

**THESE**

présentée à  
LA FACULTE DES SCIENCES  
UNIVERSITE DE NEUCHATEL

pour l'obtention du grade de  
DOCTEUR ES SCIENCES

par

Rüdiger Jantschik

Géologue diplômé de l'Université de Göttingen

**Mineralogische und geochemische  
Untersuchungen spätquartärer Tiefsee-  
sedimente aus dem Westeuropäischen  
Becken (bei 47°30' N und 19°30' W)**

Commission d'Examen:

MM.	B. KÜBLER	Président (Neuchâtel)
	M. DELALOYE	Examineur (Genève)
	H. HEINRICH	Examineur (Hambourg)
	F. NYFFELER	Examineur (Neuchâtel)
	E. SEIBOLD	Examineur (Fribourg en Br.)

# IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Mineralogische und geochemische Untersuchungen spätquartärer Tiefseesedimente aus dem Westeuropäischen Becken (bei 47°30'N und 19°30'W)

de Monsieur Rüdiger Jantschik

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel  
sur le rapport des membres du jury,

MM. B. Kübler, F. Nyffeler, M. Delaloye  
(Genève), E. Seibold (Fribourg en Br.)  
et H. Heinrich (Hambourg)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 13 octobre 1992

Le doyen :



A. Robert

How inappropriate to call this planet Earth,  
when clearly it is Ocean.

Arthur C. Clarke

<b>LISTE DER ABKÜRZUNGEN</b> .....	1
<b>RESUME</b> .....	2
<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	4
<b>DANKSAGUNG</b> .....	5
<b>1. EINLEITUNG</b> .....	6
1.1. FRAGESTELLUNG.....	7
1.2. ARBEITSGEBIET.....	8
1.3. GEOLOGISCHER RAHMEN.....	8
1.4. KLIMA UND HYDROGRAPHIE.....	9
1.5. UNTERSUCHUNGSMATERIAL.....	11
<b>2. METHODEN</b> .....	11
2.1. PROBENAHEME.....	11
2.1.1. Probenahme auf See.....	11
2.1.2. Probenahme im Labor.....	12
2.2. SEDIMENTOLOGISCHE BEARBEITUNG.....	12
2.2.1. Korngrößenanalyse.....	12
2.2.1.1. Coulter Counter.....	12
2.2.1.2. Galai CIS1 Oriel-Laser.....	13
2.2.2. Dünnschliff-Herstellung.....	14
2.2.3. Elektronen-Mikroskopie.....	14
2.3. MINERALOGIE.....	14
2.3.1. Gesamtsediment.....	15
2.3.1.1. Probenaufbereitung.....	15
2.3.1.2. Qualitative und quantitative Auswertung.....	15
2.3.2. Nichtkarbonatische Sedimentfraktionen <2 µm und 2-16 µm.....	16
2.3.2.1. Probenaufbereitung.....	16
2.3.2.2. Mineralidentifizierung.....	17
2.3.2.3. Semiquantitative Analyse.....	18
2.3.2.4. Reproduzierbarkeit der Messungen.....	19
2.3.2.5. Vergleich von Philips- und Scintag-Röntgendiffraktometer.....	20
2.4. GEOCHEMIE.....	20
2.4.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse.....	20
2.4.1.1. Hauptelemente.....	20
2.4.1.2. Spurenelemente.....	21
2.4.2. Plasma-Emissions-Spektroskopie (Seltene Erden).....	21
2.4.3. Chemische Analyse der HCl-löslichen Phase.....	22
2.4.4. Karbonatbestimmung (Scheibler-Kalzimeter).....	23
2.4.5. K/Ar-Datierungen.....	24
2.4.6. Rb/Sr-Isotopenanalyse.....	24
<b>3. ERGEBNISSE</b> .....	25
3.1. SEDIMENTE.....	25
3.1.1. Sedimenttypen.....	25
3.1.1.1. Foraminiferal Ooze.....	25
3.1.1.2. Foraminiferal Nannofossil Chalk.....	26
3.1.1.3. Diamicton.....	26
3.1.1.4. Cemented Marl.....	26
3.1.1.5. Turbidite.....	26
3.1.2. Sedimentverteilung im Untersuchungsgebiet.....	27
3.1.3. Korngrößenanalyse.....	28
3.1.3.2. Coulter Counter.....	28
3.1.3.1. Galai CIS1-Oriel Laser.....	29
3.2. STRATIGRAPHIE.....	30
3.2.1. Paläomagnetik.....	30
3.2.2. Biostratigraphie.....	30
3.2.3. Sauerstoffisotope.....	31
3.2.4. Karbonatstratigraphie.....	32

3.2.5. Ice-rafted detritus (IRD)-Stratigraphie*	32
3.2.6. Zusammenfassung	33
3.3. MINERALOGIE	34
3.3.1. Mineralogie Gesamtsediment	34
3.3.1.1. Karbonatminerale	34
3.3.1.2. Silikatminerale	35
3.3.1.3. Mineralverteilung in den Kernen	36
3.3.2. Mineralogie der karbonatfreien Fraktionen <2 µm und 2-16 µm	38
3.3.2.1. Mineralverteilung und Sedimenttypen	39
3.3.2.2. Mineralverteilung in den Kernen	40
3.3.2.2.1. Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate	40
3.3.2.2.2. Absolute Intensitäten d. Phyllo- u. Nicht-Phyllosilikate	41
3.3.2.2.3. Total clay index (TCI) und total non clay index (TNCl)	41
3.3.2.3. Glimmerzusammensetzung	42
3.3.2.4. Illitkristallinität	43
3.3.2.4.1. Illitkristallinität und Paläoklima	44
3.3.2.5. Chloritzusammensetzung	45
3.3.3. Zusammenfassung Mineralogie	46
3.4. GEOCHEMIE	47
3.4.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse	47
3.4.1.1. Korrelation der Elemente	47
3.4.1.2. Vergleich mit anderen marinen Sedimenten	50
3.4.1.3. Zusammenfassung	50
3.4.2. Chemische Analyse der HCl - löslichen Phase	51
3.4.2.1. Einleitung	51
3.4.2.2. Ergebnisse der Korrelationen	51
3.4.2.3. Elementverteilung in den Sedimenten	53
3.4.2.4. Zusammenfassung	55
3.4.3. Seltene Erden (REE)	56
3.4.3.1. Zusammenfassung	57
3.4.4. Rb/Sr-Isotopenanalysen	57
3.4.4.1. Einleitung	57
3.4.4.2. Ergebnisse	58
3.4.4.3. Diskussion	59
3.4.4.4. Zusammenfassung	61
3.4.5. K/Ar-Datierungen	61
3.4.5.1. Einleitung	61
3.4.5.2. Ergebnisse und Diskussion	82
3.4.5.2.1. Alter der potentiellen Liefergebiete	62
3.4.5.2.2. K/Ar-Alter der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm	63
3.4.5.2.3. K/Ar-Alter der Dropstones	64
3.4.5.2.4. Vergleich K/Ar-Alter zu Rb/Sr-Daten	65
3.4.5.2.5. Zusammenfassung	66
4. DISKUSSION UND INTERPRETATION	66
4.1. HERKUNFT UND TRANSPORT DER SILIKATISCH-DETRITISCHEN MINERALE	66
4.1.1. Mineralassoziationen	67
4.1.1.1. Herkunft der Phyllosilikate	67
4.1.1.2. Herkunft der Nicht-Phyllosilikate	70
4.1.1.3. Zusammenfassung	72
4.2. IRD-MAXIMA 1, 2, 4 und 5 (CM)	73
4.2.1. Paläozeanographie	74
4.3. SEDIMENTATIONSMODELLE	75
4.3.1. Warmzeiten (FO)	75
4.3.2. Kaltzeiten (DI)	75
4.3.3. IRD-Maxima (CM)	76
5. SCHLUSSFOLGERUNGEN	76
6. LITERATURVERZEICHNIS	78

7. ANHANG.....	
7.1. LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN .....	121
7.2. ABBILDUNGEN 1 - 122.....	122
7.3. KERNBESCHREIBUNGEN (Abb. 123 - 128) .....	123
7.4. DATEN MINERALOGIE (Tab. 13 - 29).....	13
7.5. DATEN GEOCHEMIE (Tab. 30 - 37).....	30
7.6. TAFELN.....	37

Zwischen der Präsentation der vorliegenden Arbeit und der Drucklegung sind Publikationen erschienen, die die von *Heinrich* (1988) genannten Alter für die IRD-Peaks korrigiert haben.

*Broecker et al.*, (1992): *Climate Dynamics*, 6, 265 - 273.  
*Bond et al.*, (in press): *Nature*.

Teile dieser Arbeit sind in folgenden Artikeln publiziert:

*Huon et al.*, (1991): *Bull. Suisse Min. Pétrol.*, 71/2, 275 - 280.  
*Jantschik & Huon* (1992): *Eclog. Geol. Helv.*, 85/1, 195 - 212.  
*Huon & Jantschik* (in press): *Eclog. Geol. Helv.*  
*Bond et al.* (in press): *Nature*.

## LISTE DER ABKÜRZUNGEN

AABW	=	Antarktisches Tiefenwasser
BP	=	vor heute
Bft	=	Beaufort (Windstärke)
CC	=	Kanarenstrom
CM	=	Cemented Marl
cpm	=	counts per minute (Scintag-Röntgendiffraktometer)
cps	=	counts per second (Philips-Röntgendiffraktometer)
DHI	=	Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg
DI	=	Diamicton (kaltzeitliches Sediment)
FNC	=	Foraminiferal Nannofossil Chalk
FO	=	Foraminiferal Ooze (warmzeitliches Sediment)
GS	=	Golfstrom
IC	=	Illit-Kristallinität
ICP	=	Plasma-Emissions-Spektroskopie
IRD	=	ice-ratted detritus
KL	=	Kolbenlot
ky	=	1000 Jahre
LSW	=	Labradorstrom
Ma	=	Million Jahre
MAR	=	Mid-Atlantic-Ridge
ME	=	Forschungsschiff METEOR
MSW	=	Mittelmeerwasser
NAD	=	Nordatlantikstrom
NADW	=	Nordatlantisches Tiefenwasser
NOAMP	=	Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Programm
NSOW	=	Norwegian Sea Overflow Water
PC	=	Portugalstrom
PO	=	Forschungsschiff POLARSTERN
REE	=	Seltene Erden
TCI	=	total clay index
TNCI	=	total non clay index
TU	=	turbidite
UR	=	unlöslicher Rückstand (n. Behandlung mit 10%iger HCl)
XPD	=	Röntgendiffraktometrie
XRF	=	Röntgenfluoreszenz-Analyse

## RESUME

Cinq carottes prélevées dans le cadre du programme NOAMP (Northeast-Atlantic Monitoring Program) et situées dans le bassin ouest-européen (47°30'N, 19°30'W, profondeur de prélèvement 3900-4500 m), ont fait l'objet d'une étude minéralogique et géochimique. La composition et la distribution des fractions fines détritiques (<2 et 2-16  $\mu\text{m}$ ) ont été déterminées dans le but de définir les sources potentielles d'apports ainsi que les mécanismes régissant le transport des particules en fonction des variations climatiques enregistrées pendant le Pleistocène tardif.

Les sédiments sont caractérisés par des alternances de marnes calcaires ou diamicton (DI) et de boues à foraminifères (FO). La succession lithologique de ces carottes s'accorde avec les variations climatiques, enregistrées durant le Pleistocène tardif (stades 1-12 des isotopes de l'oxygène). Quatre horizons de cemented marl (CM) contenant des carbonates authigènes ont été reconnus. Ces niveaux se situent dans la dernière période glaciaire et au passage Holocène-Pleistocène. Les sédiments datés du Pliocène sup. consistent en une craie relativement indurée composée de nannofossiles (FNC). Des turbidites constituées de volcanoclastiques, originaires d'Islande, n'ont été reconnues que dans les zones de plaines.

L'étude minéralogique et géochimique montre que les minéraux silicatés proviennent de différentes sources continentales. Ces particules ont été transportées de leurs lieux d'origine au site de sédimentation par les vents, par les courants océaniques ou par les icebergs. La composition minéralogique du sédiment total indique que les périodes interglaciaires sont caractérisées par un taux élevé de calcite biogénique alors que les périodes glaciaires sont caractérisées par le matériel silicaté détritique. Les principaux phyllosilicates déterminés dans la fraction <2  $\mu\text{m}$  sont les smectites, la chlorite, le mica et la kaolinite. Dans la fraction 2-16  $\mu\text{m}$ , les minéraux en grains tels que le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase et l'amphibole sont abondamment représentés. Les zéolithes demeurent rares. Les fractions fines provenant des cemented marls sont surtout enrichies en feldspaths, quartz et en amphiboles et appauvries en smectites et kaolinite.

Des analyses de terres rares soulignent parfaitement les mélanges entre le matériel continental très différencié et le matériel basaltique peu différencié. Dans les turbidites, la distribution des terres rares est très similaire à celle que l'on observe dans les basaltes d'Islande. Les analyses isotopiques Rb-Sr effectuées sur la fraction fine non-carbonatée détritique, suggèrent un mélange binaire pour les sédiments DI et FO. Les sédiments CM diffèrent des précédents par leurs plus hauts rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (jusqu'à 0.742).

Les âges apparents (K/Ar) obtenus à partir du résidu insoluble des sédiments FO et DI varient entre  $350 \pm 7$  et  $496 \pm 9$  Ma pour la fraction <2  $\mu\text{m}$ , et de  $424 \pm 9$  à  $620 \pm 11$  Ma pour la fraction 2-16  $\mu\text{m}$ , alors que ceux des sédiments CM montrent des âges précambriens allant de  $809 \pm 14$  à  $1141 \pm 18$  Ma. Ces âges plus anciens impliquent une source d'apport située sur les cratons nord-américains ou groenlandais. La datation des dropstones met en évidence la diversité des sources du matériel détritique allant des basaltes tertiaires d'Islande ( $3.7 \pm 0.1$  Ma) aux granites précambriens du Groenland ( $2460 \pm 28$  Ma). Les fractions fines des turbidites ont livré les âges K-Ar relativement récents ( $295 - 361 \pm 7$  Ma). Ces âges révélant le mélange minéralogique entre la source islandaise et les sédiments anciens repris par les turbidites lors du transport.

Durant les stades interglaciaires, la fraction détritique est surtout constituée par des argiles et des silts, transportés par les courants océaniques et les vents. Pendant les périodes glaciaires, la taille et la quantité des minéraux en grains silicatés augmentent considérablement. L'érosion du sol par les glaciers est vigoureuse. Le matériel est ensuite transporté par les icebergs jusqu'à la latitude du site NOAMP. L'origine des cemented marls pourrait s'expliquer par de brèves changements climatiques modifiant les courants océaniques, provoquant aussi un changement drastique dans la l'association minéralogique. Le matériel détritique transporté par icebergs à 11, 23, 47 et 59 ky BP provient surtout des terrains précambriens du nord de l'Amérique et du Groenland. Dans le même temps, la contribution des terrains basaltiques d'Islande devient insignifiante. A la même époque, la circulation de l'eau profonde diminue fortement dans l'Atlantique Nord. Les conditions très particulières existant au contact eau-sédiment pourraient expliquer la néoformation de la dolomite. Les horizons CM corrélés avec les stades B ( $\approx 250$  ky BP) et 12 ( $\approx 400$  ky BP), correspondent également à des changements drastiques du climat.

## ABSTRACT

Five sediment cores from the Westeuropean Basin (at 47° 30'N, 19° 30'W, 3900 - 4500 m water depth) have been taken within the framework of the Northeast-Atlantic-Monitoring-Program (NOAMP) and were investigated by means of mineralogical and geochemical methods. The composition and distribution of the detrital silicate sediment fractions were determined in order to define potential sources and possible transport mechanisms for the detritus with regard to Late Pleistocene climatic variations.

The sediments consist of alternating foraminiferal oozes (FO) and calcareous marls, called diamicton (DI). Their downcore distribution is in line with well known Late Pleistocene climatic fluctuations during oxygen-isotope stages 1 - 12. Four horizons of cemented marl (CM) containing authigenic carbonates are found during the last glacial period and at the Holocene-Pleistocene boundary. Slightly indurated foraminiferal nanofossil chalk (FNC) is the oldest sediment (U'Pliocene) cored, separated from Pleistocene deposits by several sedimentary gaps. The physiographic distribution of vulcano-clastic turbidites originating from the shelf of Iceland, is restricted to deep-sea plains.

Bulk sediment mineralogy displays high content of biogenic calcite during interglacials (FO), whereas glacial sedimentation (DI) is dominated by increased inputs of silicate detrital material. The mineralogical and geochemical results demonstrate that the constituent silicate mineral phases primarily are derived from the surrounding land masses. They were transported to the environment of deposition by wind, ocean currents and ice-rafting. Principal phyllosilicates in the clay-size fraction are smectite, chlorite, mica and kaolinite. In the 2-16  $\mu\text{m}$  fraction quartz, K-feldspar, plagioclase and amphibole become more abundant. Zeolites are rare. Cemented marl fine fractions are enriched in feldspar, quartz and especially amphiboles, whereas smectite and kaolinite contents strongly decrease.

Chondrite and shale normalized rare earth element (REE) patterns are best explained by mixtures of highly differentiated continental and low differentiated basaltic material. REE patterns in turbidites are similar to those observed in tertiary basalts of Iceland. Rb-Sr isotope data of the non-carbonate fine fractions suggest binary mixing conditions of detrital input in DI and FO sediments. CM sediments reveal highest  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of up to 0.742. They can not be aligned on a DI-FO mixing line and form a well defined population aside. Comparison with K/Ar ages points to old continental crystallin rock sources such as N'America and Greenland. Turbidites have lowest  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values tending to a composition of young undifferentiated basalts.

K/Ar apparent ages of the insoluble residue in the FO and DI vary between  $350 \pm 7$  and  $496 \pm 9$  Ma in the clay fraction and range from  $424 \pm 9$  to  $620 \pm 11$  Ma in the 2-16  $\mu\text{m}$  fraction. CM fine fractions display Precambrian ages of  $809 \pm 14$  to  $1141 \pm 18$  Ma. This gives evidence for old rock sources preferentially located on the N'American continent end/or Greenland. Dating of dropstones demonstrate the wide range of potential sources from Tertiary (basalt,  $3.7 \pm 0.1$  Ma, Iceland) to Precambrian (granite,  $2460 \pm 28$  Ma, SW'Greenland) rocks. Basaltic turbidite fine fractions show lowest K/Ar ages of 295 to  $361 \pm 7$  Ma. Although the Iceland rock source reveal maximum ages of 18 Ma the older age of turbidite sediments is explained by taking up older detrital material during transport.

During interglacials silicate detrital input mainly consists of clay and silt fractions according to the prevailing transport mechanisms such as ocean currents and wind activity. In glacial periods an important contribution by ice-rafting due to a southward shift of the polar front is recognized, increasing the grain size of the detritus and the content of non-phyllosilicates. Cemented marl formation is thought to be connected to climatically controlled short term modifications of oceanic current patterns leading to a drastic change in the composition of the detrital input. This input is due to phases of enhanced ice-rafting at about 11, 23, 47, and 59 ky BP. It is mainly derived from the Precambrian terranes of N'America and Greenland, whereas a contribution from the basaltic region of Iceland becomes insignificant. At the same time North Atlantic Deep Water circulation is assumed to be strongly reduced, leading to special bottom water conditions which might have caused dolomite formation. Further CM-horizons in oxygen-isotops stages 6 ( $\approx 250$  ky BP) and 12 ( $\approx 400$  ky BP) give evidence for older similar drastic climatic changes.

## ZUSAMMENFASSUNG

Fünf Sedimentkerne aus der Westeuropäischen Tiefsee (47° 30'N, 19° 30'W, 3900 - 4500 m Wassertiefe, Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Programm) wurden mineralogisch und geochemisch untersucht. Ziel dieser Arbeit war es, anhand der Zusammensetzung und Verteilung des silikatischen Detritus, potentielle Liefergebiete und mögliche Transportmechanismen im Zusammenhang mit Klimaschwankungen im späten Pleistozän zu bestimmen.

Die Sedimente bestehen aus wechsellagernden Foraminiferal Oozes (FO) und Diamictos (DI) genannten karbonatischen Mergeln. Deren Verteilung folgt den Klimavariationen im Pleistozän während der Sauerstoff-Isotopenstadien 1 - 12. Vier Cemented Marl-Horizonte (CM) mit neugebildetem Karbonat treten im letzten Glazial und am Übergang Holozän/Pleistozän auf. Das älteste gekernte Sediment ist im O'Pliozän ein leicht verfestigter Foraminiferal Nannofossil Chalk (FNC), der durch zahlreiche Schichtlücken von den pleistozänen Ablagerungen getrennt ist. Die Verteilung von vulkano-klastischen Turbiditen bleibt auf die Tiefseeebenen beschränkt.

Die Untersuchungen zeigen, daß die silikatischen Minerale hauptsächlich von den umgebenden Kontinenten eingetragen werden. Sie werden äolisch, mit ozeanischen Strömungen und von Eisbergen in die pelagischen Regionen transportiert. Die Mineralogie im Gesamtsediment wird während Warmzeiten (FO) von biogenem Kalzit bestimmt. Während Kaltzeiten (DI) dominiert der silikatisch-detritische Eintrag. Die wichtigsten Phyllosilikate in der karbonatfreien Tonfraktion sind Smektit, Chlorit, Glimmer und Kaolinil. In der Feinsiltfraktion (2-16 µm) kommen vor allem Quarz, Plagioklas, K-Feldspat und Amphibol hinzu. Die Feinfraktionen im CM sind an Quarz, Feldspäten und vor allem Amphibol angereichert, hingegen sind die Gehalte an Smektit und Kaolinil nur sehr gering.

Die Chondrit- und Schiefer-normalisierten Verteilungsmuster der Seltenen Erden (REE) werden durch eine Mischung von stark fraktionierten kontinentalen und weniger differenzierten basischen Gesteinen erklärt. REE-Verteilungen in den Turbiditen entsprechen denen tertiärer isländischer Basalte. Rb/Sr-Isotopendaten der nichtkarbonatischen Feinfraktionen weisen auf binäre Mischungsbedingungen im DI und FO hin. Im CM sind die höchsten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit bis zu 0.742 zu finden. Sie korrelieren nicht mit der DI-FO-Mischungsgeraden und bilden eine separate Population. Ein Vergleich mit den K/Ar-Altern deutet auf ein Liefergebiet mit alten kristallinen Gesteinen hin, wie den nordamerikanischen Kontinent oder Grönland. Turbidite haben die niedrigsten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (0.709) und tendieren zu einer basaltischen Zusammensetzung.

Die K/Ar-Alter der Silikatphase im FO und DI schwanken zwischen  $350 \pm 7$  und  $496 \pm 9$  Ma in der Tonfraktion und  $424 \pm 9$  und  $620 \pm 11$  Ma in der Fraktion 2-16 µm. Die Feinfraktionen im CM zeigen Alter, die zwischen  $809 \pm 14$  und  $1141 \pm 18$  Ma variieren und Quellen mit präkambrischen Gesteinen in Nordamerika und Grönland indizieren. K/Ar-Datierungen von Dropstones zeigen das weite Spektrum potentieller Liefergebiete. Tertiäre Basalte ( $3.7 \pm 0.1$  Ma) kommen von Island, während alte Granite ( $2460 \pm 28$  Ma) für eine kontinentale Quelle im Südwesten Grönlands sprechen. In der Feinfraktion der Turbidite wurden die geringsten Alter von  $295$  bis  $361 \pm 7$  Ma gemessen. Der Unterschied zum maximalen Alter des isländischen Liefergebietes von  $\approx 18$  Ma wird mit der Aufnahme älteren detritischen Materials während des Transports erklärt.

In Interglazialen (FO) besteht der silikatische Detritus vorwiegend aus der Ton- und Siltfraktion. Das Material wird vorwiegend mit ozeanischen Strömungen und äolisch transportiert. In Kaltzeiten (DI) kommt infolge der südlichen Lage der Polarfront ein bedeutender Beitrag durch Eisberge hinzu, die auch größtes Material anliefern. Die Bildung des Cemented Marl hängt mit kurzzeitigen, klimatisch gesteuerten Änderungen der ozeanischen Strömungsverhältnisse zusammen, die zu einer deutlichen Modifizierung der Detrituszusammensetzung führen. Dieser Eintrag ist mit Phasen erhöhter Eisdrift um 11, 23, 47 und 59 ky BP verbunden und kommt zu diesen Zeiten hauptsächlich aus den präkambrischen Regionen Nordamerikas und Grönlands. Die Bedeutung Islands als Liefergebiet geht zurück. Gleichzeitig führt eine Einschränkung der nordatlantischen Tiefenwasserzirkulation zu speziellen Bodenwasserbedingungen, die eine Dolomitneubildung begünstigt haben. CM-Horizonte in den Isotopenstadien 8 ( $\approx 250$  ky BP) und 12 ( $\approx 400$  ky BP) sind ein Indiz für ähnliche ältere Ereignisse.

## DANKSAGUNG

Diese Arbeit wäre nicht ohne die Unterstützung und die Zusammenarbeit mit zahlreichen Personen und Institutionen zustande gekommen, bei denen ich mich hier herzlich bedanken möchte.

An erster Stelle ist Prof. Dr. B. Kübler zu nennen, der diese Arbeit angeregt, betreut und maßgeblich zu ihrem Gelingen beigetragen hat. Ich habe viel von seiner Erfahrung, seinen Ratschlägen und Diskussionen mit ihm lernen können. Ihm gebührt mein ganz besonderer Dank.

Den Gutachtern möchte ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts danken. Dr. H. Heinrich (Hamburg) hat mich kontinuierlich mit Literatur versorgt. Ihm sei für die vielen kritischen Diskussionen gedankt, die in diese Arbeit eingegangen sind. Durch viele Gespräche hat Dr. F. Nyffeler (Neuchâtel) mein Verständnis für die Ozeanographie erheblich erweitert. Bei Prof. Dr. Dr. E. Seibold (Freiburg) möchte ich mich ganz besonders für seine Teilnahme an der Jury bedanken. Nicht zuletzt sei Prof. Dr. M. Delaloye (Genf) genannt, ohne dessen Labor die vielen Isotopenuntersuchungen nicht möglich gewesen wären.

Dr. S. Huon (Genf) hat unzählige Stunden für die Isotopenuntersuchungen im Labor verbracht und durch viele Gespräche sehr zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Die Rb/Sr-Messungen kamen mit freundlicher Unterstützung von Dr. D. Fontignie (Genf) zustande. Dr. R. Pfeifer und J.-C. Lavanchy (Lausanne) gewährten mir großzügige Unterstützung für die Röntgenfluoreszenz-Analysen in ihrem Labor. Bei Dr.- C. Beck (Neuchâtel) und seiner Labormannschaft möchte ich mich für die Hilfe bei den vielen chemischen Analysen in seinem Labor bedanken. F. Jaques und C. Greillat (Neuchâtel) haben mir bei einem Teil der Tonmineralanalysen geholfen.

Prof. Dr. D. Meischner (Göttingen) stellte mir freundlicherweise alle Proben für die Untersuchungen zur Verfügung. Durch ihn bin ich zur Meeresgeologie gekommen und habe bereits während der Zeit meiner Diplomarbeit bei ihm, viel von seiner wissenschaftlichen Erfahrung profitieren können. S. Clasen (Göttingen), die auch an Sedimenten aus dem NOAMP-Gebiet arbeitet, danke ich für die stets gute Zusammenarbeit. Mit R. Lohoff (Göttingen) habe ich einen Teil der lithostratigraphischen Einteilungen im Rahmen unserer gemeinsamen Diplomarbeit aufgestellt.

Bei der Dünnschliffherstellung haben mir M. Magranville (Neuchâtel) und M. Soanitz (Göttingen) geholfen. Dr. E. de Kaenel (Neuchâtel) gab mir eine Einführung in die Rasterelektronenmikroskopie. M. Zaninetti war bei einigen Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen behilflich (Genf, FNRS Nr. 20-5646-88). Dr. D. Marquer (Neuchâtel) hat bei der petrographischen Bestimmung der Dropstones geholfen. Für zahlreiche Diskussionen und ihre mannigfaltige Hilfe möchte ich mich bei meinen Freunden und Kollegen Dr. T. Adatte, Dr. X. Durrieu de Madron, Dr. M. Geyer, Ch.-H. Godet, M. Rolli, Dr. P. Ruch, G. Rumley, L. Tacher und last but not least Dr. E. Zuur (alle Neuchâtel) bedanken.

Die Kolbenlotkerne wurden im Rahmen des NOAMP-Projekts (Nordostatlantisches Monitoring Programm) genommen, das vom Deutschen Hydrographischen Institut (Hamburg) geleitet wurde und vom Bundesministerium für Forschung und Technologie, Bonn, unterstützt wurde (Nr. KWA 5310). Prof. Dr. C. Hemleben (Tübingen) stellte die Proben von Kern M6-7A-244/1 zur Verfügung (Deutsche Forschungsgemeinschaft, He 697/4). Den Besatzungen der Forschungsschiffe FS "Meteor" (alt), FS "Meteor" (neu), FS "Polarstern" und vor allem H. Rumpel (Göttingen) sei für die Hilfe bei der Probenahme herzlich gedankt.

Diese Arbeit wurde vom Schweizer National Fonds unter den Nummern 2.062-0.86, 2.446-0.87, 20-5502.88 und 20.26'243.89 vom 1. Juni 1987 bis zum 31. Dezember 1990 gefördert.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, ohne deren Unterstützung meine Ausbildung so nicht möglich gewesen wäre.

## 1. EINLEITUNG

Im Jahr 1982 begann das Deutsche Hydrographische Institut (DHI, Hamburg) im Rahmen des NOAMP-Projektes (Nord-Ost-Atlantisches-Monitoring-Programm) mit hydrographischen und radiochemischen Untersuchungen im zentralen Teil des Westeuropäischen Beckens im Nordostatlantik. Ziel dieser Messungen war es die physikalischen Ausbreitungsbedingungen von suspendierten und gelösten Stoffen, insbesondere von radioaktiven Stoffen in großen Wassertiefen besser zu verstehen *Mittelstaedt* (1986). Parallel zu den ozeanographischen Messungen wurde von 1983 an in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Institut der Universität Göttingen (Abteilung Sedimentgeologie) mit bathymetrisch-geologischen Untersuchungen im zentralen NOAMP-Gebiet begonnen. Dieses Teilprojekt sollte Auskunft geben über die Beschaffenheit und Verteilung der Sedimente in diesem Teil der Westeuropäischen Tielsee.

In diesem Programm wurden bathymetrische (*Figge*, 1983; *Heinrich*, 1986a) und geophysikalische Messungen (*Heinrich*, 1986b; *Rudloff*, 1986) durchgeführt. Sedimentologische Untersuchungen wurden an langen Kolbenlot-Kernen (*Gabel*, 1989; *Jantschik & Lohoff*, 1987) und Kastengreifer-Proben (*Ertel*, 1986) gemacht. Zusammenfassende Berichte zu den sedimentologischen Arbeiten geben *Heinrich* (1989) und *Meischner* (1987). *Ruch* (1987) beschäftigte sich mit der Mineralogie und Geochemie der holozänen Oberflächensedimente und ihrer Beziehung zu den suspendierten Partikeln in der Wassersäule.

Diese Untersuchungen zeigten, daß die Zusammensetzung der spätquartären pelagischen Sedimente deutlich von Glazial/Interglazial-Wechseln beeinflusst wird. Solche Klimawechsel führen zu einer Modifikation der ozeanischen Zirkulation. So sind während Perioden maximaler Vereisung die Grönland- und Norwegensee von Eis bedeckt, die Produktion von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) kann eingeschränkt sein, die Polarfront rückt bis über 45° N nach Süden vor und bringt kühleres Oberflächenwasser auch in südlichere Breiten (*Droxler*, 1984; *Ruddiman*, 1977; *Ruddiman & McIntyre*, 1976). Diese klimatisch bedingten Wechsel der ozeanographischen Strömungsmuster bilden sich auch in der Sedimentzusammensetzung ab. In warmen Klimaphasen werden karbonatreiche Sedimente abgelegt, während in Kaltzeiten der silikatisch-detritische Eintrag dominiert.

Die meisten Arbeiten, die sich mit der Rekonstruktion von paläoklimatischen und paläozeanographischen Verhältnissen beschäftigen basieren auf Untersuchungen des biogenen Karbonatanteils der marinen Sedimente. Dazu gehören die Bestimmung verschiedener typischer Foraminiferenvergesellschaftungen und Analysen der Sauerstoffisotopen-Verhältnisse von planktonischen und benthischen Foraminiferen (*Cline & Hays*, 1976; *CLIMAP*, 1981). Diese Arbeiten erlauben es u. a. Aussagen über Wassertemperaturen oder die ozeanische Zirkulation im nordatlantischen Raum während des späten Pleistozäns und des Holozäns zu machen.

Ungleich weniger Untersuchungen befassen sich mit dem silikatisch-detritischen Anteil der Sedimente zur Lösung paläoklimatischer Fragestellungen. So zeigt *Ruddiman* (1977) die Verbreitung von eisverdriftetem Sand in nordatlantischen Sedimenten während der letzten 125 ky. *Kolla et al.* (1979) beschreiben die Verteilung von Quarz in Tietseesedimenten in Abhängigkeit vom Klima, während *Heinrich* (1988) den zyklischen Eintrag von eisverdriftetem Detritus (IRD) während der vergangenen 130 ky für eine stratigraphische Einteilung der Sedimente verwendet.

Während der Eintrag von grobklastischem Material in pelagischen Regionen mittlerer Breiten an Transport durch Eisberge gebunden ist, und somit an typische kühle klimatische Verhältnisse, wird silikatisches Feinmaterial kontinuierlich und unter allen klimatischen Situationen sedimentiert. Neben dem Eistransport sind

Oberflächen- und Tiefenströmungen, Trübestrome und äolischer Transport für die Zufuhr terrigenen Materials in Tiefseeregionen verantwortlich. Eine Analyse des feinkörnigen detritischen Materials zur Rekonstruktion paläoklimatischer Bedingungen verspricht eine bessere Auflösung der klimatischen Signale, da dieses Material unter allen klimatischen Bedingungen sedimentiert wird. Darüberhinaus ist es möglich, Quellen, Anlieferungsmengen, Transportwege und -medien des detritischen Materials, sowie mögliche zeitlichen Variationen zu bestimmen (z.B. *Biscaye* 1965; *Griffin et al.*, 1968; *Grousset & Parra*, 1982; *Grousset et al.*, 1983; *Lataouche & Parra*, 1976).

Thema dieser Arbeit ist eine Bestimmung der feinkörnigen detritisch-silikatischen Sedimentfraktion und ihrer Verteilung in quartären Tiefseesedimenten aus dem Nordostatlantik. Die Ergebnisse dokumentieren den Einfluß von Klimavariationen auf die detritische Sedimentation im Nordostatlantik während des späten Pleistozän. Neben diesen hauptsächlich mineralogischen und geochemischen Untersuchungen wird an Sedimentkernen aus dem NOAMP-Gebiet auch über frühdiagenetische Prozesse (Clasen, Meischner, Univ. Göttingen) und rezente und fossile Foraminiferen (Simet, Hemleben, Univ. Tübingen) gearbeitet.

## 1.1. FRAGESTELLUNG

Auf der Grundlage der bereits bestehenden sedimentologischen, stratigraphischen und geophysikalischen Untersuchungen an Ablagerungen aus dem NOAMP-Gebiet (*Gabel*, 1989; *Heinrich*, 1986a, 1988; *Jantschik & Lahoff*, 1987; *Meischner*, 1987; *Ruch*, 1987) soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit versucht werden die mineralogische und geochemische Zusammensetzung der pleistozänen Sedimente näher zu charakterisieren. Dabei stellten sich vor allem folgende Fragen:

- welche Minerale sind in den Sedimenten zu finden?
- wie sind die verschiedenen Minerale im Sediment verteilt? Gibt es Variationen als Funktion der Lithologie, der Kerntiefe bzw. des Alters der Sedimente?
- wie dokumentieren sich die Wechsel von Glazialen und Interglazialen in der mineralogischen Zusammensetzung?
- lassen sich Aussagen über die Herkunft der Minerale machen (detritisch, biogen, neugebildet?)
- ist es möglich die Quellen der detritischen Minerale und damit auch ihre Transportwege oder den Transportmechanismus zu bestimmen?
- ist der Eintreg konstant (quantitativ und qualitativ) oder gibt es zu bestimmten Zeiten oder klimatischen Situationen bevorzugte Liefergebiete?

Zur Klärung dieser Fragen wurden neben mineralogischen Untersuchungen (Röntgendiffraktometrie) auch geochemische Analysen (u.a. Röntgenfluoreszenz, Atomabsorptionsspektroskopie, Isotopenanalysen K/Ar, Rb/Sr) angewendet, die die Interpretation der mineralogischen Ergebnisse unterstützten. Die Resultate geben Auskunft über die zeitliche Mineralverteilung und -zusammensetzung in spätquartären Sedimenten einer ausgewählten Tiefseeregion im Nordostatlantik. Sie wurden weiterhin verwendet, um Aussagen über die Klimageschichte und die Paläozeanographie im Nordostatlantik während des späten Quartärs zu machen.

## 1.2. ARBEITSGEBIET

Das NOAMP-Gebiet liegt im zentralen Teil des Westeuropäischen Beckens im Nordost-Atlantik (Abb. 1). Es wird im Norden von der Charlie-Gibbs-Bruchzone (GFZ) und im Süden von der Ostazoren-Bruchzone (EAFZ) begrenzt. Die westliche morphologische Grenze bildet das etwa 550 km entfernte System des Mittelatlantischen Rückens (MAR). Im Osten und Südosten schließen sich die Porcupine- und die Biscaya-Tiefseeebenen an. Während hydrographische und ozeanographische Untersuchungen im Gebiet zwischen 46° und 49° N, sowie 17° und 23° W durchgeführt wurden, beschränkten sich die geologischen und geophysikalischen Arbeiten hauptsächlich auf die NOAMP-Zentralbox zwischen 47°00' und 47°30' N und 19°00' und 20°00' W (Abb. 2). Anschließende Untersuchungen wurden auch auf ein östlich anschließendes Gebiet zwischen 47°00' und 48°00' N und 18°40' und 19°00' W ausgedehnt.

Das Relief des Meeresbodens ist dem eines Mittelgebirges vergleichbar. Die Wassertiefen im Zentralgebiet schwanken zwischen 3500 und 4900 m, wobei die Bergkuppen mittlere Tiefen von 3800 bis 3900 m erreichen (Abb. 3). Die angrenzenden Ebenen liegen im Mittel zwischen 4400 und 4600 m Wassertiefe. Dominierende Strukturen sind langgestreckte NNE-SSW streichende Rücken, die fast parallel zum MAR verlaufen. Diese Rücken werden von tiefen Senken in Winkeln um 70° geschnitten. Johnson et al. (1971) beschreiben diese Ausprägung des Reliefs als typisch für diesen Teil des Nordostatlantiks im Bereich des MAR. Diese Region wird auch als "Lower Step" des MAR bezeichnet (Heezen et al., 1959). Neuere detailliertere Beschreibungen der Bathymetrie dieses Seegebietes stufen es in den "Middle Step" ein Heinrich (1986a).

Zentraler Tiefseeberg, auf den sich die geologischen Untersuchungen konzentrieren, ist der "Große Dreizack" und seine Umgebung (Abb. 3). Er erhebt sich etwa 700 m über die benachbarten Ebenen. Die maximalen Hangneigungen erreichen bis zu 15°.

## 1.3. GEOLOGISCHER RAHMEN

Der Untergrund des Untersuchungsgebietes wird von Basalten aufgebaut, die das Ergebnis ozeanischer Krusten Neubildung am Mittelatlantischen Rücken (MAR) sind. Der östliche Teil des Mittelatlantischen Rückens gehört zur Eurasischen Platte. Die mittlere Driftgeschwindigkeit dieser Platte im Nordostatlantik beträgt rezent 2 cm/a (Emery & Uchupi, 1984).

Das Alter des basaltischen Basements im NOAMP-Gebiet wurde durch geomagnetische Messungen ermittelt (Heinrich, 1986a; Rudloff, 1986). Im westlichen Teil der NOAMP-Zentralbox sind die magnetischen Anomalien 21 bis 24 dokumentiert. Die Anomalie 24 überquert parallel zum MAR den östlichen Teil des Großen Dreizacks. Das Alter der Anomalie 21 im Westen wird mit etwa 49 Ma (Unteres Miozän) und das der Anomalie 24 mit 55 Ma (Unteres Miozän) angegeben (Ness et al., 1980). Eine Extrapolation dieser Daten auf den östlichen Rand des Untersuchungsgebietes bei 18°40' W läßt dort die magnetische Anomalie 26 mit einem Alter von 60 Ma (Oberes Miozän) vermuten. Dies würde einer mittleren Krusten neubildungsrate von etwa 1.6 cm/a entsprechen (Heinrich, 1986b).

Die Mächtigkeit der Sedimente auf dieser basaltischen ozeanischen Kruste variiert stark und ist in erster Linie von der Morphologie abhängig. Auf den Rücken erreicht die Sedimentbedeckung in der Regel nicht viel mehr als 30 m, während sie in den nahen Ebenen bis auf über 100 m ansteigen kann (Heinrich, 1989).

Auf den Tiefseebergen kommen vorwiegend pelagische Sedimente zur Ablagerung. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um biogene karbonatische Kalkschlämme, die mit kalkig-mergeligen Sedimenten wechsellagern. Diese alternierenden Sequenzen sind in

Phase mit Glazial/Interglazial-Wechseln im späten Quartär und charakteristisch für das Gebiet der östlichen Flanke des Mittelatlantischen Rückens (*Kidd, 1983; Ruddiman & McIntyre, 1976*). Die rezente Lage der Lysokline wird für diese Region mit etwa 4700 m Wassertiefe angegeben (*Rutgers van der Loeff & Lavateye, 1986*). Die Karbonat-Kompensations-Tiefe liegt bei ungefähr 5200 m (*Biscaye et al., 1976*). Die rezent abgelagerten Sedimente unterliegen bei den vorherrschenden Wassertiefen keiner oder nur sehr geringer Karbonatlösung (*Ruch, 1987*).

Die Sedimentation in den Senken ist im Gegensatz zu den morphologisch höher gelegenen Positionen stark von Trübeströmen beeinflusst. Diese turbidity currents erreichen das NOAMP-Gebiet durch das Maury Channel-System, das seinen Ursprung südlich von Island bei etwa 56° N und 14° W hat. Dieses System setzt sich mit seinen Ausläufern bis in die Iberische Tiefsee fort. *Cherkis et al. (1973)* und *Lonsdale et al. (1981)* geben eine detaillierte Beschreibung des Maury Channel-Systems. Eine ausführliche Beschreibung der lokalen Verteilung und der sedimentologischen Parameter der Turbidite im NOAMP-Gebiet findet sich bei *Gabel (1989)* und bei *Jantschik & Lohoff (1987)*.

Ein wichtiger geologischer Prozess im Untersuchungsgebiet sind lokale Sedimentumlagerungen. Diese können u.a. von Trübeströmen ausgelöst werden, die an den Berghängen abgelagerte Sedimente unterschneiden und zu einem Nachrutschen der überlagernden Schichten führen. Solche Hangrutschungen und slump & slide-Phänomene sind auf allen Seiten des Großen Dreizacks zu beobachten, so ist z.B. am Nordhang dieses Berges eine Sequenz von Rutschungssedimenten von fast 6 m Mächtigkeit dokumentiert (*Heinrich, 1989; Jantschik & Lohoff, 1987; Meischner, 1987*).

Auch stark wasserhaltige und unverfestigte Sedimente können an den bis zu 15° steilen Hängen leicht ohne äußere Einflüsse instabil werden und begünstigen hangabwärtige Umlagerungen. Bodenströmungen; beschleunigt Tiefseestürme, führen zum sogenannten "winnowing", dem selektiven Auswaschen der feinkörnigen Sedimentanteile und verursachen eine stetige Sedimentumverteilung von den Bergrücken in die Ebenen (*Jantschik & Lohoff, 1987; Ruch, 1987*).

Die beschriebenen Prozesse führen zu einer ungleichmäßigen Sedimentverteilung auf den Hügeln und in den Ebenen. So ist die Sedimentabfolge bei gleichem Alter auf den Bergen geringmächtiger als in den Senken. Die auf den Tiefseebergen gekernten Sedimente reichen in der Regel lückenlos bis etwa 150 ky BP zurück. Ältere Ablagerungen weisen oft zahlreiche Schichtlücken auf. Die ältesten gekernten Sedimente stammen aus dem Oberen Pliozän (etwa 3.5 Ma). Dabei handelt es sich um karbonatreiche, weiße Coccolithen-Schlämme. Infolge dieser ungleichen Sedimentverteilung variieren auch die Sedimentationsraten stark und stehen in deutlichem Zusammenhang mit der topographischen Lage. Die mittleren Sedimentationsraten der autochthonen Sedimente im Spätpleistozän und im Holozän liegen bei durchschnittlich 2 cm/ky auf den Tiefseebergen und bei bis über 5 cm/ky in den angrenzenden Ebenen (*Jantschik & Lohoff, 1987; Meischner, 1987*).

#### 1.4. KLIMA UND HYDROGRAPHIE

Das NOAMP-Gebiet liegt im Bereich sehr wechselhafter klimatischer Bedingungen. Die mittleren Temperaturen liegen zwischen 15° und 16° C im Sommer und 10° C im Winter. Ganzjährig vorherrschende Winde kommen aus WNW bis SW, mit jahreszeitlich schwankenden mittleren Windstärken von 3.5 - 4.5 Bft im Sommer und etwa 5 Bft im Winter. Diese jahreszeitliche Abhängigkeit dokumentiert sich auch in erhöhten Niederschlägen während der Herbst- und Wintermonate und gleichzeitiger größerer Sturmhäufigkeit (*Dietrich et al., 1975; Kuhlbrodt, 1954*). Die Wassertemperaturen an der Oberfläche liegen im Winter bei 11° - 12° C und

erreichen im Sommer  $16^{\circ}$  -  $17^{\circ}$  C (*U.S. Naval Oceanographic Office, 1967*), nach neueren Ergebnissen auch bis zu  $21^{\circ}$  C (*Mittelstaedt, 1986*).

Die rezent zu beobachtenden Oberflächenströmungen resultieren aus der Verlängerung des Golfstroms (GS) und passieren das NOAMP-Gebiet polwärts als Nordatlantik-Strom (NAD). Ein Teil dieser Wassermassen gelangt als Portugal- oder Kanarenstrom (PC, CC) südlich in subtropische bis tropische Bereiche (Abb. 4). Ein schematisches T/S-Profil der generellen rezenten Verteilung der Wassermassen im NOAMP-Gebiet zeigt Abb. 5 (*Nyffeler et al., 1984*).

Der Wasserkörper ist aus verschiedenen Schichten aufgebaut, deren Grenzen räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen sein können. So lassen sich in der Wassersäule jahreszeitlich bedingte Variationen bis in eine Tiefe von 400 m nachweisen (*Mittelstaedt, 1986*). Nach einer etwa 150 m mächtigen Schicht Oberflächenwasser, folgt bis ungefähr 650 m Wassertiefe das Nordatlantische Zentralwasser. Darin können sich zwischen 650 m und 1250 m immer wieder Linsen dichten, salzreichen Mittelmeerwassers (MSW) einschalten. Das MSW ist aber vor allem auf geographische Breiten südlich von  $43^{\circ}$  N beschränkt (*Lee & Ellett, 1965; Stow, 1982*). Unterhalb 1250 m bis circa 2000 m macht sich der Einfluß des relativ salzarmen Labradorwassers (LSW) bemerkbar, dessen untere Begrenzung gleichzeitig den Übergang von der ozeanographischen Troposphäre zur Stratosphäre darstellt (*Mittelstaedt, 1986*).

Danach folgt das kühlere und salzreichere Nordatlantische Tiefenwasser (NADW), das sich aus dem in der Norwegischen See gebildeten Norwegen Sea "Overflow Water" (NSOW) und geringen Anteilen des LSW zusammensetzt. Das NSOW erreicht den Nordost-Atlantik hauptsächlich über die Island-Grönland-Schwelle und den Island-Färoer-Rücken (*Jones et al., 1970*). Auch Einflüsse des Antarktischen Bodenwassers (AABW) sind in der geographischer Breite des NOAMP-Gebiets noch zu erkennen (*Lee & Ellett, 1965; Mittelstaedt, 1986; Worthington, 1970*). Die Verteilung der Tiefenströmungen im Nordatlantik zeigt Abbildung 6. Die Tiefenzirkulation im NOAMP-Gebiet wird hauptsächlich vom NADW und geringfügig vom AABW beeinflusst.

Diese rezenten ozeanographischen Strömungsmuster sind in der jüngsten geologischen Vergangenheit nicht konstant und unterliegen Schwankungen, die durch Klimaänderungen (Wechsel Glazial/Interglazial) ausgelöst werden können.

Typisch für diese Region sind bodennahe Trübeschichten mit erhöhten Partikelkonzentrationen von bis zu  $100 \text{ mg/m}^3$  (*Nyffeler & Godet, 1986*). Die Partikeldichte ist generell über den Ebenen höher als über den Tiefseebergen. Diese Schichten können einige 100 m in die Wassersäule hineinreichen. Die Konzentration nimmt aber im Normalfall nach einigen Dekametern über Grund rapide ab. Erhöhte Partikelkonzentrationen in der bodennahen Wassersäule werden auf lokale Resuspension zurückgeführt. Ausgelöst wird die Resuspendierung feinen Materials vor allem durch beschleunigte Tiefenströmungen (deep-sea storms). Die durchschnittlich gemessenen langfristigen Strömungsgeschwindigkeiten liegen zwischen 2 und 6 cm/sec. Kurzzeitig können sie jedoch bis auf 27 cm/sec ansteigen (*Mittelstaedt, 1986*). Schon Geschwindigkeiten unterhalb 20 cm/sec können zur Erosion von Kalkschlämmen und Tonen führen (*Southard, 1974*). Hauptursache dieser temporär erhöhten Geschwindigkeiten sind tiefreichende großräumige ozeanische Strömungswirbel (eddies), die, wann sie den Meeresboden erreichen, durch die Topographie beeinflusst, zu den beobachteten hohen Strömungsgeschwindigkeiten führen (*Klein, 1987; Mittelstaedt, 1986*).

## 1.5. UNTERSUCHUNGSMATERIAL.

Aus einer großen Serie von Kolbenlot-Kernen wurden fünf für die in dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungen ausgewählt (Tab. 1). Die Kerne stellen repräsentative Sedimentabfolgen für die verschiedenen topographischen Positionen dar. Die Wassertiefen der Kernstationen variieren zwischen 3900 m und 4470 m. Die Kerne ME-69-196 und PO-08-23 stammen von der südwestlichen und der nordöstlichen Bergspitze des Großen Dreizacks (Abb. 3). Die Kerne ME-68-89 und ME-68-91 folgen einem Profil hangabwärts am nordöstlichen Gipfel des Großen Dreizacks. Kern M6-7A-244/1 wurde auf einem Plateau nordöstlich des Großen Dreizacks genommen.

Tab. 1: Liste der bearbeiteten Sedimentkerne. KL = Kolbenlot, ME = "METEOR" (alt), M = "METEOR" (neu), PO = "POLARSTERN".

Kern-Nr. Datum	Gerät und Rohrlänge	Position	Wassertiefe	Kernlänge	Topogr. Lage
ME-68-89 17.05.1984	KL (6 m)	47°26.1' N 19°33.4' W	4260 m	437 cm	Hang
ME-68-91 17.05.1984	KL (6 m)	47°26.6' N 19°35.5' W	4470 m	546 cm	Hangfuß
ME-69-196 03.10.1984	KL (12 m)	47°21.4' N 19°42.9' W	3905 m	903 cm	Berg- spitze
PO-08-23 15.09.1985	KL (12 m)	47°24.7' N 19°32.9' W	3900 m	960 cm	Berg- spitze
M6-7A-244/1 13.04.1988	KL (12 m)	47°35.1' N 18°56.7' W	4063 m	1110 cm	Plateau

## 2. METHODEN

### 2.1. PROBENAHME

#### 2.1.1. Probenahme auf See

Die Sedimentkerne wurden auf verschiedenen Fahrten mit den Forschungsschiffen "METEOR" (alt, Reisen 68 und 69), "METEOR" (neu, Reise 6) und "POLARSTERN" (Reise 8) zwischen 1984 und 1988 genommen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden 5 Kerne einer Serie von über 20 Sedimentkernen mit insgesamt mehr als 200 m Kerngewinn bearbeitet. Alle Kerne sind im Geologischen Institut Göttingen (Abt. Sedimentgeologie) gelagert. Die Lage der Kernstationen wurde nach den aus den bathymetrischen und geophysikalischen Voruntersuchungen bekannten Ergebnissen ausgewählt. Die Positionen, Kernlängen und Wassertiefen sind in Tab. 1 aufgelistet.

Zur Probenahme wurde ein Kolbenlot Göttinger Bauart verwendet. Es beruht auf dem bereits bei *Kullenberg* (1947) beschriebenen Prinzip. Mit diesem Gerät ist es möglich bis zu mehr als 22 m lange ungestörte Sedimentkerne zu nehmen. Zum Einsetzen kam entweder ein Kolbenlot mit 120/110 mm Aluminiumrohr, 1000 kg Auflast und wahlweise 6- oder 12-m-Rohr oder es wurde ein Lot mit 200/190 mm Rohrdurchmesser, 3000 kg Gewicht und 12- oder 24-m-Rohr benutzt. Als Vorlot diente ein kleines Schwerelot nach *Meischner & Rumohr* (1974), welches bis zu 2 m Kerngewinn erbrachte. Die Sedimentkerne sind ungestört und selbst

Feinschichtungsgelüge in turbiditischen, tonigen Ablagerungen bleiben tadellos erhalten. Alle Kerne wurden direkt nach der Kernnahme in 3- oder 4-m-Stücke gesägt und luftdicht verschlossen. Der Transport und die Lagerung erfolgte bis zur Öffnung im Labor in den Aluminiumrohren.

### 2.1.2. Probenahme im Labor

Die Sedimentproben wurden für die Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften mit kalibrierten Einweg-Kunststoffspritzen ( $\varnothing$  20 mm) genommen. Streifen von 2 cm Mächtigkeit wurden mit einem Spatel über den gesamten Kernquerschnitt beprobt. Dabei wurde am Kontakt zur Rohrwandung ein kleiner Sedimentrest stehengelassen. Die Distanz zwischen zwei Proben betrug im Normalfall 10 cm. Sie wurde aber bei wechselnder Lithologie oder auch innerhalb eines Sedimenttyps bis auf cm-Abstände reduziert. Für die in dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungen wurden Proben verwendet, die bereits von *Jantschik & Lohoff* (1987) genommen wurden und am Geologischen Institut der Universität Göttingen zur Verfügung standen. Kern M6-7A-244/1 wurde direkt für diese Arbeit beprobt. Der detaillierte Arbeitsablauf der Kernbeschreibung, der Photographie und der Anfertigung von Radiographien der Sedimente ist bei *Jantschik & Lohoff* (1987) beschrieben.

## 2.2. SEDIMENTOLOGISCHE BEARBEITUNG

Im folgenden Kapitel werden die Methoden der Korngrößenanalyse, der Dünnschliffpräparation, sowie der Elektronenmikroskopie beschrieben. Die Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften wie Wassergehalt, Porosität und Dichte ist bei *Jantschik & Lohoff* (1987) beschrieben. Die sedimentphysikalischen Parameter von Kern M6-7A-244/1 sind bei *Clasen* (in Vorb.) zu finden. Zur Kernbeschreibung wurden u.a. Radiographien und zur Farbansprache der Sedimente die Munsell Soil Color Charts (1954) benutzt.

### 2.2.1. Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalyse wurde für Kern ME-68-89 jeweils für das Gesamtsediment und für den mit 10%iger Salzsäure entkalkten unlöslichen Rückstand (UR) durchgeführt. Als UR wurde das Material des bei der Tonmineralanalyse verwendeten Sediments benutzt (Kap. 2.3.2.1.) Zur Korngrößenanalyse wurden zwei unterschiedliche Geräte verwendet: a) ein Coulter Counter Modell ZM (Kap. 2.2.1.1.) und b) ein Galai CIS1 Oriel-Laser (Kap. 2.2.1.2.).

#### 2.2.1.1. Coulter Counter

Für die Korngrößenanalyse wurde ein Coulter Counter Modell ZM mit logarithmischem Amplifikator und einem Multikanal-Analysator (MCA Canberra) benutzt.

Die Messung der Sedimentpartikel findet unter ständigem mechanischem Rühren in einer elektrolytischen Flüssigkeit statt. Als Elektrolyt wurde künstlich hergestelltes, filtriertes Salzwasser (35 g NaCl/l, 0,45  $\mu$ m Millipore-Filter) benutzt. In der zu messenden Suspension befindet sich eine Sonde mit einer Öffnung am unteren Ende, durch die der Abfluß über eine Vakuumpumpe auf 1 ml/min geregelt wird (Abb. 7). In der Sonde und in der Flüssigkeit ist je eine Elektrode installiert. Der ohne Partikelfluß gemessene Strom entspricht der Leitfähigkeit der Flüssigkeit. Wenn ein Sedimentpartikel die Öffnung passiert, verdrängt es ein seinem Eigenvolumen entsprechendes Flüssigkeitsvolumen. Dies führt zu einer Veränderung des

Widerstandes in der Öffnung der Sonde und zu einem Spannungsstoß, der proportional zum Teilchenvolumen ist (Guichard & de Bernard, 1965, Lascartos, 1974).

Die Messung erfolgte mit einer Sonde mit 70  $\mu\text{m}$  großer Öffnung, d.h. ein Korngrößenspektrum von 1.4  $\mu\text{m}$  - 36  $\mu\text{m}$  konnte abgedeckt werden. Es waren jeweils zwei Messungen notwendig, eine für den Kanal von 1.4  $\mu\text{m}$  - 9  $\mu\text{m}$ , und eine weitere für den Kanal von 6  $\mu\text{m}$  - 36  $\mu\text{m}$ . Die Ergebnisse der beiden Messungen wurden dann im Überlappungsbereich der Kanäle rechnerisch zusammengefaßt. Eine Meßdauer von 100 sec pro Kanal erwies sich als ausreichend, um eine genügend hohe statistische Zuverlässigkeit zu erreichen. Es wurden jeweils Doppelbestimmungen gemacht. Das Gerät wurde mit einem Latex-Standard (6.04  $\mu\text{m}$ , 8.7  $\mu\text{m}$ , 19.1  $\mu\text{m}$ ) kalibriert. Die Ergebnisse einer Eichserie sind als Häufigkeitsverteilung in Abb. 8 dargestellt.

Die optimale Partikelkonzentration der Suspension für eine Messung liegt bei 1 - 3 ppm (vol/vol, Ruch, 1987). Diese Konzentration wurde für die Messung des unlöslichen Rückstandes durch Zugabe von 0.5 - 2 ml der nicht verdünnten Sedimentsuspension auf 200 ml Salzwasser erreicht. Sämtliche Proben wurden vor jeder Messung einige Sekunden im Ultraschallbad mechanisch aufbereitet.

#### 2.2.1.2. Galai CIS1 Oriel-Laser

Das Galai CIS1-Oriel-Gerät zur Korngrößenanalyse besteht aus einem rotierenden He-Ne-Laser, der Partikel in einer transparenten Suspension in einer Meßküvette überstreicht (Abb. 9). Die Zeit, die der rotierende Laserstrahl auf einem Partikel verbleibt, ist proportional zur Größe dieses Teilchens. Gleichzeitig können die Sedimentpartikel mit einem hochauflösenden Videosystem auf einem Bildschirm sichtbar gemacht werden. Auf diese Weise erhält man eine sehr gute Kontrolle über Flockungs- oder Aggregationsprozesse in der zu messenden Suspension. Ein Bildanalyse-System ermöglicht es darüberhinaus Ausagen über die Natur der beobachteten Partikel zu machen.

Für die Messung des unlöslichen Rückstandes (UR) wurde der Rest der Tonmineral-Aufbereitung (Kap. 2.3.2.1.) benutzt. Die Probe wurde durch Schütteln homogenisiert und einige Sekunden im Ultraschallbad dispergiert. Die Messung fand in einer Durchfluß-Meßzelle mit einem geregelten Abfluß von 1 ml/sec statt. Die Suspension im Vorratsbehälter wurde dabei mit einem mechanischen Rührer in Bewegung gehalten (Abb. 10).

Verschiedene Latex-Standards dienten zur Kalibrierung des Gerätes. Mit der benutzten Linsenkonfiguration konnte ein Meßbereich zwischen 0.5  $\mu\text{m}$  und 150  $\mu\text{m}$  abgedeckt werden. Die Auflösung der Korngrößeklassen beträgt maximal 0.5  $\mu\text{m}$ . Bei einem Meßbereich von 0.5  $\mu\text{m}$  bis 60  $\mu\text{m}$  ist eine Auflösung von 0.2  $\mu\text{m}$  pro Kornklasse zu erreichen. Eine ausreichende statistische Verlässlichkeit der Analyse wurde durch Messung in automatischen Modus garantiert und führte zu einer mittleren reinen Meßzeit von etwa 2.5 - 4 min für eine Probe.

Für die Messung des Gesamtsediments wurde etwa 1 g Sediment in 20 ml destilliertem Wasser suspendiert und etwa 10 sec im Ultraschallbad aufbereitet. Bei stark karbonathaltigen Proben wurde zu Anfang jeweils 1-2 Tropfen 0.5 mmol Natrium-Pyrophosphat ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) zugesetzt, um eine Flockung oder Aggregatbildung zu vermeiden. Bei einer mikroskopischen Kontrolle (smear slides) der Suspension stellte sich heraus, daß es bereits innerhalb von wenigen Minuten zur Neubildung von nadelförmigen, transparenten, einigen Mikrometer großen Mineralen kommt. Es handelt sich, wie röntgenographische Untersuchungen zeigten, um Ca-Phosphate (Apatit?), die die Korngrößenanalyse vor allem karbonatreicher Sedimente

beeinflussen können. Daher wurde auf die Verwendung von Natrium-Pyrophosphat verzichtet und die Proben nur sorgfältig mechanisch aufbereitet.

### 2.2.2. Dünnschliff-Herstellung

Zur Dünnschliff-Herstellung wurden mehr als 90 Proben aus verschiedenen Kernen und entsprechend den unterschiedlichen Sedimenttypen genommen. Die Proben wurden aus den für die Radiographie benutzten Probekästen (Jantschik & Lohoff, 1987) mit selbstgefertigten Hart-Aluminiumkästen (11 x 2.5 cm) ausgestochen. Diese wurden dann auf einem Bad aus flüssigem Stickstoff schockgefroren und über Nacht im Vakuum getriertrocknet. Dies ist die schonenste Methode, um interne Strukturen und Gefüge zu erhalten (Behbehani, 1984; Merkt, 1971). Weitere hilfreiche Beschreibungen zur Herstellung von Dünnschliffen aus unverfestigten Sedimenten finden sich u. a. bei Crevello et al. (1981) und Werner (1966).

Das Harz in das die Proben eingegossen wurde besteht aus 100 Teilen Araldit (Ciba-Geigy DY 026 SP und CY 223), 11.5 Teilen Härter (Ciba-Geigy HY 956 WMP), sowie 10 Teilen Verdünner. Die Präparate wurden im Vakuum während 20 min eingegossen, um ein möglichst vollständiges Eindringen des Harzes in den Porenraum zu gewährleisten. Nach dem Eingießen wurden die Proben eine Nacht bei 50° C getrocknet. Dies erwies sich oft als nicht ausreichend und wurde dann gegebenenfalls wiederholt. Trotz dieser schonenden Methode ließen sich von manchen Präparaten keine Dünnschliffe anfertigen. In vielen Fällen war das Harz nur oberflächlich eingedrungen und die Probe für die Anfertigung eines Dünnschliffs wertlos. Es zeigte sich, daß das Harz vor allem bei Proben mit hohem Karbonatgehalt und bei stark tonigen bis siltigen Sedimenten nur schlecht in den Porenraum eindrang, während z. B. sandige Abschnitte von Turbiditen die besten Ergebnisse lieferten.

### 2.2.3. Elektronen-Mikroskopie

Untersuchungen mit einem Elektronenmikroskop wurden an den Fraktionen <2 µm, 2-16 µm und der Gesamtfraktion, jeweils unbehandelt und entkalkt, gemacht. Die Metall-Probenteller (CAM/Philips) wurden mit einer Mischung aus einem Spezialkleber (Leit-C nach Göcke) und zugehörigem Verdünner (Leit-C nach Göcke) mit einem Spatel dünn bestrichen. Der Kleber sollte eine leicht zähflüssige Konsistenz besitzen. Danach wurde gläserne Deckgläschen (15 mm Ø) aufgebracht. Auf diese Gläschen werden anschließend 2 - 3 Tropfen Sedimentsuspension aufpipettiert und bei 70° C getrocknet. Diese Präparate werden danach im Vakuum mit einer etwa 400 Å dicken Goldschicht bedampft. Die Aufnahmen wurden auf einem Elektronenmikroskop der Marke Philips PSEM 500 gemacht.

## 2.3. MINERALOGIE

Die mineralogischen Analysen wurden mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie auf Geräten der Marke Philips und für Kern ME-68-89 auch auf einem Scintag XDS 2000 durchgeführt. Die Aufbereitung richtete sich jeweils nach dem Typ der zu analysierenden Probe, d.h. entweder dem Gesamtsediment oder den karbonatfreien Fraktionen <2 µm und 2-16 µm. Einen Überblick über die mineralogischen Untersuchungen gibt das Fließschema in Abb. 11.

### 2.3.1. Gesamtsediment

#### 2.3.1.1. Probenaufbereitung

Für eine qualitative und quantitative Analyse des Gesamtsediments wurden insgesamt 349 Proben der Kerne ME-68-89, ME-68-91, ME-69-196 und PO-08-23 bei 110° C getrocknet und dann in einer Achat-Kugelmühle gemahlen. 132 Proben des Kerns M6-7A-244/1 wurden bei 110° C getrocknet und in einer Achat-Scheibenschwingmühle 30 sec gemahlen. Die unterschiedliche Aufbereitung in zwei verschiedenen Mühlen hatte keinen Einfluß auf die Ergebnisse. Jeweils 0.8 g Sedimentpulver wurden dann 10 sec lang mit 3500 kPa in einer hydraulischen Presse in Aluminium-Probeträger gepreßt. Danach wurden die Präparate mit einem Philips-Röntgendiffraktometer geröntgt.

#### 2.3.1.2. Qualitative und quantitative Auswertung

Die Proben wurden für die qualitative Mineralbestimmung auf einem PHILIPS APD10-Röntgendiffraktometer, Generator PW 1730 unter folgenden Bedingungen geröntgt: Cu-K $\alpha$ -Strahlung, 40 kV, 20 mA, 2° 2 $\theta$  /min von 2° - 65° 2 $\theta$ , Papiergeschwindigkeit 2 cm/min. Für die Identifizierung der wichtigsten Minerale wurden die in Tab. 2 aufgeführten Hauptröntgen-Reflexe benutzt.

Tab. 2: Haupt-Röntgenparameter der wichtigsten identifizierten Minerale im Gesamtsediment

Mineral	Å	hkl	° 2 $\theta$
Quarz	3.34	(101)	26.6
Kalzit	3.03	(104)	29.4
Dolomit	2.88	(104)	31.0
K-Feldspat	3.24	(002)	27.5
Plagioklas	3.18	(002)	27.9
Amphibal	3.42	(110)	10.5

Für die quantitativen Messungen wurden die Präparate ein zweites Mal jeweils im Bereich der kritischen Mineralpeaks mit langsemerer Geschwindigkeit geröntgt. Es handelt sich dabei um folgende Minerale und Bereiche:

19.20° - 20.30° 2 $\theta$	(= 4.45 Å) hkl-Reflex der Phyllosilikate
26.04° - 27.23° 2 $\theta$	(3.34 Å) Quarz (101)
27.00° - 27.65° 2 $\theta$	(3.24 Å) K-Feldspat (002)
27.65° - 28.30° 2 $\theta$	(3.18 - 3.24 Å) Plagioklas (002)
28.90° - 30.09° 2 $\theta$	(3.03 Å) Kalzit (104)
30.55° - 31.25° 2 $\theta$	(2.88 Å) Dolomit (104)

Diese quantitativen Analysen basieren auf einem externen Kalzit-Standard (Alienor) und den Massenabsorptions-Koeffizienten von Ferrero (in Persoz, 1969). Die gemessene Intensität des jeweiligen Minerals wird zu einem Standard ins Verhältnis gesetzt und mit den angenäherten Massenabsorptions-Koeffizienten der Probe und des reinen Minerals abgeglichen. Die theoretischen Grundlagen für diese Methode sind in Kettiger (1981) zu finden. Die Berechnung der Mineralprozente ergibt sich wie folgt:

$$\% \text{ Mineral} = \frac{I_m \times M_p}{I_o \times M_m}$$

$I_m$  = Gemessene Intensität des Minerals (mm, cps oder cpm)

$I_o$  = Intensität des reinen Minerals (mm, cps oder cpm)

$M_p$  = Massenabsorptions-Koeffizient der Probe (Annäherung)

$M_m$  = Massenabsorptions-Koeffizient des reinen Minerals

Der relative Fehler dieser quantitativen Mineralanalyse des Gesamtsediments wird mit 10% für die Karbonatminerale und mit 5% für die übrigen Minerale angegeben (Studer, 1987). Abb. 12 zeigt die Korrelation von  $r^2 = 0.989$  des röntgenographisch bestimmten Karbonats ( $\Sigma$  Kalzit + Dolomit) und des Karbonatgehaltes, der mit dem Scheibler-Kalzimeter (Kap. 2.4.4.) ermittelt wurde.

### 2.3.2. Nichtkarbonatische Sedimentfraktionen <2 $\mu$ m und 2-16 $\mu$ m

#### 2.3.2.1. Probenaufbereitung

In der Literatur finden sich zahlreiche Methoden für die Aufbereitung von Tiefseesedimenten und Böden für röntgendiffraktometrische Untersuchungen (z.B. *Biscaye*, 1965; *Bowles*, 1975; *Gibbs*, 1965; *Jackson*, 1974). Um Röntgendiffraktogramme guter Qualität von den silikatischen Feinfraktionen zu erhalten, muß bei karbonathaltigen Sedimenten der störende Karbonatanteil weggelöst werden. Dazu sind verschiedene Methoden beschrieben. Das Entfernen des Karbonats kann mit einer Na-Azetat-Lösung erreicht werden (*Biscaye*, 1965; *Bowles*, 1975; *Jackson*, 1974). Andere Autoren verwenden Essigsäure (*Lewandowski*, 1988; *Zimmermann*, 1982) oder verdünnte Salzsäure (*Holtzapfel*, 1985), während *Mann & Müller* (1980) es bei mechanischer Aufbereitung belassen oder nur destilliertes Wasser zur Aufbereitung der Proben benutzen (*Gibbs*, 1965). Unabhängig von der gewählten Methode kann selbst eine sehr vorsichtige Aufbereitung der Proben zu einer Veränderung der Tonmineralzusammensetzung führen (*Brindley & Brown*, 1984).

Für die Entkalkung der Proben wurde verdünnte Salzsäure (10 %) verwendet. Die folgende Methode ist im Prinzip bei *Rumley & Adatte* (1983) beschrieben, wurde aber leicht modifiziert (konstante Einwäge) und dann routinemäßig im Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géologie (LMPG), Neuchâtel angewendet. Insgesamt 478 Proben wurden bei 110° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet (etwa 12 Stunden). Jeweils 5 g Sediment wurden dann durch schrittweise Zugabe von 200 ml HCl (10%) im Überschuß in einem Destillierkolben entkalkt. Während der Reaktionszeit von 20 Minuten wurde vorsichtig Druckluft in die Suspension eingeblasen, um eventuell noch vorhandene Aggregate zu zerstören und eine homogene Mischung zu gewährleisten. Jede Probe wurde während der Entkalkung etwa eine Minute im Ultraschallbad disaggregiert.

Die karbonatfreie Suspension wurde dann zentrifugiert und die überstehende Salzsäure abdekantiert. Die Zentrifugation wird danach etwa 4-5 mal mit destilliertem Wasser (mit  $\text{NH}_4\text{OH}$  auf pH 8.3 abgepuffert) wiederholt, um eine Suspension frei von Salzsäure und Meersalz zu erhalten. Die Suspension wurde als dispergiert angesehen, wenn bei geringen Partikelkonzentrationen eine feine Sedimentfahne in der Flüssigkeit aufstieg (Abb. 13). Bei höherer Partikeldichte ist die Suspension leicht trüb. Das Volumen wurde danach auf 100 ml reduziert, um die Konzentration der Suspension zu erhöhen. Aus dieser Suspension wurden nach Homogenisierung durch gründliches Schütteln 20 ml für die Abtrennung der Fraktionen <2  $\mu$ m und 2-16  $\mu$ m entnommen. Die restlichen 80 ml standen dann für weitere Zwecke zur Verfügung, wie für die Korngrößenanalyse (Kap. 2.2.1.) oder die Elektronenmikroskopie (Kap. 2.2.3.).

Die Fraktion <2 µm wurde durch Zentrifugation abgetrennt (1 min 28 sec, bei 1000 U/min). Eine Probe von 2 ml wurde dann auf gläserne Objektträger (29 x 45 mm) pipettiert und bei Raumtemperatur getrocknet. Die Zentrifugation wurde dann solange wiederholt, bis die Suspension frei von Partikeln <2 µm ist. Die Fraktion 2-16 µm erhält man danach durch Sedimentation (4 cm Fallhöhe, 2 min 54 sec). Auch hier wurden 2 ml auf Glasträger pipettiert und bei 20° C getrocknet.

Alle Proben wurden auf einem Philips-Röntgendiffraktometer (1011, ampli 4280) unter den folgenden Bedingungen geröntgt: Cu-Kα-Strahlung, 40 kV, 20 mA, 2° 2θ/min bei einem Papiervortrieb von 2 cm/min. Die Proben wurden einmal in unbehandeltem Zustand und ein zweites Mal nach mindestens 12 Stunden Behandlung in einer Äthylenglykol-Atmosphäre, geröntgt. Die Präparate wurden von 2° - 50° 2θ (unbehandelt) und von 2° - 30°, 34° - 36° und von 43° - 45° 2θ (mit Äthylenglykol behandelt) gemessen. Einige Proben wurden auch auf 350° und 500° C erhitzt, um eine bessere Mineralidentifizierung zu ermöglichen.

### 2.3.2.2. Mineralidentifizierung

Die Bestimmung der verschiedenen Minerale erfolgte hauptsächlich nach den bei *Carroll (1970)*, *Holtzapffel (1985)* und *Brindley & Brown (1984)* beschriebenen Erkennungsmerkmalen. Die wichtigsten auftretenden Schichtsilikate sind Smektit, Chlorit, Kaolinit und verschiedene Glimmer. Wechsellager-Minerale kommen vor, sind aber im allgemeinen von sehr geringer Bedeutung. Weiterhin wurden Quarz, Feldspäte (Plagioklas, K-Feldspat, selten Oligoklas), Zeolith (Klinoptilolith) und Amphibol (Hornblende) gefunden. Der karbonatische Anteil besteht zum großen Teil aus Kalzit und seltener Dolomit (s. Kap. 3.3.1.). Die Gehalte von amorphem Material, wie z.B. Opal oder vulkanische Gläser, deren relativer Anteil auch über die Röntgendiffraktometrie ermittelt werden kann (*Mann & Müller, 1980*), wurden nicht im Detail bestimmt. Die Minerale; ihre charakteristischen kristallographischen Flächen und ihre Position in den Röntgendiagrammen zeigt Tab. 3:

Tab. 3: Identifizierte Minerale in den karbonatreien Fraktionen <2 µm und 2-16 µm und ihre kristallographischen Parameter.

Mineral	(hkl)	°2θ	Å
Smektit	(001)	5.2	17.0
Chlorit	(001)	6.2	14.2
	(002)	12.4	7.11
	(003)	18.6	4.72
	(004)	25.1	3.54
	(001)	12.4	7.11
Kaolinit	(002)	24.9	3.57
	(001)	8.85	9.98
Glimmer	(002)	17.8	4.98
	(003)	26.8	3.32
	(004)	36.0	2.50
	(005)	45.4	1.99
	(100)	20.8	4.26
Quarz	(101)	26.6	3.34
	(002)	27.5	3.24
K-Feldspat	(002)	27.7	3.22
Oligoklas	(002)	27.9	3.18
Plagioklas (Albit)	(002)	27.9	3.18
Zeolith	(020)	9.8-9.9	8.95
Amphibol	(110)	10.5	8.45

Für die Abbildungen und Auswertungen wurden vorwiegend die Hauptreflexe der verschiedenen Minerale benutzt: Glimmer und Smektit (001), Kaolinit (001) und (002), Chlorit (002) und (004), Quarz (100), Feldspäte (002), Amphibol (110) und Zeolith (020).

### 2.3.2.3. Semiquantitative Analyse

Die Peakintensitäten der verschiedenen Minerale wurden nach einer manuellen Korrektur der Hintergrundsignale gemessen. Bei einer Signalverstärkung von  $2 \times 10^3$  entspricht ein Vollauschlag von 2000 cps (counts per second) etwa 250 mm Peakhöhe. Diese absoluten Peakhöhen wurden sowohl direkt, zur Abschätzung des Mineralanteils in einer Probe, als auch neu berechnet, als relative Prozentanteile der Minerale benutzt. Für die Phyllosilikate Smektit, Chlorit, Kaolinit und Glimmer wurden die relativen Prozentanteile nach der bei *Biscaye* (1965) beschriebenen Methode berechnet. Doch anstatt der dort in Prozentanteile umgerechneten Peakflächen werden in dieser Arbeit die absoluten Peakhöhen benutzt. *Brindley & Brown* (1984) schlagen einen Kompromiß vor, in dem sie die Peakhöhe mit der Halbwertsbreite multiplizieren. *Heath & Piasis* (1979) arbeiten mit einem internen Talkstandard. Da jedoch im NOAMP-Gebiet Talk natürlich vorkommen kann (*Ruch et al.*, 1989), wurde ein solcher Standard nicht verwendet.

Die Peakflächen wurden nicht berücksichtigt, weil sie zum Teil von der Kristallinität des Minerals abhängen und nicht in direktem Zusammenhang zu ihrem Anteil in der Probe stehen. So haben schlecht kristallisierte Phyllosilikate oft sehr breite Peaks, die zu einer vergrößerten Oberfläche führen. Dies ist vor allem für die kleinen Korngrößen-Fraktionen gültig (*Holtzapffel*, 1985). Die Verwendung von Peakhöhen zur halbquantitativen Berechnung der Mineralanteile ist die bei weitem schnellere und nicht weniger exakte Methode. Beide Methoden bleiben untereinander vergleichbar. Die ermittelten Prozentanteile sollten nicht als absolute Gehalte eines Minerals in einer Probe betrachtet werden. Diese Prozentanteile geben Tendenzen an, die das relative Auftreten der Minerale in den verschiedenen Proben vergleichbar machen.

Nach der Methode von *Biscaye* (1965) wurden folgende Faktoren für die quantitative Berechnung der Phyllosilikate benutzt:

Tab. 4: Faktoren zur Berechnung der prozentualen Anteile der Phyllosilikate nach *Biscaye* (1965).

Smektit	1
Chlorit	2
Kaolinit	2
Glimmer	4

Da bei gleichzeitigem Auftreten von Kaolinit und Chlorit die Hauptpeaks bei 7.11 Å [Kaolinit (001), Chlorit (002)] überlappen, wurde das Verhältnis der beiden Minerale indirekt bestimmt. Dazu wurden die Intensitäten der Peaks bei 3.54 Å (Kaolinit 002) und 3.57 Å [Chlorit (004)] benutzt. Die Messung dieser Intensitäten zeigt Abb. 14. Methoden zur exakten, aber bei großer Probenzahl sehr zeitaufwendigen röntgenographischen Trennung der Peaks Kaolinit (002) und Chlorit (004) werden auch bei *Biscaye* (1964) und *Lange* (1982) beschrieben.

Die Berechnung erfolgt nach:

$$\text{Kaolinit K} = \frac{\text{PI } 3.54 \text{ \AA}}{\text{PI } 3.54 \text{ \AA} + \text{PI } 3.57 \text{ \AA}} \quad \text{Chlorit C} = \frac{\text{PI } 3.57 \text{ \AA}}{\text{PI } 3.54 \text{ \AA} + \text{PI } 3.57 \text{ \AA}}$$

PI = Peakintensität (mm, cps, cpm)

Mit den erhaltenen Werten wird der Anteil Kaolinit und Chlorit über den gemeinsamen Peak bei 7.11 Å berechnet:

$$\text{Anteil Kaolinit } K_G = K \times \text{PI } 7.11 \text{ \AA} \quad \text{Anteil Chlorit } C_G = C \times \text{PI } 7.11 \text{ \AA}$$

Danach werden Peakintensitäten der Phyllosilikate nach Multiplikation mit den in Tab. 4 aufgeführten Faktoren auf 100 % aufsummiert und die Prozentanteile der vier Schichtsilikate berechnet.

$$\Sigma \text{ Phyllosilikate} = [1 \times \text{PI Smektit (001)}] + [2 \times \text{PI Chlorit (C}_G)] + [2 \times \text{PI Kaolinit (K}_G)] + [4 \times \text{PI Glimmer (001)}]$$

Die Anteile der Nicht-Phyllosilikate (Quarz, Feldspat, Amphibol, Zeolith) wurden nicht quantitativ berechnet. Die absoluten Peakintensitäten dieser Minerale wurden als Maß für ihren Gehalt in einer Probe angesehen. Eine bessere Quantifizierung der Verhältnisse von Schichtsilikaten zu Nicht-Phyllosilikaten der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm einer Probe erlauben die Parameter TCI (total clay index) und TNCl (total non clay index) (vergl. Zimmermann, 1982). Der TCI setzt sich aus der Summe, der mit den zugehörigen Faktoren (Tab. 4) multiplizierten Peakintensitäten der Phyllosilikate zusammen. Der TNCl ist eine Aufsummierung der Peakintensitäten der Minerale Quarz (3 x PI (100) bei 4.26 Å), K-Feldspat (002), Plagioklas (002), Amphibol (110) und Zeolith (020).

#### 2.3.2.4. Reproduzierbarkeit der Messungen

Um die Verlässlichkeit der Intensitätsmessungen der Mineralpeaks zu bestimmen, wurden die Fraktionen <2 µm und 2-16 µm einer Probe (Kern M6-7A-244/1, 137 - 139 cm, mit Glykol behandelt) jeweils zehnmal unter gleichen Bedingungen geröntgt. Die Präparate wurden mit den gleichen Gerätekonstanten wie in Kapitel 2.3.2.1. beschrieben, mit einem Philips-Röntgendiffraktometer gemessen (1011, ampli 4280).

In Abb. 15 sind die relativen Fehler (%) der verschiedenen Mineralpeaks und der Illitkristallinität aufgetragen. Smektit in der Fraktion 2-16 µm, sowie Glimmer (004) und Klinoptilolith (020) in der Fraktion <2 µm kommen in der Probe nicht vor. Deutlich ist der generell höhere relative Fehler bei der Bestimmung der Peakhöhen in der Kornfraktion <2 µm. Dies hängt mit den geringeren mittleren Peakintensitäten in dieser Fraktion zusammen (Abb. 16). Ab etwa einer Intensität von 200 cps nähert sich die Kurve einer Geraden an, der Fehler bleibt trotz steigender Intensität konstant. Ein gleicher absoluter Fehler ergibt bei kleineren Intensitäten einen höheren prozentualen Fehler. Der absolute Fehler schwankt je nach Mineralpeak zwischen 4 und 20 cps.

Die Fehler bei der Bestimmung der Peakhöhen resultieren aus Geräteschwankungen (Röntgenröhre, Detektor) und aus Ungenauigkeiten bei der manuellen Korrektur der Hintergrundsignale der Röntgendiagramme. Der Fehler zeigt auch eine Abhängigkeit von der Lage des zu messenden Peaks. So ist der Fehler bei Mineralen, die bei kleineren Winkeln 2θ (hohe Å-Werte) liegen deutlich größer.

### 2.3.2.5. Vergleich von Philips- und Scintag-Röntgendiffraktometer

Eine Serie von 66 Proben (Glykol,  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$ ) des Kerns ME-68-89 wurde nach der Messung auf dem Philips-Diffraktometer ein zweites Mal zu Vergleichszwecken mit einem Scintag XDS 2000 analysiert. Die Instrumentenkonstanten bei der Messung (Scintag) waren: Cu-K $\alpha$ -Strahlung, 45 kV, 40 mA, von  $2^\circ - 50^\circ 2\theta$ , bei einer Messgeschwindigkeit von  $2^\circ 2\theta/\text{min}$ . Die Daten wurden ohne manuelle Auswertung der Diagramme direkt in einen Computer eingelesen.

Abb. 17 zeigt die Korrelation der Geräte für die Intensitäten des Smektitreflexes (001) der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  und dem Hornblendepeak [(110),  $2-16 \mu\text{m}$ ]. Auch für den Smektit-Reflex (001) der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  ergibt sich eine Korrelation von  $r^2 = 0.853$ . Dies ist bei dem stark ansteigenden Hintergrundeinfluß bei kleinen Winkeln  $2\theta$  und unterschiedlicher Hintergrundkorrektur der beiden Geräte nicht zwangsläufig zu erwarten. Der Hintergrund wurde beim Scintag-Gerät automatisch abgeglichen (Fast Fourier, K- $\alpha_2$ -stripping), während die Diffraktogramme des Philips-Instrumentes manuell korrigiert wurden.

In Abb. 18 sind die Korrelationskoeffizienten aller Mineralpeaks gegen die mittleren Peakintensitäten des Philipsgerätes aufgetragen. Die mäßige Korrelation für einige niedrige Intensitäten ist mit der manuellen Hintergrundkorrektur der Philips-Diagramme zu erklären, die bei kleineren Reflexen größere Ungenauigkeiten verursacht (Jantschik, 1988).

## 2.4. GEOCHEMIE

### 2.4.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse

28 Proben verschiedener Kerne und Sedimenttypen wurden mit der Röntgenfluoreszenz-Methode auf ihre chemische Zusammensetzung hin untersucht. Dabei wurden die Hauptelemente SiO $_2$ , TiO $_2$ , Al $_2$ O $_3$ , Fe $_2$ O $_3$ , FeO, MnO, MgO, CaO, Na $_2$ O, K $_2$ O, P $_2$ O $_5$ , H $_2$ O, CO $_2$ , Cr $_2$ O $_3$  und NiO analysiert. H $_2$ O, FeO und CO $_2$  wurden mit anderen Methoden ermittelt (Kap. 2.4.1.1.). An Nebenelementen wurden Ba, Rb, Sr, Pb, Th, U, La, Ce, Nd, Y, Zr, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga und Hf gemessen. Das Flußdiagramm zur Röntgenfluoreszenz-Analyse zeigt Abb. 19. Die Beschreibung der Methoden folgt im wesentlichen dem Manuel du Centre d'Analyse Minérale (CAM, Université de Lausanne, Pfeifer et al., 1985). Dort sind auch die Bestimmungsgrenzen und Fehler der Röntgenfluoreszenzmethode für die verschiedenen Elemente aufgeführt. Zur Kalibrierung der Messungen wurden jeweils internationale Standards verwendet (Pfeifer et al., 1985).

#### 2.4.1.1. Hauptelemente

Alle Proben wurden bei  $105^\circ \text{C}$  getrocknet und anschließend etwa 20 g in einer Scheibenschwingmühle mit Wo-Carbid-Einsatz 30 sec lang gemahlen. Für die Bestimmung der Hauptelemente wurden Schmelztabletten hergestellt. Dazu werden exakt 6.0 g Li-Tetraborat (LiB $_4$ O $_7$ ) mit 1.2 g Sediment gründlich homogenisiert. Die Proben wurden dann in Pt-Au Tiegeln 4 min 45 sec lang in einem PERL (Philips)-Instrument bei  $1250^\circ \text{C}$  eingeschmolzen. Die Schmelztabletten von 40 mm Durchmesser wurden dann mit einem Philips-Instrument PW 1400 bei K- $\alpha$ -Strahlung und einer Cr-Röhre (40 kV, 60 mA) analysiert. Die Messung dauerte etwa 15 min/Probe.

Der Glühverlust wurde durch einstündiges Erhitzen im Muffelofen bei 1050° C ermittelt. Dazu waren etwa 3 g Sediment notwendig. Der gemessene Glühverlust besteht aus H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub>, F, Cl und S, sowie Sauerstoff, der bei der Oxydation von FeO zu Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> frei wird.

Der Gesamt-Kohlenstoff wurde durch coulometrische Titration mit einem Coulomat 7012 (Fa. Ströhlein) bestimmt (Herrmann & Knake, 1973). Der mineralische gebundene Kohlenstoff wurde auf dieselbe Weise ermittelt, jedoch wurde anstatt Sauerstoff, Stickstoff benutzt, der den organisch gebundenen Kohlenstoff nicht freisetzt. Der Anteil an organischem Kohlenstoff kann danach durch einfache Differenzbildung bestimmt werden. Geeicht wurde der Apparat jeweils mit reinem CaCO<sub>3</sub> (MERCK, suprapur No. 2060). Die Einwaage betrug je nach Karbonatgehalt zwischen 75 und 300 mg Sediment.

Da bei der Röntgenfluoreszenz-Analyse nur das insgesamt vorkommende Fe in der Form von Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bestimmt werden kann und um den Glühverlust (Oxydation von Fe<sup>II+</sup> zu Fe<sup>III+</sup>) besser beurteilen zu können, ist es notwendig den Gehalt an FeO zu kennen. Dazu werden 100-400 mg (je nach Gehalt an Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) Sediment in Lösung gebracht (HF, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) und das Fe<sup>II+</sup> mit α-α-Dipyridil in einen organischen rot gefärbten Komplex überführt. Die Rotfärbung dieses organischen Komplexes ist direkt proportional dem Gehalt an zweiwertigen Eisen und wurde mit einem Photometer 616 (Fa. METROHM) bei einer Wellenlänge λ von 522 nm gemessen. Die gemessenen Standards zeigten eine Korrelation von r = 0.9995. Die relative Standardabweichung dieser Methode beträgt 3 - 7% (Wilson, 1960). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> errechnet sich danach wie folgt: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = Σ Fe (bekannt aus XRF) · (1.11134 × FeO).

#### 2.4.1.2. Spurenelemente

Die Proben wurden wie unter 2.4.1.1. beschrieben getrocknet und gemahlen. Für die Analyse der Spurenelemente wurden Tabletten gepreßt. Dazu waren etwa 10 g Sediment notwendig, die mit einigen Millilitern Mowiol (2%, Hoechst Mowiol 4-88) gründlich vermischt und dann 15 sec mit etwa 2x10<sup>4</sup> kPa gepreßt wurden. Danach wurden sie bei 100° C getrocknet. Die Preßlinge wurden ebenfalls mit einem Philips PW 1400 (K<sub>α</sub>-Strahlung, Cr-Röhre, 80 kV, 30 mA) geröntgt. Die Meßzeit betrug zwischen 30 und 70 min für eine Probe.

#### 2.4.2. Plasma-Emissions-Spektroskopie (Seltene Erden)

Eine Serie von 15 Proben (Gesamtsediment) wurde mit Hilfe der Plasma-Emissions-Spektroskopie (ICP) im Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques in Vandoeuvre-les-Nancy untersucht. Dabei wurden die 10 Seltene Erden La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb und Lu, sowie Y bestimmt. Govindaraju & Mevelle (1988) geben für diese Elemente folgende Fehler an, die auf Analysen eines Standardbasaltes besieren (Tab. 5).

Tab. 5: Fehler bei der Analyse der Seltenen Erden (Govindaraju & Melville, 1988). Empfohlener Wert aus Geostandard Newsletter (1988).

Element	Arith. Mittel (ppm)	Standard- abweichung (ppm)	Relative Standard- abweichung (%)	Empfohlener Wert (ppm)
La	81.93	3.30	4.03	82
Ce	149.38	5.72	3.83	151
Nd	64.15	3.12	4.86	65
Sm	11.85	0.53	4.50	12
Eu	3.66	0.18	4.91	3.7
Gd	9.87	0.51	5.17	9.5
Dy	6.31	0.31	4.90	6.2
Er	2.52	0.11	4.55	2.4
Yb	1.81	0.10	5.62	1.9
Lu	0.27	0.04	16.13	0.25
Y	31.32	1.55	4.95	30

#### 2.4.3. Chemische Analyse der HCl - löslichen Phase

169 Proben der Kerne ME-68-89 und ME-69-196 wurden auf die chemische Zusammensetzung ihres in Salzsäure (1.25 n) löslichen Rückstandes hin untersucht. Dazu wurde die Routinemethode des Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géologie, Neuchâtel angewendet (Beck, 1987). Alle Proben wurden zuerst bei 110° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und 10 Minuten in einer Achat-Kugelmühle oder 30 Sekunden in einer Achat-Scheibenschwingmühle gemahlen (Abb. 20). Das gemahlene Sediment wurde anschließend geteilt und für drei verschiedene Analysen verwendet:

- a) Kohlenstoff, Wasserstoff und Stickstoff des Gesamtsediments
- b) Bestimmung der Menge des unlöslichen Rückstandes (UR) und C, H und N des UR
- c) Analyse der Kationen Ca, Mg, Sr, Mn, Fe, Na, K, Al, sowie der Anionen P als PO<sub>4</sub> und Si als SiO<sub>2</sub>

a)  
Die Elemente Kohlenstoff, Wasserstoff und Stickstoff können in einem Arbeitsgang mit dem Gerät CARLO ERBA EA 1108 analysiert werden. Dazu werden zwischen 2 mg und 10 mg Sediment in Zinnkapseln eingewogen und in einer Brennkammer im Heliumstrom unter zeitweiser Zugabe von Sauerstoff bei 1020° C vollständig verbrannt. Dabei werden C in CO<sub>2</sub>, N in NO<sub>x</sub> und H in H<sub>2</sub>O überführt. In der Gasmischung wird danach in einer zweiten Kammer NO<sub>x</sub> in N<sub>2</sub> umgewandelt und der überschüssige Sauerstoff durch Oxidation mit Kupfer entfernt. Die Menge der zuvor chromatographisch getrennten Gase wird dann durch Messung ihrer thermischen Leitfähigkeit bestimmt. Als Standard wurde Cyclohexanon-2,4-dinitrophenylhydrazon (C<sub>12</sub>H<sub>14</sub>N<sub>4</sub>O<sub>4</sub>, CARLO ERBA Instruments) verwendet. Der relative Fehler dieser Methode liegt bei 0.2 %. Die reine Analysezeit beträgt für die drei Elemente je Probe 10 min. Der Elementgehalt wurde über einen Kalibrationsfaktor K, bekannt aus dem Standard, errechnet.

$$K\text{-Faktor} = \frac{\%T \times GS}{IS}$$

%T = theoretischer Gehalt des Elements im Standard  
 GS = Einwaage Standard  
 IS = Integrierte Peak-Oberfläche des gemessenen Standard

Der prozentuale Elementgehalt der Probe ergibt sich wie folgt:

$$\%P = \frac{K \times IP}{GP}$$

%P = Gehalt der Probe  
 GP = Einwaage Probe  
 IP = Integrierte Peak-Oberfläche der gemessenen Probe

b)

Zur Bestimmung des unlöslichen Rückstandes wurde ein Gramm getrocknetes Sediment mit 20 ml 1.25n Salzsäure versetzt. Unter ständigem Rühren betrug die Reaktionszeit 30 Minuten bei einer Temperatur von 80° C. Nach Abkühlung der Lösung wird die Flüssigkeit durch 0.45 µm-Filter (Millipore HVLP Teflon) filtriert und die Lösung mit destilliertem Wasser auf 100 ml aufgefüllt. Das Gewicht des Rückstandes auf den Filtern wird bestimmt und zum eingewogenen Sediment ins Verhältnis gesetzt. Der absolute Fehler dieser Methode beträgt ± 0.5% UR (Ruch, 1987). Der auf den Filtern verbliebene Rest (UR) wurde dann ein zweites Mal auf C, H und N mit dem CARLO ERBA untersucht. Unter der Annahme, daß sämtlicher Kohlenstoff im UR organisch ist, wurde dann der organische Kohlenstoff des Gesamtsediments errechnet. Dabei bleibt der eventuell in Salzsäure lösliche Anteil C<sub>org</sub> unberücksichtigt. Eine Routinemethode zur Bestimmung von C<sub>org</sub> geben Verardo et al. (1990).

Der organische Kohlenstoff errechnet sich unter der Annahme C<sub>UR</sub> = C<sub>orgG</sub>, wie folgt:

$$C_{orgG} = \frac{C_{UR} \times UR}{100 \%} \quad \text{und} \quad C_{min} = C_{tot} - C_{orgG}$$

C<sub>UR</sub> = Kohlenstoff im unlöslichen Rückstand (gemessen)  
 C<sub>orgG</sub> = organischer Kohlenstoff im Gesamtsediment (errechnet)  
 C<sub>min</sub> = mineralischer Kohlenstoff (errechnet)  
 C<sub>tot</sub> = Kohlenstoff im Gesamtsediment (gemessen)

c)

Die filtrierte Lösung wurde dann für die Bestimmung folgender Elemente bzw. Oxide verwendet: PO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub>, Ca, Mg, Sr, Mn, Fe, Na, K, Al. Die Kationen Mg, Sr, Mn, Fe, Na und K wurden mit einem Atomabsorptions-Spektrometer (Perkin Elmer 5100 PC) analysiert. Die Gehalte an PO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub> und Al wurden spektralphotometrisch mit einem flow-injection-analyzer bestimmt (FIAsstar, Tecator). Die relativen Standardabweichungen sind < 1%. Kalzium wurde titrimetrisch mit einem Metrohm-Titroprozessor analysiert. Der relative Fehler liegt unter 4%.

#### 2.4.4. Karbonatbestimmung (Scheibler-Kalzimeter)

Ein vergleichsweise schnelle und exakte Methode, um den normativen Karbonatgehalt von Sedimenten zu bestimmen, ist die Messung mit dem Scheibler-Kalzimeter (s. Müller, 1967). Dabei werden 0.2 g Sedimentpulver zur Reaktion mit einem

Überschuß an Salzsäure (20%) gebracht. Das dabei entstehende CO<sub>2</sub>-Volumen verdrängt eine Flüssigkeitssäule aus Silikonöl, das Wasser gegenüber den Vorteil hat, nicht mit dem freigesetzten CO<sub>2</sub> zu reagieren. Zur Eichung der Apparatur wurde reines Karbonat (Marmorpulver, Fa. MERCK) benutzt. Da diese Methode stark temperatur- und luftdruckempfindlich ist, wurde im Laufe einer Probenserie die Eichung mehrmals wiederholt. Die Reaktionszeit betrug im Normalfall etwa 5 Minuten. Bei dolomithaltigen Proben wurde diese auf 10-15 Minuten verlängert. Es wurden jeweils Doppelbestimmungen gemacht. Der absolute Fehler der Methode wird von Müller (1967) mit 0.5 % angegeben. Die Ergebnisse der Karbonatanalysen wurden für die Kerne ME-68-89, ME-68-91, ME-69-196 und PO-08-23 von Jantschik & Lohoff (1987) übernommen. Kern M6-7A-244/1 wurde in Neuchâtel gemessen. Vergleiche von Karbonatbestimmungen am gleichen Kern, die mit derselben Methode am Geologischen Institut in Göttingen (Clasen) gemacht wurden, zeigen eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse (Abb. 21).

#### 2.4.5. K/Ar- Datierungen

Für die K/Ar-Datierung wurde der in HCl unlösliche Rückstand der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm verwendet. Dazu wurden je nach Karbonatgehalt der Proben zwischen 5 und 10 g Sediment mit 10 %iger HCl entkalkt und die Kornfraktionen durch Zentrifugation und Sedimentation abgetrennt (Kap. 2.3.2.1.). Danach wurde die Suspension schonend bei 40° C getrocknet. Im Normalfall waren mit dieser Methode die für die Analyse erforderlichen etwa 500 mg Material pro Kornfraktion abgetrennt. Sonst wurde die Abtrennung, vor allem bei karbonatreichen Sedimenten, wiederholt. Darüberhinaus wurde das K/Ar-Alter verschiedener Dropstones bestimmt.

Die K/Ar-Bestimmungen wurden nach der bei Dalrymple & Lanphere (1969) und Hunziker (1979) beschriebene Methode durchgeführt. Argon wird in einer Pyrexapparatur im Hochvakuum ( $\approx 10^{-9}$  mm Hg) extrahiert und gereinigt (Entfernen von H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>). Dazu wird die Sedimentprobe mit einer induktiven Heizung auf mehr als 1600° C erhitzt. Um den Gehalt an Argon zu bestimmen, wird eine bekannte Menge <sup>38</sup>Ar zugegeben. Zuvor wurden alle Proben bei 100° C mehrere Stunden getrocknet und entgast, um die atmosphärische Kontamination so gering wie möglich zu halten. Ein Entweichen von radiogenem Argon wurde dabei nicht beobachtet.

Die Isotopenverhältnisse wurden dann mit einem AEI MS10S Massenspektrometer (Auflösung durch 4,1 kG Permanentmagneten erhöht) bestimmt (Rex & Dodson, 1979). Während der Analyse wurde die Reproduzierbarkeit und die Kalibrierung der Messungen durch Doppelbestimmungen und regelmäßige Analysen eines Biotit-Standards KA-3 überprüft (Fontignie, 1982). Kalium wurde flammenphotometrisch gemessen. Der relative Fehler betrug weniger als 2%. Die K/Ar-Alter wurden nach den bei Steiger & Jäger (1977) angegebenen Zerfallskonstanten berechnet.

#### 2.4.6. Rb-Sr Isotopenanalyse

Die Analyse folgt der konventionellen Methode von Jäger (1979). Zur Analyse wurden sämtliche Proben wie unter 2.4.5. beschrieben aufbereitet. Danach wurden 200 mg getrocknetes Sediment durch Zusatz von Flußsäure und Salpetersäure in Lösung gebracht. Strontium wurde durch Kationenaustausch-Chromatographie (Ag 50W-X8, 200 - 400 mesh) abgetrennt. Die Isotopenverhältnisse wurden in einem 90°, 64 cm Finnigan Mat 262 (Doppelbestimmungs-Mode) mit einer erweiterten stigmatisierten Zentrierung, gemessen. Die Reproduzierbarkeit wird durch Messung eines Sr-Karbonat Standards NBS-987 kontrolliert. Die relative externe Reproduzierbarkeit betrug 0.001%.

Röntgenfluoreszenz-Analysen von Schmelzpräparaten lieferten die Gehalte an Rb und Sr. Die Doppelbestimmungen zeigten immer gute Übereinstimmung. Eine Serie von 17 Standards wurde für die Rb-Bestimmung im Bereich von 5 - 180 ppm ( $r = 0.99950$ ) und eine weitere Serie von 12 Standards mit saurem bis intermediärem Chemismus zwischen 30 und 700 ppm ( $r = 0.99890$ ) verwendet. Basische Standards im Bereich von 100 - 1000 ppm ( $r = 0.9991$ ) waren für die Sr-Messungen erforderlich. Die Reproduzierbarkeit der Analysen wurde durch 5 verschiedene Schmelzpräparate des Standards DRN und 8 Wiederholungsmessungen ermittelt. Die mittleren Gehalte der Standards betragen für Rb  $67,8 \pm 2,9$  ppm (1s) und für Sr  $404,6 \pm 4,0$  ppm (1s).

### 3. ERGEBNISSE

#### 3.1. SEDIMENTE

##### 3.1.1. Sedimenttypen

Im folgenden Kapitel werden die untersuchten Sedimente beschrieben und die wichtigsten sedimentologischen Parameter aufgezeigt, um die mineralogischen und geochemischen Ergebnisse in einen zeitlichen und lithologischen Rahmen zu stellen. Angaben wie Wassergehalt, Farbansprache und Karbonatgehalt stammen teilweise aus Jantschik & Lohoff (1987). Zur lithologischen Klassifizierung der Sedimente wurde die Einteilung von Jantschik & Lohoff (1987) übernommen. Diese basiert auf den internationalen Nomenklatura von Harland et al. (1966), Berger (1974), *Initial core descriptions* (DSDP, 1984) und Dean et al. (1985). Eine genaue Gliederung der turbiditischen Ablagerungen findet sich bei Gabel (1989). Die detaillierten Kernbeschreibungen sind im Annex aufgeführt (Kap. 7.3.). Es konnten 5 verschiedene Sedimenttypen unterschieden werden:

- Foraminiferal Ooze (FO)
- Foraminiferal Nannofossil Chalk (FNC)
- Diamicton (DI)
- Cemented marl (CM)
- Turbidite- Massive Sand/Sand/Mud (TU)

##### 3.1.1.1. Foraminiferal Ooze

Beim Foraminiferal Ooze handelt es sich um ein helles, weißes bis gelblich-hellbraunes Sediment (Munsell soil color: 2.5Y 6/2, 7/2, 8/2; 5Y 6/1, 7/2, 7/3; 10YR 8/1, 7/2, 8/2, 5/3, 6/3, 7/3, 8/3). Der Anteil an biogenem Karbonat ist sehr hoch, detritisch-silikatische Bestandteile treten nur untergeordnet auf und gehören vorwiegend zur Ton- und Siltfraktion. Zu den kalkigen Organismen zählen hauptsächlich Foraminiferen und Coccolithen. Deren Schalen bestehen ausschließlich aus Kalzit. Aragonit oder Dolomit kommen nicht vor. Schichtung ist im FO nicht zu erkennen.

Bioturbation wird vor allem an Farb- und Sedimentgrenzen sichtbar, es handelt sich zumeist um Verformungswühlgefüge (burrow mottling) und *Planolites* sp. Der Karbonatgehalt liegt in der Regel um 70 % und erreicht bis über 90 %. Der Wassergehalt, bezogen auf das Trockengewicht, schwankt zwischen 44 und 160 %, und liegt im Mittel bei 84 %. Der Foraminiferal Ooze wird bevorzugt während warmer klimatischer Bedingungen abgelagert. So wurde FO z.B. während des gesamten Holozäns im Untersuchungsgebiet sedimentiert, kommt aber auch in älteren warmen Zeitabschnitten zur Ablagerung (Kap. 3.2.).

### 3.1.1.2. Foraminiferal Nannofossil Chalk

Der zweite Sedimenttyp mit hohem Karbonatgehalt, etwa 90 % im Mittel, ist der Foraminiferal Nannofossil Chalk. Dieses Sediment ist hellweiß (10YR 8/0) und besteht zum großen Teil aus Coccolithen und geringeren Anteilen an Foraminiferen. Das Sediment ist bereits leicht verfestigt und sehr homogen. Schichtung ist nicht zu erkennen. Bioturbationsstrukturen sind selten. Der Wassergehalt liegt bei 55 % (48 bis 64%). Der FNC wurde nur auf den Bergspitzen des Großen Dreizacks gekernt und bildet die Basis der Kerne ME-69-196 und PO-08-23, die stratigraphisch bis in das Obere Pliozän zurückreichen (Abb. 31).

### 3.1.1.3. Diamicton

Die Bezeichnung Diamicton wurde auf kalkig-mergelige Sedimente mit zum Teil sehr geringen Karbonatgehalten (bis <5 %) angewendet. Im Mittel liegen die Karbonatgehalte bei etwa 30 %. Die Farbe schwankt zwischen dunkelbraun bis braun, kann aber auch olivfarbene und graue Töne zeigen (2.5Y 5/2, 5/4; 5Y 5/2, 4/3, 5/3; 10YR 4/3, 5/3, 6/3, 5/4). Typisch ist in manchen Abschnitten der stark erhöhte Anteil an eisvertrachtetem Detritus (IRD). Die Dropstones können bis zu Dezimeter-Größe erreichen. Es handelt sich vorwiegend um kristalline Gesteine wie Granit, Gneiss oder Basalt. Sedimentäre Gesteine wie Sandsteine, Tonschiefer oder Kalksteine sind seltener zu finden. Schichtung ist nicht ausgebildet. Dies ist eine Folge der oh starken Bioturbation, die bereits existierende Strukturen zerstört hat.

### 3.1.1.4. Cemented Marl

Der Cemented Marl ist ein Sediment mit mittleren Karbonatgehalten von etwa 35 - 40%. Das Karbonat setzt sich aus Dolomit und Kalzit zusammen (Kap. 3.3.1.), davon ist der überwiegende Teil neugebildet (*Clasen et al.*, 1990; *Clasen et al.*, in prep.). Benthische und planktonische Foraminiferen sind selten. Der Cemented Marl ist auf Radiographie-Positiven leicht zu unterscheiden, wo er sich infolge seiner Zementation und höheren Verfestigung anderen Sedimenten gegenüber deutlich als dunkler Horizont abhebt. Die mittleren Wassergehalte betragen im Durchschnitt 24 % und schwanken zwischen 21 - 53 %, (FO = 84 %, DI = 92 %). Die Porositäten gehen bis auf 45 % zurück (FO = 69 %, DI = 71 %).

Das hellbraune bis graubraune Sediment (2.5Y 6/2; 10YR 5/2, 6/2, 4/3, 5/3) kann zur scharfen, aber unregelmäßigen Basis hin oft eine bräunlich bis rostrote, unregelmäßige Lamination aufweisen. Die IRD-Gehalte sind stark erhöht. Erkennbare Bioturbation ist auf den oberen Teil der Horizonte beschränkt. Die Schichten des Cemented Marl finden sich in allen topographischen Lagen und sind daher als gute Leithorizonte zur Korrelation der Kerne untereinander zu verwenden. Am Übergang vom letzten Glazial zum Holozän und in der letzten Kaltzeit treten vier dieser Horizonte auf (CM I-IV). Sie korrelieren mit den IRD-peaks 1, 2, 4 und 5 (Kap. 3.2.5.) und zeigen auch eine von anderen Sedimenten deutlich abweichende mineralogische Zusammensetzung (Kap. 3.3.1., 3.3.2.). In Kern M6-7A-244/1 treten noch zwei weitere Lagen dieses Sedimenttyps in stratigraphisch tieferen Kernabschnitten auf (Kap. 3.2.6.).

### 3.1.1.5. Turbidite

Die einzigen turbiditischen Sedimente, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden stammen aus Kern ME-68-91. Der Kern wurde am Rand des Haupt-Turbiditkanals nördlich des Großen Dreizacks genommen. Die Turbidite haben dort deutlich verminderte Mächtigkeiten und die Korngröße ist generell ebenfalls geringer

als in Turbiditen im Zentrum des Hauptkanals. Der Karbonatgehalt in den Sedimenten erreicht maximal 15 % und ist zum großen Teil auf Foraminiferen in den meist sandigen basalen Abschnitten der Turbidite zurückzuführen. In der Sandfraktion finden sich vulkanische, braune Gläser, Quarz, basaltische Hornblende, Foraminiferen und seltener Schwerminerale und basaltische Gesteinbruchstücke. Auch leicht verfestigte Tongerölle treten auf.

In den tonigen Abschnitten der Turbidite können die Wassergehalte bis zu mehr als 250 % (im Mittel 145 %) erreichen. Die Farben sind oft oliv bis grau und schwarz (5Y 2/1, 4/1, 4/2, 5/1, 5/2, 5/3). An der Basis ist häufig Schrägschichtung ausgebildet. Zum Hangenden hin werden die Turbidite toniger, es folgt oft eine parallele Lamination, die in makroskopisch homogene Sedimente übergeht. Radiographien zeigen u.a. convolute bedding in diesen Abschnitten. Der Übergang zu pelagischen Sedimenten ist stark verwühlt. Formen wie *Chondrites* sp., *Trichichnus* sp. und *Planolites* sp. sind häufig.

### 3.1.2. Sedimentverteilung im Untersuchungsgebiet

Die Sedimentverteilung im Untersuchungsgebiet wird stark von der Topographie beeinflusst. In den Tiefseeebenen werden bevorzugt Turbidite sedimentiert. Im Hauptkanal des Maury-Channel nördlich des Großen Dreizack finden sich hauptsächlich grobkörnige, sandige Turbidite, deren Mächtigkeit und Korngröße zu den Hängen der Tiefseeberge hin abnimmt. Die Tiefseeberge sind frei von turbiditischen Sedimenten. Im Süden des Großen Dreizack kommen nur noch die feinkörnigen tonig-siltigen Anteile dieser Turbidite zur Ablagerung (Gabel, 1989). Hangrutschungsstrukturen und slump/slide-Phänomene sind häufig in Kernen am Fuß der Tiefseeberge anzutreffen.

Die Sedimentation auf den Bergen ist ausschließlich pelagisch bestimmt und setzt sich aus dem biogenen, primär karbonatischen Anteil und dem detritischen, hauptsächlich silikatischen Eintrag zusammen. Diese pelagische Sedimentation geschieht gleichmäßig, unabhängig von der topographischen Lage. Resuspension und Resedimentation können aber eine ungleichmäßige Verteilung der Sedimente verursachen, die zu höheren Mächtigkeiten gleicher Sedimenteinheiten in den Ebenen oder in geschützten Reliefpositionen führt (Jantschik & Lohoff, 1987; Ruch, 1987). So schwankt z.B. die Mächtigkeit der dem Isotopenstadium 5 entsprechenden Sedimente (Kap. 3.2.) zwischen 66 bzw. 80 cm auf den Bergspitzen des Großen Dreizack (Kerne PO-08-23, ME-69-196), 117 cm (Kern ME-68-89, Hang Großer Dreizack) und etwa 150 cm (Kern M6-7A-244/1, Plateau nördlich Großer Dreizack). In Kern ME-68-91 ist dieser Zeitabschnitt nicht mehr aufgeschlossen.

Bei einer Dauer von 55 ky für das Isotopenstadium 5 (72 - 127 ky BP, Ruddiman & McIntyre, 1984) errechnen sich lineare Sedimentationsraten zwischen etwa 1.2 cm/ky und maximal 2.7 cm/ky für diesen Zeitabschnitt. Auslöser dieser Unterschiede sind vermutlich Resedimentationsprozesse, die leicht zu einer sekundären Verdoppelung der Sedimentationsraten führen können. Unvollständige Sedimentabfolgen vor 150 ky BP auf dem steilen Relief der Bergspitzen (Kerne PO-08-23, ME-69-196) sind vermutlich das Ergebnis erhöhter Bodenwasserzirkulation und/oder hangabwärtiger Sedimentumlagerungen (Jantschik & Lohoff, 1987). Auf dem weniger exponierten Plateau nördlich des Großen Dreizack in Kern M6-7A-244/1 ist eine stratigraphisch vollständige Sedimentabfolge bis etwa 400 ky BP dokumentiert (Kap. 3.2.4.).

Die Schichtenfolge in den Tiefseeebenen ist durch Erosion infolge von Turbiditen oft unvollständig. Die Kerne aus großen Wassertiefen lassen sich aber durch markante Horizonte (Cemented Marl) mit den Sedimenten auf den umliegenden Tiefseebergen korrelieren.

### 3.1.3. Korngrößenanalyse

Die Korngrößenverteilungen wurde für die Sedimente des Kems ME-68-89 mit einem Coulter Counter und einem Galai CIS1 Oriel-Laser bestimmt. Die typischen Kornverteilungen der verschiedenen Sedimenttypen werden in diesem Kapitel dargestellt.

#### 3.1.3.1. Coulter Counter

Die Korngrößenverteilung wurde mit einem Coulter Counter an 66 Proben jeweils am Gesamtsediment und am entkalkten Sediment des Kerns ME-68-89 gemessen. Es wurden für alle Proben Doppelbestimmungen gemacht, die das Spektrum zwischen 1.4 und 30  $\mu\text{m}$  abdecken. Die Verteilung ist in Kornhäufigkeitskurven gegen die Kerntiefe aufgetragen (Abb. 22). Die Abbildung zeigt eine Auswahl typischer Kornverteilungen, die jeweils für einen bestimmten Kernabschnitt oder Sedimenttyp repräsentativ sind. Alle Kurven wurden mit einem Rechenprogramm automatisch geglättet.

