

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Dipl.
1985
Kiel

**VERTEILUNG DER PHYSIKALISCHEN SEDIMENTEIGENSCHAFTEN
IN OBERFLÄCHENNAHEN SEDIMENTEN
DES ÄQUATORIALEN OSTATLANTIKS**

Diplomarbeit
an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu
Kiel

03.3/21

GEOMAR
- Bibliothek -
Wischhofstr. 1-3
D-24143 Kiel

vorgelegt von
HEIDEMARIE KASSENS
Kiel 1985

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	1
Einleitung	2
- Einführung und Aufgabenstellung	2
- Bodenformen	2
- Hydrographie und Hydrochemie	3
Methoden	6
Sedimentansprache an Bord und stratigraphische Grundlagen	14
- Faziesabfolge und Gefüge	14
- Stratigraphie und Sedimentationsraten	16
Sedimentologische und sedimentphysikalische Meßergebnisse	20
- Korngrößenverteilung	20
- Verteilung der Karbonat- und C_{org} -Gehalte	23
- Verbreitungsmuster der Scherfestigkeit im natürlichen Zustand	24
- Verbreitungsmuster der Sensitivität	27
- Sedimentauflast	28
- Verbreitung von Feuchtraumgewicht, spezifischem Gewicht, Porosität, Wassergehalt und Sättigungsgrad	30
- Verbreitung der ATTERBERG-Konsistenzgrenzen und des Plastizitätsindex	32
- Aktivität (Wasserbindevermögen)	36
Diskussion und Deutung der Meßergebnisse	42
- Intergranular- und Fossilhohlraumporosität: Auswirkungen der Foraminiferenhohlräume auf sedimentphysikalische Eigenschaften	42
- Aktivitätsdiagramm und mineralogische Zusammensetzung der Fraktion kleiner als $2 \mu m$	44

- Ursachen der Scherfestigkeit:	47
a) Allgemeine Faktoren	47
b) "Scherfestigkeitsbäuche" als Hinweis auf frühdiaogenetische Zementation in oberflächen- nahen Tiefseesedimenten	57
c) Mineralneubildung in oberflächennahen Tief- seesedimenten, ein Hinweis auf Schwankungen im chemischen Regime des Atlantiks	63
 Schlußfolgerungen	 66
 Dank	 68
 Literatur	 69
 Datenanhang	 78

ZUSAMMENFASSUNG

Erstmalig wurden detaillierte Analysen der sedimentphysikalischen Parameter an ungestörten Oberflächenproben des Atlantiks durchgeführt.

Diese oberflächennahen, pelagischen Sedimente (0-50 cm Tiefe) vom afrikanischen Kontinentalfuß im äquatorialen Ostatlantik zeigen deutlich erhöhte Scherfestigkeiten vor allem in Abschnitt der oberen Termination I (sensu BROECKER, W. & VAN DONK, J., 1970). Dieser erhöhte Verfestigungsgrad der Sedimente kann weder durch den effektiven Belastungsdruck dieser Teufen noch durch Änderungen der Sedimentzusammensetzung erklärt werden.

Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) von weitestgehend ungestörten Sedimenten der Großkastengreifer 16402-1 und 16415-1 zeigen ein stark diagenetisch verändertes Sediment und Kristallwachstum im Porenraum der verfestigten Bereiche.

Im Falle, daß es sich hier nicht um Artefakte handelt, ist die Mineralneubildung ein Hinweis für frühdiagenetische Zementation in oberflächennahen Tiefseesedimenten, welche die hohen Scherfestigkeiten verursacht.

Diese wahrscheinlich erstmals beobachtete Zementation in oberflächennahen, jungen Tiefseesedimenten wird besonderen frühdiagenetischen Bedingungen zugeschrieben, welche im Zusammenhang mit Schmelzwasserbildung und Schwankungen des CO₂-Gehaltes im Ozean-Atmosphäre-System während des Übergangs vom letzten Glazial zum jetzigen Interglazial stehen.

Ein Vergleich der hier gemessenen Porositätswerte mit denen, die nach der Formel von HAMILTON (1971) berechnet worden sind, zeigt eine sehr gute Übereinstimmung.

Die ermittelten Aktivitäten lassen dagegen keine Rückschlüsse auf den Tonmineralbestand zu.

EINLEITUNG

Einführung und Aufgabenstellung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse von oberflächennahen Tiefseesedimenten vorgestellt. Sie stammen von Bord der F.S.METEOR-Reise Nr. 65 ("GEOTROPEX '83") in den äquatorialen Ostatlantik (Abb. 1, Tab. 1) (SARNTHEIN, M., KÖGLER, F.C., WERNER, F., 1983). Der Einsatz des Großkastengreifers (GKG) (SARNTHEIN et al., 1983) ermöglichte während dieser Expedition erstmals eine gezielte, umfassende Bestimmung sedimentphysikalischer Parameter an nahezu ungestörten, oberflächennahen Sedimenten des Atlantiks.

Hinzu kommt eine Vielzahl sedimentologischer, geochemischer und mikropaläontologischer Untersuchungen, deren Daten die vorgelegten Ergebnisse sinnvoll flankieren (ALTENBACH, A., HOLLER, P., MIENERT, J., SIROCKO, F., TIEDEMANN, R., VOGEL-SANG, E., 1985).

Ziel dieser Arbeit ist, an weitgehend pelagischen Sedimenten aus dem letzten Glazial bis heute die Verteilung sedimentologischer und sedimentphysikalischer Eigenschaften zu studieren, um den Einfluß drastischer Klimaschwankungen auf die Sedimentationsbedingungen generell und die Frühdiagenese im besonderen kennenzulernen.

Bodenformen (Abb. 1)

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich entlang des afrikanischen Kontinentalfußes von $8^{\circ}15,4'N$ bis $14^{\circ}47,7'N$. Es wird im Norden vom Cayar Canyon System und im Süden etwa von der Sierra Leone Schwelle begrenzt.

Die morphologischen Großstrukturen im Umfeld der Probenstationen sind die Gambia Tiefsee-Ebene, die Kane Lücke, der Kontinentalhang vor Guinea, die Sierra Leone Schwelle und die Sierra Leone Tiefsee-Ebene (vgl. JACOBI & HAYES 1982, SARNTHEIN et al. 1982 und HOBART et al. 1975).

Die Sedimentproben gruppieren sich im wesentlichen zu einem N-S und einem E-W Profil aus 1556 m - 5140 m Wassertiefe

(Tab. 1). Die Auswahl der Kernstationen erfolgte mit Hilfe des 3,5 kHz-Sedimentecholotes (SARNTHEIN et al., 1983). Die Echolotprofile zeigen u.a., daß die GKG-Stationen 2, 3, 10, 15, 16 in ausgedehnten "Sedimentwellen" Feldern (SARNTHEIN, M. & MIENERT, J., 1985), die GKG-Stationen 7, 8, 13 oberhalb von mächtigen Rutschmassen und die GKG-Station 1 in den Turbiditsequenzen des Cayar Canyon Systems liegen (HOLLER, P., in prep.)

Hydrographie und Hydrochemie

Die Verbreitung und die Eigenschaften der wichtigsten Wassermassen im subtropischen und tropischen NE-Atlantik werden ausführlich von SARNTHEIN et al. (1982) beschrieben.

Die GKG-Stationen unterhalb von 4200 m liegen heute im Einflußbereich eines Mischwassers aus Antarktischen Bodenwasser (AABW) und Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW), oberhalb davon im NADW (THUNELL, R.C., 1981).

Die Foraminiferen-Lysokline (BERGER, W.H., 1971) befindet sich heute im Cap Verde Becken zwischen 4900-5100 m Wassertiefe (THUNELL, R.C., 1982, BERGER, W.H., 1978) mit aufsteigender Tendenz in Kontinentnähe (BERGER, W.H., 1977). Der Übergang von der karbonatungesättigten zur karbonatgesättigten Zone befindet sich ca. 600 m oberhalb der Foraminiferen-Lysokline (BERGER, W.H., 1978, THUNELL, R.C., 1982).

Nach CURRY und LOHMAN (1984) befand sich die Lysokline während des letzten Glazials ca. 1000 m oberhalb der heutigen Position. Die örtliche Aragonit Kompensationstiefe (ACD) liegt heute zwischen 3000 m in Niedrigproduktionsgebieten und 400 m Wassertiefe in Hochproduktionsgebieten am Kontinentalhang (GANSSEN, G. & LUTZE, G.F., 1982).

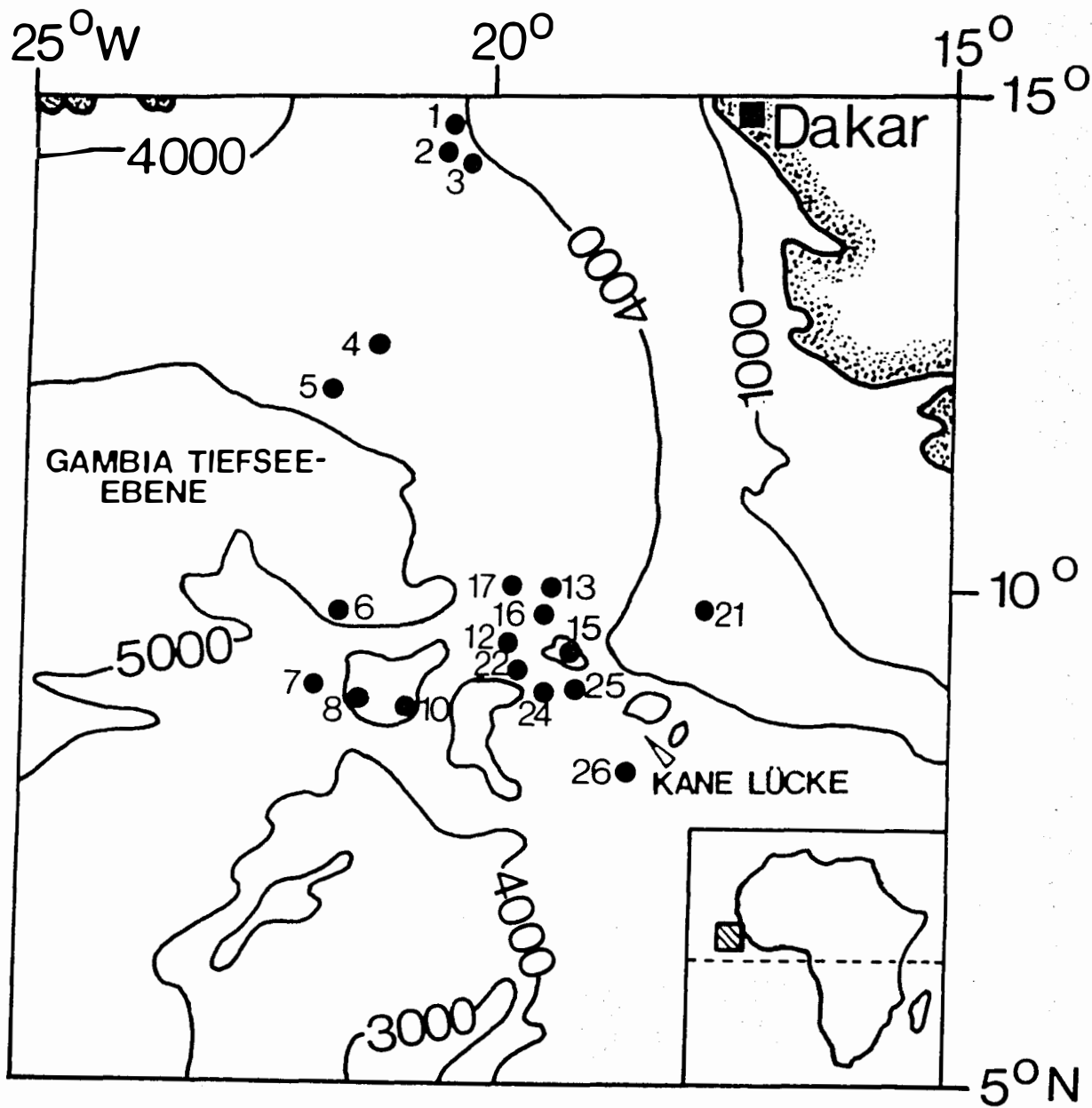


Abb. 1: Stationskarte der bearbeiteten Großkastengreiferproben (Tiefenlinien in m)

STATION	HERKUNFT	BREITE NORD	LÄNGE WEST	WASSERTIEFE (m)	ANALYSIERTE PROBEN
16401-2	Cayar Canyon System	14°47,7'	20°30,7'	4061	4
16402-1	NE- Gambia Tiefsee-Ebene	14°25,0'	20°34,0'	4203	4
16403-1	" " "	14°22,7'	20°32,1'	4234	4
16404-1	" " "	12°40,3'	21°17,9'	4787	4
16405-1	" " "	12°15,6'	21°24,7'	4870	3
16406-1	S- Gambia Tiefsee-Ebene	09°51,8'	21°36,6'	5140	4
16407-1	Nordrand der Sierra Leone Schwelle	09°02,4'	21°57,6'	4586	4
16408-1	" " "	09°00,8'	21°27,4'	4239	4
16410-1	" " "	08°54,6'	20°51,0'	3969	4
16412-1	Nordausgang der Kane Lücke	09°33,6'	19°50,6'	4607	4
16413-1	E- Gambia Tiefsee-Ebene	10°01,1'	19°18,2'	4397	4
16415-1	NE- Fortsetzung der Sierra Leone Schwelle	09°34,0'	19°06,4'	3841	4
16416-1	SE- Gambia Tiefsee-Ebene	09°51,9'	19°23,9'	4336	4
16417-1	" " "	10°04,1'	19°43,6'	4627	4
16421-2	Kontinentalhang vor Guinea	09°55,3'	17°52,1'	1556	4
16422-2	Kane Lücke	09°14,3'	19°37,7'	4694	4
16424-1	" "	09°01,8'	19°20,1'	4648	4
16425-1	" "	09°08,2'	19°01,8'	4802	4
16426-1	Südeingang der Kane Lücke (Sierra Leone Tiefsee-Ebene)	08°15,4'	18°26,0'	4766	4

Tab.1: Herkunft und Position der bearbeiteten Sedimente

(Im Text werden der GKG-Stationen nur mit den Endziffern bezeichnet)

METHODEN

Probennahme

Von insgesamt 27 GKG der Geotropex '83 Fahrten waren zur Bestimmung sedimentphysikalischer Parameter nur 19 GKG geeignet (Tab. 1), da entweder das Probenmaterial nicht ausreichte oder die Scherfestigkeit aufgrund der breiig-flüssigen Konsistenz der Sedimente technisch nicht (mehr) zu bestimmen war. An 75 Proben dieser GKG wurden die sedimentphysikalischen Eigenschaften bestimmt (Probenentnahmeschema der GKG siehe SARNTHEIN et al., 1983).

Eine Übersicht aller in dieser Arbeit bestimmten Parameter gibt Tab. 2. Das für die Messungen benötigte Probenmaterial (Tab. 2) wurde mit einem nach 3 Seiten offenen, würfelförmigen Probennehmer (Abb. 2) aus repräsentativen Kernbereichen entnommen. Dabei wurde Wert darauf gelegt, eine solche Würfelprobe nahe der Oberfläche und eine zweite nahe der Basis des Kerns auszustechen. Jede Würfelprobe wurde in zwei Einzelproben (13x13x3 cm) unterteilt, um ein möglichst enges Probennetz zu erhalten.

Folgende Arbeiten wurden am frischen Kernmaterial im Bordlabor durchgeführt, um eine Beeinträchtigung des Sedimentes und seiner Meßwerte durch Lagerung und Transport auszuschließen:

- Bestimmung der Scherfestigkeit des Sedimentes im natürlichen Zustand an der Ober- und Unterseite jeder Probe.
- Entnahme einer 10 cm^3 Stechzylinderprobe (Abb. 2) zur Bestimmung des natürlichen Wassergehaltes und Feuchtraumgewichtes im Institutslabor (Verpackung in luftdichtverschraubbare Gläschen).
- Bestimmung der Scherfestigkeit des homogenisierten Sedimentes.

Das restliche Probenmaterial wurde in Plastikbeutel zur weiteren Bearbeitung im Institutslabor verpackt (Tab. 2).

