmen aufgebaut. Einheit 3 (Stadium 3) besteht aus einem Band paralleler Reflektoren, das mit annähernd gleicher Mächtigkeit über unebenes Relief zieht (tonige Fazies). Einheit 2 (Stadium 2 inkl. Termination 1 a) ist durch aufspreizende Reflektoren zum Schelf (Keilstruktur) und schwankende Mächtigkeiten gekennzeichnet, wobei der Übergangsbereich zur Einheit 1 hohe

Suszeptibilitätswerte und Smektitkonzentrationen aufweist. Die Einheit 1 ist ein intensiv bioturbierter Sedimentkörper schwankender Mächtigkeit mit parallelen Reflektoren und asymmetrischer Akkumulation in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne, der mit AMS ^{14}C als Holozän datiert wurde. Die seismischen Einheiten können bis in die zentrale Vilkitsky-Straße korreliert werden.

Die Ergebnisse können wie folgt interpretiert werden:

Mächtige glaziomarine Schlammströme in der Vilkitsky-Straße und in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne belegen eine eisproximale Lage des Untersuchungsgebietes vermutlich während des Stadiums 4. Die Herkunft dieser Sedimente konnte nicht sicher geklärt werden, doch läßt die Interpretation der Geometrien von Schlammströmen Severnaya Zemlya, Taymyr oder die Kara-See als Herkunftsgebiete annehmen.

Die tonigen Sedimente des Stadiums 3 spiegeln ruhige, hemipelagische Sedimentationsbedingungen unter eventueller Eisbedeckung wider. Für die Vilkitsky-Straße lassen sich zu dieser Zeit fjordähnliche Bedingungen annehmen.

Für die Schokalsky-Straße kann im Stadium 2 aufgrund submariner Moränen beidseitig der Schokalsky-Rinne und des vorhandenen Diamiktes im Kern PS2782-1 eine Verschließung durch Eismassen angenommen werden. Die Wiederöffnung der Schokalsky-Straße im Zuge der Termination scheint sich in PS2782-1 nach Ablagerung des Diamiktes durch einen erhöhten Eintrag von Smektit und magnetischem Material aus der Kara-See bemerkbar zu machen. Die tonmineralogische Zusammensetzung im Osten Severnaya Zemlyas wird durch Illit dominiert.

Die Termination 1 a macht sich an der westlichen Schelfkante der Laptev-See durch hohe Smektitkonzentrationen und einen markanten Anstieg der magnetischen Suszeptibilität bemerkbar, was vermutlich auf die Enteisung des vulkanischen Putoran-Plateaus zurückzuführen ist. Die Sedimentfreigabe des glazial erodierten Putoran-Gebirges während der Termination ist höchstwahrscheinlich der Grund für die festgestellte Korrelation von Smektit und der magnetischen Suszeptibilität.

Dem smektit- und magnetitreichen Schmelzwassersignal des Khatangas während der Termination 1 a zufolge scheint sich das Stadium 2 im Bereich Severnaya Zemlya und dem nördlichen Mittelsibirien eher in Form einer Gebirgsvergletscherung zu äußern, die den Severnaya Zemlya Archipel, das Anabar- und Putoran-Gebirge erfaßte. Die Untersuchungen ergaben, daß die Vilkitsky-Straße im Stadium 2 höchstwahrscheinlich nicht vergletschert war. Das Vorkommen mächtiger, smektitreicher

Schmelzwassersedimente in der westlichen Vilkitsky-Straße deutet allerdings auf einen Eisschild hin, der möglicherweise zum Kara-See Eisschild gehörte.

Die Mächtigkeitsunterschiede des Holozäns in der Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne werden durch den Einfluß starker, kaltsalinarer Bodenströmungen infolge der Meereisbildung auf dem Kara-Schelf interpretiert. Das lokale Fehlen holozäner Sedimente am nordöstlichen Kontinentalhang Severnaya Zemlyas ist vermutlich auf Erosion durch hangparallele Konturströme zurückzuführen.

Abstract

During the expeditions ARK IX/4 (1993) and ARK XI/1 (1995) by RV "Polarstern" glaciomarine deposits were discovered east off Severnaya Zemlya, in the Vilkitsky Strait and Vilkitsky-Khatanga Channel using PARASOUND subbottom profiling. For reconstruction of the palaeoenvironment and glacial history of the Severnaya Zemlya archipelago the geophysical properties (magnetic susceptibility, wet bulk density, p-wave velocity, porosity and water content) of gravity cores taken in this area were studied using a high resolution multi-sensor core logger (MSCL). Additional investigations included the determination of fine lithological structures and ice rafted debris (IRD) by x-ray photographs, grain-size (sand, silt, clay), grain-size distribution of silt, and clay mineral distribution by x-ray diffraction of four sediment cores in key positions. The comparison of the results with PARASOUND-profiles and AMS ^{14}C datings allowed the identification of 5 seismic units and their stratigraphical correlation from the Vilkitsky-Khatanga Channel into the Vilkitsky Strait.

The results can be summarized as follows:

Morainic ridges were identified along the north eastern continental slope of Severnaya Zemlya and in the Vilkitsky Strait (seismic unit 5). They were produced by a former glaciation of the archipelago of unknown age. Large debris flow deposits (seismic unit 4) in the Vilkitsky Strait indicating ice-proximal conditions are presumably linked to the glaciation of Severnaya Zemlya and the Taymyr Peninsula during marine isotope stage 4. In the Vilkitsky Strait and Vilkitsky-Khatanga Channel, clayey sediments (seismic unit 3) reflect hemipelagic accumulation under a possibly frequently closed sea-ice cover showing no evidence of ice-proximal conditions at stage 3. Stage 2 is characterized by a global sea-level lowering of approximately 120 m resulting in the formation of a sediment fan (seismic unit 2) belonging to the river Khatanga at the shelf break of the Laptev Sea close to the Vilkitsky-Khatanga Channel and possible fjord-like conditions in the Vilkitsky Strait. The appearance of a diamicton in the Schokalsky Channel suggests, that presumably during stage 2 the Schokalsky Strait was closed by a grounded ice-shield. Massive meltwater sediments occurring in the western Vilkitsky Strait could be related to an existing ice-shield in the Kara Sea during stage 2. An increased input of smectite and magnetite by the Khatanga during termination 1 a could be interpreted as deglaciation of the Putoran-Plateau which was ice-covered at stage 2. The asymmetric accumulation of Holocene Sediments (seismic unit 1) in the Vilkitsky Strait and Vilkitsky-Khatanga Channel may have depended on the formation of dense and cold water bottom currents caused by sea-ice production on the Kara shelf. The local appearance of the Holocene at the continental slope of Severnaya Zemlya could have been produced by contourites.

Paläozeanographische Untersuchungen in der Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya Zemlya mit sedimentologischen und geophysikalischen Methoden

Zusammenfassung

Abstract

Inhaltsverzeichnis Seite

1 EINLEITUNG

1.1	Grundlagen und Zielsetzung	1
1.2	Untersuchungsgebiet	5
1.2.1	Physiogeographie und Hydrographie	5
1.2.2	Geologischer Überblick	8

2 METHODIK

2.1	PARASOUND als Mittel sedimentologischer Interpretation	14
2.1.1	Das PARASOUND-Prinzip	14
2.1.2	Anwendungsgrenzen von PARASOUND	15
2.2	Messung sedimentphysikalischer Parameter mit dem Multi-Core Sensor Logger	15
2.2.1	Sedimentphysikalische Parameter	15
2.2.2	MSCL-Messungen	17
2.2.3	P-Wellengeschwindigkeit (V_p)	18
2.2.4	Naßdichte (WBD)	18
2.2.5	Magnetische Suszeptibilität (MS)	19
2.3	Probenmaterial und Kernbeprobungsverfahren	20
2.3.1	Kernöffnung	20
2.3.2	Radiographien	23
2.3.3	Eisfracht (IRD)	23
2.3.4	Wassergehalt	23
2.3.5	Beprobungsstrategie	24

2.4	Korngrößen	24
2.4.1	Siltkornverteilung	25
2.4.2	Tonmineralanalyse und Röntgendiffraktometrie	25
2.5	Datierung	27
2.6	Sedimentations- und Akkumulationsraten	27

3 ERGEBNISSE

3.1	Sedimentationsprovinz A	29
3.1.1	Schwerelot PS2743-9	29
3.1.1.1	Lithologie	29
3.1.1.2	Sedimentphysikalische Parameter	31
3.1.2	Schwerelot PS2782-1	33
3.1.2.1	Lithologie	33
3.1.2.2	Sedimentphysikalische Parameter	33
3.1.2.3	Korngrößen	36
3.1.2.4	Tonmineralogie	41
3.1.3	PARASOUND-Profile	41
3.1.3.1	Profil „SS“ - östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya	41
3.1.3.2	Profil „SC“ - Schokalsky-Rinne	44
3.2	Sedimentationsprovinz B	47
3.2.1	Schwerelot PS2778-2	47
3.2.1.1	Lithologie	47
3.2.1.2	Sedimentphysikalische Parameter	49
3.2.1.3	Korngrößen	49
3.2.1.4	Tonmineralogie	54
3.2.1.5	Chronologie und Sedimentations-/Akkumulationsraten	54
3.2.2	Schwerelot PS2780-6	56
3.2.2.1	Lithologie	56
3.2.2.2	Sedimentphysikalische Parameter	56
3.2.3	Schwerelot 2781-2	60
3.2.3.1	Lithologie	60
3.2.3.2	Sedimentphysikalische Parameter	62
3.2.3.3	Korngrößen	64
3.2.3.4	Tonmineralogie	64
3.2.4	PARASOUND-Profile VKC I und II	68
3.3	Sedimentationsprovinz C	72

3.3.1	Schwerelot PS2452-3	72
3.3.1.1	Lithologie	72
3.3.1.2	Sedimentphysikalische Parameter	74
3.3.1.3	Korngrößen	76
3.3.1.4	Tonmineralogie	76
3.3.2	Schwerelot PS2485-2	80
3.3.2.1	Lithologie	80
3.3.2.2	Sedimentphysikalische Parameter	80
3.3.2.3	Chronologie und Sedimentations-/Akkumulationsraten	83
3.3.3	PARASOUND-Profile	83

4 DISKUSSION

4.1	Sedimentationsprovinz A	96
4.1.1	Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND	96
4.1.2	Faziesanalyse mit PARASOUND	98
4.1.3	Der Glazial-/Interglazialübergang von PS2782-1	102
4.2	Sedimentationsprovinz B	105
4.2.1	Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND	105
4.2.2	Seismische Einheit 1 (Stadium 1)	107
4.2.3	Seismische Einheit 2 (Stadium 2)	108
4.2.4	Seismische Einheit 3 (Stadium 3?)	113
4.2.5	Seismische Einheit 4 (Stadium 4?)	115
4.3	Sedimentationsprovinz C	116
4.3.1	Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND	116
4.3.2	Seismische Einheit 1 (Stadium 1)	120
4.3.3	Seismische Einheit 2 (Stadium 2)	121
4.3.4	Seismische Einheit 3 (Stadium 3?)	121
4.3.5	Seismische Einheit 4 (Stadium 4?)	122
4.3.6	Seismische Einheit 5	124
4.3.7	Westliche Vilkitsky-Straße	124

5	SCHLUSSFOLGERUNGEN	127
----------	---------------------------	-----

6	DANKSAGUNG	130
----------	-------------------	-----

7	LITERATURVERZEICHNIS	131
----------	-----------------------------	-----

8 ANHANG

I	Rohdaten	
II	Kernbeschreibungen	

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1: Aktuell diskutierte Theorien über geographische Lage und Ausdehnung der spätquartären Vereisung	2
Abb. 2: Aufteilung des Untersuchungsgebiets nach Sedimentationsprovinzen A - C	6
Abb. 3: Schematische Darstellung des Arktischen Ozeans und der Hauptströmungssysteme	7
Abb. 4: Die wesentlichen geologischen Elemente Rußlands und angrenzender Staaten nach Dolginow & Kropatschjow (1994). 1: Gebietsbegrenzung, 2: Primorje-Tschukotschen-Vulkanzone, 3: Vorbecken (mit Alter), C. M. F. S.: Bereiche präkambrischer Massive	9
Abb. 5: Geologische Karte Mittelsibiriens und der sibirischen Hocharktis (Treshnikov, 1985), Maßstab 1 : 10 000 000	10
Abb. 6: Geologische Karte von Severnaya Zemlya (Ministverstvo Geologii SSSR, 1993), Maßstab 1 : 2 500 000	11
Abb. 7: Legende zu den geologischen Karten	12
Abb. 8: Schlüsselprofile aus PARASOUND im Raum östlich von Severnaya Zemlya, Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne	16
Abb. 9: Kernstationen der Expeditionen ARK IX/4 '93 (PS24..) und ARK XI/1 '95 (PS27..) mit FS „Polarstern“ im Raum östlich von Severnaya Zemlya, Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne	21
Abb. 10: Kernöffnungs- und Beprobungsschema	22
Abb. 11: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz A: Schokalsky-Rinne und östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya	29
Abb. 12: Radiographien der Kernsegmente 5 cm - 25 cm und 70 cm - 90 cm des Schwerelotkerns PS2743-9 SL	30
Abb. 13: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2743-9	32
Abb. 14: Radiographien der Kernsegmente 150 - 165 cm, 400 - 415 cm und 480 - 495 cm des Schwerelotkerns PS2782-1	34
Abb. 15: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2782-1	35
Abb. 16: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2782-1 (A - C)	37
Abb. 17: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an Sandkörnern aus dem basalen Diamikt des Kerns PS2782-1 SL: idiomorpher Granat (Deltoidikositetraeder)	40

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 18: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an Sandkörnern aus dem basalen Diamikt des Kerns PS2782-1 SL: scharfkantiger Quarz mit muscheligem, treppenartigem und V-förmigem Bruch (primärer Verwitterungszyklus)	40
Abb. 19: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2782-1 SL	42
Abb. 20: Östlicher Kontinentallhang von Severnaya Zemlya - schematische Darstellung des PARASOUND-Profiles "SS" in der Sedimentationsprovinz A. Einteilung des Kontinentallhangs nach seismischen Fazieszonen	43
Abb. 21: Schokalsky-Rinne - das PARASOUND-Profil "SC" im Bereich der Kernstation PS2782-1 SL	45
Abb. 22: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz B: Vilkitsky-Khatanga-Rinne und westlicher Laptev-Schelf	47
Abb. 23: Radiographien der Kernsegmente 215 - 230 cm, 435 - 450 cm und 535 - 550 cm des Schwerelotkerns PS2778-2	48
Abb. 24: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2778-2	50
Abb. 25: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2778-2 (A - C)	51
Abb. 26: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer zeptibilität im Kern PS2778-2 SL	55
Abb. 27: Radiographien der Kernsegmente 95 - 110 cm, 360 - 375 cm und 500 - 515 cm des Schwerelotkerns PS2780-6	57
Abb. 28: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2780-6	58
Abb. 29: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an einer framboidreichen Sequenz des Kerns PS2780-6 SL: Framboide (fossile Wurmbauten) in gutem Erhaltungszustand	59
Abb. 30: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an einer framboidreichen Sequenz des Kerns PS2780-6 SL: die Oberfläche eines Framboiden zeigt zahlreiche oktaedrische Pyritkristalle, die zu einem Aggregat verwachsen sind. Die Fossilisation durch Pyritisierung weist auf ehemalige reduzierende Bedingungen in den Wurmbauten hin	59
Abb. 31: Radiographien der Kernsegmente 170 - 185 cm, 450 - 465 cm und 520 - 535 cm des Schwerelotkerns PS2781-2	61
Abb. 32: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2781-2	63
Abb. 33: Korngrößen und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2781-2 (A - B)	65

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 34: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2781-2 SL	67
Abb. 35: Vilkitsky-Khatanga-Rinne - das PARASOUND-Profil „VKC I“ in der Sedimentationsprovinz B	69
Abb. 36: Vilkitsky-Khatanga-Rinne - schematische Darstellung des PARASOUND-Profiles „VKC I“ in der Sedimentationsprovinz B	70
Abb. 37: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz C: Vilkitsky-Straße	72
Abb. 38: Radiographien der Kernsegmente 75 - 90 cm, 205 - 220 cm und 380 - 395 cm des Schwerelotkerns PS2452-3	73
Abb. 39: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2452-3	75
Abb. 40: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2452-3 (A - B)	77
Abb. 41: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2452-3 SL	79
Abb. 42: Radiographien der Kernsegmente 60 - 75 cm, 420 - 435 cm und 620 - 635 cm des Schwerelotkerns PS2485-2	81
Abb. 43: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2485-2	82
Abb. 44: Zentrale Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „VIII“	84
Abb. 45: Östliche Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „V/VI“ (1)	85
Abb. 46: Zentrale Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „IX“	86
Abb. 47: Zentrale Vilkitsky-Straße: das PARASOUND-Profil „WE“ am Schnittpunkt zu Profil „VIII“	88
Abb. 48: Östliche Vilkitsky-Straße: Endpunkt des PARASOUND-Profiles „WE“	89
Abb. 49: Östliche Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „V/VI“ (2)	90
Abb. 50: Zentrale und östliche Vilkitsky-Straße: Säulenkorrelation seismischer Einheiten auf dem PARASOUND-Profil "WE"	93
Abb. 51: Westliche Vilkitsky-Straße: das PARASOUND-Profil im Bereich der Kernstation PS2452-3	95
Abb. 52: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz A	97

Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 53: Schematische Darstellung glaziomariner Sedimentationsprozesse an vergletscherten Kontinentalschelfen (verändert nach Laberg, 1994)	100
Abb. 54: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz B	106
Abb. 55: Vilkitsky-Khatanga-Rinne: das PARASOUND-Profil „VKC II“ im Bereich der Kernstation PS2778-2	109
Abb. 56: Vilkitsky-Khatanga-Rinne: das PARASOUND-Profil „VKC II“ im Bereich der Kernstation PS2781-2	114
Abb. 57: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz C	117
Abb. 58: Gebietsverknüpfende Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität der Sedimentationsprovinzen B + C	119

1 EINLEITUNG

1.1 Grundlagen und Zielsetzung

Die Polarregionen gehören zu den wichtigsten Steuerfaktoren des Weltklimas, da sie durch hohes Reflexionsvermögen (Albedo) den Wärmehaushalt der Erde regulieren (Aagaard et al., 1985; Clark, 1990). Das arktische Meereis nimmt eine Schlüsselfunktion im Gas- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre ein (Aagaard et al., 1985; Clark, 1990) und beeinflusst die atmosphärische und ozeanische Zirkulation (Allison, 1982; Hupfer, 1991). Das Wissen um die Bildungsprozesse von Meereis und das Anwachsen und Zerfallen von Eisschilden sowie deren sensible Reaktion auch auf kurzfristige Klimaschwankungen erlaubt Rückschlüsse auf die spätquartäre Klimaentwicklung des Arktischen Ozeans und der angrenzenden Landmassen (Clark, 1990).

Die Landmassen und Schelfe, die den Arktischen Ozean umgeben, waren im letzten Glazial teilweise unter Eisschilden bedeckt, so daß in den Sedimenten des Arktischen Ozeans die letzte Vereisung der nördlichen Hemisphäre dokumentiert ist (Vorren & Thiede, 1994). Für das Hochglazial des Stadiums 2 wurde im zentralarktischen Becken eine geringere Sedimentationsrate für meereistransportiertes Material als im Holozän festgestellt (Gard, 1993; Stein et al., 1994b). Der überwiegende Eintrag an terrigenem Material in den Arktischen Ozean erfolgte wahrscheinlich über gravitative Schlammströme an den Eisrandlagen der Eisschilde, was glaziomarine Schlammströme oder submarine Moränen in sedimentechographischen Aufzeichnungen dokumentieren (Vorren, 1989).

Die Lage und maximale Ausdehnung der Eisschilde im letzten Glazial läßt sich noch nicht sicher erfassen. In diesem Zusammenhang werden drei Modelle für die spätquartäre Vereisungsgeschichte der Arktis diskutiert (Abb. 1):

Dunayev (1988) nimmt eine bis 2500 m mächtige zusammenhängende Eisdecke über Fennoskandia und kleinere lokale Eiskappen auf Spitzbergen, Franz Joseph Land, Novaya und Severnaya Zemlya sowie den Hochgebirgen an. Elverhøi et al. (1993) gehen von einer geschlossenen Eisdecke aus, die den gesamten nordeuropäischen Raum, West- und Mittelsibirien und die arktischen Archipele einschließlich Severnaya Zemlya erfaßte mit einem Vereisungszentrum von 2500 m Mächtigkeit über Fennoskandia und Novaya Zemlya. Grosswald (1988) diskutiert eine Totalvereisung Nordeuropas, der sibirischen Schelfgebiete, der arktischen Archipele mit einem über

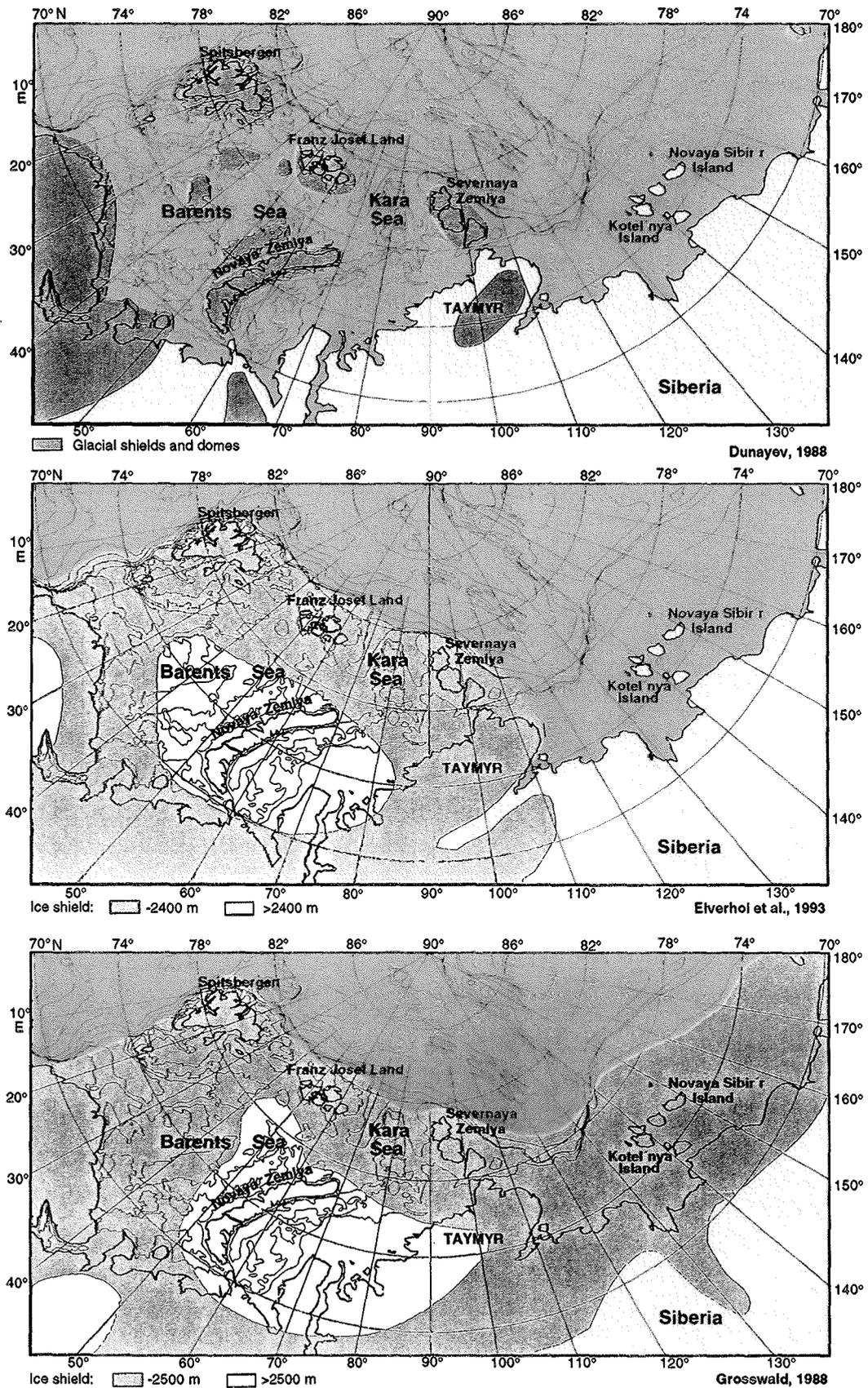


Abb. 1: Aktuell diskutierte Theorien über geographische Lage und Ausdehnung der spätquartären Vereisung

2500 m mächtigen Vereisungszentrum über Novaya Zemlya, der Kara-See und dem Ural.

Während der Expedition ARK IX/4 (1993) mit FS „Polarstern“ wurden mächtige, vermutlich glaziomarine Ablagerungen im Untergrund der Vilkitsky-Straße mit dem PARASOUND-Echolot erfaßt (Fütterer, 1994). Dieser Entdeckung sollten bald genauere Untersuchungen vor allem an Sedimentkernen folgen, um nach Evidenzen einer spätquartären Eisausdehnung nach Osten zu suchen und diese zu datieren. In der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, mit Hilfe kombinierter geophysikalischer und sedimentologischer Methoden die maringeologische Situation am östlichen Kontinentalhang von Severnaya Zemlya und in der Vilkitsky-Straße detailliert zu beschreiben, zu interpretieren und eine Faziesanalyse vorzunehmen. Ziel der Arbeit ist die Rekonstruktion der Klimaentwicklung und der paläozeanographischen sowie glaziologischen Verhältnisse der Gewässer des Severnaya Zemlya Archipels im letzten Glazial-/Interglazialzyklus, um einen Beitrag zur spätquartären Vereisungsgeschichte der sibirischen Schelfgebiete zu liefern.

Dieses Ziel soll durch die Interpretation von PARASOUND-Profilen und der Korrelation seismischer Einheiten mit sedimentphysikalischen (magnetische Suszeptibilität, Dichte, P-Wellengeschwindigkeit, Porosität, Wassergehalt), sedimentologischen (Korngrößen, Siltkornverteilung, Tonmineralogie) und lithologischen (Radiographie, eistransportiertes Material, Sandkornmorphoskopie) Parametern aus Sedimentkernen erreicht werden, die während der Expeditionen ARK IX/4 (1993) und ARK XI/1 (1995) gewonnen wurden. AMS ¹⁴C-Datierungen (AMS = Accelerator Mass Spectrometry) bilden die Voraussetzung der zeitlichen Einstufung von seismischen Einheiten, die durch laterale Korrelation ein dreidimensionales, stratigraphisches Modell ergeben. Tonmineralogische Untersuchungen sollen darüberhinaus Aussagen über mögliche Liefergebiete zulassen, eistransportiertes Material und Korngrößen über Strömungseinflüsse, Sedimentdynamik und Sedimentationsprozesse.

Folgende Fragen bilden den thematischen Schwerpunkt:

Lassen sich anhand der Ergebnisse Angaben über den Vereisungsgrad von Severnaya Zemlya für den letzten Glazial-/Interglazialzyklus machen? Wo waren die vermutlichen Vereisungszentren und Eisgrenzen? Welches Vereisungsmodell trifft auf Severnaya Zemlya am wahrscheinlichsten zu?

Welche Rolle spielte die Vilkitsky-Straße als Meeresverbindung zweier Epikontinentalmeere im letzten Glazial-/Interglazialzyklus, welche die Schokalsky-Straße? Waren sie vereist und falls ja, wann? Wie unterscheiden sich die beiden Meeresstraßen voneinander?

Lassen sich aufgrund der tonmineralogischen Ergebnisse unterschiedliche Liefergebiete für die Sedimente im Untersuchungsgebiet identifizieren? Welche Prozesse bewirken markante Änderungen der tonmineralogischen Zusammensetzung? Gibt es bevorzugte Liefergebiete?

Gibt es bestimmte Zeiten und Regionen, die durch eine Zu- und Abnahme der magnetischen Suszeptibilität gekennzeichnet sind? Woher stammt das magnetische Material? Korreliert die magnetische Suszeptibilität mit bestimmten Tonmineralen?

Können seismische Einheiten unterschieden werden, die aufgrund ihrer charakteristischen Reflektorgeometrien Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen zulassen? Welche Sedimente erzeugen welche Reflektoren im PARASOUND-Echogramm?

1.2 Untersuchungsgebiet

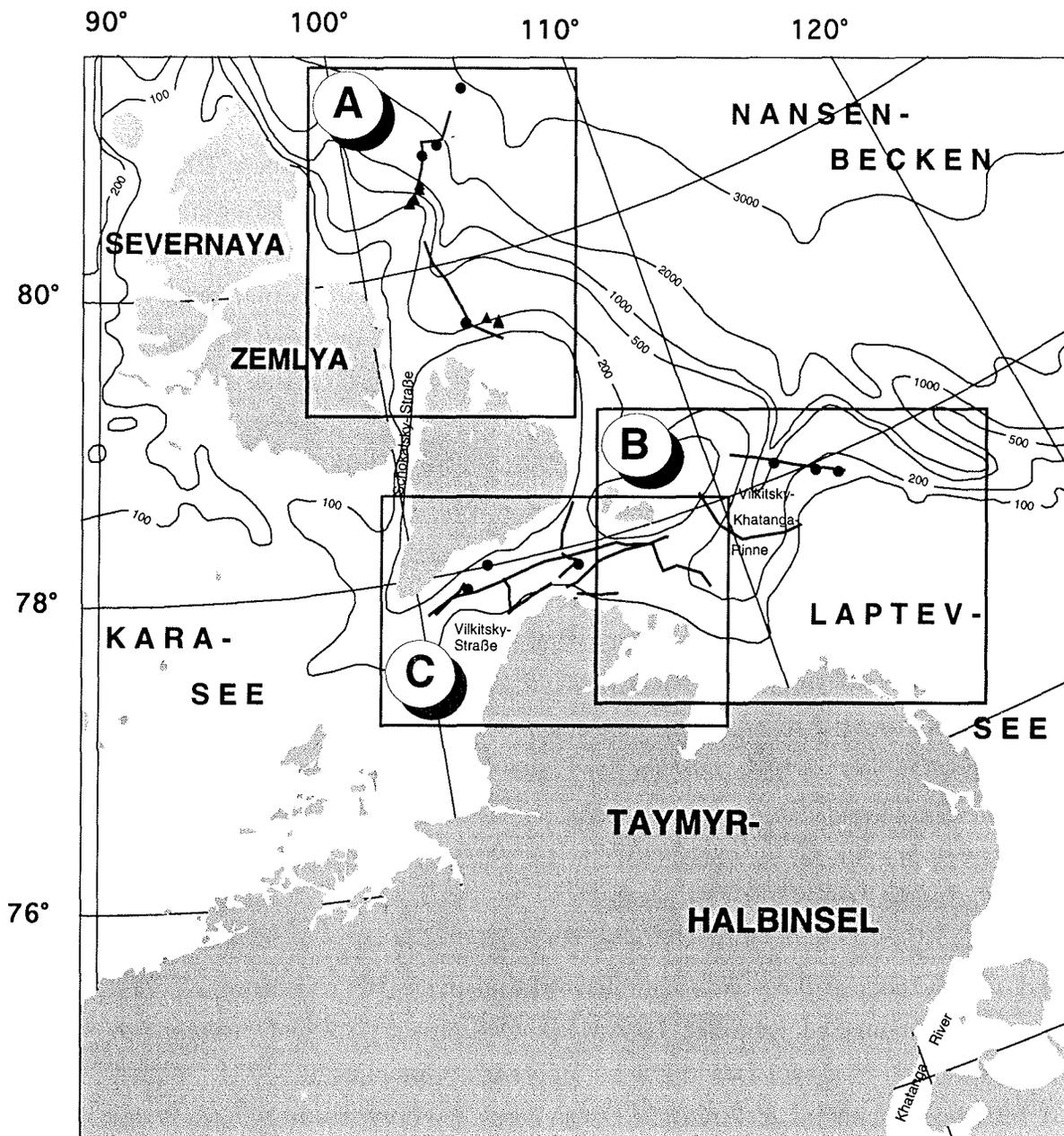
1.2.1 Physiogeographie und Hydrographie

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich etwa zwischen 77° und 81° N bzw. 100° und 115° E. Um eine Beschreibung und Diskussion des Arbeitsgebietes zu erleichtern, wurde eine geographische Aufteilung in drei Sedimentationsprovinzen A - C vorgenommen (Abb. 2). Es umfaßt Bereiche des östlichen Kontinentalhangs von Severnaya Zemlya (Provinz A), der Vilkitsky-Khatanga-Rinne im Osten (Provinz B) und der Vilkitsky-Straße südlich von Severnaya Zemlya (Provinz C).

Der Severnaya Zemlya Archipel wird aus etwa fünf größeren Inseln aufgebaut (von N nach S): Komsomolets, Pioner, Oktober Revolution, Bolschevik und Malyj Taymyr. Die Inseln sind durch verschiedene Meeresstraßen voneinander getrennt, wie z. B. der Krasnou-Armii-Straße, Schokalsky-Straße oder der Vilkitsky-Straße, die den Archipel nach Süden gegen die festländische Taymyr-Halbinsel abgrenzt. Die vier nördlichen Inseln sind teilweise vergletschert. Severnaya Zemlya wird nach Norden und Nordosten vom Nansen-Becken, einem Teilbecken des Arktischen Ozeans, im Westen von der Kara-See und im Südosten von der Laptev-See eingerahmt. Die Vilkitsky-Straße stellt eine Meeresverbindung zwischen den beiden Epikontinentalmeeren Kara-See und Laptev-See dar. Sie geht nach Osten in die Vilkitsky-Khatanga-Rinne über, die bis in die Tiefen des Nansen-Beckens reicht.

Der Arktische Ozean wird aus dem zentralen Arktischen Becken und den randlichen Schelfmeeren Barents-See, Kara-See, Laptev-See, Ostsibirische-See und Chukchi-See gebildet, die etwa 49 % der Gesamtfläche einnehmen (Grantz et al., 1981; Weber, 1986). Morphologisch wird der Arktische Ozean durch den Lomonosov-Rücken in das Eurasische und das Amerasische Becken unterteilt. Der Gakkel-Rücken, Teil des weltumspannenden Mittelozeanischen Rückensystems, gliedert das Eurasische Becken weiterhin in Nansen- und Fram-Becken. Das Amerasische Becken wird über das Alpha-Mendeleyev-Rückensystem in das Kanada- und Makarov-Becken getrennt (Abb. 3).

Die Kara-See, westlich von Severnaya Zemlya gelegen, wird nach Westen durch Novaya Zemlya begrenzt. Sie weist ein unebenes Relief auf, bedingt durch die morphologischen Hauptstrukturen Novaya Zemlya-Trog, St. Anna-Trog und Voronin-Trog. Ihre mittlere Wassertiefe beträgt ca. 118 m bei einer Fläche von etwa 850000 km² und einem Volumen von ungefähr 100000 km³ (Holmes & Creager, 1974; Aagard et al., 1985; Perry et al., 1986).



Scale: 1:10000000 at Latitude 90°

- ▲ Moräne
- Kernstation
- PARASOUND-Profil

- (A) : Schokalsky-Straße und östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya
- (B) : Vilkitsky-Khatanga-Rinne und westlicher Laptev-Schelf
- (C) : Vilkitsky-Straße

Abb. 2: Aufteilung des Untersuchungsgebiets nach Sedimentationsprovinzen A - C

Den Hauptzufluß an Süßwasser bilden die sibirischen Flüsse Ob und Jenisej mit etwa 530 bzw. 603 km³ pro Jahr (Aargard & Carmack, 1989).



Abb. 3: Schematische Darstellung des Arktischen Ozeans und der Hauptströmungssysteme

Die Laptev-See wird durch Severnaya Zemlya und die Taymyr-Halbinsel im Westen und die Neusibirischen Inseln im Osten begrenzt. Sie erstreckt sich über eine Fläche von 460000 km² und erreicht eine mittlere Wassertiefe von etwa 74 m bei einem Gesamtvolumen von ca. 340000 km³ (Holmes & Creager, 1974, Aagard et al., 1985; Perry et al., 1986). Die Morphologie des Schelfes ist von Rinnenstrukturen geprägt, die von den in die Laptev-See entwässernden Flüssen während pleistozäner Meeresspiegel-Tiefstände angelegt wurden (Holmes & Creager, 1974). Die Hauptzuflüsse sind Lena mit 520 km³, Khatanga mit 105 km³ und Yana mit 30 km³ pro Jahr an Süßwasserzufuhr (Aargard & Carmack, 1989).

Die Anreicherung der Schelfgebiete mit Süßwasser und eine geringe Meerestiefe

begünstigen die hohe Meereisproduktion in der Kara- und Laptev-See (Wollenburg, 1993; Nürnberg et al., 1994; Letzig, 1995). Die Bildung von Meereis im Herbst und Winter ist mit der Entstehung von kalten, hochsalinaren dichten Bodenwässern verbunden, die von den Schelfen herabfließen und für eine kontinuierliche Konvektion der Wassersäule im Arktischen Ozean sorgen (Aagard, 1989). Die Oberflächenströmung des Arktischen Ozeans wird durch den Beaufort-Wirbel im Amerasischen Becken und die Transpolar-Drift im Eurasischen Becken bestimmt (Reimnitz et al., 1992) (Abb. 3). Die Strömungssysteme unterstützen den Transport von Meereis, das überwiegend auf den sibirischen Schelfgebieten gebildet wird (Wollenburg, 1993; Nürnberg et al., 1994; Letzig, 1995).

1.2.2 Geologischer Überblick

Die maringeologische Situation der östlichen Kara- und westlichen Laptev-See wird von dem Einzugsgebiet der sibirischen Flüsse Jenisej und Khatanga wesentlich bestimmt. Die Einzugsgebiete sind durch ein stark kontinentales Klima mit Durchschnittstemperaturen um -20° C im Januar, Permafrost und intensiver physikalischer Verwitterung geprägt (Gordeev & Sidorov, 1993).

Nach Dolginow & Kropatschjow (1994) wird Sibirien in zwei geologische Grundeinheiten gegliedert: die Sibirische Plattform im Westen und die Werchojansker-Tschukotschen-Region im Osten (Abb. 4). Die Sibirische Plattform, die älteste Kontinentalmasse Rußlands, umfaßt die Mittelsibirische Tafel sowie die Grundgebirgsmassive des Aldan- und Anabar-Gebirges. Die Werchojansker-Tschukotschen-Region zeichnet sich durch zahlreiche, parallel verlaufende mesozoische Faltensysteme mit präkambrischen bis mesozoischen Gesteinen aus.

An die nördliche Grenze der Sibirischen Plattform schließt sich die Byrranga-Faltenzone an, die besonders im Nordosten die Geologie der Taymyr-Halbinsel mit proterozoischen und paläozoischen Gesteinen bestimmt (Abb. 4, 5). Die Entwässerung der Sibirischen Plattform erfolgt über die Flüsse Khatanga, Anabar, Olenek und Lena in die Laptev-See und über den Jenisej in die Kara-See. Das flache Deckgebirge der Mittelsibirischen Tafel wird aus proterozoischen Sandsteinen und Konglomeraten sowie klastischen, präkambrischen Karbonaten und Evaporiten aufgebaut (Dolginow & Kropatschjow, 1994).

Die Wasserscheide zwischen Jenisej und Khatanga bildet das Putoran-Plateau, das aus triassischen Flutbasalten und Tuffiten aufgebaut ist, die sich über eine geschätzte Fläche von ca. 1500000 km² erstrecken (Vinogradov et al., 1973; Coffin, 1992). Westlich des

triassischen Vulkanitkomplexes bis zur Byrranga-Faltenzone befinden sich weite Areale mit mächtiger, quartärer Sedimentbedeckung (Velichko, 1979) (vgl. Abb. 5), die sich bis über das Jenisej-Khatanga-Becken ausdehnen.

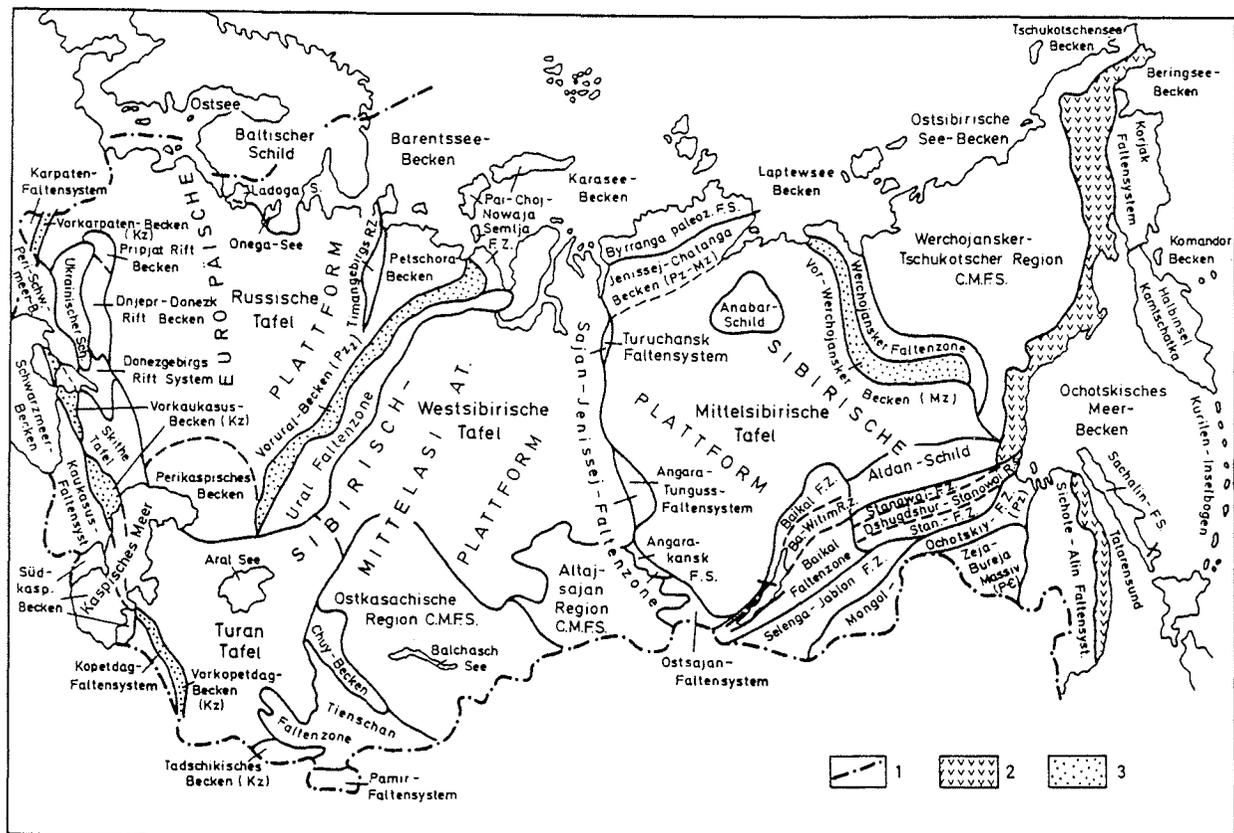


Abb. 4: Die wesentlichen geologischen Elemente Rußlands und angrenzender Staaten nach Dolginow & Kropatschjow (1994). 1: Gebietsbegrenzung, 2: Primorje-Tschukotschen-Vulkanzone, 3: Vorbecken (mit Alter), C. M. F. S.: Bereiche präkambrischer Massive

Der im Nordosten der Sibirischen Plattform gelegene Anabar-Schild wird von Anabar und Khatanga zugleich entwässert. Der Anabar-Komplex bildet die geologisch älteste Einheit der Sibirischen Plattform. Er besteht aus archaischen Granuliten (Gneise, kristalline Schiefer, Metakarbonatgesteine) und unterproterozoischen Anorthositen und Diaphthoriten in Amphibolitfazies (Dolginow & Kropatschjow, 1994). Der Anabar-Schild wird von allen Seiten von den flach geneigten Sedimentserien des unteren Paläozoikums umringt.

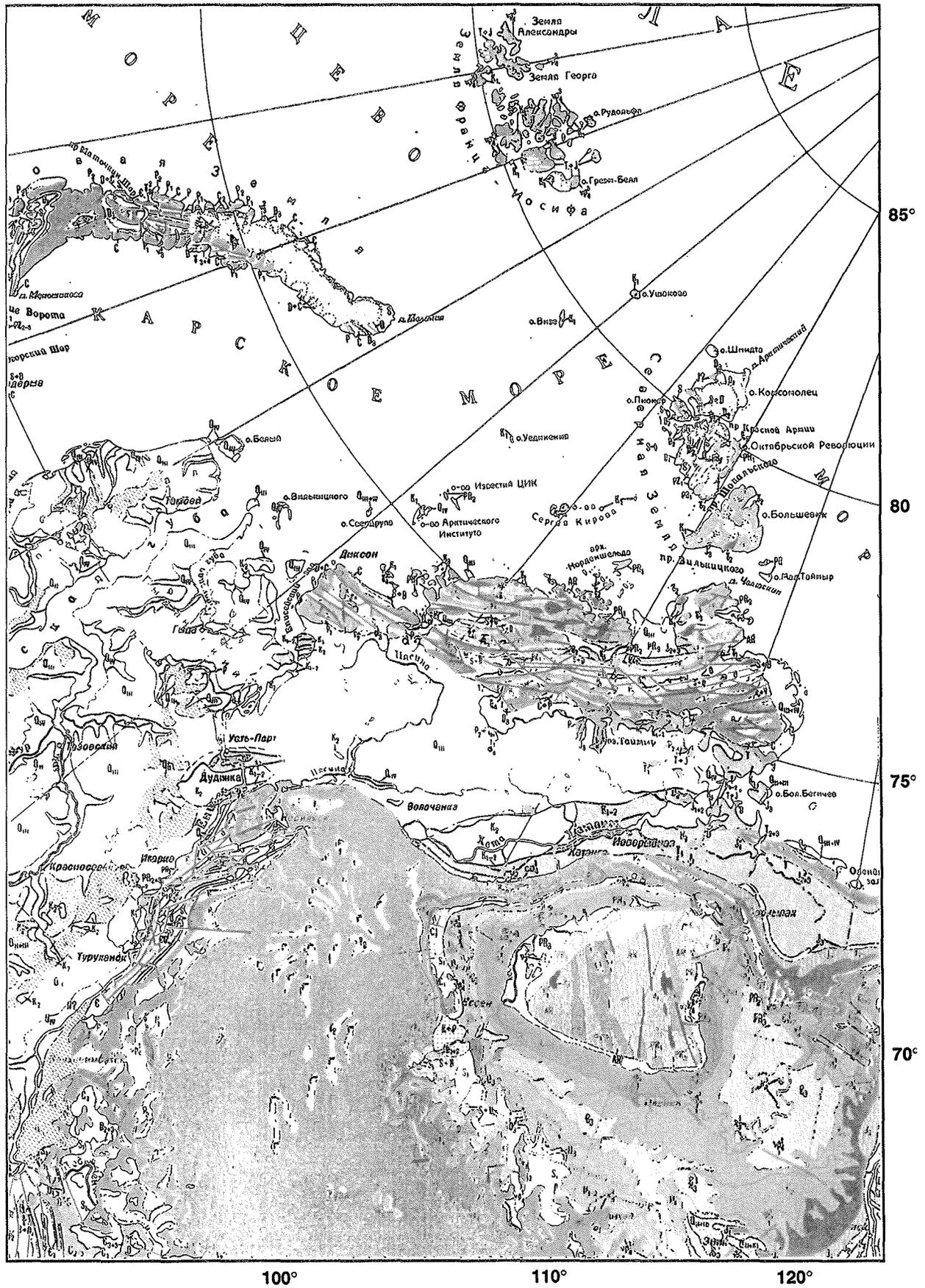


Abb. 5: Geologische Karte Mittelsibiriens und der sibirischen Hocharktis (Treshnikov, 1985), Maßstab 1 : 10 000 000

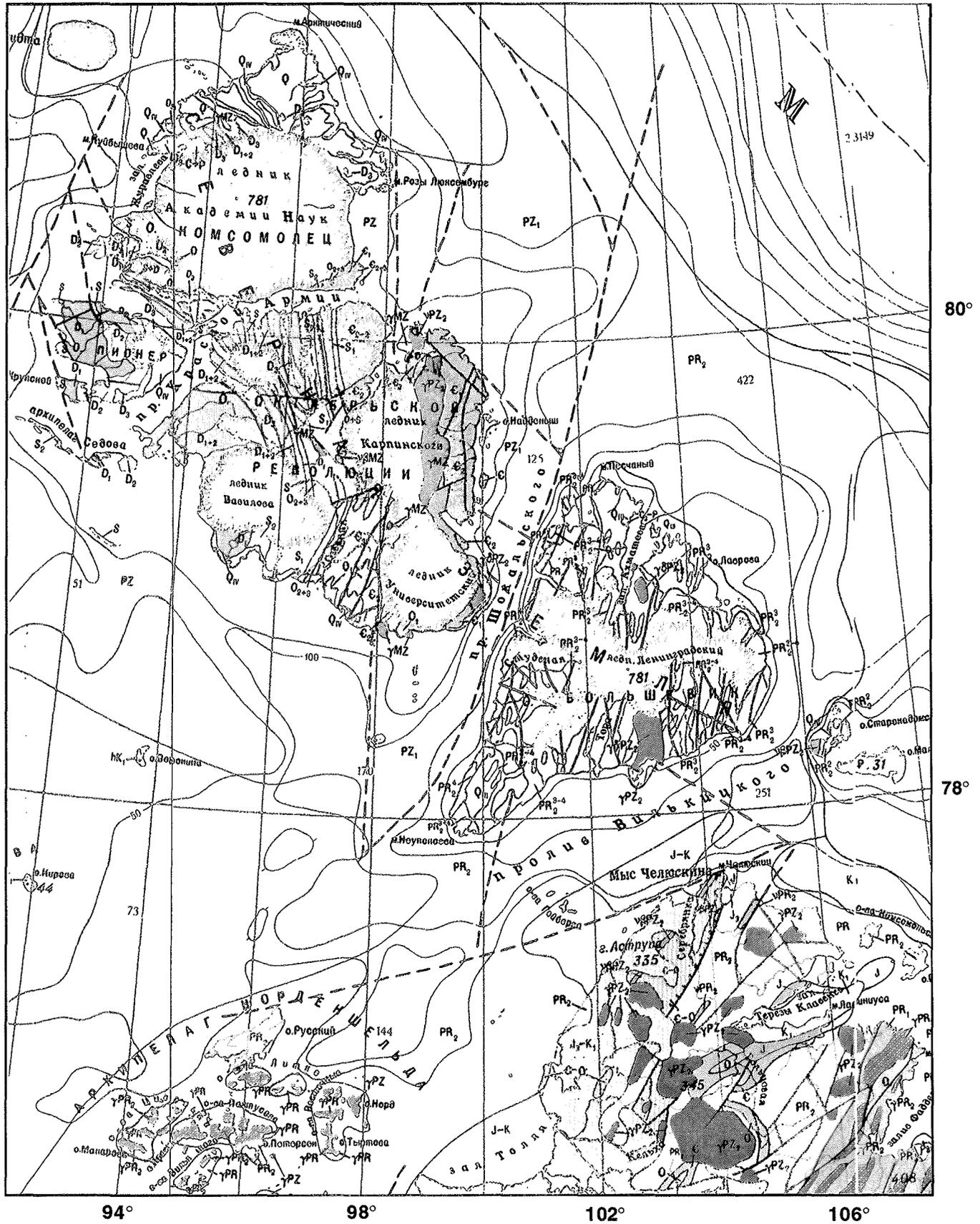


Abb. 6: Geologische Karte von Severnaya Zemlya (Ministverstvo Geologii SSSR, 1993), Maßstab 1 : 2 500 000



Vulkanologische Symbole

	saure Gesteine
	Lavagestein
	Tuffite
	sonstige Vulkanite

Q	Quartär	
N, p	Tertiär	(N - Neogen, p - Paläogen)
K	Kreide	(K ₂ - Obere Kreide, K ₁ - Untere Kreide)
J	Jura	(J ₃ - Oberer, J ₂ - Mittlerer, J ₁ - Unterer)
T	Trias	(T ₃ - Obere, T ₂ - Mittlere, T ₁ - Untere)
P	Perm	(P ₂ - Oberes, P ₁ - Unteres)
C	Karbon	(C ₃ - Oberes, C ₂ - Mittleres, C ₁ - Unteres)
D	Devon	(D ₃ - Oberes, D ₂ - Mittleres, D ₁ - Unteres)
S	Silur	(S ₃ - Oberes, S ₂ - Mittleres, S ₁ - Unteres)
O	Ordovizium	(O ₃ - Oberes, O ₂ - Mittleres, O ₁ - Unteres)
Є	Kambrium	(Є ₃ - Oberes, Є ₂ - Mittleres, Є ₁ - Unteres)
PR	Proterozoikum	(PR ₃ - Oberes, PR ₂ - Mittleres, PR ₁ - Unteres)
AR	Archaikum	

Abb. 7: Legende zu den geologischen Karten

Die geologischen Einheiten Severnaya Zemlyas (Abb. 6) weisen ein ungefähr nordsüdliches Streichen auf. Die Schichten fallen in westlicher bis südwestlicher Richtung ein. Die ältesten Gesteine stehen auf der südlichen Insel Bolshevik an, die aus überwiegend gefalteten, proterozoischen Gesteinsserien aufgebaut ist.

Die nördlichen Inseln Komsomolets, Pioner und Oktober Revolution zeigen eine vollständige Abfolge paläozoischer Gesteine von Kambrium bis Devon. Aufgrund der Vergletscherung sind die älteren Schichten im Norden der Insel Komsomolets unter quartären Sedimenten verdeckt. Der Severnaya Zemlya Archipel ist von zahlreichen von Nordosten nach Südwesten streichenden Störungen durchzogen, die evtl. Transformstörungen des Gakkel-Rückens darstellen, der unter den Sedimenten des Laptev-Schelfes abtaucht (vgl. Ziegler, 1988).

2 METHODIK

2.1 PARASOUND als Mittel sedimentologischer Interpretation

Das PARASOUND-Echolotsystem (STN Atlas Elektronik GmbH, Bremen) ist ein hydroakustisches Verfahren, das bei geologischen und geophysikalischen Untersuchungen im marinen Bereich angewandt wird. Es ist seit 1989 auf dem Forschungsschiff FS „Polarstern“ fest installiert und befindet sich bei allen geologisch orientierten Expeditionen im Dauereinsatz, um zu jeder Position aktuelle Informationen über das Relief des Meeresbodens und die Lagerungsverhältnisse der oberflächennahen Sedimente zu liefern. Dadurch können Kernstationen themenbezogen und gezielt festgelegt werden. Die empfangenen Reflexionsmuster der Profile vermitteln eine Vorstellung von der lateralen und bei entsprechender Profildichte dreidimensionalen Ausdehnung bestimmter lithologischer Einheiten. Sie bilden eine wichtige Grundlage zur Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte von Sedimentkörpern, insbesondere deren Wandel in Raum und Zeit, sowie zur Interpretation von Oberflächenstrukturen des Meeresbodens (Grant & Schreiber, 1990; Rostek, 1991; Max et. al., 1992; Melles & Kuhn, 1993; Spieß, 1993; Bergmann, 1996).

2.1.1 Das PARASOUND-Prinzip

Beim PARASOUND-System werden gleichzeitig zwei Primärfrequenzen (18 kHz und 22 kHz) mit einer Sendeleistung von etwa 70 kW in dicht aufeinanderfolgenden Intervallen ausgesendet. Durch die nichtlineare Beziehung von Druck und Dichte kommt es in der Wassersäule zur Interferenz dieser beiden Schallwellen. Dieser Vorgang wird als "parametrischer Effekt" bezeichnet, bei dem eine nutzbare Differenzfrequenz von 4 kHz und ein geringer Öffnungswinkel von 4° entsteht, was den großen Vorteil von PARASOUND gegenüber herkömmlichen 3.5 kHz-Sedimentecholoten mit einem Öffnungswinkel von 20 - 40° ausmacht. Die Energie der Sekundärfrequenz, die sich auf eine geringere Meeresbodenoberfläche konzentriert, wirkt hochauflösend, da eine beschallte Echofläche („Footprint“) mit einem Durchmesser von nur 7 % der Wassertiefe erfaßt werden muß, die bei 3.5 kHz-Systemen 20 % beträgt.

Kontrastunterschiede in Dichte und akustischer Impedanz (Wellenwiderstand) bewirken Reflexionen der Schallimpulse an den Schichtgrenzen der Sedimente. Die reflektierten Signale stellen einzelne Seismogramme des „Footprints“ dar, die analog auf einem DESO-25 Schwarzweiß-Schreiber bzw. farbig auf einem Farbschirm sowie digital vom

Datenerfassungssystem PARADIGMA (Spieß, 1993) festgehalten und abgespeichert werden.

2.1.2 Anwendungsgrenzen und Auflösungsvermögen von PARASOUND

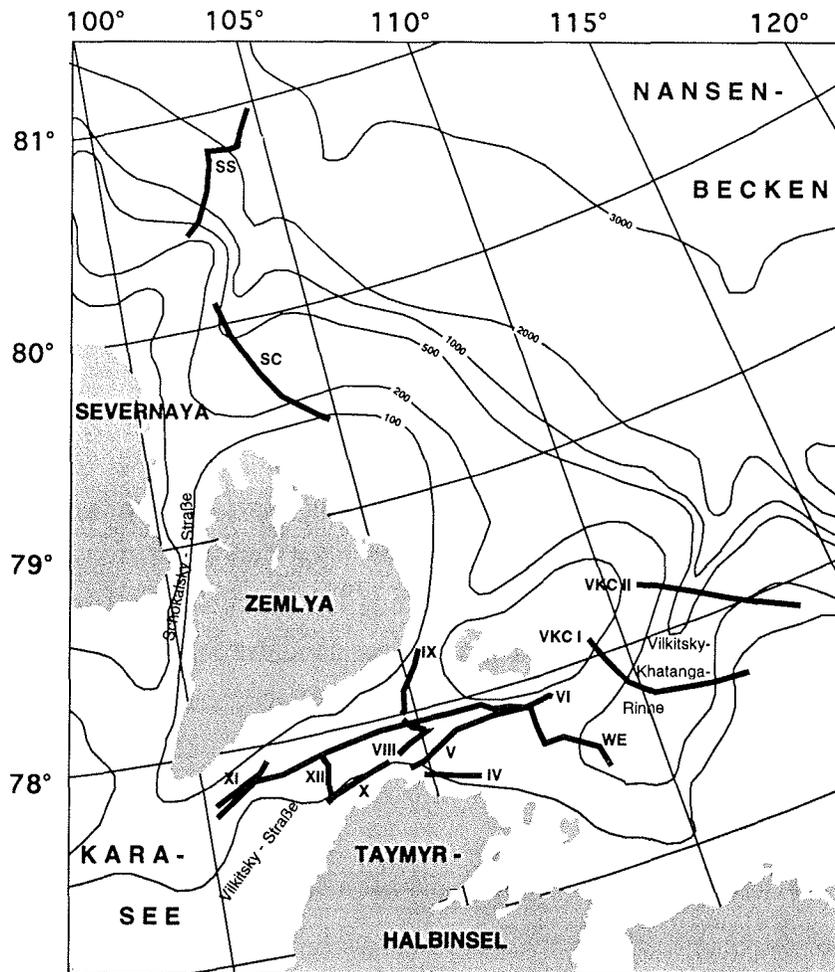
Die Anwendung von PARASOUND ist auf unverfestigte poröse Sedimente beschränkt. Die Schallintensität nimmt mit zunehmender Entfernung von der Schallquelle ab, verursacht durch geometrische Verluste, physikalische Dämpfung, Reflexion, Streuung und Brechung. Hohe Wassertiefen haben sowohl eine starke Abschwächung des Sende- und Empfangssignals als auch eine Vergrößerung des „Footprints“ zur Folge, was sich negativ auf die Darstellung des zu integrierenden Echos auswirkt. Außerdem birgt der kleine Öffnungswinkel von 4° den Nachteil, daß Meeresbodenoberflächen bei einer Neigung von $> 2^\circ$ den Schall zur Seite reflektieren und das Signal vom Empfänger nicht mehr erfaßt werden kann (Spieß, 1993). PARASOUND erreicht eine vertikale Eindringung von 50 - 150 m mit einer Auflösung mariner Strukturen bis zu 10 cm (Rosteck, 1991; Spieß, 1993).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden sämtliche PARASOUND-Aufzeichnungen des Untersuchungsgebietes sowie 12 charakteristische Schlüsselprofile mit einer Gesamtlänge von etwa 893 km zur Interpretation herangezogen (Abb. 8). Einige der bereits an Bord aufgezeichneten Profile wurden im Anschluß von Dr. F. Niessen (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) prozessiert und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Aus zeit- und datentechnischen Gründen konnten nicht alle Profile digital aufbereitet werden, so daß sich die Darstellung und Korrelation auf Profilauszüge und Säulenprofile beschränkt. Da sich eine zusammenhängende Darstellung des Profils WE wegen Überlänge nicht realisieren ließ, wurde an jenen Stellen des digitalen PARASOUND-Farbschriebes ein maßstabgetreues Mächtigkeitsprofil der seismischen Einheiten in Form von vertikalen Säulen konstruiert, an denen markante Änderungen der seismischen Geometrien auftraten (Zu- bzw. Abnahme von Schichtmächtigkeiten).

2.2 Messung physikalischer Sedimentparameter mit dem Multi-Sensor Core Logger (MSCL)

2.2.1 Physikalische Sedimentparameter

Das Wissen um die sedimentphysikalischen Parameter ist von großem Interesse, weil es zum besseren Verständnis der Sedimentationsprozesse zu Glazial- und Interglazialzeiten



Scale: 1:8000000 at Latitude 90°

SC	Profil „Schokalsky Channel“, 12.8.95 (12.00 - 18.00 Uhr UTC)	95,66 km
SS	Profil „Schokalsky Slope“, 10.8. (08.00 Uhr UTC) - 12.8.95 (00.30 Uhr UTC)	100,31 km
VKC I	Profil „Vilkitsky-Khatanga Channel“, 19.9.93 (18.00 - 24.00 Uhr UTC)	96,00 km
VKC II	Profil „Vilkitsky-Khatanga Channel“, 13.8.95 (17.30 - 22.30 Uhr UTC)	86,06 km
WE	Profil „West-East“ Vilkitsky Strait, 20.7.95 (00.00 - 17.00 Uhr UTC)	231,68 km
IV	Profil „Eastern Vilkitsky Strait“, 28.8.93 (06.00 - 07.30 Uhr UTC)	29,80 km
V, VI	Doppelprofil „Eastern Vilkitsky Strait“, 22.9. (23.54 Uhr UTC) - 23.9.93 (04.26 Uhr UTC)	84,00 km
VIII	Profil „Central Vilkitsky Strait“, 23.9.93 (16.40 - 21.30 Uhr UTC)	31,93 km
IX	Profil „Central Vilkitsky Strait“, 23.9. (23.40 Uhr UTC) - 24.9.93 (02.38 Uhr UTC)	36,38 km
X	Profil „Central Vilkitsky Strait“, 23.9.93 (14.48 - 16.20 Uhr UTC)	38,38 km
XI	Profil „Western Vilkitsky Strait“, 24.9.93 (08.40 - 10.02 Uhr UTC)	35,63 km
XII	Profil „Western Vilkitsky Strait“, 26.8.93 (15.24 - 18.30 Uhr UTC)	26,68 km
	insgesamt:	892,51 km

Abb. 8: Schlüsselprofile aus PARASOUND im Raum östlich von Severnaya Zemlya, Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne

beiträgt (vgl. Mienert, 1986; Spielhagen, 1991; Spieß, 1993; Weber et al., 1997; Bergmann, 1996). Die Zusammensetzung mariner, unkonsolidierter Sedimente richtet sich nach dem Eintrag biogenen (z. B. Karbonat, Opal) und terrigenen (z. B. Quarz, Ton) Materials. Hohe biogene Komponenten im Sediment können auf Warmzeiten hindeuten, stärkere Konzentrationen von Silt, Sand, insbesondere eistransportiertes Material (IRD), dienen häufig als Indikatoren für Kaltzeiten (Baumann et al., 1995; Nam, 1996; Stein et al. 1996). Schwankungen in der Sedimentzufuhr haben einen Einfluß auf die sedimentphysikalischen Eigenschaften, wie P-Wellengeschwindigkeit, Naß- und Trockendichte, Porosität und Wassergehalt.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden die Schwerelotkerne PS2452-3 und PS2485-2 auf ihre sedimentphysikalischen Parameter mit dem Multi-Sensor Core Logger (MSCL, GEOTEK, Surrey, England) untersucht. Die vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) zur Verfügung gestellten Ergebnisse der bereits an Bord gemessenen und prozessierten Kerne PS2743-9, PS2778-2, PS2780-6, PS2781-2 und PS2782-1 konnten für diese Arbeit genutzt werden (Rachor, 1997). Ziel dieser Meßreihe war die anschließende laterale Korrelation von Sedimentkernen sowie von PARASOUND-Profilen mit den ermittelten MSCL-Parametern, um seismische Reflektoren in bestimmten Kerntiefen identifizieren zu können. Dadurch wurde eine Einordnung der Kerne in die regionalgeologische Situation ermöglicht. Aus Platzgründen sind die mit dem MSCL gemessenen Werte nicht im Anhang dieser Arbeit aufgeführt. Die Darstellung der Parameter erfolgt stattdessen anhand von Diagrammen im Ergebnisteil. Bei Interesse können die Daten jedoch in der SEPAN-Datenbank des AWI eingesehen werden.