Im karbonatfreien Sediment lassen sich generell drei verschiedene Typen von Kornverteilungskurven unterscheiden, die auch die drei Sedimenttypen Foraminiferal Ooze, Diamicton und Cemented Marl charakterisieren (Abb. 22). Im FO zeigt sich eine unimodale Verteilung mit einem Maximum bei 2.5  $\mu\text{m}$  und geringen Anteilen in der Fraktion  $> 7 \mu\text{m}$  (Proben A, I). Eine ebenfalls unimodale Verteilung weist der DI auf (Proben C, E, H, J), jedoch ist der Mode auf 3.0 bis 3.5  $\mu\text{m}$  verschoben und die Anteile in den größeren Fraktionen sind leicht höher als im FO. Deutlich bimodal ist die Kurve im Cemented Marl. Ein erster Mode findet sich bei 3.5 bis 4.0  $\mu\text{m}$  und ein weiterer bei 17 bis 19  $\mu\text{m}$ . Dieser zweite Mode kann größer sein als der erste im feinkörnigen Bereich (Proben B, D, F).

Die Korngrößenverteilung im Gesamtsediment dokumentiert ebenfalls die drei verschiedenen Sedimenttypen. Stark karbonathaltige Sedimente (FO) zeigen eine bimodale Häufigkeitsverteilung (Probe A, Holozän) mit einem Mode bei 3.5  $\mu\text{m}$  und einem zweiten bei etwa 20  $\mu\text{m}$ . Von 280 bis 330 cm Kerntiefe erscheint eine trimodale Verteilung (Probe I) mit zwei Maxima bei 2 bzw. 9  $\mu\text{m}$  und einem dritten kleinerem Peak bei etwa 20  $\mu\text{m}$ . Im Diamicton ist ein starker erster Mode um 4  $\mu\text{m}$  (Proben C, E, H, I) und seltener ein deutlich schwächerer bei 18  $\mu\text{m}$  festzustellen (Probe E). Der Cemented Marl (Proben B, D, F, G) zeigt eine konstant bimodale Verteilung, mit einem häufig leicht stärker ausgeprägtem kleinerem Mode bei 4.5 bis 5.0  $\mu\text{m}$ . Das zweite Maxima findet sich bei Korngrößen von 15 bis 20  $\mu\text{m}$  oder  $>20 \mu\text{m}$  (Proben F, G).

Die Ergebnisse sind in Tab. 6 zusammengefaßt. Ähnliche Korngrößenverteilungen im karbonatfreien Sediment findet *Ruch* (1987) im NOAMP-Gebiet, mit einer unimodalen Verteilung (Mode 3.3  $\mu\text{m}$ ) in den Oberflächensedimenten (Foraminiferal Ooze) und einem Wechsel zu einer bimodalen Verteilung (Modes bei 4.5 und 12  $\mu\text{m}$ ) mit zunehmender Kerntiefe. Diese bimodale Verteilung entspricht der des ersten Cemented Marl-Horizontes und ist auf größere Anteile von silikalischen Detritus zurückzuführen, der in Phasen erhöhten Eintrags durch Eisberge sedimentiert wird (Kap. 3.2.5.) Im Gesamtsediment bleibt diese Verteilung konstant mit einem etwas stärkeren, leicht zu höheren Korngrößen verschobenen ersten Mode (Abb. 23). Diese Verschiebung ist durch den Einfluß von feinkörnigem, neugebildeten Karbonat zu erklären.

Tab. 6: Ergebnisse der Korngrößenanalyse mit dem Coulter Counter. GS = Gesamtsediment, KS = karbonatfreies Sediment.

	Foraminiferal Ooze ( $\mu\text{m}$ )	Diamicton ( $\mu\text{m}$ )	Cemented Marl ( $\mu\text{m}$ )
MODE	GS 3.5; 20 (3.5; 9; 20)	$\approx$ 4.0; (18)	4.5 - 5.0 15 - 20; > 20
	KS 2.5 - 3.5	2.5 - 3.5	3.5 - 4.0 17 - 19
MEAN	GS $\approx$ 5.0 (max. 9)	5.0 - 6.5	6.0 - 9.5
	KS $\approx$ 3.0	4.0 - 5.0 (max. 6.0)	6.0 - 9.5

Im Gesamtsediment des Foraminiferal Ooze zeigt sich eine bimodale, z.T. trimodale Verteilung, die durch das Auftreten biogenen Karbonats (Foraminiferen, Coccolithen) zustande kommt. Im Diamicton bleibt die unimodale Verteilung im Gesamtsediment erhalten. Durch geringe Anteile an biogenem Karbonat, kann die Kornverteilung aber leicht zu höheren Korngrößen hin verschoben sein (Abb. 23). Proben im Diamicton, die mit IRD-Maxima zusammenfallen (z.B. bei etwa 100, 220, 360 und 420 cm), sind durch einen leicht erhöhten Mean abgehoben (Abb. 24, karbonatfreies Sediment). Besonders deutlich bilden sich die IRD-peaks im Cemented Marl ab (Kap. 3.2.5.). Der Mean im Foraminiferal Ooze ist wegen des hohen Foraminiferenanteils leicht zu größeren Korngrößen verschoben und zeigt im Isotopenstadium 5 zwischen etwa 280 bis 330 cm ein-deutliches Maximum.

### 3.1.3.2. Galai CIS1-Oriel Laser

An 66 Proben aus Kern ME-68-89 und einigen Proben aus Kern M6-7A-244/1 wurde das Korngrößenspektrum von 0.5 bis 150  $\mu\text{m}$  am Gesamt- und am karbonatfreien Sediment gemessen. Die Korngrößenverteilung ist in für die verschiedenen Sedimenttypen typischen Histogrammen und Summenkurven dargestellt (Abb 25, 26). Der Median (Korndurchmesser bei 50 %) ist für alle Proben gegen die Kerntiefe aufgetragen (Abb. 27).

Die Korngrößenverteilung im karbonatfreien Rückstand des Foraminiferal Ooze und des Diamicton ist häufig unimodal, mit einem Mode in der Kornklasse von 3.6 - 6.3  $\mu\text{m}$ , bei etwa 5  $\mu\text{m}$  (Abb. 25). Der prozentuale Anteil der gröberen Kornklassen (> 20  $\mu\text{m}$ ) ist im Diamicton gegenüber dem Foraminiferal Ooze leicht erhöht. Im Cemented Marl ist in den jüngsten drei Horizonten eine bimodale Verteilung zu beobachten. Ein erster Mode erscheint bei etwa 5  $\mu\text{m}$  und ein zweiter, geringer ausgeprägter im Bereich zwischen 35 und 63  $\mu\text{m}$ . In der vierten Lage des Cemented Marl (185 - 187 cm) bleibt die Verteilung unimodal.

Im Gesamtsediment (FO, DI) zeigt sich eine, durch biogenes Karbonat (Foraminiferen, Coccolithen) überprägte Korngrößenverteilung, die zu einer leichten Verschiebung hin zu gröberen Kornklassen führt. Der sehr geringe Anteil an biogenem Karbonat im CM und feinkörniges neugebildetes Karbonat führen zu einer schwachen Verlagerung des Modes zu geringeren Korngrößen.

Die Korngrößenverteilungen im nichtkarbonatischen Sedimentanteil bilden deutlich den silikatisch-detritischen Sedimenteintrag ab. Im Foraminiferal Ooze wird

hauptsächlich feinkörniges Material sedimentiert, das Strömungs- oder Windtransport charakterisiert. Im Diamicton und speziell im Cemented Marl ist der erhöhte Anteil an größerem Detritus auf den verstärkten Eintrag dieses Material durch Eisberge zurückzuführen. Makroskopisch erkennbarer silikatischer Detritus in der Fraktion 63 - 150  $\mu\text{m}$  findet sich nur selten in den Messungen wieder. Das angewandete Meßprinzip (Kap. 2.2.1.2.) führt zu einer Unterrepräsentierung dieser groben Kornklasse.

## 3.2. STRATIGRAPHIE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Altersbestimmungen der Sedimente beschrieben. Die Daten stammen für die paläomagnetischen Messungen von *Heller* (in *Oberhänsli et al.*, 1986), für die Biostratigraphie nach Foraminiferen- und Coccolithenverteilungen von *Perch-Nielsen* (in *Oberhänsli et al.*, 1986) und für die Sauerstoffisotopen-Analysen von *Oberhänsli et al.* (1986). Die IRD-Stratigraphie wurde von *Heinrich* (1988) aufgestellt und eine zeitliche Einordnung der Kerne auf der Basis der Karbonatgehalte geben *Jantschik & Lohoff* (1987). Diese Resultate werden hier noch einmal gekürzt wiedergegeben, um die Ergebnisse der mineralogischen und geochemischen Untersuchungen in einen zeitlichen Rahmen zu stellen. Einige Messungen wurden wegen ihres Umfangs auf maximal zwei Kerne beschränkt (Paläomagnetik, Sauerstoffisotopen-Bestimmungen, Biostratigraphie). Die stratigraphischen Einteilungen können jedoch durch lithologische Korrelation und die Verwendung der Karbonatkurven auf alle Kerne übertragen werden.

### 3.2.1. Paläomagnetik

An zwei Kernen aus dem NOAMP-Gebiet, darunter Kern ME-69-196, wurden paläomagnetische Messungen durchgeführt. Die stratigraphische Einordnung der Sedimente aus Kern ME-69-196 auf der Basis dieser Untersuchungen ist in Abb. 28 zu sehen. Die paläomagnetischen Ergebnisse wurden mit den biostratigraphischen Resultaten abgeglichen und korrigiert (Kap. 3.2.2.) Auffallend sind zahlreiche Schichtlücken vor allem im unteren Teil des Kerns im Zeitraum vor etwa 150 ky BP. So fehlt die Basis des normal polaren Brunhes-Magnetostrons, sowie der Top des invers polaren Matuyama-Magnetostrons. Auch das Jaramillo-Subchron ist nicht vollständig dokumentiert. Die Basis dieses Ereignisses (normale Polarität) entspricht etwa einem Alter von 930 ky BP. Danach folgt von weiteren Schichtlücken unterbrochen im Matuyama-Magnetostron das Olduvai-Subchron mit einer Zeitspanne von 1660 - 1860 ky BP und normaler Polarität. Die Grenze zwischen Matuyama- und Gauss-Magnetostron ist mit 2470 ky BP datiert und liegt bei 726 cm Kerntiefe. Bei 873 cm liegt der Übergang Gauss- zu Gilbert-Magnetostron, was einem Alter von etwa 3.1 Ma entspricht. Vergleiche mit den Ergebnissen der biostratigraphischen Untersuchungen (Kap. 3.2.2.) zeigen, daß die Kernbasis jünger als 3.5 Ma ist und im Oberen Pliozän liegt.

### 3.2.2. Biostratigraphie

Die Sedimente lassen sich durch die wechselnde Zusammensetzung von Vergesellschaftungen kalkiger mariner Algen, den Coccolithophoriden, datieren. Die verschiedenen Nannofossil (NN)-Zonen sind durch das erste (EA) oder letzte Auftreten (LA) bestimmter Arten voneinander getrennt, wobei die Grenzen in Anlehnung an die Arbeit von *Martini* (1971) festgelegt wurden. Eine relative Alterseinstufung erfolgte nach dem Modell von *Shackelton et al.* (1984). Die Ergebnisse der Untersuchungen an Kern ME-69-196 sind in Abb. 29 dargestellt.

In Kern ME-69-196 sind die Coccolithen-Zonen NN 15 bis NN 21, mit Ausnahme von NN 20 dokumentiert. Die Basis von NN 21 ist nicht belegt, das EA von *Emiliana huxleyi* ist nicht eindeutig zu bestimmen. Bei 338 cm Kerntiefe liegt eine von zahlreichen Schichtlücken des Kerns. Sie umfaßt den Zeitraum von 150 ky bis etwa 900 ky BP. Da die Zone NN 20 fehlt, läßt sich die Obergrenze der Zone NN 19 (LA *Pseudoemiliana lacunosa*) nicht festlegen. Allerdings ist die Basis von CN 14 bei 335 cm durch das EA von *Gephyrocapsa oceanica* bestimmt (Okada & Bukry, 1980). Die Basis von NN 19 liegt bei 641 cm. Das LA von *Helicosphera sellii* wurde bei 461 cm im NN 19 beobachtet. Da die Zonen NN 17 und NN 18 nicht eindeutig zu trennen waren, wurden sie zusammengelegt. Die obere Grenze dieses Abschnitts ist durch das LA von *Discoaster brouweri*, *Discoaster pentaradiatus* und *Discoaster triradiatus* gekennzeichnet. Dies entspricht der Grenze Pleistozän/Pliozän, die mit etwa 1.9 Ma datiert ist. Die weiteren Zonengrenzen finden sich bei 726 cm (Top NN 16, LA *Discoaster surculus*) mit 2.4 Ma und bei 873 cm (Top NN 15, LA *Reticulofenestra pseudoumbilica*) mit ungefähr 3.1 Ma. Die Kernbasis liegt im Oberen Pliozän.

### 3.2.3. Sauerstoffisotope

Das Verhältnis der Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  wurde an Schalen von zwei Foraminiferenarten des Kerns ME-69-196 gemessen. Die Resultate geben Auskunft über die ehemals in der Wassersäule oder in bodennahen Schichten herrschenden Temperaturen und lassen Aussagen über paläoklimatische Verhältnisse zu. Für die Analysen wurden die planktonische Foraminifere *Globigerina bulloides*, sowie die benthische Art *Pyrgo murrhenia* verwendet.

In Abb. 30 ist der Verlauf der Isotopenkurven als Funktion der Kerntiefe bzw. der Lithologie aufgetragen. Die  $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Werte schwenken zwischen 0.51‰ und 4.21‰ (*Globigerina bulloides*) und 3.26‰ und 5.47‰ (*Pyrgo murrhenia*). Die Kurven der planktonischen und der benthischen Foraminifere verlaufen fast über den gesamten Kern ungefähr parallel, mit niedrigeren Werten für *Pyrgo murrhenia* und einem mittleren Unterschied von etwa 2‰. Die  $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Kurve ist für die benthische Foraminiferenart unvollständig, wobei besonders im Cemented Marl benthische Spezies fehlen.

Die Isotopenstadien 1 bis 6 (Emiliani, 1955) sind in Kern ME-69-196 dokumentiert. Die höchsten  $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Werte wurden im Holozän gemessen, das gleichzeitig dem Stadium 1 entspricht. Eine genaue Auflösung der folgenden Isotopenstadien 2 bis 4 ist nicht möglich. Diese Stadien decken den Zeitraum von 11 ky bis 72 ky BP ab, der gleichbedeutend dem letzten Glazial (Weichsel, Würm) ist. Von 175 cm bis 260 cm Kerntiefe folgt das Frühglazial, das dem Isotopenstadium 5 entspricht. Nur das letzte Interglazial 5e ist deutlich abgegrenzt und zeigt fast die gleichen hohen Isotopenwerte wie des Holozän. Im Liegenden des 5e beginnt das Isotopenstadium 6, dessen Basis durch eine Schichtlücke bei 338 cm nicht vollständig dokumentiert ist. Die Schichtlücke umfaßt den Zeitraum von etwa 150 ky bis 900 ky BP (Kap. 3.2.1., 3.2.2.). Die Grenzen der Isotopenstadien fallen deutlich mit Wechseln in der Lithologie zusammen. Sind die Stadien 1 und 5 durch Foraminiferale Ooze charakterisiert, so ist in den Stadien 2 bis 4 und 6 hauptsächlich Diamicton zu finden.

Auffallend sind rasche Wechsel von Glazialen zu Interglazialen (Grenze 6/5 und 2/1), während umgekehrt ein Übergang von Warm- zu Kaltzeiten (Grenze 5/4) eher langsam und graduell verläuft. Die klimatischen Einschnitte an den Grenzen der Isotopenstadien 2 zu 1 und 6 zu 5 entsprechen den Terminations I bzw. II nach Broecker & van Donk (1970).

Für die tieferen Kernabschnitte sind die Datierungen der paläomagnetische Messungen angegeben. Eine eindeutige Zuordnung der Isotopendaten zu bestimmten Zeiten oder Klimazonen ist wegen zahlreicher Schichtlücken und der Unvollständigkeit der Isotopensignale schwierig. Im Mittel liegen sowohl die  $\delta$ -<sup>18</sup>O-Werte der benthischen, als auch der planktonischen Arten leicht höher als zuvor, was für ein generell wärmeres Klima im frühen Pleistozän und im Oberen Pliozän spricht. Etwas höhere  $\delta$ -<sup>18</sup>O-Werte zwischen 338 cm und 390 cm könnten auf eine Klimaverschlechterung um 1 Ma im nordatlantischen Raum hinweisen (Thunne! & Williams, 1983; Stein, 1984). Eine weitere zeitlich begrenzte Klimaverschlechterung um 2.4 Ma mit einem Anstieg der  $\delta$ -<sup>18</sup>O-Werte im Zusammenhang mit einem signifikanten Anwachsen der polaren Eiskappen in der nördlichen Hemisphäre (Ruddiman & Raymo, 1988) ist nicht eindeutig aus den Isotopenkurven abzulesen .

### 3.2.4. Karbonatstratigraphie

Eine weitere Möglichkeit die Ablagerungen zu korrelieren und zu datieren, ist ein Vergleich des Karbonatgehalts der Sedimente. Im Atlantik werden während warmer Klimaphasen generell karbonatreiche Sedimente abgelagert. In Glazialen kommen Sedimente mit geringem Anteil an Karbonat zur Ablagerung (Arrhenius, 1952; Broecker et al., 1958, Droxler, 1984; Hays & Perruzza, 1972). Diese klimaabhängigen Karbonatschwankungen sind in zahlreichen Arbeiten dokumentiert (Broecker & van Donk, 1970; Damuth, 1975; Ericson & Wollin, 1988; McIntyre et al., 1972; Sancetta et al., 1973). Sie wurden mit anderen Zeitskalen und Methoden verglichen und datiert. Dies ermöglicht es Schwankungen des Karbonatgehaltes in Tiefseesedimenten zu stratigraphischen Zwecken zu benutzen.

Drei Hauptfaktoren kontrollieren den Karbonatgehalt von Sedimenten in der Tiefsee:

- wechselnde biogene Produktion kalkiger Organismen
- Lösung in der Wassersäule und/oder im Sediment
- Verdünnung durch detritisches, nicht-karbonatisches Material

Die Bedeutung dieser Parameter für die Karbonatvariationen werden ausführlich von Volat et al. (1980) diskutiert. Auch im NOAMP-Gebiet sind solche Fluktuationen dokumentiert und können als stratigraphisches Werkzeug verwendet werden (Jantschik & Lohoff, 1987). In Abb. 31 sind die Karbonatgehalte der fünf untersuchten Kerne und ihre Korrelation untereinander dargestellt. In den Kernen PO-08-23 und ME-69-196 sind die für die Isotopenstadien 1 bis 6 ( bis etwa 150 ky BP) typischen Karbonatschwankungen zu finden.

Ältere Sedimente sind durch Schichtlücken unterbrochen und zeigen vor allem im frühen Pleistozän und im Pliozän konstant hohe Karbonatgehalte, ohne Anzeichen größerer Vereisungen (Ruddiman & Raymo, 1988). In Kern M6-7A-244/1 sind die Isotopenstadien 1 bis 12 durch Karbonatvariationen dokumentiert (Kap. 3.2.6., Abb. 32). Kern ME-68-89 reicht bis etwa 150 ky BP vollständig zurück und die Sedimente in Kern ME-68-91 lassen sich, von Turbiditen unterbrochen, bis etwa 47 ky BP (CM III) zurückverfolgen.

### 3.2.5. Ice-ralted detritus (IRD)-Stratigraphie

Eine neue Methode zur relativen Datierung mariner Sedimente im Nordatlantik mittlerer und hoher Breiten wurde von Heinrich (1988) vorgeschlagen. Er bestimmte die quantitative Verteilung von eisverfrachtetem Detritus (IRD) in der Fraktion >180  $\mu$ m, die vor allem aus Quarz besteht, in Kernen aus dem NOAMP-Gebiet. Dieser erhöhte Eintrag von IRD tritt periodisch auf und findet in den letzten 140 ky BP alle etwa  $11 \pm 1$  ky statt. Von den bearbeiteten Kernen liegt eine solche IRD-Stratigraphie

für die Kerne ME-69-196 und M6-7A-244/1 (*Heinrich*, 1988 u. unveröff. Daten) vor (Abb. 33). Die Ergebnisse dieser beiden Kerne lassen sich durch einen Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung, selbst in der Ton- und der feinen Silfraktion (Kap. 3.3.2.), auch auf die anderen Kerne übertragen und geben somit ein hochauflösendes stratigraphisches Gerüst für die Datierung und Korrelation der Sedimente in den vergangenen 140 ky.

In Abb. 34 wird eine Korrelation der fünf untersuchten Kerne anhand der absoluten Peakintensität des Quarzreflexes (100) bis in das Isotopenstadium 6 hinein gezeigt. Generell sind Warmzeiten (FO, Isotopenstadien 1 und 5) durch geringe Quarzintensitäten und Kaltzeiten durch hohe Quarzgehalte gekennzeichnet. Ein rezentes Eisdriftereignis während der Kleinen Eiszeit im ausgehenden Mittelalter ist durch hohe dropstone-Gehalte an der Sedimentoberfläche (Kastengreiferproben, Unterwasserphotos) dokumentiert. Auch in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  finden sich diese IRD-Maxima wieder. Diesen Anstieg der Quarzintensität von der Sedimentoberfläche bis zum ersten Maximum findet auch *Ruch* (1987). Er hat dieses Niveau, daß dem Horizont CM I entspricht, mit 10.7 ky BP ( $\text{C}^{14}$ -Alter) datiert und rechnet es der Jüngeren Dryas zu. Die durch die Quarzverteilung nicht dokumentierten IRD-Peaks 7 und 9 sind durch wechselnde Foraminiferenvergesellschaftungen dokumentiert (*Heinrich*, 1988). Einen Überblick über die Alter der IRD-Maxima gibt Tab. 7.

Tab. 7: Alter der IRD-Maxima 1 bis 12 nach *Heinrich* (1988).

IRD-Peak Nr.	Alter ( $\pm 1$ ky BP)	Sedimenttyp
0	(Kl. Eiszeit)	FO
1	11	CM I
2	23	CM II
3	35	DI
4	47	CM III
5	59	CM IV
6	71	DI
7	82	FO
8	93	FO
9	104	FO
10	115	FO
11	128	DI
12	140	DI

### 3.2.6. Zusammenfassung

Die ältesten Sedimente sind in den Kernen PO-08-23 und ME-69-196 zu finden. Die Kernbasis liegt jeweils im Oberen Pliozän bei  $>3.1$  Ma. Die Sedimente in diesen Kernen dokumentieren eine lückenlose Abfolge bis in das Isotopenstadium 6 bei etwa 150 ky. Ältere Schichtabfolgen sind durch zahlreiche Schichtlücken unterbrochen. Auch in Kern ME-68-89 ist eine vollständige Schichtabfolge bis in das Isotopenstadium 6 dokumentiert. Die Kernbasis erreicht etwa 150 ky. Kern ME-68-91 reicht ohne Unterbrechung bis zum IRD-Peak 4 bei etwa 47 ky (CM III) zurück. Danach lassen sich die Sedimente stratigraphisch nicht mehr einordnen. Vermutlich sind ältere Ablagerungen durch Turbidite erodiert worden. Der erste IRD-Peak im CM I ist mit 10.7 ky BP datiert und entspricht nach *Ruch* (1987) der Jüngeren Dryas.

Der zeitlich am weitesten ohne Schichtlücke zurückreichende Kern ist M6-7A-244/1. Vergleiche der Karbonatkurve mit der Sauerstoff-Isotopenkurve von *Shackleton & Opdyke* (1973) zeigen deutliche Parallelen (Abb. 32). Die Alter für die Grenzen der Isotopenstadien bis zum Isotopenstadium 7/8 stammen vom SPECMAP-Projekt (in *Ruddiman & McIntyre*, 1984). Die Kernbasis liegt im Stadium 12 und ist mit etwa 400 ky datiert. Bei etwa 250 ky BP (Isotopenstadium 8) und etwa 400 ky BP (Isotopenstadium 12) finden sich noch zwei weitere Horizonte von Cemented Marl (CM V - VI).

### 3.3. MINERALOGIE

Im folgenden Kapitel wird die Mineralzusammensetzung des Gesamtsediments und die Verteilung der Minerale in den Kernen beschrieben. Danach wird im Detail auf die Mineralogie der karbonatfreien Fraktionen in den Kornklassen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  eingegangen.

#### 3.3.1. Mineralogie Gesamtsediment

Die über die Röntgendiffraktometrie bestimmte Mineralzusammensetzung läßt sich zwei Hauptgruppen zuordnen: den Karbonaten (Kap. 3.3.1.1.) und den Silikaten (Kap. 3.3.1.2.). Die Gehalte an Kalzit, Dolomit, Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und der Gruppe der Phyllosilikate wurden quantitativ ermittelt (Kap. 2.3.1.2.) und sind gegen die Kerntiefe aufgetragen (Abb. 38 - 42).

##### 3.3.1.1. Karbonatminerale

An Karbonatmineralen wurden Kalzit und Dolomit gefunden. Kalzit hat, wie die Röntgendiffraktogramme zeigen, eine stöchiometrische Zusammensetzung. Aragonit oder Mg-Kalzit kommen nicht vor, obwohl Aragonit bildende Organismen wie Pteropoden aus Planktonfängen aus der oberflächennahen Wasserschicht bekannt sind. Die Aragonitschalen werden bei einer ungefähren Tiefenlage der Aragonitkompensationstiefe von etwa 2000 m (*Broecker*, 1974), bereits in der Wassersäule vollständig aufgelöst. Der Hauptanteil des Kalzits ist biogen gebildet und läßt sich auf Foraminiferen und Coccolithen zurückführen. Die Menge des detritischen Kalzits läßt sich nicht quantifizieren. Sie ist im Vergleich zum biogenen Kalzit im Foraminiferen Ooze und Diamicton jedoch unbedeutend. Im Cemented Marl tritt neugebildeter und detritischer Kalzit auf. Die sehr geringen Gehalte an Kalkschalern und vereinzelt vorkommende karbonatische Dropstones können Anteile von bis zu mehr als 30 % Kalzit in diesem Sediment nicht erklären.

Auch der Dolomit im Cemented Marl ist neugebildet und stöchiometrischer Zusammensetzung (*Clasen et al.*, 1990). Die Ergebnisse der geochemischen Analysen indizieren ebenfalls eine Neubildung (Kap. 3.4). Elektronenmikroskop-Aufnahmen und Dünnschliffe zeigen idiomorphe, rhomboedrische Dolomitkristalle, die in der Sedimentmatrix angereichert sind. Diese Mineralneubildungen führen zu einer starken Verringerung des Porenraums im CM (Abb. 35). Der maximale Dolomitgehalt liegt bei etwa 17 % in diesem Sediment (PO-08-23, CM I). Die Gehalte liegen in der Regel zwischen 8 und 12 % (Tab. 8). Nur im CM IV sind geringere mittlere Dolomitgehalte von 5 bis 6 % zu finden.

Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit ist relativ konstant und liegt im Mittel bei 0.39 (CM I), 0.42 (CM II), 0.44 (CM V, 1 Probe), 0.45 (CM III) und 0.52 (CM VI, 1 Probe). Im CM IV ergeben sich die geringsten Werte von 0.26. CM IV ist auch gleichzeitig der Horizont mit der geringsten mittleren Schichtdicke (Abb. 36). Dolomitgehalte in anderen Sedimenten liegen meist unter 2.5 % und sind detritischer

Herkunft. Dolomit (2.5 % bis 5 % ) in einigen Proben dicht über CM-Horizonten ist von Organismen eingewühlt worden.

Dolomitanreicherungen in Horizonten am Übergang Holozän/Pleistozän sind aus dem NOAMP-Gebiet (Ruch, 1987) und auch aus einer Region südöstlich des NOAMP-Gebietes bei 46° N, 17° W bekannt (Rutgers van der Loeff & Lavaleye, 1986). Der Dolomit wird von diesen Autoren jedoch auf detritischen Eintrag durch Eisberge zurückgeführt.

Tab. 8: Dolomitgehalt (%) in den Cemented Marl-Horizonten. Alter der Horizonte CM I-IV nach Heinrich (1988); CM V und VI (s. Kap. 3.2.6.).

Kern	CM I	CM II	CM III	CM IV	CM V	CM VI
Alter (ky)	11	23	47	59	~ 250	~ 400
PO-08-23	11.5	17.4	10.4	5.2		
			9.8			
ME-68-69	13.0	10.3	7.4	6.2		
		13.3	10.6			
		12.5				
ME-6e-91	6.3	9.5	8.3			
	10.6	13.3				
ME-69-196	10.7	9.1	11.2	8.2		
	13.1	11.6	9.5	7.5		
		9.0	10.5			
			10.3			
M6-7A-244/1	10.4	9.6	9.7	3.8	10.3	11.6
		9.5				
		7.9				
Ruch (1987)	8.0					
	10.9					
	9.7					

### 3.3.1.2. Silikatminerale

Das wichtigste Silikatmineral ist der Quarz, dessen Gehalte in den Sedimenten bis zu mehr als 35 % erreichen. Der überwiegende Anteil an Quarz ist detritischer Herkunft. Er ist meist schlecht zugerundet und hell-transparent. Opal CT, mit Röntgenpeaks um 4.1 und 2.5 Å (Kastner, 1979) wurde nicht beobachtet. Gehalte von amorphem SiO<sub>2</sub> bzw. Biogenopal bleiben unter 2 %. Der Gehalt läßt sich durch die Intensität eines breiten, diffusen Röntgenreflexes zwischen 15° und 32° 2θ (Mann & Müller, 1980) und andere röntgendiffraktometrische Methoden abschätzen (Bareille et al., 1990; Lapaquellerie, 1987). Nur in Turbiditen treten größere Mengen an vulkanischem Glas und geringe Anteile an biogenem SiO<sub>2</sub> auf.

Neben dem Quarz sind Feldspäte die wichtigste silikatische Mineralgruppe. In der Regel finden sich Plagioklas (Albit) und K-Feldspat. Ein dritter Feldspat, Oligoklas, tritt besonders in turbiditischen Sedimenten auf. Die Verteilung der Feldspäte ist ausschließlich durch den detritischen Eintrag bestimmt. Amphibole (Hornblende) machen nur geringe Anteile des Gesamtsediments aus. Sie sind im Cemented Marl angereichert und nur dort auf Diffraktogrammen des Gesamtsediments zu bestimmen.

Dünnschliffe zeigen in den Turbiditen grün-blaue, basaltische Hornblenden, während im Cemented Marl vorwiegend Gemeine Hornblende auftritt, die eher sauren Gesteinen (Granit, Gneiss) zuzuordnen ist. Als Akzessorien treten im CM Epidot, Titanit und Apatit auf. Zeolithe (Klinoptilolith) treten in allen Sedimenten nur in Spuren auf und sind röntgendiffraktometrisch nur in den Fraktionen  $<16 \mu\text{m}$  eindeutig identifiziert.

Die einzelnen Minerale der Gruppe der Schichtsilikate konnten auf Diffraktogrammen des Gesamtsediments nicht sicher bestimmt werden. Dazu waren entkalkte Präparate der Kornfraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  notwendig. Bei der quantitativen Bestimmung der Zusammensetzung des Gesamtsediments wurde jeweils ein nicht zu bestimmender Anteil den Phyllosilikaten zugerechnet. Die Phyllosilikate machen nach dieser Korrektur je nach Sedimenttyp bis zu mehr als 70% des Gesamtsediments aus. Die Phyllosilikate korrelieren im FO und DI positiv mit Quarz und den Feldspäten (Abb. 37). Nur im CM ist bei steigenden Quarzgehalten ein abnehmender Anteil an Schichtsilikaten zu beobachten. Dies drückt sich auch im Verhältnis von total clay index (TCI) zu total non clay index (TNCI) in den Feinfraktionen aus (Kap. 3.3.2.2.3.) und zeigt sich auch in der Korngrößenverteilung (Kap. 3.1.3.).

### 3.3.1.3. Mineralverteilung in den Kernen

Kern PQ-08-23 (3900 m Wassertiefe, Bergspitze Großer Dreizack)

In Abb. 38 ist die prozentuale Verteilung von Kalzit, Dolomit, Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und der Gruppe der Phyllosilikate gegen die Kerntiefe aufgetragen. Bis zur ersten Schichtlücke bei etwa 150 ky BP im Isotopenstadium 6 verläuft die Mineralverteilung parallel zu den entsprechenden Klimaphasen. Hohe Kalzitgehalte bis  $>90 \%$  repräsentieren wärmere Perioden (Holozän, Isotopenstadium 5), während kühlere Abschnitte durch hohe Anteile detritischer Minerale gekennzeichnet sind. Phasen erhöhten Eiseintrags, vor allem in den Stadien 2 - 4 (Kap. 3.2.5.) lassen sich an der Verteilung von Quarz und Feldspat verfolgen. Quarzgehalte können bis zu 35 % erreichen, K-Feldspat und Plagioklas bis über 15 %. Die höchsten Gehalte an Phyllosilikaten (max. 65 %) sind in den Stadien 2 - 4 und 6 zu beobachten. Sie sind deutlich niedriger im Cemented Marl und gehen bis auf Werte  $<10 \%$  zurück (CM I). Parallel dazu sind dort die höchsten Dolomitgehalte (bis  $>15 \%$ ) zu finden. Dolomit tritt danach nur noch mit geringen Anteilen im Stadium 6 auf und ist dann bis zur Kernbasis im Oberen Pliozän nicht mehr zu finden.

Im Zeitraum vor 150 ky BP dominiert eine biogen-karbonatische Sedimentation, mit Kalzit als wichtigstem Mineral. Nur vereinzelt finden sich Einschaltungen von Diamicton mit geringeren Kalzitanteilen bis  $<5 \%$ . Parallel dazu sind die Anteile an detritischen Mineralen erhöht. Durch Eisberge transportierter größerer Detritus ist selten. Die allpleistozänen und pliozänen Sedimente bestehen ab etwa 6 m Kerntiefe ( $> \approx 1.6 \text{ Ma}$ ) fast nur noch aus Kalzit. Größere Schwankungen in der mineralogischen Zusammensetzung sind bis zur Kernbasis ( $> 3.1 \text{ Ma}$ ) nicht mehr festzustellen.

Kern ME-68-89 (4260 m Wassertiefe, Hang Großer Dreizeck)

In Kern ME-68-89 ist die am höchsten auflösende Abfolge für die Isotopenstadien 1 bis 6, bis etwa 150 ky dokumentiert. Auch hier ist die normale Mineralverteilung, viel Kalzit in den Isotopenstadien 1 und 5, viel silikatischer Detritus in den Stadien 2 -4 und 6, zu beobachten (Abb. 39). Erhöhte Gehalte an Phyllosilikaten (max. 60 %) korrelieren auch im Kern ME-68-89 mit der Quarz- und Feldspatverteilung im FO und DI (Abb. 37). Im Cemented Marl sind geringere Mengen an Phyllosilikaten zu finden, die negativ mit Quarz- und Feldspatanteilen korrelieren (Abb. 37). Parallel dazu sind Dolomitgehalte bis etwa 14 % festzustellen. Auch die IRD-Maxima (Kap. 3.2.5.) sind durch hohe Gehalte an Quarz und Feldspäten dokumentiert (Abb. 39) .

#### Kern ME-68-91 (4470 m Wassertiefe, Hangfuß Großer Dreizack)

In Abb. 40 ist die Mineralverteilung als Funktion der Kerntiefe aufgetragen. Hohe Kalzitgehalte (> 50 %) werden nur im Holozän und in älteren Schichten des Foraminiferal Ooze erreicht. Diese älteren Abschnitte lassen sich stratigraphisch nicht sicher einordnen, sind aber älter als 47 ky (CM III, IRD-peak 4). Allgemein ist der Karbonatgehalt in Sedimenten der Tiefseeebenen etwas geringer als auf den Tiefseebergen und die Sedimentmächtigkeit etwas höher. Dies ist auf hangabwärts gerichtete Sedimentumlagerung von feinkörnigem, oft silikatischem Material zurückzuführen (Jantschik & Lohoff, 1987; Ruch, 1987).

Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und Dolomit sind vor allem im Cemented Marl konzentriert. Parallel dazu ist der Anteil an Phyllosilikaten deutlich niedriger. In den feinkörnigen Abschnitten der Turbidite machen die Phyllosilikate einen Anteil von bis zu 80 % aus. Dünnschliffe haben gezeigt, daß vulkanische Gläser einen hohen Anteil in den turbiditischen Sedimenten ausmachen, die durch die Röntgendiffraktometrie nicht bestimmt werden können. Dadurch erhält man erhöhte Prozentgehalte an unbestimmten Material, die den Phyllosilikaten zugerechnet wurden und zu leicht erhöhten Schichtsilikatgehalten in den Turbiditen führen. Dünnschliffe zeigen im basalen Teil der Turbidite häufig Foraminiferen (Silt-, Sandfraktion), die vom Suspensionsstrom aufgenommen wurden und die Kalzitgehalte von bis zu 10 % in diesen Abschnitten erklären. Typisch für Turbidite ist das Auftreten von Oligoklas. K-Feldspatgehalte gehen gleichzeitig zurück.

#### Kern ME-69-196 (3905 m Wassertiefe, Bergspitze Großer Dreizack)

Die Mineralverteilung in Kern ME-69-196 ähnelt stark der in Kern PO-08-23. Bis zur Schichtlücke bei ca. 150 ky folgt die Mineralogie dem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten (Abb. 41). Hohe Kalzitgehalte stehen für wärmere Phasen und hohe Anteile an detritischen Mineralen sind charakteristisch für kühlere Klimabedingungen. Im Cemented Marl ist die typische Mineralassoziaton zu finden: viel Dolomit (max. 13 %), erhöhte Gehalte an Feldspat und Quarz und abnehmende Anteile an Phyllosilikaten. Die Kalzitgehalte bleiben im CM unter 35 %. Diese Abschnitte fallen mit den IRD-peaks 1, 2, 4 und 5 zusammen (Kap. 3.2.5.).

Zum Liegenden hin treten, von mehreren Schichtlücken unterbrochen, bis etwa 470 cm Kerntiefe ( $\approx 1.66$  Ma) deutliche Schwankungen zwischen karbonatischen (Kalzit) und silikatisch-detritischen Sedimenten auf. Die spätpleistozänen und pliozänen Sedimente bis  $>3.1$  Ma sind von Kalzit dominiert. Dolomit tritt nicht mehr auf, K-Feldspat und Plagioklas nur in Spuren. Der nicht-karbonatische Anteil ist sehr feinkörnig (Ton-, Siltfraktion) und besteht zum überwiegenden Teil aus Phyllosilikaten, die in der Regel nicht mehr als 10 % ausmachen.

#### Kern M6-7A-244/1 (4063 m Wassertiefe, Plateau NE Großer Dreizack)

Kern M6-7A-244/1 weist eine vollständige Schichtfolge bis in das Isotopenstadium 12 zurück auf (Kap. 3.2.6.). Auch hier sind die warmen Klimaphasen zugeordneten Isotopenstadien (1, 5, 7, 9, 11) von hohen Anteilen an biogenem Kalzit geprägt (Abb. 42). Die mineralisch-silikatischen Sedimentbestandteile gehen parallel dazu zurück. Quarzgehalte können in kaltzeitlichen Sedimenten bis zu mehr als 30 % erreichen, K-Feldspat bis fast 10 % und Plagioklas bis über 20 %. Wichtigste Gruppe sind die Phyllosilikate, die in karbonatarmen Sedimenten mehr als 70 % ausmachen können und deren Verteilung deutlich in Phase mit den Isotopenstadien variiert.

Auch in Kern M6-7A-244/1 sind die vier obersten Horizonte des Cemented Marl durch hohe Dolomitgehalte (bis  $>10$  %) gekennzeichnet, die mit verringerten Wassergehalten einhergehen. Darüberhinaus treten noch zwei weitere Schichten CM (V, VI) mit authigen gebildetem Dolomit bei 655 - 675 cm und 1080 - 1088 cm auf.

Dolomit ist auch in den Isotopenstadien 6, 8 und 10 in Gehalten von maximal 9 % zu finden, bleibt in der Regel aber unter 1 %. Dort ist er aber detritischer Herkunft. Eine Veränderung der sedimentphysikalischen Eigenschaften, die, wie im Cemented Marl, eine Verringerung des Porenraums durch Mineralneubildungen anzeigen könnte, ist nicht zu beobachten (Clasen, mündl. Mittl.).

### 3.3.2. Mineralogie der karbonatfreien Fraktionen <2 µm und 2-16 µm

In dieser Arbeit wird die allgemein übliche Nomenklatur für die Schichtsilikate verwendet. So kann der jeweils benutzte Mineralname stellvertretend für eine ganze Gruppe von Mineralphasen mit ähnlichen Röntgendiffraktogrammen, aber unterschiedlicher struktureller oder chemischer Zusammensetzung stehen (Brindley & Brown, 1984). Aus den Diffraktogrammen ableitbare, tendenziell unterschiedliche Zusammensetzungen oder Mischungen verschiedener Minerale innerhalb einer Schichtsilikatgruppe, z. B. für die Glimmer oder die Chlorite werden an anderer Stelle diskutiert (Kap. 3.3.2.3. und 3.3.2.5).

Die mengenmäßig wichtigsten Minerale der karbonatfreien Fraktion <2 µm gehören zur Gruppe der Phyllosilikate. Dabei lassen sich die vier Minerale Smektit, Chlorit, Kaolinit und Glimmer (Mica) unterscheiden. Wechsellager-Minerale und Palygorskit sind nur von untergeordneter Bedeutung. Neben den Schichtmineralen kommen zu geringeren Anteilen Quarz, Feldspäte (Plagiokles, Kalifeldspat, selten Oligoklas), sowie manchmal Amphibol (Hornblende) vor. Zeolith (Klinoptilolith) findet sich nur sehr selten in der Fraktion <2 µm.

Die Kornfraktion 2-16 µm hat eine sehr ähnliche mineralogische Zusammensetzung wie die Tonfraktion. Allerdings nimmt in dieser Fraktion der Anteil der Nicht-Phyllosilikate (Quarz, Feldspäte, Amphibole) zu. Vor allem Amphibole und Zeolithe sind in der Fraktion 2-16 µm-gegenüber der Tonfraktion-angereichert: Smektit tritt nur in Spuren auf.

- Phyllosilikate

-- Smektit

Der Name Smektit wird als Synonym für verschiedene dioktaedrische und trioktaedrische Varietäten der Smektitgruppe, wie z.B. Montmorillonit (dioktaedrisch) oder Saponit (trioktaedrisch) benutzt, die nicht weiter unterschieden wurden. Smektite sind Dreischichtminerale, die in unbehandelten Präparaten durch einen relativ breiten, oft undeutlichen Basisreflex (001) zwischen 12 und 15 Å gekennzeichnet sind. Durch Aufweitung des Schichtgitters mit Äthylenglykol entsteht ein für Smektite typischer Reflex bei 17 Å. Weitere, weniger starke Röntgenreflexe können bei 8.5, 5.7 und 3.4 Å auftreten. Alle Mineralphasen, die in aufgeweitetem Zustand einen Peak um 17 Å (meist von 16.5 - 17.5 Å) zeigen, wurden zur Mineralgruppe der Smektite gerechnet.

-- Chlorit

Die Chlorite sind trioktaedrische Schichtsilikate, die den Glimmern ähneln. Sie werden generell in Fe-, intermediäre und Mg-Chlorite eingeteilt (Caroll, 1970; Kap. 3.3.2.5.). Die charakteristischen Röntgenpeaks liegen bei 14.2 Å (001), 7.11 Å (002), 4.72 Å (003) und 3.54 Å (004). Die Lage der Basisreflexe bleibt auch bei Glykolbehandlung konstant und wird erst bei Temperaturen über etwa 600 °C instabil (Brindley & Brown, 1984). Der Peak bei 7.11 Å fällt mit dem Peak (001) des Kaolinit zusammen und der Reflex (004) bei 3.54 Å liegt dicht neben dem Peak

(002) des Kaolinitis und erschwert die semiquantitative Analyse der Schichtsilikate (Kap. 2.3.2.3.).

#### -- Glimmer (Mica)

Die Bezeichnung Glimmer oder Mica wird als allgemeiner Name für alle nicht aufweitbaren Minerale benutzt, dessen Basispeak (001) bei 9.98 Å liegt. Die weiteren Basisreflexe liegen in regelmäßigen Abständen bei 4.98 Å (002), 3.32 Å (003), 2.50 Å (004) und 1.99 Å (005). Der Peak (003) koinzidiert speziell bei hohen Quarzanteilen der Probe mit dem Quarzpeak (101) bei 3.34 Å. Der Reflex (004) ist aufgrund seiner geringen Intensität auf den routinemäßig angefertigten Diagrammen (Philips-Röntgendiffraktometer, Kap. 2.3.2.1.) vor allem in der Fraktion <2 µm nur schwer zu bestimmen. Eine Verbesserung wurde an Proben aus Kern ME-68-89 mit dem Scintag-Röntgendiffraktometer erzielt. Zur Gruppe der Glimmer gehören u.a. Muskovit (dioktaedrisch), Biotit (trioktaedrisch), Phengit (dioktaedrisch) und Illit (di- oder trioktaedrisch), der sich vom Muskovit durch einen geringeren Kaliumanteil und einen höheren H<sub>2</sub>O-Gehalt unterscheidet (Hower & Mowatt, 1966; Caroli, 1970). Auf die Zusammensetzung der Glimmer wird in den Kapiteln 3.3.2.3. und 3.3.2.4. näher eingegangen.

#### -- Kaolinit

Die Gruppe der Kaolinit- oder Kandiitminerale (z.B. Kaolinit, Nekrit, Dickit, Halloysit) gehört zu den Zweischichtmineralen. Sie weisen den halben Basisabstand der Chlorite auf und sind eindeutig durch Peaks bei 7.11 Å (001) und 3.57 Å (002) zu identifizieren. Diese Reflexe sind gegenüber Glykolbehandlung stabil (die Zwischenschichten lassen sich nicht aufweiten) und verschwinden bei Erhitzen ab etwa 500 °C. Im folgenden wird der Begriff Kaolinit stellvertretend für die gesamte Gruppe der Minerale mit kaolinitischer Zusammensetzung verwendet.

#### - Nicht-Phyllosilikate

Quarz ist durch seinen Hauptreflex bei 3.34 Å (101) gekennzeichnet, der vom Glimmerpeak (003) überlagert werden kann. Ein zweiter Reflex findet sich bei 4.26 Å (100). Die Feldspäte (002) liegen bei 3.24 Å (K-Feldspat) und 3.18 Å (Plagioklas). Oligoklas (002) tritt selten auf und liegt zwischen den beiden anderen Feldspatreflexen bei etwa 3.22 Å. Bei den Amphibolen handelt es sich um Hornblende, die einen markanten Peak bei 8.45 Å (110) zeigen. Zeolithe wurden durch einen Reflex zwischen 9.8 und 9.9 Å (020) bestimmt und werden dem Klinoptilolith zugerechnet (Ruch, 1987).

#### 3.3.2.1. Mineralverteilung und Sedimenttypen

Die fünf Sedimenttypen sind durch typische Mineralassoziationen gekennzeichnet, die sich in Menge und Zusammensetzung unterscheiden. Typische Röntgendiffraktogramme sind in den Abb. 43 - 46 gezeigt. Im Foraminiferale Ooze sind die Intensitäten der Mineralpeaks gering. Die Fraktion <2 µm wird von Phyllosilikaten, mit Glimmer als wichtigstem Mineral dominiert (Abb. 43). In der Fraktion 2-16 µm können auch Nicht-Phyllosilikate in größerer Menge auftreten (Abb. 44). Der foraminiferale nannofossil chalk zeigt die geringsten absoluten Peakintensitäten (Abb. 45). Schichtsilikate herrschen in beiden Kornfraktionen vor. Im Diamicton ist der Anteil an silikatischen Mineralen deutlich höher, die Intensitäten sind stärker und Quarz- und Feldspatgehalte (Plagioklas, K-Feldspat) steigen im Vergleich zu den Phyllosilikaten an. Auch Zeolithe treten auf (Abb. 44).

Der Cemented Marl ist durch hohe Gehalte an Hornblende und eine signifikante Abnahme an Smektit und Kaolinit von anderen Sedimenten unterschieden (Abb. 43, 44). Zeolithe sind nicht zu beobachten. Der Anteil an Schichtsilikaten geht deutlich zurück (Kap. 3.3.2.2.3.). In den turbiditischen Sedimenten treten ein dritter Feldspat (Oligoklas) und teilweise Diopsid in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  auf (Abb. 46). Die Peakintensitäten sind trotz eines hohen Anteils an nichtkarbonatischem Material wegen des erhöhten Gehalts an vulkanischen Gläsern relativ gering.

### 3.3.2.2. Mineralverteilung in den Kernen

Die Mineralverteilung in den Kornfraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  ist als Gesamtintensität der Mineralreflexe oder als Prozentanteil der Phyllosilikate gegen die Kerntiele aufgetragen (Abb. 47 - 61). Dies erlaubt es quantitative Schwankungen oder Variationen in der Mineralzusammensetzung als Funktion von Stratigraphie und Lithologie einzuordnen.

#### 3.3.2.2.1. Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate

Die prozentuale Verteilung der Schichtsilikate folgt bis einschließlich Isotopenstadium 6 deutlich dem Auftreten der verschiedenen Sedimenttypen (Abb. 47 - 51). In der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  werden maximale Smektitgehalte von 15 % im DI (Isotopenstadien 2-4, 6) erreicht. Im Holozän und im Isotopenstadium 5 (FO) liegen sie um 5 %. Die Horizonte CM I-IV heben sich durch sehr geringe Smektitanteile (0 bis max. 3 %) deutlich ab. Wärmere Klimabschnitte (FO) in den Isotopenstadien 7 - 12 sind durch geringe Smektitgehalte von meist  $<5 \%$  gekennzeichnet (Abb. 51), während im DI bis über 25 % auftreten können (Isotopenstadium 10).

Im frühen Pleistozän ( $>900 \text{ ky}$ , Kerne PO-08-23, ME-69-196) schwankt der Smektitgehalt zwischen 5 und 15 % (Abb. 47, 50) und ist leicht höher als in jüngeren Sedimenten. Im Pliozän ( $>3.1 \text{ Ma}$ , FNC) wurden mehr als 10 % Smektit bestimmt. In den feinkörnigen Abschnitten von Turbiditen (Kern ME-68-91, Abb. 49) wurden bis zu mehr als 20 % Smektit gemessen.

Kaolinit ist in der Tonfraktion gegenüber der Feinsiltfraktion angereichert. Die Gehalte schwanken zwischen 7 und 15 %. Aus der Kaolinitverteilung ist keine deutliche Verbindung zur Lithologie oder Stratigraphie abzulesen. In der Kornfraktion 2-16  $\mu\text{m}$  tritt weniger Kaolinit auf als in der Tonfraktion. Im CM (I - VI) ist der Kaolinitgehalt stark reduziert (0 bis max. 5 %). In Sedimenten älter als 900 ky (Kerne PO-08-23, ME-69-196, Abb. 47, 50) ist eine leichte Tendenz zu höheren Kaolinitgehalten mit zunehmendem Alter der Sedimente festzustellen. Kaolinit kann in Turbiditen nach der Korngröße fraktioniert sein. So tritt in der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  bis zu 10 % Kaolinit auf, während die 2-16  $\mu\text{m}$  Fraktion kaolinitfrei ist (Kern ME-68-91, 190 - 200 cm, Abb. 49).

Die Chlorite sind leicht in der größeren Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  angereichert. Die prozentualen Anteile liegen zwischen 10 und maximal 25 %. Chloritmaxima sind hauptsächlich im CM zu finden. Ein weiteres Chloritmaxime ist in der Kornfraktion 2-16  $\mu\text{m}$  in einem Turbidit in Kern ME-68-91 (190 - 200 cm, Abb. 49) ausgebildet. Generell leicht erhöhte Werte sind im DI gegenüber dem FO zu beobachten (Kern M6-7A-244/1, Abb. 51). Zum frühen Pleistozän und Pliozän hin nehmen die Chloritgehalte leicht ab (Kerne PO-08-23, ME-69-196, Abb. 47, 50).

Das wichtigste Schichtsilikat sind die Glimmer, die in der Regel zwischen 60 und 80 % der Phyllosilikate ausmachen. Sie sind in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  relativ gegenüber der Tonfraktion angereichert. Die größeren Schwankungen treten in der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  auf, mit den höchsten Gehalten im FO (z.B. Isotopenstadium 5). Auch der CM ist durch

Maxima gekennzeichnet. Im Isotopenstadium 10 (DI) gehen die Glimmeranteile bis auf 40 % zurück und gleichzeitig steigen die Smektitgehalte bis auf über 25 % an. Turbiditische Sedimente sind deutlich an Glimmer verarmt.

#### 3.3.2.2. Absolute Intensitäten der Phyllosilikate und Nicht-Phyllosilikate

Die absoluten Intensitäten der Mineralpeaks (in counts per second = cps) lassen eine halbquantitative Abschätzung der mineralogischen Verteilung in den Sedimenten zu (Abb. 52 - 61). Die Intensitäten sind für Chlorit und Glimmer in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  größer als in der Tonfraktion, für Kaolinit etwa gleich groß und für Smektit bedeutend kleiner (Abb. 52 - 56). Generell sind hohe Intensitäten der Röntgenreflexe an Sedimente mit geringem Karbonatgehalt gebunden. So folgt die Smektitintensität bis in das Isotopenstadium 12 der Lithologie (Abb. 56), d.h. im karbonatarmen DI sind die höchsten Intensitäten zu finden. Auch Chlorit und Glimmer zeigen eine ähnliche Tendenz. Im CM sind Smektit- und Kaolinitpeaks, trotz hoher Gehalte an unlöslichem Rückstand (Kap. 3.4.2.) von bis zu mehr als 60 %, sehr gering. Auch Chlorit und Glimmer gehen im CM zurück. Die Sedimentation von Nicht-Phyllosilikaten überwiegt die von Phyllosilikaten (Kap. 3.3.1., 3.3.2.2.3.).

In Turbiditen nehmen sämtliche Peakintensitäten wegen der großen Menge an vulkanischen Gläsern ab. Im Zeitraum >900 ky gehen die Intensitäten zum Liegenden im Mittel leicht zurück, sind aber starken Schwankungen unterworfen (Abb. 52, 55). Im Kern ME-69-196 sind vor 2.47 Ma nur noch sehr geringe Intensitäten zu beobachten. Sie erreichen ein Minimum im FNC vor >3.1 Ma (Kern PO-08-23, Abb. 52).

Die Mineralverteilung der Nicht-Phyllosilikate Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith wird von der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  bestimmt (Abb. 57-61). Peakintensitäten in der Tonfraktion bleiben sehr gering. Die Quarzverteilung verläuft parallel zu den Isotopenstadien 1 - 6 (Abb. 57, 58, 60) bzw. 1 - 12 (Abb. 61), d.h. Warmzeiten sind durch geringe Intensitäten gekennzeichnet, während in Kaltzeiten der Quarzanteil ansteigt. Die Feldspatgehalte korrelieren mit dem Quarzanteil der Sedimente und dokumentieren Horizonte, die durch verstärkten detritischen Eintrag durch Eisberge gekennzeichnet sind (Kap. 3.2.5.) Hornblendemaxima sind auf den CM beschränkt. Zeolithe (Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ ) treten vor allem im letzten Glazial und in älteren Sedimenten auf (Kern PO-08-23, Abb. 57) und sind generell eher an karbonatarme Sedimente gebunden. In Turbiditen sind in beiden Kornfraktionen sehr geringe Intensitäten zu beobachten (Abb. 59).

#### 3.3.2.2.3. Total clay index (TCI) und total non clay index (TNCI)

Der TCI ergibt sich aus der Summe der mit den Faktoren nach *Biscaye* (1965) korrigierten Peakintensitäten der Phyllosilikate (in cps). So können zwei Röntgendiffraktogramme gleiche relative Anteile einzelner Minerale angeben, aber ihr TCI weit auseinander liegen. Der TCI wurde im Nordatlantik benutzt, um Mineralprovinzen zu unterscheiden, die vom Lietergebiet, dem Transportmechanismus und auch von der Sedimentationsrate der Feinfraktion abhängen (*Zimmermann*, 1982).

Der Term TNCI umfaßt die Summe der Peakintensitäten der Nicht-Phyllosilikate (in cps). TCI und TNCI wurden jeweils für die Kornfraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  berechnet und geben eine halbquantitative Abschätzung der Menge der jeweiligen Mineralgruppe in den Sedimenten (Abb. 62 - 65).

Der TCI in der Tonfraktion ist niedriger als in der Feinsiltfraktion (Abb. 62, 63). Besonders in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  folgt der TCI der Lithologie, mit höheren Werten im DI und geringeren im FO, FNC und teilweise auch im CM. Die Kurven lassen sich zwischen den Kernen korrelieren. In Kern M6-7A-244/1 verläuft der TCI parallel zum Wechsel der Isotopenstadien (Abb. 63). In karbonatreichen Sedimenten >900 ky, vor allem in Kern ME-69-196, geht der TCI auf sehr niedrige Werte zurück (Abb. 62, 63). In Turbiditen bleibt der TCI unter 2000 cps, eine Folge des großen Anteils an mit der Röntgendiffraktometrie nicht bestimmten vulkanischen Gläser.

Die Nicht-Phyllosilikate (TNCI) sind in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  angereichert. Die Verteilung in den Kernen ist der des TCI vergleichbar (Abb. 64, 65). Typisch sind hohe TNCI-Werte im CM (2-16  $\mu\text{m}$ ), die den verstärkten detritischen Eintrag durch Eisberge abbilden. Ein Vergleich des TCI und des TNCI (2-16  $\mu\text{m}$ ) zeigt eine positive Korrelation im Foraminiferal Ooze und den meisten Proben des Diamicton (Abb. 66). Im Cemented Marl dagegen sind die Nicht-Phyllosilikate gegenüber den Phyllosilikaten deutlich angereichert.

Diese Horizonte und weitere Schichten im Diamicton korrelieren im letzten Glazial deutlich mit 6 IRD-Maxima und sind durch geringe TCI/TNCI-Verhältnisse <2 hervorgehoben (2-16  $\mu\text{m}$ , Abb. 67). Im letzten Hochglazial wurde entlang einer West-Ost-Achse im Atlantik um 45° N verstärkt grobes detritisches Material von Eisbergen angeliefert. Dieser Gürtel ist durch geringe TCI-Werte und Quarzmaxima gekennzeichnet (Zimmermann, 1982).

Ältere IRD-Maxima sind nicht deutlich ausgeprägt. Karbonatreiche Sedimente (Holozän, Isotopenstadium 5) sind durch hohe TCI/TNCI-Verhältnisse >5 in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  charakterisiert. In der Tonfraktion ist das Verhältnis von TCI zu TNCI deutlich größer (TCI/TNCI im FO: 8 - 17). Die Minima sind weniger markant als in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ . Allgemein werden im Warmzeiten bevorzugt Tonminerale abgelagert. Nicht-Phyllosilikate markieren eher Glaziale und Eisdriftmaxima.

### 3.3.2.3. Glimmerzusammensetzung

Die Zusammensetzung der Glimmer läßt sich durch die Verhältnisse der Intensitäten der Reflexe (004)/(005) und (001)/(002) abschätzen. Die Glimmer können in tendenziell dioktaedrisch (Typ Muskovit) oder trioktaedrisch (Typ Biotit) eingeteilt werden. Die Reflexe (002) und (005) sind deutlich stärker bei den dioktaedrischen Glimmern. Je höher das Verhältnis (001)/(002), desto höher ist die Tendenz zu einer Mg- bzw. Fe-reichen Zusammensetzung der Glimmer. Bei kleineren Verhältnissen dominieren Al-führende Glimmer (Esquevin, 1969).

Glimmer mit einem  $10\text{Å}/5\text{Å}$ -Verhältnis von 3.5 - 5 haben relativ geringe Fe-Gehalte (Heuwinkel, 1986). Der Quotient (004)/(005) variiert als Funktion des Ersatzes von Mg durch Fe in den Glimmern (Rey & Kübler, 1983). Glimmer in marinen Sedimenten sind zumeist dioktaedrisch und stabiler als reine Biotite, die verwitterungsanfälliger sind und daher im marinen Bereich selten auftreten (Griffin et al., 1968; Rataev et al., 1969).

Der Reflex (004) ist oft nicht sehr deutlich ausgebildet und konnte nur für Proben des Kerns ME-68-89 mit dem Scintag-Röntgendiffraktometer bestimmt werden (Abb. 68). Die Glimmer im DI sind Phengite mit einer Tendenz zu dioktaedrischer Zusammensetzung, die in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  deutlicher ausgeprägt ist. Auch im FO sind Phengite zu finden. Die Glimmer im Cemented Marl tendieren zu einer trioktaedrischen Zusammensetzung, Typ Biotit.

Dreiecksdiagramme nach *Rey & Kübler* (1983) erlauben eine grobe Einteilung der Glimmer in Muskovit, Phengit, Illit und Biotit (Abb. 69). An den Eckpunkten werden die Intensitäten der Reflexe (001), (002) und (005) aufgetragen.

Die Glimmerintensitäten der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  sind in Abb. 70 nach Sedimenttyp und Kern getrennt aufgetragen. Die Glimmer der Tonfraktion des Foraminiferale Ooze gruppieren sich im Illitfeld mit geringer phengitischer Tendenz. Im Diamicton orientieren sich die Punkte mehr zum Phengitpol, der Illiteinfluß ist geringer. Den stärksten Anteil an trioktaedrischen Glimmern (Biotit) zeigt der Cemented Marl, dessen Proben zwischen dem Illit- und dem Biotitfeld liegen. Glimmer des Foraminiferale Nannofossil Ooze und der turbiditischen Sedimente streuen zwischen einer illitischen und einer phengitischen Zusammensetzung.

In der Fraktion  $2-16 \mu\text{m}$  ist die Streubreite der Zusammensetzung insgesamt geringer (Abb. 71). Auch hier sind die Glimmer im FO Illite mit leichter Orientierung zu den Phengiten. Dieser phengitische Einfluß verstärkt sich im Diamicton. In der  $2-16 \mu\text{m}$  Fraktion des Cemented Marl zeigt sich ebenfalls ein Biotitanteil in den Glimmern. Glimmer in den Turbiditen sind reine Phengite.

Trägt man das Verhältnis (001)/(002) gegen die Kerntiefe auf, zeigen sich deutlich die tendenziell Fe- und Mg-reicheren Glimmer ( $<2 \mu\text{m}$ ,  $2-16 \mu\text{m}$ ) im CM (Abb. 72). Das Beispiel von Kern ME-68-89 demonstriert die abweichende Glimmerzusammensetzung der Horizonte CM I-IV im Kernverlauf (Abb. 73). Auch die Glimmer in älteren CM-Horizonten (Kern M6-7A-244/1, 655-675 cm, 1080-1088 cm) sind Fe- und Mg-reich. Glimmer in Turbiditen weisen die geringsten (001)/(002)-Quotienten von  $<3$  auf.

#### 3.3.2.4. Illitkristallinität

Der Term Illit-Kristallinität (IC) wurde von *Kübler* (1964, 1967) eingeführt und ist ein Maß für die Breite des Glimmerpeaks (001) bei  $10 \text{ \AA}$  in der halben Höhe der maximalen Peakintensität. Die Einheit wird in  $^{\circ}2\theta$  bei Cu-K $\alpha$ -Strahlung angegeben. Die IC wird hauptsächlich benutzt um den Metamorphosegrad von Gesteinen zu bestimmen. So ist eine Einteilung in die Bereiche Diagenese, Epi- und Anchizone möglich (*Frey*, 1970; *Kübler et al.*, 1979; *Weber*, 1972). Mit zunehmendem Metamorphosegrad wird die Kristallinität besser, d.h. der Wert  $^{\circ}2\theta$  kleiner, die Halbwertbreite des (001)-Reflexes nimmt ab.

Die Grenzwerte in der Tonfraktion für die Stadien sind:

Diagenese: IC  $> 0.42^{\circ} 2\theta$   
Anchizone:  $0.25^{\circ} 2\theta < \text{IC} < 0.42^{\circ} 2\theta$   
Epizone: IC  $< 0.25^{\circ} 2\theta$ .

Diese Werte sind nur für bestimmte Gerätekonstanten gültig (*Kübler*, 1984, 1990). Sie beschreiben Übergangsbereiche und keine festen Grenzen. Die IC glykolierter Proben der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  kann scheinbar etwas größer als die von unbehandelten Proben sein, da geringe Anteile quellbarer Tonminerale die nicht aufweitbaren Glimmer begleiten können (*Mosar*, 1988).

In der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  besteht eine leicht negative Korrelation zwischen IC und Karbonatgehalt (Abb. 74). *Persoz* (1982) führt einen solchen Zusammenhang auf den Einfluß von Wechsellager-Mineralen bei hohen Tonmineralgehalten und gleichzeitig geringen Karbonatgehalten zurück. Diese können den Glimmerpeak seitlich ausweiten und die IC erhöhen. Auch erhöhte Gehalte von schlecht kristallisierten Mineralen der Korngröße  $<0.5 \mu\text{m}$  in der Tonfraktion können die IC verschlechtern (*Kübler*, 1984; *Auch*, 1987).

In der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  ist keine Abhängigkeit IC zu Karbonatgehalt festzustellen. *Kisch & Frey (1987)* zeigen, daß die Messung der IC auch von der Intensität des Peaks (001) beeinflusst werden kann, die u.a. von der Art der Präparation abhängt. Auch *Ruch (1987)* findet in holozänen Sedimenten im NOAMP-Gebiet eine schwach positive Korrelation der IC und der Intensität des 10-Å-Reflexes. Eine solche Korrelation besteht in den hier untersuchten Sedimenten nicht (Abb. 75). Eine signifikante Erhöhung der IC durch Wechsellager-Minerale ist bei den geringen Anteilen solcher Minerale wenig wahrscheinlich. Eine diagenetische Umwandlung der Glimmer im Cemented Marl ist bei den am Meeresboden herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen auszuschließen. Die IC variiert mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten und bildet den wechselnden detritischen Eintrag ab (Abb. 76).

Die absoluten IC-Werte der Tonfraktion schwanken zwischen  $0.20^\circ$  und  $0.70^\circ$   $2\theta$  (Abb. 76). In der Regel sind gute Kristallinitäten (niedrige Werte  $^\circ 2\theta$ ) im Foraminiferel Ooze und im Foraminiferal Nannofossil Chalk zu finden. Sie liegen unterhalb  $0.35^\circ$   $2\theta$ . Im Diamicton können die IC-Werte bis zu  $0.70^\circ$   $2\theta$  erreichen. Glimmer im Cemented Marl weisen Illitkristallinitäten zwischen  $0.25^\circ$  und  $0.5^\circ$   $2\theta$  auf. In Turbiditen werden Werte zwischen  $0.25^\circ$  und  $0.40^\circ$   $2\theta$  erreicht.

Im Kernverlauf folgt die IC deutlich den Isotopenstadien. So ist im Holozän und im Stadium 5 die niedrigste IC zu beobachten, während in allgemein kühleren Klimaperioden (Stadien 2-4, 6) die Illitkristallinität schlechter ist. In Kern M6-7A-244/1 sind diese Variationen bis zur Kernbasis im Isotopenstadium 12 bei etwa 400 ky dokumentiert. In den Kernen PO-08-23 und ME-69-196 treten unterhalb der Schichtlücke bei 150 ky kaum noch Schwankungen der IC auf (Abb. 76). Schlechtere IC ist hier an Diamicton-Horizonte gebunden. Im Pliozän liegt die IC gleichbleibend unter  $0.25^\circ$   $2\theta$ .

Die IC in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  ist deutlich besser (niedrigere Werte  $^\circ 2\theta$ ) als in der Tonfraktion (Abb. 77). *Kisch & Frey (1987)* diskutieren ausführlich korngößenabhängige IC-Unterschiede. Die in den Kernen gemessenen Werte schwanken zwischen  $0.15^\circ$  und  $0.24^\circ$   $2\theta$ , d.h. es handelt sich um metamorphe Glimmer aus dem Bereich der Epizone. *Ruch (1987)* findet ähnliche IC für Glimmer im Holozän des NOAMP-Gebietes. Generelle Unterschiede der IC zwischen Foraminiferal Ooze und Diamicton, wie in der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  sind nicht zu erkennen. Nur im Cemented Marl ist die IC deutlich erhöht und erreicht Werte bis zu  $0.24^\circ$   $2\theta$ . Ähnlich hohe IC-Werte treten nur in den beiden unteren Turbiditen von Kern ME-68-91 und in einigen Proben im Diamicton in den Isotopenstadien 8 und 10 in Kern M6-7A-244/1 auf.

#### 3.3.2.4.1. Illitkristallinität und Paläoklima

Die IC detritischer Glimmer kann Hinweise auf die Verwitterungsbedingungen an Land geben. Untersuchungen an pleistozänen Tiefseesedimenten aus dem nordwestlichen Mittelmeer haben gezeigt, daß die IC detritischer Glimmer während warmer Klimabedingungen deutlich schlechter ist als in kühlen Perioden (*Chamley, 1967, 1971*). Dies wird auf verstärkte Hydrolyse unter warmen und feuchten Bedingungen zurückgeführt, die zu einer Veränderung der Glimmer während der Verwitterung führt. Physikalisch-mechanische Verwitterung herrscht unter kühlen oder trockeneren Bedingungen vor, die IC ist besser. Ähnliche Tendenzen findet man in antarktischen Sedimenten (*Petschik, 1990*).

Schlecht kristallisierte Glimmer aus hohen Breiten des Südatlantiks werden auf eine Fraktionierung durch Bodenströmungen zurückgeführt, die bevorzugt die feinsten Partikel transportieren (*Zimmermann, 1977*). Diese feinsten Mineralpartikel sind generell schlechter kristallisiert (*Kübler, 1984*). Neu-

oder Umbildungen während des Transports im marinen Milieu oder diagenetische Veränderungen von Glimmern sind unwahrscheinlich (Chamlay, 1989), so daß die IC der detritischen Glimmer in den Sedimenten als Indikator für Verwitterungsbedingungen auf den umliegenden Kontinenten benutzt werden kann.

In den pleistozänen Sedimenten aus dem Westeuropäischen Becken ist eine schlechte IC nicht wie oben beschrieben an Warmzeiten gebunden. Allgemein gilt hier für die Tonfraktion: kühle Phase - schlechte IC; warme Phase - gute IC.

Die unterschiedliche IC der detritischen Glimmer kann entweder auf verschiedene terrestrische Quellen hinweisen oder Änderungen der Verwitterungsbedingungen am Ursprungsort der Minerale dokumentieren (Chamlay, 1989). Während warmer Klimaphasen kann es auch in hohen Breiten zu begrenzter Bodenbildung kommen (Weaver, 1989). Diese Böden, mit Glimmern schlechter Kristallinität, werden dann zeitverschoben in Kaltzeiten verstärkt erodiert und in den marinen Bereich transportiert. In Kaltzeiten in der Tiefsee abgelagerte detritische Glimmer mit schlechter IC sind dann in wärmeren Klimaphasen terrigen gebildet worden. Stark wechselnde Liefergebiete in Kalt- und Warmzeiten können ebenfalls zu IC-Variationen in der Tonfraktion beitragen.

Der Anstieg der IC in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  (bis  $0.24^\circ 2\theta$ ) ist auf den CM begrenzt. Dieser Anstieg der IC korreliert mit einem deutlichen Wechsel in der Sedimentzusammensetzung. In diesem Fall markiert die schlechtere IC unterschiedliche Sedimentquellen oder reflektiert bei gleicher Quelle wechselnde Verwitterungsbedingungen am Entstehungsort. Möglicherweise ist eine schlechtere IC in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  im CM auf erhöhte Gehalte an verwitterungsanfälligem Biotit zurückzuführen. Dies bedingt, daß der detritische Eintrag bevorzugt aus der Erosion von frischen, relativ unverwitterten kristallinen Gesteinen aus hohen Breiten stammt.

Eine Modifizierung der IC durch frühdiagenetische Prozesse im CM ist unwahrscheinlich. In den Cemented Marl-Horizonten kann man zwar bei der Dolomitneubildung von zumindest zeitweilig zirkulierenden Mg-haltigen Lösungen ausgehen, die zu einer Veränderung der Glimmer führen könnten (Kübler, 1984). Aber frei verfügbares Magnesium würde im marinen Bereich bevorzugt mit den Karbonaten reagieren (Lippmann, 1979). Die Glimmer selbst kommen aufgrund ihrer Stabilität im marinen Milieu nicht als Mg-Quelle in Frage. Veränderungen der Glimmer geschehen nur langsam unter erhöhten Temperatur- und Druckbedingungen, wie sie am Meeresboden nicht vorliegen.

### 3.3.2.5. Chloritzusammensetzung

Chlorite sind Zweischichtminerale mit abwechselnden Oktaeder- (Silikatschicht) und Tetraederschichten (Hydroxyl-, Brucitschicht). In diesen Schichten ist der Ersatz von 2- und 3-wertigen Kationen möglich (Brindley & Brown, 1984). Dreiecksdiagramme an deren Eckpunkten die Intensitäten der Reflexe bei 14 Å (001), 7 Å (002) und 4.7 Å (003) aufgetragen sind, ermöglichen es die Zusammensetzung der Chlorite abzuschätzen (Oinuma et al., 1972). Ein starker (002)-Reflex im Vergleich zu den Peaks (001) und (003) indiziert Fe-reiche Chlorite, während etwa gleichstarke Peaks auf mehr Mg-reiche Chlorite hinweisen (Brown, 1961; Holtzapffel, 1985).

Im Diagramm liegen die Fe/Mg-reichen Chlorite in der Fläche ABDE, während die mehr Al-führenden Chlorite in der Fläche BCFG konzentriert sind (Abb. 78). Mg-reiche Chlorite orientieren sich zum 14 Å-Pol, Fe-Chlorite zum 7 Å-Pol und Al-führende Chlorite um den 4.7 Å-Pol. Chagnon (1988) diskutiert ausführlich die

Bestimmung der Chloritzzusammensetzung mit röntgendiffraktometrischen Methoden.

Die Chloritzzusammensetzung der Tonfraktion ist nach Sedimenttyp und Kern unterschieden in Dreiecksdiagrammen aufgetragen (Abb. 79). Fast alle Proben liegen im Feld ABDE der Mg-Fe-Chlorite, die im marinen Milieu bevorzugt gefunden werden (Griffin et al., 1968). Unabhängig vom Sedimenttyp oder dem Alter der Sedimente gruppieren sich alle Chlorite im linken Teil des Diagramms (Feld ABD) was auf eine bevorzugte Belegung der oktaedrischen Silikatschichten mit Fe hindeutet (Mosar, 1988).

Signifikante Unterschiede in der Chloritzzusammensetzung verschiedener Sedimenttypen lassen sich nicht feststellen. Im Cemented Marl ist eine leichte Tendenz zum Fe-Pol zu sehen, während Turbidit-Sedimente in Richtung zum Mg-Pol orientiert sind. In der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  zeigt sich eine ähnliche Verteilung wie in der Tonfraktion (Abb. 80). Alle Punkte befinden sich im Feld ABDE (Mg-Fe-Chlorite), mit einer etwas stärkeren Tendenz zum Fe-Pol in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ . Solche Unterschiede können Folge einer Fe-Anreicherung in den Chloriten der gröberen Kornfraktion durch terrigene Verwitterungsprozesse sein (Wetzel, 1973). Die uniforme Zusammensetzung der Chlorite in allen Sedimenttypen indiziert eine in Kalt- und Warmzeiten konstante Quelle für diese Minerale.

### 3.3.3. Zusammenfassung Mineralogie

Die mineralogische Zusammensetzung in Warmzeiten wird von biogen gebildetem Kalzit bestimmt. In Glazialen überwiegt die silikatisch-detritische Komponente mit hohem Quarz-, Feldspat- und Phyllosilikatanteilen.

Die nichtkarbonatischen Feinfraktionen bestehen aus den Schichtsilikaten Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer. Weiterhin kommen Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Amphibol und Zeolithe vor. Im Cemented Marl sind Quarz, die Feldspäte und im Gegensatz zu allen anderen Sedimenten vor allem Amphibole angereichert. Smektit- und Kaolinitgehalte sind sehr gering.

TCI/TNCI-Verhältnisse in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  von kleiner als 2 dokumentieren 6 Eisbergdrift-Maxima im letzten Glazial zwischen 11 und 72 ky BP, die sich im CM auch in einer unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung abbilden.

Die Illitkristallinität der Tonfraktion variiert von schlechter IC in Kaltzeiten zu guter IC in Warmzeiten. In der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  ist die IC, bis auf die CM-Horizonte, die durchweg schlechte IC zeigen, konstant.

Die Glimmer haben einen illitisch-phengitischen Aufbau. Nur im CM ist eine Tendenz zu trioktaedrischen Glimmern vom Typ Biotit festzustellen. Sie sind reicher an Fe und Mg und deuten auf einen modifizierten detritischen Eintrag im CM hin.

Bei den Chloriten handelt es sich um für marine Sedimente typische Fe-Mg-Chlorite. Schwankungen in der Zusammensetzung wurden nicht beobachtet.

### 3.4. GEOCHEMIE

#### 3.4.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse

Mit der Röntgenfluoreszenz-Methode wurden 28 Proben des Gesamtsediments auf ihre chemische Zusammensetzung hin analysiert (Kap. 2.4.1.). Die Proben stammen aus den Kernen ME-68-89, ME-68-91, ME-69-196 und PO-08-23. Bei der Auswahl der Proben wurden elfe Sedimenttypen aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus berücksichtigt. Naun Proben gehören zum Cemented Marl, acht zum Foraminiferal Ooze und sieben zum Diamicton. Je zwei Proben kommen aus Turbiditen (Kern ME-68-91) und aus dem Foraminiferal Nannofossil Chalk (Oberes Pliozän, Kern ME-69-196 und PO-08-23).

Da die Proben für die Röntgenfluoreszenz-Analyse aufgrund der begrenzten Probemenge und häufig hohen Karbonatgehalten nicht entkalkt wurden, stellt die Elementverteilung oft eine Funktion des Karbonatgehaltes dar. Daher wurden die Daten auf eine karbonatfreie Basis normalisiert. Dabei zeigte sich allerdings, daß bereits geringe Fehler bei der Karbonatbestimmung, speziell bei hohen Karbonatgehalten, zu signifikanten Abweichungen führten. Vor allem bei geringen Elementgehalten waren die korrigierten Werte untereinander nicht mehr vergleichbar sind (*Boström et al.*, 1972; *Chester & Aston*, 1976). Daher wurden die Rohdaten direkt oder als Elementverhältnisse verwendet, um die Sedimenttypen chemisch zu charakterisieren.

##### 3.4.1.1. Korrelation der Elemente

Die Korrelationsmatrix der Haupt- und Spurenelemente zeigt eine prinzipielle Zuordnung der Elemente zu einer Karbonat- und einer Silikalphase (Tab. 10). Eine Faktoranalyse (Varimax, orthogonal, Rotation) ergibt einen Hauptfaktor (68.5 % der Varianz) der positiv mit Elementen belegt ist, die zur detritisch-silikatischen Gruppe gehören und dessen negativer Ast der Karbonatphase entspricht (Tab. 10).

TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y, Cu, Zn, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, und Sr bilden den positiven Teil eines zweiten Faktors (17.5 % der Varianz), der dem Einfluß von mafischen Fe-Ti-Mineralen zuzuordnen ist. Die negative Seite wird von MgO, Ba, Cr, und den Seltenen Erden La, Ce und Nd gebildet. MgO findet sich außer in den Silikaten auch im Dolomit. Zwei weitere Faktoren lassen keine signifikante Zuordnung zu bestimmten Populationen zu. Geringe negative Faktorladungen von FeO und MnO deuten auf Hydroxide dieser Elemente hin.

Die Karbonatphase wird durch CaO und CO<sub>2</sub> gebildet ( $r^2 = 0.976$ ). Freies, an die Silikalphase gebundenes CaO tritt nur in Spuren auf. Strontium, das in die Kalkschalen der Organismen eingebaut wird, korreliert ebenfalls mit dem Karbonat ( $r^2 = 0.980$ , Abb. 81). Die Werte gruppieren sich um eine Linie, die der eines nur aus Foraminiferen und Coccolithen bestehenden marinen Karbonats mit  $\approx 1400$  ppm Sr entspricht (*Kinsman*, 1969; *Turekian*, 1964).

Im CM mit hohen Gehalten an neugebildetem Karbonat (Kalzit und Dolomit) geht der Strontiumanteil deutlich zurück und liegt unabhängig vom Karbonatgehalt um 270 ppm. Biogenes Karbonat müßte nach der Korrelation bei einem CaO-Gehalt von 20 - 25 % zwischen 500 und 600 ppm Sr aufweisen (Abb. 81).

Strontium wird generell bei der Neu- und Umbildung von Karbonat abgereichert (*Land*, 1980). Das Verhältnis von Sr(ppm) zu CaO(%) liegt in biogenem Karbonat bei etwa 25 (FO, FNC, DI), während es im CM bis auf Werte zwischen 11 und 13 abnimmt.



In Turbiditen werden Verhältnisse um 30 erreicht. Ein Teil dieses Strontiums (= 43 - 45 ppm, Abb. 81) ist, vor allem in den Turbiditen, nicht mit dem Karbonat, sondern mit der Silikatphase assoziiert und hauptsächlich an basaltische Sedimentbestandteile gebunden. Grousset & Parra (1982) beschreiben einen N-S-Gradienten des an die Silikatphase gebundenen Sr in Oberflächensedimenten aus dem Nordatlantik. Ausgehend von Island (150 - 200 ppm Sr) nimmt der Sr-Gehalt über die Gibbs-Fracture-Zone (52° N, = 90 ppm Sr), bis in die Breite des NOAMP-Gebietes auf Sr-Gehalte von etwa 40 ppm ab. Dieser Sr-Gradient verläuft parallel zu einer Abnahme von Smektit und Plagioklas. Gleichzeitig führt detritisches Material vom nordamerikanischen Kontinent zu einer Verdünnung der Sr-Gehalte von Island aus in südliche Richtung (Grousset & Chesselet, 1986; Zimmermann, 1982).

MgO ist an die Silikate gebunden und negativ mit CaO korreliert (Abb. 82). In den karbonatreichen Sedimenten ist MgO bevorzugt in den Phyllosilikaten Chlorit und Glimmer, und seltener im Smektit zu finden. Im DI kommen Amphibole und mafische Minerale als Mg-Träger hinzu. Vor allem Turbidite mit einer basaltähnlichen Zusammensetzung haben hohe Magnesiumgehalte. Nur im CM ist MgO positiv mit dem Karbonat korreliert ( $r^2 = 0.668$ ) und dort bevorzugt an den Dolomit gebunden. Silikatisches MgO findet sich im CM in Chloriten, Glimmern (Biotit, Phlogopit) und Amphibolen.

Die detritische Phase besteht hauptsächlich aus Alumosilikaten und Quarz. Die wichtigsten Hauptelemente dieser Gruppe sind  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$ . Auch die Mehrheit der Spurenelemente (z.B. Rb, Ba, Zr, Ni, Cr) ist positiv mit den Silikaten korreliert. Allerdings zeigen Peterson et al. (1987) an holozänen Sedimenten aus dem NOAMP-Gebiet, daß geringe Mengen an Spurenelementen auch an die Karbonatphase gebunden sein können.

In Abb. 83 sind einige typische Korrelationen gezeigt.  $\text{Na}_2\text{O}$  ist in den Sedimenten hauptsächlich an Plagioklas (Albit, Oligoklas) gebunden, findet sich aber auch in Smektiten. Vor allem Turbidite sind wegen ihrer hohen Gehalte an Plagioklas deutlich an  $\text{Na}_2\text{O}$  angereichert (Abb. 83A). Die Hauptquelle für Kalium sind K-Feldspäte und Phyllosilikate (Glimmer). Der Cemented Marl ist wegen der hohen K-Feldspatgehalte leicht an  $\text{K}_2\text{O}$  gegenüber Sedimenten mit mehr Phyllosilikaten angereichert (Abb. 83B).

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  ist in der Regel an Phyllosilikate gebunden (Abb. 83C,  $r^2 = 0.991$ , ohne CM und TU). In Turbiditen ist ein nicht an die Silikate gebundener hoher Fe-Anteil auf mafische Minerale zurückzuführen. Im CM deutet die leicht negative Korrelation von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zu  $\text{Al}_2\text{O}_3$  auf das Auftreten von Fe-Hydroxiden hin. Diese negative Korrelation indiziert auch den geringeren Anteil an basaltischem Material, mit geringen Al-Gehalten im Vergleich zu Fe und Mg.

Mit  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  korrelierende Spurenelemente sind vor allem Ba, Rb, und Zr ( $r > 0.8$ ). Barium ersetzt wegen seines ähnlichen Ionenradius bevorzugt Kalium in Glimmern und Feldspäten und ist in Gesteinen mit granitischer Zusammensetzung angereichert. In Turbiditen führen geringe Phyllosilikat- und K-Feldspatgehalte zu verminderten Ba-Gehalten (Abb. 83D). Rubidium bildet keine eigenen Minerale und ist vorwiegend an Schichtsilikate gebunden, in denen es Kalium ersetzt (Francois, 1988). Dies erklärt relativ höhere Rb-Gehalte in Sedimenten mit hohem Phyllosilikatanteil (Abb. 83E). Zirkonium korreliert positiv mit der Silikatphase, kommt als Zirkon vor, kann aber auch in Phyllosilikaten auftreten (Abb. 83F).

Eisen und Magnesium finden sich in Schichtsilikaten und mafischen Mineralen ( $r^2 = 0.985$ , ohne CM, Abb. 83G). Ein wichtiger Mg-Träger ist Dolomit im CM.  $\text{TiO}_2$  korreliert mit  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und ist an Fe-Ti-Minerale (Ilmenit, Rutil?) gebunden. Die gute Korrelation von CaO mit  $1.27 \text{ CO}_2 + 1.33 \text{ P}_2\text{O}_5$  (stöchiometrisches Verhältnis von

CO<sub>2</sub> und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> in Kalzit und Apatit) ergibt  $r^2 = 0.984$  und deutet daraufhin, daß P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> als Apatit vorliegt (Bischoff et al., 1979).

#### 3.4.1.2. Vergleich mit anderen marinen Sedimenten

Einen Vergleich mit der Zusammensetzung anderer mariner Sedimente zeigt Abb. 84. Die Verhältnisse der Quotienten  $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  zu  $\log \text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$  lassen eine chemische Einteilung rezenter mariner Ablagerungen zu (Garrels & Mackenzie, 1971).

Die karbonatreichen biogenen Sedimente (FO, FNC) fallen in das Feld von Globigerina und Calcareous Ooze, sind aber zu höheren Na<sub>2</sub>O+CaO/K<sub>2</sub>O-Werten verschoben. Da die Proben nicht entsalzt wurden, können erhöhte Na-Gehalte die Verschiebung erklären. Turbidite, Cemented Marl und Diamicton befinden sich im Feld zwischen den karbonatischen, silikatischen und tonigen Sedimenten.

Vor allem der Cemented Marl zeigt eine Tendenz zu den silikatisch-biogenen Sedimenten mit hohen SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnissen. Überschüssiges SiO<sub>2</sub> resultiert aus einer biogenen Komponente und/oder Quarz. Da biogenes Silikat nur untergeordnet auftritt, wird der Überschuß detritischem Quarz, bei gleichzeitig geringen Phyllosilikatgehalten (Al-Träger) zugerechnet. Das Verhältnis im Cemented Marl ist durchgehend >5 (Abb. 85). Für Tiefseesedimente wird ein mittleres SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis von etwa 3.3 - 3.4 angenommen (Bischoff et al., 1979; Turekian & Wedepohl, 1961). In anderen Sedimenten ist ebenfalls ein geringer Quarzüberschuß zu beobachten, das SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnis steigt mit zunehmendem Quarzgehalt an. Im FNC finden sich die geringsten Werte von <3, die den hohen Phyllosilikatgehalt in der Silikatphase anzeigen.

Die Ti/Al-Verhältnisse geben Hinweise auf die Herkunft der Ablagerungen (Abb. 86). Das mittlere Al/Ti-Verhältnis liegt in Graniten bei >30, in Basalten um 5 und schwankt in der kontinentalen Kruste und sedimentären Schiefen zwischen 15 und 17.5 (Boström et al., 1972). Die einem Basalt ähnlichste Zusammensetzung haben die Turbidite, während der CM leicht zu einem granitischem Chemismus tendiert. Die übrigen Sedimente befinden sich im Feld der mittleren Zusammensetzung kontinentaler Kruste.

#### 3.4.1.3. Zusammenfassung

Die fünf untersuchten Sedimenttypen lassen sich aufgrund der chemischen Untersuchungen einer karbonatischen (FO, FNC) und einer silikatischen Gruppe (DI, TU, CM) zuordnen. Diese Zusammensetzungen stimmen mit der anderer mariner Sediment gut überein (Abb. 84).

Hauptsächlich tragen Kalzit, Dolomit, Phyllosilikate, Feldspäte und Quarz zur chemischen Bilanz bei. Einen geringeren Beitrag haben Apatit, mafische Minerale (Schwerminerale) und Hydroxide. Die Verteilung der meisten Spurenelemente folgt der silikatisch-detritischen Phase. Ein geringer Teil der Spurenelemente kann auch an Fe- und Mn-Hydroxide und an die Karbonatphase gebunden sein. Nur Strontium ist fast ausschließlich an das Karbonat gebunden.

Turbidite haben eine basaltähnliche Zusammensetzung, die ihre isländische Herkunft abbilden (Abb. 86). Die Gehalte an Fe, Ti und Mg sind erhöht und vermutlich auf Schwerminerale (z.B. Rutil, Ilmenit), sowie Diopsid zurückzuführen. Bis auf den FNC weisen alle Sedimente einen SiO<sub>2</sub>-Überschuß gegenüber Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> auf, der durch hohe Quarz-Gehalte bedingt ist (Abb. 85). Der Cemented Marl zeigt eine granitische

Tendenz mit hohem Anteil von SiO<sub>2</sub> (Quarz) im Vergleich zu den Phyllosilikaten (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Abb. 85, 86). MgO ist neben dem Silikat auch an Dolomit gebunden. Karbonatreiche Sedimente (FO, FNC) sind durch hohe Anteile an CaO und Sr gekennzeichnet. Der Anteil der an die Silikatphase gebundenen Elemente geht stark zurück.

### 3.4.2. Chemische Analyse der HCl-löslichen Phase

Der in Salzsäure (1.25n) lösliche Teil des Sediments wurde an 169 Proben der Kerne ME-68-89 und ME-69-196 analysiert. In der gefilterten Lösung wurden die Gehalte der Elemente P, Si, Ca, Mg, Sr, Mn, Fe, Na, K und Al bestimmt. Parallel dazu wurde die Menge des unlöslichen Rückstandes (UR), sowie Kohlenstoff, Wasserstoff und Stickstoff des Gesamtsediments und des UR gemessen. Der organische Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) wurde aus diesen Analysen errechnet (Kap. 2.4.3.).

#### 3.4.2.1. Einleitung

Die mit dieser Methode bestimmten Anionen und Kationen stammen nicht nur aus der Karbonatphase. PO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub>, Ca, Mg, Sr, Mn, Fe, Na, K und Al gehen auch aus den silikatisch-detritischen Sedimentanteilen in Lösung (Chester & Hughes, 1967). Als Quelle dienen dabei hauptsächlich die Phyllosilikate (Smektit, Chlorit, Glimmer) und zu geringerem Teil auch Feldspäte. Auch amorphes SiO<sub>2</sub> (z.B. Biogenopal, vulk. Gläser) und verschiedene Hydroxide tragen zur Elementbilanz bei (Kübler et al., 1979). Vor allem Fe und Al (>70%), sowie Mg und K werden durch HCl aus Tonmineralen und Fe-Hydroxiden herausgelöst (Odada, 1990).

Die Elemente wurden linear korreliert und mit den Ergebnissen der Mineralogie des Gesamtsediments verglichen. Eine Faktoranalyse (Varimax, orthogonal, Rotation, s. auch Prithviraj & Prakash, 1990) ergibt mehrere Populationen und indiziert die Herkunft der Kationen und Anionen. Die Elementverteilung wurde auch als Funktion von Lithologie und Stratigraphie betrachtet.

#### 3.4.2.2. Ergebnisse der Korrelationen

Die Gruppierungen resultieren primär aus der Gegenüberstellung von Karbonatphase und UR. Auf der Basis der Korrelation und der Faktoranalyse lassen sich 2 Hauptgruppen und 4 Nebengruppen unterscheiden, die sich auf 5 Faktoren verteilen.

- |   |  |
|---|--|
| 1. Karbonat (biogen und authigen)       | - Faktor 1 (negativ), Faktor 2 (positiv) |
| 2. Silikat (UR)                         | - Faktor 1 (positiv)                     |
| 3. Org. Kohlenstoff                     | - Faktor 3 (positiv)                     |
| 4. Biogenopal, SiO <sub>2</sub> amorph? | - Faktor 4 (positiv)                     |
| 5. Mn-Hydroxide                         | - Faktor 5 (positiv)                     |
| 6. Meersalz                             | - Faktor 2 (negativ)                     |

In Abb. 87 sind die 5 Faktoren, ihr Anteil an der Gesamtvarianz (in %) und ihre negative oder positive Belegung mit den Elementen und Mineralen dargestellt. Parameter, die nicht signifikant zur Faktorbelegung beitragen sind nicht aufgeführt. Ruch (1987) hat mit ähnlichen Methoden zwei Gruppen (Karbonat und Silikat) für die holozänen Sedimente im NOAMP-Gebiet unterscheiden können.

Der Hauptfaktor 1 trägt mit 56.9 % zur Varianz bei und ist negativ mit biogenem Karbonat und positiv mit dem silikatisch-detritischem Sedimentanteil belegt. Das biogene Karbonat ist durch C<sub>min</sub>, Ca, Sr, Kalzit (Röntgendiffraktometrie) und

Karbonat (Scheibler-Kalzimeter) gekennzeichnet. Diese Parameter zeigen eine gute Korrelation untereinander ( $r^2 = 0.922$  bis  $0.988$ ). Strontium wird bevorzugt in die Kalzilschale von Foraminiferen und Coccolithen eingebaut. Die positive Korrelation von Ca zu Sr ist im Diamicton und Foraminiferal Ooze dokumentiert ( $r^2 = 0.988$ , ohne CM, Abb. 88). Im Cemented Marl ist der Strontiumgehalt verringert, eine Korrelation Sr - Karbonat besteht nicht. Die maximalen Sr-Gehalte liegen bei über 1400 ppm. Im Cemented Marl wurden bei maximal 290 ppm Sr Karbonatgehalte von über 40 % gemessen. Dieser Wert würde in Sedimenten mit biogenem Karbonat etwa 600 ppm Sr entsprechen.

Die Karbonatphase ist durch eine negative Korrelation mit dem UR (Ca zu UR,  $r^2 = 0.991$ ) vom gegenüberliegenden positiven Ast des Faktors 1 getrennt. Diese Gruppe stellt den silikatischen Anteil des Sediments dar. In ihr finden sich H, UR,  $PO_4$ , Fe, K, Al und die Phyllosilikate (Abb. 89A, B). Geringere Belegung zeigen  $SiO_2$ , Mg, Na, Quarz und Plagioklas. Mg stammt im FO und im DI vorwiegend aus Phyllosilikaten und im CM aus dem Dolomit (Abb. 89F).  $SiO_2$  geht mit Aluminium bis zu einem Wert von 0.75 % Al parallel in Lösung. Danach ist trotz steigender Al-Gehalte keine signifikante Änderung des  $SiO_2$  zu beobachten (Abb. 89C). Die Schichtsilikate korrelieren mit  $H_{tot}$ , Fe, K und Al ( $r^2 = 0.830$  bis  $0.993$ , Abb. 89D).

Schichtsilikate korrelieren mit dem H-Gehalt (Abb. 90). Wasserstoff wird hauptsächlich aus den OH-Gruppen der Phyllosilikate freigesetzt.  $H_{tot}$  ist bis auf den Cemented Marl (geringe Schichtsilikatgehalte) deutlich an den UR gebunden (Abb. 89G). Die Korrelation von UR zu H-UR zeigt den hohen Anteil an Schichtsilikaten (hohe H-UR-Werte) bei gleichzeitig hohen Karbonatgehalten (wenig UR) im Foraminiferal Ooze (Abb. 89H). Ebenso ist der geringe Anteil an Phyllosilikaten im Cemented Marl aus den geringen H-UR-Gehalten, trotz hoher UR-Werte abzulesen.

Auch Mg und Na können aus Phyllosilikaten freigesetzt werden, in denen Na im Smektit an die Zwischenschichten adsorbiert sein kann. Die Mg- und Na-Verteilung ist durch eine andere Zuordnung überprägt (s. Faktor 2). Quarz und Plagioklas tragen wenig zur chemischen Bilanz bei, treten jedoch gemeinsam mit den detritischen Phyllosilikaten auf.  $PO_4$  ist an die detritische Phase gebunden und stammt, wie Dünn schliffe zeigen aus Apatit (Abb. 89E).

Faktor 2 (19.6 % der Varianz) ist deutlich von Dolomit und Mg im CM geprägt ( $r^2 = 0.902$ ), in dem gleichzeitig erhöhte Anteile an detritischem Quarz und Feldspat auftreten. Der negative Ast von Faktor 2 ist durch H, Sr, Na und die Phyllosilikate charakterisiert. Die negative Korrelation von Mg und Dolomit zu H ist durch den geringen Gehalt an Phyllosilikaten im Cemented Marl zu erklären.

Natrium ist, da die Proben nicht entsalzt wurden, an den Wassergehalt gebunden (Abb. 91). Beim Entsalzen besteht die Gefahr eines Kationenaustauschs von MgO,  $K_2O$  und CaO. Auch  $Mg^{2+}$  kann durch  $Na^{2+}$  ersetzt werden (Nath et al., 1989). Plagioklase geben kein Na ab, sonst müßte der Gehalt an Na parallel zu hohen Plagioklasanteilen ansteigen. Auch Kalium kann in geringen Mengen aus dem Seewasser stammen. Strontium wird in neugebildetes Karbonat (Dolomit) nicht in dem Maße eingebaut wie in biogenes Karbonat (Land, 1980). Es ergibt sich ein Defizit an Sr im Cemented Marl im Vergleich zum Diamicton und zum Foraminiferal Ooze (Abb. 88).

Faktor 3 (9.3 % der Varianz) ist positiv durch den organischen Kohlenstoff belegt und hat eine leicht negative Belegung mit Mn. Faktor 4 (6.4 % der Varianz) zeigt eine erhöhte Belegung für  $SiO_2$ ,  $PO_4$  und K-Feldspat. Amorphes  $SiO_2$  kann in Form von Biogenopal oder vulkanischen Gläsern vorliegen. Mangan und Wasserstoff charakterisieren den Faktor 5 (7.9 % der Varianz) und bilden das Auftreten von Mn-Hydroxiden ab. Diese Mn-Hydroxide können als Überzüge auftreten, die häufig auf Oberflächen von Dropstones beobachtet wurden.

### 3.4.2.3. Elementverteilung in den Sedimenten

In den Abbildungen 92 bis 96 sind die Ergebnisse gegen die Kerntiefe bzw. die Lithologie aufgetragen. Die Verteilung der Elemente schwankt deutlich als Funktion der verschiedenen Sedimenttypen. Auch hier lassen sich Sedimente mit hohem Anteil an biogenem Karbonat (Foraminiferal Ooze, Foraminiferal Nannofossil Chalk) von Ablagerungen, die durch silikatisch-detritische Sedimentation (Diamicton, Cemented Marl) geprägt sind unterscheiden.

#### - Unlöslicher Rückstand (UR)

Der UR schwankt in den Kernen ME-68-89 und ME-69-196 zwischen 1.89 % und 82.7 % (Abb. 92, 95). In den vergangenen 150 ky variiert der Gehalt am UR deutlich als Funktion des Klimas. Holozän und Isotopenstadium 5 sind durch geringe Mengen an UR von < 20 % gekennzeichnet. Im letzten Glazial weisen die Sedimente bis zu mehr als 80 % UR auf. In Kern ME-69-196 kommt es bis etwa 1.66 Ma noch zu signifikanten Schwankungen des UR. Hohe UR-Werte in diesem Abschnitt werden als nicht vollständig überlieferte, kühlere Klimaphasen im frühen Pleistozän interpretiert. Die ältesten Vereisungen der Nordhalbkugel werden mit 2.4 Ma angegeben (Ruddiman & Raymo, 1988). Ab ca. 500 cm Kerntiefe dominiert die Karbonatsedimentation. Der UR erreicht die niedrigsten Werte im Pliozän und dort im Foraminiferal Nannofossil Chalk mit generell < 3.5 %.

#### - Mineralischer Kohlenstoff ( $C_{min}$ )

Der mineralische Kohlenstoff stammt aus dem Karbonat. Die Verteilung in den Kernen folgt dem Karbonat (Kap. 3.2.4., 3.3.1.) und verhält sich umgekehrt proportional zum UR-Gehalt ( $r^2 = 0.995$ ). Hohe Gehalte an UR im letzten Glazial werden von geringen  $C_{min}$ -Gehalten begleitet (Abb. 92, 95).

#### - Organischer Kohlenstoff ( $C_{org}$ )

Die Anteile an  $C_{org}$  schwanken zwischen < 0.1 % und maximal 0.5 % (Abb. 92, 95). In der Mehrzahl der Proben bleibt der Anteil auf < 0.2 % beschränkt, der durchschnittlichen Gehalten in Tiefseesedimenten entspricht. Tendenziell ist in kaltzeitlichen Sedimenten mehr  $C_{min}$  enthalten als in warmzeitlichen, karbonatischen Ablagerungen. In Sedimenten älter als 1.66 Ma sind die geringsten  $C_{min}$ -Werte zu beobachten. Sie liegen fast durchgehend unter 0.1 %.

#### - Wasserstoff (H)

Die Gehalte an  $H_{tot}$  variieren zwischen 0.05 und 0.4 % (Abb. 92, 95). Sie reflektieren die Verteilung der Phyllosilikate (Abb. 90). Die geringsten Anteile (< 0.1 %) finden sich im Foraminiferal Ooze und im Foraminiferal Nannofossil Chalk. Diamicton mit hohem UR-Anteil zeigt parallel ansteigenden  $H_{tot}$ . Eine Ausnahme bildet der Cemented Marl, der trotz hohem UR-Prozentsatz (bis > 60 %) nur maximal 0.15 %  $H_{tot}$  aufweist und den geringen Anteil an Phyllosilikaten an den silikatischen Mineralen abbildet (vergl. Kap. 3.3.1, 3.3.2.2.3.).

Der Anteil H-UR ist unabhängig von der Gesamtmenge des UR bzw. des Karbonatgehaltes, er gibt einen Hinweis auf den Gehalt an Phyllosilikaten im UR. Die höchsten Werte mit maximal 1.2 % finden sich in den karbonatreichen Abschnitten, wie im Holozän, im Isotopenstadium 5, im frühen Pleistozän und im Pliozän. Dort geht der Anteil an Quarz und Feldspäten im Vergleich zu den Schichtsilikaten im Detritus, ebenso wie die Korngröße im UR, deutlich zurück. Die geringe Menge von Phyllosilikaten im Cemented Marl führt zu weniger als 0.1 % H-UR. Die Summe der Silikate kann mehr als 60 % ausmachen. Im Diamicton läßt sich der zunehmende

Anteil an Schichtsilikaten an der detritischen Sedimentation an H-UR-Gehalten von 0.4 - 0.5 % ablesen.

- Stickstoff (N)

Die Gehalte an Stickstoff im Gesamtsediment liegen zum überwiegenden Teil unter der Nachweisgrenze (< 10 ppm). Der N-UR erreicht bis zu maximal 0.16 %. Stickstoff im unlöslichen Rest ist positiv mit karbonatreichen Sedimenten korreliert, in denen der Schichtsilikatanteil im UR stark erhöht ist. Versuche, C/N-Verhältnisse zur Bestimmung der Herkunft der organischen Substanz zu benutzen, erbrachten keine verwertbaren Ergebnisse.

- SiO<sub>2</sub>

Die Verteilung an SiO<sub>2</sub> folgt ebenfalls deutlich der Lithologie, d.h. Diamicton und Cemented Marl haben typische Werte von 1.0 - 1.6 % SiO<sub>2</sub>, während karbonatreiche Sequenzen Anteile zwischen 0.5 und 1.0 % aufweisen (Abb. 93, 96). Der SiO<sub>2</sub>-Gehalt folgt nicht den Quarzmaxima, sondern ist an die Schichtsilikatverteilung gebunden.

- Phosphat (PO<sub>4</sub>)

Die PO<sub>4</sub>-Gehalte liegen in den Sedimenten unter 0.15 % (Abb. 94, 97). In Kern ME-68-89 ist eine deutlich positive Bindung an karbonatarme Sedimente der Isotopenstadien 2 bis 4 und 6 zu beobachten. In Ablagerungen älter als 900 ky liegt der PO<sub>4</sub>-Gehalt konstant unter 0.1 % und folgt den durchgehend hohen Karbonatgehalten.

- Kalzium (Ca) und Strontium (Sr)

Diese beiden Elemente sind positiv miteinander korreliert. Die Verteilung folgt exakt der Karbonatkurve (Kap. 3.2.4.). Deutlich sind in den Isotopenstadien 2 - 4 die IRD-peaks 1 - 6 (Kap. 3.2.5.) durch Sr-Minima dokumentiert, von denen vier mit den Cemented Marl-Horizonten zusammenfallen (Abb. 93, 96).

Bis zu 200 ppm Strontium im Gesamtsediment können auch durch detritisches Material beigetragen werden (z.B. Basalt von Island, *Parrá*, 1980). *Ruch* (1987) kommt in holozänen Sedimenten östlich des NOAMP-Gebietes auf einen Sr-Anteil in Silikaten von maximal 30 ppm.

Nach den Korrelationen ist sämtliches Sr an das Karbonat gebunden. Allerdings zeigt ein Vergleich mit den Ergebnissen der Röntgenfluoreszenz-Analyse (Kap. 3.4.1.), daß das an die Silikatphase gebundene Sr von bis zu 45 ppm nicht bei der Lösung mit HCl erfaßt wird (Kap. 2.4.3.).

- Magnesium (Mg)

Der Hauptanteil des Mg ist an den Dolomit gebunden, der im Cemented Marl bis zu 18 % des Gesamtsediments ausmachen kann (Kap. 3.3.1.). Magnesium kann untergeordnet auch aus Phyllosilikaten stammen. Mg-Maxima finden sich im Cemented Marl (Abb. 93, 96). Die Menge an Mg ist im Diamicton leicht größer als im Foraminiferal Ooze. In altpleistozänen und pliozänen Sedimenten bleibt der Mg-Gehalt konstant unter 0.3 %. Dolomit tritt nicht mehr auf. Das freigesetzte Mg stammt ausschließlich aus Phyllosilikaten.

#### - Mangan (Mn)

Die durchschnittliche Mangangehalte liegen zwischen 0.02 und 0.05 % (Abb. 93, 96). Sie variieren nicht mit wechselnder Lithologie. Nur direkt unterhalb des zweiten CM-Horizontes findet sich eine Anreicherung von 0.13 % Mn in Kern ME-69-19 und 0.22 % in Kern ME-68-89. Diese Mn-Maxima lassen sich nicht mit der Mineralverteilung korrelieren. Eventuell stehen diese Mn-Konzentrationen mit den Neubildungsprozessen im überlagernden CM in Verbindung.

#### - Natrium (Na)

Natrium ist an das Meersalz aus dem Porenwassers der Sedimente gebunden und variiert entsprechend mit dem Wassergehalt (Abb. 91). Im Kernverlauf sind besonders die Horizonte des Cemented Marl mit geringem Wassergehalt deutlich vom DI und FO abgesetzt (Abb. 94, 97). In Kern ME-69-196 ist ab etwa 5 m Kerntiefe im frühen Pleistozän eine markante Reduzierung im Na-Gehalt zu beobachten, die hier bereits eine leichte Sedimentkompaktion abbildet.

#### - Eisen (Fe), Kalium (K), Aluminium (Al)

Der Eisengehalt schwankt zwischen 0.05 und 2.25 %, der Kaliumgehalt zwischen 0.05 und 0.44 % und der Aluminiumgehalt zwischen 0.08 und 1.35 % (Abb. 94, 97). Diese Elemente korrelieren positiv mit den Phyllosilikaten (Fe:  $r^2 = 0.867$ , K:  $r^2 = 0.830$ , Al:  $r^2 = 0.869$ ) und bilden deren Verteilung in den Sedimenten ab.

FO und FNC sind durch die niedrigsten Gehalte gekennzeichnet. Hohe Phyllosilikatanteile im Diamicton ergeben auch hohe Gehalte an Fe, K und Al. Im CM ist trotz hoher UR-Gehalte eine relative Abnahme der drei Elemente festzustellen, da im CM wenig Phyllosilikate auftreten. Im Kernverlauf sind in den Isotopenstadien 1 bis 6 die lithologisch bedingten Schwankungen zu beobachten, d.h. Fe, K und Al sind bevorzugt an die karbonatarmen Sedimente gebunden. In Kern ME-69-196 sind in Sedimenten >1.66 Ma nur noch geringe Gehalte an Eisen, Kalium und Aluminium zu beobachten.

#### 3.4.2.4. Zusammenfassung

In Abb. 98 sind die Ergebnisse schematisch dargestellt. Die beiden Hauptgruppen sind das Karbonat, unterschieden in eine biogene und authigene Karbonatphase, und die silikatisch-detritische Phase mit dem UR. Der organische Kohlenstoff, Meersalz, Mn-Hydroxide und Siliket, vermutlich aus amorphen  $\text{SiO}_2$  bilden die Nebengruppen.

Die in HCl löslichen Elemente gehören hauptsächlich zur Karbonatphase, die sich in einen biogenen ( $C_{\text{min}}$ , Ca, Sr, Kalzit) und einen authigenen Zweig ( $C_{\text{min}}$ , Ce, Mg, Dolomit) aufteilen läßt. Die detritische Silikatphase wird hauptsächlich von Fe, Al, K und H gebildet, die sich besonders aus den Phyllosilikaten herleiten lassen. Dazu kommen in geringem Maße Mg,  $\text{SiO}_2$  und  $\text{PO}_4$ . Na ist in den nicht entsalzten Proben ein Indikator für den Wassergehalt der Sedimente. Die organische Substanz bleibt allgemein unter 0.2 %.  $H_{\text{tot}}$  und H-UR reflektieren den Phyllosilikatgehalt.

Die Verteilung der verschiedenen Parameter folgt den unterschiedlichen Sedimenttypen in den Kernen und bilden die Wechsel von Kalt- und Warmzeiten ab (Abb. 92 - 97). Glaziale sind durch hohe Anteile an Fe, K, Al,  $\text{SiO}_2$  und H gekennzeichnet und dokumentieren den hohen silikatisch-detritischen Eintrag. In Interglazialen sind Ca,  $C_{\text{min}}$  und Sr vorherrschend und typisch für die biogen-karbonatische Sedimentation. Magnesium ist im FO und DI an Tonminerale gebunden, im CM jedoch auch an Dolomit.

### 3.4.3. Seltene Erden (REE)

Insgesamt wurden 10 Seltene Erden (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu) und Yttrium von 15 Proben mit der Plasma-Emissions-Spektroskopie (ICP) bestimmt. In Kern ME-68-89 stammen jeweils drei Proben aus dem Foraminiferal Ooze und dem Diamicton, sowie jeweils eine aus den vier Horizonten des Cemented Marl. Aus Kern ME-68-91 kommen drei Proben aus dem Cemented Marl, sowie zwei aus turbiditischen Sedimenten.

Seltene Erden (REE) in Tiefseesedimenten können aus dem detritischen Detritus oder aus Neubildungen stammen. Der Anteil an silikatischen Neubildungen in Sedimenten aus dem NOAMP-Gebiet ist als sehr gering anzusehen. Die REE-Verteilung im Detritus gibt die Zusammensetzung der Gesteine der Liefergebiete wieder (Korrelation REE zu  $Al_2O_3$ :  $r > 0.7$ ).

Geringe Mengen an REE, die aus dem Meerwasser in die Karbonatschalen eingebaut werden können oder in Form von Hydroxidüberzügen auf den Schalen auftreten (Grousset, 1985; Wang et al., 1986), wurden nicht in die Betrachtungen einbezogen. In Oberflächensedimenten aus dem NOAMP-Gebiet können bis maximal 4 ppm Ce an biogenes Karbonat gebunden sein (Peterson et al., 1987).

Um den Einfluß des Karbonats zu minimieren, wurden die REE-Gehalte auf eine karbonatfreie Basis umgerechnet. Bei hohen Karbonatgehalten wirkt sich allerdings bereits ein geringer Fehler bei der Karbonatbestimmung deutlich auf die Korrektur aus (Boström et al., 1972). Die parallele Verschiebung der Kurven des Foraminiferal Ooze zu höheren Werten hin ist daher ein Artefakt der Karbonatkorrektur (Abb. 99 - 101), die jedoch nichts an der Form der Kurve ändert.

Für die übliche Normalisierung auf Gesteinsstandards wurde ein Rechenprogramm von Wheatley & Rock (1988) benutzt. Zur Normalisierung auf die Zusammensetzung eines North-American-Shale wurden die Daten von Gromet et al. (1984) verwendet. Die Chondrit-Zusammensetzung stammt von Nakamura (1974).

Die Abbildungen 99 - 101 zeigen die normalisierten Verteilungen für die Proben der Kerne ME-68-89 und ME-68-91. In Abb. 102 sind die Schwankungsbreiten der Normalisierungen für die verschiedenen Sedimenttypen und ein Vergleich mit typischen Gesteinszusammensetzungen gezeigt.

Chondrit-normalisierte Proben geben generell für alle Sedimenttypen ein sehr ähnliches Verteilungsmuster (Abb. 99, 101). Die leichten REE sind im Vergleich zu den schweren REE angereichert. Mit steigender Ordnungszahl der Elemente fällt die Kurve ab, die Fraktionierung der Elemente nimmt zu. Solche Verteilungen sind typisch für bereits stark fraktionierte Gesteine wie z.B. Granite (Mason & Moore, 1985). Diese Chondrit-normalisierten Verteilungsmuster entsprechen denen typischer mariner Sedimente (Haskin & Haskin, 1966; White et al., 1985).

Der Vergleich mit einem Granit (G1, Abb. 102) zeigt, daß die Kurven für den FO, DI und CM etwas flacher verlaufen, als es eine rein granitische Zusammensetzung erwarten ließe. Eine Mischung aus stark ("granitischem") und wenig fraktioniertem ("basaltischem") Detritus ergibt solche Kurven. In Oberflächensedimenten im Bereich des MAR um 45° N wurden ähnliche REE-Verteilungsmuster gefunden und auf eine binäre Mischung von Material einer nordamerikanischen, "sauren" Provinz und einer isländischen, basaltischen Provinz zurückgeführt (Grousset & Chesselet, 1986). Demnach stammen rezent bei 45° N etwa 40 % (30 - 50 %) des Detritus von Island und etwa 60 % (50 - 70 %) vom nordamerikanischen Kontinent (Grousset, 1985; Grousset et al., 1983).

Die beiden Kurven der Turbidite (Abb. 101, 102) verlaufen flacher als die der übrigen Sedimenttypen; ein Hinweis auf eine geringere Differenzierung des Ausgangsmaterials und der sich mit der isländischen Herkunft der Turbidite (Maury Channel) deckt.

Eine zweite Normalisierung auf einen North-American-Shale (Abb. 100, 101) zeigt für die Sedimenttypen sehr ähnliche REE-Muster, mit flachen, Shale-Zusammensetzungen angenäherten Kurven (Cemented Marl, Diamicton). Nur zu den schweren Elementen Yb und Lu ist ein leichter Abfall zu geringeren Werten festzustellen. Die Verteilung im Foraminiferal Ooze ist parallel zu höheren Anreicherungen hin verschoben. Die Form der Kurve entspricht aber der vom DI und CM.

Im FO (Abb. 100, Proben A, H, I, 102) tritt eine leicht positive Ce-Anomalie auf. Diese kann durch Anlagerung (scavenging) von  $Ce^{4+}$  aus dem Meerwasser an Sedimentpartikel entstehen (Thomson et al., 1984). Eine für isländische Basalte typische Eu-Anomalie ist in den Turbiditen ausgeprägt (Abb. 101, Proben C, E, 102). In den anderen Sedimenten fehlt sie oder ist nur schwach ausgebildet. Sie ist durch den höheren Anteil "sauren" Materials mit leicht negativer Eu-Anomalie überdeckt (Grousset, 1985).