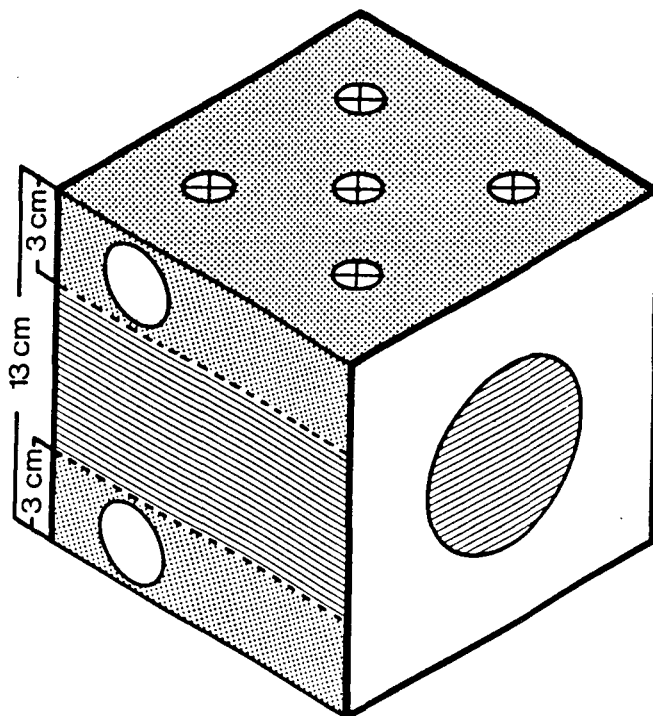
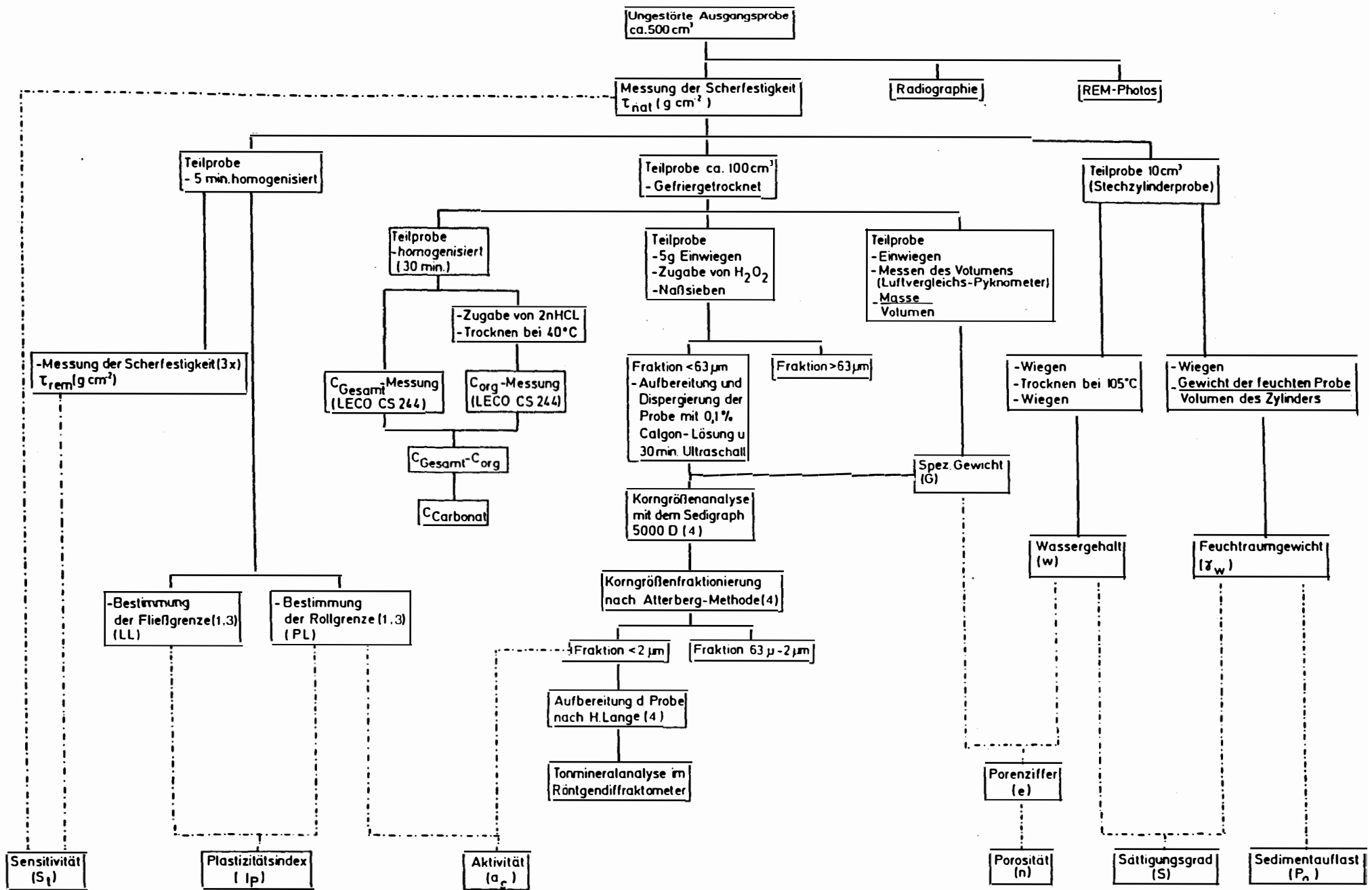


Abb. 2: Würfelförmiger Probennehmer für sedimentphysikalische Untersuchungen (vgl. HOLLER, P., 1981)

- Stechzylinderprobe; ⊕ Drehflügelmeßpunkt;
- Probenmaterial für die in Tab. 2 aufgeführten Bestimmungen

Scherfestigkeit

Die Scherfestigkeit (RICHARDS, A.F., 1962) wurde mit einem Rotationsviskosimeter (Haake-Rotovisko 3) bestimmt (HOLLER, P., 1981). Hierzu wurde ein vierschenkeliger "Rotovisko-Drehflügel 1000" (10x8,8 mm) jeweils 1 cm tief (senkrecht zur Schichtung) in die Oberfläche der Probe gesenkt und mit konstanter Geschwindigkeit (4 U/min) rotiert. Die Scherfestigkeit ergibt sich aus dem Widerstand, den das Sediment der Rotationsbewegung des Drehflügels entgegensetzt. Der Widerstand wird mit einem Torsionspotentiometer gemessen und auf einem Kompensationsschreiber (RIKADENKI) registriert. Das Rotationsviskosimeter liefert einen Wert für die undrainierte Scherfestigkeit (sensu BISHOP & BJERRUM, 1961).



Tab. 2: Arbeitsschema der Probenaufbereitung und der Untersuchungen

-.-.- errechnete Parameter; — gemessene Parameter

1. HOLLER, P., (1981), 2. MÜLLER, G. (1967), 3. SCHULTZE & MUHS (1967), 4. STEIN, R., (1984)

Diese kann bei feinkörnigen, wassergesättigten Sedimenten der Kohäsion gleichgesetzt werden, wenn der Winkel der inneren Reibung des Sedimentes Null ist. (RICHARDS, A.F., 1961). Zur Bestimmung der Scherfestigkeit im natürlichen Zustand wurden jeweils 5 Messungen an der Ober- und Unterseite einer Probe durchgeführt, um die Streuung der Meßergebnisse in der Horizontalen zu erfassen. Diese Streuungen (Inhomogenitäten) sind vor allem auf Bioturbation und extreme Korngrößenschwankungen im Sediment zurückzuführen.

Die Scherfestigkeitsbestimmung des homogenisierten Sedimentes wurde an jeder Einzelprobe durchgeführt, an der zuvor die Scherfestigkeit im natürlichen Zustand bestimmt worden ist. Hierzu wurde die strukturell bedingte Festigkeit des Sedimentes durch Homogenisieren mit einem Haushaltsmixer (5 min) vollständig zerstört.

Die Scherfestigkeit der homogenisierten Probe ist als Materialkonstante aufzufassen. Diese wird in erster Linie von der Korngrößenzusammensetzung, dem Mineralbestand, dem C_{org} -Gehalt, dem Porenwasserchemismus und vom Konsolidierungsgrad geprägt. (HOLLER, P., 1981).

Gefriertrocknung

Die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung, des Kohlenstoffgehaltes und des spezifischen Gewichtes erfolgte an gefriergetrocknetem (Christ-Beta-Gefriertrocknungsanlage) nicht entsalztem Probenmaterial. Diese schonende Art der Probentrocknung verhindert das Koagulieren der Sedimentpartikel, das zu Verfälschungen der Meßergebnisse führen kann.

Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalyse wurde nach den im Institut gängigen Methoden (Tab. 2) durchgeführt. Die Korngrößenklassifikation erfolgte nach RICHARDS (1962). Doppelbestimmungen wurden nur an einem Drittel der bearbeiteten Proben durchgeführt, da die Meßergebnisse der einzelnen Fraktionen eine gute Korre-

lation zeigen (Abb. 3).

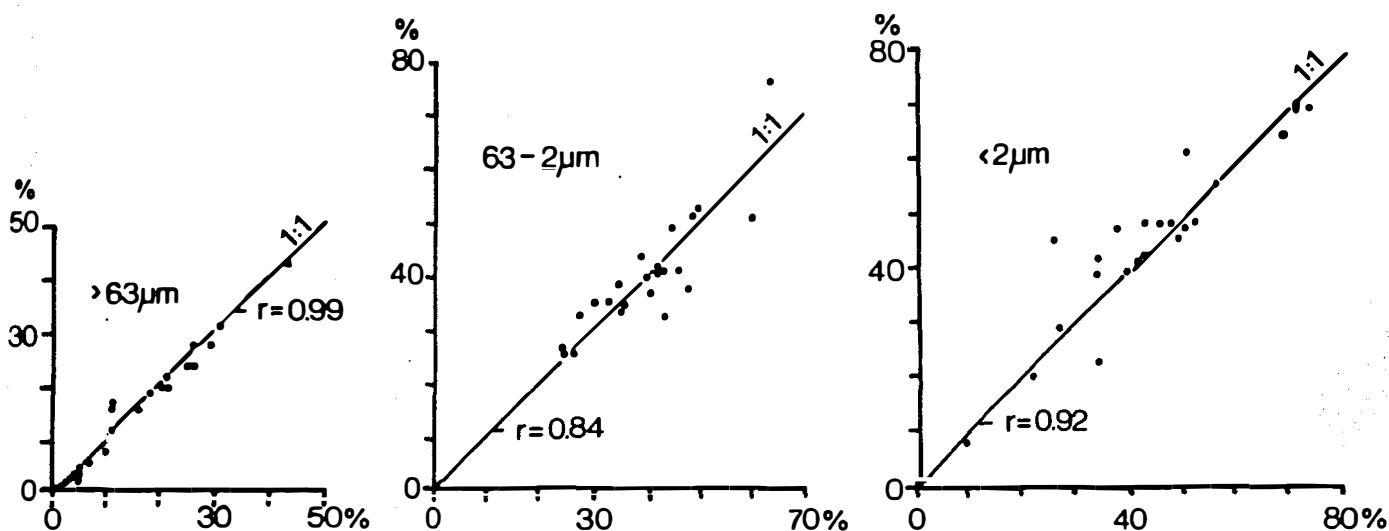


Abb. 3: Korrelation von Korngrößendoppelbestimmungen

Kohlenstoffbestimmung

Der anorganische und organische Kohlenstoffgehalt der Sedimente wurde erstmals mit Hilfe des LECO CS-244 (LECO-Instruction Manual 200-319) durchgeführt. Hierbei wird der in der Probe enthaltene Kohlenstoff induktiv bei 1316 °C im Sauerstoffstrom verbrannt und dabei zu CO₂ oxidiert.

Dessen Gehalt wird in einer Infrarot-Meßzelle bestimmt und in Gewichtsprozenten ausgedruckt. Zur Bestimmung des anorganisch und organisch gebundenen Kohlenstoffes (Tab. 2) wurde die Gesamtprobe in zwei Teilproben unterteilt. An einer Teilprobe wurde der gesamte Kohlenstoffgehalt und an der zweiten der organische Kohlenstoffgehalt bestimmt, indem zuvor der anorganisch gebundene Kohlenstoff mit 2n HCL herausgelöst wurde (Tab. 2).

Der weiterhin verwendete Meßwert ist der arithmetische Mittelwert aus mindestens 3, bei Abweichungen größer als 0,05% aus bis zu 5 Einzelmessungen. Pro Einzelmessung wurde 50-100 mg Probenmaterial benötigt. Vergleichsmessungen des LECO CS-244 mit dem Infrarot CO₂-Analysator (Beckman Instruments) und dem Coulomat 701 zeigen eine gute Übereinstimmung der Meßergebnisse (TIEDEMANN, R., 1985).

Spezifisches Gewicht

Das spezifische Gewicht (SCHULZE & MUHS, 1967) des gefriergetrockneten Sedimentes wurde mit Hilfe des Beckman Luftvergleichs-Pyknometer bestimmt (Bedienungsanleitung zu Modell 930). Dies ist im Vergleich zur naßvolumetrischen Messung (SCHULZTE & MUHS, 1967) eine schnelle Methode zur Volumenbestimmung einer Probe mit einer Genauigkeit von 0.05 cm^3 . Die Verwendung von Inertgas (Helium) hatte zudem folgende Vorteile:

- die Erfassung von kleinsten Porenräumen;
- die Vermeidung von Reaktionen oberflächenaktiver Stoffe mit Luft.

Präparation für das Rasterelektronenmikroskop (REM)

Die in Tab. 3 aufgeführten REM-Proben wurden aus Archivproben der Großkastengreifer (PVC-Stechrohr) erst im Institutslabor entnommen. Eine Beeinträchtigung des Sedimentes durch Lagerung und Transport kann also nicht ausgeschlossen werden.

Proben Nr.	Teufe	Anzahl der Proben
16402-1	5 - 6 cm	1
16402-1	25 - 26 cm	2
16402-1	46 - 47 cm	1
16415-1	1 - 2 cm	2
16415-1	19 - 20 cm	2
16415-1	49 - 50 cm	2

Tab. 3: Liste der REM-Proben

Um die Sedimentgefüge beim Trocknen im Trockenschrank nicht zu zerstören, wurden die Proben an der Luft bei Zimmertemperatur (21°) getrocknet. Die relativ ungestörten und getrockneten Proben wurden senkrecht zur Schichtung mit einem Zweikomponentenkleber auf REM-Objektträger geklebt. Nach dem Bedampfen dieser Präparate mit Kohle und Gold/Palladium

wurden sie im CAMBRIDGE REM-Stereoscan S 150 (Operatinginstructions TL 1153-OM) untersucht.

Ein an das REM gekoppeltes EDAX-Sxstem (Energy Dispersive Analysis of X-Rays) ermöglichte eine erste, nicht quantitative Bestimmung der Elementarzusammensetzung an einem mit dem REM ausgewählten Probenausschnitt (EDAX Service-Manual 707.711, 1976; OHSE, W., 1983).

Mikrosondenanalyse

Um Kristalle, welche im Sediment beobachtet wurden, quantitativ zu identifizieren, wurden ihre Elementarbausteine mit Hilfe einer Mikrosonde (CAMEBAX Mikrobeam CD; Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Kiel) bestimmt. Hierzu mußte von einer Probe (16402-1,25-26 cm) ein spezieller Mikrosondendünnschliff angefertigt werden.

Tab. 4 gibt einen Überblick über alle Meßgrößen, Abkürzungen, Maßeinheiten und Berechnungsformeln, die in der Arbeit verwendet werden, nebst Quellenhinweisen.

Eine Umrechnung der metrischen Einheiten in SI - und britische Einheiten ermöglicht das Diagramm (Abb. 4).

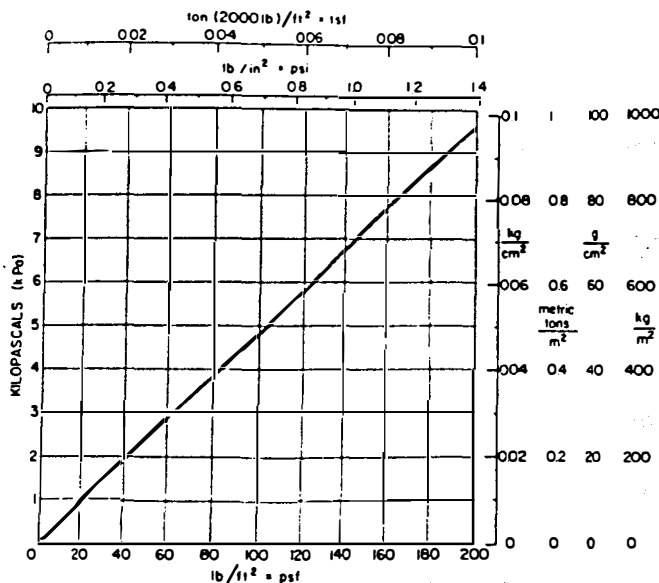


Abb. 4: Korrelation der SI -Einheit kPa zu metrischen bzw. britischen Einheiten nach RICHARDS (1974).

Symbol	Bezeichnung	Einheit	Berechnungsformel	Literatur
T_{nat}	Scherfestigkeit des natürlichen Sedimentes	g/cm ²		RICHARDS, A.F., 1962
T_{rem}	Scherfestigkeit des homogenisierten Sedimentes	g/cm ²		
S_t	Sensitivität		$\frac{T_{nat} \emptyset}{T_{rem} \emptyset}$	ROSENQUIST, I.T., 1953
G	spezifisches Gewicht des trockenen Sedimentes	g/cm ³		
w	natürlicher Wassergehalt	% Tr. Gew.	$\frac{w_w}{w_s} \times 100$	RICHARDS, A.F., 1962
w_w	Wassergehalt	g/10 cm ³		
w_s	Gewicht des trockenen Probekörpers	g/10 cm ³		
γ_w	Feuchtraungewicht	g/10 cm ³	$\frac{w_f}{V}$	RICHARDS, A.F., 1962
w_f	Gewicht des feuchten Probekörpers	g/10 cm ³		
V	Volumen des Probekörpers	10 cm ³		
S	Sättigungsgrad	%	$\frac{w_w}{\rho_w \times V_v}$	RICHARDS, A.F., 1962
V_v	Porenvolumen	cm ³	$V - V_s$	
V_s	Volumen des trockenen Probekörpers	cm ³	$\frac{w_s}{G \times \rho_w}$	
ρ_w	Raumgewicht des Salzwassers (1.025)	g/cm ³	Salzgehalt 35‰	DIETRICH, G. et al. 1975
P_o	Sedimentauflast	g/cm ²	$(\gamma_w - 1) \times d + P_a$	RICHARDS, A.F., 1962
d	Teufenintervall	cm		
P_a	Sedimentauflast des vorangegangenen d	g/cm ²		
e	Porenziffer		$\frac{\rho_w \times G \times V}{w_s} - 1$	RICHARDS, A.F., 1962
n	Porosität	%	$\frac{e}{1 + e} \times 100$	RICHARDS, A.F., 1962
LL	Fließgrenze (Liquid Limit)	% Tr. Gew.		RICHARDS, A.F., 1962
PL	Ausrollgrenze (Plastic Limit)	% Tr. Gew.		RICHARDS, A.F., 1962
I_p	Plastizitätsindex		LL - PL	RICHARDS, A.F., 1962
a_c	Aktivität		$\frac{I_p}{\text{Fraktion} < 2\mu\text{m}}$	RICHARDS, A.F., 1962;
c/p	Verhältnis der Scherfestigkeit zur Sedimentauflast		$\frac{T}{P_o}$	SKEMPTON, A.W., 1953 RICHARDS, A.F. & HAMILTON, E.L., 1967

Tab.4: Übersicht der sedimentphysikalischen Parameter, deren Berechnungsformeln und Verzeichnis aller Textabkürzungen.

SEDIMENTANSPRACHE AN BORD UND STRATIGRAPHISCHE GRUNDLAGEN

Faziesabfolge und Gefüge (Abb. 12-30)

Abgesehen von wenigen Ausnahmen (GKG-Profile 1, 12, 21) gruppieren sich alle GKG-Profile zu vier folgenden Faziesabfolgetypen (Tab. 5):

Nördliche Gambia Tiefsee-Ebene (GKG-Profile 2, 3, 4, 5)
<ul style="list-style-type: none">- Globigerinen Schlamm, hellbraun, 20-30 cm- tonig-siltiger Kalkschlamm, mittel-dunkelbraun, "Mn-Anreicherungen" (ALTENBACH, A.: in SARNTHEIN et al. 1983), 5-11 cm <p>Ausnahme GKG 5: toniger Kalkschlamm, hell-schwarzbraun feingeschichtet, 5 cm</p> <ul style="list-style-type: none">- toniger Kalkschlamm, hellbraun, 8-14 cm <p>Ausnahme GKG 5: feinsandig, dunkelbraun, 13 cm</p>
Südliche Gambia Tiefsee-Ebene und Nordhang der Sierra Leone Schwelle (GKG-Profile 6, 7, 8, 10)
<ul style="list-style-type: none">- Globigerinen Schlamm, hell-graubraun, 18-22 cm- tonig-siltiger Kalkschlamm, orangebraun, "Mn-Anreicherungen", 16-24 cm <p>Ausnahme GKG 6: toniger Kalkschlamm, hell-schwarzbraun feinlaminiert, 4-11 cm</p> <ul style="list-style-type: none">- tonig-siltiger Kalkschlamm, hellbraun, 10-17 cm
Südöstliche Gambia Tiefsee-Ebene und Ostfortsetzung der Sierra Leone Schwelle (GKG-Profile 13, 15, 16, 17)
<ul style="list-style-type: none">- Globigerinen Schlamm, hell-graubraun, 15-25 cm- Globigerinen Schlamm, rotbraun, 12-28 cm- Globigerinen Schlamm, ocker, 2-3 cm (nur GKG 13, 16)- tonig-siltiger Kalkschlamm, dunkelbraun-schwarz, 5-15 cm

Kane Lücke einschließlich Südeingang (GKG-Profile 22, 24, 25, 26)

- Globigerinen Schlamm, gelb-olivbraun, 8-26 cm
- tonig-siltiger Kalkschlamm, olivbraun, 22-43 cm
- Globigerinen Schlamm, ocker, 2 cm (nur GKG 26)

Tab. 5: Faziesabfolgetypen in den GKG-Profilen nach der makroskopischen Kernbeschreibung an Bord (ALTENBACH, A., 1983).