2.2.2 MSCL-Messungen

Der MSCL erlaubt die hochauflösende, zerstörungsfreie Messung physikalischer Parameter an ungeöffneten Sedimentkernen (Weaver & Schultheiss, 1990). Das System führt geophysikalische Messungen der Gammastrahlendämpfung, P-Wellenlaufzeit und magnetischen Suszeptibilität durch. Aus der Gammastrahlendämpfung kann die Naßdichte des Sediments bestimmt werden, die als Grundlage zur Berechnung von Porosität, Wassergehalt und Trockendichte dient. Die Werte korrelieren sehr gut mit den Ergebnissen herkömmlicher Labormessungen an Einzelproben (Weber et al., 1997). Die mit dem MSCL ermittelten physikalischen Parameter lassen so bereits auf Lithologie und Fazies im ungeöffneten Sedimentkern schließen. Die Messungen bilden somit zum einen die Basis für das Öffnen und die Beprobung ausgewählter Sedimentkerne, zum anderen sind sie die Grundlage einer auf physikalischen Untersuchungen basierenden Stratigraphie.

Vor der ersten Messung muß das Gerät geeicht werden (vgl. Weber et al., 1997). Anschließend wird ein Kernsegment von 1 m Länge auf Schienen zentimeterweise an verschiedenen Sensoren vorbeigeführt, die jeweils bis zu 20 Sekunden messen und die Werte an den angeschlossenen Computer übermitteln. Der MSCL ist mit folgenden Sensoren bestückt:

- a) einem P-Wellen-Transducer-Paar
- b) einem Gammastrahlen-Szintillationsdetektor
- c) einer elektrischen Spule

2.2.2.1 P-Wellengeschwindigkeit (V_p)

Der Multi-Sensor Core Logger mißt über Schallübertrager (Transducer) für jede Meßposition die Laufzeit der Kompressionswellen beim Durchdringen des Sediments. Aus diesem Zusammenhang kann die P-Wellengeschwindigkeit (V_p) bestimmt werden nach

$$V_p = \frac{1}{(t_w - t_{wo})} * (C_d + C_{dd}) * 10^3 \quad (1)$$

- t_w gesamte P-Wellenlaufzeit (μsec)
 t_{wo} P-Wellenlaufzeit durch Transducer-Köpfe und "Liner"-wand (μsec)
 C_d innerer Kerndurchmesser (mm)
 C_{dd} Abweichung des Kerndurchmessers vom Normdurchmesser (mm)
 (=Innendurchmesser des Kunststoff-"Liners")

(Zu Herleitung und Erläuterung vgl. Weber et al., 1997)

2.2.2.2 Naßdichte (WBD)

Die Berechnung der Naßdichte (Wet Bulk Density = WBD) beruht auf dem Verhältnis eines ungedämpften zu einem gedämpften, 5 mm breiten zylindrischen Gammastrahls, der beim Kerndurchtritt in Abhängigkeit von der jeweiligen Sedimentdichte eine Abschwächung erfährt (vgl. Gerland, 1993). Ein Szintillations-Detektor zählt die empfangenen „Counts“, die als Grundlage zur Berechnung der Naßdichte dienen, aus der weitere physikalische Parameter wie Porosität, Wassergehalt und Trockendichte abgeleitet werden können (vgl. Weber et al., 1997).

Es gilt die Gleichung:

$$WBD = \frac{1}{-\mu * d} * \ln \frac{I}{I_0} \quad (2)$$

Mit dieser Formel allein läßt sich die Dichte aus MSCL-Daten nicht korrekt berechnen. Es muß eine zusätzliche Count-Raten abhängige Korrektur vorgenommen werden nach

$$WBD = a + \left(\frac{1}{-\mu * d} * \ln \frac{I}{I_0} \right) * b \quad (3)$$

wobei a und b jeweils vor den Messungen durch Eichungen der Dichte von Aluminium, Graphit und Wasser ermittelt werden (vgl. Weber et al., 1997).

WBD	Naßdichte (g/cm^3)
μ	massenspezifischer Abschwächungsfaktor (cm^2/g)
d	Kerndicke (mm)
I	Intensität des gedämpften Gammastrahls
I_0	Intensität des Gammastrahls im offenen Strahlengang

2.2.2.3 Magnetische Suszeptibilität (MS)

Die magnetische Suszeptibilität ist eine Materialkonstante, die allgemein bei marinen Sedimenten als Indikator für terrigenen Eintrag gilt. Dabei wird die Menge ferro- bzw. ferrimagnetischer Komponenten im Sediment mit einer elektrischen Spule und einem MS-2 Meßgerät der Firma BARTINGTON gemessen. Die elektrische Spule erzeugt ein konstantes elektromagnetisches Wechselfeld, das von den magnetischen Partikeln im Sediment beeinflusst wird. Die so induzierte Spannung bewirkt eine Frequenzänderung im Schwingkreis des MS-2 Sensors, deren Intensität von der Menge des ferromagnetischen Materials im Sediment abhängt und ein Maß für die magnetische Suszeptibilität darstellt. Die magnetische Suszeptibilität wird dimensionslos in 10^{-5} SI ausgedrückt. Die Messung der magnetischen Suszeptibilität erfolgt bereits 10 cm vor wie auch 10 cm nach Ende des Kernsegments, da sich das Magnetfeld des Sediments

schon im näheren Umfeld des Kerns bemerkbar macht. Diese vorzeitigen bzw. nachträglichen Messungen werden bei der anschließenden computergestützten Prozessierung der Daten berücksichtigt und sollen dem Aneinanderfügen der Meßwerte zweier Kernsegmente zu einer möglichst lückenlosen Kurve dienen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die geophysikalischen Sedimentparameter der Schwerelotkerne PS2452-3 und PS2485-2 mit dem MSCL bestimmt. Darüberhinaus konnte auf die bereits an Bord ermittelten Parameter der Kerne PS2742-5, PS2743-9, PS2778-2, PS2780-6, PS2781-2 und PS2782-1 zurückgegriffen werden (Rachor, 1997). Der Kern PS2450-2 wurde vor der Öffnung nur auf magnetische Suszeptibilität untersucht, da die MSCL-Meßbank damals noch nicht vorhanden war.

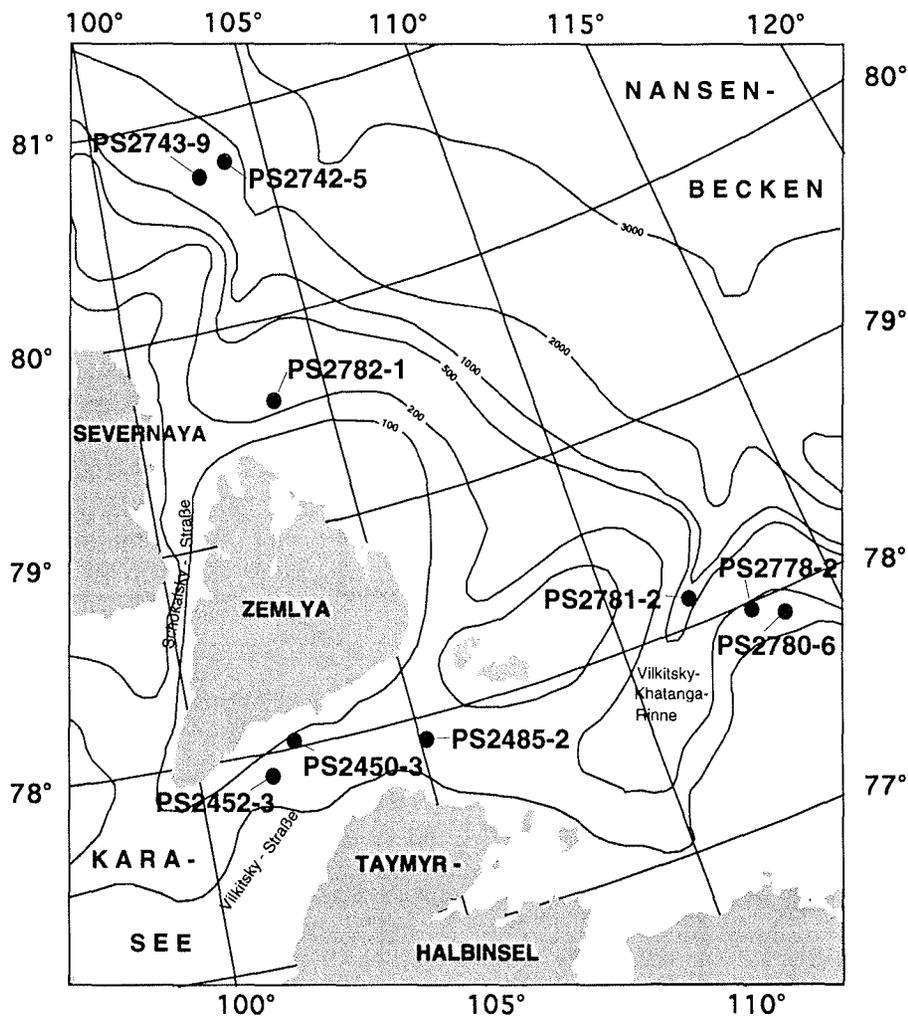
2.3 Probenmaterial und Kernbeprobungsverfahren

Um eine möglichst genaue Vorstellung über die regionalgeologische Situation, lokale Lagerungsverhältnisse und Lithologie im Arbeitsgebiet zu bekommen, wurde auf sämtliche Schwerelotkerne zurückgegriffen, die während der Expeditionen ARK-IX/4 (1993) und ARK XI/1 (1995) mit FS "Polarstern" im Raum Vilkitsky-Straße und östlich von Severnaya Zemlya gewonnen wurden (Abb. 9). Die Kerne PS2450-3 und PS2742-5 wurden teilweise bereits an Bord bearbeitet, so daß Angaben über physikalische Parameter, Lithologie und entwickelte Radiographien schon vorlagen und für die Auswertung genutzt werden konnten (Fütterer, 1994; Rachor, 1997). Für die Schwerelotkerne PS2452-3, PS2485-2, PS2743-9, PS2778-2, PS2780-6, PS2781-2 und PS2782-1 verlief die Kernöffnungs- und Beprobungsprozedur wie nachfolgend beschrieben (Abb. 10).

2.3.1 Kernöffnung

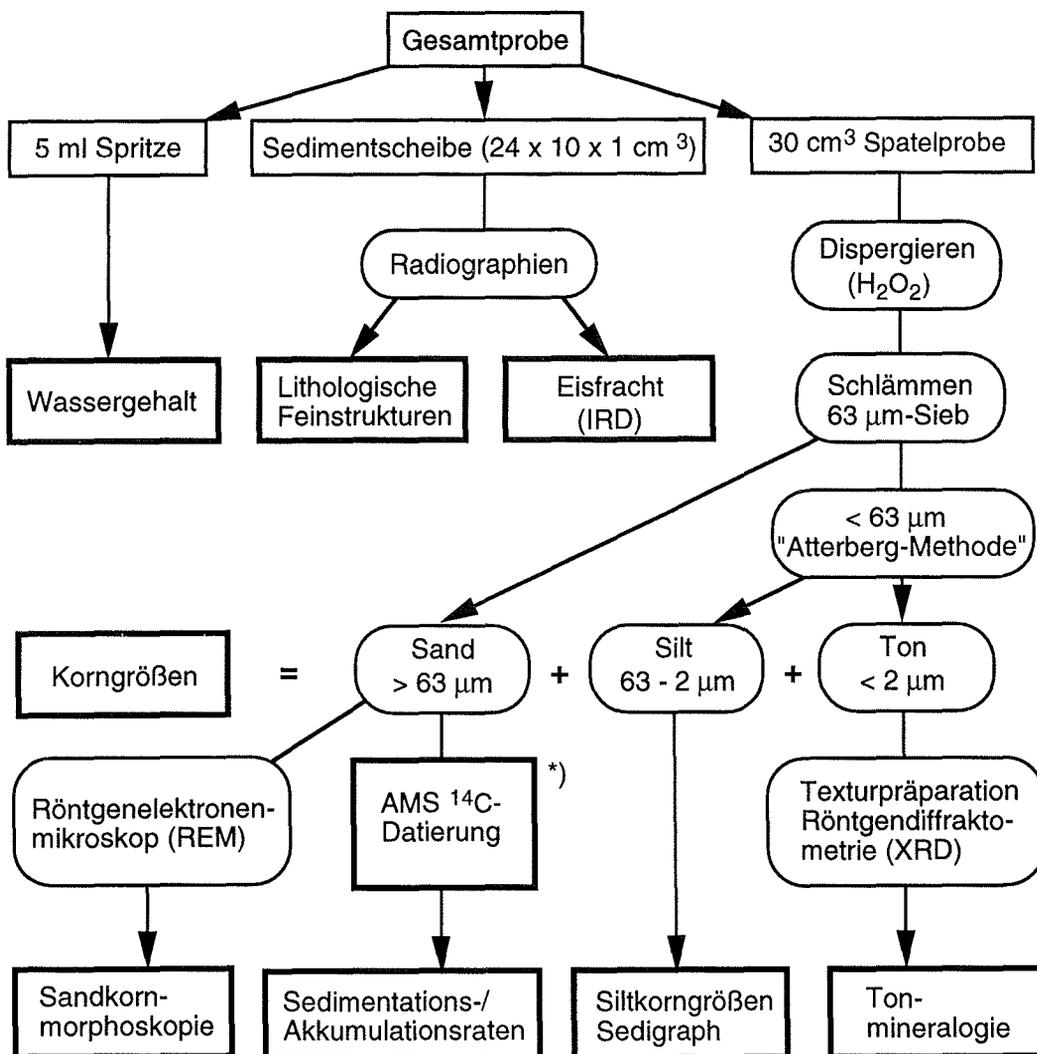
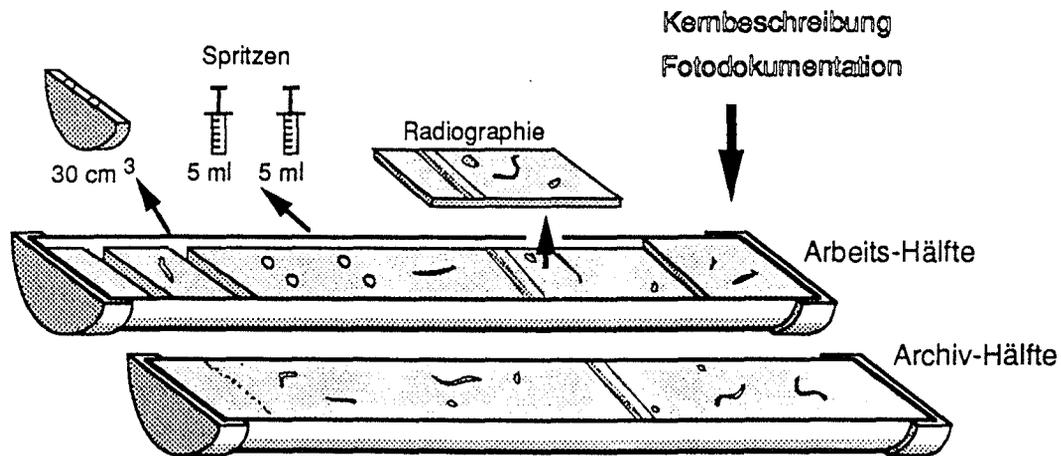
Zur Öffnung der Schwerelote dient eine zweiseitige Kreissäge, mit der man den PVC-Liner der Länge nach in drei Teile schneidet: einen oberen Teil zur Archivierung, einen mittleren Teil von 1 cm Dicke, der das Probenmaterial für die Radiographien liefert, und einen unteren Teil, der als Arbeitshälfte dient und an dem die Beprobung für die anschließenden Laboruntersuchungen durchgeführt wird. Mit Hilfe einer Nylonschnur trennt man die Archiv- von der Arbeitshälfte, streicht das Sediment vorsichtig ab und beschriftet die Hälften nach Ausrichtung und Kernnummer. Arbeits- und Archivhälfte werden sofort nach der Kernöffnung zur Dokumentation fotografiert. Beleuchtungsstative, ausgestattet mit Tageslichtblitzen, sorgen für eine schattenfreie Ausleuchtung der Sedimentoberfläche. Agfa- oder Kodak-Diafilme sollen einerseits

Farbechtheit, Kodak-Farbtafeln andererseits die nachträgliche Farbkorrektur im Fotolabor garantieren. Die Kernbeschreibung erfolgt direkt im Anschluß, um Farbveränderungen durch Oxidation auszuschließen. Dabei werden Farbe (nach MUNSELL SOIL COLOR CHART, 1954), Struktur und Textur aufgenommen. Nach der Kernbeschreibung wird die Archivhälfte mit Frischhaltefolie luftdicht verpackt und im Lagerraum bei 4°C aufbewahrt.



Scale: 1:8000000 at Latitude 90°

Abb. 9: Kernstationen der Expeditionen ARK IX/4 '93 (PS24..) und ARK XI/1 '95 (PS27..) mit FS „Polarstern“ im Raum östlich von Severnaya Zemlya, Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne



*) Durchführung vom Leibniz-Labor, Klee

Abb. 10: Kernöffnungs- und Beprobungsschema

2.3.2 Radiographien

Die Radiographie-Proben werden der mittleren Längsscheibe des Kerns entnommen, indem man je 4 Kunststoffdeckel im Format 24 x 10 x 1 cm nebeneinander in das 1 m lange Sedimentsegment drückt und mit einer Nylonschnur von der Arbeitshälfte löst. Die Sedimentscheiben werden eingeschweißt, damit sie nicht austrocknen und für spätere Bearbeitungen weiterhin verwendet werden können. Die Belichtung der Radiographie-Präparate geschieht in einem Röntgengerät HP 43805 Cabinet X-Ray System der Firma FAXITRON bei einer Kathodenspannung von 40 kV und einer mittleren Belichtungszeit von 3.5 Minuten. In einigen Fällen muß die Belichtungszeit an die Komposition des Sediments angepaßt werden. Die Entwicklung der Radiographie-Negative sowie der -Positive findet im AWI-internen Fotolabor statt.

Radiographien sind neben der primären Kernbeschreibung ein wichtiges Hilfsmittel zur Erkennung sedimentärer Strukturen. Feinlithologische Unterschiede, wie z. B. Bioturbationsgrenzen oder Laminationen von Ton und Silt kommen häufig erst in der Radiographie richtig zum Ausdruck. In dieser Arbeit war die Korrelation von Radiographien mit sedimentphysikalischen Parametern von sehr großer Bedeutung, da sie Hinweise auf Korngrößen- und Dichteunterschiede im Sediment lieferten.

2.3.3 Eisfracht (IRD)

Radiographien können auch zur quantitativen Bestimmung eisverfrachteten Materials (IRD = Ice Rafted Debris) verwendet werden. Grundlage zur Ermittlung der IRD-Rate für diese Arbeit war die von Grobe (1986, 1987) eingeführte Methode, bei der eine zentimeterweise Auszählung klastischer Komponenten > 2mm vom Radiographie-Negativ für jede Kerntiefe zugrunde gelegt wird. Die IRD-Rate ist ein wichtiger Parameter glaziomariner Sedimente, da sie Rückschlüsse auf Anzahl und Verteilung von Eisbergen, kontinentale Eiserosion, Sedimenttransport, Abschmelzrate und Wassertemperatur erlauben kann (Grobe, 1986, 1987).

2.3.4 Wassergehalt

Die Bestimmung des Wassergehaltes ist eine Standarduntersuchung am AWI und wird u. a. zur Berechnung von Akkumulationsraten benötigt. In dieser Arbeit basieren Akkumulationsraten jedoch auf den mit dem MSCL gemessenen physikalischen Parametern, so daß der Wassergehalt hier lediglich als Zusatzinformation dient. Die Beprobung erfolgte alle 20 cm mit 5 ml Spritzen. Der sofort gewogenen und 24 Stunden bei -20°C vorgekühlten Naßprobe wurde anschließend in einem

Gefriertrockner (LEYBOLD-HERAEUS) während weiterer 48 Stunden das Wasser entzogen. Aus dem Trockengewicht ergibt sich der prozentuale Wassergehalt W nach:

$$W (\%) = (\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}) * 100 \% / \text{Naßgewicht [g]} \quad (4)$$

2.3.5 Beprobungsstrategie

Die Schwerelotkerne PS2452-3, PS2778-2, PS2781-2 und PS2782-1 sollten tonmineralogisch näher untersucht werden, um Aussagen über Liefergebiete zu ermöglichen. Dieser Fragestellung entsprechend wurden den Kernen Sedimentscheiben von 30 cm³ in jenen Horizonten entnommen, an denen markante Unterschiede in Lithologie, Farbe, Struktur oder magnetischer Suszeptibilität auftraten. Die Hälfte des Probenmaterials wurde nach Fossilien für AMS ¹⁴C-Datierungen durchsiebt. Die andere Hälfte diente zur Sand-, Silt- und Tonfraktionierung.

2.4 Korngrößen (Sand, Silt, Ton)

Angaben über Korngrößen und deren Verteilung im Sediment lassen Rückschlüsse auf Strömungen, Sedimentdynamik, Transport- und Umlagerungsprozesse im Herkunftsgebiet zu (Andrews, 1985; Füchtbauer, 1988; Wollenburg, 1993).

Vor dem Naßsieben wurde das Probenmaterial mit einer 15%igen H₂O₂-Lösung dispergiert, um das organische Material im Sediment schonend zu oxidieren. Die Naßsiegung der Gesamtprobe mit einem 63-µm-Sieb trennte die Korngrößen > 63 µm (Sand, Kies) von der Silt- (63 - 2 µm) und Tonfraktion (< 2 µm).

Kies und Sand wurden anschließend getrocknet, gewogen und ausgewählte Proben unter dem Röntgenelektronenmikroskop (REM) betrachtet. Dabei sollte anhand der Morphologie von Quarzen und Feldspäten der Grad der mechanischen Beanspruchung (Kritzung, Schlagkanten, Splitterung, Zurundung) näher untersucht werden, um zusätzliche Informationen über das Herkunftsgebiet und Transportprozesse zu erhalten (Margolis & Krinsley, 1974; Whalley, 1978; Diekmann, 1989). Zur Vorbereitung auf die REM-Analyse wurden die Sandkörner mit einem Kunststoffkleber auf einem Aluminiumträger fixiert und in einer Sputter-Anlage mit einer dünnen Kohle- und Goldschicht bedampft, um eine hohe Leitfähigkeit und Auflösung zu erzielen. Besondere Kornmerkmale wurden photographisch festgehalten.

Die weitere Abtrennung von Silt und Ton erfolgte mit Hilfe des gravitativen Atterberg-Verfahrens (Atterberg, 1912), das auf den experimentell ermittelten Fallgeschwindigkeiten eines idealisierten Kornes (sphärisch) in Abhängigkeit von Korngröße, Korndichte, Fallhöhe, Temperatur und Zeit nach dem Stoke'schen Fallgesetz beruht. Das Silt-Ton-Gemisch wurde in einem Glaszylinder in Suspension gebracht. Sobald die für Silt bekannte Sedimentationszeit abgelaufen war, konnte der sich noch in Suspension befindliche Ton abgesaugt werden. Dieser Prozeß wurde solange wiederholt, bis eine klare Wassersäule die abgeschlossene Silt-Ton-Trennung anzeigte.

2.4.1 Siltkornverteilung

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion erlaubt Rückschlüsse auf die Strömungsverhältnisse (Bodenströmungen, Konturite) und deren räumliche sowie zeitliche Änderung im Untersuchungsgebiet (Fütterer, 1980). Der zuvor mit Hilfe des Atterberg-Verfahrens gewonnene Silt wurde getrocknet, gewogen und das Gewicht zur Bestimmung des Korngrößenverhältnisses der Gesamtprobe verwendet. Die Siltkornsummenverteilung wurde für alle Proben an einem Sedigraph (MIKROMERITICS 5100E) gemessen (zur Methodik siehe z. B. Stein, 1985). Das Gerät erzeugt durch Magnetrührung eine gleichmäßige Siltsuspension und führt diese mit Hilfe einer Schlauchpumpe einer Meßzelle zu. Mit dem Start der Analyse wird die Pumpe abgeschaltet, die Partikel beginnen in der Meßzelle zu sedimentieren, und ein Röntgenstrahl ermittelt die Änderung der Siltkonzentration als Funktion der Zeit. Die Messung der Korngrößenverteilung beruht auf der Sinkgeschwindigkeit der Siltkörner nach dem Stoke'schen Fallgesetz. Korngrößenparameter, wie Median (Korngröße am 50 %-Ordinatenwert der Summenkurve), arithmetrischer Mittelwert (Mean), Sortierung (Standardabweichung der Verteilungsfunktion), Schiefe (Kennzeichnung der Asymmetrie der Verteilungskurve) und Kurtosis (Beschreibung der Steilheit des Korngrößenmaximums) wurden nach Folk & Ward (1957) berechnet. Um die in phi-Einheiten (ϕ) ausgedrückten Siltklassen besser miteinander korrelieren zu können, wurde für diese Arbeit die graphische Darstellung mit Histogrammen gewählt.

2.4.2 Tonmineralanalyse und Röntgendiffraktometrie

Mit Hilfe der tonmineralogischen Zusammensetzung mariner Sedimente sind Hinweise auf Liefergebiete und Transportwege des Terrigenmaterials zu erhalten (Stein et al., 1994a; Nürnberg et al., 1995; Wahsner et al., 1995; Diekmann et al., 1996). Die Tonmineralogie arktischer Sedimente spiegelt die mineralogische Zusammensetzung der Landmassen und Schelfe wider, die den Zentralen Arktischen Ozean umgeben (Darby et al., 1989).

Dem Abtrennungsverfahren in der Atterberg-Anlage (Atterberg, 1912; Müller, 1967) folgte mehrmaliges Zentrifugieren der Tonfraktion, um das zur schnelleren Ausflockung hinzugefügte Magnesiumchlorid (zu 50 % verdünnt) wieder zu entfernen. Danach konnte der Ton getrocknet, gewogen und das Gewicht zur Bestimmung des Sand-Silt-Ton-Verhältnisses der Gesamtprobe genutzt werden. Zum Herstellen der Texturpräparate wurden die Tonproben in einem Achatmörser manuell pulverisiert und je 50 g mit destilliertem Wasser und MoS_2 -Standard versetzt. Diese Suspension wurde unter Vakuum filtriert. Auf diese Weise konnte eine gleichmäßige Verteilung des Standards sowie die Ansammlung und Ausrichtung der Tonminerale mit ihrer basalen (001)-Fläche parallel zur Filtermembran erreicht werden.

Zur Röntgenanalyse der Texturpräparate diente ein computergesteuertes Röntgendiffraktometer (PHILIPS PW 1050), das den Winkelbereich 2° bis 40° mit einem Röntgenstrahl in 0.02° -Schritten abtastet und sämtliche Reflexe an der basalen (001)-Fläche der Tonminerale registriert. Durch den charakteristischen Gitterabstand tritt der Effekt der Totalreflexion nach dem Bragg'schen Gesetz für jede Tonmineralart in ganz bestimmten Winkelstellungen ein (Wilson, 1987; Moore & Reynolds, 1989). Aus der entsprechenden Winkelposition des Goniometers lassen sich Tonminerale identifizieren und aus der Intensität der Gesamtreflexion der Anteil eines im Texturpräparat enthaltenen Tonminerals bestimmen. Um auch aufweitbare Tonminerale wie Smektit zu erfassen, wurden die Gitterabstände dieser Schichtsilikate unter Vakuum mit Ethylenglykol-Dampf bei 50°C vergrößert und die Messung der Präparate ein zweites Mal durchgeführt. Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte mit der von Petschik (1996) für Macintosh entwickelten Software (MacDiff V. 3.1). Die Identifizierung der Tonminerale beruhte auf den Intensitäten bekannter Gitterabstände: Smektit = 17 \AA , Illit = 10 \AA . Der Kaolinit- bzw. Chloritanteil ging aus der weiteren Aufteilung des 7 \AA -Peaks durch Bestimmung des Verhältnisses des Kaolinit und Chlorit $3.54/3.58 \text{ \AA}$ -Doppelpeaks hervor. Die auf 100 % bezogene Gewichtsverteilung der Tonminerale ergab sich durch Flächenintegration nach Biscaye (1965). Die Biscaye'schen Korrekturfaktoren lauten: Smektit (1x), Kaolinit (2x), Chlorit (2x) und Illit (4x). Parameter, wie das $5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Verhältnis, lassen auf die chemische Zusammensetzung des Illits schließen und die Integralbreite auf die Kristallinität von Smektit oder Illit (Diekmann, 1996).

2.5 Datierung

Die Datierung von marinen Sedimenten ist in polaren Regionen oft problematisch, da sie nur sehr wenig biogenes Karbonat enthalten (Mackensen et al., 1989; Grobe et al., 1990; Melles, 1991). Auch ist die zeitliche Einstufung in Isotopen-Stadien mit Hilfe einer an Foraminiferen (*Neogloboquadrina pachyderma* sin., Ehrenberg) aufgestellten stabilen Sauerstoff-Isotopenkurve (Imbrie et al., 1984; Martinson et al., 1987) wegen lokaler Schmelzwassereinflüsse nur bedingt möglich (Stein et al., 1994b). Diese Methode konnte bei den bearbeiteten Sedimentkernen nicht angewendet werden, weil die Beprobung nicht kontinuierlich erfolgte und somit keine Daten für eine durchgängige Isotopenkurve vorlagen. Foraminiferen waren häufig gar nicht vorhanden oder so stark angelöst, daß keine eindeutige Gattungszuweisung möglich war. Die Kerne PS2780-6, PS2781-2 und PS2782-1 konnten deshalb nicht datiert werden. Die Schwerelotkerne PS2452-3, PS2485-2 und PS2778-2 ließen jedoch aufgrund von Mollusken-Funden eine zeitliche Einordnung mit AMS ^{14}C zu. Bei diesen Messungen, die vom Leibniz-Labor in Kiel durchgeführt wurden, werden die ^{14}C -Isotope direkt massenspektrometrisch gezählt und das Probenalter aus dem Verhältnis $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Halbwertszeit 5730 Jahre) bestimmt (Hedges, 1981).

2.6 Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die Ermittlung einer linearen Sedimentationsrate (LSR) ist nur dann sinnvoll, wenn für das betrachtete Zeitintervall (ZI) gleichbleibende, ungestörte Ablagerungsverhältnisse ohne plötzliche Sedimentationsereignisse angenommen werden können. Bei der Berechnung der linearen Sedimentationsrate sind Alter und Intervallmächtigkeiten (SM) maßgebend. Der tiefenabhängige Verdichtungseffekt durch Sedimentauflast (Kompaktion) wird dabei jedoch nicht berücksichtigt.

Die lineare Sedimentationsrate (LSR) errechnet sich nach:

$$LSR = \frac{SM \cdot 1000}{ZI} \quad (5)$$

LSR (cm/ka)

SM (cm)

ZI (a)

In die Berechnung von Akkumulationsraten (AR) nach van Andel et al. (1975) gehen Sedimentparameter wie Naßdichte (Wet Bulk Density = WBD) und Porosität (PO) ein. Die Akkumulationsrate sagt aus, wieviel Sediment (in Gramm) pro 1000 Jahre auf einer Fläche von einem cm² abgelagert wurde. Naßdichte und Porosität wurden in dieser Arbeit mit dem MSCL (Multi-Sensor Core Logger) ermittelt. Die Konstanten von 1.6298 und 0.61501 ergeben sich aus dem Zusammenhang zwischen Naßdichte, Porosität, Gammastrahlendämpfung und Korndichte (Weber et al., 1997).

Es gilt:

$$PO = (1.6298 - 0.61501 * WBD) * 100 \quad (6)$$

$$AR = LSR * \left(WBD - 1.026 * \frac{PO}{100} \right) \quad (7)$$

AR (g/cm²)/ka

LSR (cm/ka)

PO (%)

WBD (g/cm³)

3 ERGEBNISSE

3.1 Sedimentationsprovinz A

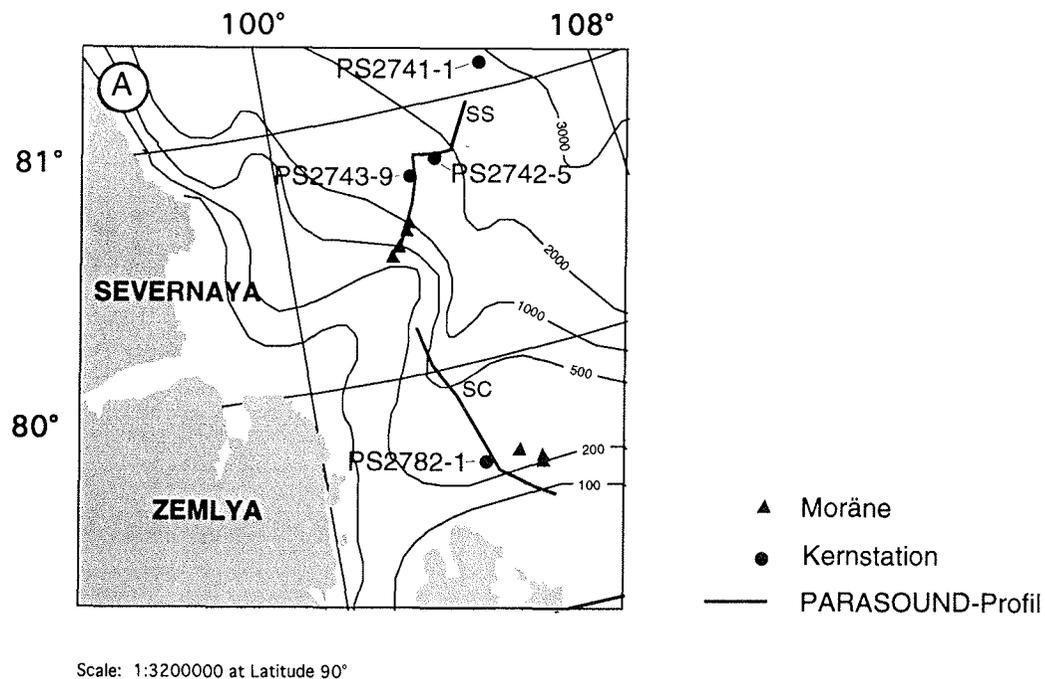
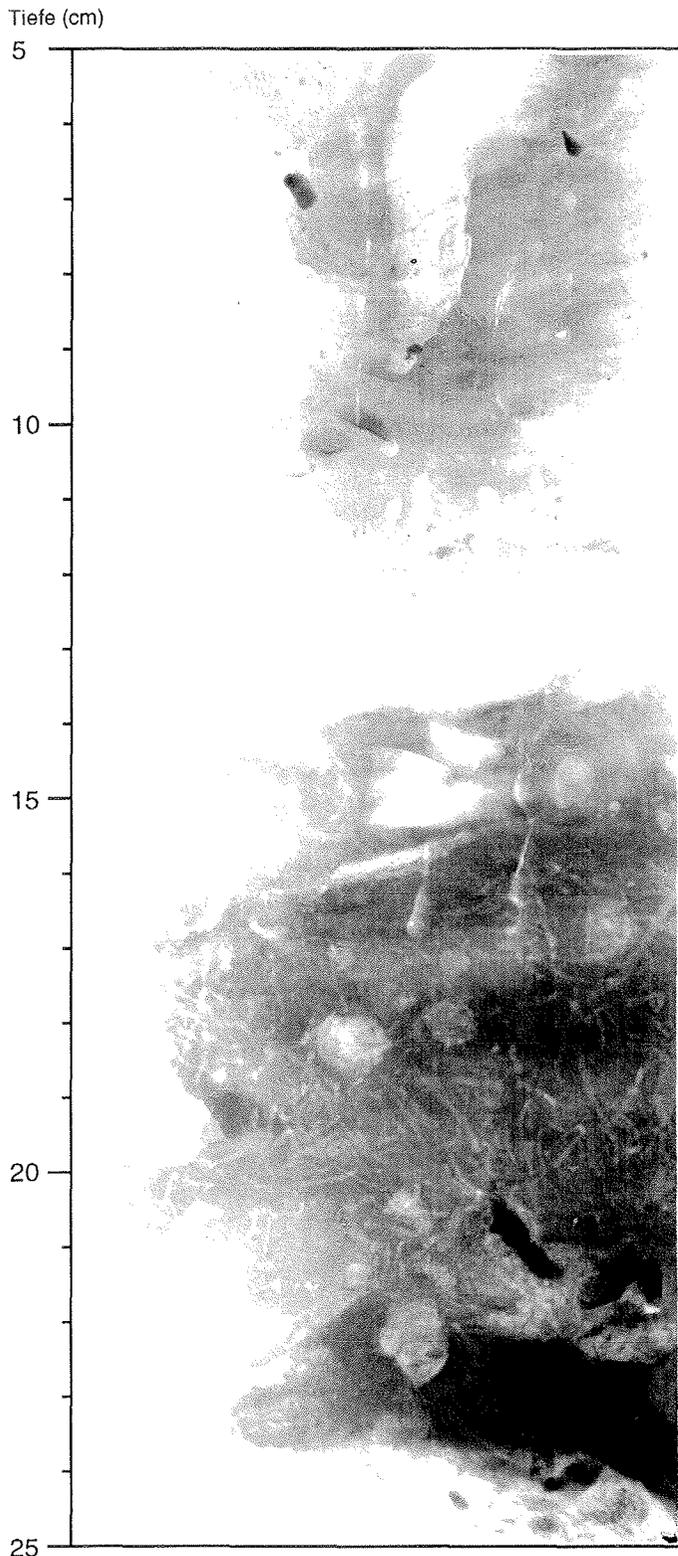


Abb. 11: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz A: Schokalsky-Rinne und östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya

3.1.1 Schwerelot PS2743-9

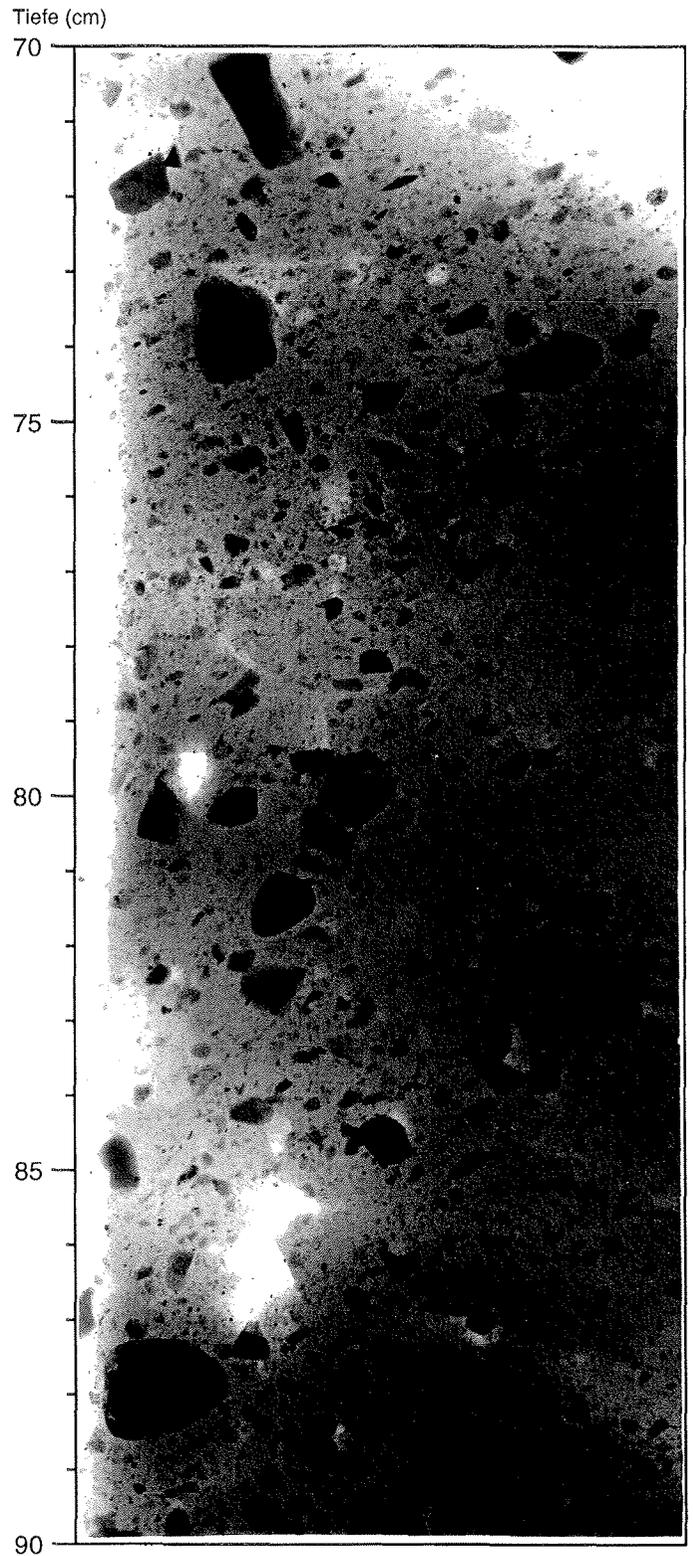
3.1.1.1 Lithologie

Der 1.35 m lange Kern PS2743-9 wurde in 1020 m Tiefe am Kontinentalhang von Severnaya Zemlya gezogen. Makroskopisch, wie auch in der Radiographie läßt sich der Kern in zwei lithologische Einheiten gliedern (Abb. 12). Der untere Teil (38 - 135 cm) besteht aus oliv braunem bis oliv grauem, sandig tonigem Silt mit viel eistransportiertem Material („Dropstones“) und chaotischem Gefüge. In der Radiographie lassen sich schwache Bioturbationsspuren erkennen. Die „Dropstones“ erreichen Durchmesser bis zu 2 cm. Das Sediment kann daher als Diamikt angesprochen werden. Der obere Teil (0 - 38 cm) setzt sich aus oliv braunem, siltigem Ton zusammen, der im Vergleich zur Basis nur wenig eistransportiertes Material enthält. Die Grenze beider lithologischer Einheiten verläuft diskordant.



Sedimenttyp:

siltiger Ton,
z. T. sehr fein geschichtet,
Bioturbationsspuren,
einzelne Dropstones



Sedimenttyp:

sandig toniger Silt, ungeschichtet,
zahlreiche Dropstones (Diamikt)

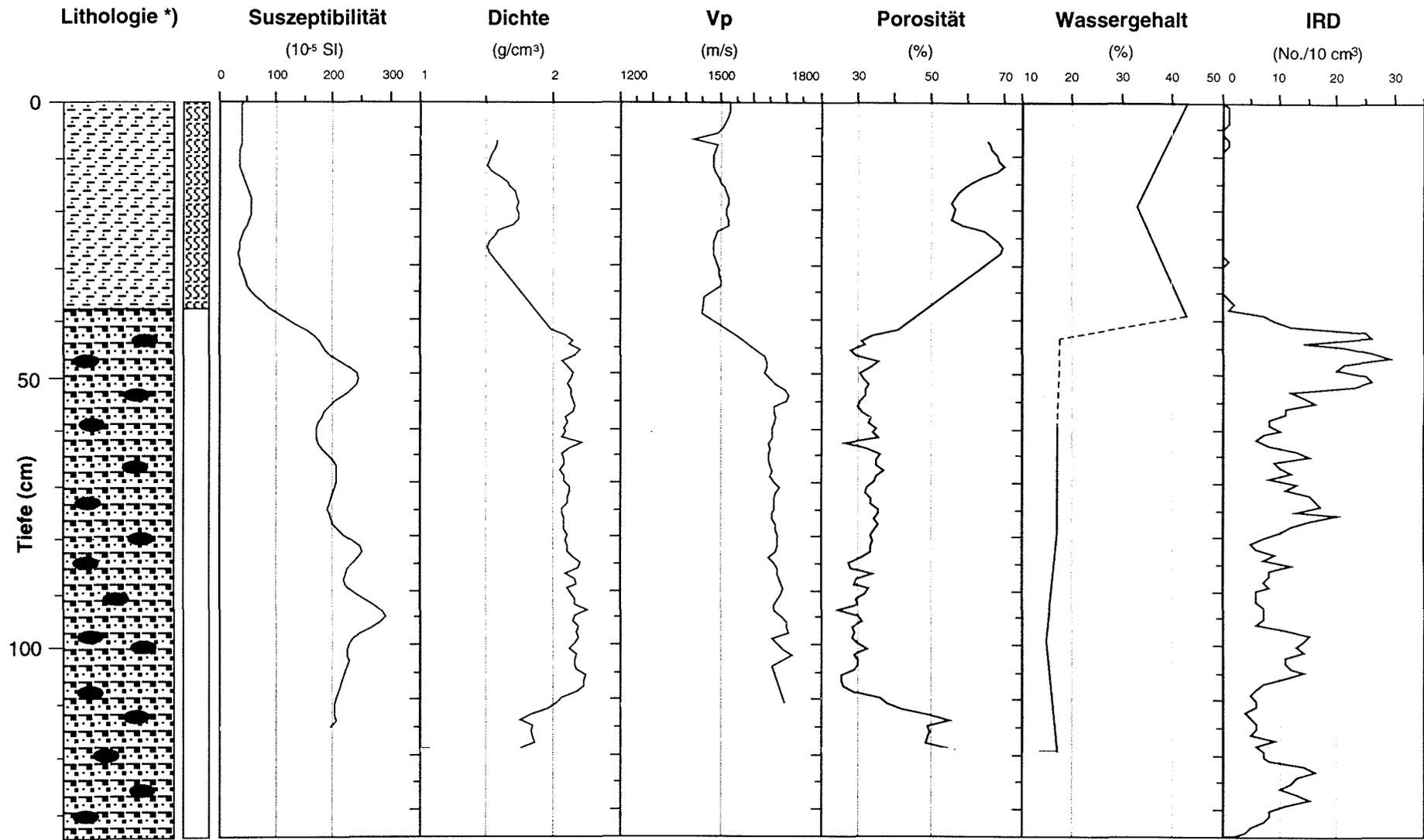
Abb. 12: Radiographien der Kernsegmente 5 cm - 25 cm und 70 cm - 90 cm des Schwerelotkerns PS2743-9 SL

3.1.1.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die großen Unterschiede der beiden lithologischen Einheiten machen sich auch in den sedimentphysikalischen Parametern bemerkbar (Abb. 13). Die magnetische Suszeptibilität erreicht im Diamikt hohe Werte bis zu $300 \cdot 10^{-5}$ SI, die an der Schichtgrenze zur hangenden siltig tonigen Einheit auf etwa $50 \cdot 10^{-5}$ SI fallen. Die Dichte beträgt im Diamikt über 2 g/cm^3 . Im Grenzbereich zum oberen Teil fällt sie sprunghaft auf etwa 1.5 g/cm^3 . Dieser starke Dichteunterschied macht sich in der Ausbildung eines schallharten Reflektors im PARASOUND-Echogramm bemerkbar. (Fazieszone 4, Abb. 20). Die V_p erreicht im Diamikt 1700 m/s , im oberen Teil fällt sie auf etwa 1500 m/s . Aus der Dichte des Diamiktes errechnet sich eine Verringerung des Porenvolumens auf 30% . Im oberen Teil erreicht die Porosität hohe Werte bis zu 70% . Der Wassergehalt ist analog zur Porosität im oberen Teil mit über 40% sehr viel höher als im basalen Diamikt. Auch der sprunghafte Anstieg der IRD-Rate auf $20 - 30$ "Dropstones" pro 10 cm^3 zeichnet den Diamikt als typisch glaziomarine Sediment aus. Die sedimentphysikalischen Parameter charakterisieren den Diamikt als einen kompakten, stark konsolidierten Körper.

PS2743-9 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 135 cm

Wassertiefe: 1020 m

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Abb. 13: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2743-9

3.1.2 Schwerelot PS2782-1

3.1.2.1 Lithologie

Der Kern PS2782-1 ist 5.21 m lang und wurde an der Flanke der Schokalsky-Rinne nördlich der Insel Bolshevik, der südlichsten Insel des Severnaya Zemlya Archipels, in 340 m Wassertiefe gewonnen. Farblich, wie auch in der Radiographie läßt sich PS2782-1 grob in drei Abschnitte gliedern: einen unteren (427 - 521 cm), mittleren (358 - 427 cm) und oberen (0 - 358 cm) Teil (Abb. 14). Der untere Teil ist ein sehr dunkelgrauer, sandig toniger Silt mit viel eistransportiertem Material und chaotischem Gefüge, dessen Komponenten bis zu 4 cm im Durchmesser erreichen. Der untere Bereich des Kerns kann als Diamikt angesprochen werden. Der mittlere Teil ist laminiert und fällt bereits makroskopisch durch einen Wechsel von rötlichen, olivfarbenen, bräunlichen und grauen Lagen auf. In der Radiographie wird deutlich, daß diese Lamination durch zahlreiche gröbere und feinere „Finig-Up“-Sequenzen erzeugt wird. Die meisten Sequenzen haben eine siltige Basis, die zum Top toniger wird. Einige sandig bis leicht kiesige Sequenzen weisen eine erosive Basis auf. Der obere Teil des Kerns besteht aus einem olivgrauen, siltigen Ton mit leichten Bioturbationsspuren. Der Übergangsbereich vom laminierten Mittelteil zum bioturbirten oberen Abschnitt ist auf etwa einem halben Meter durch eine Anreicherung von „Dropstones“ gekennzeichnet. Die Radiographie zeigt, daß auch der obere Teil vereinzelte Ereignislagen und IRD-reichere Horizonte enthält.

3.1.2.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die magnetische Suszeptibilität bewegt sich im basalen Diamikt relativ konstant um $50 \cdot 10^{-5}$ SI (Abb. 15). Die geringsten Werte weist der laminierte mittlere Horizont auf, in dem die Kurve ihr Minimum mit $20 \cdot 10^{-5}$ SI erreicht. Sie weist im oberen siltig tonigen Teil bei 2.50 m Maximalwerte um $70 \cdot 10^{-5}$ SI auf, die zum Hangenden auf Werte um ca. $30 - 40 \cdot 10^{-5}$ SI fallen. Generell kann man feststellen, daß die Suszeptibilitätskurve an jenen Stellen Einschnitte zu geringeren Werten zeigt, an denen der Kern Lamination aufweist. Die Dichte ist im Diamikt mit $2 - 2.5$ g pro cm^3 am höchsten. Ihren niedrigsten Verlauf hat die Dichtekurve mit Werten unter 1.5 g pro cm^3 im Bereich des mittleren laminierten Horizonts. Im oberen Teil ist die Dichte relativ konstant bei ca. 1.5 g pro cm^3 . Im PARASOUND-Echogramm sind 5 Bänder erkennbar (Abb. 21), von denen lediglich die unteren beiden Reflektoren aufgrund von Sprüngen der Dichtekurve eindeutig den Sedimentschichten Diamikt und laminiertes Horizont zugeordnet werden können. Die V_p steigt im Diamikt auf maximal 1700 m/s an. Im mittleren und oberen Kernbereich zeigt sie relativ konstante Werte um 1500 m/s.

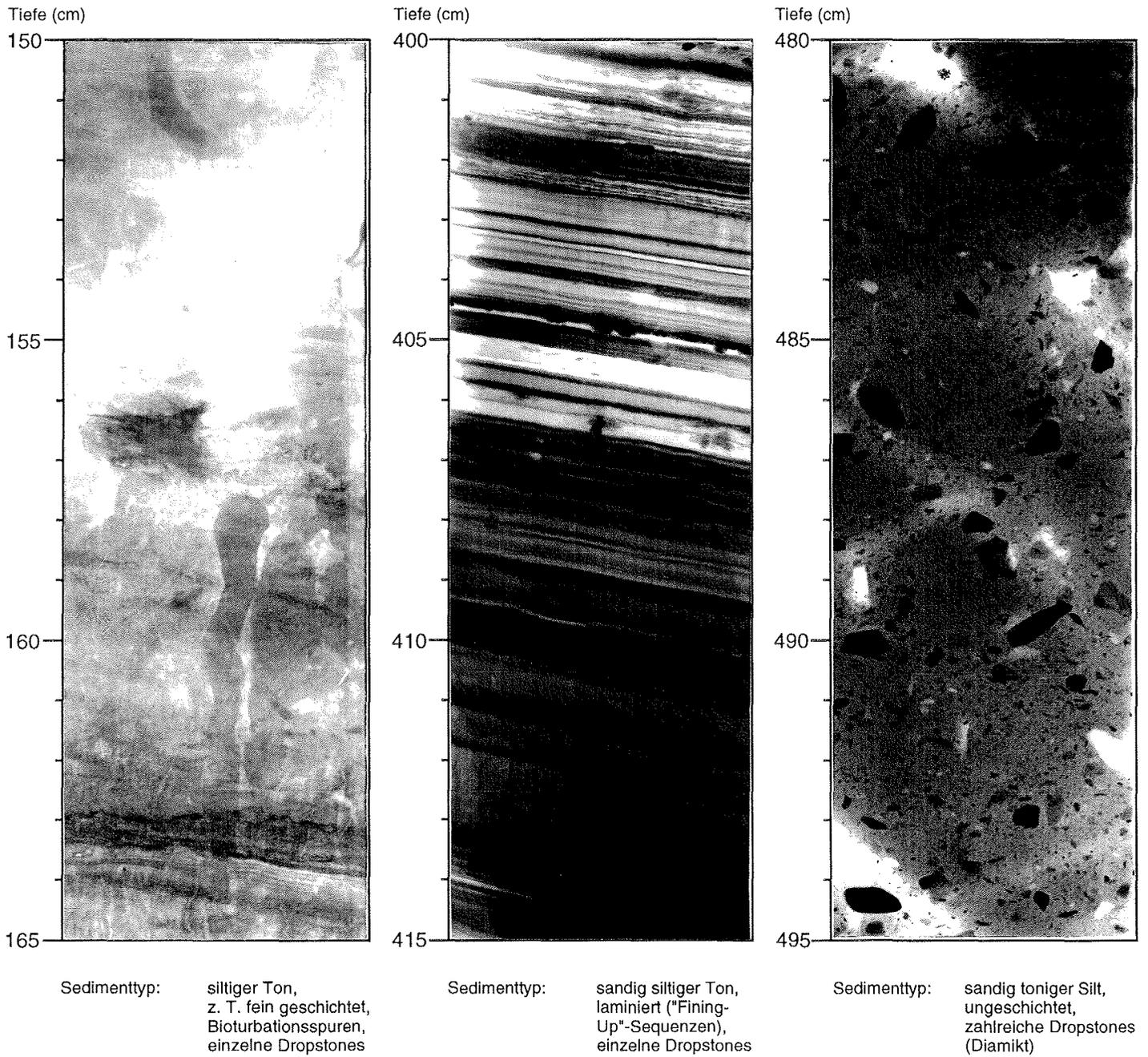
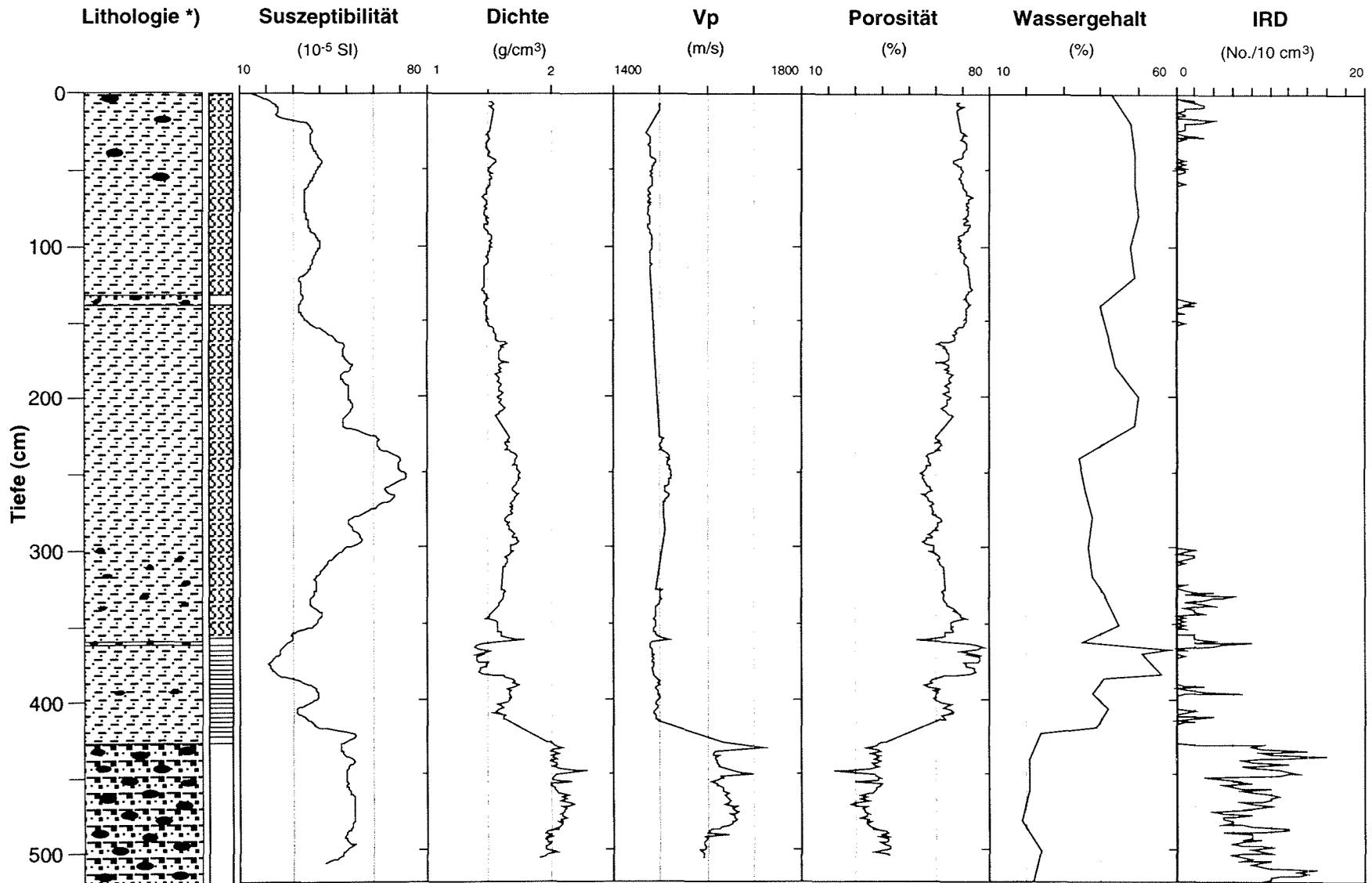


Abb. 14: Radiographien der Kernsegmente 150 - 165 cm, 400 - 415 cm und 480 - 495 cm des Schwerelotkerns PS2782-1

PS2782-1 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 521 cm

Wassertiefe: 340 m

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Abb. 15: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2782-1

Umgekehrt zur Dichte verhält sich die Porosität, die ein geringes Porenvolumen im Diamikt (20 %) und höchstes Porenvolumen im Bereich des mittleren laminierten Abschnitts (80 - 90 %) aufweist. Der obere siltig tonige Horizont hat eine Porosität von 70 - 80 %. Gegenläufig zur Dichte und parallel zur Porosität verhält sich der Wassergehalt, der im Diamikt 20 %, im laminierten Bereich 60 - 70 % und im oberen Horizont 30 - 50 % beträgt. Die IRD-Rate ist im Diamikt mit durchschnittlich 10 „Dropstones“/cm³ am höchsten, im darüberliegenden laminierten Teil sinkt sie auf ca. 2 - 4. Erst der obere Kernbereich (0 - 50 cm) enthält wieder eine erhöhte Anzahl von eistransportiertem Material. Vereinzelt „Dropstones“ befinden sich auch in dem schmalen Band mit größeren Komponenten bei 132 - 138 cm.

3.1.2.1 Korngrößen

Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis im Kern PS2782-1 belegt, daß die prozentualen Gewichtsanteile der Feinfraktion (Silt, Ton) überwiegen (Abb. 16 A - C). Die Sandfraktion schwankt im oberen sowie mittleren laminierten Horizont zwischen 0 und 3 %. Nur im basalen Diamikt steigt der Sandgehalt auf 24 % an. Die Matrix kann daher als siltiger Ton bzw. toniger Silt klassifiziert werden. Die Sandfraktion enthält zahlreiche Quarze und Feldspäte mit Spuren starker mechanischer Beanspruchung, die sich in Form von scharfen Bruchkanten, muscheligen, treppenartigem Bruch, Schlagmarken und V-förmigen Ausbrüchen äußert (Abb. 18). Auch idiomorpher Granat kommt in der Sandfraktion vor (Abb. 17). Der Siltgehalt bewegt sich zwischen 30 und 52 %. Den größten Anteil der Sedimentzusammensetzung nimmt die Tonfraktion mit 37 bis 70 % ein. Ihren Maximalwert von 70 % erreicht sie im mittleren laminierten Horizont. Im direkten Übergangsbereich zum Diamikt sowie im Diamikt selbst kommen Silt und Ton zu gleichen Anteilen vor.

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion spiegelt das Verhältnis der Sand-Silt-Ton-Verteilung im kleineren Maßstab wider (Abb. 16 A - C). Im oberen und mittleren laminierten Kernbereich setzt sich ein übergeordnetes unimodales Verteilungsmuster mit Ansätzen zur Bi- und Polymodalität durch. Der arithmetische Mittelwert (Mean) liegt bei allen Kurven im Bereich der Feinsiltfraktion. Jene Proben, die überlagernde bi- oder polymodale Strukturen zeigen, weisen erhöhte Werte im groben bis sehr groben Silt auf. Die Standardabweichung der Verteilungsfunktion (Sortierung) ist im oberen bis mittleren Kernbereich mäßig. Der Diamikt hingegen läßt ein polymodales Verteilungsmuster bei einer durchschnittlichen Korngröße im Mittelsilt erkennen. Der Anteil von sehr grobem Silt und Grobsilt ist sehr viel höher als bei den jüngeren Proben mit unimodalem Spektrum. Die Sortierung ist schlecht.