Die REE-Muster der Turbidite entsprechen am ehesten dem eines tertiären Basaltes, während ein tholeiitischer Basalt vom MAR (45° N) keine Ähnlichkeit mit einer der Shale-normalisierten REE-Verteilungen aufweist (Abb. 102).

#### 3.4.3.1. Zusammenfassung

Die beschriebenen Chondrit- und Shale-normalisierten REE-Verteilungsmuster können durch eine binäre Mischung von detritischem Material erklärt werden, das vom nordamerikanischen Kontinent (Grönland?) und von Island stammt. Die REE-Verteilungen in den verschiedenen Sedimenttypen (FO, DI, CM) lassen keine signifikante Änderung der Mischungsverhältnisse in Kalt- und Warmzeiten erkennen. Turbidite weisen die einem isländischen Basalt ähnlichste REE-Zusammensetzung auf.

#### 3.4.4. Rb/Sr-Isotopenanalysen

Die Rb-Sr Isotopenverhältnisse wurden an 18 Proben aus Kern ME-68-89 und zwei Proben aus Kern ME-68-91 (TU) bestimmt. Dazu wurde der karbonatreie Rückstand der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  (12 Analysen) und  $2-16 \mu\text{m}$  (8 Analysen) verwendet (Kap. 2.4.6.). Für vier Dropstones wurde das Gestein insgesamt bestimmt.

##### 3.4.4.1. Einleitung

Im Meerwasser beträgt das Verhältnis  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $0.7091 \pm 4 \times 10^{-6}$  (Burke et al., 1982). Rezente marine Karbonate haben Sr-Verhältnisse, die denen des Meerwassers entsprechen. Um eine Überprägung des silikatisch-detritischen Strontiumsignals durch das Karbonat zu vermeiden, wurde das Karbonat entfernt. Zwei Hauptkomponenten bestimmen unter günstigen Bedingungen die Sr-Isotopenzusammensetzung des detritischen Anteils von Tiefseesedimenten. Jüngere vulkanische, vorwiegend basaltische Gesteine haben  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von  $0.704 \pm 0.002$ . Ältere, kontinentale Gesteine mit "saurem" Chemismus weisen mittlere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von etwa  $0.720 \pm 0.005$  auf (Faure, 1986).

Da sich zwischen dem Meerwasser und der silikatisch-detritischen Fraktion kein Isotopengleichgewicht einstellt, kann das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis als Indikator für die Herkunft des Detritus und seine Mischungsverhältnisse verwendet werden (Boger & Faure, 1974; Clauer, 1976; Dasch, 1969; Grousset & Chesselet, 1986). Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Zusammensetzung hängt also in erster Linie vom Alter und vom Rb/Sr-Verhältnis der Gesteine am Herkunftsort ab (Dasch, 1969).

Die Basisgleichung für das System Rb-Sr lautet:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{(^{87}\text{Sr})_i}{(^{86}\text{Sr})_i} + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{aus Faure, 1986})$$

$(\text{Sr})_i$  = Initialwert       $\lambda$  = Zerfallskonstante  $1.42 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$        $t$  = Alter

Mit steigendem Alter und/oder bei hohen initialen Sr-Isotopenverhältnissen, wie z.B. bei stark differenzierten Gesteinen, steigt auch das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis an. Basalte haben in der Regel einen sehr geringen  $\text{Sr}_i$ -Wert von  $\approx 0.704$ , während granitische Gesteine je nach Alter und Metamorphosegeschichte  $\text{Sr}_i$ -Werte von 0.702 bis  $>0.800$  aufweisen können.

#### 3.4.4.2. Ergebnisse

Rubidium ist in der Tonfraktion gegenüber der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  angereichert (Abb. 103). Das Verhältnis Rb  $<2 \mu\text{m}$  zu Rb 2-16  $\mu\text{m}$  beträgt 1.33 - 1.53. In der Tonfraktion substituiert Rb bevorzugt Kalium in den Phyllosilikaten, ist aber auch in den Feldspäten zu finden. Auch die Rb/Sr-Verhältnisse sind in der Tonfraktion um einen Faktor von 1.5 - 2.5 größer als in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ . Die Rb/Sr-Verhältnisse schwanken in den Proben zwischen 0.7 und 1.6 ( $<2 \mu\text{m}$ ) und 0.4 und 1.0 (2-16  $\mu\text{m}$ ). Sie reflektieren Mischungen der Gesteine der verschiedenen Liefergebiete. Die mittleren Rb/Sr-Verhältnisse in Tiefseetonen liegen um 0.6, bei einem Basalt um 0.06, bei einem Granit um etwa 1.7 und bei einem sedimentärer Schiefer bei ungefähr 0.5 (Turekian & Wedepohl, 1961).

Die Strontiumgehalte liegen in der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  zwischen 90 - 220 ppm und in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  zwischen 130 - 240 ppm. Rubidium erreicht etwa 90 - 170 ppm in der Tonfraktion und 60 bis 130 ppm in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 34). Ein normaler Tiefseeton hat etwa 110 ppm Rb und 180 ppm Sr (Turekian & Wedepohl, 1961). Rb und Sr korrelieren, bis auf die Proben aus dem Turbidit, die wegen ihrer basaltischen Zusammensetzung Rb-arm sind (Abb. 103). In der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  ist Rb negativ mit Sr korreliert, da in der größeren Kornfraktion Sr-reiche Feldspäte im Vergleich zur mehr Glimmer enthaltenden Tonfraktion ( $>\text{Rb}$ ) angereichert sind.

Vor allem der CM mit sehr geringen Anteilen an Phyllosilikaten (Kap. 3.3.2.2.1.) hat geringe Rb-Gehalte (Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ ). In der Tonfraktion ist die Korrelation Rb-Sr weniger stark ausgeprägt. Feldspäte treten nur untergeordnet auf und Glimmer überwiegen dort in allen Sedimenttypen.

Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Tonfraktion schwenken zwischen 0.717 und 0.742 (Abb. 104, 105). Im DI und im CM liegen die Werte zwischen 0.732 und 0.742 und nehmen in karbonatischen Sedimenten (FO) auf 0.724 bis 0.729 ab. Die Tonfraktion im Turbidit ergab ein  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.717. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  sind durchgehend niedriger als in der Tonfraktion. Sie liegen zwischen 0.709 und 0.729. Auch in dieser Kornfraktion ergeben sich ähnliche Werte für den DI und den CM (0.725 - 0.729). Das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im FO liegt bei 0.721 - 0.722. Es erreicht im Turbidit 0.709.

### 3.4.4.3. Diskussion

Für beide Kornfraktionen einer Probe werden gemeinsame Quellen angenommen, die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse steigen parallel an (Abb. 105 A, B). Die höheren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Tonfraktion sind auf mineralogische Unterschiede zwischen den beiden Fraktionen zurückzuführen. So zeigen Glimmer und Feldspäte bei der Kristallisation oder Metamorphose ein unterschiedliches Verhalten. Glimmer (Biotit, Muskovit) haben generell höhere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse als kogenetische Feldspäte (Faure, 1986) und sind gleichzeitig in der Tonfraktion angereichert. Biscaye & Dasch (1971) beschreiben mit abnehmender Korngröße ansteigende Rb/Sr- und  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in marinen detritischen Sedimenten.

Clauer (1976) und Clauer et al. (1984) diskutieren die Möglichkeit einer Modifizierung der Sr-Isotopenverhältnisse durch Neueinstellung des Isotopengleichgewichts zwischen dem Meerwasser und den Mineralen bei Neubildung von z.B. Smektit und Zeolith in der Tonfraktion durch in situ-Kristallisation oder submarine Alteration von Basalten. Die von den Autoren beschriebenen Differenzen in der Isotopenzusammensetzung sind aber zu niedrig, um die Unterschiede von maximal 0.015 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) zwischen der Fraktion  $<2\ \mu\text{m}$  und  $2-16\ \mu\text{m}$  zu erklären. Darüberhinaus sind die Gehalte an Zeolith sehr gering. Smektit ist im NOAMP-Gebiet detritischer Herkunft. Die gemessenen Werte indizieren die Dominanz der Detritusquellen.

In zahlreichen Arbeiten wurden Sr-Isotopenverhältnisse benutzt, um die Herkunft detritischer Minerale in marinen Sedimenten zu bestimmen (Biscaye & Dasch, 1971; Boger & Faure, 1974; Dasch, 1969; Grousset & Chesselet, 1986). In karbonatfreien Oberflächenproben aus dem gesamten Atlantik sind Werte von 0.709 - 0.743 dokumentiert (Dasch, 1969).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in der Tonfraktion holozäner Sedimente bei Island liegen um 0.706 und nehmen nach Süden bis etwa  $45^\circ\ \text{N}$  durch die kontinuierliche Beimischung von "saurem" kontinentalen Material aus Nordamerika bis auf 0.720 zu (Grousset & Chesselet, 1986). Ein Wert von 0.723 bei etwa  $45^\circ\ \text{N}$ ,  $30^\circ\ \text{W}$  (Dasch, 1969) stimmt ebenfalls mit dem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.724 im Holozän des NOAMP-Gebietes überein (Abb. 104).

Die geringen Werte im Turbidit indizieren eine isländische Quelle und vorwiegend junges basaltisches Material. Die anderen Sedimenttypen (DI, CM) zeigen deutlich höhere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und erschweren eine eindeutige Zuordnung zu bestimmten Quellen für das detritische Material (Huon et al., 1991). Sie können aber aufgrund ihres K/Ar-Alters gut unterschieden werden (Kap. 3.4.5.).

Diagramme von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zu  $1/\text{Sr}$  geben Hinweise auf die Mischungsverhältnisse im detritischen Sedimentanteil. Bei binären Mischungen mit konstanten Anteilen zweier Quellen liegen die Proben auf einer Geraden (Boger & Faure, 1974). Grousset & Chesselet (1986) haben mit dieser Methode zwei Hauptquellen (Nordamerika, Island) für die detritisch-silikatische Tonfraktion in den holozänen Oberflächensedimenten im Nordostatlantik unterscheiden können. Im Diagramm streuen die Proben der verschiedenen Sedimenttypen allerdings deutlich (Abb. 107). Die Mischungen sind komplexer, als die, die ein alleiniger detritischer Eintrag aus Nordamerika und Island mit konstantem Mischungsverhältnis ergeben würde.

Betrachtet man die Beziehung von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zu  $1/\text{Sr}$  nur für die DI- und FO-Proben (ohne Holozän), so ist allerdings eine ungefähre Anordnung auf einer binären Mischungsgeraden zu beobachten. Diese Mischungsgerade ist in der Fraktion  $2-16\ \mu\text{m}$  besser definiert als in der Tonfraktion und spricht für eine relativ konstante Zusammensetzung des Detritus. Die Proben des CM und des TU lassen sich nicht auf einer Geraden anordnen und bilden eigene Populationen, die auf andere Mischungsverhältnisse des detritischen Eintrags hinweisen. Vor allem die Gruppierung

der Proben des CM spricht für die Dominanz eines anderen Liefergebietes. Eine Probe aus dem Holozän (<2 µm) zeigt einen leichten Unterschied im detritischen Eintrag im Vergleich zum letzten Glazial.

Ein Hinweis auf die in Frage kommenden Gesteine der Liefergebiete geben die Dropstones, deren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bei 0.704 (Basalt), 0.713 (Granit), 0.735 (Diorit) und 0.850 (Monzonit) liegen (Abb. 106). Für holozäne Sedimente werden für den feinkörnigen Detritus zwei Quellen angenommen. Basaltisches Material von Island liefert  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von etwa 0.704 und nordamerikanische Liefergebiete ein mittleren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältniss von = 0.722 (Grousset & Chesselet, 1986). Die Sr-Isotopenwerte der Dropstones werden in Kap. 3.4.5. mit den K/Ar-Altern verglichen.

Mischungen von detritischen Mineralen mit ererbten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen sind generell zu heterogen, um eine verlässliche Altersbestimmung zuzulassen (Clauer, 1979). Die Proben im  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  Diagramm zeigen eine zu große Streuung, um eine ausreichend genaue Isochrone für die Datierung zu konstruieren (Abb. 107).

Der Einfluß der Korngröße ist aus der Abnahme der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit zunehmender Korngröße zu ersehen, da Glimmer mit höheren Sr-Werten in der Tonfraktion angereichert sind (Abb. 107). Die gleiche Tendenz zeigt sich im  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, daß ebenfalls mit steigender Korngröße in allen Sedimenttypen abnimmt. Erschwert wird die Anwendung einer Isochrone auf alle Proben auch wegen der sehr geringen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Turbiditen, die mit den geringen Initialwerten und Altern des isländischen Liefergebietes zusammenhängen.

In den Korrelationen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zu  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  findet man nur für den DI und den FO (ohne Holozän) eine recht gute Annäherung an eine Isochrone (Abb. 107). Ein Versuch das Rb/Sr-Alter für die Proben DI-FO (2-16 µm, 5 Proben) zu bestimmen, ergibt bei der großen Streuung der Punkte, und der damit verbundenen ungenauen Bestimmung der Steigung der Isochronen, ein angenähertes Alter von 578 Me (Abb. 107).

$$t = \frac{\ln(m + 1)}{\lambda}$$

t = Rb-Sr Alter

λ = Zerfallskonstante  $1.42 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$

m = Steigung der Isochronen (= 0.0082226, Abb. 107)

Dieser Wert von 578 Ma liegt trotz der sehr ungenauen Bestimmung der Isochrone noch in der Größenordnung der K/Ar-Alter dieser fünf Proben von 428 - 543 Ma (Kap. 3.4.5.).

Das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ist in beiden Kornfraktionen von FO und DI positiv mit dem K/Ar-Alter korreliert. D.h. hohe  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse verlaufen parallel zum K/Ar-Alter (Kap. 3.4.5.). Die Mischungsbedingungen sind also vermutlich die gleichen, wie die für das Holozän beschriebenen (Grousset & Chesselet, 1986), mit einem Eintrag einer isländischen (40%) und einer nordamerikanischen Quelle (60%). Allerdings ist der Eintrag von Nordamerika und Grönland in Glazialen und besonders im CM leicht gegenüber dem Holozän erhöht.

#### 3.4.4.4. Zusammenfassung

Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse dokumentieren generell eine Mischung von detritischem Eintrag verschiedener Quellen. DI und CM haben ähnliche  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, sind aber durch ihr K/Ar-Alter deutlich voneinander unterschieden (Kap. 3.4.5.). Die karbonatfreie Fraktion im FO ist durch niedrigere Werte (0.724 - 0.729, Tonfraktion; 0.721 - 0.722, Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ ) von den anderen Sedimenten unterschieden. Der Anteil an jüngerem, basaltischem Material (Island) im Detritus ist vermutlich höher. Die geringen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Turbidit sprechen für ihre Herkunft von Island. Die variable Sr-Isotopenzusammensetzung der Dropstones zeigt die stark schwankenden, potentiellen Liefergebiete an.

In den Sedimenten DI und FO lassen sich Mischungsgeraden konstruieren, die primär auf eine Quelle mit alten, stark differenzierten Gesteinen und eine zweite, jüngere, weniger differenzierte Gesteinen zurückzuführen ist. Die Proben aller CM-Horizonte bilden immer eigene, von den anderen Sedimenttypen getrennte Populationen und indizieren sehr unterschiedliche Sedimentationsverhältnisse mit modifizierten detritischen Eintrag um 11, 23, 47 und 59 ky BP.

#### 3.4.5. K/Ar-Datierungen

##### 3.4.5.1. Einleitung

Die Bestimmung von radiometrischen Altern mit der K/Ar-Methode wird hauptsächlich auf metamorphe und magmatische Gesteine angewendet. Sie erlaubt es Abkühlungs- oder Rekristallisationsalter zu ermitteln (Dodson, 1976; Faure, 1986). Kalium kommt in den meisten gesteinsbildenden Mineralen vor und die Halbwertszeit  $T_{1/2}$  von  $^{40}\text{K}$  mit  $1.25 \times 10^9$  Jahren (Steiger & Jäger, 1977) läßt präkambrische Gesteine, als auch jüngste Gesteine (10 ky) datieren.  $^{40}\text{K}$  zerfällt über Elektroneneinfang,  $\beta$ - und  $\gamma$ -Zerfall in die stabilen Endprodukte  $^{40}\text{Ar}$  und  $^{40}\text{Ca}$  (Abb. 108). Eine Korrektur für atmosphärisches Argon wurde über das als konstant angesehene Verhältnis  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  von 295.5 vorgenommen. Das Alter des Gesteins oder Minerals errechnet sich aus:

$$t \text{ (Ma)} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{\lambda}{\lambda e} \frac{(40\text{Ar}\#)}{(40\text{K})} \right] \quad (\text{aus Dalrymple \& Lanphere, 1969})$$

$$\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$$

$$\lambda e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$$

K-Träger in marinen Sedimenten sind vor allem Glimmer (Biotit, Muskovit), Feldspäte, Hornblende und Smektit. Auch Glaukonite und vulkanische Gläser in Sedimenten lassen sich datieren (Gentner & Lippolt, 1963; Odin, 1982). Eine Fehlerquelle bei der Datierung kann durch die Zuwanderung von radiogenem Argon entstehen. Ein Ar-Verlust durch Diffusion führt zu geringeren scheinbaren Altern (Wendt, 1988). Eine steigende Ar-Abgabe infolge Diffusion mit abnehmender Korngröße kann zu geringeren Altern in der Tonfraktion führen (Gentner & Kley, 1957).

Voraussetzung für solche Datierungen ist ein konstant geschlossenes System für Kalium und Argon. Im marinen Milieu sind Glimmer, die Hauptlieferanten für Kalium, relativ stabil und erst wenn mehr als 90 % des Kaliums aus der Mineralphase entfernt sind kommt es zu signifikant niedrigeren K/Ar-Altern (Kulp & Engels, 1963). Auch die Zusammensetzung der Glimmer kann die Datierung beeinflussen. So weisen

detritische Hochtemperatur-Glimmer leicht höhere Alter auf als authigen gebildete oder rekristallisierte Glimmer (Hurlay et al., 1961). Treten detritische und neugebildete Glimmer gemeinsam auf, erhält man dem Anteil der jeweiligen Phase entsprechende Mischalter.

Auch die mineralogische Zusammensetzung der Silikatphase kann die K/Ar-Alter beeinflussen. So geben nicht unbedingt alle Minerale eines Gesteins das gleiche Alter. Koexistierende Hornblende und Glimmer können Altersunterschiede bis zu 200 Ma aufweisen (Faure, 1986). Dies hängt mit der höheren Schließtemperatur von Hornblende gegenüber Biotit und Muskovit zusammen. In Feldspäten kann der Verlust an Argon durch Diffusion gegenüber Glimmern leicht erhöht sein. Dies führt zu etwas jüngeren Altern von Feldspäten im Vergleich zu kogenetischen Glimmern (Wendt, 1988). Allerdings ist auch die Schließtemperatur von K-Feldspat und Plagioklas geringer als die von Glimmern (Faure, 1986, S. 108 ff.)

K/Ar-Datierungen detritischer Minerale in Sedimenten geben Hinweise auf Bildungsalter und damit ihr potentielles Liefergebiet. Bereits Krylov et al. (1961) zeigen die detritische Herkunft von Tonmineralen in marinen Sedimenten anhand von K/Ar-Altern. Sie bestimmten mögliche Quellen und wahrscheinliche Transportwege. Hurlay et al. (1963) benutzten die K/Ar-Methode für die Datierung der Tonfraktion von holozänen Tiefseesedimenten aus dem Nordatlantik. Sie geben Alter von 200 bis 400 Ma für detritische Glimmer an, die das Kristallisations- oder Metamorphosealter der Minerale anzeigen und nicht ihr Sedimentationsalter.

#### 3.4.5.2. Ergebnisse und Diskussion

In den Sedimenten wurde der unlösliche, nichtkarbonatische Rückstand der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$ , sowie sechs Dropstones aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus datiert. Eine quantitativ ausreichende Abtrennung einzelner Mineralphasen für die Analyse war wegen der geringen Probenmenge in den karbonatfreien Fraktionen von wenigen 100 mg nicht möglich. Zu den Kalium enthaltenden Mineralen zählen vor allem Glimmer, K-Feldspäte, Plagioklas, Amphibol (Hornblende), Smektit und Zeolith. Die Datierungen geben Mischalter der verschiedenen K-führenden Minerale.

##### 3.4.5.2.1. Alter der potentiellen Liefergebiete

Als Liefergebiet kommen die den Nordatlantik umgebenden Landmassen in Frage (Abb. 112). Der Eintrag des detritischen Anteils der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  geschieht hauptsächlich über ozeanische Strömungen oder Windtransport. In kühlen Klimaphasen kommt ein wichtiger Beitrag durch Eistransport hinzu, der auch Dropstones mitbringt.

Der nordamerikanische Kontinent trägt hauptsächlich präkambrisches Material (1200 - 2800 Ma) bei. Gebiete im Süden und Osten des kanadischen Schildes, die Appalachen und der Grenville-Gürtel weisen Alter zwischen 350 - 500 Ma bzw. 800 - 1200 Ma auf. Die meisten Gesteine von Grönland, zumeist vom Inlandeis bedeckt, gehören in das Proterozoikum (570 - 2500 Ma) oder in das Archaikum ( $>2500$  Ma). Vor allem im Süden Grönlands (Amitsog Gneis), aber auch im Südwesten Labradors sind sehr alte Gesteine bis 3500 Ma aufgeschlossen (Hurst et al., 1975; Dodson, 1979). Im Nordosten Grönlands stehen einige mesozoische und paläozoische Serien an.

Skandinavien als potentielle Quelle könnte Alter von 350 - 2600 Ma beitragen. Ein Beitrag aus dieser Region ist, genauso wie der von den britischen Inseln (250 - 500 Ma), aufgrund der vorherrschenden ozeanischen und atmosphärischen Strömungsverhältnisse gering. Eventuell erreichen auch Ausläufer äolischer Sedimentation aus der Sahara temporär bis in die Breite von  $47^\circ$  N. Rezenten

Saharastaub über Mitteleuropa ergab ein K/Ar-Alter von  $243 \pm 7$  Ma (Kübler et al., 1990). Die einzigen potentiellen Quellen für junges tertiäres Material sind Island (<16 Ma) und die tertiäre magmatische Provinz im Osten Grönlands.

Die zu erwartenden K/Ar-Alter der silikatisch-detritischen Sedimentfraktion im NOAMP-Gebiet liegen zwischen etwa 250 und 3750 Ma. Bei ausschließlichem Eintreg von Island sollten Alter <16 Ma gefunden werden.

#### 3.4.5.2.2. K/Ar-Alter der Fraktionen <2 $\mu\text{m}$ und 2-16 $\mu\text{m}$

Die absoluten Alter der Tonfraktion liegen zwischen 295 und 989 Ma und 307 und 1141 Ma in der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 11). Die jüngsten Alter sind in den Turbiditen zu finden (295 bzw. 307 Ma). Zwischen Datierungen am Foraminiferale Ooze und dem Diamicton sind keine signifikanten Unterschiede festzustellen. Die Alter betragen in der Tonfraktion 362 - 469 Ma (FO) und 350 - 496 Ma (DI). In der größeren Fraktion liegen sie zwischen 428 und 583 Ma (FO) und im Diamicton zwischen 424 und 620 Ma. Die absolut höchsten Alter wurden im Cemented Marl gemessen. Sie liegen zwischen 809 und 989 Ma (<2  $\mu\text{m}$ ) und zwischen 899 und 1141 Ma (2-16  $\mu\text{m}$ ).

Tab. 11: K/Ar-Alter der unlöslichen Rückstände der Fraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$ . FO = Foraminiferale Ooze, DI = Diamicton, CM = Cemented Marl, TU = Turbidite mud. 2s = Standardabweichung. Analysedaten s. Tab. 36.

Kern	Kern-tiefe (cm)	Sediment- typ	K-Ar-Alter	K-Ar-Alter
			(Ma) $\pm 2s$ <2 $\mu\text{m}$	(Ma) $\pm 2s$ 2-16 $\mu\text{m}$
ME-68-89	2-4	FO	395 $\pm$ 8	504 $\pm$ 9
ME-68-89	10-12	FO	469 $\pm$ 9	583 $\pm$ 10
ME-68-89	21-23	FO	418 $\pm$ 8	503 $\pm$ 9
ME-68-89	34-36	CM I	844 $\pm$ 14	924 $\pm$ 15
ME-68-89	38.5-40.5	DI	427 $\pm$ 8	485 $\pm$ 9
ME-68-89	58-60	DI	395 $\pm$ 8	492 $\pm$ 9
ME-68-89	65-67	CM II	879 $\pm$ 15	1004 $\pm$ 16
ME-68-89	69-71	CM II	888 $\pm$ 15	1064 $\pm$ 17
ME-68-89	89-91	DI	485 $\pm$ 9	523 $\pm$ 10
ME-68-89	110-112	DI	496 $\pm$ 9	543 $\pm$ 10
ME-68-89	143-145	CM III	809 $\pm$ 14	899 $\pm$ 15
ME-68-89	153-155	CM III	989 $\pm$ 16	1141 $\pm$ 18
ME-68-89	167-169	DI/FO	369 $\pm$ 7	482 $\pm$ 11
ME-68-89	187-189	CM IV	972 $\pm$ 17	1074 $\pm$ 18
ME-68-89	195-197	FO	363 $\pm$ 7	428 $\pm$ 8
ME-68-89	211-213	DI/FO	350 $\pm$ 7	424 $\pm$ 19
ME-68-89	219-221	DI	383 $\pm$ 7	425 $\pm$ 8
ME-68-89	229-231	DI	470 $\pm$ 9	620 $\pm$ 11
ME-68-89	261-263	FO	438 $\pm$ 8	549 $\pm$ 10
ME-68-89	291-293	FO	362 $\pm$ 7	440 $\pm$ 8
ME-68-89	321-323	FO	366 $\pm$ 7	479 $\pm$ 9
ME-68-89	362-364	DI	393 $\pm$ 7	475 $\pm$ 9
ME-68-89	391-393	DI	365 $\pm$ 7	467 $\pm$ 9
ME-68-89	419-421	DI	471 $\pm$ 9	463 $\pm$ 9
ME-68-91	175-177	TU	354 $\pm$ 7	361 $\pm$ 7
ME-68-91	416-418	TU	295 $\pm$ 6	307 $\pm$ 6
ME-69-196	134-136	CM IV	900 $\pm$ 15	1026 $\pm$ 17

Die Korrelation der K/Ar-Alter zwischen den Korngrößenfraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  zeigt die generell höheren Alter im Cemented Marl (Abb. 109). Die Alter in der Kornfraktion 2-16  $\mu\text{m}$  sind gegenüber der Fraktion <2  $\mu\text{m}$  erhöht. Die Altersunterschiede zwischen den Kornfraktionen sind aber weit geringer als die Differenzen zwischen den Sedimenttypen. Eine erhöhte Ar-Abgabe mit abnehmender Korngröße infolge Diffusion ist bei der thermodynamischen Stabilität der Minerale bei den Druck- und Temperaturbedingungen in der Tiefsee nicht möglich und erklärt die Altersunterschiede zwischen den Kornfraktionen nicht.

Die Altersunterschiede hängen mit unterschiedlichen Anteilen detritischer Mineralen in den Kornfraktionen zusammen. Ältere oder Argon-reichere Phasen wie Amphibole, K-Feldspäte und Plagioklase sind besonders in der gröberen Kornfraktion konzentriert, während Glimmer, Smektit und andere Phyllosilikate in der Tonfraktion angereichert sind.

Zwischen dem K/Ar-Alter und der mineralogischen Zusammensetzung besteht keine direkte lineare Beziehung (Abb. 110 A - F). Die relativen Prozentanteile der K-führenden Minerale in den Feinfraktionen streuen deutlich. Allerdings zeigt ein Faktoranalyse der mineralogischen und der K/Ar-Daten (Varimax, orthogonal, Rotation), daß Amphibole und Feldspäte ein größeres Gewicht als Glimmer auf der Seite hoher K/Ar-Alter haben, während Smektit eine deutlich negative Faktorladung besitzt. Dies spiegelt die mineralogische Zusammensetzung des Cemented Marl mit hohen Amphibol- und Feldspatgehalten, geringen Smektitanteilen und gleichzeitig hohen K/Ar-Altern wieder.

In Abb. 111 sind die K/Ar-Alter der Feinfraktionen zusammen mit den Peakintensitäten von Smektit, Kaolinit, Hornblende und Quarz gegen die Kerntiefe (ME-68-89) aufgetragen. Die CM-Horizonte heben sich markant von den anderen Sedimenten ab. Die hohen K/Ar-Alter fallen mit Phasen erhöhten terrigenen Eintrags durch Drifteis bei etwa 11, 23, 47 und 59 ky BP zusammen. Gleichzeitig ändert sich die mineralogische Zusammensetzung. Smektit- und Kaolinitgehalte gehen zurück. Quarz, Feldspäte und vor allem Amphibole nehmen stark zu (Kap. 3.3.2.). Weitere Horizonte, z.B. bei 35 und 71 ky BP, die ebenfalls erhöhte IRD-Gehalte aufweisen, bleiben mit den K/Ar-Altern in den oben für den DI beschriebenen Grenzen. Diese Horizonte unterscheiden sich nicht von anderen kalt- oder warmzeitlichen Sedimenten ohne erhöhten detritischen Eintrag durch Eisberge.

Auch in den älteren Horizonten CM V und VI, von Kern M6-7A-244/1, die ein Alter von etwa 250 bzw. 400 ky BP haben, wurden präkambrische Alter gemessen. Die K/Ar-Datierungen des karbonatfreien Rückstandes der Fraktionen <2, 2-16  $\mu\text{m}$ , 20-63  $\mu\text{m}$  und >63  $\mu\text{m}$  geben von 700 bis über 1300 Ma.

#### 3.4.5.2.3. K/Ar-Alter der Dropstones

Die datierten Dropstones stammen aus dem Diamicton oder dem Cemented Marl. Im FO wurden keine genügend großen Dropstones gefunden, die eine Datierung zugelassen hätten. Die Größe der sechs Dropstones erlaubt es nicht spezielle K-führende Minerale abzutrennen, so daß die Datierungen Mischalter der verschiedenen Mineralphasen wiedergeben. Die Alter dieser Dropstones geben einen direkten Hinweis auf die möglichen Liefergebiete.

Das Alter der Dropstones reicht vom Tertiär bis in das Präkambrium zurück (Tab. 12). Zwei Basalte aus Kern ME-68-89 (224 cm Kerntiefe) und aus Kern ME-69-196 (218 cm Kerntiefe) sind mit 3.7 bzw. 20.6 Ma datiert. Für den jüngeren Basalt ist Island als Liefergebiet anzunehmen. Der mit 20.6 Ma datierte Basalt ist eher der ostgrönländischen tertiären Basaltprovinz zuzuordnen.

Tab. 12: K/Ar-Alter von 6 Dropstones. DI = Diamicton, CM = cemented marl. 2s = Standardabweichung.

Kern Alter	Kern-tiefe (cm)	Sediment-typ	Gestein (Dropstones)	max. Ø (mm)	K-Ar- (Ma) ±2s
ME-68-89	45	DI	Diorit	20	1985 ± 25
ME-68-89	224	DI	Basalt	30	3.7 ± 0.1
ME-68-89	360	DI	Gneis	17	400 ± 7
PO-08-23	104	DI	Monzonit	20	1406 ± 21
ME-69-196	115	CM	Granit-Granodiorit	20	2460 ± 28
ME-69-196	318	DI	Basalt	18	20.6 ± 0.8

Bei den anderen datierten Dropstones handelt es sich um einen Diorit, mit einem Alter von 1985 Ma, einen Monzonit von 1406 Ma und einen Gneis von 400 Ma. Die präkambrischen Gesteine werden einem Liefergebiet in Nordamerika oder Grönland zugeordnet, während der Gneis mit einem keledonischem Alter vermutlich aus den Appalachen stammt. Der älteste Dropstone, ein Granit-Granodiorit mit 2460 Ma aus Horizont CM III in Kern ME-69-196 stammt wahrscheinlich aus einer Region mit archaischen Gesteinen in Südwestgrönland.

#### 3.4.5.2.4. Vergleich K/Ar-Alter zu Rb/Sr-Daten

Die K/Ar-Alter im DI und im CM bilden getrennte Populationen und dokumentieren unterschiedliche Liefergebiete (Abb. 106). Ein Hinweis auf die in Frage kommenden Gesteine der Liefergebiete geben auch die Dropstones, deren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bei 0.704 (Basalt), 0.713 (Granit), 0.735 (Diorit) und 0.850 (Monzonit) liegen (Abb. 106).

Rezente werden für den feinkörnigen Detritus zwei Quellen angenommen, eine die basaltisches Material von Island beiträgt ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis  $\approx$  0.704, K/Ar-Alter  $< 16$  Ma) und ein nordamerikanisches Liefergebiet mit mittleren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen von  $\approx$  0.722 (Grousset & Chesselet, 1986). In den älteren Sedimenten der Kerne können basische Gesteine (Diorit) mit sehr viel höheren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen auftreten, die durch das hohe Alter dieser Gesteine (1985  $\pm$  25 Ma) bedingt sind.

Andererseits findet man alte Granite (dropstone) mit sehr geringen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen von 0.713, die, obwohl sehr alt (2460  $\pm$  28 Ma), wenig differenziert sind. Unter der Annahme das K/Ar-Alter entspricht dem Rb/Sr-Alter und einer Berechnung des  $^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i$ -Verhältnisses über das K/Ar-Alter, findet man ein niedrigeres initiales Sr-Isotopenverhältnis von 0.7021 für diesen Granit. Dies entspricht einem wenig differenziertem Gestein mit seinem Chemismus und präkambrischen, eventuell archaischem Alter, wie man sie auf den alten kontinentalen Schilden Nordamerikas oder Grönlands findet. So hat z.B. der Amitsoq Gneis in Westgrönland ein initiales Strontium-Isotopenverhältnis von 0.7009  $\pm$  0.0011 bei einem Rb/Sr-Alter von 3660 Ma (Moorbath et al., 1972).

Der Basalt mit einem K/Ar-Alter von 3.7  $\pm$  0.1 Ma und einem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0.704 ist isländischer Herkunft. Die Daten für den Monzonit (1406 Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.850$ ) sind typisch für ein sehr differenziertes, altes Gestein mit hohen Sr-Isotopenverhältnissen.

#### 3.4.5.2.5. Zusammenfassung

Die wichtigsten Sedimentquellen sind Nordamerika, Grönland und Island. Ein Teil des älteren detritischen Materials kann äolisch (westerlies, jetstream) vom nordamerikanischen Kontinent eingetragen werden (Grousset & Chasselet, 1986, Grousset et al., 1988; Windom, 1976). Die nordöstliche Verlängerung des Golfstroms die Nordatlantikdrift (NAD) hat nur einen geringen Einfluß auf die detritische Sedimentation. Bodenströmungen (NSOW bzw. NADW) mit Smektit als typischem Mineral bringen bevorzugt tertiäres Material von Island (Latouche & Parra, 1976; Zimmermann, 1982). Die Eisdriftrouten in Glazialen beschreiben eine zyklonische Zirkulation und folgen von Nordamerika und Grönland ausgehend einem NW - SE gerichteten Gradienten bis in das Westeuropäische Becken und Breiten südlicher als 45° N (Ruddiman, 1977).

In Glazialen und Interglazialen wird Detritus etwa zu gleichen Teilen von Nordamerika, Grönland und Island sedimentiert. Im Holozän stammen bei 45° N, 25° W etwa 60 % des detritischen Materials von Nordamerika und 40 % von Island (Grousset & Chasselet, 1986). Ein solches Mischungsverhältnis dokumentiert sich in K/Ar-Altern von 395 bis 583 Ma im Holozän (Tab. 11, Abb. 112) und wird auch durch die Mineralzusammensetzung bestätigt (Kap. 3.3.2.). Der karbonatfreie Rückstand weiterer holozäner Proben im NOAMP-Gebiet gibt K/Ar-Alter von 414 bis 449 Ma in der Tonfraktion und 444 bis 681 Ma in der Fraktion 2-16 µm (Huon & Ruch, in press; Ruch & Huon, 1989). Sie finden ebenfalls präkambrische Alter von 773 - 933 Ma im CM 1 und von 442 - 483 Ma im darunter liegenden D1.

Selbst in Kaltzeiten, bei verstärkter detritischer Sedimentation durch Eisberge liegen die K/Ar-Alter zwischen etwa 350 und 620 Ma und sind nur unwesentlich verschieden von denen im Holozän. Die Mischungsverhältnisse in Kalt- und Warmzeiten sind also relativ konstant, auch wenn sich die Transportmechanismen ändern.

Ein bedeutender Wechsel im Sedimenteintrag findet um 11, 23, 47 und 59 ky BP statt (CM). Die K/Ar-Alter steigen bis auf 1141 Ma an. Der Eintrag von präkambrischen Liefergebieten wie dem kanadische Schild und Grönland dominiert. Island oder die tertiären und mesozoischen Gebiete Ostgrönlands verlieren an Bedeutung. Diese Situation bestand bereits um 250 ky und 400 ky, wo in den Horizonten CM V und CM VI in den Feinfraktionen ebenfalls präkambrische Alter gefunden wurden.

Die Alter der Dropstones von 3.7 Ma bis 2460 Ma dokumentieren die Variabilität der für den Detritus als Quellen in Frage kommenden Liefergebiete.

## 4. DISKUSSION UND INTERPRETATION

### 4.1. HERKUNFT UND TRANSPORT DER SILIKATISCH-DETRITISCHEN MINERALE

Der überwiegende Anteil der silikatischen Minerale in den Tiefseebecken des Atlantiks resultiert aus detritischem Eintrag von den umliegenden Kontinenten (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968; Rateev et al., 1969). Ein Teil dieser Minerale läßt sich bestimmten Liefergebieten und den dort herrschenden Klima- und Verwitterungsbedingungen zuordnen (Chamley, 1989; Singer, 1984). Eine Analyse der Mineralverteilung in den Sedimenten und ihrer relativen Verhältnisse untereinander erlaubt es, den variierenden Einfluß der kontinentalen Quellen näher zu bestimmen. Diese Variationen sind auch das Ergebnis von Klimaschwankungen, die zu wechselnden Transportmechanismen (Wind-, Wasser- und Eistransport) führen.

#### 4.1.1. Mineralassoziationen

Mit Hilfe einer Faktoranalyse (Varimax, orthogonal, Rotation) der Peakintensitäten (<2 µm, 2-16 µm) wurden Mineralassoziationen unterschieden. In der Tonfraktion bilden Chlorit und Glimmer zusammen mit Kaolinit, Smektit, Quarz, Feldspat und Amphibol eine Hauptpopulation (Tab. 13). Eine zweite Gruppe ist von den Nicht-Phyllosilikaten K-Feldspat, Plagioklas und den Amphibolen belegt. Der negative Ast ist durch Smektit und Kaolinit repräsentiert. Die IC belegt in der Tonfraktion zusammen mit dem Zeolith den dritten Faktor.

In der Fraktion 2-16 µm wird der Hauptfaktor von Chlorit und Glimmer, sowie von Quarz, Kaolinit und Zeolith gebildet. Die zweite Population schließt die Feldspäte, Amphibole und Quarz ein. Die Phyllosilikate treten nur untergeordnet auf. Faktor 3 ist mit der IC und Smektit belegt. Da Smektit in der Feinsiltfraktion nur in Spuren auftritt, ist diese Zuordnung wenig signifikativ.

In der Tonfraktion stellt der erste Faktor den in Kalt- und Warmzeiten vorhandenen detritischen Hintergrundeintrag dar. Er ist durch Chlorite und Glimmer, geringere Anteile an Smektit, Kaolinit und Nicht-Phyllosilikate markiert. Kurze Phasen erhöhter Eisbergdrift erklären die Gruppierung von Feldspäten und Amphibolen (Cemented Marl, Faktor 2). Gleichzeitig gehen Kaolinit und Smektit zurück.

Die Fraktion 2-16 µm zeigt eine ähnliche Gruppierung wie die Tonfraktion. Der Hauptfaktor hat eine höhere Belegung mit Kaolinit und Zeolith. Der zweite Faktor mit Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und Amphibol wird in der Feinsiltfraktion wichtiger (Varianz 33.8 %) und dokumentiert die IRD-Maxima um 11, 23, 47 und 59 ky. Die IC verhält sich in beiden Kornfraktionen unabhängig von den Mineralassoziationen.

Tab. 13: Faktorgewichte der Peakintensitäten (478 Proben).

	Fraktion <2 µm			Fraktion 2-16 µm		
	F1	F2	F3	F1	F2	F3
Varianz (%)	89.8	20.4	9.8	52.0	33.2	14.8
Smektit	<u>.553</u>	<u>-.579</u>	.317	.137	-.245	<u>.899 ?</u>
Chlorit	<u>.940</u>	.078	-.060	<u>.791</u>	.372	-.032
Kaolinit	<u>.407</u>	<u>-.781</u>	.031	<u>.726</u>	.372	.113
Glimmer	<u>.879</u>	.051	-.189	<u>.846</u>	.392	-.146
Quarz	<u>.741</u>	.133	.114	<u>.550</u>	<u>.690</u>	-.154
K-Feldspat	<u>.695</u>	<u>.500</u>	-.032	.280	<u>.924</u>	-.102
Plagioklas	<u>.677</u>	<u>.620</u>	-.056	.329	<u>.902</u>	-.128
Amphibol	<u>.534</u>	<u>.676</u>	-.009	.134	<u>.942</u>	-.054
Zeolith	.121	.062	<u>.740</u>	<u>.603</u>	.017	-.279
IC	.262	.266	<u>.646</u>	-.136	-.034	<u>.943</u>

#### 4.1.1.1. Herkunft der Phyllosilikate

##### - Smektit

Smektit ist im Nordatlantik ein typisches Mineral für vulkanische Provinzen (Parra et al., 1985). Er ist im Westeuropäischen Becken detritischer Herkunft. Die Zufuhr von am MAR gebildeten Smektit ist von geringer Bedeutung (Grousset et al., 1983). Hohe Sedimentationsraten im Untersuchungsgebiet machen eine Neubildung von Smektit im Sediment, z.B. als Alterationsprodukt von vulkanischen Gläsern, unwahrscheinlich (Chester, 1990).

Die Hauptquellen für Smektit in Tielseesedimenten im Nordostatlantik sind Island und in geringerem Maße die Faroer-Inseln. Dort entsteht Smektit hauptsächlich durch die submarine und atmosphärische Verwitterung von Basalt (Parra et al., 1985). Die Smektitverteilung in der Tonfraktion folgt einem N-S-Gradienten (Abb. 113), mit einem Gehalt von fast 100 % in rezenten Sedimenten nahe Island und etwa 10 % bei 45° N (Grousset et al., 1983; Grousset & Chesselet, 1986; Parra, 1982). Der N-S gerichtete Transport von Smektit in die südlich angrenzenden ozeanischen Becken erfolgt über das NSOW bzw. das NADW (Grousset & Latouche, 1983; Zimmermann, 1982).

Die Smektitverteilung in den nordostatlantischen Becken wird auch als Indikator für die Aktivität des NADW benutzt (Latouche & Parra, 1976). Eine Abnahme des Smektitgehalts im letzten glazialen Maximum gegenüber dem Holozän wird auf eine generelle Reduzierung der NADW-Zirkulation in Kaltzeiten und auch auf eine Verdünnung infolge steigenden Glimmereintrags vom nordamerikanischen Kontinent zurückgeführt (Zimmermann, 1982). Gleichzeitig nimmt auch in hohen Breiten (66° N, 10° W) der Eintrag von Material einer "sauren Provinz" (Grönland) im letzten Glazial (<18 ky BP) im Vergleich zum Holozän (hoher Einfluß Islands) deutlich zu (Grousset & Duplessy, 1983).

Auch im Verhältnis von Glimmer zu Smektit läßt sich der Einfluß einer nordamerikanischen und einer isländischen Quelle unterscheiden (Abb. 114). Eine Smektitanreicherung in den Turbiditen indiziert ihre isländische Herkunft.

In Warmzeiten (FO) ist generell der Einfluß von Island etwas geringer als in Kaltzeiten (Abb. 47 - 51). Selbst während Eisdriftmaxima im DI kommt es nicht zu einer signifikanten Änderung der Tiefenwasserzirkulation (Abb. 115). Ein Teil des Eisbergeintrags, bestätigt durch basaltische Dropstones mit jungen K/Ar-Altern, kommt dann von Island. Nur während vier IRD-Maxima (CM I-IV) ist die NADW-Zirkulation unterbrochen oder zumindest zeitweilig reduziert. Die Smektitgehalte gehen deutlich zurück.

##### - Kaolinit

Kaolinit ist ein charakteristisches Verwitterungsprodukt gemäßiger bis tropischer Breiten mit warmem, humiden Klima mit vorherrschend chemischer Verwitterung (Chamley, 1989). Der Kaolinitanteil in rezenten marinen Sedimenten nimmt in Richtung zum Äquator zu (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968) und ist im Nordostatlantik zwischen 10 - 25° N (maximal 5 - 35° N) hauptsächlich auf Windeintrag (NE-trade wind belt) aus Nordafrika zurückzuführen (Johnson, 1979; Lange, 1982; Windom, 1976).

Ein Indikator für die Kaolinitabnahme in Richtung hoher Breiten ist das Kaolinit (002) zu Chlorit (004)-Verhältnis. Dieses beträgt rezent im Westeuropäischen Becken zwischen 0.4 und 0.6 (Biscaye, 1965) und stimmt gut mit den Werten im

NOAMP-Gebiet überein (Abb. 115). Im Cemented Marl allerdings liegt das Verhältnis durchweg unter 0.2 und geht teilweise bis auf 0 zurück.

Kaolinitbildung aus hohen Breiten ist nicht bekannt. In marinen arktischen Sedimenten auftretender Kaolinit stammt aus aufgearbeiteten, älteren kontinentalen Gesteinen (Berner & Wefer, 1990; Darby, 1975). Kaolinit ist in den Kernen in Interglazialen leicht gegenüber kühlen Klimaphasen angereichert. Dies könnte für zunehmenden äolischen Eintrag aus südlicheren Breiten infolge einer Ausdehnung des trade wind belts nach Norden sprechen. Auch ein äolischer Transport (jet streams, westerlies) vom amerikanischen Kontinent ist denkbar.

Im CM sind die Kaolinitgehalte sehr gering. Eine detritische Sedimentzufuhr aus hohen Breiten dominiert. In anderen kaltzeitlichen Sedimenten (DI) kommt Kaolinit vor, der auf auch in Glazialen bestehenden Eintrag aus gemäßigten bis tropischen Breiten mit humiden Verwitterungsverhältnissen hinweist. Allerdings wird auch die Möglichkeit von durch Eisberge transportiertem Kaolinit bei 42° N, 22° diskutiert. Devonische und permo-karbonische Serien aus dem Nordosten Amerikas werden als potentielle Liefergebiete genannt (Robinson, 1986).

#### - Chlorit

Chlorite sind das Ergebnis mechanischer Erosion von metamorphen und sedimentären Gesteinen in hohen Breiten ohne großen Einfluß chemischer Verwitterung (Chamley, 1989; Singer, 1984). Sie kommen häufig zusammen mit Quarz, Feldspäten, Glimmern und Amphibolen vor (Windom, 1976).

Im Atlantik ist generell ein Nord-Süd-Gradient in der Chloritverteilung zu beobachten (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968; Rateev et al., 1969). Grousset et al. (1983) zeigen einen rezenten W-E-Gradienten in der Chloritverteilung mit einem Maximum zwischen 45° und 50° N (Abb. 113). Chlorite kommen vorwiegend vom nordamerikanischen Kontinent und werden hauptsächlich durch Wind (jet streams, westerlies) oder in kühleren Klimaphasen auch durch Eisberge transportiert. Die Chloritgehalte in den nordamerikanischen Tiefseeebenen liegen bei 40 % und nehmen auf 10 - 20 % im Westeuropäischen Becken ab (Grousset & Chesselet, 1986).

Dieser Gradient stimmt mit den von Biscaye (1965) bestimmten Chlorit (003) zu Glimmer (002)-Verhältnissen in holozänen Sedimenten überein, das 0.8 - 1.0 vor Grönland und Nordamerika beträgt und im Westeuropäischen Becken auf 0.4 bis 0.6 abnimmt. Im NOAMP-Gebiet wurden Werte von 0.4 bis maximal 0.7 im Holozän gemessen. Auch die uniforme Zusammensetzung der Chlorite (Kap. 3.3.2.5.) spricht für ein geographisch stabiles Herkunftsgebiet dieser Minerale im Nordwesten des Atlantiks (Nordamerika, Grönland).

#### - Glimmer

Glimmer sind die wichtigsten Schichtsilikate in Tiefseesedimenten im Nordatlantik mit Anteilen von >50 % (Biscaye, 1965) und werden unter den verschiedensten geologischen Bedingungen gebildet. Auffallend ist ein von Kanada und den USA ausgehender bis in das Westeuropäische Becken reichender breiter Glimmergürtel (bis zu >70 % Glimmer) in mittleren Breiten, der den Grenzen der jet stream-Ausdehnung folgt (Griffin et al., 1968). Windom & Chamberlain (1978) beschreiben rezente Staubstürme (90 % Tonfraktion, 80 - 90 % Glimmer), ausgehend vom nordamerikanischen Kontinent, die auch zur Sedimentation in den ostatlantischen Becken beitragen.

Die Glimmer- und Quarzmaxima im Nordatlantik verlaufen etwa parallel zur Chloritverteilung (*Biscaye, 1965, Griffin et al., 1968; Grousset & Chesselet, 1986*). Die Gehalte nehmen wegen der zunehmenden Verdünnung durch "low latitude"-Minerale wie Kaolinit und Gibbsit zum Äquator hin ab (*Chester, 1990*).

Die relativ konstante Glimmerzusammensetzung in Kalt- und Warmzeiten spricht für wenig wechselnde Quellen (Kap. 3.3.2.3.). Nur im CM marl sind Fe- und Mg-reichere Glimmer (höherer Anteil von Biotit) zu finden, die eine Änderung des detritischen Eintrags indizieren. Die geringe Verwitterungsresistenz der Biotite spricht für eine Erosion "frischer", unverwitterter kristalliner Gesteine ohne bedeutende Bodenbildung in hohen Breiten.

Die IC ist in Kaltzeiten in der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  deutlich schlechter als in Warmzeiten (Kap. 3.3.2.4.). Dies steht im Gegensatz zu Ergebnissen von *Chamley (1967, 1972)*, der Glimmer in Tiefsee-Sedimenten mit schlechter IC Interglazialen zuordnet und dies auf warm-humide Verwitterungsbedingungen auf den Kontinenten zurückführt. Die IC detritischer Glimmer nimmt in nördlichen Breiten zu (*Berry & Jones, 1966*), da die vorwiegend mechanische Verwitterung in arktischen Breiten die Bildung von Glimmern mit guter IC begünstigt. Die IC in der Fraktion  $2-16 \mu\text{m}$  des CM ist deutlich schlechter als in anderen Sedimenten. Bleibt die Hauptquelle (Nordamerika, Grönland) für die Glimmer konstant, so müssen sich die Verwitterungs- oder Erosionsbedingungen in den Liefergebieten geändert haben.

Möglicherweise kommt es zu einer phasenverschobenen Abtragung von Glimmern. Glimmer mit schlechter IC, die in Böden unter relativ warmen Klimabedingungen gebildet wurden; werden in Kaltzeiten erodiert und in den marinen Bereich transportiert. Der Vorstoß des nordamerikanischen Inlandeises im letzten Glazial ging bis über  $40^\circ \text{N}$  nach Süden (*Teller, 1987*) und kann dort entsprechende Böden erodiert haben. Dieses Eis gelangt dann in den marinen Bereich und folgt dann zusammen mit Eismassen aus nördlicheren Regionen den NW-SE verlaufenden Drifteis-Routen (*Ruddiman, 1977*) bis in den östlichen Atlantik.

Eventuell ist auch verstärkte Winderosion, begünstigt durch verminderte Vegetation an der Front der Inlandeismassen für einen zunehmenden detritischen Transport verantwortlich. Ein Sedimenttransport durch aus südlicher Richtung kommende Oberflächenströmungen (Golfstrom, NAD) in Kaltzeiten ist auszuschließen. Durch die weit südlich liegende Polarfront von bis über  $45^\circ \text{S}$ , (*Ruddiman & McIntyre, 1976*) werden die Oberflächenströmungen in ihrer nördlichen Ausdehnung eingeschränkt.

#### 4.1.1.2. Herkunft der Nicht-Phyllosilikate

Quarz ist das wichtigste detritische Mineral in den Sedimenten. Die Verteilung wird in der Nähe des Äquators zwischen etwa  $5 - 35^\circ \text{N}$  durch Windtransport (NE trade wind belt) bestimmt (*Johnson, 1979; Sarnthein et al., 1981; Windom, 1975*). Quarzanteile in Breiten höher als  $35^\circ \text{N}$  können auch durch W-E gerichteten äolischen Eintrag (jet streams, westerlies) vom nordamerikanischen Kontinent erklärt werden (*Folger, 1970; Grousset et al., 1983*).

Erhöhungen der Quarz/Glimmer-Verhältnisse reflektieren Klimawechsel mit steigendem Quarzeintrag in Glazialen (*Bowles, 1975*). In Oberflächensedimenten bei  $47^\circ \text{N}$  liegt das Verhältnis Quarz (100) zu Glimmer (002) bei  $< 0.5$  (*Biscaye, 1965*) und entspricht Werten holozäner Sedimente im NOAMP-Gebiet (Abb. 115). In Glazialen verschieben sie sich zu Verhältnissen um 1 und erreichen in Phasen verstärkter Eisdrift Werte um 3.

Der Quarzeintrag in höheren Breiten wird in Kaltzeiten neben einem äolischen Anteil hauptsächlich von Eisbergdrift bestimmt. In Kaltzeiten verschiebt sich die Polarfront bis auf über 45° N nach Süden (Ruddiman & McIntyre, 1976). Abschmelzende Eisberge hinterlassen einen NW-SE gerichteten Gürtel mit maximalen Akkumulationsraten an IRD (Ruddiman, 1977) und deutlich erhöhten Quarzgehalten (Kolla et al., 1979). Diese aus erhöhtem Eisbergtransport resultierenden Quarzgehalte manifestieren sich ebenfalls in hohen Quarz/Glimmer-Verhältnissen während des letzten glazialen Maximums (Zimmermann, 1982). Im NOAMP-Gebiet liegen die Verhältnisse Quarz (100) zu Glimmer (002) in den Isotopenstadien 1 und 5 um etwa 0.5 und gruppieren sich in Kaltzeiten (Isotopenstadien 2 - 4 und 6) um einen Wert von etwa 0.8 - 1.0. Sechs IRD-Maxima im letzten Glazial sind durch Quarz (100) / Glimmer (002)-Verhältnisse von >1.0 bis fast 3.0 gekennzeichnet (Abb. 115).

In Kernen südlich des NOAMP-Gebietes bei 41 - 43° N, 20 - 23.5° W im King's Trough) werden in den Isotopenstadien 2 - 4 vier Quarz/Glimmer-Maxima beschrieben (Robinson, 1986). Die absoluten Werte sind höher, als die im NOAMP-Gebiet gefundenen, da die gesamte nichtkarbonatische Fraktion <37 µm benutzt wurde, in der generell mehr Quarz als Glimmer zu finden ist.

Die Maxima werden durch eine Kombination von IRD-Eintrag aus hohen Breiten im Kombination mit äolischem Transport aus der Äquatorregion erklärt werden. Der erste Quarz/Glimmer-Peak liegt dort im Isotopenstadium 2, während er im NOAMP-Gebiet um 11 ky BP einzuordnen ist. Es handelt sich möglicherweise um das gleiche Ereignis, das durch den diachronen Rückzug der Polarfront von etwa 20 ky bis 10 ky BP im Nordostatlantik zu erklären ist (Ruddiman & McIntyre, 1981). Die Peaks 4 und 5 im NOAMP-Gebiet sind im King's Trough nicht dokumentiert. Die maximale Ausdehnung der Eisvorstöße zu diesen Zeiten ist auf Gebiete nördlich von 45° N begrenzt. Generell sind aber in beiden Regionen Warmzeiten durch geringe Quarz/Glimmer-Verhältnisse und Kaltzeiten durch hohe gekennzeichnet.

#### - Feldspat

Die Feldspäte variieren meist mit der Quarzverteilung (Abb. 116). Vor allem die IRD-peaks 1 - 6 im letzten Glazial sind durch parallel hohe Quarz- und Feldspatgehalte gekennzeichnet (Abb. 57 - 61). Feinkörnige Feldspäte (Plagioklas) können auch mit dem NADW von Island nach Süden transportiert werden (Grousset & Chesselet, 1986; Parra, 1982; Zimmermann, 1982) und erklären Feldspateintrag ohne Eisdrift. Auch Windtransport ist nicht auszuschließen. Oligoklas markiert Turbidite (Abb. 46), deren Quelle Island ist (Kap. 3.1.). Ruch (1987) beschreibt erhöhte Oligoklasgehalte in rezenten Sedimenten der Tiefseeebenen im NOAMP-Gebiet.

#### - Amphibol

Amphibole haben eine leicht schwächere Verwitterungsresistenz als Chlorit und zeigen im Nordatlantik eine ähnliche Verbreitung wie die Chlorite (Biscaye, 1965). Die Amphibolverteilung folgt einem NW-SE-Gradienten ausgehend vom amerikanischen Kontinent bis in den Nordostatlantik. Das Amphibol (020) / Glimmer (001)-Verhältnis liegt bei >1 vor der nordamerikanischen Küste und nimmt bis auf 0.1 - 0.25 im Westeuropäischen Becken ab.

In Glazialen und Interglazialen liegt das Amphibol/Glimmer-Verhältnis im NOAMP-Gebiet konstant zwischen 0.1 und 0.2 (Abb. 115). Dieses kann während der IRD-Maxima 1, 2, 4 und 5 (CM) bis auf >1 (= 0.6-1.1) ansteigen. Diese Werte entsprechen Amphibolgehalten in rezenten Sedimenten vor der nordamerikanischen Küste (Biscaye, 1965; Piper & Stett, 1977). Die

Hauptquelle für die Amphibole wird im nördlichen Bereich der Labradorsee vermutet (Zimmarmann, 1977). Ein verstärkter Eintrag von den alten Schilfen des nordamerikanischen Kontinents und Grönlands während der Bildung des CM zeigt sich auch in den hohen K/Ar-Altern der Silikatfraktionen (Kap. 3.4.5.).

#### - Zeolith

Klinoptilolith ist der wichtigste Zeolith im Atlantik und wird authigen oder diagenetisch in den pelagischen Sedimenten selbst oder im Kontakt mit vulkanischen Material neugebildet (Kastner, 1979, Emery & Uchupi, 1984, p. 752). Biscaya (1965) schließt auch die Möglichkeit eines detritischen Eintrags von Zeolithen nicht aus. Seine Klinoptilolith (020) / Glimmer (001)-Verhältnisse in rezenten Sedimenten im Westeuropäischen Becken liegen bei  $<0.1$  und erreichen um Island Werte  $>0.25$ . In den Kernen liegen die Verhältnisse unter  $0.1$  und gehen in den ersten drei CM-Horizonten bis auf Null zurück. Nur im letzten Glazial ist eine Zeolithanreicherung ober- und unterhalb der dritten CM-Schicht zu beobachten (Abb. 57 - 61), wobei das Maximum (Klinoptilolith/Glimmer  $>0.3$ ) mit dem IRD-Maximum 3 ( $\approx 35$  ky) im DI zusammenfällt.

#### 4.1.1.3. Zusammenfassung

Die Mineralverteilung in den Sedimenten dokumentiert den unterschiedlichen Einfluß verschiedener Liefergebiete und variierender Transportmechanismen als Folge von Wechseln zwischen Glazialen und Interglazialen (Isotopenstadien 1 bis 6). In Warmzeiten (FO) überwiegt der detritische Eintrag durch Strömungen und Windtransport. Die Tiefenwasserzirkulation ist intakt, auch Oberflächenströmungen (nördliche Ausdehnung des Golfstroms bzw. NAD in Warmzeiten) können zur Sedimentation beitragen. Der äolische Sedimenteintrag kommt vermutlich vorwiegend aus Nordamerika (jet streams, westerlies) oder zu einem geringeren Teil aus dem nordafrikanischen Raum durch Ausläufer des in Warmzeiten weiter nach Norden ausgedehnten trade wind belts (Passatwinde). Der detritische Anteil besteht in Warmzeiten vorwiegend aus Phyllosilikaten (TCI/TNCI, Abb. 67). Die Glimmer in wermzeitlichen Ablagerungen haben durchgehend eine bessere IC als die in kaltzeitlichen Sedimenten.

Es bestehen grundsätzlich qualitativ keine Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung in kalt- und wermzeitlichen Sedimenten (DI, FO). In Kaltzeiten (DI, CM) kommt es neben dem Eintrag durch Wind und Strömungen verstärkt zur Sedimentation von IRD. Dieser phasenweise erhöhte Eintrag durch Eis dokumentiert sich in Menge und Zusammensetzung auch der feinen Kornfraktionen ( $<2 \mu\text{m}$ ,  $2-16 \mu\text{m}$ ). Maximaler Eiseintrag im letzten Glazial läßt sich in der Fraktion  $2-16 \mu\text{m}$  an einem TCI/TNCI-Verhältnis von  $<3$  von anderen Sedimenten unterscheiden (Abb. 67). Es können zwei Typen von IRD-Maxima im CM und im DI mit unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung unterschieden werden.

Im CM sind Quarz, Feldspäte und vor allem Amphibole angereichert. An Phyllosilikaten treten Chlorit und Glimmer auf. Es finden sich Fe- und Mg-reichere Biotite, die aus der Erosion unverwitterter kristalliner Gesteine stammen. Die IC in der  $2-16 \mu\text{m}$  Fraktion ist deutlich schlechter. Smektit und Kaolinit treten nur in geringen Gehalten auf oder fehlen. Als Hauptquellen für den silikatischen Detritus werden Nordamerika und Grönland angenommen, dies dokumentiert sich auch in den hohen K/Ar-Altern des Silikatanteils (Kap. 3.4.5.). Die Zufuhr von Island via NADW ist eingeschränkt oder völlig unterbrochen. Smektit fehlt oder zeigt nur sehr geringe Gehalte. Der Eintrag aus südlichen Breiten ist gering.

Zwei Horizonte (CM V, VI) bei etwa 250 und 400 ky zeigen die gleichen mineralogischen und sedimentologischen Merkmale wie die Schichten CM I - IV im letzten Glazial.

Die IRD-Maxima 3 und 6 (DI) im letzten Glazial führten nicht zu einer Verringerung der Smektit- und Kaolinitgehalte. Quarz und Feldspäte sind ebenfalls angereichert. Amphibole zeigen keine ungewöhnlich hohen Gehalte. Auch hier folgt das Driteis den von *Ruddiman* (1977) beschriebenen Driteisrouten im Atlantik von NW nach SE. Ein Sedimenteintrag von Island (Smektit) durch Tiefenströmungen und Eisberge ist wahrscheinlich. Der Gesamtanteil an silikatischem Detritus ist deutlich größer als in Warmzeiten.

Im Zeitraum von 150 bis etwa 400 ky (Isotopenstadien 7 - 12, Kern M6-7A-244/1) sind weitere Klimawechsel dokumentiert, die sich wie beschrieben in der Mineralverteilung in den Sedimenten abbilden. In Sedimenten älter als 900 ky (Kerne ME-69-196, PO-08-23) kommt es auch zu, allerdings unvollständig dokumentierten, Klimawechseln mit vorwiegender Sedimentation von feinkörnig-detritischem Material. Im Pliozän gibt es keine Anzeichen für IRD-Eintrag, Phyllosilikate bilden die Hauptmenge des silikatischen Sedimentanteils. Eine biogen-karbonatische Sedimentation dominiert. Sie spricht für eine zunehmende Klimaverbesserung in der nördlichen Hemisphäre.

#### 4.2. IRD-MAXIMA 1, 2, 4 und 5

Frühdiaagenetische Prozesse sind auf die Horizonte des Cemented Marl beschränkt. Die geringen Wassergehalte und Porositäten, bei gleichzeitig erhöhten Naßdichten, können bei der ungenügenden Sedimentauflast nicht durch Kompaktion erklärt werden (*Jantschik & Lohoff*, 1987). Röntgenographische Messungen ergaben dann vor allem hohe Dolomitgehalte (Kap. 3.3.1.) und Dünnschliff- und Elektronenmikroskopaufnahmen zeigten idiomorphe rhomboedrische Dolomitekristalle (*Clasen et al.*, 1990). Auch die Strontiumanalysen indizieren eine Neubildung in der Karbonatphase (Kap. 3.4.1., 3.4.2.). Eine Arbeit über diese Neformationen ist in Vorbereitung (*Clasen*, Univ. Göttingen).

In den Kernen finden sich im letzten Glazial und am Übergang Pleistozän/Holozän insgesamt vier solcher Horizonte die IRD-Maxime (1, 2, 4, 5) entsprechen und zeitlich bei etwa 11, 23, 47 und 59 ky BP eingeordnet werden (*Heinrich*, 1988). Diese Horizonte zeigen eine flächenhafte Verbreitung im NOAMP-Gebiet (*Gabel*, 1989; *Jantschik & Lohoff*, 1987). Zwei weitere dieser Schichten liegen bei etwa 250 ky und 400 ky BP in Kern M6-7A-244/1.

Dolomitanreicherungen im ersten CM-Horizont wurden durch erhöhte Eisbergdrift erklärt (*Ruch*, 1987). Dieser CM-Horizont wurden mit 10.7 ky BP ( $C^{14}$ -Alter, korrigiert) datiert und der Jüngeren Dryas zugeordnet (*Ruch*, 1987). Auch in Kernen südöstlich des NOAMP-Gebietes bei 46°N, 17°W wurden die ersten drei dieser Schichten gefunden und ihr hoher Dolomitgehalt auf Eisbergdrift zurückgeführt (*Rutgers van der Loeff & Lavaleye*, 1986).

Abbildung 117 zeigt den jüngsten CM-Horizont am Übergang Pleistozän/Holozän. Der Wassergehalt nimmt deutlich ab. Gleichzeitig nimmt der Dolomitgehalt zu. Die für neugebildetes Karbonat typische Abnahme im Verhältnis von Sr zu Ca ist auf die CM-Horizonte beschränkt.

Dolomitneubildung ist unter normalen physiko-chemischen Bedingungen in der Tiefsee nicht möglich (*Lippmann*, 1973). *Heinrich* (1989) nimmt eine Lösung des biogenen Karbonats im Bodenwasser als Lieferant für Ca- und Mg-Ionen, und eine Hydrogenkarbonatbildung durch Remineralisation organischer Substanz unter

sauerstoffarmen Bedingungen im Sediment an. Die Mg-Ionen gelangen dann, mit beim Abbau der organischen Substanz entstehenden Sulfationen in das Sediment und mikrobielle Prozesse führen dort zur Dolomitmikrokristallisation.

Ähnliche Phänomene im Zusammenhang mit deutlichen Änderungen der marinen Sedimentation am Übergang vom letzten Glazial zu rezenten interglazialen Bedingungen sind nicht nur auf das NOAMP-Gebiet beschränkt. Auch in anderen Regionen werden frühdiagenetische Prozesse mit klimatisch gesteuerten Änderungen der Sedimentationsverhältnisse in Zusammenhang gebracht. So finden sich in ähnlicher stratigraphischer Position in der Norwegen-See und im äquatorialen Atlantik Horizonte mit karbonatischen und silikatischen Neubildungen und erhöhten Scherfestigkeiten (*Kassens & Sarnthein, 1989*). Fe-reiche Krusten werden aus dem westlichen äquatorialen Atlantik, dem östlichen Mittelmeer, der Japansee und dem Golf von Bengalen beschrieben (*McGeary & Damuth, 1973*). Frühdiagenetische metallreiche Lagen wurden etwas unterhalb des Glazial-Holozän-Übergangs in der Porcupine Tiefseeebene gefunden (*Wallace et al., 1988*).

Auch die Detrituszusammensetzung ändert sich deutlich. Im Gesamtsediment nimmt der Anteil der Phyllosilikate stark ab, die Gehalte an Feldspat und Quarz steigen parallel dazu an. In den karbonatfreien Feinfraktionen gehen Smektit und Kaolinit stark zurück, gleichzeitig nehmen die Nicht-Phyllosilikate, wie Plagioklas, K-Feldspat und Quarz stark zu. Amphibolmaxima finden sich nur im CM (Kap. 3.3.2.).

Die Korngrößenverteilung ist deutlich zu gröberen Fraktionen hin verschoben (Kap. 3.1.3.). Die K/Ar-Alter der Feinfraktionen liegen teilweise über 1000 Ma und damit im Mittel um etwa 500 Ma höher als im FO oder DI (Kap. 3.4.5.). Die Sr-Isotopendaten indizieren einen konstant zusammengesetzten detritischen Eintrag von einem eng begrenzten Liefergebiet, für das Nordamerika und Grönland in Frage kommen (Kap. 3.4.4.).

#### 4.2.1. Paläozeenographie

Für die Phase der Cemented Marl-Bildung am Übergang vom letzten Glazial zum Holozän müssen von normalen Kalt- oder Warmzeiten sehr verschiedene Sedimentations- bzw. Strömungsbedingungen für den Nordatlantik angenommen werden. Zu dieser Zeit kam es zu einer kurzzeitigen Rückkehr zu glazialen Verhältnissen und raschen Eisvorstößen bis weit in den Nordostatlantik. Hohe K/Ar-Alter und die mineralogischen Ergebnisse indizieren einen detritischen Eintrag, der von Nordamerika und Grönland bestimmt wird und mit den vorherrschenden nordatlantischen Drifteisrouten in Glazialen übereinstimmt (*Ruddiman, 1977*). Der Eintrag von Island ist eingeschränkt.

Gleichzeitig wird eine von nordamerikanischen Kontinent und der Labradorsee weit in den Nordostatlantik und das Westeuropäische Becken hineinreichende Schmelzwasserzunge beschrieben (*Broecker & Denton, 1989; Broecker et al., 1989; Williams & Fillon, 1986*). Diese wird auch in der Norwegen See beobachtet, reicht aber nicht bis in die Breite des NOAMP-Gebietes nach Süden, sondern bleibt auf die Ostküste Grönlands und die Region um Island beschränkt (*Williams & Fillon, 1986*).

Diese Schmelzwasserüberschichtung führt zu einer Behinderung der Tiefenwasserneubildung in der Norwegen See (*Berger et al., 1987*). Der Austausch des Bodenwassers im Nordostatlantik via NADW ist unterbrochen oder zumindest eingeschränkt. Dafür sprechen auch die niedrigen Smektitgehalte, der hauptsächlich mit dem NADW von Island nach Süden transportiert wird. Eine Unterbrechung der NADW-Zirkulation kann gleichzeitig dazu führen, daß korrosives Tiefenwasser aus dem Südatlantik weit nach Norden gelangt (*Boyle & Keigwin, 1987*) und zu

verstärkter Karbonatlösung führt. Diese paläozeanographische Situation entspricht dem "conveyor off" Mode nach Broecker *et al.* (1990).

Solche speziellen, klimatisch gesteuerten Sedimentationsbedingungen sind zeitlich nicht nur auf den Übergang vom letzten Glazial zum Holozän beschränkt (CM I). Die Horizonte CM II-IV sind ein Indikator für die mehrmalige Wiederholung solcher raschen Klimaveränderungen im letzten Glazial. Selbst in weiter zurückliegenden Kaltzeiten (Isotopenstadien 8 und 12, Kern M6-7A-244/1) bei etwa 250 ky und 400 ky BP spiegeln CM-Horizonte ähnliche Verhältnisse wieder und dokumentieren rasche Klimawechsel, die zu einer Modifikation der ozeanischen Strömungsverhältnisse führen. Die Ursachen für solche abrupten Klimawechsel werden von Broecker & Denton (1989) diskutiert.

#### 4.3. SEDIMENTATIONSMODELLE

In diesem Kapitel werden die verschiedenen Parameter beschrieben, die die mineralogische Sedimentzusammensetzung im NOAMP-Gebiet bestimmen (Abb. 119). Ihre klimaabhängigen Schwankungen im späten Pleistozän werden am Beispiel der drei Sedimenttypen Foraminiferal Ooze, Diamicton und Cemented Marl dargestellt (Abb. 120-122).

##### 4.3.1. Warmzeiten (FO)

Die rezente warmzeitliche Sedimentation wird von biogenen Karbonaten (FO) bestimmt (Abb. 120). Äolischer Eintrag kommt bevorzugt mit den jet streams (westerlies) vom nordamerikanischen Kontinent (Grousset *et al.*, 1988; Windom, 1975). Ein großer Teil der Glimmer, Chlorite, Quarz und eventuell Kaolinit wird so äolisch in Interglazialen in die Nordatlantischen Becken transportiert (Grousset & Chesselet, 1986). Auch Ausläufer von Staubstürmen aus dem nordafrikanischen Raum erreichen sporadisch geographische Breiten über 45° N (NE trade wind belt). Diese tragen hauptsächlich Quarz und Kaolinit aus den tropischen Verwitterungsregionen bei.

Die nordatlantische Tiefenwasserzirkulation ist intakt und liefert Material, mit Smektit als markantem Mineral aus dem isländischen Raum (Grousset & Latauche, 1983; Parra, 1982; Zimmermann, 1982). Ein detritischer Beitrag über die nördliche Verlängerung des Golfstroms, die Nordatlantikdrift (NAD) ist nur von geringer Bedeutung, ebenso wie eine Sedimentzufuhr vom Mittelatlantischen Rücken. Sedimenttransport durch Eisberge bleibt auf die arktischen Bereiche beschränkt. Signifikante Sedimentzufuhr vom europäischen Kontinent ist aufgrund der vorherrschenden Richtung der ozeanischen und atmosphärischen Strömungen nicht zu erwarten. Turbidite folgen von Island nach Süden dem Meury Channel System bis in das NOAMP-Gebiet und beeinflussen die Sedimentation in den Ebenen.

Die Sedimentationsverhältnisse entsprechen auch in älteren warmzeitlichen Ablagerungen (Foraminiferal Ooze, Isotopenstadien 5, 7, 9, 11; Kern M6-7A-244/1) im Westeuropäischen Becken generell diesem Schema.

##### 4.3.2. Kaltzeiten (DI)

Abbildung 121 zeigt schematisch die Parameter, die die Sedimentation im NOAMP-Gebiet in Glazialen beeinflussen. Typisches Sediment ist der Diamicton. Die karbonatisch-biogene Sedimentation wird durch eine silikatisch-detritische überprägt. Der Detritus wird neben dem Wind und Strömungen vorwiegend durch Eisberge eingetragen. In periodischen Abständen kommt es zu Eisdriftmaxima

(Heinrich, 1988). Die Polarfront verschiebt sich weit nach Süden und lenkt die Oberflächenströmungen nach Süden ab. Die Oberflächenzirkulation folgt im Nordatlantik einem generell zyklonischem Strömungsmuster, mit etwa NNW-SSE gerichteten Driteisrouten (Ruddiman, 1977). Eis von den britischen Inseln und Skandinavien verbleibt bevorzugt in der Norwegen See (Ruddiman, 1977). Die Tiefenwasserzirkulation im Nordatlantik ist in Kaltzeiten nur phasenweise unterbrochen (Corliss et al., 1986). Der Sedimenteintrag aus südlichen Breiten ist gering. Turbidite finden sich auch in kaltzeitlichen Sedimenten.

#### 4.3.3. IRD-Maxima 1, 2, 4 und 5 (CM)

Ein schematisches Blockbild illustriert die Situation im NOAMP-Gebiet in Glazialen während der IRD-peaks 1, 2, 4 und 5 zu Zeiten rascher Eisvorstöße um etwa 11, 23, 47 bzw. 59 ky BP (Abb. 122). Das typische Sediment ist der Cemented Marl. Der detritische Eintrag durch Eisberge überwiegt bei weitem den Wind- und Strömungstransport und führt zu grobkörnigerem Sediment als im Diamicton. Dies macht sich auch im geringeren Anteil an Phyllosilikaten bemerkbar. Die Quellen für den Detritus sind überwiegend Nordamerika und Grönland. Dies führt zu einer Mineralassoziation mit überwiegend Quarz, Feldspäten und Amphibol.

Auch die Isotopendaten (Rb/Sr, K/Ar) sind von den anderen Sedimenttypen verschieden (Kap. 3.4.4., 3.4.5.). Die Tiefenwasserzirkulation ist unterbrochen. Eventuell reicht das Antarktische Tiefenwasser bis in die Breiten des NOAMP-Gebietes. Karbonat, vornehmlich Dolomit wird in diesen Phasen neugebildet. Die karbonatisch-biogene Sedimentation geht stark zurück. Möglicherweise süßt das Oberflächenwasser durch den Eiseintrag soweit aus, daß die für marine Organismen zu tolerierende Grenze überschritten wird. Oder es wird in kurzer Zeit soviel Detritus angeliefert, daß die Trübung im Oberflächenwasser zu einer Reduzierung der Planktonproduktion führt. Fehlende benthische Foraminiferen sprechen für veränderte Bodenwasserbedingungen. Der Sedimenteintrag aus südlichen Breiten ist unbedeutend.

## 5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Ziel dieser Arbeit war es die mineralogische Zusammensetzung von Tiefseesedimenten aus dem Nordostatlantik zu bestimmen. Darüberhinaus sollte geklärt werden, ob die Mineralverteilung als Folge von gut dokumentierten pleistozänen Klimaschwankungen variiert und es möglich ist, Aussagen über die Herkunft der Minerale zu machen.

Dazu wurden die karbonatfreien detritischen Feinfraktionen (<2 µm, 2-16 µm) untersucht, da sie unter allen klimatischen Bedingungen in pelagischen Regionen sedimentiert werden. Diese feinkörnigen Partikel werden hauptsächlich äolisch und mit Strömungen transportiert, während das Auftreten gröberer Sedimentbestandteile an Eistransport und damit an kühle klimatische Situationen gebunden ist. Die Resultate der mineralogischen und geochemischen wurden in einen paläozeanographischen und paläoklimatischen Rahmen gestellt und als einfache Sedimentationsmodelle für die verschiedenen Klimaphasen präsentiert. Sie dokumentieren die beobachteten Klimaschwankungen im Pleistozän.

In den Kernen sind die Sauerstoff-Isotopenstadien 1-6 dokumentiert (Holozän bis etwa 150 ky BP). Kern M6-7A-244/1 reicht bis in das Isotopenstadium 12 bei ca. 400 ky BP zurück. Ältere Schichten, die bis in das O'Pliozän zurückreichen sind von zahlreichen Schichtlücken unterbrochen. Turbidite bleiben auf die Tiefseeebenen beschränkt.

Der silikatisch-detritische Eintrag ist in Menge und Zusammensetzung nicht konstant. Er stammt von den umgebenden Kontinenten und setzt sich aus Mischungen

verschiedener Quellen zusammen (Nordamerika, Grönland, Island). Die Mischungsverhältnisse des Détritits variieren und geben Hinweise auf potentielle Liefergebiete zu bestimmten Zeiten oder paläoklimatischen Situationen. Eine exakte Quantifizierung des Eintrags einzelner Quellen ist allerdings nur bedingt möglich. Direkte Aussagen über Temperaturen, wie z.B. aus Sauerstoff-Isotopendaten, können mit silikatischen Mineralen nicht gemacht werden.

Generell sind Interglaziale durch eine biogen-karbonatische Sedimentation bestimmt, während in Glazialen die detritisch-silikatische Komponente überwiegt. Wichtigste Minerale in der Tonfraktion sind Smektit, Chlorit, Glimmer und Kaolinit. In der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$  sind Quarz, K-Feldspat, Plagioklas (Albit) und Amphibol gegenüber den Phyllosilikaten angereichert. Zeolithe sind auf wenige Horizonte begrenzt. In Warmzeiten (Foraminiferal Ooze) ist der Anteil dieser Minerale, ausgedrückt durch die absoluten Peakintensitäten der Minerale (Röntgendiffraktometrie) sehr gering, während in Kaltzeiten (Diamicton) diese Intensitäten deutlich ansteigen. Die Illitkristallinität ist in Glazialen durchweg schlechter als in Interglazialen.

Die Mineralverteilung zeigt, daß die Klimaentwicklung innerhalb von Glazialen oder Interglazialen nicht einformig verläuft, sondern Schwankungen unterworfen ist. Dies zeigt sich im letzten Glazial in vier Cemented Marl-Horizonten. Solche Phasen sind durch verstärkten IRD-Eintrag gekennzeichnet und heben sich durch erhöhte Quarz-, K-Feldspat-, Plagioklas- und vor allem Amphibolgehalte, sowie niedrige Phyllosilikatanteile von den anderen Sedimenten ab.

Die normalisierten Verteilungsmuster der Seltenen Erden lassen sich durch eine Mischung granitischer und basaltischer, weniger differenzierter Gesteine erklären, die man von den Hauptquellen für den Detritus, Nordamerika, Grönland und Island ableiten kann. Turbidite haben ähnliche REE-Muster wie isländische Basalte.

Strontium-Isotopendaten in den karbonatfreien Feinfraktionen indizieren binäre Mischungen für den detritischen Sedimenteintrag in Kalt- wie in Warmzeiten. Verstärkter Dritteiseintrag im letzten Glazial und am Übergang Holozän/Pleistozän (Cemented Marl) ist durch relativ gleichförmige Sr-Isotopenwerte gekennzeichnet. Dies zeigt sich auch in den K/Ar-Altern, die im CM von 800 Ma bis über 1100 Ma reichen. Diese hohen Alter werden einer Quelle mit alten kristallinen Gesteinen in Nordamerika und Grönland zugeordnet. Ein Überblick über die potentiellen Liefergebiete geben K/Ar-Datierungen von Dropstones. Basalte von Island geben jüngste Alter von  $3.7 \pm 0.1$  Ma, während Granite mit einem Alter von  $2460 \pm 28$  Ma aus Südwestgrönland stammen.

In anderen kalt- wie warmzeitlichen Sedimenten schwanken die K/Ar-Alter zwischen 350 Ma und 620 Ma und spiegeln den erhöhten Einfluß geologisch jüngerer Quellen im Vergleich zum CM wieder. Das Mischungsverhältnis des Eintrags von den Liefergebieten ist in Kalt- und Warmzeiten relativ konstant. Die Detritusmenge ist in Glazialen deutlich größer.

Weitere mineralogische und geochemische Analysen (Isotopengeochemie) des detritischen Sedimentanteils können zur Verbesserung der Quantifizierung der einzelnen Bestandteile in den Mineralmischungen und zu einer detaillierteren Bestimmung der Liefergebiete und damit der Transportmechanismen beitragen. Ein stratigraphischer und sedimentologischer Rahmen ist für die Einordnung und Interpretation solcher Daten jedoch unerlässlich. In Verbindung mit verlässlichen Datierungen ( $\text{C}^{14}$ ) und Sauerstoff-Isotopenanalysen könnte die Auflösung der im silikatisch-detritischen Sedimentanteil überlieferten paläoklimatischen Signale noch erhöht werden.

## 6. LITERATURVERZEICHNIS

- ARRHENIUS, G. (1952): Sediment cores from the East Pacific. - Rep. Swedish Deep-Sea Exped. 1947-1948, 5: 89 p.
- BAREILLE, G.; LABRACHERIE, M.; MAILLET, N. & LATOUCHE, C. (1990): Quantification des teneurs en opale biogène des sédiments de l'océan Austral par diffractométrie X. - Clay Miner., 25: 363-373.
- BECK, C. (1987): Etude des composés humiques et essais de caractérisation de la matière organique dans les sédiments récents (post-glaciaires) du Lac de Neuchâtel. - Thèse Univ. Neuchâtel, 146 p.
- BEHBEHANI, A.R. (1984): Sedimentgeologische Untersuchungen im südlichen Teil des Aralsees. - Unveröff. Dipl. Arb., Universität Göttingen, 137 S.
- BERGER, W.H. (1974): Deep-Sea Sedimentation. - In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. (eds.): The geology of Continental Margins. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 213-241.
- BERGER, W.H.; BURKE, S. & VINCENT, E. (1987): Glacial-Holocene transition: Climate pulsations and sporadic shutdown of NADW production. - In: BERGER, W.H. & LABEYRIE, L.D. (eds.): Abrupt climatic change, Reidel Publ. Comp., 279-297.
- BERNER, H. & WEFER, G. (1990): Physiographic and biologic factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, 308: 317-336.
- BERRY, R.W. & JOHNS, W.D. (1966): Mineralogy of the clay-sized fractions of some North-Atlantic-Arctic bottom sediments. - Geol. Soc. Am. Bull., 77: 183-198.
- BISCAYE, P.E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. - Am. Miner., 48: 1281-1289.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. - Geol. Soc. Am. Bull., 76: 803-832.
- BISCAYE, P.E. & DASCH, E.J. (1971): The rubidium, strontium, strontium-isotope system in deep sea sediments: Argentine Basin. - J. Geophys. Res., 76: 5087-5096.
- BISCAYE, P.E.; KOLLA, V. & TÜREKIAN, K.K. (1976): Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. - J. Geophys. Res., 81: 2585-2603.
- BISCHOFF, J.L.; HEATH, G.R. & LEINEN, M. (1978): Geochemistry of deep-sea sediments from the Pacific manganese nodule provinces: Domes sites A, B, and C. - In: BISCHOFF, J.L. & PIPER, D.Z. (eds.): Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province, Plenum Press, New York, London, 397-436.
- BOGER, P.D. & FAURE, G. (1974): Strontium isotope stratigraphy of a Red Sea core. - Geology, 2: 181-183.
- BOSTRÖM, K.; JOENSUU, O.; VALDES, S. & RIERA, M. (1972): Geochemical history of South Atlantic Ocean sediments since Late Cretaceous. - Mar. Geol., 12: 85-112.
- BOWLES, F.A. (1976): Paleoclimatic significance of quartz/illite variations in cores from the Eastern Equatorial North Atlantic. - Quat. Res., 5: 225-235.
- BOYLE, E.A. & KEIGWIN, L. (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high latitude surface temperature. - Nature, 330: 35-40.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1984): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. - Mineral. Soc., London, 495 p.
- BROECKER, W.S. (1974): Chemical oceanography. - Harcourt Brace Jovanovich, New York, Chicago, San Francisco, Atlanta, 214p.
- BROECKER, W.S.; BOND, G.; KLAS, M.; BONANI, G. & WOLFLI, W. (1990): A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. - Paleoceanography, 5: 469-477.
- BROECKER, W.S. & DENTON, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. - Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 2465-2501.
- BROECKER, W.S.; KENNETT, J.P.; FLOWER, B.P.; TELLER, J.; TRUMBORE, S.; BONANI, G. & WOLFLI, W. (1989): The routing of Laurentide ice-sheet melt water during the Younger Dryas cold event. - Nature, 341: 318-321.
- BROECKER, W.S.; TÜREKIAN, K.K. & HEEZEN, B.C. (1988): The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate. - Amer. J. Sci., 286: 503-517.
- BROECKER, W.S. & VAN DONK, J. (1970): Insolation changes, ice volumes and the O<sup>18</sup> record in deep-sea cores. - Rev. Geophys. Space Phys., 8: 169-198.
- BURKE, W.H.; DENISON, R.E.; HETHERINGTON, E.A.; KOEPNICK, R.B.; NELSON, N.F. & OTTO, J.B. (1982): Variation of seawater <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr throughout Phanerozoic time. - Geology, 10: 516-519.
- CARROLL, D. (1970): Clay minerals: A guide to their X-ray identification. - Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 126: 1-80.
- CHAMLEY, H. (1967): Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. - C. R. Acad. Sci., 265: 184-187.
- CHAMLEY, H. (1971): Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. - Sci. Géol., Strasbourg, 35: 225p.
- CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. - Springer, Berlin, Heidelberg New York, 623p.
- CHAGNON, A. (1988): Géologie des argiles, diagenèse et altération hydrothermale, dans l'anticlinorium d'Arrostock-Percé, Québec (Canada). - Thèse Univ. Neuchâtel, 318 p.

- CHESTER, R. (1990): *Marine geochemistry*. - Unwin Hyman, London, 698 p.
- CHESTER, R. & ASTON, S.R. (1976): The geochemistry of deep-sea sediments. - In: RILEY, J.P. & CHESTER, R. (eds.): *Chemical oceanography*, 6: 281-390.
- CHESTER, R. & HUGHES, M.J. (1967): A chemical technique for the separation of ferro-manganese minerals, carbonate minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments. - *Chem. Geol.*, 2: 199-212.
- CLASEN, S.: Diss. Univ. Göttingen, in Vorb.
- CLASEN, S.; JANTSCHIK, R. & MEISCHNER, D. (1990): Authigenic dolomite in the North Atlantic deep-sea. - Abstract, *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, 43: 121.
- CLASEN, S.; JANTSCHIK, R.; LOHOFF, R. & MEISCHNER, D. (in prep.): Authigenic dolomite in Late Quaternary sediments from the North East Atlantic Deep-Sea. - Paleoclimatic implications.
- CLAUER, N. (1976): Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. - *Mém. Sci. Géol.*, Strasbourg, 45: 256p.
- CLAUER, N. (1979): A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. - In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C., (eds.): *Lectures in isotope geology*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 30-51.
- CLAUER, N.; GIBLIN, P. & LUCAS, J. (1984): Sr and Ar isotope study of detrital smectites from the Atlantic Ocean (D.S.D.P., Legs 43, 48 and 50). - *Isotope Geosci.*, 2: 141-151.
- CLIMAP Project Members (1981): *Geol. Soc. Am. Map Ser. MC 36*.
- CLINE, R.M. & HAYS, J.D. (eds.) (1976): *Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145.
- CHERKIS, N.Z.; FLEMING, H.S. & FEDEN, R.H. (1973): Morphology and structure of Maury Channel, northeast Atlantic Ocean. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1601-1606.
- CORLISS, B.H.; MARTINSON, D.G. & KEFFER, T. (1986): Late Quaternary deep-ocean circulation. - *Geol. Bull. Am. Bull.*, 97: 1106-1121.
- CREVELLO, P.D.; RINE, J.M. & LANESKY, D.E. (1991): A method for impregnating unconsolidated cores and slabs of calcareous and terrigenous muds. - *J. Sed. Petrol.*, 51: 658-660.
- DASCH, E.J. (1969): Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 1521-1552.
- DAMUTH, J.E. (1975): Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuations in western Equatorial Atlantic sediments. - *Deep-Sea Res.*, 22: 725-743.
- DALRYMPLE, G.B. & LANPHERE, M.A. (1969): *Potassium-argon dating*. - Freeman, San Francisco, 258 p.
- DARBY, D.A. (1975): Kaolinit and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. - *J. Sed. Petrol.*, 45: 272-279.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde*. - Bomtraeger, Berlin, Stuttgart, 583 S.
- DEAN, W.E.; LEINEN, M. & STOW, D.A.V. (1985): Classification of deep-sea, finegrained sediments. - *J. Sed. Petrol.*, 55: 250-265.
- DEEP-SEA DRILLING PROJECT (1984): *Initial Core Descriptions*. - Leg 95, New Jersey Transect, 163 p.
- DODSON, M.H. (1976): Kinetic processes and thermal history of slowly cooling solids. - *Nature*, 259: 551-553.
- DODSON, M.H. (1979): *Archaen Geochronology*. - In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C., (eds.): *Lectures in isotope geology*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 207-214.
- DROXLER, A.W. (1984): Late Quaternary glacial cycles in the Bahamian Deep Basins and the adjacent Atlantic Oceans. - Diss., Univ. Miami, 119 p.
- EMERY, K.O. & UCHUPI, E. (1984): *The Geology of the Atlantic Ocean*. - Springer, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1050p.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, 63: 538-578.
- ERICSON, D.B. & WOLLIN, G. (1968): Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. - *Sci.* 162: 1227-1234.
- ERTEL, W. (1986): *Untersuchungen mit einem Mikropenetrometer an marinen Sedimenten aus dem Westeuropäischen Becken*. - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Kiel, 133 S.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. - *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3: 147-153.
- FAURE, G. (1986): *Principles of isotope geology*. - J. Wiley and sons, New York, 2nd ed., 589 p.
- FIGGE, K. (1984): *Ergebnisse einer bathymetrischen Engvermessung im Gebiet zwischen 47° N bis 47° 30' N und 19° 30' W bis 21° W (Ostatlantik)*. - *Dt. Hydrogr. Z.*, 37: 33-35.
- FOLGER, D.W. (1970): Windtransport of land derived mineral, biogenic and industrial matter in the Atlantic. - *Deep-Sea Res.*, 17: 433-459.
- FONTIGNIE, D. (1982): *Méthodologie K-Ar*. - Rapp. interne, Département de Minéralogie, Univ. Genève, 164 p.
- FRANCOIS, R. (1988): A study on the regulation of the concentrations of some trace metals (Rb, Sr, Zn, Cu, V, Cr, Ni, Mn and Mo) in Saanich inlet sediments, British Columbia, Canada. - *Mar. Geol.*, 83: 285-308.
- FREY (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - *Sedimentology*, 15: 261-279.
- GABEL, J. (1989): *Turbidite des Maury Channel im Westeuropäischen Becken, Nordost-Atlantik, bei 46° 30' bis 47° 30' N, 19° 00' bis 20° 00' W*. - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Göttingen, 81 S.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971): *Evolution of Sedimentary Rocks*. - Norton & Comp., New York, 397 p.

- GENTNER, W & KLEY, W. (1957): Arbonbestimmung an Kaliummineralen IV: Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspäten und Glimmemineralien. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 323-329.
- GENTNER, W & LIPPOLT, J.J. (1963): Argonbestimmung an Kaliummineralen XI. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 191-200.
- GEOSTANDARD NEWSLETTERS (1988): 12: 119-201.
- GIBBS, R.J. (1965): Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques. - *Am. Mineral.*, 50: 741-751.
- GOVINDARAJU, K. & MELVILLE, G. (1988): Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. - *J. Anal. Atomic Spectrom.*, 2: 615-621.
- GRIFFIN, J.J.; WINDOM, H. & GOLDBERG, E.D. (1968): The distribution of clay minerals in the World Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 15: 433-459.
- GROMET, L.P.; DYMEK, R.F.; HASKIN, L.A. & KOROTEV, R.L. (1984): The "North American Shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469-2482.
- GROUSSET, F. (1985): Sédimentogénèse d'un environnement de dorsale: la ride Açores-Islande au cours du dernier cycle climatique. Origines, vecteurs, flux des particules sédimentaires. - *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 37: 5-220.
- GROUSSET, F. & CHESSELET, R. (1986): The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78: 271-287.
- GROUSSET, F. & DUPLESSY, J. C. (1983): Early deglaciation of the Greenland Sea during the last glacial to interglacial Transition. - *Mar. Geol.*, 52: M11-M17.
- GROUSSET, F. & LATOUCHE, C. (1983): Rôles respectifs de l'advection et de la décantation sur la ride médio-atlantique (40° à 50° N). - *Chemical Geol.*, 40: 225-249.
- GROUSSET, F., LATOUCHE, C. & MAILLET, N. (1983): Clay minerals as indicators of wind and current contribution to post-glacial sedimentation on the Azores/Iceland Ridge. - *Clay Min.* 18: 65-75.
- GROUSSET, F. & PARRA, M. (1982): Contribution of mineralogical and geochemical data to the study of deep sedimentation in the North Atlantic: Trace elements as bottom current indicators. - *Sed. Geol.* 31: 49-61.
- GUICHARD, J.C. & DE BERNARD, A. (1965): Un appareil de mesure granulométrique: Le Compteur automatique Coulter. - *Chimie Anal.*, 47: 145-151.
- HARLAND, W.B.; HEROD, K.N. & KRINSLEY, D.H. (1966): The definition and identification of tills and tillites. - *Earth Sci. Rev.*, 2: 225-256.
- HASKIN, M.A. & HASKIN, L.A. (1966): The rare earth distribution in sediments. - *J. Geophys. res.*, 67: 2537-2541.
- HAYS, J.D. & PERRUZZA, A. (1972): The significance of calcium carbonate oscillations in eastern equatorial Atlantic deep-sea sediments for the end of the Holocene warm interval. - *Quat. Res.*, 2: 225-256.
- HEATH, G.R. & PISIAS, N.G. (1979): A method for the quantitative estimation of clay minerals in North Pacific deep-sea sediments. - *Clays and Clay Miner.*, 27: 175-184.
- HEEZEN, B.C.; THARP, M. & EWING, M. (1959): The floor of the oceans, 1. The North Atlantic. - *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 2: 335S-336Z.
- HEINRICH, H. (1986a): Bathymetrie und Geomorphologie des NOAMP-Gebietes, Westeuropäisches Becken (17° W bis 22° W, 46° N bis 49° N). - *Dt. Hydrogr. Z.*, 39: 183-196.
- HEINRICH, H. (1986b): A Comparison of Conventional Ship-Installed 3.5 kHz Sub Bottom Profiler (SBP) and the New KAE "Parasound" Illustrated by a Mapping of a Deep-Sea Meander. - *Dt. Hydrogr. Z.*, 39: 255-262.
- HEINRICH, H. (1989): Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. - *Quat. Res.*, 29: 142-152.
- HEINRICH, H. (1989): Geologisch-Geomorphologische Untersuchungen in der Westeuropäischen Tiefsee. - *Wiss.-Tech. Ber. Dt. Hydrogr. Inst.*, 4: 1-51.
- HERRMANN, A.G. & KNAKE, D. (1983): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. - *Z. Anal. Chem.*, 266: 196-201.
- HEUWINKEL (1986): Sedimentologie und Sedimentpetrographie der Grauwacken der Fällinge-Holmsjö-Fazies im Raume Östersund - Undersåker, Jämtland, Schweden. - *Diss., Univ. Marburg*, 177 S.
- HOLTZAPFFEL T. (1985): Les Minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. - *Soc. Géol. du Nord, Villeneuve d'Ascq*, 12: 136 p.
- HOWER, J. & MOWATT, T.C. (1966): The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonites. - *Am. Mineral.*, 51: 825-854.
- HUNZIKER, J.C. (1979): Potassium Argon Dating. - In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C., (eds.): *Lectures in isotope geology*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 52-76.
- HUON, S.; JANTSCHIK, R.; KÜBLER, B. & FONTIGNIE, D. (1991): Analyses K-Ar, Rb-Sr et minéralogiques des fractions argileuses de sédiments quaternaires, Atlantique N-E: Résultats préliminaires. - *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 71/2: 275-280.
- HUON, S. & RUCH, P.: Mineralogical, K-Ar and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotope studies of Holocene and Late Glacial sediments from a deep-sea core from the NE Atlantic Ocean. - *Mar. Geol.*, (in press).
- HURLEY, P.M.; BROOKINS, D.G.; PINSON, W.H.; HART, S.R. & FAIRBAIRN, H.W. (1961): K-Ar age studies of Mississippi and other river sediments. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1807-1816.

- HURLEY, P.M., HEEZEN, B.C., PINSON, W.H. & FAIRBAIRN, H.W. (1963): K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 393-399.
- HURST, R.W.; BRIDGEWATER, D.; COLLERSON, K.D. & WETHERILL, G.W. (1975): 3600 m.y. Rb-Sr ages from the very early Archaen gneisses from Saglik Bay, Labrador. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 393-403.
- JANTSCHIK, R. (1988): Comparison of absolute peak intensities of different mineral peaks measured with the SCINTAG XDS 2000 and the Philips APD-10 diffractometer. - *Cah. Inst. Géol. Neuchâtel, sér. A.X.18.*, 54: 30 p.
- JANTSCHIK, R. & HUON, S.: Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary: Mineralogical and K-Ar isotopic data. - *Eclog. Geol. Helv.*, (in press).
- JANTSCHIK, R. & LOHOFF, R. (1987): Sedimentation im Westeuropäischen Becken, Nordostatlantik, bei 47° 05' bis 47° 30' N, 19° 00' bis 20° 00' W. - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Göttingen, 150 S.
- JANTSCHIK, R.; NYFFELER, F. & DONARD, O.F.X.: Marine particle size measurement with a stream-scanning laser system. - *Mar. Geol.*, (in press).
- JÄGER, E. (1979): The Rb-Sr method - In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C., (eds.): *Lectures in Isotope geology*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 13-26.
- JOHNSON, L.R. (1979): Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deep-sea sediments with particular reference to eolian dusts. - *Mar. Geol.*, 29: 335-345
- JOHNSON, G.L.; VOGT, P.R. & SCHNEIDER, E.D. (1971): Morphology of the north-eastern Atlantic and Labrador Sea. - *Dt. Hydrogr. Z.*, 24: 49-73.
- JONES, E.J.W.; EWING, M.; EWING, J.I. & EITREIM, S.L. (1970): Influences of Norwegian Sea Overflow Water on Sedimentation in the Northern North Atlantic and Labrador Sea. - *J. Geophys. Res.*, 75: 1655-1680.
- KASTNER, M. (1979): Zeolites. - In: BURNS, R.G., *Marine minerals*, Miner. Soc. Am., Short Course Notes, 6: 111-122.
- KASTNER, M. (1979): Silica polymorphs. - In: BURNS, R.G., *Marine minerals*, Miner. Soc. Am., Short Course Notes, 6: 99-109.
- KASSENS, H. & SARNTHEIN, M. (1989): A link between paleoceanography, early diagenetic cementation and shear strength maxima in Late Quaternary deep-sea sediments? - *Paleoceanography*, 4: 253-269.
- KETTIGER, C. (1981): Microfacies, pétrographie, minéralogie et évolution des milieux de dépôts de l'Oxfordien de la Vreconnaz et du Malm supérieur des Gorges de Noirvaux. - *Trav. Dipl. Univ. Neuchâtel*, 71p.
- KIDD, R.B. (1983): Sediment distribution and sedimentary processes at the dumpsite. Chapter 4. - In: GURBUTT, P.A. & DICKSON, R.R.: *Interim oceanographic description of the North-East Atlantic site for the disposal of low-level radioactive waste, NEA/OECD*, Paris.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentrations in carbonate minerals and rocks. - *J. Sed. Petrol.*, 39: 486-508.
- KISCH, H.J. & FREY, M. (1987): Appendix: Effect of sample preparation on the measured 10Å peak width of illite (illite "crystallinity"). - In: FREY, M.: *Low temperature metamorphism*, Blackie, Glasgow, London, 301-304.
- KLEIN, H. (1997): Benthic Storms, Vortices, and Particle Dispersion in the Deep West European Basin. - *Dt. Hydrogr. Z.*, 40: 87-102.
- KOLLA, V.; BISCAYE, P.E. & HANLEY, A.E. (1979): Distribution of quartz in Late Quaternary sediments in relation to climate. - *Quat. Res.*, 11: 261-277.
- KRYLOV; A.Y.; LISITZIN, A.P. & SILIN, Y.I. (1961): The significance of K-Ar ratios in oceanic muds. - *Izvestia Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 3: 87-100.
- KÜBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. - *Rev. Inst. Pétrole*, 10, 1093-1113.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - In: *Etages tectoniques. Colloques Neuchâtel*, 105-122.
- KÜBLER, B. (1984): Les indicateurs des transformations physique et chimiques dans la diagenèse. Température et calcimétrie. - In: LAGACHE, M.: *Thermométrie et barométrie géologiques*, Soc. Franç. Minéral. Cristallogr., 2: 489-596.
- KÜBLER, B. (1990): "Cristallinité" de l'illite et mixed-layers: brève révision. - *Bull. Suisse Minér. Pétrogr.*, 70: 89-93.
- KÜBLER, B.; JANTSCHIK, R. & HUON, S. (1990): Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes dites "Sahariennes", du 24 avril 1989 à Neuchâtel, leur importance pour l'environnement, les sols et les sédiments. - *Bull. Soc. Sci. Nat. Neuchâtel*, 113: 75-98.
- KÜBLER, B.; BETRIX, M.A. & FAUGUEL, P. (1979): Répartition de quelques éléments dans les Lac de Neuchâtel, modèle sédimentologique et géochimique. - *Bull. Soc. Sci. Nat. Neuchâtel*, 102: 129-148.
- KÜBLER, B.; PITTION, J.L.; HEROUX, Y.; CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de al vitrine dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). - *Eclog. Geol. Helv.*, 72: 347-373.
- KUDRASS, H.R. (1973): Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Moloän. - *"METEOR"-Forsch. Ergeb.*, 13: 1-63.
- KUHLBRODT, E. (1954): Klimatologie der nordwesteuropäischen Gewässer. - Teil 3: Lufttemperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel. - Einzelveröffentlichung Nr. 10, Dt. Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg.
- KULLENBERG, B. (1947): The piston core sampler. - *Svenska Hydrogr. Biol. Komm. Skrifter, Tredje Ser.: Hydrografi*, 1: 1-46.

- KULP, J.L. & ENGELS, J. (1963): Discordances in K/Ar and Rb/Sr Isotopic ages. - Radioactive dating: STI/PUB/68, IAEA, Wien, 219-238.
- LAND, L.S. (1980): The isotopic and trace element geochemistry of dolomit: the state of the art. - In: ZENGER, D.H.; DUNHAM, J.B. & ETHINGTON, R.L.: Concepts and models of dolomitization, SEPM Spec. Publ., 28: 87-110.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in Eastern Atlantic sediments of North Africa. - Sedimentology, 29, 427-431.
- LAPAOUELLE, (1987): Utilisation de la diffractométrie X pour la détermination des constituants amorphes dans les sédiments marins (silice biogène et cendres volcaniques). - Clay Miner., 22: 457-463.
- LASCARATOS, A. (1974): Contribution à l'étude granulométrique des particules en suspension dans l'eau de mer. Essai de différenciation de la granulométrie des particules minérales de celle des particules organiques. - Thèse, Univ. Paris VI, 90 p.
- LATOUCHE, C. & PARRA, M. (1976): Minéralogie et Géochimie des sédiments quaternaires de l'océan Atlantique Nord Oriental (Mer de Norvège - Golf de Gascogne). Essai d'interprétation sédimentologique. - Mar. Geol. 22: 33-69.
- LEE, A. & ELLETT, D. (1965): On the contribution of overflow water from the Norwegian Sea to the hydrographic structure of the North Atlantic. - Deep-Sea Res., 12: 129-142.
- LEWANDOWSKI, J. (1988): Tonminerale im Keuper zwischen Osnabrück und Helmstedt. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 176: 157-185.
- LIPPMANN, F. (1973): Sedimentary carbonate minerals. - Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 228p.
- LIPPMANN, F. (1979): Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. - N. Jb. Miner. Abh., 136: 287-309.
- LONSDALE, P.; HOLLISTER, C.D. & MAYER, R.L. (1981): Erosion and deposition in interplain channels of the Maury Channel system, northeast Atlantic. - Ocean. Acta, 4: 185-201.
- MANN, V. & MÜLLER, G. (1980): Composition of sediments of the Japan Trench transect, Legs 56 and 57, DSDP. - In: LEE, M. & STOUT, L.N. (eds.): Init. Rep. DSDP, Vol. LVI, LVII, Part 2, 939-977.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - In: FARNACCI, A. (ed.): Proceedings II Planktonic Conference, Roma, (1970), 739-850.
- MASON, B. & MOORE, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. - Enke, Stuttgart, 340p.
- McGEARY D.F.R. & DAMUTH, J.E. (1973): Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic sediments. - Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1201-1212.
- McINTYRE, A.; RUDDIMAN, W.F. & JANTZEN, R. (1972): Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225,000 years. - Deep-Sea Res., 19: 61-77.
- MEISCHNER, D. (1987): Nordostatlantisches Monitoring Programm (NOAMP), Kolbenlotkerne aus dem Westeuropäischen Becken. - Abschlußbericht, Univ. Göttingen, 51 S.
- MEISCHNER, D. & RUMOHR, J. (1974): A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments. - Senckenbergiana marit., 6: 61-77.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählung von Jahresschichtung in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen. - Arch. Hydrobiol., 69: 145-154.
- MITTELSTAEDT, E. (ed.) (1986): Ausbreitungsbedingungen für Stoffe in großen Ozeantiefen. - Abschlußbericht, Dt. Hydrogr. Inst., Hamburg, 202 S.
- MOORBATH, S.; O'NION, R.K.; PANKHURST, N.H.; GALE, N.H. & MCGREGOR, V.R. (1972): Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. - Nature, 240: 78-82.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformations et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (Suisse). - Thèse Univ. Neuchâtel, 121p.
- MÜLLER, G. (1967): Sedimentary Petrology, Part 1, Methods in Sedimentary Petrology. - Schweizerbart, Stuttgart, 193-231.
- MUNSELL Soil Color Charts (1954): Munsell color Co., Inc., Baltimore, 23 p.
- NAGANDER NATH, B.; PURNACHANDRA RAO, V. & BECKER, K.P. (1999): Geochemical evidence of terrigenous influence in deep-sea sediments up to 8°S in the central Indian Basin. - Mar. Geol., 87: 301-313.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 757-775.
- NESS, G.; LEVI, S. & COUCH, R. (1980): Marine magnetic anomaly time scales for the Cenozoic and Late Cretaceous: a précis, critique, and synthesis. - Rev. Geophys. Space Phys., 18: 753-770.
- NYFFELER, F. & GODET, C.H. (1986): The structure of the benthic nepheloid layer in the northeast Atlantic. - Deep-Sea Res., 33: 195-207.
- NYFFELER, F.; WYTTEBACH, A.; RUCH, P.; JAOUET, J.M. & HANSELMANN, K. (1984): The swiss oceanographic research program "PROSPER". - Progress report, Nagra 84-36, 86 p.
- OBERHÄNSLI, H.; PERCH-NIELSEN, K.; HSÜ, K. & DIEFFENBACH, H. (1986): Biostratigraphie und stabile Isotopenverhältnisse der Kerne ME-69-17, 19. - Unpubl. Rep., Zürich, 12 p.
- ODADA, E.O. (1990): Geochemistry of sediments from the Romanche Fracture Zone, Equatorial Atlantic. - Mar. Geol., 92: 291-312.

- ODIN, G.S. (ed.) (1982): Numerical dating in stratigraphy. - J. Wiley, Chichester, 2 Vol., 1074p.
- OKADA, H. & BUKRY D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973:1975). - *Mar. Micropal.*, 5: 321-325.
- OINUMA, K.; SHIMODA, S. & SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. - *J. Toyo Univ., Nat. Sci.*, 15: 1-33.
- PARRA, M. (1980): Apport des données minéralogiques et géochimiques à la connaissance de la sédimentation profonde et de l'hydrologie de l'Océan Nord-Atlantique pendant le quaternaire terminal (dernier glaciaire et post-glaciaire). - Thèse Univ Bordeaux I, 223p.
- PARRA, M. (1982): North Atlantic sedimentation and paleohydrology during the Late Quaternary - mineralogical and geochemical data. - *Oceanol. Acta.*, 5: 241-248.
- PARRA, M., DELMONT, P., FERRAGNE, A., LATOUCHE, C., PONS, J.C. & PUECHMAILLE (1985): Origin and evolution of smectites in recent marine sediments of the NE Atlantic. - *Clay Minerals*, 20: 335-346.
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. - *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 3: 329-355.
- PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau Suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. - *Matériaux Carte Geol. Suisse*, 52p.
- PETERSON, M.L., TOBLER, L. & WYTTEBACH, A. (1987): Rare earth element distributions in a deep-sea carbonate sediment. - *J. Radioanal. Chem.*, 112: 515-530.
- PETSCHIK, R. (1990): Tonmineral-Assoziationen spätquartärer Sedimente im Bereich der Polarfrontzone des Südatlantiks. - Abstract, Geotagung 1990, Bremen.
- PFEIFER, H.R.; ARREAZA, A. & LAVANCHY, J.C. (1985): Manuel du centre d'analyse minérale (CAM). - Univ. Lausanne, Section des Sci. de la terre.
- PICKARD, G.L. & EMERY, W.J. (1982): Descriptive physical oceanography. An introduction. - Pergamon Press, Oxford, 249 p.
- PIPER, D.J.W. & SLATT F.M. (1977): Late Quaternary clay-mineral distribution on the eastern continental margin of Canada. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 267-272.
- PRITHVIRAJ, M. & PRAKASH, T.N. (1990): Distribution and geochemical association of clay minerals on the inner shelf of central Kerala, India. - *Mar. Geol.*, 92: 285-290.
- RATEEV, M.A.; GORBUNOVA, Z.N.; LISITZYN, A.P. & NOSOV, G.L. (1969): The distribution of clay minerals in the oceans. - *Sedimentology*, 13: 21-43.
- REY, J.P. & KÜBLER, B. (1983): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. - *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 63: 13-36.
- REX, D.C. & DODSON, M.H. (1979): Improved resolution and precision of Argon analysis using a MS10 Mass spectrometer. - *Eclog. geol. Helv.*, 63: 275-280.
- ROBINSON, S. G. (1986): The late Pleistocene paleoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. - *Phys. Earth Planet. Interiors*, 42, 22-47.
- ROTHWELL, R.G. (1990): Minerals and Mineraloids in marine sediments. An optical identification guide. - Elsevier Appl. Sci., London, New York, 279 p.
- RUCH, P. (1987): Relations entre suspension et sédiments actuels dans l'Atlantique NE (45° - 49° N, 16° - 22° W). Minéralogie et géochimie des sédiments depuis 13.000 ans. Thèse Univ. Neuchâtel, 67 p.
- RUCH, P.; BAPST, A. & KÜBLER, B. (1989): Talc: an indicator of recent anthropogenic activity. - *Clay Miner.*, 24: 33-42.
- RUCH, P. & HUON, S. (1989): Carbonate and terrigenous fluxes; the origin of sediments during the last 13,000 years. - Abstract, EUG V Strasbourg, Terra Cogn., 8: 438.
- RUDDIMAN, W.F. (1977): Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65° N). - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1913-1927.
- RUDDIMAN, W.F. & McINTYRE, A. (1976): Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the last 600,000 years. - In: CLINE, R.M. & HAYS, J.D. (eds.) (1976): Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. - *Geol. Soc. Am. Mem.* 145: 111-145.
- RUDDIMAN, W.F. & McINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. - *Paleogr. Paleoclim. Paleoc.*, 35: 125-214.
- RUDDIMAN, W.F. & McINTYRE, A. (1984): Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 381-396.
- RUDDIMAN, W.F. & RAYMO, M.E. (1988): Northern Hemisphere climate régimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 318: 411-430.
- RUDLOFF, R. (1986): Ergebnisse einer magnetischen und gravimetrischen Engvermessung in der nordostatlantischen Tiefsee. - *Dt. Hydrogr. Z.*, 39: 217-223.
- RUMLEY, G. & ADATTE, A. (1983): Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16 µm pour l'analyse par diffraction-X. - *Cah. Inst. Géol. Neuchâtel, sér. A.G.5.*, 9: 4 p.
- RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M. & LAVALEYE M.M.S. (1986): Sediments, fauna, and the dispersal of radionuclides at the N.E. Atlantic dumpsite for low-level radioactive waste. - Report of the Dutch DORA program, Texel, Netherlands, 134 p.