Zentimeterangaben bezeichnen minimale und maximale Mächtigkeiten der Faziesseinheiten.

Unterhalb einer ca. 5 cm mächtigen, homogenen Durchmischungsschicht sind in fast allen Profilabschnitten Wühlspuren sehr häufig. In den oberen Profilabschnitten dominieren nach Radiographie-Aufnahmen im allgemeinen Planolites-Spuren und in den unteren Chondrites-Spuren (vgl. WETZEL, A., 1979).

Die übrigen GKG-Profile zeigen folgende Eigenheiten:

Die Sedimente des GKG 1 (Cayar Canyon System) sind siltig-tonig, kalkarm, und relativ homogen (Radiographien zeigen nur in einigen Profilabschnitten Schichtung im Zentimeterbereich). Sie sind bis ca. 4 cm rötlichbraun und darunter grünbraun. Sie unterscheiden sich somit deutlich von den benachbarten Sedimenten aus der nördlichen Gambia-Tiefsee-Ebene. Radiographien zeigen hier über den gesamten Profilabschnitt fast ausschließlich Chondrites-Spuren und bis 20 cm Tiefe offene Wurmgänge (\emptyset 3-4 mm).

Im GKG-Profil 12 aus der nördlichen Kane Lücke (Abb. 1) unterbricht eine Erosionsdiskordanz an der Basis von hell-dunkelbraunem Globigerinen Schlamm die sonst "normale" Faziesabfolge in 19 cm Tiefe. Eine wohlsortierte, reine Foraminiferensandlage bei 35-39 cm Tiefe im ansonsten tonig-siltig, ockerfarbenen Sediment deutet auf zeitweise Sedimentumlagerung hin.

Die Globigerinen-Schlamm-Sedimente am Kontinentalhang vor Guinea (GKG-Profil 21) sind im oberen Profilabschnitt oliv

bis hell-olivgrau und im Liegenden einer Erosionsdiskordanz bei 27 cm Teufe dunkelgelb-gelbgrün. Sie zeichnen sich durch einen besonders hohen Festigkeitsgrad und eine intensive Durchwühlung aus.

Stratigraphie und Sedimentationsraten

Die stratigraphischen Grundlagen der GKG wurden von VOGEL-SANG (1985) übernommen und beruhen zu einem Großteil auf Fixpunkten der Sauerstoffisotopenkurven und auf ^{14}C -Altern; in einigen Fällen wurde auch ein geochemischer Umschlagshorizont zu Hilfe genommen, wo keine eindeutige Interpretation der Sauerstoffisotopenkurven möglich war (Abb. 5a und 5b; Tab. 6). Der geochemische Umschlagshorizont, ein Farbwechsel zwischen 8-30 cm Teufe von hellbraunen zu rötlich-dunkelbraunen Sedimenten, ist in fast allen Sedimentprofilen zu beobachten (Abb. 12 bis 30). Das durchschnittliche Alter des Umschlagshorizontes wurde mit 8300 ± 800 Jahre mit ^{14}C -Altern stratigraphisch eingestuft.

Die Ergebnisse der stratigraphischen Einstufung werden in Kernalter/Kernteufen-Diagrammen zusammengefaßt (Abb. 5a und 5b).

Demnach erfassen die Großkastengreiferprofile maximal den Zeitraum der letzten 16000 Jahre.

Die stratigraphische Einstufung im GKG 21 erfolgte mit Hilfe von Planktonforaminiferen; demnach sind die Sedimente des oberen Profilabschnittes im Stadium 5 (vgl. EMILIANI, C., 1955) und ab 20 cm Teufe im unteren Pliozän abgelagert worden (frdl. mündliche Mitteilung Dr. U. PFLAUMANN).

Für GKG 1 liegt keine physikalisch stratigraphische Einstufung vor. Die Berechnung der Oberflächenalter und der Sedimentationsraten (Tab. 6) erfolgte bei ^{14}C datierten GKG nach dem Ansatz von Erlenkeuser (1980). Für die anderen GKG wurde das Durchschnittsalter von 2000 Jahren angenommen.

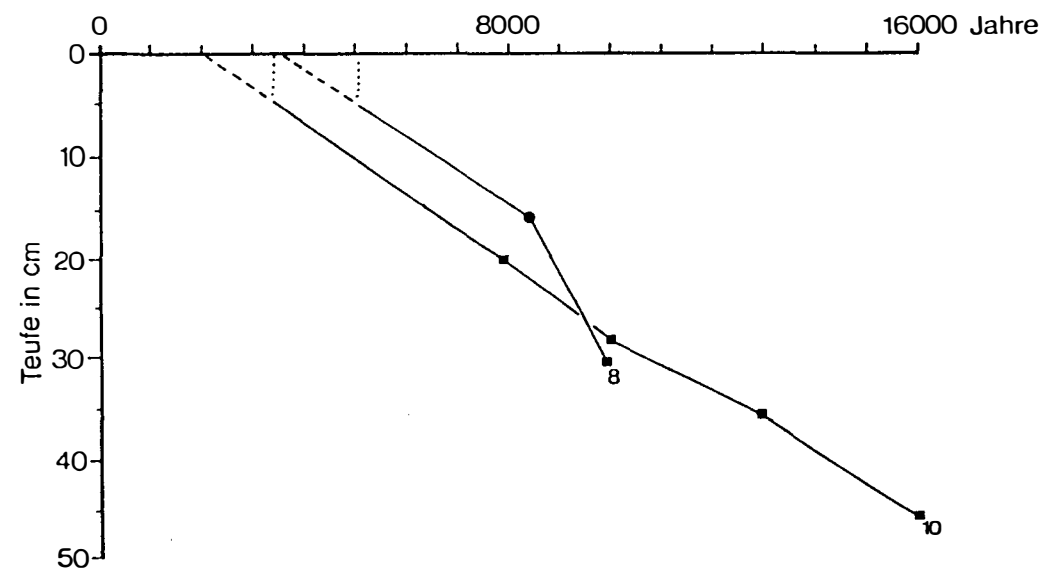
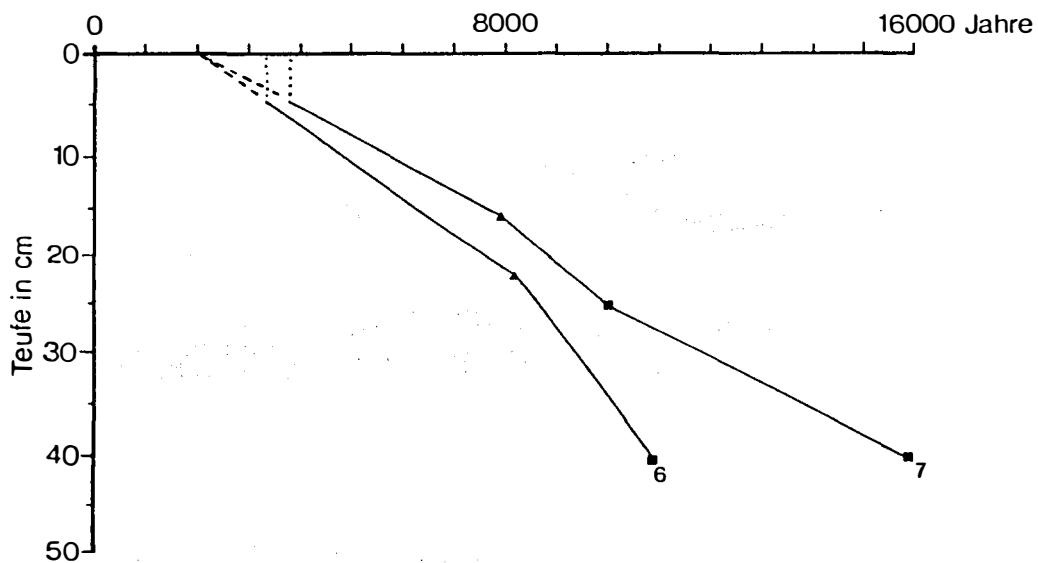
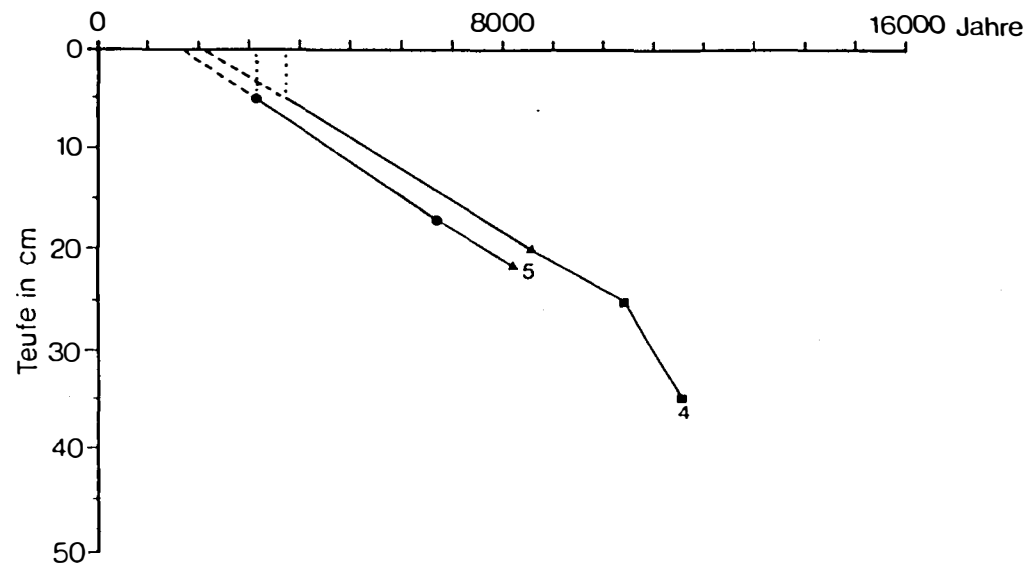
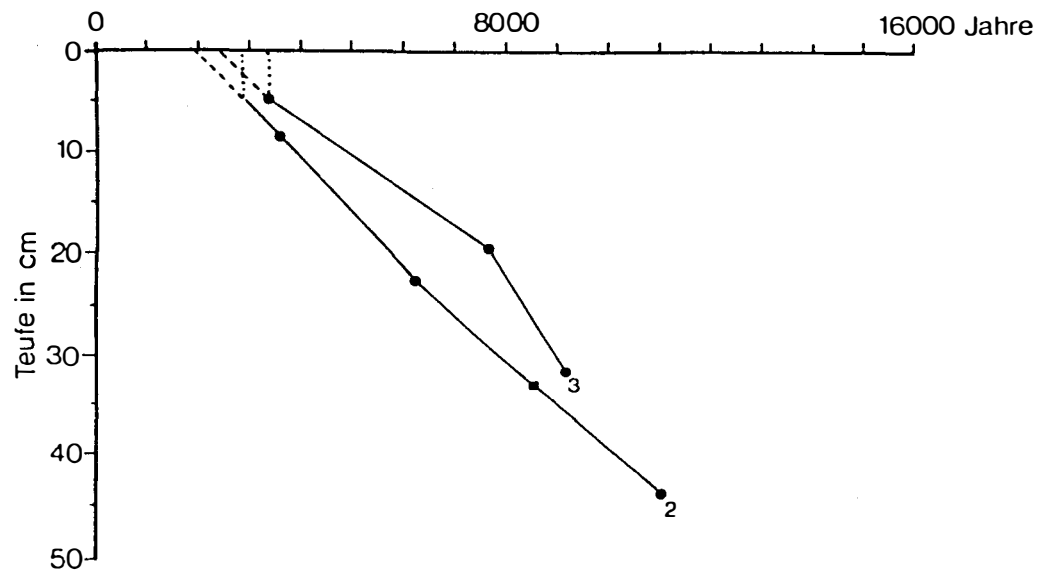


Abb. 5a: Kernalter/Kernteufen-Diagramme der bearbeiteten GKG-Profile:

■ stratigraphische Einstufung nach Fixpunkten der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie,

● stratigraphische Einstufung nach ^{14}C ,

▲ stratigraphische Einstufung nach geochemischem Umschlagshorizont,

--- Oberflächenalter, ... Alter der homogenen Durchmischungsschicht.

Zur Sauerstoffisotopenstratigraphie und zur ^{14}C -Daten-Ermittlung siehe VOGELANG, E. (1985).

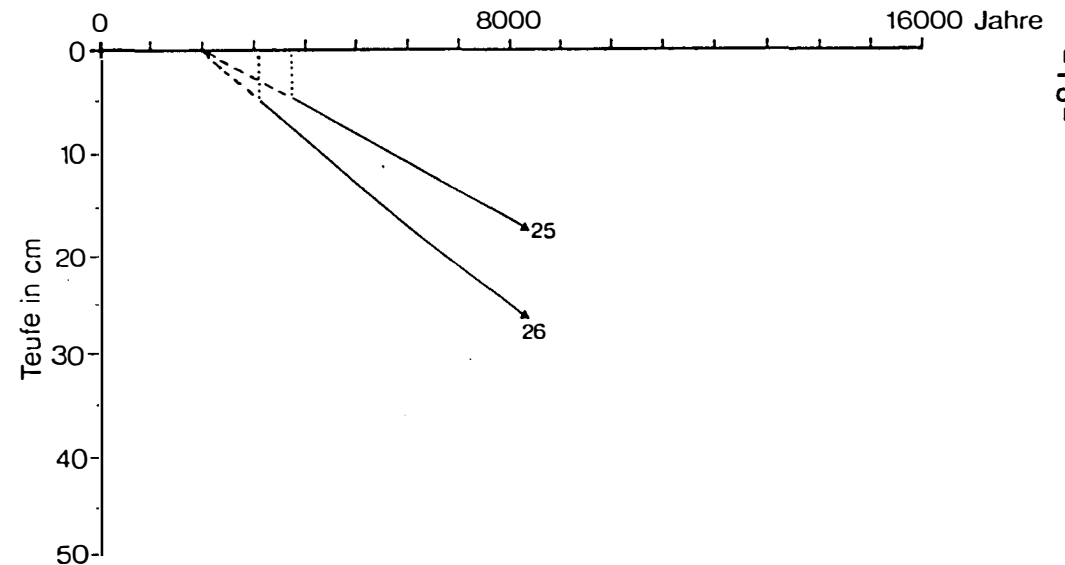
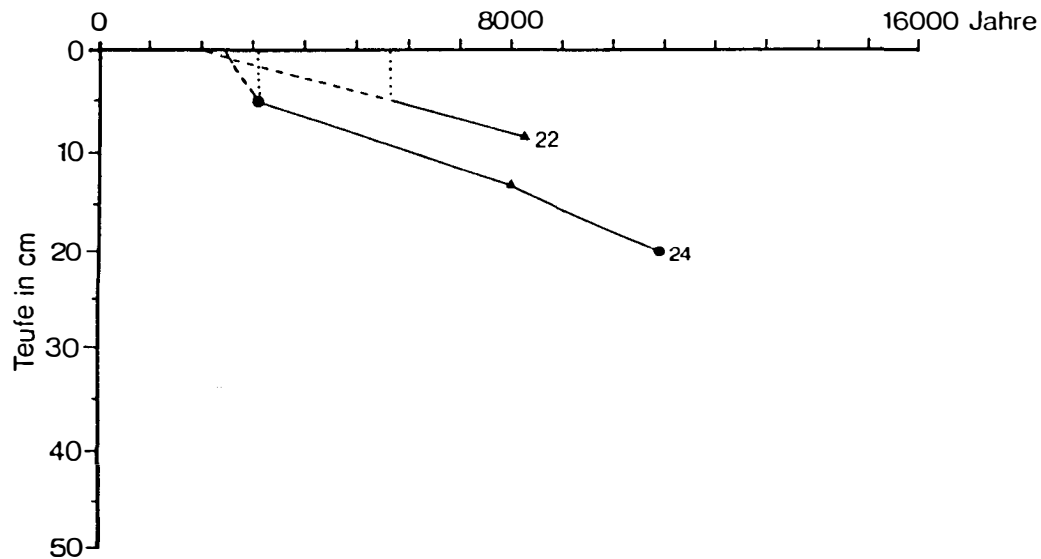
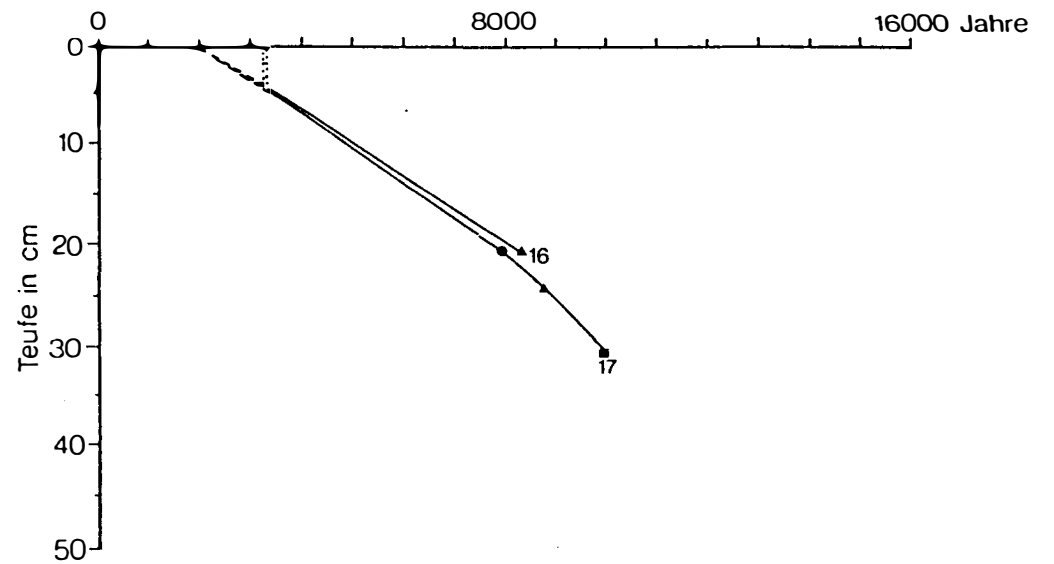
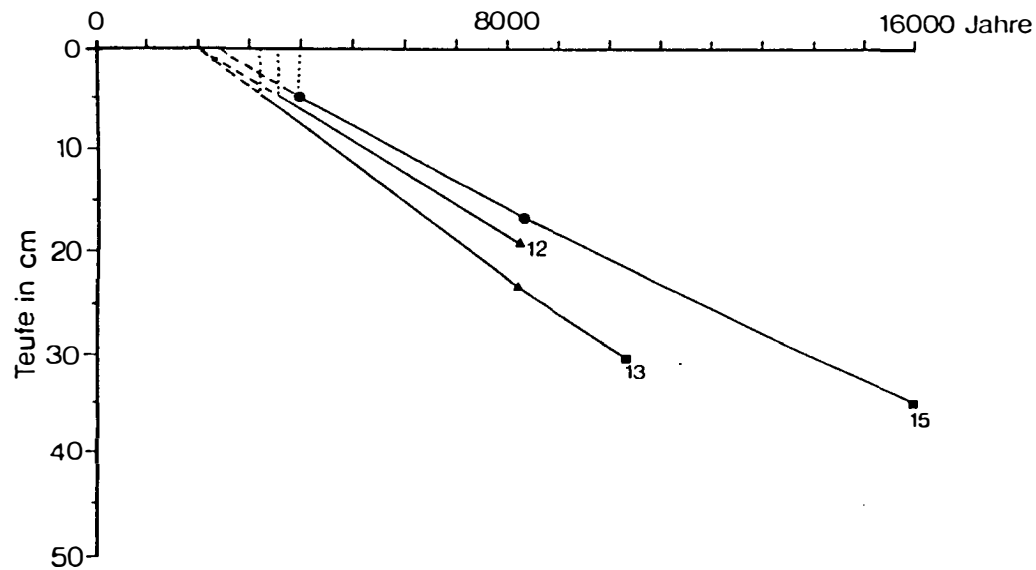