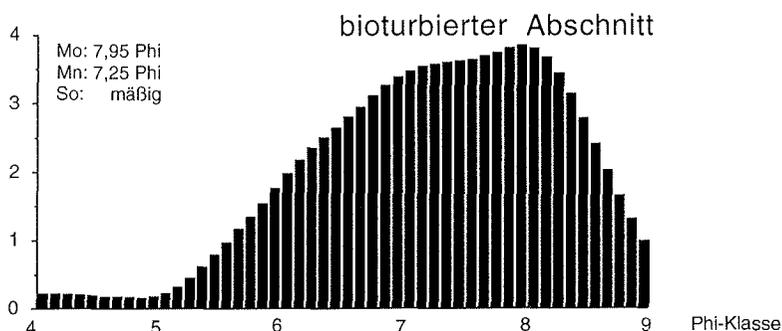
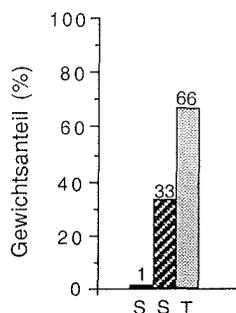
PS2782-1 SL:

Korngrößen

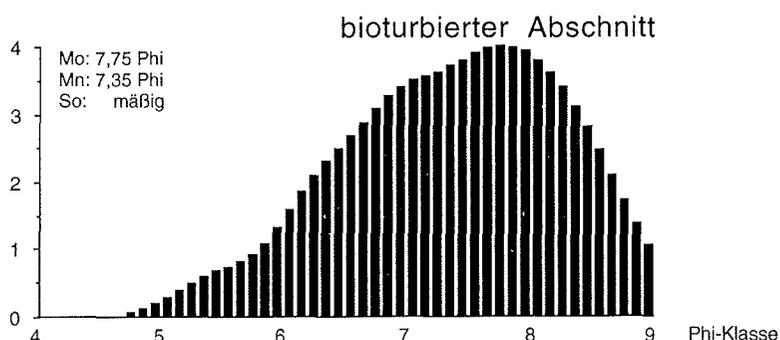
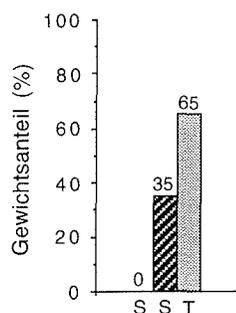
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

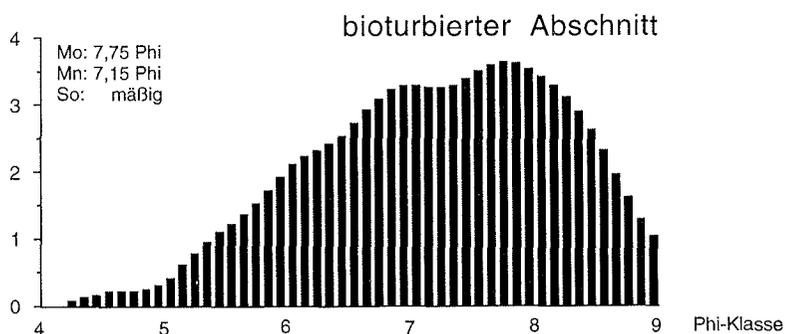
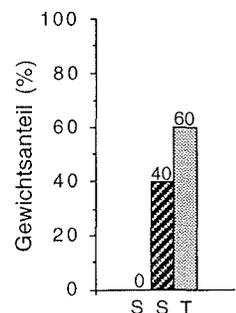
40 cm:



80 cm:



180 cm:



210 cm:

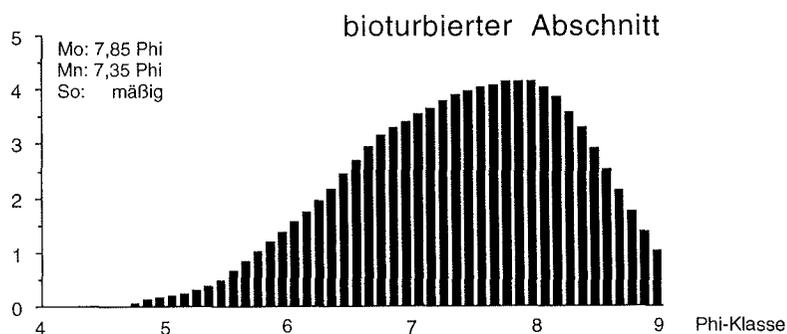
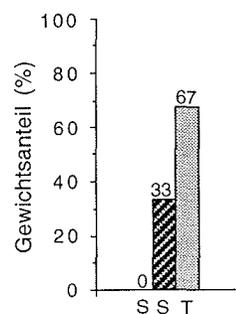


Abb. 16 A: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2782-1

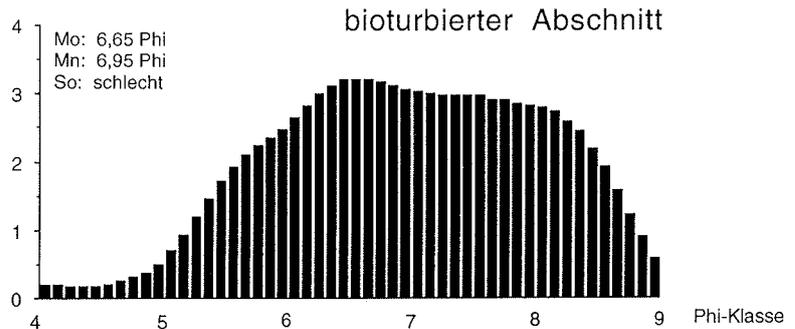
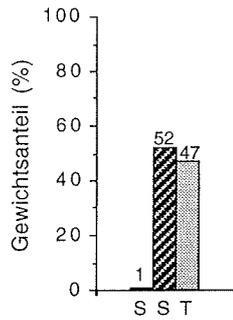
PS2782-1 SL:

Korngrößen

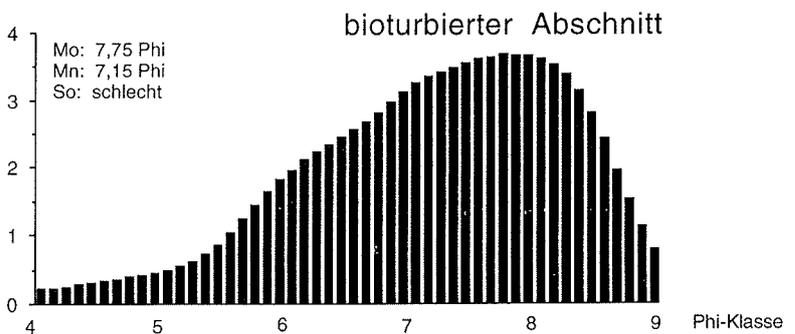
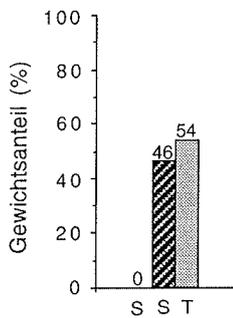
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

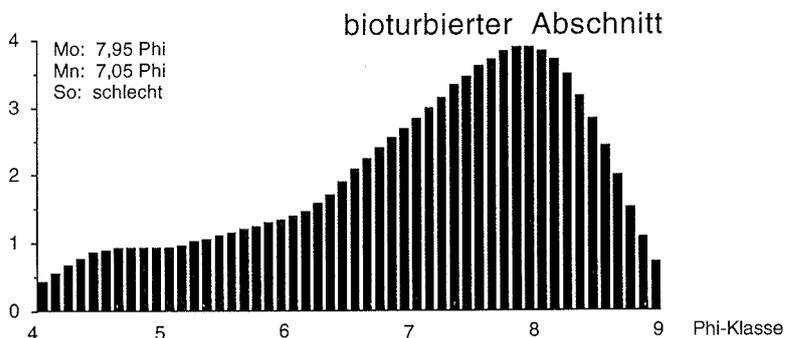
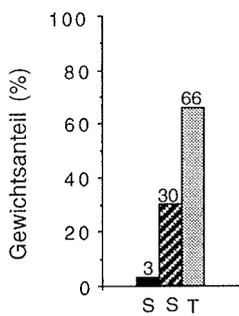
260 cm:



300 cm:



350 cm:



386 cm:

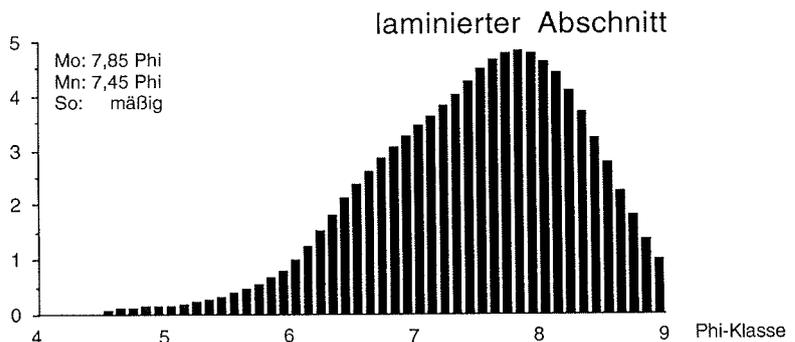
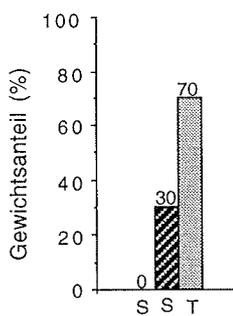


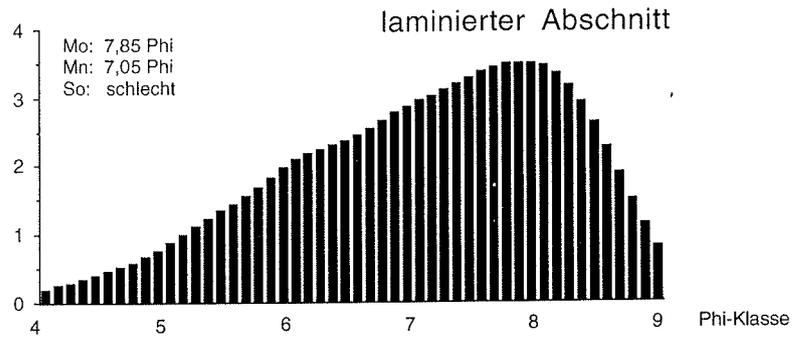
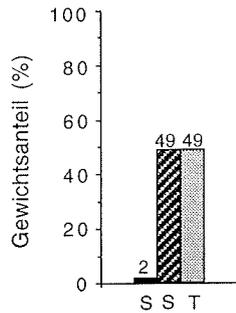
Abb. 16 B: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2782-1

PS2782-1 SL:

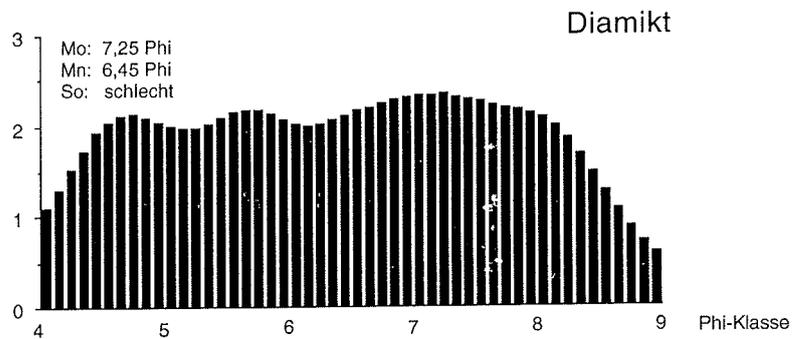
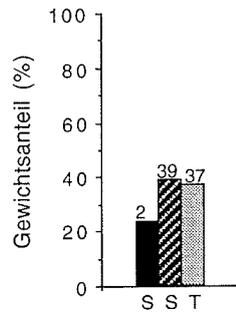
Korngrößen

Tiefe Sand / Silt / Ton Siltkorngrößenverteilung

422 cm:



460 cm:



Mo: Modalwert (graphischer Mittelwert)

Mn: Mean (arithmetrischer Mittelwert/
mittlere Korngröße)

So: Sortierung (Standardabweichung
der Verteilungsfunktion)

4 - 5 Phi: sehr grober Silt

5 - 6 Phi: Grobsilt

6 - 7 Phi: Mittelsilt

7 - 8 Phi: Feinsilt

8 - 9 Phi: sehr feiner Silt

Abb. 16 C: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2782-1

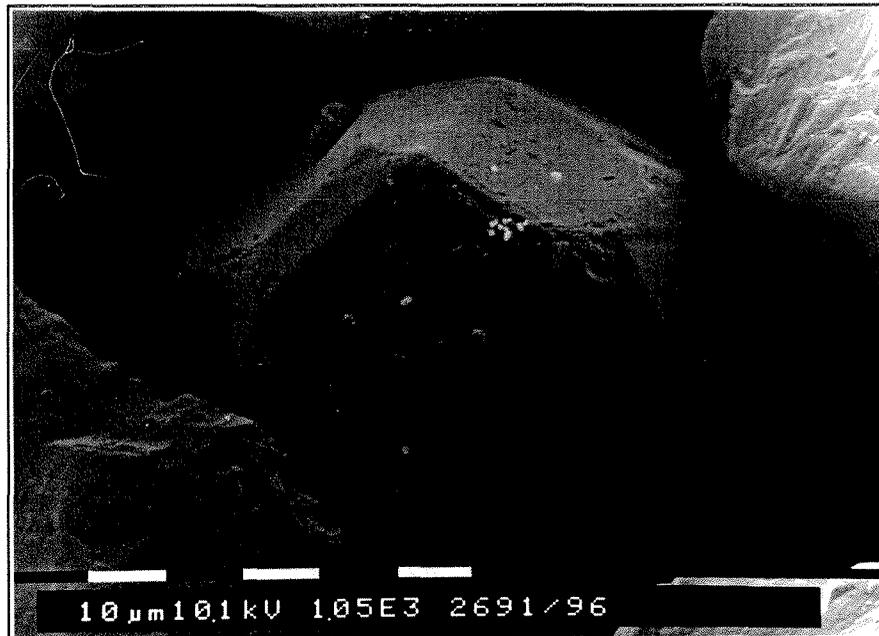


Abb. 17: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an Sandkörnern aus dem basalen Diamikt des Kerns PS2782-1 SL: idiomorpher Granat (Deltoidikositetraeder)



Abb. 18: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an Sandkörnern aus dem basalen Diamikt des Kerns PS2782-1 SL: scharfkantiger Quarz mit muschelartigem, treppenartigem und V-förmigem Bruch (primärer Verwitterungszyklus)

3.1.2.2 Tonmineralogie

Die Tonmineralvergesellschaftung von Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit bietet in allen drei Kernzonen bis auf geringe Schwankungen ein nahezu einheitliches Bild mit relativ wenig Smektit (4 - 20 %) und viel Illit (40 - 58 %). Oberhalb des laminierten Horizonts bei 350 cm nimmt der Smektitgehalt von zunächst 6 % auf maximal 20 % zu. Chlorit und Kaolinit kommen in allen Bereichen mit etwa 20 % zu gleichen Anteilen vor (Abb. 19). Im Diamikt erreicht Smektit einen Minimalwert von 4 %. Die Kristallinität des Smektits ist mäßig. Die Illite sind durchweg aluminiumreich und gut kristallin.

3.1.3 PARASOUND-Profile

In der Sedimentationsprovinz A gibt es zwei Schlüsselprofile: das Profil „SS“ (Abb. 20) und das Profil „SC“ (Abb. 21). Das Profil „SS“ ist ca. 100 km lang und verläuft in südwestlich-nordöstlicher Orientierung gegen den Kontinentalhang von Severnaya Zemlya parallel zur westlichen Flanke der Schokalsky-Rinne. Es reicht vom Schelf (178 m) bis in den Tiefseebereich des Nansen-Beckens (ca. 3300 m). Das Profil „SC“ ist ca. 96 km lang, beginnt an der nordöstlichen Schelfkante der Insel Oktyabrskoye-Revoljutsii und führt quer über die etwa 390 m tiefe Schokalsky-Rinne zur nördlichen Schelfkante der Insel Bolshevik.

3.1.3.1 Profil „SS“ - östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya

Das seismische Profil „SS“ (Abb. 20) kann anhand morphologischer und sedimentärer Meeresbodenstrukturen in verschiedene Fazieszonen gegliedert werden:

Die Fazieszone 1 (178 - 203 m Wassertiefe) weist eine intensive Zerfurchung des Schelfes durch rezente Eisberge auf.

Die Fazieszone 2 (203 - 385 m Wassertiefe) ist durch ein sehr unebenes Relief gekennzeichnet (Abb. 20). In unregelmäßigen Abständen treten moränenähnliche Rückenstrukturen bis maximal 10 m Höhe und 1 km Breite auf, die morphologisch durch eine asymmetrische Form mit steil ansteigender und flach abfallender Seite charakterisiert sind. Die morphologischen Rücken sind seismisch als schalltransparente Körper ohne innere Reflektoren zu erkennen. Ihre Basis läßt sich durch einen scharfen, schallharten Reflektor vom Untergrund trennen. Westlich (Profil SS) sowie östlich (Profil SC) der Schokalsky-Rinne konnten bis zu sieben vergleichbare Rückenstrukturen bis in 385 m Wassertiefe identifiziert werden, deren Größe mit zunehmender Wassertiefe abnimmt.

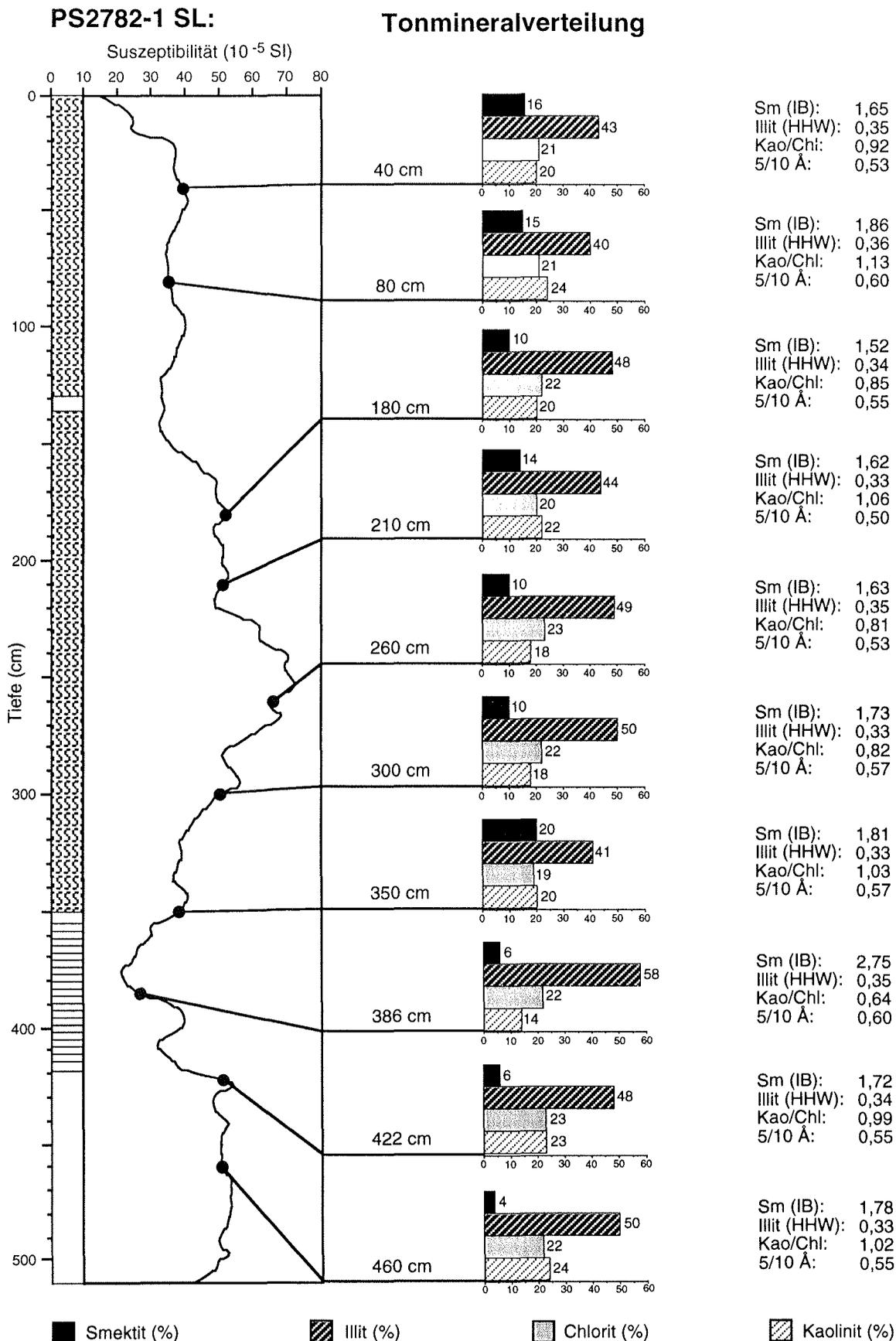


Abb. 19: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2782-1 SL

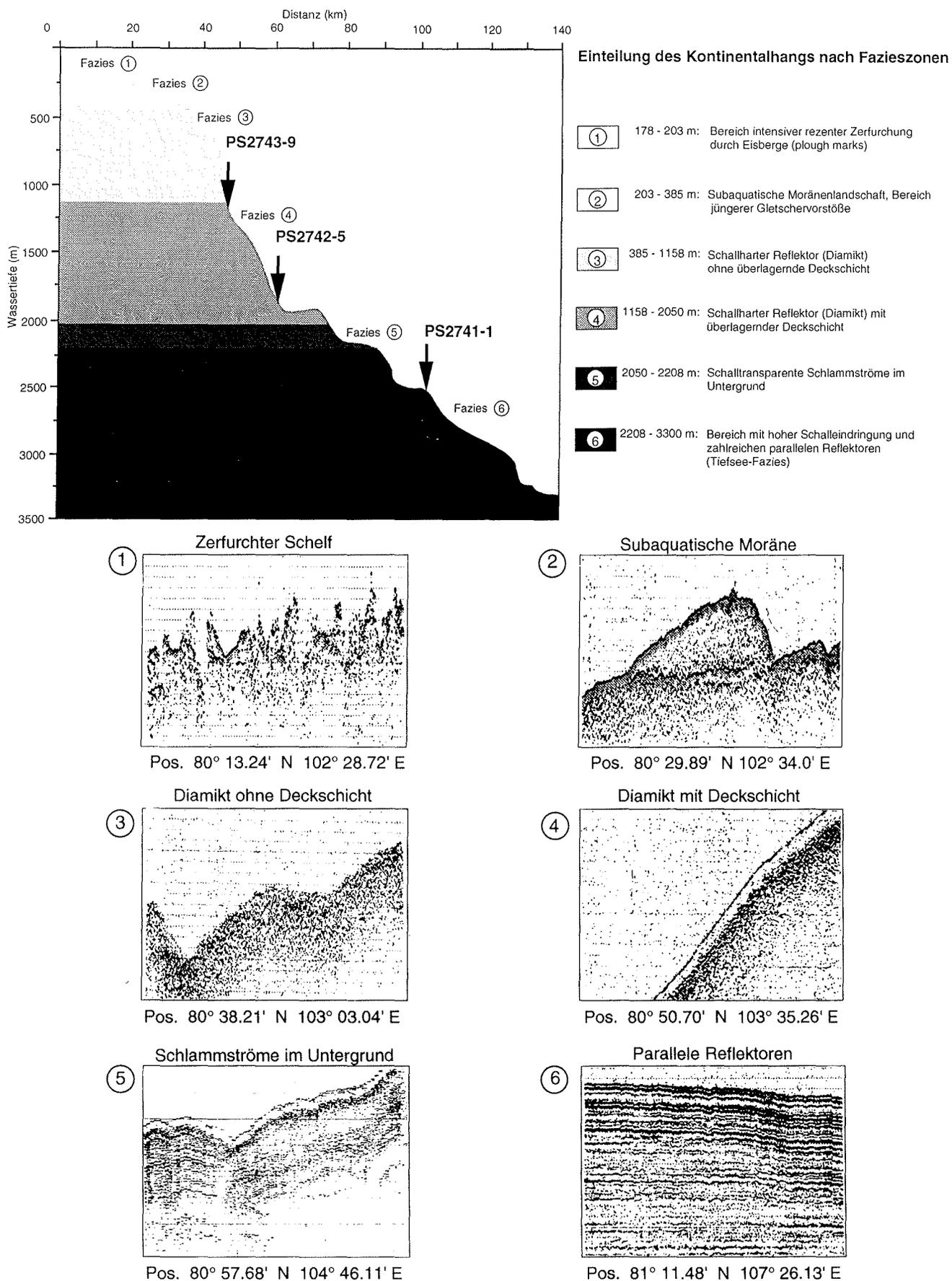


Abb. 20: Östlicher Kontinentalhang von Severnaya Zemlya - schematische Darstellung des PARASOUND-Profiles "SS" in der Sedimentationsprovinz A. Einteilung des Kontinentalhangs nach seismischen Fazieszonen

Fazieszone 3 (385 - 1158 m Wassertiefe) zeichnet sich im PARASOUND-Echogramm ebenso durch einen fast schallharten Reflektor nahe der Meeresbodenoberfläche aus (Abb. 20). Die Eindringung der Schallwellen beträgt in diesem Bereich höchstens 10 m.

Die Fazieszone 4 (1158 - 2050 m Wassertiefe) unterscheidet sich von der vorangehenden lediglich dadurch, daß über dem schallharten Reflektor eine dünne transparente Schicht von 1 m Mächtigkeit auftaucht (Abb. 20). Aus diesem Bereich stammen die Kerne PS2743-9 und PS2742-5.

Die Fazieszone 5 (2050 - 2208 m Wassertiefe) stellt den Übergangsbereich zwischen Kontinentalhang und Tiefsee dar (Abb. 20). Die Mächtigkeit des schallharten Reflektors nimmt in diesem Bereich allmählich ab, was mit einer höheren Schalleindringung bis zu 50 m einhergeht. Im Untergrund erscheinen gebänderte Strukturen sowie schalltransparente sigmoidalförmige Körper.

Die Fazieszone 6 (2208 - 3300 m Wassertiefe) entspricht der Tiefseefazies (Abb. 20). Charakteristisch für diesen Bereich sind eine hohe Schalleindringung und zahlreiche parallele Reflektoren, die ein gutgeschichtetes Sediment und geringe Ablagerungsraten andeuten. Dieser Fazies entstammt der Kern PS2741-1.

3.1.3.2 Profil „SC“ - Schokalsky-Rinne

Die Schokalsky-Rinne weist eine sehr unebene Morphologie auf, die von einem überwiegend schallharten Untergrund geformt wird. Der Untergrund bildet in dichter Abfolge Rückenstrukturen, deren Höhe mancherorts über 20 m erreicht. Der schallharte Reflektor wird an einigen Stellen von schalltransparenten, jüngeren Rückenstrukturen überlagert, die jenen des bereits beschriebenen Profils SS sehr ähnlich sind. Jüngere schalltransparente Rückenstrukturen kommen auch ostseitig der Schokalsky-Rinne vor. Aufgrund ihrer charakteristischen Geometrien (vgl. Kap. 3.1.3.1) können sie als Moränen angesprochen werden. Ihre genaue geographische Position ist in Abb. 11 dargestellt.

Die beiden auf dem flachen Schelf liegenden Enden des Profils zeigen intensive, dicht aufeinanderfolgende Erosionsspuren durch Eisberge bis in 130 m Wassertiefe. Ältere Eisbergfurchen, die mit einer dünnen Sedimentschicht bedeckt sind, treten an der Rinnenflanke bis in 350 m Wassertiefe auf. Die bis zu 5 m hohen Seitenwälle dieser Furchen sind symmetrisch, aber mehr zugerundet als die spitz zulaufenden Seitenwälle jüngerer Eisfurchen auf dem Schelf.

Schokalsky-Rinne

Das PARASOUND-Profil "SC" im Bereich der Kernstation PS2782-1 SL

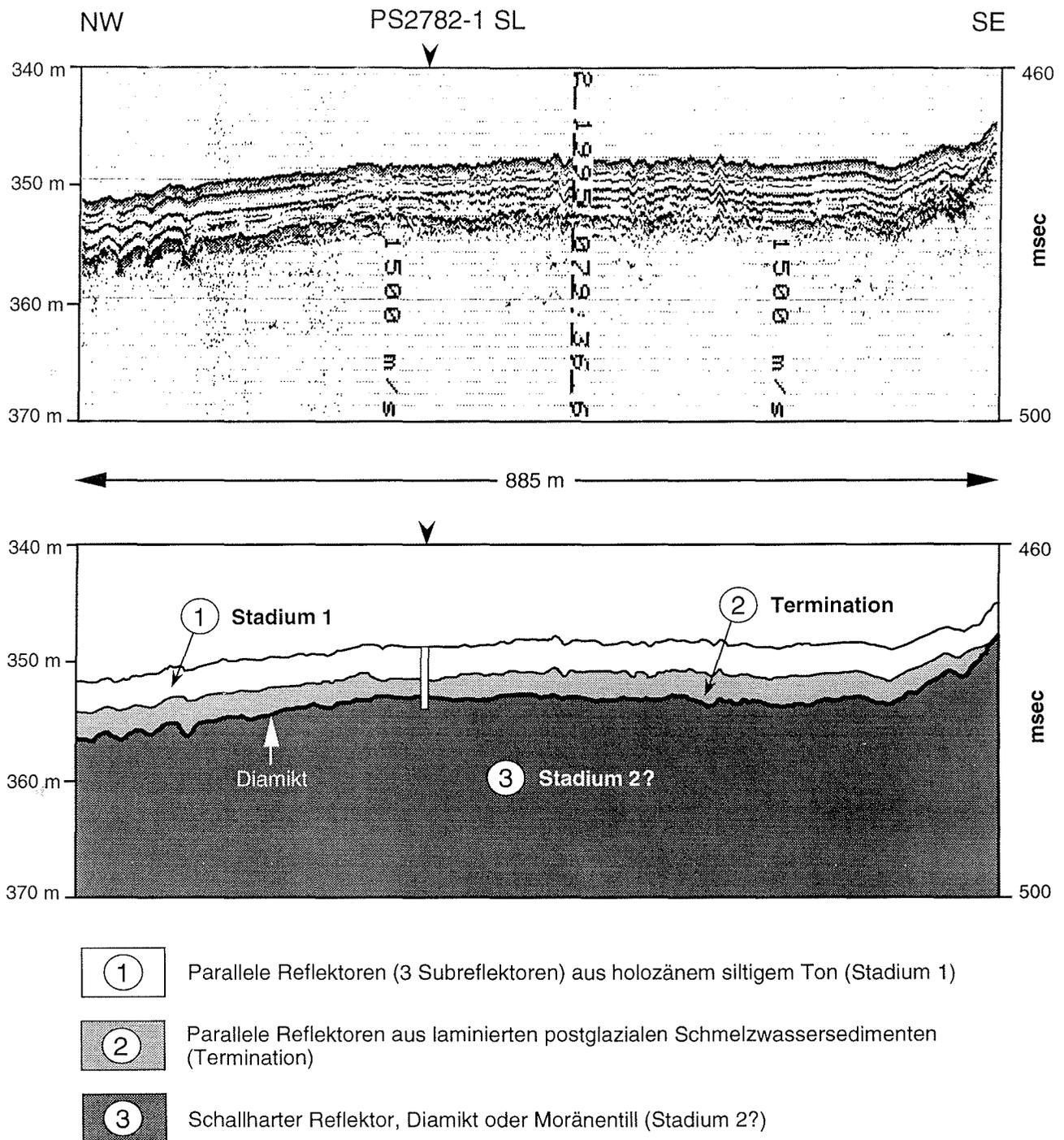


Abb. 21: Schokalsky-Rinne - das PARASOUND-Profil "SC" im Bereich der Kernstation PS2782-1 SL

Im PARASOUND-Echogramm sind oberhalb eines kräftigen basalen Reflektors zwei seismische Einheiten zu unterscheiden: eine Einheit aus parallel verlaufenden Reflektoren von höchstens 1 - 2 m Mächtigkeit, die zur Rinnenflanke auskeilt, und eine überlagernde Deckschicht aus parallelen Reflektoren von etwa 2 - 3 m Mächtigkeit, die auch an den Flanken zu beobachten ist. Die Schalleindringung beträgt an dieser Stelle maximal 5 m, was auf dem stark konsolidierten Sediment beruht, das den Schallwellen einen hohen Widerstand bietet und so einen schallharten Reflektor erzeugt. Der Kern PS2782-1 wurde in dem Bereich der zentralen Schokalsky-Rinne gewonnen und spiegelt die seismischen Einheiten genau wider (Abb. 21).

3.2 Sedimentationsprovinz B

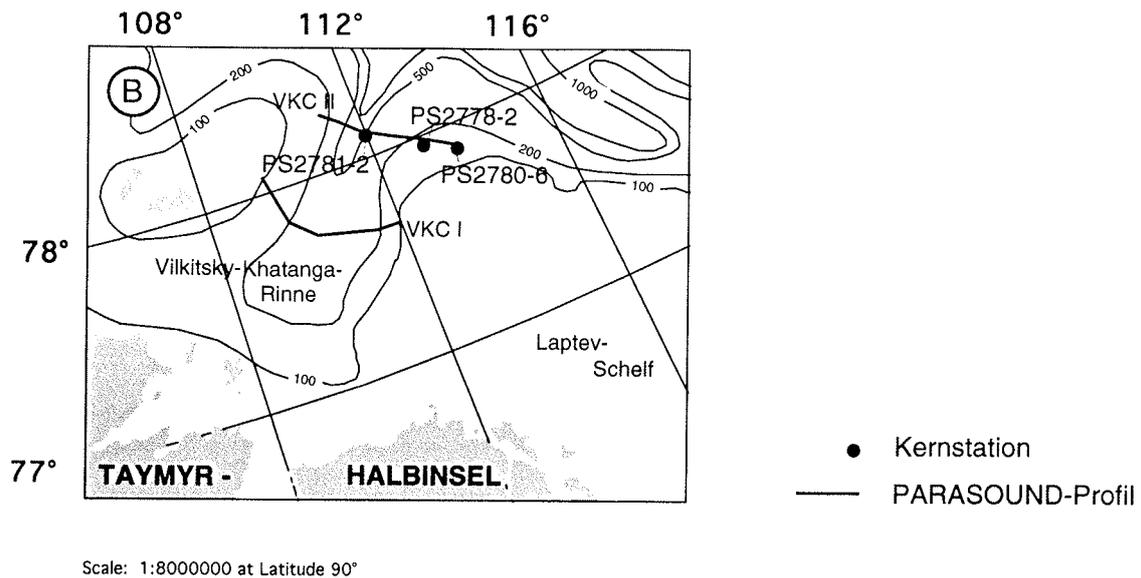


Abb. 22: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz B: Vilkitsky-Khatanga-Rinne und westlicher Laptev-Schelf

3.2.1 Schwerelot PS2778-2

3.2.1.1 Lithologie

Der 5.88 m lange Sedimentkern PS2778-2 wurde nahe der westlichen Schelfkante der Laptev-See bzw. an der südöstlichen Flanke der Vilkitsky-Khatanga-Rinne in 341 m Wassertiefe gezogen. Die Matrix des gesamten Kerns setzt sich aus dunklem, graubraunem siltigem Ton zusammen. Eine Gliederung der Lithologie nach makroskopischen Gesichtspunkten läßt sich nicht vornehmen, wohl aber anhand der Radiographie (Abb. 23). Demnach besteht der Kern aus einem unteren und einem oberen Teil: Der untere Kernbereich (500 - 588 cm) weist sehr feine Lamination auf, die durch geringfügige Schwankungen in der Feinkornfraktion erzeugt werden. Der obere Abschnitt (0 - 500 cm) enthält auf ganzer Länge einzelne Molluskenklappen und Gastropodengehäuse. Die intensive Bioturbation wird aus zahlreichen Wühlgängen und Wurmbauten ersichtlich. Am geöffneten Kern sind die Wurmröhren als schwarze Punkte zu erkennen, was reduzierende Bedingungen im Innern der Bauten anzeigt.

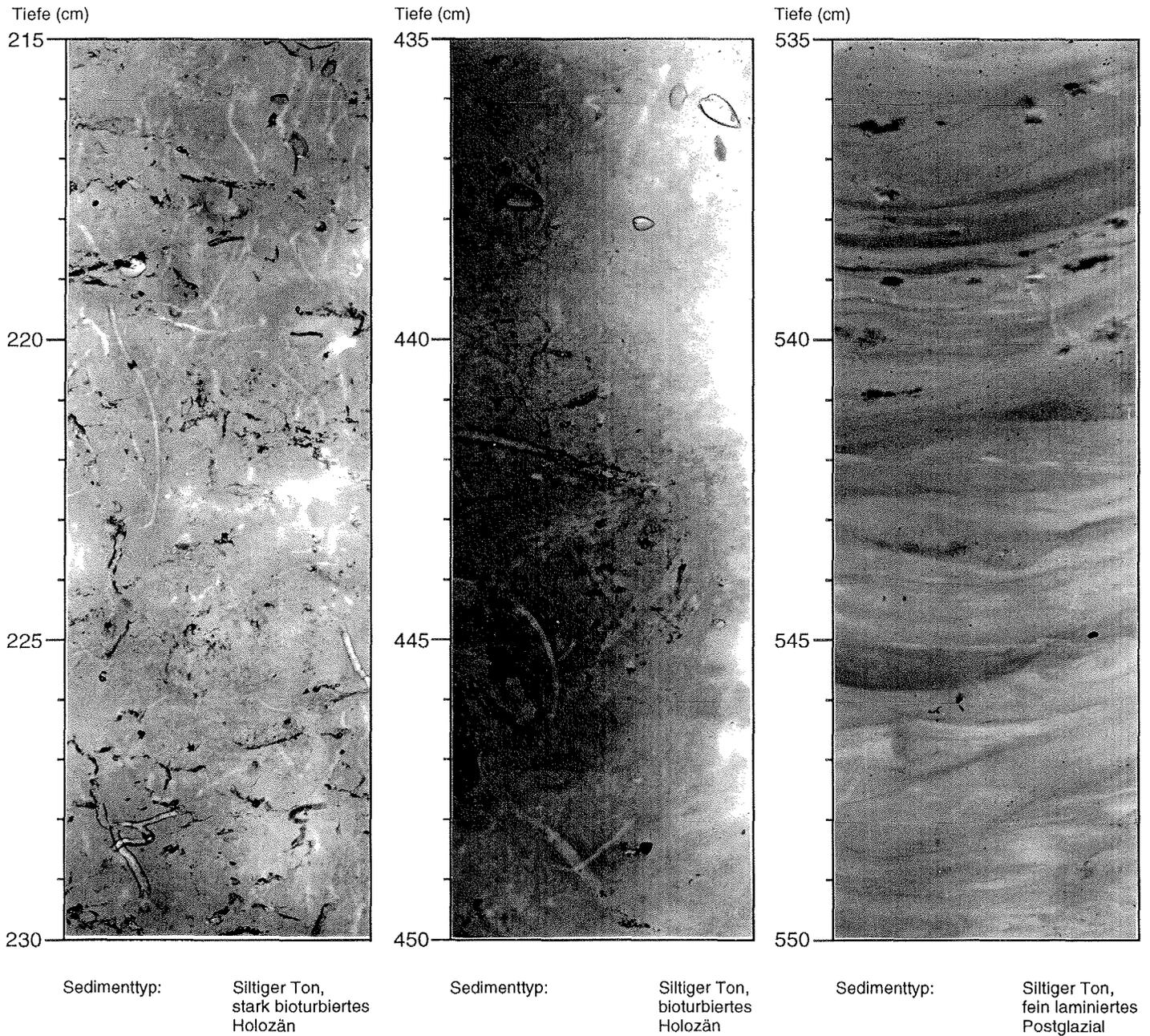


Abb. 23: Radiographien der Kernsegmente 215 - 230 cm, 435 - 450 cm und 535 - 550 cm des Schwerelotkerns PS2778-2

3.2.1.2 Sedimentphysikalische Parameter

Im feinlaminierten Kernabschnitt erreicht die magnetische Suszeptibilität ein markantes Maximum von $300 \cdot 10^{-5}$ SI, das im Übergang zum oberen bioturbirten Horizont mit steilem Gradienten auf geringe $50 \cdot 10^{-5}$ SI fällt und im Hangenden konstant niedrige Werte aufweist (Abb. 24). Die Dichte schwankt zwischen 1.45 und 1.65 g/cm³. Sie weist kontinuierlich ansteigende Werte mit zunehmender Tiefe auf. In der Kurve sind zahlreiche kleinere Amplitudensprünge zu erkennen, die weder den Verlauf der Suszeptibilitätskurve nachzeichnet noch mit besonderen lithologischen Strukturen korrelieren. Der Übergang vom liegenden laminierten zum hangenden bioturbirten Horizont bei etwa 500 cm tritt aufgrund des steilen Gradienten der Dichtekurve als kräftiger Reflektor im PARASOUND-Echogramm hervor (Abb. 55). Die V_p korreliert mit dem Verlauf der Dichte, schwankt aber nur geringfügig zwischen 1480 und 1500 m/s (Abb. 24). Die Schallgeschwindigkeit nimmt mit steigender Dichte zu. Die Porosität ist im laminierten Horizont mit 60 % am geringsten und steigt zum bioturbirten Top gleichmäßig auf 75 % an. Der Wassergehalt weist analog zur Porosität die geringsten Werte am Kernende auf. Dort beträgt er 40 % und steigt zum Hangenden kontinuierlich auf 60 % an. Die IRD-Rate fällt im Kern PS2778-2 nur gering aus. Vereinzelt „Dropstones“ kommen lediglich zwischen 300 cm und Kernende vor.

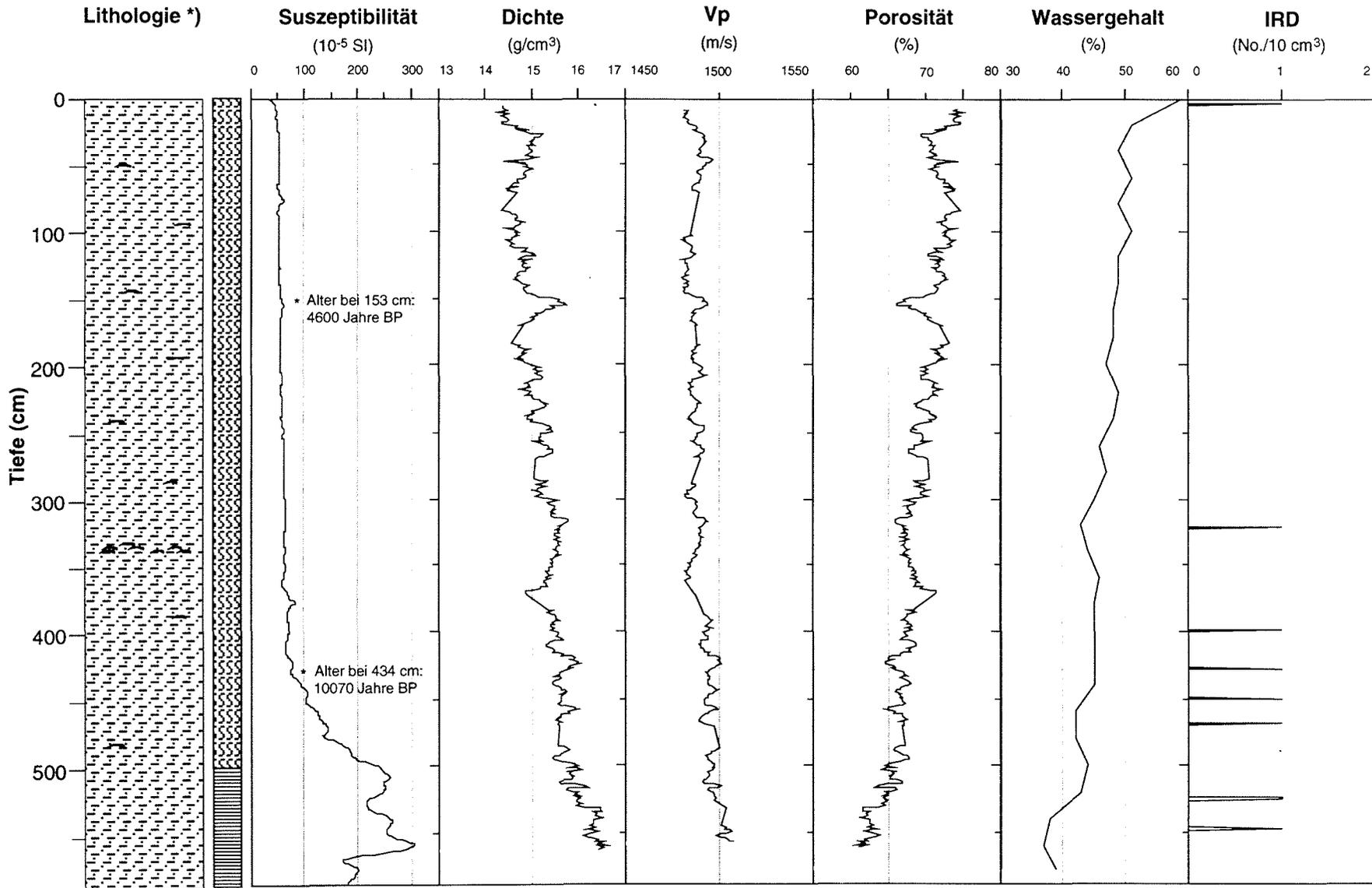
3.2.1.3 Korngrößen

Das Korngrößenspektrum ändert sich nur geringfügig mit der Kerntiefe (Abb. 25 A - C). Der Sandgehalt ist sehr gering und beträgt in allen Proben nur 1 - 2 %. Der Siltanteil schwankt zwischen 33 und 50 %. Den höchsten Anteil bildet die Tonfraktion mit 48 - 65 %. Damit kann die Matrix als siltiger Ton klassifiziert werden.

Auch die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion spiegelt kaum nennenswerte Änderungen wider (Abb. 25 A - C). Sämtliche Proben weisen ein grobes unimodales Muster mit schwachen, polymodalen Ansätzen auf. Der Modalwert liegt fast überall im Bereich des Feinsiltes, der arithmetrische Mittelwert (Mean) im Mittelsilt. Lediglich die tonreicheren Proben zeigen eine bessere unimodale Verteilung mit einem Trend zum Feineren. Aus sämtlichen Verteilungskurven wird eine schlechte Sortierung der Siltfraktion ersichtlich. Alle Kurven lassen einen ausgeprägten Schweif im groben und sehr groben Silt erkennen.

PS2778-2 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 588 cm

Wassertiefe: 341 m

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Abb. 24: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2778-2

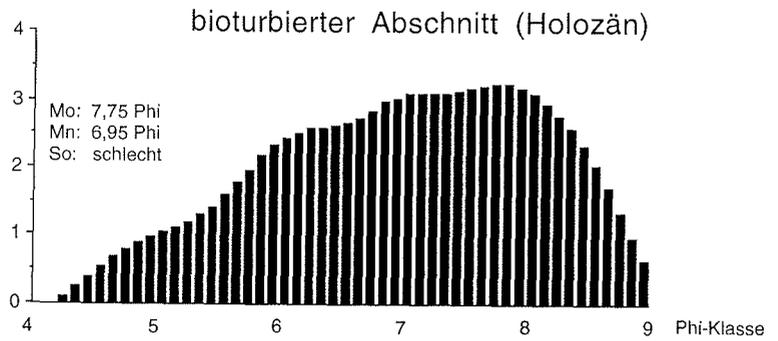
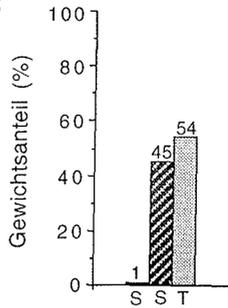
PS2778-2 SL:

Korngrößen

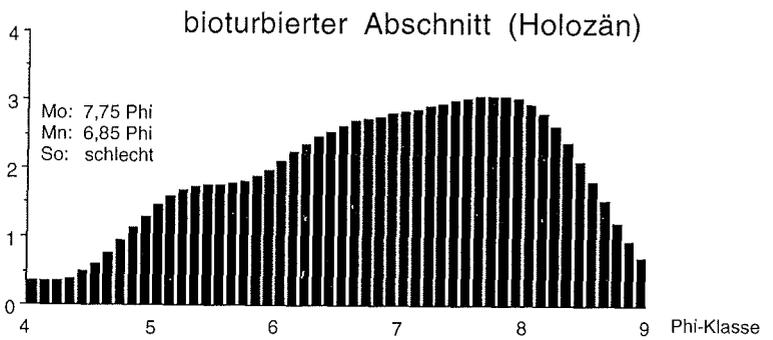
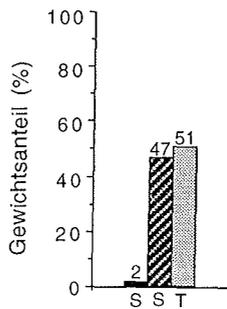
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

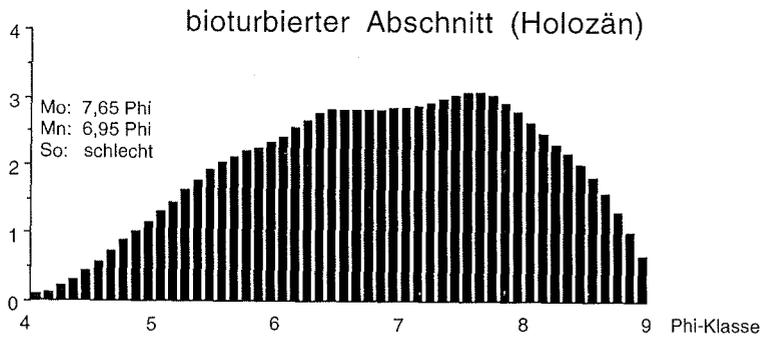
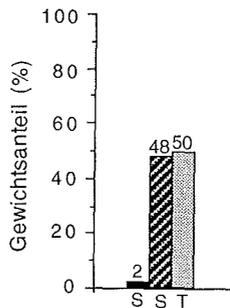
60 cm:



120 cm:



180 cm:



240 cm:

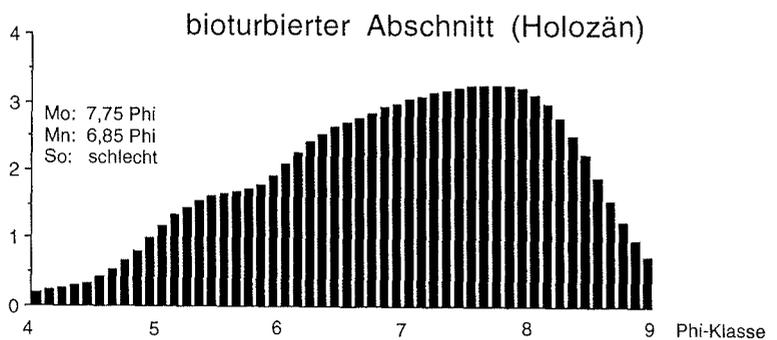
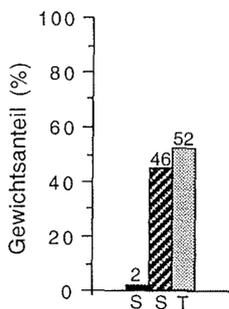


Abb. 25 A: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2778-2

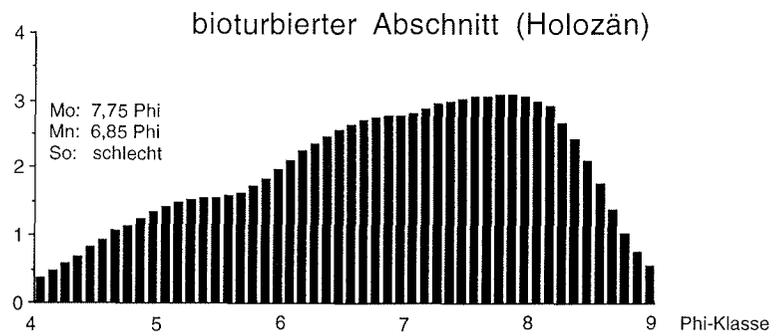
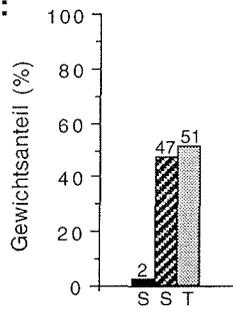
PS2778-2 SL:

Korngrößen

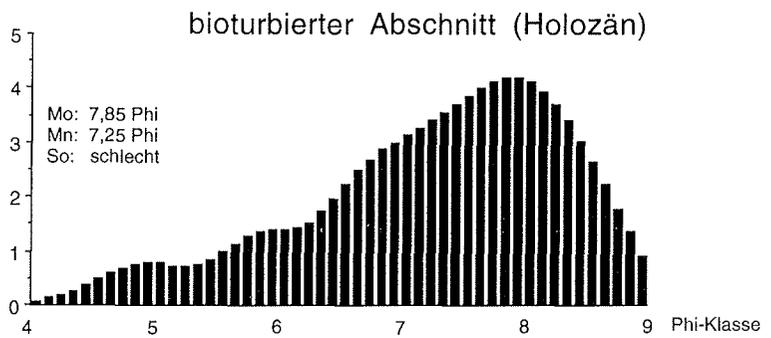
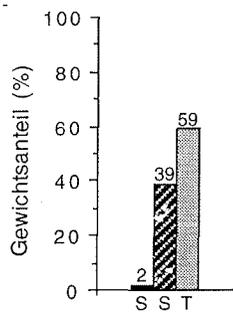
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

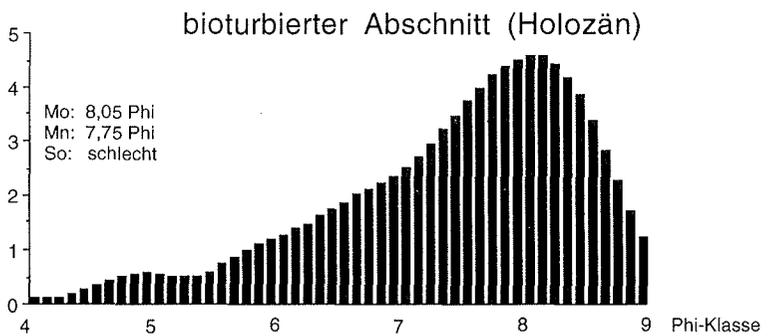
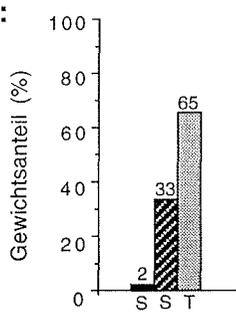
330 cm:



410 cm:



470 cm:



500 cm:

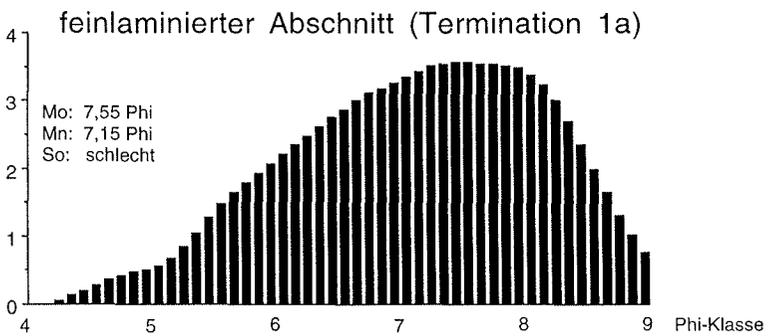
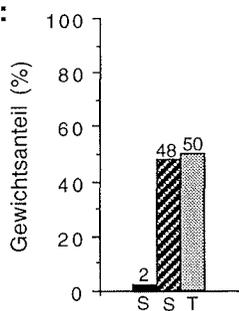


Abb. 25 B: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2778-2

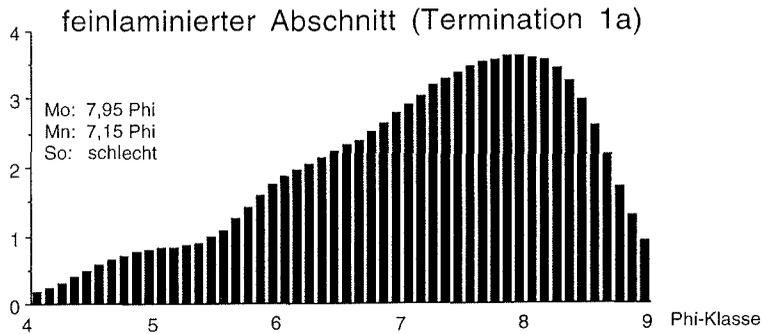
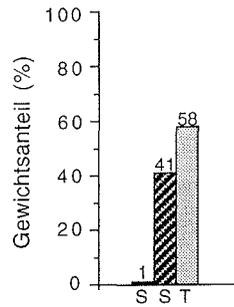
PS2778-2 SL:

Korngrößen

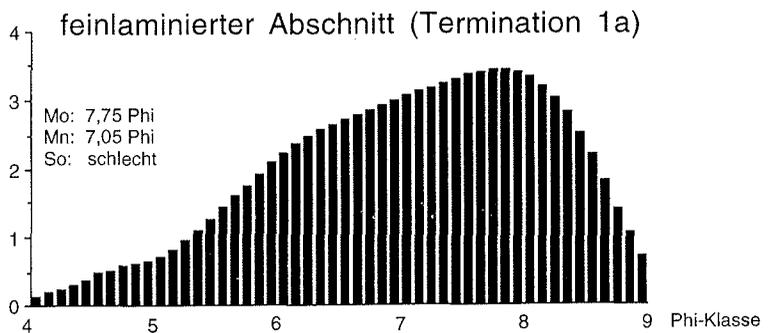
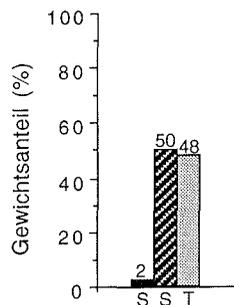
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

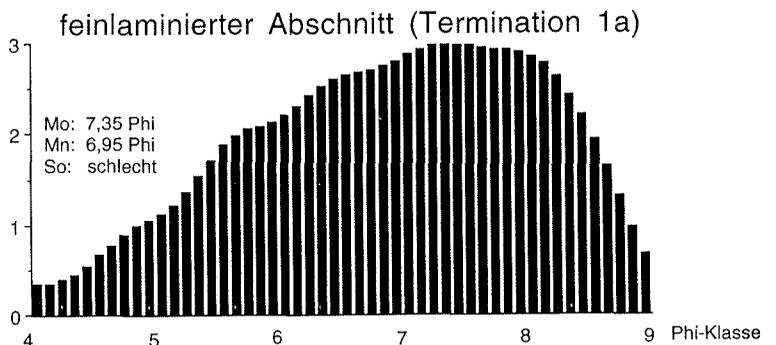
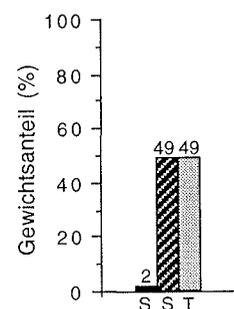
530 cm:



560 cm:



580 cm:



Mo: Modalwert (graphischer Mittelwert)

4 - 5 Phi: sehr grober Silt

5 - 6 Phi: Grobsilt

Mn: Mean (arithmetrischer Mittelwert/
mittlere Korngröße)

6 - 7 Phi: Mittelsilt

7 - 8 Phi: Feinsilt

So: Sortierung (Standardabweichung
der Verteilungsfunktion)

8 - 9 Phi: sehr feiner Silt

Abb. 25 C: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2778-2

3.2.1.4 Tonmineralogie

Die beiden lithologischen Einheiten, die sich anhand von Radiographie und der magnetischen Suszeptibilität deutlich voneinander trennen lassen, spiegeln sich auch in Unterschieden der Tonmineralvergesellschaftung wider (Abb. 26). Im unteren laminierten Kernabschnitt erhöht sich der Smektitanteil auf über 60 %. Gleichzeitig fallen die Werte für Illit auf ca. 15 - 20 %. Am Chlorit-/Kaolinitverhältnis bleibt konstant, doch sinkt der Anteil von Kaolinit und Chlorit in der Tonfraktion auf 10 - 12 %. Der feinlaminierte Kernhorizont zeichnet sich nicht nur durch hohe Smektitwerte aus, sondern auch durch eine Verbesserung der Kristallinität von mäßig nach gut kristallin. Die anderen Tonminerale weisen keine Änderungen der mineralogischen Parameter auf. Bemerkenswert ist die Korrelation von Smektit mit dem Kurvenverlauf der magnetischen Suszeptibilität. Die sehr hohen Suszeptibilitätswerte um $300 \cdot 10^{-5}$ SI fallen mit einem deutlichen Smektitanstieg und einer Verbesserung der Kristallinität von Smektit zusammen. Im oberen Kernabschnitt kommen Smektit und Illit zu je 35 % und Chlorit/Kaolinit zu je 15 % vor. Der Smektit zeigt eine mäßige Kristallinität, die des Illits ist als sehr gut zu bewerten. Der Illit läßt einen leicht erhöhten Aluminiumgehalt erkennen.

3.2.1.5 Chronologie und Sedimentations-/Akkumulationsraten

Die zeitliche Einordnung des Kerns wurde anhand von AMS ^{14}C -datierten Mollusken möglich. Damit konnte der obere Kernabschnitt bei 153 cm (4600 Jahre vor heute) und 434 cm (10070 Jahre vor heute) eindeutig dem Holozän zugewiesen werden. Für das gesamte Holozän lassen sich aufgrund der Befunde annähernd konstante Sedimentationsbedingungen annehmen. Daraus ergibt sich für das Intervall 153 cm bis 434 cm eine lineare Sedimentationsrate (LSR) von 51.4 cm pro ka (vgl. Kap. 2.6). Nach van Andel et al. (1975) resultiert daraus eine Akkumulationsrate (AR) von 45 g/cm² pro ka. Unter Annahme konstanter Sedimentationsraten läßt sich für den Suszeptibilitäts-/Smektit-Peak im laminierten Horizont durch Extrapolation ein Alter von ca. 12500 Jahren (= Bölling-Interstadial/Termination 1 a) abschätzen.

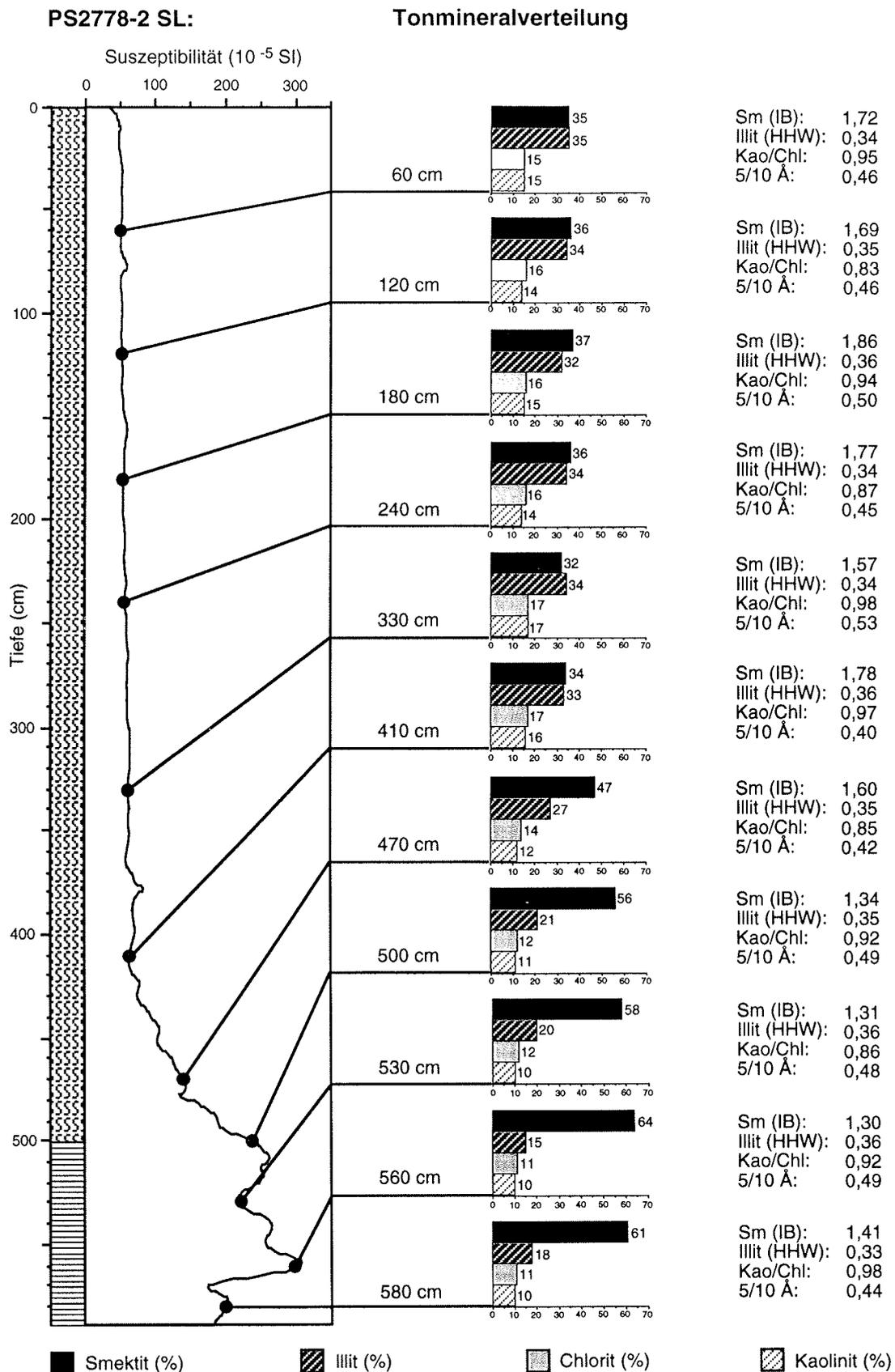


Abb. 26: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer zeptibilität im Kern PS2778-2 SL

3.2.2 Schwerelot PS2780-6

3.2.2.1 Lithologie

Der 5.34 m lange Sedimentkern PS2780-6 wurde am westlichen Schelfrand der Laptev-See in einer Wassertiefe von 136 m gezogen. Sehr feine Helldunkelunterschiede deuten auf Lamination hin, die erst in der Radiographie richtig zum Ausdruck kommt (Abb. 27). Danach ist der komplette Kern aus zahlreichen „Fining-Up“-Sequenzen aufgebaut, deren Korngrößenspektrum von einer sandigen Basis bis zum tonigen Top reicht. Die durchschnittliche Mächtigkeit der einzelnen Intervalle schwankt zwischen 3 und 7 cm. Größere Lagen weisen zusätzlich eine interne Feingliederung in Sub-Sequenzen auf. Stichprobenartige mikroskopische Untersuchungen der Sandfraktion einzelner Sequenzen zeigten eine deutliche Anreicherung bestimmter Komponenten („Seifen“). So enthielt die Sandfraktion im Horizont zwischen 340 - 345 cm bis zu 80 % Framboide (pyritisierte, fossile Wurmbauten, Abb. 29). Einige Pyritaggregate, jeweils aus zahlreichen oktaedrischen Pyritkristallen bestehend (Abb. 30), zeichnen den länglich gewundenen Verlauf der ehemaligen Wurmröhren nach. Andere wiederum erscheinen in der für Framboide gewohnten „Himbeerstruktur“. Die Sandfraktion bei 370 cm hingegen zeigt eine Anreicherung von leichten Kohlefragmenten. Stichproben in anderen Sequenzen wiesen einen hohen Gehalt an Pflanzenhäcksel auf. Der Bereich zwischen 0 und 200 cm ist durch Bioturbation sehr stark zerwühlt. Dabei durchziehen einige Wurmspuren deutlich die Schichtgrenzen zeitlich verschiedener Ereignislagen. Am Kerntop befindet sich eine 3 cm dünne Lage mit „Dropstones“, deren Durchmesser bis zu 1 cm beträgt.

3.2.2.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die Lamination der zahlreichen „Fining-Up“-Sequenzen macht sich auch in den sedimentphysikalischen Parametern durch einen unruhigen Kurvenverlauf mit schnell wechselnder Amplitude bemerkbar (Abb. 28). Die magnetische Suszeptibilität schwankt zwischen 100 und $400 \cdot 10^{-5}$ SI. Der Durchschnittswert beträgt auf gesamter Kernlänge etwa $300 \cdot 10^{-5}$ SI. Damit hat der Kern PS2780-6 die höchsten Suszeptibilitätswerte im gesamten Arbeitsgebiet. In sandreicheren Lagen erfährt die Kurve Einschnitte zu geringeren Werten. Im framboidreichen Horizont zwischen 340 und 345 cm fällt die magnetische Suszeptibilität auf die niedrigsten Werte um $100 \cdot 10^{-5}$ SI. Die Dichte schwankt insgesamt zwischen 1.6 und 1.8 g/cm³. Übergeordnet zeichnet sich ein kontinuierlicher Dichteanstieg mit zunehmender Tiefe ab.