- SANCETTA, C.; IMBRIE, J. & KIPP, N.G. (1973): Climatic record of the past 130,000 years in North Atlantic deep-sea core V23-82: Correlation with the terrestrial record. - *Quat. Res.*, 3: 110-116.
- SARNTHEIN, M.; TETZLAFF, G.; KOOPMANN, B.; WOLTER, K. & PFLAUMANN, U. (1981): Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. - *Nature*, 292: 193-196.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale. - *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- SHACKLETON, N.J. and members of the Shipboard Party (1984): Accumulation rates in Leg 74 sediments. - *Init. Rep. DSDP*, 74: 621-644.
- SINGER, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. - *Earth-Sci. Rev.*, 21: 251-293.
- SOUTHARD, J.B. (1974): Erodibility of fine abyssal sediment. - In: INDERBITZEN, A.L. (ed.): *Deep Sea sediments*, Plenum Press, New York, 387-379.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 359-362.
- STEIN, R. (1984): Zur Neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläozoographie im Nordost-Atlantik. - *Ber. - Rep., Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 4: 210 p.
- STOW, D.A.V. (1982): Bottom currents and contourites in the North Atlantic. - *Bull. Inst. Bassin d'Aquitaine*, 31: 151-166.
- STUDER, M.A. (1987): Tectonique et Pétrographie des roches sédimentaires éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirhist (Haut Atlas central mésozoïque, Maroc). - *Notes Serv. Géol. Maroc*, 43: 65-197.
- TELLER, J.T. (1987): Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide Ice Sheet. - In: RUDDIMAN, W.F. & WRIGHT, H.E.: *North America and adjacent oceans during the last deglaciation: The Geology of North America*, Geol. Soc. Am., K-3: 39-70.
- THOMSON, J.; CARPENTER, M.S.N.; COLLEY, S.; WILSON, T.R.S.; ELDERFIELD, H. & KENNEDY, H. (1984): Metal accumulation rates in Northwest Atlantic pelagic sediments. - *Geochim. Cosmochim.*, 48: 1935-1948.
- THUNNEL, R.C. & WILLIAMS, D.F. (1983): The stepwise development of Pliocene-Pleistocene paleoclimatic and paleoceanographic conditions in the Mediterranean: Oxygen isotopic studies of DSDP sites 125 and 132. - *Utrecht Micropal. Bull.*, 30: 111-127.
- TUREKIAN, K.K. (1964): The geochemistry of the Atlantic Ocean Basin. - *Trans. New York Acad. Sci.*, 26: 312-330.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 175-182.
- U.S. NAVAL OCEANOGRAPHIC OFFICE (1967): *Oceanographic atlas of the North Atlantic Ocean. Section II. Physical properties.* - Washington, D.C., 700p.
- VERARDO, D.A.; FROELICH, P.N. & MCINTYRE, A. (1990): Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. - *Deep-Sea Res.*, 37: 157-165.
- VOLAT, J.L.; PASTOURET, L. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1980): Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. - *Mar. Geol.*, 34: 1-18.
- WALLACE, H.E.; THOMSON, J.; WILSON, T.R.S.; WEAVER, P.P.E.; HIGGS, N.C. & HYDES, D.J. (1988): Active diagenetic formation of metal-rich layers in N. E. Atlantic sediments. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1557-1569.
- WANG, Y.L.; LIU, Y.G. & SCHMITT, R.A. (1986): Rare earth element geochemistry of South Atlantic deep sea sediments: Ce anomaly change at ~ 54 My. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 1337-1355.
- WEAVER, C.E. (1989): Clays, muds, and shales. - *Develop. Sed., Elsevier*, 44: 819p.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141: 333-363.
- WEGENER, G. (1973): Geostrophische Oberflächenströmungen im nördlichen Nordatlantischen Ozean im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58. - *Ber. Dt. Wiss. Komm. Meerestorsch.*, 22: 411-426.
- WENDT, I. (1988): Radiometrische Methoden in der Geochronologie. - *Clausthaler tektonische Hefte*, 2. Aufl., 23, 170 S.
- WERNER, F. (1966): Herstellung von ungestörten Dünnschliffen aus wassergesättigten, pelitischen Lockersedimenten mittels Gefriertrocknung. - *Meyniana*, 16: 107-112.
- WETZEL, R. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. - *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 53: 273-298.
- WHEATLEY, M.R. & ROCK, N.M.S. (1988): SPIDER: a Macintosh program to generate normalized multi-element 'spidergrams'. - *Amer. Mineral.*, 73: 919-921.
- WHITE, W.M.; DUPRE, B. & VIDAL, P. (1985): Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge Demerara Plain Region. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1875-1886.
- WILLIAMS, D.F. & FILLON, R.H. (1986): Meltwater influences and paleocirculation changes in the North Atlantic during the last glacial termination. - In: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (eds.): *North Atlantic paleoceanography*, Geol. Soc. Spec. Publ., 21: 175-180.

- WILSON, A. (1960): The microdetermination of ferrous iron in silicate minerals by a volumetric and colorimetric method. - *Analyst*, 85: 823-827.
- WINDOM, H.L. (1975): Eolian contributions to marine sediments. - *J. Sed. Petrol.*, 45: 520-529.
- WINDOM, H.L. (1976): Lithogenous material in marine sediments. - In: RILEY, J.P. & CHESTER, R. (eds.): *Chemical oceanography*, 5: 103-136.
- WINDOM, H.L. & CHAMBERLAIN, C.F. (1978): Dust-storm transport of sediments to the North Atlantic Ocean. *J. Sed. Petrol.*, 48: 385-388.
- WORTHINGTON, L.V. (1970): The Norwegian Sea as a mediterranean basin. - *Deep-Sea Res.*, 17: 77-84.
- ZIMMERMANN, H.B. (1977): Sediments of the New England continental rise. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3709-3724.
- ZIMMERMANN, H.B. (1982): Fine-grained sediment distribution in the late Pleistocene/Holocene North Atlantic. - *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 31: 337-357.

## 7. ANHANG

### 7.1. LEGENDEN ZU DEN ABBILDUNGEN

### 7.2. ABBILDUNGEN

### 7.3. KERNBESCHREIBUNGEN (Abb. 123-128)

### 7.4. DATEN MINERALOGIE (Tab. 13-29)

Gesamtsediment (Tab. 13-17)

Kern PO-08-23 (Tab. 13)

Kern ME-68-89 (Tab. 14)

Kern ME-68-91 (Tab. 15)

Kern ME-69-196 (Tab. 16)

Kern M6-7A-244/1 (Tab. 17)

Fractionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  (Philips-Diffraktometer)

Kern PO-08-23, <2  $\mu\text{m}$  (Tab. 18)

Kern PO-08-23, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 19)

Kern ME-68-89, 2  $\mu\text{m}$  (Tab. 20)

Kern ME-68-89, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 21)

Kern ME-68-91, 2  $\mu\text{m}$  (Tab. 22)

Kern ME-68-91, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 23)

Kern ME-69-196, <2  $\mu\text{m}$  (Tab. 24)

Kern ME-69-196, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 25)

Kern M6-7A-244/1, <2  $\mu\text{m}$  (Tab. 26)

Kern M6-7A-244/1, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 27)

Fractionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  (Scintag-Diffraktometer)

Kern ME-68-89, 2  $\mu\text{m}$  (Tab. 28)

Kern ME-68-89, 2-16  $\mu\text{m}$  (Tab. 29)

### 7.5. DATEN GEOCHEMIE (Tab. 30-37)

Röntgenfluoreszenz-Analyse (Tab. 30)

Chemische Analyse der HCL - löslichen Phase, Kern ME-69-196 (Tab. 31)

Chemische Analyse der HCl - löslichen Phase, Kern ME-68-89 (Tab. 32)

Seltene Erden (REE) und Y (Tab. 33)

Rb/Sr-Isotopenanalyse der karbonatfreien Fraktionen (Tab. 34)

Rb/Sr-Isotopenanalyse der Dropstones (Tab. 35)

K/Ar-Altersbestimmung der karbonatfreien Fraktionen (Tab. 36)

K/Ar-Altersbestimmung der Dropstones (Tab. 37)

### 7.6. TAFELN

#### zu 7.3. KERNBESCHREIBUNGEN

Die im Anhang aufgeführten Kernbeschreibungen (Abb. 123-128) basieren bis auf die von Kern M6-7A-244/1 auf der Arbeit von *Jantschik & Lohoff (1987)*. Sie wurden modifiziert und zur besseren Darstellung um einige Parameter gekürzt und vereinfacht. Die Beschreibung von Kern M6-7A-244/1 beruht auf eigenen Beobachtungen und von *Clasen (Univ. Göttingen)* zur Verfügung gestellten Unterlagen. Dargestellt sind Lithologie, Sedimentstrukturen, der Bioturbationsgrad und der Gehalt an IRD. Die Sedimentfarbe wurde nach den *MUNSELL soil color charts (1954)* bestimmt.

## 7.1. LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN

### 1. EINLEITUNG

- Abb. 1: Lage des NOAMP-Gebietes im Nordost-Atlantik. MC = Maury Channel, MAR = Mittelatlantischer Rücken, GFZ = Gibbs Fracture Zone, EAFZ = East Azores Fracture Zone, OFZ = Oceanographer Fracture Zone.
- Abb. 2: Lage des NOAMP-Gebietes im Westeuropäischen Becken. Das offene Rechteck entspricht der Hydrographie-Box, das ausgefüllte dem geologischen Untersuchungsgebiet. Eingetragen sind die 2000- und 4000 m Tiefenlinien (verändert, nach *Mittelstaedt, 1986*).
- Abb. 3: Bathymetrie der Umgebung des Großen Dreizack im NOAMP-Zentralgebiet und Position der Kernstationen. Der kleine Einsatz zeigt die Lage des NOAMP-Gebietes im Nordost-Atlantik.
- Abb. 4: Generelle rezente Oberflächenzirkulation im Nordatlantik (verändert, aus *Jantschik & Lohoff, 1987*; nach *Wegener 1973, Pickard & Emery, 1982*). Der schwarze Punkt entspricht der Lage des NOAMP-Gebietes.
- Abb. 5: Charakteristisches Temperatur- und Salinitätsprofil der verschiedenen Wassermassen im NOAMP-Gebiet (verändert, aus *Nyffeler et al., 1984*).
- Abb. 6: Tiefenzirkulation im Nordatlantik (verändert, aus *Jantschik & Lohoff, 1987*, nach *Jones et al., 1970*). Schraffur = Bildungsgebiet der Bodenwassermassen (nach *Stow, 1982*), 1 = Mediterranean sea water (MSW), 2 = Labrador sea water (LSW), 3 = Norwegian sea overflow water (NSOW) und Western boundary undercurrent (WBUC), 4 = Gulf stream gyre (GSG), 5 = Antarctic bottom water (AABW). Der schwarze Punkt entspricht der Lage des NOAMP-Gebietes.

### 2. METHODEN

- Abb. 7: Aufbau zur Korngrößenmessung mit dem Coulter Counter (aus *Jantschik et al., in press*).
- Abb. 8: Häufigkeitsverteilungskurven von drei Latex-Standards mit dem Coulter Counter. 1 = 6.04  $\mu\text{m}$ ; 2 = 8.7  $\mu\text{m}$ ; 3 = 19.1  $\mu\text{m}$ .
- Abb. 9: Prinzip der Korngrößenmessung mit dem Galai CIS1 Oriol-Laser (aus *Jantschik et al., in press*).
- Abb. 10: Aufbau zur Korngrößenmessung mit dem Galai CIS1 Oriol-Laser (aus *Jantschik et al., in press*).
- Abb. 11: Flußdiagramm zur mineralogischen Bearbeitung der Proben.
- Abb. 12: Korrelation ( $r^2 = 0.989$ ) von röntgenographisch mit dem Philips-Diffraktometer bestimmten Karbonatgehalt ( $\Sigma$  Kalzit + Dolomit) und dem mit dem Scheibler-Kalzimeter gemessenen Karbonatgehalt.
- Abb. 13: Das Schema zeigt die dispergierte Sedimentsuspension nach der Entkalkung. A = hohe Partikeldichte, vollständige Trübung der Suspension. B = geringe Partikelkonzentration, aufsteigende Sedimentfahne.

- Abb. 14 : Messung der Intensitäten (Philips-Diffraktometer) der sich teilweise überlagernden Peaks Chlorit (004) und Kaolinit (002). Das Beispiel stammt aus Kern ME-68-89 (99 - 101 cm, 2-16  $\mu\text{m}$ ).
- Abb. 15: Plot des relativen Fehlers der absoluten Intensitäten der verschiedenen Mineralpeaks und der Illikristallinität. Für jede Fraktion wurden 10 Wiederholungsmessungen gemacht (Kern M6-7A-244/1, 137 - 139 cm, Philips-Diffraktometer).
- Abb. 16: Korrelation von arithmetischem Mittelwert der absoluten Peakintensitäten (cps = counts per second ) und relativem Fehler (%) der Wiederholungsmessungen (s.Text). Der relative Fehler steigt mit sinkender Intensität der Peaks und erreicht bei Peakintensitäten von etwa 200 cps einen kritischen Wert (Philips-Diffraktometer).
- Abb. 17: Vergleich der absoluten Peakintensitäten, die mit einem Philips-Röntgendiffraktometer (cps = counts per second) und einem Scintag-Röntgendiffraktometer (cpm = counts per minute) gemessen wurden. Dargestellt sind der Smektitpeak (100) der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  und der Hornblenderreflex (110) der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ .
- Abb. 18: Vergleich des Korrelationskoeffizienten (Philips- zu Scintag-Röntgendiffraktometer, Peakintensitäten) mit der mittleren, mit dem Philips-Gerät gemessenen Peakintensität der Mineralreflexe.
- Abb. 19: Flußdiagramm zur Röntgenfluoreszenz-Analyse und Bestimmung der Seltenen Erden.
- Abb. 20: Flußdiagramm zur chemischen Analyse des Gesamtsediments. Routinemethode des LMPG (Laboratoire Minéralogie Pétrographie Géochimie, Neuchâtel).
- Abb. 21: Vergleich des mit dem Scheibler-Kalzimeter in zwei Labors (Clasen, Univ. Göttingen; Jantschik, Univ. Neuchâtel) gemessenen Karbonatgehalts (Kern M6-7A-244/1). Der Karbonatgehalt ist gegen die Kerntiefe aufgetragen.

### 3. ERGEBNISSE

#### 3.1.3. Korngrößenanalyse

- Abb. 22: Korngrößenverteilung (Häufigkeitskurven, Coulter Counter) des Gesamtsediments und des karbonatfreien Rückstands in Kern ME-68-89. Dargestellt sind charakteristische Verteilungen verschiedener Proben der Sedimenttypen foraminiferal ooze (weiß), diamicton (gepunktet) und cemented marl (schwarz) der Isotopenstadien 1 bis 6.
- Abb. 23: Vergleich typischer Häufigkeitsverteilungskurven (Coulter Counter) von foraminiferal ooze, diamicton und cemented marl des Gesamtsediments (A) und des karbonatfreien Rückstands (B). Schraffur = Kurve B überlagert Kurve A; Punktraster = Kurve A überlagert Kurve B.
- Abb. 24: Mean der Korngrößenanalyse (Coulter Counter) von Gesamtsediment und karbonatfreiem Rückstand aufgetragen gegen die Kerntiefe (Kern ME-68-89) Dargestellt sind jeweils die Ergebnisse der Doppelbestimmungen als Minimal- (gepunktete Linie) und Maximalwert (durchgezogene Linie).

- Abb. 25: Korngrößenverteilung (Histogramme, Galai CIS-Oriel Laser) des Gesamtsediments und des karbonatfreien Rückstands in Kern ME-68-89. Dargestellt sind charakteristische Verteilungen verschiedener Proben der Sedimenttypen foraminiferal ooze (weiß), diamicton (gepunktet) und cemented marl (schwarz) der Isotopenstadien 1 bis 6.
- Abb. 26: Vergleich typischer Kornsummenkurven (Galai CIS1 Oriel-Laser) von foraminiferal ooze, diamicton und cemented marl.
- Abb. 27: Median der Korngrößenanalyse (Galai CIS1 Oriel-Laser) von Gesamtsediment und karbonatfreiem Rückstand in Kern ME-68-89.

### 3.2. STRATIGRAPHIE

- Abb. 28: Magnetostratigraphie von Kern ME-69-196 (ky = 1000 Jahre; (verändert, aus *Jantschik & Lohoff, 1987*).
- Abb. 29: Biostratigraphie nach verschiedenen Coccolithenarten (NN-Zonen) und relative Alter der Biozonen in Kern ME-69-196. LA = Letztes Auftreten, Ma = 10<sup>6</sup> Jahre, (verändert, aus *Jantschik & Lohoff, 1987*).
- Abb. 30: Sauerstoff-Isotopenkurve von Kern ME-69-196. Die Isotopenverhältnisse wurden an der benthischen Foraminifere *Pyrgo murrhenia* und an der planktonischen Form *Globigerina bulloides* gemessen. Die Aufzeichnung für die benthische Spezies ist lückenhaft. Vor allem im cemented marl fehlen benthische Foraminiferen. Altersangaben älter als Isotopenstadium 6 stammen aus den paläomagnetischen und biostratigraphischen Untersuchungen. ky = 1000 Jahre, (verändert, aus *Jantschik & Lohoff, 1987*).
- Abb. 31: Karbonatgehalt und Korrelation der fünf untersuchten Kerne. Die Kerne sind von links nach rechts mit zunehmender Wassertiefe aufgetragen. Alter der Grenzen der Isotopenstadien siehe Abb. 32.
- Abb. 32: Stratigraphische Einordnung und Vergleich des Karbonatgehalts von Kern M6-7A-244/1 mit der Sauerstoffisotopen-Kurve von Kern V28-238 (aus *Shackleton & Opdyke, 1973*). Die Alter bis zur Grenze der Isotopenstadien 7/8 stammen vom SPECMAP-Projekt (in *Ruddiman & McIntyre, 1984*). ky = 1000 Jahre.
- Abb. 33: Stratigraphische Einordnung der Kerne ME-69-196 und M6-7A-244/1 nach der Verteilung von eisverdriftetem Detritus (IRD) in der Fraktion > 180 µm. IRD-peaks sind durchgehend von 1 bis 12 nummeriert. Daten aus *Heinrich (1988 u. unveröff. Daten)*. Die Peaks 7 und 9 sind nicht durch die IRD-Verteilung dokumentiert. Sie wurden über das Auftreten der Foraminiferenarten *N. pachyderma* (s.) und *G. truncatulinoides* bestimmt (*Heinrich, 1988*). ky = 1000 Jahre.
- Abb. 34: Korrelation der Kerne mit der absoluten Intensität des Quarzreflexes (100) der Fraktion 2-16 µm. Dargestellt ist die Lithologie bis einschließlich Isotopenstadium 6. IRD-Peaks sind von 1 bis 12 nummeriert. Alter der IRD-Peaks siehe Tab. 7, Legende siehe Abb. 31.

#### 3.3.1. Minerologie Gesamtsediment

- Abb. 35: Plot der Porosität gegen den Dolomitgehalt (Kern ME-68-89). Die geringe Porosität im cemented marl resultiert aus einer Verminderung des Porenraums durch Dolomitneubildung. Porositätswerte aus *Jantschik & Lohoff (1987)*

- Abb. 36: Mittlere Schichtdicke der cemented marl Horizonte I-IV und das Dolomit-Kalzit Verhältnis.
- Abb. 37: Plot von Quarz- gegen Phyllosilikatgehalt (Kern ME-68-89). Im foraminiferal ooze und im cemented marl besteht eine positive Korrelation ( $r^2 = 0.723$ ), während Quarz und Phyllosilikate im cemented marl negativ korreliert sind ( $r^2 = 0.640$ ).
- Abb. 38: Prozentuale Verteilung der Minerale Kalzit, Quarz, Dolomit, K-Feldspat, Plagioklas und der Summe der Phyllosilikate in Kern PQ-08-23. Legende siehe Abb. 31.
- Abb. 39: Prozentuale Verteilung der Minerale Kalzit, Quarz, Dolomit, K-Feldspat, Plagioklas und der Summe der Phyllosilikate in Kern ME-68-89. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 40: Prozentuale Verteilung der Minerale Kalzit, Quarz, Dolomit, K-Feldspat, Plagioklas und der Summe der Phyllosilikate in Kern ME-68-91. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 41: Prozentuale Verteilung der Minerale Kalzit, Quarz, Dolomit, K-Feldspat, Plagioklas und der Summe der Phyllosilikate in Kern ME-69-196. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 42: Prozentuale Verteilung der Minerale Kalzit, Quarz, Dolomit, K-Feldspat, Plagioklas und der Summe der Phyllosilikate in Kern M6-7A-244/1. Legende s. Abb. 31.

### 3.3.2. Minerelogie der karbonatfreien Fraktionen <2 $\mu\text{m}$ , 2-16 $\mu\text{m}$

#### 3.3.2.1. Mineralverteilung und Sedimenttypen

- Abb. 43: Typische Röntgendiffraktogramme der Sedimenttypen foraminiferal ooze, diamicton und cemented marl der Fraktion <2  $\mu\text{m}$ . G = glykolbehandelt; N = unbehandelt. S = Smektit, C = Chlorit, M = Glimmer (Mica), A = Amphibol (Hornblende), K = Kaolinit, Q = Quarz, KF = K-Feldspat, P = Plagioklas (Albit).
- Abb. 44: Typische Röntgendiffraktogramme der Sedimenttypen foraminiferal ooze, diamicton und cemented marl der Fraktion 2-16  $\mu\text{m}$ . C = Chlorit, Z = Zeolith, M = Glimmer (Mica), A = Amphibol (Hornblende), K = Kaolinit, Q = Quarz, KF = K-Feldspat, P = Plagioklas (Albit).
- Abb. 45: Typische Röntgendiffraktogramme des foraminiferal nannofossil chalk der Fraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$ . G = glykolbehandelt; N = unbehandelt. S = Smektit, C = Chlorit, M = Glimmer (Mica), K = Kaolinit, Q = Quarz.
- Abb. 46: Typische Röntgendiffraktogramme des turbidite mud der Fraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$ . G = glykolbehandelt; N = unbehandelt. S = Smektit, C = Chlorit, Z = Zeolith, A = Amphibol (Hornblende), M = Glimmer (Mica), K = Kaolinit, Q = Quarz, O = Oligoklas, P = Plagioklas (Albit), D = Diopsid.

#### 3.3.2.2. Mineralverteilung in den Kernen

##### 3.3.2.2.1. Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate

- Abb. 47: Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer in den Fraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$  in Kern PO-08-23. Gestrichelte Linie = <2  $\mu\text{m}$ , durchgezogene Linie = 2-16  $\mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.

- Abb. 48: Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-89. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 49: Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-91. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 50: Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-69-196. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 51: Prozentuale Verteilung der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern M6-7A-244/1. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.

### 3.3.2.2.2. Absolute Intensitäten der Phyllo- und Nicht-Phyllosilikate

- Abb. 52: Absolute Peakintensitäten der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern PO-08-23. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 53: Absolute Peakintensitäten der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-89. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 54: Absolute Peakintensitäten der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-91. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 55: Absolute Peakintensitäten der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-69-196. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 56: Absolute Peakintensitäten der Phyllosilikate Smektit, Kaolinit, Chlorit und Glimmer der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern M6-7A-244/1. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 57: Absolute Peakintensitäten der Minerale Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-18 \mu\text{m}$  in Kern PO-08-23. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 58: Absolute Peakintensitäten der Minerale Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-89. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.
- Abb. 59: Absolute Peakintensitäten der Minerale Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith in den Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in Kern ME-68-91. Gestrichelte Linie =  $<2 \mu\text{m}$ , durchgezogene Linie =  $2-16 \mu\text{m}$ . Legende s. Abb. 31.

- Abb. 60: Absolute Peakintensitäten der Minerale Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith in den Fraktionen <2 µm und 2-16 µm in Kern ME-69-196. Gestrichelte Linie = <2 µm, durchgezogene Linie = 2-16 µm. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 61: Absolute Peakintensitäten der Minerale Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Hornblende und Zeolith in den Fraktionen <2 µm und 2-16 µm in Kern M6-7A-244/1. Gestrichelte Linie = <2 µm, durchgezogene Linie = 2-16 µm. Legende s. Abb. 31.

### 3.3.2.2.3. Total clay index (TCI) und total non clay index (TNCI)

- Abb. 62: Der total clay index (TCI) der Fraktion <2 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen (cps = counts per second). Legende s. Abb. 31.
- Abb. 63: Der total clay index (TCI) der Fraktion 2-16 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen (cps = counts per second). Legende s. Abb. 31.
- Abb. 64: Der total non clay index (TNCI) der Fraktion <2 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen (cps = counts per second). Legende s. Abb. 31.
- Abb. 65: Der total non clay index (TNCI) der Fraktion 2-16 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen (cps = counts per second). Legende s. Abb. 31.
- Abb. 66: Total clay index (TCI) und total non clay index (TNCI) der Fraktion 2-16 µm (Kern ME-68-89). Die Korrelation ( $r^2 = 0.730$ ) gilt für die Proben des foraminiferal ooze. Nicht-Phyllosilikate sind im cemented marl im Vergleich zu den Phyllosilikaten stark angereichert. Die Proben bei 100 und 111 cm entsprechen IRD-peak 3 bei etwa 35 ky im diamicton.
- Abb. 67: Plot der Verhältnisse von total clay index (TCI) zu total non clay index (TNCI) der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm in Kern ME-68-89. Alter der IRD-Maxima 1 - 6 nach *Heinrich* (1988). Legende s. Abb. 31.

### 3.3.2.3. Glimmerzusammensetzung

- Abb. 68: Die Verhältnisse der Intensitäten der Glimmerpeaks (001/002) zu (004/005) zeigen die tendenzielle Zusammensetzung der Glimmer (*Rey & Kübler*, 1983). Kern ME-68-89, Fraktionen <2 µm und 2-16 µm, Scintag-Röntgendiffraktometer.
- Abb. 69: Schema zur Bestimmung der Glimmerzusammensetzung mit Hilfe der absoluten Intensitäten der Glimmerreflexe (001), (002) und (005) in Dreiecksdiagrammen nach *Rey & Kübler* (1983).
- Abb. 70: Glimmerzusammensetzung der Sedimenttypen für die Fraktion <2 µm in Dreiecksdiagrammen nach *Rey & Kübler* (1983). Die Proben sind jeweils für die verschiedenen Kerne zusammengefaßt.
- Abb. 71: Glimmerzusammensetzung der Sedimenttypen für die Fraktion 2-16 µm in Dreiecksdiagrammen nach *Rey & Kübler* (1983). Die Proben sind jeweils für die verschiedenen Kerne zusammengefaßt.

Abb. 72: Verhältnis der Intensitäten des 10 Å- zum 5 Å-Glimmerpeak der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm. Dieses Verhältnis zeigt die Tendenz zu einer Al- oder Fe- bzw. Mg-reichen Glimmernzusammensetzung (Heuwinkel, 1986).

Abb. 73: Verteilung von tendenziell Al- oder Fe-Mg-reichen Glimmern in Kern ME-68-89 in den Fraktionen <2 µm und 2-16 µm.

#### 3.3.2.4. Illitkristallinität

Abb. 74: Vergleich der Illitkristallinität der Fraktionen <2 µm und 2-16 µm und dem Karbonatgehalt. Kern M6-7A-244/1.

Abb. 75: Vergleich der Illitkristallinität und der Intensität des Glimmerreflexes (001) der Fraktion <2 µm, Kern M6-7A-244/1.

Abb. 76: Die Illitkristallinität der Fraktion <2 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen. Legende s. Abb. 31.

Abb. 77: Die Illitkristallinität der Fraktion 2-16 µm ist gegen die Kerntiefe der Kerne PO-08-23, ME-69-196, M6-7A-244/1, ME-68-89 und ME-68-91 aufgetragen. Legende s. Abb. 31.

#### 3.3.2.5. Chloritzusammensetzung

Abb. 78: Schema zur Bestimmung der Chloritzusammensetzung anhand der absoluten Intensitäten der Chloritreflexe (001), (002) und (003) in Dreiecksdiagrammen nach *Oinuma et al.* (1972).

Abb. 79: Chloritzusammensetzung in den Sedimenttypen für die Fraktion <2 µm in Dreiecksdiagrammen nach *Oinuma et al.* (1972). Die Proben sind jeweils für die verschiedenen Kerne zusammengefaßt.

Abb. 80: Chloritzusammensetzung in den Sedimenttypen für die Fraktion 2-16 µm in Dreiecksdiagrammen nach *Oinuma et al.* (1972). Die Proben sind jeweils für die verschiedenen Kerne zusammengefaßt.

### 3.4. GEOCHEMIE

#### 3.4.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse

Abb. 81: Korrelation von Strontium und CaO im Gesamtsediment. Der Einsatz zeigt die Korrelation ohne die Proben des cemented marl. Der Anteil des nicht an das Karbonat gebundenen Strontiums liegt bei 43 - 45 ppm.

Abb. 82: Plot von MgO gegen CaO. Im cemented marl ist ein Teil des Magnesiums an neugebildeten Dolomit gebunden. Die Korrelation ( $r^2 = 0.960$ ) bezieht sich nur auf die Proben des foraminiferal ooze, foraminiferal nannofossil chalk und diamicton.

Abb. 83: Auswahl typischer Korrelationen zwischen verschiedenen Elementen. Erläuterung s. Text.

Abb. 84: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung mariner Sedimente (nach *Garrels & Mackenzie*, 1971.). Zum Vergleich sind die Ergebnisse der Röntgenfluoreszenz-Analyse der verschiedenen Sedimenttypen aufgetragen.

- Abb. 85: Plot des Si/Al-Verhältnisses gegen die absolute Intensität des Quarzpeaks (101) im Gesamtsediment (Scintag-Diffraktometer, cpm = counts per minute). Das durchschnittliche Si/Al-Verhältnis für marine Sedimente liegt bei 3.3 bis 3.4 (Turekian & Wedepohl, 1961; Bischoff et al., 1979). Der Überschuß an SiO<sub>2</sub> ist auf den hohen Quarzanteil zurückzuführen.
- Abb. 86: Plot von Titan zu Aluminium (nach Baström et al., 1972). Die Geraden entsprechen den durchschnittlichen Zusammensetzungen eines: A = Basalts, B = der kontinentalen Kruste, C = eines sedimentären Schiefers und D = eines Granits.

### 3.4.2. Chemische Analyse der HCl-löslichen Phase

- Abb. 87: Ergebnisse der Faktoranalyse (Varimax, orthogonal, Rotation) der Analyse der chemischen Zusammensetzung des in Salzsäure löslichen Sedimentanteils. Dargestellt sind die Faktorgewichte (negativ und positiv) der wichtigsten zur Varianz beitragenden Parameter.
- Abb. 88: Korrelation von Strontium und Kalzium für Proben aus Kern ME-68-89. Sr und Ca aus dem diamicton und dem foraminiferal ooze sind deutlich positiv korreliert, während die Proben des cemented marl keine Beziehung aufweisen. Korrelation  $r^2 = 0.988$ , ohne Proben des cemented marl
- Abb. 89: Ausgewählte Korrelationen verschiedener Elemente der chemischen Analyse der Karbonatphase (Kern ME-68-89). Erläuterung s. Text.
- Abb. 90: Korrelation des Gehalts an Phyllosilikaten (aus der Röntgendiffraktometrie) und Wasserstoffgehalt (CHN-Analyse). Kern ME-68-89).
- Abb. 91: Korrelation des Wassergehalts der Sedimente (aus Jantschik & Lohoff, 1987) und des Natriumanteils in Kern ME-68-89.
- Abb. 92: Verteilung von unlöslichem Rückstand (UR), C<sub>min</sub>, C<sub>org</sub>, H<sub>tot</sub> und H-UR in Kern ME-68-89. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 93: Verteilung von SiO<sub>2</sub>, Ca, Sr, Mg und Mn in Kern ME-68-89. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 94: Verteilung von Fe, K, Al, PO<sub>4</sub> und Na in Kern ME-68-89. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 95: Verteilung von unlöslichem Rückstand (UR), C<sub>min</sub>, C<sub>org</sub>, H<sub>tot</sub> und HUR in Kern ME-69-196. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 96: Verteilung von SiO<sub>2</sub>, Ca, Sr, Mg und Mn in Kern ME-69-196. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 97: Verteilung von Fe, K, Al, PO<sub>4</sub> und Na in Kern ME-69-196. Legende s. Abb. 31.
- Abb. 98: Schematische Darstellung der Herkunft der verschiedenen Elemente aus der chemischen Bestimmung der Karbonatphase. Die Elemente sind auf die zwei Hauptgruppen Karbonat und detritisches Silikat verteilt. Untergeordnet treten organische Substanz, Hydroxide, amorphes Silikat und Meersalz auf.

### 3.4.3. Seltene Erden (REE)

- Abb. 99: Normalisierung der Gehalte an Seltenen Erden bezogen auf eine durchschnittliche Chondritzusammensetzung (aus *Nakamura, 1974*) für Kern ME-68-89. Die Elementgehalte der Seltenen Erden wurden zuvor auf eine karbonatfreie Basis korrigiert.
- Abb. 100: Normalisierung der Gehalte an Seltenen Erden bezogen auf eine durchschnittliche Zusammensetzung eines North-American-Shale (aus *Gromet et al., 1984*) für Kern ME-68-89. Die Elementgehalte der Seltenen Erden wurden zuvor auf eine karbonatfreie Basis korrigiert.
- Abb. 101: Normalisierung der Gehalte an Seltenen Erden bezogen auf eine durchschnittliche Chondritzusammensetzung (aus *Nakamura, 1974*) und auf eine durchschnittliche Zusammensetzung eines North-American-Shale (aus *Gromet et al., 1984*) für Kern ME-68-91. Die Elementgehalte der Seltenen Erden wurden zuvor auf eine karbonatfreie Basis korrigiert.
- Abb. 102: Schwankungsbreiten der REE-Verteilungen der verschiedenen Sedimenttypen. Normalisierung auf eine Chondrit- (*Nakamura, 1974*) und eine North-American-Shale-Zusammensetzung (*Gromet et al., 1984*). Zum Vergleich sind ein typischer ozeanischer Basalt und ein Granit (G1) aufgetragen (aus *Mason & Moore, 1985*). Die Zusammensetzung eines tholeiitischen Basalts vom Mittelatlantischen Rücken (45° N) und eines tertiären isländischen Basalts stammt aus *Grousset (1985)*.

### 3.4.4. Rb/Sr-Isotopenanalyse

- Abb. 103: Vergleich der Rb- und Sr-Messungen in den karbonatfreien Kornfraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$ . Der Analysenfehler ist kleiner als der Durchmesser der Probepunkte.
- Abb. 104: Ergebnisse der Strontium-Isotopenanalysen der Kerne ME-68-89 und ME-68-91. Alter der fünf ersten IRD-peaks nach *Heinrich (1988)*.
- Abb. 105: Korrelation der  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in den karbonatfreien Sedimentfraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-16  $\mu\text{m}$ . Für die  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse ist der Fehler angegeben. Fehler im  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis sind kleiner als der Durchmesser der Probepunkte.
- Abb. 106: Vergleich der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der karbonatfreien Sedimentfraktionen <2  $\mu\text{m}$  und 2-18  $\mu\text{m}$  mit dem K/Ar-Alter. Deutlich sind die verschiedenen Sedimenttypen unterschieden. Die Proben im FO und DI zeigen mit steigendem Alter zunehmende Sr-Isotopenverhältnisse. Der kleine Einsatz zeigt die Daten für vier dropstones.
- Abb. 107: Kern ME-88-89. Die Korrelation von  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - zu  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis zeigt im DI und im FO (ohne Holozän) eine schwach ausgebildete Pseudo-Isochrone. Der Plot des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses gegen den Quotienten  $1/\text{Sr}$  dient zur Überprüfung der Mischungsbedingungen im Detritus (nach *Boger & Faure, 1974*). Die Proben des FO und DI ordnen sich auf einer Geraden an, die typisch für Detritus mit einem binären Mischungsverhältnis ist.

### 3.4.5. K/Ar-Datierungen

- Abb. 108: Zerfallsschema von  $^{40}\text{K}$  zu  $^{40}\text{Ar}$  und zu  $^{40}\text{Ca}$  durch Elektroneneinfang,  $\beta$ - und  $\gamma$ -Zerfall (nach *Hunziker, 1979*).

- Abb. 109: Vergleich der K/Ar-Alter der Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  in den verschiedenen Sedimenttypen. Die Alter in der Fraktion  $2-16 \mu\text{m}$  sind durchgehend leicht höher als die der Tonfraktion.
- Abb. 110: Vergleich von relativen Gehalten der K-führenden Minerale und dem K/Ar-Alter. Die mineralogische Zusammensetzung hat keinen signifikanten Einfluß auf das K-Ar Alter. Mineralprozentage wurden auf der Basis der Peakintensitäten errechnet (Scintag-Röntgendiffraktometer, Kern ME-68-89). Df = diamicten; FO = foraminiferal ooze; CM = cemented marl.
- Abb. 111: K-Ar Alter der karbonatfreien Fraktionen  $<2 \mu\text{m}$  und  $2-16 \mu\text{m}$  und Vergleich mit mineralogischen Daten (Kern ME-68-89). Alter der IRD-peaks nach Heinrich (1988).
- Abb. 112: Schematische geologische Karte der das NOAMP-Gebiet umgebenden Landmassen und deren Alter, sowie eine vereinfachte Darstellung der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation: 1 = Golfstrom, Nordatlantik-Drift (NAD), 2 = Haupttrouten von Drifteis in Glazialen (vereinfacht nach Ruddiman, 1977), 3 = Norwegian Sea Overflow Water und Nordatlantisches Tiefenwasser, 4 = Hauptrichtungen von äolischem Eintrag (westerlies, jet streams).

#### 4. INTERPRETATION UND DISKUSSION

##### 4.1. HERKUNFT UND TRANSPDRT DER SILIKATISCH-DETRITITISCHEN MINERALE

- Abb. 113: Smektit- und Chloritverteilung (%; Tonfraktion) in holozänen Sedimenten im Nordatlantik (verändert, nach Grousset & Chesselet, 1986; Grousset & Latouche, 1983). Smektite zeigen einen N-S-Gradienten mit einem Maximum um Island. Der südwärtige Transport geschieht über das Nordatlantische Tiefenwasser. Die Chloritverteilung verläuft parallel einer W-E-Achse von Nordamerika ausgehend. Chlorit wird rezent hauptsächlich äolisch transportiert (jet stream westerlies). In Kaltzeiten ist das Maximum um  $45^\circ$  bis  $50^\circ$  N von durch Eisberge transportiertem Chlorit am südlichen Rand der Polarfront verstärkt.
- Abb. 114: Plot der Glimmer- und Smektitverteilung (%; Tonfraktion) der fünf untersuchten Kerne für die verschiedenen Sedimenttypen der Isotopenstadien 1 bis 6. Die Verteilung dieser Minerale wird hauptsächlich von einer nordamerikanischen und einer isländischen Quelle bestimmt (nach Grousset & Latouche, 1983).
- Abb. 115: Beziehung zwischen Stratigraphie und relativen Mineralverhältnissen in den Isotopenstadien 1 bis 6 am Beispiel von Kern ME-68-89. Zum Vergleich ist ein Kern aus dem King's Trough südlich des NOAMP-Gebietes gezeigt ( $41 - 43^\circ$  N,  $20 - 23.5^\circ$  W; Robinson, 1986). Eine halbquantitative Abschätzung der Quellen des detritischen Materials und der wichtigsten Transportmechanismen wird im rechten Teil der Abbildung gegeben. Alter der IRD-peaks nach Heinrich (1988).
- Abb. 116: Beziehung zwischen der Summe der Feldspäte und dem Quarzgehalt in den Isotopenstadien 1 bis 6 (Kern ME-68-89).

#### 4.2. IRD-MAXIMA 1, 2, 4 und 5 (CM)

Abb. 117: Übergang vom letzten Glazial zum Holozän, der sich in einem Wechsel von einer terrigen-detritisch dominierten Sedimentation zu einer biogen-karbonatischen Sedimentation dokumentiert. Repräsentiert wird dieser Übergang durch den cemented marl mit der Neubildung von Dolomit und den dadurch veränderten Sr/Ca-Verhältnissen. Gleichzeitig sinkt der Wassergehalt (aus *Jantschik & Lohoff, 1987*). Der Anteil an Grobdetritus infolge verstärkter Eisberg-Drift nimmt zu, während der Anteil an Phyllosilikaten deutlich abnimmt und sich auch in geringen H-Gehalten im unlöslichen Rückstand (UR) dokumentiert. Die schematische Darstellung von Dünnschliffen zeigt eine deutliche, aber unregelmäßige Grenze zwischen dem cemented marl und dem diamicton. Deutlich ist der Unterschied einer verfestigten karbonatischen Sedimentmatrix im cemented marl und einer unverfestigten tonigen Matrix im diamicton zu sehen. Im cemented marl lassen sich idiomorphe Dolomitrhomboeder erkennen (*Clasen et al., 1990*).

Abb. 118: Schmelzwasserüberschichtung im Nordatlantik während des letzten Glazial-Interglazial-Übergangs (verändert, nach *Williams & Fillon, 1986*). Pfeile indizieren schematisch die glazialen Dripteisrouten im Nordatlantik (nach *Ruddiman, 1977*).

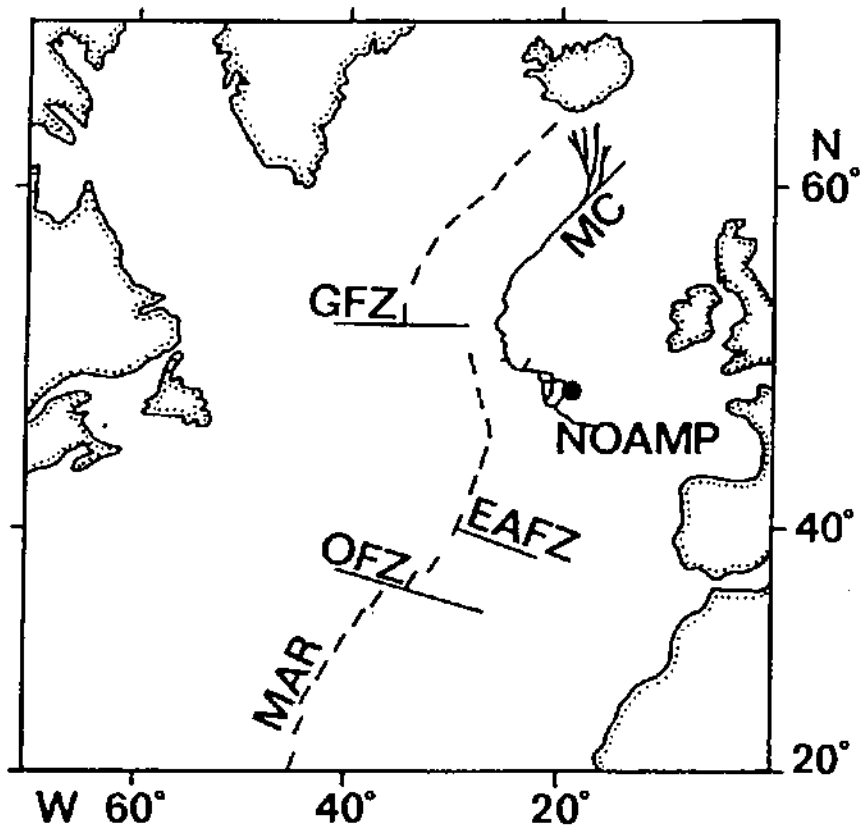
#### 4.3. SEDIMENTATIONSMODELLE

Abb. 119: Das Blockbild zeigt schematisch die wichtigsten Sedimentationsmechanismen, die die Zusammensetzung der Ablagerungen im NOAMP-Gebiet beeinflussen können (verändert, nach *Rothwell, 1990*). Ohne Maßstab. 1 = biogen pelagische Produktion, 2 = Oberflächenströmungen, 3 = Bodenströmungen, 4 = Eisberg-Drift, 5 = turbidity currents, 6 = Mineralneubildungen im Sediment, 7 = äolischer Eintrag, 8 = vulk.-klastischer Eintrag, 9 = submariner Vulkanismus.

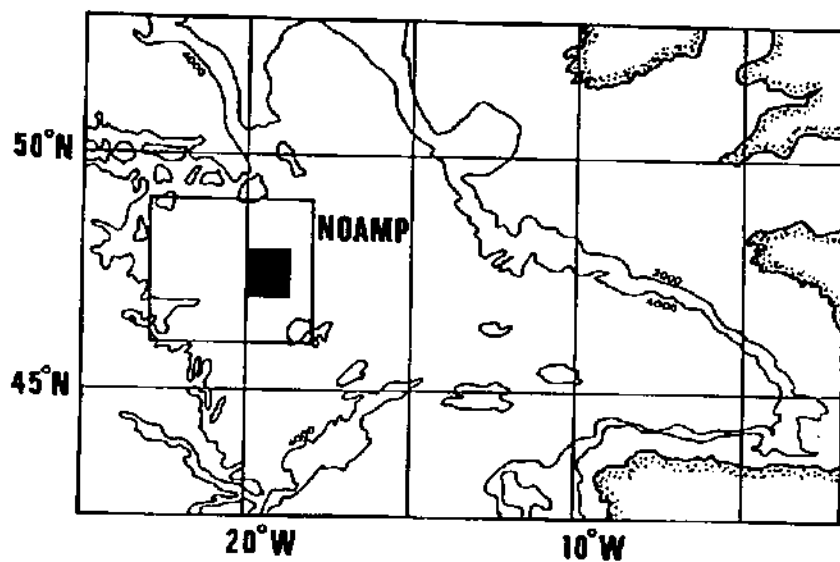
Abb. 120: Schematisches Blockbild der die Sedimentation im NOAMP-Gebiet in interglazialen beeinflussenden Parameter. Typisches Sediment ist der foraminiferal ooze (z.B. Holozän, Sauerstoff-Isotopenstadien 5, 7, 9, 11). Die karbonatisch-biogene Sedimentation dominiert. Silikatisch-detritischer Detritus wird hauptsächlich über Wind und Strömungen eingetragen und ist entsprechend feinkörnig. Die Nordatlantische Tiefenwasserzirkulation ist intakt. Der Golfstrom bzw. seine Verlängerung die Nord-Atlantik-Drift (NAD) reichen weit nach Norden. Die Polarfront liegt in hohen Breiten bei Grönland. Turbidite treten in den Tiefsee-Ebenen des NOAMP-Gebietes auf. NADW = North Atlantic Deep Water; NSOW = Norwegian Sea Overflow Water; NAD = North Atlantic Drift; IRD = Ice-rafted detritus; AABW = Antarctic Bottom Water; MAR = Mid Atlantic Ridge.

Abb. 121: Schematisches Blockbild der die Sedimentation im NOAMP-Gebiet in Glazialen beeinflussenden Parameter. Typisches Sediment ist der diamicton. Die silikatisch-detritische Sedimentation überwiegt die karbonatisch-biogene. Der Detritus wird neben dem Wind und Strömungen vorwiegend durch Eisberge eingetragen. Die Polarfront verschiebt sich bis 45°S in gemäßigte Breiten und lenkt die Oberflächenströmungen nach Süden ab. Turbidite lassen sich auch in kaltzeitlichen Sedimenten finden. Legende s. Abb. 120.

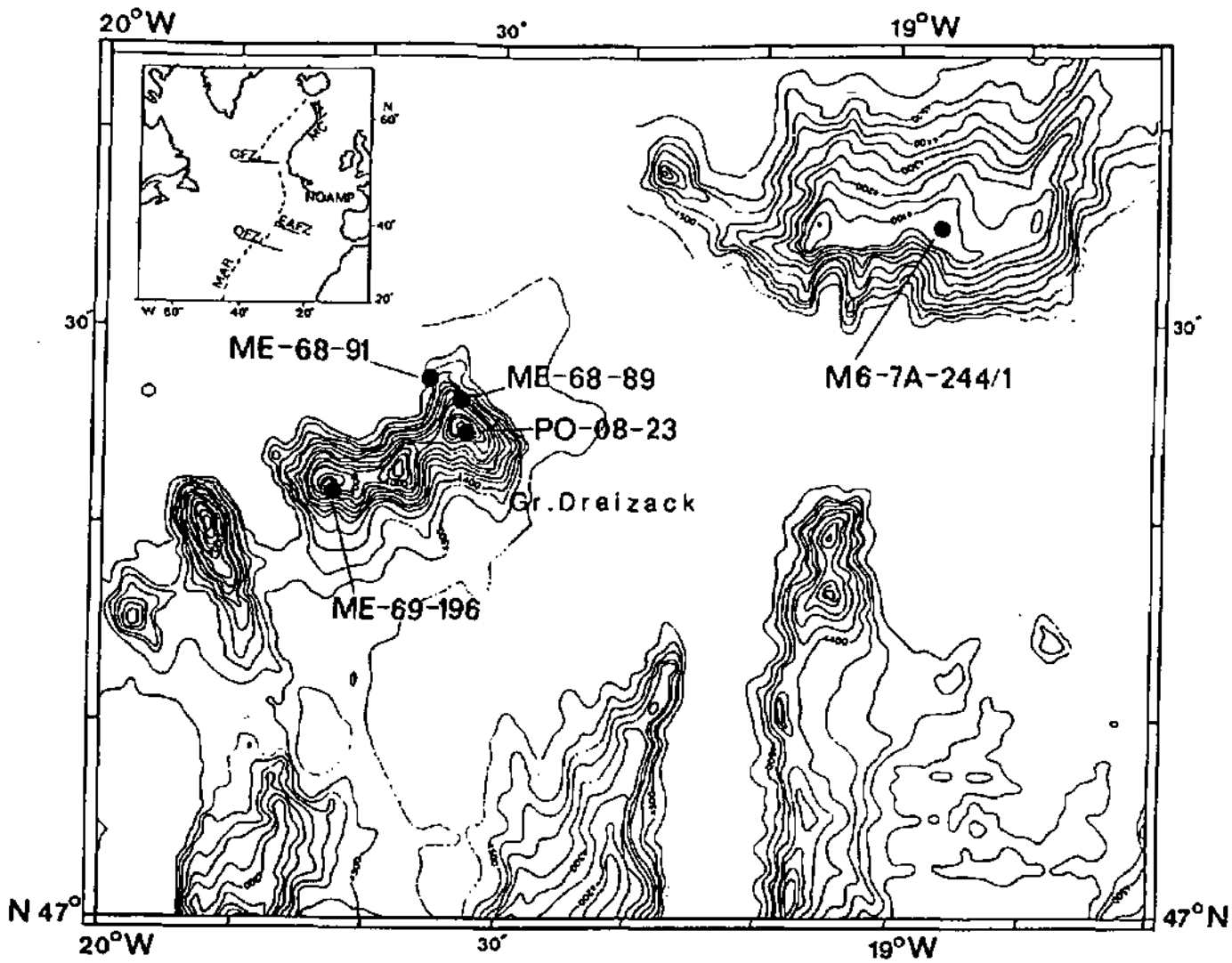
Abb. 122: Schematisches Blockbild der die Sedimentation im NOAMP-Gebiet in Glazialen während der IRD-peaks 1, 2, 4 und 5 (Alter 11, 23, 47 und 59 ky BP: nach *Heinrich, 1988*) beeinflussenden Parameter. Typisches Sediment ist der cemented marl. Der detritische Eintrag durch Eisberge überwiegt und kommt hauptsächlich von Nordamerika und Grönland. Die Tiefenwasserzirkulation ist wahrscheinlich unterbrochen, eventuell reicht der Einfluß des AABW bis in die Breiten des NOAMP-Gebietes. Karbonat, vornehmlich Dolomit wird in diesen Phasen neugebildet. Die karbonatisch-biogene Sedimentation geht stark zurück. Legende s. Abb. 120.



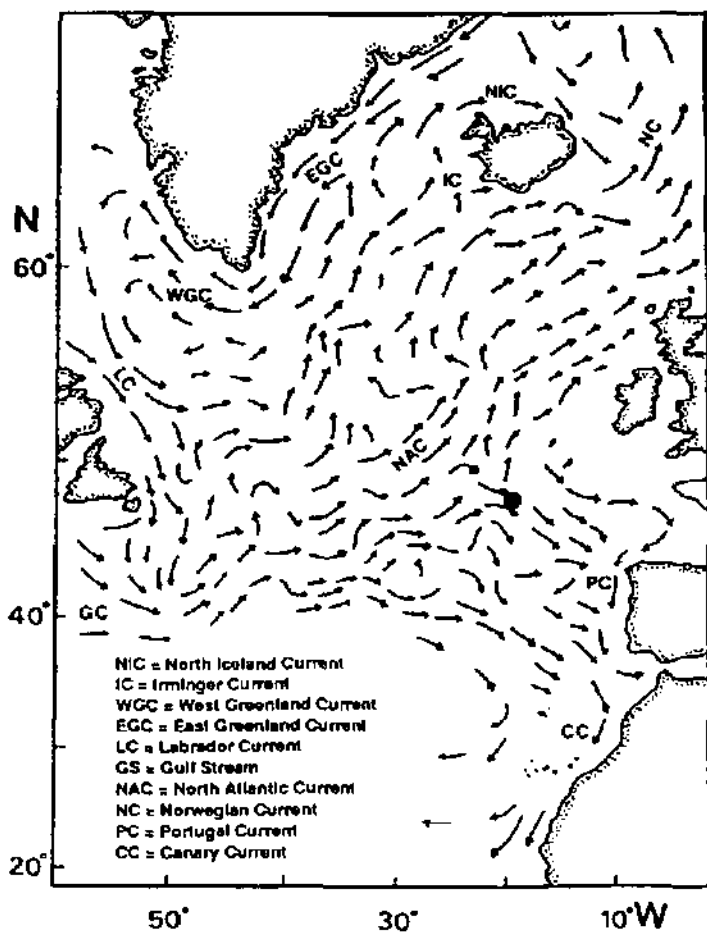
①



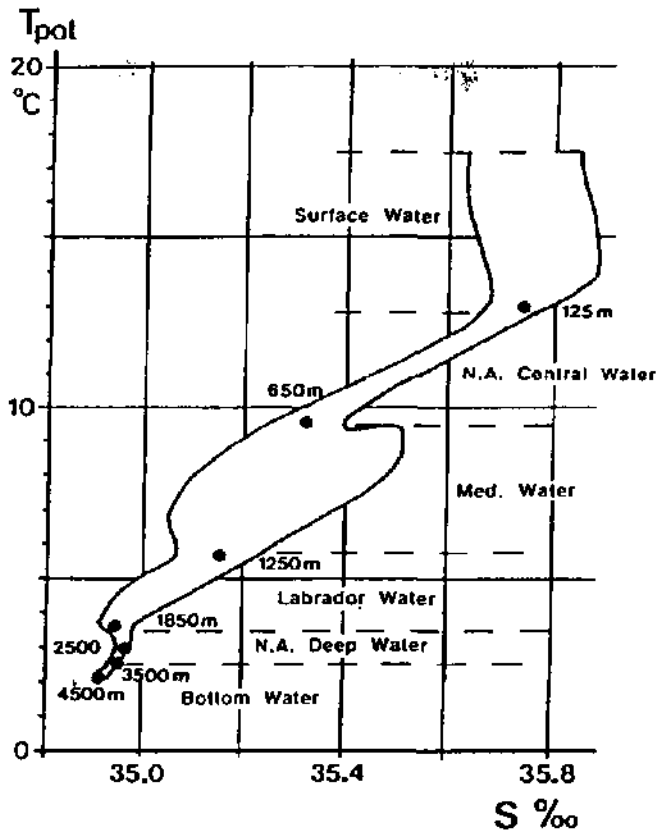
②



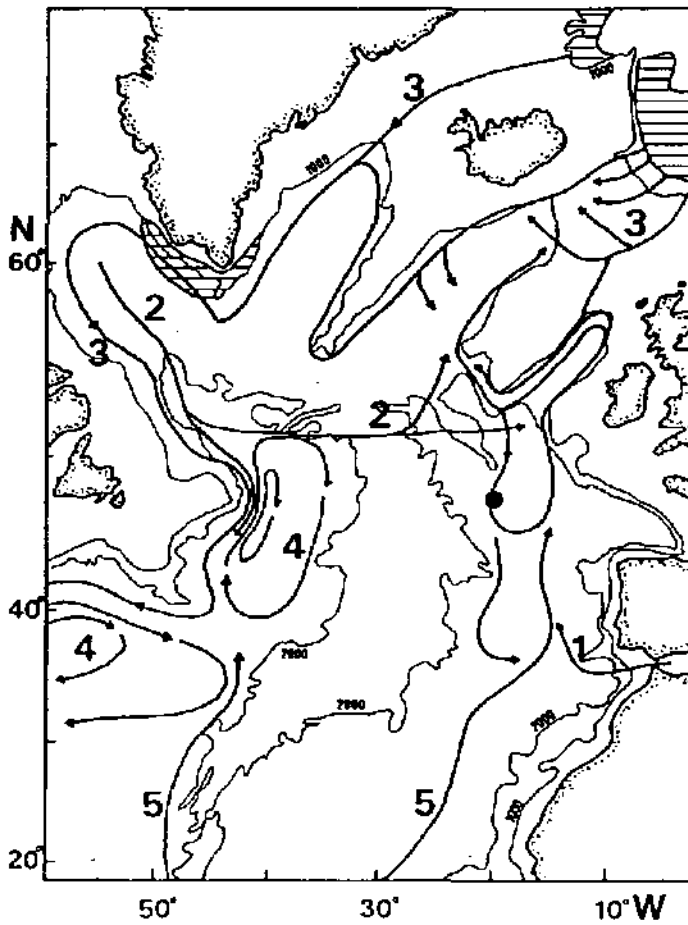
3



4

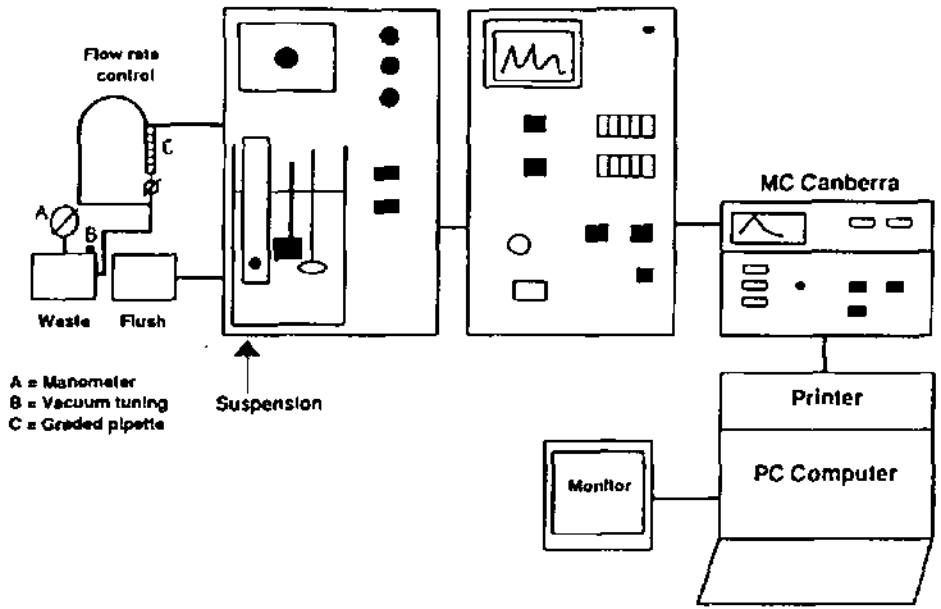


5

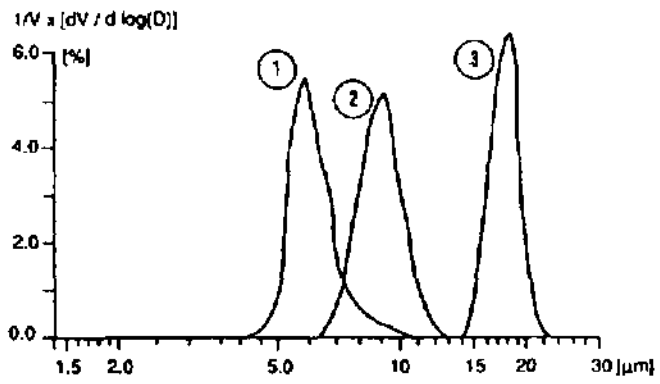


6

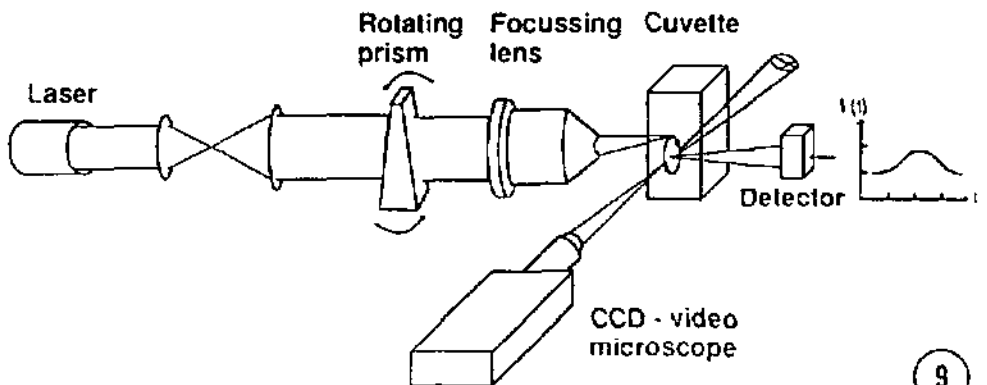
### Coulter Counter



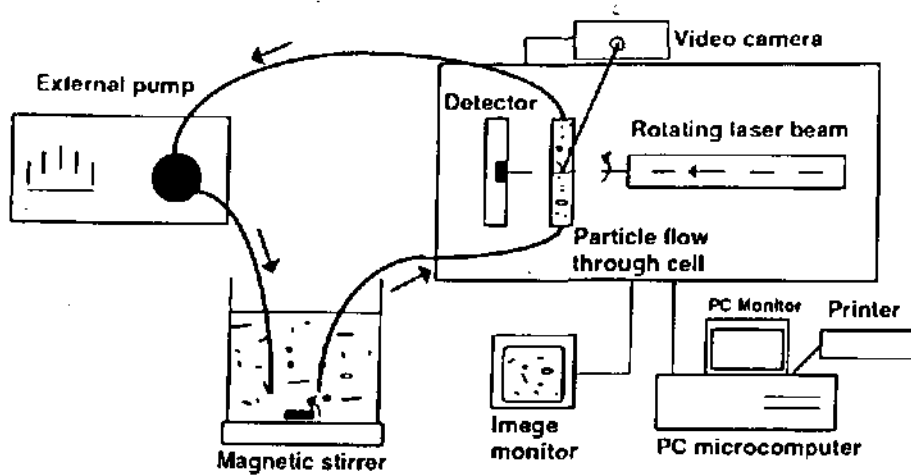
7



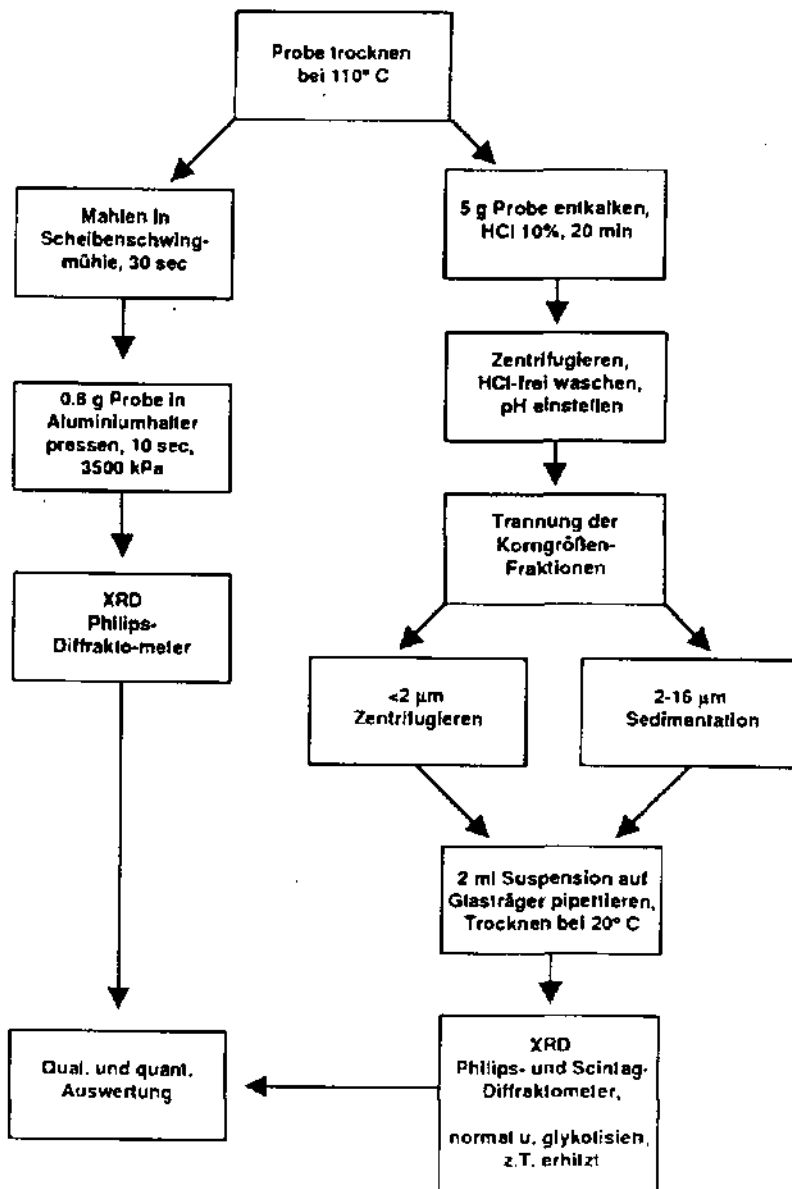
8



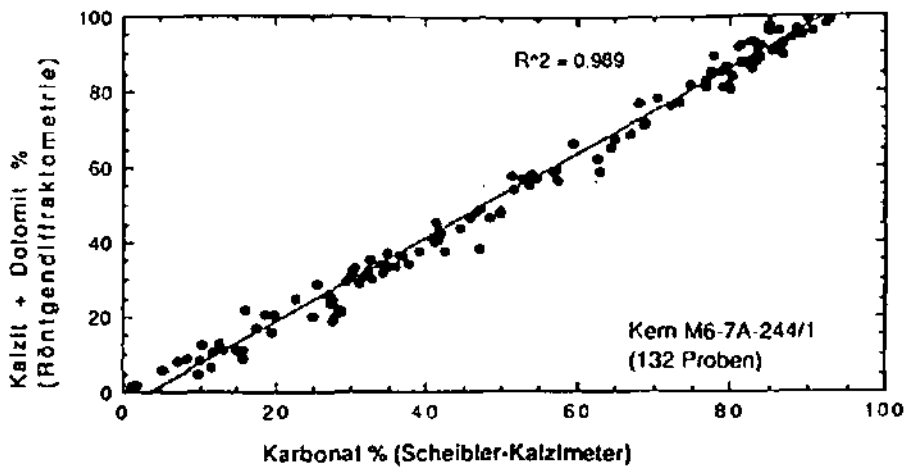
9



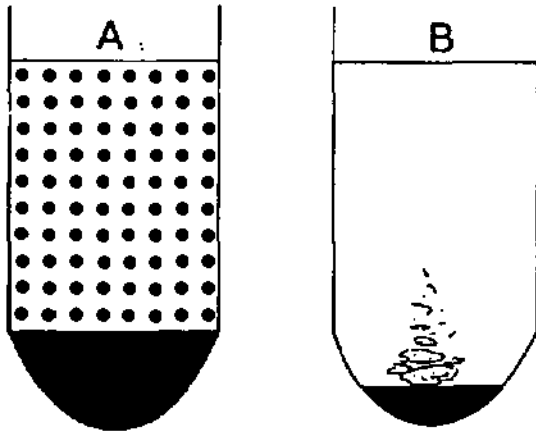
10



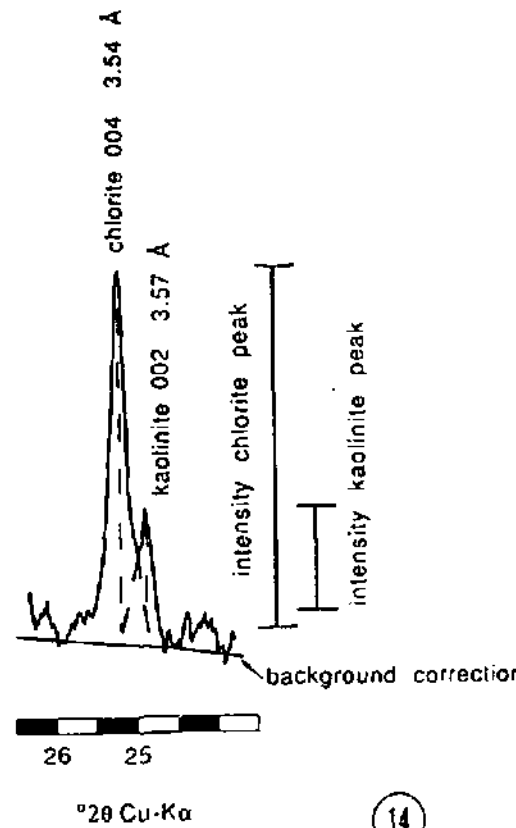
11



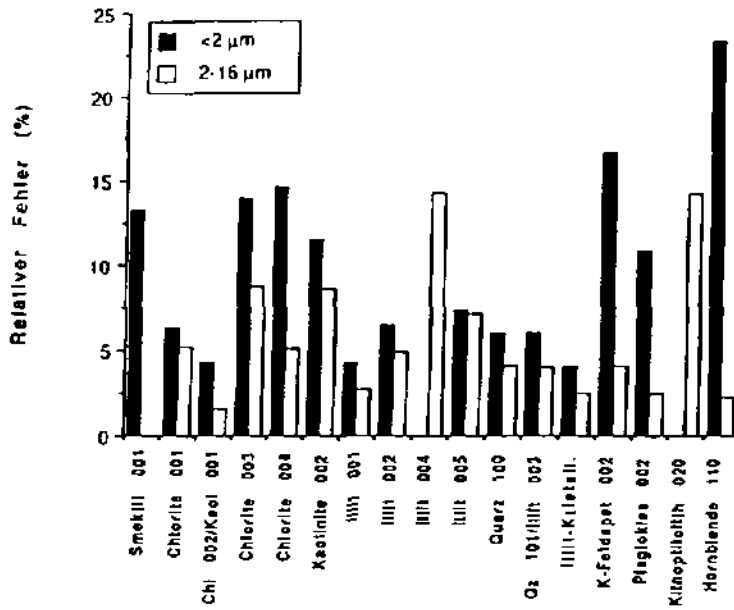
12



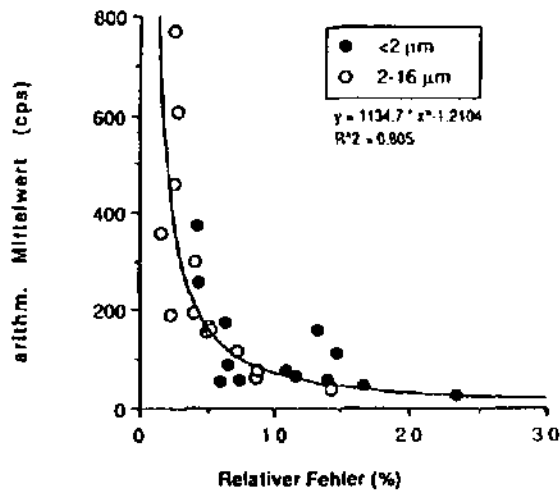
13



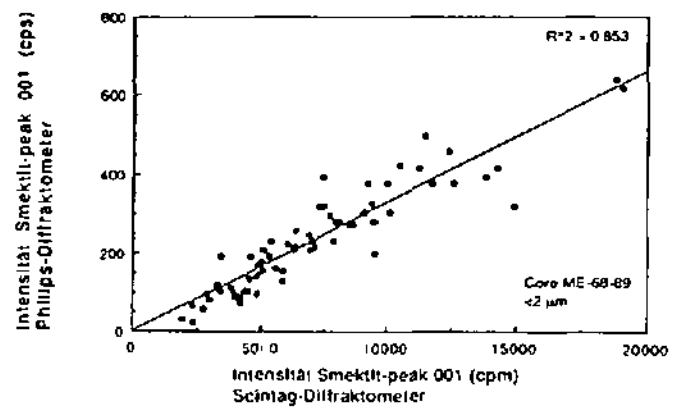
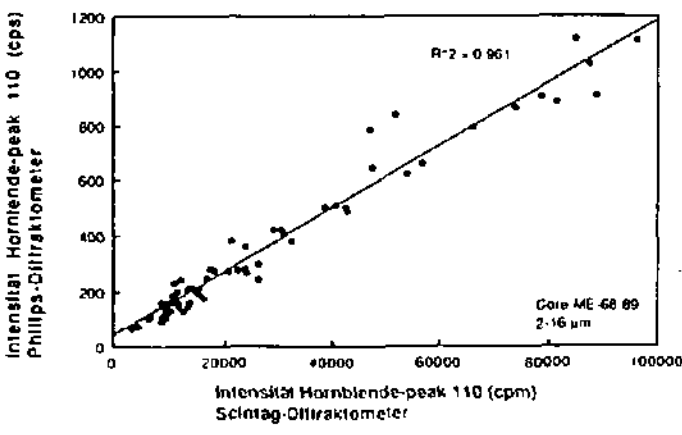
14



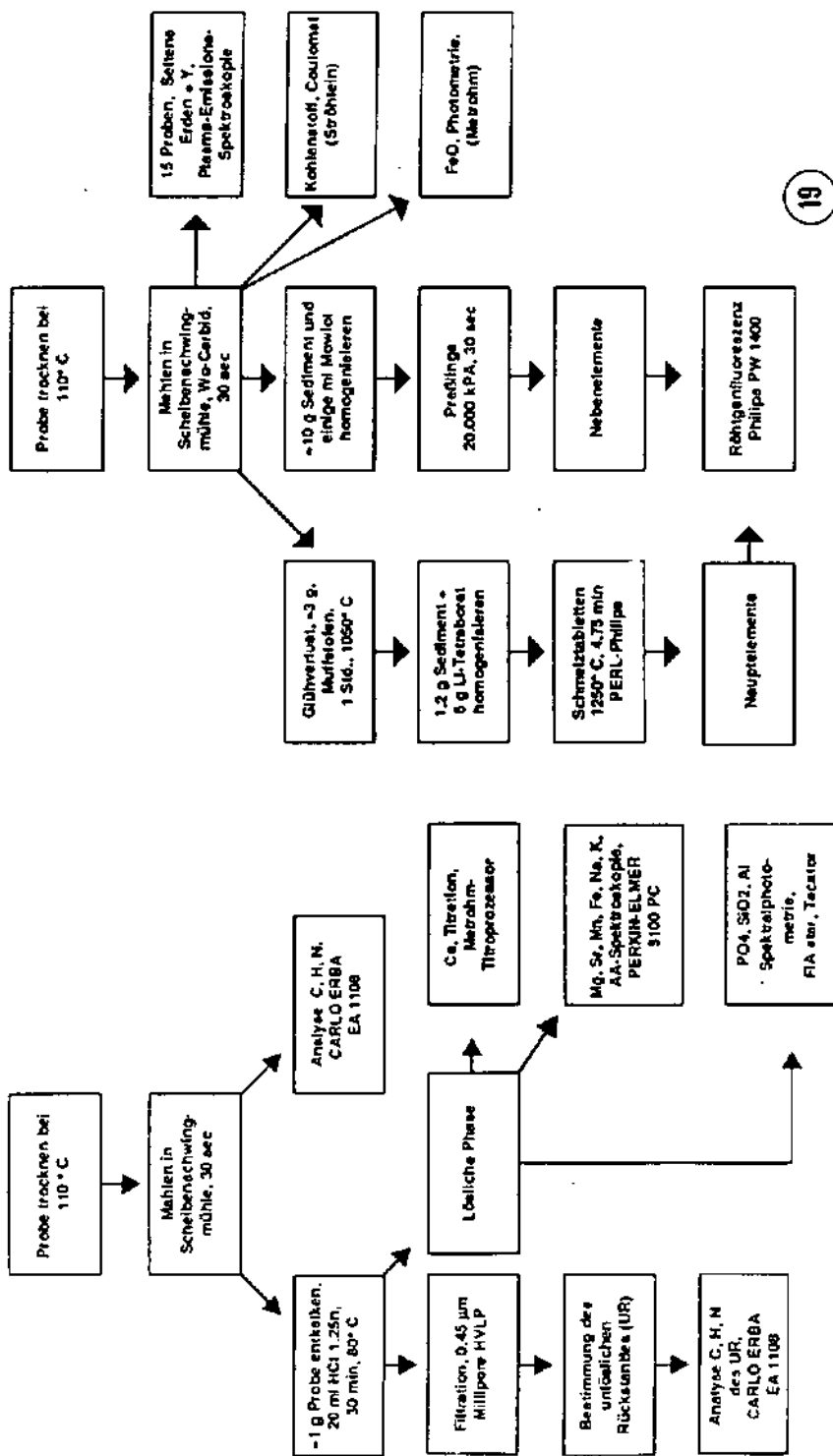
15



16

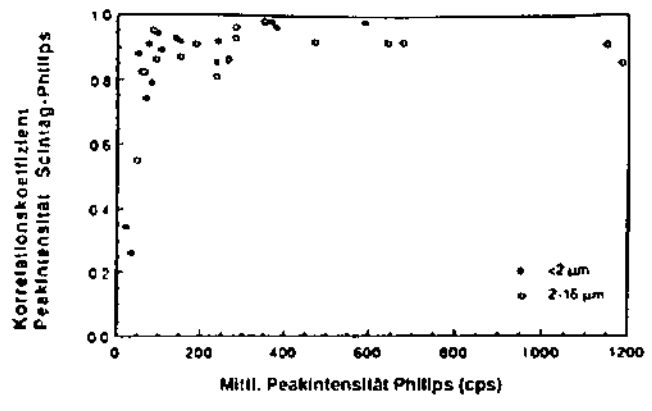


17



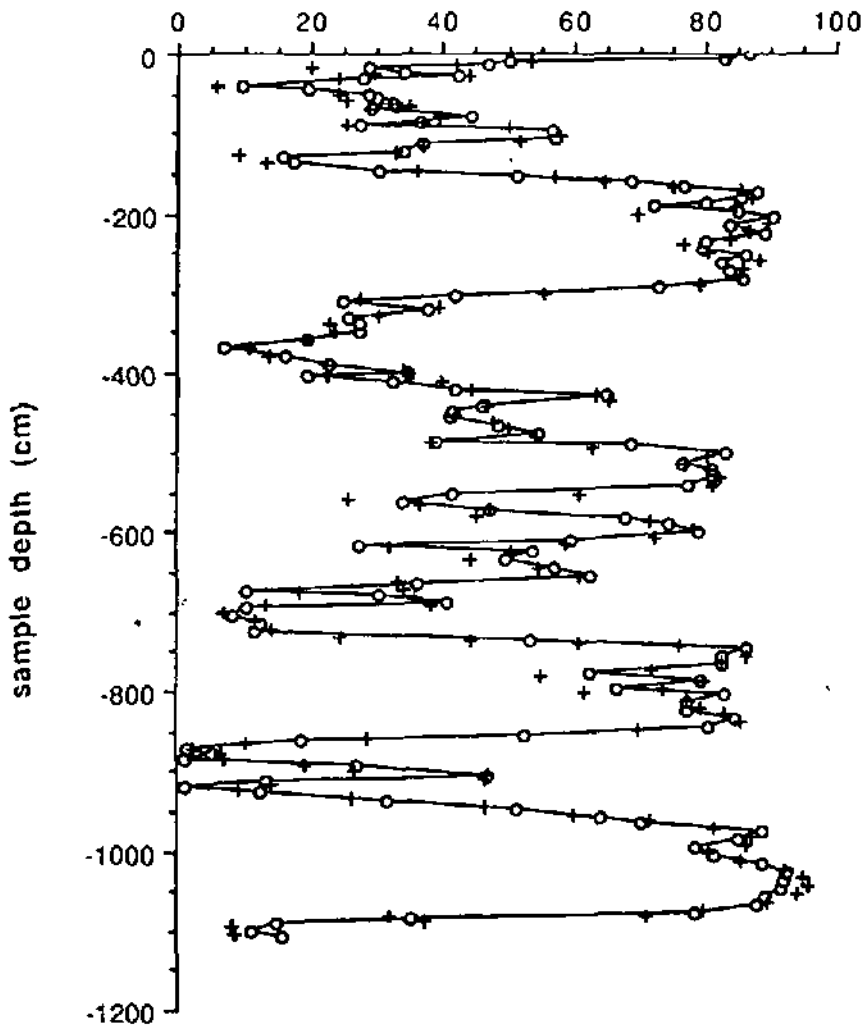
19

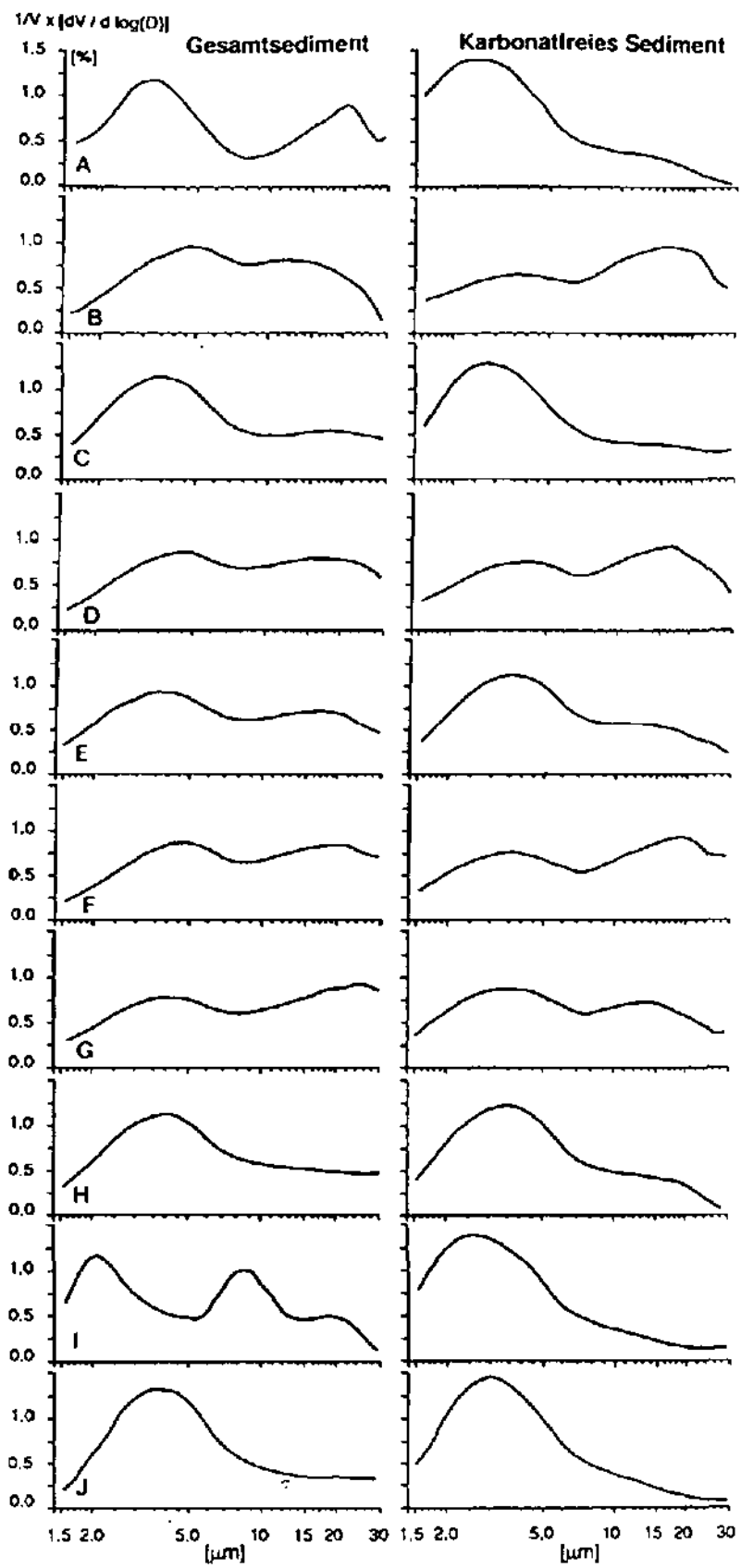
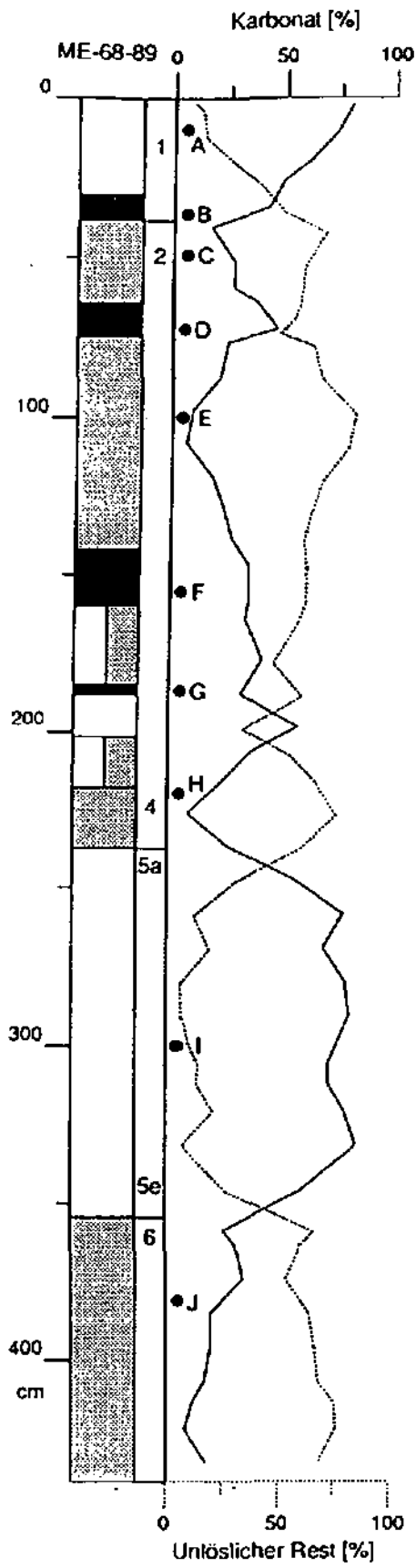
20

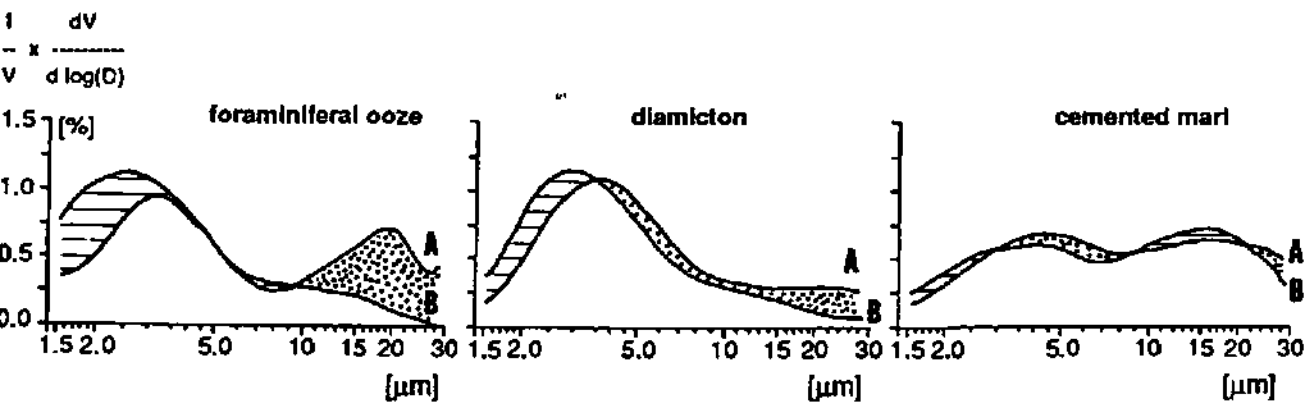


18

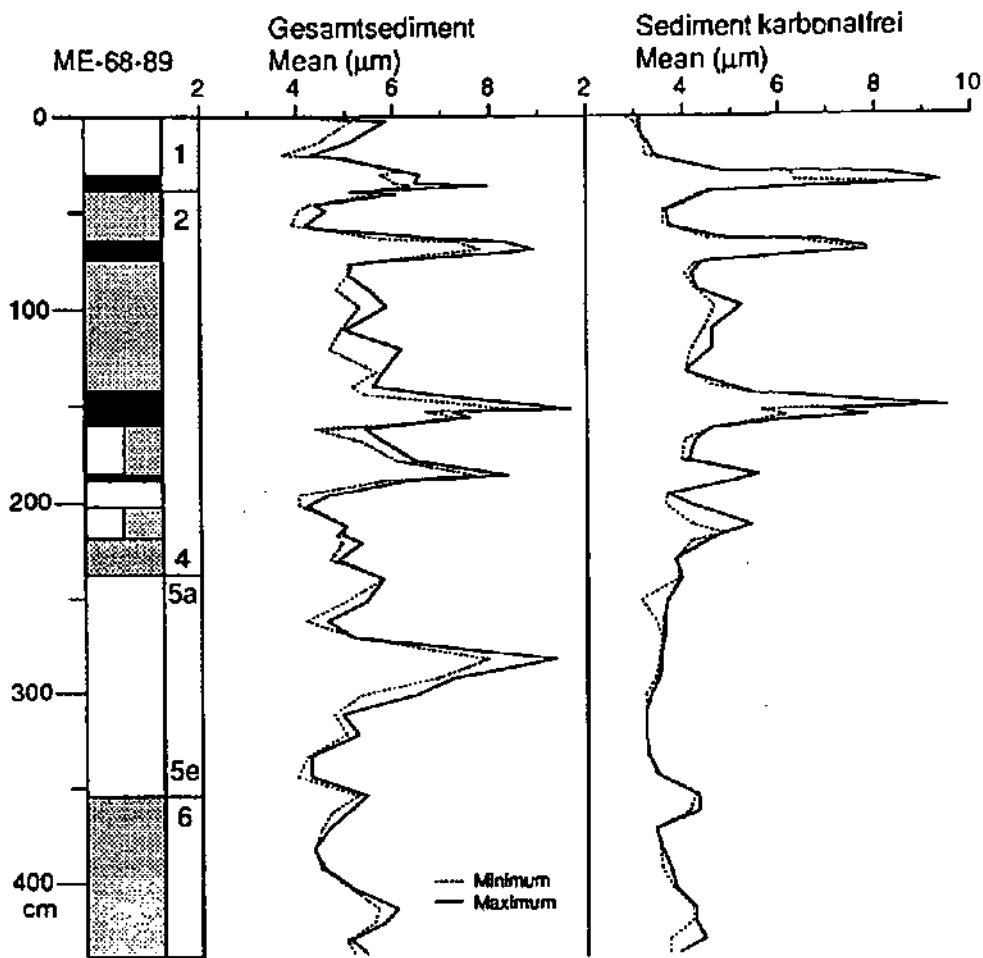
% Karbonat



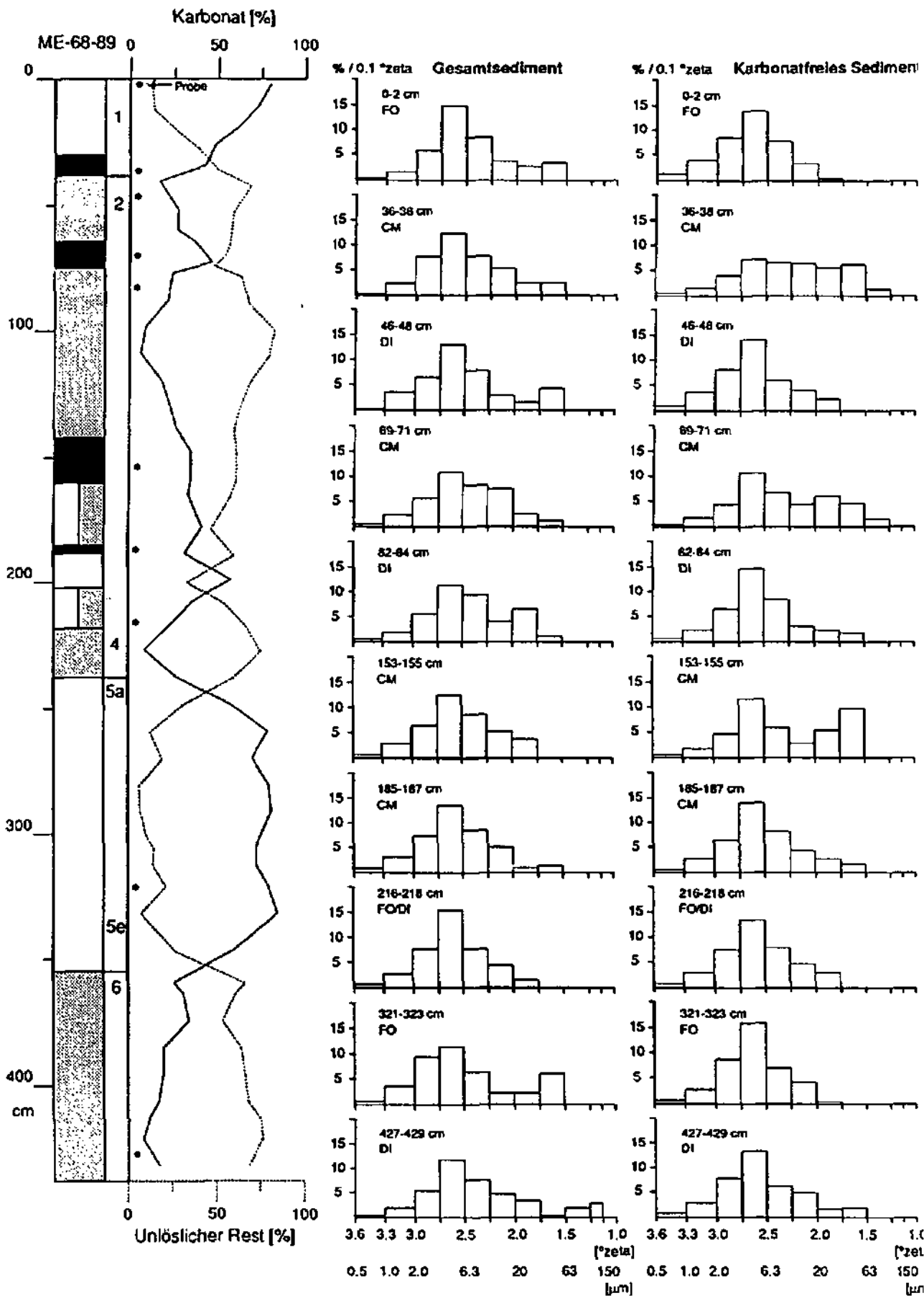


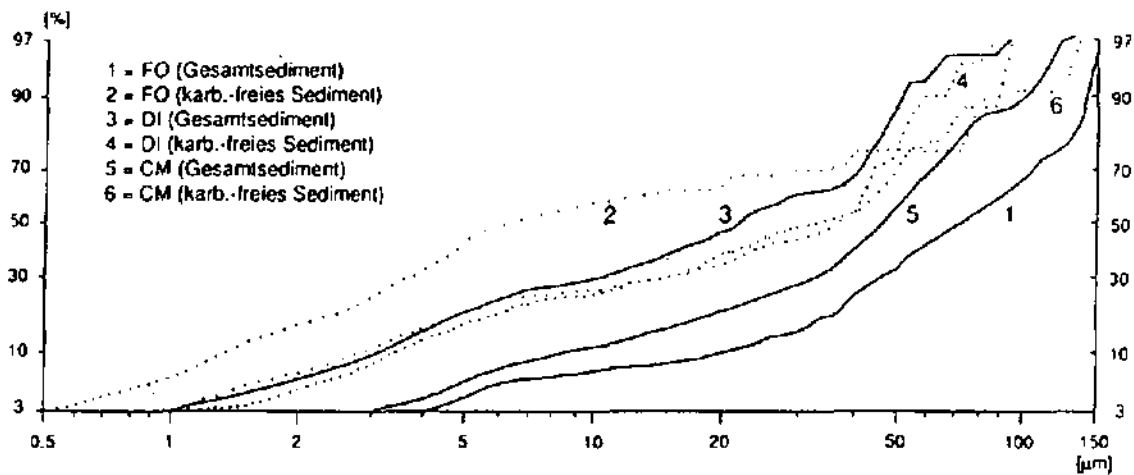


23

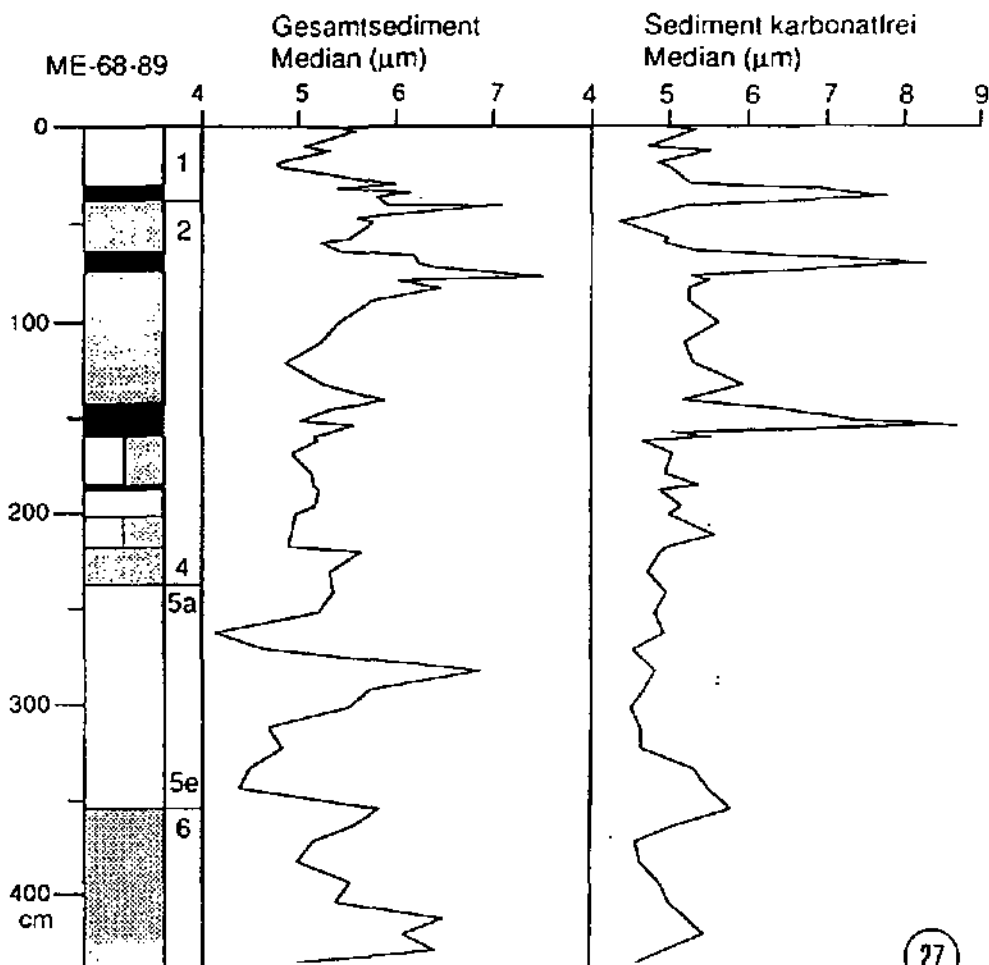


24



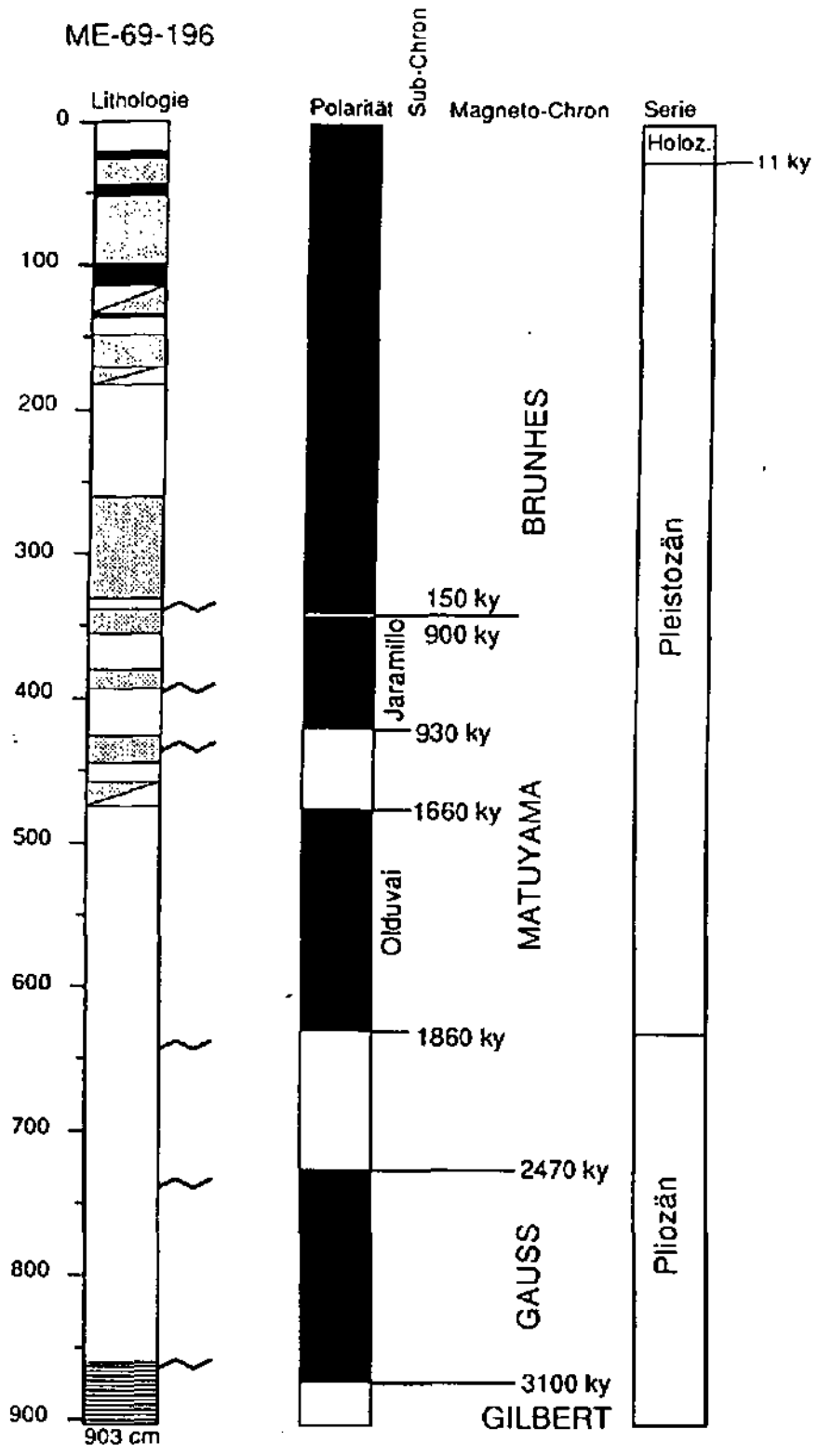


26



27

ME-69-196

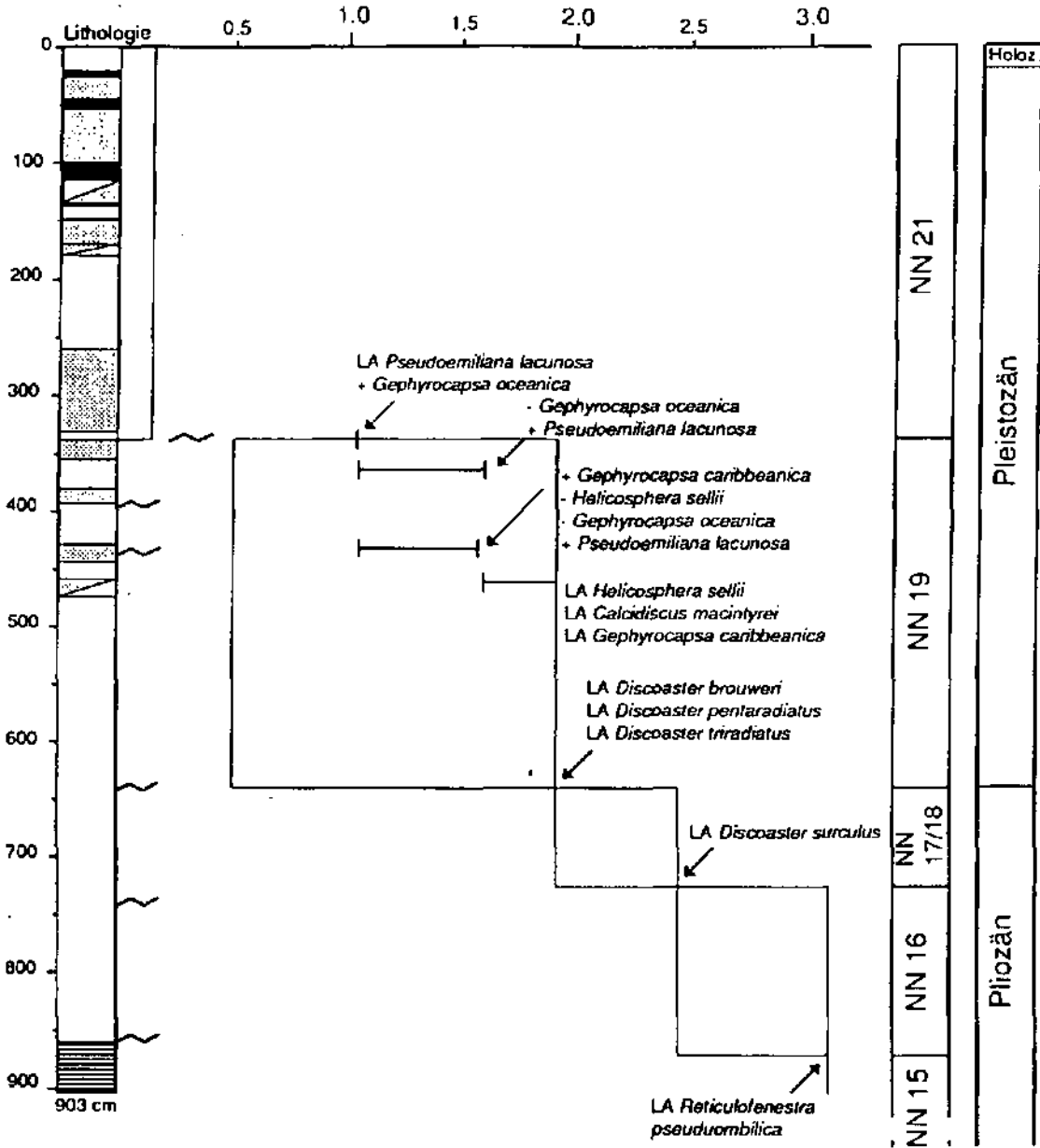


**Legende**

- |   |   |   |
|---|---|---|
|  foraminiferal ooze              |  diamicton     |  Schichtlücke      |
|  foraminiferal nannofossil chalk |  cemented marl |  inverse Polarität |
|   |   |  normale Polarität |

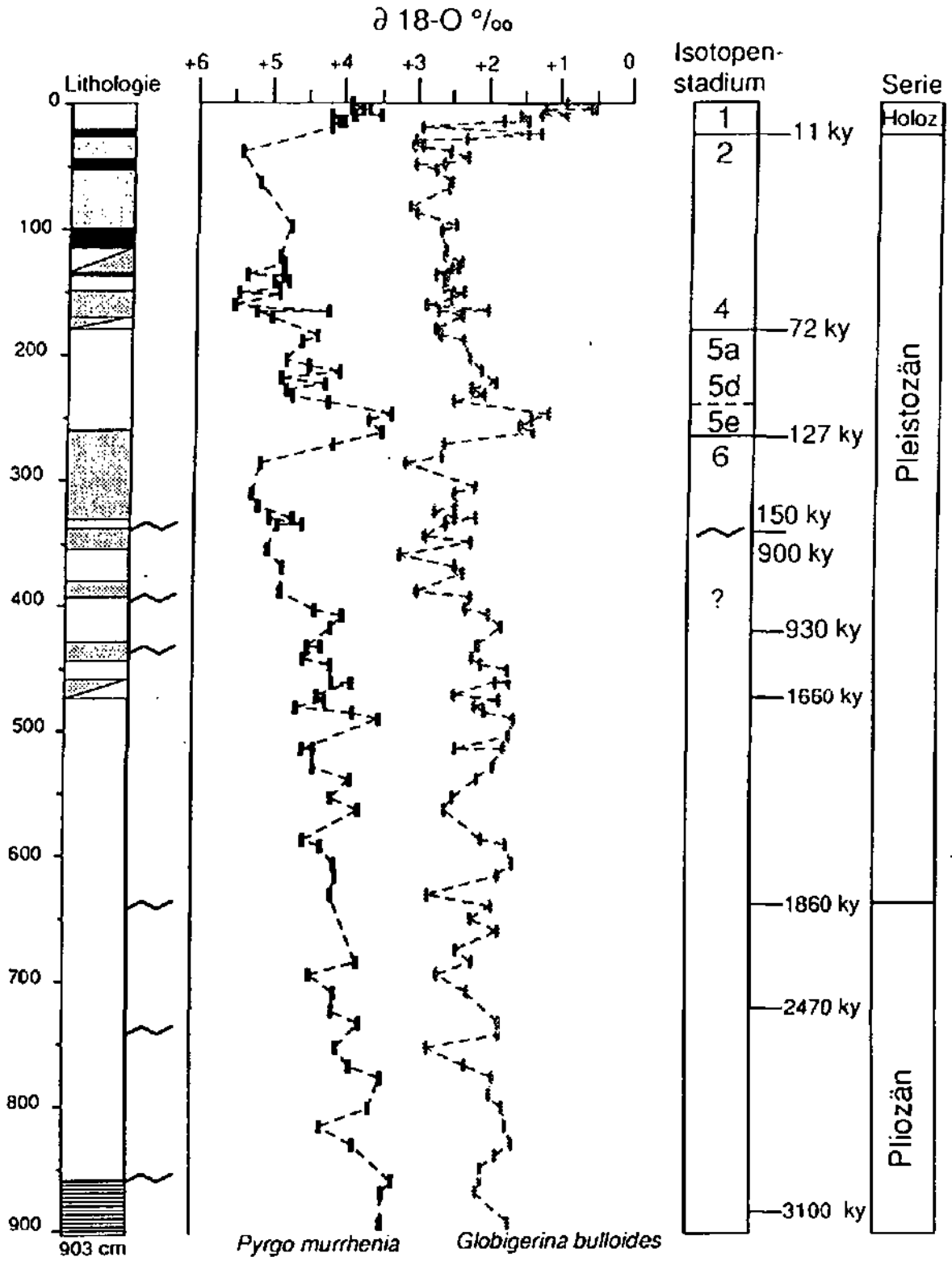
ME-69-196

Alter (Ma)



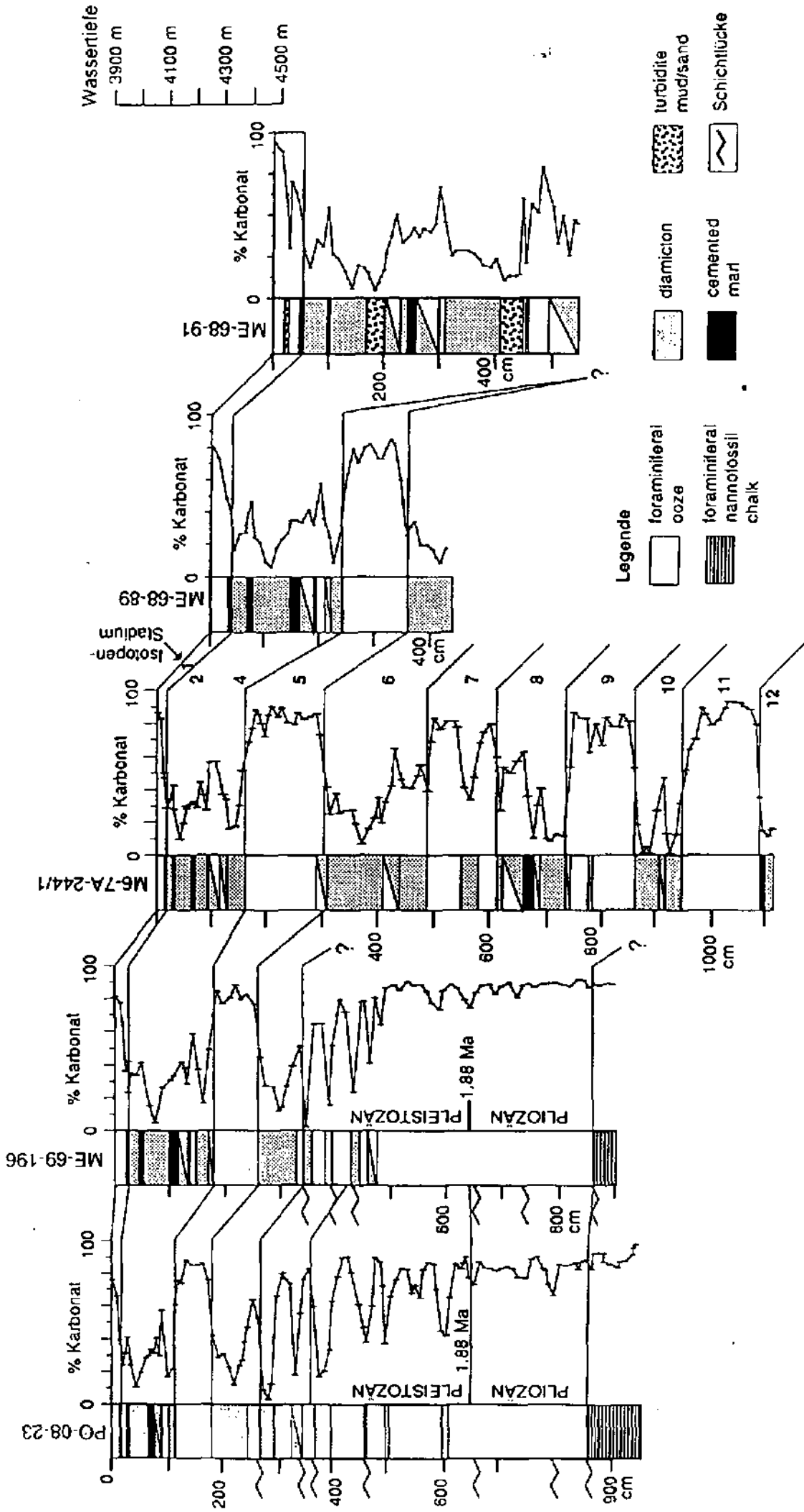
Legende

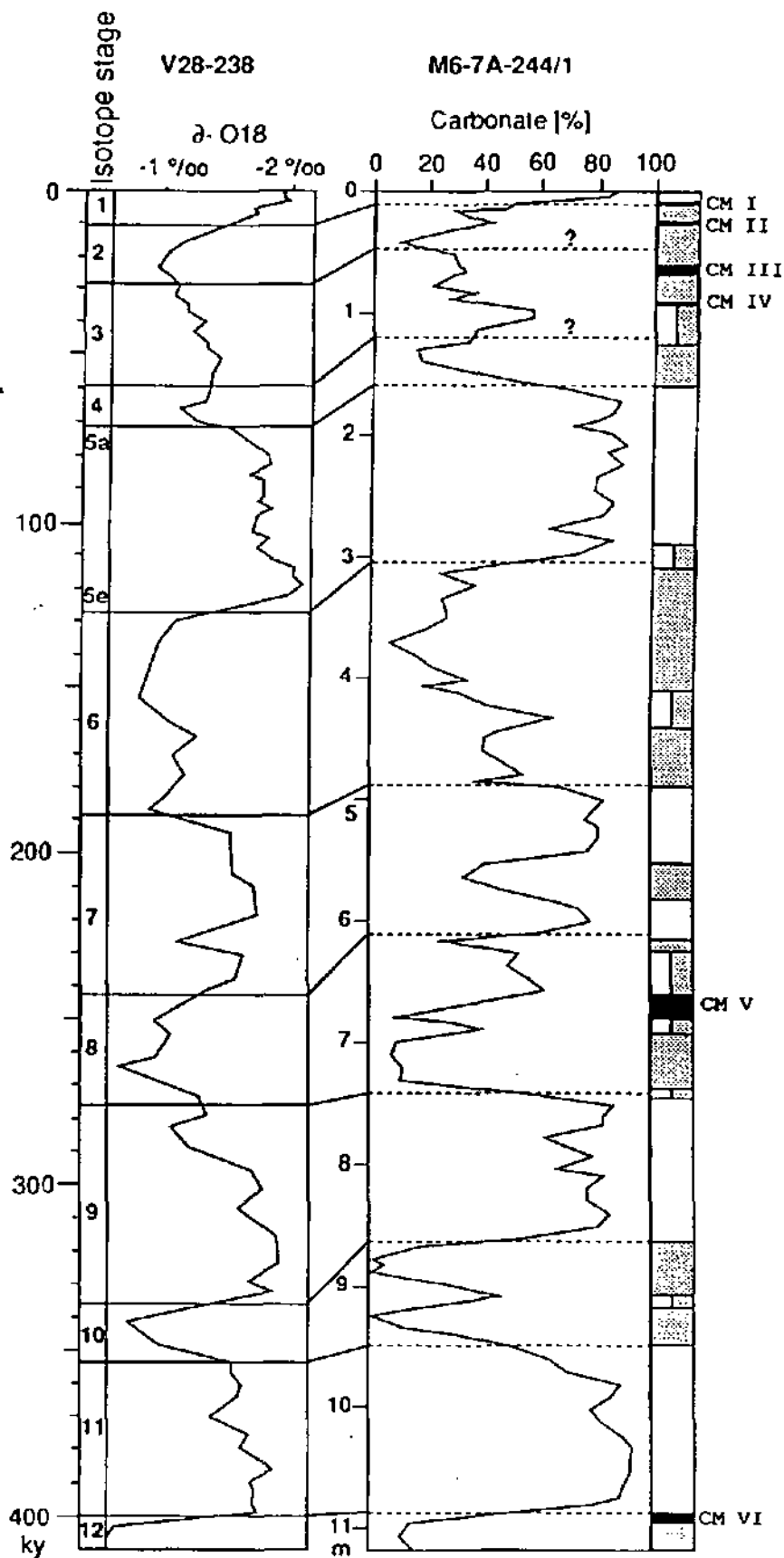
- foraminiferal ooze
- diamicton
- Schichtlücke
- foraminiferal nannofossil chalk
- cemented marl