Abb. 5b: Kernalter/Kernteufen-Diagramme der bearbeiteten GKG-Profile:
 ■ stratigraphische Einstufung nach Fixpunkten der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie,
 ● stratigraphische Einstufung nach ^{14}C ,
 ▲ stratigraphische Einstufung nach geochemischem Umschlagshorizont,
 --- Oberflächenalter, ... Alter der homogenen Durchmischungsschicht.
 Zur Sauerstoffisotopenstratigraphie und zur ^{14}C -Daten-Ermittlung siehe VOGEL-SANG, E. (1985).

GKG-Profil	Teufenintervall (cm)	Sedimentationsrate (cm/1000Jahre)	Stratigraphie nach:			Berechnetes Oberflächenalter (Ansatz von ERLENKEUSER, 1980)
			¹⁴ C	¹⁸ O/ ¹⁶ O	geochemischer Umschlagshorizont	
16402	0-22.5	5.2	X E	X		1860
	22.5-33	4.5	X E	X		
	33-44	4.5	X E	X		
16403	0-19.5	3.7	X E	X		2280
	19.5-31.5	7.8	X E	X		
16404	0-25	3.2		X		
	25-35	9.1		X		
16405	0-17	3.4	X S			1750
	17-22	3.3	X S			
16406	0-22	3.5			X	
	22-40	6.7		X		
16407	0-16	2.7			X	
	16-25	4.5		X		
	25-40	2.5		X		
16408	0-15.5	3.0	X S			3400
	15.5-30	9.7		X		
16410	0-20	3.6		X		
	20-28	4.0		X		
	28-35	2.3		X		
	35-45	3.3		X		
16412	0-19	3.0			X	
16413	0-23	3.7			X	
	23-30	2.9		X		
16415	0-17	2.7	X E			2120
	17-36	2.4		X		
16416	0-20	3.2			X	
16417	0-24	3.7			X	
	24-30	5.0		X		
16422	0-8	1.3			X	
16424	0-19.5	2.3	X S			2500
16425	0-17	2.7			X	
16426	0-26	4.0			X	

Tab.6: Sedimentationsraten und berechnete Oberflächenalter.

(Wenn nichts Anderes vermerkt, wurde ein Oberflächenalter von 2000 Jahren angenommen)

X = vorhandene Analyse

E = ¹⁴C-Bestimmung erfolgte im Labor Dr.ERLENKEUSER

S = ¹⁴C-Bestimmung erfolgte im Labor Prof.Dr.SCHULZ

Mächtigkeit der homogenen Durchmischungsschicht 5 cm

(vgl. VOGELSANG, E., 1985)

SEDIMENTOLOGISCHE UND SEDIMENTPHYSIKALISCHE MESSERGEBNISSE (Auflistung aller Einzelergebnisse im Anhang)

Korngrößenverteilung

Die sedimentphysikalischen Eigenschaften hängen vorrangig von der Korngrößenzusammensetzung der Sedimente ab.

Wie für pelagische Sedimente allgemein bekannt (VON GRAFENSTEIN, R., 1982, SIROCKO, F., 1985, MIENERT, J., 1985), existiert eine gute Korrelation zwischen dem Anteil des Gesamtkarbonatgehaltes und dem der Fraktion größer als 63 μm (Abb. 6), die überwiegend aus planktischen Foraminiferen besteht (vgl. VOGELSANG, E., 1985).

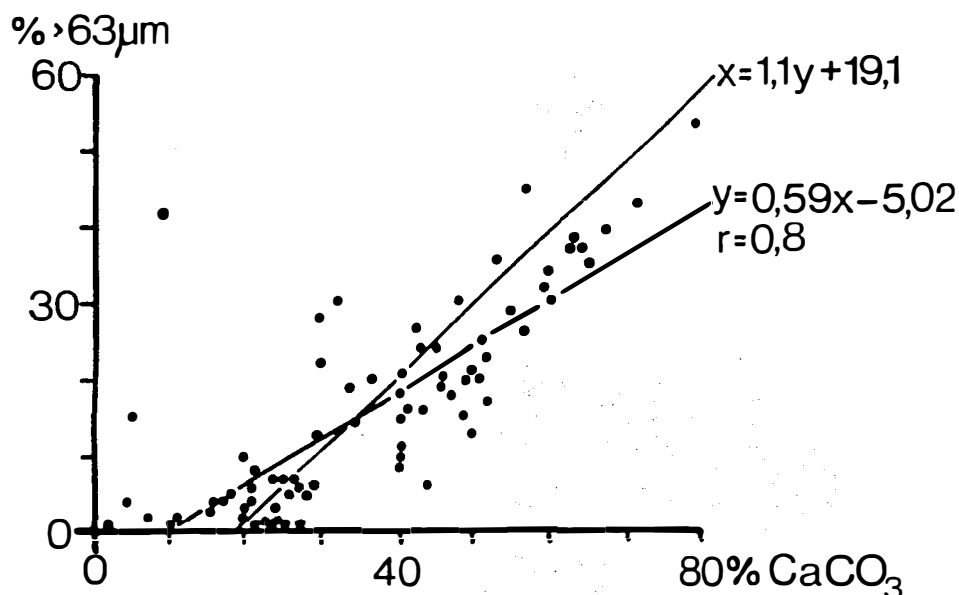


Abb. 6: Korrelation zwischen der Fraktion größer als 63 μm und dem Gesamtkarbonatgehalt

Diese Beziehung wird durch die Klassifizierung der Sedimente im SHEPARD-Diagramm (SHEPARD, P.E., 1954) verdeutlicht (Abb. 7).

Bei den mit q gekennzeichneten Proben (Abb. 7) handelt es sich nach mikroskopischem Befund vorrangig um quarzhaltige Sedimente mit einem sehr geringen Karbonatgehalt (GKG 5, 15 cm, 30% CaCO_3 und 22 cm, 9% CaCO_3).

Die Klassifizierung der Sedimente nach SHEPARD ergibt (Abb. 7):

Die Sedimente der GKG 2, 3, 4, 5, 7, 8, 10, 12, 13, 15, 16, 17 und 24 sind in den oberen Teufenbereichen vorwiegend sandig-siltig-tonig und in den unteren Teufenbereichen siltig-tonig.

Die Sedimente der GKG 6, 22, 25, 26 sind siltig-tonig und nur in den unteren Teufenbereichen des GKG 6 (16 cm und 24 cm) tonig-siltig.

Die Sedimente des GKG 1 sind siltig-tonig. Der GKG 21 überdeckt die Bereiche sandig-siltig-tonig sowie siltig-sandig.

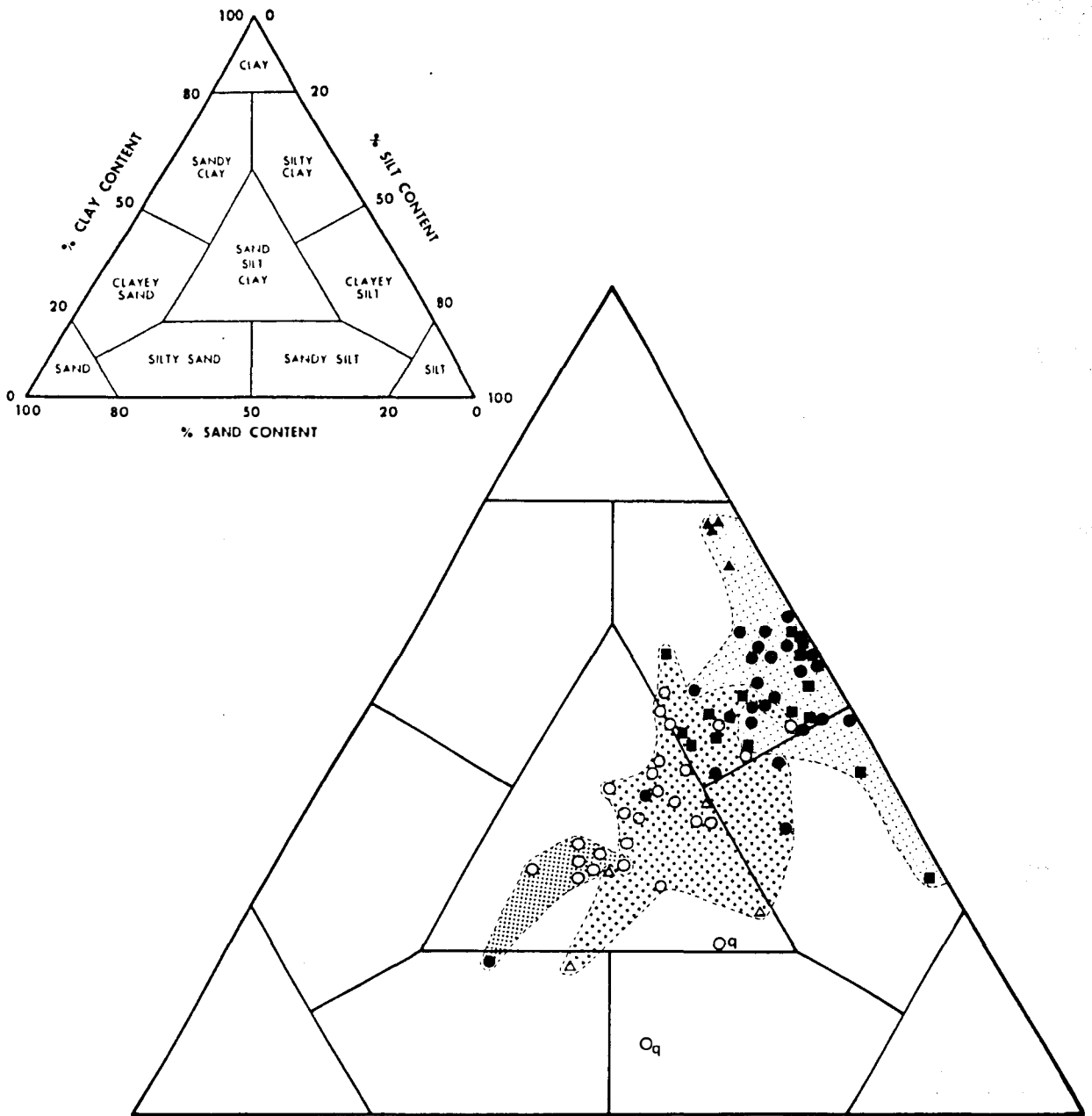


Abb. 7: Klassifikation der Proben nach SHEPARD

- Sedimente der GKG 2,3,4,5,7,8,10,12,13,15,16,17 und 24 - obere Teufenbereiche
- Sedimente der GKG 2,3,4,5,7,8,10,12,13,15,16,17 und 24 - untere Teufenbereiche
- Sedimente der GKG 6,22,25 und 26
- ▲ Sedimente des GKG 1
- △ Sedimente des GKG 21
- ▣ 0-30% CaCO₃, ▤ 31-60% CaCO₃, ▥ 61-80% CaCO₃
- q: quarzhaltige Sedimente

Verbreitung der Karbonat- und C_{org} -Gehalte

Das Wasserabsorptionsvermögen kalkiger Partikel ist im Vergleich zu gleichgroßen anderen Mineralpartikeln (abgesehen vom Quarz) sehr gering. Um Änderungen von Wassergehalt und Porosität, die allein aus einer Veränderung des Karbonatgehaltes - hier insbesondere durch Foraminiferen - resultieren, interpretieren zu können, muß der Karbonatgehalt an den gleichen Proben extra bestimmt werden, die ansonsten sedimentphysikalisch untersucht werden.

In allen Kernen nimmt der Karbonatgehalt mit der Teufe ab, so wie aus zahllosen Arbeiten über atlantische Sedimente bereits bekannt ist (VOLAT et al., 1980, SARNTHEIN et al. 1982, KOOPMANN, B., 1979).

Außer in den GKG-Profilen 1 und 21 ist generell eine deutliche Abnahme des Karbonatgehaltes von 33% (GKG 25, 16 cm) bis 70% (GKG 8, 16 cm) an der Sedimentoberfläche auf 2% (GKG 17, 41 cm) bis 34 % (GKG 4, 29 cm) in ca. 15 cm Teufe zu beobachten (Abb. 12 bis 30). Nur in den GKG 6 und 12 ist in 35 cm Teufe nochmals ein Anstieg auf 29% bzw. 79% zu beobachten (Abb. 17 und 21). Dieser Wechsel wird bei VOGELSANG (1985) in größeren Einzelheiten diskutiert.

Die Sedimente des GKG 1 zeichnen sich durchlaufend durch besonders niedrige Karbonatgehalte aus (16%-20%) (Abb. 12). Im GKG 21, der aus nur 1556 m Wassertiefe stammt, nimmt der Karbonatgehalt von 57% auf 47% nur allmählich ab (Abb. 26).

Schwankungen des Wassergehaltes werden bei gleichbleibender Korngrößenzusammensetzung auch durch unterschiedliche C_{org} -Gehalte beeinflusst. Im allgemeinen nimmt der C_{org} -Gehalt mit abnehmender Korngröße zu und ist proportional zum Wassergehalt bzw. umgekehrt proportional zur homogenisierten Scherfestigkeit (BUSCH, W.H. & KELLER, G.H., 1981).

Der C_{org} -Gehalt der Sedimente ist mit 0.15% (GKG 6, 23 cm) bis 1.25 % (GKG 21, 5 cm) sehr niedrig. Innerhalb der Kerne sind Differenzen von max. 0.8% (GKG 21) zu beobachten (Abb. 26).

Die Verteilungsmuster der C_{org} -Gehalte in den Oberflächense-

dimenten werden von TIEDEMANN (1985) und in den GKG-Profilen 2, 3, 15 von VOGELSANG (1985) detailliert beschrieben.

Verteilungsmuster der Scherfestigkeit im natürlichen Zustand

Eine völlig unerwartete Verteilung der Scherfestigkeit zeigen die oberflächennahen Sedimente des äquatorialen Ostatlantiks. Im Gegensatz zu den erwarteten normal konsolidierten Sedimenten (SKEMPTON, A.W., 1970), in denen die Scherfestigkeit mit der Teufe zunimmt (RICHARDS, A.F., 1961, ALMAGOR, G., 1979), zeigt sich folgendes Verbreitungsmuster der Scherfestigkeit:

Insgesamt schwanken die max. Scherfestigkeiten zwischen $7,2 \text{ g/cm}^2$ (GKG 25, 45 cm) und $296,8 \text{ g/cm}^2$ (GKG 21, 30 cm) (Abb. 12-30).

Die Kerne aus der Kane Lücke (GKG 22, 24, 25, 26), aus sehr großen Wassertiefen (GKG 6) sowie aus dem Cayar Canyon System (GKG 1) zeigen deutlich geringere Festigkeiten als die Sedimente der Gambia Tiefsee-Ebene und der Sierra Leone Schwelle (Abb. 12 bis 30). Den höchsten Festigkeitsgrad erreichen jedoch die Sedimente vom oberen Kontinentalhang (GKG 21) hier wird bereits in 5 cm Teufe eine max. Scherfestigkeit von $109,2 \text{ g/cm}^2$ erreicht (Abb. 26).

Der teufenabhängige Verlauf der Scherfestigkeit erlaubt die Unterscheidung folgender GKG-Profilgruppen (Abb. 8):

A) 13 Kerne (GKG 2,3,4,5,7,8,10,12,13,15,16,17,24) aus der Gambia Tiefsee-Ebene und der Sierra Leone Schwelle zeigen folgende Scherfestigkeitsverteilung mit der Teufe, die am Beispiel von Kern 10 beschrieben wird:

Nahe der Oberfläche steigt zunächst sehr rasch die Scherfestigkeit mit der Teufe an (von $\emptyset 27 \text{ g/cm}^2$ auf $\emptyset 95 \text{ g/cm}^2$). Nach dem Erreichen eines Maximalwertes in 19 cm Teufe nimmt die Scherfestigkeit jedoch im unteren Teufenbereich wieder deutlich ab ($\emptyset 41 \text{ g/cm}^2$, 43 cm) (Abb. 20). Diese Art der Scherfestigkeitsverteilung wird im folgenden als "Scherfestigkeitsbauch" bezeichnet.