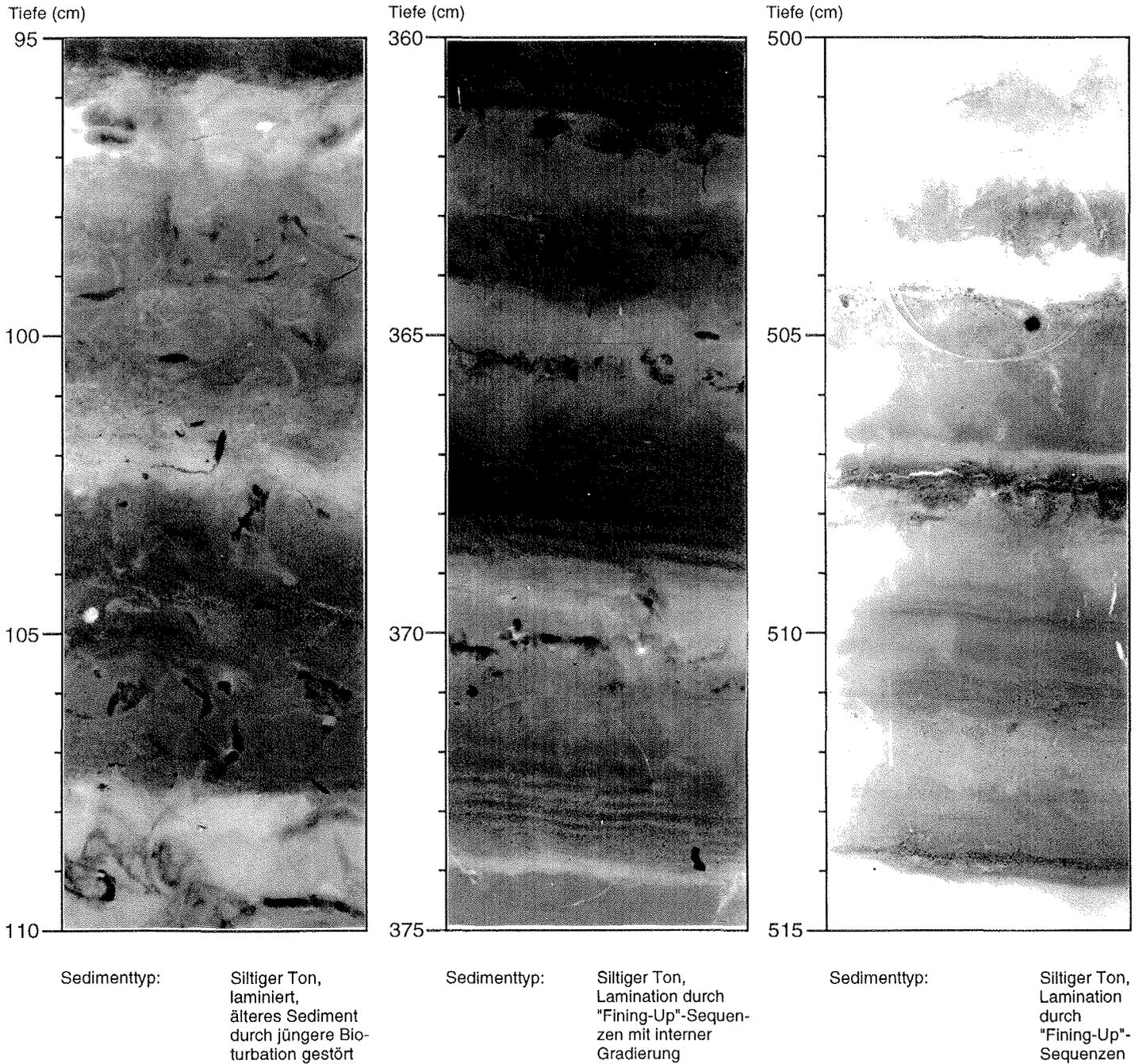
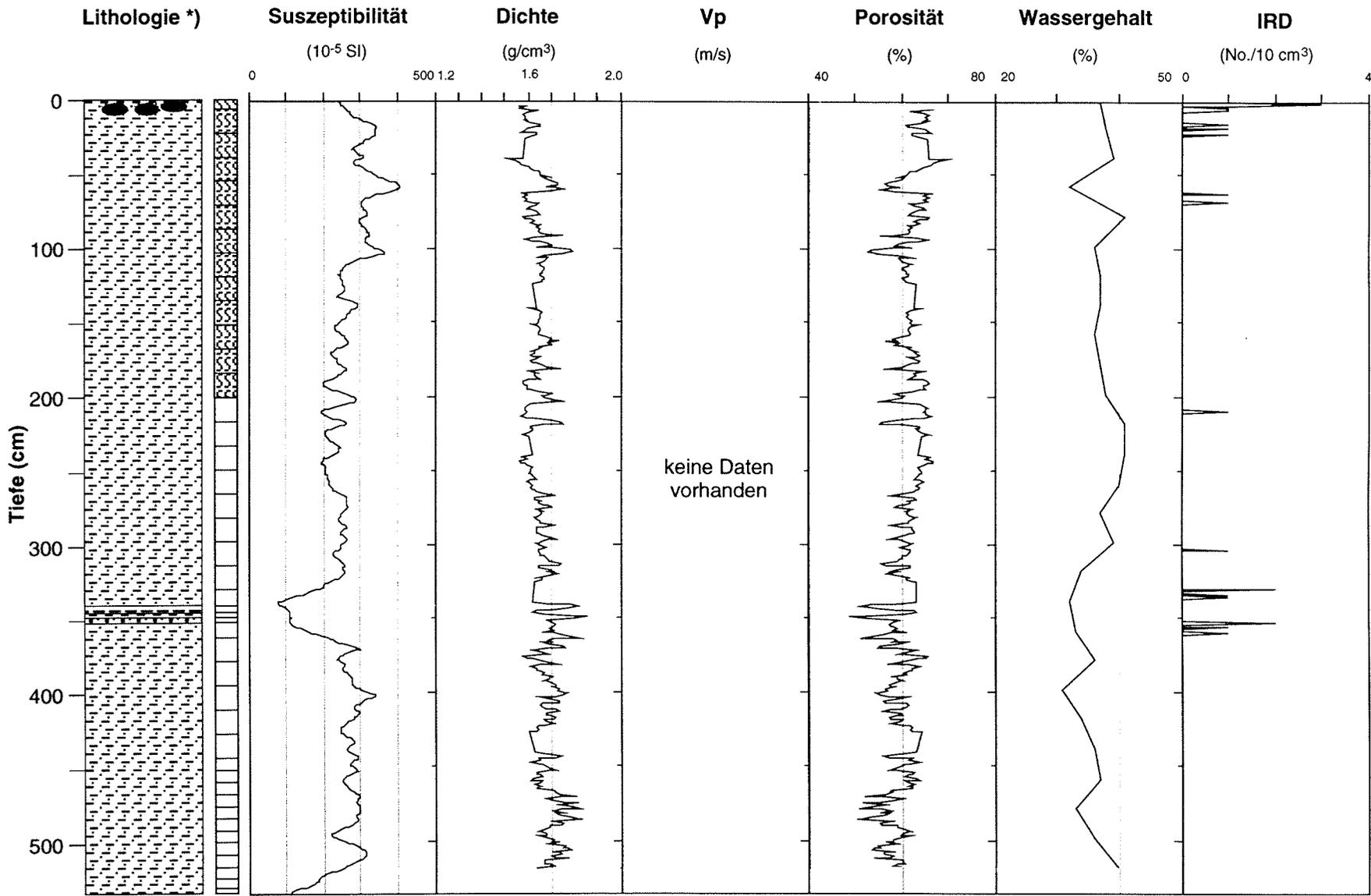


Abb. 27: Radiographien der Kernsegmente 95 - 110 cm, 360 - 375 cm und 500 - 515 cm des Schwerelotkerns PS2780-6

PS2780-6 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 534 cm

Wassertiefe: 136 m

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Abb. 28: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2780-6

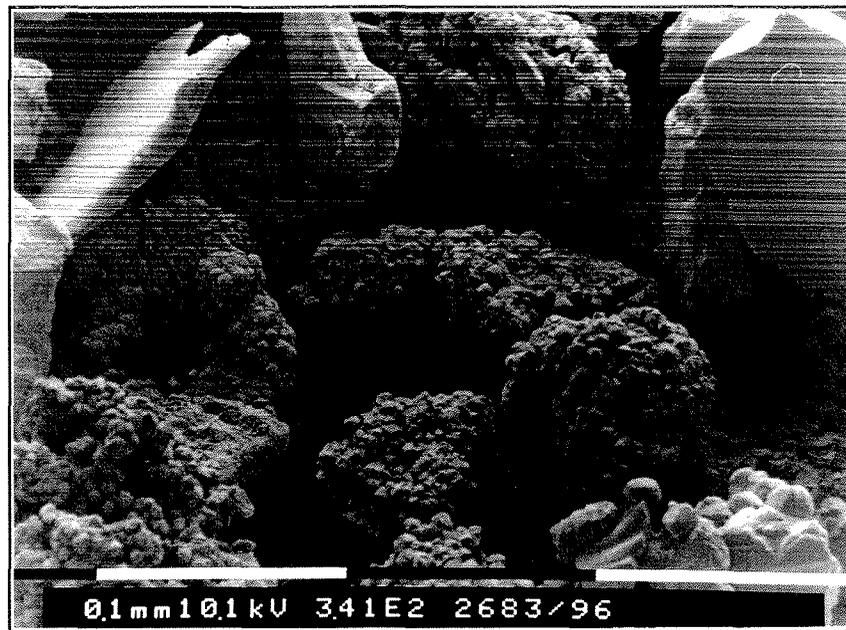


Abb. 29: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an einer framboidreichen Sequenz des Kerns PS2780-6 SL: Framboide (fossile Wurmbauten) in gutem Erhaltungszustand

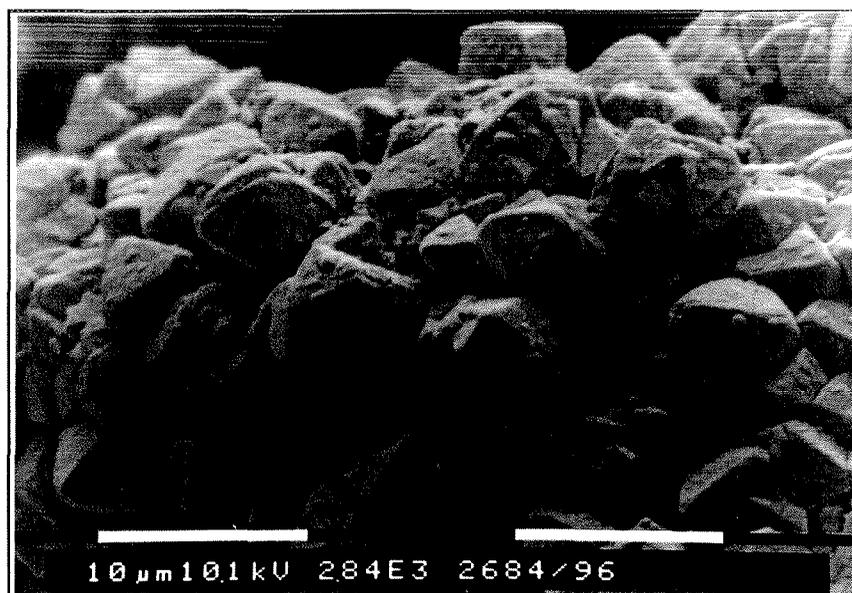


Abb. 30: Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen an einer framboidreichen Sequenz des Kerns PS2780-6 SL: die Oberfläche eines Framboiden zeigt zahlreiche oktaedrische Pyritkristalle, die zu einem Aggregat verwachsen sind. Die Fossilisation durch Pyritisierung weist auf ehemalige reduzierende Bedingungen in den Wurmbauten hin

Dennoch macht sich die Lamination durch Dichtesprünge bis zu 0.2 g/cm^3 bemerkbar. Dichtefluktuationen mit größerer Amplitude treten als parallele Reflektoren im PARASOUND-Echogramm auf. V_p -Daten konnten bei der Messung mit MSCL nicht gewonnen werden, da die Amplitude des V_p -Empfängers aufgrund der hohen Schallabsorption des Sediments nahe Null war. Die Porosität schwankt zwischen 50 und 70 % und weist positive Ausschläge in gröberen Lagen auf. Mit zunehmender Tiefe wird die Porosität kaum geringer. Der Wassergehalt zeigt analog zur Porosität einen ähnlich unsteten Verlauf. Der Durchschnittswert beträgt etwa 35 %. Bei 350 cm, also im Bereich stärkerer sandiger Lamination, stellt sich ein schwaches IRD-Signal ein. Die Kurve der magnetischen Suszeptibilität erfährt an dieser Stelle einen starken negativen Einschnitt. Erst im obersten Kernabschnitt zwischen 0 und 70 cm macht sich das IRD-Signal mit 1 - 3 „Dropstones“ wieder bemerkbar.

3.2.3 Schwerelot PS2781-2

3.2.3.1 Lithologie

Der 5.65 m lange Sedimentkern PS2781-2 wurde in der zentralen Vilkitsky-Khatangarinne auf einem kleinen morphologischen Rücken in 330 m Wassertiefe gezogen. Aus dem entsprechenden PARASOUND-Profil wird deutlich, daß der Kern durch insgesamt drei seismische Einheiten führt, wobei die dritte Einheit in einen oberen Horizont mit feinparallelen und einen unteren Horizont mit undeutlich parallel verlaufenden Reflektoren unterteilt werden kann (Abb. 56). Eine Gliederung nach makroskopischen Gesichtspunkten ist nur schwer möglich. In der Radiographie jedoch kommen die seismischen Einheiten wieder zum Ausdruck, wenn auch die genaue Festlegung der Schichtgrenzen durch nahezu fließende Übergänge schwierig ist (Abb. 31). Die Matrix des Kerns setzt sich durchgängig aus einem olivgrauen siltigen Ton zusammen, der an verschiedenen Stellen dunkelgraue Bänder von wenigen Zentimetern Mächtigkeit aufweist. Bei einer späteren Kernuntersuchung waren diese Bänder gänzlich verschwunden oder zeigten eine Farbveränderung nach Rostbraun, was auf Oxidationsprozesse nach der Kernöffnung zurückzuführen ist. Der unterste Kernabschnitt (484 - 565 cm) ist ein sehr fein laminiertes Horizont, dessen Strukturen auf Korngrößenunterschiede innerhalb der Feinsilt-/Tonfraktion zurückzuführen sind. Der Kernbereich 243 - 484 cm zeigt zwar in der Radiographie kaum lithologische Strukturen, makroskopisch ist dies jedoch jener Horizont, in dem sich die dunkelgrauen Bänder befinden. Bioturbationsspuren kommen in diesem Bereich, einen geringmächtigen Horizont (457 - 464 cm) mit zahlreichen kleinen Schwämme bis zu 3 mm im Durchmesser ausgenommen (Abb. 31), fast gar nicht vor.

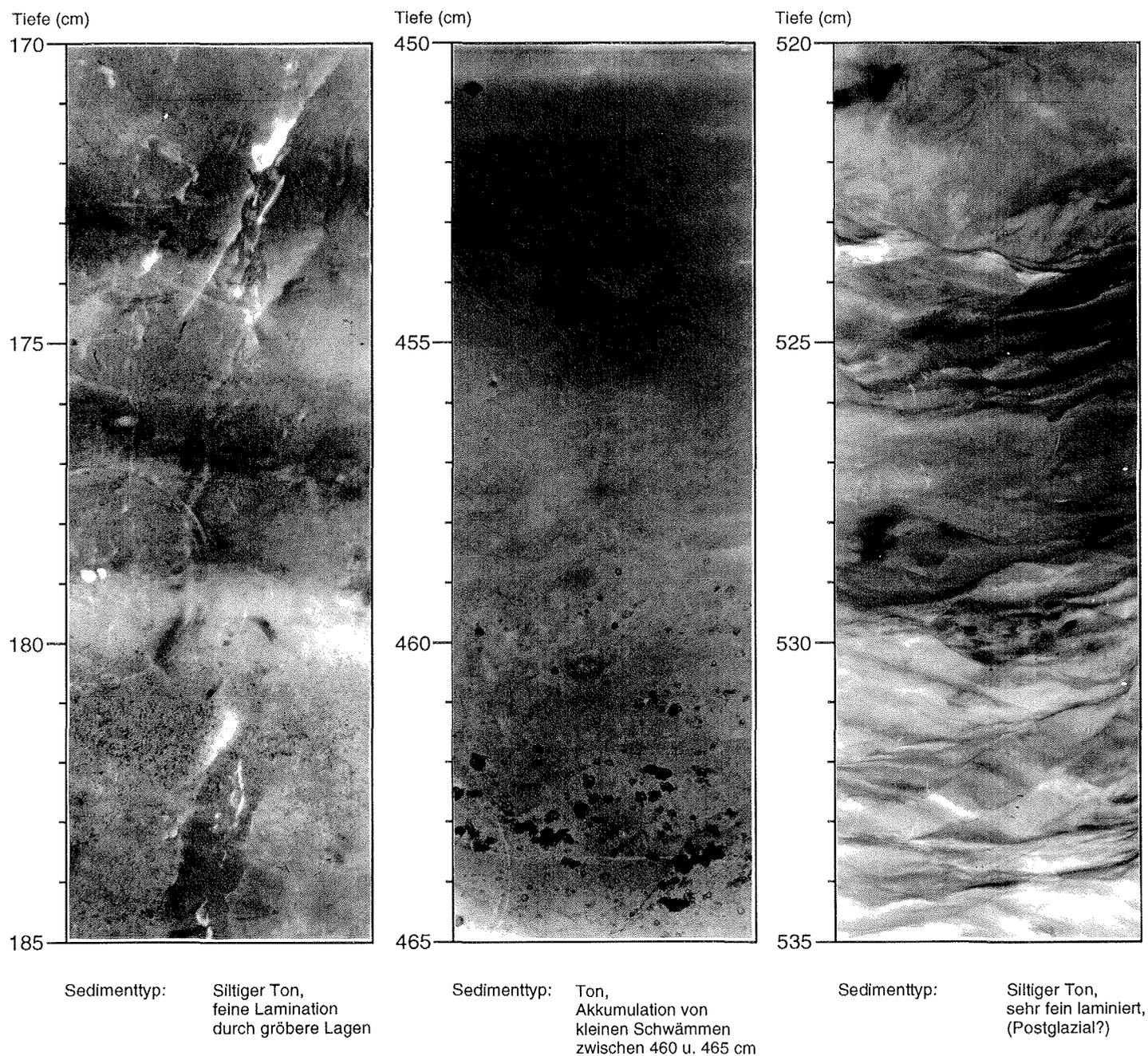


Abb. 31: Radiographien der Kernsegmente 170 - 185 cm, 450 - 465 cm und 520 - 535 cm des Schwerelotkerns PS2781-2

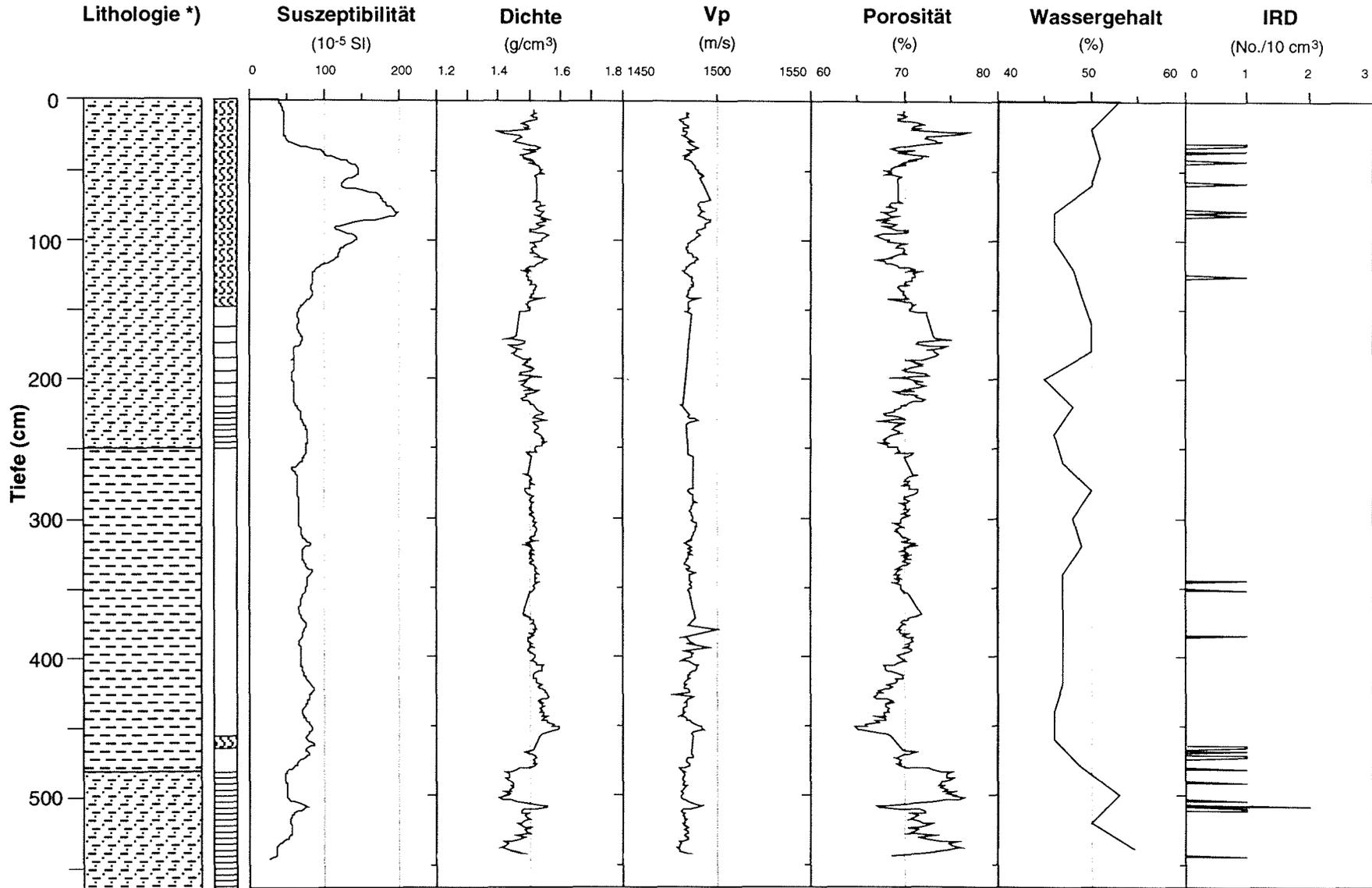
Der anschließende Abschnitt von 145 - 243 cm zeichnet sich durch erneute Lamination aus. Der Unterschied dieser „Finig-Up“-Sequenzen zur basalen Lamination beruht auf einem höheren Sand- und Siltgehalt, besserer Schichtung sowie größerer Schichtmächtigkeit. Der oberste Kernhorizont von 0 - 145 cm weist deutlichere Bioturbationsspuren auf.

3.2.3.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die drei seismischen Einheiten des PARASOUND-Echogramms können auch anhand der sedimentphysikalischen Parameter identifiziert werden (Abb. 32). Die Kurve der magnetischen Suszeptibilität schwankt insgesamt zwischen 50 und $200 \cdot 10^{-5}$ SI. Die Werte steigen bereits auf dem ersten Meter von anfangs $50 \cdot 10^{-5}$ SI auf den Maximalwert von $200 \cdot 10^{-5}$ SI. Ober- und unterhalb dieses Peaks sind zwei Nebenmaxima von etwa $150 \cdot 10^{-5}$ SI zu erkennen. Ab ca. 120 cm fällt die Suszeptibilitätskurve wieder auf Werte zwischen 50 und $90 \cdot 10^{-5}$ SI. Der weitere Verlauf ist mit zunehmender Tiefe relativ konstant bei geringfügigen Schwankungen. Die laminierten Horizonte weisen leicht negative Einschnitte auf, die im unteren Kernbereich anfänglich minimale Werte um $50 \cdot 10^{-5}$ SI erreichen. Dichte und magnetische Suszeptibilität korrelieren nur teilweise. Die Dichte schwankt zwischen 1.4 und 1.6 g/cm³. Die laminierten Bereiche machen sich durch kleinere, dicht aufeinanderfolgende Amplitudensprünge bemerkbar und verursachen somit mehrere Reflektoren im PARASOUND-Echogramm (Abb. 56). Im Kernabschnitt 243 - 464 cm ist der Kurvenverlauf relativ ruhig mit leicht positiv ansteigender Tendenz. Die V_p zeigt nur geringe Ausschläge zwischen 1480 und 1490 m/s. Die Porosität schwankt insgesamt zwischen 65 und knapp 75 %. Die laminierten Horizonte kommen durch höhere Porositätswerte zum Ausdruck. Der Kernbereich mit dem erhöhten Suszeptibilitäts-Peak hat reziprok zur Dichte und V_p eine geringere Porosität und einen geringeren Wassergehalt. Die Schwankungen des Wassergehaltes bewegen sich zwischen 45 und 55 %. Die höchsten Werte werden zu Kernbeginn (0 - 40 cm), im oberen (145 - 243 cm) und besonders im unteren (484 cm - Kernende) laminierten Horizont mit über 55 % erreicht. Die IRD-Rate zeigt einen erhöhten Gehalt von „Dropstones“ im unteren laminierten Bereich. Ein weiteres IRD-Signal kann im obersten Kernabschnitt zusammen mit dem erhöhten Suszeptibilitäts-Peak erkannt werden.

PS2781-2 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 565 cm

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Wassertiefe: 330 m

Abb. 32: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2781-2

3.2.3.3 Korngrößen

Das Korngrößenspektrum zeigt im gesamten Kern kaum große Schwankungen (Abb. 33 A - B). Silt und Ton sind am häufigsten vertreten, so daß die Matrix in allen Bereichen als siltiger Ton klassifiziert werden kann. Lediglich die oberste Probe bei 30 cm weist einen erhöhten Sandgehalt von 10 % auf. Ansonsten steigt der Sandgehalt nicht über 2 %. Silt kommt mit 21 % bis 42 % vor. Den höchsten Anteil bildet die Tonfraktion mit 56 % bis 78 %.

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion bestätigt nur z. T. die Tendenzen des Sand-Silt-Ton-Verhältnisses (Abb. 33 A - B). Alle untersuchten Proben haben ein unimodales Verteilungsmuster mit einer mittleren Korngröße (Mean) im Feinsiltbereich und schlechter Sortierung. Unterhalb des Suszeptibilitäts-Peaks wandert der graphische Mittelwert (Modalwert) in den Bereich des sehr feinen Siltes mit einem dünn ausgeilenden Schweif zum Grobsilt. Bei 30 cm und 60 cm kann eine Zunahme des Grobsiltes und sehr groben Siltes beobachtet werden. Daraus wird ein leichter Anstieg größerer Komponenten zum Kerntop ersichtlich.

3.2.3.4 Tonmineralogie

Die Vergesellschaftung der Tonminerale stellt eine markante Tendenz deutlich heraus (Abb. 34). Zu Kernbeginn bei 30 cm ist das Smektit/Illit- sowie Chlorit-/Kaolinit-Verhältnis nahezu ausgeglichen. Die Smektit- (37 %) und Illit-Gehalte (33 %) sind ähnlich. Chlorit und Kaolinit halten sich mit je 15 % ebenfalls die Waage. Mit plötzlich ansteigender Suszeptibilitätskurve bei 60 cm erhöht sich analog zur Situation im Kern PS2778-2 auch der Smektitgehalt auf 50 %. Illit tritt um 10 % auf 23 % zurück. Chlorit und Kaolinit zeigen kaum nennenswerte Änderungen. Mit zunehmender Tiefe weicht die Smektitkonzentration zurück und Illit gewinnt an Intensität. Bei 450 cm hat der Smektitgehalt einen Minimalwert von 30 % erreicht während Illit auf einen Maximalwert von 37 % angestiegen ist. Smektit weist bei 30 und 60 cm eine gute Kristallinität auf. Unterhalb des Suszeptibilität-Peaks verschlechtert sich die Kristallinität von Smektit zu mäßig kristallin. Der Illit ist relativ aluminiumreich und sehr gut kristallin. Die mineralogischen Parameter von Illit, Chlorit und Kaolinit lassen kaum nennenswerte Schwankungen erkennen.

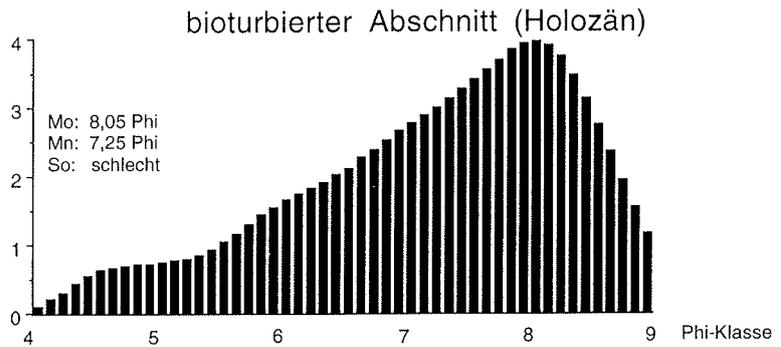
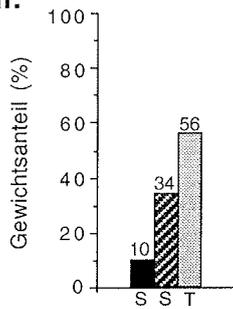
PS2781-2 SL:

Korngrößen

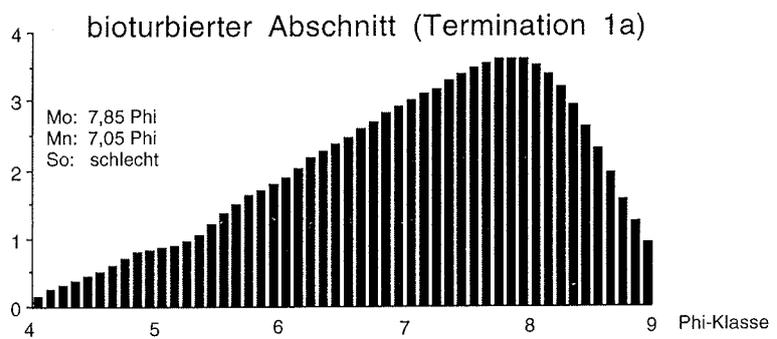
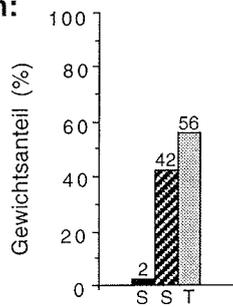
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

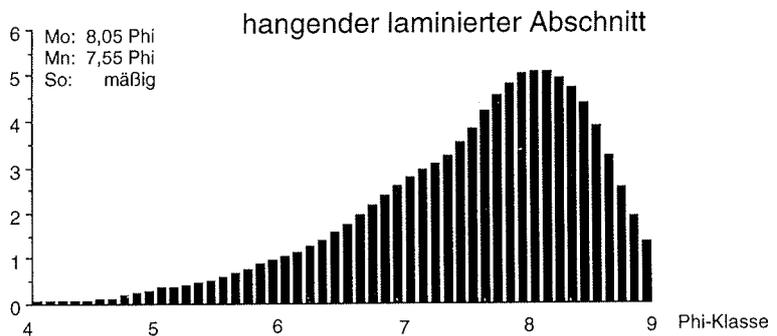
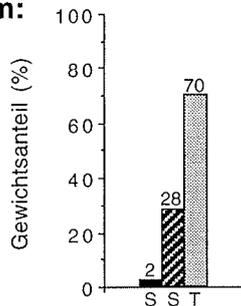
30 cm:



60 cm:



242 cm:



360 cm:

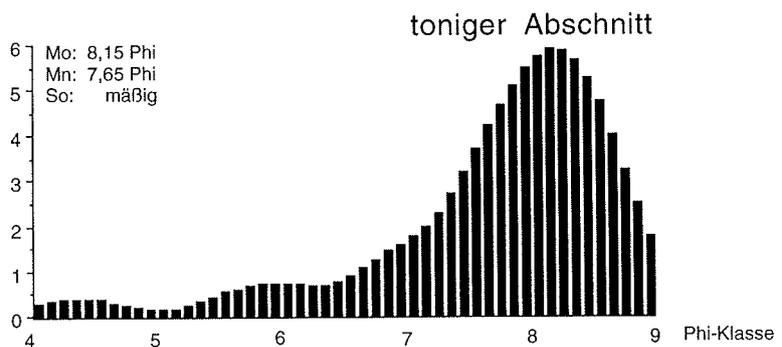
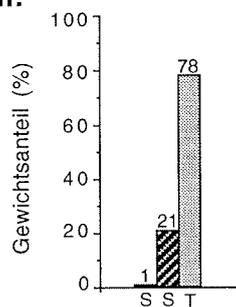


Abb. 33 A: Korngrößen und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2781-2

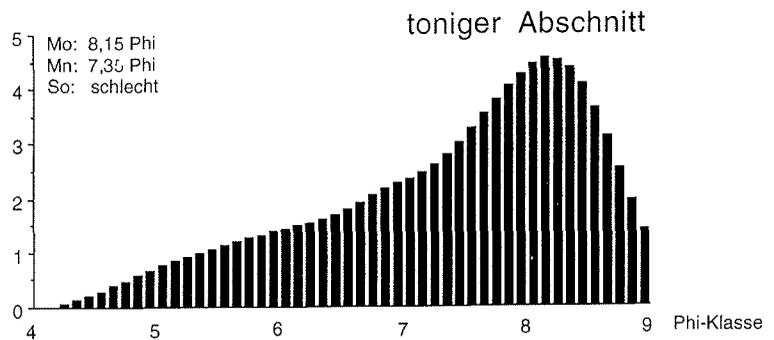
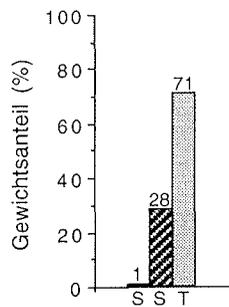
PS2781-2 SL:

Korngrößen

Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

450 cm:



Mo: Modalwert (graphischer Mittelwert)

Mn: Mean (arithmetrischer Mittelwert/
mittlere Korngröße)

So: Sortierung (Standardabweichung
der Verteilungsfunktion)

4 - 5 Phi: sehr grober Silt

5 - 6 Phi: Grobsilt

6 - 7 Phi: Mittelsilt

7 - 8 Phi: Feinsilt

8 - 9 Phi: sehr feiner Silt

Abb. 33 B: Korngrößen und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2781-2

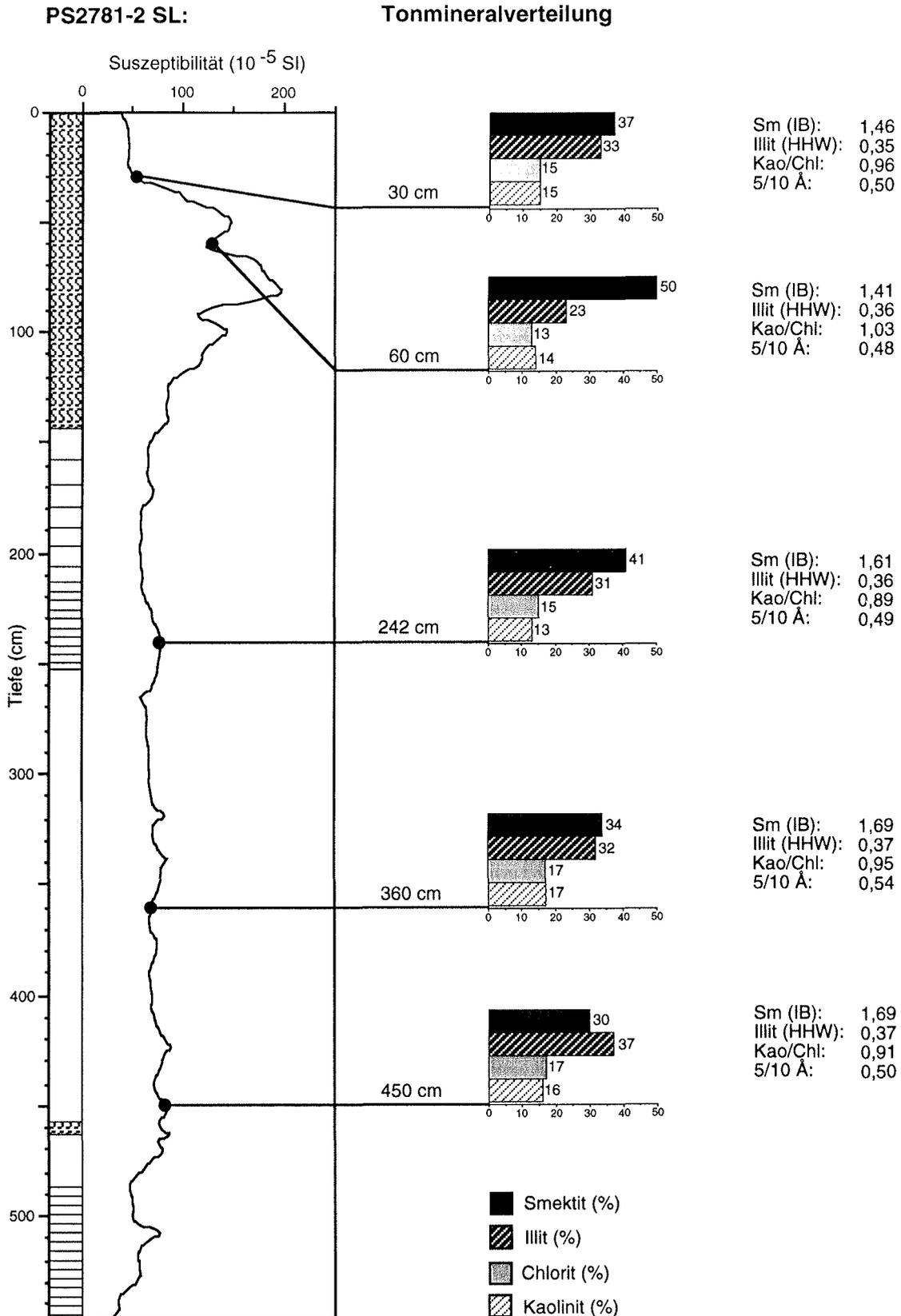


Abb. 34: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2781-2 SL

3.2.4 PARASOUND-Profil VKC I und II

In der Sedimentationsprovinz B gibt es zwei Schlüsselprofile, die von der östlichen Schelfkante Severnaya Zemlyas über die Vilkitsky-Khatanga-Rinne zum westlichen Laptev-Schelf führen. Das Profil VKC I wurde 1993 abgefahren und ist etwa 96 km lang (Abb. 35). 1995 entstand weiter nördlich das ca. 86 km lange und parallel zu VKC I verlaufende Profil VKC II. Bis auf geringfügige Unterschiede wie Schichtmächtigkeiten oder kleinräumige morphologische Strukturen enthalten beide Profile die gleichen seismischen Einheiten. Die Vorstellung der seismischen Einheiten erfolgt vereinfacht am Profil VKC I, das in prozessierter Form vorliegt, lateral stark verkürzt wurde und sich deshalb zur besseren Gesamtdarstellung eignet (Abb. 36). Das Profil VKC II ist von stratigraphischer Bedeutung, da auf ihm die Kerne PS2780-6, PS2778-2 und PS2781-2 liegen, weshalb in dieser Arbeit nur Ausschnitte aus diesem Profil in der Umgebung der Kernstationen wiedergegeben werden (Abb. 55, 56). Da die Ausschnitte des Profils VKC II hauptsächlich für die Verknüpfung von PARASOUND und Kernresultaten herangezogen werden, befinden sich die entsprechenden Abbildungen im Diskussionskapitel dieser Arbeit. Über den datierten Kern PS2778-2 wird eine relative zeitliche Zuordnung von PS2781-2, PS2780-6 und der entsprechenden seismischen Einheiten möglich. Charakteristische Geometrien in der Anordnung der seismischen Einheiten lassen sich über das West-Ost-Profil WE bis in die Vilkitsky-Straße verfolgen. Der Vereinfachung halber werden die beiden fast identischen Profile VKC I und VKC II nachfolgend zusammengefaßt beschrieben.

Das prozessierte Profil VKC I zeigt einen Querschnitt durch die Vilkitsky-Khatanga-Rinne (Abb. 35). Es reicht vom Laptev-Schelf bis zur östlichen Schelfkante von Severnaya Zemlya. In der Mitte der Rinne befindet sich ein morphologischer Rücken, der auch in VKC II vorkommt und somit eine Gliederung in eine westliche und östliche Rinne erlaubt.

An der Basis sind mächtige schalltransparente Sedimente zu beobachten, über denen geschichtete Sedimente mit meist parallelen Reflektoren lagern, die über weite Strecken die morphologischen Strukturen des Untergrundes nachzeichnen. Der schalltransparente Untergrund wird aus bis zu 20 m mächtigen Sedimenten mit chaotischem Gefüge aufgebaut und stellt die älteste seismische Einheit 4 dar. Einzelne Sedimentkörper keilen linsenförmig aus und ziehen teilweise seitlich am Schelfhang Severnaya Zemlyas hoch.

Die geschichteten Sedimente, die hier durch parallel verlaufende Reflektoren charakterisiert sind, lassen sich in drei weitere seismische Einheiten gliedern:

Vilkitsky-Khatanga-Rinne

Das PARASOUND-Profil "VKC I" in der Sedimentationsprovinz B

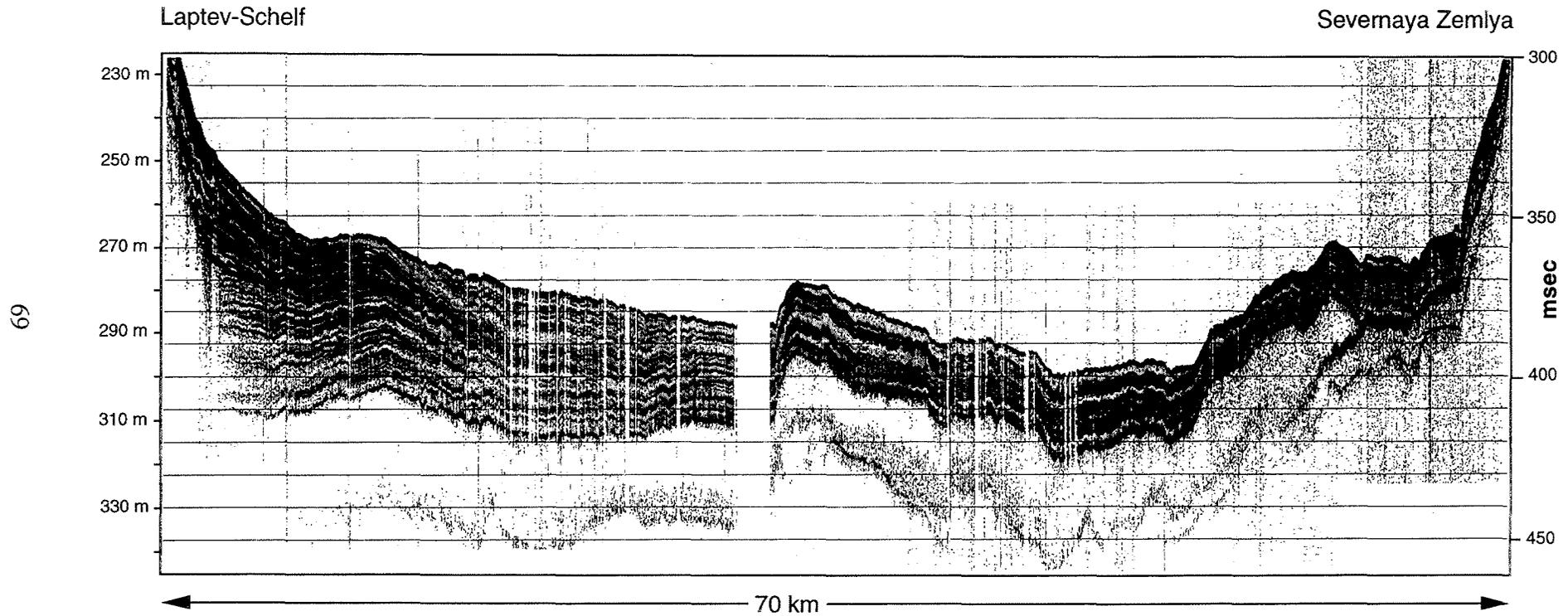


Abb. 35: Vilkitsky-Khatanga-Rinne - das PARASOUND-Profil „VKC I“ in der Sedimentationsprovinz B

Vilkitsky-Khatanga-Rinne

Schematische Darstellung des PARASOUND-Profiles "VKC I" in der Sedimentationsprovinz B

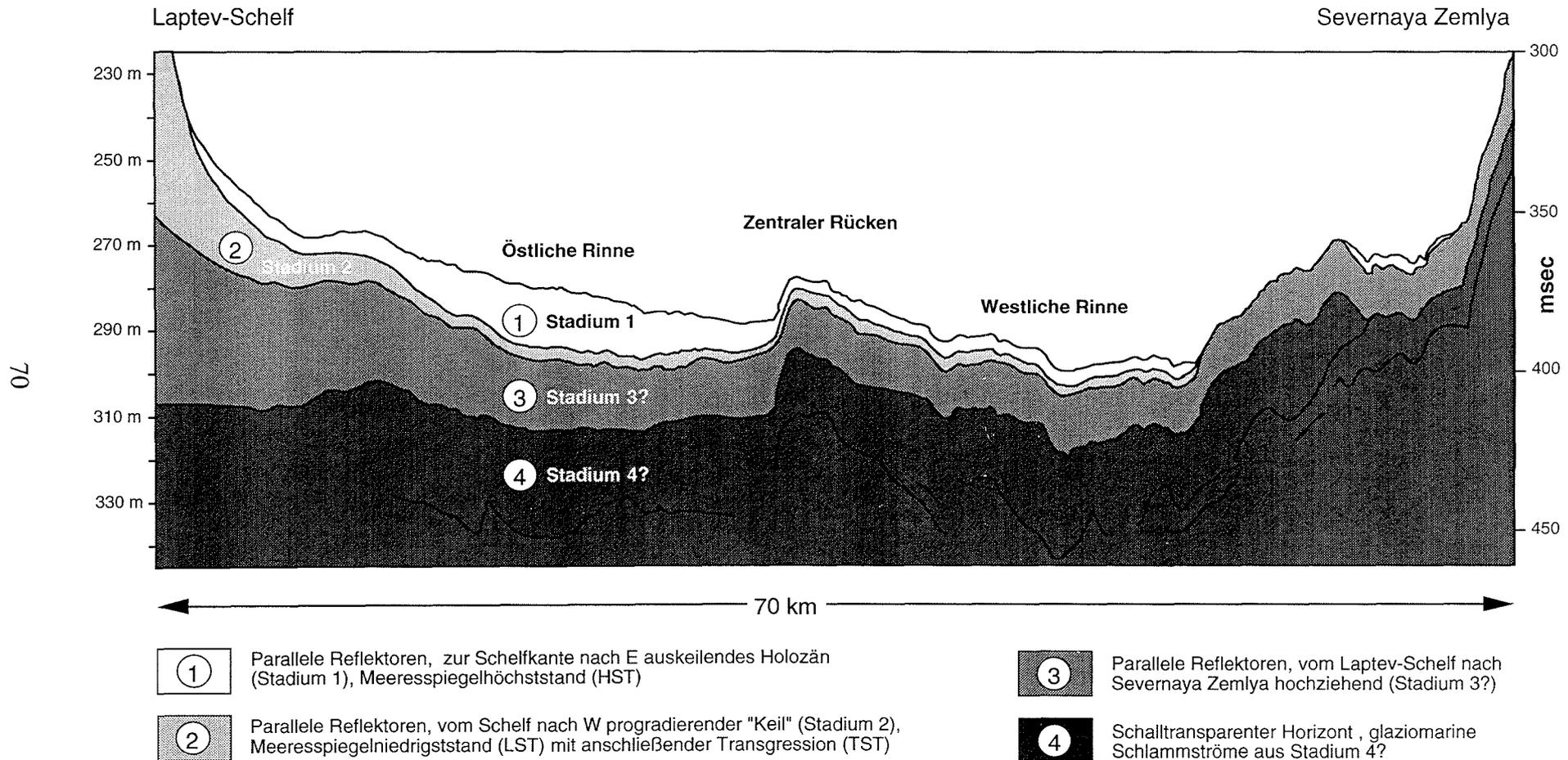


Abb. 36: Vilkitsky-Khatanga-Rinne - schematische Darstellung des PARASOUND-Profiles „VKC I“ in der Sedimentationsprovinz B

Die seismische Einheit 3 nimmt zum Laptev-Schelf an Mächtigkeit zu. Im Gegensatz zur Einheit 2 keilen die Reflektoren nicht aus, sondern ziehen über morphologische Unebenheiten mit annähernd konstanter Mächtigkeit, mitunter bis an den Schelfhang Severnaya Zemlyas. Die Einheit 3 kann weiterhin in einen oberen Horizont mit sehr engparallelen und einen unteren Horizont mit nur undeutlich parallelen Reflektoren gegliedert werden. Aus den schalltransparenten Sedimenten der seismischen Einheit 4 steigen Diapire auf, wodurch die darüberliegenden geschichteten Sedimente der Einheit 3 nach oben aufgewölbt werden (vgl. Abb. 56).

Die Einheit 2 tritt im Profil als dunkler Keil in Erscheinung, der über der Einheit 3 zunächst mit hohen Sedimentmächtigkeiten vom Schelf zur Rinne progradiert und auf der gegenüberliegenden Rinnenflanke Richtung Severnaya Zemlya ausdünnt. Auf dem etwa 110 m tiefen Laptev-Schelf werden die parallelen Reflektoren der geschichteten Sedimente durch Furchen zerstört. Verfüllte Furchen können an der Schelfkante bis in 130 - 135 m Tiefe nachgewiesen werden.

Die oberste und jüngste Einheit zeigt eine linsenförmige Geometrie, da sie sowohl gegen den Laptev-Schelf als auch in Richtung Severnaya Zemlya auskeilt. Die Linse erreicht im Bereich der östlichen Rinne (VKC I) bei ca. 280 m Wassertiefe eine Mächtigkeit von maximal 13 m, die sich im Profil VKC II bei 340 m Tiefe auf 6 m reduziert. Hervorzuheben ist die Beobachtung, daß die Sedimente der Linse die Rinne asymmetrisch verfüllen (Abb. 35). Am morphologisch tiefsten Punkt von VKC I (300 m) beträgt die Mächtigkeit der Linse lediglich 3 m.

3.3 Sedimentationsprovinz C

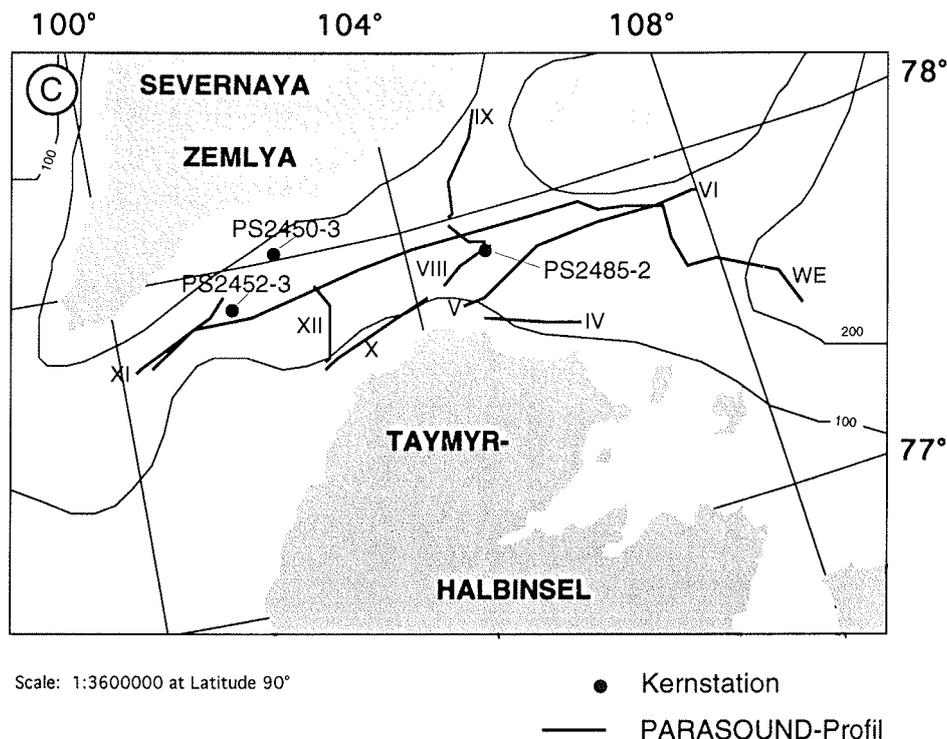


Abb. 37: Untersuchungsgebiet der Sedimentationsprovinz C: Vilkitsky-Straße

3.3.1 Schwerelot PS2452-3

3.3.1.1 Lithologie

Der 9.21 m lange Sedimentkern PS2452-3 wurde in 132 m Wassertiefe in der westlichen Vilkitsky-Straße gewonnen. Lithologisch und optisch läßt sich der Kern in zwei Abschnitte gliedern: in einen unteren Horizont (205 - 921 cm), der sich durch intensive Lamination und fehlende Bioturbation auszeichnet, und einen oberen Horizont (0 - 205 cm) aus sandig tonigem und bioturbiertem Silt (Abb. 38). Der tiefere Kernabschnitt weist einen starken Wechsel von dünnen olivgrauen, olivbraunen und schwarzen Lagen auf. Die Intervalle, in denen die schwarzen Laminae auftreten, erinnern an zyklische Ereignisse. Die Mächtigkeit der schwarzen Bänder schwankt zwischen wenigen Millimetern und einem Zentimeter. Während der Kernlagerung trat eine Farbveränderung dieser dunklen Lagen von schwarz nach rostbraun ein, was auf eine Oxidation von Fe^{2+} nach Fe^{3+} hindeutet. Der gesamte untere Kernbereich wird aus vielen einzelnen „Fining-Up“-Sequenzen aufgebaut. Ältere Sequenzen weisen eine siltig sandige Basis auf, die nach oben in Ton übergeht, bevor erneut eine Sequenz mit erosiver Basis einsetzt.

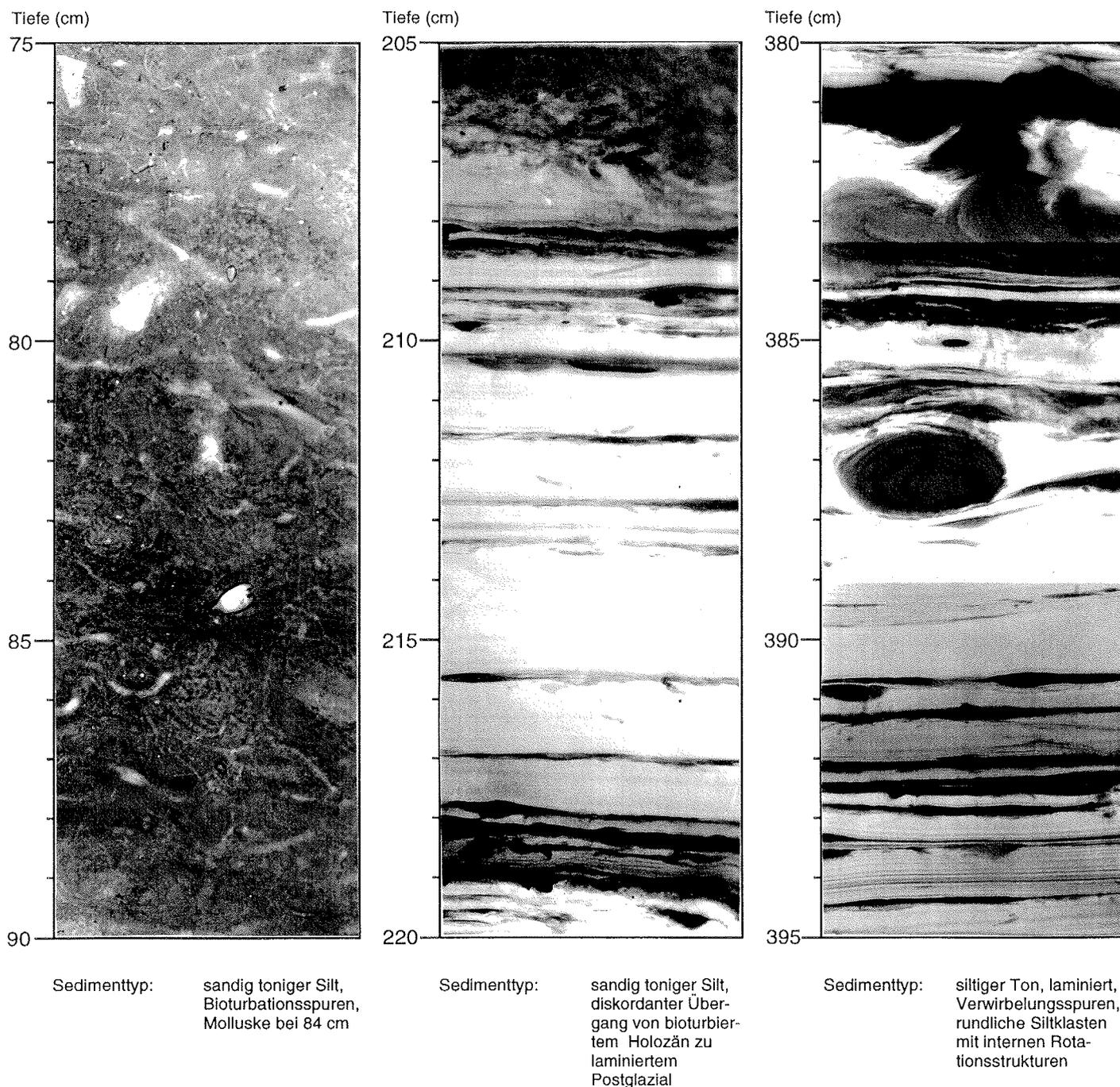


Abb. 38: Radiographien der Kernsegmente 75 - 90 cm, 205 - 220 cm und 380 - 395 cm des Schwerelotkerns PS2452-3

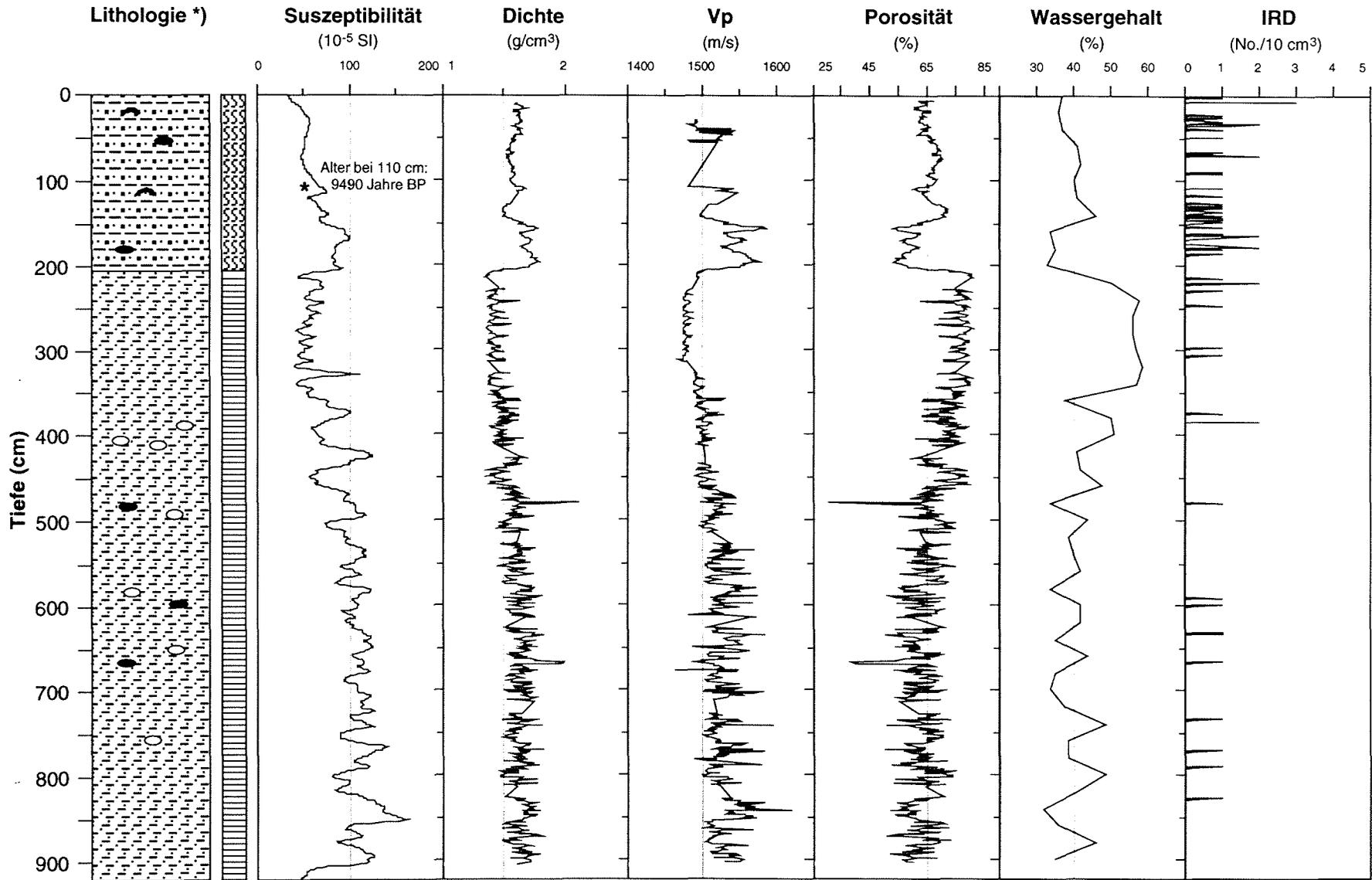
In der Radiographie sind einige rundliche Siltklasten mit internen Rotationsstrukturen zu erkennen. Auch Strömungsmuster, wie Schrägschichtung oder Verwirbelungsstrukturen, kommen vor. Der untere Abschnittsbereich zeigt sehr dicht aufeinanderfolgende Sequenzen. Im Übergang zum bioturbirten Top (205 - 350 cm) werden die tonigen Phasen bis zur nächsten Sequenz immer mächtiger. Vereinzelt treten „Dropstones“ auf. Der obere Abschnitt zeigt eine farbliche Abstufung von dunkelbraun über dunkelgrau nach dunkelolivfarben bis olivgrau. Er enthält bioturbate Wühlspuren und vereinzelt Molluskenfragmente. Der Horizont weist eine erhöhte Anzahl „Dropstones“ auf. Interne Schichtungsstrukturen sind auch in der Radiographie nicht erkennbar. Der Kontakt zum tieferen Kernabschnitt verläuft diskordant und wird von Bioturbationsspuren nachgezeichnet (Abb. 38). Aufgrund der Molluskenvorkommen konnte nur der Bereich bei 110 cm mit AMS ^{14}C auf 9490 Jahre vor heute datiert und damit dem Holozän zugewiesen werden.

3.3.1.2 Sedimentphysikalische Parameter

Der sehr unterschiedliche Charakter der beiden Kernabschnitte wird auch aus den sedimentphysikalischen Parametern ersichtlich (Abb. 39). Die Kurven der magnetischen Suszeptibilität, Dichte und V_p zeigen etwa identischen Verlauf. Im unteren Bereich kündigt ein unruhiger Wechsel der Amplituden die einsetzende Lamination an. Die obere lithologische Einheit weist nur geringfügige Veränderungen auf. Die magnetische Suszeptibilität beträgt im Übergangsbereich zum tieferen laminierten Bereich etwa $50 \cdot 10^{-5}$ SI und steigt mit zunehmender Tiefe auf Spitzenwerte um $150 \cdot 10^{-5}$ SI. Im oberen Horizont schwankt sie zwischen 50 und $100 \cdot 10^{-5}$ SI. Die Dichte des laminierten Kernabschnitts steigt übergeordnet zwar von 1.4 auf 1.7 g/cm^3 an, doch deutet der unruhige Kurvenverlauf auf starke Dichtekontraste innerhalb der „Finning-Up“-Sequenzen hin. Die zahlreichen Dichtesprünge können von PARASOUND nicht mehr als einzelne Reflektoren aufgelöst werden. Die Dichte des oberen Kernbereichs zeigt nur relativ geringe Schwankungen zwischen 1.5 und 1.7 g/cm^3 . Der abrupte Dichtesprung im Übergangsbereich beider Horizonte um etwa 0.3 g/cm^3 verursacht einen deutlichen Reflektor im PARASOUND-Echogramm (Abb. 51). Die V_p zeichnet den Verlauf der Dichtekurve nach und stellt Bereiche mit höherer Dichte heraus. Im laminierten Abschnitt beträgt sie zunächst ca. 1500 m/s und steigt mit unruhiger Amplitude gegen Kernende auf Spitzenwerte um 1600 m/s. Der obere Kernabschnitt zeigt durchschnittliche Werte um 1500 m/s. Die Porosität verhält sich entgegengesetzt zur Dichte. So weist der ältere laminierte Horizont mit 80 % eine zunächst hohe Porosität auf, die mit zunehmender Tiefe auf 60 % fällt. Im oberen Kernbereich ist sie mit durchschnittlich 60 % geringer.

PS2452-3 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 921 cm

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Abb. 39: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2452-3

Der höchste Wassergehalt befindet sich analog zur Porosität im oberen, weniger verdichteten Teil des laminierten Horizontes. Die IRD-Rate ist mit 1 bis selten 2 „Dropstones“/10 cm³ relativ gering. Im oberen Kernbereich tauchen sehr viel häufiger einzelne, aber auch mehrere „Dropstones“/10 cm³ auf.

3.3.1.3 Korngrößen

Die Korngrößenklassifikation des unteren laminierten Kernabschnitts gestaltet sich recht schwierig, da eine Probe je nach Ansatz in einer Sequenz mehr Sand, Silt oder Ton enthalten kann. Generell wird aus der Korngrößenverteilung eine Zunahme größerer Komponenten mit anwachsender Tiefe ersichtlich (Abb. 40 A - B). Bei 300 cm ist kein Sand vorhanden, dafür aber Silt mit 12 % und viel Ton mit 88 %. Bei 600 cm schalten sich 3 % Sand ein, Silt und Ton halten sich mit ca. 50 % die Waage. Um 850 cm erhöht sich der Sandgehalt auf 6 %, Silt steigt auf 70 % während der Tonanteil auf 24 % absinkt. Im oberen Kernabschnitt ist mit 7 - 20 % relativ viel Sand vorhanden. Die Siltfraktion erreicht Werte über 50 % und ist somit anteilmäßig am stärksten vertreten. Der Tongehalt beträgt etwa 30 - 40 %. Dieser Horizont kann daher als sandig toniger Silt angesprochen werden.