**Legende**

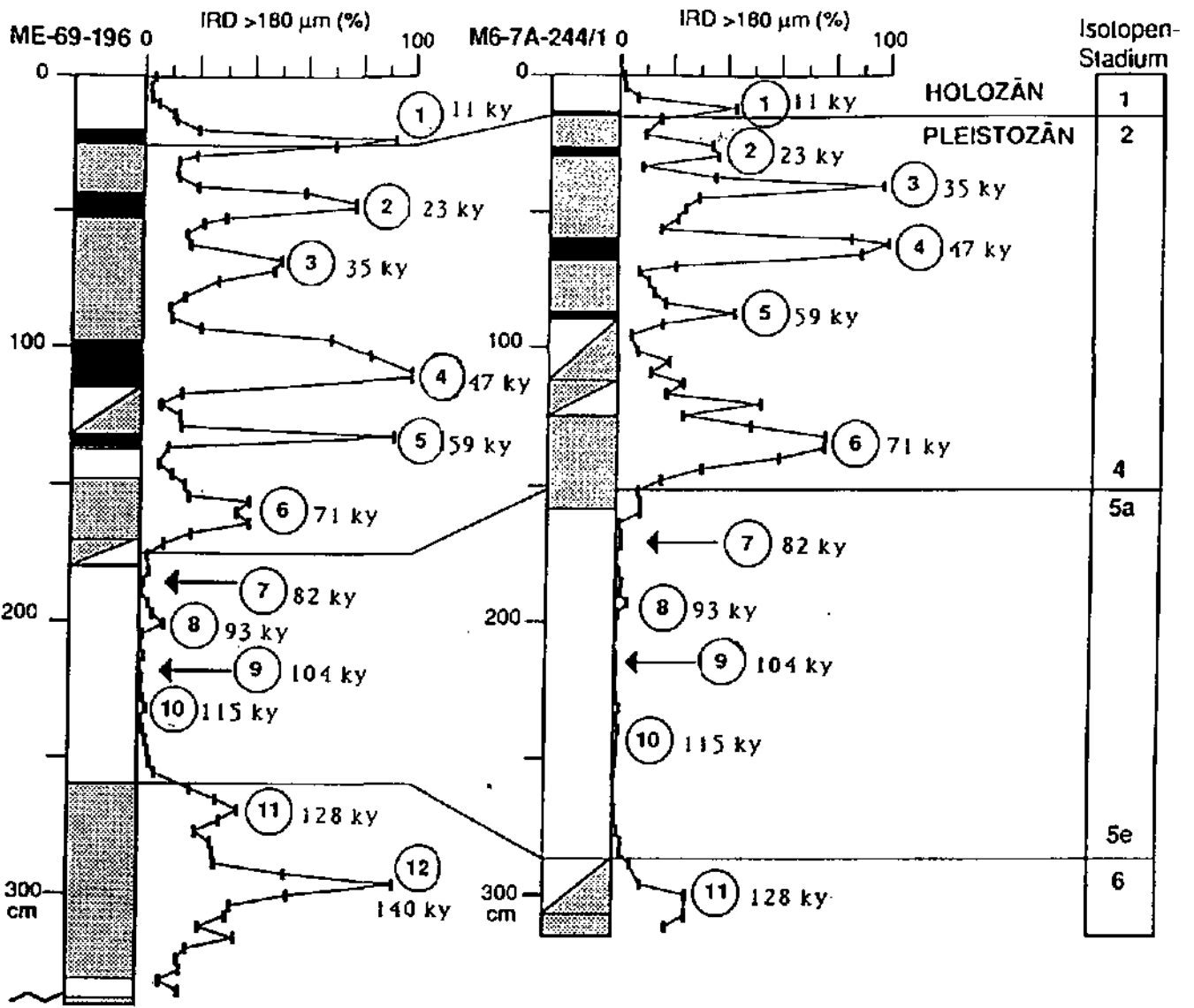
- |   |   |  |
|---|---|--|
|  foraminiferal ooze              |  diamicton     |  Schichtlücke |
|  foraminiferal nannofossil chalk |  cemented marl |  |









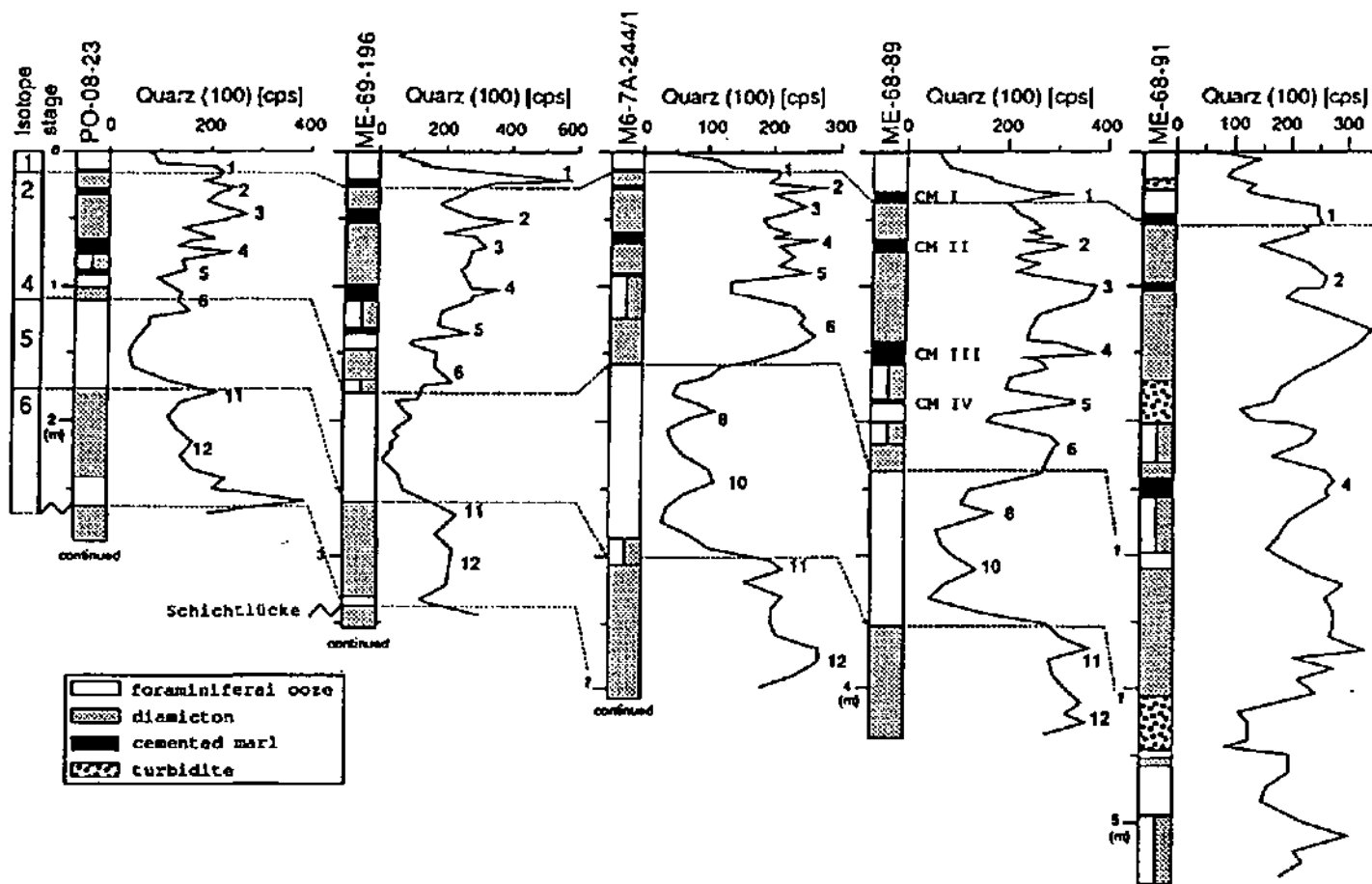
Shackleton & Opdyke  
(1973)

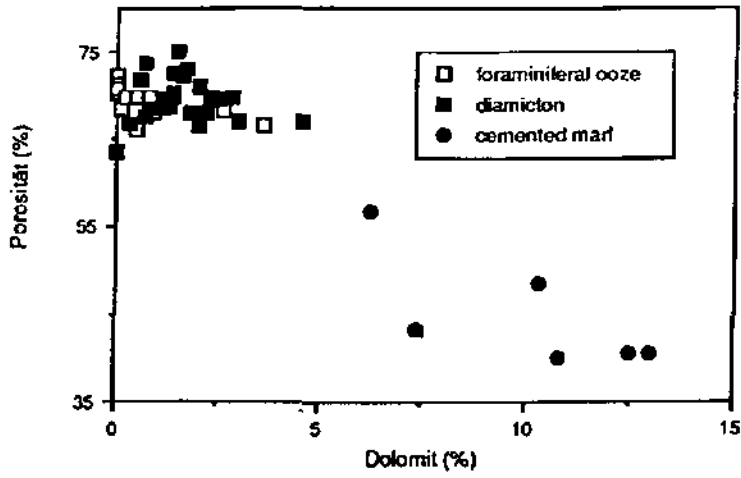
- foraminiferal ooze
- diamicton
- cemented marl



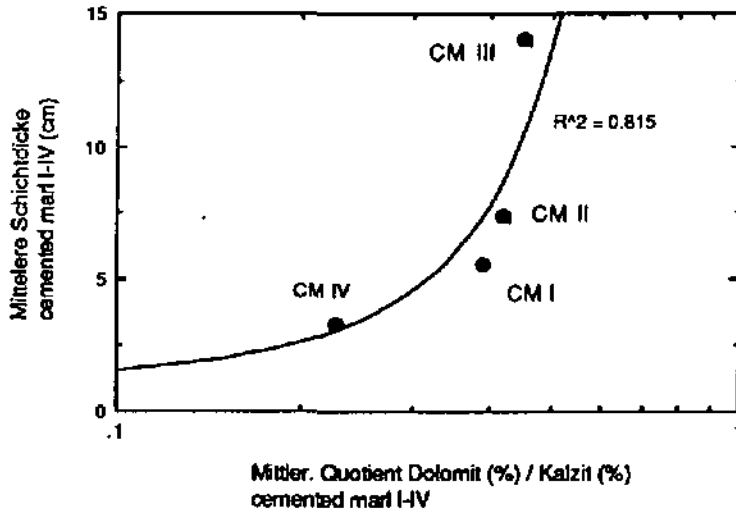
Legende

-  foraminiferal ooze
-  diamicton
-  cemented marl
-  Schichtflücke

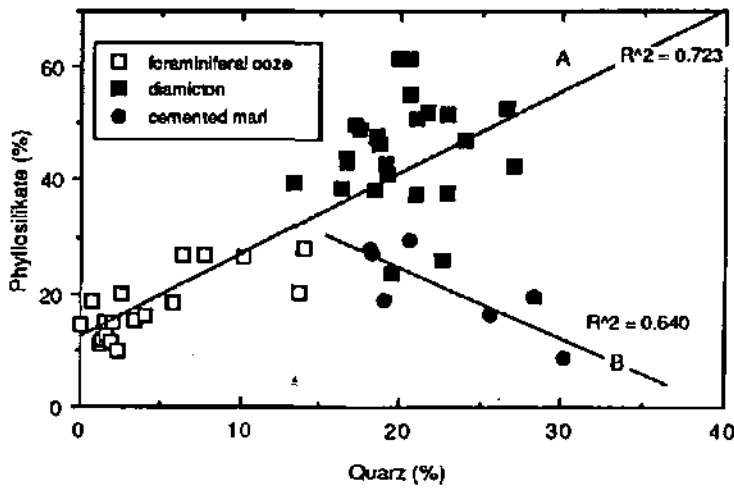




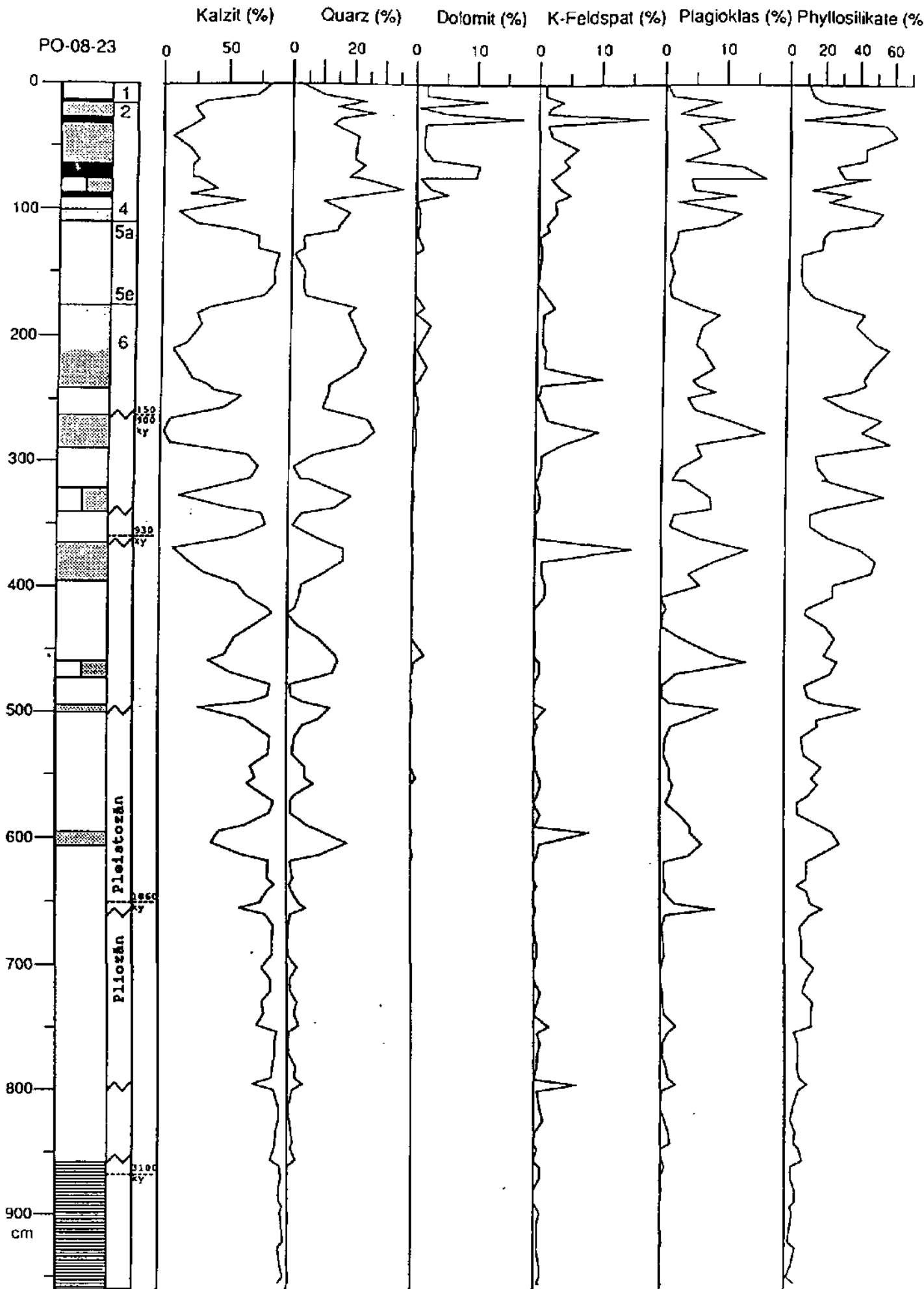
35

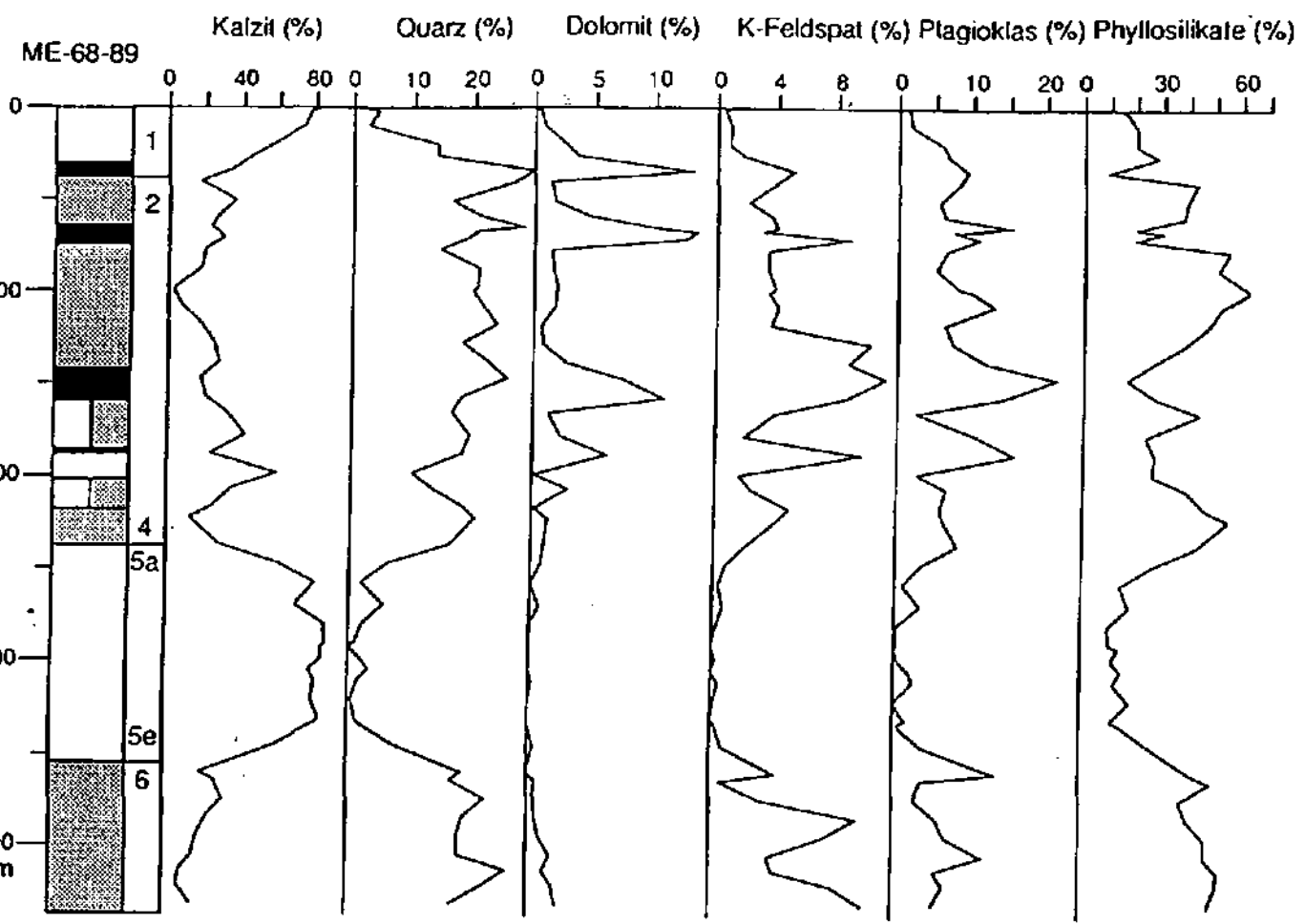


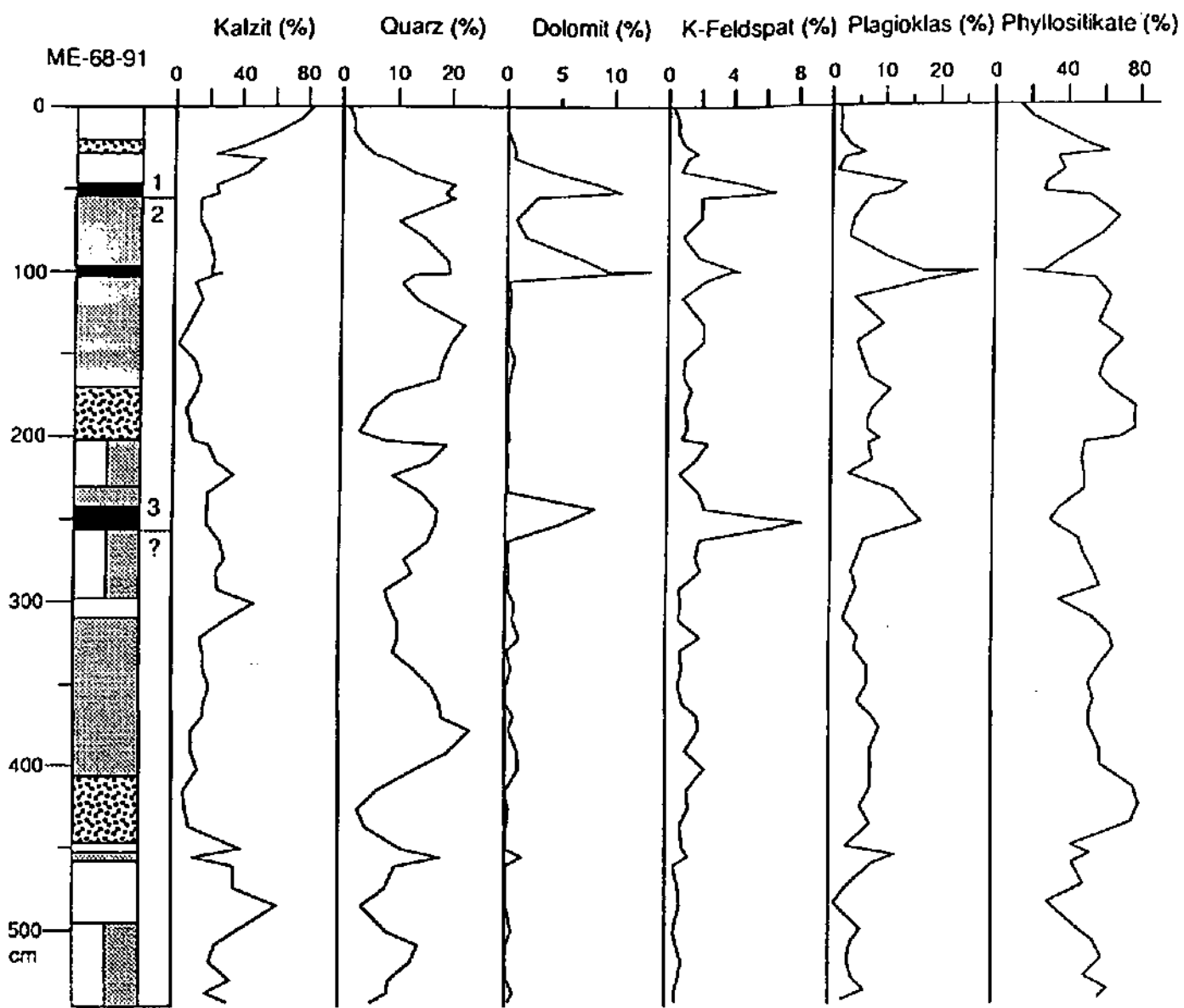
36

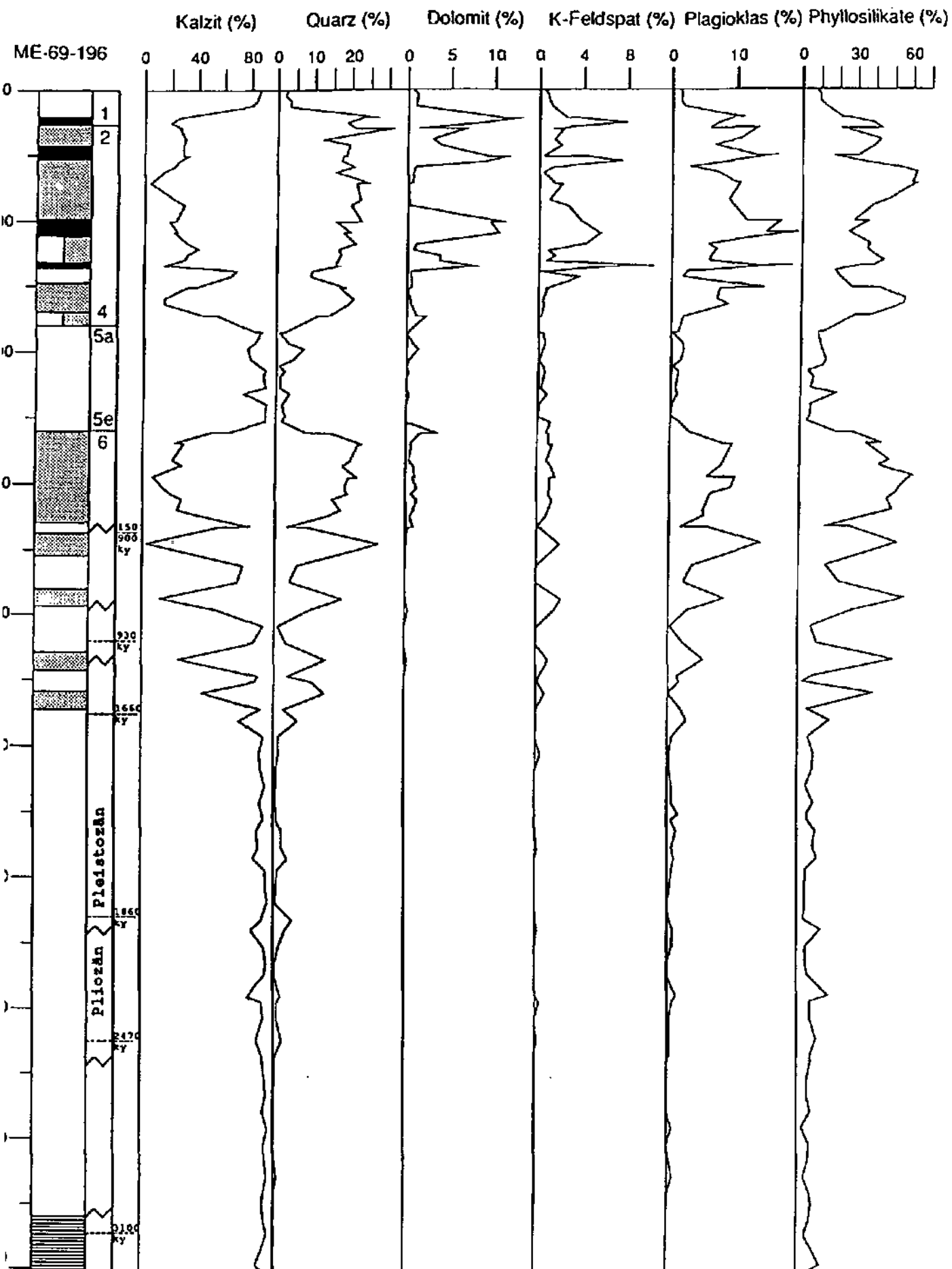


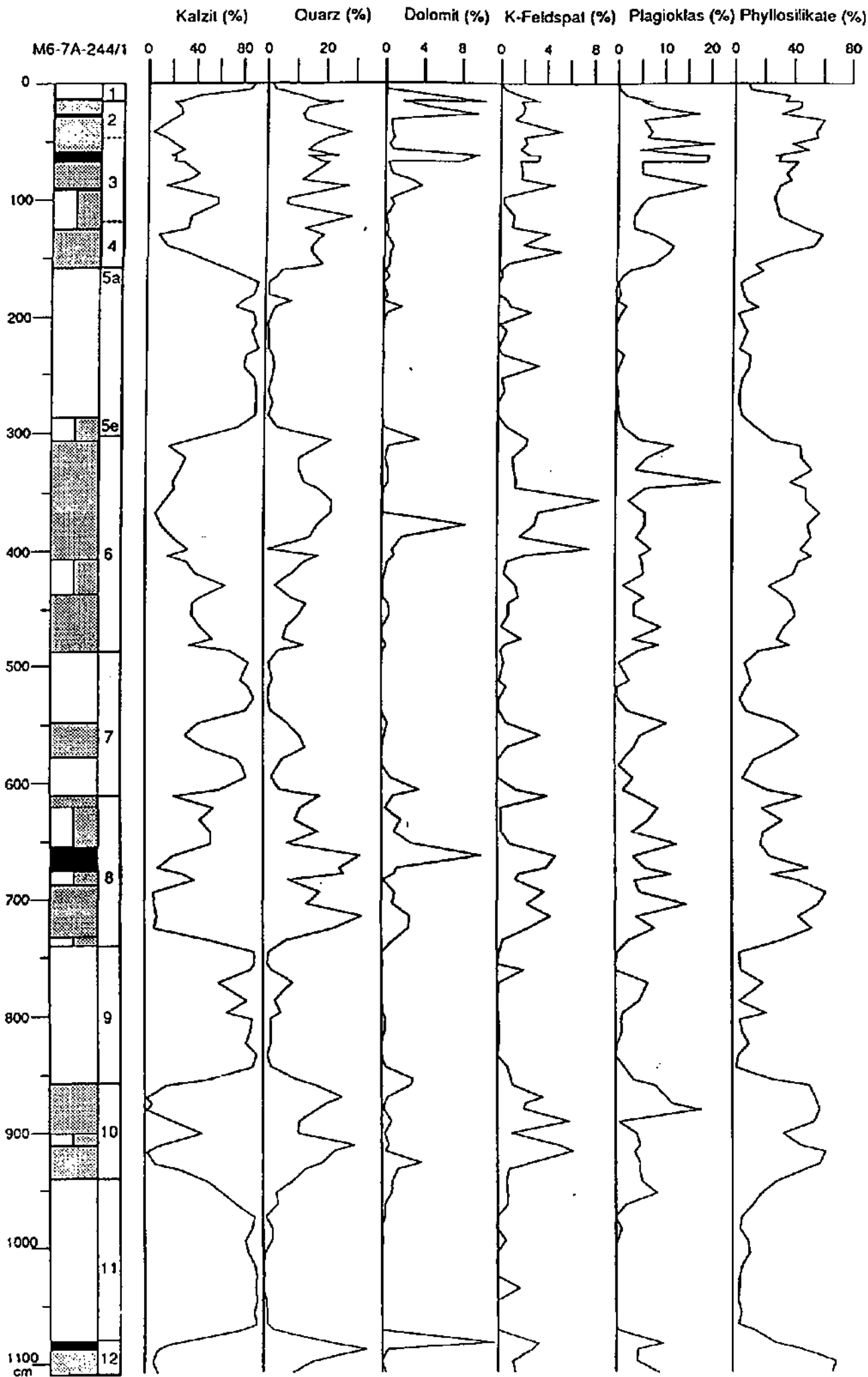
37

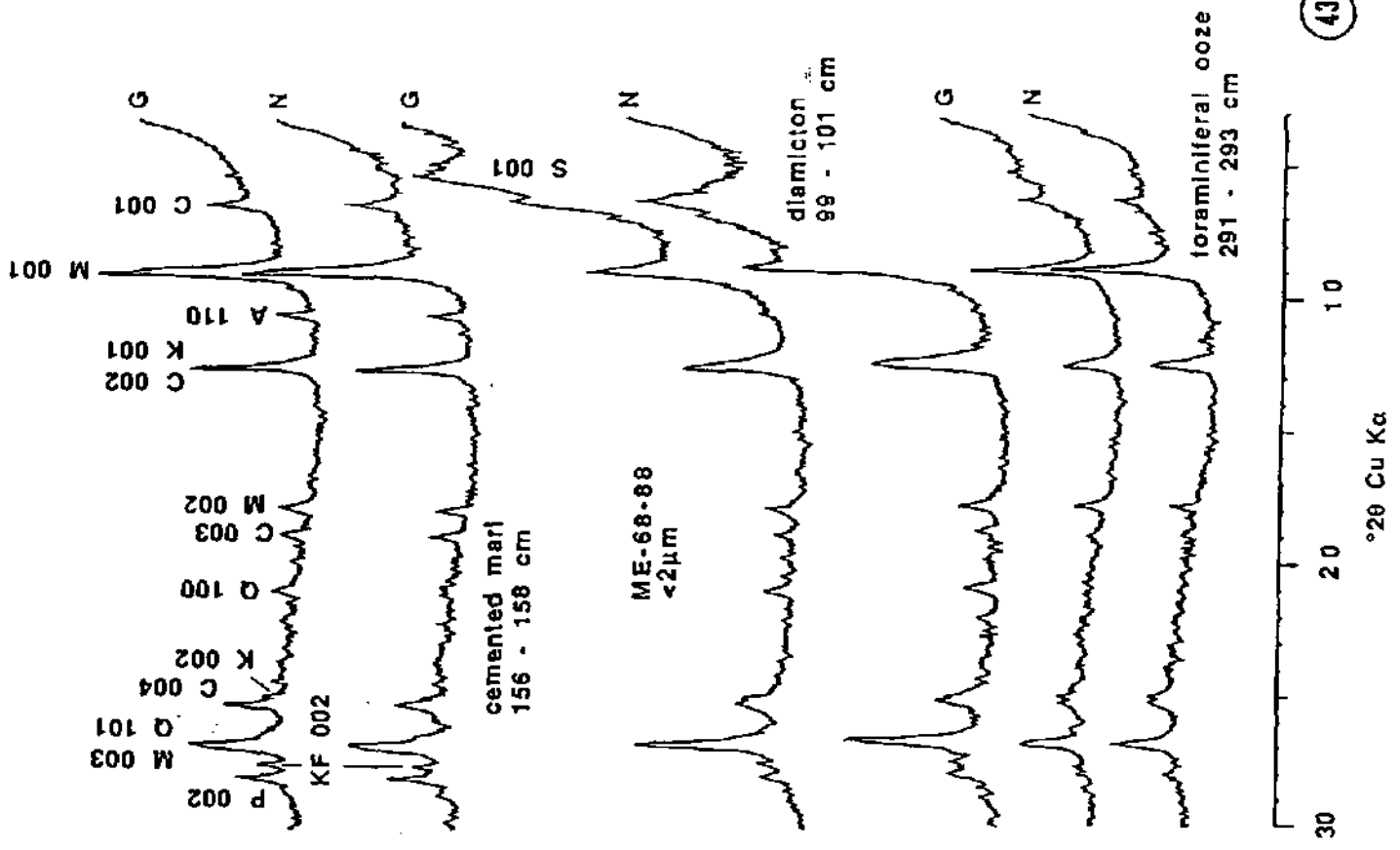




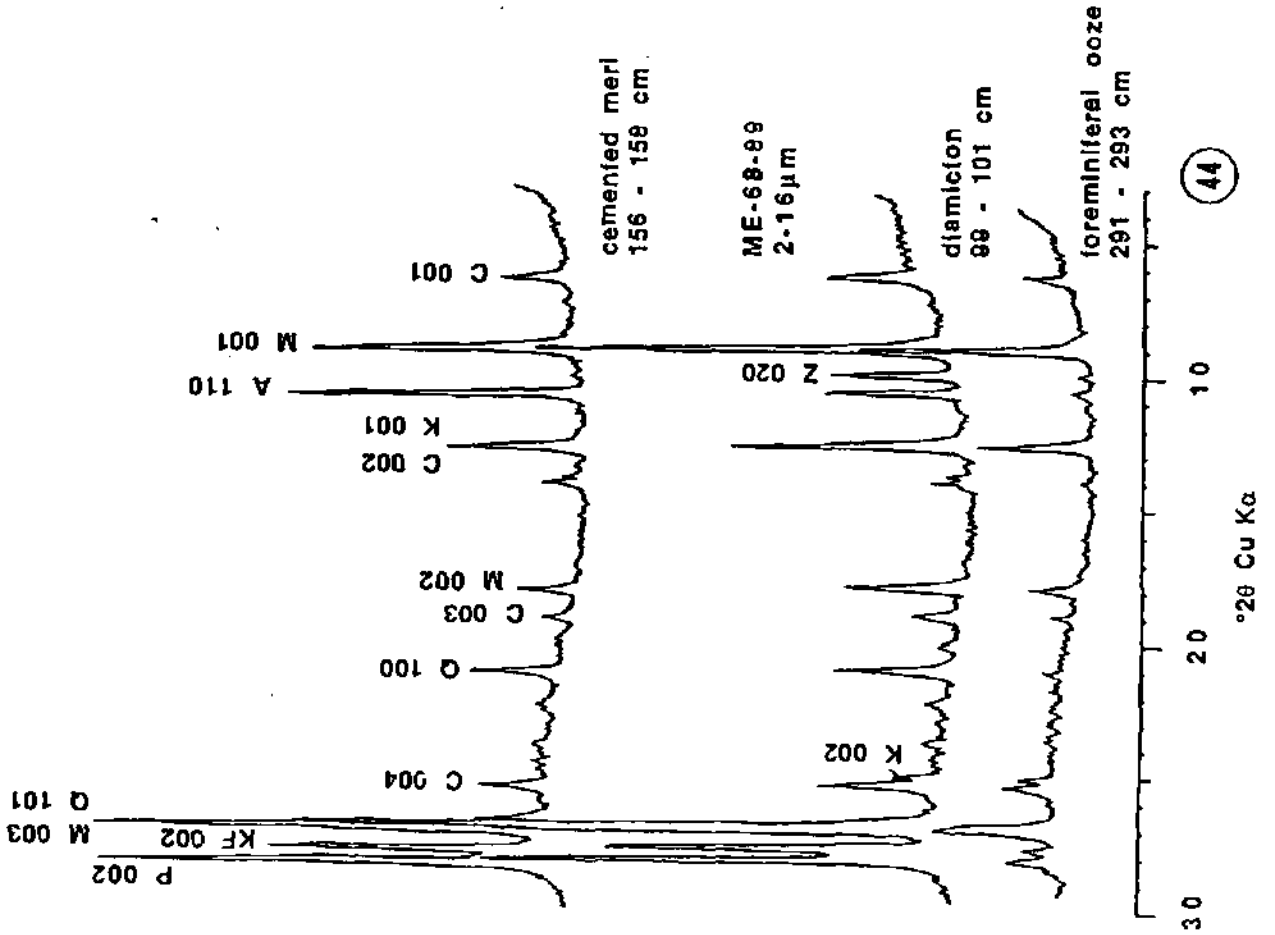




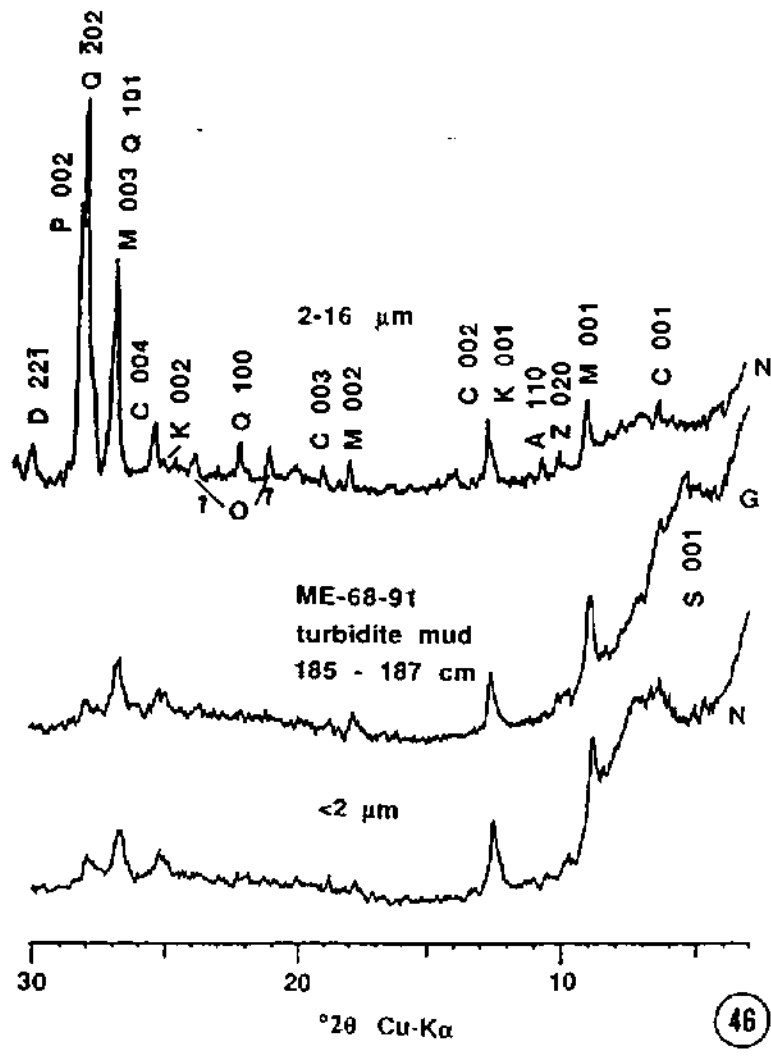
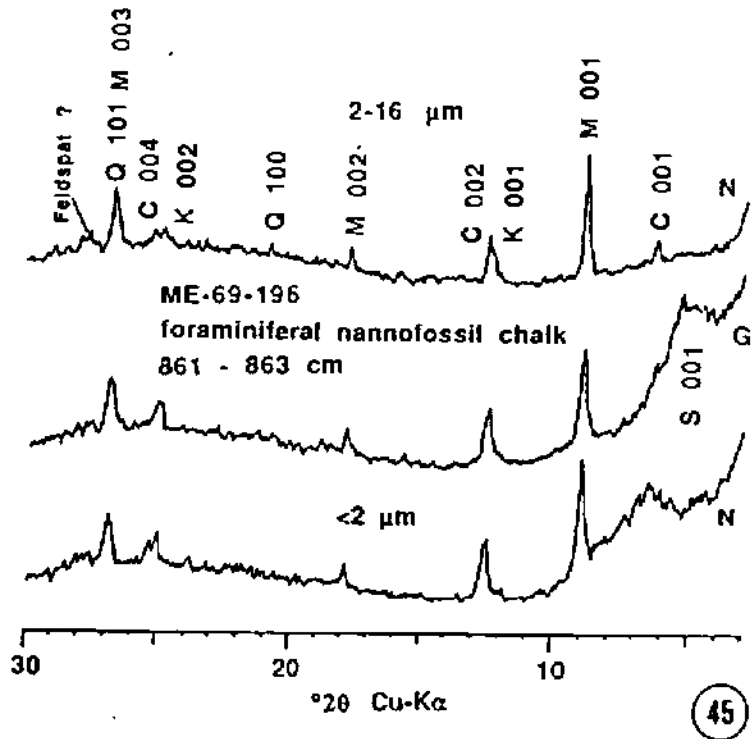


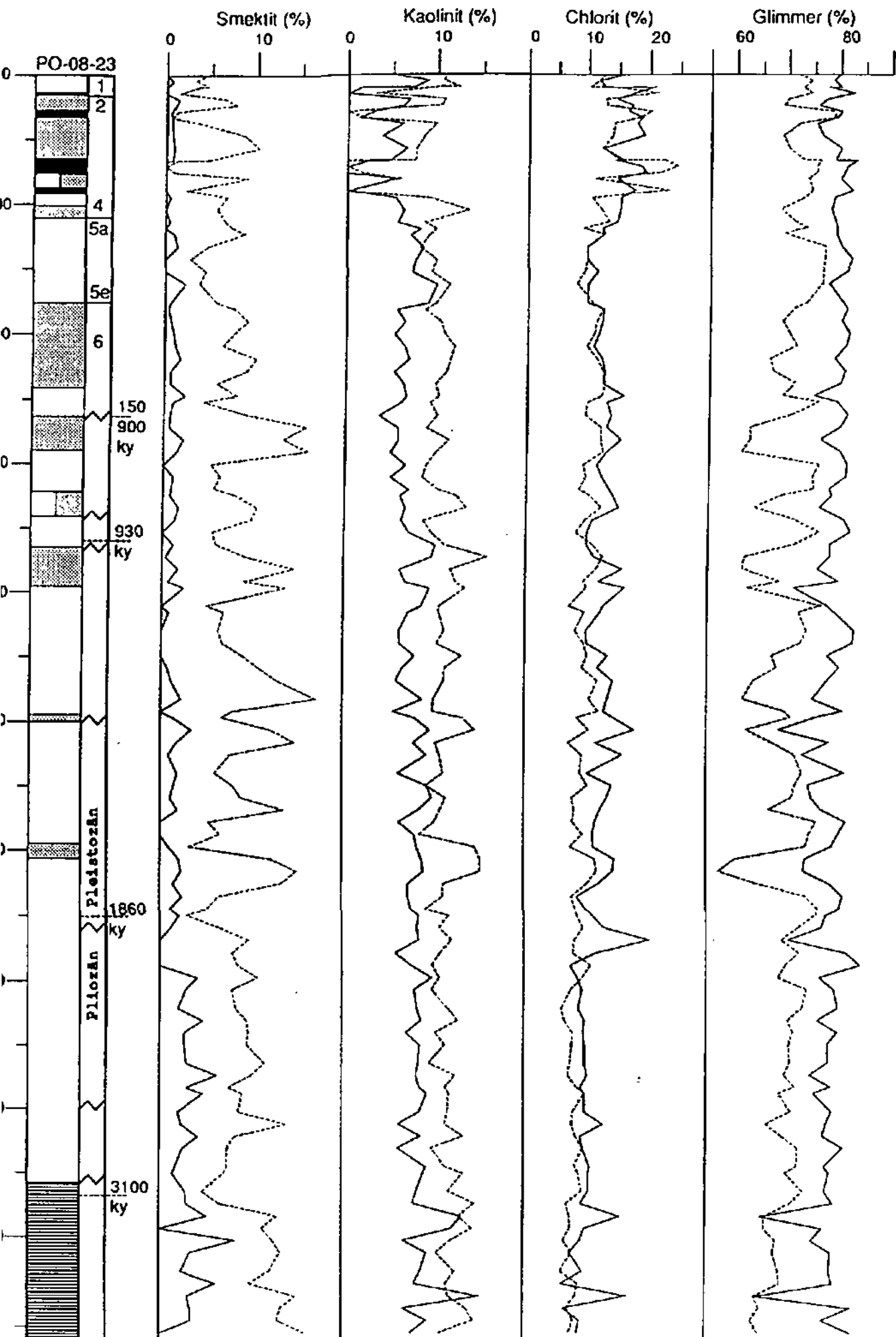


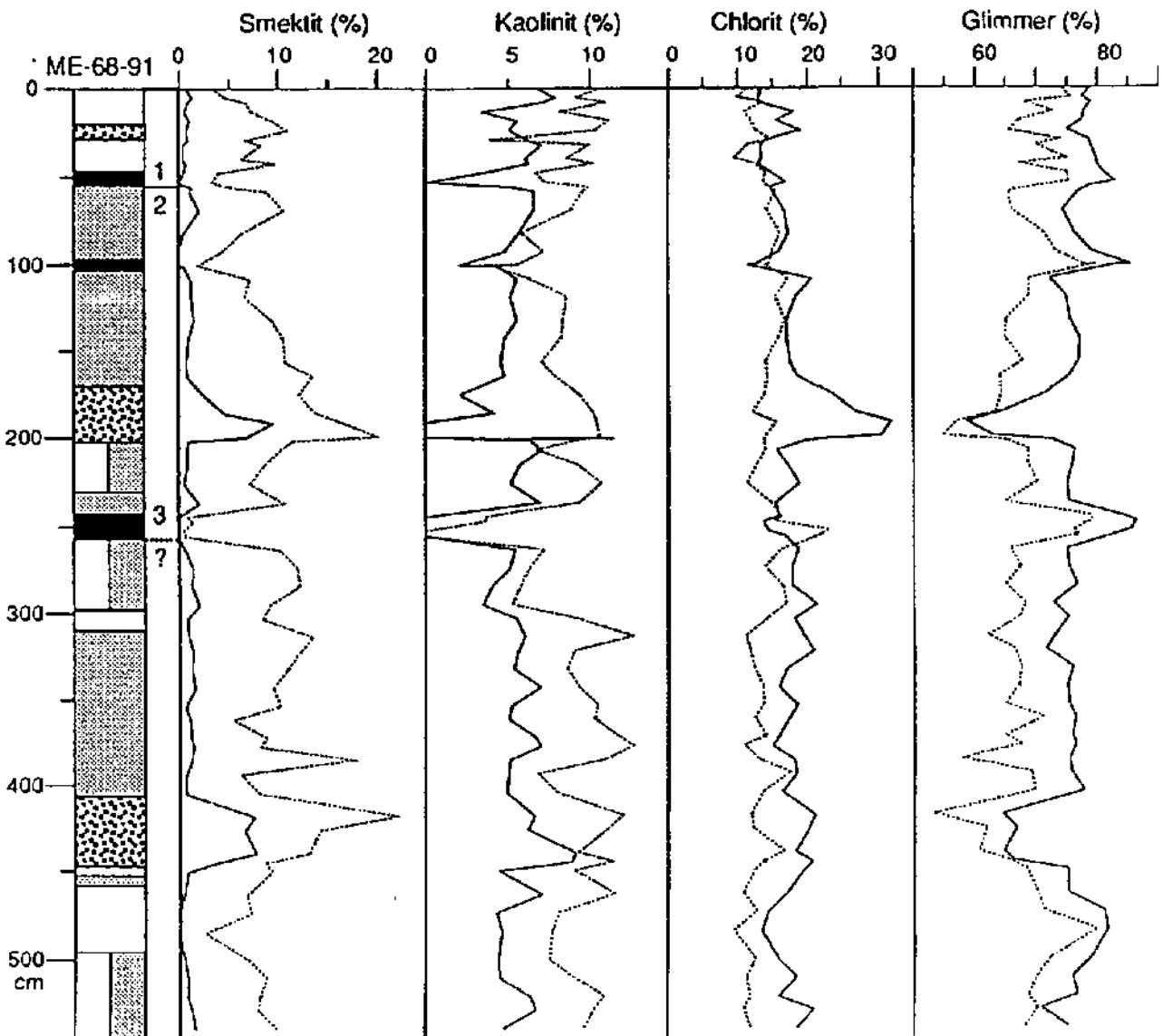
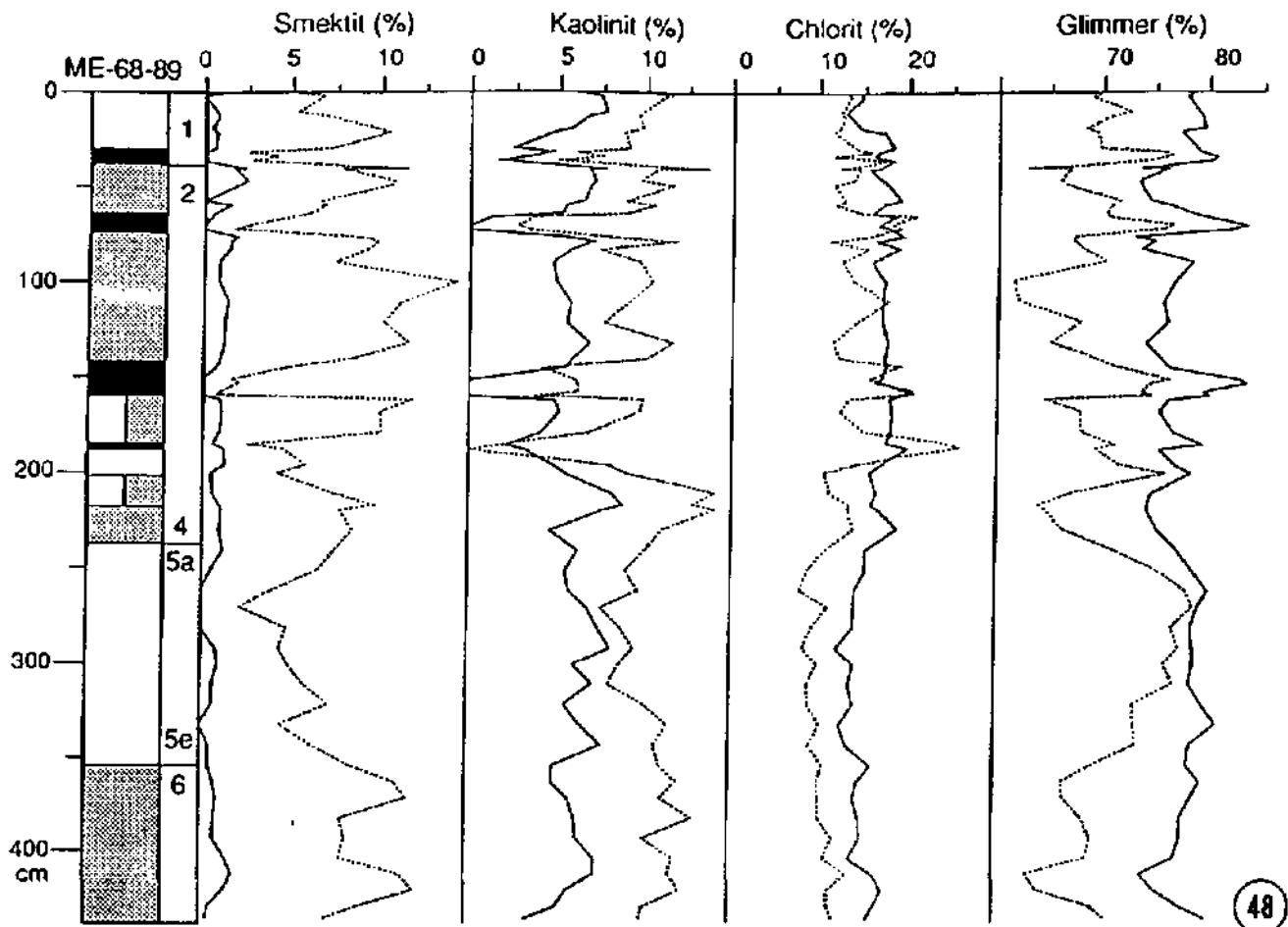
43

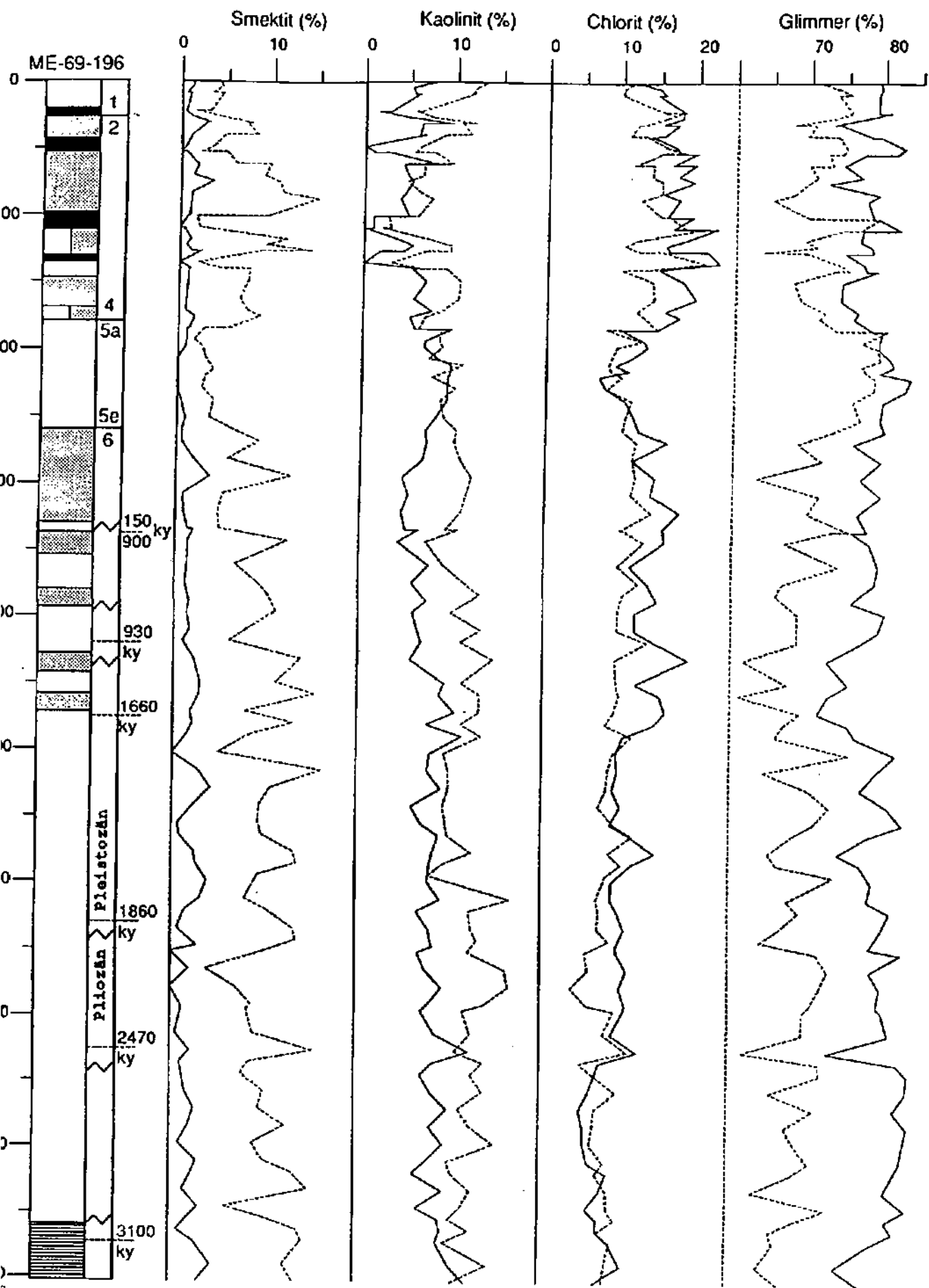


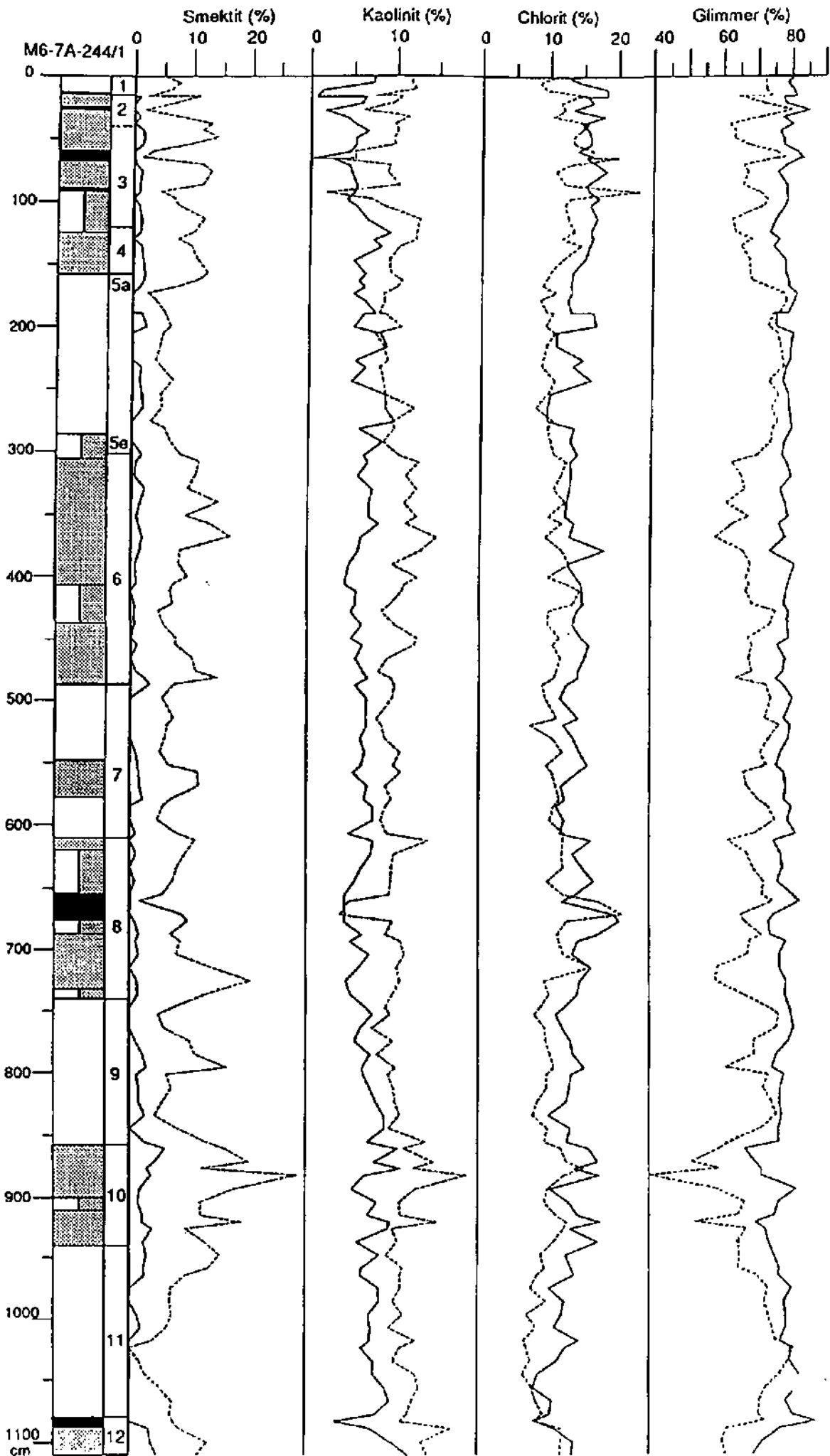
44

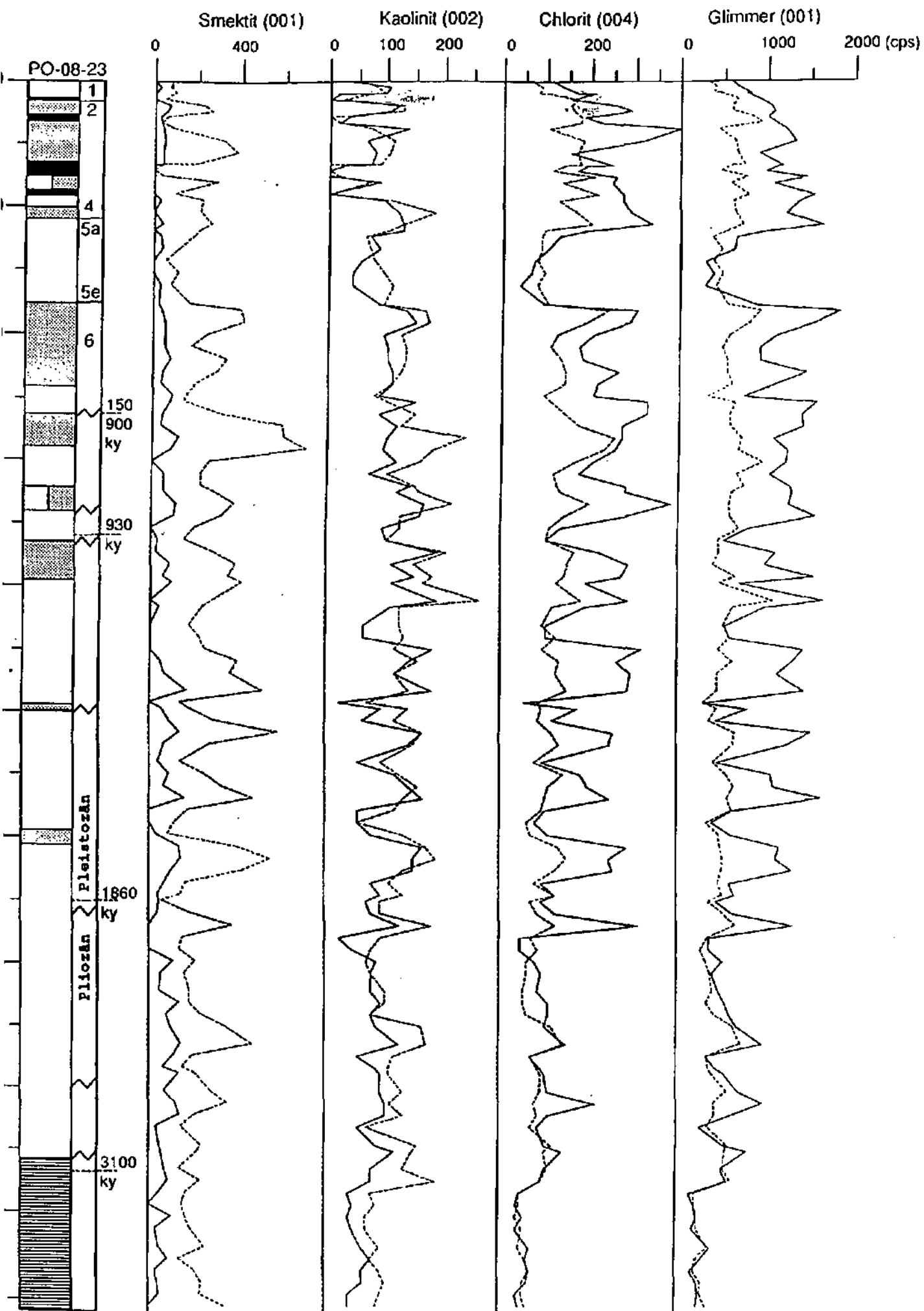


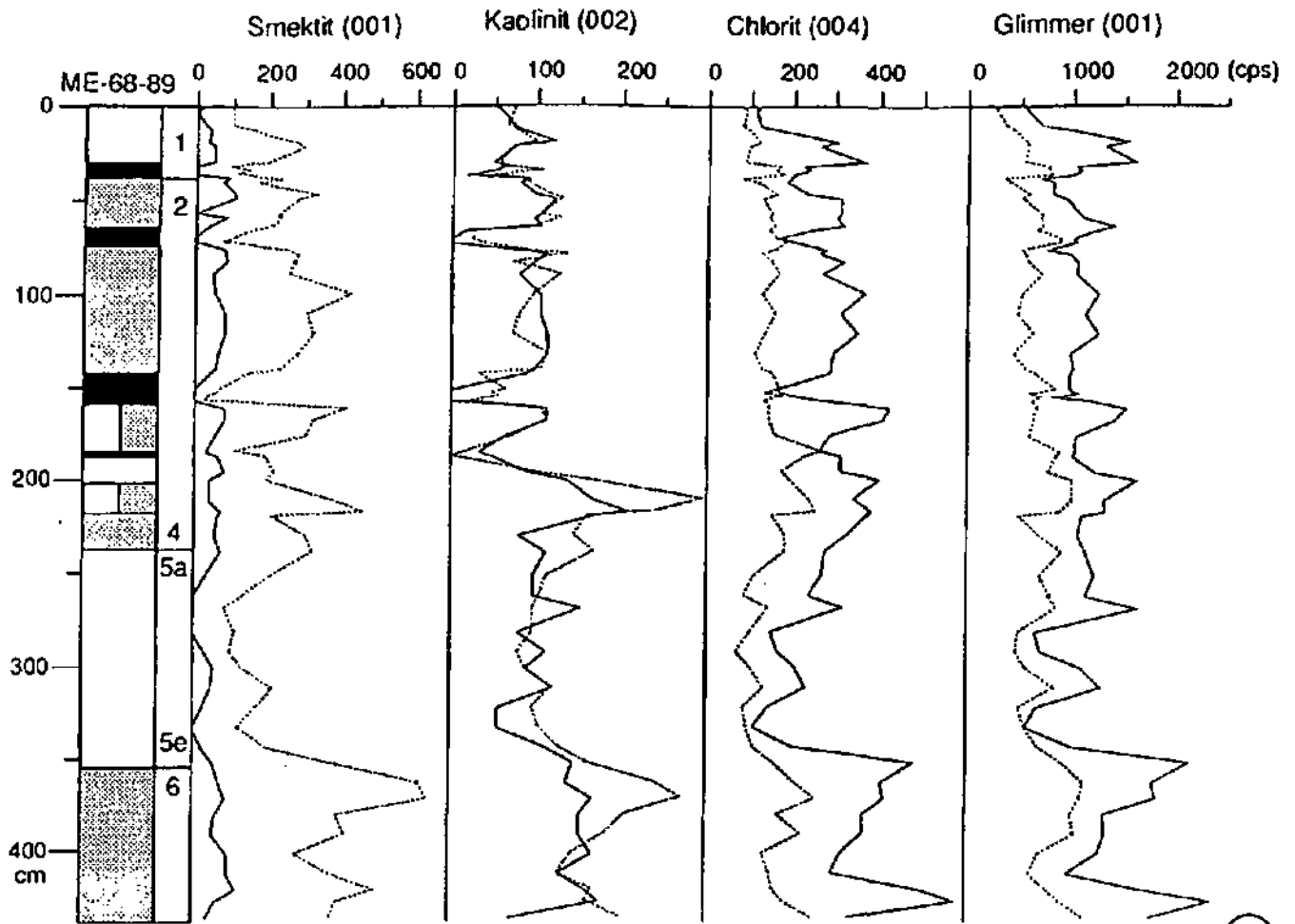




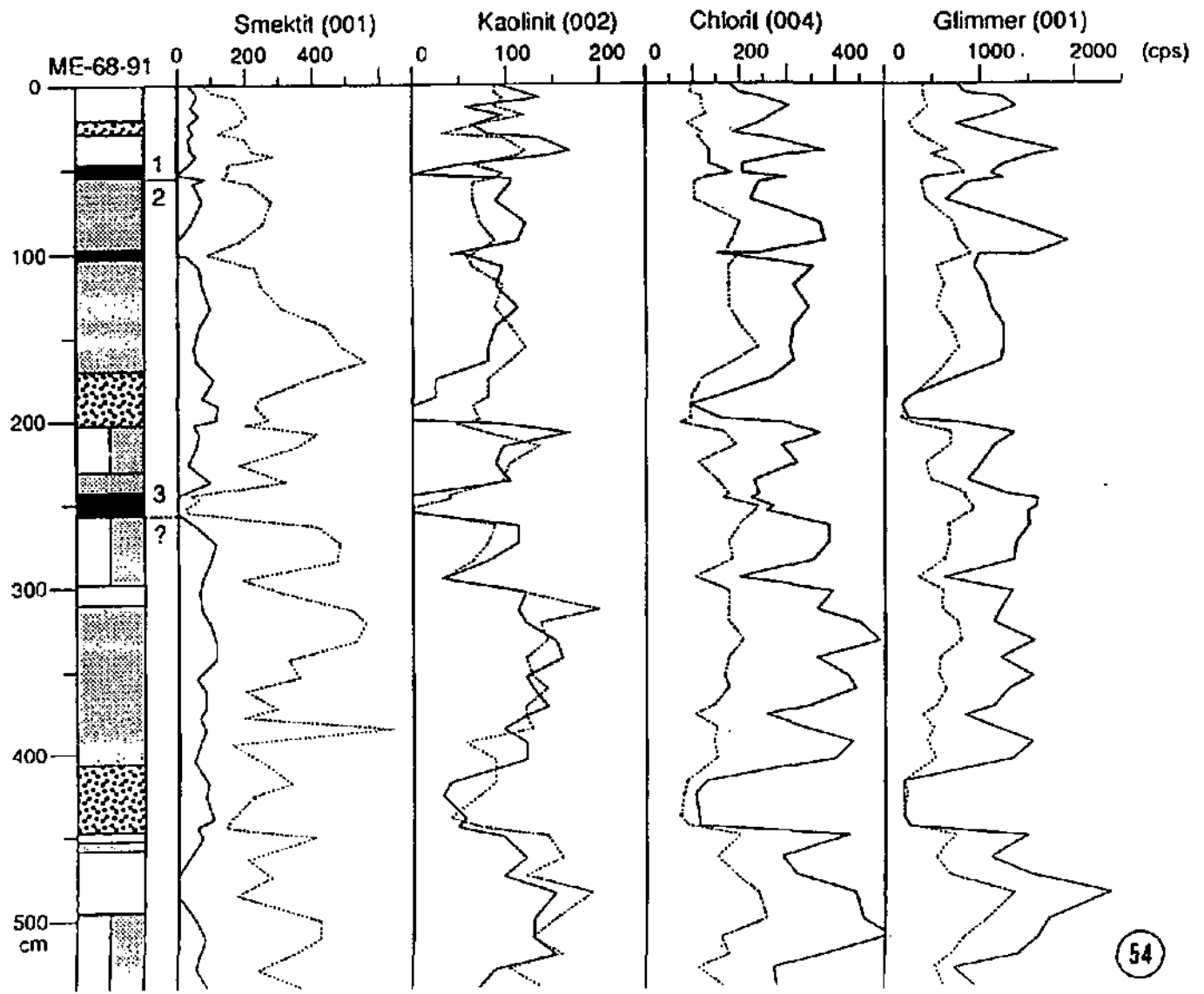




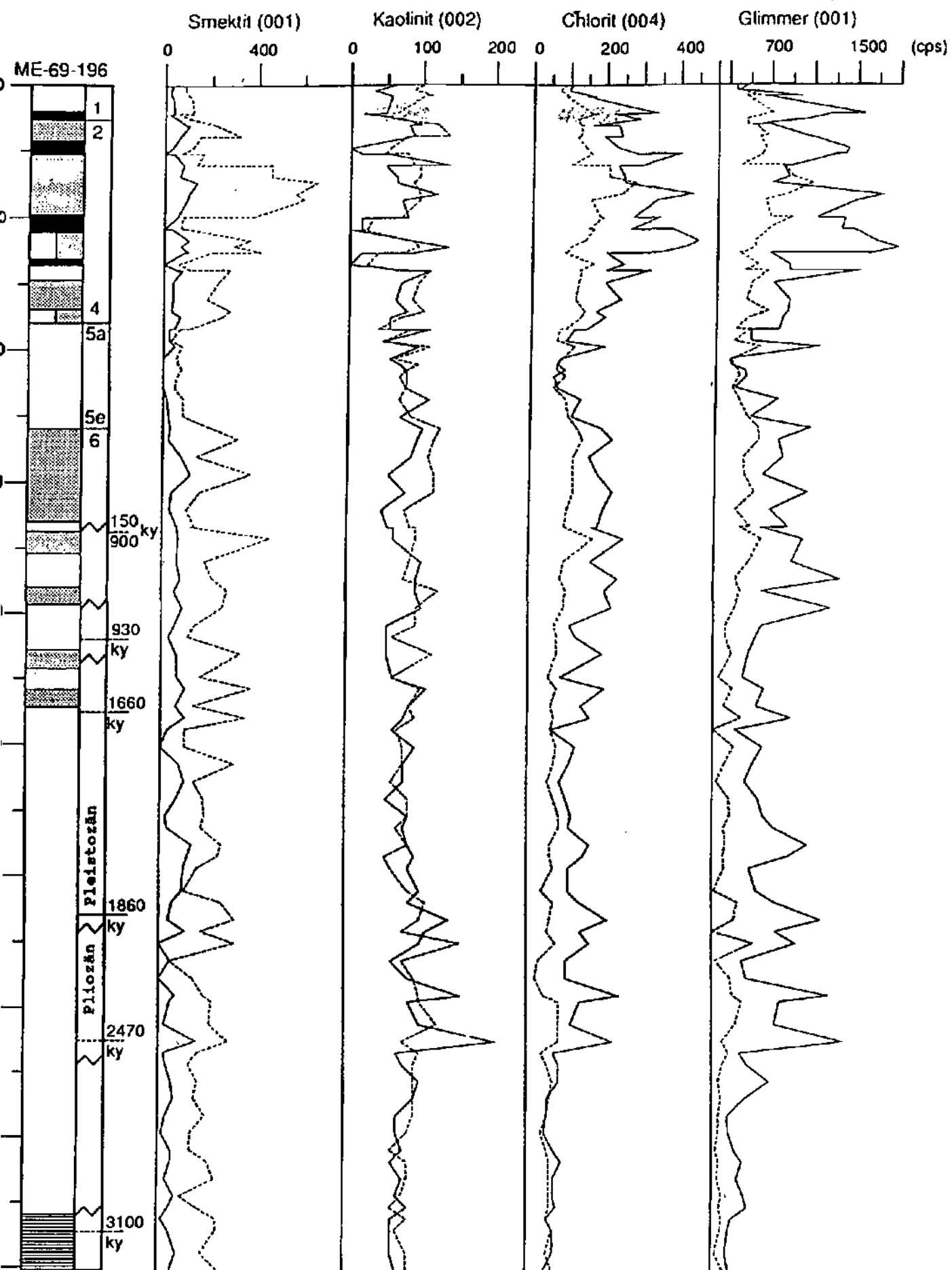


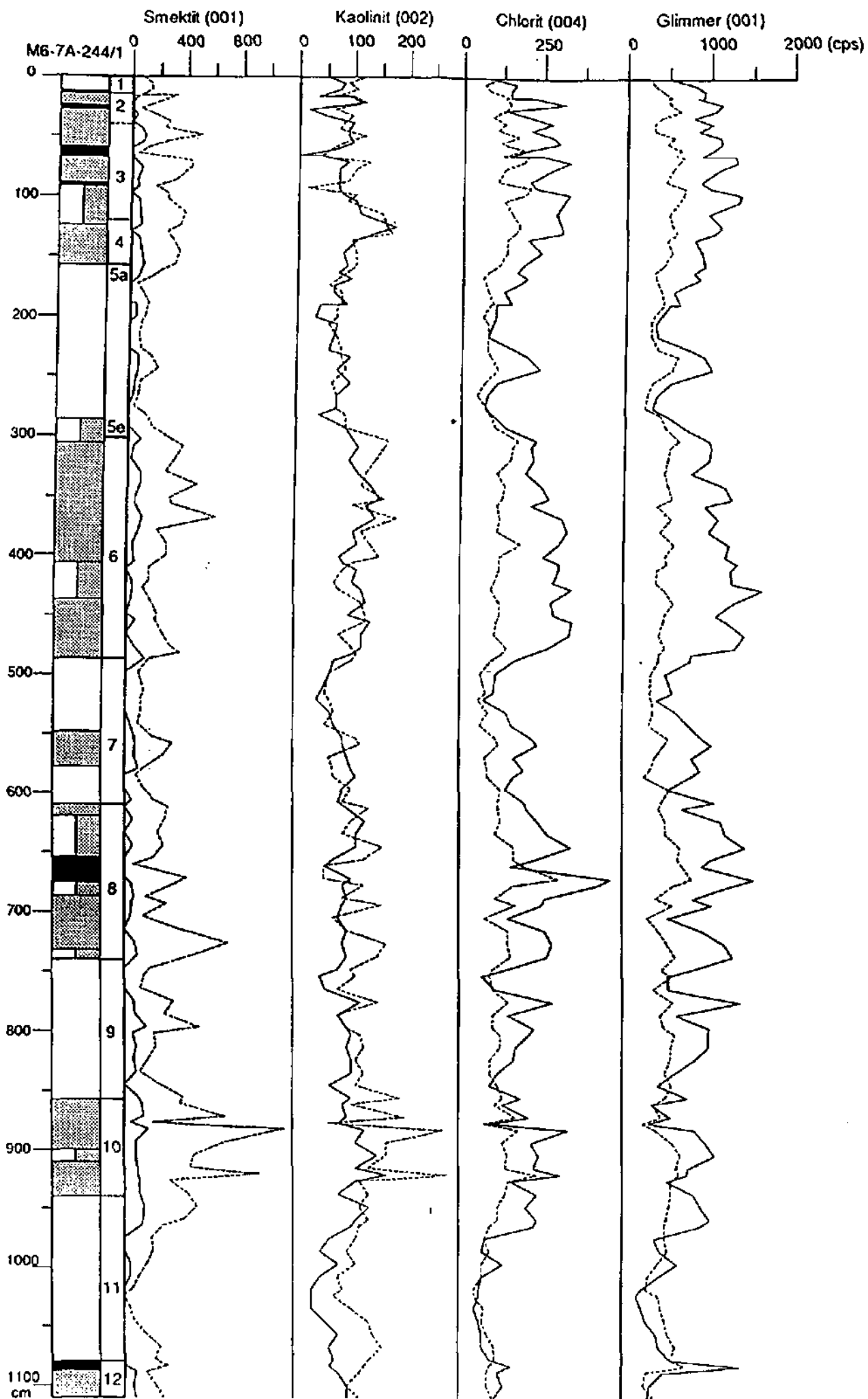


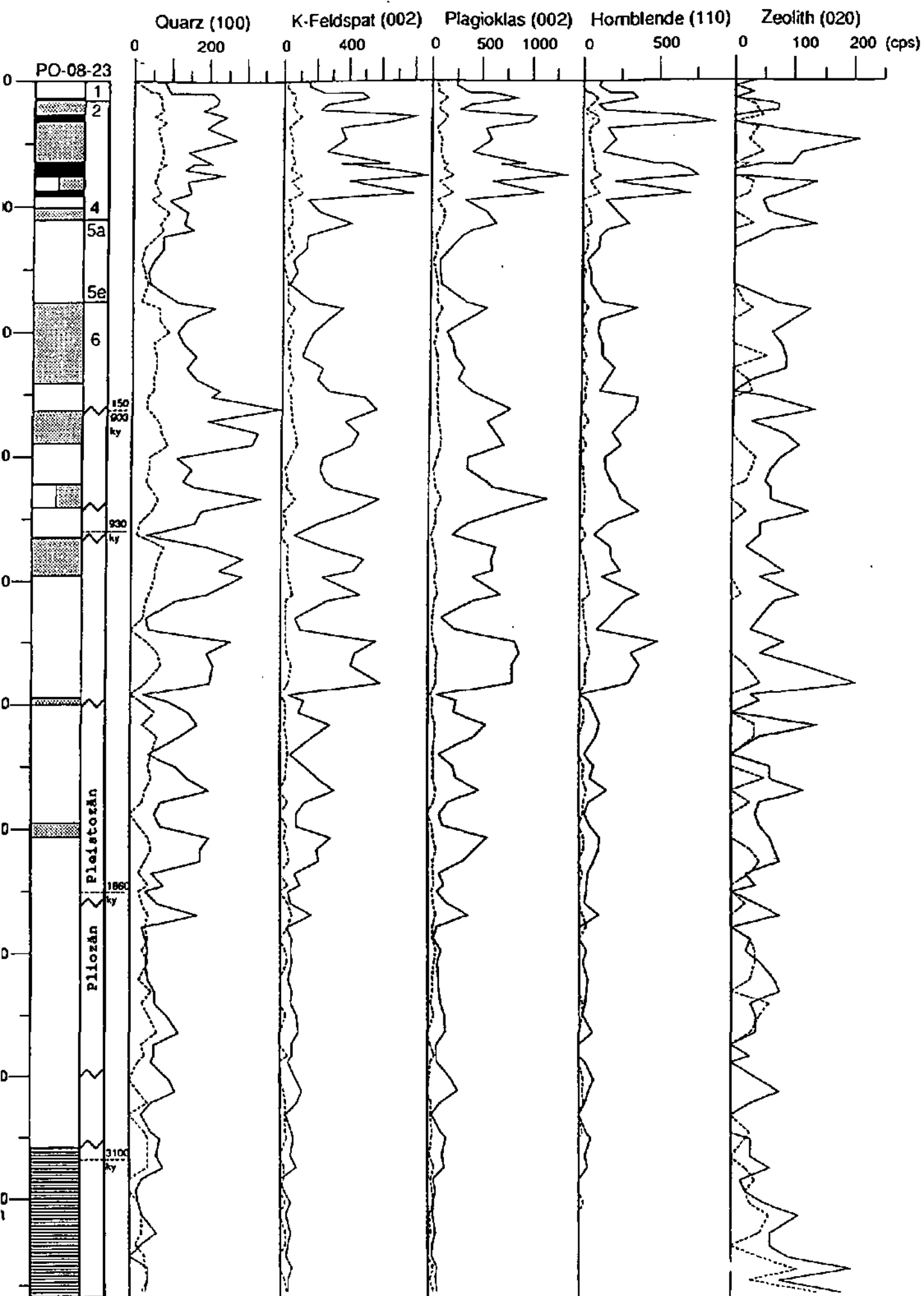
53

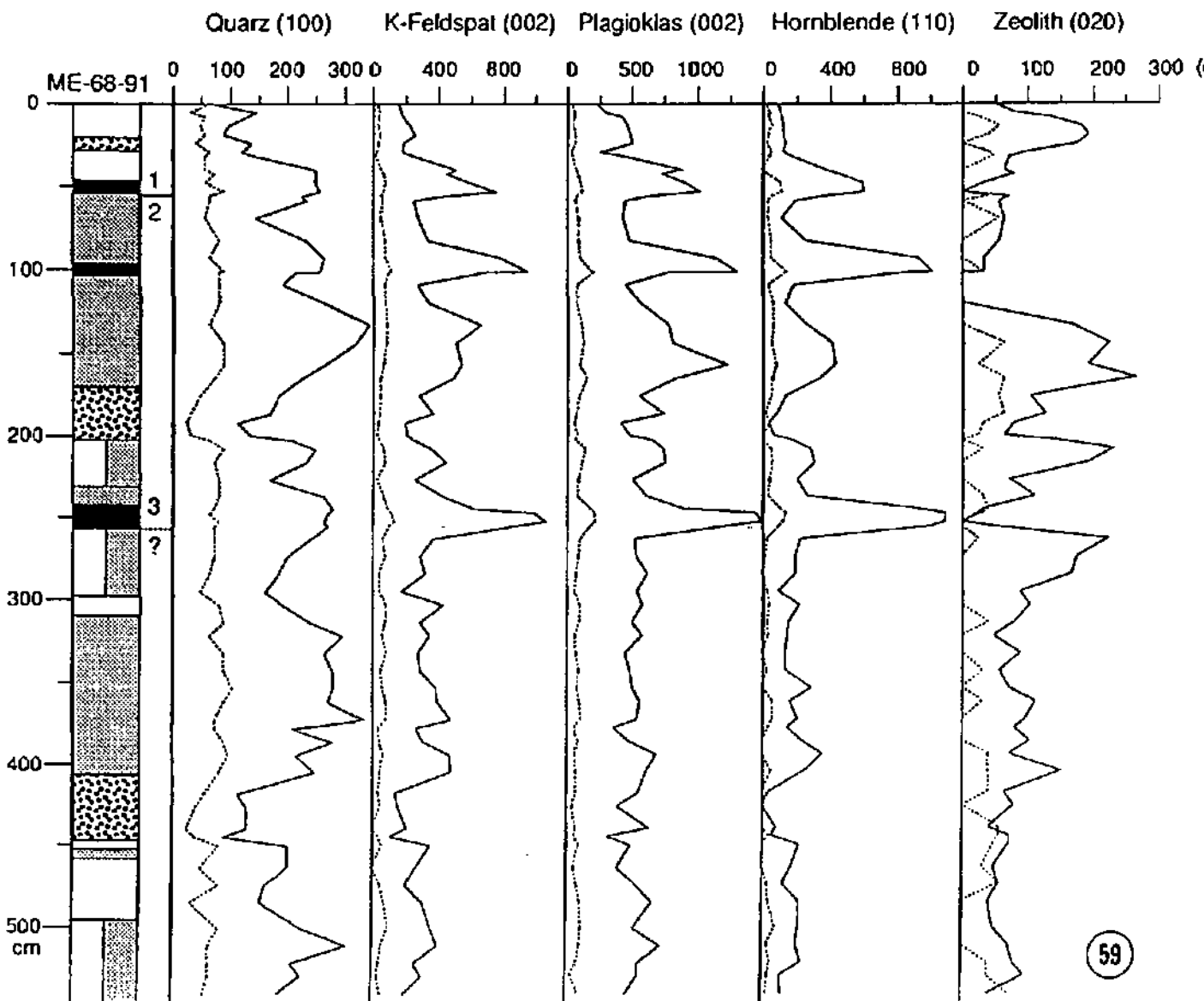
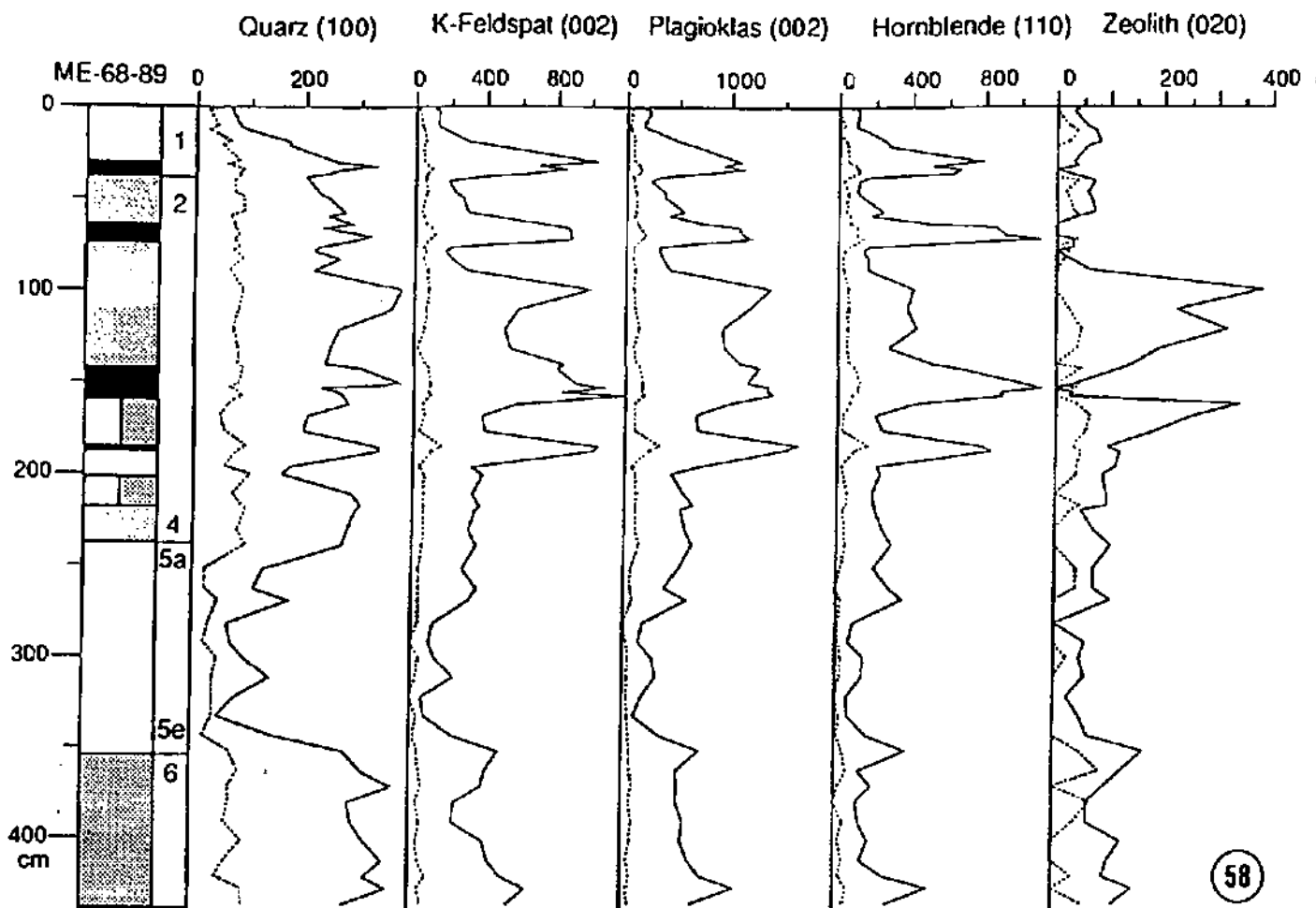


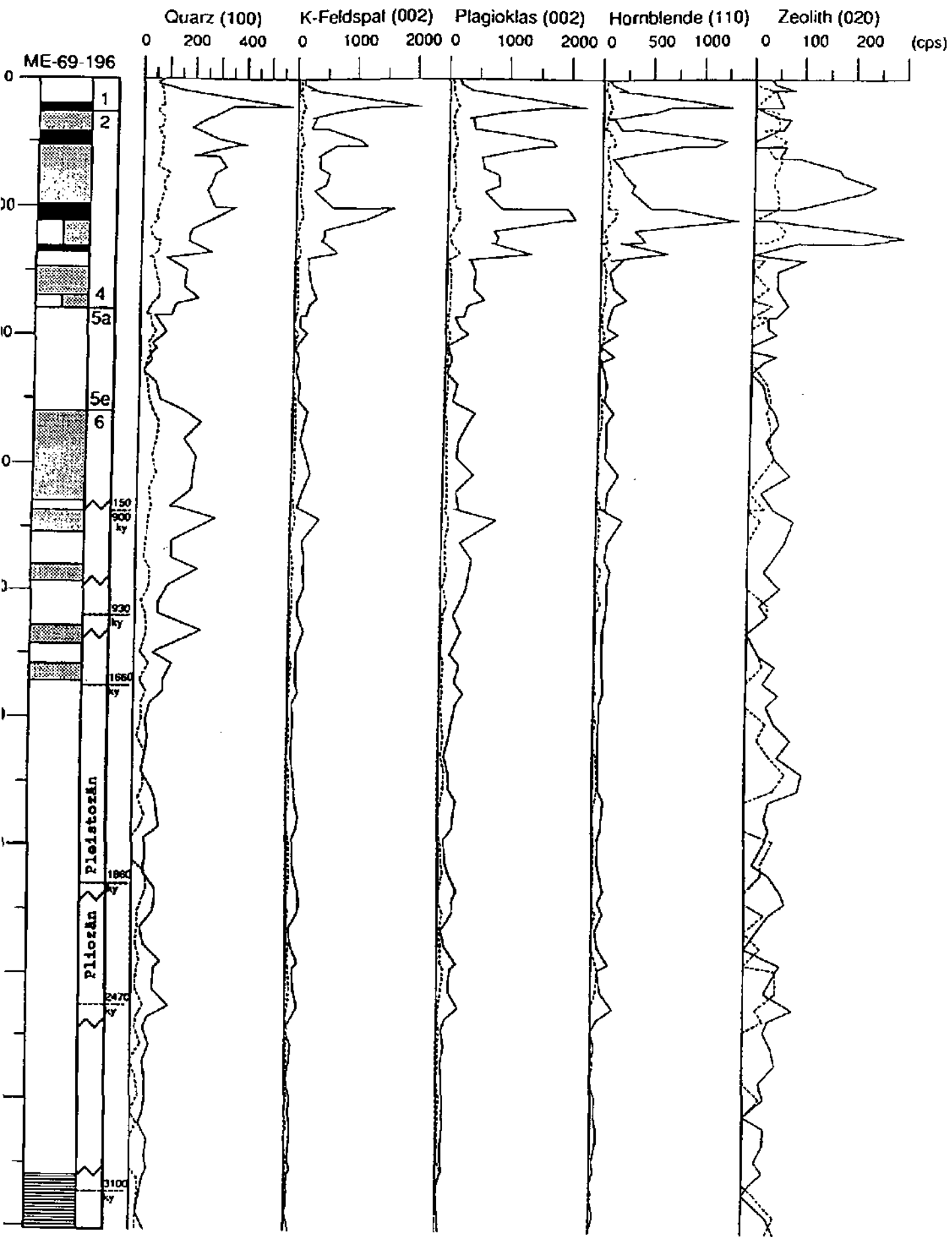
54

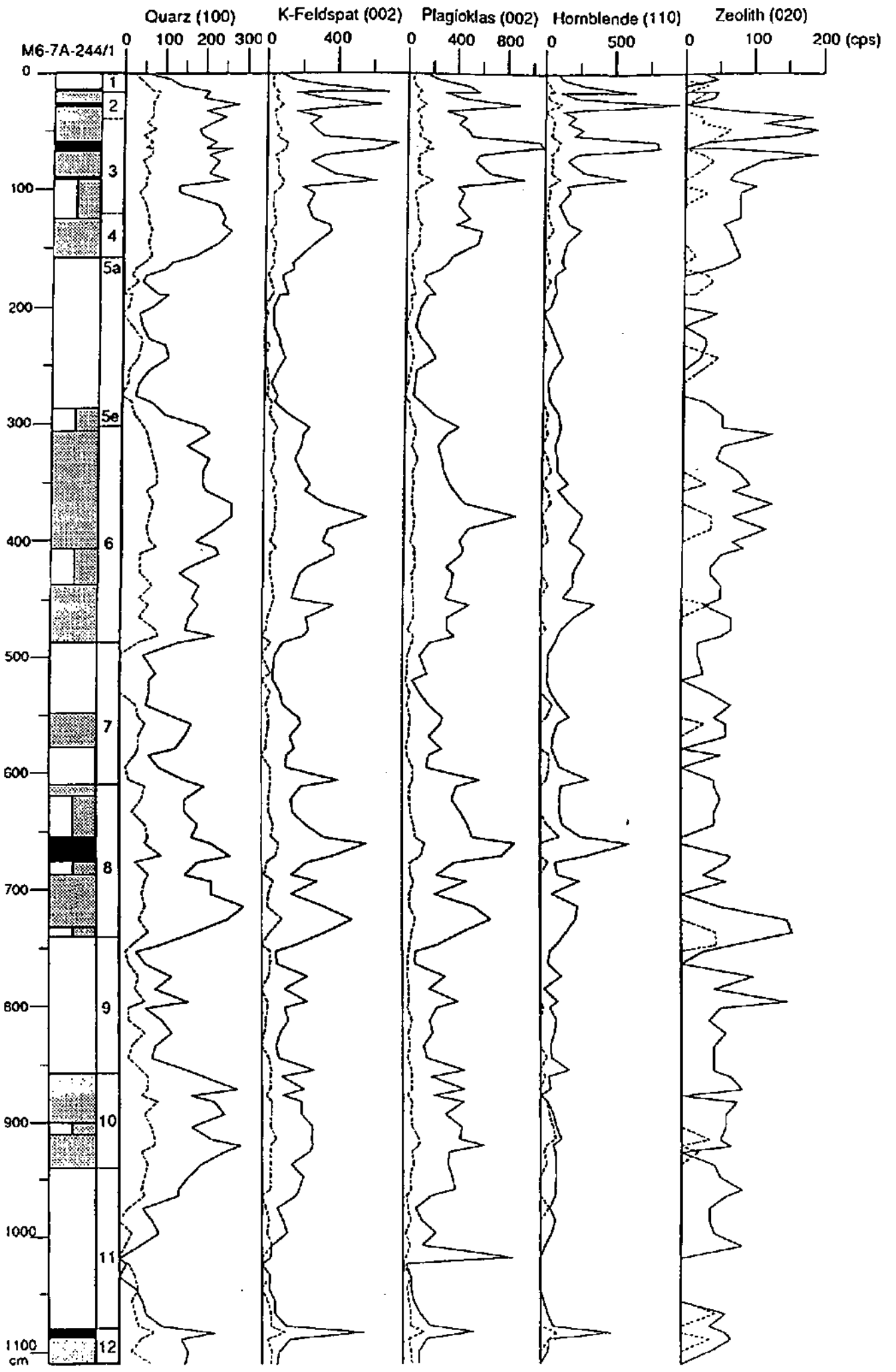


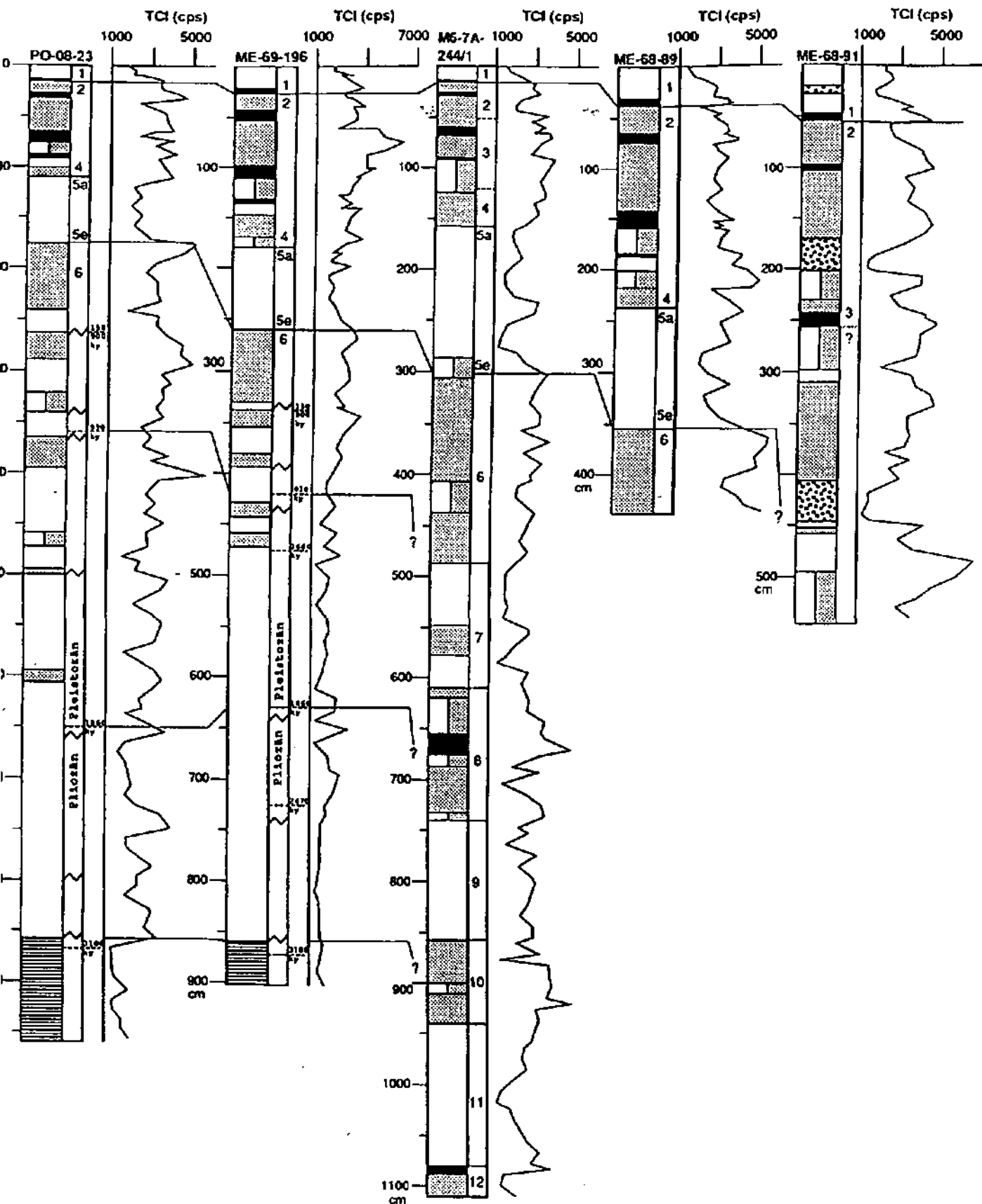


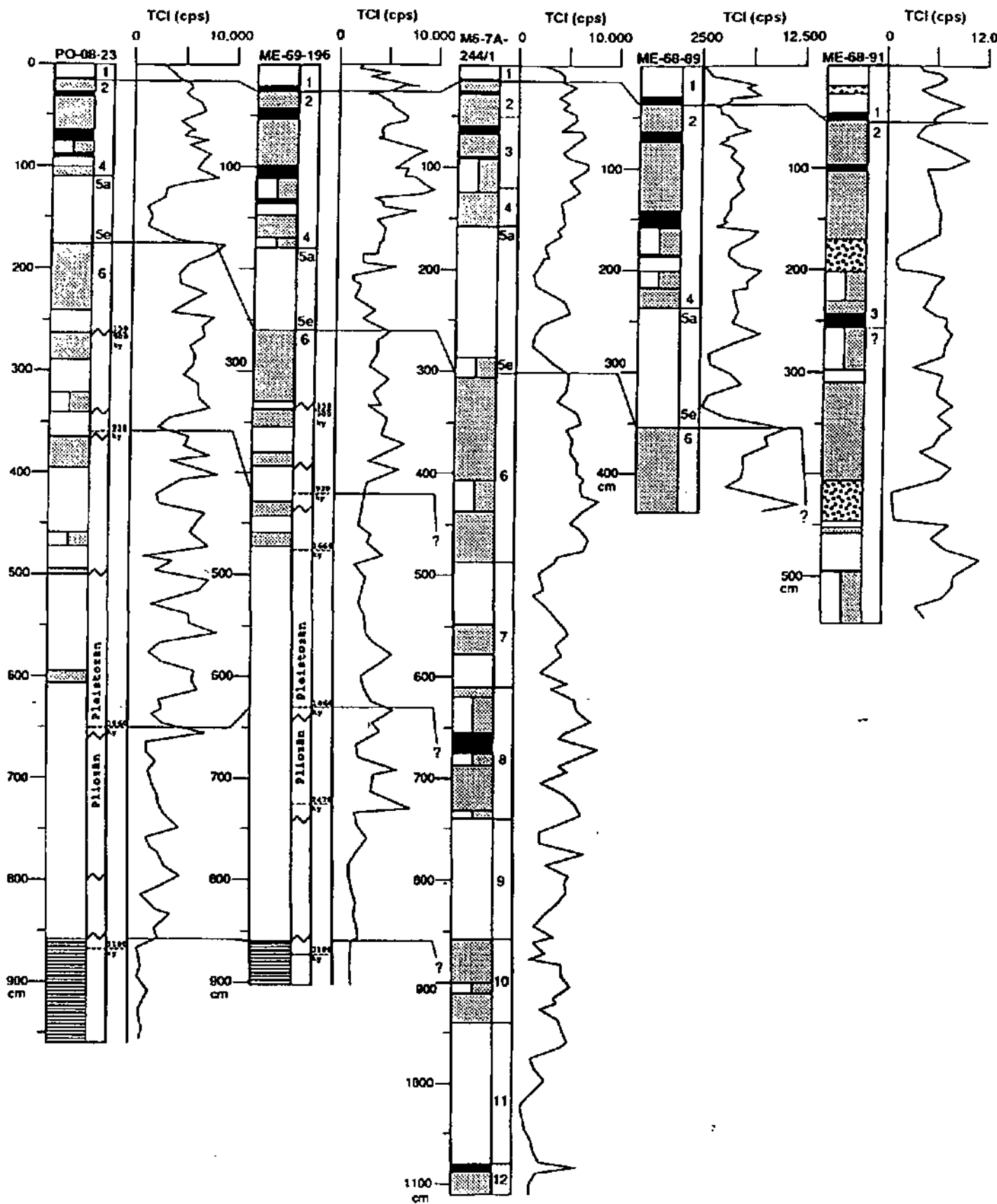


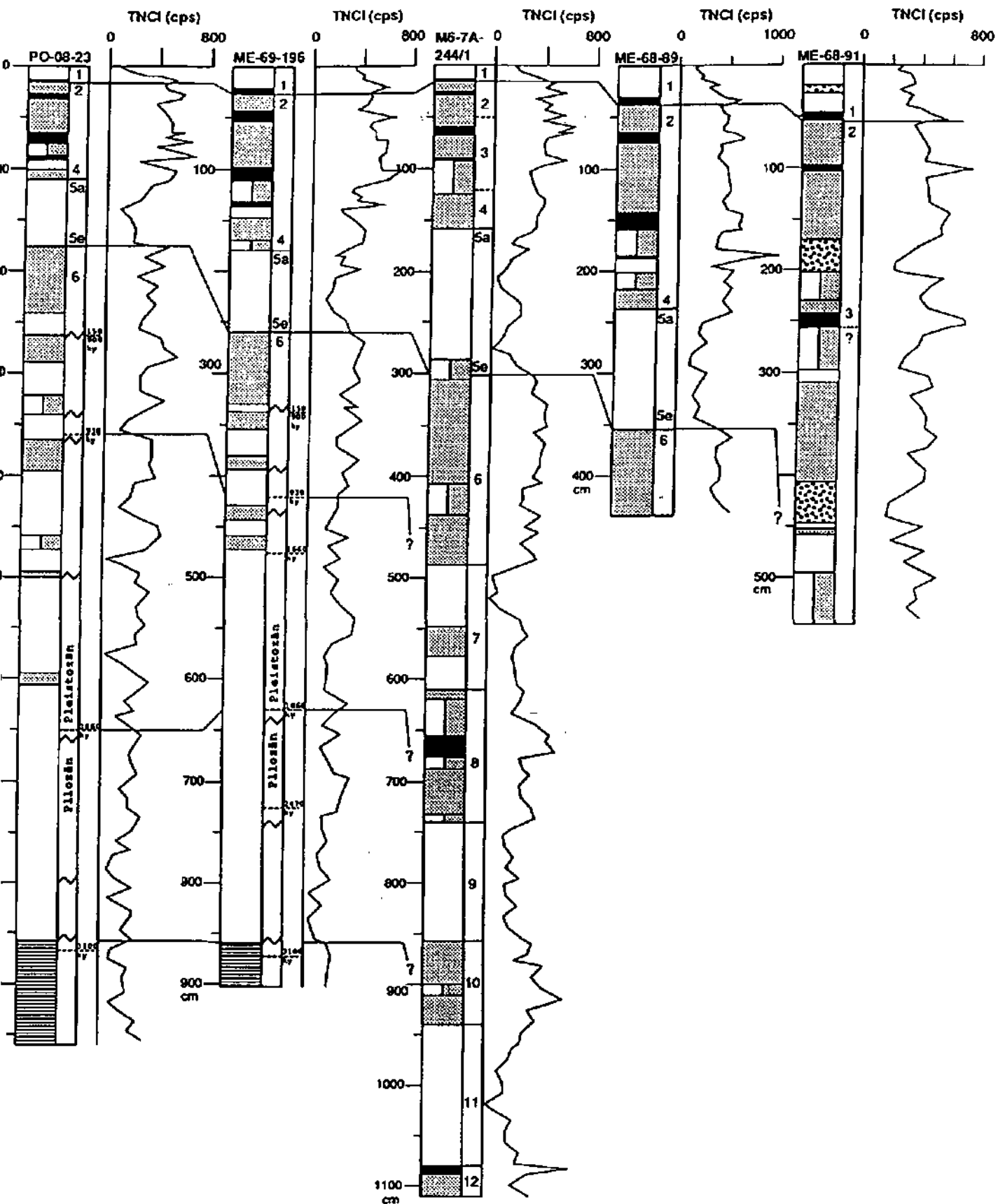


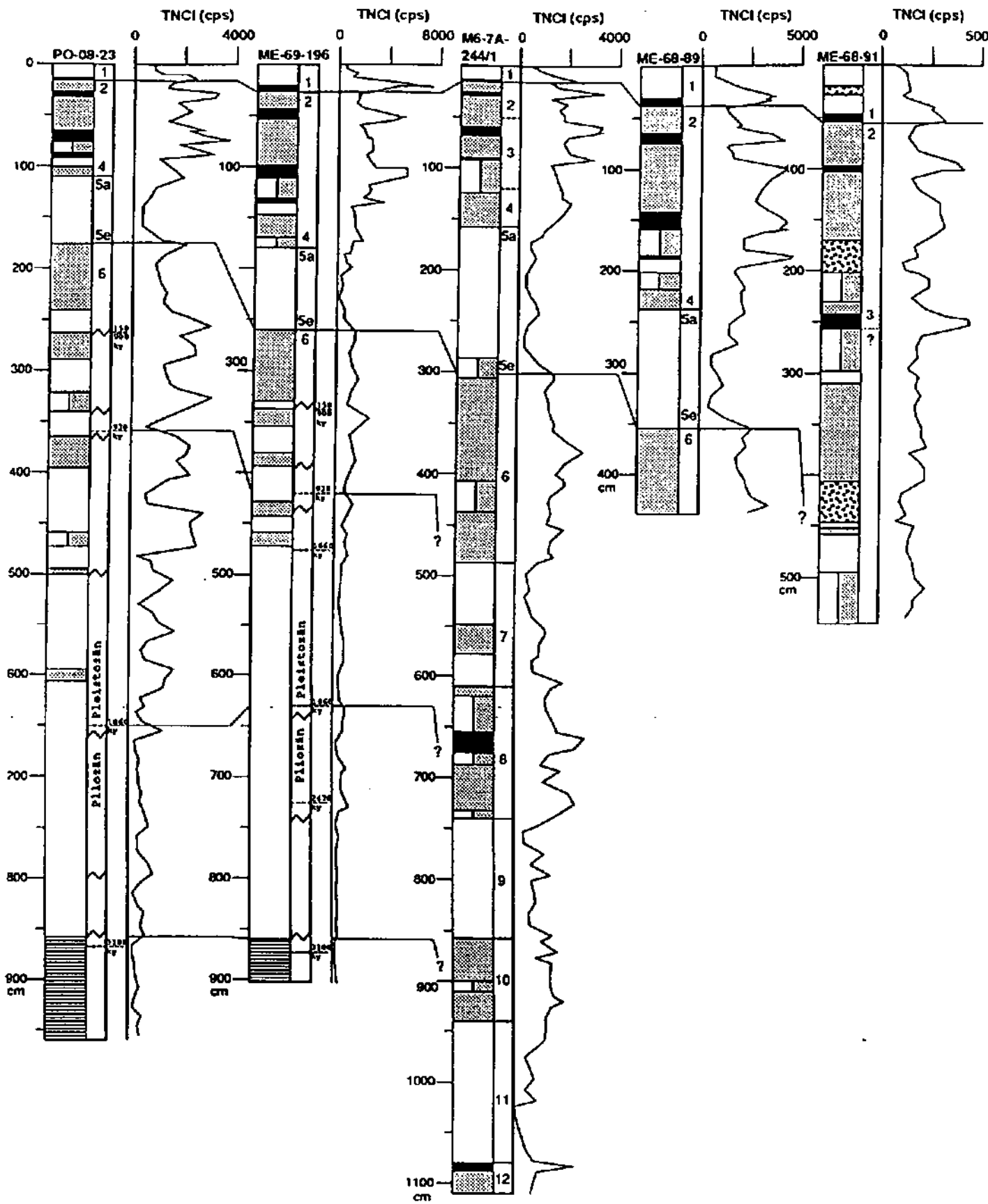


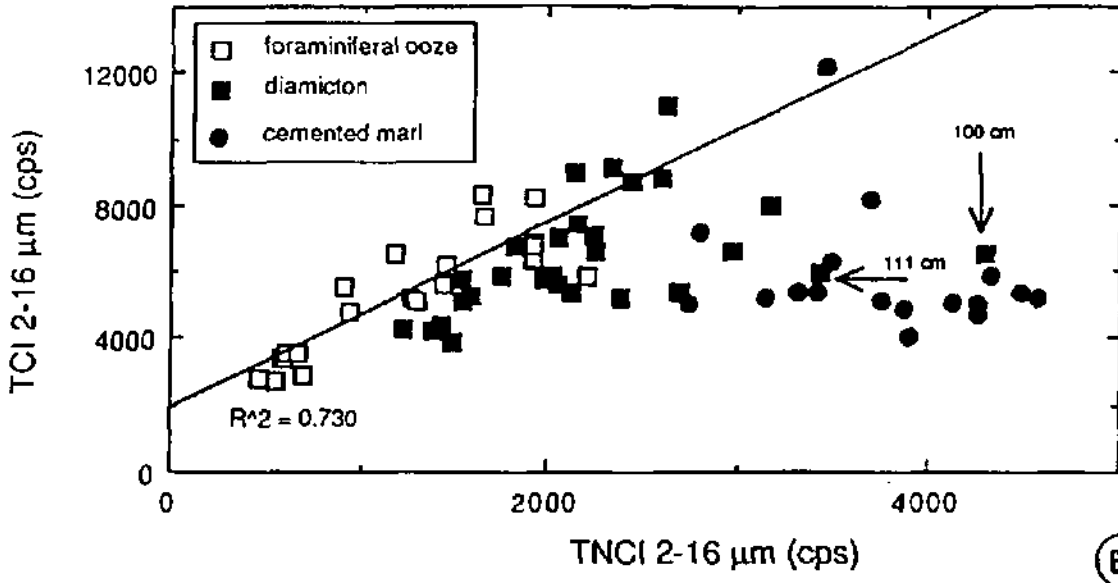




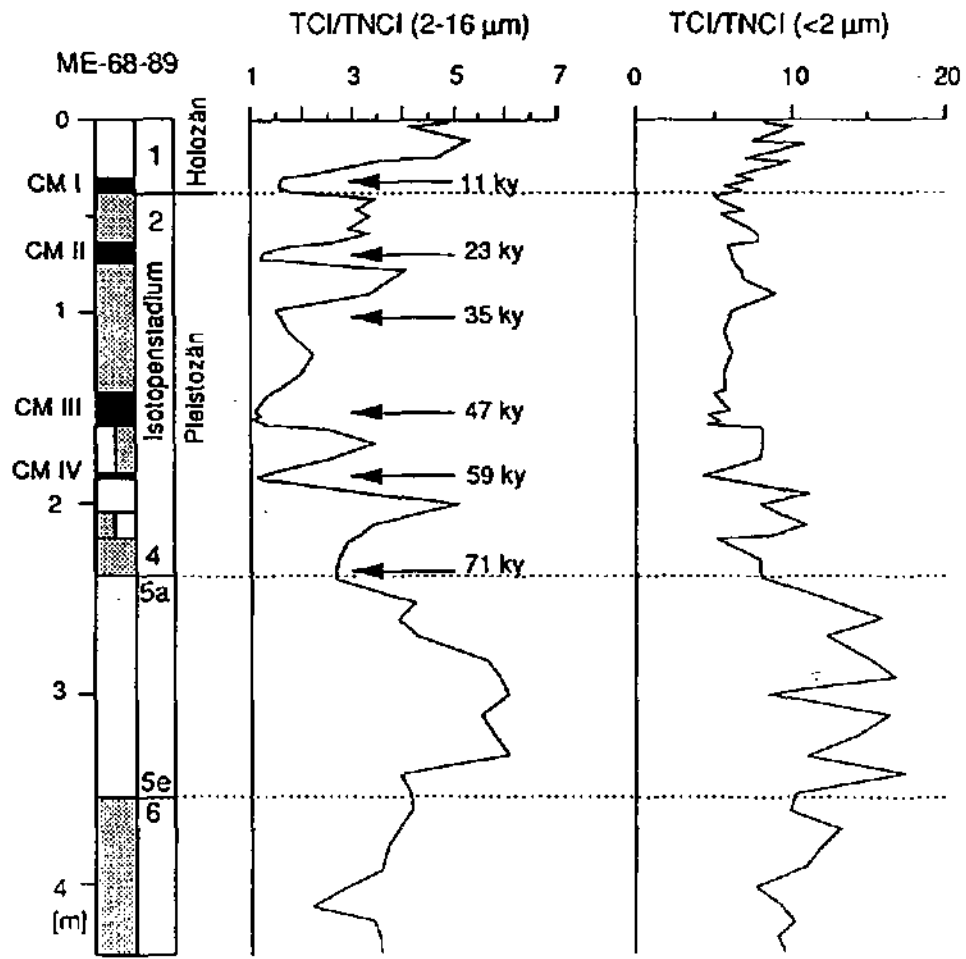




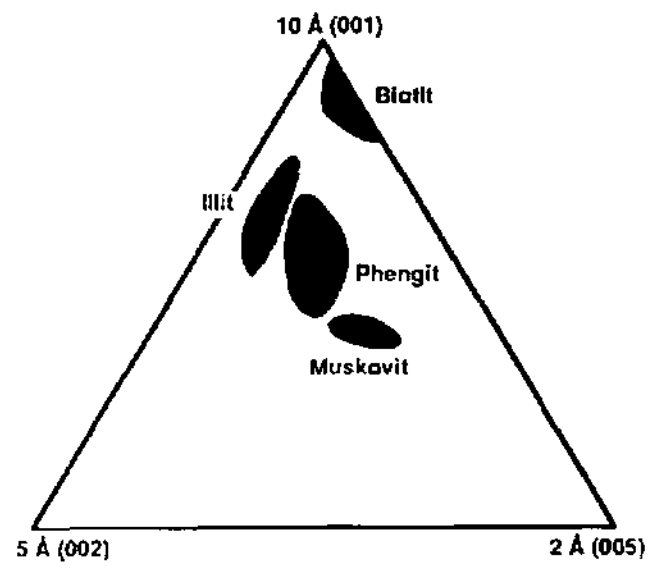
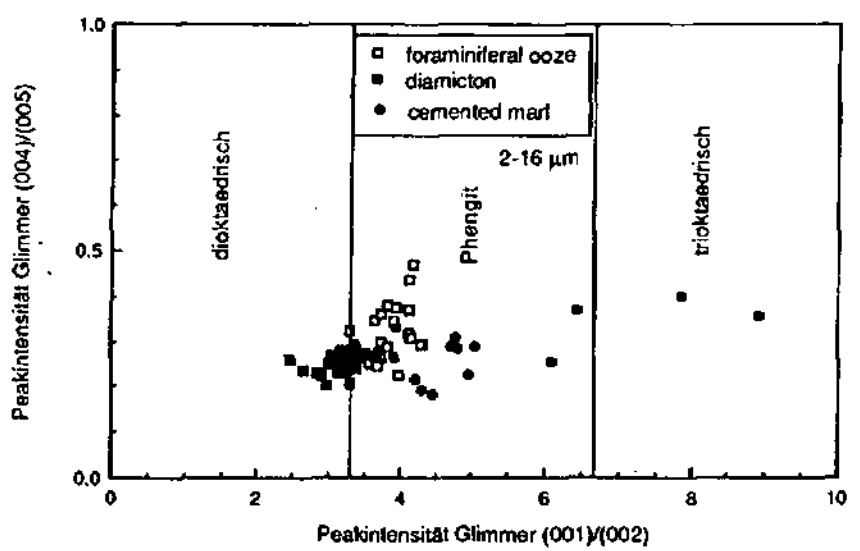
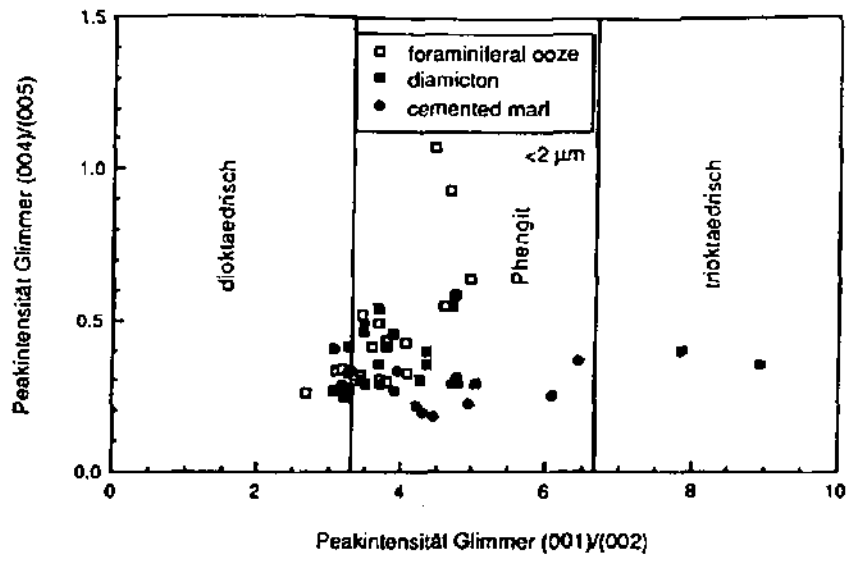