Die GKG-Profile 7 und 24 (Abb. 18 und 28) werden ebenfalls in die Profilgruppen mit Scherfestigkeitsbauch einbezogen, da:

- die durchschnittliche Scherfestigkeit im Kastenlotkern 16407-2 in 55 cm Teufe 33 g/cm^2 beträgt (HOLLER, P., in prep.); eine Scherfestigkeitsabnahme im GKG-Profil ist demzufolge unterhalb des Meßpunktes bei 39 cm Teufe zu erwarten;
- nahe der Oberfläche (bis 19 cm Teufe) im GKG-Profil 24 aus technischen Gründen keine Scherfestigkeitsmessung möglich war. Aufgrund der breiig-flüssigen Konsistenz des Sedimentes ist eine Scherfestigkeitsabnahme wahrscheinlich.

Der besonders hohe Scherfestigkeitsanstieg im Kern 12 bei 28 cm Teufe (187 g/cm^2) ist sicherlich mit der Erosionsdiskordanz bei 16 cm (vgl. S. 15) in Verbindung zu setzen.

In den Profilen von den Kernen 13 und 16 steigt unterhalb der Scherfestigkeitsbäuche in 40 cm Teufe die Scherfestigkeit nochmals auf 91 g/cm^2 bzw. 133 g/cm^2 an (Abb. 22 und 24).

Die Schwankungen zwischen min. und max. Scherfestigkeit innerhalb einer Kerntiefe sind in dieser Profilgruppe relativ groß. Sie betragen bis zu 76% des Maximalwertes (GKG 13, 21 cm) (Abb. 22).

Bemerkenswert ist weiterhin die deutlich höhere Scherfestigkeit im GKG-Profil 2 vom Sedimentwellenberg im Vergleich zum GKG-Profil 3 vom Sedimentwellental (max. $\emptyset 50 \text{ g/cm}^2$, 13 cm) (Abb. 13 und 14), obwohl beide aus unmittelbarer Nachbarschaft stammen (Abb. 8).

- B) Für einige GKG-Profile aus der Kane Lücke (GKG 22, 25, 26) und aus großen Wassertiefen (GKG 6) ist eine allmähliche Abnahme der Scherfestigkeit mit der Teufe von max. 45 g/cm^2 an der Oberfläche bis max. 18 g/cm^2 nahe der Basis typisch (Abb. 27, 29 und 30).

C) Die Sedimente der GKG-Profile 1 und 21 zeigen, im Gegensatz zur Gruppe A und B, eine deutliche Scherfestigkeitszunahme mit der Teufe von \emptyset 28 g/cm² bzw. 85 g/cm² auf 50 g/cm² bzw. 243 g/cm² (Abb. 12 und 26), so wie es auch allgemein zu erwarten wäre.

Der Übersichtlichkeit wegen wird im weiteren Verlauf der Arbeit diese Dreiteilung der GKG-Profiltypen beibehalten.

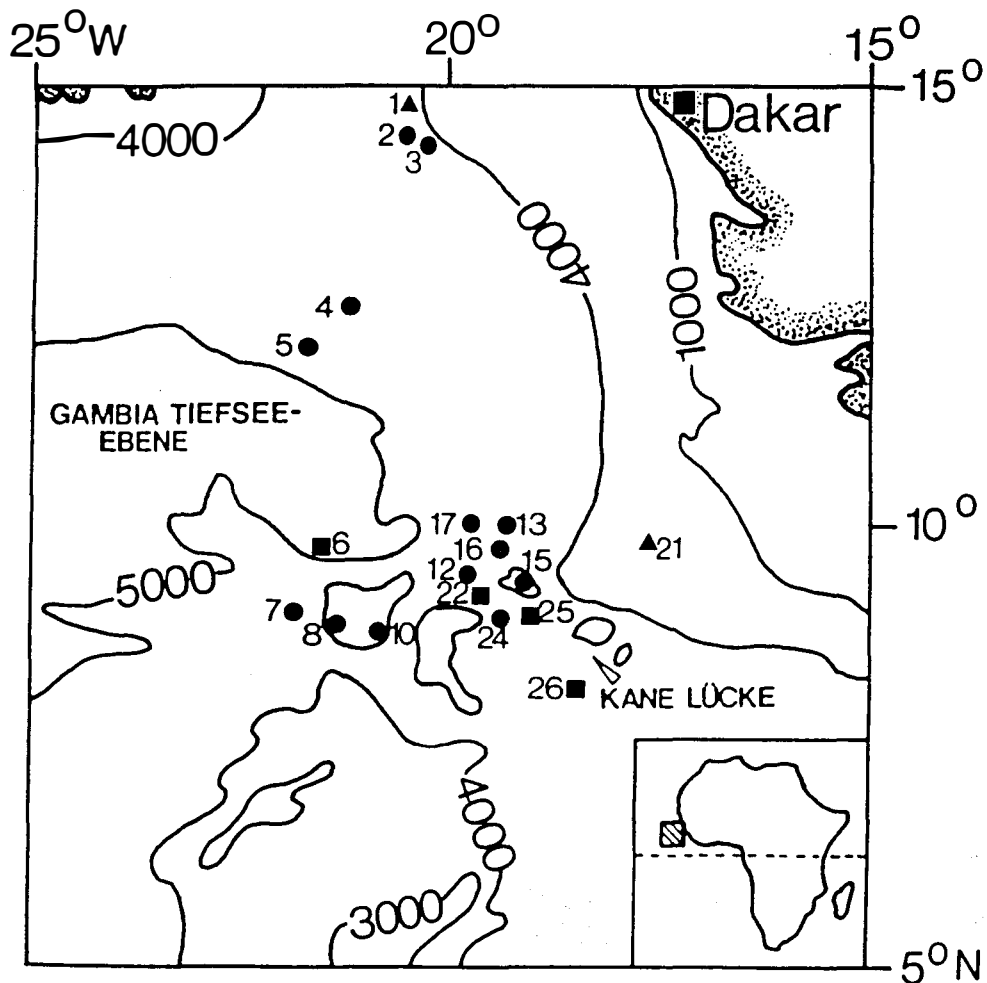


Abb. 8: Verbreitung der Scherfestigkeitsprofiltypen

- Scherfestigkeitsprofilgruppe A - Scherfestigkeitsabnahme
- Scherfestigkeitsprofilgruppe B - Scherfestigkeitsabnahme mit der Teufe
- ▲ Scherfestigkeitsprofilgruppe C - Scherfestigkeitszunahme mit der Teufe

Verbreitungsmuster der Scherfestigkeit im homogenisierten Zustand

Vergleicht man die 3 GKG-Profilgruppen, die aus dem Verbreitungsmuster der Scherfestigkeit vom natürlichen Sediment hervorgehen, so ergibt sich folgendes Bild:

GKG-Profilgruppe A zeigt für die Scherfestigkeit im homogenisierten Zustand Meßergebnisse, die nicht dem Verbreitungsmuster der natürlichen Scherfestigkeit entsprechen, abgesehen vom gestörten Material an der Basis des Kern 12. Insgesamt schwanken die Werte zwischen $0,9 \text{ g/cm}^2$ (GKG 7, 18 cm) und $8,5 \text{ g/cm}^2$ (GKG 5, 26 cm). Diese Scherfestigkeiten schwanken bei ähnlicher Korngrößenzusammensetzung und sind hauptsächlich auf unterschiedliche Karbonatgehalte (63% bzw. 9%) zurückzuführen (Abb. 16 und 21). Innerhalb der einzelnen GKG-Profile sind die Werte relativ konstant ($\pm 1 \text{ g/cm}^2$) (Abb. 12-30).

Bei Gruppe B nimmt im Gegensatz zu Gruppe A die Scherfestigkeit im homogenisierten Zustand von durchschnittlich $2,5 \text{ g/cm}^2$ nahe der Oberfläche auf $0,5 \text{ g/cm}^2$ an der Basis der Kerne ab, der Kurvenverlauf entspricht hier also dem der natürlichen Scherfestigkeit.

Bei Profilgruppe C zeichnen sich die Sedimente von GKG 1 ($4-8 \text{ g/cm}^2$) und GKG 21 ($4-17 \text{ g/cm}^2$) durch insgesamt sehr hohe Scherfestigkeiten im homogenisierten Zustand aus.

Während bei GKG-Profil 1 eher eine Korrelation zum Karbonat- und Tongehalt zu beobachten ist, nimmt die Scherfestigkeit bei GKG 21 deutlich mit der Teufe zu (Abb. 12).

Verbreitungsmuster der Sensitivität

Die Sensitivität (Tab. 2) ist ein Maß für die strukturbedingte Festigkeit im Sediment. Je höher die Sensitivität ist, desto größer ist der Verlust der strukturbedingten Festigkeit beim Homogenisieren. Die 3 GKG-Profilgruppen zeigen folgendes Verbreitungsmuster der Sensitivität:

Scherfestigkeitsgruppe A: Die Sensitivität ist hier propor-

tional zur durchschnittlichen, natürlichen Scherfestigkeit dieser Sedimente, die Maximalwerte der strukturbedingten Festigkeit werden also erwartungsgemäß in den Scherfestigkeitsbäuchen erreicht.

Die Sensitivitätswerte umfassen damit auf der von ROSENQUIST (1953) aufgestellten Tabelle die Bereiche "slightly insensitive" bis "extra quick". Dies entspräche einem Verlust an strukturbedingter Festigkeit von 0-98% durch den Homogenisierungs-Prozeß (RICHARDS, A.F., 1962).

Scherfestigkeitsgruppe B: Die Sedimente der Kerne 22, 25, 26 zeigen eine zunehmende (medium quick bis slightly quick) und Sedimente des Kerns 6 eine abnehmende (slightly quick bis medium quick) Tendenz der Sensitivität mit der Teufe. Dies entspricht bei Homogenisierung der Gefüge einem Verlust an strukturbedingter Festigkeit zwischen 87% und 96%.

Scherfestigkeitsgruppe C: Die strukturbedingte Festigkeit im Kern 1 ist im Vergleich zu allen anderen bearbeiteten Sedimenten sehr gering, schwankt jedoch ebenfalls proportional zur durchschnittlichen natürlichen Scherfestigkeit (very sensitive, 75% - 87% Verlust der strukturbedingten Festigkeit beim Homogenisierungs-Prozeß).

Die Sensitivität im Kern 21 (medium quick bis slightly quick) nimmt mit der Teufe ab.

Sedimentauflast (Tab. 4)

Sedimentphysikalische Eigenschaften sind weiterhin vor allem vom Konsolidierungsgrad (SKEMPTON, A.W., 1970) der Sedimente abhängig. Der Konsolidierungsgrad resultiert in erster Linie aus der Sedimentauflast, die wiederum von der Sedimentationsrate und der Sedimentzusammensetzung abhängig ist (SKEMPTON, A.W., 1970).

Die Sedimentauflast ist in einem:

- normal konsolidierten Sediment gleich der max. natürlichen Scherfestigkeit;
- überkonsolidierten Sediment kleiner als die max. natürli-

che Scherfestigkeit;

- unterkonsolidierten Sediment größer als die max. natürliche Scherfestigkeit.

Von besonderem Interesse ist das Verhältnis von natürlicher Scherfestigkeit und Sedimentauflast, das c/p -Verhältnis (Tab.4).

In einem normal konsolidierten Sediment beginnen die c/p -Werte nahe der Oberfläche mit Werten um 1 und nähern sich mit zunehmender Teufe asymptotisch dem Wert 0 (SKEMPTON, A.W., 1970). Werte größer als 1 sind ein Hinweis auf Überkonsolidierung der Sedimente.

In der Scherfestigkeitsprofilgruppe A und C liegen die Sedimentauflastwerte deutlich unterhalb der jeweiligen minimalen Scherfestigkeit. Der Maximalwert von 15 g/cm^2 wird in 43 cm Teufe (GKG 2) und 28 cm Teufe (GKG 21) erreicht (Abb. 13 und 26).

In den Kernen des Scherfestigkeitsprofiltypus A und C verlaufen die c/p -Kurven parallel zur Idealkurve, allerdings zu höheren Werten hin versetzt. Die Sedimente sind demzufolge überkonsolidiert. Die c/p -Werte liegen an der Sedimentoberfläche zwischen 3,5 (GKG 3, 3 cm) und 3 (GKG 2, 4 cm) und nehmen auf Werte zwischen 9,5 (GKG 16, 40 cm) sowie in einem Fall auf kleiner als 1 (GKG 24, 45 cm) ab (Abb. 12 bis 30). Nur die Kernprofile 2, 10 und 12 zeigen einen untypischen Kurvenverlauf, das heißt eine Zunahme von c/p im Bereich der Scherfestigkeitsbäuche (Abb. 13, 20 und 21). Die Sedimente sind hier also deutlich überkonsolidiert.

Im Kern des Scherfestigkeitsprofiltypus C wird der c/p -Maximalwert im Arbeitsgebiet an der Sedimentoberfläche erreicht (44, 5 cm) (Abb. 24).

In den Kernen des Scherfestigkeitsprofiltypus B sind die Sedimentauflastwerte niedriger (max. 13 g/cm^2 , GKG 25, 43 cm) (Abb. 29). Sie sind in den unteren Teufenbereichen der Kerne 22, 25 und 26 sogar größer als die max. natürliche Scherfestigkeit (Abb. 27, 29 und 30), das heißt die Sedimente sind hier normal- bzw. unterkonsolidiert.

Für diese Kerne ist typisch, daß im obersten 1/3 viel zu hohe c/p -Werte erreicht werden und darunter ein normaler Kurvenverlauf vorliegt.

In den Kernen 22, 25, 26 nimmt c/p von max. 11 (GKG 22, 6 cm) auf Werte kleiner als 1 ab (Abb. 27, 29 und 30). Im Kern 6 ist eine deutliche Abnahme von 25 (6 cm Teufe) auf 1,5 (34 cm Teufe) zu beobachten (Abb. 17).

Verbreitung von Feuchtraumgewicht, spezifischem Gewicht, Porosität, Wassergehalt und Sättigungsgrad

Das Feuchtraumgewicht (Tab. 4) gibt Aufschluß über die Sedimentzusammensetzung und den Konsolidierungsgrad der Sedimente. Bei gleichbleibender Korngrößen- und Mineralzusammensetzung erhöht sich das Feuchtraumgewicht mit zunehmender Sedimentauflast.

Die Meßwerte liegen zwischen $1,17 \text{ g/cm}^3$ (GKG 22, 40 cm) und $1,72 \text{ g/cm}^3$ (GKG 5, 26 cm). Die deutlichen Änderungen des Feuchtraumgewichtes verlaufen analog zu Porosität und Wassergehalt (Abb. 12 bis 30).

Das spezifische Gewicht (Tab. 2) ist vor allem zur Berechnung der Porosität erforderlich und gibt ebenfalls Aufschluß über die Sedimentzusammensetzung. Die Meßwerte schwanken zwischen $2,51 \text{ g/cm}^3$ (GKG 22, 40 cm) und $2,67 \text{ g/cm}^3$ (GKG 16, 23 cm). Trotz deutlicher Schwankungen der Korngrößenverteilung zeigen die Meßwerte innerhalb der Kerne nur eine sehr geringe Streuung (GKG 7, max. $0,11 \text{ g/cm}^3$) (Abb. 18).

Der natürliche Wassergehalt (Tab. 4) und die Porosität (Tab. 4) sind ein Kriterium zur Beurteilung des Festigkeitsgrades der Sedimente (ALMAGOR, G., 1979). Sie sind vor allem vom Konsolidierungsgrad und der Sedimentzusammensetzung abhängig (RICHARDS, A.F., 1962).

Abb. 9 zeigt, die Proportionalität des Wassergehalts zur Porosität. Aus diesem Grund ist die Ermittlung der Porosität auch nach der Formel von HAMILTON (1971), bei der ein konstantes spezifisches Gewicht von $2,65 \text{ g/cm}^3$ zugrundegelegt wird, möglich (vgl. MIENERT, J., 1985). Im Vergleich zu der hier angewandten Formel (vgl. Tab. 4), die ein gemessenes spezifisches Gewicht berücksichtigt, also eine aufwendigere

Methode darstellt, zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Ergebnisse (max. Abweichungen im Zehntelbereich).

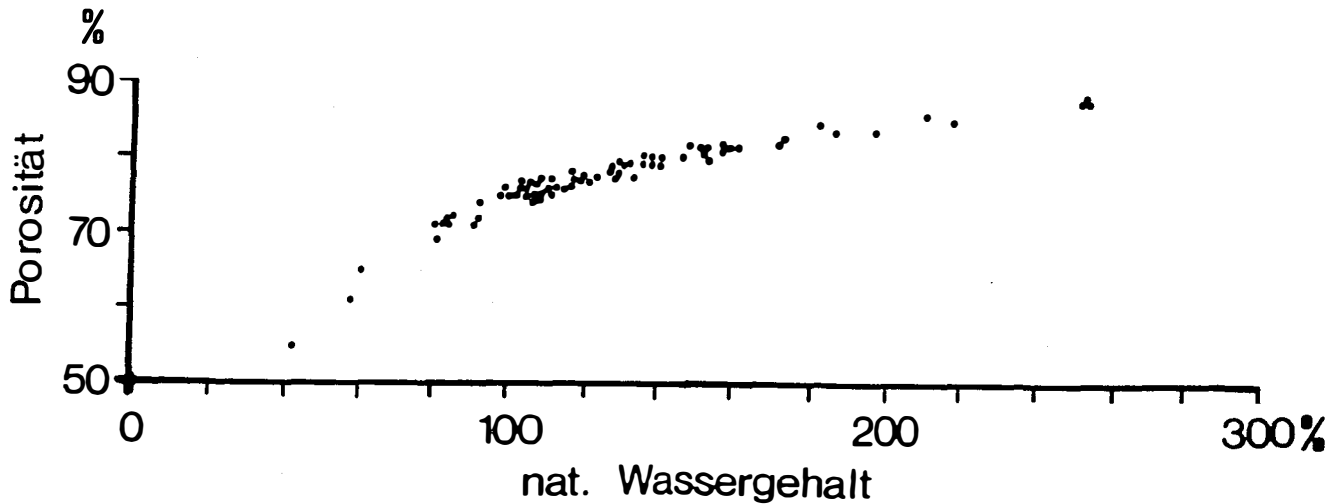


Abb. 9: Korrelation zwischen dem natürlichen Wassergehalt und der Porosität

Die Kerne der Scherfestigkeitsgruppe A zeigen max. Schwankungen im Wassergehalt von 42% bis 210% und in der Porosität von 54% bis 85% bei GKG 5, 26 cm bzw. GKG 24, 46 cm Teufe (Abb. 16 und Abb. 28). Zwischen Kernoberfläche und Basis kann der Wassergehalt von 10% bis 83% und die Porosität von 2% bis 8% steigen (GKG 3 bzw. 24) (Abb. 14 und 28).