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion liefert für beide Kernabschnitte zwei völlig unterschiedliche Bilder (Abb. 40 A - B). Im unteren laminierten Kernbereich setzt sich ein ausgeprägtes unimodales Verteilungsmuster durch mit einem deutlichen Peak in der Grobsiltfraktion. Die Sortierung ist mäßig. Die Verteilungskurve bei 300 cm verlagert sich zum Feinsilt und zeigt trotz der übergeordneten Unimodalität erste Ansätze zur Polymodalität. Das unimodale Muster läßt im tieferen Kernabschnitt ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu mit einheitlichen Transportmechanismen erkennen. Der obere Kernabschnitt zeigt ein stark polymodales Verteilungsmuster mit einem deutlichen Peak im sehr groben Silt, einem schwächeren im Mittelsilt und einem starken Peak im Feinsilt. Der arithmetrische Mittelwert (Mean) liegt im Bereich des Mittelsiltes. Die Standardabweichung der Verteilungsfunktion (Sortierung) ist mäßig bis schlecht.

3.2.1.4 Tonmineralogie

Auch in der Tonmineralvergesellschaftung treten im unteren sowie oberen Kernbereich markante Unterschiede hervor (Abb. 41). Der untere laminierte Horizont zeichnet sich durch einen plötzlichen Anstieg des Smektit von 30 auf 50 % aus. Der Illitanteil verringert sich um etwa 10 % während der Chlorit- und Kaolinit-Gehalt nur geringfügig um 5 % sinkt.

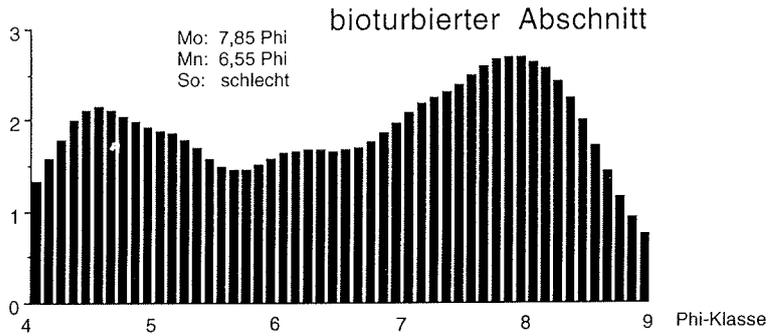
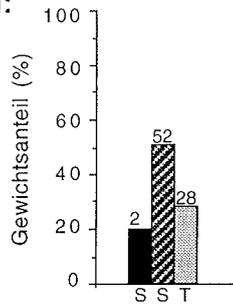
PS2452-3 SL:

Korngrößen

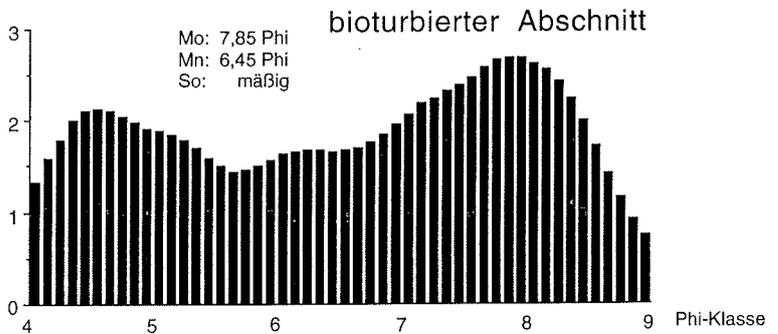
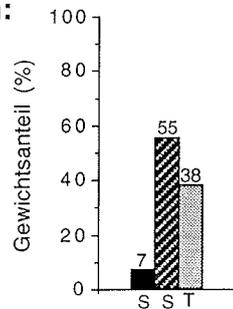
Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

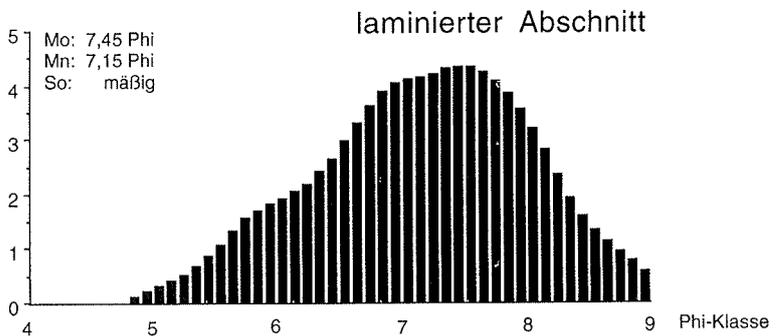
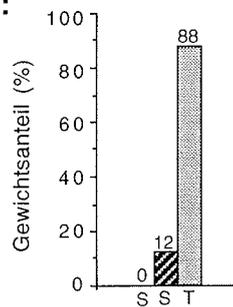
100 cm:



180 cm:



300 cm:



600 cm:

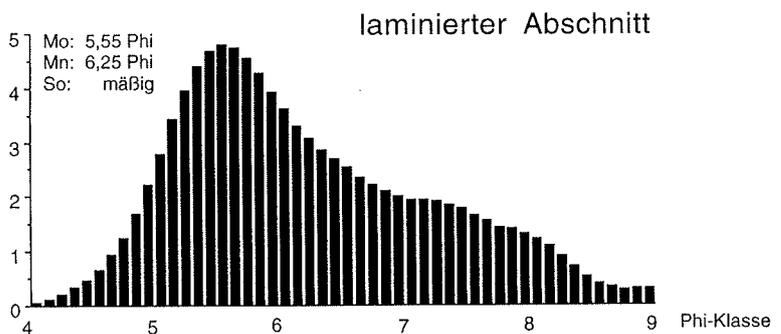
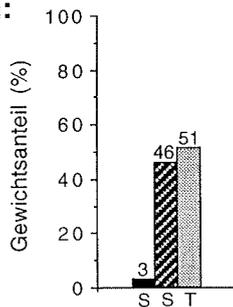


Abb. 40 A: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2452-3

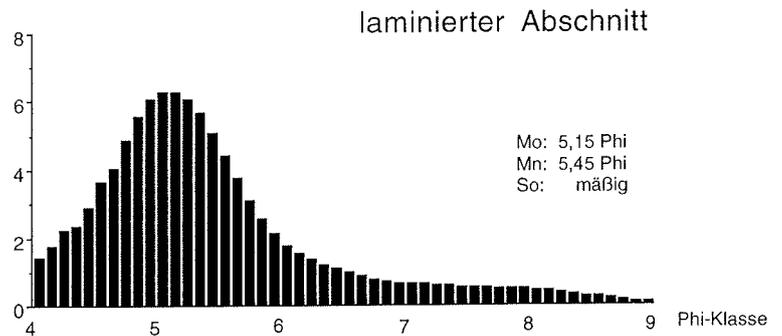
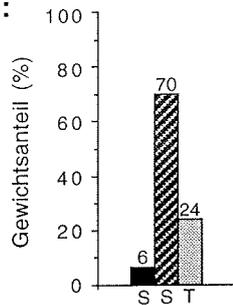
PS2452-3 SL:

Korngrößen

Tiefe Sand / Silt / Ton

Siltkorngrößenverteilung

850 cm:



Mo: Modalwert (graphischer Mittelwert)

Mn: Mean (arithmetrischer Mittelwert/
mittlere Korngröße)

So: Sortierung (Standardabweichung
der Verteilungsfunktion)

4 - 5 Phi: sehr grober Silt

5 - 6 Phi: Grobsilt

6 - 7 Phi: Mittelsilt

7 - 8 Phi: Feinsilt

8 - 9 Phi: sehr feiner Silt

Abb. 40 B: Korngrößen- und Siltkorngrößenverteilung des Schwerelotkerns PS2452-3

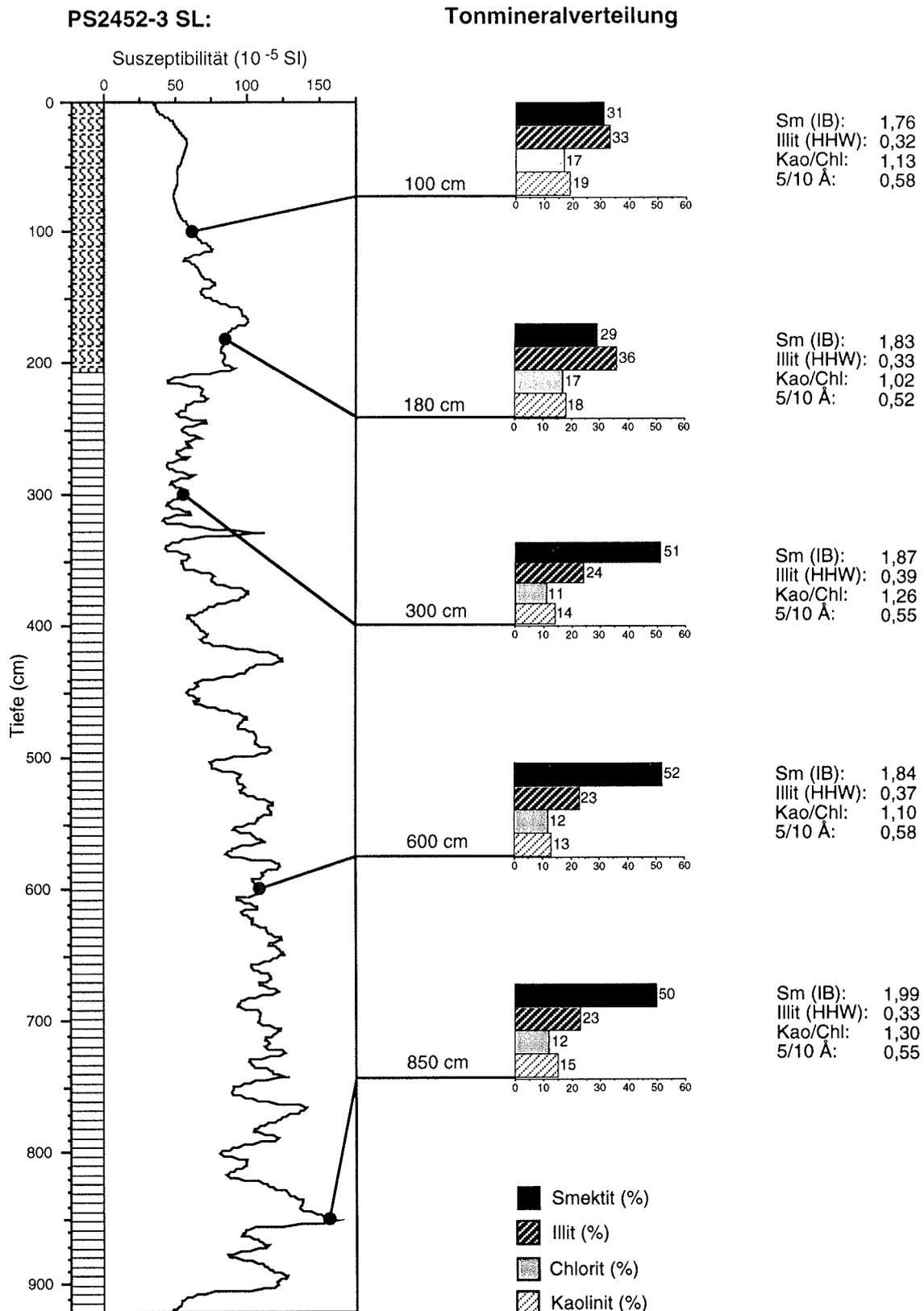


Abb. 41: XRD-Ergebnisse und Korrelation von Tonmineralverteilung und magnetischer Suszeptibilität im Kern PS2452-3 SL

Im oberen Abschnitt kommen Smektit und Illit fast zu gleichen Anteilen mit rund 30 % vor. Ebenso halten sich Chlorit und Kaolinit mit etwa 18 % die Waage. Der Smektit läßt in diesem Bereich eine mäßige Kristallinität erkennen. Illit ist gut kristallin und relativ aluminiumreich. Das Kaolinit-/Chloritverhältnis zeigt sich mit Werten um 1 ausgewogen.

3.3.2 Schwerelot PS2485-2

3.3.2.1 Lithologie

Der 6.79 m lange Sedimentkern PS2485-2 wurde in der östlichen Vilkitsky-Straße in 230 m Wassertiefe gezogen. Farblich wie auch lithologisch sind keine großen Unterschiede erkennbar. Der gesamte Kern besteht aus einem dunkelolivfarbenen siltigen Ton. Eine Feingliederung des Kerns in verschiedene Abschnitte wird erst in der Radiographie deutlich (Abb. 42). Demnach setzt sich PS2485-2 aus einem unteren Teil (500 - 679 cm) und einem oberen Teil (0 - 500 cm) zusammen. Der untere Kernabschnitt ist durch feinlaminierte Strukturen und fehlende Bioturbation gekennzeichnet. Die Lamination unterscheidet sich in der Radiographie nur durch feine Hell-/Dunkelabstufungen und deutet somit auf geringfügige Schwankungen innerhalb der Feinkornfraktion. Der obere Abschnitt zeigt eine intensive Zerwühlung durch Bioturbation. Die Wühlgänge sind im geöffneten Kern als schwarzgraue Punkte zu erkennen, was reduzierende Bedingungen innerhalb der Wurmbauten ausdrückt. Verschiedentlich kommen Molluskenklappen vor. „Dropstones“ sind geringfügig vorhanden. Der Bereich 0 - 100 cm weist Umlagerungsstrukturen auf, die sich in der Radiographie durch vertikal und diagonal verlaufende Kanäle äußern, die mit größerem Material angereichert sind.

3.3.2.2 Sedimentphysikalische Parameter

Die Kurve der magnetischen Suszeptibilität schwankt insgesamt zwischen 50 und $95 \cdot 10^{-5}$ SI (Abb. 43). Im unteren feinlaminierten Kernabschnitt zeigt sie drei markante Maxima, von denen das erste Höchstwerte um $95 \cdot 10^{-5}$ SI erreicht. Der obere Kernhorizont läßt von 0 - 100 cm einen Anstieg der MS auf $65 \cdot 10^{-5}$ SI erkennen. Bei 200 cm sinkt sie auf etwa $50 \cdot 10^{-5}$ SI und weist fortan einen kontinuierlichen Übergang bis zum Maximalwert von ca. $95 \cdot 10^{-5}$ SI bei 500 cm. Die Dichte nimmt von 1.6 g/cm^3 im Liegenden bis ca. 1.4 g/cm^3 bei 100 cm im Hangenden gleichmäßig ab.

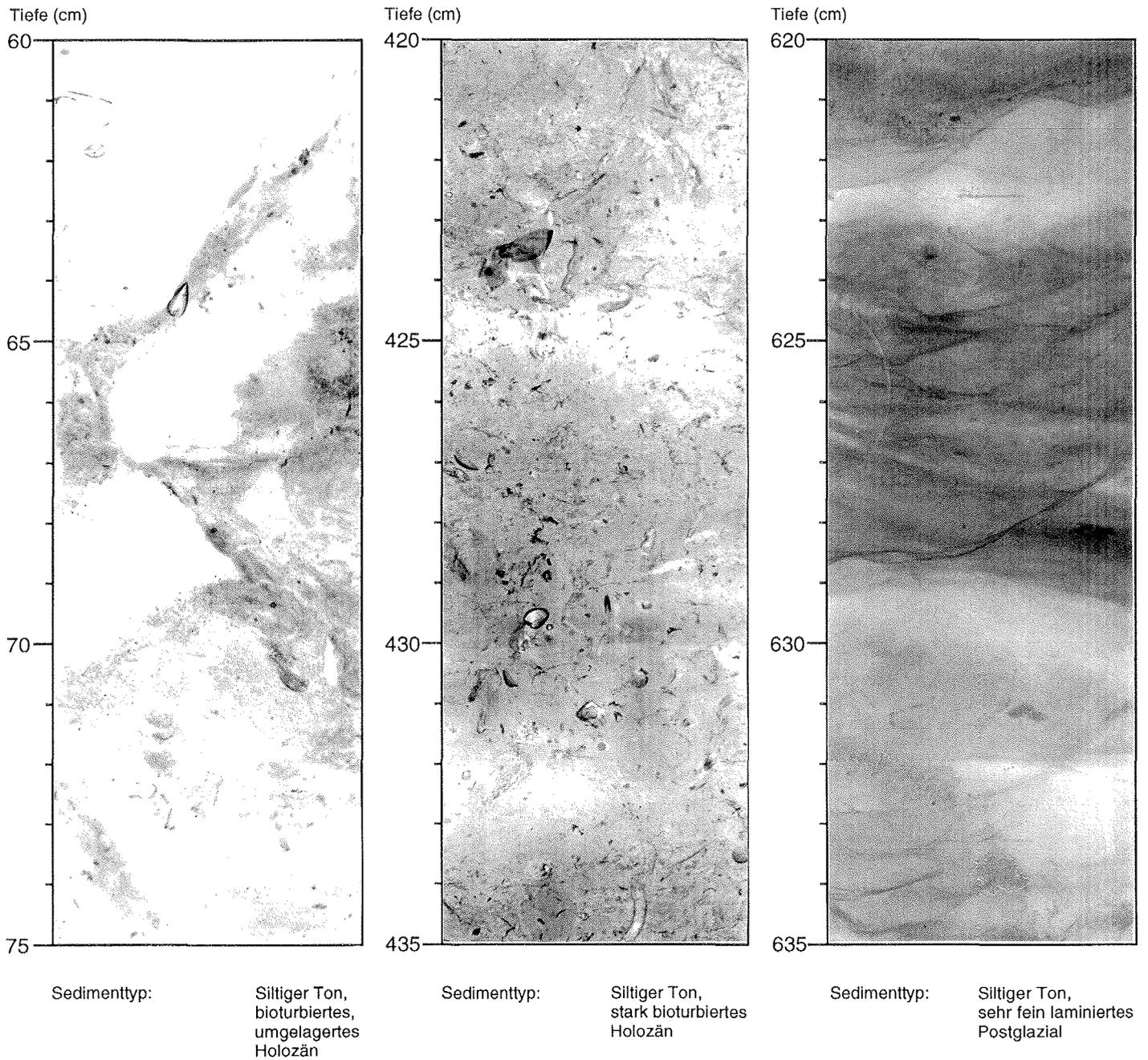
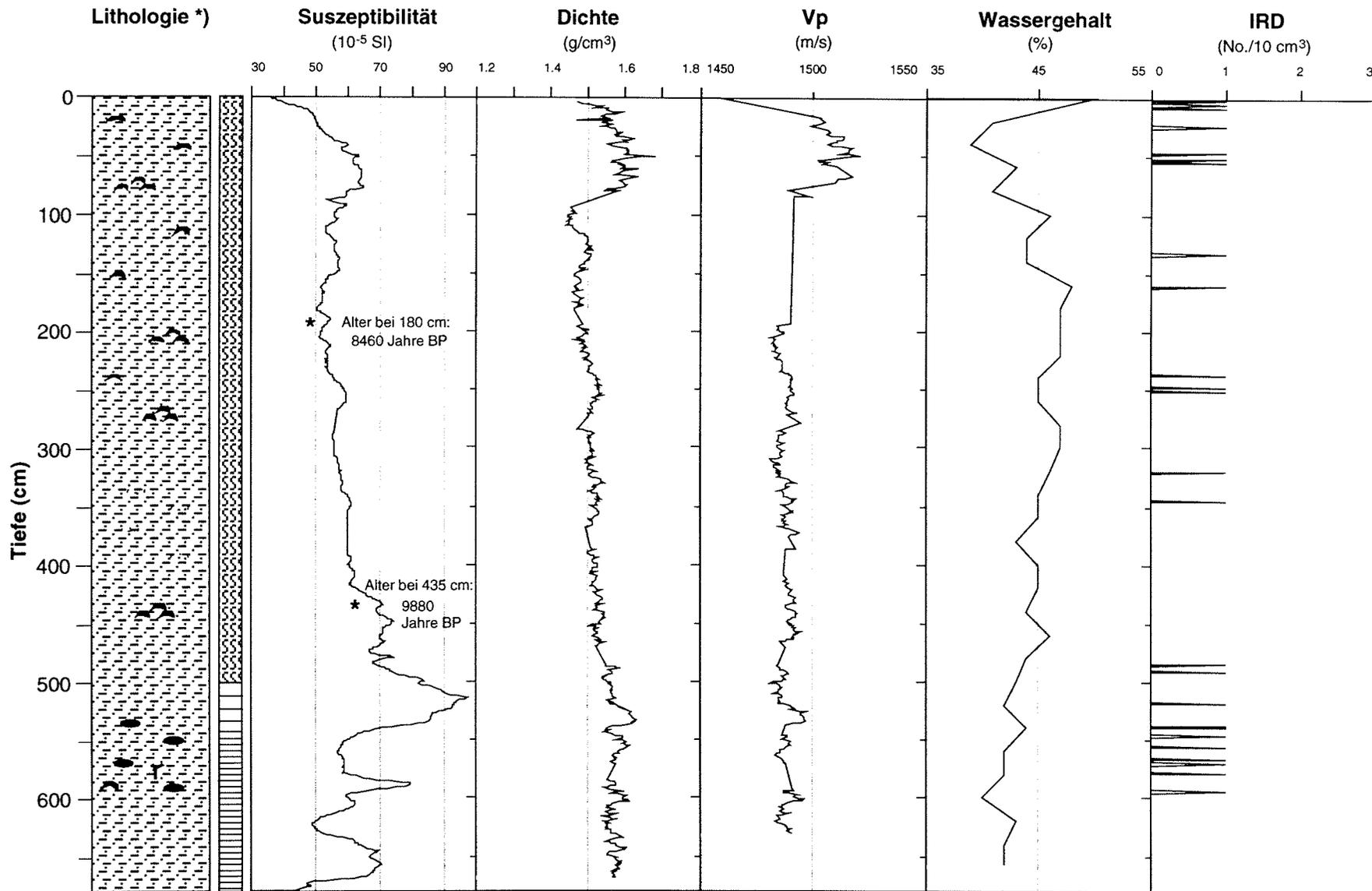


Abb. 42: Radiographien der Kernsegmente 60 - 75 cm, 420 - 435 cm und 620 - 635 cm des Schwerelotkerns PS2485-2

PS2485-2 SL:

Sedimentphysikalische Parameter



Kernlänge: 679 cm

*) Legende siehe Kernbeschreibung (Anhang)

Wassertiefe: 230 m

Abb. 43: Sedimentphysikalische Parameter des Schwerelotkerns PS2485-2

Der Übergang zur schwach laminierten Kernbasis, der nur aus einem geringfügigen Dichtesprung ersichtlich wird, erzeugt einen etwas stärkeren Reflektor im PARASOUND-Echogramm. Im oberen Kernabschnitt weist die Dichte zwischen 0 und 100 cm höhere Werte um 1.6 g/cm^3 auf und fällt zwischen 80 und 100 cm mit steilem Gradienten auf etwa 1.4 g/cm^3 . Dieser Dichtekontrast macht sich allerdings nur als schwacher Reflektor im PARASOUND-Echogramm bemerkbar. Die V_p läßt auf gesamter Kernlänge relativ konstante Schallgeschwindigkeiten um 1500 m/s erkennen. Geringfügige Maxima korrelieren mit der Dichte. Die höchsten Werte um ca. 1520 m/s treten im umgelagerten Abschnitt zwischen 0 und 100 cm auf. Der Wassergehalt schwankt insgesamt zwischen 40 und 50 %. Der geringste Wassergehalt mit 40 % ist im umgelagerten Abschnitt zwischen 0 und 100 cm festzustellen. Der Bereich 100 bis 200 cm weist mit ca. 50 % den höchsten Wassergehalt auf. Mit zunehmender Kernlänge verringert sich dieser auf 40 %. Die IRD-Rate zeigt im unteren laminierten Kernabschnitt zwischen 500 und 600 cm häufigere Vorkommen von „Dropstones“, die im hangenden oberen Horizont nur noch vereinzelt auftreten.

3.3.2.3 Chronologie und Sedimentations-/Akkumulationsraten

Molluskenfunde ermöglichten eine zeitliche Einordnung der oberen Kernhälfte bei 180 cm (8460 Jahre vor heute) und 435 cm (9880 Jahre vor heute) mit AMS ^{14}C . Der obere bioturbierte Kernbereich kann somit dem Holozän zugewiesen werden. Lithologie sowie sedimentphysikalische Parameter lassen für den betrachteten Zeitraum konstante Ablagerungsverhältnisse annehmen. Aus den Altersangaben ergibt sich daher für das Intervall 180 cm bis 435 cm eine lineare Sedimentationsrate (LSR) von 180 cm/ka (vgl. Kap. 2.6). Die mittlere Akkumulationsrate (AR) beträgt demnach 143 g/cm^2 pro ka im Holozän.

3.3.3 PARASOUND-Profile

Die Vilkitsky-Straße hat die größte Profildichte im Arbeitsgebiet. Die meisten PARASOUND-Aufzeichnungen entstanden während der ARK IX/4 Expedition (1993). 1995 wurde nur das wichtige Schlüsselprofil WE aufgenommen, das die Vilkitsky-Straße von Westen nach Osten durchzieht und dabei drei Querprofile von 1993 schneidet (Abb. 8, 37). Somit können Aussagen über die dreidimensionale Ausdehnung bestimmter seismischer Einheiten gemacht werden. Das West-Ost-Profil WE erlaubt weiterhin die Verknüpfung der Sedimentationsprovinzen B und C aufgrund korrelierbarer seismischer Einheiten und sich wiederholender Geometrien (Abb. 36, 48, 55).

Zentrale Vilkitsky-Straße

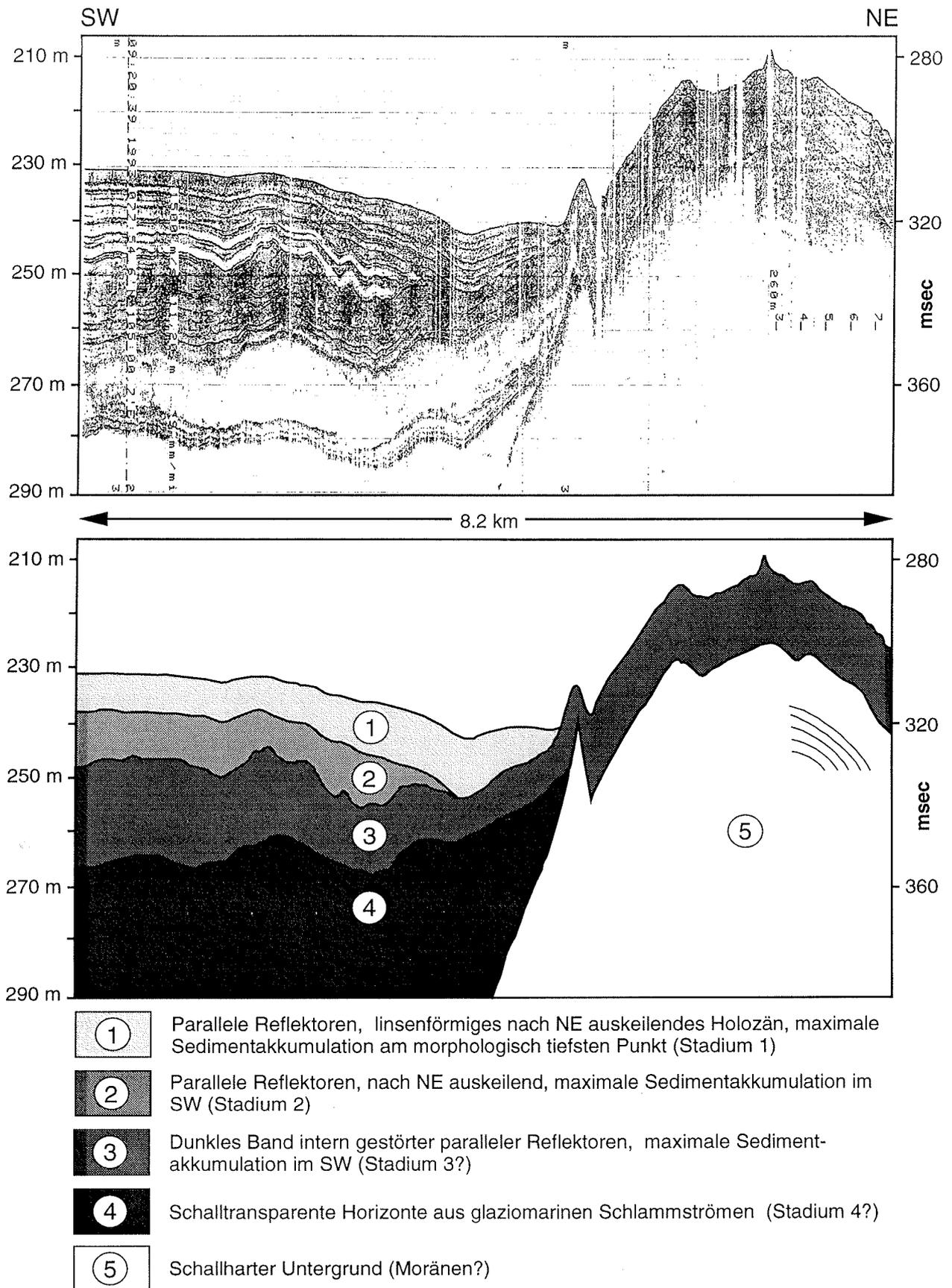


Abb. 44: Zentrale Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „VIII“

Östliche Vilkitsky-Straße

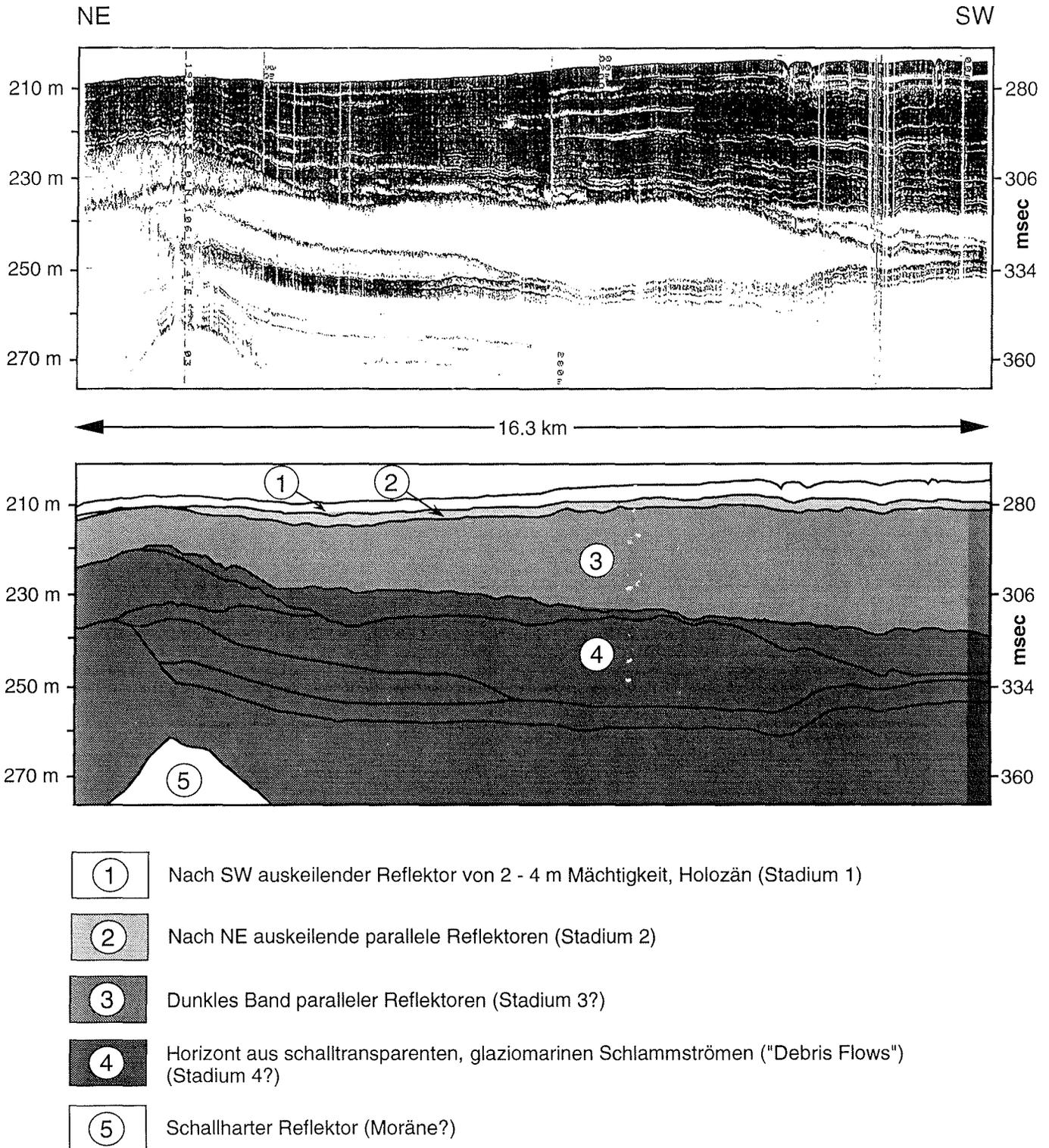
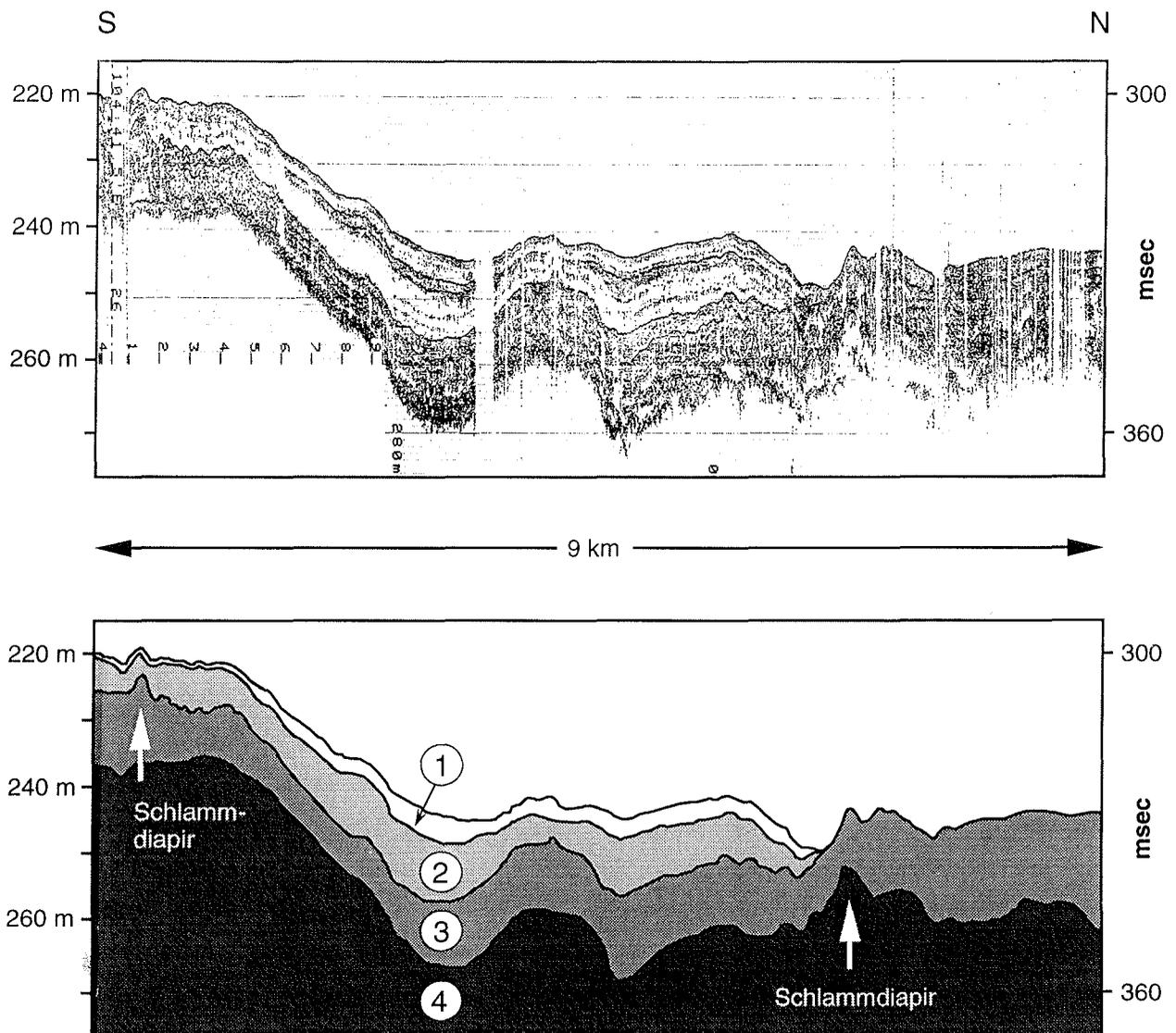


Abb. 45: Östliche Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „V/VI“ (1)

Zentrale Vilkitsky-Straße



- ① Schmale Linse von 2 - 3 m Mächtigkeit, nach S auskeilendes Holozän (Stadium 1)
- ② Nach N und S auskeilendes helles Band paralleler Reflektoren von bis zu 8 m Mächtigkeit (Stadium 2)
- ③ Dunkles Band aus undeutlich parallel geschichteten Sedimenten, die über morphologische Rückenstrukturen hinwegziehen (Stadium 3?)
- ④ Schalltransparenter Horizont glaziomarer Schlammströme, aus denen Diapire aufsteigen (Stadium 4?)

Abb. 46: Zentrale Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „IX“

In die Beschreibung der Vilkitsky-Straße gehen aus Darstellungsgründen nur Profilauszüge und -schnittpunkte ein, die für die Charakterisierung und Diskussion dieser Sedimentationsprovinz von Bedeutung sind. Den Leitfaden der Beschreibung stellt das Profil WE dar, entlang dessen man die seismischen Einheiten und deren Veränderlichkeit lateral am weitesten verfolgen kann. Am östlichen Profilende lassen sich die seismischen Einheiten der Sedimentationsprovinz B aufgreifen, die entlang der entsprechenden Reflektoren bis in die zentrale Vilkitsky-Straße verfolgt werden können.

Für die Vilkitsky-Straße lassen sich fünf seismische Einheiten unterscheiden:

Die seismische Einheit 5 formt den hier erfaßten stratigraphisch ältesten Untergrund der Vilkitsky-Straße, in den das PARASOUND-Signal aufgrund begrenzter Sendeleistung nicht tiefer eindringen kann. Sie zeichnet sich durch einen schallharten Reflektor an der Oberfläche aus und taucht nur sporadisch auf (z. B. Abb. 44). Die seismische Einheit 5 bestimmt vor allem im Profil IX den morphologisch harten Untergrund, dem sich die jüngeren Sedimente anpassen.

Die seismische Einheit 4 ist ein aus zahlreichen nebeneinander- oder übereinander gelagerten Schlammströmen („Debris Flows“) bestehender Horizont (z. B. Abb. 45). Die Profile erlauben aufgrund begrenzter Schalleindringung keine Aussage über die Gesamtmächtigkeit dieses Horizontes, wohl aber über Länge und Mächtigkeit einzelner Ströme. Den Schlammströmen entsteigen an verschiedenen Stellen Diapire, die jüngere Sedimente aufwölben (z. B. Abb. 46, 47, 56).

Die seismische Einheit 3 ist ein ca. 15 - 20 m mächtiges Band aus parallelen Reflektoren, die sich teilweise in schalltransparente Fazies auflösen. Die Einheiten 2 und 3 können nicht immer eindeutig gegeneinander abgegrenzt werden. Die zum Teil deformierte Einheit 3 zeichnet sich dadurch aus, daß das Band in der Regel auch über morphologisch höher gelegene Punkte hinwegzieht, während Einheit 2 an solchen Stellen häufig auskeilt. Einheit 3 ist in fast allen Profilen vorhanden. Die parallelen Reflektoren werden häufig durch aufsteigende Schlamm diapire der Einheit 4 nach oben aufgewölbt bzw. teilweise durchstoßen (z. B. Abb. 47) .

Darüber folgt die seismische Einheit 2, die besonders in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne und in der östlichen Vilkitsky-Straße am Ende des Profils WE sehr hohe Mächtigkeiten erreicht und zur Schelfkante eine keilförmige Geometrie aufweist (Abb. 48). Der Keil besteht aus sich aufspreizenden parallelen Reflektoren, die zur Rinne progradieren und mit zunehmender Wassertiefe ausdünnen.

Zentrale Vilkitsky-Straße

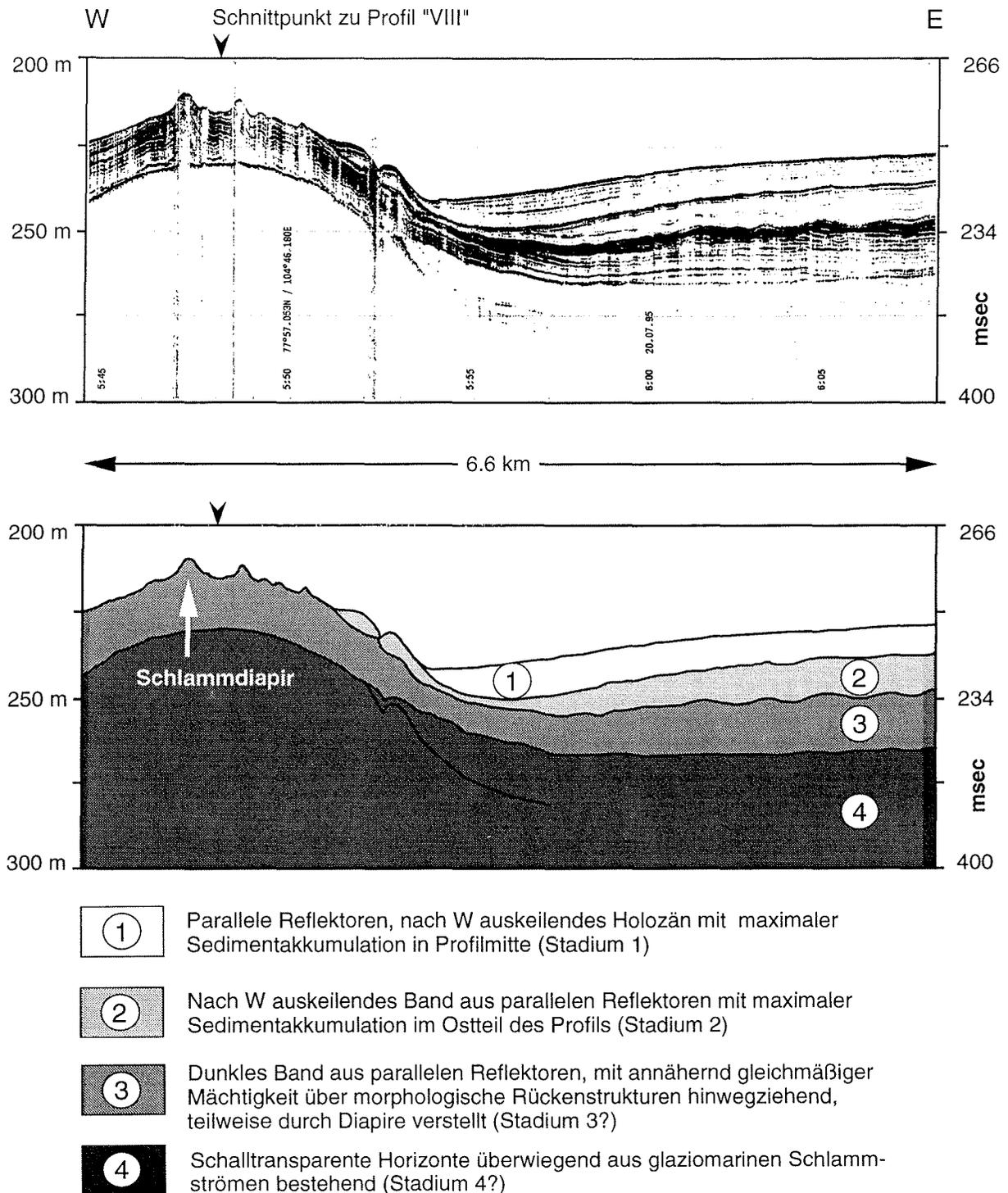
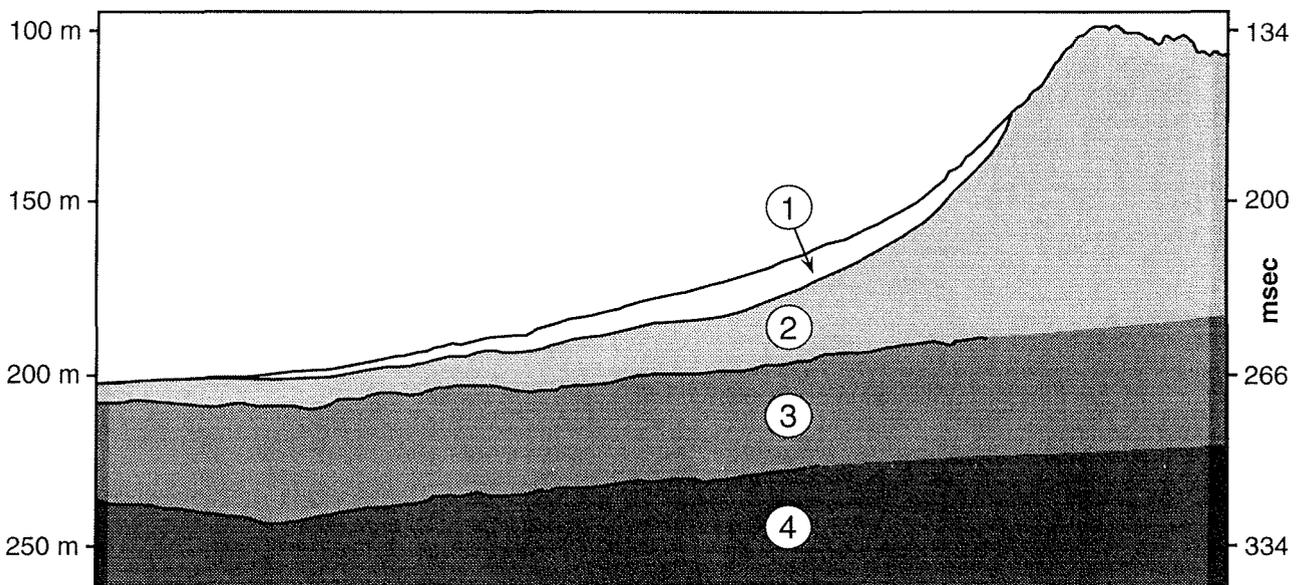
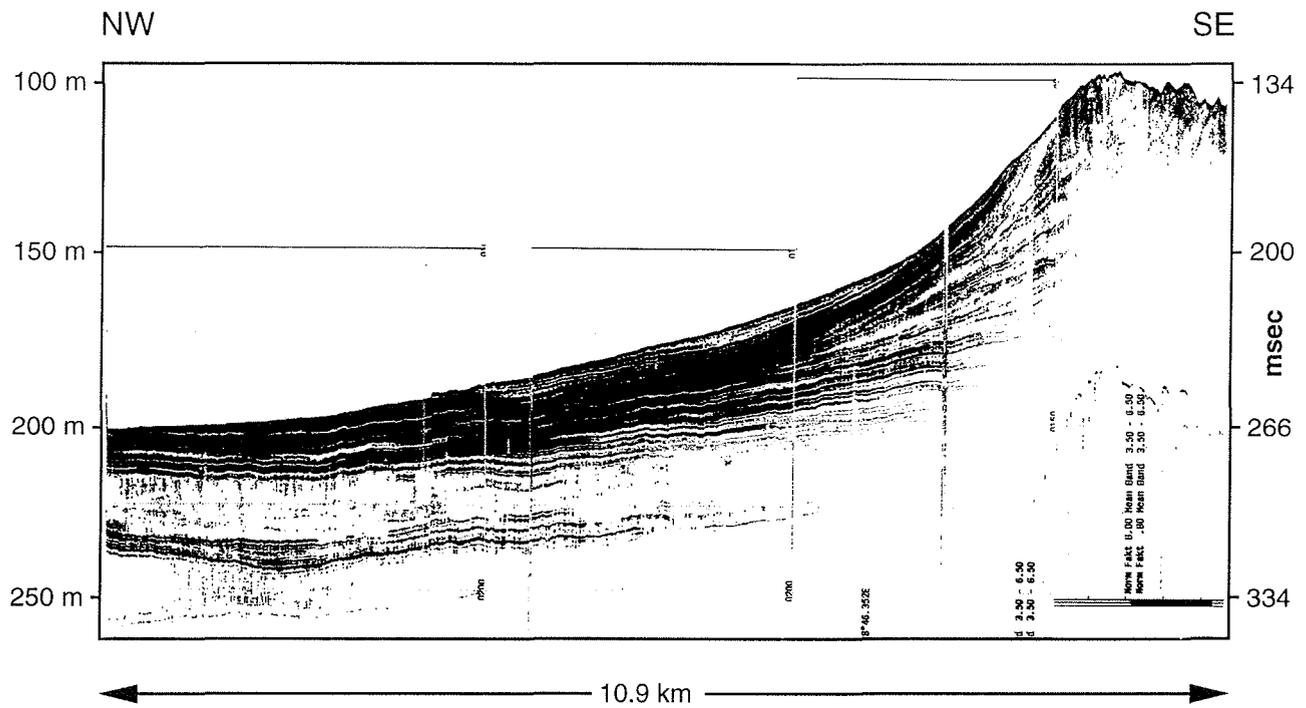


Abb. 47: Zentrale Vilkitsky-Straße: das PARASOUND-Profil „WE“ am Schnittpunkt zu Profil „VIII“

Östliche Vilkitsky-Straße



- ① Nach NW und SE auskeilende Linse aus parallelen Reflektoren von max. 5 m Mächtigkeit, Holozän (Stadium 1)
- ② Vom Taymyr-Schelf Nach NW progradierender Keil aus parallelen Reflektoren (Stadium 2)
- ③ 15 - 20 m breites Band aus parallelen und teilweise schalltransparenten Reflektoren (Stadium 3?)
- ④ Schalltransparenter Horizont aus glaziomarinen Schlammströmen (Stadium 4?)

Abb. 48: Östliche Vilkitsky-Straße: Endpunkt des PARASOUND-Profiles „WE“

Östliche Vilkitsky-Straße

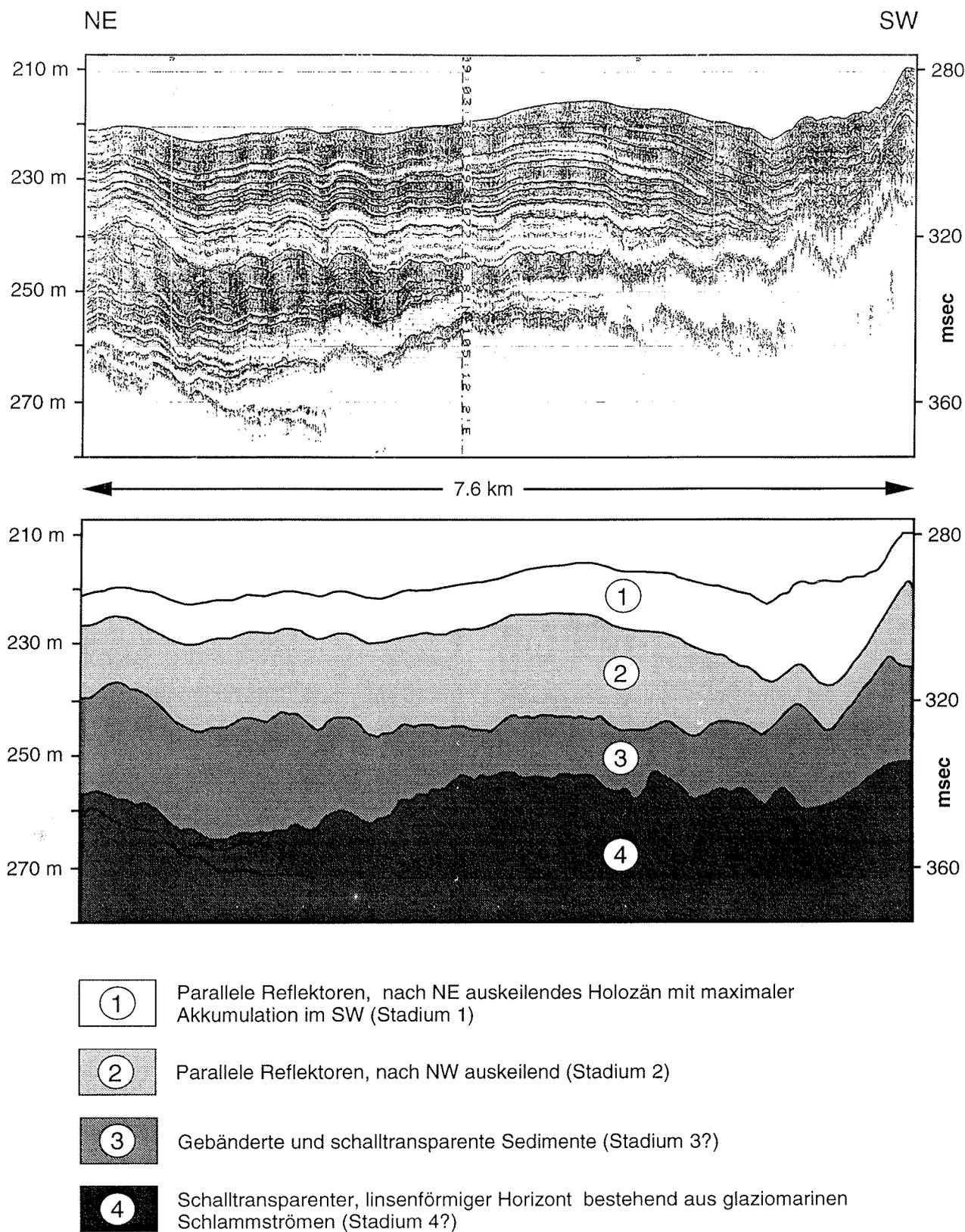


Abb. 49: Östliche Vilkitsky-Straße: Auszug aus dem PARASOUND-Profil „V/VI“ (2)

Die Geometrie ist damit praktisch identisch mit der von Einheit 2 am Süden des Profils VKC I. Entlang des Profils WE ist die seismische Einheit 2 in unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet.

Die stratigraphisch jüngste Einheit 1 bildet ein schmales Band aus parallelen, schwach ausgeprägten Reflektoren von max. 5 m Mächtigkeit, das häufig gegen den Schelf oder an einigen Stellen auch zur Mitte der Vilkitsky-Straße auskeilt und deshalb nicht überall vorhanden ist. Dieses Band läßt sich in den Querprofilen VKC I und VKC II als dünne Linse bis in die Vilkitsky-Khatanga-Rinne in ca. 350 m Wassertiefe korrelieren.

Die Gliederung in die seismischen Einheiten 1 - 5 soll helfen, die Reflektoren entlang des Profils WE so weit wie möglich nach Westen in die Vilkitsky-Straße zu verfolgen. Eine Korrelation gelingt anhand der PARASOUND-Schriebe mit insgesamt 18 Mächtigkeitsprofilen jedoch nur für die östliche Hälfte von WE (Abb. 50). Bereits wenige Kilometer westlich des Schnittpunktes der Profile WE und XII können die charakteristischen Reflektoren der seismischen Einheiten nicht mehr identifiziert werden, da sie dort von einem markanten schallharten Reflektor überlagert werden. In Abb. 50 sind die unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten der seismischen Einheiten sowie die Lage der von 1 bis 18 nummerierten Säulen auf dem Profil WE dargestellt.

Die seismische Situation zwischen den Säulen 15 bis 18 entspricht dem Endpunkt des PARASOUND-Profiles WE (vgl. Abb. 48, 50), deren Geometrie sich in den Profilen VKC I und VKC II wiederholt. Die Säulen 13 bis 18 befinden sich an den morphologisch tiefsten Punkten der östlichen Vilkitsky-Straße. Die Schalleindringung variiert in diesem Bereich zwischen 40 und 70 m an der Taymyr-Schelfkante. Die Säulen 10 bis 12 verlaufen nahe der Insel Maljy Taymyr („Kleine Taymyrinsel“) und weisen eine Schalleindringung von etwa 50 m auf. Die Säule 12 entspricht dem Schnittpunkt mit dem Profil V/VI (vgl. Abb. 49). Die Mächtigkeit der Einheiten 1 - 3 steigt an den Säulen 8 und 9 auf über 50 m. Der Schnittpunkt der Profile WE und VIII über einem submarinen Hügel wird in Säule 7 dargestellt (Abb. 47, 50).

Aus der Säulenkorrelation geht hervor, daß die seismische Einheit 1 (Holozän) auch in der Vilkitsky-Straße immer wieder als Linse auftaucht und daher in manchen Bereichen nicht vorhanden ist.

Die seismische Einheit 2 nimmt besonders am Ostende des Profils an Mächtigkeit zu (Keilstruktur am Ende der Profile WE und IV). Ansonsten unterliegt ihre Mächtigkeit großen Schwankungen oder die Schicht fehlt ganz, wie z. B. in den Säulen 1, 2 und 4 - 7. Die Einheit 2 tendiert zur Verfüllung von Muldenstrukturen.

Das dunkle Band der Einheit 3 kommt fast durchgängig in allen Säulen mit Mächtigkeiten von 10 bis 30 m vor (Abb. 50). Am stärksten ist diese Einheit im Osten ausgebildet, am geringmächtigsten im Westen nahe der morphologischen Schwelle. Die Einheit bildet somit einen wichtigen Leithorizont, der bis zum Schnittpunkt der Profile WE und XII verfolgt werden kann (Abb. 37). Westlich des Schnittpunktes der Profile WE und VIII ist sie sehr stark durch aufsteigende Diapire gestört. Östlich dieses Schnittpunktes zeigt die Einheit 3 wellige bis stärker bewegte Strukturen (Abb. 44, 47) und geht weiter östlich (etwa bei Säule 10) sogar in schalltransparente Fazies über. Bei Profilsäule 11 ist die seismische Einheit 3 kaum ausgebildet, da mehrere sigmoidale schalltransparente Schüttungskörper der Einheit 4 übereinander progradieren und ein Relief modellieren, über das die Einheit 3 ausnahmsweise nicht mit gleicher Mächtigkeit hinwegzieht. Östlich von Profilsäule 12 wird die Einheit 3 wieder durch feinparallele Reflektoren bestimmt, die in unregelmäßigen Abständen schalltransparente Abschnitte aufweisen. Gegen Profilende (Säule 18) wird Einheit 3 von der Keilstruktur der Einheit 2 überdeckt (Abb. 48). Auch im Profil IX zieht Einheit 3 über verschiedene morphologische Rücken hinweg (Abb. 46).

Die seismische Einheit 4 ist im Untergrund der gesamten Vilkitsky-Straße vorhanden und geht nach Osten in die schalltransparenten Schüttungskörper der Einheit 4 der Vilkitsky-Khatanga-Rinne über. Über die Gesamtmächtigkeit der Einheit 4 können keine genauen Aussagen gemacht werden, da die Basis dieser Einheit von PARASOUND nicht mehr erfaßt wird. Der Ausschnitt aus Profil V/VI (Abb. 45) zeigt, wie sigmoidale transparente Schüttungskörper übereinander progradieren. Die Länge eines Körpers beträgt in dieser Abbildung etwa 16 km bei einer Höhe von ca. 20 m.

Die PARASOUND-Profile belegen, daß es in der Vilkitsky-Straße starke morphologische Unterschiede gibt. Das Profil WE weist Höhenunterschiede von 105 m im Westen ($77^{\circ} 53.9' \text{ N } 102^{\circ} 41.5' \text{ E}$) bis 247 m ($77^{\circ} 57.1' \text{ N } 104^{\circ} 35.4' \text{ E}$) in der zentralen Vilkitsky-Straße auf. Nach Osten geht die Vilkitsky-Straße in die Vilkitsky-Khatanga-Rinne über, die sich bis in die Tiefseeregion des Nansen-Beckens erstreckt. Der morphologisch höchste Punkt der westlichen Vilkitsky-Straße bildet gleichzeitig eine Schwelle zur Kara-See. Diese Schwelle, die als schallharter Reflektor im Profil WE zu erkennen ist, zeigt eine sanft nach Westen und eine steil nach Osten in die Vilkitsky-Straße abfallende Flanke. Westlich der Schwelle befindet sich das Profil XI und die Kernstation PS2452-3, deren seismische Einheiten nicht mit den Einheiten 1 - 5 der zentralen und östlichen Vilkitsky-Straße korreliert werden können, da die jeweiligen Reflektoren lateral nicht über die Schwelle hinwegziehen.

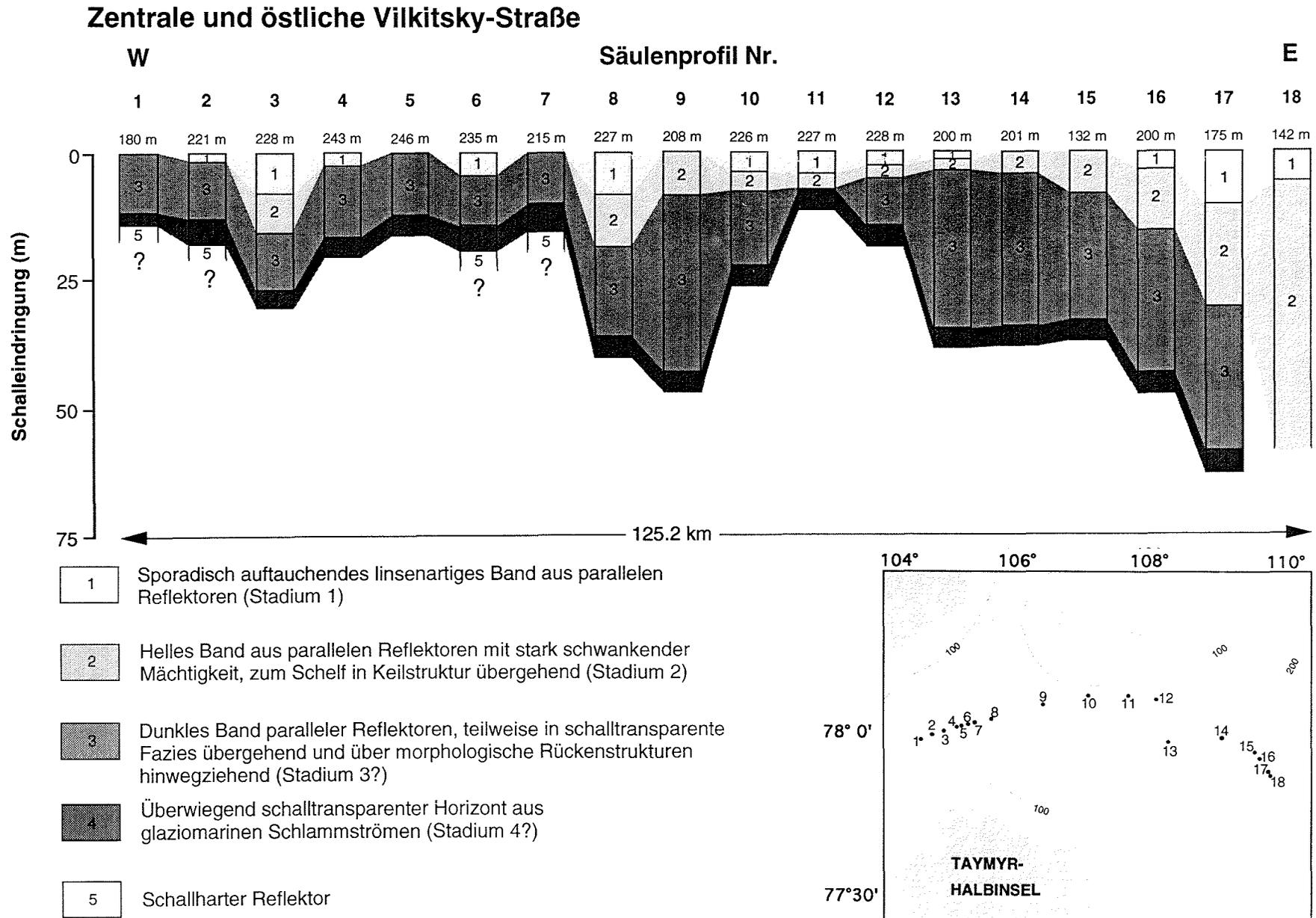


Abb. 50: Zentrale und östliche Vilkitsky-Straße: Säulenkorrelation seismischer Einheiten auf dem PARASOUND-Profil "WE"

Anhand der Kernstation PS2452-3 lassen sich für die westliche Vilkitsky-Straße vier seismische Einheiten unterscheiden (Abb. 51). Die Einheit 1 wird aus schalltransparenten, linsenförmigen Schüttungskörpern von maximal 5 m Mächtigkeit aufgebaut, die mit relativ scharfer Basis diskordant über der Einheit 2 lagern. Die Einheit 2 wird aus undeutlich parallel verlaufenden Reflektoren gebildet. Westlich der morphologischen Schwelle in Richtung Kara-See steht sie direkt an der Meeresbodenoberfläche an und erreicht Mächtigkeiten bis zu 40 m. Die Oberfläche der Einheit 2 ist in diesem Bereich durch Erosion von Eisbergen gestört. Die zunächst parallel zum schallharten Untergrund der Schwelle verlaufenden Reflektoren weisen nach Westen immer undeutlichere Schichtungsstrukturen auf und gehen mit zunehmender Wassertiefe in schalltransparente Fazies über. Der Übergang von Einheit 2 zur schalltransparenten Einheit 3 verläuft undeutlich. Die ebenfalls schalltransparente Einheit 4 grenzt sich durch einen deutlichen, nahezu schallharten Reflektor von Einheit 3 ab.