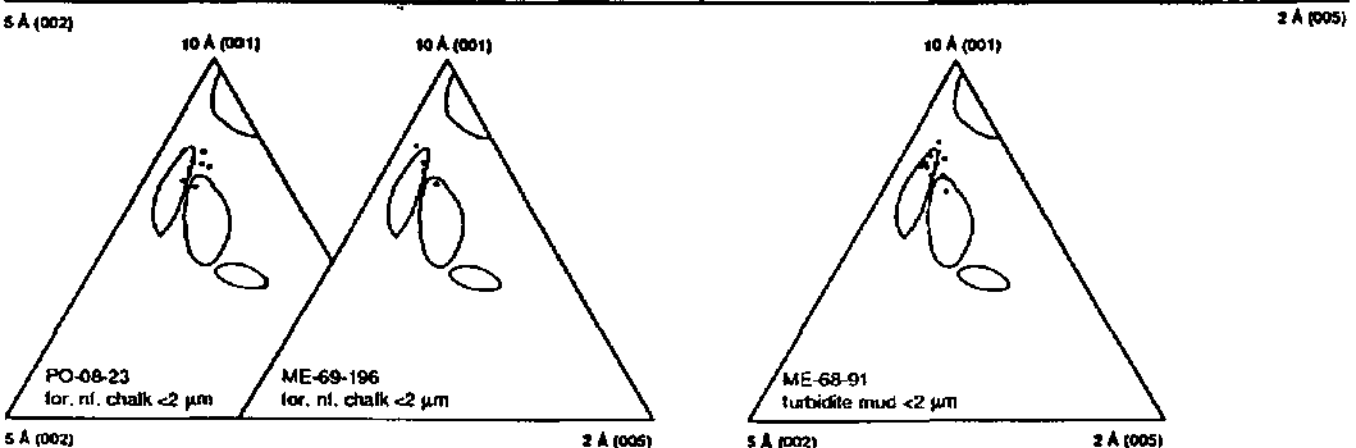
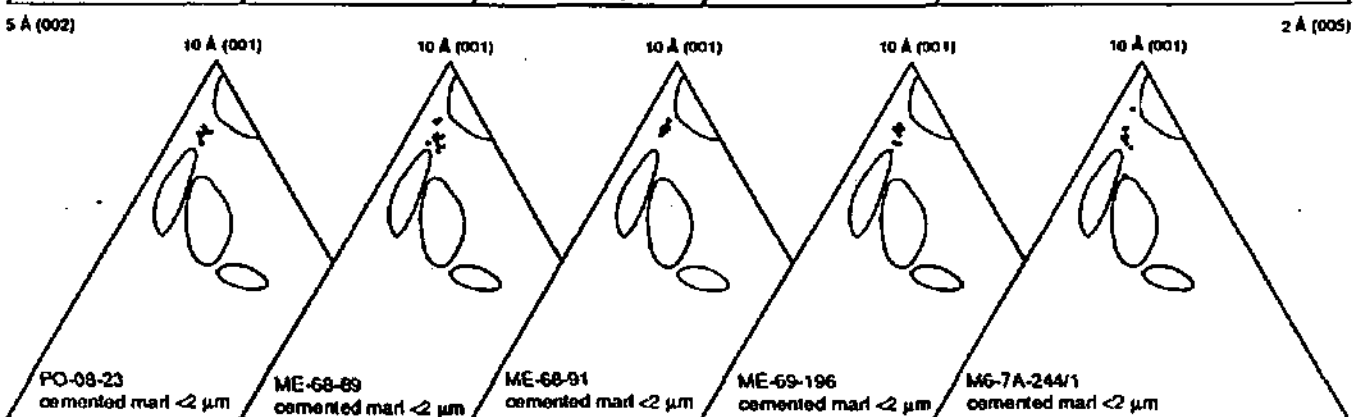
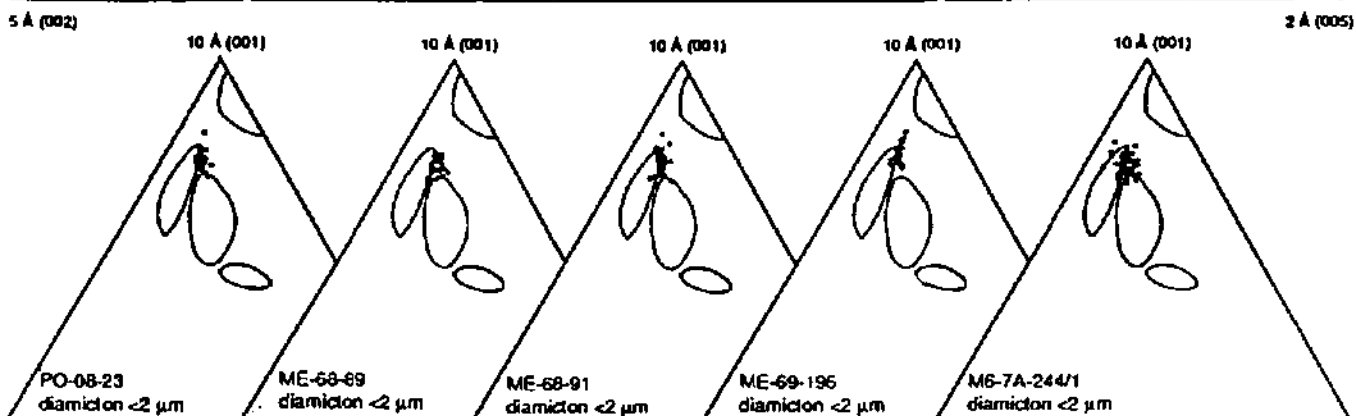
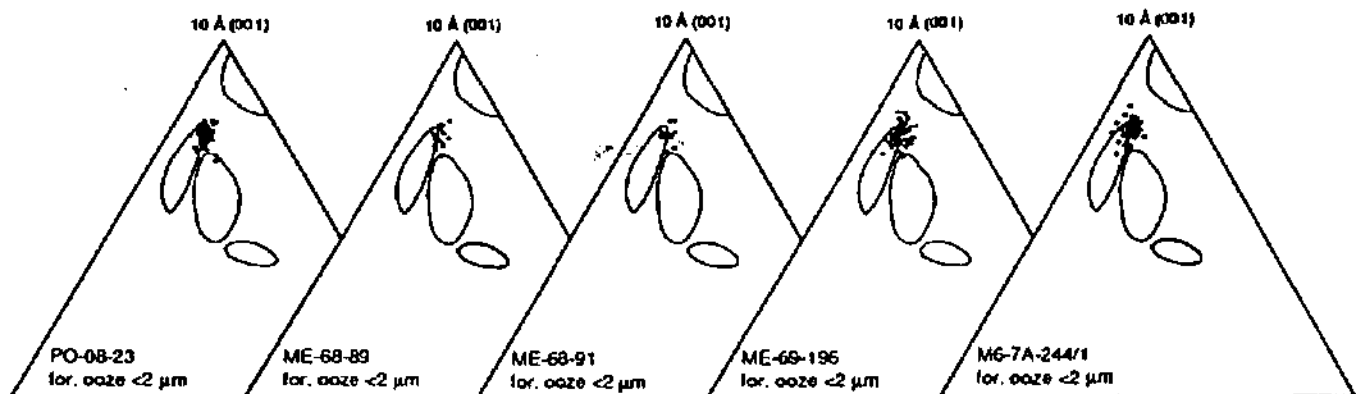


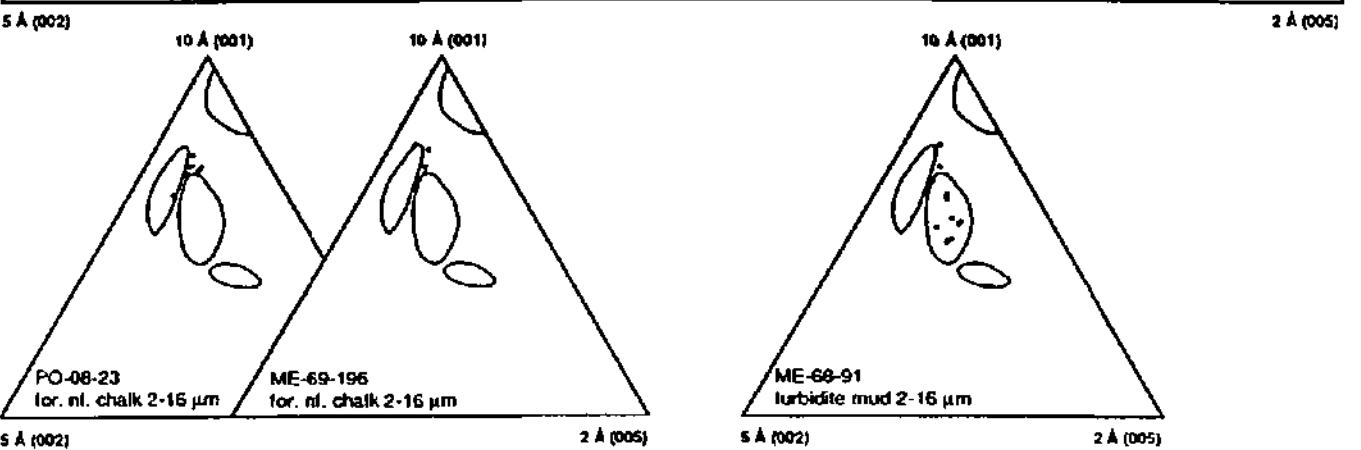
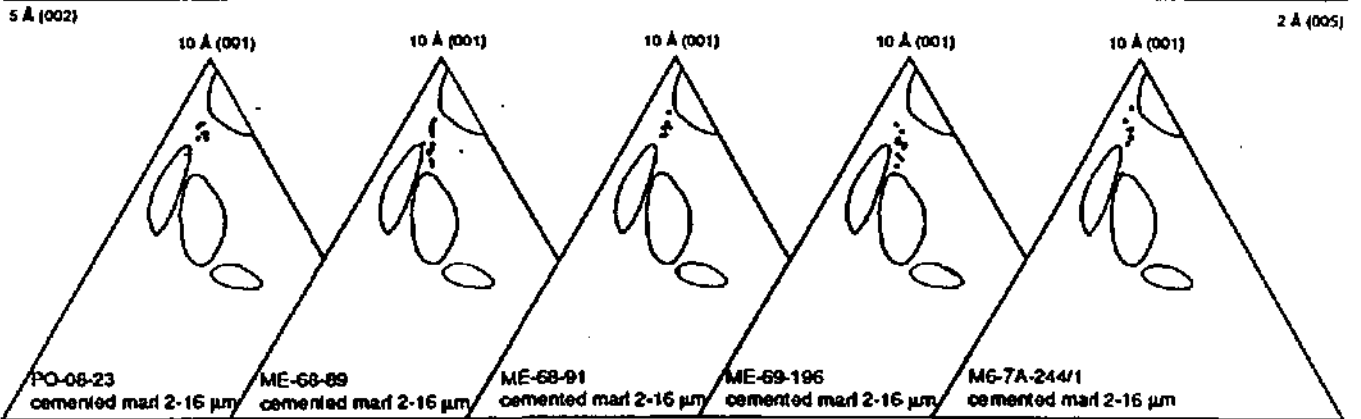
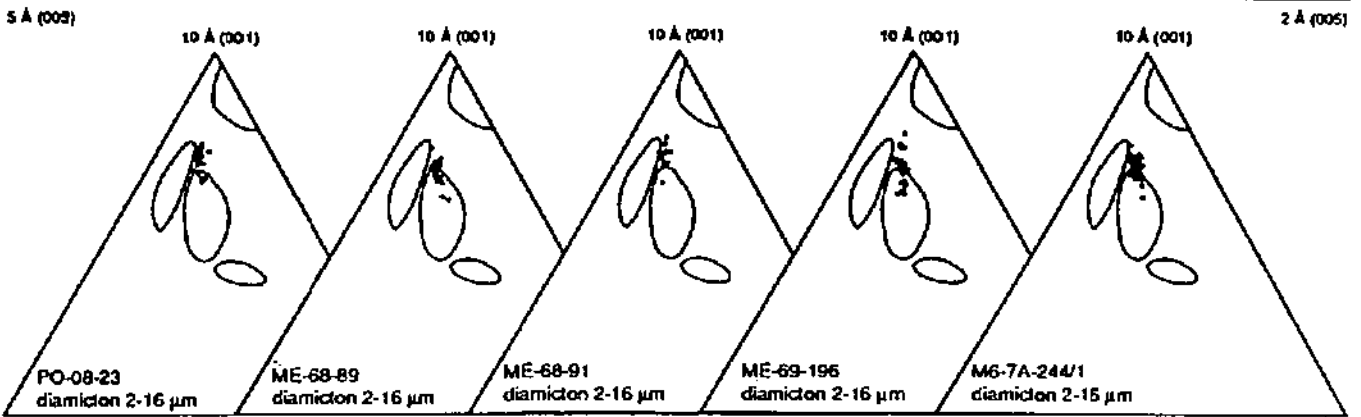
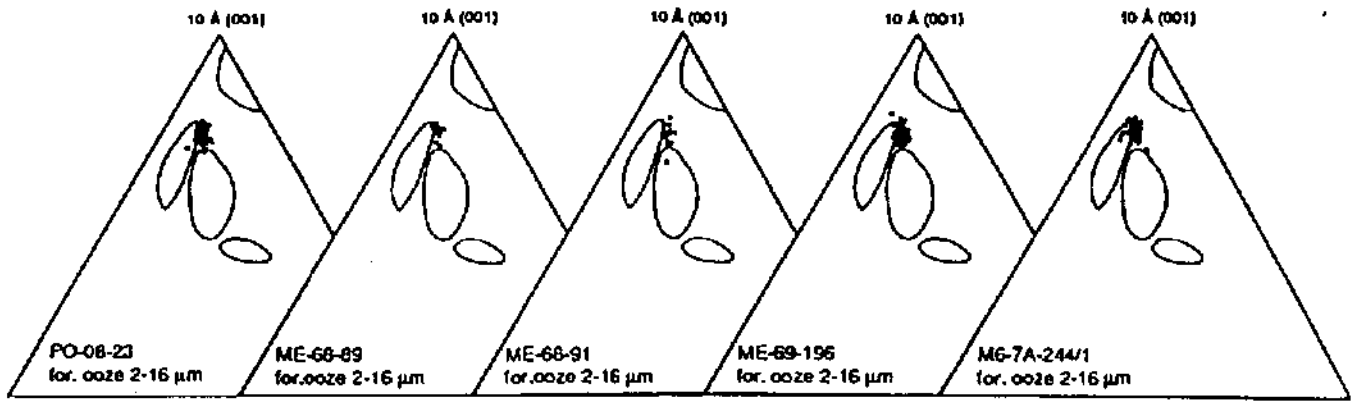
66

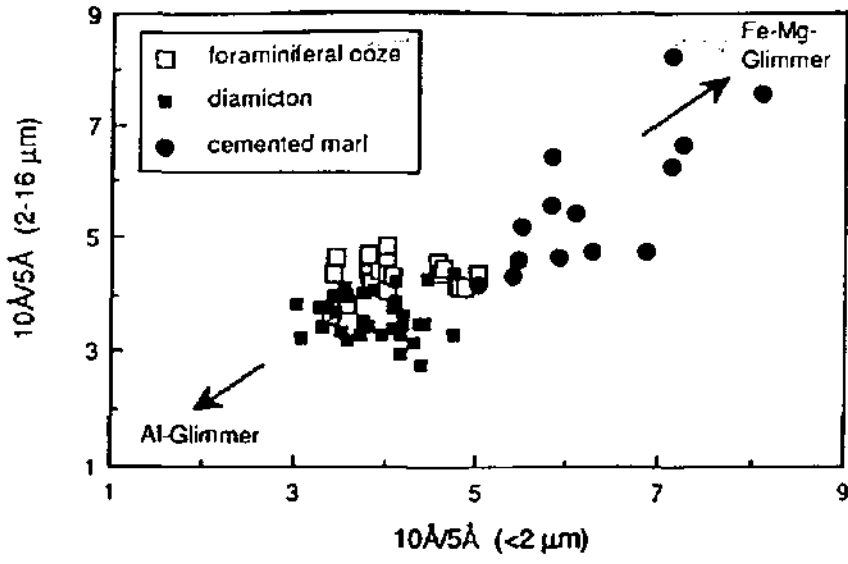


67

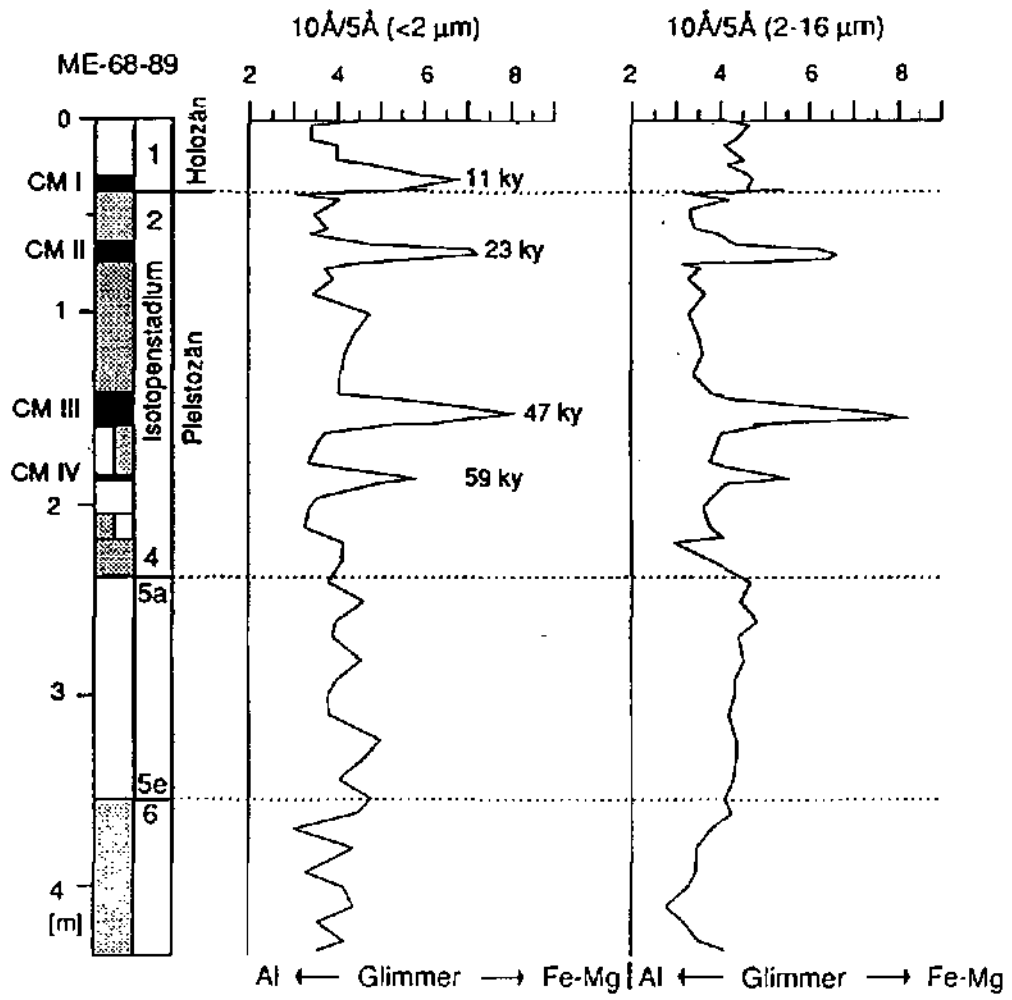




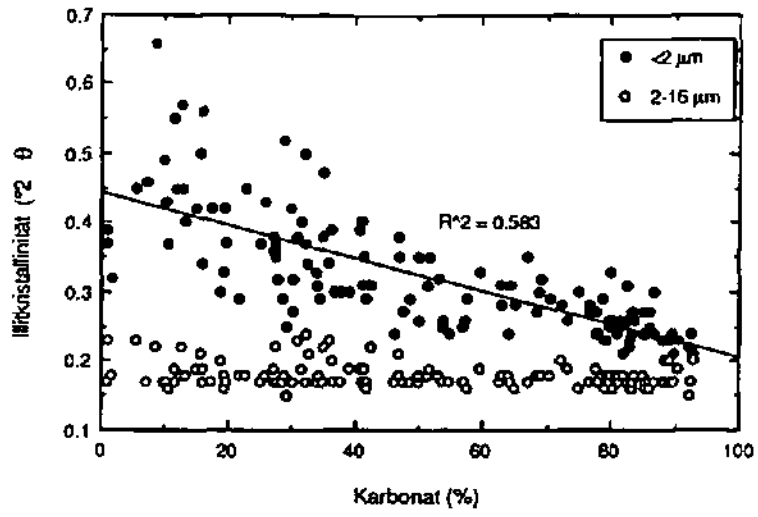




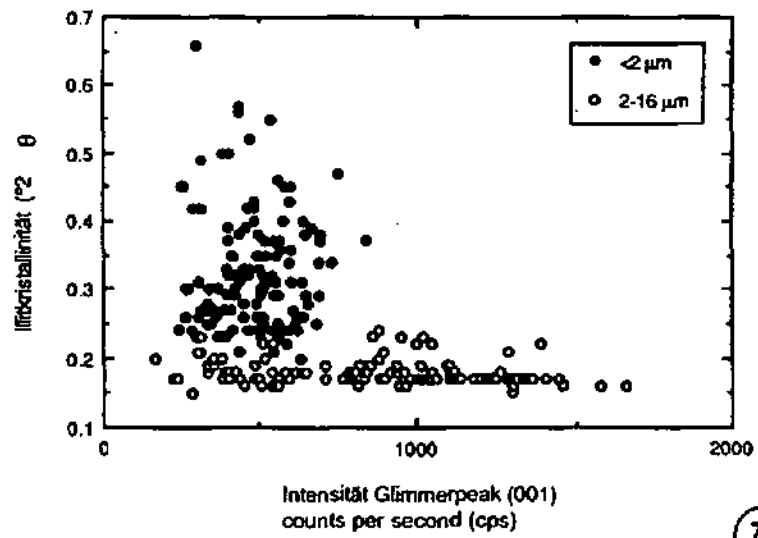
72



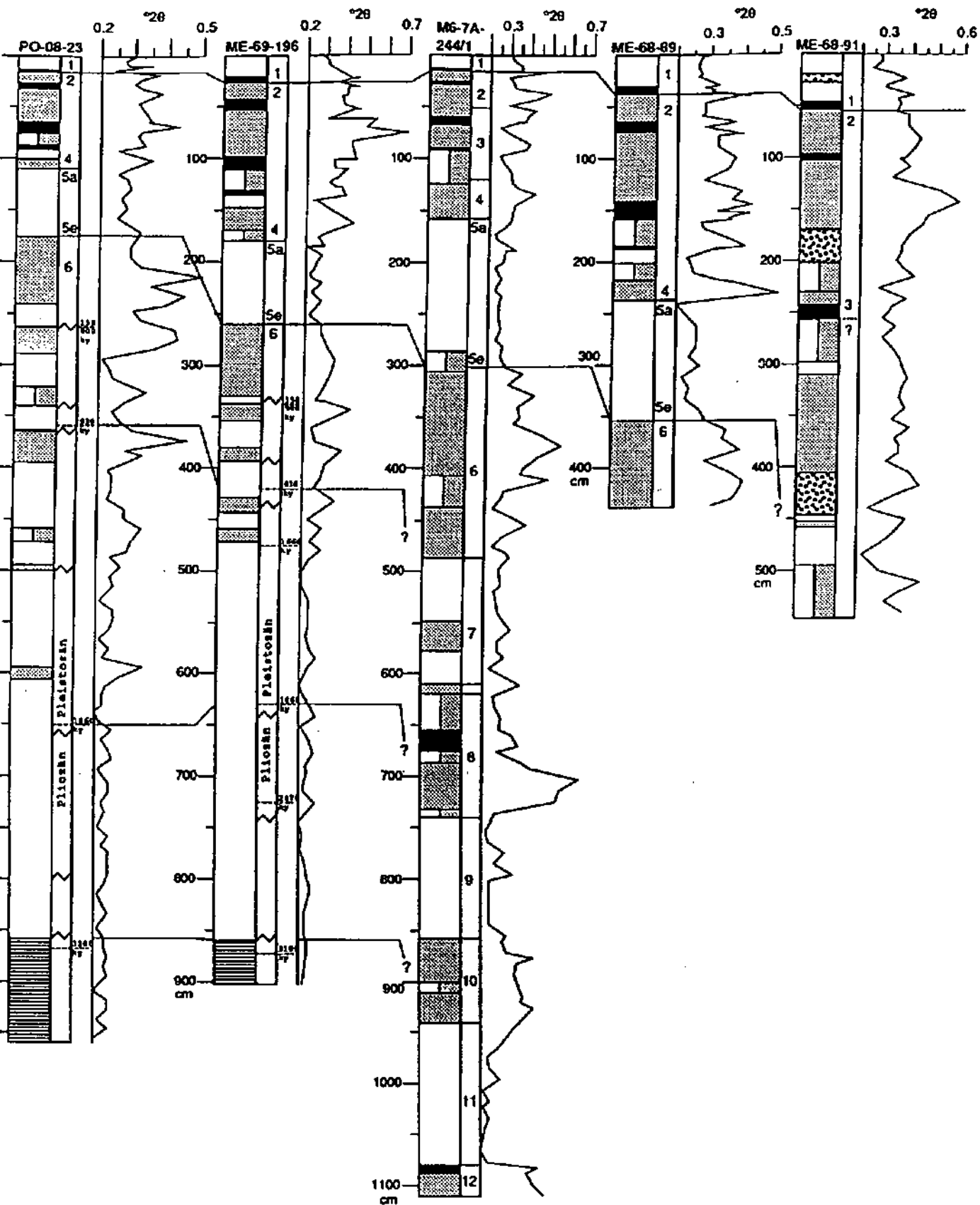
73

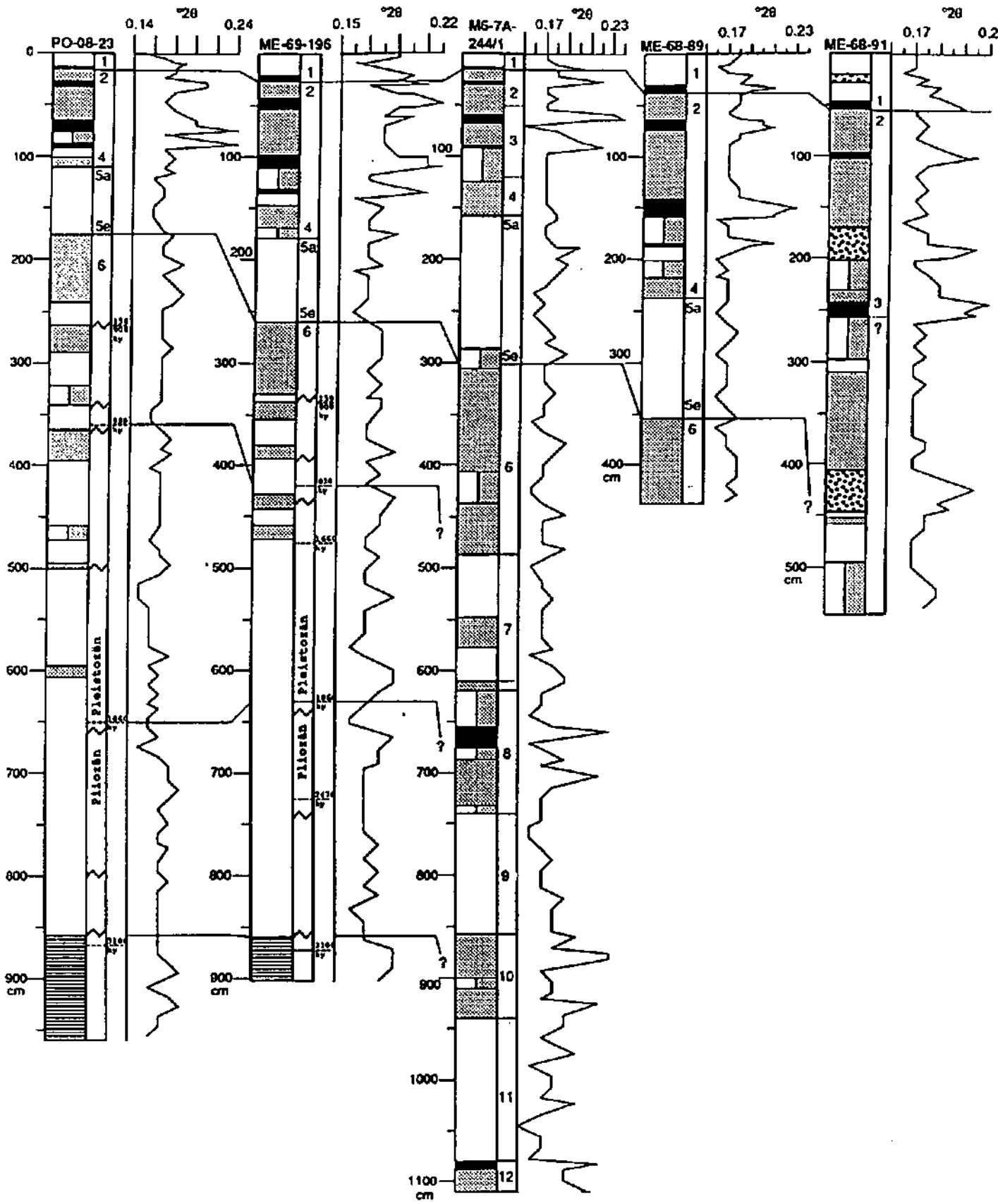


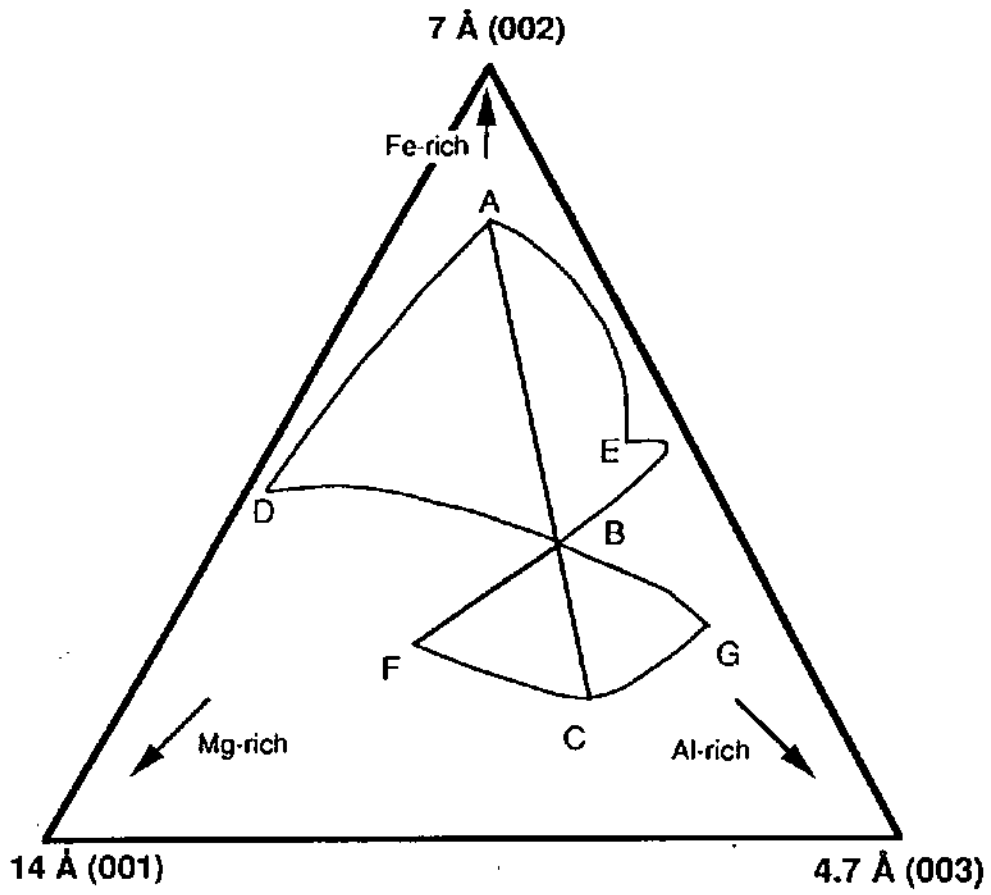
74

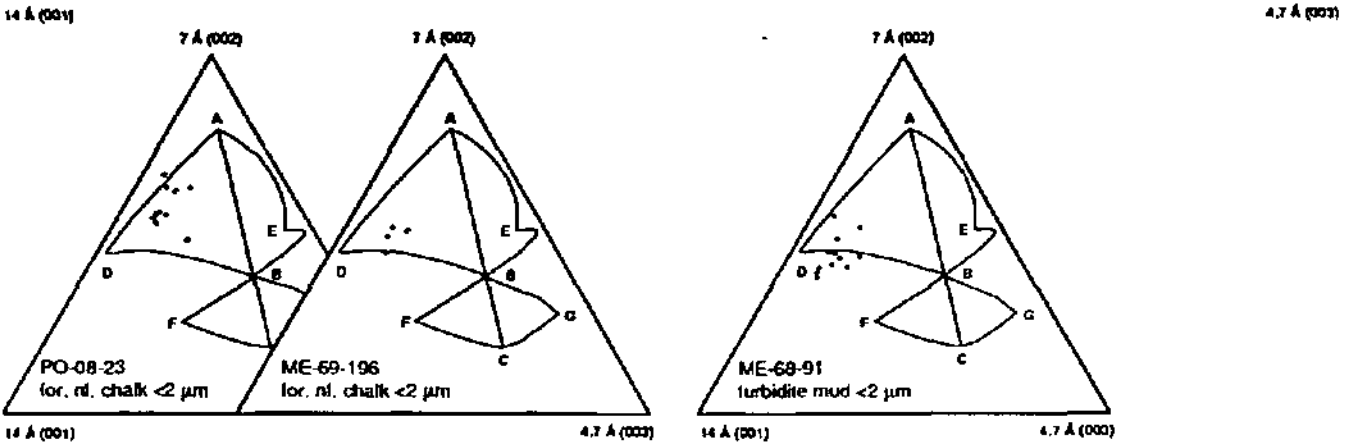
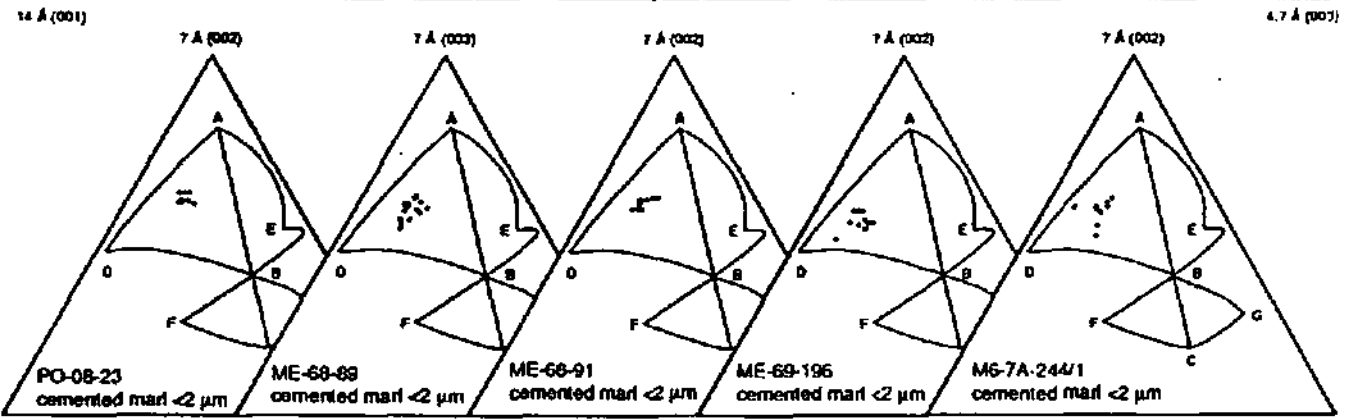
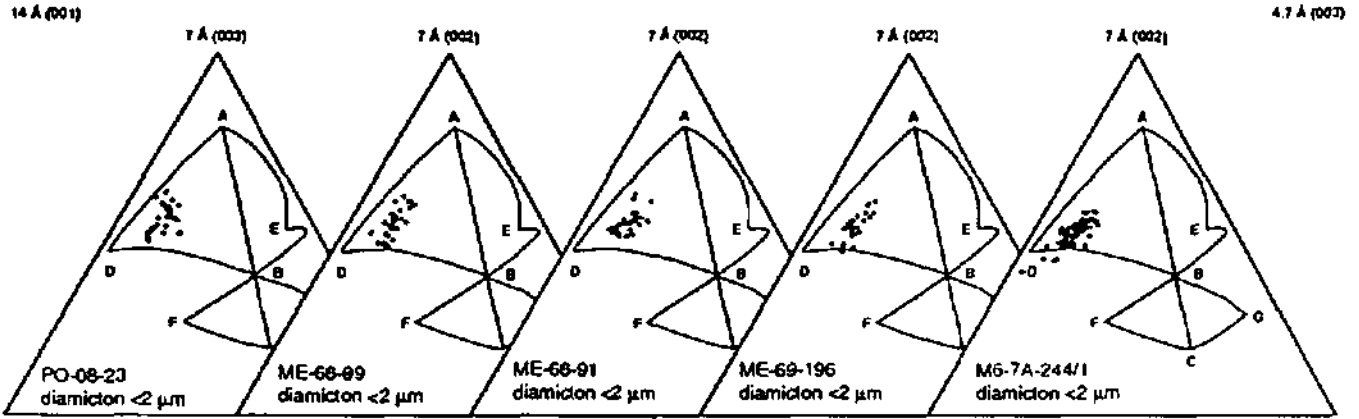
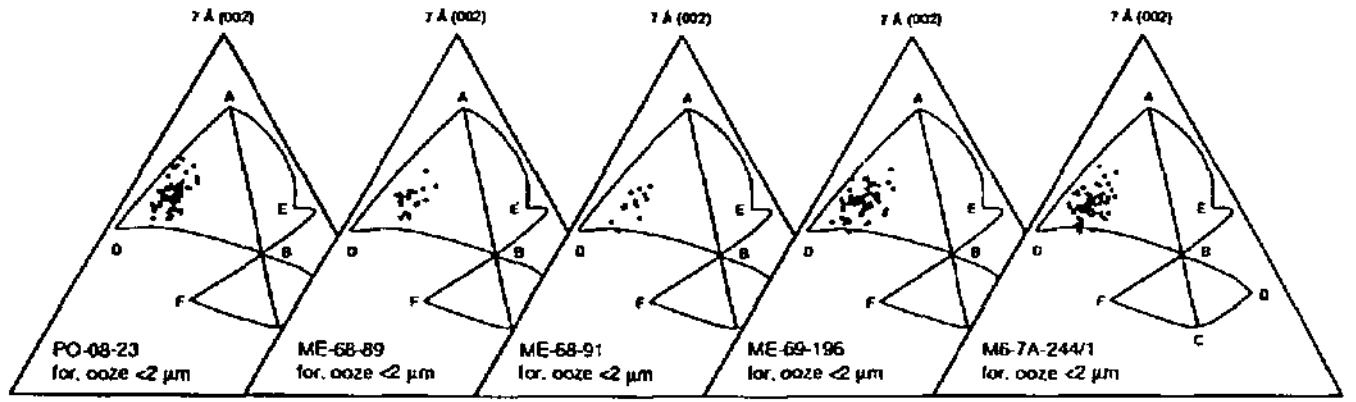


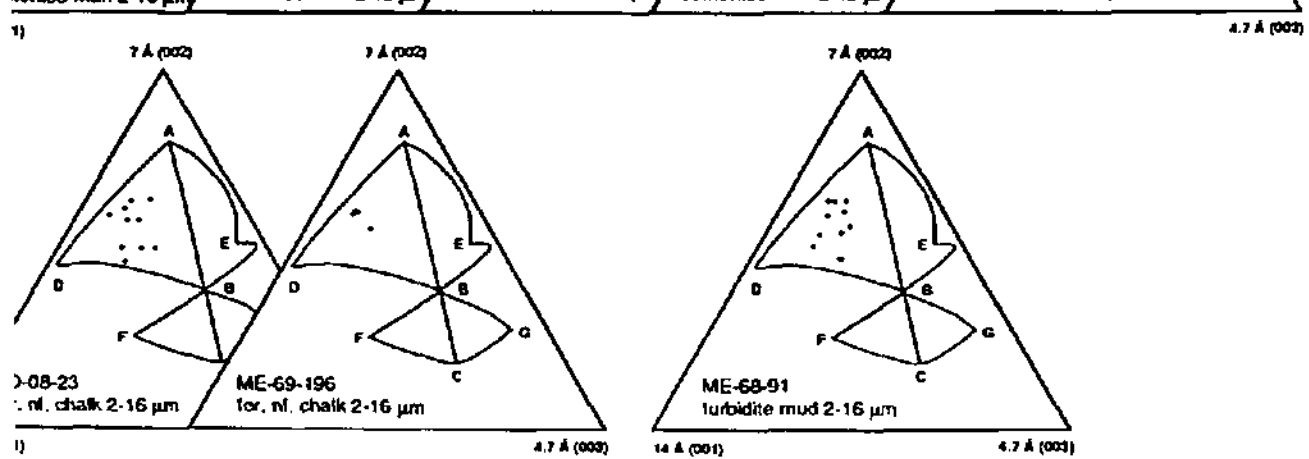
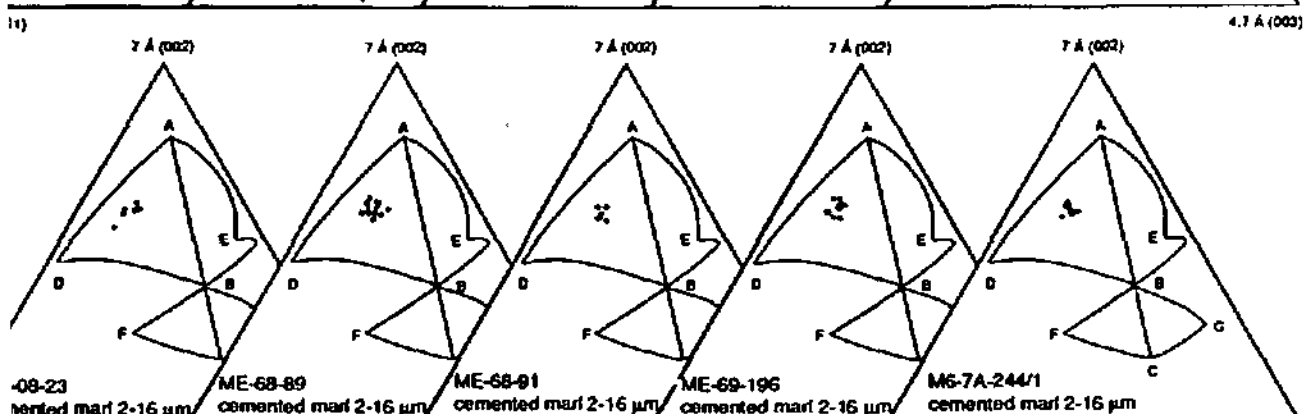
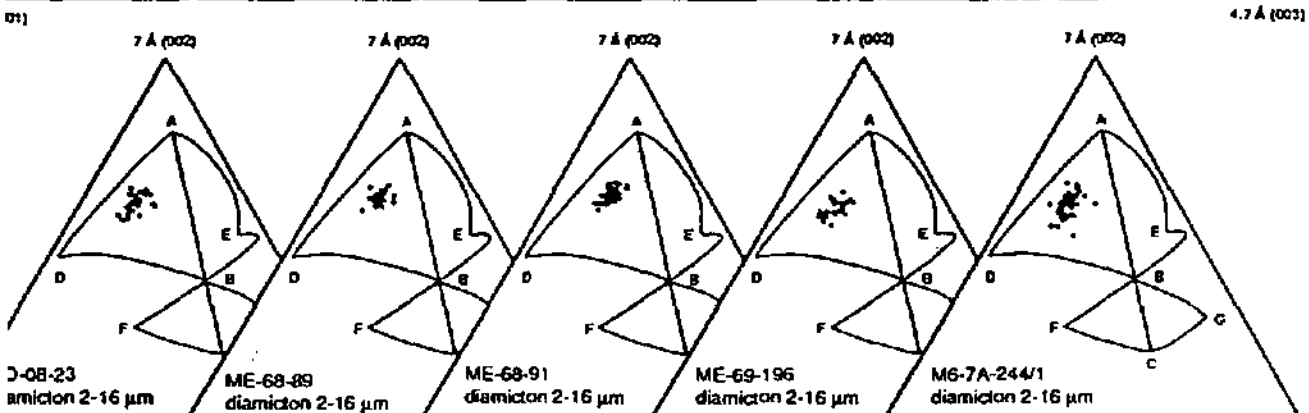
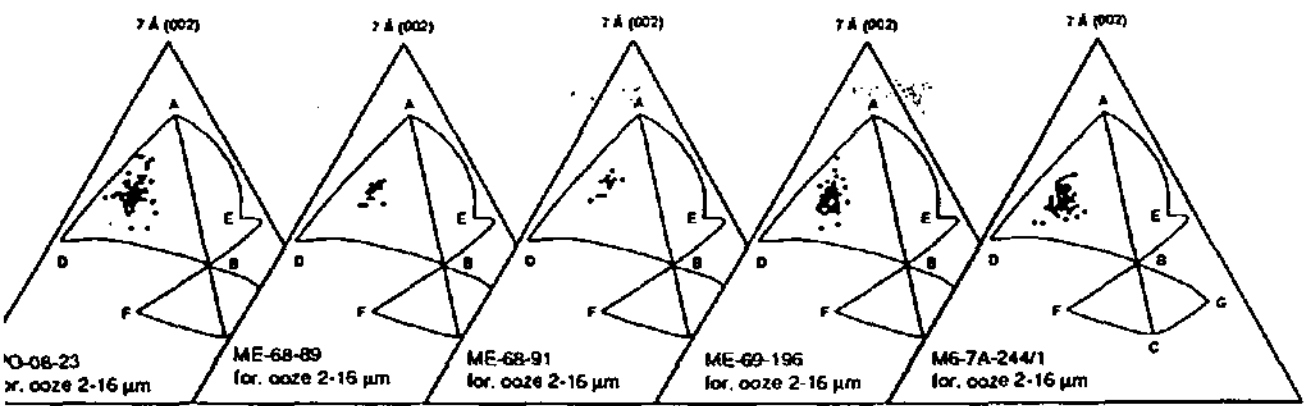
75

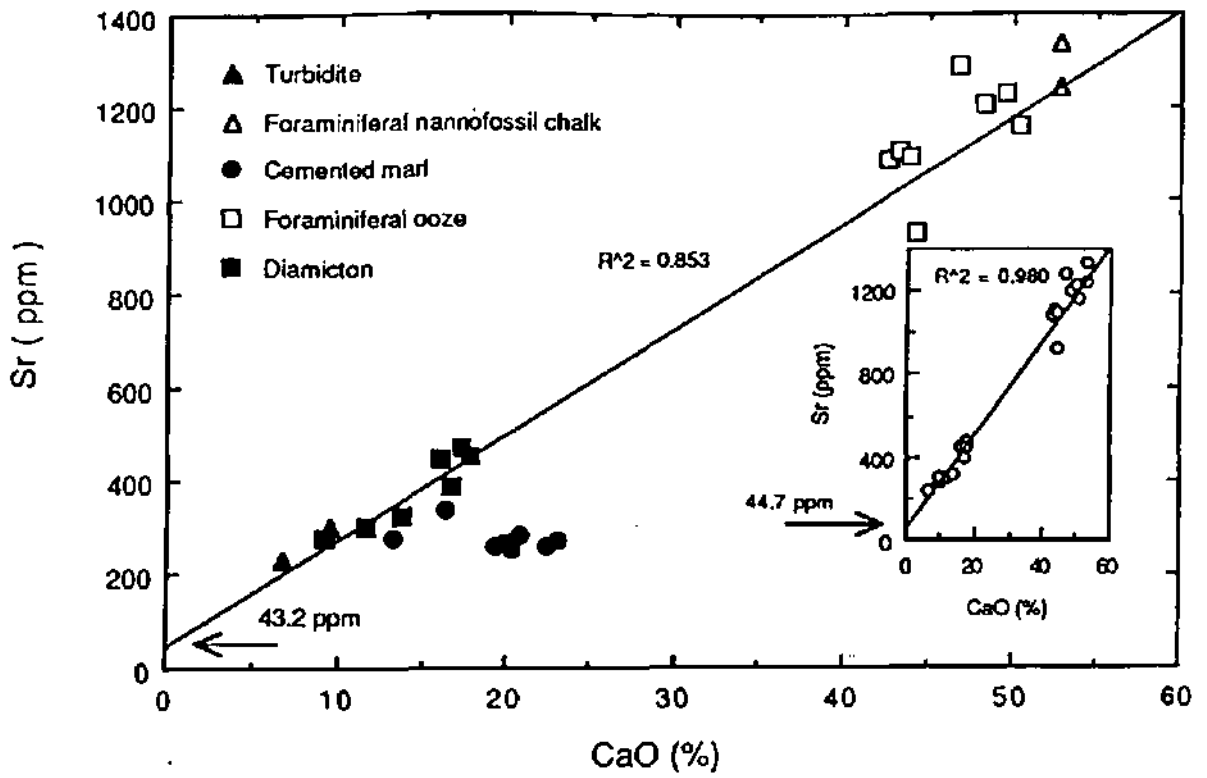




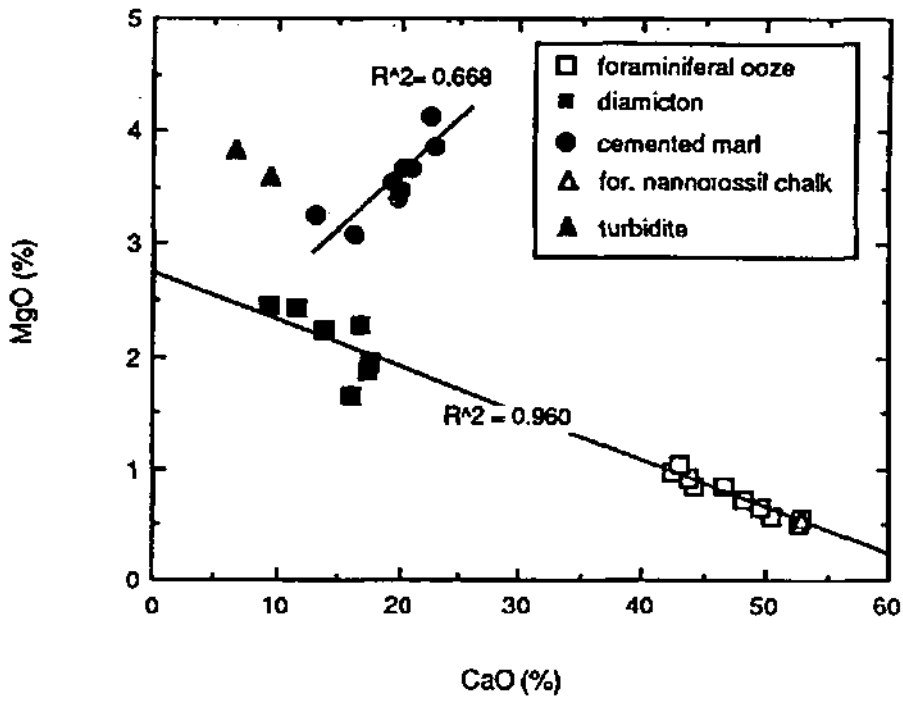




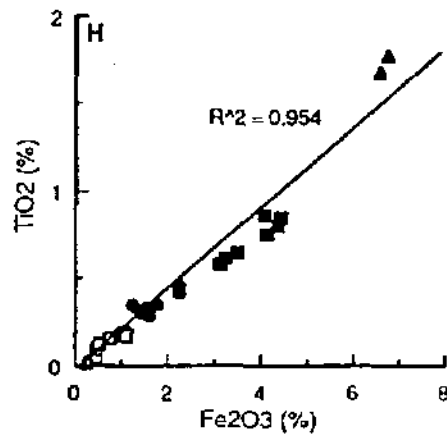
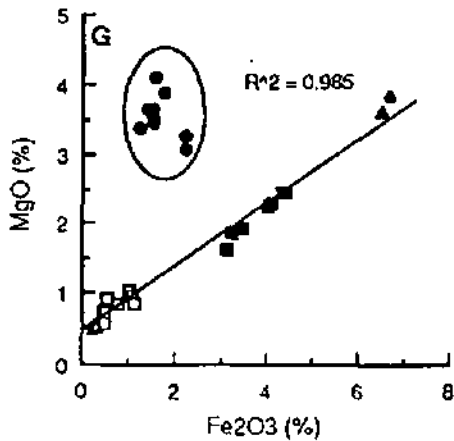
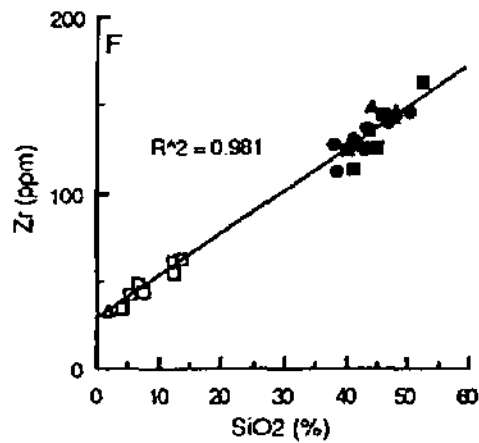
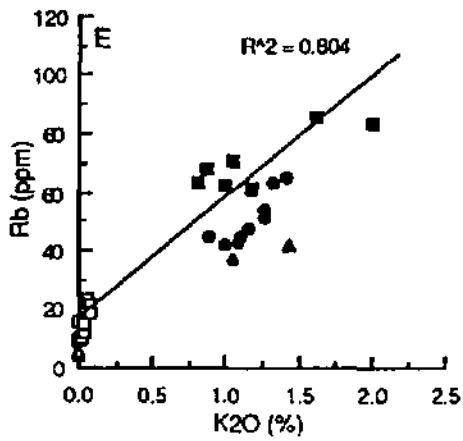
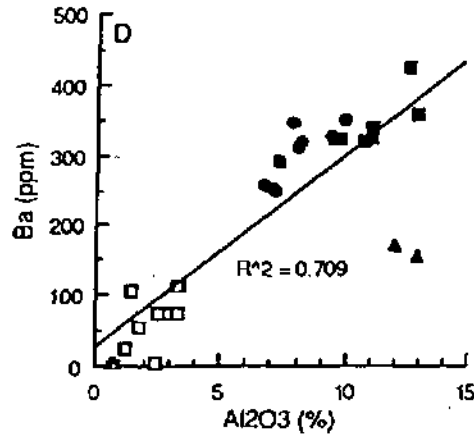
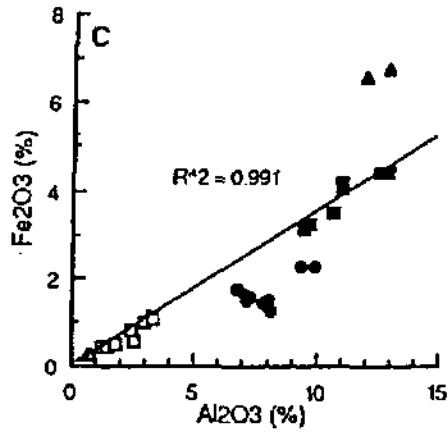
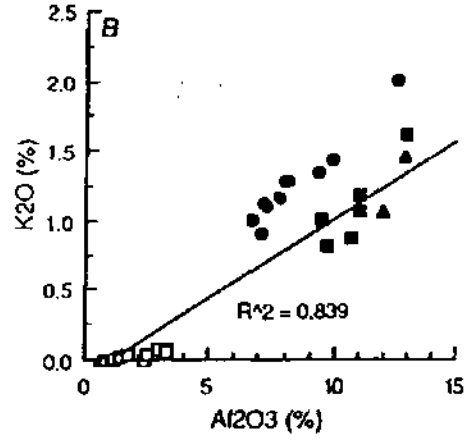
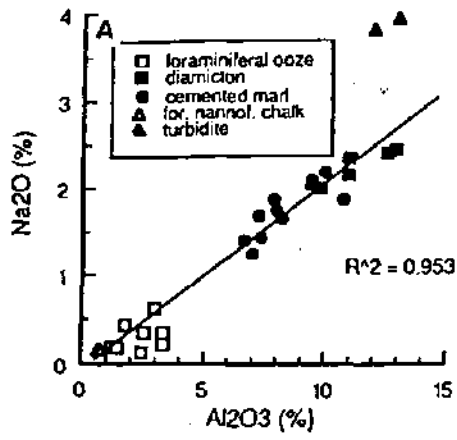


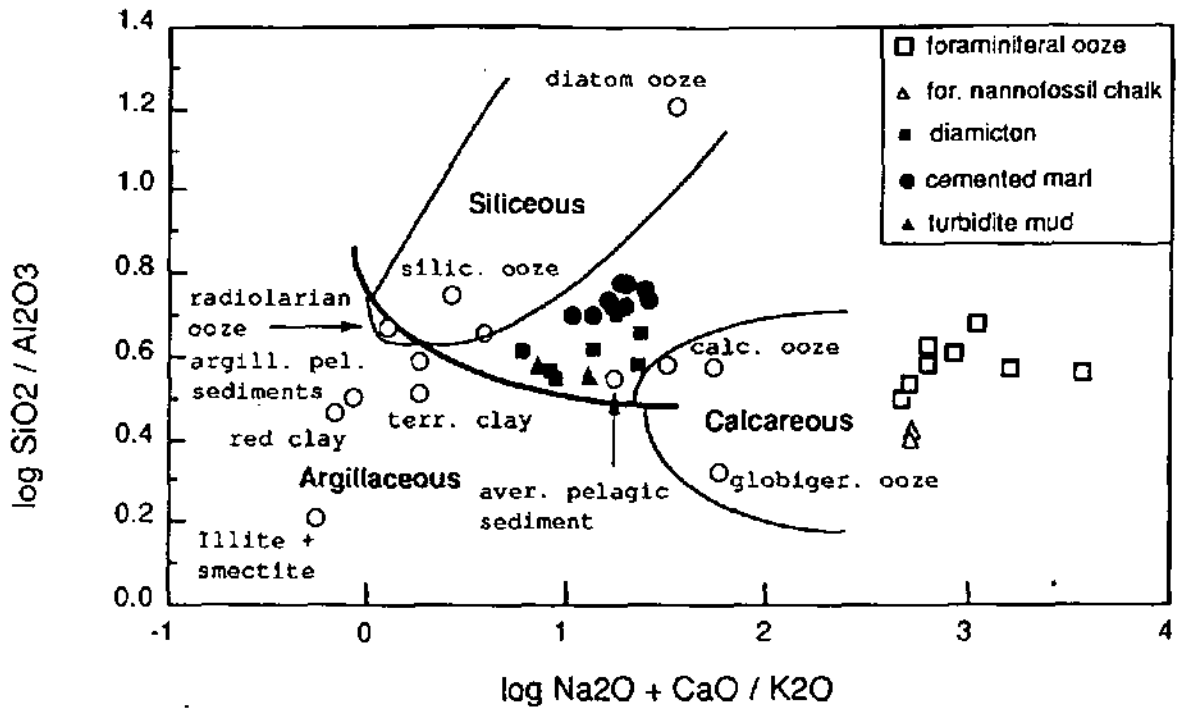


81

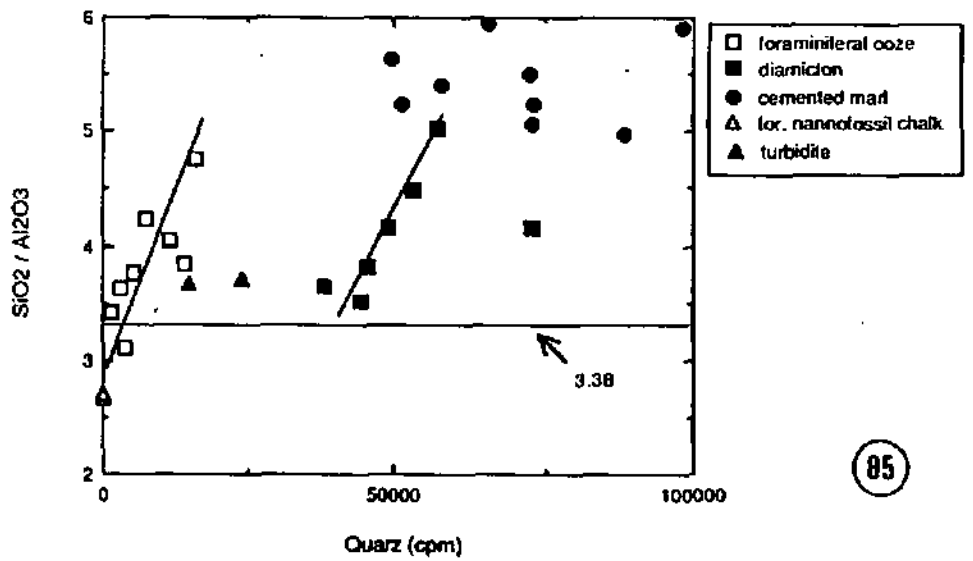


82

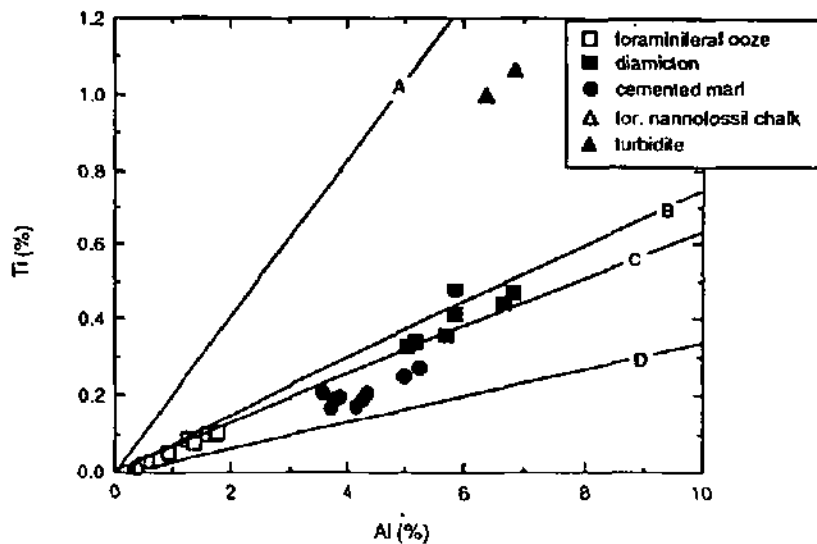




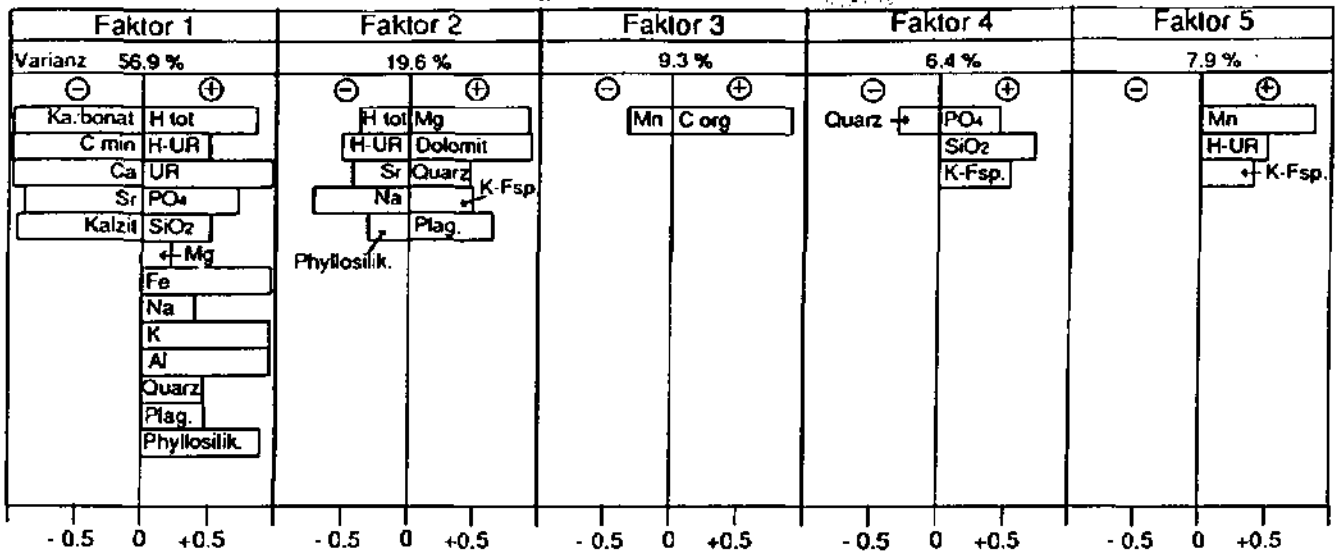
84



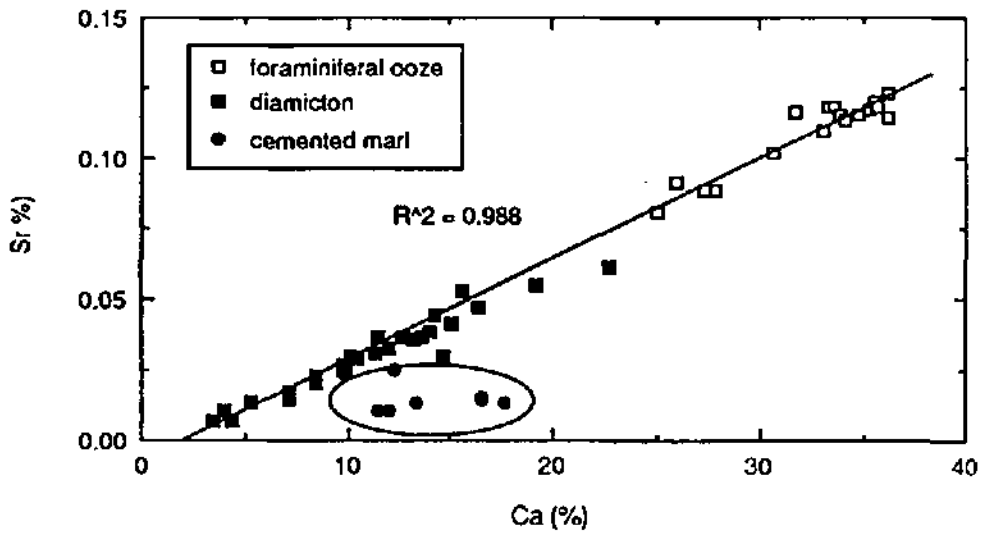
85



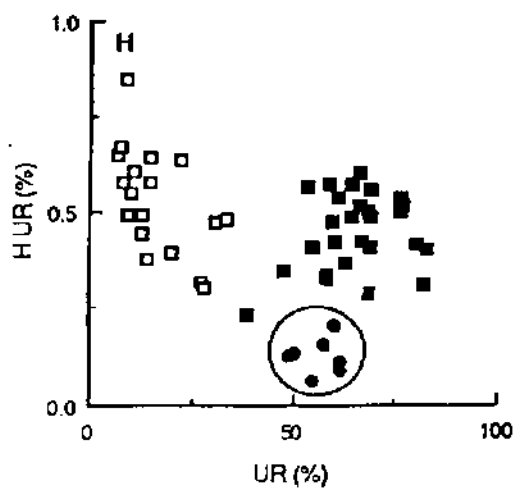
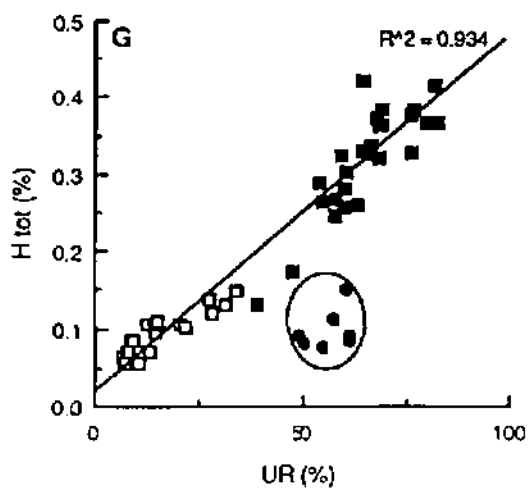
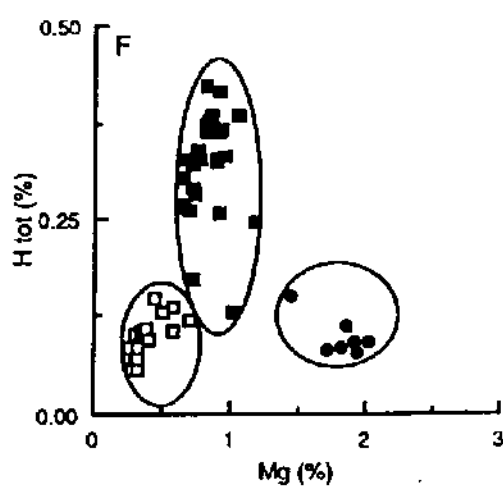
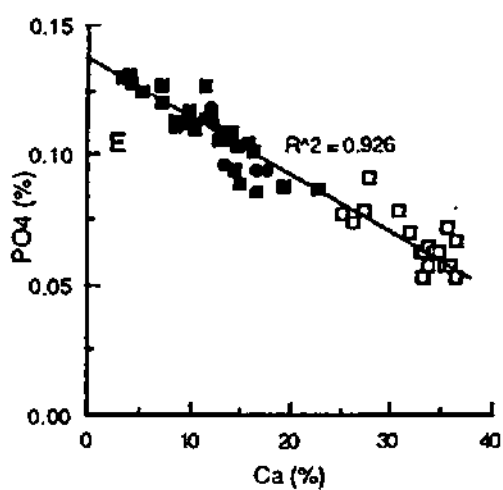
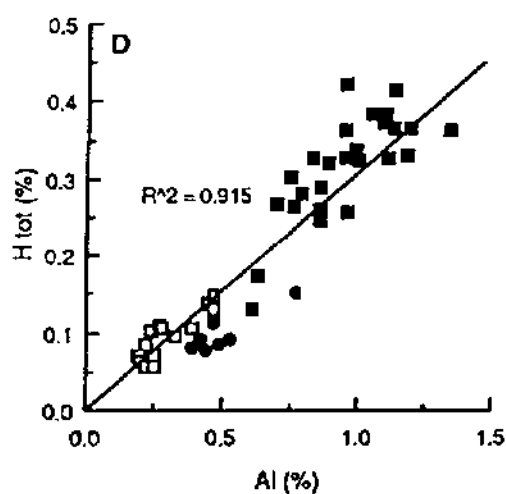
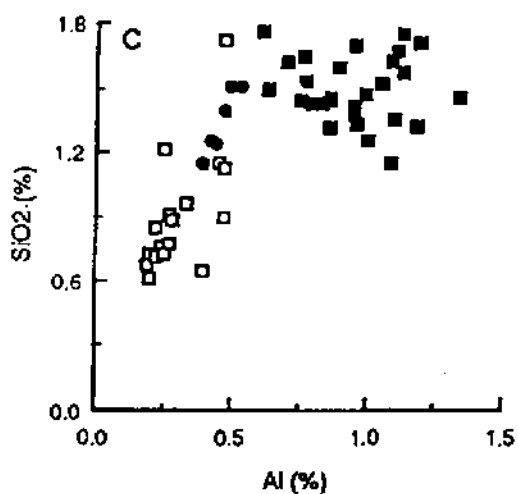
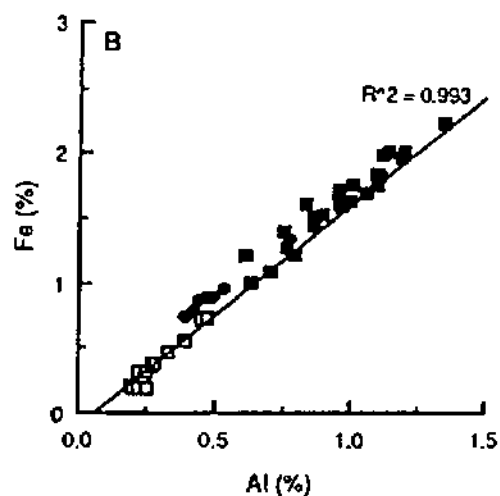
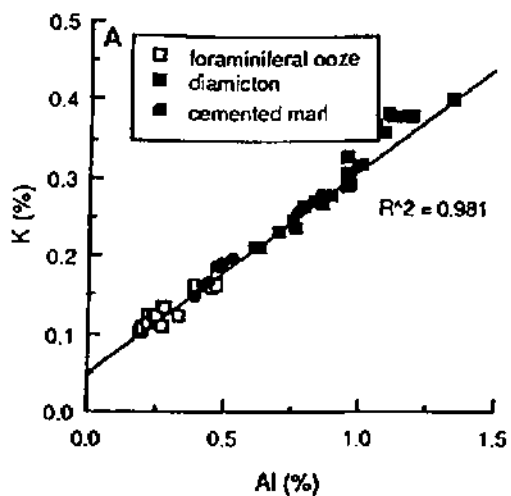
86

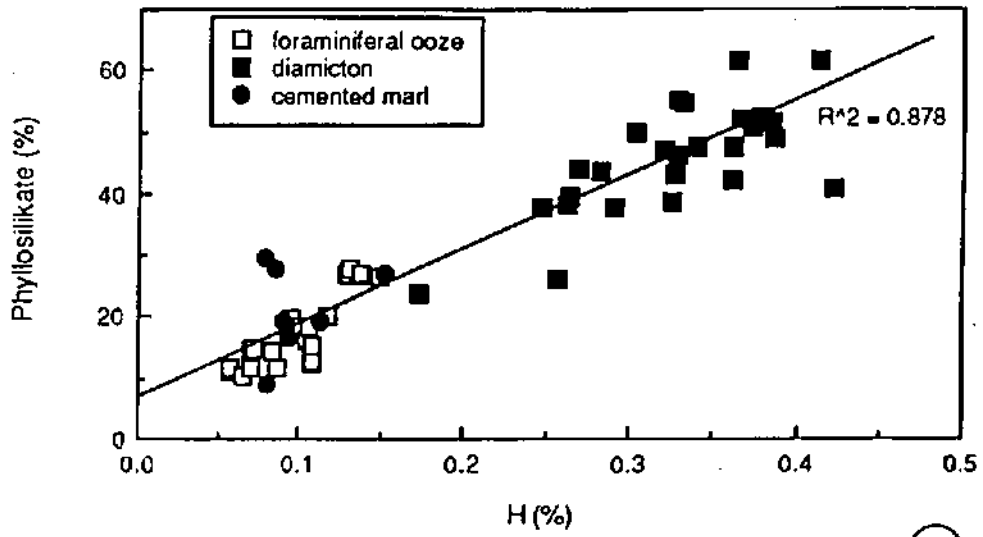


87

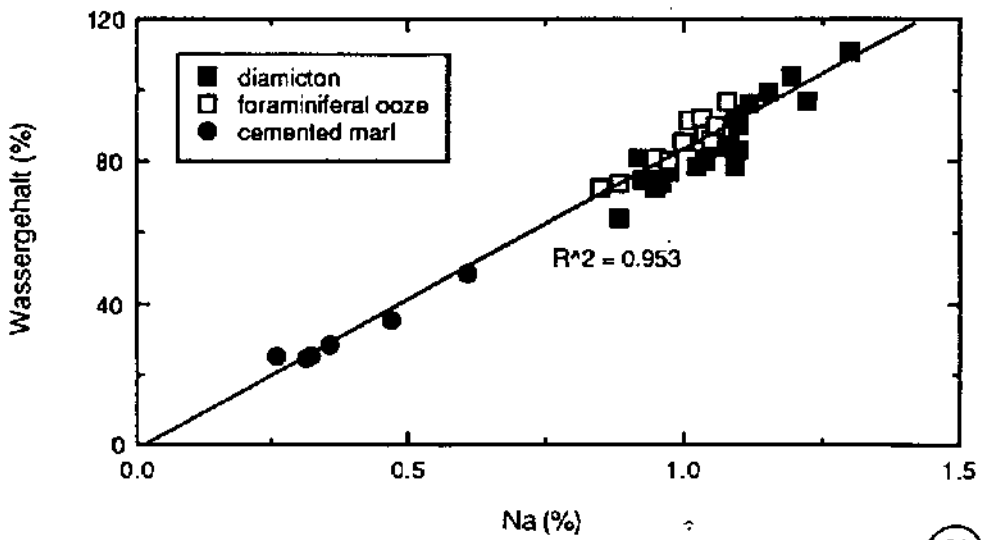


88

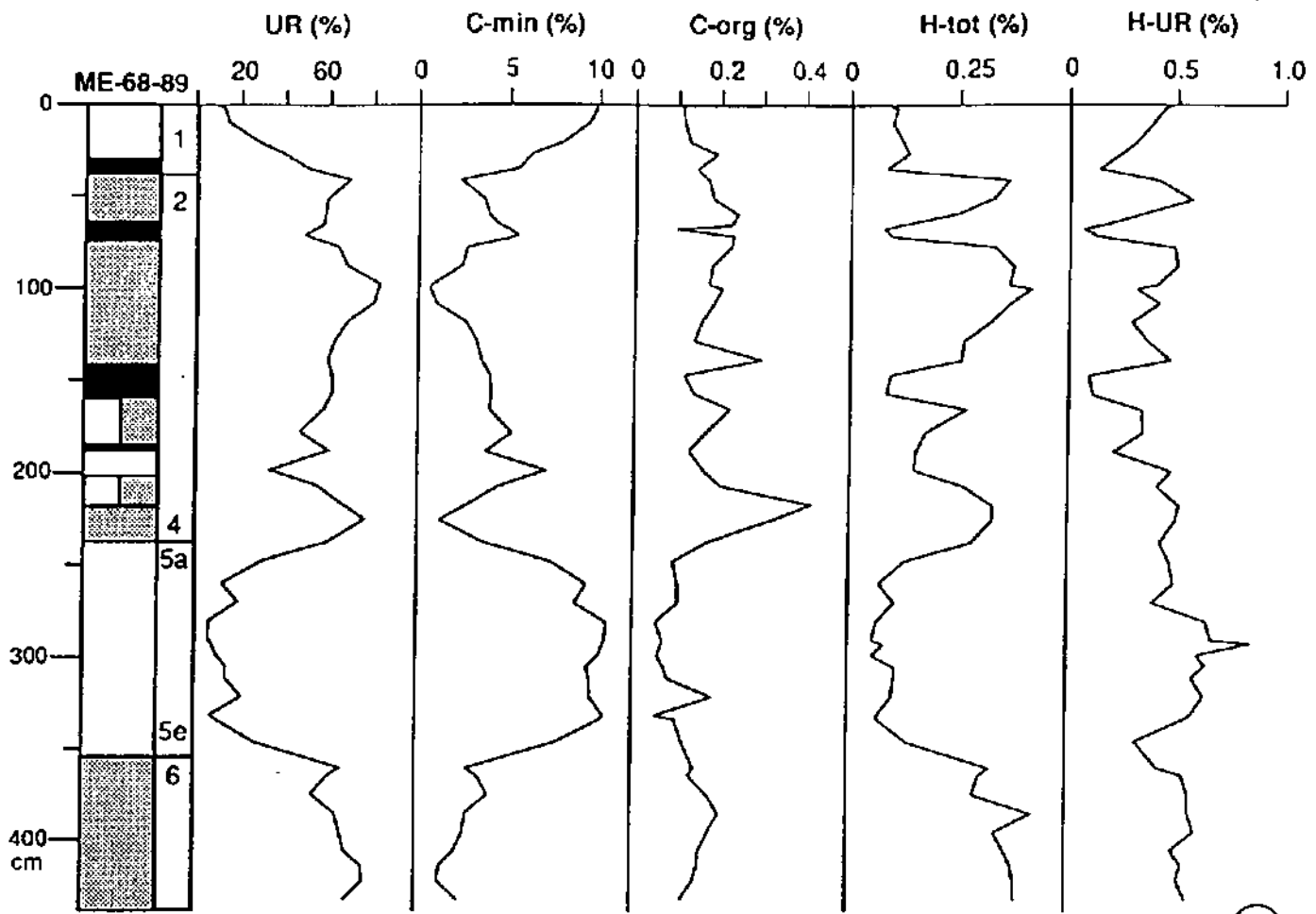




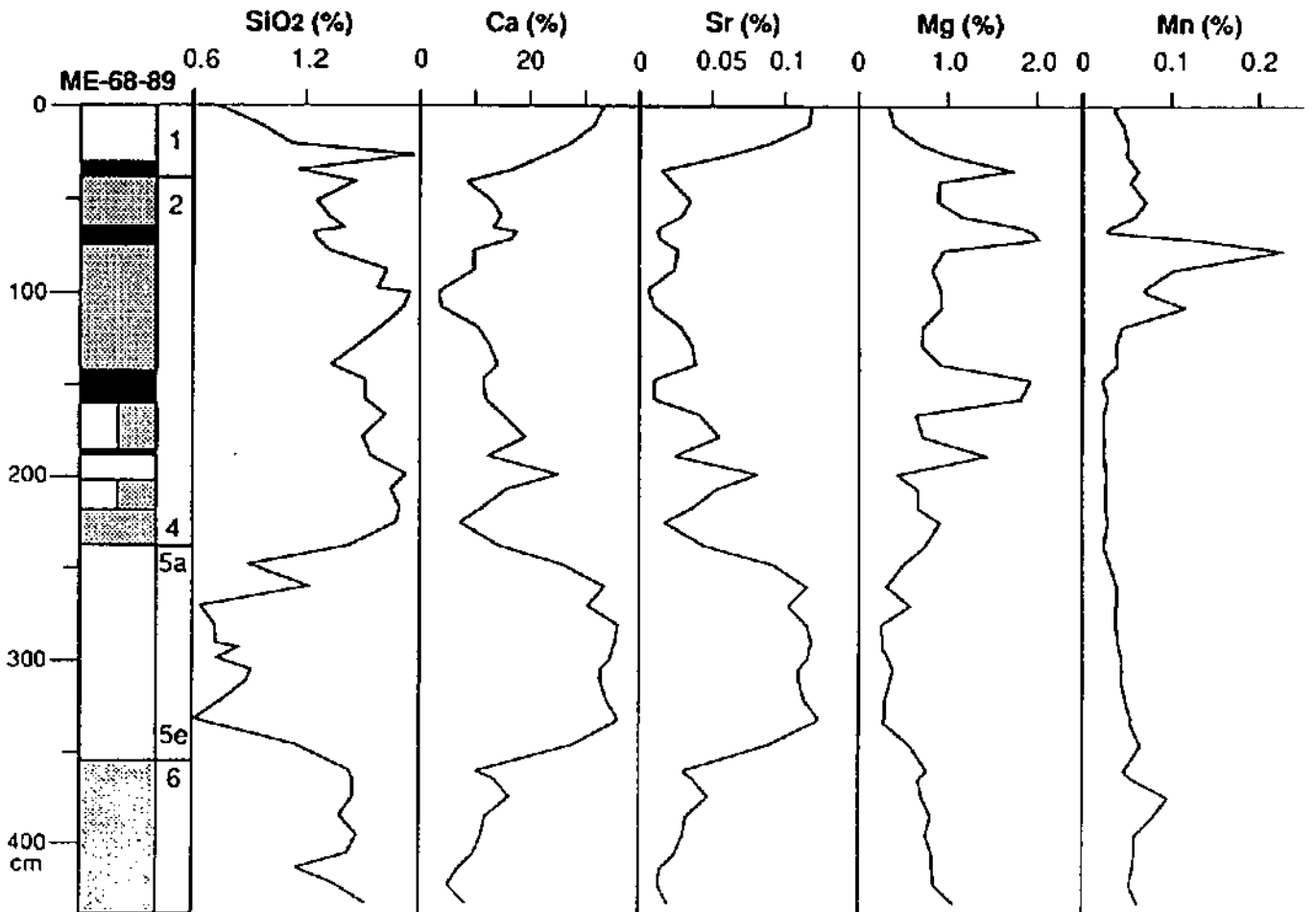
90



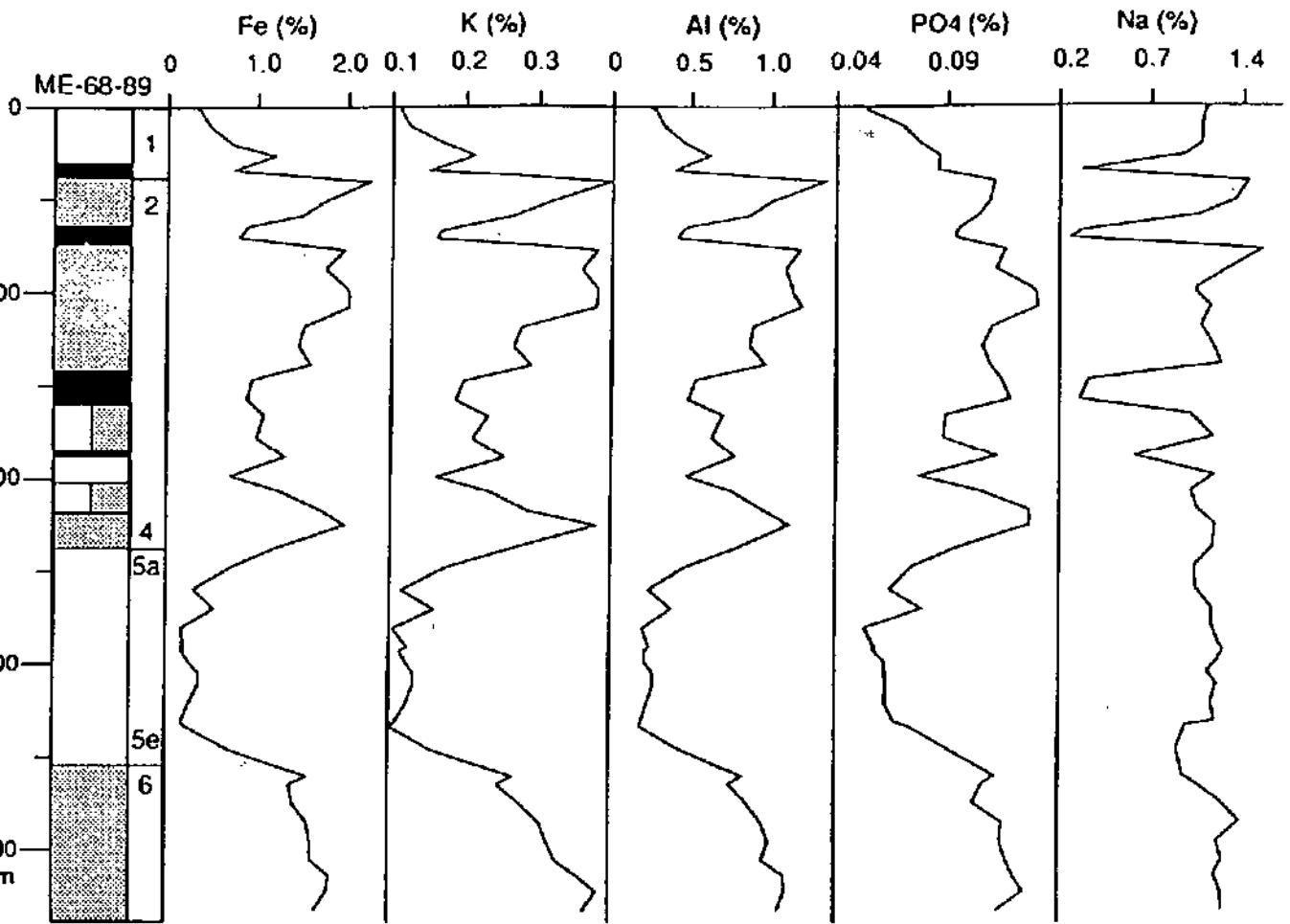
91

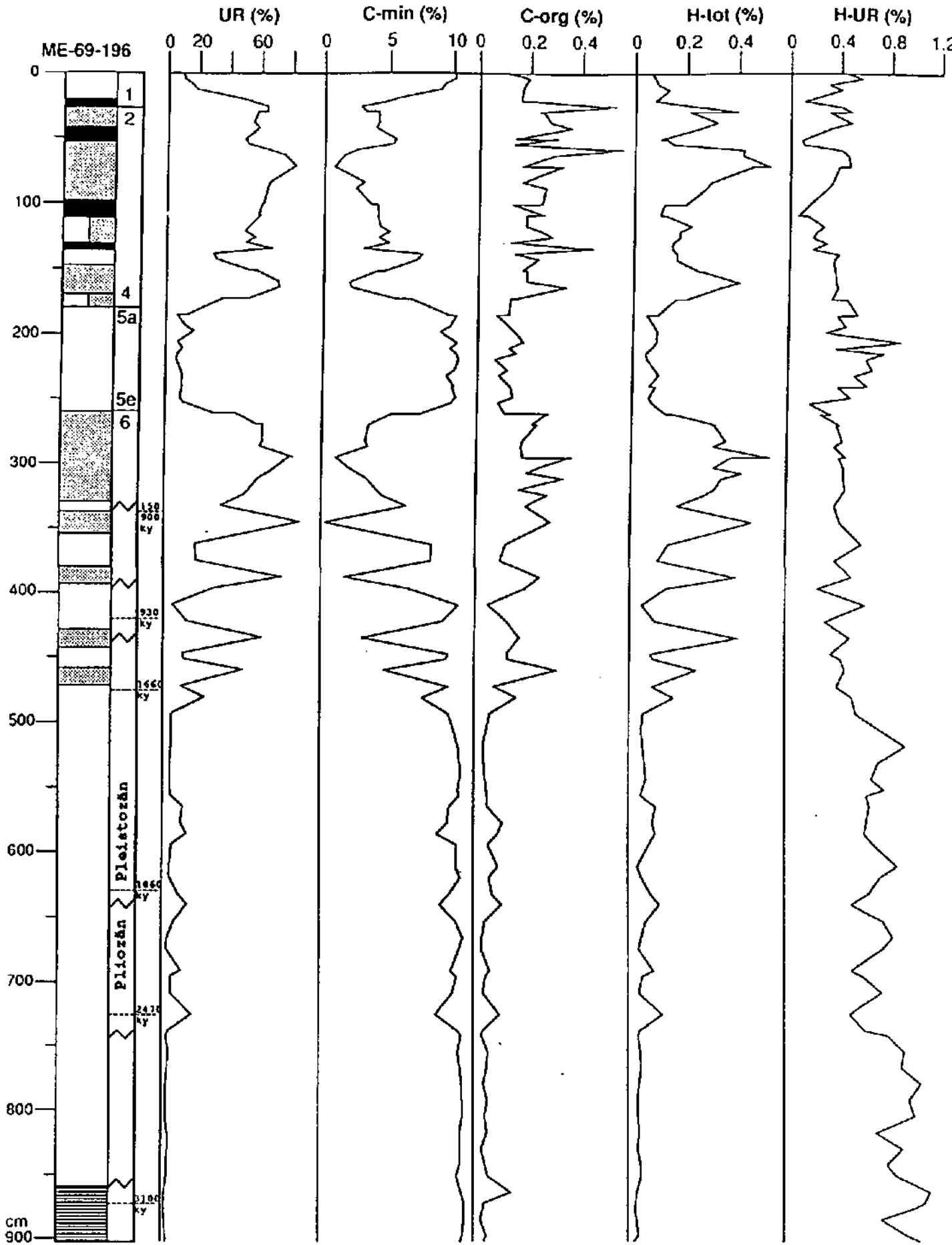


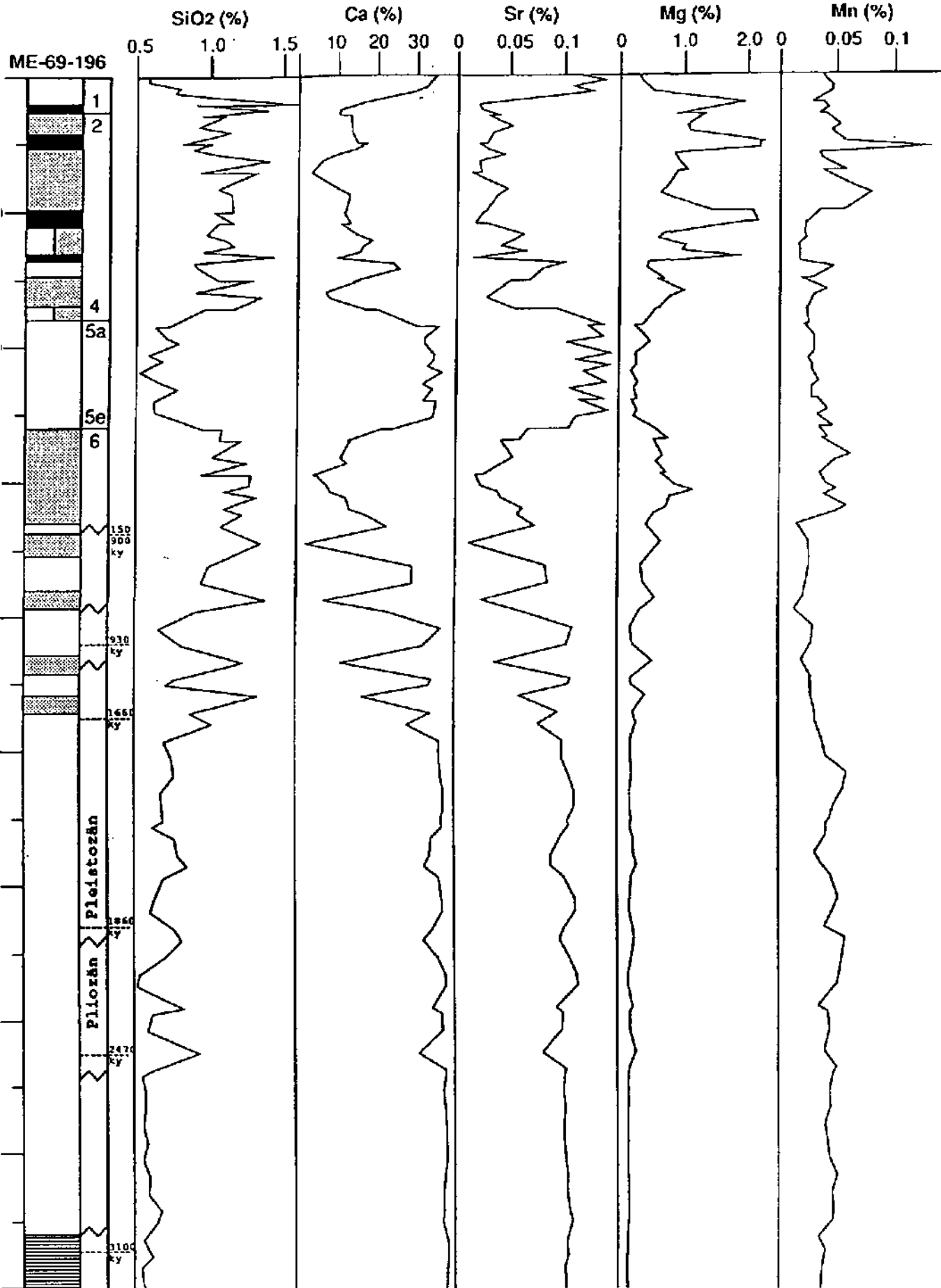
92

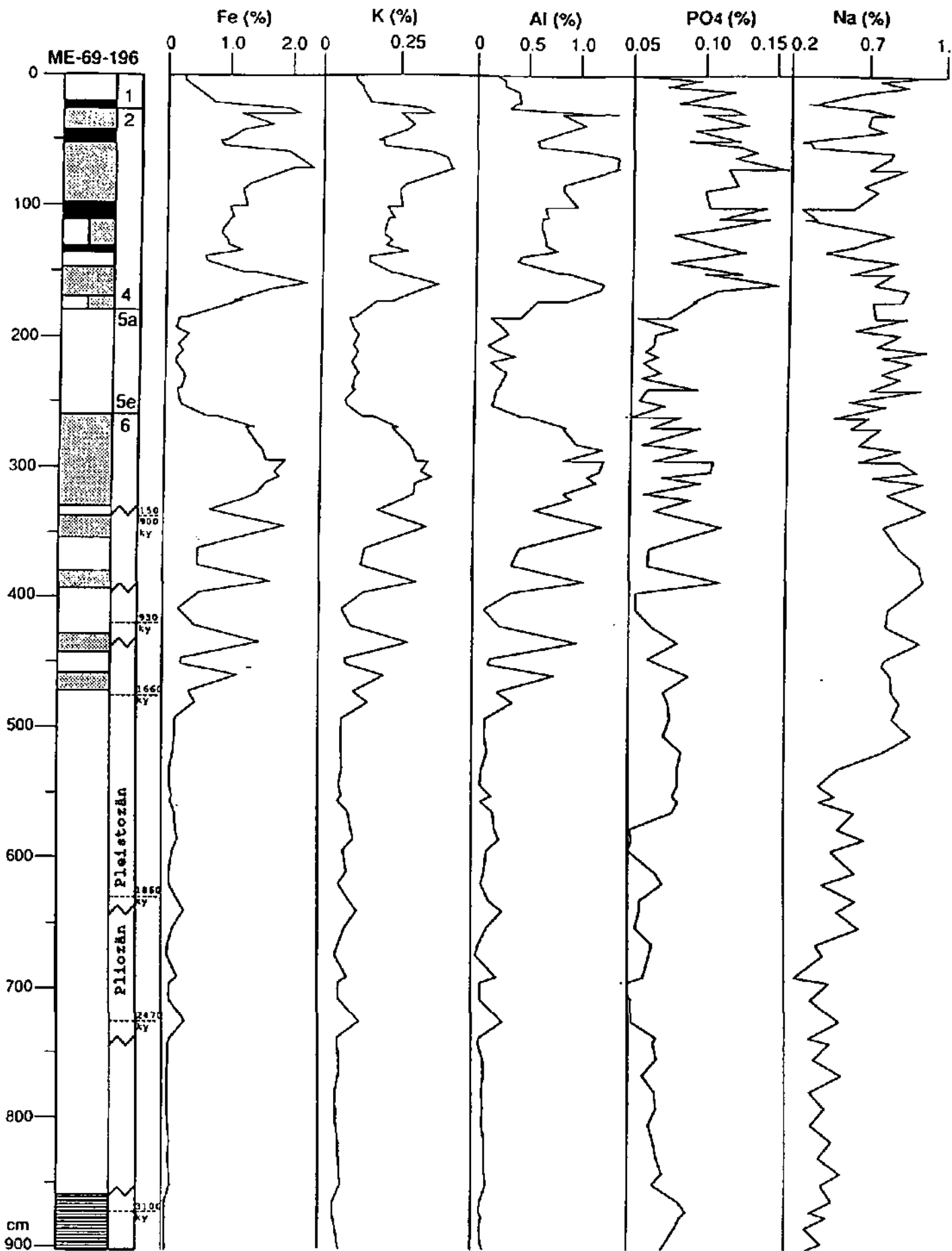


93









**Karbonat**

**detr. Silikat**

Biogenes  
Karbonat

Authigenes  
Karbonat



C min, Ca, Sr,  
Kalzit

Ca, Mg, C min,  
Dolomit, (-Sr)



Phyllosilikate



Feldspäte



Quarz

UR, H, Fe, K, Al,  
PO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub>, (Mg,  
Ca, Na),

**Meersalz**

**Org. Substanz**

**amorph. Silikat ?**

**Mn-Hydroxide**



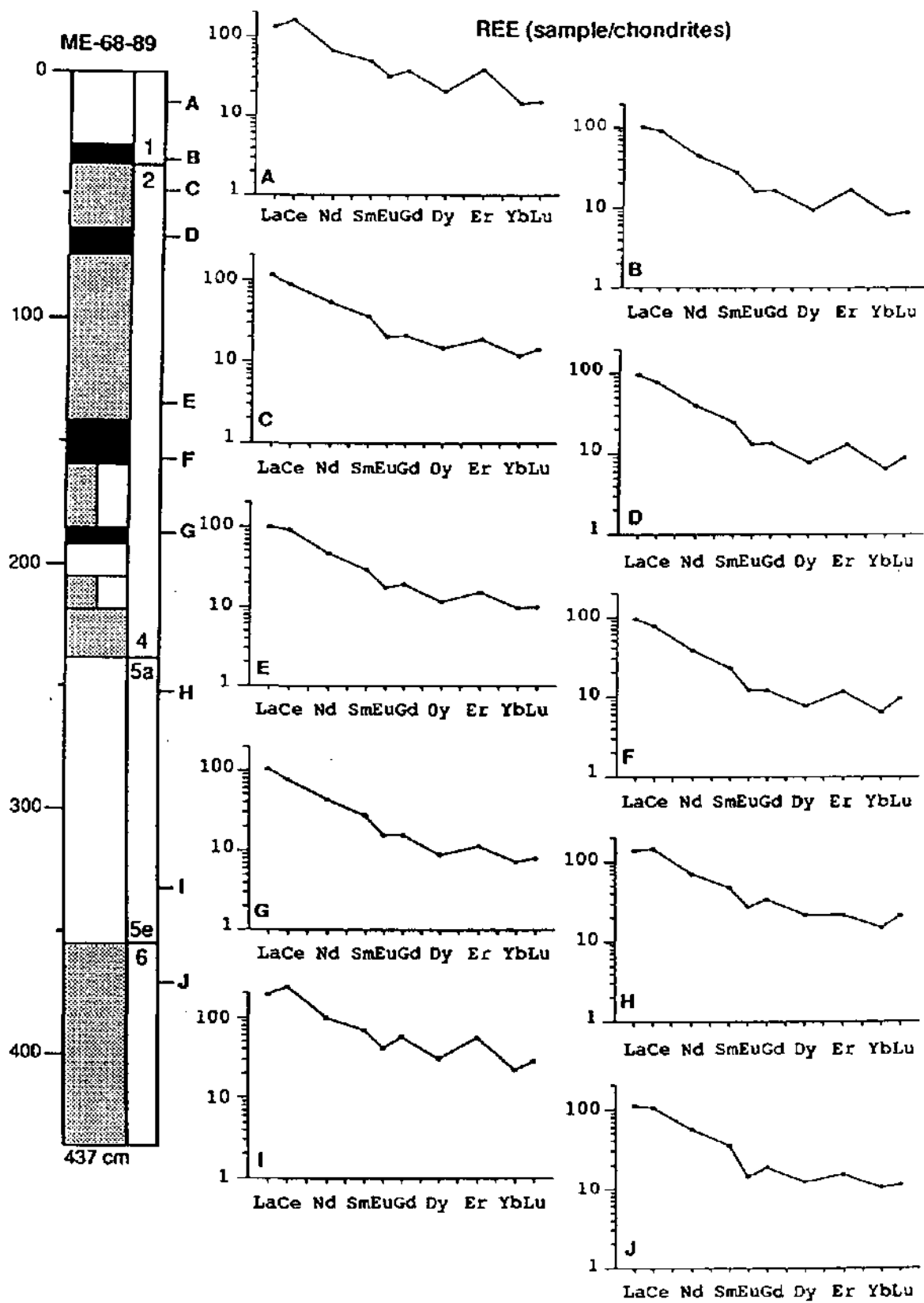
Na, (K)

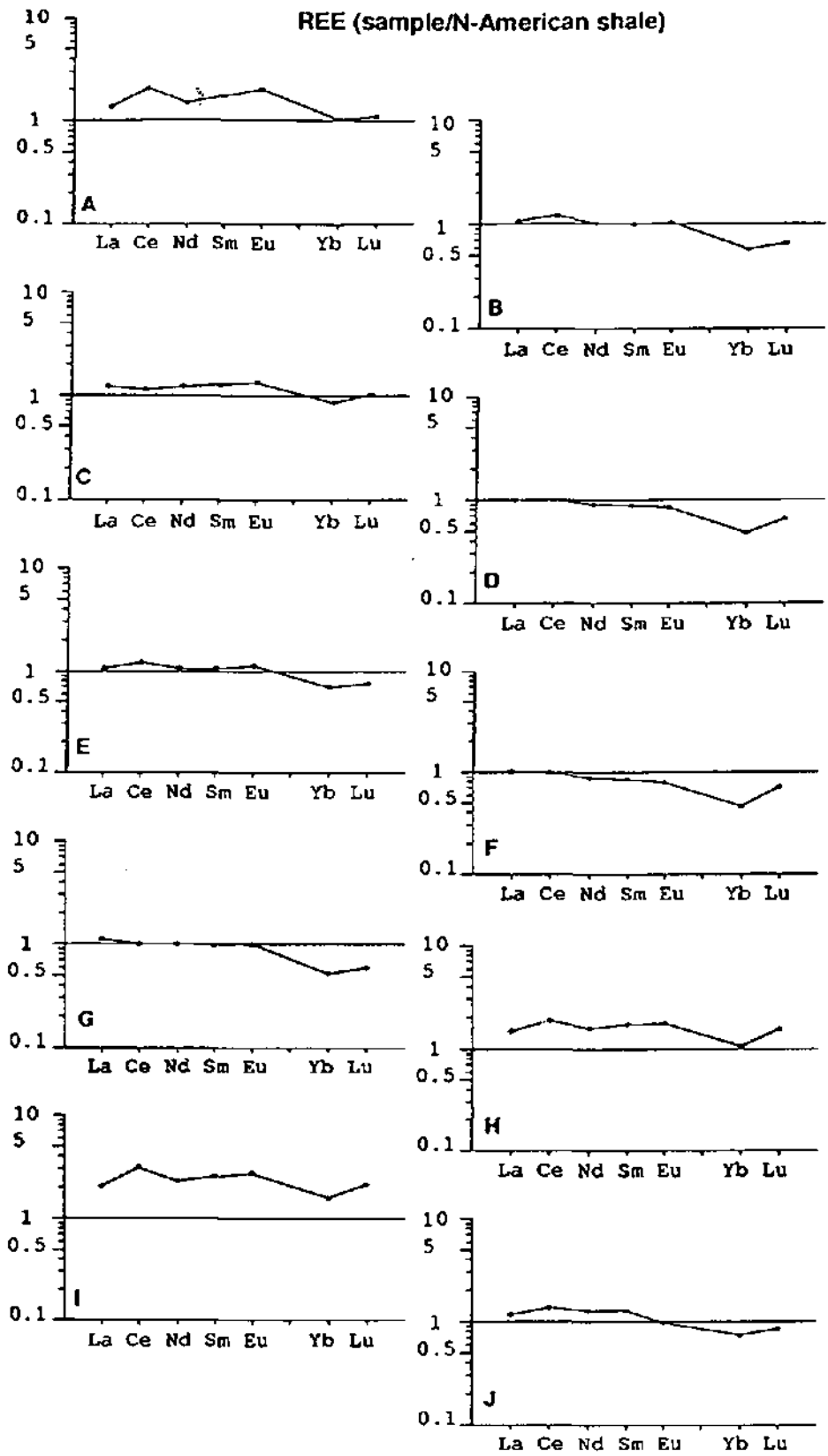
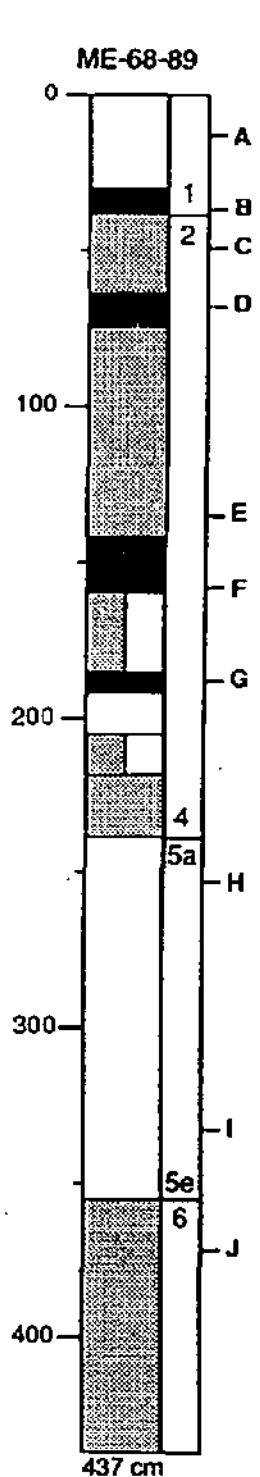