Generell erfolgt also eine Zunahme des Wassergehaltes und der Porosität mit der Teufe (Abb. 12 bis 30), was allen Erwartungen von z.B. RICHARDS (1962) und ALMAGOR (1979) widerspricht.

Auffallend ist in den Kernen 2 und 3 eine Abnahme von Porosität und Wassergehalt im Bereich der Scherfestigkeitsbänke, hier wie zu erwarten (Abb. 13 und 14).

Eine eindeutige Abnahme von Wassergehalt und Porosität mit der Teufe ist sonst nur im Kern 5 erkennbar (Abb. 16). Im Kern 4 ist kein Trend erkennbar.

Bei der Scherfestigkeitsgruppe B sind die Porositäts- und Wassergehaltswerte in den eventuell strömungsbeeinflussten Profilen am Boden der Kane Lücke (GKG 22, 25, 26) (HOBART et al., 1975; SARNTHEIN et al., 1983) deutlich höher und

schwanken zwischen 132% bis 252% Wassergehalt und 77% bis 87% Porosität (GKG 22, 6 cm bzw. 40 cm) (Abb. 27, 29 und 30). Porosität und Wassergehalt nehmen ebenfalls mit der Teufe zu. Im Gegensatz dazu sind Wassergehalt und Porosität im GKG-Profil 6 (S-Gambia Tiefsee-Ebene) sehr gering. Die Meßergebnisse schwanken im Wassergehalt von 60% bis 157% und in der Porosität von 66% bis 82% (Abb. 17).

Abgesehen von der Probe in 23 cm steigen die Werte mit der Teufe.

In der Scherfestigkeitsgruppe C nehmen Porosität und Wassergehalt mit der Teufe modellgemäß ab, so wie es eigentlich bei steigender Sedimentauflast zu erwarten wäre. Die Werte nehmen von 140% auf 122% (GKG 1) bzw. 91% auf 80% (GKG 21) im Wassergehalt und von 79% auf 77% (GKG 1) bzw. 71% auf 69% (GKG 21) in der Porosität ab (Abb. 12 und 26).

Der Sättigungsgrad (Tab. 4) gibt an, in welchem Grad der Porenraum einer Sedimentprobe zum Zeitpunkt der Bearbeitung mit Wasser gefüllt ist, das heißt, ob die Messungen sedimentphysikalischer Eigenschaften noch im annähernd natürlichen Zustand erfolgt sind (RICHARDS, A.F., 1962).

Insgesamt liegt der Sättigungsgrad der bearbeiteten Sedimente über 95%. Sie sind also nach RICHARDS (1962) im annähernd natürlichen Zustand gemessen worden.

Geringere Werte treten in sandhaltigen Proben auf (z.B. GKG 5, 5 cm, 77%), bei denen zum Teil eine Entwässerung während der Bearbeitung zu beobachten war. In einigen wenigen Proben der Kane Lücke wurden Werte zwischen 100% auf 105% erreicht. Dies ist nach DIETRICH (1976) auf Bioturbation (Stopfgänge) zurückzuführen, es könnte jedoch auch eine Akkumulation von kleinen Meßfehlern sein.

Verbreitung der ATTERBERG-Konsistenzgrenzen und des Plastizitätsindex

Die ATTERBERG-Konsistenzgrenzen, Fließ- und Ausrollgrenze (Tab. 4), sind die Wassergehalte einer Probe, in denen das homogenisierte Sediment vom flüssigen in den plastischen

bzw. vom plastischen in den halbfesten Zustand übergeht (SCHULTZE, E. & MUHS, H., 1967). Sie sind ein Maß für die Plastizität des Sedimentes und für die Empfindlichkeit gegenüber Änderungen des Wassergehaltes. In Tiefseesedimenten können Änderungen des Wassergehalts z.B. als Folge einer plötzlichen Erhöhung der Sedimentauflast durch submarine Rutschungen oder durch deutliche Änderungen der Sedimentationsraten erreicht werden (HOLLER, P., 1981). In Verbindung mit dem jeweiligen Wassergehalt geben die ATTERBERG-Grenzen einen Anhalt für die Konsistenz und damit für die Festigkeit der Sedimente (ALMAGOR, G., 1979).

Die Wassergehaltswerte der Fließgrenze liegen generell deutlich unter denen des natürlichen Wassergehaltes.

In der GKG-Profilgruppe A variieren die Fließgrenzen zwischen 46% (GKG 13 und 16) und 113% (GKG 10) des Trockengewichtes und zeigen eine Zunahme mit der Teufe (Abb. 20, 22 und 24). Die größte Differenz zwischen Oberfläche und Basis beträgt 41% bei Kern 10, das heißt von 72% auf 113% des Trockengewichtes (Abb. 20). Auffallend sind besonders geringe Werte in den Kernen 13 und 16 (46% bis 56%) und ein fast identischer Kurvenverlauf (Abb. 22 und 24).

In der GKG-Profilgruppe B werden allgemein höhere Meßwerte erreicht (bis max. 152% des Tr.Gew., GKG 25), die ebenfalls mit der Teufe zunehmen.

Im Kern 6 erfolgt nur im unteren Abschnitt ein deutlicher Anstieg der Fließgrenze von 46% auf 121% des Tr.Gew. (Abb. 7).

Die Werte im Kern 1 (GKG-Profilgruppe C) sind ebenfalls relativ hoch (104% bis 116% des Tr.Gew.), zeigen jedoch eine allmähliche Abnahme mit der Teufe (Abb. 12). Die Fließgrenze im Kern 21 (GKG-Profilgruppe C) nimmt bis 19 cm Teufe deutlich zu (71% bis 90% des Tr.Gew.), darunter aber wieder ab (bis 77% des Tr.Gew.) (Abb. 26).

Die Wassergehalte der Ausrollgrenzen liegen in allen Scherfestigkeitsprofilgruppen zwischen 24% (GKG 6, 22 cm) und 55% (GKG 10, 19 cm) des Tr.Gew. Innerhalb der Kerne sind die Schwankungen der Meßergebnisse relativ gering (max. 15%, GKG 13) (Abb. 22).

Im Kern 5 konnten die Konsistenzgrenzen wegen des zu hohen

Sandgehaltes nicht bestimmt werden.

Der Plastizitätsindex (Tab. 4) ist die Differenz zwischen den Wassergehalten der Fließ- und Ausrollgrenze, die im wesentlichen von der Korngrößenverteilung und vom Mineralbestand des Sedimentes abhängig ist.

Der Plastizitätsindex ist eine Materialkonstante und beschreibt die 2 Grenzwerte des Wassergehaltes, innerhalb derer ein Sediment plastisch ist. Kleine Werte deuten darauf hin, daß schon bei geringer Änderung des Wassergehaltes (vgl. S. 33) große Änderungen der Konsistenz zu erwarten sind.

Aufgrund der geringen Schwankungen der Ausrollgrenzen innerhalb der Kerne entsprechen die Fluktuationen des Plastizitätsindex im wesentlichen denen der Fließgrenze.

Scherfestigkeitsprofilgruppe A zeigt in den unteren Teufenbereichen höhere Plastizitätsindexwerte, 49 (GKG 3, 32 cm) bis 84 (GKG 24, 46 cm), als nahe der Oberfläche, 23 (GKG 4, 15 cm) bis 47 (GKG 12, 4 cm) (Abb. 14, 15, 21 und 28).

Die Kerne der Scherfestigkeitsprofilgruppe B weisen sehr hohe Werte auf (Ausnahme oberer Teufenabschnitt im Kern 6). Sie schwanken zwischen 64 (GKG 24, 18 cm) und 113 (GKG 25, 34 cm) und zeigen eine zunehmende Tendenz mit der Teufe (Abb. 28 und 29).

Die Meßwerte im Kern 1 (Scherfestigkeitsprofilgruppe C) sind, wie auch die Fließgrenze, hoch (77 bis 69) (Abb. 12). Dagegen sind die Werte im Kern 21 vor allem an der Oberfläche klein (33 bis 57) (Abb. 26).

Nach CASAGRANDE (1948) kann man die Korrelation von Fließgrenze und Plastizitätsindex in einem Plastizitätsdiagramm auftragen und aus Unterschieden in der Korrelation auf unterschiedliche Sedimentzusammensetzungen rückschließen. Sedimente mit einer ähnlichen mineralogischen Zusammensetzung liegen auf einer Linie unter- oder oberhalb der "A-Linie" (TERZAGHI, K., 1955, RICHARDS, A.F., 1962, KÖGLER, F.C., 1967, HOLLER, P., 1981).

Aus dem Plastizitätsdiagramm ist ersichtlich (Abb. 10), daß ockerfarbene oder rot-dunkelbraune Sedimente aus der Gambia Tiefsee-Ebene, Kane Lücke (GKG 12) und der Sierra Leone Schwelle (vgl. Tab. 5) im Gegensatz zu den gelb-olivbraunen

Sedimenten der Kane Lücke einschließlich des GKG-Profiles 24 am Südeingang der Kane Lücke (vgl. Tab. 5) überwiegend unterhalb der "A-Linie" im Bereich niedriger Werte des Plastizitätsindex liegen.

Die rot-grünbraunen Sedimente aus dem Cayar Canyon System (GKG 1) liegen zwischen den o.g. Gruppen oberhalb der "A-Linie". Abgesehen von einer Probe in 5 cm Teufe liegen die oliv-olivgrauen Sedimente vom Kontinentalhang vor Guinea (GKG 21) ebenfalls oberhalb der "A-Linie" jedoch im Bereich niedriger Plastizitätsindexwerte.

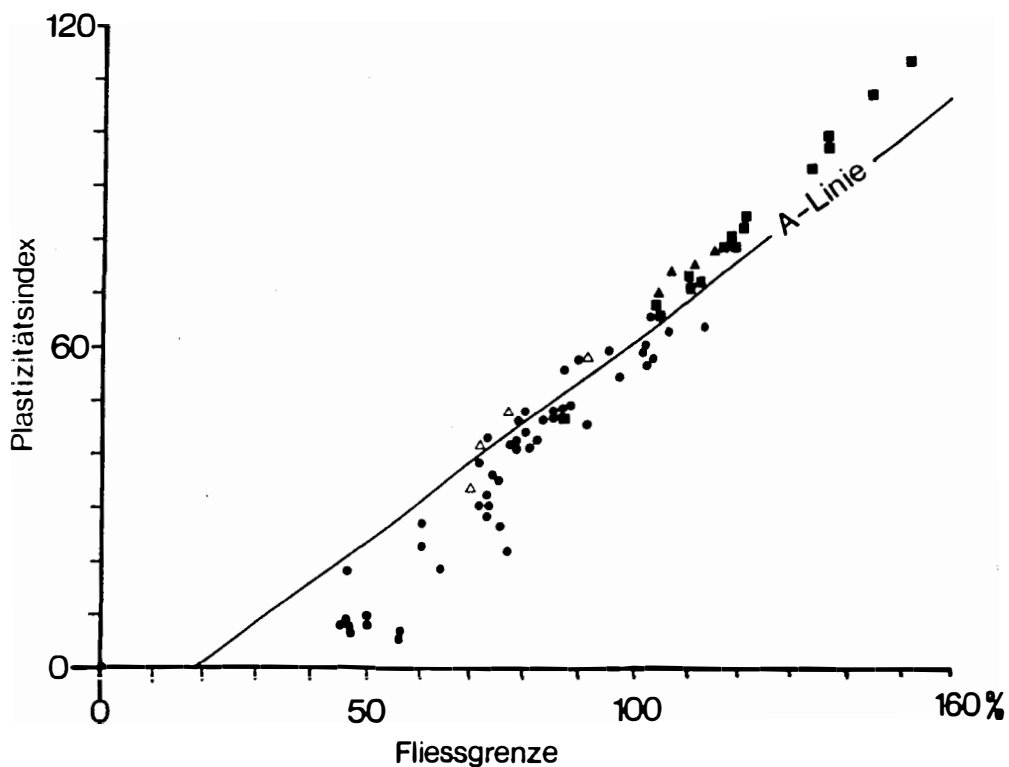


Abb. 10: Plastizitätsdiagramm-Korrelation von Fließgrenze und Plastizitätsindex

- Ockerfarbene oder rot-dunkelbraune Sedimente aus der Gambia Tiefsee-Ebene, der Sierra Leone-Schwelle und der Kane Lücke (GKG 12);
- gelb-olivbraune Sedimente der Kane Lücke einschließlich des GKG-Profiles 24 vom Südeingang der Kane Lücke;
- ▲ rot-grünbraune Sedimente aus dem Cayar Canyon-System;
- ◊ oliv-olivgraue Sedimente vom Kontinentalhang vor Guinea.

Die unterschiedliche Stellung der Sedimente im Plastizitätsdiagramm deutet im Zusammenhang mit den oben erwähnten Farbdifferenzen auf Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung hin.

Für die farblich kaum zu differenzierenden Oberflächensedimente (freundliche Mitteilung F. SIROCKO) konnte jedoch kein entsprechendes Verteilungsmuster der mineralogischen Zusammensetzung nachgewiesen werden (SIROCKO, F., 1985).

Aktivität (Wasserbindevermögen)

Die Aktivität (Tab. 4) ist das Verhältnis vom Plastizitätsindex zur Tonfraktion einer Probe und beschreibt das Wasserbindevermögen der Tonfraktion (SKEMPTON, A.W., 1953).

Die errechneten Werte liegen zwischen 0,12 (GKG 13, 39 cm) und 2,22 (GKG 21, 19 cm) (Abb. 12 bis 30).

Nach der Nomenklatur von SKEMPTON (1953) sind die Sedimente der einzelnen Gruppen wie folgt einzustufen (Abb. 11).

Die Proben der Scherfestigkeitsprofilgruppe A bestehen zu meist aus "normal clay". Lediglich die Kerne 13 und 16 bestehen aus "inactive clay" und Kern 15 sowie die Oberfläche in Kern 12 aus "active clay".

In den Kernen 2, 4, 5, 7, 8, 10 sowie 24 ist eine geringe Zunahme und in den Kernen 3, 12, 13, 15, 16 sowie 17 eine geringe Abnahme der Aktivität mit der Teufe zu beobachten (Abb. 13 bis 25 und 27 bis 29). Insgesamt zeigt sich also kein einhelliger Trend. Dasselbe gilt für GKG 1 "normal clay" sowie für GKG 21 "active clay" und very "active clay" (19 cm Teufe).

Die Proben der Scherfestigkeitsprofilgruppe B bestehen aus "active" und "very active clay".

Abgesehen von Kern 25 nimmt die Aktivität mit der Teufe zu.