Aus den Querprofilen IV, V/VI (Abb. 45, 49), VIII (Abb. 44), IX (Abb. 46), XII und teilweise auch WE (Abb. 48) wird ersichtlich, daß die Vilkitsky-Straße asymmetrisch mit Sedimenten verfüllt ist. Das Profil IX weist im Norden der Vilkitsky-Straße nur sehr geringe Sedimentmächtigkeiten über dem schallharten bis schalltransparenten Untergrund auf. Auch die PARASOUND-Echogramme der Kernstationen PS2450-3 und PS2452-3 belegen eine eher geringmächtige Sedimentbedeckung nahe der Küste von Severnaya Zemlya. Die größten Sedimentakkumulationen mit schalltransparenten Schlammströmen und geschichteten Sedimenten können in den Querprofilen V, VIII und XII nahe des Taymyr-Schelfes festgestellt werden.

Westliche Vilkitsky-Straße

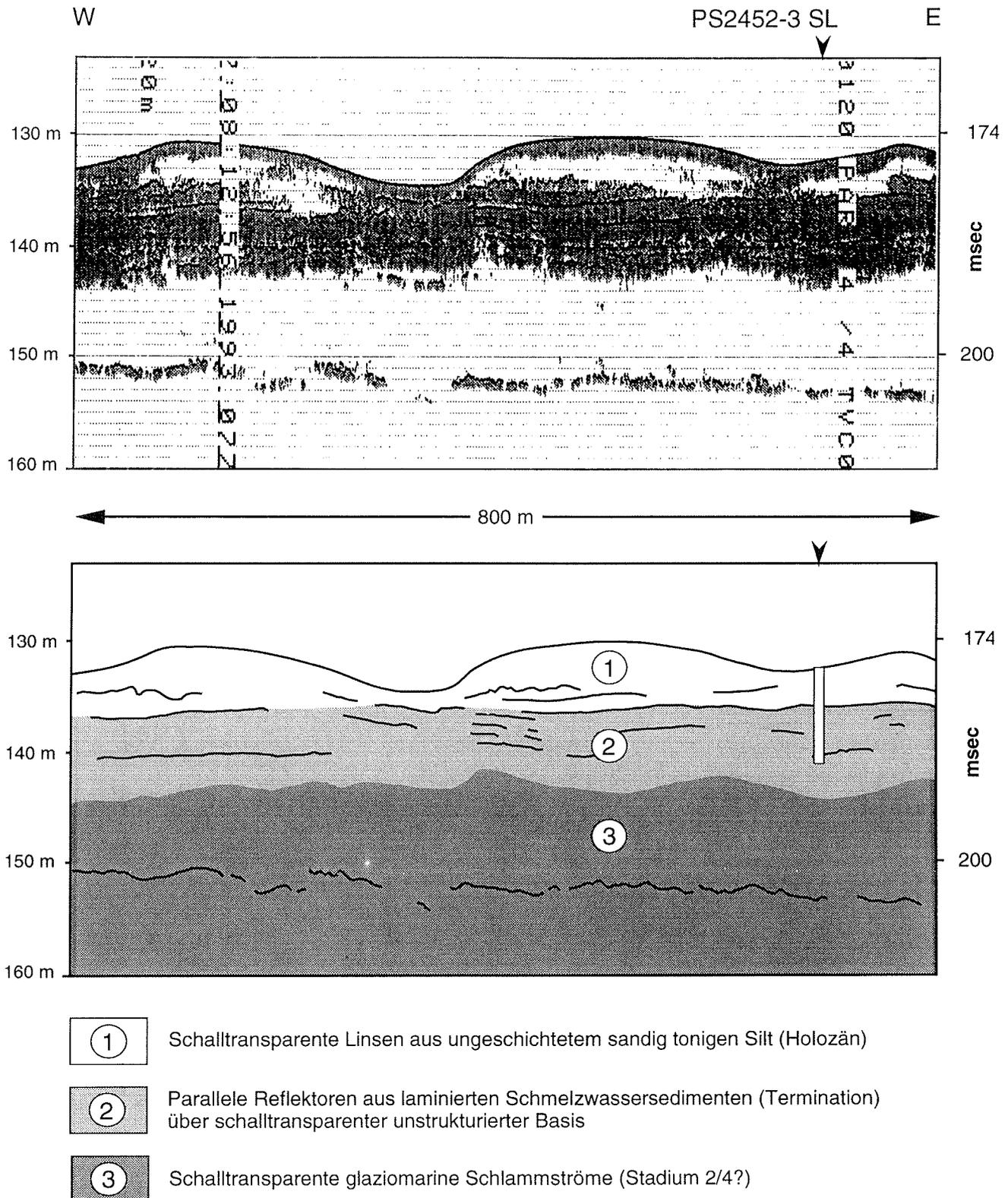


Abb. 51: Westliche Vilkitsky-Straße: das PARASOUND-Profil im Bereich der Kernstation PS2452-3

4 DISKUSSION

4.1 Sedimentationsprovinz A

4.1.1 Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND

In der Sedimentationsprovinz A lassen sich die am nordöstlichen Kontinentalhang von Severnaya Zemlya gelegenen Kerne PS2742-5 und PS2743-9 direkt miteinander korrelieren, da sie dem gleichen seismischen Profil SS angehören. PS2782-1, der sich an der östlichen Flanke der Schokalsky-Rinne befindet und der Küste Severnaya Zemlyas deutlich näher vorgelagert ist, kann ebenfalls mit PS2743-9 und PS2742-5 korreliert werden, da alle Kerne an der Basis einen Diamikt als zeitgleichen Horizont enthalten (Abb. 52).

Der Diamikt ist in allen Kernen durch hohe Dichten über 2.0 g/cm^3 charakterisiert, dagegen stellt die magnetische Suszeptibilität weitere Unterschiede heraus. PS2782-1 mit seiner landnahen Position weist im Diamikt Werte um $50 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ auf. Der Diamikt des distalen in 1019 m Wassertiefe gelegenen Kerns PS2743-9 hat mit über $200 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ eine vierfach höhere MS. Bei dem noch distaleren und tieferen Kern PS2742-5 beträgt die magnetische Suszeptibilität des Diamiktes nur noch $100 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$. Diese Abnahme um 50 % sowie die geringere Mächtigkeit des Diamiktes machen einen Proximal-/Distaleffekt am nordöstlichen Kontinentalhang Severnaya Zemlyas deutlich, der auch im PARASOUND-Profil SS zu erkennen ist (vgl. Kap. 4.1.1)

Die Mächtigkeiten des Postglazials/Holozäns sind in allen Kernen unterschiedlich ausgebildet. Bei PS2782-1 beträgt die Mächtigkeit der Sedimente oberhalb des Diamiktes 427 cm, bei PS2743-9 nur ca. 40 cm und beim tiefsten Kern PS2742-5 etwa 330 cm. Im Holozän weisen alle Kerne eine geringere magnetische Suszeptibilität mit Werten unter $50 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ auf. Oberhalb des Diamiktes zeigen sämtliche Kerne einen positiven Ausschlag in Dichte und magnetischer Suszeptibilität. Bei PS2782-1 fällt dieser Ausschlag mit den höchsten Suszeptibilitätswerten des Kerns um $70 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ zusammen. Zwischen diesem Maximum und dem Kurvenanstieg im Diamikt weisen sowohl Dichte als auch die MS einen starken negativen Einschnitt auf, in dem sich auch der laminierte postglaziale Horizont befindet. Ein laminiertes Abschnitt fehlt jedoch im Kern PS2743-9 und wird auch in der Kernbeschreibung von PS2742-5 nicht erwähnt.

Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz A

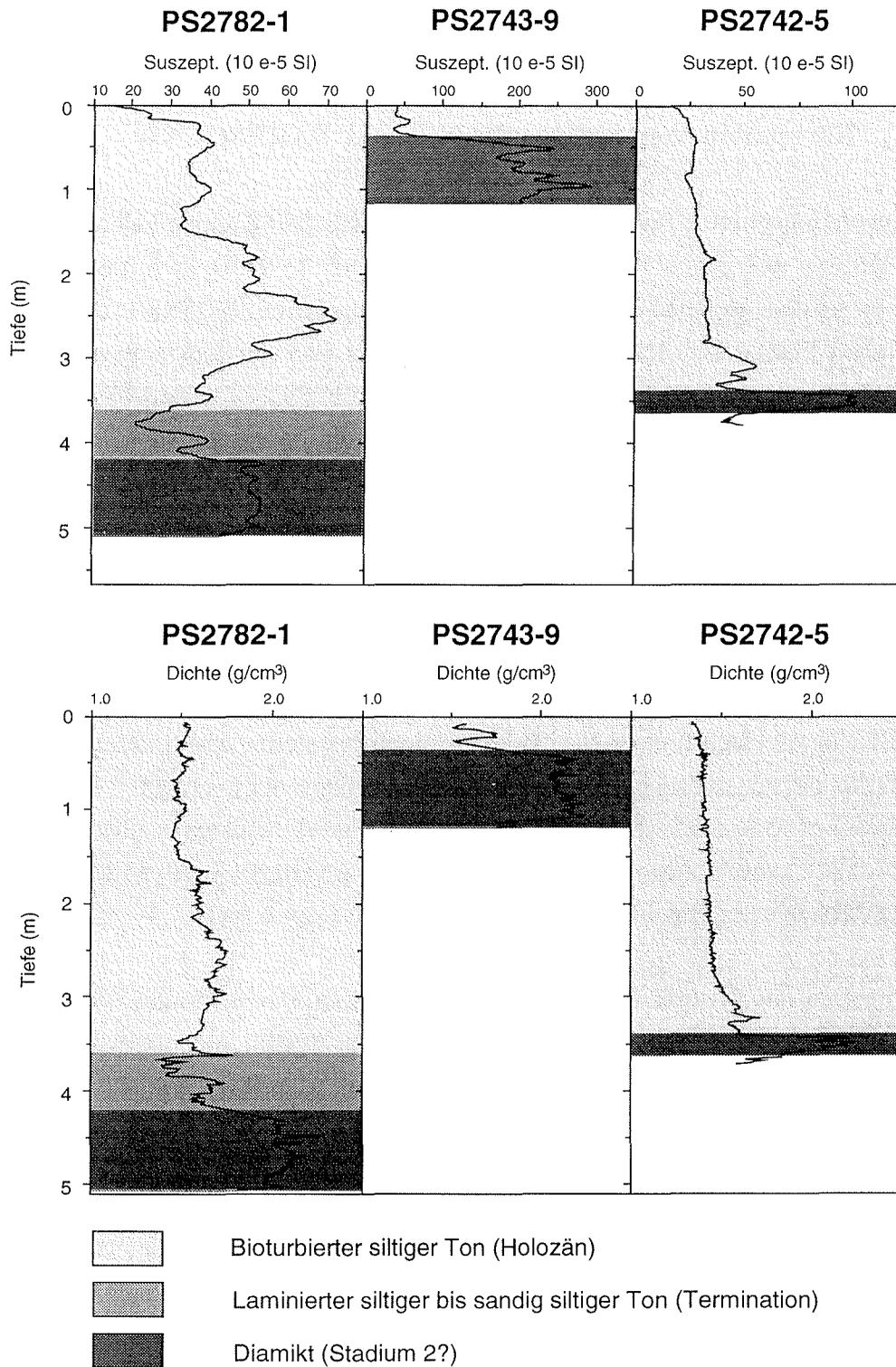


Abb. 52: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz A

4.1.2 Faziesanalyse mit PARASOUND

Die intensive Zerfurchung des Schelfes ist auf rezente Eisberge zurückzuführen, die an den Gletscherfronten im Norden Severnaya Zemlyas abbrechen (Abb. 20). Von Wind und Meereströmungen auf den flachen Schelf getrieben, pflügen sie bis zu 10 m tiefe Furchen in den Meeresboden. Die Pflugmarken treten als flache Einschnitte (im PARASOUND-Echogramm stark überhöht) mit Wällen bis etwa 10 m Höhe zu beiden Seiten auf. Dieser Prozeß zerstört die Schichtungsstrukturen oberflächennaher Sedimente.

Aufgrund der Tatsache, daß PS2782-1 an seiner Basis einen glaziomarinen Diamikt enthält, der im PARASOUND-Echogramm als schallharter Reflektor in Erscheinung tritt, läßt sich für den schallharten Reflektor der Schokalsky-Rinne ebenso ein glazialer Bezug herstellen. Schallharte Reflektoren können z. B. dann entstehen, wenn der Untergrund aus anstehendem Gestein gebildet wird oder wenn Sediment stark konsolidiert wird, etwa durch Eisauflast, wofür auch die hohe Dichte des Diamiktes spricht. Das PARASOUND-Signal kann in dem Fall aufgrund der hohen Dichte nicht tief in das Sediment eindringen, sondern es wird mit hoher Amplitude reflektiert und erzeugt einen schallharten Horizont im PARASOUND-Echogramm.

Diamikte werden z. B. für den Franz-Victoria-Trog (Lubinski et al., 1996) oder die östliche Barents-See (Gataullin et al., 1993; Polyak, 1995) beschrieben und mit Eisaktivität assoziiert. Das Relief der südöstlichen Barents-See wird von ungeschichteten Diamikten bestimmt, die moränenartige morphologische Rücken bis zu 100 m Höhe aufbauen (Spiridonov et al., 1992). Lubinski et al. (1996) interpretieren den Diamikt des Franz-Victoria-Troges aufgrund seiner Morphologie und weiträumigen Ausdehnung als Till, dem während des letzten Glazial-/Interglazialzyklus ein Eisschild aufgelegt haben soll. Aufgrund des Diamiktes in PS2782-1, dessen hoher Dichte und des unebenen Reliefs durch morphologische Rückenstrukturen läßt sich für die Schokalsky-Straße ebenso eine glaziale Überprägung vermuten. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, daß Relikte, mit einer dünnen Sedimentschicht versehene Eisbergfurchen bis in 350 m Wassertiefe vorkommen.

Für die markanten morphologischen Rücken beidseitig der Schokalsky-Straße (Abb. 11, 20) läßt sich somit ebenfalls eine glaziale Entstehung in Betracht ziehen. In Anlehnung an die Beobachtung von Spiridonov et al. (1992) ist es wahrscheinlich, daß es sich bei den morphologischen Rücken ebenso um Moränen handelt. Diese Interpretation wird durch Charakteristika, wie z. B. asymmetrische Geometrie (Schreiner, 1992) und die akustische Transparenz (Gataullin et al., 1993) gefestigt, die

auf ein chaotisches aber nicht stark konsolidiertes Sedimentgefüge in den Moränen schließen läßt. Während glazialer Eisvorstöße werden die Vorschüttimente gestaucht und intern durchbewegt (Schreiner, 1992), wodurch jegliche Schichtungsstrukturen verlorengehen und ein annähernd schalltransparenter Körper im PARASOUND-Echogramm entsteht (Abb. 20). Punktförmig rückgestreute Reflexionen innerhalb der Moränen werden wahrscheinlich von grobem Geschiebematerial erzeugt. Der Bereich der Schokalsy-Straße und des Kontinentalhangs von Severnaya Zemlya, der sich durch diese charakteristisch glaziale Morphologie auszeichnet, kann somit als submarine Moränenlandschaft beschrieben werden.

Die Existenz von Moränen ist ein unmittelbarer Hinweis auf die ehemalige Lage der Grundlinie, also jenem Bereich, an dem ein Gletscher dem Meeresboden direkt auflag (Stea et al., 1992). Da in größerer Wassertiefe des PARASOUND-Profiles SS keine weiteren Moränenrücken mehr entdeckt wurden, stellt die in 385 m Wassertiefe kartierte Moräne (Abb. 11) demzufolge die nordöstlichste Grenze der Grundlinie dar, die im Rahmen dieser Arbeit nachzuweisen ist. Dabei ist nicht klar, ob die Moränen östlich der Schokalsky-Rinne Endmoränen oder die seitliche Begrenzung des Eisschildes in Form von Seitenmoränen darstellen.

Die Gletscherfront mag aufgrund der spezifisch geringeren Dichte des Eises, ähnlich wie bei den Schelfeisen der Antarktis (z. B. Weddel- oder Ross-See) oder Fjordgletschern (Elverhøi et al., 1983; Powell & Molnia, 1989; Syvitsky, 1989), der Meeresoberfläche aufgeschwommen haben. Die eigentliche Gletscherfront kann daher weiter nordöstlich vermutet werden, was durch das Vorkommen des Diamiktes unterstützt wird, dessen Reflektor noch bis in 2200 m Wassertiefe und 80 km Entfernung von Severnaya Zemlya im PARASOUND-Profil zu erkennen ist. Die Entstehung des Diamiktes kann durch Eisberge erklärt werden, die an der Front des Eisschildes abbrachen, abschmolzen und große Mengen des eingefrorenen Geschiebes freigaben, das in Form von „Dropstones“ auf den Meeresboden herabregnete und dort akkumulierte (vgl. Hambrey, 1994). Die geringe Schalleindringung beruht auf der hohen Dichte des Sediments, die wiederum durch den hohen Anteil an Gesteinskomponenten ("Dropstones") zu erklären ist. Aufgrund der hohen Dichte und des so erzeugten schallharten Reflektors läßt sich mit PARASOUND nur der jeweils stratigraphisch hangendste Diamikt nachweisen, der vermutlich der jüngsten Vereisung des Stadiums 2 zuzuschreiben ist.

Ein Proximal-/Distaleffekt macht sich auch in der Mächtigkeit des Diamiktes bemerkbar. Bleiben die Schwerelote bei PS2782-1 und PS2743-9 bei knapp einem Meter im dichten Diamikt stecken, so sticht PS2743-5 durch diesen bei 1887 m Wassertiefe nur

noch ca. 17 cm mächtigen Horizont. In Abb. 20 (Fazies 5) ist der Diamikt in etwa 2200 m Tiefe nur noch als dünner Reflektor über schalltransparenter Basis zu erkennen. In diesem Bereich verzahnen sich die feinschichtigen hemipelagischen Sedimente der Tiefsee (Fazies 6, Abb. 20) mit denen des Kontinentalhangs.

Die linsen- bzw. sigmoidalförmigen, schalltransparenten Sedimentkörper, die etwa in 2050 m Wassertiefe (Fazieszone 5, Abb. 20) unterhalb des Diamiktes auftreten, werden als Schlammströme („Debris Flows“) interpretiert und stellen wahrscheinlich eisproximale Sedimente dar, die häufig nahe der Grundlinie von Gletschern vorkommen (Visser, 1983; Gataullin et al., 1993; Vogt et al., 1993; Laberg, 1994). Sie werden besonders in Phasen von Eisvorstößen an den Kontinentalrändern binnen weniger Monate bis Jahre akkumuliert und wurden bereits mehrfach am Beispiel des Sedimentfächers der Bäreninsel beschrieben (Vogt et al., 1993; Laberg, 1994). Schlammströme bestehen aus sehr feinem glazigenem Material, das oft mit groben Komponenten wie Kies oder „Dropstones“ vermischt ist und über kalte Schmelzwässer an der Gletscherbasis ausströmt. Sie sind durch hohe Porosität, geringe Dichte und Scherfestigkeit charakterisiert. Das Ausgangsmaterial der Schlammströme ist zunächst feingeschichtet und gerät bei entsprechendem morphologischem Gefälle in eine gravitative, thixotroph-laminare Fließbewegung, bei der sich die interne Schichtung auflöst und so ein schalltransparenter Schüttungskörper entsteht (Vogt et al., 1993).

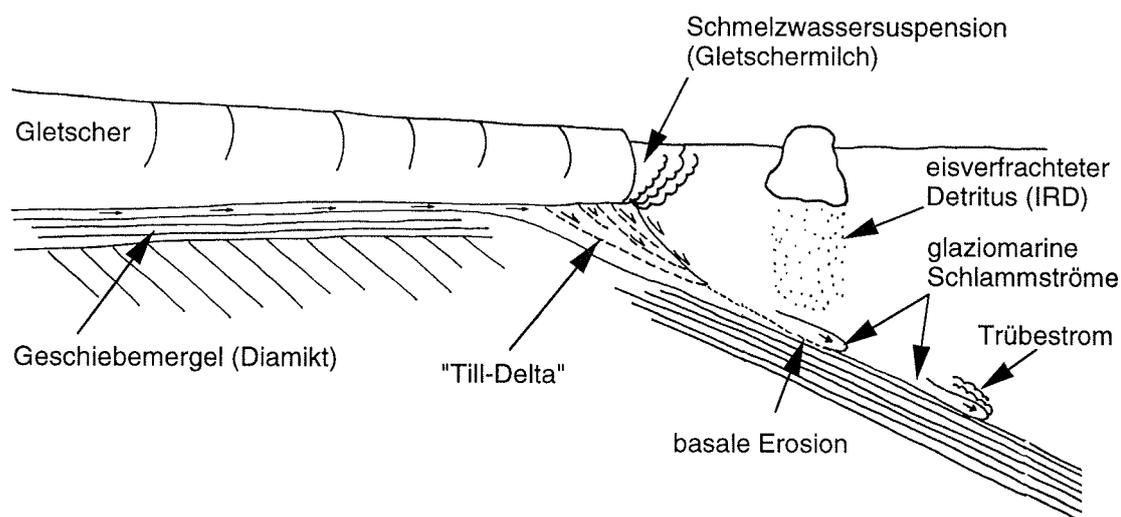


Abb. 53: Schematische Darstellung glaziomariner Sedimentationsprozesse an vergletscherten Kontinentalschelfen (verändert nach Laberg, 1994)

Es ist nicht klar, ob die Schlammströme in Fazieszone 5 (Abb. 20) zusammen mit dem Diamikt einer gemeinsamen Vereisungsphase zuzurechnen sind oder ob sie zwei unterschiedlichen Vereisungsphasen, etwa Stadium 2 und Stadium 4, angehören. Eine schematische Darstellung glaziomarer Sedimentationsprozesse an Kontinentalhängen ist der Abb. 53 zu entnehmen.

Für das Stadium 2 wird allgemein eine globale Meeresspiegelabsenkung von ca. 120 m diskutiert (Holmes & Creager, 1974; Fairbanks, 1989; Kuptsov & Lisitsin, 1996), was einem Bodenkontakt des Eisschildes in der Schokalsky Straße bei ca. 265 m Wassertiefe entspräche. Die Auswirkung von Subsidenz durch Eisauflast sollte zusätzlich berücksichtigt werden (Forman et al., 1995; Siegert & Dowdeswell, 1995). Allerdings liegen bisher keine Informationen über erhöhte Strandmarken vor, anhand derer man Aussagen über den Grad der eustatischen Absenkung machen könnte. Um den genauen Verlauf der Eisgrundlinie anhand von Moränen zu rekonstruieren, müßten noch weitere PARASOUND-Profile vom Kontinentalhang Severnaya Zemlya aufgenommen werden. Die Größe und Ausdehnung des damaligen Eisschildes ließe sich nur dann realistisch modellieren, wenn auch die Auswirkung von Subsidenz in Verbindung mit erhöhten Strandmarken auf der Taymyr-Halbinsel berücksichtigt wird.

Matishov (1987), Biryukov et al. (1988) und Spiridonov et al. (1992) berichten von Moränenrücken am Kontinentalhang der Bäreninsel, die sie als Marken eines schrittweisen glazialen Rückzuges vor 13 bis 10 ka BP (Elverhøi et al., 1990) interpretieren. Auch die kartierten Moränen des PARASOUND-Profiles SS könnten das Ergebnis eines glazialen Rückzuges darstellen, da die morphologischen Rücken einerseits in relativ kurzen Abständen aufeinanderfolgen, andererseits ein durchgängiger, schallharter Reflektor unter den Moränen hinwegzieht (Abb. 11, 20). Dem schallharten Reflektor, der bereits zuvor in Verbindung mit Eisauflast erwähnt wurde, kann somit ein höheres Alter als den stratigraphisch hangenden Moränen zugewiesen werden. Demzufolge wurden die Moränen über einem bereits glazial konsolidierten Untergrund aufgeschoben, was generell auf einen kurzfristigen Gletschervorstoß innerhalb einer größeren Enteisungsphase hindeutet.

Da subaquatische Moränen beidseitig der Schokalsky-Rinne auftreten, könnten diese einen zeitgleichen Eisrückzug dokumentieren. Das Vorkommen von Moränen in relativ dichter Abfolge ließe sich ebenso durch einen schrittweisen Abschmelzprozeß erklären. Da die Moränen auf kleinere Eisvorstöße zurückzuführen sind, könnten diese durch Oszillieren des Eisschildes, z. B. während einer Termination, entstanden sein. Elverhøi et al. (1993) nehmen ebenfalls eine schrittweise Enteisung des Barents-See Eisschildes an.

4.1.3 Der Glazial-/Interglazialübergang von PS2782-1

Der Kern PS2782-1 konnte bisher nicht datiert werden. Aufgrund seiner Lage zwischen Küste und den submarinen Moränen spiegeln seine lithologischen Einheiten mit basalem Diamikt, laminiertem Horizont und anschließendem bioturbiertem Top wahrscheinlich den jüngsten Enteisungszyklus bis ins Holozän wider (Abb. 14).

Es ist anzunehmen, daß der Diamikt eine eisproximale Lage des Kerns zum Ablagerungszeitpunkt darstellt (Lubinski, 1996). Mit fortschreitender Klimaerwärmung zogen sich die Eismassen vermutlich weiter zurück, was aus dem laminierten Horizont hervorgeht, dessen Lamination auf Schmelzwassersedimentation während der Termination zurückgeführt werden kann. Auch Polyak & Solheim (1994) führen laminierte Horizonte oberhalb von Diamikten der Barents-See auf den Einfluß von Schmelzwässern zurück. Für den Diamikt sowie den laminierten Horizont können hohe Sedimentationsraten angenommen werden, wie sie für eine ähnliche Fazies bereits vor Ostgrönland beschrieben wurden (Hubberten, 1995). Oberhalb des laminierten Kernabschnitts kündigt einsetzende Bioturbation den Übergang zu den ruhigen und wärmeren Ablagerungsbedingungen des Holozäns an (Elverhøi & Solheim, 1983; Spiridonov et al., 1992). Vereinzelt „Dropstones“ im oberen Kernabschnitt sind auf holozänen IRD-Eintrag durch Eisberge zurückzuführen, die an den rezenten Gletscherfronten im Norden Severnaya Zemlyas abbrechen und die nordöstliche Schelfkante des Archipels tiefgründig zerfurchen (Fazieszone 1, Abb. 20).

Auch die Korngrößenverteilung spiegelt die glaziale Abfolge von Diamikt, laminiertem Horizont und bioturbiertem Holozän wider (Abb. 16 A - C). Der Diamikt beinhaltet alle Korngrößen zu relativ gleichem Anteil. Diese gleichmäßige Verteilung wird auch aus dem polymodalen Verteilungsmuster der Siltfraktion deutlich, die drei ausgeprägte Maxima im sehr groben Silt, Grobsilt und Feinsilt aufweist. Diese Polymodalität ist darin begründet, daß Gletscher durch physikalische Verwitterung aufbereitetes Gesteinsmaterial aller Korngrößen von großen Gesteinsblöcken bis zum siltig tonigen Gesteinsmehl enthalten, das nach Abschmelzen der Eisberge wieder freigegeben wird und im Diamikt schlecht sortiert akkumuliert (Schreiner, 1992).

Das Vorherrschen feiner Korngrößen im laminierten Kernhorizont (Tonanteil 70 %) wird durch den Einfluß kalter, mit Gesteinsmehl angereicherter Gletschermilch interpretiert (Abb. 16 A - C). In den sedimentphysikalischen Parametern macht sich der laminierte Horizont durch Minima in der magnetischen Suszeptibilität und Dichte bemerkbar (Abb. 15). Ursache hierfür mag der erhöhte Toneintrag aus dem Festlandeis sein, der auf die elektrolytischen Eigenschaften des Meerwassers mit Flockung reagiert

und kleine, koagulierende Aggregate bildet (Matthes, 1990). Die Anreicherung solcher Aggregate im laminierten Kernabschnitt bewirkt einen Anstieg von Porosität und Wassergehalt und somit eine Verringerung der Dichte. Das deutlich unimodale Verteilungsmuster der Siltfraktion spiegelt auch einheitliche Strömungen durch kalte Bodenwässer wider, die z. B. beim Abschmelzprozeß von Gletschern entstehen (Polyak & Solheim, 1994).

Das Zusammenfallen von erhöhtem Toneintrag und einem ausgeprägten Minimum der magnetischen Suszeptibilität könnte ein Indiz für die Korngrößenabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität in diesem Gebiet sein (Abb. 16 A - C, 19). Die Feststellung, daß der maximale Siltgehalt bei 260 cm mit den maximalen Suszeptibilitätswerten korreliert, unterstützt die These, daß die Träger der magnetischen Information in diesem Bereich in der Siltfraktion angereichert sind. Ob es sich hierbei um reine Korngrößeneffekte oder Veränderungen im Liefergebiet oder der Transportmechanismen (Strömungen) handelt, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht klar unterschieden werden. Zusätzlich wird die Suszeptibilität auch durch die Porosität beeinflusst (negative Korrelation). Das markante Suszeptibilitätsmaximum im Kern PS2782-1 (Abb. 15) hat jedoch eine sehr hohe Amplitude und kann durch Porositätseffekte alleine nicht erklärt werden. Dies verdeutlicht die Tatsache, daß der Diamikt trotz erheblich geringerer Porosität nicht die Suszeptibilitätsamplitude des wasserreichen laminierten Horizonts erreicht.

Im bioturbirten Holozän deutet das unimodale Verteilungsmuster der Siltkorngrößen auf relativ konstante und ruhige Strömungsbedingungen (Abb. 16 A - C). Die schwachen Nebenmaxima der Siltkorngrößenverteilung im Mittel- und sehr groben Silt hängen wahrscheinlich mit schwankenden Sedimentationsprozessen zusammen, wie z. B. Strömungs- unterschieden in der Schokalsky-Straße, räumliche Verzahnung mit Konturströmen oder Sedimenteintrag durch Meereis oder Eisberge. Konturströme könnten am nordöstlichen Kontinentalhang Severnaya Zemlyas eine wichtige Rolle spielen, da das Holozän über weite Abschnitte des Kontinentalhangs fehlt. Für das PARASOUND-Profil SS wird dieser Bereich als Fazieszone 3 (385 - 1158 m) gegliedert (Abb. 20), in dem der schallharte Reflektor des Diamiktes ohne überlagernde Deckschicht direkt an der Oberfläche ansteht. Der Sedimentkern PS2743-9 zeigt einen diskordanten Übergang vom Diamikt zum bioturbirten Holozän, was möglicherweise ebenfalls auf Erosion durch Konturströme zurückzuführen ist.

Einige der sedimentpetrographischen Resultate lassen eine Interpretation der Liefergebiete zu. Aufgrund der schlechten Zurundung der Sandkörner des basalen Diamiktes im Kern PS2782-1 können vermutlich kurze Transportwege angenommen

werden. Spuren mechanischer Beanspruchung deuten auf glaziale Überprägung oder einen Ursprung im primären Verwitterungszyklus durch physikalische Verwitterung hin (Abb. 18). Der hohe Illitgehalt und dessen gute Kristallinität (Abb. 19), sowie das Vorkommen idiomorpher Granate in der Sandfraktion (Abb. 17) charakterisieren ein Liefergebiet mit überwiegend metamorphen Gesteinen. Derartige Bedingungen sind auf der Insel Bolshevik gegeben, die aus proterozoischen und paläozoischen Metamorphiten aufgebaut ist (Abb. 6). Der illitbetonte Diamikt spiegelt vermutlich ein für die Insel Bolshevik typisches Tonmineralspektrum ohne jeglichen Fremdeinfluß wider. Ein Eintrag durch die Vilkitsky-Straße ist sehr unwahrscheinlich, was Hinweise dafür liefert, daß keine Eisverfrachtung oder Erosion über große Distanzen, z. B. über einen Eisschild der Kara-See, zur Zeit der Ablagerung des Diamiktes erfolgte.

Im Vergleich zu PS2782-1 weist der auf der westlichen Flanke der Schokalsky-Rinne gelegene Kern PS2743-9 vier- bis fünffach höhere Suszeptibilitätswerte bei gleicher Dichte im Diamikt auf (Abb. 52). Derart markante Unterschiede lassen annehmen, daß die Komponenten des basalen Diamiktes bei PS2743-9 und PS2742-5 aus einem anderen Liefergebiet stammen als der Diamikt von PS2782-1 auf der östlichen Seite der Schokalsky-Rinne. Geht man davon aus, daß die beiden Diamikte denselben Vereisungszyklen angehören bzw. zeitgleich abgelagert wurden, kommen für PS2743-9 und PS2742-5 wahrscheinlich nur die kambrischen bis devonischen Gesteinsserien der nördlichen Inseln des Severnaya Zemlya Archipels (Komsomolets, Pioner und Oktober Revolution) als Herkunftsgebiet für den Diamikt in Frage (Abb. 6). Die unterschiedlich hohen Suszeptibilitätswerte sprechen für einen linienhaften, lokalitätsbezogenen Sedimenteintrag aus südwestlicher Richtung.

Eine mögliche Liefergebietsänderung im lokalbeeinflußten Kern PS2782-1 kann anhand des Smektitanstiegs von 4 % auf 20 % oberhalb des laminierten Horizonts (350 cm) angenommen werden, der von einem Anstieg der magnetischen Suszeptibilität auf maximal $70 \cdot 10^{-5}$ SI begleitet wird (Abb. 19). Da die Werte der magnetischen Suszeptibilität in diesem Bereich höher liegen als im basalen Diamikt, wäre eine Änderung der Sedimentzufuhr zu Beginn des Holozäns denkbar. Ein eventueller Fremdeintrag könnte auch aus den erhöhten Gehalten an grobem und sehr grobem Silt bei 350 cm hervorgehen, die eine stärkere Strömung und Transportenergie andeuten. Es ist möglich, daß die Veränderungen durch die Öffnung und Flutung der Schokalsky-Straße infolge der Enteisung Severnaya Zemlyas und des globalen Meeresspiegelanstiegs verursacht wurden. Der Materialwechsel ist vermutlich auf einen Eintrag aus der Kara-See zurückzuführen. Nach Wahsner und Shelekhova (1994) ist die Kara-See über den Jenisej mit Smektit angereichert.

4.2 Sedimentationsprovinz B

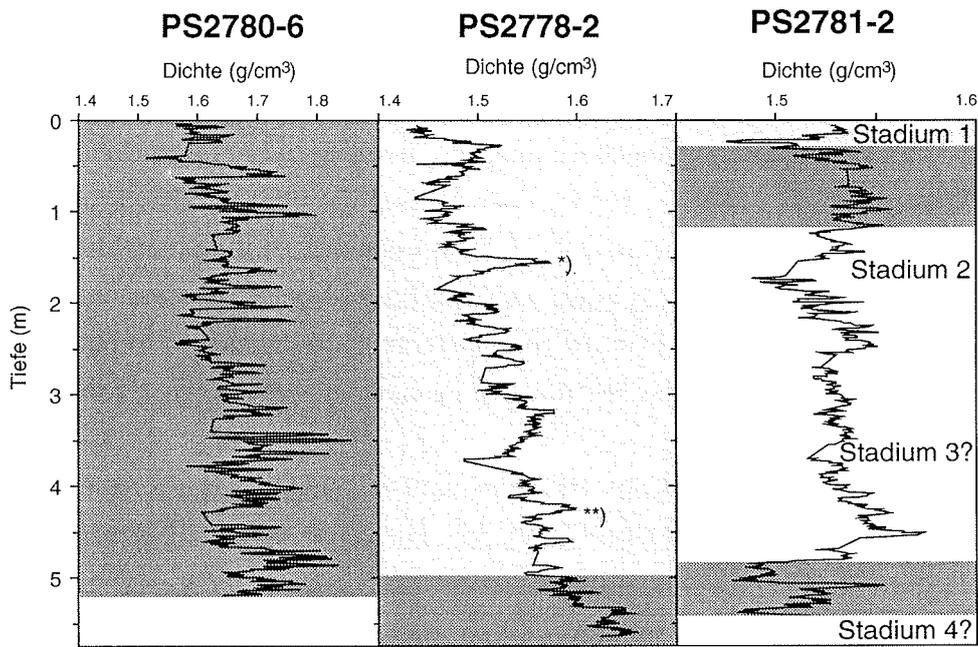
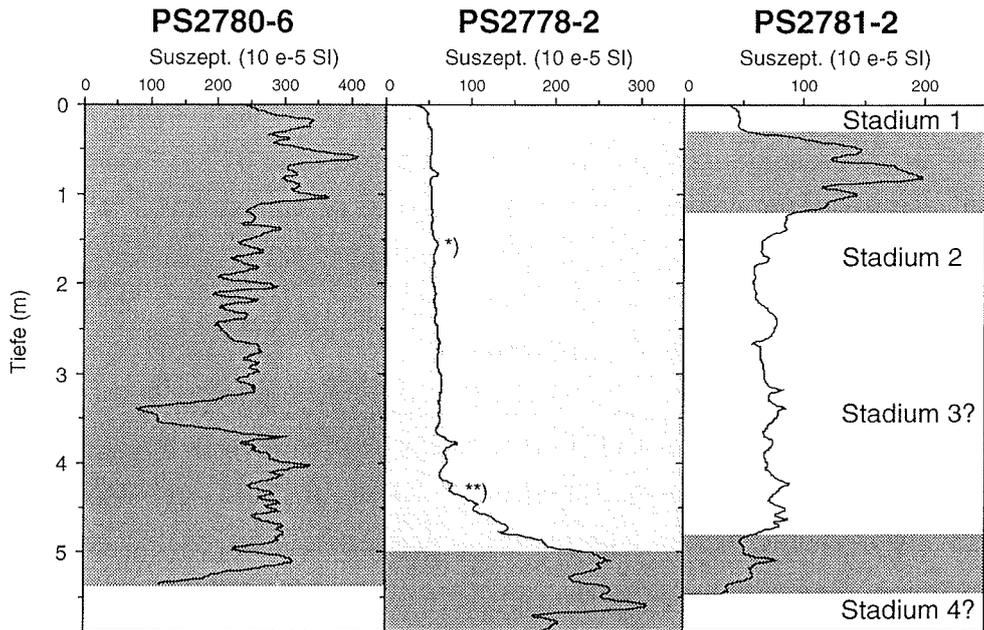
4.2.1 Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND

In der Sedimentationsprovinz B liegen die Kerne PS2780-6, PS2778-2 und PS2781-2 auf dem gleichen seismischen Profil VKC II. Der Kernvergleich beruht auf Korrelation der seismischen Einheit 2, die in allen Kernen enthalten und deren Top durch besonders hohe Suszeptibilitätswerte charakterisiert ist (Abb. 54). In der Dichte kommt dieser wichtige Leithorizont durch einen verstärkten Gradienten zum Ausdruck. Im PARASOUND-Echogramm entspricht die seismische Einheit 2 einem Sedimentkeil mit hohen Mächtigkeiten und Sedimentationsraten an der Schelfkante, die zur Vilkitsky-Khatanga-Rinne geringer werden.

Die Kernposition von PS2780-6 befindet sich direkt an der Schelfkante in der seismischen Einheit 2. An dieser Stelle treten zum Teil auf gesamter Kernlänge in den laminierten Sedimenten, mit Ausnahme eines schmalen Bandes bei etwa 350 cm, die höchsten Suszeptibilitätswerte auf, die im Bereich der Laptev-See gemessen wurden. Der in der östlichen Rinne gelegene Kern PS2778-2 besteht überwiegend aus holozänen Sedimenten, deren Alter durch AMS ^{14}C -Datierungen bestätigt werden konnte. An der Basis von PS2778-2 steigt in laminierten Sedimenten die magnetische Suszeptibilität auf 200 bis $300 \cdot 10^{-5}$ SI an, was mit dem Top der seismischen Einheit 2 korreliert. PS2781-2, der sich am weitesten vom Schelf auf einem morphologischen Rücken der Vilkitsky-Khatanga-Rinne befindet, enthält die seismische Einheit 2 laut PARASOUND-Echogramm bereits im oberen Kernabschnitt. Dieser Horizont ist wiederum durch einen vierfachen Anstieg der magnetischen Suszeptibilität gekennzeichnet. Die Maxima zeigen in PS2778-2 und PS2781-2 ein gleiches Muster, das jeweils aus einem Nebenmaximum, einem Hauptmaximum und einem weiter darüberliegenden Nebenmaximum besteht.

Bei der zeitlichen Einordnung der seismischen Einheiten sind die Kerne PS2778-2 und PS2781-2 des Profils VKC II von Bedeutung. PS2778-2 enthält die gesamte Einheit 1 und etwa 1 m aus der Einheit 2 (Abb. 55). Einheit 1 konnte mittels AMS ^{14}C -Datierungen dem Holozän zugewiesen werden. Der untere laminierte Kernbereich von PS2778-2 der seismischen Einheit 2 ergibt ein durch Extrapolation geschätztes Alter von etwa 12500 Jahren, was zumindest den oberen Bereich des "Keils" in die Termination 1 a und den unteren Bereich ins Stadium 2 stellt. Der Kern PS2780-6 wurde an der Schelfkante aus der seismischen Einheit 2 des "Keils" gewonnen, wodurch er zeitlich dem Stadium 2 zugewiesen werden kann.

Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz B



*) Alter bei 153 cm: 4600 Jahre vor heute

***) Alter bei 434 cm: 10070 Jahre vor heute

- Bioturbierter siltiger Ton (Holozän)
- Laminiertes siltiges Ton (Termination)

Abb. 54: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz B

Der Kern PS2781-2, der auf dem morphologischen Rücken der Vilkitsky-Khatanga-Rinne gewonnen wurde, durchsticht die seismischen Einheiten 1 (Holozän) und 2 (Stadium 2) und erreicht sogar die Einheit 3 (Abb. 56). Lithologisch zeichnet sich die Einheit 2 durch Lamination aus, die im Übergang zur Einheit 3 in eine stark tonige, nichtlaminierte Fazies wechselt (vgl. PS2781-2, Kap. 3.2.3.). Die Einheit 2 kann durch Korrelation der magnetischen Suszeptibilität mit der Einheit 2 von PS2778-2 und über PARASOUND zeitlich zugeordnet werden. Die Einheit 3 ist nicht über AMS ^{14}C oder magnetische Suszeptibilität datiert.

4.2.2 Seismische Einheit 1 (Holozän)

Die holozänen Sedimente des Kerns PS2778-2 spiegeln in allen Ablagerungsphasen relativ konstante Sedimentationsbedingungen wider, da die gemessenen Sedimentparameter keine markanten Schwankungen aufweisen (Abb. 24). Holozäne Lebensbedingungen scheinen benthisches Leben sehr zu begünstigen, was die Radiographien bestätigen, die eine intensive Bioturbation des Sediments anhand von zahlreichen Wurmbauten und Mollusken bestätigen (Abb. 23). Grundvoraussetzung für Bioturbation ist eine anhaltende Versorgung der Organismen mit Nährstoffen und Sauerstoff. Weiterhin können spezifisch dichte Bodenwässer, die infolge der Meereisbildung mit Sauerstoff angereichert sind, das Vorkommen benthisch lebender Organismen fördern (Steinsund et al., 1994), wodurch sich die intensive Bioturbation im Holozän des Kerns PS2778-2 erklären ließe. Eine intensive Bioturbation bewirkt nach Steinsund et al. (1994) auch eine Anreicherung des Meeresbodens mit aggressivem CO_2 , das als mögliche Ursache für die starken Lösungserscheinungen an *N. pachyderma* im Holozän des Kerns PS2781-2 in Betracht gezogen werden kann.

Aus der linsenförmigen Geometrie des Holozäns läßt sich eine Aussage über die Transportrichtung der Sedimente ableiten (Abb. 35). Da die seismische Einheit 1 an beiden Flanken der Vilkitsky-Khatanga-Rinne ausgeht, kann eine Sedimentzufuhr eher durch die Vilkitsky-Straße angenommen werden als über den Schelf Severnaya Zemlyas oder der Laptev-See. Aufgrund des westöstlichen morphologischen Gefälles der Vilkitsky-Straße ist eine Sedimentzufuhr aus der Kara-See wahrscheinlicher.

Die Ursache für die ungleichmäßige und asymmetrische Akkumulation des Holozäns und sowie eine hohe Sedimentationsrate von 51.2 cm/1000 Jahre in der östlichen Vilkitsky-Khatanga-Rinne ist vermutlich auf den Einfluß von Strömungen zurückzuführen. Die Tatsache, daß die seismische Einheit 1 nicht am morphologisch tiefsten Punkt des Profils VKC I zu erkennen ist sondern an der östlichen Rinne, könnte auf die Existenz kaltsalinerer und dichter Bodenströmungen zurückzuführen

sein, die infolge der Meereisbildung auf der Kara-See durch die Vilkitsky-Khatanga-Rinne abfließen (Letzig, 1995; Wollenburg, 1993). Eine andere Ursache für die asymmetrische Akkumulation des Holozäns in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne könnte die Korioliskraft sein, die besonders in polaren Gewässern der Nordhemisphäre eine deutliche rechtsgerichtete Ablenkung von Strömungen bewirkt und sich somit auf die Akkumulation von Sedimentpartikeln auswirkt (Reading, 1985).

Die Siltkorngrößenverteilungskurve weist für das gesamte Holozän ein nahezu identisches Muster auf, was auf konstante Strömungsbedingungen hindeutet (Abb. 25 A - C). An der Kernposition PS2778-2 läßt sich für das Holozän eine übergeordnete Strömung durch die Vilkitsky-Khatanga-Rinne annehmen, die sich in der Siltkorngrößenverteilung mit einem Maximum im Feinsilt ausdrückt. Die geringfügige Ausbildung eines Nebenmaximums bzw. leichte Ansätze zur Polymodalität lassen auf Schwankungen im Strömungsregime schließen, die eventuell mit der saisonalen Meereisproduktion auf dem Kara- und Laptev-Schelf und der unterschiedlichen Zufuhr hochsalinärer, dichter Bodenwässer in Verbindung stehen.

Im auf der Schelfkante gelegenen Kern PS2780-6 hingegen ist das Holozän nahezu gar nicht vorhanden, was sich vermutlich ebenfalls durch den stärkeren Einfluß kalter Bodenströmungen vom Laptev-Schelf erklären läßt. Auch der Endpunkt des PARASOUND-Profiles WE weist, z. B. im Übergangsbereich vom Holozän, zur Schelfkante eine Diskordanz auf, anhand derer man auf Erosion hangparalleler oder hangabwärtsgerichteter Strömungen schließen kann (Abb. 48).

4.2.3 Seismische Einheit 2 (Stadium 2)

Die Keilstruktur der Einheit 2 läßt einen Proximal-/Distaleffekt mit sehr hohen Sedimentationsraten unterhalb des Schelfes und rascher Abnahme zur Mitte der Vilkitsky-Khatanga-Rinne erkennen. Die deutliche Zunahme der Sedimentmächtigkeiten in den PARASOUND-Profilen VKC I und VKC II nach Südosten signalisiert für die seismische Einheit 2 eine Hauptschüttungsrichtung vom Schelf (Abb. 35, 55).

Die seismische Einheit 2, die in den Kernen PS2778-2, PS2780-6 und PS2781-2 in unterschiedlicher Mächtigkeit enthalten ist, kommt im Kern PS2778-2 etwa zwischen 500 cm und dem Kernende bei 588 cm vor. Da sich dieser Bereich durch eine sehr feine Lamination, fehlende Bioturbation und einen starken Anstieg der magnetischen Suszeptibilität und des Smektitgehaltes auszeichnet, läßt sich daraus eine Änderung der Sedimentzufuhr und des Liefergebietes ableiten (Abb. 26).

Vilkitsky-Khatanga-Rinne

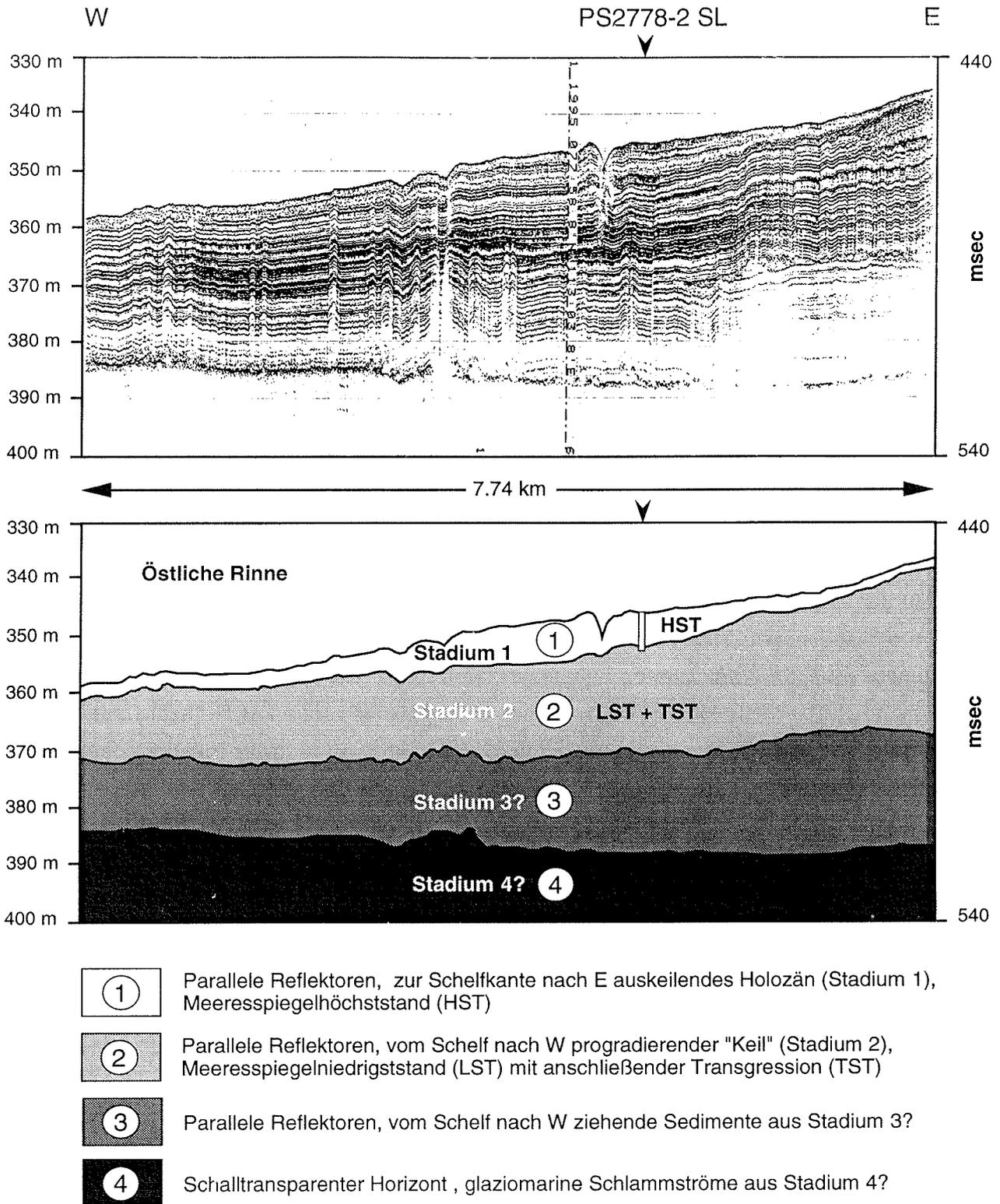


Abb. 55: Vilkitsky-Khatanga-Rinne: das PARASOUND-Profil „VKC II“ im Bereich der Kernstation PS2778-2

Anhand der AMS ^{14}C -Datierungen konnte den Ablagerungen des laminierten Horizontes prä-holozänes Alter zugewiesen werden. Wegen des konkordanten Übergangs zwischen den Einheiten 1 und 2 wird der laminierte Horizont zeitlich hypothetisch der Termination 1 a zugeordnet. Der allmähliche Anstieg und Abfall der magnetischen Suszeptibilität deutet folglich auf einen graduellen Übergang vom Hochglazial zur Termination 1 a und von der Termination 1 a zu holozänen Bedingungen (Abb. 24). Anhand der seismischen Befunde ist dieser Übergang gleichzeitig mit einer Drehung der Sedimentationsrichtung um 90° verbunden - in Einheit 2 von Süden nach Norden gerichtet, in Einheit 1 von Westen nach Osten durch die Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne (Abb. 35). Da die Sedimente, die zeitlich mit der Termination 1 a verknüpft werden, entsprechend der Korrelation von PARASOUND und der magnetischen Suszeptibilität im obersten Abschnitt des keilförmigen Sedimentkörpers liegen, erscheint es sinnvoll, die Ablagerung der Einheit 2 ins marine Isotopenstadium 2 zu stellen. Das bedeutet, daß während des Stadiums 2 die Hauptsedimentzufuhr aus Richtung des Laptev-Schelfes erfolgte und weniger, wie im Holozän, durch die Vilkitsky-Straße.

Während der Expedition ARK-IX/4 (1993) mit FS „Polarstern“ konnten entlang des Laptev-Schelfes mehrere fossile Flußrinnen, wie z. B. die Paläo-Rinne der Lena, kartiert werden (Fütterer, 1994). Deshalb ist davon auszugehen, daß im letzten Vereisungsmaximum des Stadiums 2 aufgrund der angenommenen globalen Meeresspiegelabsenkung um ca. 120 m relativ zu heute (Holmes & Creager, 1974; Fairbanks, 1989; Kuptsov & Lisitsin, 1996) weite Bereiche des heutigen Laptev-Schelfes trocken lagen. Fossile Flußrinnen sind Evidenzen dafür, daß auch im Stadium 2 eine Entwässerung der großen sibirischen Flüsse nahe der heutigen Schelfkante nach Norden in den Arktischen Ozean erfolgte (Fütterer, 1994). Es ist anzunehmen, daß auch der Khatanga im Stadium 2 nahe der heutigen Schelfkante entwässerte, obwohl ein fossiles Flußbett mit PARASOUND bisher noch nicht gefunden wurde. Bathymetrische Karten lassen östlich der Taymyr-Halbinsel fluviatile Einschnitte erkennen, die als „Khatanga-Anabar-Valley“ bezeichnet und somit als ehemaliges Flußbett des Khatangas interpretiert werden (Holmes, 1967). Das nördliche Ende des „Khatanga-Anabar-Valley“ geht demnach in einen Sedimentlobus über, der wahrscheinlich vom Khatanga während des niedrigen Meeresspiegels im Stadium 2 aufgeschüttet wurde, und auf dem sich die beiden Sedimentkerne PS2780-6 (136 m Wassertiefe) und PS2778-2 (341 m Wassertiefe) befinden. Dieser Sedimentlobus wird mit dem progradierenden Keil (Abb. 35, 55) der PARASOUND-Profile VKC I und II in Verbindung gebracht.

Im Kern PS2780-6 ist die seismische Einheit 2 mit 534 cm am mächtigsten aufgeschlossen. Jedoch kann an dieser Stelle durch den Kern nur ein zeitlich kurzer Abschnitt der Einheit 2 betrachtet werden, da nach PARASOUND in der Nähe der Schelfkante die höchsten Mächtigkeiten von vermutlich mehr als 100 m Gesamtmächtigkeit zu beobachten sind. Aus der Radiographie geht hervor, daß der gesamte Kern aus „Finig-Up“-Sequenzen besteht, die makroskopisch als schwach laminierte Hell-/Dunkelzyklen zu erkennen sind (Abb. 27). Da das Korngrößenspektrum der Zyklen von stark sandig bis zu feinsiltigem Ton reicht, stellen sie unterschiedlich starke Schüttungsereignisse dar. Daß es sich um gelegentliche Schüttungen handelt, geht aus der Bioturbation hervor, die sich in manchen Lagen nur auf den tonigen „ruhigen“ Bereich einer „Finig-Up“-Sequenz konzentriert. Solche Lagen deuten analog zum PARASOUND-Befund auf eine hohe Schüttungsrate, die benthisches Leben nur kurzfristig zuläßt. Mit jedem Schüttungsereignis wird vorangegangenes benthisches Leben zerstört und die Grundlage für eine neue Generation geschaffen (Ekdale et al., 1984; Reading, 1985). Geringere Schüttungsraten mit längeren Ruhephasen zwischen den verschiedenen Ereignissen zeigt der Kernabschnitt 100 - 200 cm, in dem die Bioturbation sehr stark zunimmt. Die Radiographie zeigt in diesem Bereich intensive Wühlspuren, die durch Ereignislagen unterschiedlichen Alters hindurchführen (Abb. 27). Die Sandfraktion ist in manchen Sequenzen mit bestimmten Komponenten (z. B. Kohlefragmente oder Pyritframboide) angereichert. Die Framboide sind teilweise noch in länglich gewundener Lebensstellung erhalten (Abb. 29), was auf relativ kurze Transportwege und vermutlich lokale Umlagerungsprozesse schließen läßt. Die magnetische Suszeptibilität weist im Kern PS2780-6 mit durchgängig über $300 \cdot 10^{-5}$ SI die höchsten Werte auf, die bisher im Bereich der Laptev-See gemessen wurden. Der hohe terrigene Eintrag, extrem hohe Sedimentationsraten durch turbiditartige Schüttungsereignisse sowie eine progradierende Keilstruktur unterstützen die These, daß die seismische Einheit 2 aus Sedimenten des ehemaligen Khatanga-Prodeltas aufgebaut wird.

Der Übergang vom Stadium 2 zu holozänen Bedingungen - die Termination - ist ein wichtiger Leithorizont in den Kernen PS2778-2 und 2781-2, der sich durch Höchstwerte in der magnetischen Suszeptibilität in Form eines schwächeren Nebenmaximums, eines um ca. $50 \cdot 10^{-5}$ SI stärkeren Hauptmaximums und wiederum eines schwächeren Nebenmaximums bemerkbar macht (Abb. 54). Eine Korrelation der magnetischen Suszeptibilität als Zeitmarke für die Termination innerhalb der seismischen Einheit 2 ist aufgrund des charakteristischen Kurvenverlaufs gerechtfertigt. Die mit zunehmender Entfernung vom Schelf schwächer werdenden Intensitäten der Suszeptibilitätsmaxima sowie die damit verbundene Abnahme der Mächtigkeiten der Horizonte mit hoher Suszeptibilität lassen einen Proximal-/Distaleffekt erkennen, der

ebenfalls für eine Sedimentzufuhr vom Laptev-Schelf während der Termination spricht. Dies wird auch aus der Korngrößenverteilung von PS2778-2 (Abb. 25 A - C) und PS2781-2 (Abb. 33 A - B) ersichtlich, die einen Strömungsgradienten vom Schelf zur Vilkitsky-Khatanga-Rinne aus der Abnahme des Siltgehalts bei gleichzeitigem Anstieg des Tonanteils erkennen läßt.

Da PS2778-2 und PS2781-2 während der Termination einen gleichzeitigen Anstieg von Smektit und magnetischer Suszeptibilität aufweisen, kann für diesen Zeitraum ein Liefergebiet angenommen werden, das die Zulieferung von Smektit und magnetischen Komponenten begünstigte. Da für das Untersuchungsgebiet der Khatanga mit größter Wahrscheinlichkeit als Hauptlieferant für terrigenes Material im Stadium 2 diene, mag die Ursache für die Änderung der sedimentologischen Prozesse im fluviatilen Einzugsgebiet des Khatangas liegen.

Der Khatanga entwässert vor allem das Hochland des Anabar-Schildes sowie den großflächigen triassischen Vulkanitkomplex des Putoran-Plateaus, das sich südwestlich des Anabar-Schildes bzw. südöstlich der Stadt Norilsk erstreckt (Abb. 5). Nach Velichko (1979) gibt es Datierungen, die eine Vergletscherung des Anabar-Hochlandes sowie des Putoran-Plateaus vor 18000 bis 20000 Jahren belegen. Auch die Ergebnisse von Melles et al. (1996) sprechen eher für eine Vergletscherung des Putoran-Plateaus im Stadium 2, schließen jedoch eine Vereisung des Taymyr-Tieflandes weitgehend aus.

Petschick et al. (1996) beschreiben hohe Smektitkonzentrationen und gute Smektitkristallinitäten in Verbindung mit der Erosion von verwitterndem basaltischem Gestein und vulkanischen Gläsern. Der erhöhte Eintrag von Smektit und magnetischem Material während der Termination könnte mit dem Schmelzprozeß der Hochlandeismassen als Folge der globalen Klimaerwärmung während der Termination 1 a zusammenhängen. Durch eine Zunahme der Transportenergie des Khatangas und seiner Zuflüsse durch anschwellende Schmelzwässer ließe sich eine verstärkte Zulieferung von gut kristallinem Smektit und Magnetit als Hauptträger der magnetischen Suszeptibilität aus dem glazial erodierten Vulkanitkomplex erklären. Aus den drei unterschiedlich stark ausgeprägten Maxima der magnetischen Suszeptibilität, die in PS2778-2 und PS2781-2 gleichzeitig auftauchen, könnte man auf mindestens drei stärkere Abschmelzphasen der Gebirgsvereisung während der Termination schließen.

Die Ergebnisse liefern keinerlei Hinweise für eine eisproximale Lage der Vilkitsky-Khatanga-Rinne im Stadium 2, da typische Vereisungsmerkmale, wie z. B. Moränenrücken, Diamikte, schallharte Reflektoren oder glaziomarine Schlammströme

(vgl. Kap. 4.1.2) für diesen Zeitraum im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt werden können.

4.2.4 Seismische Einheit 3

Eine genaue zeitliche Zuordnung der seismischen Einheit 3 kann aufgrund fehlender AMS ^{14}C -Datierungen nicht eindeutig vorgenommen werden, weshalb alle nachfolgenden chronologischen Einstufungen auf Interpretation basieren. Die Alterseinstufung beruht auf der Auswertung des PARASOUND-Profiles VKC II (Abb. 56) und der sedimentologischen Parameter des Kerns PS2781-2, der fast die gesamte Einheit 3 im Kernabschnitt 250 cm bis Kernende enthält.

Im Stationsprofil von PS2781-2 (Abb. 56) spiegelt die obere seismische Subfazies der Einheit 3 (250 - 484 cm) mit ihren engparallelen Reflektoren ein feingeschichtetes Sediment und sehr ruhige Ablagerungsverhältnisse wider, was kaum sichtbare Schichtungsstrukturen in der Radiographie (Abb. 31), hoher Tongehalt (78 %, Abb. 34) und ein ausgeprägtes Maximum im sehr feinen Silt (Abb. 33 B) bestätigen. Die geographische Lage des Kerns auf einem morphologischen Rücken und die geringe laterale Variabilität der Mächtigkeiten in den PARASOUND-Profilen läßt geringe Sedimentationsraten annehmen. Da die Tonmineralverteilung ein nahezu identisches Muster wie im Holozän des Kerns PS2778-2 mit etwa gleichen Smektit-/Illit- und gleichen Chlorit-/Kaolinitanteilen aufweist, kann im Vergleich zu den Sedimenten des Stadiums 2 ein anderes Liefergebiet vermutet werden. Die zahlreichen dunkelgrauen bis schwärzlichen Bänder, die in diesem Kernhorizont auftreten, könnten durch reduzierende Bedingungen entstanden sein. Sämtliche Faktoren sprechen für ein sehr ruhiges Ablagerungsmilieu mit fast hemipelagischer, toniger Sedimentation und reduzierenden Bedingungen, wie sie z. B. unter Meereisbedeckung herrschen könnten. Die einzigen Hinweise auf Bioturbation als Indikator für einen wärmeren Einfluß ist ein mit kleinen Schwämmen angereicherter Horizont zwischen 457 und 464 cm (Abb. 31).

Der feinlaminierte Horizont an der Basis des Kerns PS2781-2 (484 - 565 cm), der sich in der unteren Subfazies der seismischen Einheit 3 befindet, läßt stärkere Strömungen und höhere Sedimentationsraten erkennen, die sich in einem Anstieg des Grob- und Mittelsiltgehaltes äußern (Abb. 33 A - B). Da für die Kerne PS2778-2 und PS2782-1 Lamination in Zusammenhang mit Termination diskutiert wird, könnte der untere feinlaminierte Horizont von PS2781-2 ebenfalls das Produkt einer Abschmelzphase sein.