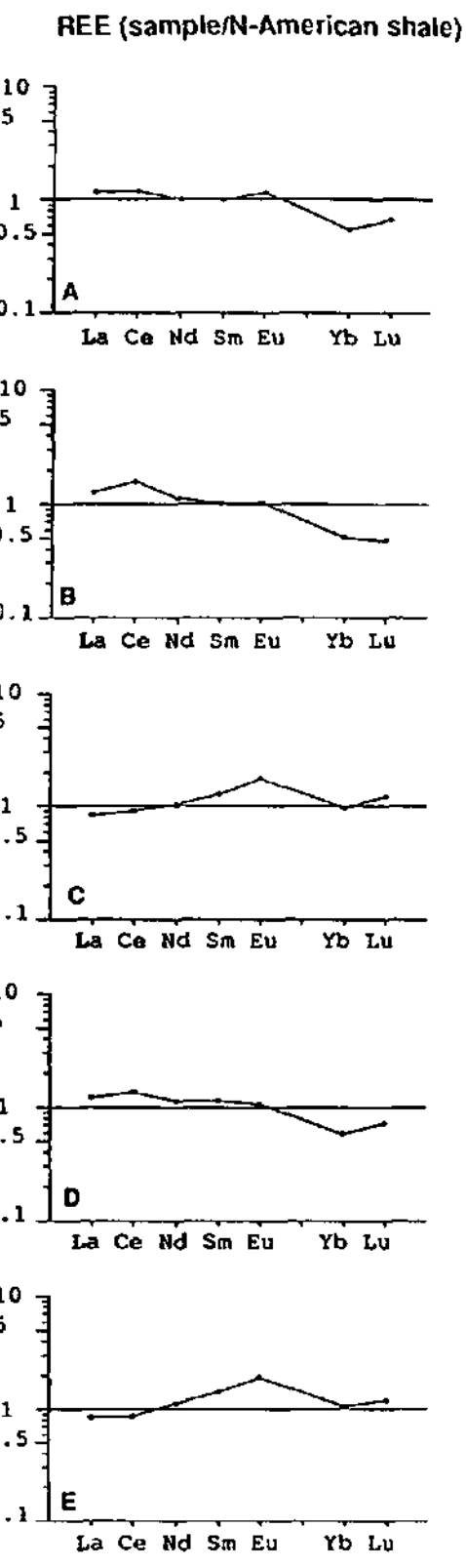
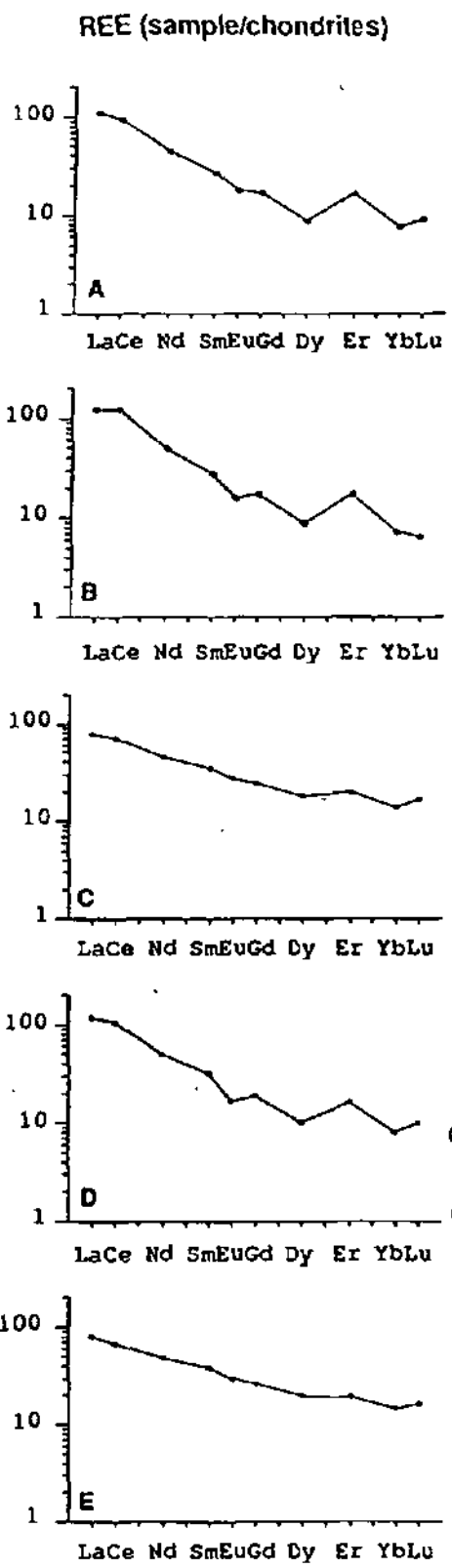
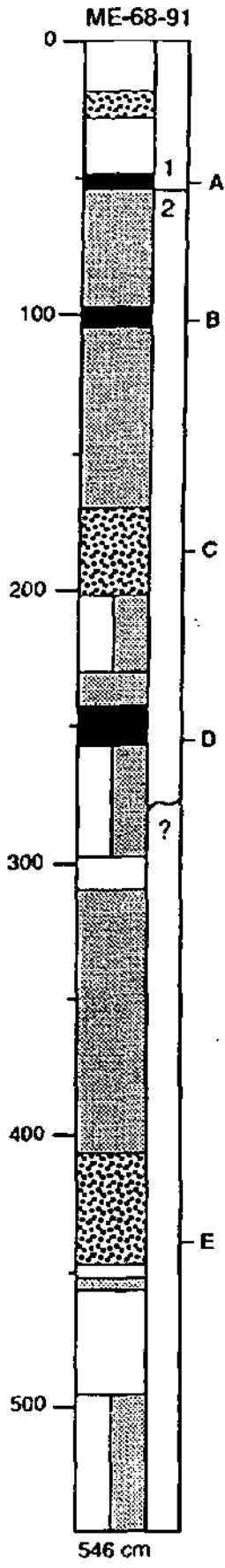
C org, H, N

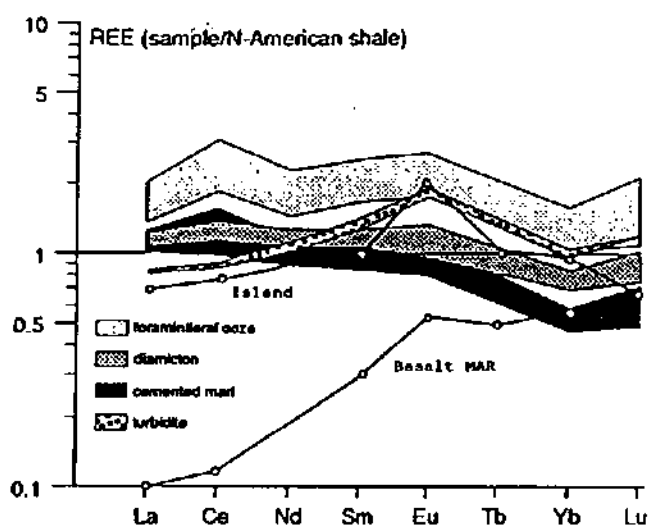
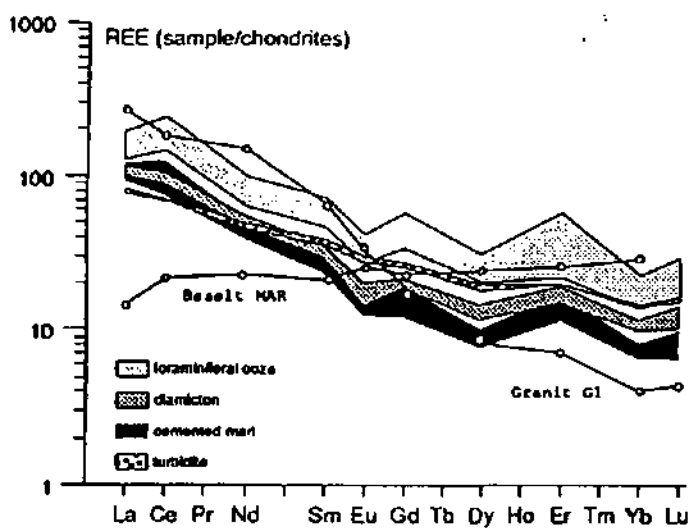
SiO<sub>2</sub>, (PO<sub>4</sub>)

Mn, H, (coatings)

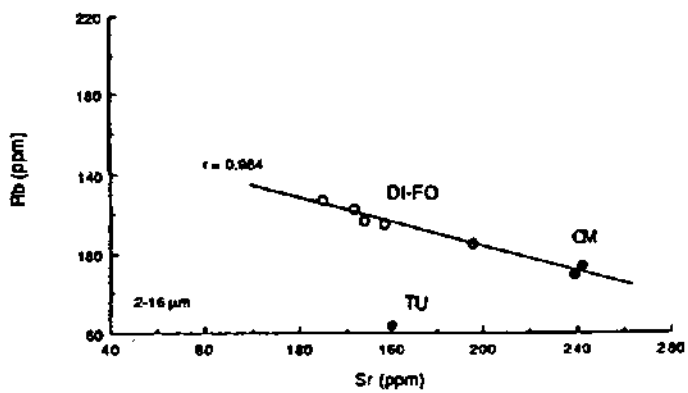
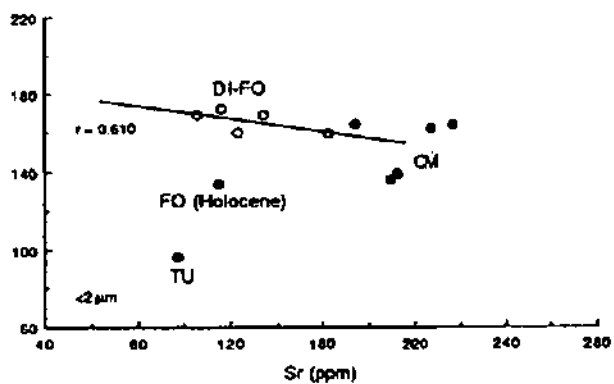




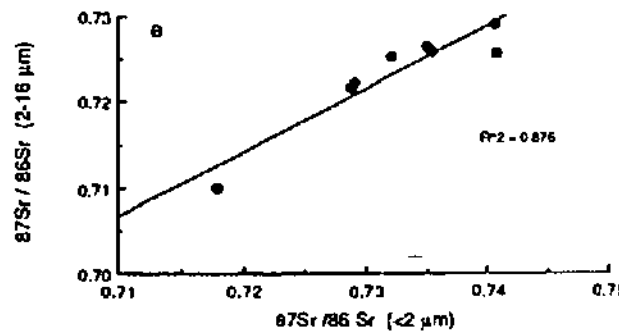
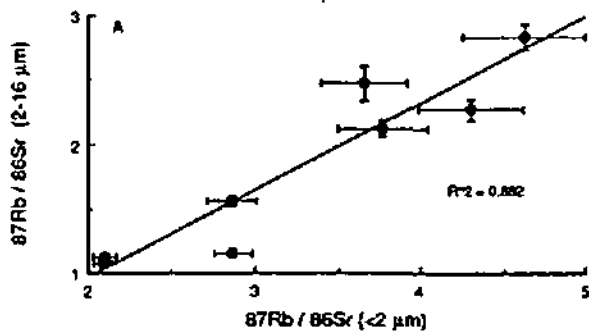
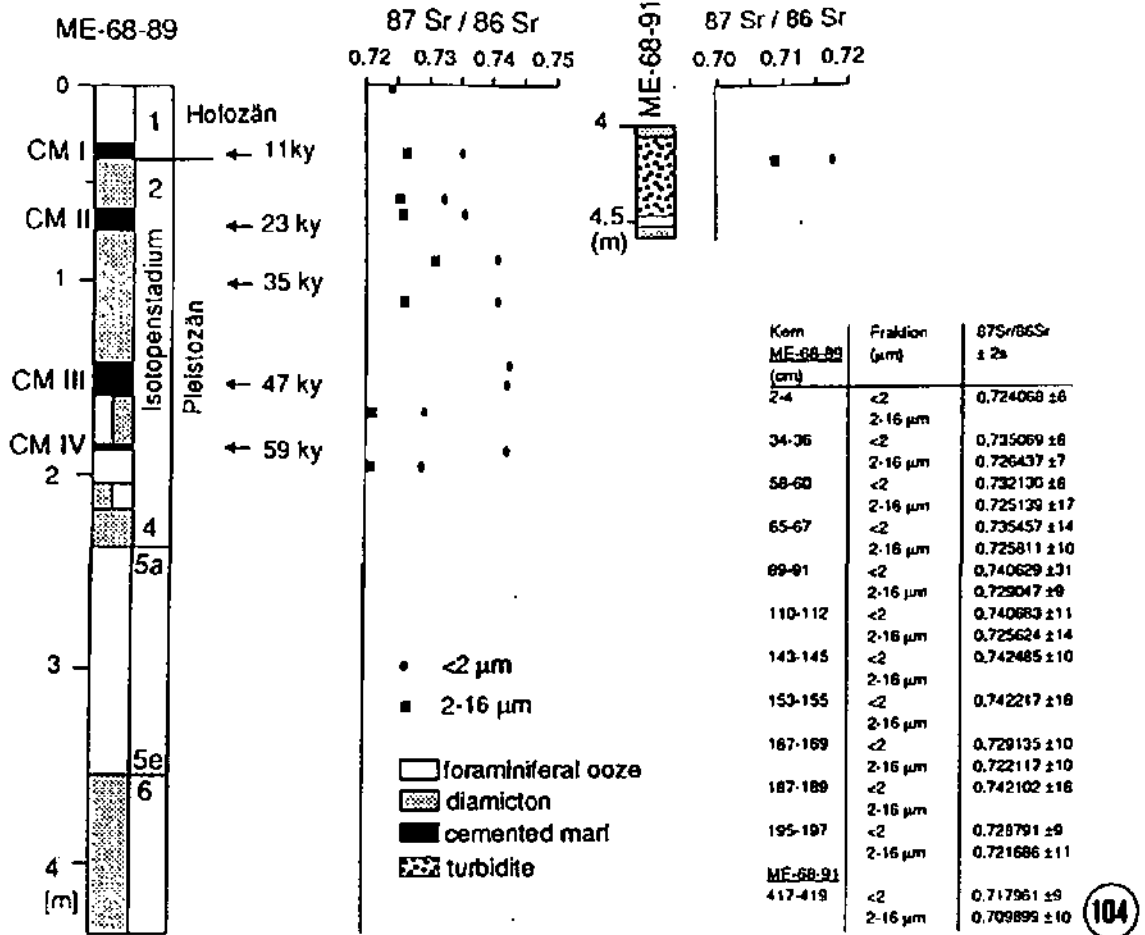




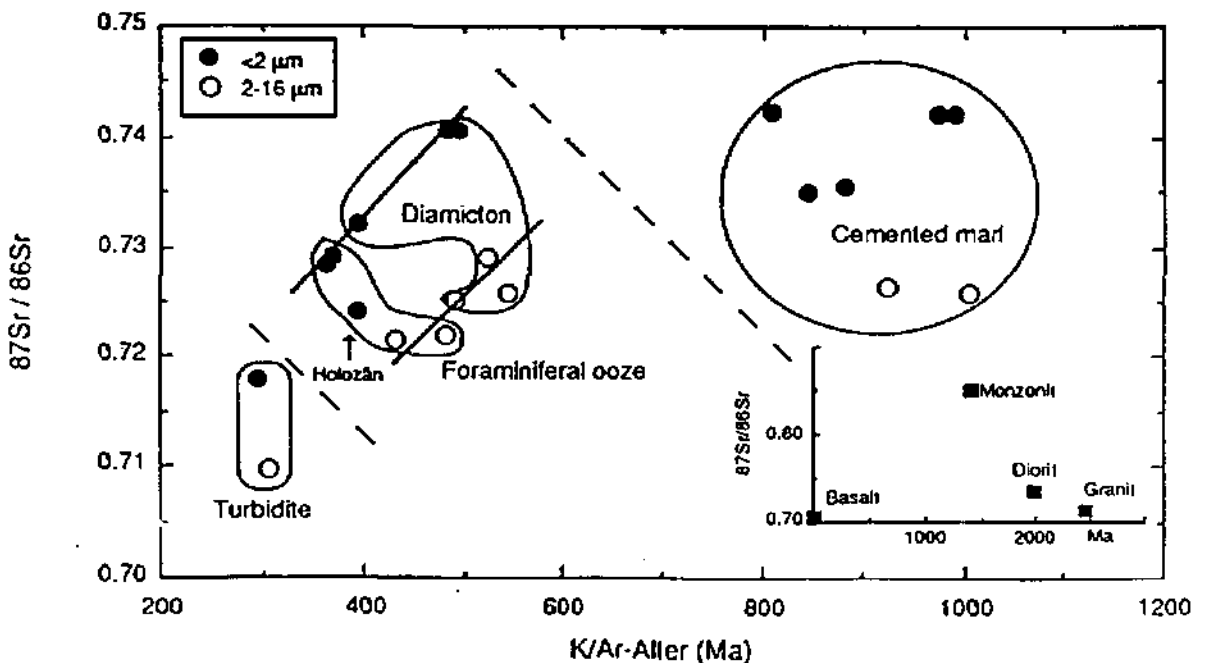
102



103

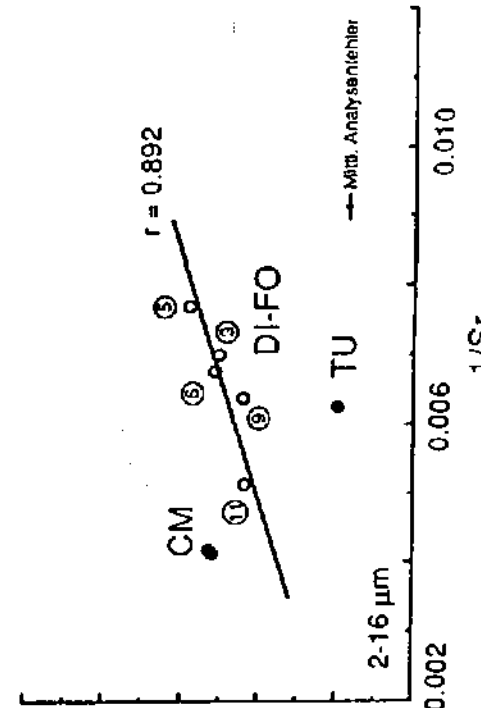
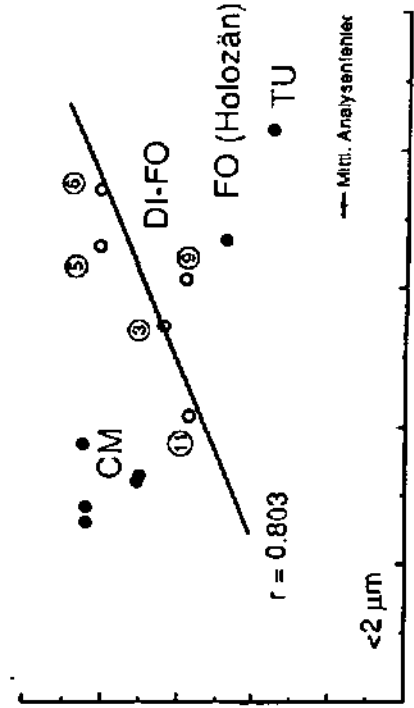
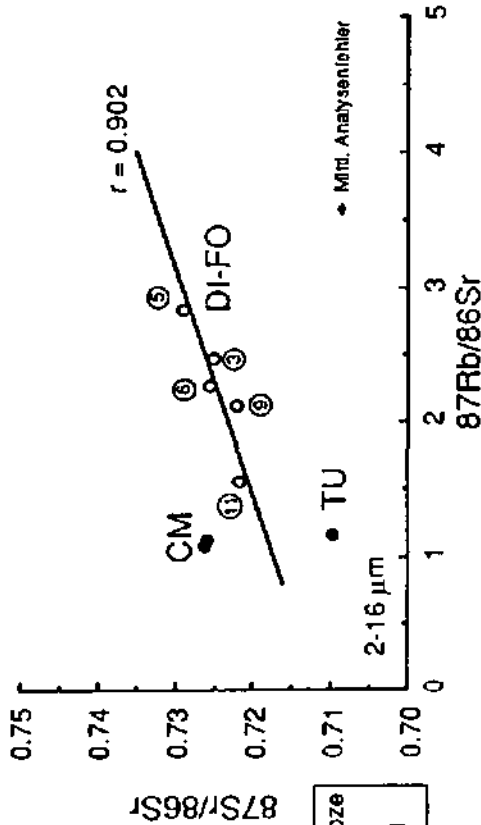
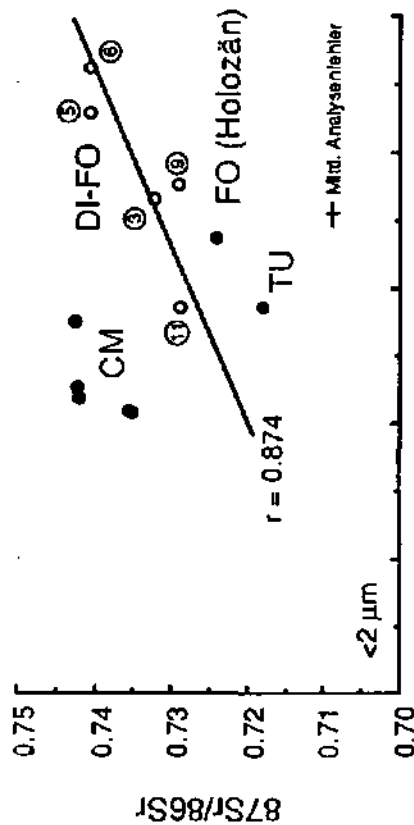
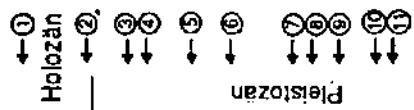
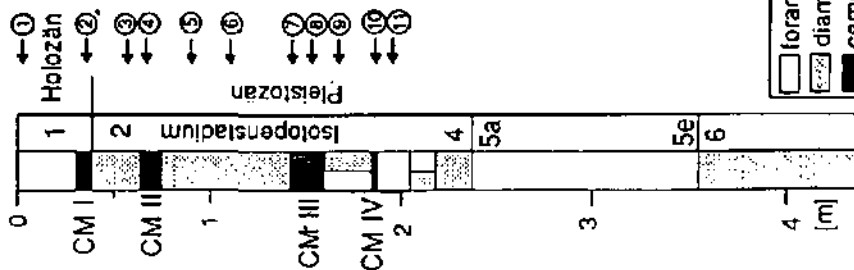


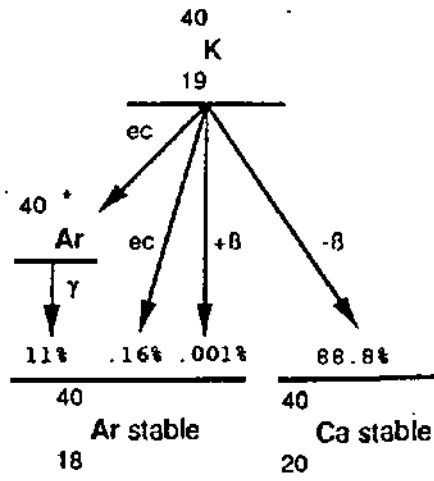
105



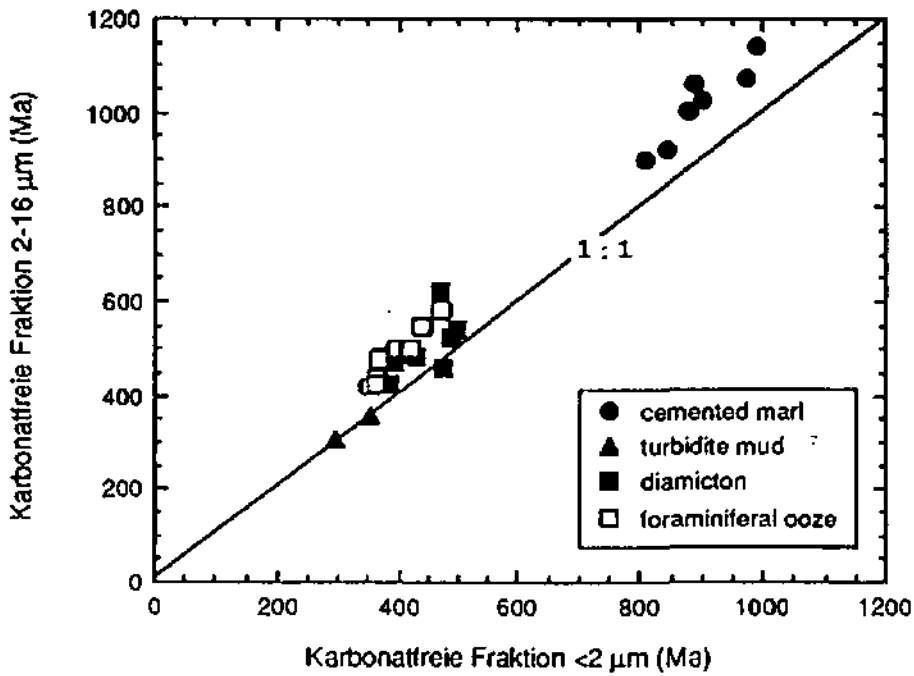
106

ME-68-89

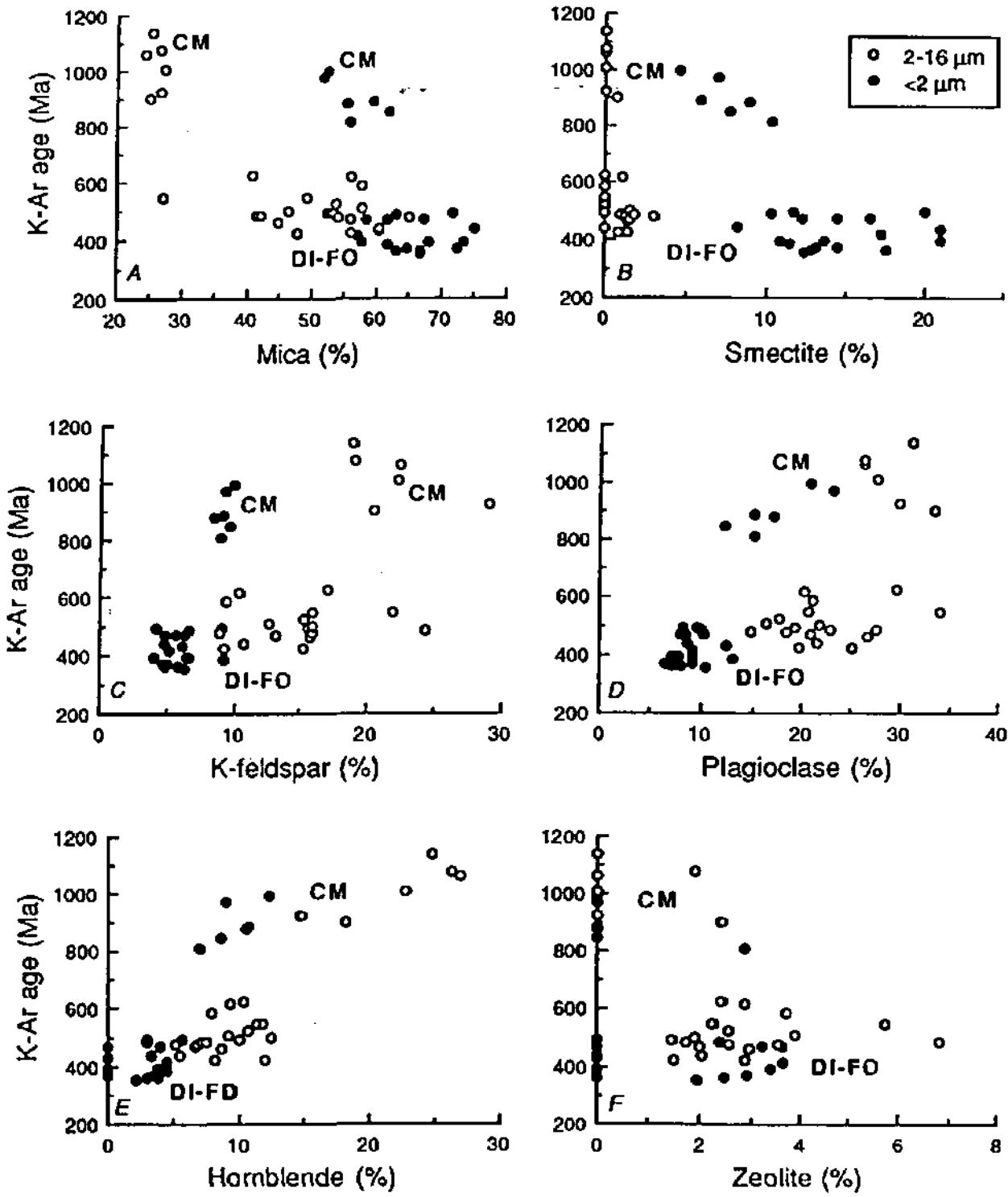


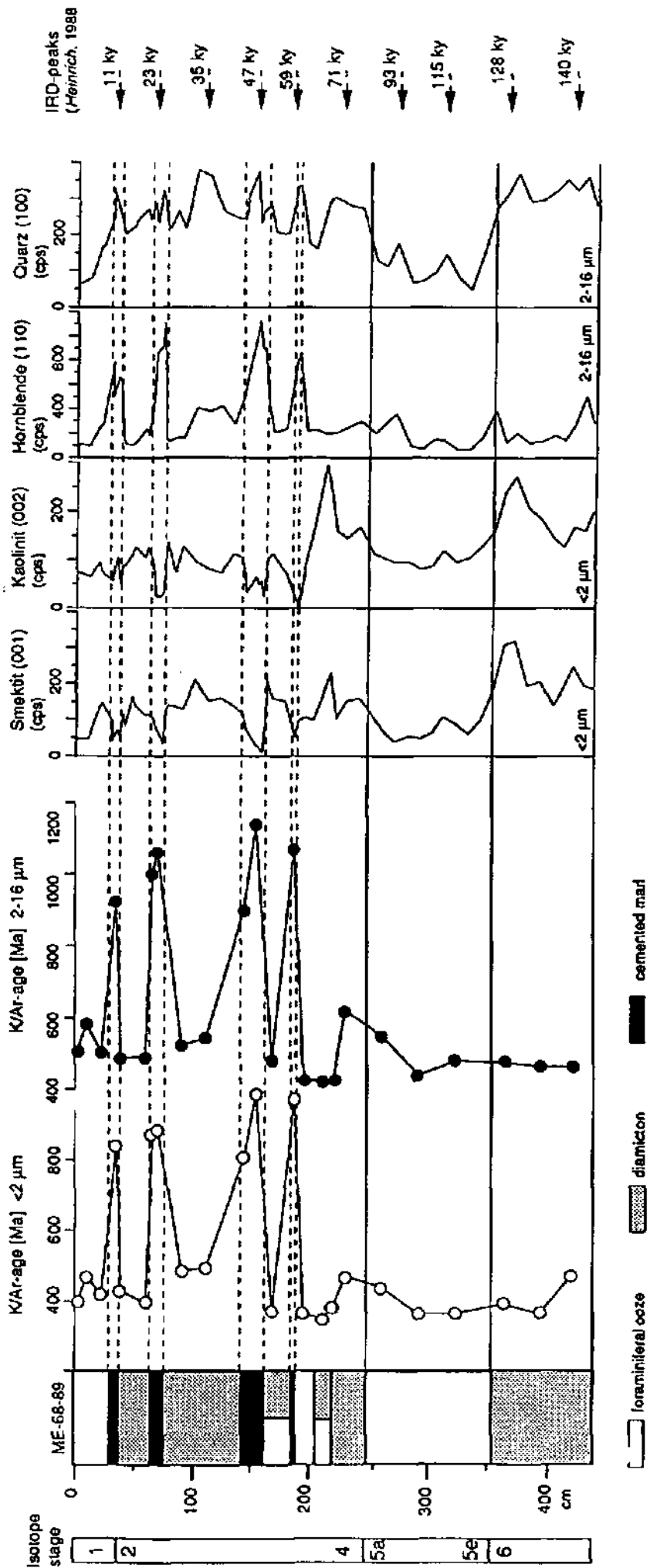


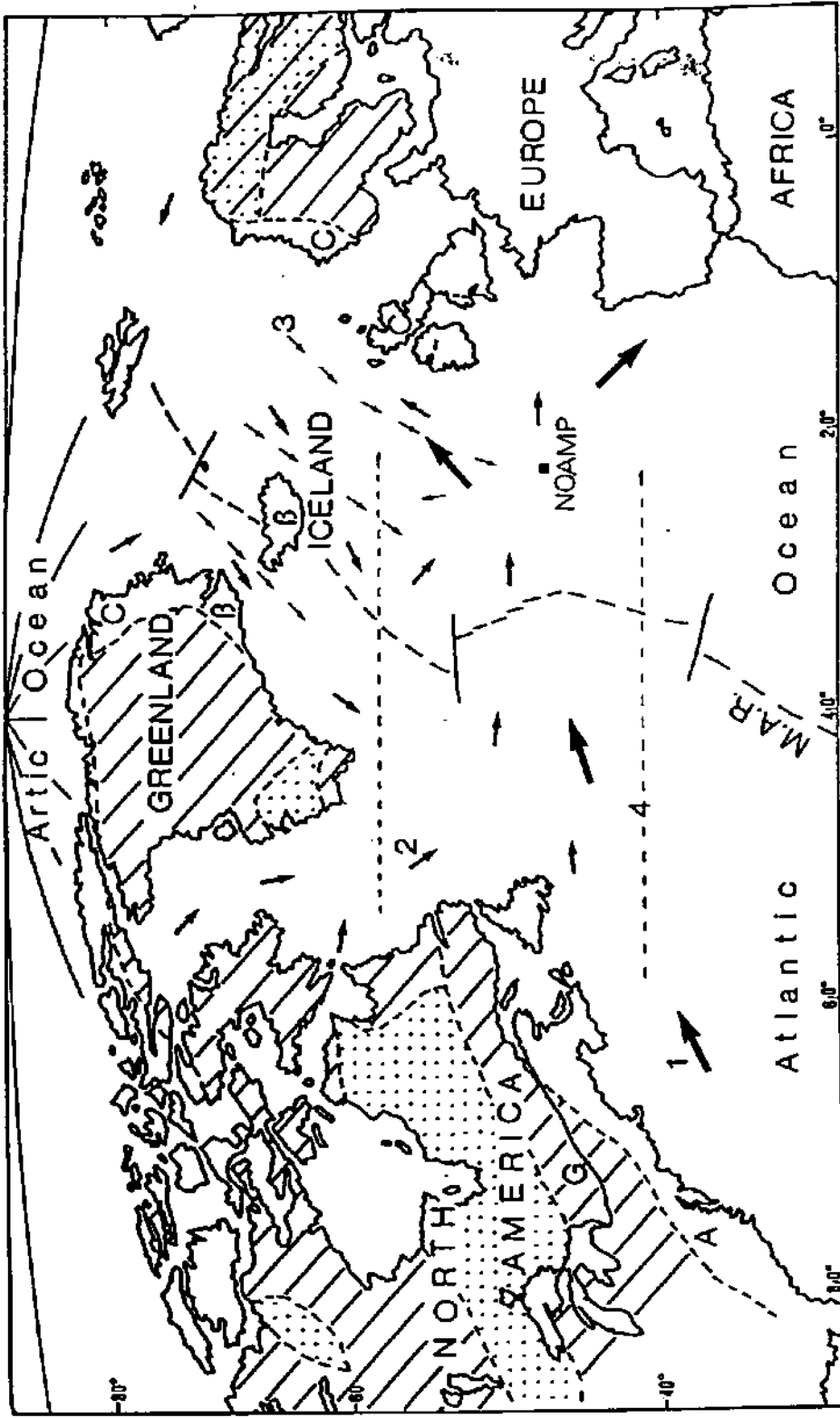
(108)








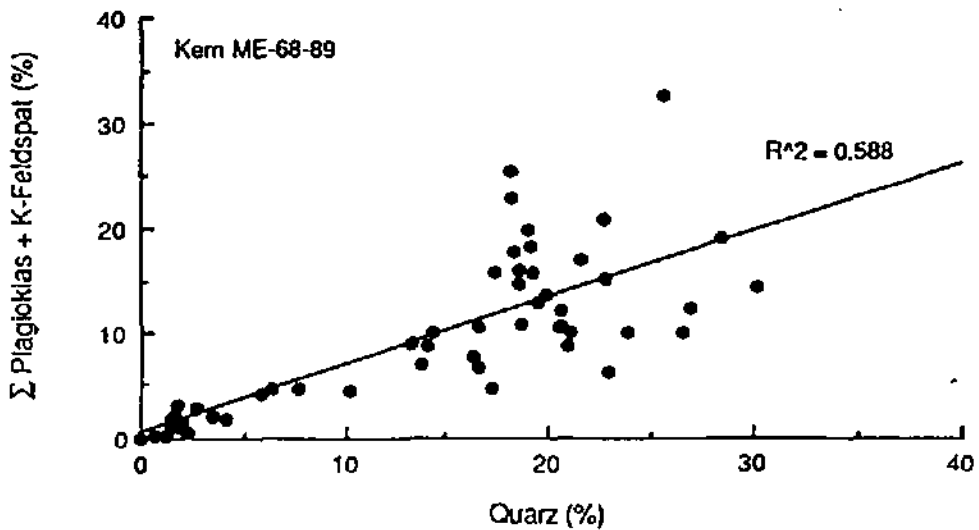
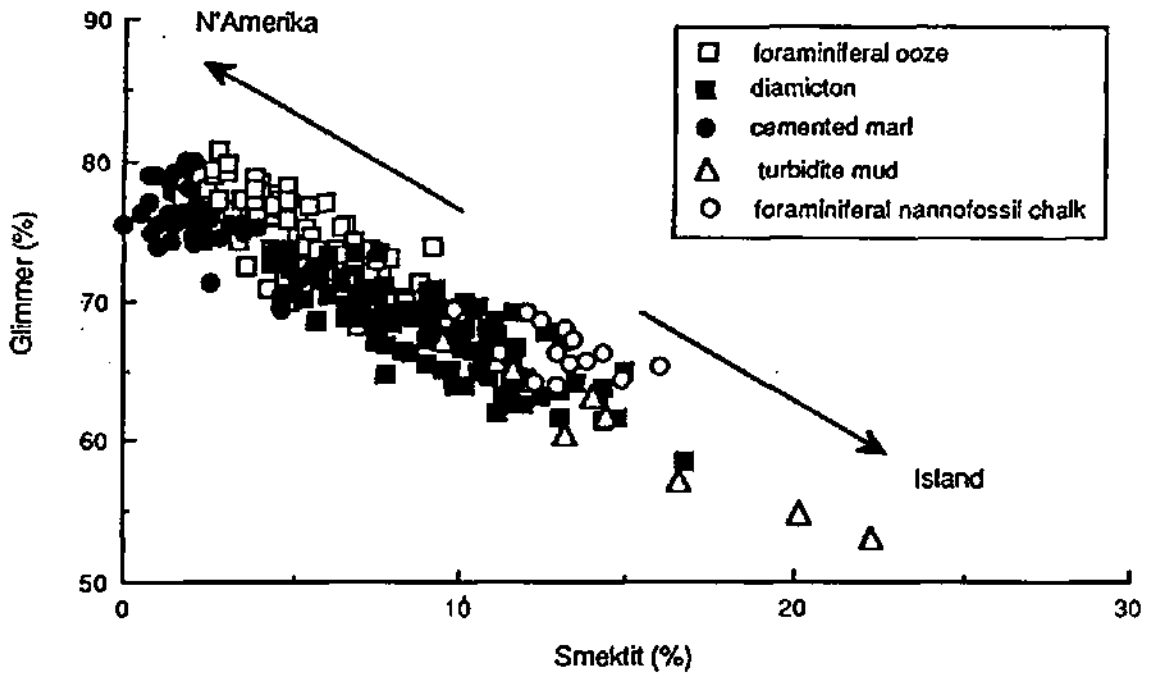
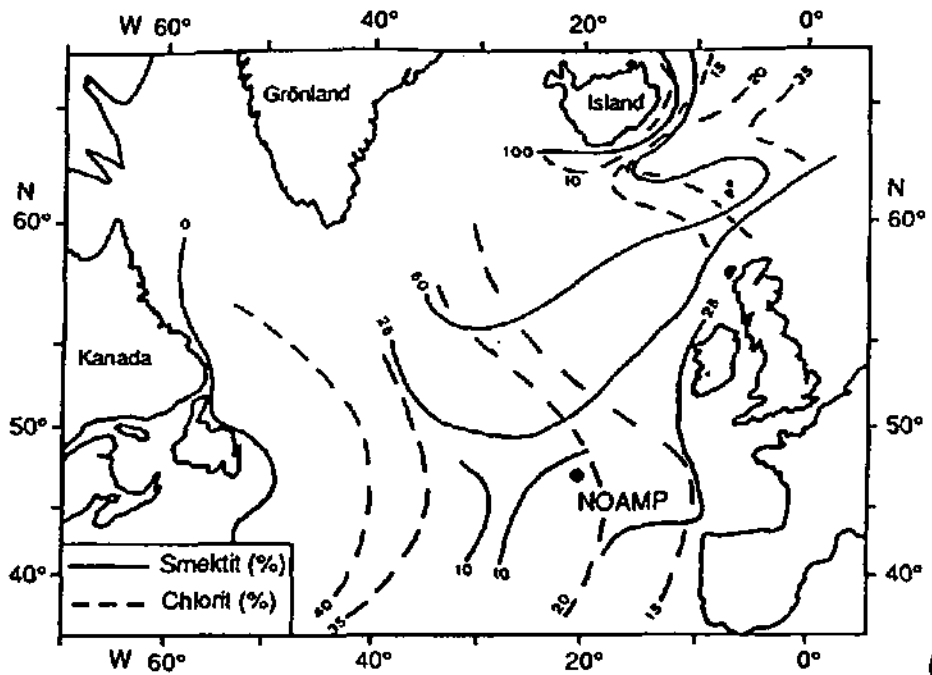
(109)



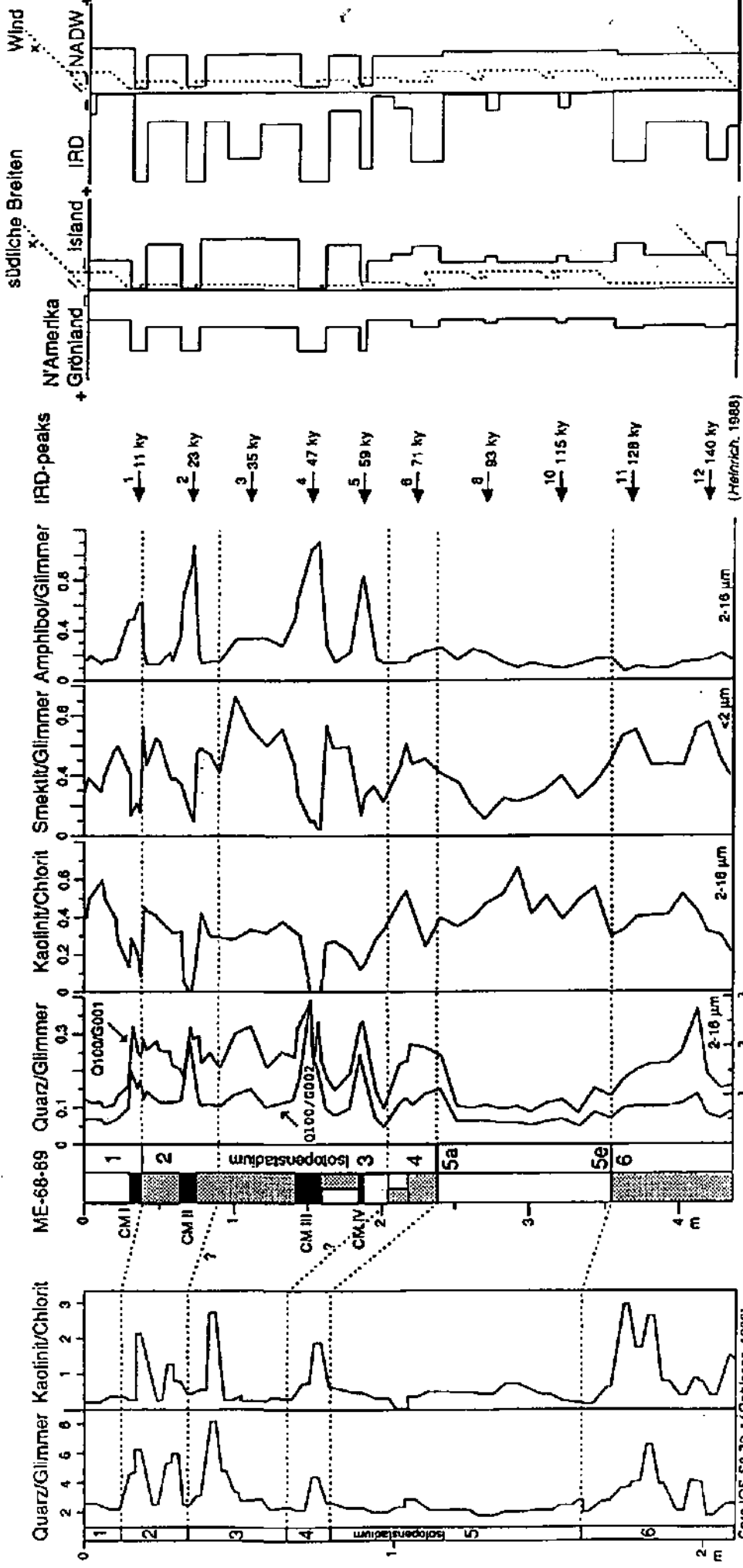




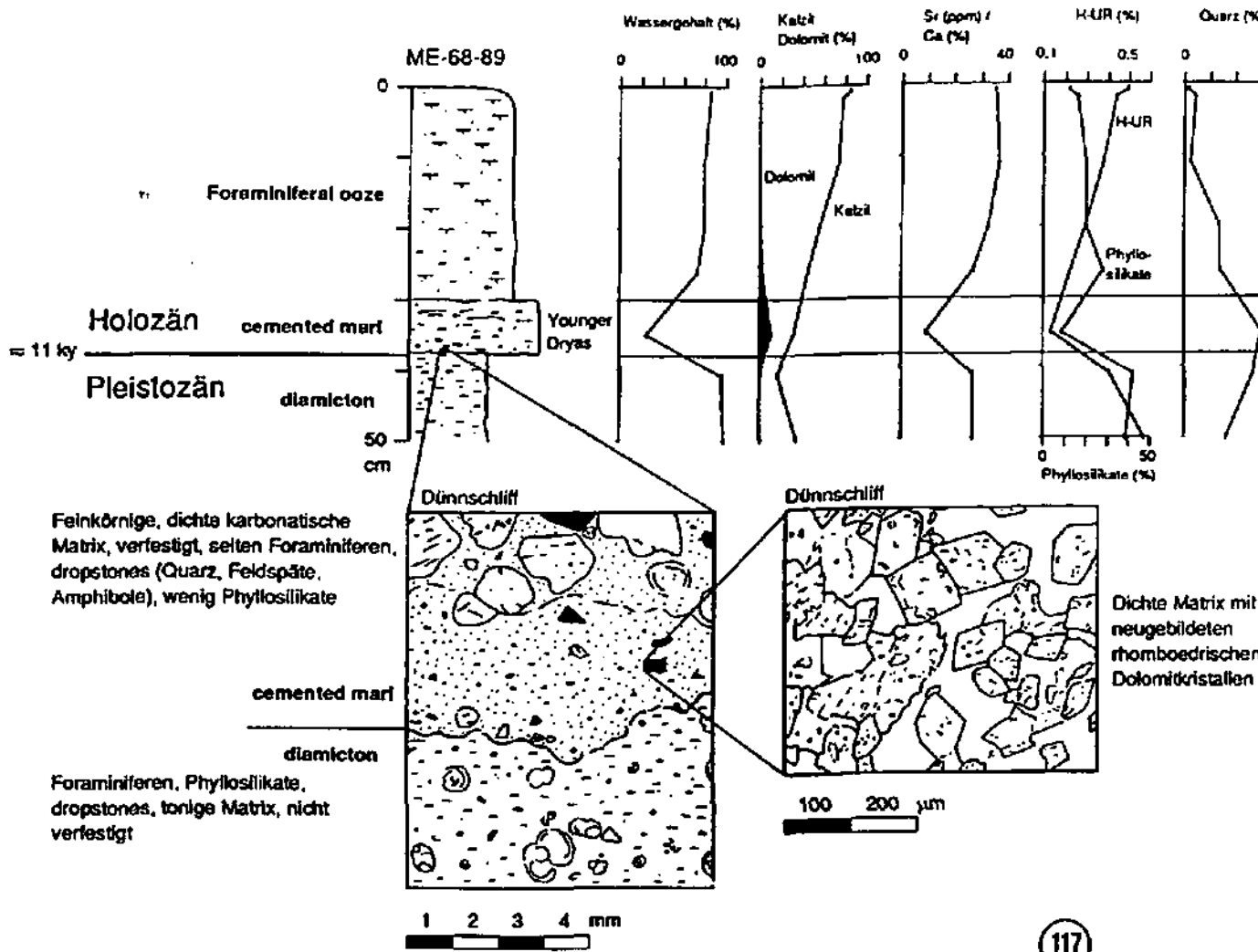
-  Tertiary and Quaternary magmatic rocks
-  Proterozoic basement (G = Grenville metamorphic belt)
-  Proterozoic and Archean rocks (without differentiation)
-  Archean basement
-  Paleozoic and younger orogenic belts (C = Caledonian; A = Appalachian and Acadian)



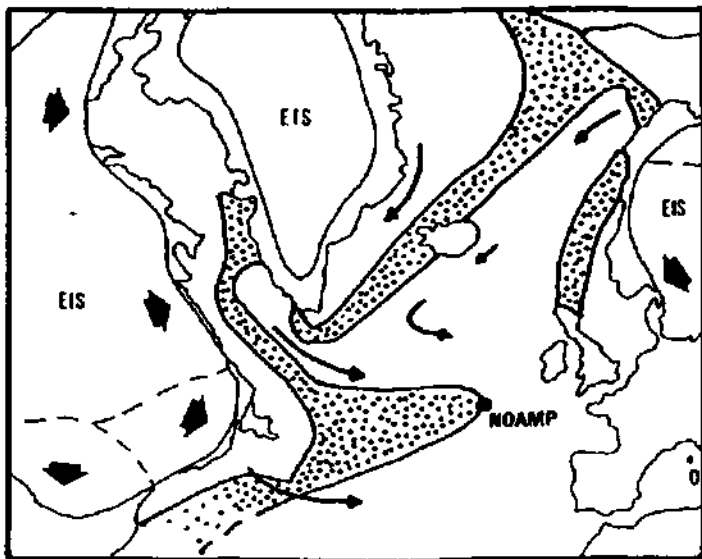
Silikatischer Sedimenteintrag



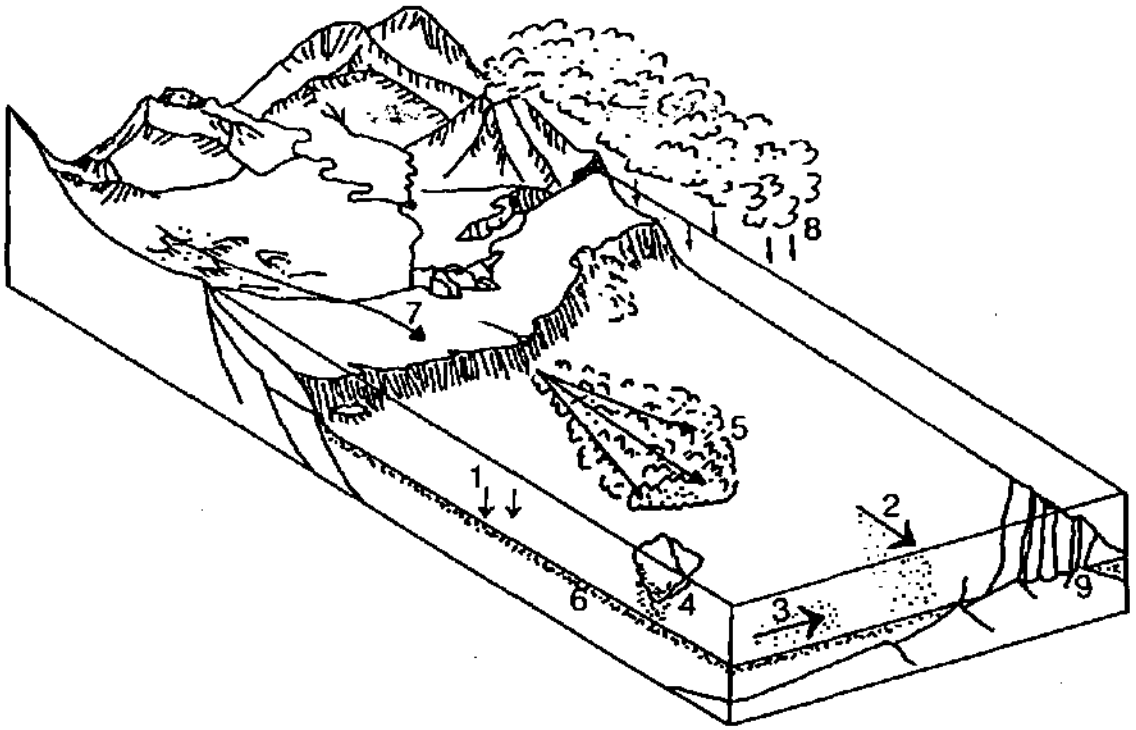
2



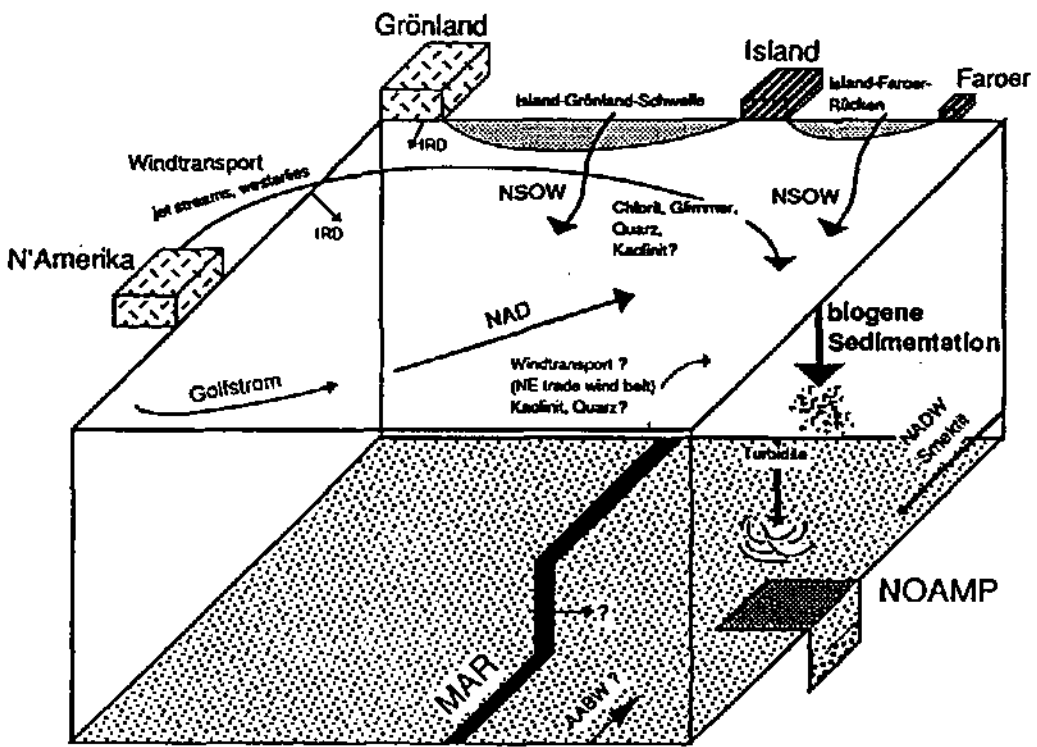
117



118

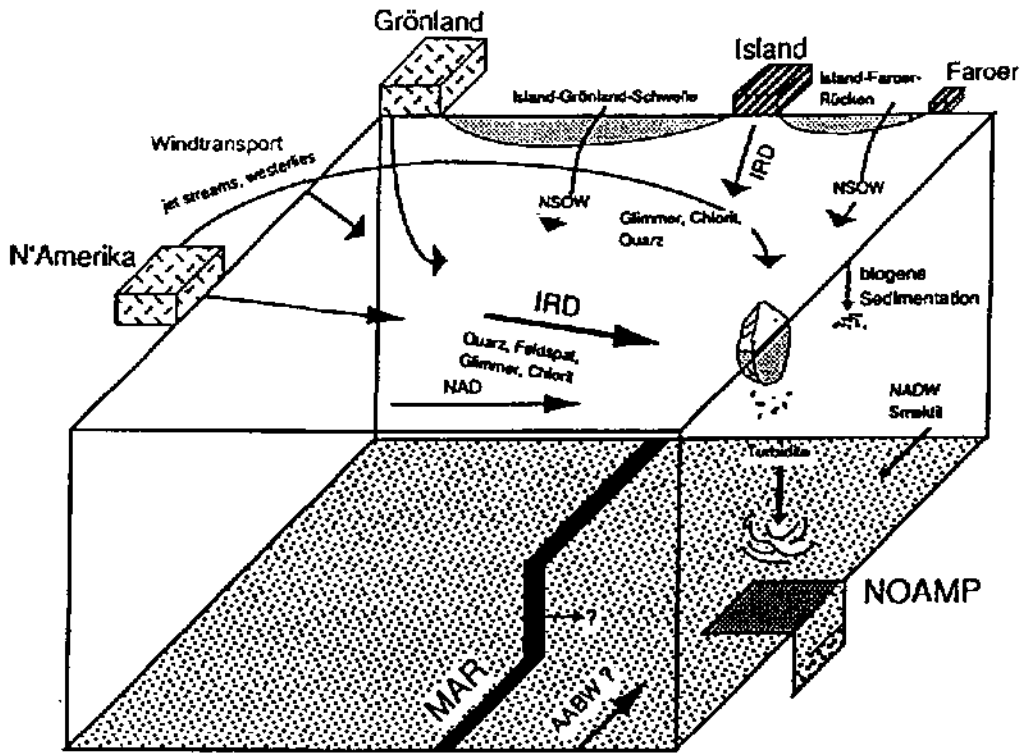


119



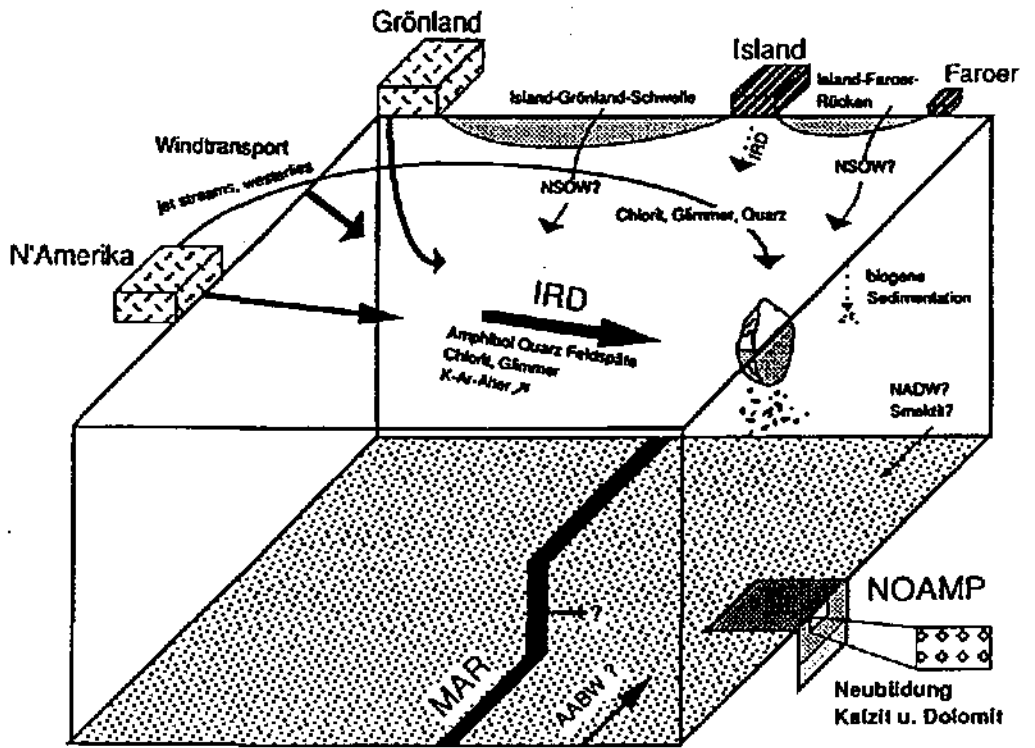
INTERGLAZIAL (*Foraminiferal ooze*)

120



GLAZIAL (diamicton)

121

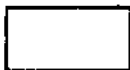






GLAZIAL (Cemented marl)

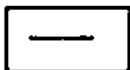


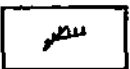
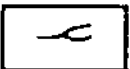
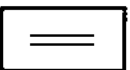
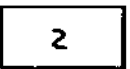



122

Legende zu den Kernbeschreibungen

Sedimenttypen

-  Foraminiferal ooze (FO)
-  Foraminiferal nannofossil chalk (FNC)
-  Diamicton (DI)
-  Cemented marl (CM)
-  Turbidite (TU)

Sedimentstrukturen

-  scharfe flache Grenze
-  erosive Grenze
-  verwühlte Grenze
-  Schrägschichtung
-  Flaserschichtung
-  parallele Lamination
-  gestörte Schichtung
-  Verformungswühlgefüge
-  Rutschungsstrukturen
-  Drucklösung

Bioturbationsgrad und IRD-Gehalt

-  gering
-  mittel
-  hoch

CORE PO-08-23

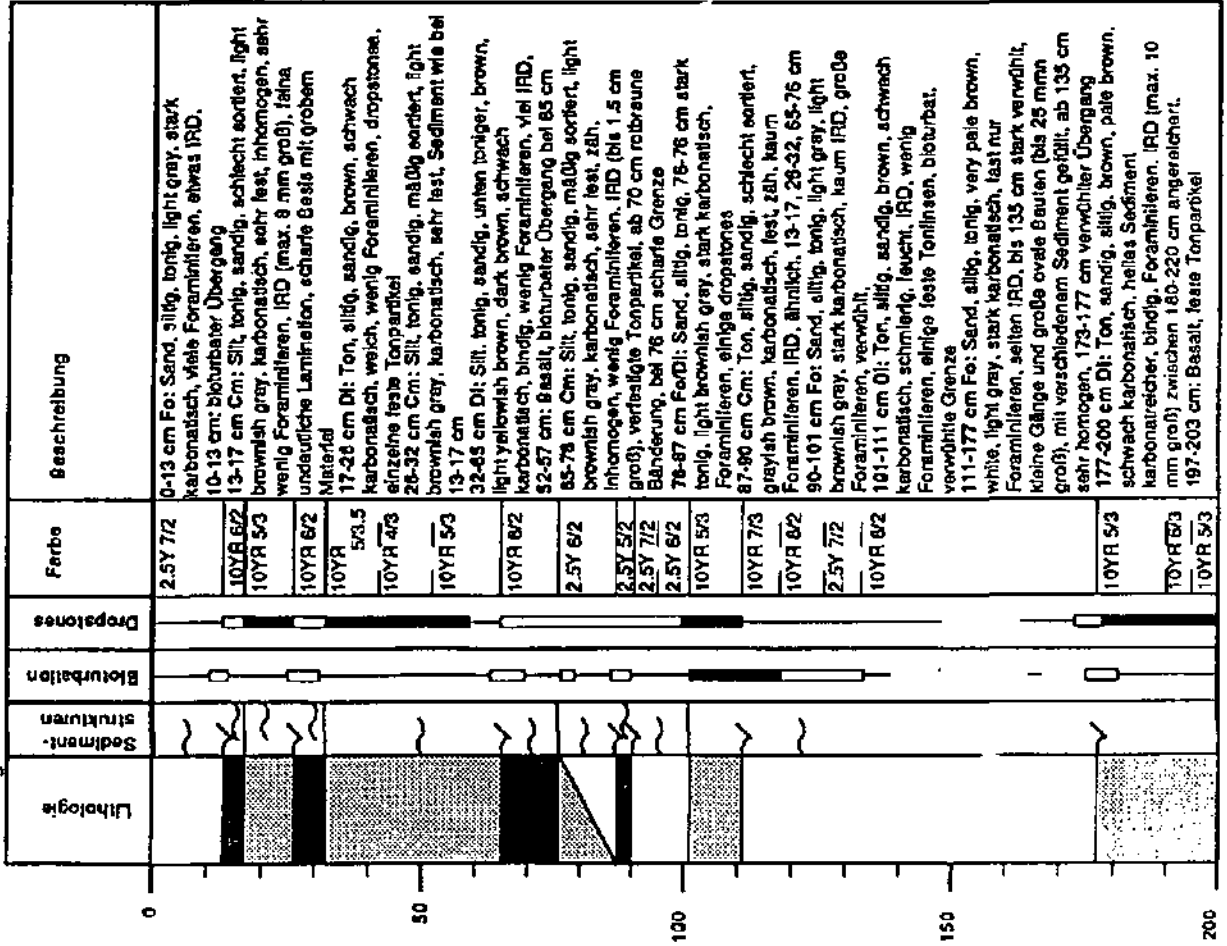
47° 24.7 N 19° 32.9 W

Wassertiefe: 3900 m

Nordost-Gipfel Großer Dreizeck

Kernlänge: 960 cm

0 - 200 cm



CORE PO-08-23

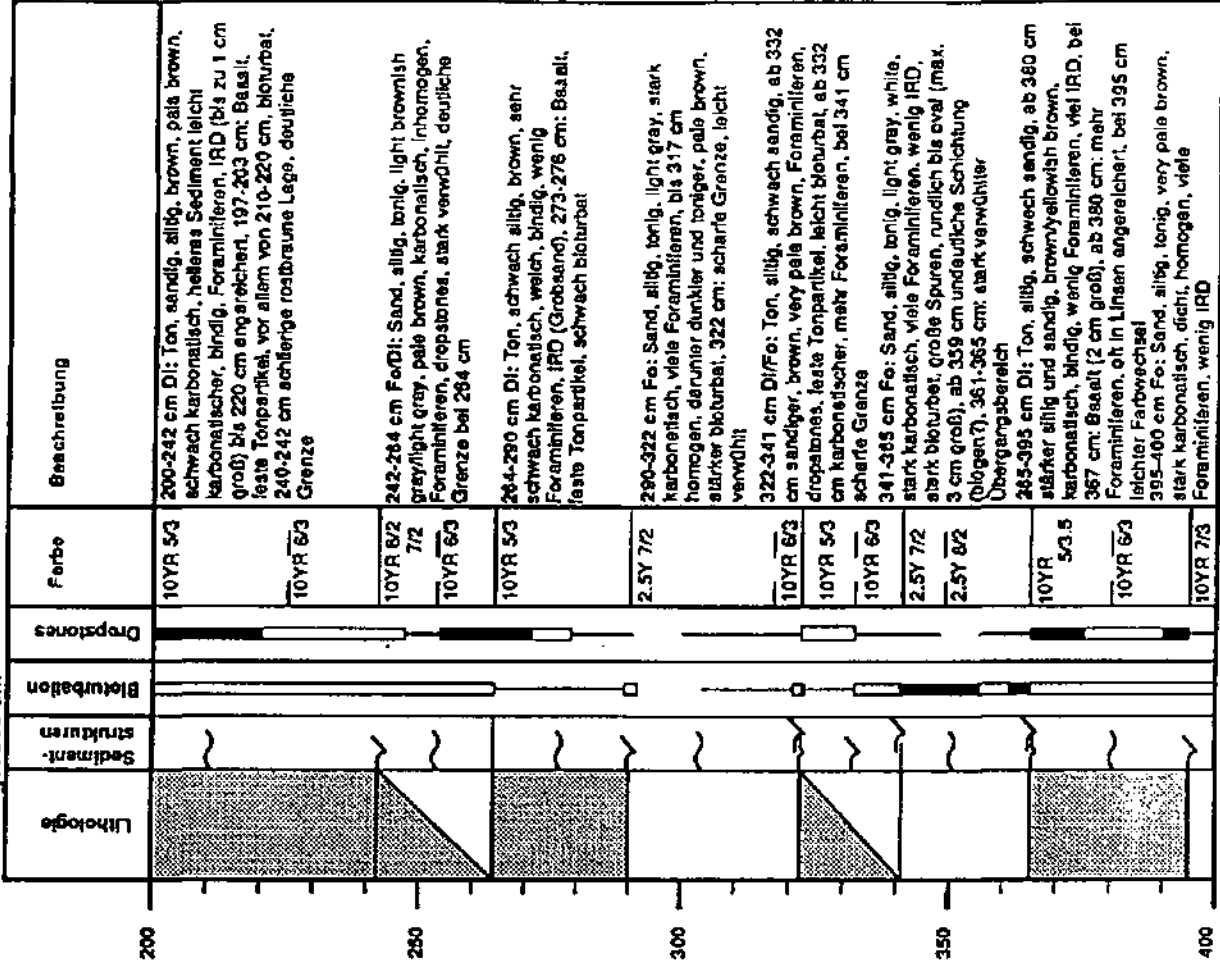
47° 24.7 N 19° 32.9 W

Wassertiefe: 3900 m

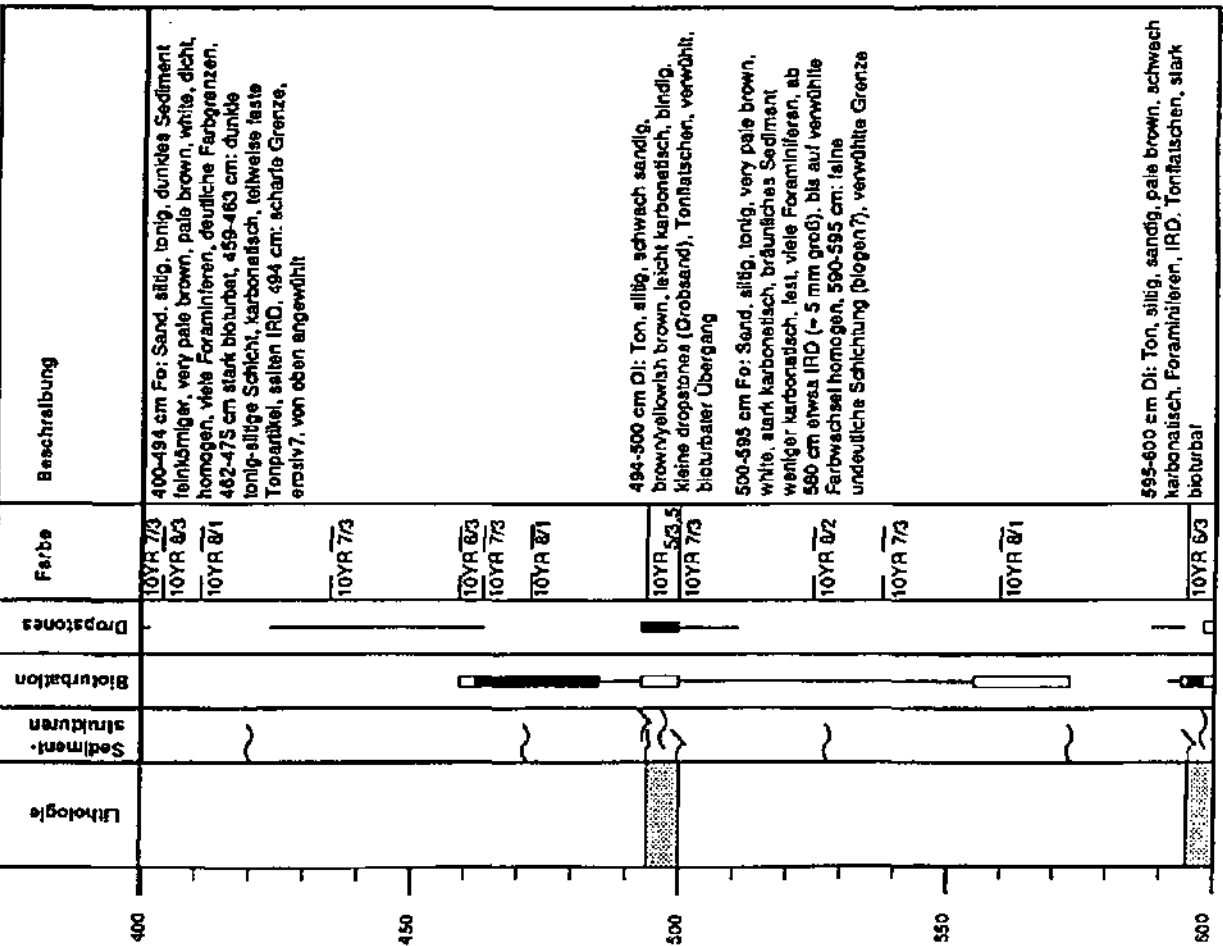
Nordost-Gipfel Großer Dreizeck

Kernlänge: 960 cm

200 - 400 cm

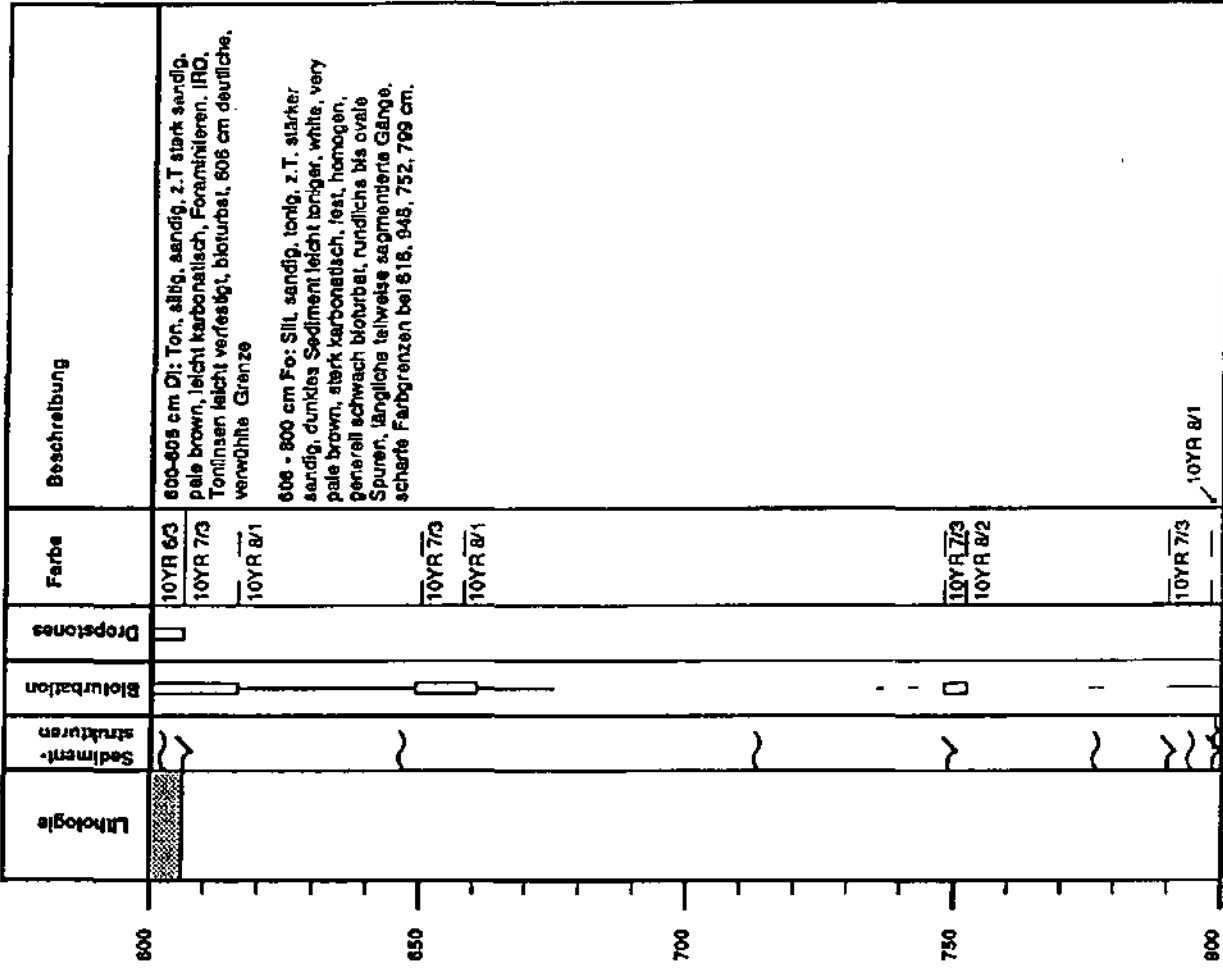


47° 24.7 N 19° 32.9 W  
 Wassertiefe: 3900 m  
 Nordost-Gipfel Großer Dreizeck  
 Kernlänge: 960 cm



400 - 500 cm

47° 24.7 N 19° 32.9 W  
 Wassertiefe: 3900 m  
 Nordost-Gipfel Großer Dreizeck  
 Kernlänge: 960 cm



600 - 800 cm

CORE PO-08-23

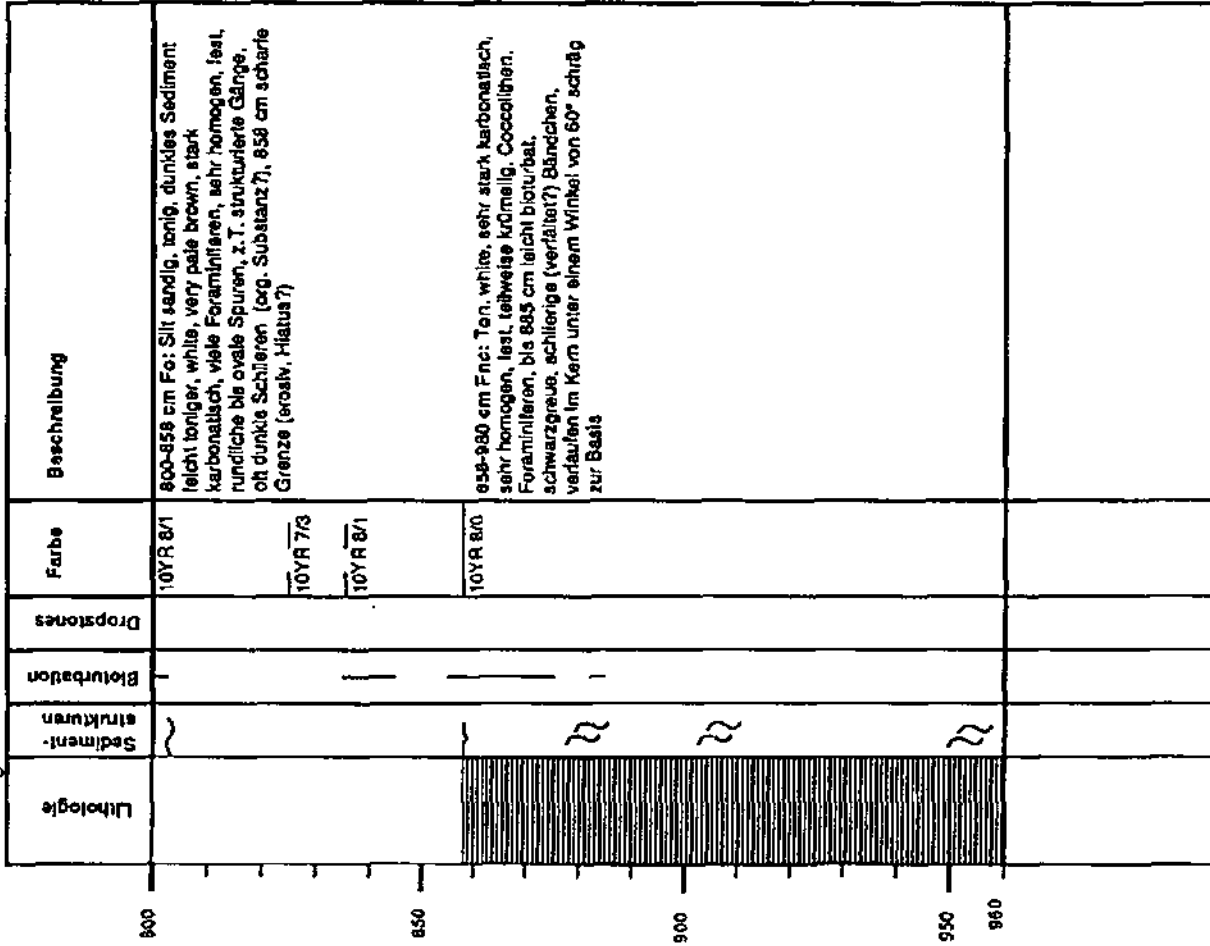
47° 24.7 N 19° 32.9 W

Wassertiefe: 3900 m

Nordost-Gipfel Großer Dreizack

Kernlänge: 960 cm

800 - 960 cm



CORE ME-68-89

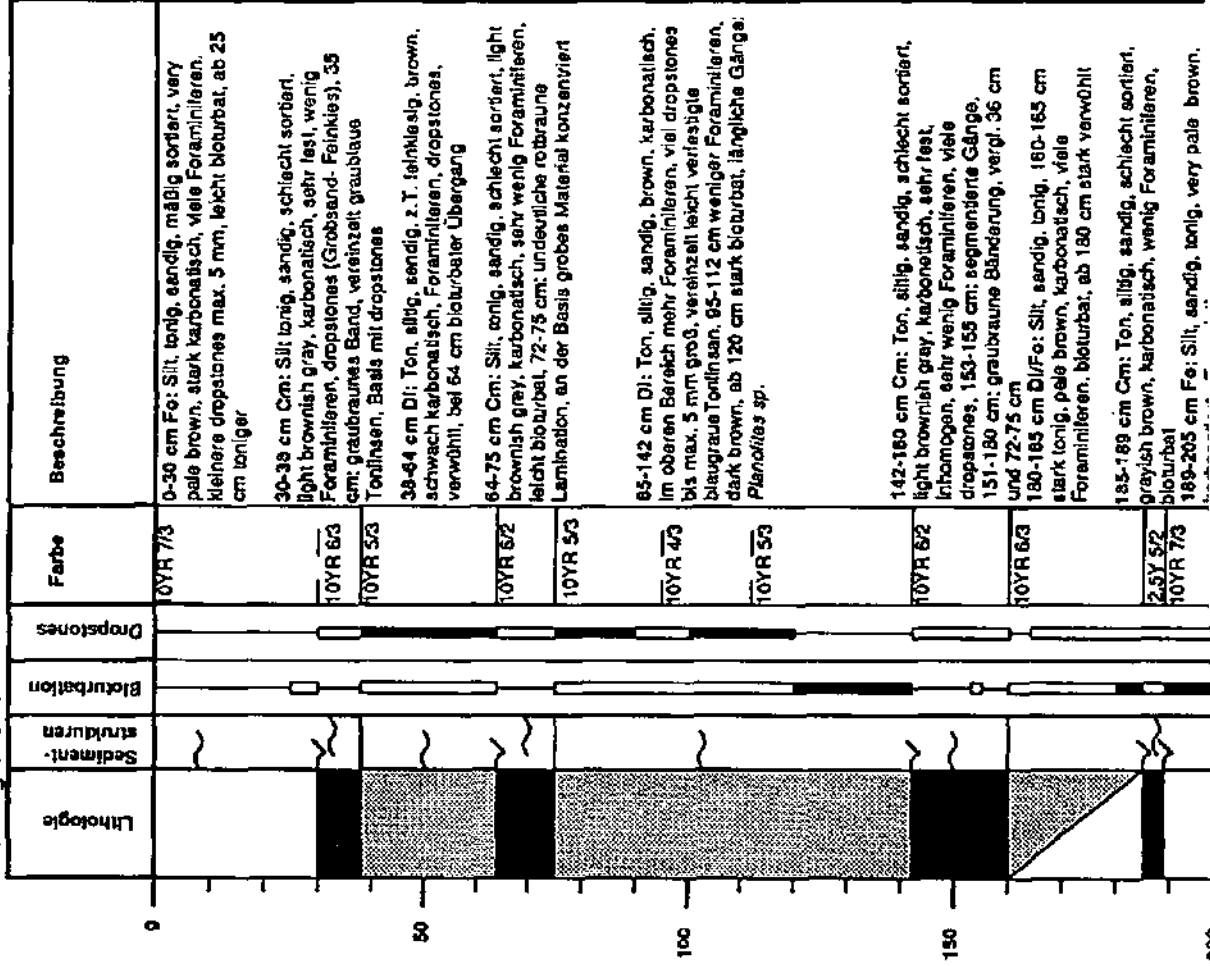
47° 26.1 N 19° 33.4 W

Wassertiefe: 4260 m

Nordost-Hang Großer Dreizack

Kernlänge: 437 cm

0 - 200 cm



CORE ME-68-89

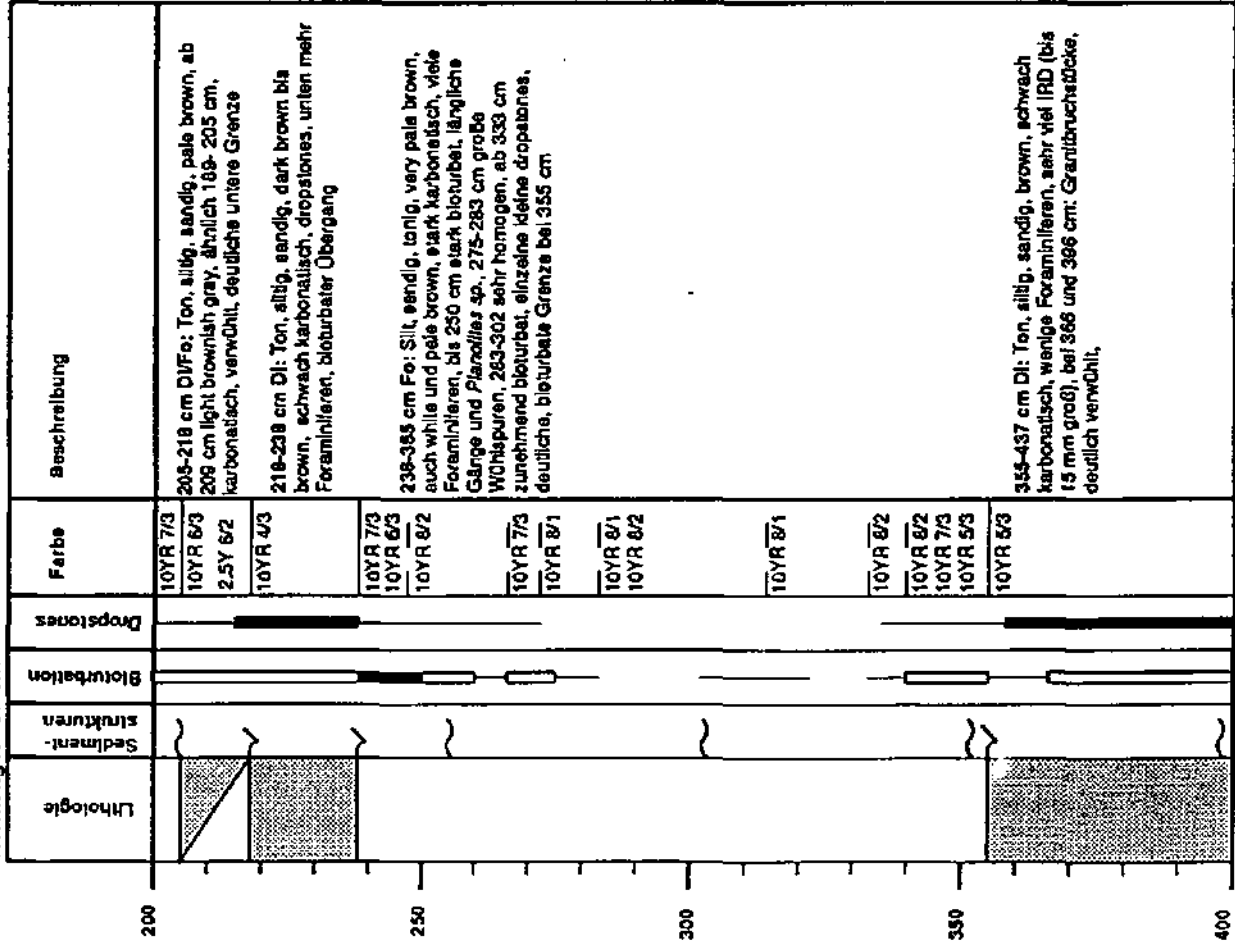
47° 26.1 N 19° 33.4 W

Wassertiefe: 4260 m

Nordost-Hang Großer Dreizack

Kernlänge: 437 cm

200 - 400 cm



CORE ME-68-89

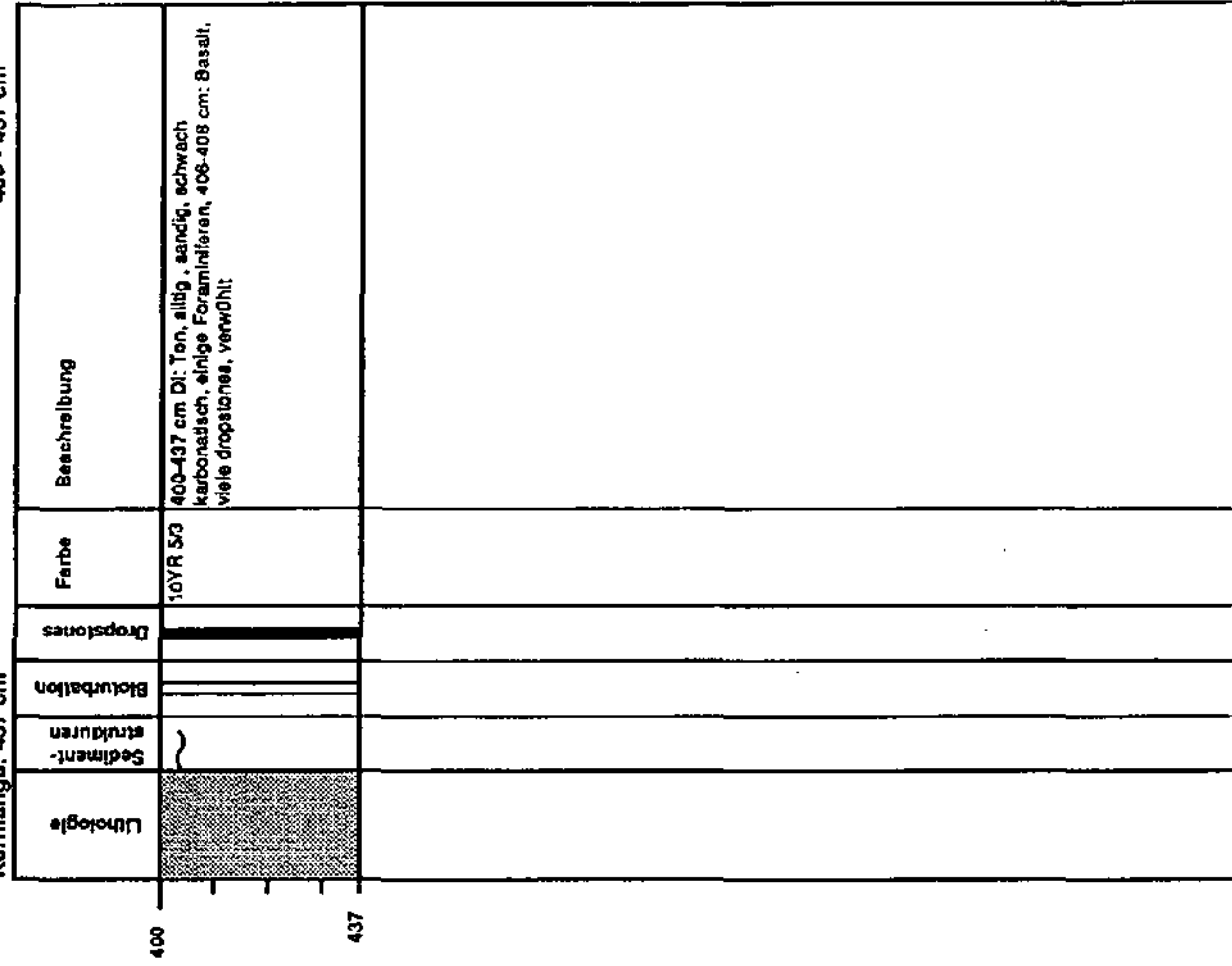
47° 26.1 N 19° 33.4 W

Wassertiefe: 4260 m

Nordost-Hang Großer Dreizack

Kernlänge: 437 cm

400 - 437 cm



CORE ME-68-91

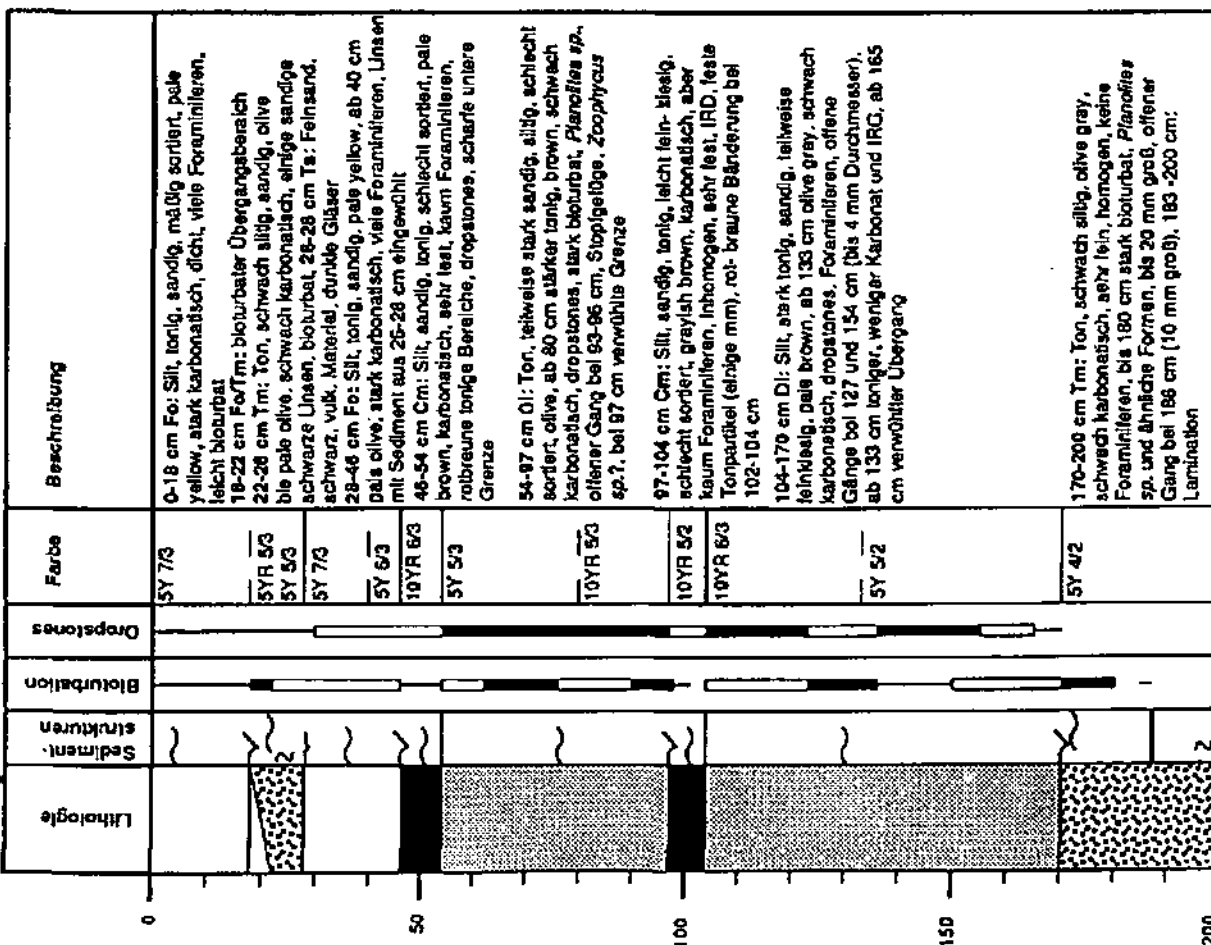
47° 26.6 N 19° 35.5 W

Wassertiefe: 4470 m

Nördlicher Hangfuß 0 Großer Dreizack

Kernlänge: 546 cm

0 - 200 cm



CORE ME-68-91

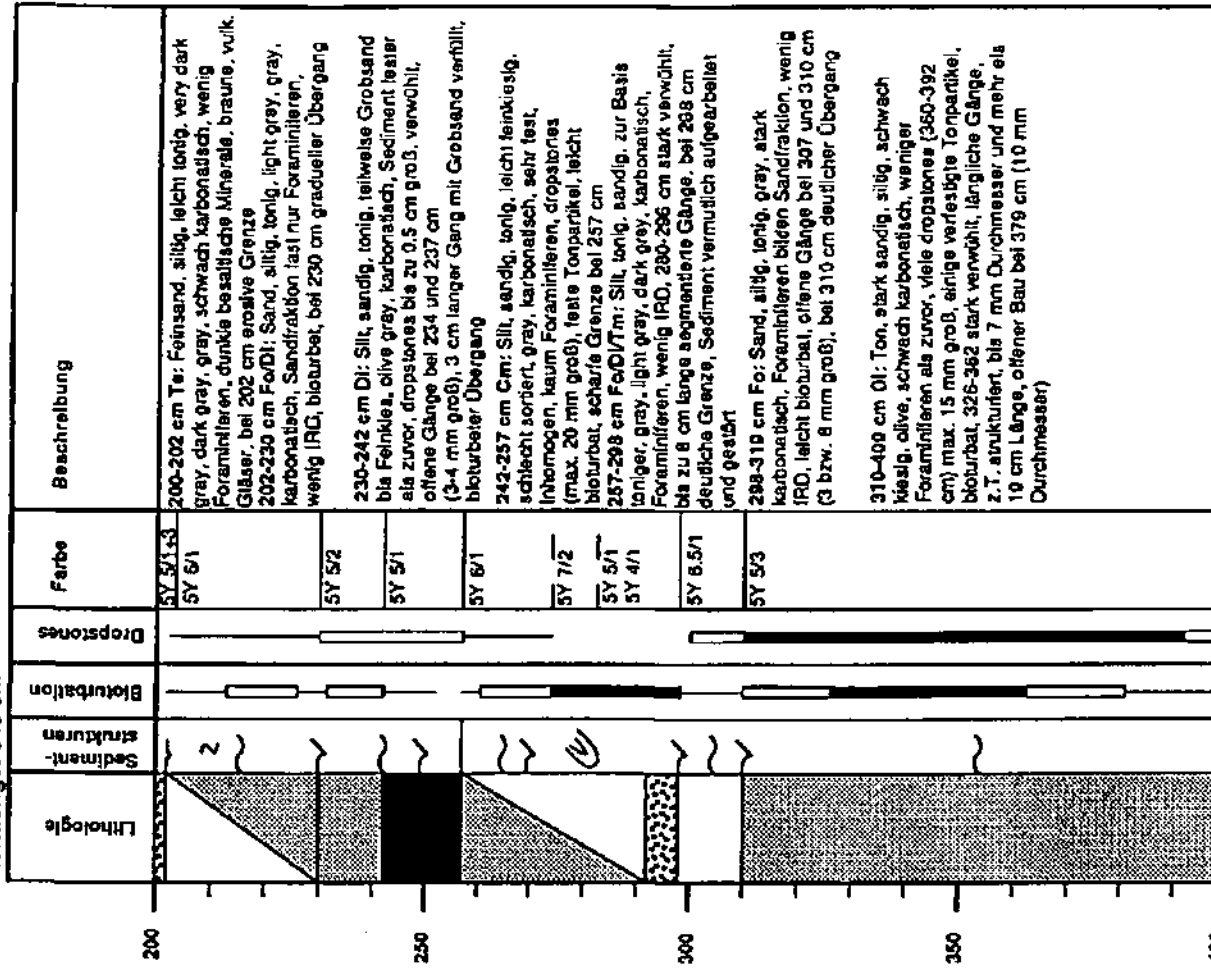
47° 26.6 N 19° 35.5 W

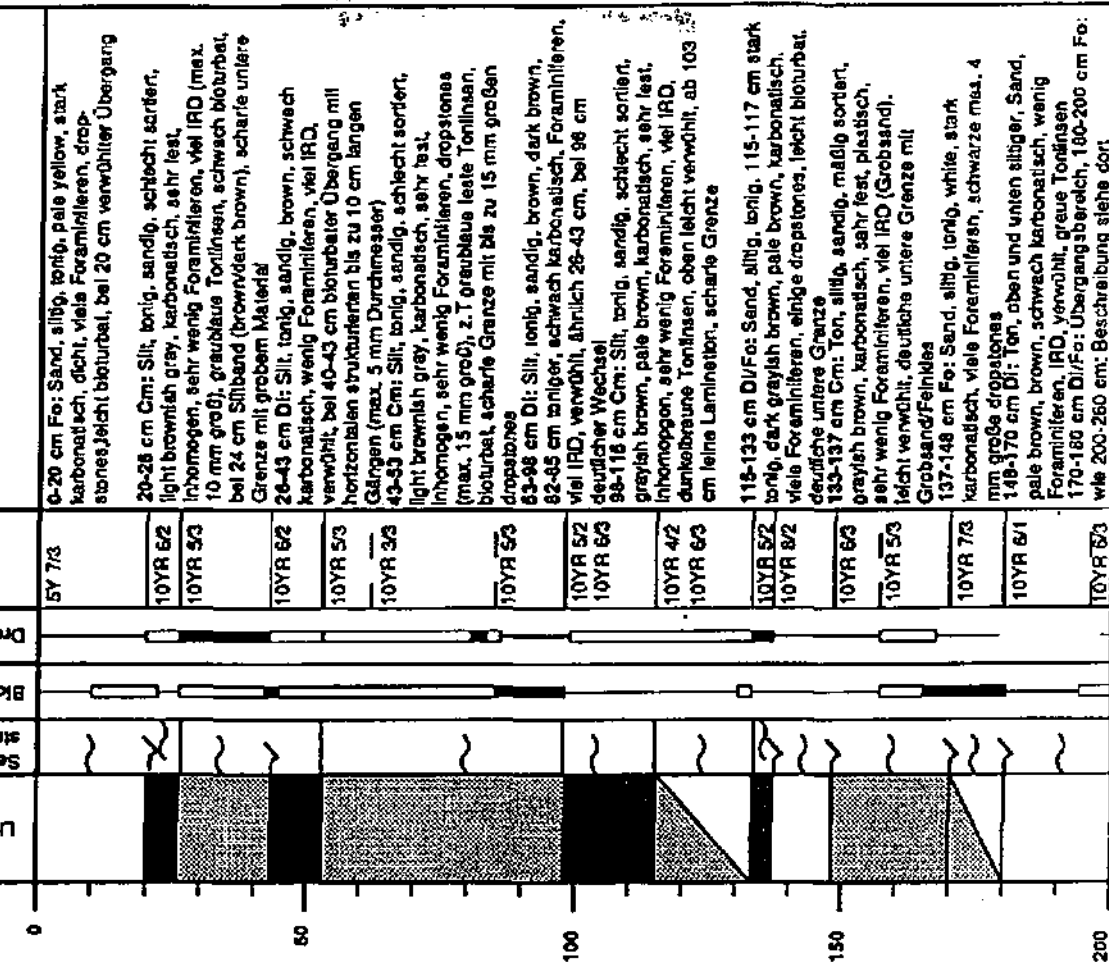
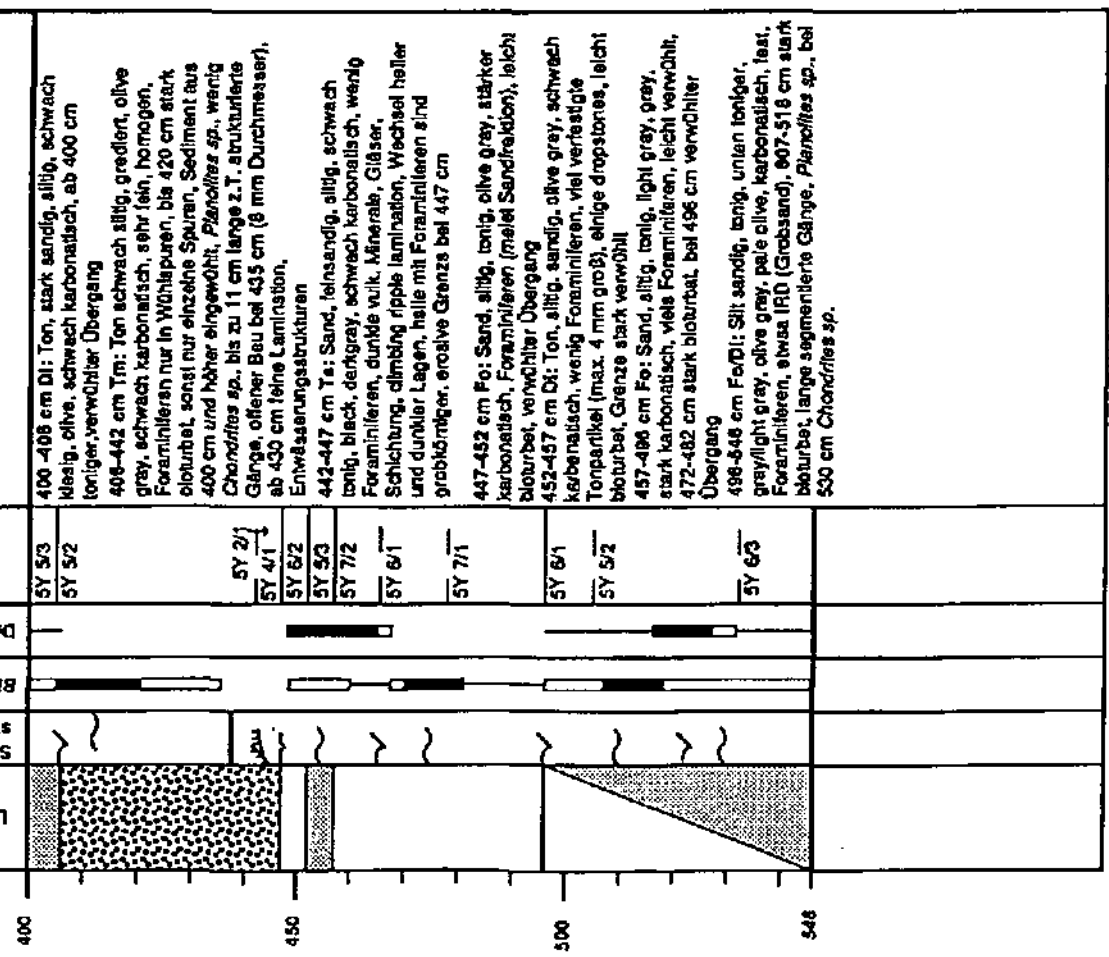
Wassertiefe: 4470 m

Nördlicher Hangfuß Großer Dreizack

Kernlänge: 546 cm

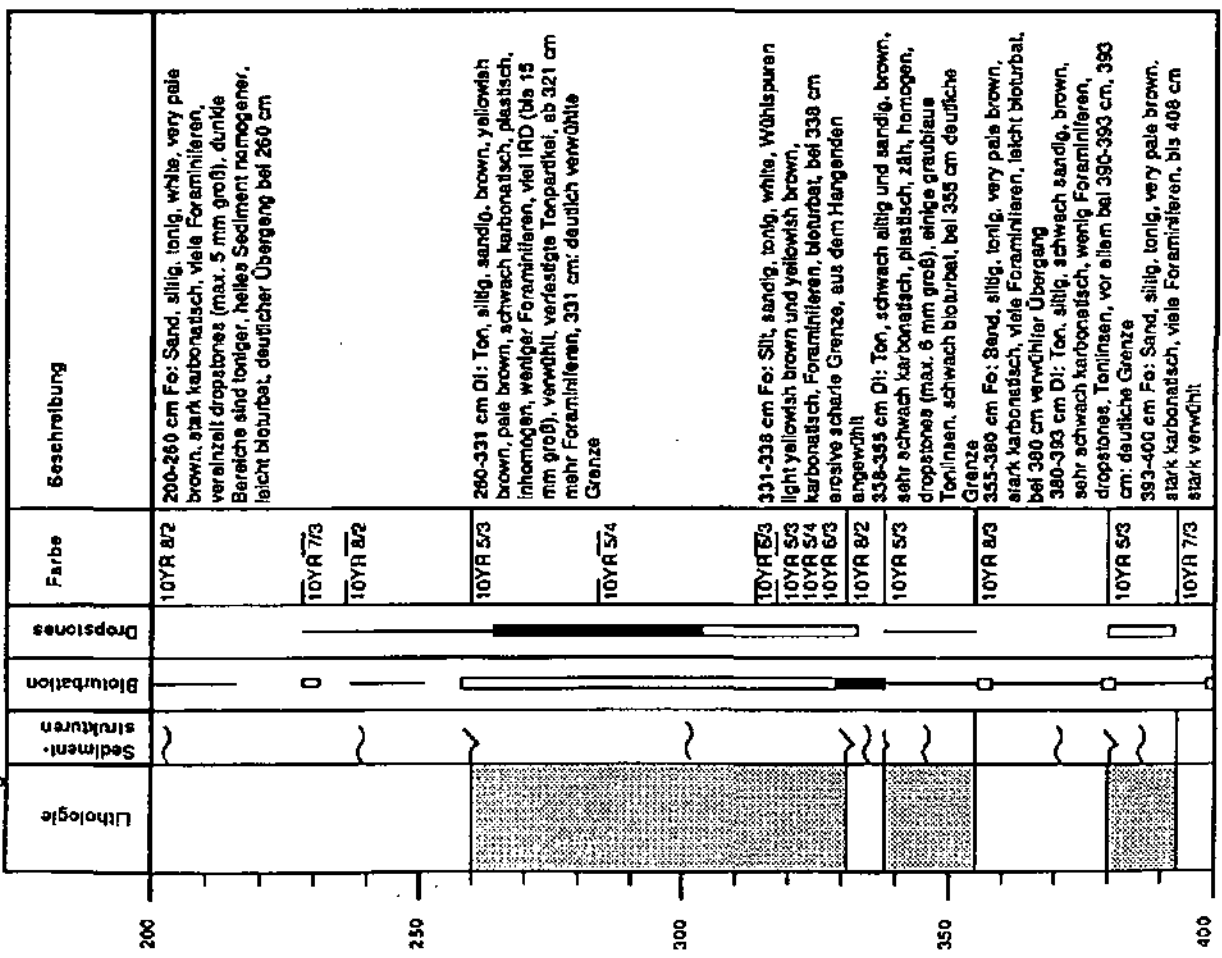
200 - 400 cm





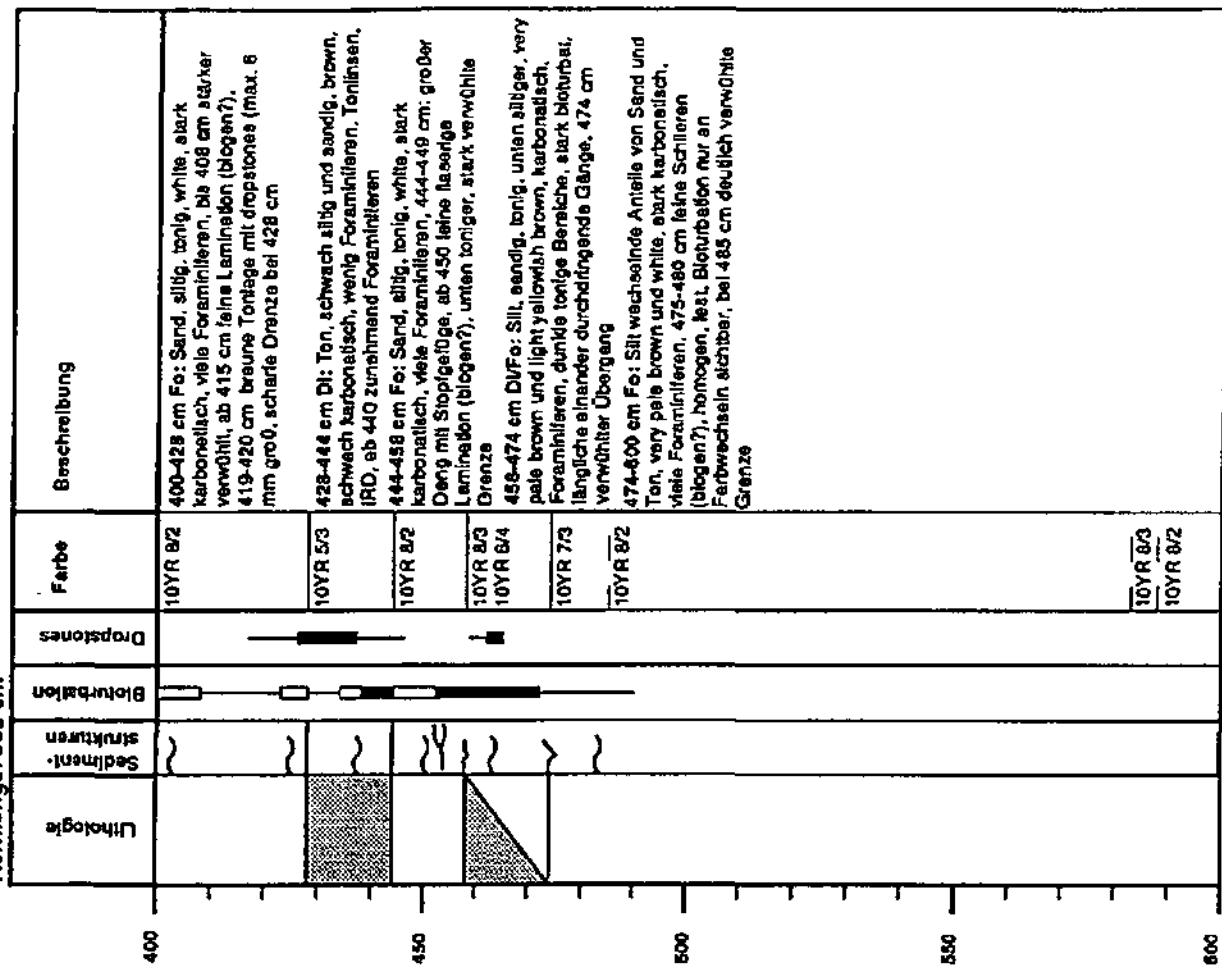
CORE ME-69-196  
47° 21.4 N 19° 42.8 W  
Wassertiefe: 3905 m  
Südwest-Gipfel Großer Dreizack  
Kernlänge: 903 cm

200 - 400 cm



CORE ME-69-186  
47° 21.4 N 19° 42.9 W  
Wassertiefe: 3905 m  
Südwest-Gipfel Großer Dreizack  
Kernlänge: 903 cm

400 - 600 cm



CORE WIE-69-196

47° 21.4 N 19° 42.9 W

Wassertiefe: 3905 m  
Südwest-Gipfel Großer Dreizack  
Kernlänge: 903 cm

600 - 800 cm

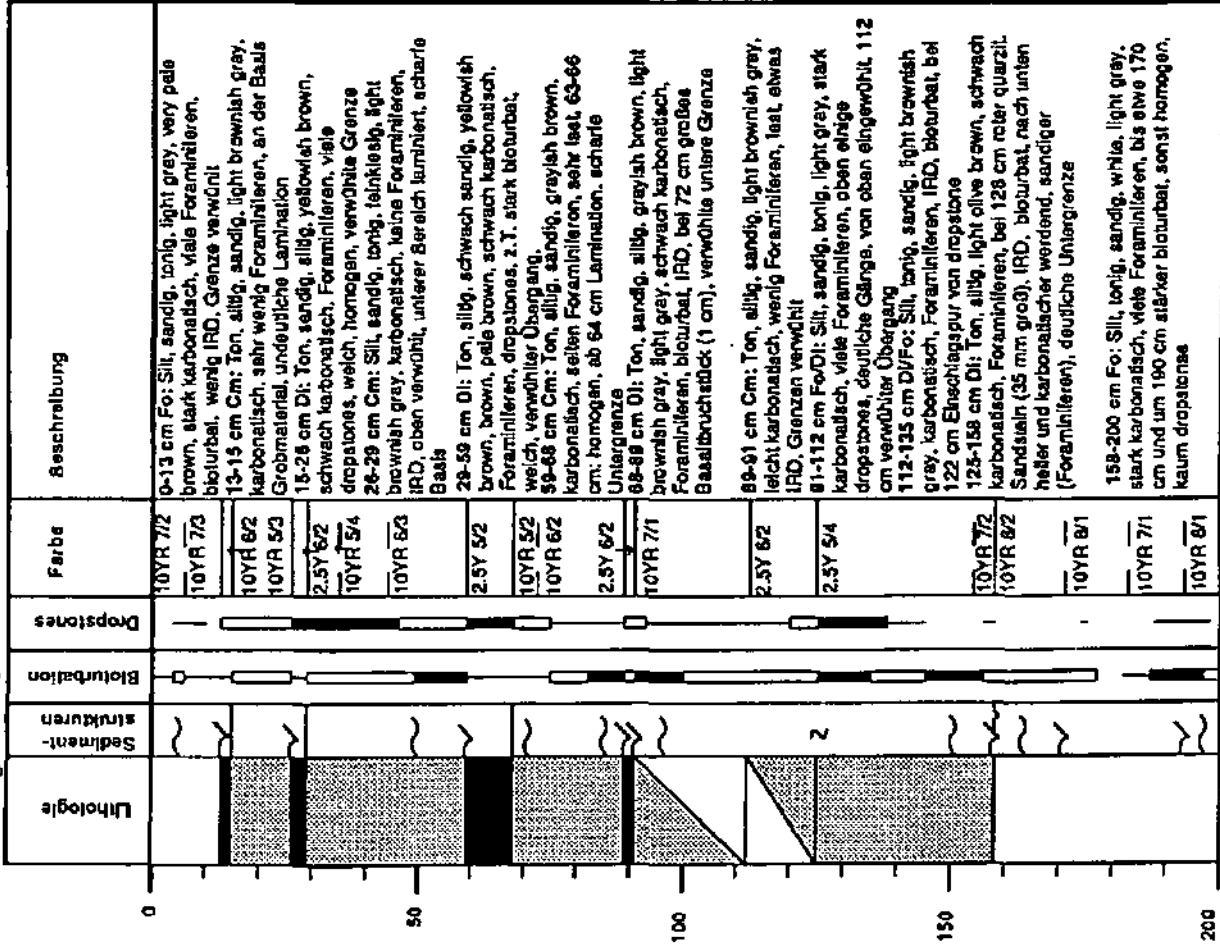
Lithologie	Sedimentstrukturen	Blockurbation	Dropstones	Farbe	Beschreibung
				10YR 8/2	600-800 Fe: Silt wechsellagende Anteile Sand und Ton, white und very pale brown, stark karbonatisch, dunklere Bereiche etwas weniger karbonatisch, fest, homogen, wenig bioturbat, selten kleine dropstones, 687-691 cm: keine dunkle Schlieren (biogen?), bei 732 cm scharfe Grenze (erosiv?)
				10YR 7/3 10YR 8/2	
				10YR 7/3 10YR 8/2	