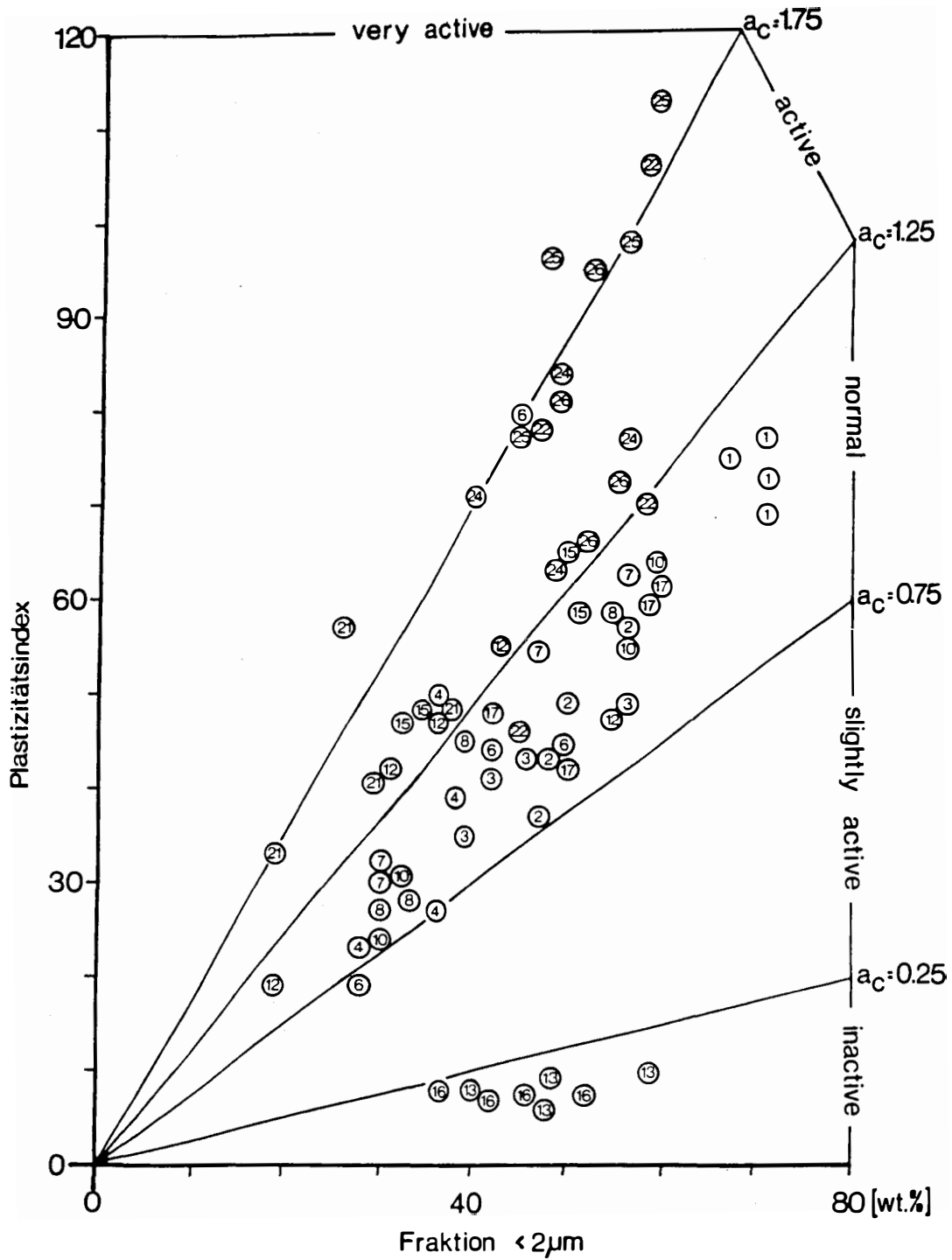


Abb. 11: Klassifikation der Sedimente im Aktivitätsdiagramm

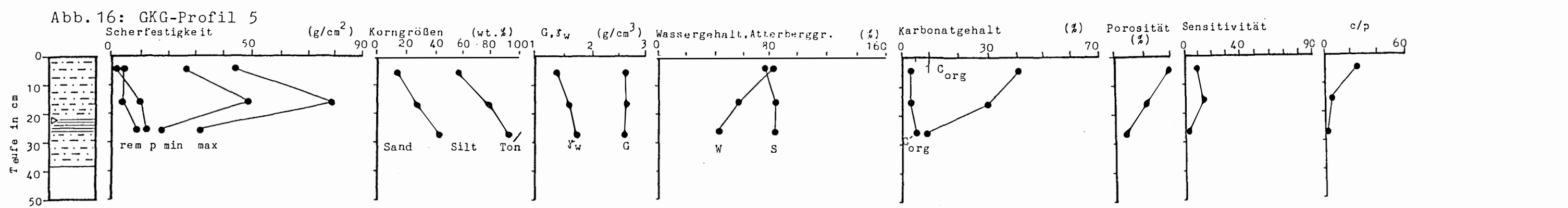
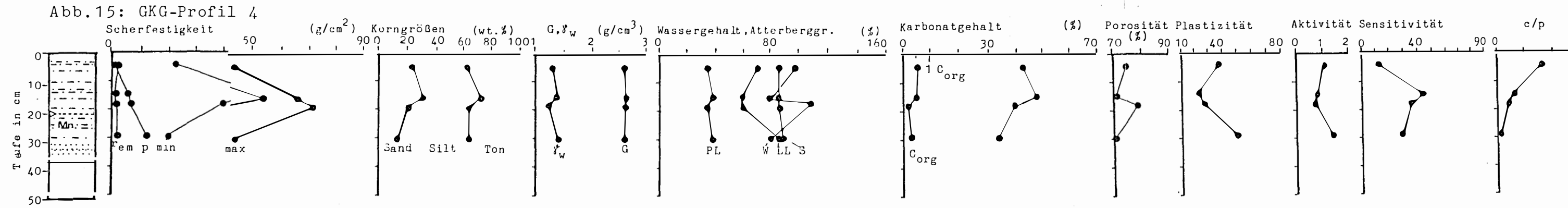
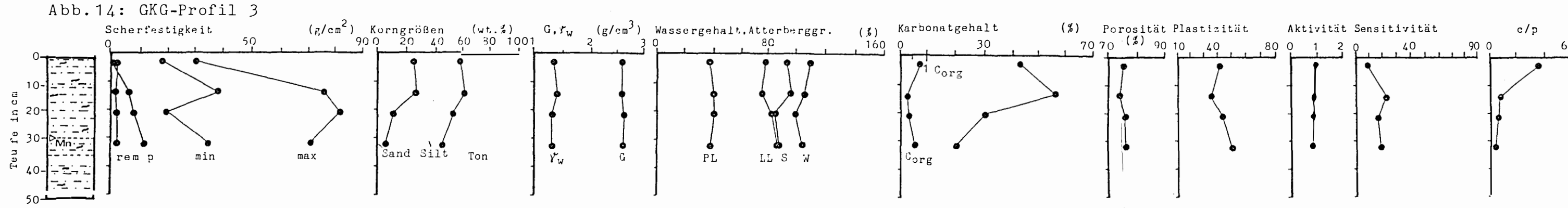
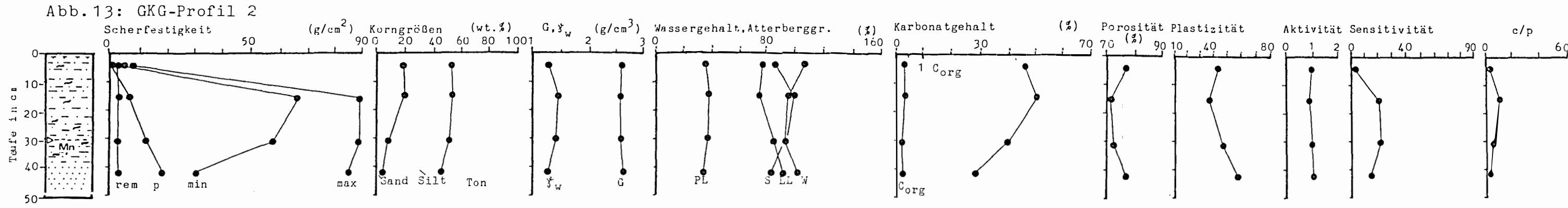
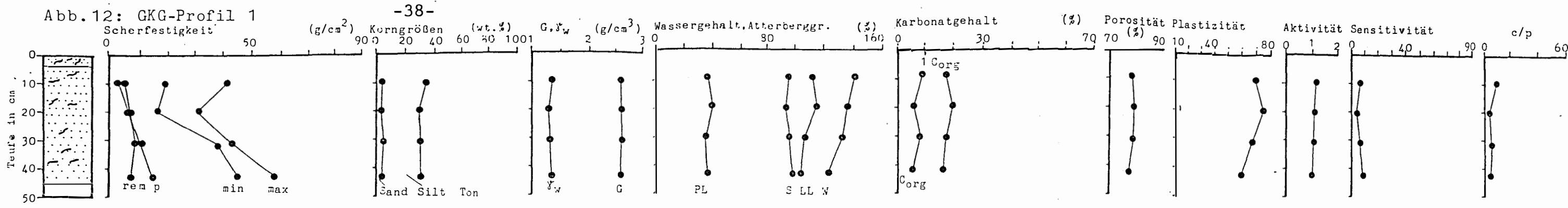


Abb.12-16: Zusammenfassende Darstellung der Sedimentparameter von den GKG-Profilen 1,2,3,4 und 5 (vgl.Tab.A1)
 [] Globigerinen Schlamm, [] tonig-siltiger Kalkschlamm, [] Bioturbation, --- Farbwechsel im Sediment, > geochem. Umschlagshorizont, Mn = Mangan

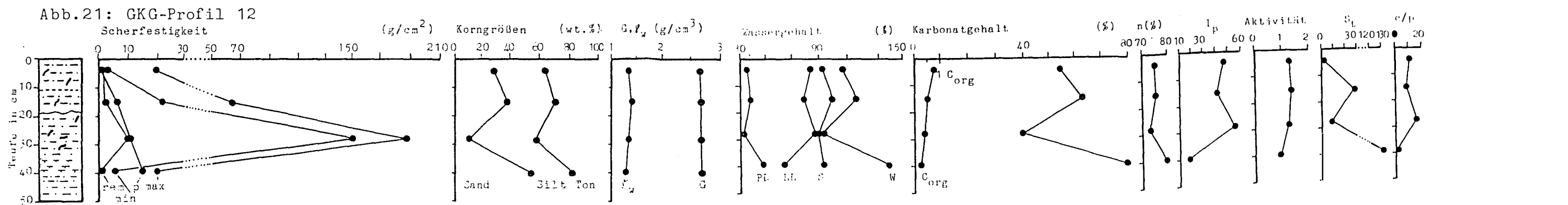
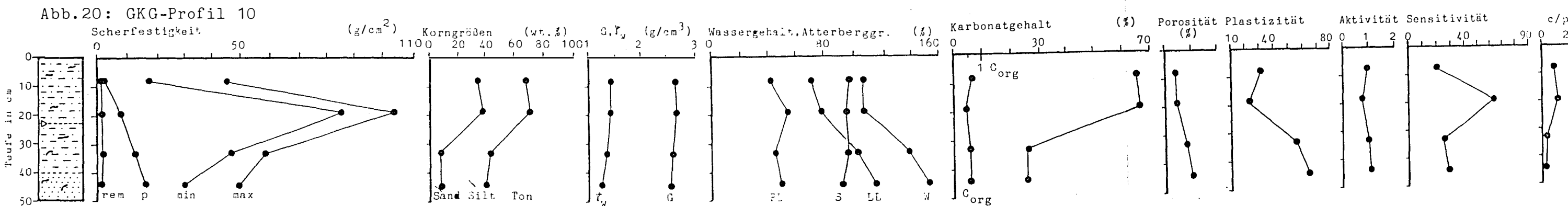
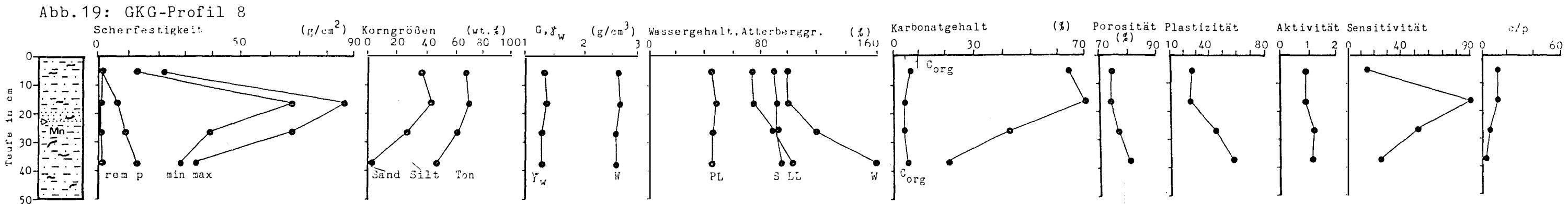
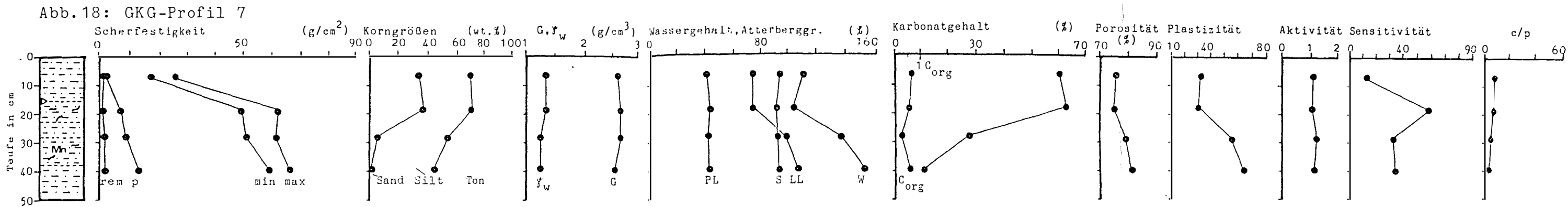
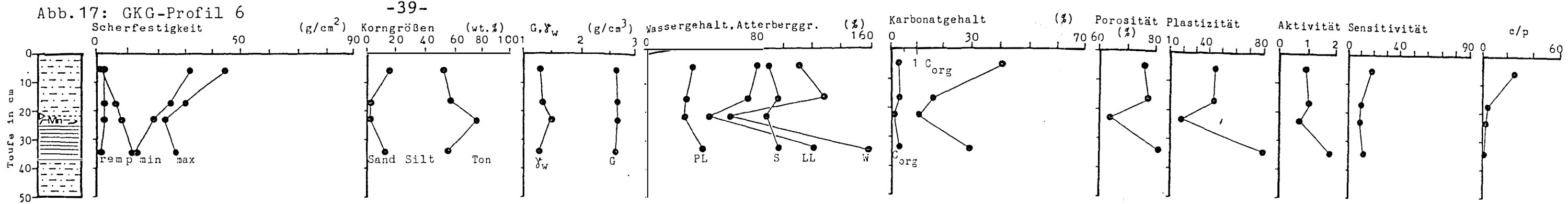


Abb.17-21: Zusammenfassende Darstellung der Sedimentparameter von den GKG-Profilen 6, 7, 8, 10 und 12 (vgl. Tab. A2)
 [Symbol] Foraminiferen Sand, [Symbol] Foraminiferen Schlamm, [Symbol] tonig-siltiger Kalkschlamm, [Symbol] feinlaminiertes, toniger Kalkschlamm, [Symbol] Bioturbation,
 -- Farbwechsel im Sediment, > gechem. Umschlagshorizont, Mn = Mangan, ~ Erosionsdiskordanz

Abb.22: GKG-Profil 13

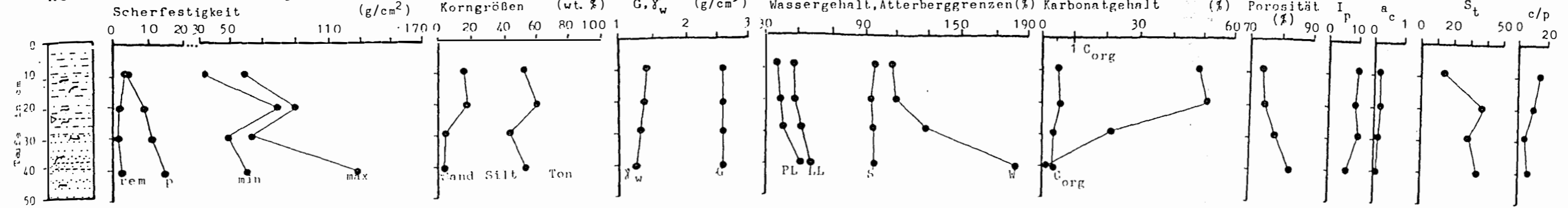


Abb.23: GKG-Profil 15

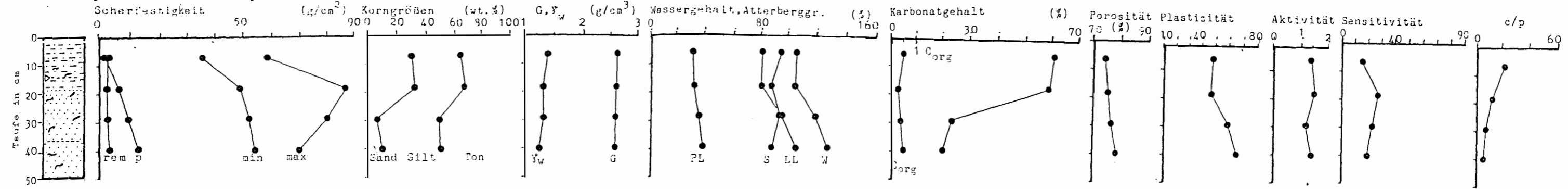


Abb.24: GKG-Profil 16

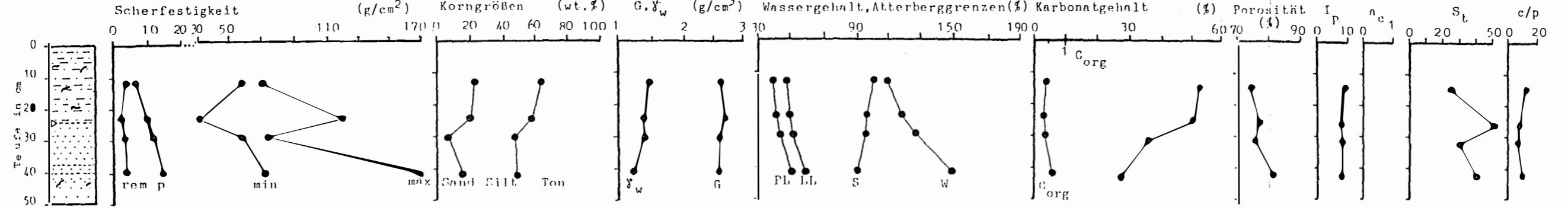


Abb.25: GKG-Profil 17

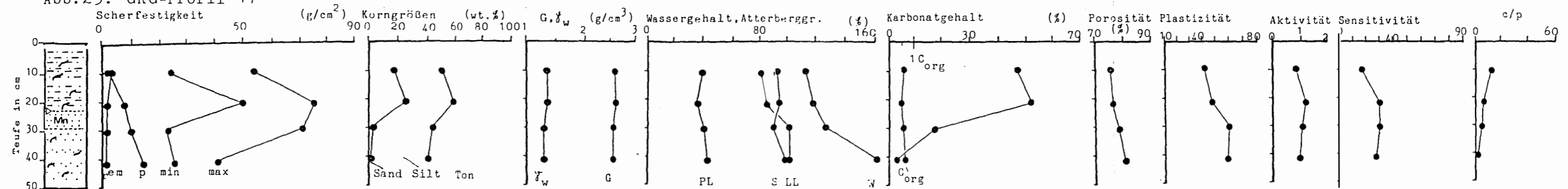


Abb.26: GKG-Profil 21

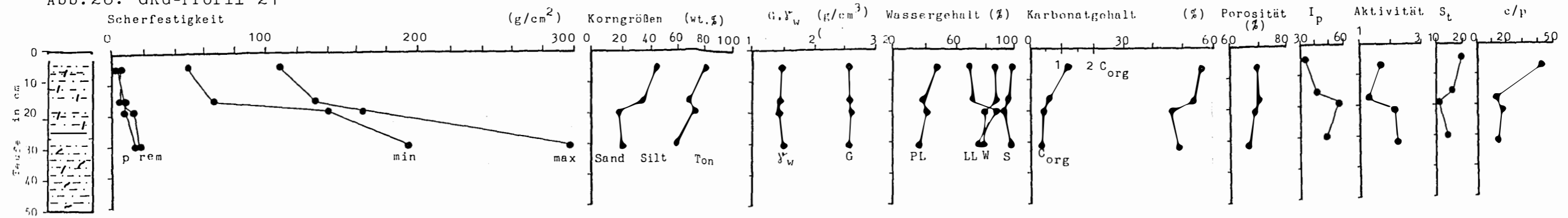


Abb.22-26: Zusammenfassende Darstellung der Sedimentparameter von den GKG-Profilen 13,15,16,17 und 21 (vgl.Tab.A3)
 [---] Globigerinen Schlamm, [---] tonig-siltiger Kalkschlamm, [---] Bioturbation, --- Farbwechsel im Sediment,
 > geochem. Umschlagshorizont, ~ Erosionsdiskordanz, Mn = Mangan