Vilkitsky-Khatanga-Rinne

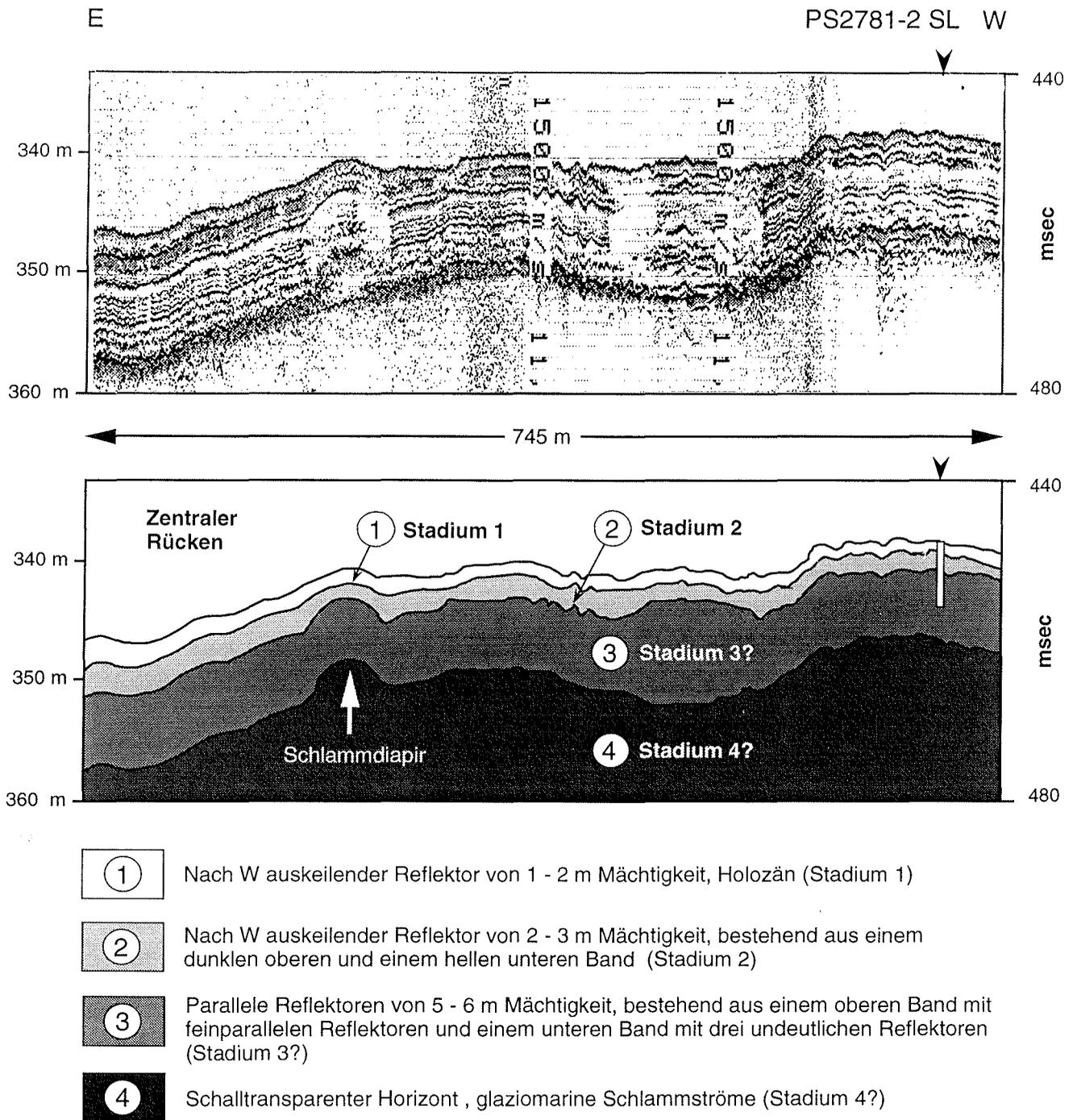


Abb. 56: Vilkitsky-Khatanga-Rinne: das PARASOUND-Profil „VKC II“ im Bereich der Kernstation PS2781-2

Diese Vermutung wird einerseits durch ein erhöhtes IRD-Signal bekräftigt, das im ruhigen Abschnitt der Einheit 3 fehlt (Abb. 32), andererseits durch das Vorkommen massiver schalltransparenter Schlammströme im Untergrund, auf die bereits ausführlich in Zusammenhang mit den glaziomarinen Schlammströmen der Sedimentationsprovinz A eingegangen wurde (vgl. Kap. 4.1.1).

4.2.5 Seismische Einheit 4 (Stadium 4?)

Aufgrund des schalltransparenten Charakters der Sedimente der seismischen Einheit 4 kann ein chaotisches Gefüge und fehlende Schichtung in den einzelnen Schüttungskörpern angenommen werden. Schlammdiapire, die an verschiedenen Stellen aus den akustisch transparenten Körpern aufsteigen, belegen, daß die Sedimente eine spezifisch geringere Dichte aufweisen als die hangenden, geschichteten Sedimente, die von den Diapiren deformiert wurden (Abb. 56). Geringe Dichte und Schalltransparenz lassen daher auf fließfähige Sedimentkörper ("Debris Flows") schließen.

Niessen (1995) hat diese Sedimentkörper bereits als glaziomarine, eisproximale Ablagerungen interpretiert, die vermutlich von Severnaya Zemlya oder der Taymyr-Halbinsel stammen (vgl. Kap. 4.1.2). Da manche Schlammströme seitlich bis an den Schelfhang von Severnaya Zemlya hochziehen (Abb. 35), andere jedoch aufgrund linsenförmiger Geometrie einen Transport durch die Vilkitsky-Straße erkennen lassen, kommen sowohl Severnaya Zemlya, Taymyr und auch die Kara-See als mögliche Liefergebiete in Frage. Der liegende laminierte Horizont von PS2781-2 (Abb. 31, 32), dessen Entstehung zeitlich der Termination des Stadiums 4 zugeordnet werden könnte, weist weder erhöhte Smektit- noch Suszeptibilitätswerte auf, so daß eine dominante Sedimentzufuhr über den Khatanga unwahrscheinlich ist. Die Tonmineralverteilung von PS2781-2 zeigt im Übergangsbereich vom laminierten Horizont zum tonigen Stadium 3 ein illitbetontes Spektrum (Abb. 34), das in Anlehnung an den tonmineralogisch untersuchten Kern PS2782-1 eher für Severnaya Zemlya bzw. die Insel Bolshevik als Liefergebiet spricht (vgl. Abb. 19).

Da die Entstehung der keilförmigen Sedimente im Südosten der Profile VKC I und II lediglich einer weitentfernten Gebirgsvergletscherung im Stadium 2 zugeschrieben wurde und für die ruhige, tonige Fazies der seismischen Einheit 3 eine Ablagerung im Stadium 3 angenommen wird, ließe sich für die glaziomarinen Schlammströme eine eisproximale Akkumulation im Stadium 4 postulieren. Dies würde bedeuten, daß sich das Stadium 4 im Raum Severnaya Zemlya durch eine viel stärkere Vereisung auszeichnet als im Stadium 2, das im nördlichen Mittelsibirien lediglich durch eine

Hochgebietsvergletscherung des Putoran-Plateaus und durch einen Eisvorstoß im Norden Severnaya Zemlyas (vgl. Kap. 4.1) charakterisiert ist.

4.3 Sedimentationsprovinz C

Die sedimentologischen Prozesse in der Vilkitsky-Straße sind sowohl für glaziale als auch postglaziale Zeiten sehr komplex. Eine stratigraphische Gliederung der Sedimente gelingt nur für die östliche und zentrale Vilkitsky-Straße unter Anknüpfung an das bereits bestehende Modell der Sedimentationsprovinz B durch PARASOUND und aufgrund vorhandener AMS ^{14}C -Datierungen des Kerns PS2485-2. Für die östliche und zentrale Vilkitsky-Straße werden 5 seismische Einheiten diskutiert, von denen die Einheiten 1 bis 4 zeitlich mit den bereits beschriebenen Einheiten der Vilkitsky-Khatanga-Rinne korrelieren. Die zeitliche Zuordnung der westlichen Vilkitsky-Straße ist sehr unsicher, da es für die Stationsprofile von PS2450-3 und PS2452-3 keine Anknüpfung an die seismischen Einheiten der östlichen Vilkitsky-Straße gibt. Die westliche Vilkitsky-Straße wird daher im Kapitel 4.3.6 separat diskutiert.

4.3.1 Korrelation von Sedimentkernen und PARASOUND

In der Sedimentationsprovinz C können die Kerne PS2452-3, PS2450-3 und PS2485-2 miteinander korreliert werden (Abb. 57). Die Grundlage dieses Vergleichs beruht auf einem mit AMS ^{14}C festgelegten Holozän in PS2452-3 und PS2485-2 und ähnlichen Lithologien, denn alle Kerne weisen im unteren Kernabschnitt einen laminierten Horizont auf. Für PS2450-3 existieren weder AMS ^{14}C -Datierungen noch Dichtemessungen. Eine Kernkorrelation mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität und Dichte gelingt jedoch nur zwischen PS2450-3 und PS2485-2, nicht aber zu PS2452-3. Dabei wurde hauptsächlich der markante Suszeptibilitätsanstieg im oberen Teil des laminierten Abschnitts von PS2450-3 und PS2485-2 als Korrelationsmerkmal zugrundegelegt. Ähnlich wie bei PS2450-3 wird die ca. 180 cm mächtige, feine Lamination bei PS2485-2 von einem markanten Anstieg der magnetischen Suszeptibilität auf Werte über $90 \cdot 10^{-5}$ SI begleitet. In PS2485-2 enthält der laminierte Horizont drei charakteristische Maxima, die in PS2450-3 undeutlich und in PS2452-3 nicht zu erkennen sind.

Bei PS2452-3 beträgt die Mächtigkeit des laminierten Abschnitts über 700 cm. Dichte und magnetische Suszeptibilität spiegeln durch unruhigen Kurvenverlauf den schnellen Wechsel lithologischer Ereignislagen wider.

Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz C

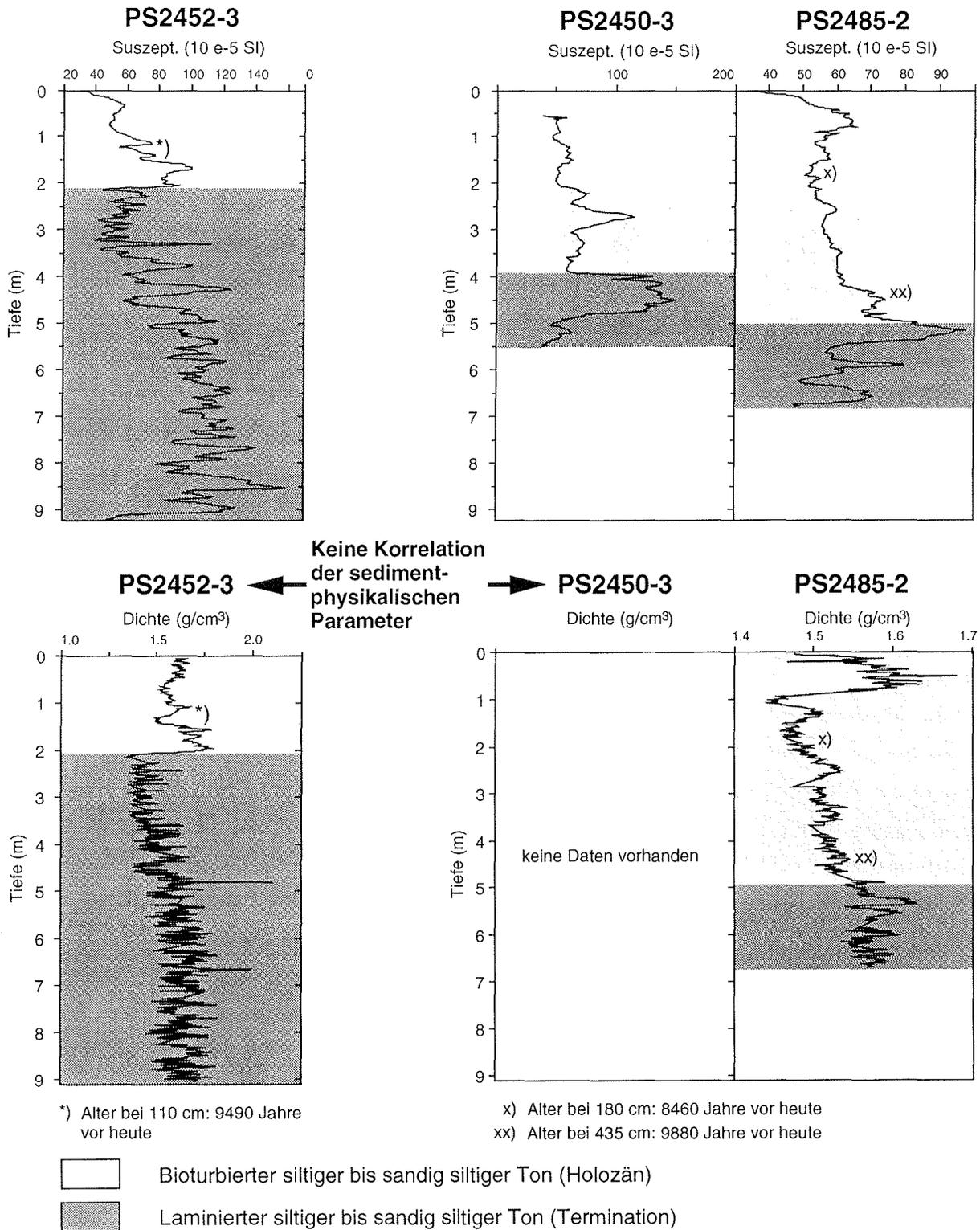


Abb. 57: Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität in der Sedimentationsprovinz C

Die magnetische Suszeptibilität erreicht in diesem Bereich Durchschnittswerte um $120 \cdot 10^{-5}$ SI mit Spitzenwerten von $160 \cdot 10^{-5}$ SI bei 850 cm. Im Kern PS2450-3 ist der laminierte Horizont lediglich über 150 cm aufgeschlossen. Anders als bei PS2452-3 fällt hier die Lamination sehr viel feiner aus. Der Kurvenverlauf der magnetischen Suszeptibilität zeigt weniger große Schwankungen und annähernd konstante Werte um $140 \cdot 10^{-5}$ SI. Gegen Kernende fällt die Kurve wieder auf anfängliche $50 \cdot 10^{-5}$ SI zurück.

Die Sedimente des stark bioturbierten Holozäns sind in allen Kernen in unterschiedlicher Mächtigkeit vorhanden. Dieser Bereich oberhalb des laminierten Horizonts beträgt in PS2452-3 ca. 200 cm, in PS2450-3 etwa 400 cm und in PS2485-2 ca. 500 cm. PS2450-3 und PS2485-2 weisen im Holozän eine durchschnittlich geringere magnetische Suszeptibilität auf als in den laminierten postglazialen Abschnitten. In PS2452-3 wird der diskordante Übergang vom laminierten Postglazial zum bioturbierten Holozän durch einen sprunghaften Anstieg der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität betont, während bei PS2450-3 und PS2485-2 dieser Übergang nahezu fließend verläuft. Lediglich PS2485-2 läßt im obersten Meter des Holozäns eine höhere Dichte um 1.6 g/cm^3 erkennen, die bei ca. 100 cm sprunghaft auf 1.45 g/cm^3 sinkt. Dieser Bereich fällt bereits in der Radiographie als umgelagerter Horizont auf.

Den Ansatz zu einer gebietsverknüpfenden Korrelation der Sedimentationsprovinzen B und C bieten die beiden Kerne PS2778-2 und PS2485-2 (Abb. 58). In beiden Kernen ist das Holozän mit ungefähr 500 cm in gleicher Mächtigkeit vorhanden und konnte mit AMS ^{14}C datiert werden. Auf diesen Datierungen basiert die Berechnung der linearen Sedimentationsrate (LSR), die in PS2485-2 etwa $180 \text{ cm}/1000$ Jahre und in PS2778-2 nur $51 \text{ cm}/1000$ Jahre beträgt. Für die Kernposition PS2485-2 kann somit eine mindestens dreifach höhere Sedimentationsrate als bei PS2778-2 festgestellt werden. Dieses Mißverhältnis von Sedimentmächtigkeit zu Sedimentationsrate ist durch einen Hiatus bei 100 cm in PS2485-2 begründet. Anhand der Radiographie und aufgrund erhöhter Dichtewerte um 1.6 g/cm^3 , die bei 100 cm sprunghaft auf ca. 1.45 g/cm^3 fallen, läßt sich der Bereich 0 - 100 cm als umgelagerter Horizont ausmachen. Aufgrund der Diskordanz kann die Dichtekurve von PS2485-2 oberhalb von 100 cm nicht mit PS2778-2 korreliert werden. Unterhalb des umgelagerten Tops von PS2485-2 steigen die Dichten beider Kerne ungefähr mit gleichem Gradienten von 1.4 g/cm^3 auf über 1.6 g/cm^3 an. Im Holozän ist die magnetische Suszeptibilität beider Kerne mit Werten um $50 - 60 \cdot 10^{-5}$ SI relativ gering.

Gebietsverknüpfende Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität der Sedimentationsprovinzen B + C

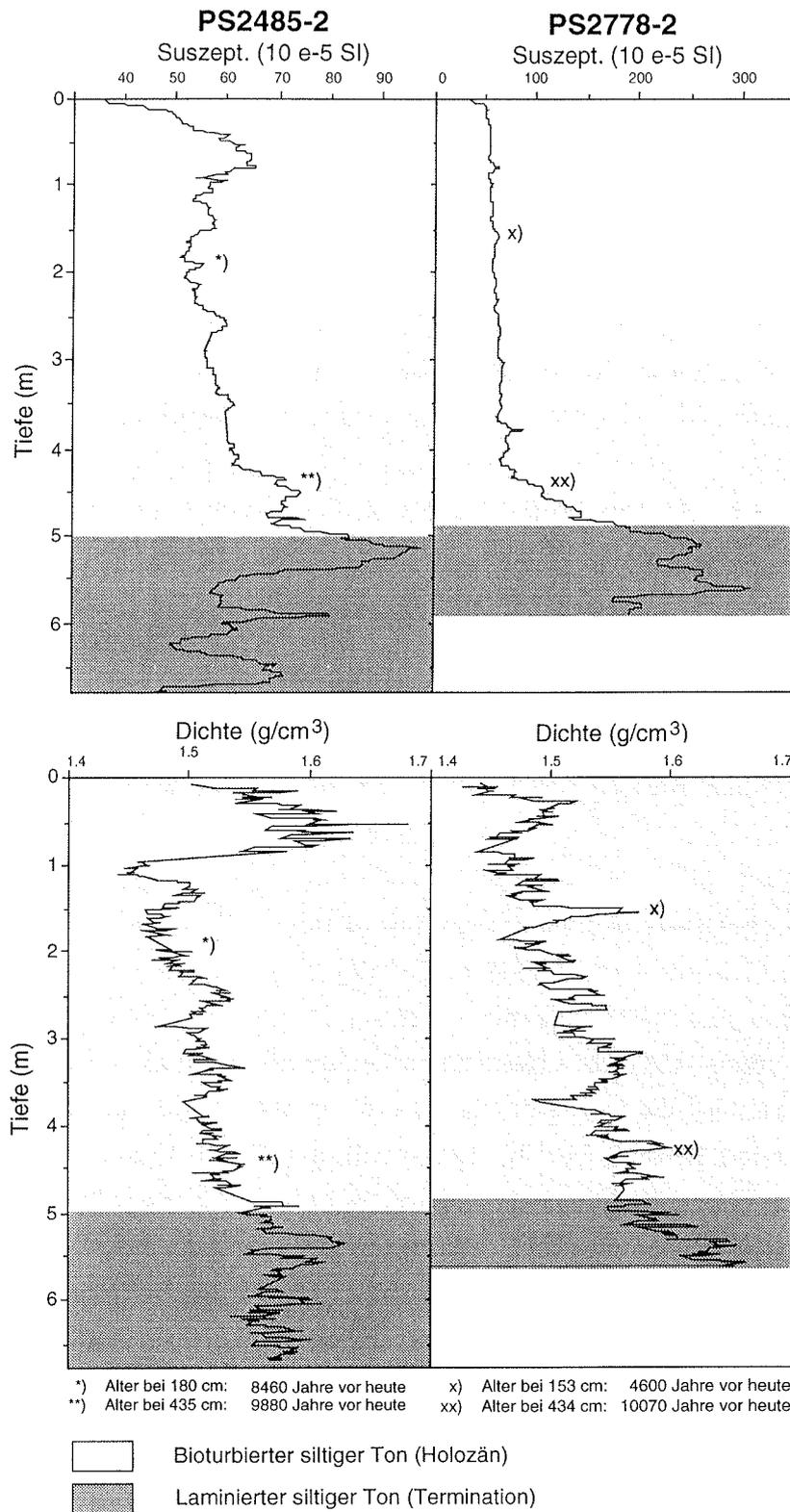


Abb. 58: Gebietsverknüpfende Korrelation von Dichte und magnetischer Suszeptibilität der Sedimentationsprovinzen B + C

Die Kerne enthalten an der Basis einen feinlaminierten Horizont, der optisch und in der Radiographie sehr ähnliche Strukturen aufweist. Die magnetische Suszeptibilität kündigt die einsetzende Lamination durch einen deutlichen Kurvenanstieg an. Das Maximum der magnetischen Suszeptibilität, das bei PS2485-2 nur $90 \cdot 10^{-5}$ SI beträgt, ist bei PS2778-2 mit $300 \cdot 10^{-5}$ SI sehr viel stärker ausgeprägt. Beide Kerne zeigen im laminierten Horizont drei charakteristische Suszeptibilitätsmaxima. Unter Annahme konstanter Sedimentationsbedingungen kann mit Hilfe der AMS ^{14}C -Datierungen für das mittlere Maximum von PS2778-2 ein Alter von ca. 12500 Jahren extrapoliert werden. Analog ergibt sich für das mittlere Maximum von PS2485-2 bei 600 cm ein hochgerechnetes Alter von etwa 10800 Jahren und 11070 Jahren für das tiefste Maximum bei 650 cm.

4.3.2 Seismische Einheit 1

Durch Korrelation der seismischen Einheiten von VKC II (Abb. 55) über die Querprofile VKC I (Abb. 35, 36), WE (Abb. 48), V/VI (Abb. 49) nach VIII (Abb. 44) kann das stark bioturbierte Holozän bis in die zentrale Vilkitsky-Straße verfolgt werden. Das mit AMS ^{14}C -datierte Holozän des Kerns PS2485-2 bestätigt die Richtigkeit der seismischen Korrelation. Die Querprofile VIII, V/VI und WE zeigen, daß das Holozän besonders am südlichen Rand der Vilkitsky-Straße akkumuliert wurde. Die hohe Sedimentationsrate von 180 cm/1000 Jahre stellt das Holozän im Bereich der Kernstation PS2485-2 als Hochakkumulationsgebiet heraus. Die hohen Sedimentationsraten sowie stark variierende Schichtmächtigkeiten sind sehr wahrscheinlich auf die ungleichmäßige, kanalisierte Verteilung des Holozäns, wie bereits in Zusammenhang mit der Sedimentationsprovinz B diskutiert wurde (vgl. Kap. 4.2.2), auf kaltsalinare, dichte Bodenwasserströmungen aus der Kara-See zurückzuführen (Wollenburg, 1993).

Die geringeren Suszeptibilitätswerte der Kerne PS2450-3, PS2452-2 und PS2485-2 lassen vermuten, daß der Eintrag von magnetischem Material aus der Kara-See im Holozän geringer ist als am Ende des Stadiums 2 (Abb. 57). Der Grund hierfür mag in einer schwächer ausgebildeten holozänen Meeresströmung in der Vilkitsky-Straße liegen, was eine im Holozän fehlende Lamination zu erkennen gibt, die im oberen Teil der seismischen Einheit 2 von PS2485-2 (Termination 1 a) noch vorhanden ist und stärkere Strömungsbedingungen sowie stärkere Transportkraft ausdrückt. Die holozänen Sedimente entsprechen dem heutigen Meeresspiegelmäßigstand.

4.3.3 Seismische Einheit 2

Aus der Kernkorrelation von PS2452-3, PS2450-3 und PS2485-2 (Abb. 57) geht hervor, daß es im Hinblick auf die laminierten Abschnitte einen schwachen West-Ost-Gradienten der magnetischen Suszeptibilität gibt, aus dem sich in Bezug auf das Herkunftsgebiet des magnetischen Materials möglicherweise ein Proximal-/Distaleffekt ableiten läßt. Da der laminierte Abschnitt von PS2485-2 drei markante Maxima im Kurvenverlauf der magnetischen Suszeptibilität aufweist (Abb. 57), könnten diese eventuell als zeitgleiches Abschmelzereignis der Termination 1 a mit PS2778-2 und PS2781-2 korreliert werden (vgl. Abb. 54). Die Maxima des Kerns PS2485-2 weisen jedoch einen größeren Abstand auf, was im Vergleich zu PS2778-2 und PS2781-2 auf höhere Sedimentationsraten hindeutet. Da die Einheit 2 im Stationsprofil von PS2485-2 viel geringere Werte der magnetischen Suszeptibilität aufweist, ist ein Sedimenteintrag über den Laptev-Schelf nicht anzunehmen.

Die Säulenkorrelation macht deutlich, daß die seismische Einheit 2 im Gegensatz zur Einheit 3 nur sehr unregelmäßig mächtig bis gar nicht ausgebildet ist (Abb. 50). Das An- und Abschwollen der Mächtigkeiten läßt auf einen stärkeren Strömungseinfluß innerhalb der gesamten Vilkitsky-Straße schließen, der vermutlich auf eine bereits bestehende Meeresverbindung zur Kara-See zurückzuführen ist. Eine existierende Wasserverbindung der Vilkitsky-Straße zur Kara-See kann aufgrund des erniedrigten Meeresspiegels um ca. 120 m im Hochglazial des Stadiums 2 nicht angenommen werden, so daß die meisten Sedimente der seismischen Einheit 2 vermutlich während der Termination akkumuliert wurden. Für die Termination (Übergang vom Hochglazial zum Holozän, 15.8 - 9 ka, Stein et al., 1994a), die sich im Zuge der globalen Klimaerwärmung durch eine Transgression äußert (TST), kann aufgrund des Smektiteintrags, des Anstiegs der magnetischen Suszeptibilität in den laminierten Kernabschnitten von PS2452-3, PS2450-3 und PS2485-2, und einer zeitgleichen seismischen Verbindungslinie zur Keilstruktur des Khatanga-Deltas eine bereits bestehende Meeresstraße zur Kara-See angenommen werden.

4.3.4 Seismische Einheit 3

Die seismische Einheit 3 wurde bereits für die Profile VKC I und II beschrieben und findet über Korrelation seismischer Geometrien eine Fortsetzung am östlichen Ende des Profils WE (Abb. 48). Dort kann sie aufgegriffen und als Leithorizont entlang WE bis in die zentrale Vilkitsky-Straße verfolgt werden (vgl. Abb. 50). Wie auch aus der Lithologie des Kerns PS2781-2 (Sedimentationsprovinz B) hervorgeht (siehe Kernbeschreibung im Anhang u. Abb. 31), spiegelt die Einheit 3 sehr ruhige,

hemipelagische Ablagerungsverhältnisse mit toniger Hintergrundsedimentation wider. Dies wird dadurch bestätigt, daß die parallelen Reflektoren der feingeschichteten Sedimente fast ohne auszuweichen und mit relativ großer Mächtigkeit über das morphologisch unebene Relief der Einheiten 4 und 5 als Deckschicht hinwegziehen (Abb. 35, 44, 47). Lediglich an der Säulenposition 11 (Abb. 50) ist die seismische Einheit 3 gar nicht oder nur sehr geringmächtig ausgebildet, was auf einen möglichen lokalen Strömungseinfluß (Gezeitenströmungen?), eventuell über die kleine Meeresstraße zwischen den Inseln Bolshevik und Malyj Taymyr, schließen läßt.

Aus verschiedenen Profilen geht hervor, daß die Lagerung der Einheit 3 sehr instabil zu sein scheint, was sich durch die wellenartige, deformierte Ausbildung der seismischen Reflektoren äußert, die z. B. im Profilausschnitt VIII (Abb...) ein bewegtes Sediment anzeigen. Die Einheit 3 ist besonders im Profil WE östlich der Säule 11 (Abb. 44) durch weitreichende, schalltransparente Abschnitte charakterisiert. Diese Durchbewegung des feingeschichteten Sediments ist sehr wahrscheinlich auf plastische Deformation der glaziomarinen Schlammströme im Untergrund zurückzuführen, die unter Auflast dichter Sedimente nach einem Druckausgleich streben. Dieser Druckausgleich ist vertikal durch die Ausbildung von Diapiren belegt (Abb. 46, 47, 56). Somit sind auch seitliche Sedimentverschiebungen in Abhängigkeit von der jeweiligen Sedimentauflast wahrscheinlich. Es ist möglich, daß die dichtere Einheit 3, die mehr oder weniger auf der spezifisch leichteren Einheit 4 „schwimmt“, von der Instabilität der glaziomarinen Schlammströme derart beeinflusst wird, daß zum Teil Wellenstrukturen oder schalltransparente Abschnitte, vermutlich durch sehr kleinräumiges laminares Fließen, im PARASOUND-Profil entstehen. Da die seismischen Einheiten 1 und 2 von der Durchbewegung des Sediments kaum betroffen sind und auch die Diapire von diesen Einheiten überdeckt sind, läßt sich ableiten, daß Austauschbewegungen vorwiegend im Stadium 3 aktiv waren.

Da für die seismische Einheit 3 der Vilkitsky-Khatanga-Rinne eine Entstehung im Stadium 3 diskutiert wird, läßt sich eventuell aufgrund des sehr hohen Tonanteils und der dunklen Zyklen im Kern PS2781-2 auch hier eine Ablagerung unter zumindest zeitweise geschlossener Meereisdecke postulieren (vgl. Kap. 4.2.4).

4.3.5 Seismische Einheit 4

Die seismische Einheit 4 wird analog zur Einheit 4 der Sedimentationsprovinz B als ein mit mächtigen glaziomarinen Schlammströmen angereicherter Horizont interpretiert, der in den Profilen WE, VIII, X, XII und in den Profilen VKC I und II der Vilkitsky-Khatanga-Rinne zu erkennen ist. Ein Vergleich mit den PARASOUND-Profilen der Kernstationen PS2450-3 und PS2452-3 belegt, daß mächtige Schlammströme

besonders im Süden der Vilkitsky-Straße akkumuliert wurden und somit eine eisproximale Lage des Untersuchungsgebietes dokumentieren (Gataullin et al., 1993; Vogt et al. 1993; Niessen, 1995; Niessen & Whittington, 1997a).

Niessen & Whittington (1997b) beschreiben in diesem Zusammenhang z. B. ähnliche glaziomarine Schlammströme vor Ostgrönland, deren instabiler Charakter sich durch synsedimentäre Faltung und Staffelbrüche auf jüngere, geschichtete Sedimente auswirkt. Da die Schlammströme hier ebenfalls als längliche, sigmoidalförmige Sedimentkörper auftreten, die teilweise nebeneinander vorkommen oder auch übereinander progradieren (Abb. 45), kann eine hohe Fließfähigkeit der Schüttungskörper angenommen werden. Eine Fließbewegung läßt sich auch aus dem schalltransparenten Charakter der Schlammströme ableiten, was auf intern aufgelöste Schichtungsstrukturen hinweist. Hier geht eine höhere Viskosität der Einheit 4 auch aus dem Vorkommen von Diapiren hervor, die an verschiedenen Stellen aufsteigen und eine sehr geringe Dichte und einen hohen Wassergehalt der Schlammströme dokumentieren. Dieses Phänomen wurde auch für das Profil VKC II in der Sedimentationsprovinz B beobachtet (Abb. 56).

Die Akkumulation von Schlammströmen am Südrand der Vilkitsky-Straße scheint auf eine Rinnenstruktur nahe des Taymyr-Schelfes hinzuweisen, da die Sedimente stets an tieferen Stellen auftreten und die Fließrichtung dieser glaziomarinen Sedimente dem morphologisch vorgegebenen West-Ost-Gefälle der Vilkitsky-Straße bis in die Vilkitsky-Khatanga-Rinne folgt. Ihre Herkunft kann jedoch nicht sicher bestimmt werden, da die vorliegenden Profile oft isolierte Schlammstromkörper enthalten, deren individuelle Fließrichtung nur schwer oder gar nicht rekonstruiert werden kann. Dennoch ist das Vorkommen von glaziomarinen Schlammströmen ein Hinweis auf ein eisproximales Ablagerungsmilieu mit extrem hohen Ablagerungsraten (vgl. Sedimentationsprovinzen A und B). Aufgrund der Geometrien der Schlammströme und der Untersuchungen von Melles et al. (1996), die eine Vergletscherung des Byrranga-Gebirges (Taymyr) im Stadium 4 annehmen, ist ein seitlicher Eintrag von Severnaya Zemlya oder auch von Taymyr denkbar (Niessen, 1995). Da glaziomarine Schlammströme sowohl in der Vilkitsky-Straße als auch in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne vorkommen, könnten diese eventuell als eisproximale Ablagerungen des Stadiums 4 interpretiert werden, was für eine vollständige Vergletscherung Severnaya Zemylas und der Taymyr-Halbinsel spricht. Demnach trifft das von Elverhøi et al. (1993) für das Stadium 2 entwickelte Modell, das Vereisungszentren über Fennoskandia/Novaya Zemlya diskutiert und für das nördliche Mittelsibirien eine Eisrandlage annimmt, hier eher im Stadium 4 zu als im Stadium 2 (Abb. 1).

4.3.6 Seismische Einheit 5

Der schallharte Reflektor an der Oberfläche der Einheit 5 deutet auf ein sehr dichtes Sediment oder anstehendes Gestein hin (z. B. Abb. 44). Da die Form des Untergrundes, ähnlich wie bereits für die Schokalsky-Straße in der Sedimentationsprovinz A beschrieben, an eine subaquatische Moränenlandschaft erinnert, könnten schallharter Reflektor und das unebene Relief durch eventuelle End- oder Seitenmoränen das Produkt einer größeren Vereisungsphase bisher unbekanntes Alters darstellen. Im Gegensatz zum Profil VIII sind die morphologischen Unebenheiten bzw. Moränenstrukturen besonders stark im Norden des Profils IX zwischen den Inseln Bolshevik und Malyj Taymyr ausgebildet, was auf einen eventuellen Eisvorstoß von Severnaya Zemlya hindeuten könnte. Die seismische Einheit 5 kann innerhalb der Sedimentationsprovinz B aufgrund hoher Sedimentmächtigkeiten und begrenzter Schalleindringung von PARASOUND nicht nachgewiesen werden. Wegen der geringen Profildichte lassen sich auch keine Aussagen über die laterale Ausdehnung dieser ältesten Einheit nach Westen oder Osten machen.

4.3.7 Westliche Vilkitsky-Straße

Für die maximale Vereisung im Stadium 2 wird eine Meeresspiegelabsenkung um ca. 120 m (Fairbanks, 1989) angenommen, die sich in der Laptev-See durch Trockenfallen des Schelfes und eine Verlagerung der Flußdeltas von Lena und Khatanga nach Norden äußert (Fütterer, 1994). Auch die Kara-See weist als Schelfmeer nur geringe Tiefen auf (Wollenburg, 1993), so daß ein Trockenfallen der Schelffläche während des glazialen Maximums wahrscheinlich ist, sofern diese nicht von einer Eiskappe bedeckt war. Bei einer möglichen Meeresspiegelabsenkung um 120 m würde die nur 105 m tiefe Schwelle, die die zentrale Vilkitsky-Straße von der westlichen abtrennt, ebenso wie weite Bereiche der Kara- und Laptev-See, trockenfallen. Da die Vilkitsky-Straße ein westöstliches morphologisches Gefälle zur Vilkitsky-Khatanga-Rinne aufweist, ließen sich so für das Hochglazial fjordähnliche Bedingungen in der Vilkitsky-Straße annehmen.

Die Profile WE und XI verlaufen ca. 35 km parallel und zeigen, daß die Schwelle nach Westen in die Kara-See abtaucht und dort von mächtigen Schmelzwassersedimenten diskordant überlagert wird. Das ergibt sich aus dem Kern PS2452-3, dessen Position zwischen den beiden Profilen WE und XI liegt und der an seiner Basis über 7 m dieser laminierten Fazies (Abb. 51) enthält, deren Mächtigkeit gegen Profilende zur Kara-See über 50 m erreicht. Die starke Lamination des unteren Kernabschnitts von PS2452-3 (Abb. 38) ist auf zahlreiche „Finning-Up“-Sequenzen zurückzuführen, die als

Ereignislagen von Schmelzwässern mit hohen Sedimentationsraten interpretiert werden können (Hambrey, 1994).

Da der Kurvenverlauf der Dichte im Bereich der Ereignislagen schnell aufeinanderfolgende Dichtesprünge hoher Amplitude aufweist (Abb. 39), wird aus diesen großen Dichteunterschieden der instabile Zustand des laminierten Schmelzwasserhorizontes deutlich. Unter Sedimentauflast, wie z. B. dem dichteren Holozän (0 - 200 cm), sind gravitative Ausgleichsbewegungen zu erwarten, die sich u. a. durch laminare Fließbewegungen äußern können. Dabei entstehen Texturen, wie z. B. rundliche Siltklasten mit internen Rotationsstrukturen, die eine horizontale Verschiebung der Laminae dokumentieren (Abb. 38). Das PARASOUND-Stationsprofil von PS2452-3 (Abb. 51) zeigt, daß der intensiv laminierte Kernabschnitt nur undeutlich als solcher im PARASOUND-Echogramm zu erkennen ist. Aufgrund der Lamination wäre ein Horizont mit zahlreichen parallel verlaufenden Reflektoren zu erwarten. Die rundlichen Siltklasten sowie unebene Strömungsmuster beugen möglicherweise das vom Echolot ausgesendete Signal zur Seite, so daß es nicht mehr empfangen werden kann. Mit zunehmender Sedimentauflast reagieren besonders tiefere Schichten plastisch durch Auflösung der Schichtungsstrukturen. Auf diese Weise entsteht eine schalltransparente Fazies im PARASOUND-Echogramm, die eventuell ein frühes Entstehungsstadium von Schlammströmen dokumentiert. Charakteristische Schlammströme haben eine sigmoidale Form und bilden klar abzugrenzende Schüttungskörper (Abb. 45).

Der laminierte Kernhorizont von PS2452-3 wird diskordant vom Holozän überlagert, das mit AMS ^{14}C bestimmt werden konnte (Abb. 38, 39). Beide Kernabschnitte zeichnen sich anhand der Tonmineralvergesellschaftung durch sehr unterschiedliche Liefergebiete aus (Abb. 41). Da PS2452-3 im laminierten Horizont durchgängig hohe Smektitkonzentrationen über 50 % aufweist und das tonmineralogische Verteilungsmuster nahezu identisch mit dem von PS2778-2 (Abb. 26) und PS2781-2 (Abb. 34) während der Termination ist, könnte dies auf ein gleiches Liefergebiet aber unterschiedliche Transportwege hinweisen. Wahsner und Shelekhova (1994) berichten von hohen Smektitkonzentrationen in der Kara-See, die im Mündungsbereich des Jenisej bis zu 70 % erreichen. Der westliche Laptev-Schelf ist rezent ebenso durch hohe Smektit- und darüberhinaus hohe Suszeptibilitätswerte charakterisiert (Rossak, 1995; Niessen & Weiel, 1996). Beide Flußsysteme stehen daher vermutlich mit dem Vulkanitkomplex des Putoran-Plateaus in Verbindung, das die Wasserscheide beider Flüsse bildet und über den Jenisej in die Kara-See und den Khatanga in die Laptev-See entwässert (vgl. Kap. 4.2.3).

Da die Insel Bolshevik ein deutlich illitbetontes Tonmineralspektrum aufweist (vgl. PS2782-1, Abb. 19) und eine ähnliche illitreiche Zusammensetzung auch für den nahe Severnaya Zemlya gelegenen Kern PS2452-3 zu erwarten wäre, erscheint die Herkunft der smektitdominierten Schmelzwassersedimente unklar, da die geologische Karte mit Ausnahme des Putoran-Plateaus keine weiteren größeren Smektitquellen im Raum Severnaya Zemlya/Taymyr erkennen läßt (Abb. 5). Ein direkter fluviatiler Sedimenttransport durch den Jenisej bis in die westliche Vilkitsky-Straße ist aufgrund der großen Distanzen eher unwahrscheinlich. Kvasov (1978) und Elverhøi et al. (1993) diskutieren für das Stadium 2 einen Eisschild über Novaya Zemlya, dessen Ausläufer auch noch Bereiche der Kara-See und Severnaya Zemlyas erreichen sollen. Es wäre demnach möglich, daß die Schmelzwassersedimente von PS2452-3 auf den Einfluß eines Kara-See-Eisschildes zurückzuführen sind, das eventuell für eine Aufarbeitung smektitreicher fluviatiler Sedimente des Jenisej sorgte und auch deren Transport bis in die westliche Vilkitsky-Straße während der Termination ermöglichte. Erwähnenswert sind in diesem Zusammenhang intervallmäßig auftretende (etwa alle 5 cm), schwarze Bänder innerhalb des laminierten Kernabschnitts von PS2452-3, die zyklisch einsetzende, reduzierende Bedingungen im Ablagerungsraum erkennen lassen. Im Anbetracht der enormen Süßwassermengen, die der Kara-See während der Termination über die sibirischen Flüsse und abschmelzende Gletscher zugeführt werden, könnten die schwarzen Lagen ein Hinweis auf eine zyklisch vorhandene Meereisbedeckung sein, deren Bildung durch Süßwasserzufuhr begünstigt wird (Wollenburg, 1993).

Für das Holozän von PS2452-3 deutet das polymodale Verteilungsmuster der Siltfraktion, die schlechte Sortierung (Abb. 40 A - B), eine schalltransparente ungeschichtete Fazies mit linsenförmigen Schüttungskörpern (Abb. 45) sowie eine eher für Severnaya Zemlya typische, illitdominierte Tonvergesellschaftung (vgl. PS2782-1, Abb. 19) auf einen seitlichen, schlammstromähnlichen Eintrag von Severnaya Zemlya hin. Das Vorkommen von holozänen, erodierenden Schüttungskörpern könnte eine Ursache für den Hiatus zwischen Holozän und dem laminierten Horizont von PS2452-3 sein. Aufgrund der Diskordanz (Abb. 38, 51) ist eine zeitliche Zuordnung der liegenden Schmelzwassersedimenten der seismischen Einheit 2 jedoch nicht sicher.

5 SCHLUSSFOLGERUNG

Die Frage, ob Severnaya Zemlya im letzten Glazial-/Interglazialzyklus einer stärkeren Vereisung ausgesetzt war, läßt sich aufgrund von PARASOUND-Aufzeichnungen nordöstlich des Archipels und des in der Schokalsky-Rinne oberflächennah anstehenden Diamiktes eindeutig bejahen. Über den genauen Zeitpunkt einer größeren Vereisung kann bislang nur spekuliert werden, doch fand sie vermutlich im Stadium 2 statt, da die den glaziomarinen Sedimenten (Moränen, Till, Diamikt) aufliegenden Ablagerungen geringmächtig sind und etwa der Größenordnung des Holozäns im Bereich der Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne entsprechen.

Mächtige glaziomarine Schlammströme in der Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne belegen eine eisproximale Lage des Untersuchungsgebietes vermutlich während des Stadiums 4. Morphologische Rücken, die als subaquatische Moränen im Untergrund der Vilkitsky-Straße interpretiert werden, dokumentieren eine stärkere Vereisung Severnaya Zemlyas, die wahrscheinlich ebenfalls im Stadium 4 stattfand oder noch älter, z. B. als Stadium 6, einzustufen ist. Aufgrund der Geometrien der glaziomarinen Schlammströme ist ein Eintrag von Severnaya Zemlya und/oder Taymyr denkbar. Sollten subaquatische Grundmoränen im Untergrund der Vilkitsky-Straße im Stadium 4 abgelagert worden sein, so lag die damalige Eisgrenze vermutlich östlich der Vilkitsky-Straße. Die Schlammströme sind dann wahrscheinlich als Terminationssedimente einer solchen Vereisung abgelagert worden. Stellen die Schlammströme die maximale Vereisung im Stadium 4 dar, so waren die Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne zur Zeit der Ablagerung selbst nicht von einer Eiskappe bedeckt. Auf das Untersuchungsgebiet Severnaya Zemlya/Vilkitsky-Straße ist hinsichtlich des Stadiums 4 das von Elverhøi et al. (1993) für das Stadium 2 entwickelte Vereisungsmodell am ehesten anwendbar, das ein Vereisungszentrum über Novaya Zemlya und Fennoskandia bzw. eine Eisrandlage für Severnaya Zemlya und die Taymyr-Halbinsel diskutiert.

Die nahezu ungestörte Lagerung des Stadiums 3 in der Vilkitsky-Straße bzw. Vilkitsky-Khatanga-Rinne schließt eine Vergletscherung des Untersuchungsgebietes im Stadium 3 sowie im Stadium 2 aus, da keine eisproximalen Ablagerungen, wie z. B. glaziomarine Schlammströme oder Diamikte, auftreten und Sedimente jünger als Stadium 4 nicht erodiert wurden. Aufgrund der Befunde kann für die seismische Einheit 3 eine Entstehung im Stadium 3 postuliert werden, das sich nach Melles et al. (1996) im nördlichen Mittelsibirien durch ein im Vergleich zu heutigen Bedingungen

kontinentaleres Klima mit ähnlichen Sommer-, aber tieferen Wintertemperaturen kennzeichnete. Aufgrund der Morphologie und des niedrigen Meeresspiegels können für die Vilkitsky-Straße fjordähnliche Bedingungen im Stadium 3 angenommen werden. Sedimente des Stadiums 3 überdecken Untergrundstrukturen über weite Gebiete des Ablagerungsraums und spiegeln anhand der feinen Korngrößen ruhige, fast hemipelagische Sedimentationsbedingungen unter eventueller Eisbedeckung wider.

Die bisherigen Ergebnisse lassen vermuten, daß sich das Stadium 2 im Bereich Severnaya Zemlya und der westlichen Laptev-See eher in Form einer Gebirgsvergletscherung äußerte, die den Severnaya Zemlya Archipel vor allem im Norden und das Anabar- bzw. Putoran-Plateau erfaßte. Mächtige Schmelzwassersedimente in der westlichen Vilkitsky-Straße sind die einzigen Indizien, die auf das Abschmelzen größerer Eismengen im Bereich der östlichen Kara-See hinweisen und somit auf einen vorhandenen Eisschild in der Kara-See deuten. Allerdings lassen sich die Schmelzwassersedimente aufgrund eines darüberliegenden Hiatus und mangels lateraler seismischer Korrelation vorläufig nicht zeitlich einstufen. Dennoch scheint das von Dunayev (1988) erstellte Modell am besten mit den erzielten Ergebnissen zu korrelieren, zumal eine Vergletscherung der Taymyr-Halbinsel für das Stadium 2 nach Untersuchungen von Seesedimenten nicht stattgefunden hat (Melles et al., 1996).

Für die Schokalsky-Straße kann daher im Stadium 2 aufgrund des schallharten Reflektors durch glaziale Überprägung, des basalen Diamiktes im Kern PS2782-1 sowie nachgewiesener Moränen beidseitig der Schokalsky-Rinne eine Verschließung durch Eismassen angenommen werden. Die Wiederöffnung der Schokalsky-Straße im Zuge der Termination scheint sich in PS2782-1 durch ein für Severnaya Zemlya ungewöhnliches Fremdsignal von Smektit und einen markanten Anstieg der magnetischen Suszeptibilität bemerkbar zu machen. Dieser Fremdeintrag stammt sehr wahrscheinlich aus der Kara-See, die über den Jenisej mit Smektit und magnetischem Material angereichert ist. Die Öffnung der Schokalsky-Straße erfolgte wahrscheinlich später als die Termination, die in den Sedimenten der Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne dokumentiert ist.

Die Termination 1 a macht sich besonders in der Vilkitsky-Khatanga-Rinne durch hohe Smektitkonzentrationen und einen markanten Anstieg der magnetischen Suszeptibilität bemerkbar, was sehr wahrscheinlich auf die Enteisung des vergletscherten Putoran-Plateaus zurückzuführen ist, das vom Khatanga in die Laptev-See und vom Jenisej in die Kara-See entwässert wird. Dieser Abschmelzprozeß wird mit einem stärkeren Eintrag von Smektit und magnetischem Material in Zusammenhang gebracht. Ein

Anstieg der magnetischen Suszeptibilität in der zentralen Vilkitsky-Straße sowie die schwankende Mächtigkeit der Sedimente des Stadiums 2 mag auf eine sich öffnende Meeresverbindung zur Kara-See hindeuten, die somit magnetisches Material auch in jene Bereiche der Vilkitsky-Straße liefern kann, die nicht mit dem Khatanga-Delta in Verbindung stehen.

Die ungleichmäßige Verteilung sowie lokale Hochakkumulation des Holozäns in der Vilkitsky-Straße und Vilkitsky-Khatanga-Rinne kann auf den Einfluß unterschiedlich starker Strömungen hinweisen, die auf kaskadierende Kaltwässer in Zusammenhang mit Meereisbildung vor allem in der östlichen Kara-See sowie auf dem Schelf der westlichen Laptev-See zurückgeführt werden. Die unterschiedliche Mächtigkeit des Holozäns am nordöstlichen Kontinentalhang von Severnaya Zemlya wird vermutlich durch Konturströme des Arktischen Ozeans verursacht.

6 DANKSAGUNG

Zunächst möchte ich mich bei den Betreuern und Gutachtern meiner Diplomarbeit vom Alfred-Wegener-Institut, Herrn Dr. Frank Niessen und Herrn Priv. Doz. Dr. Rüdiger Stein, bedanken, die durch eine hervorragende Unterstützung zum wesentlichen Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Herrn Prof. Dr. Werner Ricken vom Geologischen Institut der Universität zu Köln möchte ich für die Begutachtung meiner Arbeit und vor allem für die ermöglichte Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, danken.

Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer vom Alfred-Wegener-Institut danke ich für die Bereitstellung eines optimalen Arbeitsplatzes und des Probenmaterials. Die besonders guten Bedingungen und Nutzungsmöglichkeiten des AWI, wie Bibliothek, Labors, Computer-Netzwerk, Kopierer, Arbeitsmaterial, Kolloquien, fachliche Beratung etc. sind Faktoren, die wesentlich zum Erfolg dieser Arbeit und zum Ausbau meines Wissens beigetragen haben.

Herrn Dr. Frank Niessen möchte ich für die Anregung zu dieser Arbeit danken, die meine Erwartungen weit übertroffen hat. Die Anwendung verschiedenster sedimentologischer und geophysikalischer Methoden erlaubte mir einen besonders detaillierten Einblick in die faszinierende Welt des Arktischen Ozeans und die hochinteressante Vereisungsgeschichte der sibirischen Schelfgebiete. Die ständige Diskussionsbereitschaft, permanentes Herausfordern meiner Fähigkeiten, seine konstruktive Kritik sowie freundschaftliche Beratung und Hilfestellung sind Faktoren, die Frank Niessen als sehr guten Betreuer auszeichnen.

Herrn Priv. Doz. Dr. Rüdiger Stein danke ich für die herzliche Aufnahme in die Arbeitsgruppe (Rüdiger Stein, Frank Niessen, Kirsten Fahl, Martina Siebold, Jochen Knies, Christoph Vogt, Seung-Il Nam, Marion Behrends, Ute Mann, Jens Matthiessen, Claudia Müller, Bettina Boucsein, Monika Wahsner, Hans-Peter Kleiber und Frank Schoster), die mir sehr ans Herz gewachsen ist. Die fachliche Diskussion, eine tolle Unterstützung und so manche geteilte Freizeitstunde gehören gewiß zu den schönen Dingen, die mich während meiner Diplomarbeit begleitet haben und die mir stets in guter Erinnerung bleiben werden.

Ich möchte mich auch bei Bernhard Diekmann für die Einweisung in die Tonmineralogie, Röntgendiffraktometrie und Sandkornmorphoskopie sowie für zahlreiche gute Tips und Literaturhinweise bedanken, die mir für diese Arbeit sehr hilfreich waren.

Vielen herzlichen Dank auch an Kirsten Fahl und Daniela Schmidt, die ihre wertvolle Freizeit opferten, um diese Arbeit zu korrigieren. Insbesondere Kirsten stand mir bei der Formatierung der Diplomarbeit ganz toll zur Seite.

Hannes Grobe, Gerd Kuhn, Rainer Sieger, Ute Bock, Rita Fröhlking, Michael Seebeck, Claus-Dieter Hillenbrand und all jenen Mitarbeitern des AWI sei an dieser Stelle gedankt, die mich während meiner Diplomarbeit tatkräftig unterstützt haben.

Meiner lieben Mutter möchte ich an dieser Stelle danken, die mich mit ihrem Optimismus und Glauben an mich stets vorangetrieben hat. Ohne den unermüdlichen Einsatz für ihre Kinder und ihre Unterstützung wäre mir das interessante Studium der Geologie niemals möglich gewesen.

Mein ganz besonderer Dank aber gilt Martina Siebold, die mich in der Endphase meiner Diplomarbeit begleitet hat und meinen Launen mit viel Toleranz, Humor und Motivation begegnet ist. Vielen Dank für Deine tolle Unterstützung, liebe Martina!

7 LITERATURVERZEICHNIS

- Aagaard, K. (1989): A synthesis of the Arctic Ocean Circulation. - Rapports et procès-verbaux des réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer 188: 251 - 268.
- Aagaard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - Journal of Geophysical Research 90 (C 3): 4833 - 4849.
- Aagaard, K. & Carmack, E. C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. - Journal of Geophysical Research 94 (C 10): 14485 - 14498.
- Allison, J. (1982): The role of sea ice in climate variations. - In: WCP Nr. 26 Appendix D, WMO Geneva: 27 - 50.
- Andrews, J. T. (1985): Grain-Size characteristics of Quaternary sediments, Baffin Island Region. - In: Andrews, J. T. (Hrsg.): Quaternary Environments. - Allen & Unwin: 124 - 153.
- Atterberg, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. - Internationale Mitteilungen für Bodenkunde: 314 S.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Henrich, R. & Kassens, H. (1995): Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 Years. - Quaternary Research 43: 185 - 197.
- Bergmann, U. (1996): Interpretation digitaler Parasound-Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften. - Berichte zur Polarforschung 183: 164 S.
- Biriukov, V. Yu., Faustova, M. A., Kaplin, P. A., Pavlidis, Yu. A., Romanova, E. A. & Velichko, A. A. (1988): The paleogeography of Arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18,000 yr B.P.). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 68: 117 - 125.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and the adjacent seas and oceans. - Geological Society of America Bulletin, 77 (2): 803 - 832.
- Clark, D. L. (1990): Arctic Ocean ice cover: Geologic history and climatic significance. In: Grantz, A., Johnson, L. & Sweeney, J. F. (Hrsg.): The Arctic Ocean Region. - Geological Society of America, The Geology of North America, L: 53 - 62.
- Coffin, M. F. (1992): Large Igneous Provinces Studied. - EOS 73: 66 - 67.
- Darby, D. A., Naidu, A. S., Mowatt, T. C. & Jones, G. (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. - In: Herman, Y. (Hrsg.): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology. - van Nostrand Reinhold: 657 - 720.
- Diekmann, B. (1989): Granulometrie und Sandkornmorphoskopie alpiner Glazialsedimente. - Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, 1989 (9/10): 1407 - 1421.

- Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F. X., Fütterer, D. K., Abelmann, A., Brathauer, U., Gersonde, R., Mackensen, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the Southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. - In Wefer (Hrsg.): The South Atlantic: Present and Past Circulation. - Springer-Verlag: 621 - 644.
- Dolginow, J. & Kropatschjow, S. (1994): Abriß der Geologie Russlands und angrenzender Staaten. - Schweizerbart: 174 S.
- Dunayev, N. N. & Pavlidis, J. A. (1988): A model of Late Pleistocene glaciation of Eurasian Arctic Shelf. - In: Kotlyakov, V. M. & Sokolov, V. E. (Hrsg.): Arctic Research. - Advances and Prospects 2: 70 - 72.
- Ekdale, A. A., Bromley, R. G. & Pemberton, S. G. (1984): Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, short course no. 15: 317 S.
- Elverhøi, A. & Solheim, A. (1983): The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion. - Polar Research 1: 23 - 42.
- Elverhøi, A., Lønne, O. & Seland, R. (1983): Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. - Polar Research 1: 127 - 149.
- Elverhøi, A., Nyland-Berg, M., Russwurm, L. & Solheim, A. (1990): Late Weichselian ice recession in the central Barents Sea. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series C 308: 289 - 307.
- Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland-Berg, M. & Russwurm, L. (1993): The Barents Sea ice-sheet - a model of its growth and decay during the last ice maximum. - Quaternary Science Reviews 12: 863 - 873.
- Fairbanks, R. G. (1989): A 17000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. - Nature 342: 637 - 643.
- Folk, R. L. & Ward, W. (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. - Journal of Sedimentary Petrology 27: 3 - 26.
- Forman, S. L., Lubinski, D., Miller, G. H., Snyder, J., Matishov, G., Korsun, S. & Myslivets, V. (1995): Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. - Geology 23 (2): 113 - 116.
- Füchtbauer, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - Nägele u. Obermiller: 1141 S.
- Fütterer, D. K. (1980): Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand: Quantitative Zusammensetzung und Verteilung der Siltfraktion in den Oberflächensedimenten. - "Meteor" Forschungsergebnisse, C 33: 15 - 16.
- Fütterer, D. K. (1994): Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS „Polarstern“ 1993. - Berichte zur Polarforschung 149: 244 S.
- Gard, G. (1993): Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean. - Geology 21: 227 - 230.

- Gataullin, V., Polyak, L., Epstein, O. & Romanyuk, B. (1993): Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea. - *Boreas* 22: 47 - 58.
- Geologische Karte der UdSSR und benachbarter wasserbedeckter Gebiete [in Russisch: Geologicheskaya Karte SSSR i priliga yushchich Akvatorij]; Maßstab 1 : 2500000. - Ministverstvo Geologii SSSR, 1993.
- Gerland, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. - *Berichte zur Polarforschung* 123: 130 S.
- Gordeev, B. B. & Sidorov, I. S. (1993): Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River. - *Marine Chemistry* 43: 33 - 45.
- Grant, J. A. & Schreiber, R. (1990): Modern swathe sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: The Atlas Hydrosweep and Parasound Systems. - *Marine Geophysical Research* 12: 9 - 19.
- Grantz, A., Eittreim, S. & Whitney, O. T. (1981): Geology and physiography of the continental margin north of Alaska and implications of the origin of the Canada Basins. - In: Churkin, M., Nairn, A. & Stehli, F. (Hrsg.): *The Oceans Basins and Margins* 5: 439 - 492.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kap Norvegia, östliche Weddel See. - *Berichte zur Polarforschung* 27: 121 S.
- Grobe, H. (1987): A Simple Method for the Determination of Ice-Rafted Debris in Sediment Cores. - *Polarforschung* 57 (3): 123 - 126.
- Grobe, H., Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Spieß, V. & Fütterer, D. K. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series C 308: 539 - 572.
- Grosswald, M. G. (1988): Antarctic-style ice sheet in the Northern Hemisphere: Toward the new global glacial theory. - *Polar Geography and Geology* 12: 239 - 267.
- Hambrey, M. (1994): *Glacial Environments*. - UCL-Press: 296 S.
- Hedges, R. E. M. (1981): Radiocarbon dating with accelerator: review and preview. - *Archaeometry* 23: 3 - 18.
- Holmes, M. L. (1967): Late Pleistocene and Holocene history of the Laptev Sea. - M. Sc. thesis, University of Washington: 176 S.
- Holmes, M. L. & Creager, J. S. (1974): Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf. - In: Y. Herman (Hrsg.): *Marine Geology and Oceanography of the Arctic-Seas*. - Springer-Verlag: 211 - 229.
- Hubberten, H.-W. (1995): Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS „Polarstern“ 1994. - *Berichte zur Polarforschung* 174: 186 S.
- Hupfer, P. (1991): *Das Klimasystem der Erde. Diagnose und Modellierung. Schwankungen und Wirkungen*. - Akademie-Verlag.

- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. - In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J. D., Kugla, G. & Satzmann, B. (Hrsg.): Milankovitch and Climate. - Reidel: 269 - 305.
- Kuptsov, V. M. & Lisitsin, A. P. (1996): Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments. - *Marine Chemistry* 53: 301 - 311.
- Kvasov, D. D. (1978): The Barents Ice Sheet as a relay regulator of glacial interglacial alternation. - *Quaternary Research* 9: 288 - 299.
- Laberg, J. S. (1994): Late Pleistocene evolution of the submarine fans off the western Barents Sea margin. - Doctor scientiarum thesis, Institute of Biology and Geology, University of Tromsø. Artikelsammlung.
- Letzig, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. - *Berichte zur Polarforschung* 162: 98 S.
- Lubinski, D. J., Korsun, S., Polyak, L., Forman, S. L., Lehman, S. J., Herlihy, F. A. & Miller, G. H. (1996): The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. - *Boreas* 25: 89 - 100.
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten, H.-W., Spieß, V. & Fütterer, D. K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - *Marine Geology* 87: 315 - 321.
- Margolis, S. V. & Krinsley, D. H. (1974): Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. - *American Journal of Science* 274: 449 - 464.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987): Age Dating and Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. - *Quaternary Research* 27: 1 - 27.
- Matishov, G. G. (1987): Problems of Quaternary geology and palaeoecology of north European seas. - *Polar Research* 5: 291 - 292.
- Matthes, S. (1990): Mineralogie. - Springer Verlag: 448 S.
- Max, M. D., Schreiber, R. & Cherkis, N. Z. (1992): Geological control of shallow gas and pockmarks in the Norwegian Channel: High resolution shallow subbottom profiling of small scale features. - *Marine Geology Research* 14: 77 - 85.
- Melles, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddelmeeres, Antarktis. - *Berichte zur Polarforschung* 81: 190 S.
- Melles, M. & Kuhn, G. (1993): Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: Evidence for large-scale erosional / depositional processes. - *Deep-Sea Research* 40: 739 - 760.
- Melles, M., Siegert, C., Hahne, J. & Hubberten, H.-W. (1996): Klima- und Umweltgeschichte des nördlichen Mittelsibiriens im Spätquartär - erste

- Ergebnisse. - Geowissenschaften 14 (9): 376 - 380.
- Mienert, J. (1986): Akustostratigraphie im äquatorialen Ostatlantik: Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der letzten 3,5 Millionen Jahre. - „Meteor“-Forschungsergebnisse 40 C: 19 - 86.
- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. (1989): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. - Oxford University Press: 332 S.
- Müller, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. - In: von Engelhard, W., Füchtbauer, W. H. & Müller, G. (Hrsg.): Sedimentary Petrology. - Schweizerbart 1: 283 S.
- Nam, S.-I. (1996): Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the east Greenland continental margin: evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris. - Dissertation, FB Geowissenschaften der Universität Bremen (unveröff.): 251 S.
- Niessen, F. (1995): Seismic evidence for local ice sheets on the Siberian Shelf during the Last Glacial. - Supplement to EOS 76 (46): 183.
- Niessen, F. & Weiel, D. (1996): Distribution of magnetic susceptibility on the Eurasian shelf and continental slope - Implications for source area of magnetic minerals. - In: Stein, R., Gennadij, I., Levitan, M. A. & Fahl, K.: Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin. - Berichte zur Polarforschung 212: 81 - 88.
- Niessen, F. & Whittington, R. J. (1997a): Typical Sections Along a Transect of a Fjord in East Greenland. - In: Davies, T. A., Bell, T., Cooper, A. K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M. S. & Stravers, J. A. (Hrsg.): Acoustic Images of Glaciated Continental Margins. - Chapman and Hall (im Druck).
- Niessen, F. & Whittington, R. J. (1997b): Synsedimentary Faulting in an East Greenland Fjord. - In: Davies, T. A., Bell, T., Cooper, A. K., Josenhans, H., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M. S. & Stravers, J. A. (Hrsg.): Acoustic Images of Glaciated Continental Margins. - Chapman and Hall (im Druck).
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J. (1994): Sediments in Arctic sea ice: implications for entrainment, transport and release. In: J. Thiede, T. O. Vorren and R. F. Spielhagen (Hrsg.): Arctic Ocean Marine Geology. - Marine Geology 119: 185 - 214.
- Nürnberg, D., Levitan, M. A., Pavlidis, J. A. & Shelekhova, E. S. (1995): Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara Seas. - Geologische Rundschau 84: 665 - 682.
- Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. - Marine Geology 130: 203 - 229.
- Perry, R. K., Fleming, H. S., Weber, J. R., Kristoffersen, Y., Hall, J. K., Grantz, A., Johnson, J. L., Cherkis, N. Z. & Larsen, B. (1986): Bathymetry of the Arctic Ocean. - Naval Research Laboratory, Acoustics Division and Geological Society of America (Kartenblatt).
- Polyak, L. & Solheim, A. (1994): Late- and postglacial environments in the northern

- Barents Sea west of Franz Josef Land. - *Polar Research* 13 (2): 197 - 207.
- Polyak, L., Lehman, S., Gataullin, V. & Timothy Jull, A. J. (1995): Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. - *Geology* 23 (6): 567 - 571.
- Powell, R. D. & Molnia, B. F. (1989): Glacimarine sedimentation processes facies and morphology of the south - southeast Alaska shelf and fjords. - *Marine Geology* 85: 359 - 390.
- Rachor, E. (1997): Die Expedition ARCTIC '95. Der Fahrtabschnitt ARK-XI/1 mit FS "Polarstern" 1995. - *Berichte zur Polarforschung* 226 (im Druck).
- Reading, H. G. (1985): *Sedimentary Environments and Facies*. - Blackwell Scientific Publications: 615 S.
- Reimnitz, E., Marincovich, L. J., McCormick, M. & Briggs, W. M. (1992): Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation. - *Canadian Journal of Earth Sciences* 29: 693 - 703.
- Rossak, B. (1995): Zur Tonmineralverteilung und Sedimentzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Laptev-See, sibirische Arktis. - Diplomarbeit (Laborteil), Universität Würzburg (unveröff.): 101 S.
- Rostek, F. (1991): Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. - *Berichte FB Geowissenschaften, Universität Bremen* 13: 209 S.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. - Nägele & Obermiller, Schweizerbart: 257 S.
- Siegert, M. J. & Dowdeswell, J. A. (1995): Late Weichselian ice-sheet sensitivity over Franz Josef Land, Russian High Arctic, from numerical modelling experiments. - *Boreas* 24: 207 - 224.
- Spielhagen, R. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. - *Geomar Report* 4: 133 S.
- Spieß, V. (1993): Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie. *Berichte FB Geowissenschaften, Universität Bremen* 35: 199 S.
- Spiridonov, M. A., Rybalko, A. Y. & Polyak, L. V. (1992): Late Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the eastern Barents Sea off central Novaya Zemlya. - In: Spiridonov, M. A. & Rybalko, A. Y. (Hrsg.): *Sedimentary cover of glaciated shelf, north-western seas of Russia*. - VSEGEI: 47 - 68 (in Russisch).
- Stea, R. R., Boyd, R., Costello, O., Fader, G. B. J. & Scott, D. B. (1996): Deglaciation of the inner Scotian Shelf, Nova Scotia: correlation of terrestrial and marine glacial events. - In: Andrews, J. T., Austin, W. E. N., Bergsten, H. & Jennings, A. E. (Hrsg.): *Paleoceanography of the North Atlantic Margins*. - Geological Society Special Publication 111: 77 - 101.
- Stein, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by sedigraph 5000D: comparison with coulter counter and Atterberg methods. - *Journal of Sedimentary Petrology* 55 (4): 590 - 593.