800 - 903 cm

Lithologie	Sedimentstrukturen	Blockurbation	Dropstones	Farbe	Beschreibung
				10YR 8/2 10 YR 8/3	800-860 cm Fe: Silt, wechsellagende Anteile von Sand und Ton, white, very pale brown, stark karbonatisch, homogen, fest, viele Foraminiferen, 860 cm scharfe Grenze
				10YR 8/2 10YR 8/0	860-903 cm Fe: Ton, sehr schwach siltig, white, stark karbonatisch, verfestigt, sehr homogen, Foraminiferen und Coccolithen, keine Anzeichen für Bioturbation

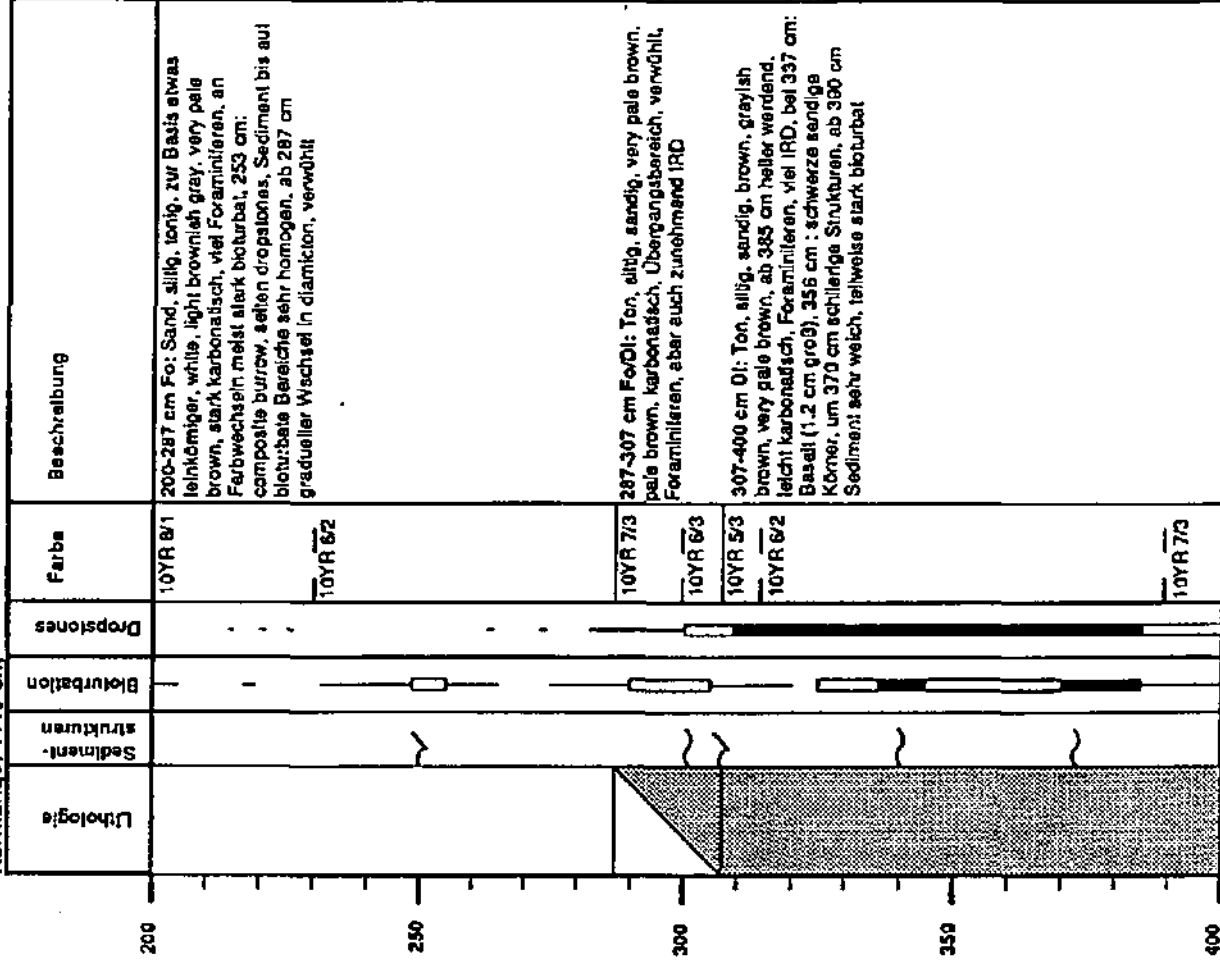
CORE M6-7A-244/1  
 47° 35.1 N 18° 56.7 W  
 Wassertiefe: 4063 m  
 Plateau nordöstlich Großer Dreizeck  
 Kernlänge: 1110 cm

0 - 200 cm



CORE M6-7A-244/1  
 47° 35.1 N 18° 56.7 W  
 Wassertiefe: 4063 m  
 Plateau nordöstlich Großer Dreizeck  
 Kernlänge: 1110 cm

200 - 400 cm



CORE MB-7A-244/1

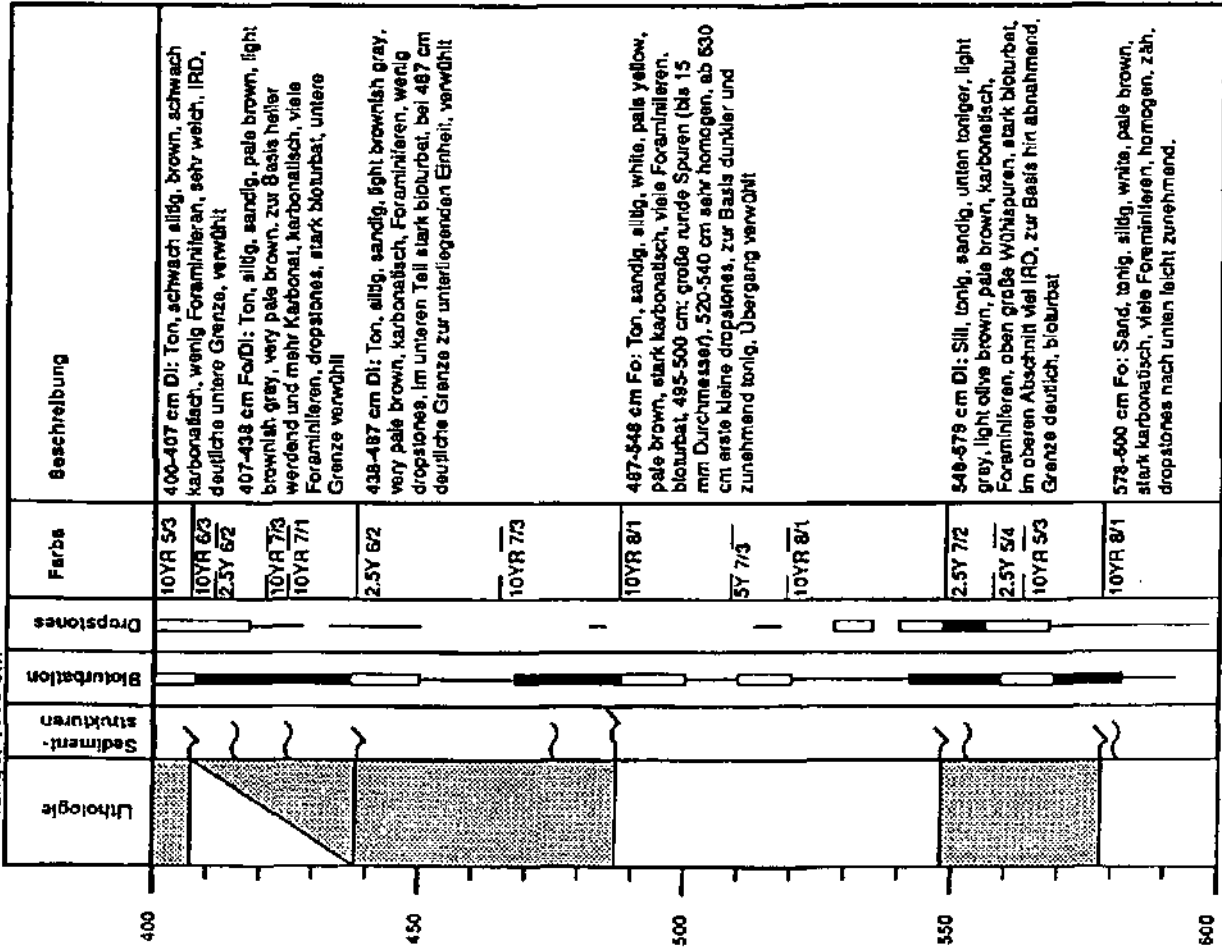
47° 35.1 N 16° 56.7 W

Wassertiefe: 4063 m

Plateau nordöstlich Großer Dreizack

Kernlänge: 1110 cm

400 - 600 cm



CORE N6-7A-244/1

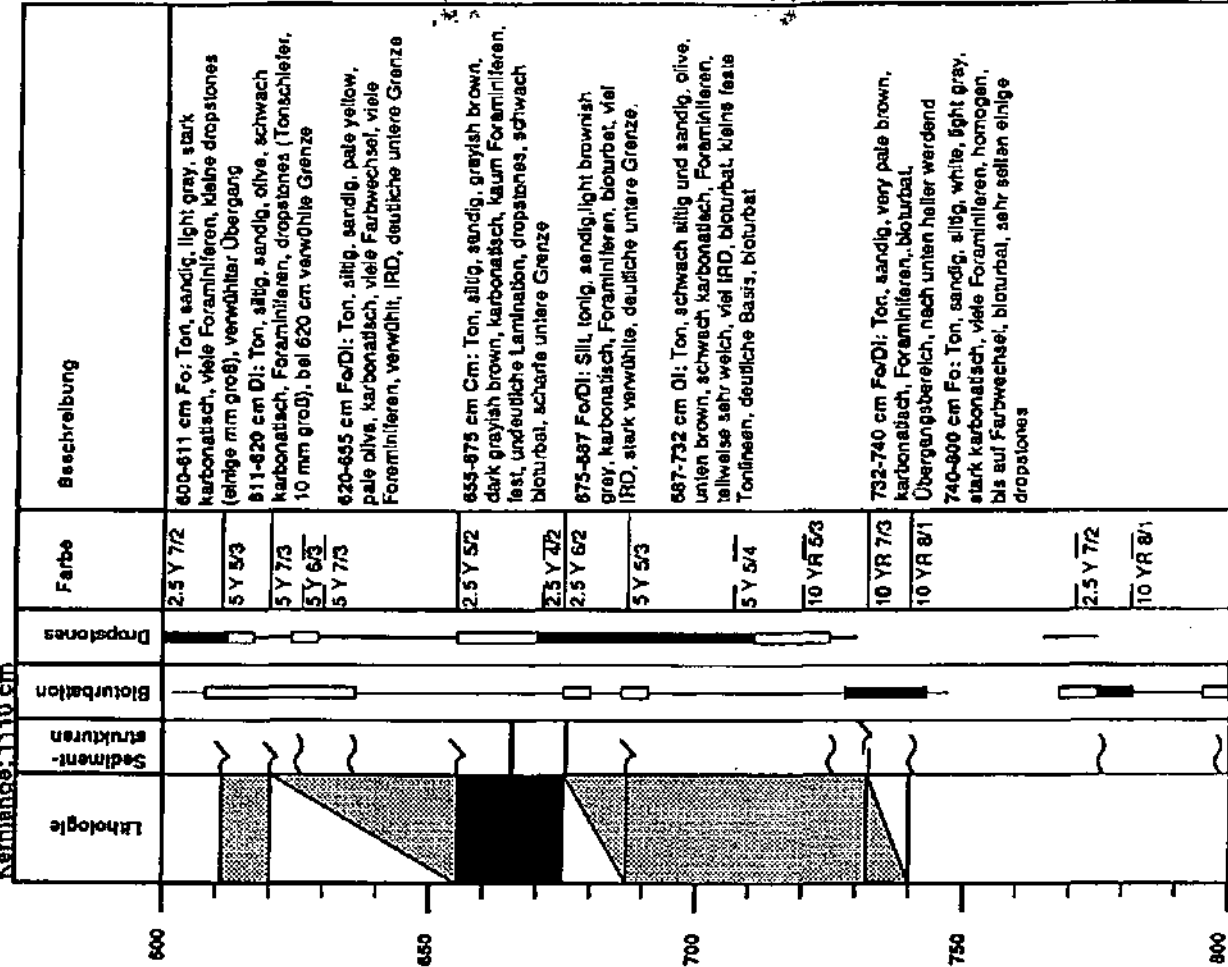
47° 35.1 N 18° 56.7 W

Wassertiefe: 4063 m

Plateau nordöstlich Großer Dreizack

Kernlänge: 1110 cm

600 - 800 cm



CORE M6-7A-244/1

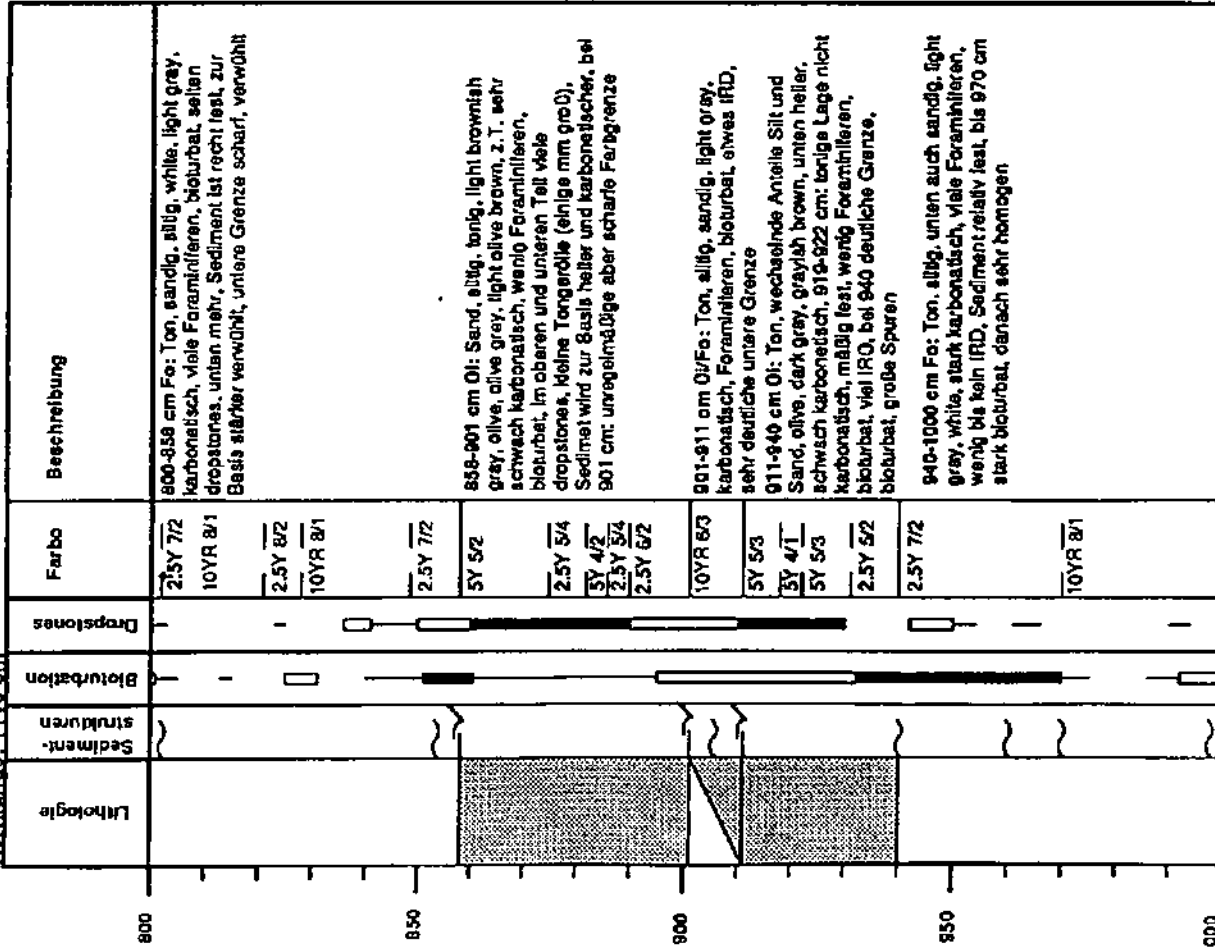
47° 35.1 N 18° 56.7 W

Wassertiefe: 4063 m

Plateau nordöstlich Großer Dreizeck

Kernlänge: 1110 cm

800 - 1000 cm



CORE M6-7A-244/1

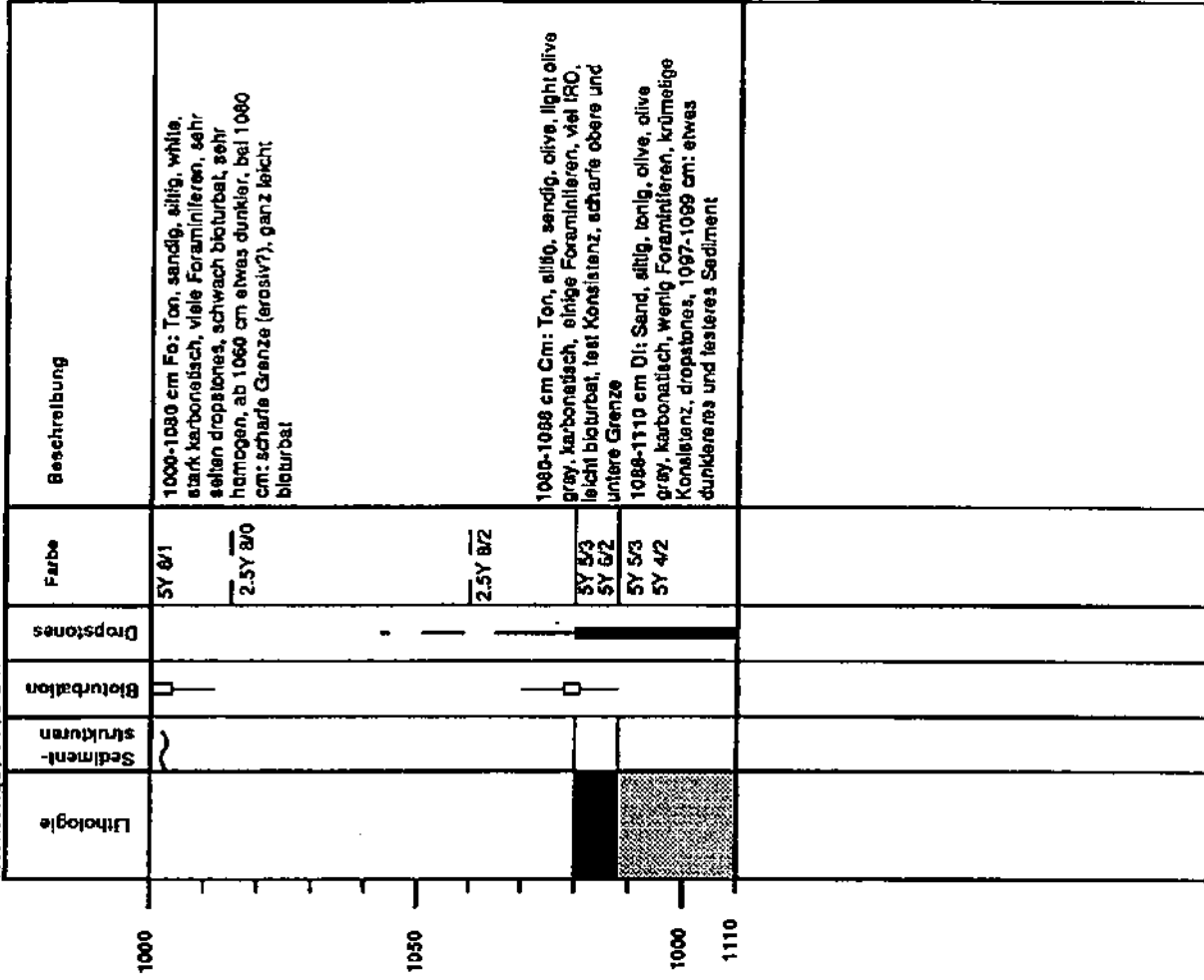
47° 35.1 N 18° 56.7 W

Wassertiefe: 4063 m

Plateau nordöstlich Großer Dreizeck

Kernlänge: 1110 cm

1000 - 1110 cm



Tab. 13: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Schelbler-Kalzimeter), Kern PO-08-23

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
0-2	76.3	2.7	83.8	1.7	1.0	0.3	10.7
8-10	65.6	10.4	72.4	1.7	1.1	1.2	13.2
13-15	39.1	23.6	32.7	11.5	3.8	8.9	19.5
17-19	23.7	14.5	24.3	0.5	1.8	4.9	54.0
23-25	30.9	26.5	27.3	4.8	1.4	2.3	37.7
29-31	40.8	16.0	30.5	17.4	17.2	11.0	7.9
33-35	23.9	13.3	23.2	1.6	1.5	5.4	55.0
42-44	10.3	21.2	7.1	1.3	2.0	7.3	61.1
52-54	19.3	20.8	20.0	1.2	6.2	8.6	43.4
61-63	28.2	20.3	26.9	2.6	3.9	3.1	43.2
66-68	29.8	23.5	22.2	10.4	4.8	12.5	26.6
72-74	33.6	18.2	22.3	9.6	2.4	16.2	31.1
76-78	31.5	21.2	26.6	0.7	1.9	4.2	45.4
82-84	40.7	35.7	41.1	2.3	3.5	4.7	12.7
87-89	29.7	23.0	20.6	5.2	5.1	11.4	34.7
93-95	57.0	10.1	62.8	0.2	2.6	2.0	22.3
101-103	17.0	18.7	12.1	0.7	2.9	12.4	53.2
110-112	21.7	15.6	26.3	0.6	1.4	8.5	47.6
115-117	86.6	14.7	58.4	0.4	1.7	2.2	22.6
121-129	75.4	3.7	73.7	0.4	0.3	2.1	19.8
128-130	73.5	4.1	73.5	1.3	0.5	1.5	19.1
136-138	87.7	0.9	90.3	0.0	0.6	0.9	7.3
147-149	84.8	4.5	86.5	0.0	0.3	1.6	7.1
157-159	86.3	3.7	87.2	0.0	0.1	0.9	8.1
167-169	75.7	4.6	78.6	0.2	1.4	1.2	14.0
176-178	41.8	21.0	36.6	1.5	2.8	6.0	32.1
182-184	28.6	18.7	27.1	0.3	1.1	9.0	43.8
182-184	30.7	20.4	30.7	2.7	0.9	6.3	39.0
203-205	22.7	22.9	19.4	1.0	1.0	5.3	50.4
212-214	12.3	24.4	8.7	0.4	1.5	6.8	58.4
222-224	23.9	21.6	18.1	2.0	1.3	8.3	48.7
232-234	26.8	16.0	23.9	1.0	10.3	4.9	43.9
240-242	36.2	12.8	35.0	0.2	0.8	5.8	45.4
243-245	46.6	12.9	40.6	0.3	0.7	8.5	37.0
248-250	63.6	12.2	61.9	0.5	0.3	4.1	21.0
256-258	52.4	10.8	48.2	0.8	1.2	5.2	33.8
265-267	8.9	25.4	7.0	0.3	1.9	11.2	54.2
277-279	3.4	27.5	2.7	0.5	9.9	18.6	42.8
286-288	12.5	22.9	7.3	0.5	4.3	5.5	59.5
292-294	65.6	7.8	67.5	0.2	0.9	6.5	17.1
302-304	79.8	1.6	76.3	0.1	0.9	2.9	18.2
311-313	76.1	3.8	70.3	0.0	0.4	1.7	23.6
315-317	73.2	6.2	69.6	0.0	0.1	3.7	20.4
325-327	18.4	20.3	14.4	0.4	0.6	7.9	56.2
336-338	55.2	14.9	51.8	0.1	0.7	8.1	24.4
343-345	76.1	4.4	79.1	0.0	0.1	2.1	14.3
352-354	82.6	1.5	82.6	0.0	0.3	1.5	14.1
361-363	59.3	8.9	59.7	0.2	0.2	6.3	24.7
368-370	17.0	17.9	10.5	0.1	15.3	14.0	42.2
378-380	20.7	17.7	21.0	0.2	1.2	8.5	51.4
388-390	33.7	11.8	33.4	0.2	1.1	4.4	49.1
398-400	82.6	4.4	80.2	0.1	1.7	6.3	27.3
405-407	77.7	3.6	67.7	0.0	1.6	0.0	27.1
415-417	89.1	2.3	84.1	0.3	0.1	0.9	12.3
422-424	89.8	0.0	87.8	0.0	0.1	0.3	11.8
431-434	80.4	3.3	73.4	0.0	0.1	0.2	23.0
440-442	60.9	9.7	58.6	0.0	0.2	3.4	28.1
451-453	47.0	15.5	50.6	2.1	0.0	9.3	22.4
460-462	38.0	18.3	38.6	0.5	0.8	13.9	29.9
469-471	59.7	14.7	56.1	0.1	0.8	2.5	25.8
475-477	89.6	0.9	87.0	0.0	0.0	0.3	11.8
484-486	86.6	1.4	84.9	0.0	0.0	0.3	13.4
491-494	72.1	5.2	71.9	0.1	0.0	1.5	21.3
496-498	37.4	14.0	31.1	0.3	1.9	9.4	43.3
503-505	65.5	9.8	67.0	0.1	0.2	4.6	18.3
511-513	78.2	5.1	73.5	0.0	0.6	1.8	19.0
521-523	82.9	2.5	86.8	0.1	0.0	0.9	9.7
531-533	82.4	1.8	85.8	0.0	0.2	0.8	11.6
541-543	67.4	5.6	71.6	0.0	0.2	1.5	21.1
551-553	72.3	5.6	75.4	0.8	0.9	1.5	15.6
557-559	84.7	8.5	89.0	0.0	1.1	2.1	19.3
564-566	82.0	2.3	82.3	0.0	0.5	1.5	13.4
572-574	86.6	1.2	90.1	0.0	0.0	1.0	7.7
581-583	85.3	1.4	86.6	0.0	1.0	3.1	7.9
591-593	70.3	6.5	67.1	0.0	0.2	4.9	21.3
596-598	44.9	11.4	47.3	0.2	6.6	5.0	27.3
602-604	42.0	18.4	41.2	0.0	0.9	6.8	31.7

Tab. 13: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern PO-08-23

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
612-614	65.1	10.3	65.0	0.3	0.5	4.6	19.3
619-821	85.4	1.0	85.7	0.0	0.1	0.6	12.6
629-631	82.3	1.9	84.8	0.0	0.0	0.7	12.6
636-638	86.0	0.9	93.5	0.0	0.5	1.0	7.1
642-644	90.1	1.5	85.0	0.0	0.0	0.8	12.9
849-851	77.3	3.7	79.1	0.0	0.0	2.4	14.8
654-656	72.8	6.0	63.2	0.0	0.4	8.8	21.6
661-663	87.0	1.2	83.3	0.0	0.1	0.9	14.5
671-873	83.3	0.6	90.0	0.0	0.0	0.3	9.1
681-683	82.9	0.3	88.6	0.0	0.5	0.6	10.0
691-693	81.4	0.5	88.5	0.0	0.5	0.7	9.8
701-703	83.1	3.1	80.1	0.0	0.0	0.0	16.8
711-713	84.1	0.7	86.9	0.0	0.0	0.0	12.4
721-723	82.7	1.0	87.4	0.0	1.0	0.3	10.3
731-733	77.5	3.1	80.1	0.0	0.5	0.4	15.9
741-743	77.7	2.3	82.2	0.0	0.0	0.6	14.8
748-750	76.9	3.7	76.1	0.0	2.4	2.5	15.3
753-755	88.3	0.7	92.1	0.0	0.5	1.3	5.4
763-765	90.2	0.4	90.8	0.0	1.0	0.3	7.5
773-775	83.0	0.7	90.6	0.0	0.5	0.3	7.9
783-785	81.8	2.7	88.7	0.0	0.5	1.0	7.1
790-792	73.4	2.4	87.6	0.0	0.0	1.3	8.7
796-798	66.3	4.8	73.3	0.0	6.7	2.5	12.6
802-804	85.3	1.7	89.6	0.0	0.5	0.3	7.9
812-814	84.7	0.5	83.8	0.0	1.0	0.0	4.7
822-824	86.1	0.8	93.5	0.0	1.5	0.7	3.5
831-834	82.4	1.2	91.3	0.0	0.2	1.3	6.0
842-844	87.1	1.8	91.2	0.0	0.1	1.8	5.3
848-850	88.1	1.1	90.2	0.0	0.5	0.0	8.2
855-857	82.4	2.7	87.3	0.0	0.0	0.3	9.7
861-863	92.0	0.3	94.5	0.0	1.0	0.7	3.5
870-872	92.4	0.2	95.4	0.0	1.0	0.0	3.4
878-880	92.8	0.3	93.7	0.0	0.0	0.3	5.7
888-890	87.1	0.1	94.0	0.0	0.0	0.0	5.9
895-897		0.2	96.1	0.0	0.5	0.0	3.2
898-900	85.3	0.3	94.6	0.0	1.0	0.0	4.1
908-910	83.6	0.3	95.9	0.0	0.5	0.0	3.3
918-920	86.9						
922-924		0.1	97.0	0.2	0.5	0.3	1.9
928-930	87.3	0.3	93.3	0.0	0.5	0.0	5.9
938-940	91.4	0.2	94.6	0.0	1.0	0.0	4.0
948-950	95.4	0.5	97.2	0.0	1.0	0.0	1.3
952-954		0.4	93.7	0.0	0.5	0.0	5.4
955-957	97.9	0.2	93.2	0.0	1.0	0.3	5.3

Tab. 14: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-68-89

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
0-2		1.6	84.5	0.0	0.9	1.2	11.8
1-3	79.9	4.1	77.5	0.5	0.5	1.4	16.0
10-12	73.2	2.6	74.1	0.8	0.9	1.8	19.8
19-21	61.3	13.8	56.5	2.6	0.8	6.1	20.2
25-27	49.0	14.0	45.9	3.6	1.8	6.6	27.9
34-36	42.0	30.1	33.6	13.0	5.1	9.3	6.9
40-42	16.5	26.9	17.1	1.4	4.0	8.3	42.3
50-52	27.0	16.3	35.8	1.7	2.1	5.5	38.6
59-61	27.2	21.0	26.9	4.8	3.6	6.3	37.8
64-66	37.0	28.3	22.8	10.3	4.0	15.1	19.5
67-69		20.6	26.1	13.3	3.1	7.5	29.4
71-73	46.8	19.0	29.7	12.5	8.8	10.9	18.1
76-78	24.6	14.3	19.5	1.5	3.4	6.6	54.7
87-89	21.5	20.9	18.0	1.6	3.4	5.2	50.9
98-100	9.1	20.6	3.7	2.0	3.9	6.2	61.6
99-101		19.9	3.1	1.9	3.5	10.0	61.6
108-110	6.3	21.6	7.5	1.8	4.1	12.9	52.1
118-120	16.1	23.9	18.2	0.7	3.8	6.4	47.2
128-130	23.6	18.3	24.9	0.8	10.2	7.5	36.3
138-140	27.0	22.6	27.6	2.8	8.8	12.0	26.2
146-148	34.8	25.6	17.9	7.4	11.2	21.4	18.5
158-158	35.0	18.1	20.6	10.8	8.6	14.1	27.8
164-166	33.8	18.6	31.5	1.3	3.9	2.7	44.0
176-178	41.4	19.5	41.9	2.3	1.9	10.8	23.6
187-189	32.0	18.2	20.1	6.2	9.7	15.8	27.0
198-200	58.0	10.2	58.9	0.2	1.6	2.8	26.3
206-208	36.2	13.3	35.2	3.0	2.4	6.7	39.4
215-217	24.8	18.7	23.9	0.3	4.9	5.9	46.3

Tab. 14: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-68-89

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
222-224	9.0	20.5	12.4	1.4	4.2	6.3	55.2
235-237	27.1	16.6	28.5	1.1	2.1	8.3	43.4
246-248	57.5	6.4	61.4	0.9	0.8	3.7	28.8
256-258	79.6	2.0	81.5	0.1	0.4	1.2	14.8
266-270	70.7	5.8	71.0	0.8	0.7	3.5	18.2
279-281	60.2	2.3	87.0	0.0	0.3	0.3	10.1
289-291	62.0	1.2	87.5	0.0	0.0	0.3	11.0
291-293		0.0	65.6	0.0	0.0	0.0	14.4
298-300		1.9	65.6	0.0	0.3	0.6	11.6
304-306	72.9	3.4	79.1	0.0	0.0	2.1	15.4
310-312	72.7	1.7	82.1	0.4	0.5	2.7	12.6
319-321	79.8	0.7	80.5	0.0	0.2	0.0	18.6
329-331	65.0	1.4	65.0	0.0	0.1	1.8	11.7
332-334	83.0	1.5	82.8	0.0	0.3	0.8	14.8
345-347	59.6	7.7	60.3	0.5	0.8	3.9	28.8
358-360	25.7	19.1	19.9	0.0	4.3	13.8	42.9
362-364	31.1	17.2	27.6	0.7	0.7	4.0	49.8
372-374	34.3	22.9	32.4	0.6	3.3	2.9	37.9
382-384	19.6	19.2	23.5	0.7	9.7	5.9	41.0
393-395	19.8	18.5	18.3	1.1	7.5	7.1	47.5
403-405	17.2	18.5	15.9	2.0	3.8	12.1	47.7
411-413	11.9	26.5	9.5	1.4	4.2	5.8	52.6
419-421	8.1	22.8	8.1	2.2	6.1	7.0	51.8
429-431	17.8	17.4	15.5	2.5	10.1	5.5	49.0

Tab. 15: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-68-91

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
0-2	74.9	1.2	83.2	0.0	0.3	1.5	13.8
8-10	71.9	2.1	74.9	0.0	0.6	1.7	20.7
15-17	70.8	2.2	60.0	0.1	0.6	1.4	35.7
22-24	49.7	4.1	40.5	0.6	1.0	3.4	50.4
27-29	23.8	5.9	23.8	0.8	1.8	6.1	61.6
30-32	56.1	8.4	53.0	0.6	1.2	2.4	34.4
40-42	50.7	12.9	43.3	4.0	0.8	1.0	38.0
48-50	40.0	20.4	24.8	8.3	4.7	13.5	28.5
51-53		18.7	25.8	10.6	6.5	11.2	27.2
56-57	22.6	20.4	15.5	2.8	2.1	6.9	52.3
67-69	14.7	10.4	14.8	0.9	2.0	4.0	67.9
79-81	28.2	15.3	20.6	1.8	0.9	3.2	58.2
91-93	24.8	19.2	23.5	6.8	1.9	10.6	38.0
99-101	43.5	18.7	21.7	9.5	4.4	17.0	27.7
101-103		13.3	27.7	13.3	3.8	26.9	15.0
106-108	20.8	11.0	12.8	0.3	2.3	18.2	55.4
117-119	19.4	13.8	16.9	0.4	0.9	4.2	63.8
131-133	12.9	22.4	8.5	0.2	2.2	9.6	57.1
142-144	4.6	19.9	2.7	0.2	2.2	4.7	70.3
153-155	15.8	18.6	12.7	0.8	1.1	5.7	61.1
163-165	15.0	17.7	16.0	0.4	1.0	7.1	57.8
173-175	12.3	9.5	13.6	0.3	1.5	11.1	64.0
183-185	3.5	5.7	7.3	0.1	1.1	7.7	78.1
190-192	7.1	4.5	9.8	0.1	1.2	6.7	77.9
196-198	10.2	3.5	10.1	0.3	1.2	6.7	78.2
201-203	13.3	8.3	11.8	0.4	0.9	9.0	89.6
204-206	21.1	18.2	21.0	0.0	2.5	6.8	50.5
214-218	29.5	16.1	25.3	0.3	1.7	7.7	48.9
222-224	40.7	9.5	36.3	0.1	0.8	3.2	50.1
234-236	26.2	14.7	21.0	0.3	1.9	11.8	50.3
244-246	29.5	17.7	20.4	8.3	2.3	14.5	36.6
253-255	34.1	17.3	20.3	5.4	8.2	16.9	31.9
262-264	29.3	15.9	28.5	0.4	2.0	6.2	47.0
272-274	33.5	11.6	31.0	0.2	1.8	4.9	50.5
282-284	31.8	13.1	25.6	0.4	2.1	3.9	54.9
292-294	35.1	8.2	27.2	0.3	0.8	4.8	58.7
300-302	53.3	9.0	48.8	0.9	0.8	3.7	36.6
310-312	38.5	10.5	31.3	0.7	0.8	2.5	54.2
320-322	20.1	10.6	16.3	1.4	2.1	5.2	64.4
330-332	22.8	9.8	18.3	0.3	0.9	4.6	66.1
340-342	22.6	13.6	18.6	0.6	1.0	7.1	59.1
350-352	22.4	16.8	22.3	0.2	0.8	6.9	53.0
360-362	21.4	18.3	19.0	0.2	1.1	5.3	56.1
370-372	18.5	18.5	17.9	0.8	1.9	7.8	53.1
376-378	15.6	23.6	11.1	0.4	2.0	9.3	53.6
391-393	14.7	19.7	11.4	1.2	1.2	7.6	58.9

Tab. 15: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-68-91

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
401-403	18.7	13.6	15.3	1.9	2.4	7.8	59.6
414-416	8.2	6.6	6.8	0.1	1.3	7.6	77.6
424-426	10.5	3.5	8.2	0.4	1.4	5.7	80.8
436-438	10.3	4.8	9.9	0.3	0.9	7.8	76.5
448-450	47.7	11.3	41.0	0.1	1.1	3.1	43.4
454-456	16.3	18.3	12.6	1.6	1.4	12.2	53.9
461-463	45.5	10.2	37.0	0.1	0.5	8.0	44.2
472-474	40.9	8.3	37.0	0.1	0.8	3.5	50.3
483-485	63.3	4.2	63.4	0.2	0.9	0.9	30.4
499-501	43.8	8.8	38.1	0.8	0.5	5.8	48.2
509-511	25.6	14.3	25.6	0.2	0.7	4.1	55.1
518-520	38.7	12.9	22.5	0.1	1.0	3.5	60.0
528-530	20.0	9.0	34.9	0.3	0.8	4.3	50.7
537-539	37.7	8.7	20.6	0.8	0.6	6.5	62.8
543-545	35.5	5.9	33.0	0.4	0.6	2.5	57.6

Tab. 16: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-69-196

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
0-2	81.0	2.9	87.2	0.5	0.5	1.4	7.5
2-4		1.9	85.3	1.1	0.8	1.5	9.4
8-10	77.1	3.8	84.1	1.0	0.9	1.4	9.0
10-12		3.2	80.2	0.9	1.2	1.8	12.7
19-21	36.0	26.9	27.8	10.7	2.5	10.9	21.2
22-24	41.9	23.1	26.4	13.1	3.1	9.6	24.7
25-27	23.1	18.7	19.1	8.7	7.8	7.2	38.5
28-30		20.9	27.7	1.3	1.3	5.8	43.0
30-32	34.2	31.1	25.9	6.8	2.2	13.3	20.7
38-40		12.4	30.3	2.9	1.4	10.6	42.4
40-42	33.5	19.4	28.7	3.8	2.0	8.6	38.5
48-50		18.5	28.3	9.1	0.4	12.6	30.1
50-52	41.2	17.7	33.3	11.6	4.1	18.2	17.1
52-54		17.4	25.3	9.0	7.4	9.6	31.3
80-82		20.8	22.7	0.9	1.3	2.8	51.5
62-64	15.0	15.6	14.2	0.7	0.4	7.0	62.1
70-72		24.7	4.4	0.5	1.4	9.8	59.2
72-74	4.8	21.2	4.2	0.1	2.1	10.5	61.9
84-86		22.1	21.8	0.2	0.9	8.7	48.3
86-88	26.1	19.7	29.7	0.2	2.6	9.4	38.4
100-102	30.6	22.5	23.3	11.2	3.8	11.4	27.8
102-104		15.8	18.6	9.5	3.9	18.7	35.5
108-110	33.1	19.7	24.7	10.5	5.4	14.5	25.2
110-112		17.7	22.1	10.3	5.6	19.2	25.1
118-120		21.0	31.9	1.0	4.2	5.6	38.3
120-122	41.6	16.5	40.0	0.7	0.8	6.9	35.1
126-128	37.8	17.2	32.4	3.8	1.5	8.1	39.0
128-130		16.2	29.6	3.7	0.7	5.8	44.0
133-135	28.5	15.6	14.9	8.2	10.3	12.9	38.1
134-136		17.0	17.1	7.5	7.8	18.4	32.2
140-142		9.5	69.5	0.4	0.2	2.5	17.9
142-144	58.4	9.1	64.5	0.5	3.7	1.8	20.4
150-152		18.7	38.9	0.5	0.7	14.2	27.0
152-154	36.9	17.0	33.1	0.0	0.8	7.5	41.6
160-162		20.6	15.7	0.4	0.4	7.0	55.9
162-164	16.8	19.3	15.5	0.5	0.5	8.7	56.5
171-173	48.9	14.3	44.2	1.2	0.3	2.4	37.6
173-175		11.4	55.0	2.3	0.1	1.9	29.3
183-185		2.2	83.7	0.2	0.1	1.2	12.8
185-187	84.4	0.9	89.3	0.0	0.5	0.3	9.0
194-196		3.4	83.5	0.7	0.8	1.8	10.0
196-198	78.4	7.3	78.0	1.3	0.4	1.9	11.1
207-209		4.3	80.4	0.2	0.1	1.5	13.5
209-211	80.2	0.8	86.3	0.0	0.5	0.4	12.0
216-218		2.3	91.8	0.2	0.8	1.2	3.9
218-220	88.0	1.0	90.3	0.0	0.5	1.0	7.2
228-230		1.2	92.3	0.0	0.3	0.8	5.4
230-232	79.6	3.6	74.8	0.3	0.8	1.1	19.4
238-240		1.6	92.9	0.0	0.1	0.2	5.2
240-242	82.0	1.7	82.1	0.0	0.2	0.3	5.7
250-252		2.4	92.5	0.0	0.0	0.0	5.1
252-254	76.6	1.7	92.0	0.0	1.2	1.4	3.7
260-262		8.0	65.1	3.6	0.8	3.1	19.4
282-284	44.3	14.6	51.7	1.7	1.0	3.2	27.8
269-271		23.1	23.4	0.5	1.1	8.1	43.8
271-273	27.3	22.2	30.6	0.7	1.4	9.6	35.5
283-285		20.1	22.1	0.4	0.9	8.3	48.2
285-287	26.7	18.1	29.2	0.9	1.3	7.9	42.6

Tab. 16: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern ME-69-196

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
294-296		21.9	8.2	1.1	1.7	5.7	61.4
296-298	12.4	19.8	7.7	0.8	1.2	10.1	60.8
303-305	14.0	18.7	15.3	1.3	1.2	9.5	54.0
306-308		19.5	20.3	0.7	1.1	6.4	52.0
311-313	28.8	15.3	28.6	1.3	1.4	6.0	47.2
321-323		17.4	25.8	0.9	1.0	5.2	49.9
323-325	39.2	14.0	41.9	0.5	0.8	5.3	37.5
332-334		3.2	80.2	0.9	0.0	1.8	13.9
334-336	51.0	8.3	58.5	0.3	0.3	5.8	26.8
345-347	2.2	27.8	2.9	0.1	2.1	14.1	53.0
362-364	64.5	6.0	75.7	0.0	0.0	3.6	14.7
374-376	65.1	4.1	71.7	0.0	0.0	2.3	21.9
388-390	15.6	18.2	13.4	0.1	2.3	8.6	57.4
394-396	51.6	9.4	55.6	0.4	1.7	3.0	29.9
410-412	79.2	1.0	91.4	0.0	0.1	0.4	7.1
419-421	72.0	3.3	84.1	0.0	0.0	2.4	10.2
432-434	23.4	13.8	27.6	0.3	1.2	5.5	51.6
446-448	78.3	3.6	87.0	0.0	0.3	1.4	7.7
451-453	78.5	10.2	85.4	0.0	0.2	1.7	2.5
461-463	41.2	13.5	45.1	0.0	0.8	0.0	40.8
471-473	80.1	2.6	98.2	0.0	0.0	2.1	5.1
481-483	64.3	6.4	73.3	0.0	0.1	2.9	17.3
492-494	86.4	1.2	92.3	0.0	0.0	0.7	5.8
505-507	86.2	1.3	89.2	0.0	0.5	0.3	8.7
517-519	94.9	0.7	90.8	0.0	0.0	0.4	8.1
530-532	90.3	0.7	93.8	0.0	0.0	0.7	5.0
542-544	87.9	0.6	89.9	0.0	0.0	0.7	8.8
552-554		0.9	91.7	0.0	0.1	1.8	5.5
553-555	88.3	0.8	92.6	0.0	0.0	0.7	5.9
566-568	94.5	2.1	88.8	0.0	0.0	1.4	9.7
577-579	77.4	2.3	88.3	0.0	0.2	0.7	8.5
587-589	73.5	3.7	84.4	0.0	0.0	1.0	10.9
595-597	94.8	1.1	93.5	0.0	0.0	0.7	4.7
609-611	86.5	0.7	94.7	0.0	0.0	0.4	4.2
620-622	86.5	0.8	95.1	0.0	0.0	0.0	4.3
631-633	79.0	4.9	91.2	0.0	0.1	0.4	3.4
641-643	74.2	3.1	83.1	0.0	0.2	0.9	12.7
653-655	83.8	1.4	92.8	0.0	0.0	0.8	5.0
664-666	87.6	0.4	94.8	0.0	0.0	0.0	4.8
676-678	86.6	0.5	93.8	0.0	0.0	0.0	5.9
689-691	62.6	1.8	60.0	0.0	0.1	1.4	16.7
695-697	87.3	0.9	90.9	0.0	0.4	0.8	7.0
710-712	69.5	0.8	92.1	0.0	0.0	0.4	6.7
726-728	80.5	2.2	86.9	0.0	0.2	0.4	10.3
736-738	88.1	0.5	91.8	0.0	0.0	0.4	7.3
743-745	88.8	0.4	92.0	0.0	0.0	0.0	7.6
755-757	87.1	0.6	93.6	0.0	0.0	0.0	5.8
768-770	86.9	0.2	94.5	0.0	0.0	0.0	5.3
781-783	89.1	0.4	92.0	0.0	0.0	0.0	7.8
793-795	89.5	0.3	96.1	0.0	0.0	0.8	2.8
808-808	88.5	0.1	93.2	0.0	0.0	0.0	6.7
818-820	87.7	0.4	93.4	0.0	0.0	0.4	5.8
831-833	91.5	0.8	94.8	0.0	0.0	0.8	3.6
842-844	91.0	0.2	92.7	0.0	0.0	0.0	7.1
853-855	86.4	0.4	91.8	0.0	0.0	0.0	7.8
863-865	86.9	0.1	83.1	0.0	0.0	0.0	8.8
873-875	88.0	0.3	95.2	0.0	0.0	0.0	4.5
875-877		0.8	94.8	0.0	0.0	0.0	4.8
885-887	89.0	0.2	91.9	0.0	0.0	0.0	7.9
898-900	88.8	0.3	87.3	0.0	0.0	0.0	12.4
900-902	0.3	0.3	92.3	0.0	0.0	0.0	7.4

Tab. 17: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern M6-7A-244/1

Probe (cm)	Karbonatgehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllosilikate (%)
0-2	88.7	1.5	89.5	0.0	0.0	0.0	9.0
5-7	82.8	2.7	86.0	0.2	0.4	0.5	10.2
10-12	50.1	11.9	42.5	5.0	1.7	1.9	37.0
13-15	47.0	17.4	27.7	10.4	3.4	7.9	33.8
16-18	28.8	25.1	21.3	1.8	1.8	5.1	44.9
22-24	34.2	13.7	27.0	4.5	2.1	8.4	44.3
26-28	42.4	12.2	27.9	9.8	1.9	17.3	31.1
30-32	28.0	12.7	19.6	0.6	1.2	5.6	60.3
39-41	9.7	28.1	4.0	0.7	5.2	7.3	54.7
45-47	19.4	20.3	14.8	0.9	2.0	6.2	55.8
49-51	28.5	18.5	21.7	0.4	2.3	20.5	38.6
54-56	29.9	13.7	29.6	0.8	1.7	4.8	49.4

Tab. 17: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern M6-7A-244/1

Probe (cm)	Karbonat- gehalt (%)	Quarz (%)	Kalzit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phylo- silikate (%)
56-61	31.0	24.0	19.2	9.7	2.5	17.3	27.3
62-64	32.2	13.9	22.6	9.5	3.4	19.4	31.0
65-67	32.8	18.7	21.9	7.9	3.2	18.9	29.4
68-70	29.2	20.9	29.2	0.3	1.7	5.1	42.8
76-78	21.6	14.9	42.6	0.7	1.9	5.3	34.6
83-85	35.5	11.8	33.8	2.7	1.8	11.4	38.5
89-91	27.5	27.3	14.9	3.8	4.6	18.8	30.8
95-97	58.9	7.2	58.5	0.6	0.3	6.6	26.8
104-106	57.2	6.7	58.6	0.9	0.3	5.3	25.0
113-115	36.9	28.7	36.1	0.1	1.2	3.8	30.3
122-124	34.0	12.7	34.0	0.4	1.1	3.5	48.3
128-130	15.9	18.2	8.0	0.2	4.2	7.8	59.6
137-139	17.5	15.2	16.1	0.9	2.0	12.0	53.8
146-148	30.4	15.3	32.6	0.6	5.2	11.1	35.2
154-158	51.5	19.2	57.0	0.6	0.8	7.9	14.5
160-162	68.8	5.5	71.1	0.2	0.2	2.9	20.1
166-168	76.7	3.9	82.4	0.6	0.3	1.4	11.4
172-174	88.0	1.0	93.9	0.0	0.0	0.4	4.7
180-182	85.4	1.0	90.4	0.4	0.0	0.9	7.3
186-188	80.0	8.6	80.7	0.1	0.8	0.3	9.5
191-193	72.0	3.5	74.8	1.9	1.0	2.1	16.7
197-199	85.0	2.3	90.1	0.4	2.8	1.1	3.3
205-207	90.4	0.8	92.1	0.0	0.1	0.0	7.0
214-216	83.8	1.1	88.7	0.0	0.7	0.3	9.2
225-227	89.2	1.1	94.7	0.0	0.0	0.0	4.2
235-237	80.2	2.6	83.8	0.1	0.4	1.7	11.4
245-247	79.5	3.0	81.8	0.0	3.5	0.7	11.0
253-255	66.1	2.3	91.2	0.0	0.3	0.0	6.2
263-265	82.5	1.2	93.0	0.0	0.6	0.6	4.6
273-275	83.8	2.7	92.5	0.0	0.0	0.5	4.3
283-285	86.0	1.2	92.0	0.0	0.0	0.7	6.1
293-295	73.2	4.2	77.2	0.2	0.8	1.7	15.9
303-305	41.8	22.6	38.1	3.8	2.6	5.1	26.8
309-311	25.0	19.1	19.3	0.6	2.5	12.3	46.2
319-321	37.8	11.6	33.7	0.3	1.3	6.6	46.5
329-331	25.7	11.8	26.5	0.6	1.4	4.2	53.5
339-341	27.4	13.5	22.7	0.6	1.8	22.4	39.2
349-351	27.5	18.1	24.0	0.2	1.5	6.4	49.8
359-361	19.4	22.8	15.7	0.1	8.6	2.8	50.0
369-371	7.1	22.6	8.4	0.1	3.5	6.3	59.1
379-381	16.0	17.9	13.0	8.7	3.2	6.3	50.9
389-391	22.8	15.6	22.7	2.1	1.9	4.5	53.2
398-400	34.9	1.3	36.0	1.1	7.8	7.6	46.2
404-406	19.7	18.4	19.0	1.3	2.4	5.2	53.7
409-411	32.4	13.4	34.6	0.6	0.9	5.7	44.8
419-421	42.0	9.4	42.3	0.3	0.6	8.1	41.3
428-430	65.0	3.8	67.8	0.1	1.6	1.8	24.9
439-441	46.1	9.0	48.1	0.2	1.8	6.2	36.7
446-448	41.6	14.4	39.6	0.7	1.0	4.1	40.2
455-457	41.1	11.7	39.4	0.8	1.0	4.0	43.1
465-467	48.5	7.8	48.7	0.1	0.4	9.8	35.2
475-477	54.7	6.6	56.8	0.1	2.1	3.8	30.6
483-485	39.1	13.5	36.9	0.5	0.7	9.3	39.1
489-491	69.0	5.1	71.5	0.1	0.3	5.0	18.0
499-501	83.3	1.9	87.7	0.0	0.6	0.9	8.9
511-513	76.6	3.1	80.9	0.0	0.2	3.1	12.7
519-521	81.3	2.0	87.4	0.0	0.8	0.6	9.2
529-531	81.3	1.6	92.1	0.0	0.2	0.7	5.4
539-541	77.7	2.5	84.9	0.0	0.2	2.7	9.7
549-551	41.3	7.9	44.9	0.6	0.8	11.0	34.8
559-561	34.1	12.2	33.3	0.3	3.7	5.4	45.1
569-571	47.5	14.0	48.7	0.1	0.9	4.0	32.3
579-581	68.2	6.6	77.1	0.0	0.1	1.7	14.5
586-588	74.8	5.1	81.9	0.1	0.1	0.9	11.9
596-598	79.3	2.8	85.9	0.9	0.1	3.8	7.0
606-608	59.6	5.5	62.8	3.9	1.8	1.7	24.5
613-615	27.2	19.1	24.2	1.2	4.3	4.5	46.7
622-624	53.9	12.4	57.6	0.4	0.3	9.1	20.2
632-634	49.9	10.6	48.0	2.0	0.4	7.0	34.0
642-644	57.4	18.4	55.2	1.3	0.4	3.8	21.1
652-654	62.8	7.9	55.6	3.1	1.1	13.2	19.1
661-663	35.9	32.5	23.2	10.3	5.0	3.8	25.2
672-674	10.4	25.7	10.5	1.6	4.2	6.4	51.6
677-679	30.2	28.9	31.3	1.3	1.8	11.9	26.8
686-688	40.7	8.3	41.0	0.1	1.6	4.2	44.8
693-695	10.2	18.9	7.1	1.3	4.0	5.2	63.5
703-705	8.4	14.7	7.8	1.2	2.6	15.1	58.6
713-715	12.5	33.4	9.8	2.9	4.6	4.5	44.8

Tab. 17: Mineralprozentage (Röntgendiffraktometrie) und Karbonatgehalt (Scheibler-Kalzimeter), Kern M6-7A-244/1

Probe (cm)	Karbonat- gehalt (%)	Quarz (%)	Kalkit (%)	Dolomit (%)	K-Feldspat (%)	Plagioklas (%)	Phyllo- silikate (%)
723-725	11.7	24.0	7.7	2.8	2.7	8.5	54.3
734-736	53.6	6.2	54.1	1.3	0.5	2.9	33.0
744-746	86.7	1.9	92.5	0.0	0.2	0.6	4.8
754-756	83.0	1.4	93.0	0.1	0.0	0.0	5.5
764-766	83.0	2.7	88.9	0.0	2.3	0.2	5.9
774-778	82.7	9.8	62.2	0.0	0.2	6.9	20.9
785-787	79.5	4.0	86.3	0.0	0.0	5.1	4.6
796-788	66.9	5.9	69.1	0.2	0.1	1.6	23.1
803-805	83.5	2.4	90.7	0.4	0.2	1.3	5.0
813-815	77.8	2.6	88.9	0.3	0.2	1.4	6.6
822-824	77.7	2.7	85.3	0.0	0.2	0.6	11.2
832-834	85.2	1.4	94.5	0.0	0.0	0.0	4.1
842-844	81.1	2.6	91.3	0.4	0.9	2.0	2.8
853-855	52.9	10.9	53.7	3.2	1.2	3.8	27.2
860-862	18.6	17.2	17.6	3.1	1.3	8.4	52.4
870-872	1.6	26.7	1.5	0.6	3.9	11.0	56.3
877-879	5.3	21.5	5.8	0.3	2.4	12.1	57.9
883-885	1.1	18.4	1.4	0.2	2.3	18.2	59.5
893-895	27.1	12.1	24.6	1.0	6.1	0.7	55.5
904-906	46.8	11.6	48.0	0.3	1.2	4.5	34.4
913-915	13.1	30.9	11.3	0.7	5.3	5.3	46.5
919-921	1.1	24.0	1.9	0.4	6.4	4.1	63.2
927-929	12.6	18.8	8.5	4.1	2.8	5.3	59.5
935-937	31.7	14.2	29.1	1.7	1.0	5.1	48.9
945-947	51.6	9.9	52.9	1.1	0.8	5.7	29.6
955-957	64.3	4.4	65.4	1.0	0.9	8.9	19.4
963-965	70.5	5.0	78.0	0.3	0.9	2.2	13.5
974-976	89.1	0.9	93.0	0.3	0.0	0.0	5.8
984-986	85.5	3.1	90.7	0.0	0.0	1.3	4.9
994-996	78.7	3.1	85.1	0.2	0.7	0.5	10.4
1005-1007	81.9	0.7	87.7	0.0	0.0	0.0	11.6
1015-1017	89.3	0.3	93.0	0.0	0.0	0.0	6.7
1025-1027	92.9	0.6	94.5	0.0	0.0	0.3	4.8
1035-1037	92.5	0.0	93.8	0.0	1.9	0.0	4.3
1045-1047	92.2	1.0	95.0	0.0	0.0	0.0	4.0
1055-1057	89.8	1.4	92.6	0.0	0.0	0.2	5.8
1065-1067	88.4	1.3	94.7	0.1	0.0	0.0	3.9
1075-1077	79.0	3.5	81.2	0.0	0.0	0.6	14.7
1083-1085	35.1	23.5	22.1	11.6	3.5	10.2	29.1
1089-1091	15.0	34.7	10.6	0.6	3.0	4.7	46.4
1100-1102	11.4	17.0	6.5	0.0	1.3	4.6	70.6
1107-1109	15.7	9.9	11.0	0.4	1.5	9.3	67.9





























Tab. 30: Daten der Röntgenfluoreszenz-Analyse

KERN (cm)	ME-69-196 48-50	PO-08-23 86-88	ME-68-91 51-53	ME-68-91 101-103	ME-68-91 255-257	ME-68-89 36-48	ME-68-89 65-67	ME-68-89 158-160	ME-68-89 185-187	ME-69-196 28-30
Haupt- elemente (Gew. %)	CM	CM	CM	CM	CM	CM	CM	CM	CM	DI
SiO <sub>2</sub>	40.99	46.72	43.29	38.56	42.83	37.81	42.35	43.36	50.38	45.95
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.41	0.33	0.28	0.34	0.34	0.32	0.32	0.45	0.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.84	9.42	7.28	7.02	8.19	6.71	7.18	8.03	9.95	11.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	2.22	1.55	1.59	1.22	1.75	1.50	1.50	2.26	4.06
FeO	0.74	1.06	0.69	0.60	1.27	0.59	0.77	0.97	1.22	1.36
MnO	0.10	0.05	0.11	0.16	0.08	0.12	0.06	0.07	0.06	0.08
MgO	3.66	3.08	3.46	4.12	3.39	3.86	3.66	3.54	3.26	2.23
CaO	20.89	16.29	20.16	22.45	19.88	23.06	20.31	19.34	13.21	13.72
Na <sub>2</sub> O	1.88	2.09	1.44	1.24	1.65	1.41	1.70	1.76	2.20	2.33
K <sub>2</sub> O	1.16	1.32	1.09	0.89	1.26	0.99	1.11	1.27	1.42	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11	0.09	0.09	0.1	0.08	0.09	0.10	0.12	0.12
H <sub>2</sub> O	1.38	2.72	1.55	2.72	1.91	2.57	2.30	1.87	2.98	5.50
CO <sub>2</sub>	19.57	14.58	19.13	20.56	18.14	20.81	18.69	18.03	12.53	11.29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	100.01	100.08	100.17	100.28	100.26	100.1	100.04	100.16	100.04	99.72
Spuren- elemente (ppm)										
Ba	346	327	289	251	317	257	247	309	350	322
Rb	47	63	43	45	54	42	45	51	65	61
Sr	282	333	264	257	263	272	253	259	276	321
Pb	<2	23	12	4	9	<2	<2	14	<2	15
Th	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
La	20	10	13	16	16	10	17	13	12	7
Ce	45	26	27	26	34	20	40	23	35	25
Nd	17	12	9	12	14	11	16	13	18	11
Y	7	17	12	9	11	11	7	13	15	20
Zr	130	139	137	112	124	127	125	125	146	144
V	35	30	22	22	27	16	24	26	43	22
Cr	37	61	42	30	89	24	24	63	37	34
Ni	13	27	20	12	18	19	8	19	15	24
Co	6	12	8	8	9	5	5	11	2	2
Cu	10	40	23	13	30	17	4	24	15	42
Zn	22	55	32	25	35	25	20	37	32	60
Ga	5	16	10	6	9	6	2	12	7	13
Hf	<2	12	6	<2	5	<2	<2	7	14	8

FO = foraminiferal ooze; DI = diamicton; CM = cemented marl; TU = turbidite; FNC = foraminiferal nanofossil chalk

Tab. 30: Daten der Röntgenfluoreszenz-Analyse

KERN (cm)	PO-08-23 56-58	PO-08-23 104-106	ME-68-91 119-121	ME-68-89 48-50	ME-68-89 132-134	ME-68-89 370-372	ME-69-196 228-230	ME-69-196 729-731	PO-08-23 2-4
Haupt- elemente (Gew. %)	DI	DI	DI	DI	DI	DI	DI	FO	FO
SiO2	47.6	52.39	45.19	40.18	43.88	40.96	5.37	12.57	12.33
TiO2	0.58	0.79	0.84	0.74	0.61	0.64	0.06	0.17	0.13
Al2O3	9.49	12.56	12.86	11.03	9.76	10.74	1.48	3.28	2.59
Fe2O3	3.11	4.38	4.43	4.14	3.22	3.47	0.46	1.14	0.54
FeO	0.72	1.26	1.30	1.05	0.99	1.15	0.08	0.18	0.41
MnO	0.12	0.08	0.07	0.11	0.08	0.16	0.06	0.06	0.06
MgO	1.64	2.44	2.43	2.27	1.86	1.94	0.65	0.85	0.92
CaO	16.02	9.28	11.61	16.73	17.32	17.71	49.47	44.1	43.81
Na2O	2.05	2.40	2.45	2.15	1.99	1.88	0.20	0.33	0.35
K2O	1.00	2.00	1.61	1.05	0.81	0.86	0.01	0.07	0.04
P2O5	0.11	0.13	0.13	0.13	0.11	0.12	0.06	0.05	0.07
H2O	4.52	4.41	6.62	6.51	5.42	6.46	4.41	2.85	3.30
CO2	12.8	7.84	10.44	13.45	13.85	13.81	37.78	34.63	35.10
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Σ	99.87	99.98	99.99	99.55	99.91	99.91	100.09	100.28	99.65
<b>Spuren- elemente (ppm)</b>									
Ba	321	424	355	336	320	318	103	73	73
Rb	62	84	86	71	63	68	10	21	15
Sr	448	278	301	390	472	451	1228	929	1095
Pb	30	22	15	14	15	17	<2	10	5
Th	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2
La	7	12	17	11	8	5	9	<4	4
Ce	16	31	27	21	19	13	<6	13	<6
Nd	11	15	11	14	11	10	7	6	6
Y	24	24	23	21	20	21	10	13	10
Zr	142	163	126	124	135	113	42	54	58
V	25	40	25	25	15	10	<3	<3	<3
Cr	56	47	35	33	35	24	<3	13	5
Ni	35	34	28	27	25	25	<2	12	7
Co	13	8		3	3	3	<2	3	<2
Cu	53	55	43	43	40	36	28	36	34
Zn	65	72	64	60	54	48	10	27	20
Ga	18	17	13	13	12	10	<1	6	4
Hf	15	11	6	7	6	3	<2	2	2

FO = foraminiferal ooze; DI = diamicton; CM = cemented marl; TU = turbidite; FNC = foraminiferal nanofossil chalk

Tab. 30: Daten der Röntgenfluoreszenz-Analyse

KERN (cm)	PO-08-23 138-140	ME-68-91 3-5	ME-66-89 12-14	ME-68-88 251-253	ME-68-89 332-334	ME-66-91 185-187	ME-68-91 438-440	ME-69-196 861-863	PO-08-23 861-863
<b>Haupt- elemente (Gew. %)</b>	FO	FO	FO	FO	FO	TU	TU	FNC	FNC
SiO <sub>2</sub>	4.02	7.45	12.52	13.58	6.64	47.88	44.16	1.73	1.98
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.15	0.17	0.18	0.09	1.77	1.67	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	2.39	2.96	3.35	1.77	12.95	12.05	0.65	0.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.78	1.02	1.08	0.50	6.73	6.55	0.24	0.27
FeO	0.00	0.35	0.26	0.28	0.19	3.02	2.53	0.01	0.01
MnO	0.04	0.07	0.08	0.06	0.08	0.14	0.13	0.05	0.05
MgO	0.58	0.85	1.05	0.98	0.72	3.84	3.59	0.52	0.55
CaO	50.34	46.72	43.15	42.47	48.12	6.72	9.52	52.72	52.80
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.13	0.64	0.22	0.45	3.99	3.81	0.16	0.15
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.07	0.05	0.03	1.44	1.05	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.22	0.23	0.07	0.06
H <sub>2</sub> O	4.14	3.89	3.88	5.35	5.29	6.06	7.99	2.31	4.06
CO <sub>2</sub>	38.91	36.31	34.3	32.02	36.08	4.07	5.79	40.67	38.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Σ	99.96	99.1	99.97	99.88	100.04	99.12	99.09	99.15	99.91
<b>Spuren- elemente (ppm)</b>									
Ba	24	4	73	111	55	154	169	3	3
Rb	8	16	18	23	12	42	37	5	6
Sr	1160	1287	1104	1089	1204	232	298	1242	1338
Pb	4	4	<2	20	9	<2	<2	<2	<2
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	3
La	<4	8	<4	<4	<4	5	9	<43	<4
Ce	<6	<6	12	<6	<6	13	23	<6	15
Nd	7	11	6	4	5	8	11	11	17
Y	9	11	10	16	13	27	28	8	5
Zr	34	44	60	62	48	146	149	33	33
V	<3	<3	<3	<3	<3	17	58	<3	<3
Cr	<3	9	5	17	7	26	37	<3	<3
Ni	<2	8	6	15	6	23	26	<2	<2
Co	<2	2	<2	4	<2	<2	3	<2	<2
Cu	25	39	31	36	36	45	57	15	7
Zn	12	24	16	31	17	66	75	<3	<3
Ga	<1	<1	<1	10	4	12	13	<1	<1
Hf	<2	<2	<2	5	<2	2	6	<2	<2

FO = foraminiferal ooze; DI = diamicton; CM = cemented marl; TU = turbidite; FNC = foraminiferal nannofossil chalk

Tab. 31: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-69-196)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (%)	Mn (%)	Fe (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
0-2	10.23	0.06		1.06	0.43	0.09	0.11	10.12	10.0	0.053	0.583	35.07	0.294	0.112	0.037	0.268	1.294	0.103	0.183
2-4	10.28	0.08		1.86	0.56	0.13	0.19	10.09	10.4	0.097	0.581	33.61	0.331	0.137	0.041	0.275	0.881	0.105	0.272
8-10	9.45	0.09		1.13	0.30	0.05	0.18	9.27	15.6	0.074	0.789	32.55	0.425	0.106	0.046	0.396	1.108	0.126	0.270
10-12	9.14	0.13	0.01	0.91	0.40	0.07	0.17	8.97	18.4	0.120	0.760	29.11	0.517	0.126	0.046	0.516	0.771	0.130	0.403
19-21	4.90	0.08		0.30	0.11	0.01	0.16	4.74	53.5	0.082	1.597	15.02	1.934	0.023	0.028	0.741	0.395	0.154	0.418
22-24	5.54	0.08		0.40	0.11		0.21	5.33	51.2	0.085	0.902	16.04	1.940	0.020	0.038	0.704	0.326	0.148	0.381
25-27	3.31	0.24		0.82	0.40	0.02	0.52	2.79	63.7	0.118	1.387	10.49	1.435	0.023	0.043	1.932	0.806	0.321	0.319
28-30	3.38	0.39	0.02	0.37	0.48	0.02	0.23	3.14	62.9	0.127	0.941	10.05	0.877	0.040	0.034	2.127	0.984	0.360	1.350
30-32	4.39	0.21	0.02	0.44	0.30	0.03	0.25	4.14	57.4	0.097	1.098	13.14	1.329	0.029	0.040	1.172	0.818	0.250	0.819
38-40	4.46	0.32	0.02	0.51	0.48	0.04	0.28	4.18	54.8	0.130	0.915	13.34	1.046	0.052	0.053	1.688	0.791	0.295	1.049
40-42	4.33	0.25	0.02	0.62	0.31	0.03	0.36	3.97	57.8	0.093	1.138	13.46	1.084	0.034	0.045	1.213	0.932	0.272	0.879
48-50	5.58	0.10		0.28	0.10		0.14	5.44	50.1	0.124	0.807	14.79	2.259	0.028	0.057	0.952	0.284	0.177	0.583
50-52	5.84	0.12	0.01	0.62	0.09	0.03	0.30	5.54	49.1	0.088	1.008	17.21	2.192	0.020	0.059	0.841	0.338	0.198	0.598
52-54	5.38	0.15	0.01	0.26	0.11		0.13	5.25	51.3	0.125	0.882	14.45	2.179	0.029	0.130	0.911	0.372	0.196	0.595
60-62	3.14	0.42	0.02	0.86	0.40	0.03	0.55	2.58	64.4	0.136	1.068	9.50	0.843	0.045	0.034	1.931	0.988	0.349	1.096
82-84	1.81	0.41	0.02	0.39	0.46	0.03	0.29	1.51	75.2	0.120	1.397	5.94	0.897	0.021	0.037	2.070	0.960	0.402	1.357
70-72	1.00	0.52	0.02	0.21	0.47	0.02	0.17	0.83	81.7	0.158	0.929	3.47	1.042	0.023	0.058	2.321	0.802	0.416	1.342
72-74	1.05	0.46		0.40	0.39	0.02	0.32	0.73	81.4	0.116	1.328	3.14	0.897	0.013	0.037	2.019	1.091	0.425	1.368
84-86	3.26	0.29	0.02	0.26	0.33	0.02	0.17	3.08	65.2	0.122	1.050	10.12	0.724	0.047	0.066	1.319	0.754	0.266	0.834
86-88	2.70	0.28		0.41	0.29	0.01	0.26	2.44	63.8	0.100	1.147	13.04	0.614	0.039	0.080	1.210	0.869	0.247	0.838
100-102	3.82	0.20	0.01	0.40	0.15		0.25	3.58	61.4	0.103	1.157	11.81	1.425	0.027	0.057	1.281	0.688	0.258	0.971
102-104	4.25	0.12		0.21	0.15	0.02	0.13	4.12	60.4	0.143	1.019	11.40	2.072	0.025	0.036	1.004	0.283	0.208	0.659
108-110	4.46	0.10		0.44	0.06		0.25	4.21	58.1	0.110	1.158	13.27	2.155	0.017	0.025	1.068	0.400	0.231	0.692
110-112	4.34	0.12		0.31	0.14	0.04	0.19	4.15	59.9	0.145	1.050	10.60	1.990	0.027	0.023	1.045	0.311	0.213	0.632
118-120	4.50	0.22	0.02	0.35	0.27	0.03	0.18	4.31	52.6	0.105	0.974	15.08	0.886	0.063	0.021	0.914	0.777	0.202	0.631
120-122	5.31	0.17	0.01	0.50	0.21	0.02	0.25	5.06	49.8	0.079	1.099	18.71	0.596	0.054	0.023	0.875	0.994	0.199	0.658
126-128	4.53	0.18		0.51	0.18	0.03	0.29	4.24	56.6	0.096	1.166	16.23	1.020	0.041	0.016	0.975	0.815	0.224	0.666
128-130	5.14	0.15		0.25	0.30	0.06	0.13	5.01	50.3	0.109	0.955	15.62	0.951	0.065	0.018	0.994	0.705	0.203	0.668
140-142	7.76	0.17	0.01	0.47	0.39	0.05	0.14	7.61	30.0	0.104	0.888	24.07	0.446	0.101	0.018	0.624	0.705	0.152	0.439

Tab. 31: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-69-196)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (%)	Mn (%)	Fa (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
142-144	7.43	0.17	0.01	0.74	0.35	0.04	0.23	7.19	31.9	0.076	0.926	25.64	0.420	0.081	0.047	0.647	1.033	0.151	0.404
150-152	4.87	0.25	0.02	0.32	0.36	0.08	0.17	4.69	53.2	0.126	1.059	14.29	0.692	0.068	0.029	1.227	0.667	0.226	0.799
152-154	4.36	0.26	0.02	0.33	0.37	0.03	0.19	4.17	57.0	0.100	1.299	15.51	0.571	0.051	0.018	1.426	1.007	0.233	0.878
160-162	2.22	0.41	0.02	0.27	0.37	0.08	0.19	2.03	71.2	0.152	0.903	7.03	1.003	0.036	0.041	2.246	0.856	0.377	1.229
162-164	2.46	0.33	0.02	0.48	0.39	0.02	0.34	2.12	71.8	0.109	1.347	8.01	0.777	0.028	0.029	1.671	1.123	0.320	1.198
171-173	5.77	0.21		0.29	0.34	0.03	0.15	5.62	52.8	0.092	1.168	16.96	0.618	0.055	0.025	1.091	1.076	0.231	0.882
173-175	6.84	0.17		0.35	0.46	0.09	0.13	6.71	36.4	0.095	0.963	19.96	0.581	0.093	0.024	1.215	0.849	0.178	0.600
183-185	9.87	0.09		0.88	0.55	0.07	0.12	9.75	13.7	0.076	0.721	30.33	0.363	0.136	0.026	0.349	0.870	0.108	0.440
185-187	10.46	0.05		1.00	0.38	0.07	0.07	10.39	7.0	0.054	0.628	35.67	0.231	0.122	0.021	0.229	1.118	0.089	0.146
194-198	9.99	0.08		0.99	0.46	0.07	0.12	9.87	12.3	0.082	0.708	32.18	0.405	0.135	0.030	0.168	0.712	0.105	0.279
196-198	9.23	0.09		0.80	0.30	0.04	0.14	9.09	17.9	0.067	0.790	32.08	0.471	0.102	0.030	0.375	1.066	0.122	0.316
207-209	10.59	0.09		2.33	0.89	0.03	0.18	10.41	7.7	0.065	0.584	34.58	0.257	0.143	0.030	0.205	0.882	0.103	0.123
209-211	10.00	0.07		1.13	0.38	0.04	0.12	9.87	10.7	0.059	0.681	34.37	0.272	0.110	0.025	0.282	1.270	0.118	0.226
216-218	10.52	0.05		1.92	0.76	0.03	0.15	10.37	7.9	0.068	0.601	32.72	0.261	0.142	0.028	0.197	0.926	0.111	0.391
218-220	10.62	0.06		0.97	0.62	0.07	0.07	10.55	6.9	0.058	0.524	36.62	0.186	0.118	0.028	0.162	1.155	0.100	0.150
228-230	10.34	0.09		1.21	0.67	0.02	0.12	10.22	9.6	0.071	0.675	31.67	0.292	0.139	0.034	0.296	0.918	0.121	0.311
230-232	9.68	0.10		0.78	0.53	0.08	0.08	9.60	10.8	0.057	0.779	34.11	0.234	0.105	0.028	0.317	1.071	0.109	0.284
238-240	10.32	0.06		1.26	0.63	0.03	0.13	10.19	10.1	0.096	0.626	31.92	0.276	0.137	0.028	0.259	0.830	0.102	0.229
240-242	10.16	0.09		1.22	0.39	0.04	0.13	10.03	10.8	0.061	0.620	35.00	0.197	0.114	0.033	0.197	1.233	0.113	0.211
250-252	10.47	0.07		1.49	0.50	0.02	0.14	10.33	9.3	0.056	0.627	34.54	0.280	0.140	0.042	0.231	0.674	0.079	0.189
252-254	10.06	0.07		0.72	0.17	0.02	0.08	9.98	11.4	0.074	0.741	34.18	0.228	0.111	0.033	0.266	0.959	0.087	0.166
260-262	7.70	0.13		0.35	0.34	0.03	0.11	7.59	30.7	0.047	0.950	23.94	0.538	0.105	0.047	0.666	0.560	0.136	0.444
262-264	5.67	0.15	0.01	0.62	0.26	0.01	0.28	5.39	45.0	0.085	1.087	21.17	0.538	0.068	0.034	0.820	0.829	0.171	0.527
269-271	3.84	0.32	0.02	0.37	0.41		0.22	3.62	58.0	0.064	1.067	12.72	0.758	0.060	0.042	1.442	0.693	0.252	0.885
271-273	3.84	0.32		0.38	0.39	0.02	0.24	3.60	62.2	0.099	1.225	13.50	0.536	0.042	0.037	1.308	0.924	0.232	0.851
283-285	3.54	0.36	0.02	0.29	0.44		0.18	3.36	82.4	0.059	1.017	10.99	0.681	0.054	0.062	1.488	0.754	0.288	0.987
285-287	2.72	0.31		0.29	0.37	0.02	0.18	3.54	60.4	0.096	1.258	12.67	0.572	0.044	0.048	1.577	1.081	0.301	1.238
294-296	1.30	0.53	0.02	0.22	0.46		0.18	1.12	81.9	0.066	0.946	4.20	0.733	0.026	0.037	1.635	0.753	0.312	0.860
298-298	1.48	0.38	0.02	0.47	0.41	0.02	0.37	1.09	79.1	0.108	1.288	4.94	0.643	0.019	0.035	1.944	1.075	0.352	1.248

Tab. 31.: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-69-196)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (%)	Mn (%)	Fe (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
303-305	2.32	0.32	0.02	0.35	0.45	0.03	0.25	2.08	70.6	0.106	1.278	7.84	0.874	0.024	0.040	1.768	1.209	0.329	1.208
306-308	3.02	0.43	0.02	0.30	0.45	0.03	0.20	2.82	65.9	0.072	1.099	8.37	1.152	0.040	0.050	1.851	0.863	0.364	1.091
311-313	3.86	0.35	0.02	0.57	0.45	0.03	0.34	3.52	59.6	0.099	1.326	12.47	0.795	0.042	0.039	1.636	1.264	0.310	1.177
321-323	4.41	0.32	0.02	0.31	0.46	0.03	0.17	4.24	54.0	0.060	1.100	13.29	0.731	0.063	0.059	1.491	0.979	0.306	0.864
323-325	4.97	0.28	0.02	0.55	0.43	0.03	0.28	4.69	50.8	0.093	1.229	17.49	0.546	0.058	0.049	1.289	1.086	0.269	0.943
334-336	6.76	0.18	0.02	0.54	0.38	0.04	0.19	6.57	36.3	0.067	1.079	22.84	0.432	0.074	0.015	0.736	1.285	0.187	0.590
345-347	0.65	0.47	0.02	0.34	0.42	0.03	0.29	0.35	86.3	0.114	1.359	2.21	0.652	0.013	0.025	1.929	0.959	0.348	1.239
362-364	8.73	0.15	0.02	0.59	0.60	0.04	0.12	8.61	20.5	0.064	0.999	29.17	0.356	0.084	0.027	0.561	1.088	0.149	0.451
374-376	8.67	0.11	0.02	0.47	0.39	0.05	0.10	8.57	21.1	0.063	0.946	29.24	0.381	0.087	0.024	0.556	1.244	0.137	0.379
388-390	2.03	0.41	0.02	0.34	0.52	0.03	0.25	1.77	75.0	0.114	1.396	8.96	0.575	0.025	0.020	1.727	1.270	0.317	1.067
394-396	6.90	0.14	0.02	0.61	0.25	0.03	0.19	6.71	31.8	0.055	0.916	23.26	0.344	0.062	0.014	0.587	1.168	0.143	0.379
410-412	10.75	0.05	0.02	0.86	0.63	0.11	0.05	10.70	5.9	0.055	0.661	36.87	0.208	0.110	0.031	0.252	1.001	0.073	0.110
419-421	9.58	0.10	0.02	0.82	0.32	0.06	0.13	9.45	15.3	0.066	0.824	32.10	0.238	0.104	0.029	0.524	0.987	0.105	0.264
432-434	3.36	0.42	0.02	0.28	0.51	0.03	0.17	3.18	62.7	0.084	1.244	11.26	0.535	0.038	0.020	1.544	1.252	0.291	1.005
446-448	10.06	0.08	0.02	1.03	0.36	0.05	0.13	9.94	12.3	0.064	0.769	34.37	0.213	0.108	0.029	0.310	0.985	0.085	0.178
451-453	9.94	0.09	0.02	0.97	0.44	0.05	0.13	9.81	13.5	0.073	0.712	33.83	0.211	0.106	0.028	0.297	0.952	0.090	0.155
461-463	5.25	0.28	0.02	0.63	0.47	0.04	0.32	4.93	50.8	0.092	1.347	16.77	0.431	0.061	0.028	1.200	1.022	0.212	0.788
471-473	10.08	0.09	0.02	0.65	0.41	0.05	0.08	10.00	11.7	0.075	0.880	34.16	0.247	0.097	0.032	0.433	1.033	0.113	0.240
481-483	8.11	0.17	0.02	0.62	0.53	0.05	0.16	7.95	26.5	0.078	1.026	26.20	0.293	0.078	0.032	0.537	1.096	0.161	0.395
492-494	10.09	0.05	0.02	1.01	0.56	0.08	0.06	10.03	6.3	0.079	0.701	36.41	0.206	0.101	0.038	0.213	1.036	0.078	0.131
505-507	10.48	0.05	0.02	0.84	0.75	0.12	0.05	10.43	5.9	0.075	0.753	36.33	0.210	0.100	0.042	0.212	1.184	0.075	0.122
517-519	10.84	0.06	0.02	0.63	0.95	0.07	0.04	10.80	5.6	0.087	0.769	36.74	0.238	0.108	0.080	0.191	0.958	0.076	0.151
530-532	11.00	0.06	0.02	0.88	0.73	0.11	0.04	10.96	4.7	0.085	0.680	37.53	0.188	0.112	0.056	0.136	0.614	0.079	0.102
542-544	11.01	0.07	0.02	0.94	0.68	0.13	0.05	10.96	4.8	0.085	0.689	37.44	0.193	0.111	0.048	0.135	0.463	0.069	0.087
552-554	10.87	0.05	0.02	0.98	0.79	0.09	0.05	10.82	5.2	0.082	0.895	36.83	0.220	0.106	0.045	0.167	0.590	0.078	0.193
553-555	10.98	0.05	0.02	1.00	0.65	0.09	0.05	10.93	5.4	0.085	0.624	37.18	0.191	0.107	0.042	0.145	0.470	0.067	0.088
566-568	10.18	0.10	0.02	0.41	0.67	0.07	0.05	10.13	13.2	0.082	0.773	34.50	0.240	0.099	0.042	0.208	0.742	0.098	0.210
577-579	10.08	0.09	0.02	0.96	0.65	0.06	0.11	9.96	11.8	0.051	0.794	34.05	0.256	0.091	0.032	0.232	0.618	0.109	0.230
587-589	9.26	0.10	0.02	0.61	0.63	0.05	0.09	9.17	15.4	0.053	0.862	32.62	0.293	0.090	0.037	0.259	0.825	0.115	0.270

Tab. 31.: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-69-196)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Str (%)	Mn (%)	Fe (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
595-597	10.79	0.08	0.93	0.70	0.10	0.10	0.06	10.74	6.2	0.051	0.698	36.29	0.222	0.102	0.046	0.187	0.563	0.084	0.151
609-611	10.79	0.03	2.05	0.89	0.13	0.13	0.10	10.69	4.7	0.069	0.635	37.11	0.194	0.112	0.052	0.129	0.748	0.094	0.129
620-622	11.07	0.05	1.23	0.76	0.12	0.12	0.06	11.00	5.0	0.075	0.610	37.19	0.185	0.113	0.048	0.126	0.495	0.068	0.096
631-633	10.26	0.09	0.71	0.67	0.07	0.07	0.08	10.18	10.6	0.058	0.774	34.67	0.239	0.102	0.040	0.265	0.752	0.102	0.176
641-643	9.55	0.12	0.68	0.53	0.06	0.06	0.11	9.44	16.2	0.058	0.822	32.41	0.260	0.088	0.058	0.369	0.609	0.128	0.302
653-655	10.72	0.07	0.56	0.78	0.08	0.08	0.05	10.67	8.0	0.055	0.705	35.95	0.218	0.106	0.056	0.191	0.778	0.089	0.151
664-666	11.24		0.93	0.86.	0.10	0.10	0.04	11.21	3.8	0.067	0.542	37.83	0.170	0.113	0.053	0.116	0.444	0.070	0.075
676-678	10.98	0.04	1.02	0.78	0.12	0.12	0.03	10.94	3.2	0.065	0.523	38.03	0.162	0.115	0.051	0.102	0.497	0.057	0.045
689-691	10.32	0.10	0.52	0.53	0.06	0.06	0.06	10.26	12.4	0.061	0.842	34.58	0.233	0.095	0.035	0.261	0.276	0.096	0.246
695-697	10.80	0.05	0.82	0.62	0.10	0.10	0.05	10.75	6.1	0.046	0.625	36.94	0.188	0.101	0.043	0.139	0.550	0.067	0.089
710-712	10.46	0.04	0.69	0.77	0.08	0.08	0.04	10.42	5.8	0.053	0.597	37.15	0.187	0.100	0.045	0.129	0.405	0.069	0.091
726-728	9.18	0.13	0.54	0.52	0.07	0.07	0.10	9.07	19.2	0.052	0.943	31.19	0.282	0.082	0.040	0.374	0.623	0.134	0.306
736-738	10.91	0.04	0.88	0.64	0.12	0.12	0.04	10.88	4.3	0.070	0.633	37.91	0.184	0.104	0.051	0.138	0.386	0.063	0.076
743-745	11.13	0.04	0.99	0.82	0.13	0.13	0.03	11.09	3.5	0.068	0.560	37.92	0.173	0.103	0.048	0.103	0.549	0.063	0.067
755-757	10.92	0.05	1.30	0.95	0.10	0.10	0.06	10.86	4.6	0.070	0.582	37.45	0.172	0.102	0.045	0.104	0.427	0.069	0.117
768-770	11.08	0.05	1.41	0.93	0.11	0.11	0.05	11.03	3.8	0.060	0.577	37.80	0.172	0.103	0.046	0.092	0.640	0.068	0.125
781-783	11.19	0.04	1.34	1.08	0.12	0.12	0.04	11.15	3.0	0.069	0.566	38.08	0.163	0.102	0.041	0.084	0.394	0.057	0.101
799-795	11.23	0.04	2.01	0.99	0.15	0.15	0.06	11.17	2.8	0.070	0.594	38.17	0.168	0.102	0.043	0.094	0.507	0.058	0.116
806-808	11.22	0.04	1.66	1.03	0.13	0.13	0.05	11.17	2.8	0.065	0.566	38.35	0.164	0.104	0.045	0.103	0.399	0.060	0.107
818-820	11.05	0.04	1.31	0.73	0.09	0.09	0.05	11.00	4.1	0.068	0.809	37.72	0.170	0.105	0.052	0.127	0.561	0.067	0.130
831-833	11.06	0.04	0.76	0.94	0.10	0.10	0.03	11.03	4.2	0.070	0.598	37.40	0.168	0.105	0.047	0.105	0.461	0.068	0.127
842-844	11.03	0.05	1.27	0.81	0.16	0.16	0.05	10.98	3.8	0.074	0.686	37.50	0.172	0.107	0.048	0.127	0.629	0.070	0.134
853-855	10.80	0.05	1.49	0.89	0.10	0.10	0.08	10.74	3.8	0.067	0.658	37.13	0.173	0.110	0.047	0.135	0.477	0.073	0.150
863-865	11.26	0.03	6.24	1.16	0.13	0.13	0.15	11.11	2.4	0.085	0.569	38.28	0.150	0.105	0.035	0.056	0.564	0.051	0.095
873-875	11.39	0.03	2.26	1.11	0.16	0.16	0.04	11.35	1.9	0.091	0.603	38.53	0.147	0.105	0.040	0.049	0.394	0.048	0.086
875-877	11.36	0.03	2.05	1.03	0.13	0.13	0.04	11.31	2.0	0.087	0.626	38.51	0.149	0.106	0.040	0.057	0.521	0.051	0.106
885-887	11.39	0.03	1.15	0.77	0.08	0.08	0.03	11.35	2.6	0.083	0.554	38.31	0.144	0.103	0.039	0.051	0.352	0.058	0.090
898-900	11.27	0.04	1.67	0.98	0.15	0.15	0.05	11.22	3.1	0.077	0.566	38.22	0.149	0.103	0.037	0.057	0.482	0.065	0.102
900-902	11.13	0.02	1.46	1.08	0.13	0.13	0.05	11.08	3.2	0.074	0.583	38.13	0.154	0.103	0.037	0.059	0.367	0.069	0.117

Tab. 32: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-68-89)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (%)	Mn (%)	Fe (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
0-2	9.87	0.09		1.21	0.49	0.09	0.11	9.75	9.4	0.057	0.708	33.55	0.315	0.118	0.040	0.323	1.017	0.114	0.224
1-3	9.95	0.11		0.88	0.44	0.08	0.11	9.84	12.6	0.053	0.772	33.18	0.351	0.118	0.036	0.365	0.997	0.111	0.270
10-12	9.50	0.10		0.80	0.38	0.06	0.11	9.38	14.3	0.069	0.960	31.72	0.392	0.116	0.047	0.472	0.975	0.123	0.326
19-21	8.03	0.12		0.46	0.30		0.13	7.91	27.8	0.078	1.127	27.24	0.697	0.089	0.051	0.734	0.971	0.174	0.465
25-27	6.43	0.13		0.49	0.23		0.19	6.24	36.8	0.086	1.768	22.77	1.019	0.062	0.050	1.201	0.882	0.212	0.612
34-36	5.64	0.08		0.29	0.14	0.01	0.14	5.50	49.8	0.086	1.158	16.56	1.729	0.016	0.063	0.734	0.325	0.149	0.389
40-42	2.45	0.36	0.02	0.25	0.41		0.17	2.28	68.8	0.111	1.457	8.53	0.911	0.023	0.054	2.246	1.223	0.400	1.337
50-52	3.81	0.33		0.31	0.57	0.04	0.18	3.63	58.9	0.109	1.258	13.25	0.894	0.038	0.071	1.753	1.153	0.318	0.999
59-61	4.11	0.25	0.02	0.41	0.33	0.03	0.24	3.87	58.0	0.104	1.319	14.75	1.173	0.029	0.059	1.498	0.959	0.266	0.861
64-66	4.69	0.11		0.39	0.15	0.01	0.22	4.47	57.1	0.096	1.399	13.34	1.863	0.014	0.030	0.881	0.470	0.187	0.471
67-69	5.02	0.08		0.18	0.07		0.10	4.92	54.5	0.094	1.249	17.60	1.950	0.013	0.029	0.859	0.321	0.166	0.443
71-73	5.71	0.09		0.47	0.13		0.23	5.48	48.6	0.094	1.259	16.56	2.021	0.015	0.129	0.789	0.258	0.162	0.416
76-78	2.90	0.33		0.35	0.49		0.22	2.67	64.0	0.116	1.317	9.83	0.952	0.027	0.226	1.966	1.300	0.381	1.178
87-89	2.59	0.37		0.27	0.50	0.03	0.18	2.41	67.9	0.112	1.628	9.95	0.829	0.024	0.102	1.755	1.119	0.360	1.088
98-100	0.89	0.37	0.02	0.21	0.40	0.02	0.17	0.72	82.7	0.128	1.578	4.36	0.917	0.007	0.070	1.997	0.948	0.381	1.128
99-101	0.88	0.41		0.25	0.31	0.02	0.21	0.67	82.1	0.130	1.748	3.50	0.926	0.007	0.071	2.016	0.946	0.382	1.128
108-110	1.19	0.37		0.23	0.42	0.02	0.18	1.00	79.9	0.131	1.714	4.01	0.935	0.011	0.116	2.016	1.022	0.380	1.186
118-120	2.80	0.32	0.02	0.23	0.29	0.02	0.16	2.64	68.3	0.110	1.598	10.51	0.724	0.029	0.044	1.527	0.974	0.278	0.887
128-130	3.39	0.26		0.22	0.36	0.02	0.14	3.25	62.7	0.106	1.464	12.72	0.709	0.036	0.038	1.466	1.036	0.267	0.863
138-140	3.82	0.26		0.50	0.47	0.02	0.30	3.52	58.5	0.109	1.327	14.07	0.925	0.038	0.040	1.594	1.083	0.291	0.960
146-148	4.11	0.09		0.19	0.09		0.12	3.99	61.3	0.114	1.510	11.51	1.920	0.011	0.022	0.948	0.358	0.198	0.531
156-158	4.21	0.08		0.23	0.11		0.14	4.07	61.3	0.118	1.509	12.00	1.816	0.010	0.029	0.887	0.312	0.188	0.487
164-166	4.19	0.27	0.02	0.39	0.34	0.03	0.22	3.96	58.0	0.089	1.617	15.04	0.642	0.041	0.024	1.083	0.917	0.232	0.700
176-178	5.40	0.17		0.36	0.34	0.03	0.17	5.23	47.2	0.088	1.498	19.23	0.721	0.055	0.025	0.999	1.036	0.211	0.632
187-189	3.88	0.15		0.22	0.21	0.02	0.13	3.75	60.2	0.112	1.538	12.38	1.439	0.025	0.024	1.322	0.611	0.255	0.771
198-200	7.28	0.15		0.49	0.48	0.04	0.16	7.11	33.6	0.077	1.726	25.09	0.431	0.081	0.028	0.711	1.046	0.162	0.474
206-208	4.68	0.26	0.02	0.37	0.41	0.03	0.20	4.47	54.9	0.105	1.647	15.66	0.666	0.053	0.026	1.262	0.922	0.235	0.757
215-217	3.12	0.33	0.03	0.63	0.52	0.04	0.42	2.70	66.3	0.127	1.695	11.46	0.665	0.037	0.026	1.715	0.957	0.287	0.949
222-224	1.55	0.33		0.43	0.50	0.03	0.33	1.22	76.2	0.127	1.676	7.20	0.910	0.017	0.029	1.976	1.052	0.380	1.109

Tab. 32: Daten der chemischen Analyse des Karbonates (Kern ME-68-89)

Probe (cm)	C-tot (%)	H-tot (%)	N-tot (%)	C-UR (%)	H-UR (%)	N-UR (%)	C-org (%)	C-min (%)	RI (%)	PO4 (%)	SiO2 (%)	Ca (%)	Mg (%)	Sr (%)	Mn (%)	Fe (%)	Na (%)	K (%)	Al (%)
235-237	3.87	0.28	0.02	0.29	0.43	0.03	0.17	3.69	59.7	0.094	1.428	14.30	0.745	0.044	0.024	1.215	1.039	0.264	0.788
246-248	7.54	0.13		0.31	0.47	0.04	0.09	7.45	30.9	0.074	0.900	26.00	0.499	0.091	0.031	0.735	0.944	0.175	0.471
256-258	9.52	0.07		0.83	0.49	0.05	0.11	9.42	12.7	0.064	1.218	33.71	0.312	0.115	0.039	0.310	0.948	0.116	0.246
266-270	6.88	0.11		0.54	0.39	0.04	0.11	8.78	19.9	0.079	0.645	30.61	0.578	0.102	0.038	0.544	1.034	0.161	0.386
279-281	10.63	0.07		0.85	0.65	0.04	0.06	10.58	6.7	0.053	0.718	36.17	0.258	0.115	0.037	0.186	1.036	0.105	0.204
289-291	10.54	0.06		1.00	0.67	0.07	0.07	10.47	7.2	0.058	0.726	35.61	0.271	0.118	0.040	0.198	1.079	0.124	0.251
291-293	10.46	0.08		0.82	0.85	0.06	0.07	10.39	8.5	0.057	0.849	35.27	0.263	0.117	0.041	0.182	1.100	0.114	0.224
298-300	10.19	0.06		0.59	0.60	0.06	0.06	10.13	10.4	0.062	0.727	34.76	0.329	0.116	0.044	0.285	1.065	0.123	0.223
304-306	9.56	0.11		0.52	0.64	0.06	0.08	9.48	14.7	0.062	0.912	32.93	0.384	0.109	0.044	0.377	1.010	0.133	0.273
310-312	9.75	0.11		0.59	0.58	0.05	0.08	9.67	14.4	0.063	0.884	32.95	0.350	0.110	0.044	0.376	1.062	0.133	0.276
319-321	9.91	0.10		0.87	0.63	0.06	0.19	9.72	21.7	0.062	0.760	34.09	0.296	0.113	0.048	0.289	1.033	0.124	0.239
329-331	10.52	0.07		0.70	0.58	0.07	0.06	10.47	7.9	0.067	0.614	36.21	0.293	0.123	0.055	0.185	1.056	0.109	0.201
332-334	10.33	0.07		1.01	0.55	0.05	0.10	10.23	10.1	0.072	0.671	35.53	0.270	0.120	0.053	0.218	0.898	0.101	0.191
345-347	7.91	0.14	0.01	0.44	0.32	0.06	0.12	7.79	27.3	0.091	1.149	27.85	0.577	0.089	0.065	0.711	0.851	0.158	0.449
358-360	3.01	0.33		0.22	0.42	0.03	0.15	2.86	86.3	0.112	1.427	10.14	0.771	0.030	0.046	1.596	0.886	0.271	0.830
362-364	3.62	0.30		0.22	0.54	0.03	0.14	3.49	60.7	0.106	1.447	13.60	0.668	0.037	0.056	1.396	0.952	0.248	0.746
372-374	4.25	0.29	0.02	0.34	0.57	0.03	0.18	4.07	53.6	0.102	1.448	16.38	0.712	0.047	0.096	1.430	1.091	0.279	0.857
382-384	3.04	0.42	0.03	0.32	0.57	0.04	0.21	2.84	64.0	0.115	1.378	11.99	0.813	0.033	0.079	1.596	1.191	0.307	0.947
393-395	2.88	0.34	0.02	0.27	0.60	0.03	0.18	2.69	66.3	0.114	1.469	11.35	0.758	0.031	0.058	1.630	1.070	0.317	0.993
403-405	2.38	0.36	0.02	0.24	0.49	0.03	0.16	2.22	68.4	0.117	1.419	9.86	0.830	0.025	0.059	1.637	1.098	0.329	0.951
411-413	1.59	0.38		0.21	0.54	0.02	0.16	1.43	75.9	0.120	1.149	7.13	0.831	0.015	0.057	1.843	1.059	0.358	1.089
419-421	1.43	0.38		0.19	0.52	0.02	0.15	1.28	76.6	0.125	1.356	5.25	0.850	0.014	0.053	1.817	1.091	0.384	1.097
429-431	2.51	0.39	0.02	0.17	0.56	0.02	0.12	2.39	68.6	0.113	1.516	8.45	1.068	0.020	0.062	1.683	1.097	0.366	1.047

KERN	La	Nd	Eu	Gy	Yb	Ce	Sm	Gd	Er	Lu	Y	Karbonat
ME-68-89	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(%)
12-14 cm	9.97	9.50	0.55	1.62	0.74	31.87	2.27	2.27	2.01	0.12	11.38	76.1
36-38 cm	18.03	14.97	0.66	1.73	0.95	42.74	3.00	2.43	1.96	0.16	11.61	45.7
48-50 cm	27.92	25.07	1.16	3.74	1.91	56.97	5.34	4.27	3.15	0.35	23.73	25.5
65-67 cm	20.14	15.92	0.64	1.72	0.93	42.64	3.16	2.39	1.83	0.19	11.15	35.9
132-134 cm	23.91	21.26	0.97	2.89	1.55	58.76	4.34	3.85	2.48	0.25	19.04	27.2
158-160 cm	20.10	15.54	0.61	1.69	0.91	42.27	3.04	2.15	1.70	0.21	11.15	34.8
185-187 cm	26.55	21.00	0.92	2.33	1.23	51.56	4.21	3.36	1.94	0.21	14.90	22.7
251-253 cm	12.25	11.71	0.56	1.99	0.87	33.76	2.59	2.53	1.29	0.19	10.00	73.2
332-334 cm	9.73	9.68	0.49	1.62	0.75	31.75	2.21	2.44	1.96	0.15	12.30	84.6
370-372 cm	26.32	25.59	0.82	3.10	1.66	65.34	5.20	3.72	2.51	0.28	18.52	27.2
<b>ME-68-91</b>												
51-53 cm	21.52	16.38	0.80	1.78	0.99	47.56	3.29	2.73	2.20	0.18	11.96	40.6
101-103 cm	21.68	16.84	0.66	1.65	0.86	57.90	3.11	2.62	2.12	0.12	10.64	45.3
185-187 cm	23.10	25.71	1.88	5.57	2.68	54.85	6.42	8.23	4.00	0.51	33.86	9.0
255-257 cm	23.22	19.03	0.76	2.08	1.07	54.50	3.91	3.13	2.21	0.20	13.20	39.2
438-440 cm	23.43	26.93	2.03	5.95	2.82	50.65	7.01	6.51	3.85	0.48	36.13	11.2

Tab. 34. Daten der Rb-Sr-Isotopenanalysen (karbonatfreie Fraktionen)

Kern	Fraktion	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
ME-68-89	( $\mu\text{m}$ )	(ppm)	(ppm)	$\pm 2s$	
(cm)			$\pm 3\%$		
2-4	<2	134 $\pm 6.5$	115	0.742068 $\pm 8$	3.376785 $\pm 0.0308902$
	2-16				
34-36	<2	136 $\pm 1$	189	0.735069 $\pm 8$	2.087559 $\pm 0.056110$
	2-16	89 $\pm 2.5$	239	0.726437 $\pm 7$	1.079415 $\pm 0.023350$
58-60	<2	169 $\pm 4.5$	134	0.732130 $\pm 8$	3.657802 $\pm 0.261233$
	2-16	122 $\pm 4$	143	0.725139 $\pm 17$	2.472667 $\pm 0.132452$
65-67	<2	139 $\pm 2$	192	0.735457 $\pm 14$	2.100356 $\pm 0.067496$
	2-16	94 $\pm 2.5$	242	0.725811 $\pm 10$	1.125586 $\pm 0.024744$
89-91	<2	169 $\pm 3.5$	106	0.740629 $\pm 31$	4.627849 $\pm 0.374157$
	2-16	127 $\pm 1$	130	0.729047 $\pm 9$	2.832487 $\pm 0.104802$
110-112	<2	172 $\pm 3.5$	116	0.740683 $\pm 11$	4.303988 $\pm 0.321215$
	2-16	116 $\pm 2$	148	0.725624 $\pm 14$	2.271742 $\pm 0.084116$
143-145	<2	165 $\pm 3.5$	174	0.742485 $\pm 10$	2.753035 $\pm 0.133556$
	2-16				
153-155	<2	162 $\pm 1$	207	0.742217 $\pm 18$	2.272010 $\pm 0.064265$
	2-16				
167-169	<2	160 $\pm 4$	123	0.729135 $\pm 10$	3.771608 $\pm 0.269839$
	2-16	115 $\pm 11$	157	0.722117 $\pm 10$	2.122325 $\pm 0.060155$
187-189	<2	164 $\pm 3.5$	217	0.7421202 $\pm 18$	2.194031 $\pm 0.085132$
	2-16				
195-197	<2	160 $\pm 3.5$	162	0.728791 $\pm 9$	2.863518 $\pm 0.146711$
	2-16	105 $\pm 1$	195	0.721686 $\pm 11$	1.560092 $\pm 0.033202$
<b>ME-68-91</b>					
417-419	<2	96 $\pm 1$	97	0.717961 $\pm 9$	2.8664 $\pm 0.011466$
	2-16	64 $\pm 3$	160	0.709899 $\pm 10$	1.15759 $\pm 0.035596$

Tab. 35: Daten der Rb-Sr-Isotopenanalysen (dropstones)

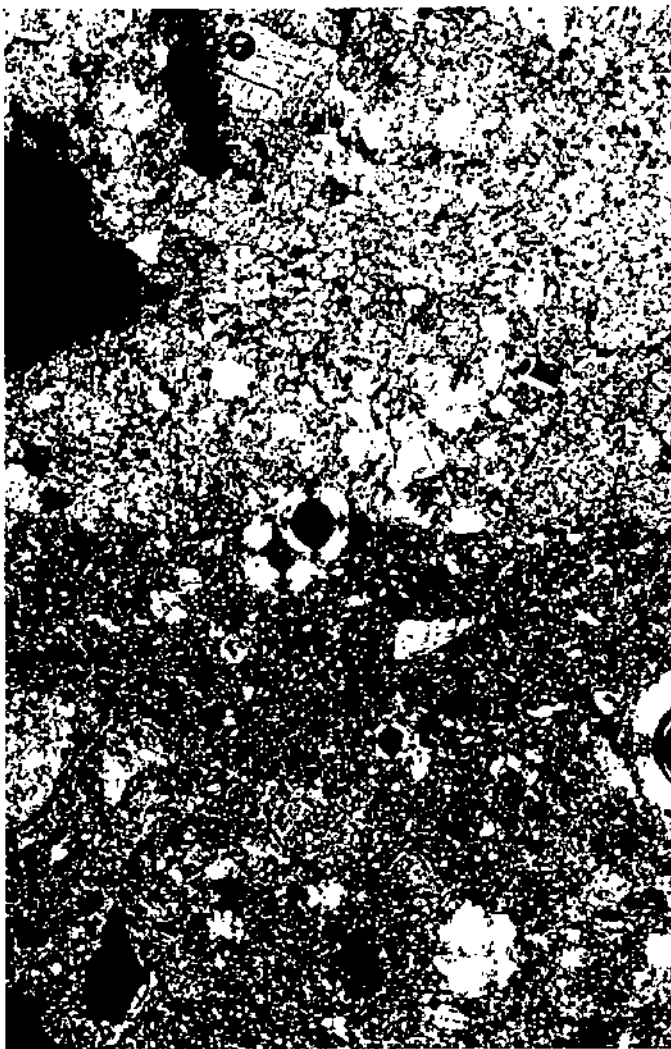
Kern	Kernstufe	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
	(cm)	(ppm)	(ppm)	$\pm 2s$	
	dropstone		$\pm 3\%$		
ME-68-89	45	63	220	0.735360	0.830794
	Diorit				
ME-68-89	224	12	204	0.704602	0.166255
	Basalt				
ME-69-196	115	59	527	0.713386	0.316693
	Granit				
PO-08-23	104	272	155	0.850360	5.030511
	Monzonit				

Tab. 36: Daten der K/Ar-Bestimmungen der karbonatfreien Fraktionen &lt;2 µm und 2-16 µm

KERN ME-68-89 (cm)	Fraktion (µm)	K (%)	40 Ar* rad (%)	40Ar* rad (10 <sup>-9</sup> mol/g)	40Ar/36Ar	40K/36Ar	K/Ar-Alter Ma ±2 s
2-4	<2	2.61	76.10	1.99867	1238.8	36770	395 ±8
	2-16	2.40	79.20	2.41729	1418.5	33280	504 ±9
10-12	<2	2.82	88.69	2.61993	2612.0	74420	469 ±9
	2-16	2.46	87.39	2.93577	2342.7	51198	583 ±10
21-23	<2	2.90	86.96	2.36528	2265.5	72089	418 ±8
	2-16	2.49	70.25	2.50474	993.5	20709	503 ±9
34-36	<2	2.49	94.00	6.30585	4935.6	74230	844 ±14
	2-16	2.84	93.70	5.93961	4691.9	62740	924 ±15
38.5-40.5	<2	2.97	81.50	2.48263	1599.7	46570	427 ±8
58-60	2-16	2.58	83.30	2.48908	1768.5	45570	485 ±9
	<2	3.26	78.60	2.49577	1380.9	42230	395 ±8
65-87	2-16	2.70	83.30	2.64952	1773.5	44950	492 ±9
	<2	3.25	90.60	6.38152	3128.6	43060	679 ±15
69-71	2-16	2.65	89.70	6.17050	2878.2	33110	1004 ±16
	<2	3.37	81.40	6.70067	1591.2	19450	688 ±15
89-91	2-16	2.58	92.20	6.48604	3769.3	41240	1064.17
	<2	3.19	84.30	3.07871	1881.7	49090	485 ±9
110-112	2-16	2.66	78.70	2.79882	1385.9	30930	523 ±10
	<2	3.08	87.30	3.04912	2325.6	61200	496 ±9
143-145	2-16	2.49	48.30	2.73505	571.9	75100	543 ±10
	<2	3.36	76.80	5.94436	1274.3	16510	809 ±14
153-155	2-16	2.67	88.50	5.39539	2575.4	33670	899 ±15
	<2	3.37	89.40	7.69791	2791.7	32620	989 ±16
167-189	2-16	2.57	93.50	7.09056	4525.6	45760	1141 ±18
	<2	2.89	77.80	2.05322	1332.4	43560	369 ±7
187-189	2-16	2.44	78.30	2.33799	1361.0	33190	482 ±11
	<2	3.34	91.68	7.46176	3551.9	43505	972 ±17
195-197	2-16	2.71	96.20	6.90154	7779.1	87718	1074 ±18
	<2	3.03	76.73	2.11187	1270.0	41716	363 ±7
211-213	2-16	2.59	88.47	2.17043	2562.0	80739	428 ±8
	<2	2.70	83.47	1.81096	1788.0	66413	350 ±7
219-221	2-16	2.28	74.09	1.87337	1140.3	30419	424 ±9
	<2	2.85	88.79	2.10791	2636.3	91470	383 ±7
229-231	2-16	2.69	87.99	2.23296	2461.2	77868	425 ±8
	<2	3.03	87.32	2.82385	2330.6	65174	470 ±9
261-263	2-16	2.46	93.33	3.15753	4433.8	96228	620 ±11
	<2	2.73	85.62	2.34484	2054.7	61130	438 ±8
291-293	2-16	2.39	91.34	2.65975	3413.0	83609	549 ±10
	<2	2.30	45.53	1.59847	542.5	10609	362 ±7
321-323	2-16	2.01	80.03	1.73872	1480.2	40874	440 ±8
	<2	2.52	73.61	1.77050	1119.7	35013	366 ±7
362-364	2-16	2.24	72.98	2.13021	1093.8	25053	479 ±9
	<2	2.93	79.42	2.23195	1436.1	44690	393 ±7
391-393	2-16	2.53	91.21	2.38516	3363.4	97125	475 ±9
	<2	3.05	49.66	2.13953	587.0	12403	365 ±7
419-421	2-16	2.58	70.49	2.38162	1001.3	22821	467 ±9
	<2	2.81	85.82	2.62164	2084.4	57229	471 ±9
ME-69-196	2-16	2.72	81.05	2.48829	1559.4	41235	463 ±9
	133-137	<2	3.26	56.90	6.59664	685.8	5760
ME-68-91	2-16	2.52	94.00	6.04184	4905.1	57380	1026 ±17
	175-177	<2	2.29	79.70	1.55278	1452.8	50940
417-419	2-16	1.78	80.30	1.23181	1500.4	51970	361 ±7
	<2	1.92	65.10	1.06816	846.6	29570	295 ±6
	2-16	1.56	80.60	0.90535	1522.8	63100	307 ±6

Tab. 37: Daten der K/Ar-Bestimmungen der dropstones

KERN	Kerntiefe (cm) dropstone	K (%)	40 Ar <sup>+</sup> rad (%)	40Ar <sup>+</sup> rad (10 <sup>-9</sup> mol/g)	40Ar/36Ar	40K/36Ar	K/Ar-Alter Ma ±2 s
ME-68-89	45 Diorit	1.45	94.51	9.09683	5383.4	24205	1985 ±25
ME-68-89	224 Basalt	0.568	9.11	0.003616	325.12	138817	3.7 ±0.1
ME-68-89	360 Gneis	0.445	79.46	0.34576	1438.4	43904	400 ±7.5
PO-08-23	104 Monzonit	6.28	98.25	23.1755	16659	133958	1406 ±21
ME-69-198	115 Granit	1.18	98.09	10.7447	15461	49699.7	2460 ±28
ME-69-196	318 Basalt	1.31	19.97	0.047166	369.3	61133.6	20.6 ±0.8



**Kern ME-68-89**

karbonatische Matrix, verfestigt durch Neubildung von Karbonat, wenig Phyllosilikate, viel Quarz, selten Foraminiferen

**cemented marl**

Kerntiefe  
75 cm

**diamcton**

tonige Matrix, unverfestigt, viele Phyllosilikate, Quarz, Foraminiferen (schwarze Interferenzkreuze)

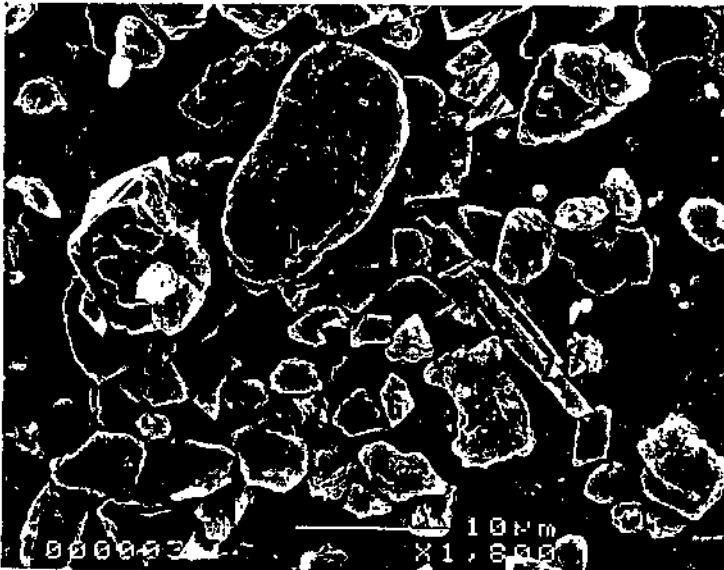
0 100 200  $\mu\text{m}$

gekreuzte Polarisatoren



0 100  $\mu\text{m}$

**Kern M6-7A-244/1** cemented marl, (1083-1085 cm),  
karbonatfreier Rückstand, 20-63  $\mu\text{m}$   
vorwiegend Quarz (Q), wenig zugerundet, einige  
Feldspäte (F), z. T. verwittert



Kern ME-68-89  
 diamicton, 110-112 cm  
 karbonatfreie Fraktion  
 2-16  $\mu\text{m}$   
 Übersicht: Quarz (Q), Feldspat (F)  
 Zeolith (Z), Glimmer (G)

0 5 10  $\mu\text{m}$



Kern ME-68-89  
 diamicton, 110-112 cm  
 karbonatfreie Fraktion  
 2-16  $\mu\text{m}$   
 Glimmer (G), Zeolith (Z),  
 Quarz o. Feldspat (QF)

0 1 2 3  $\mu\text{m}$



Kern ME-68-89  
 diamicton, 110-112 cm  
 karbonatfreie Fraktion  
 2-16  $\mu\text{m}$   
 vorwiegend plattige Glimmer

0 5 10  $\mu\text{m}$