- Stein, R., Nam, S.-I., Schubert, C., Vogt, C., Fütterer, D. K. & Heinemeier, J. (1994a): The Last Deglaciation in the Eastern Central Arctic Ocean. - *Science* 264: 692 - 696.
- Stein, R., Schubert, C., Vogt, C. & Fütterer, D. (1994b): Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the Latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. - In: Thiede, J., Vorren, T. O. & Spielhagen, R. F. (Hrsg.): *Arctic Ocean Marine Geology*. - *Marine Geology* 119: 333 - 355.
- Stein, R., Grobe, H. & Wahsner, M. (1994c): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments. - In: J. Thiede, T. O. Vorren and R. F. Spielhagen (Hrsg.): *Arctic Ocean Marine Geology*. - *Marine Geology* 119: 269 - 285.
- Stein, R., Nam, S.-I., Grobe, H. & Hubberten, H. (1996): Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin. - In: Andrews, J. T., Bergsten, W. E. N. & Jennings, A. E. (Hrsg.): *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*. - *Geological Society Special Publication* 111: 135 - 151.
- Steinsund, P. I. & Hald, M. (1994): Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Palaeoceanographic applications. - *Marine Geology* 117: 303 - 316.
- Syvitsky, J. P. M. (1989): On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords. - *Marine Geology* 85: 301 - 329.
- Treshnikov, A. F. (1985): *Atlas der Arktis*. - Hauptverwaltung für Geodäsie und Kartographie beim Ministerrat der UdSSR: 204 S. (in Russisch).
- Van Andel, T. H., Heath, G. R. & Moore, T. C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. - *Memoir Geological Society of America* 143: 134.
- Velichko, A. A. (1979): *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. - University of Minnesota Press: 309 S.
- Vinogradov, V. A., Gramberg, I. S., Pogrebitsky, Y. E., Rabkin, M. I., Ravich, M. G., Sokolov, V. N. & Sorokov, D. S. (1973): Main Features of Geologic Structure and History of North-Central Siberia. - In: Pitcher, M. G. (Hrsg.): *Arctic Geology*: 181 - 188.
- Visser, J. N. J. (1983): Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyk Tille Formation in the Kalaharian Basin, South Africa. - *Sedimentology* 30: 511 - 524.
- Vogt, P. R., Crane, K. & Sundvor, E. (1993): Glacigenic mudflows on the Bear Island Submarine Fan. - *EOS* 74 (40): 449 - 453.
- Vorren, T. O. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. - *Marine Geology* 85: 251 - 272.
- Vorren, T. O. & Thiede, J. (1994): The marine geology of the Arctic Ocean - summary. - In: J. Thiede, T. O. Vorren and R. F. Spielhagen (Hrsg.): *Arctic Ocean Marine Geology*. - *Marine Geology* 119: 357 - 361.
- Wahsner, M., Stein, R. & Vogt, C. (1995): The recent eastern Arctic Ocean sedimentary environment and its change during the Late Quaternary. - *Terra Nostra* 1/95: 48.

-
- Wahsner, M. & Shelekhova, E. S. (1994): Clay-mineral distribution in Arctic deep sea and shelf surface sediments. - Greifswalder Geologische Beiträge A (2): 234.
- Weaver, P. P. E. & Schultheiss, P. J. (1990): Current methods for obtaining, logging and splitting marine sediment cores. - Marine Geophysical Research 12: 85 - 100.
- Weber, J. R. (1986): The Alpha Ridge: gravity, seismic and magnetic evidence for a homogenous, mafic crust. - Polar Geophysics 6: 117 - 136.
- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G. & Wiedicke, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a Multi-Sensor Core Logger. - Marine Geology (im Druck).
- Whalley, W. B. (1978): An SEM examination of Quarzz grains from sub-glacial and associated environments and some methods for their characterization. - Scanning Electron Microscopy 1: 353 - 360.
- Wilson, M. J. (1987): A Handbook of determinative Methods in Clay Mineralogy. - Chapman and Hall: 98 S.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. - Berichte zur Polarforschung 127: 159 S.
- Ziegler, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - AAPG 43: 196 S.

ANHANG I

Rohdaten

Kernnummer	PS2450-3	PS2452-3	PS2485-2	PS2742-5	PS2743-9	PS2778-2	PS2780-6	PS2781-2	PS2782-1
Kernöffnung u. -beschreibung PS ARK IX/4 ('93) 1)	X								
Kernöffnung u. -beschreibung PS ARK XI/1 ('95) 2)				X					
Kernöffnung u. -beschreibung AWI 3)		X	X		X	X	X	X	X
Magnetische Suszeptibilität PS ARK IX/4 ('93) 1)	X								
Core-Logging (MSCL) PS ARK XI/1 ('95) 2)				X	X	X	X	X	X
Core-Logging (MSCL) AWI 3)		X	X						
Radiographien PS ARK IX/4 ('93) 1)	X								
Radiographien AWI 3)		X	X		X	X	X	X	X
Bestimmung der IRD-Rate AWI 3)	X	X	X		X	X	X	X	X
Wassergehalt AWI 3)		X	X		X	X	X	X	X
Korngrößen (Sand, Silt, Ton) AWI 3)		X				X		X	X
Sedigraph (Siltkornverteilung) AWI 3)		X				X		X	X
Tonmineralogie/Röntgendiffr. AWI 3)		X				X		X	X
AMS 14C-Datierungen 4)		X	X			X			

1) Fütterer, 1994 (Durchführung an Bord der "Polarstern" während der Expedition ARK IX/4, 1993)

2) Raigor, 1997 (Durchführung an Bord der "Polarstern" während der Expedition ARK XI/1, 1995)

3) Weiel, 1997 (Durchführung am Alfred-Wegener-Institut im Rahmen der Diplomarbeit, 1996)

Tab. I: Aufstellung über durchgeführte Arbeiten an Schwerelotkernen

Kernnr.	Teufe/Probe	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
				*
PS2452-3	100 cm	20	52	28
	180 cm	7	55	38
	300 cm	0	12	88
	600 cm	3	45	52
	850 cm	6	70	24
PS2778-2	060 cm	1	45	54
	120 cm	2	47	51
	180 cm	2	48	50
	240 cm	2	45	53
	330 cm	2	47	51
	410 cm	2	40	58
	470 cm	2	33	65
	500 cm	2	47	51
	530 cm	1	41	58
	560 cm	2	50	48
	580 cm	2	49	49
PS2781-2	030 cm	10	34	56
	060 cm	2	42	56
	242 cm	2	28	70
	360 cm	1	21	78
	450 cm	1	28	71
PS2782-1	040 cm	1	33	66
	080 cm	0	35	65
	180 cm	0	40	60
	210 cm	0	32	68
	260 cm	1	52	47
	300 cm	0	46	54
	350 cm	3	30	67
	386 cm	0	30	70
	422 cm	3	48	49
	460 cm	24	39	37

Tab. II: Korngrößenverteilung

Phi-Klasse	100 cm	180 cm	300 cm	600 cm	850 cm
4.05	1.40	1.00	0.00	0.02	1.43
4.15	1.67	1.20	0.00	0.08	1.77
4.25	1.89	1.40	0.00	0.19	2.27
4.35	2.11	1.60	0.00	0.30	2.35
4.45	2.22	1.77	0.00	0.45	2.95
4.55	2.26	1.91	0.00	0.66	3.74
4.65	2.23	2.02	0.00	0.92	4.14
4.75	2.16	2.13	0.00	1.27	4.96
4.85	2.08	2.21	0.10	1.71	5.70
4.95	2.03	2.31	0.21	2.24	6.20
5.05	1.99	2.40	0.30	2.82	6.45
5.15	1.96	2.47	0.41	3.47	6.46
5.25	1.88	2.50	0.52	4.00	6.20
5.35	1.79	2.48	0.66	4.47	5.82
5.45	1.67	2.42	0.87	4.77	5.20
5.55	1.57	2.32	1.10	4.89	4.52
5.65	1.53	2.21	1.35	4.84	3.84
5.75	1.53	2.11	1.57	4.64	3.16
5.85	1.59	2.04	1.75	4.34	2.59
5.95	1.66	2.00	1.88	3.99	2.12
6.05	1.72	1.98	1.98	3.65	1.77
6.15	1.75	2.01	2.11	3.34	1.52
6.25	1.77	2.04	2.25	3.10	1.33
6.35	1.76	2.11	2.46	2.89	1.18
6.45	1.75	2.16	2.72	2.72	1.05
6.55	1.77	2.19	3.04	2.56	0.93
6.65	1.79	2.19	3.40	2.39	0.83
6.75	1.86	2.16	3.73	2.24	0.74
6.85	1.96	2.14	4.00	2.12	0.68
6.95	2.07	2.12	4.16	2.03	0.64
7.05	2.19	2.14	4.23	1.97	0.60
7.15	2.30	2.16	4.27	1.95	0.59
7.25	2.38	2.20	4.34	1.92	0.57
7.35	2.44	2.23	4.43	1.87	0.55
7.45	2.53	2.28	4.49	1.79	0.53
7.55	2.63	2.35	4.49	1.67	0.51
7.65	2.73	2.42	4.38	1.56	0.49
7.75	2.82	2.46	4.21	1.46	0.47
7.85	2.86	2.46	3.95	1.40	0.45
7.95	2.85	2.39	3.66	1.33	0.43
8.05	2.79	2.26	3.30	1.24	0.41
8.15	2.71	2.11	2.87	1.11	0.37
8.25	2.57	1.93	2.42	0.91	0.34
8.35	2.38	1.78	1.98	0.71	0.30
8.45	2.11	1.63	1.62	0.52	0.25
8.55	1.82	1.48	1.35	0.38	0.21
8.65	1.50	1.32	1.14	0.30	0.15
8.75	1.21	1.13	0.97	0.27	0.10
8.85	0.97	0.94	0.78	0.28	0.07
8.95	0.77	0.72	0.55	0.28	0.06

Tab. III: Siltkornverteilung PS2452-3 (Gew. %)

Phi-Klasse	060 cm	120 cm	180 cm	240 cm	330 cm	410 cm	470 cm	500 cm	530 cm	560 cm	580 cm
4.05	0.00	0.33	0.07	0.17	0.35	0.05	0.07	0.00	0.16	0.12	0.32
4.15	0.00	0.33	0.12	0.21	0.45	0.10	0.07	0.01	0.22	0.17	0.33
4.25	0.09	0.33	0.21	0.25	0.56	0.16	0.11	0.03	0.28	0.21	0.37
4.35	0.22	0.37	0.31	0.28	0.69	0.23	0.15	0.11	0.39	0.29	0.44
4.45	0.36	0.46	0.43	0.33	0.81	0.33	0.23	0.16	0.46	0.36	0.54
4.55	0.51	0.57	0.57	0.40	0.93	0.45	0.32	0.25	0.56	0.45	0.66
4.65	0.65	0.75	0.72	0.51	1.06	0.56	0.43	0.34	0.64	0.51	0.78
4.75	0.78	0.93	0.88	0.64	1.16	0.67	0.51	0.40	0.71	0.56	0.90
4.85	0.88	1.14	1.03	0.81	1.25	0.74	0.55	0.45	0.77	0.59	0.99
4.95	0.97	1.33	1.17	1.00	1.34	0.77	0.56	0.49	0.79	0.63	1.06
5.05	1.03	1.49	1.33	1.18	1.43	0.76	0.53	0.55	0.81	0.70	1.14
5.15	1.11	1.61	1.47	1.35	1.50	0.71	0.48	0.67	0.83	0.81	1.24
5.25	1.18	1.70	1.64	1.48	1.54	0.70	0.48	0.83	0.84	0.95	1.37
5.35	1.29	1.76	1.79	1.58	1.57	0.72	0.52	1.04	0.89	1.10	1.57
5.45	1.41	1.78	1.94	1.65	1.57	0.82	0.60	1.27	0.96	1.28	1.75
5.55	1.59	1.79	2.06	1.68	1.61	0.95	0.73	1.46	1.08	1.43	1.93
5.65	1.78	1.81	2.14	1.69	1.65	1.12	0.87	1.64	1.26	1.60	2.04
5.75	1.98	1.85	2.21	1.74	1.74	1.27	0.99	1.79	1.43	1.77	2.11
5.85	2.18	1.92	2.26	1.81	1.86	1.35	1.12	1.93	1.60	1.93	2.14
5.95	2.34	2.02	2.34	1.95	2.01	1.38	1.20	2.08	1.76	2.10	2.17
6.05	2.46	2.14	2.44	2.11	2.14	1.39	1.30	2.21	1.88	2.26	2.25
6.15	2.55	2.28	2.56	2.31	2.27	1.43	1.39	2.35	2.00	2.39	2.35
6.25	2.59	2.39	2.69	2.46	2.39	1.52	1.52	2.48	2.10	2.51	2.49
6.35	2.60	2.50	2.77	2.59	2.51	1.71	1.65	2.61	2.18	2.59	2.58
6.45	2.63	2.60	2.83	2.67	2.59	1.95	1.79	2.75	2.26	2.67	2.66
6.55	2.68	2.67	2.85	2.75	2.67	2.24	1.94	2.88	2.36	2.74	2.71
6.65	2.77	2.75	2.83	2.83	2.74	2.49	2.05	3.00	2.45	2.81	2.75
6.75	2.88	2.80	2.83	2.90	2.76	2.70	2.17	3.12	2.56	2.88	2.77
6.85	3.00	2.83	2.83	2.98	2.80	2.87	2.29	3.19	2.69	2.94	2.82
6.95	3.07	2.87	2.85	3.04	2.82	3.01	2.41	3.27	2.83	3.02	2.88
7.05	3.12	2.89	2.86	3.10	2.87	3.15	2.58	3.36	2.97	3.09	2.94
7.15	3.13	2.93	2.90	3.14	2.92	3.28	2.79	3.44	3.11	3.15	3.00
7.25	3.13	2.97	2.94	3.19	2.97	3.44	3.03	3.52	3.24	3.21	3.04
7.35	3.14	3.02	2.99	3.23	3.03	3.59	3.32	3.56	3.35	3.26	3.06
7.45	3.17	3.08	3.06	3.27	3.07	3.74	3.59	3.59	3.44	3.34	3.05
7.55	3.20	3.10	3.10	3.30	3.09	3.89	3.88	3.60	3.53	3.40	3.04
7.65	3.25	3.12	3.11	3.31	3.11	4.03	4.13	3.57	3.60	3.46	3.02
7.75	3.26	3.14	3.05	3.31	3.12	4.14	4.36	3.56	3.65	3.50	3.00
7.85	3.26	3.13	2.95	3.30	3.12	4.22	4.54	3.53	3.69	3.49	2.98
7.95	3.21	3.09	2.80	3.25	3.10	4.22	4.67	3.49	3.69	3.45	2.97
8.05	3.11	3.02	2.64	3.18	3.04	4.14	4.74	3.40	3.68	3.36	2.92
8.15	2.97	2.88	2.49	3.03	2.93	3.97	4.73	3.24	3.62	3.23	2.83
8.25	2.79	2.67	2.33	2.83	2.72	3.72	4.59	3.01	3.51	3.06	2.69
8.35	2.59	2.42	2.17	2.55	2.47	3.41	4.34	2.72	3.31	2.83	2.49
8.45	2.34	2.15	2.01	2.25	2.14	3.05	3.97	2.36	3.03	2.55	2.26
8.55	2.05	1.85	1.82	1.91	1.77	2.65	3.47	1.99	2.64	2.21	1.98
8.65	1.71	1.54	1.60	1.58	1.40	2.22	2.92	1.64	2.21	1.82	1.66
8.75	1.35	1.23	1.32	1.26	1.05	1.77	2.32	1.30	1.74	1.42	1.32
8.85	0.98	0.96	1.01	0.97	0.76	1.34	1.76	1.01	1.30	1.05	0.98
8.95	0.65	0.69	0.67	0.71	0.54	0.89	1.24	0.74	0.92	0.71	0.67

Tab. IV: Silt Kornverteilung PS2778-2 (Gew. %)

Phi-Klasse	030 cm	060 cm	242 cm	360 cm	450 cm
4.05	0.09	0.13	0.04	0.27	0.00
4.15	0.19	0.22	0.04	0.30	0.00
4.25	0.29	0.29	0.04	0.35	0.05
4.35	0.44	0.36	0.05	0.37	0.11
4.45	0.54	0.42	0.06	0.37	0.18
4.55	0.62	0.50	0.07	0.34	0.27
4.65	0.67	0.60	0.10	0.28	0.36
4.75	0.70	0.69	0.16	0.23	0.45
4.85	0.72	0.77	0.22	0.17	0.56
4.95	0.72	0.82	0.28	0.12	0.66
5.05	0.74	0.86	0.33	0.11	0.75
5.15	0.76	0.89	0.35	0.15	0.84
5.25	0.80	0.96	0.39	0.22	0.92
5.35	0.85	1.06	0.42	0.32	0.98
5.45	0.95	1.21	0.48	0.43	1.06
5.55	1.06	1.36	0.57	0.52	1.12
5.65	1.18	1.50	0.67	0.61	1.21
5.75	1.32	1.62	0.76	0.66	1.28
5.85	1.46	1.70	0.86	0.71	1.34
5.95	1.58	1.79	0.96	0.73	1.41
6.05	1.68	1.91	1.04	0.73	1.46
6.15	1.77	2.04	1.14	0.71	1.51
6.25	1.85	2.16	1.25	0.69	1.57
6.35	1.94	2.29	1.40	0.69	1.63
6.45	2.04	2.38	1.56	0.75	1.72
6.55	2.16	2.49	1.74	0.89	1.84
6.65	2.31	2.59	1.95	1.08	1.95
6.75	2.44	2.71	2.18	1.29	2.10
6.85	2.59	2.83	2.40	1.48	2.21
6.95	2.71	2.94	2.62	1.64	2.32
7.05	2.82	3.04	2.80	1.82	2.41
7.15	2.94	3.12	2.95	2.04	2.52
7.25	3.07	3.21	3.10	2.36	2.66
7.35	3.20	3.31	3.29	2.79	2.85
7.45	3.35	3.42	3.55	3.31	3.08
7.55	3.49	3.53	3.88	3.85	3.33
7.65	3.64	3.59	4.24	4.37	3.59
7.75	3.78	3.65	4.59	4.86	3.86
7.85	3.93	3.66	4.88	5.30	4.13
7.95	4.03	3.64	5.07	5.68	4.37
8.05	4.06	3.56	5.15	5.97	4.56
8.15	4.01	3.43	5.13	6.13	4.65
8.25	3.84	3.22	5.01	6.11	4.62
8.35	3.55	2.96	4.78	5.90	4.47
8.45	3.20	2.64	4.42	5.49	4.15
8.55	2.81	2.30	3.91	4.91	3.74
8.65	2.39	1.94	3.28	4.18	3.19
8.75	1.97	1.58	2.59	3.36	2.58
8.85	1.57	1.23	1.92	2.56	1.98
8.95	1.18	0.89	1.34	1.80	1.41

Tab. V: Siltkornverteilung PS2781-2 (Gew. %)

Phi-Klasse	040 cm	080 cm	180 cm	210 cm	260 cm	300 cm	350 cm	386 cm	422 cm	460 cm
4.00	99.49	99.62	99.36	99.07	98.96	99.28	99.28	99.85	99.64	96.40
4.05	0.18	0.00	0.00	0.00	0.19	0.19	0.43	0.00	0.17	1.13
4.15	0.18	0.00	0.01	0.00	0.17	0.21	0.55	0.00	0.23	1.34
4.25	0.17	0.00	0.06	0.00	0.16	0.24	0.66	0.00	0.28	1.58
4.35	0.16	0.00	0.11	0.00	0.16	0.26	0.77	0.00	0.34	1.78
4.45	0.15	0.00	0.15	0.00	0.17	0.28	0.86	0.01	0.40	1.99
4.55	0.14	0.00	0.19	0.00	0.18	0.32	0.91	0.05	0.45	2.12
4.65	0.13	0.00	0.20	0.00	0.23	0.35	0.93	0.08	0.50	2.19
4.75	0.12	0.03	0.21	0.05	0.28	0.38	0.93	0.10	0.58	2.22
4.85	0.11	0.09	0.24	0.10	0.37	0.41	0.92	0.11	0.66	2.18
4.95	0.14	0.16	0.30	0.15	0.49	0.44	0.92	0.14	0.76	2.13
5.05	0.18	0.26	0.42	0.18	0.68	0.48	0.93	0.15	0.88	2.06
5.15	0.28	0.37	0.59	0.22	0.92	0.54	0.97	0.17	1.01	2.04
5.25	0.40	0.49	0.77	0.29	1.19	0.61	1.02	0.20	1.14	2.05
5.35	0.58	0.59	0.96	0.37	1.47	0.73	1.07	0.24	1.25	2.09
5.45	0.77	0.67	1.11	0.49	1.74	0.87	1.12	0.28	1.36	2.17
5.55	0.95	0.74	1.25	0.65	1.96	1.05	1.17	0.37	1.45	2.22
5.65	1.14	0.82	1.39	0.82	2.13	1.25	1.21	0.46	1.57	2.26
5.75	1.33	0.93	1.56	1.02	2.27	1.46	1.26	0.55	1.70	2.25
5.85	1.54	1.11	1.76	1.20	2.40	1.67	1.30	0.66	1.84	2.20
5.95	1.76	1.35	1.97	1.39	2.52	1.84	1.36	0.80	1.99	2.14
6.05	1.98	1.62	2.14	1.58	2.70	2.00	1.41	0.99	2.12	2.09
6.15	2.19	1.90	2.28	1.75	2.88	2.15	1.49	1.23	2.20	2.07
6.25	2.36	2.16	2.38	1.97	3.05	2.27	1.59	1.52	2.27	2.09
6.35	2.51	2.38	2.47	2.21	3.18	2.39	1.74	1.84	2.32	2.14
6.45	2.66	2.57	2.60	2.48	3.26	2.50	1.92	2.14	2.39	2.19
6.55	2.81	2.77	2.79	2.76	3.28	2.60	2.11	2.42	2.48	2.25
6.65	2.97	2.99	2.99	2.99	3.25	2.72	2.27	2.67	2.58	2.29
6.75	3.14	3.20	3.17	3.21	3.23	2.86	2.44	2.90	2.70	2.34
6.85	3.29	3.40	3.31	3.37	3.17	3.02	2.58	3.12	2.81	2.37
6.95	3.42	3.55	3.37	3.48	3.12	3.18	2.73	3.32	2.91	2.40
7.05	3.50	3.64	3.36	3.61	3.09	3.31	2.88	3.52	2.99	2.42
7.15	3.57	3.71	3.34	3.74	3.05	3.40	3.04	3.70	3.06	2.43
7.25	3.61	3.77	3.34	3.86	3.04	3.48	3.22	3.91	3.14	2.44
7.35	3.63	3.87	3.38	3.97	3.03	3.55	3.37	4.13	3.23	2.41
7.45	3.65	3.96	3.48	4.07	3.03	3.61	3.52	4.37	3.33	2.39
7.55	3.68	4.07	3.58	4.13	3.02	3.67	3.66	4.60	3.41	2.35
7.65	3.73	4.14	3.68	4.19	2.98	3.72	3.78	4.78	3.47	2.32
7.75	3.79	4.19	3.72	4.24	2.96	3.75	3.89	4.91	3.53	2.29
7.85	3.84	4.17	3.71	4.26	2.92	3.74	3.95	4.93	3.55	2.26
7.95	3.88	4.09	3.64	4.23	2.89	3.73	3.97	4.90	3.55	2.22
8.05	3.85	3.95	3.52	4.13	2.84	3.69	3.91	4.74	3.50	2.15
8.15	3.71	3.76	3.38	3.94	2.78	3.60	3.77	4.51	3.38	2.06
8.25	3.48	3.52	3.18	3.67	2.65	3.45	3.55	4.18	3.22	1.92
8.35	3.16	3.22	2.96	3.36	2.48	3.20	3.24	3.78	2.96	1.75
8.45	2.80	2.91	2.67	2.98	2.23	2.87	2.87	3.29	2.66	1.54
8.55	2.42	2.54	2.36	2.58	1.94	2.46	2.46	2.80	2.30	1.32
8.65	2.03	2.16	2.00	2.16	1.59	2.00	2.00	2.30	1.91	1.10
8.75	1.65	1.76	1.63	1.74	1.23	1.55	1.54	1.81	1.52	0.89
8.85	1.29	1.40	1.31	1.37	0.90	1.14	1.10	1.37	1.15	0.74
8.95	0.96	1.06	1.03	1.03	0.58	0.80	0.72	1.00	0.81	0.59

Tab. VI: Siltkornverteilung PS2782-1 (Gew. %)

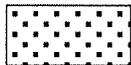
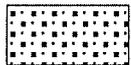
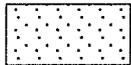
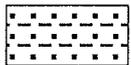
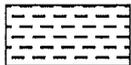
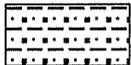
Kernnr.	Teufe/Probe	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Kaolinit (%)	Qz/Fsp	Kao/Chl	Sm/Illit	Kao/Illit	Sm (IB)	Illit (HHW)	5/10 Å
PS2452-3	100 cm	31	33	17	19	1.87	1.13	0.94	0.56	1.76	0.32	0.58
	180 cm	29	36	17	18	1.72	1.02	0.78	0.48	1.83	0.33	0.52
	300 cm	51	24	11	14	2.28	1.26	2.11	0.56	1.87	0.39	0.55
	600 cm	52	23	12	13	1.87	1.10	2.29	0.59	1.84	0.37	0.58
	850 cm	50	23	12	15	1.57	1.30	2.09	0.63	1.99	0.33	0.55
PS2778-2	060 cm	35	35	15	15	1.80	0.95	1.00	0.43	1.72	0.34	0.46
	120 cm	36	34	16	14	1.90	0.83	1.06	0.41	1.69	0.35	0.46
	180 cm	37	32	16	15	1.95	0.94	1.16	0.49	1.86	0.36	0.50
	240 cm	36	34	16	14	1.99	0.87	1.11	0.43	1.77	0.34	0.45
	330 cm	32	34	17	17	1.93	0.98	0.94	0.48	1.57	0.34	0.53
	410 cm	34	33	17	16	2.12	0.97	1.00	0.49	1.78	0.36	0.40
	470 cm	47	27	14	12	1.26	0.85	1.80	0.46	1.60	0.35	0.42
	500 cm	56	21	12	11	0.84	0.92	2.60	0.50	1.34	0.35	0.49
	530 cm	58	20	12	10	0.90	0.86	2.93	0.50	1.31	0.36	0.48
	560 cm	64	15	11	10	0.72	0.92	4.16	0.66	1.30	0.36	0.49
	580 cm	61	18	11	10	0.99	0.98	3.39	0.58	1.41	0.33	0.44
PS2781-2	030 cm	37	33	15	15	1.52	0.96	1.10	0.45	1.46	0.35	0.50
	060 cm	50	23	13	14	0.87	1.03	2.24	0.61	1.41	0.36	0.48
	242 cm	41	31	15	13	1.85	0.89	1.34	0.42	1.61	0.36	0.49
	360 cm	34	32	17	17	1.48	0.95	1.04	0.51	1.69	0.37	0.54
	450 cm	30	37	17	16	1.33	0.91	0.80	0.43	1.69	0.37	0.50
PS2782-1	040 cm	16	43	21	20	1.61	0.92	0.36	0.45	1.65	0.35	0.53
	080 cm	15	40	21	24	1.97	1.13	0.37	0.59	1.86	0.36	0.60
	180 cm	10	48	22	20	1.91	0.85	0.20	0.41	1.52	0.34	0.55
	210 cm	14	44	20	22	2.10	1.06	0.32	0.49	1.62	0.33	0.50
	260 cm	10	49	23	18	2.09	0.81	0.20	0.37	1.63	0.35	0.53
	300 cm	10	50	22	18	1.96	0.82	0.19	0.36	1.73	0.33	0.57
	350 cm	20	41	19	20	2.08	1.03	0.50	0.48	1.81	0.33	0.57
	386 cm	6	58	22	14	3.28	0.64	0.11	0.25	2.75	0.35	0.60
	422 cm	6	48	23	23	2.30	0.99	0.12	0.46	1.72	0.34	0.55
	460 cm	4	50	22	24	2.36	1.02	0.07	0.48	1.78	0.33	0.55

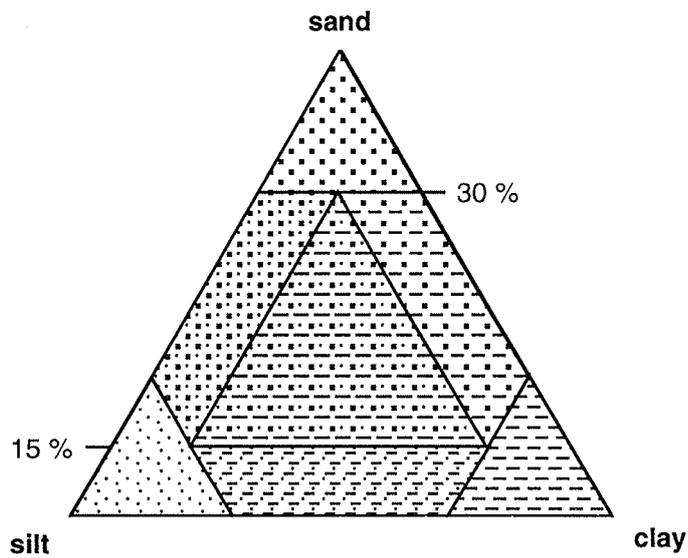
Tab. VII: Tonmineralogische Parameter / XRD-Ergebnisse

ANHANG II
Kernbeschreibungen

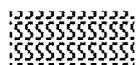
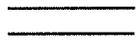
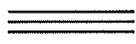
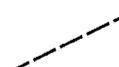
Graphical Core Descriptions

Lithology

	sand		sandy silt		pebbles, dropstones
	silt		sandy clay		sediment clasts, mud clasts
	clay		silty clay		shells
	mud				



Structure

	bioturbation		sharp boundary
	stratification		gradational boundary
	lamination		transition zone
	fining upwards sequence		changes in core scale

PS2450-3 SL

N`Vilkitsky Strait

ARK IX/4

Recovery: 5.51 m

78°01.88`N 102°16.96`E

Water depth: 148 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
0				
core liner is not opened, because of high water content and disturbance (s. 2450-2 GKG)				
		5Y 3/2	dark olive gray very fine silty clay, homogenous, rich in Fe/Mn precipitates (- 0.5 cm) through the entire section	QUATERNARY
		5Y 3/2	fine silty clay, homogenous, rich in Fe/Mn from 238 cm downcore: silty clay, strongly enriched in Fe/Mn precipitates, often Fe/Mn rich layers (at: 239 cm, 241 cm, 242 cm, 247 cm)	
		5Y 2.5/1	layer of Fe/Mn enrichment (black), gradual boundary	
		5Y 3/2	dark olive gray silty clayey sand; black laminae at 260 cm, and 174 - 278 cm; dropstones at 264 cm and 270 cm	
			dark olive gray sand layer with abundant dropstones (- 1cm)	
			black layer (5Y 2.5/1) of silty sand, rich in Fe/Mn	
		5Y 4/4	olive silty clay, changing to olive gray colors, with some greenish to brownish colors intercalated by	
		5Y 4/2	silty clay, very stiff, no dropstones	
			between 397 and 405 cm: 3 dark brown sand layers (10YR 3/3), oxidized colors, grading into very dark grayish brown clays (2.5Y 3/2) upwards (turbidite sequence); one dropstone (2 cm) at 401 cm	
		5Y 3/1	very dark gray sandy silt, black streaks and laminae, high sand content in the upper 30 cm of the unit, decreasing sand content downcore	
			from 450 to 551 cm: very dark gray clayey silt to silty clay, intercalated by black layers (5Y 2.5/2) at 464 cm, 477 cm, 504 cm, 508 cm, 518 cm, 532 cm	
5.51				

end of core: 5.51 m

PS2452-3 SL

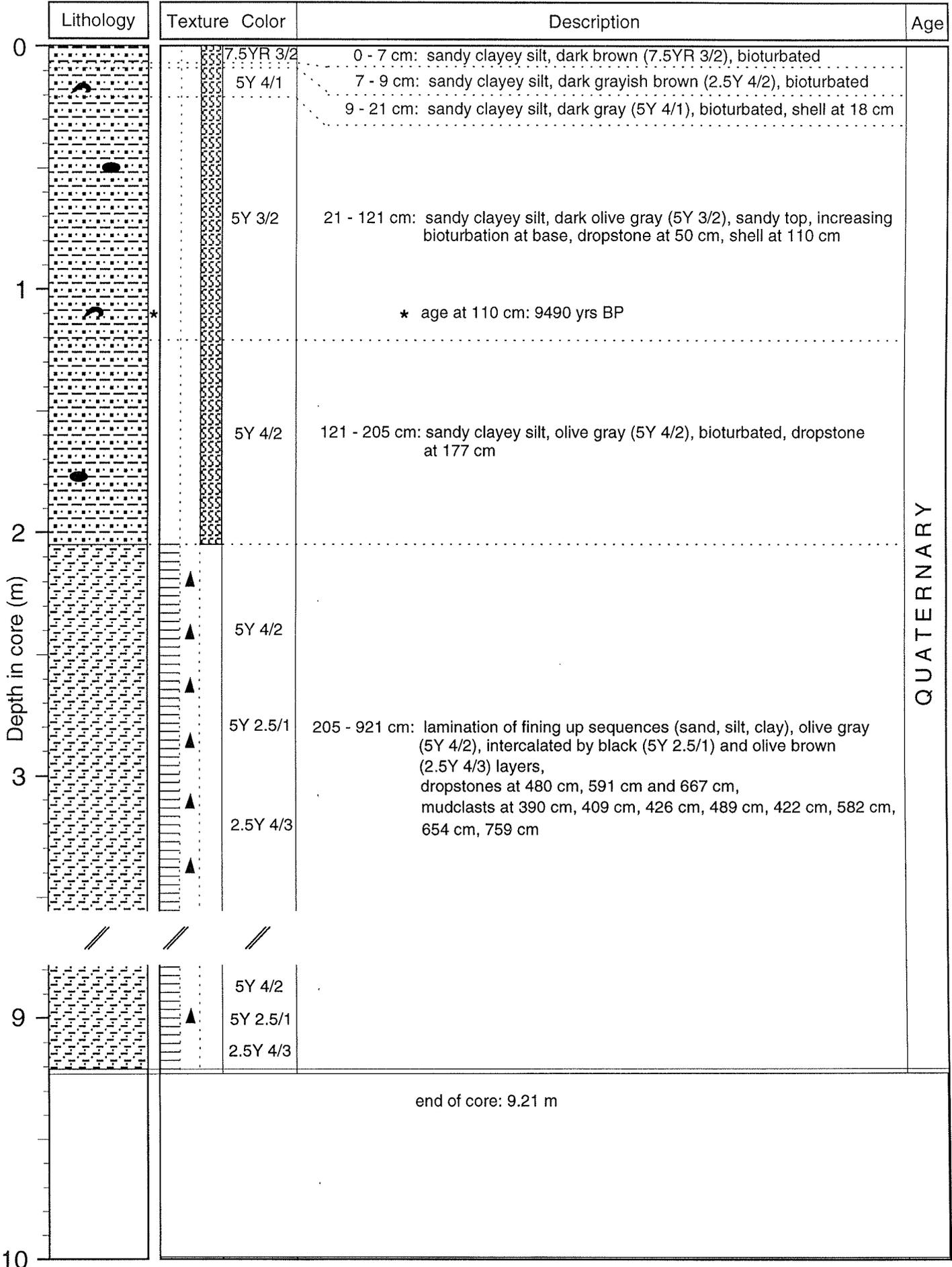
W Vilkitsky Strait

ARK-IX/4

Recovery: 9.21 m

77° 53.8' N, 101° 32.8' E

Water depth: 132 m



PS2485-2 SL

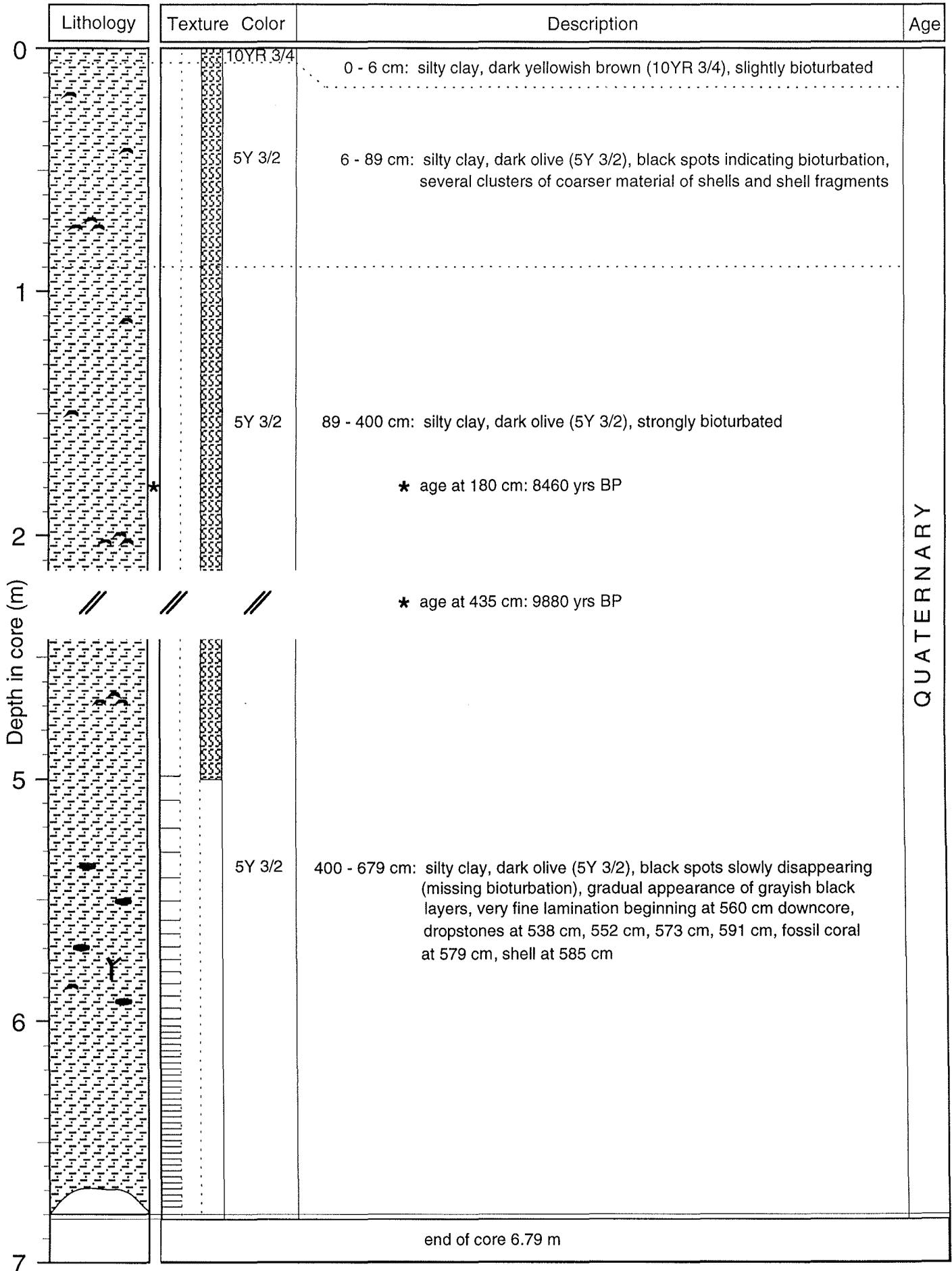
E Vilkitsky Strait

ARK-IX/4

Recovery: 6.79 m

77° 54.0' N, 105° 03.2' E

Water depth: 230 m



QUATERNARY

PS2742-5 SL

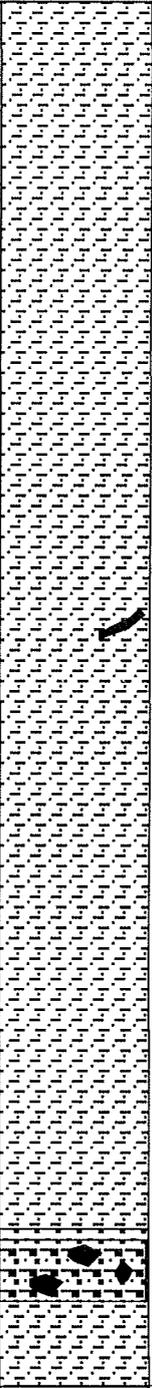
Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 3.81 m

80° 47.3'N, 103° 49.6'E

Water depth: 1890 m

Lithology	Texture Color	Description	Age
	<p>10YR4/3 10YR2/2</p>	<p>0 - 6 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3); very dark brown (10YR 2/2) layers at 2, 4, and 5 cm</p>	<p>QUATERNARY</p>
	5Y 4/2	<p>6 - 11 cm: Silty clay, very dark brown (10YR 2/2), thin brown laminae (finely laminated)</p>	
		<p>11 - 13 cm: Silty clay, grayish brown (2.5Y 5/2), with very dark brown silty clay interval</p>	
	5Y 3/2	<p>13 - 81 cm: Silty clay, olive gray (5Y 4/2), with common thin brown (10YR 5/3) laminae throughout (13-25 cm brown intervals more abundant)</p>	
		<p>81 - 195 cm: Silty clay, dark olive gray (5Y 3/2); thin brown laminae at 87, 88, 94, 122, and 144 cm; black spots at 107 cm; 10 cm long tube ("Stengel"??) at 170 - 173 cm</p>	
		<p>195 - 300 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1), abundant black spots throughout</p>	
		<p>300 - 314 cm: Silty clay, olive gray (5Y 4/2)</p>	
	5Y 3/1	<p>314 - 326 cm: Silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), mottled/bioturbated</p>	
		<p>326 - 341 cm: Silty clay, olive brown (2.5Y 4/4)</p>	
		<p>341 - 343 cm: Silty sand, olive brown (2.5Y 4/4)</p>	
	<p>2.5Y 4/2 2.5Y 4/4</p>	<p>343 - 360 cm: Diamicton, very dark grayish brown (10YR 3/2) to dark brown (10YR 3/3), large-sized dropstones of up to 5 cm in diameter; sand lense at 356-358 cm</p>	
<p>10YR 3/2 10YR 3/3</p>			
<p>5Y 3/2 5Y 3/1</p>	<p>360 - 381 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1) and dark olive gray (5Y 3/2)</p>		
		<p>end of core: 3.81 m</p>	

PS2743-9 SL

Western Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 1.35 m

80° 44.5' N, 103° 09.12' E

Water depth: 1020 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
		2.5Y 4/3	0 - 38 cm: silty clay, olive brown (2.5Y 4/3)	QUATERNARY
		2.5Y 4/3	38 - 48 cm: sandy clayey silt (diamicton), olive brown (2.5Y 4/3), fine and medium gravel abundant, some smaller dropstones (- 3 cm)	
		5Y 3/2	48 - 135 cm: sandy clayey silt (diamicton), olive brown (2.5Y 4/3) top, dark olive gray base (5Y 3/2), gravel and dropstones (- 3 cm) abundant	
end of core 1.35 m				

Depth in core (m)

0
1
2
3
4
5

PS2778-2 SL

Western Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 5.88 m

77° 58.7' N, 113° 03.9' E

Water depth: 341 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
		10YR 4/4 2.5Y 4/2	0 - 20 cm: silty clay, slightly laminated horizon of dark yellowish (10YR 4/4) and dark grayish brown (2.5Y 4/2) layers, bioturbated	
		2.5Y 4/2	20 - 500 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), strongly bioturbated (black yellowish surrounded spots), homogenous, shell fragments throughout, gastropode at 153 cm * age at 153 cm: 4600 yrs BP	
		2.5Y 4/2	shell cluster at about 430 - 435 cm * age at 434 cm: 10070 yrs BP	
		2.5Y 4/2	500 - 588 cm: silty clay, fine lamination of dark grayish brown (2.5Y4/2) and black grayish layers, slightly disturbed, no bioturbation	
end of core 5.88 m				QUATERNARY

PS2780-6 SL

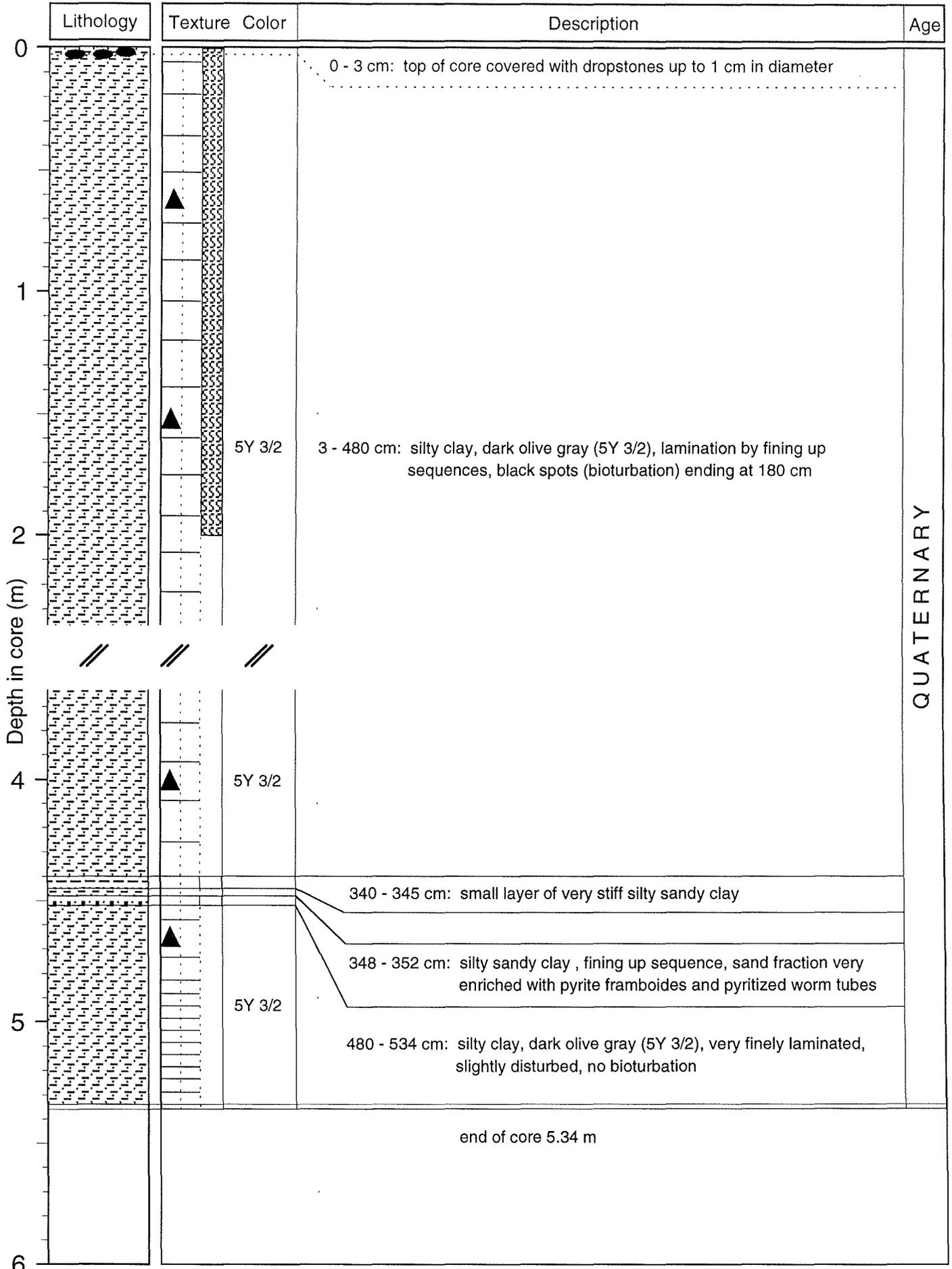
Western Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 5.34 m

77° 54.3' N, 113° 43.7' E

Water depth: 136 m



PS2781-2 SL

Western Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 5.65 m

78° 07.5' N, 111° 54.6' E

Water depth: 330 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
0		10YR 4/2	0 - 4 cm: silty clay, dark grayish brown (10YR 4/2), rusty oxidized top, bioturbated	
		2.5Y 4/2	4 - 35 cm: silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), bioturbated	

QUATERNARY

PS2782-1 SL

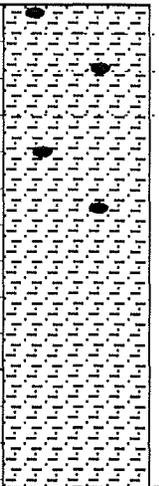
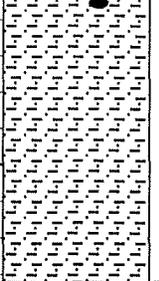
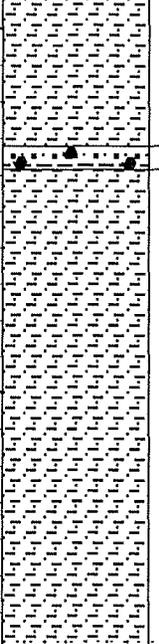
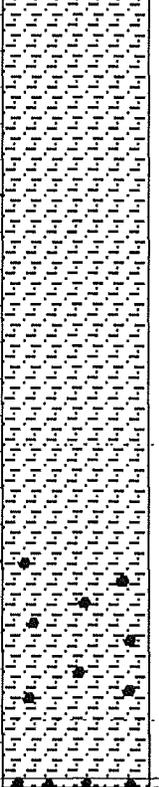
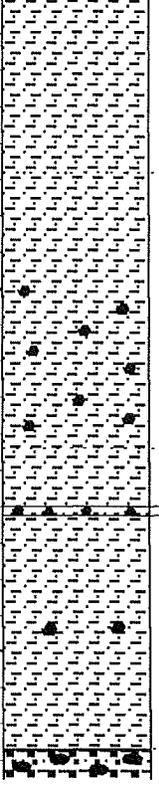
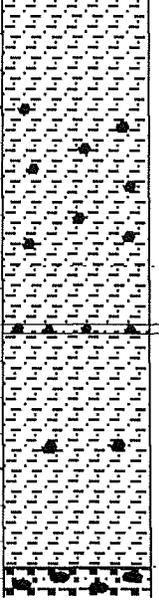
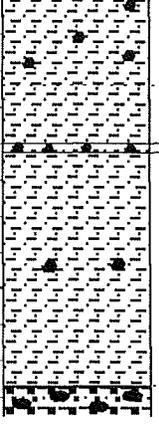
Western Laptev Sea

ARK-XI/1

Recovery: 5.21 m

79° 36.6' N, 103° 21.3' E

Water depth: 340 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
		10YR 3/4	0 - 8 cm: silty clay, dark yellowish brown (10YR 3/4), very soupy top, bioturbated, some plant material, dropstone at 3 cm	QUATERNARY
		5Y 4/2	8 - 18 cm: silty clay, olive gray (5Y 4/2), bioturbated, dropstone at 16 cm	
		2.5Y 4/4	18 - 30 cm: silty clay, laminated horizon of light olive brown (2.5Y 4/4) and olive gray (5Y 4/2) layers of 1 - 2 cm thickness, slightly bioturbated	
		5Y 4/2	30 - 132 cm: silty clay, olive gray (5Y 4/2), slightly bioturbated (dark grayish spots), dropstones at 40 cm and 57 cm, olive brown layer (2.5Y 4/4) at 131 - 132 cm	
		5Y 4/2	132 - 138 cm: silty sandy clay, olive gray (5Y 4/2), IRD-rich layer with dropstones up to 5 mm in diameter	
		5Y 4/2	138 - 268 cm: silty clay, olive gray (5Y 4/2), slightly bioturbated (black spots)	
		2.5Y 5/4	268 - 344 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), slightly mottled/bioturbated, IRD-enriched horizon with coarser grains and dropstones of 5 - 10 mm in diameter at 300 - 340 cm	
		2.5Y 5/4	344 - 361 cm: silty clay, light olive brown (2.5Y 5/4), very dark grayish brown spots (10YR 3/2), slightly bioturbated, slightly laminated in lower part at 358 - 361 cm	
		10YR 3/2	361 - 362 cm: sandy "mud", light olive brown (2.5Y 5/4), small dropstones at base	
		2.5Y 5/4	362 - 427 cm: silty clay, finely laminated horizon of reddish brown (2.5YR 4/4), light olive brown (2.5Y 5/4), weak red (2.5YR 4/2), olive gray (5Y 4/2) and olive (5Y 4/3) layers, small dropstones at 393 cm	
		2.5YR 4/4		
		5Y 4/3		
		2.5Y 4/4		
		5Y 3/1		
		5Y 3/1	427 - 521 cm: sandy clayey silt, very dark gray (5Y 3/1), large dropstones throughout (diamicton)	
		5Y 3/1		
end of core 5.21 m				

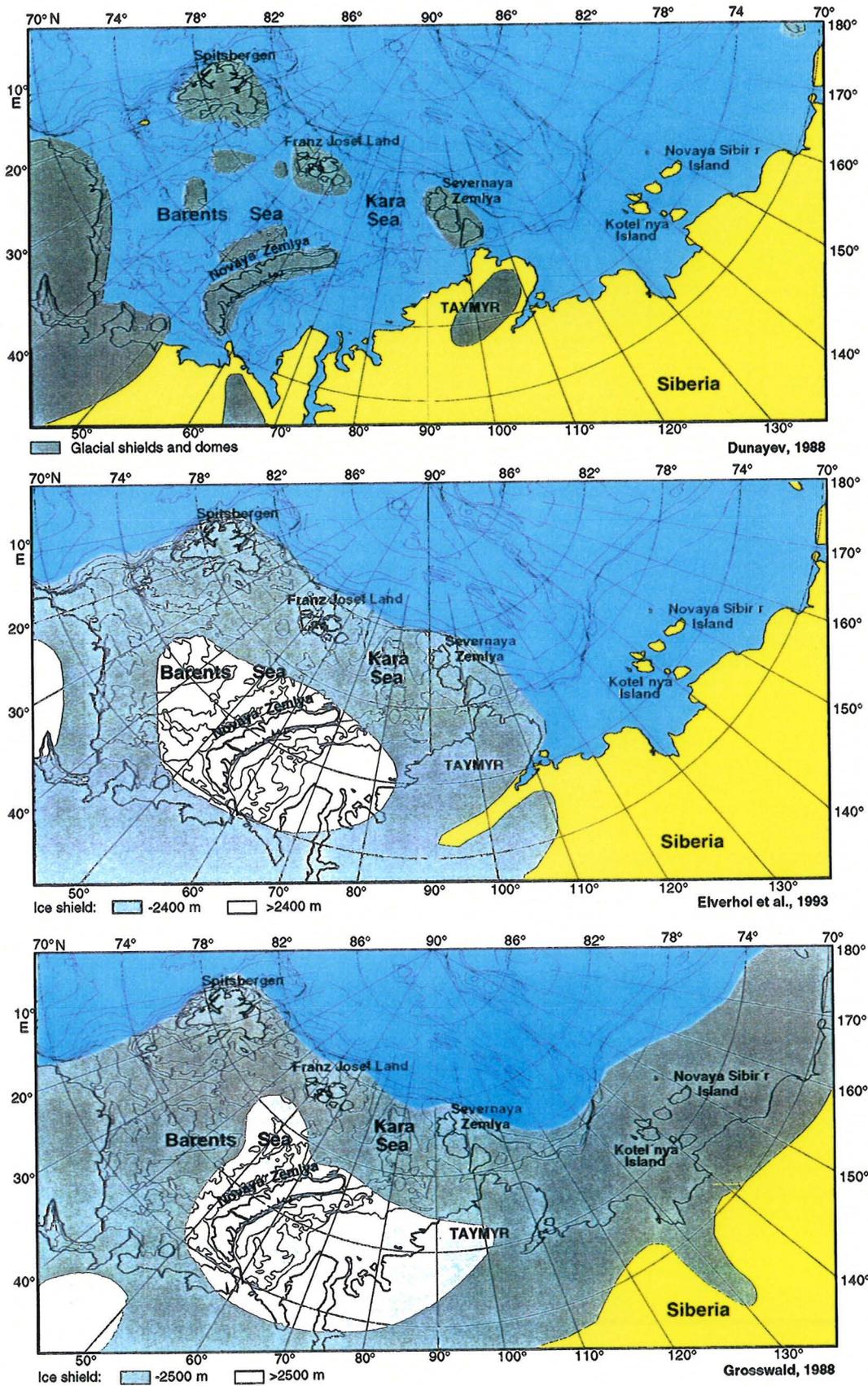


Abb. 1: Aktuell diskutierte Theorien über geographische Lage und Ausdehnung der spätquartären Vereisung

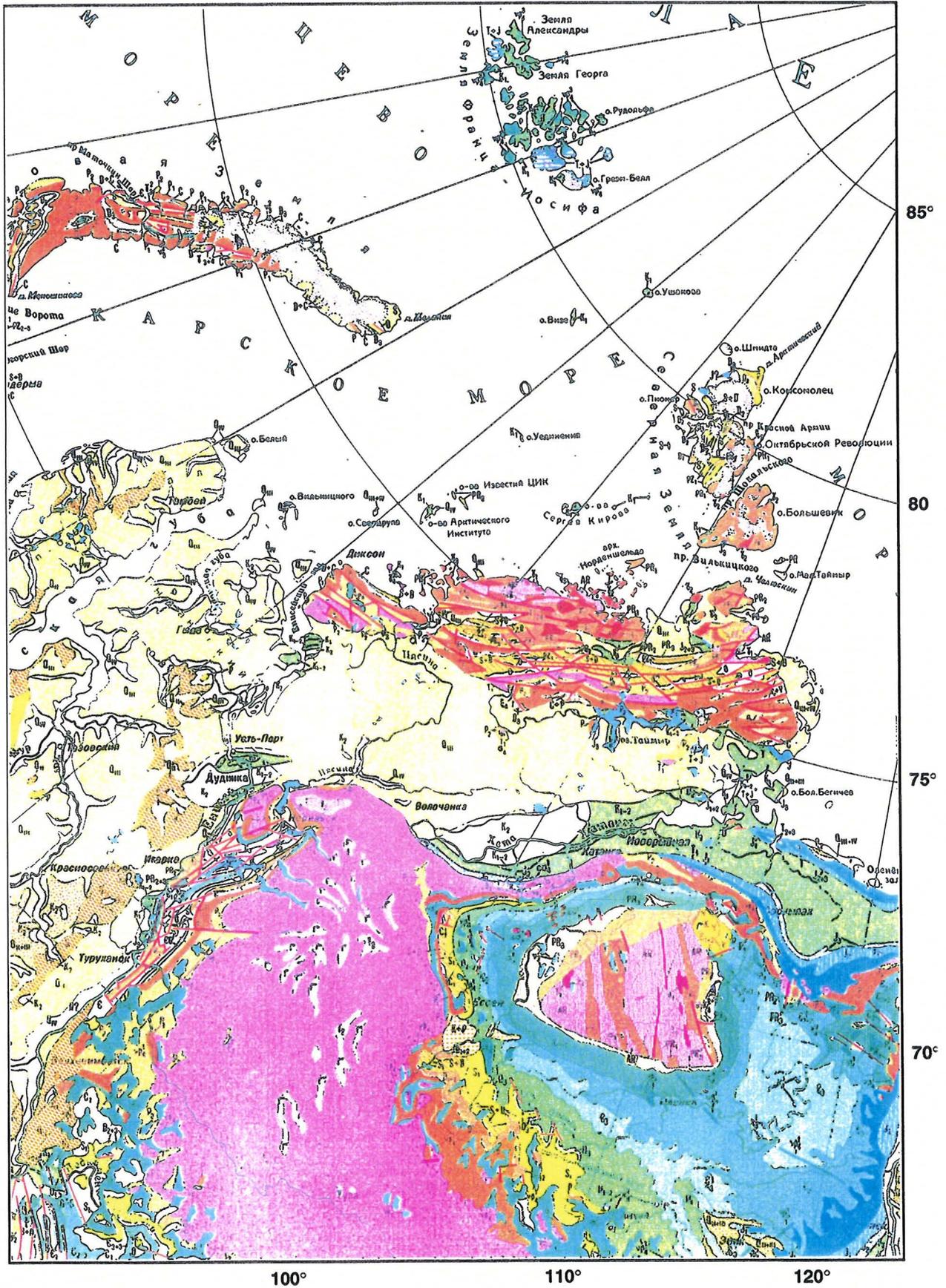
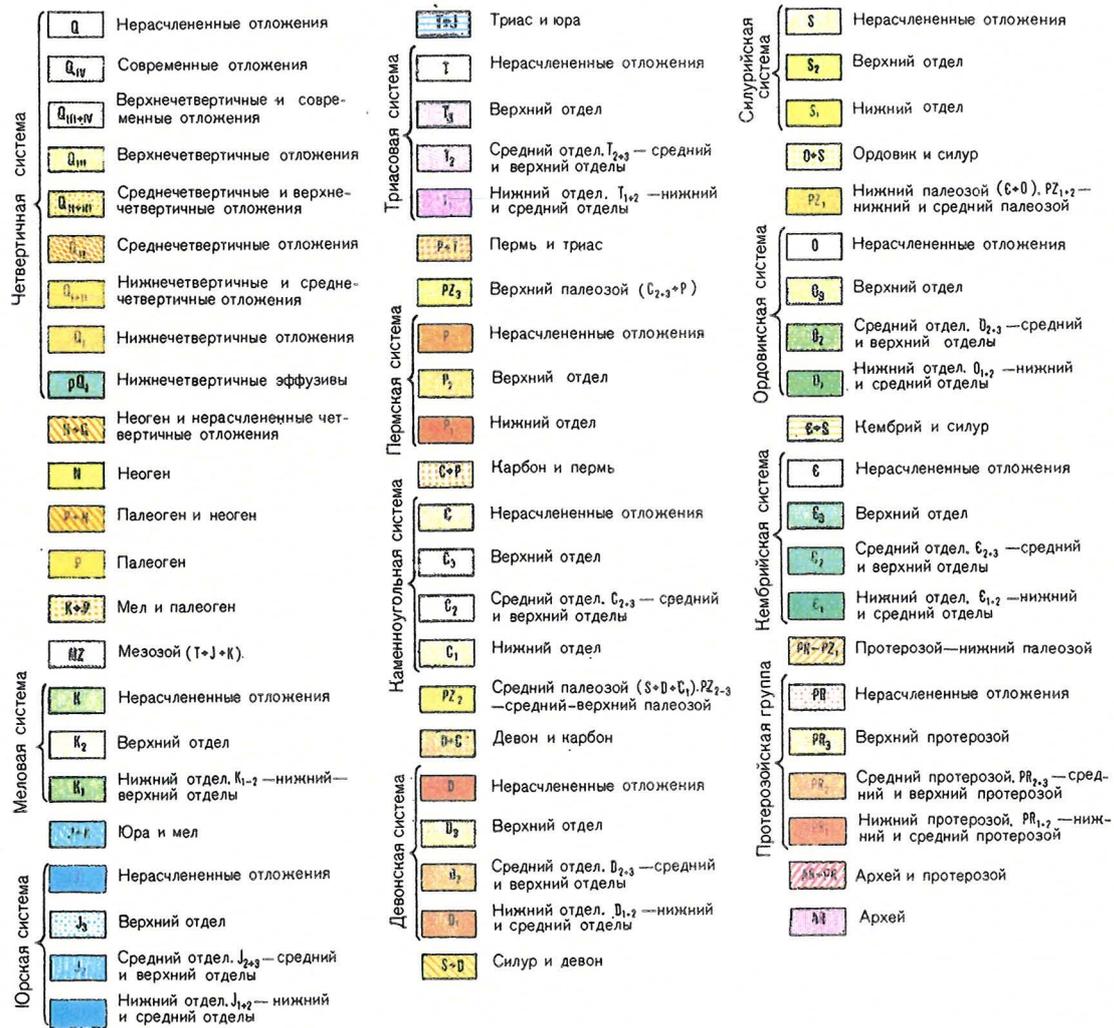


Abb. 5: Geologische Karte Mittelsibiriens und der sibirischen Hocharktis (Treshnikov, 1985), Maßstab 1 : 10 000 000



Vulkanologische Symbole

	saure Gesteine
	Lavagestein
	Tuffite
	sonstige Vulkanite

Q	Quartär	
N, p	Tertiär	(N - Neogen, p - Paläogen)
K	Kreide	(K ₂ - Obere Kreide, K ₁ - Untere Kreide)
J	Jura	(J ₃ - Oberer, J ₂ - Mittlerer, J ₁ - Unterer)
T	Trias	(T ₃ - Obere, T ₂ - Mittlere, T ₁ - Untere)
P	Perm	(P ₂ - Oberes, P ₁ - Unteres)
C	Karbon	(C ₃ - Oberes, C ₂ - Mittleres, C ₁ - Unteres)
D	Devon	(D ₃ - Oberes, D ₂ - Mittleres, D ₁ - Unteres)
S	Silur	(S ₃ - Oberes, S ₂ - Mittleres, S ₁ - Unteres)
O	Ordovizium	(O ₃ - Oberes, O ₂ - Mittleres, O ₁ - Unteres)
Є	Kambrium	(Є ₃ - Oberes, Є ₂ - Mittleres, Є ₁ - Unteres)
PR	Proterozoikum	(PR ₃ - Oberes, PR ₂ - Mittleres, PR ₁ - Unteres)
AR	Archaikum	

Abb. 7: Legende zu den geologischen Karten