Abb.27: GKG-Profil 22

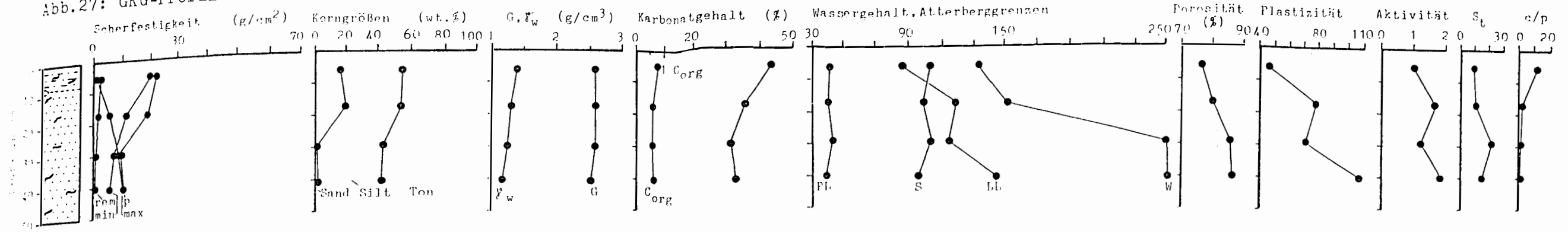


Abb.28: GKG-Profil 24

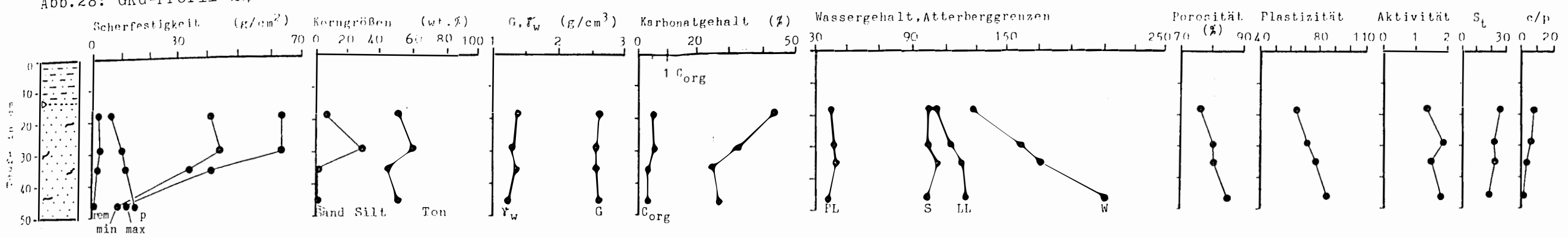


Abb.29: GKG-Profil 25

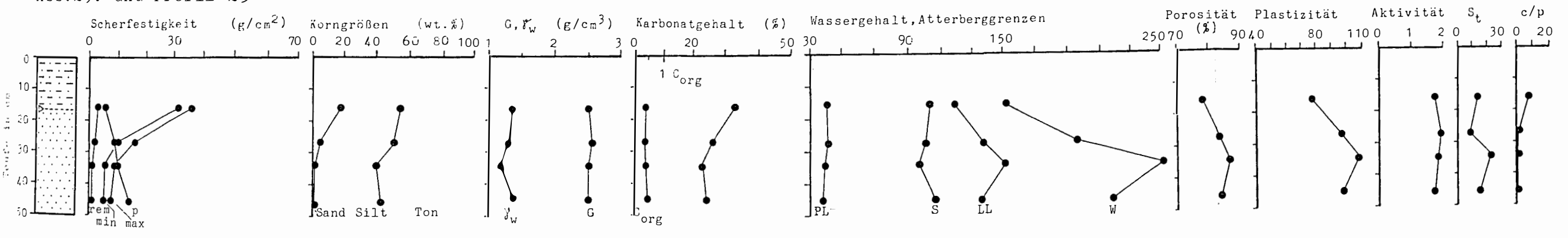


Abb.30: GKG-Profil 26

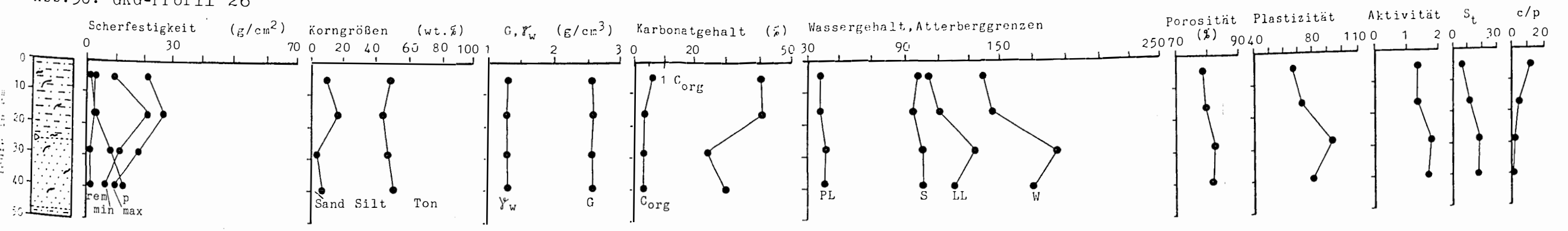


Abb.27-30: Zusammenfassende Darstellung der Sedimentparameter von den GKG-Profilen 22,24,25 und 26 (vgl.Tab.A4)
[Symbol] Globigerinen Schlamm, [Symbol] tonig-siltiger Kalkschlamm, [Symbol] Bioturbation, --- Farbwechsel im Sediment, > geochem. Umschlagshorizont

DISKUSSION UND DEUTUNG DER MESSERGEBNISS

Intergranular- und Fossilhohlraumporosität: Auswirkungen der Foraminiferenhohlräume auf sedimentphysikalische Eigenschaften

Sedimentphysikalische Eigenschaften wie die Scherfestigkeit, sollten im starkem Maße von der Porosität des Sediments beeinflusst werden. Im Gegensatz zu terrigenen Sedimenten kann in biogenen Sedimenten der intergranulare Porenraum durch Hohlräume von Organismenschalen vergrößert werden, je nachdem ob diese leer oder mit Sediment gefüllt sind. So kann die Gesamtporosität in einem reinen Foraminiferensand bis zu 44% durch die Schalenhohlräume vergrößert werden (BACHMAN, R.T., 1984). Daraus resultieren höhere natürliche Wassergehalte, Fließ- und Ausrollgrenzen und geringere Scherfestigkeiten als den Sedimenten nach ihrer Korngrößenverteilung und mineralogischen Zusammensetzung entsprechen (RICHARDS, A.F., 1962, EINSELE, G. & WERNER, F., 1968).

Die bearbeiteten Sedimente bestehen zum überwiegenden Teil aus Foraminiferen und Coccolithen (SARNTHEIN et al., 1983) wobei sich der prozentuale Anteil der Foraminiferen im Karbonatgehalt der Sedimente widerspiegelt (Abb. 6). Demzufolge könnte man eine Zunahme der Porosität mit zunehmenden Karbonatgehalt erwarten. Die Gesamtporosität steigt jedoch nicht mit zunehmendem Karbonatgehalt an (Abb. 3), auch nicht der Wassergehalt. Ein entsprechendes Verhalten zeigt die Porosität auch im Vergleich mit den Korngrößenfraktionen größer als 63 μm und 63 μm bis 2 μm . Demgegenüber nimmt die Porosität mit zunehmendem Anteil der Fraktion kleiner als 2 μm zu (Abb. 32).

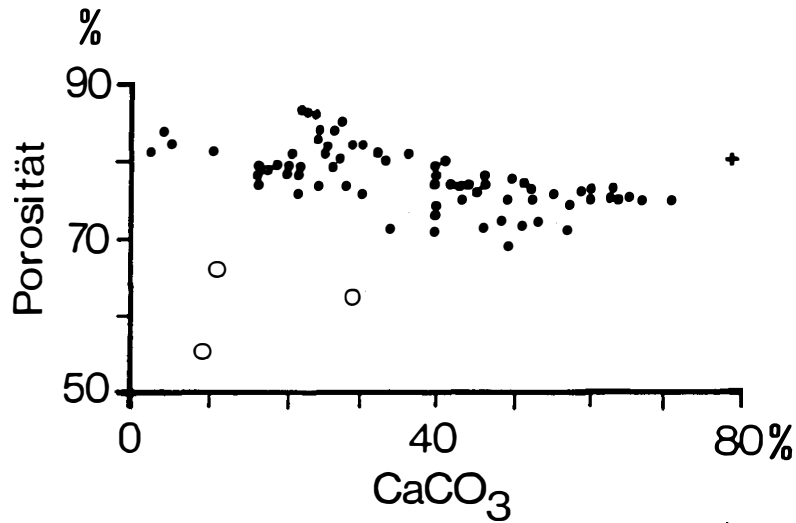


Abb. 31: Korrelation Porosität - Karbonatgehalt
o Sedimente mit einem hohen Quarzgehalt (GKG 5,16 und 22 cm sowie GKG 6,23 cm)
+ Foraminiferensand im Kern 12

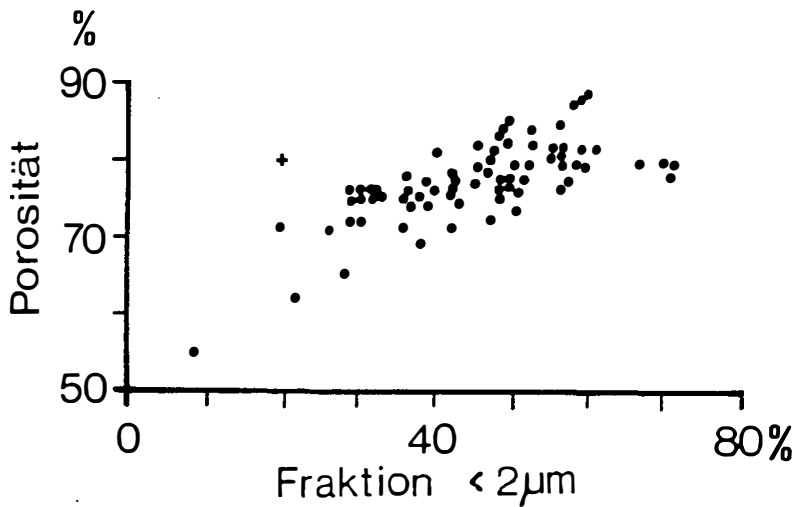


Abb. 32: Korrelation Porosität - Fraktion kleiner als 2 µm
+ Foraminiferensand im Kern 12

Dieses unerwartete Ergebnis kann nur darauf zurückgeführt werden, daß die Hohlräume der Foraminiferen eben nicht leer, sondern mit Sediment gefüllt sind. Dieser Befund konnte durch Untersuchungen des ungestörten Sedimentes im Dünn-

schliff (GKG 2 und 8) und im REM (GKG 2 und 15) erhärtet werden. Nur in einem Fall von fast reinem Foraminiferensand (GKG 12, 39cm) (vgl. Abb. 31 und 32) wurden Hinweise auf leere Foraminiferengehäuse gefunden (hoher Karbonatgehalt parallel mit hoher Porosität, geringem Feuchtraumgewicht sowie geringem Anteil der Fraktion kleiner als 2 μm).

Die drei Proben mit auffallend niedrigen Porositätswerten (GKG 5, 16 und 22cm sowie GKG 6, 23cm) zeigen unter dem Mikroskop einen besonders hohen Quarzgehalt in der Fraktion größer als 63 μm und niedrige Karbonatgehalte (Abb. 31).

Eine deutliche Reduktion der Porosität und Erhöhung des Feuchtraumgewichtes als Folge gravitativer Kompaktion (RICHARDS, A.F., 1962), daß heißt der Sedimentauflast, zeigen nur die Sedimente des Kerns 21.

Porositätsschwankungen sind daher im allgemeinen nur auf Änderungen der Korngrößen- und Mineralzusammensetzung zurückzuführen.

Auch Biogenopal (Radiolarien und Diatomeen) kann die Porosität und Wassergehalt nach HATHAWAY, J.C. (in RICHARDS, 1962) beträchtlich verändern. Sein Einfluß wurde im Rahmen dieser Untersuchungen nicht weiter geklärt. Im allgemeinen ist allerdings nach SIROCKO (1985) und VOGELSANG (1985) der Biogenopalanteil in der Fraktion 63 μm bis 6 μm gering im Arbeitsgebiet.

Insgesamt hat sich gezeigt, daß die Gesamtporosität der Sedimente nicht durch die weitestgehend mit Sediment gefüllten Foraminiferen beeinflusst werden, sondern durch die Fraktion kleiner als 2 μm . Daraus resultieren hier höhere Porositäten in biogenen als in terrigenen Sedimenten mit gleichem Anteil der Fraktion größer als 63 μm . Es wird also ein feinkörnigeres Sediment vorgetäuscht als tatsächlich von der Korngrößenzusammensetzung vorliegt.

Das Aktivitätsdiagramm und die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion <2 μm

Nach SKEMPTON (1953) ist die Aktivität der Sedimente ein Indikator für ihre Tonmineralzusammensetzung, das heißt für

ein Dominieren der Mineralmischung Quarz bis Montmorillonit in der Fraktion kleiner als 2 μm . Um dies zu überprüfen, wurden bei 5 Proben die sedimentphysikalischen Untersuchungen durch semiquantitative Tonmineralanalysen ergänzt (siehe Tab. 7).

Probe	Aktivitätsbereich (Gesamtprobe)	Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion <2 μm			Karbonat (%) (Gesamtprobe)	C _{org} (%) (Gesamtprobe)
		Kaolinit (Fl.%)	Illit (Fl.%)	Montmorillonit (Fl.%)		
GKG 6 22-25cm	slightly active	54	19	26	10,8	0.14
GKG 13 28-31cm	inactive	63	13	23	21.4	0.35
GKG 15 28-31cm	normal	68	11	21	23.8	0.37
GKG 25 43-46cm	normal	59	17	24	24.1	0.44
GKG 21 18-21cm	very active	79	7	14	46.4	0.53

Tab. 7: Vergleich von Aktivität, tonmineralogischer Zusammensetzung, C_{org}- und Karbonatgehalt

Nach BISCAYE (1965), LANGE (1982), SIROCKO (1985), VOGELSANG (1985) und Tab. 7 ist jedoch einheitlich Kaolinit das dominierende Tonmineral im tropisch-subtropischen Ostatlantik, trotz recht unterschiedlicher Aktivitätsbereiche. Im Gegensatz zu RICHARDS (1962) und HOLLER (1981) erlaubt die Aktivität hier somit keine Rückschlüsse auf die Tonmineralzusammensetzung. Man könnte hingegen annehmen, daß für das unterschiedliche Wasserbindevermögen von rein pelagischen Tiefseesedimenten bei ähnlichen Korngrößen-, Karbonat- und Tonmineralgehalten nur ein Wechsel im Mikrofossilbestand (Foraminiferen, Coccolithen, Radiolarien, Diatomeen) verantwortlich sein kann, da ansonsten weder eine Korrelation zum Karbonatgehalt (vgl. EINSELE, G. & WERNER, F., 1968) noch zum C_{org}-Gehalt (vgl. DIETRICH, R., 1976) besteht (Abb. 33, Tab. 7).

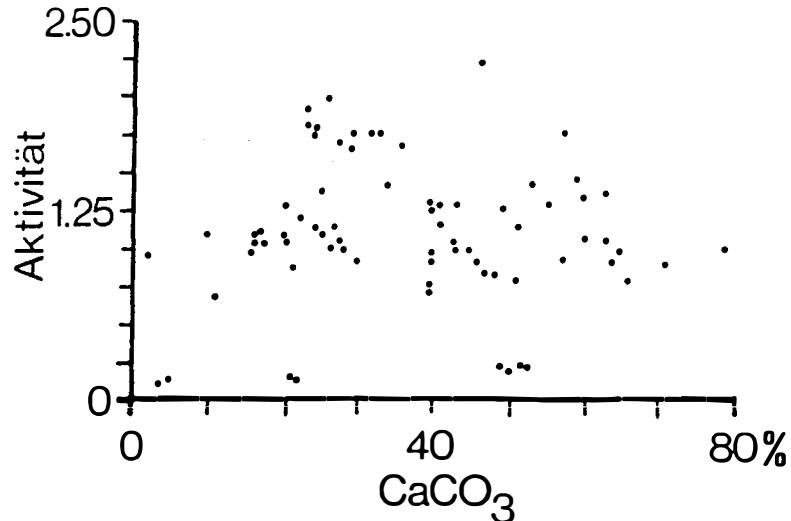


Abb. 33: Korrelation der Wasserbindeaktivität zum Karbonat-
gehalt

Die Aktivität der Tonminerale könnte vor allem von der wesentlich höheren Aktivität kieseliger Mikroorganismen (Radiolarien, Diatomeen), mit ihrer großen Kornoberfläche (HELMCKE & KRIEGER: in RICHARDS, A.F., 1962), in der Fraktion kleiner als 2 μm überprägt werden.

Die allgemein hohe Aktivität bei niedrigen Montmorillonitgehalt (vgl. RICHARDS, A.F., 1962) der Sedimente aus der Kane Lücke (GKG 12, 22, 24 und 25) sowie im Kern 26 (Nordeingang der Kane Lücke), Kern 15 (östliche Sierra Leone Schwelle), Kern 21 (Kontinentalhang vor Guinea) und der glazialzeitlich entstandenen Sedimente an der Basis der Kerne 4 und 6 (Abb. 11) könnte demzufolge auf einen hohen Anteil von Radiolarien und Diatomeen in der Fraktion kleiner als 2 μm zurückzuführen sein.

Im Gegensatz dazu deutet die niedrige Aktivität in den Kernen 13 und 16 (Abb. 11) auf einen hohen Quarz- und Karbonatgehalt in den Fraktionen kleiner als 2 μm (vgl. RICHARDS, A.F., 1962).

Ursachen der Scherfestigkeit

a) Allgemeine Faktoren

Nach RICHARDS (1962) nimmt in normal konsolidierten marinen Sedimenten die Scherfestigkeit mit der Teufe zu, das heißt proportional zum Feuchtraumgewicht und somit umgekehrt proportional zu Porosität und Wassergehalt. Der Einfluß der Korngrößenverteilung und Plastizität wird dabei als variabel angesehen und in erster Linie mit der mineralogischen Zusammensetzung des Sedimentes in Zusammenhang gebracht.

Markante Scherfestigkeitserhöhungen, die unabhängig von den oben genannten Parametern auftreten, werden im allgemeinen auf eine Überkonsolidierung der Sedimente zurückgeführt, deren Ursache in Tiefseesedimenten Erosion (EINSELE, G. & WERNER, F., 1968; BJERRUM, L., 1973), Rutschmassen (ALMAGOR, G. & WISEMAN, G., 1977; HOLLER, P. in prep.) und vorangehende Zementation (GEVIRTZ, J.L. & FRIEDMAN, G.M., 1966; MILLIMAN, J.D., 1974; NACCI et al., 1974) sein können.

Die beschriebenen GKG-Profile mit "Scherfestigkeitsbäuchen" und die teilweise auch sonst sehr hohen natürlichen Scherfestigkeiten (Abb. 8) lassen im Sinne SKEMPTON'S (1970) die meisten Sedimente als überkonsolidiert einstufen. Das Verhältnis der Scherfestigkeit zur Sedimentauflast entspricht nämlich in fast keinem Kern dem eines normal konsolidierten Sedimentes (S. 29). Eine Ausnahme bilden die unteren Abschnitte der Kerne 22, 25 und 26 (Abb. 27, 29 und 30).

Abgesehen von Kern 12 (nahe der Basis) und Kern 21 kann eine Überkonsolidierung der Sedimente durch eine ehemals höhere, inzwischen erodierte Auflast eher ausgeschlossen werden, da die Profile stratigraphisch einwandfrei ins letzte Glazial bis zum Rezenten einzuordnen sind und keine Anzeichen für Schichtlücken bestehen. Die meisten Sedimente besitzen ohne nennenswerte Auflast (Abb. 12 bis 30) schon in 10-20 cm Teufe einen sehr hohen Festigkeitsgrad, der nicht durch den effektiven Belastungsdruck dieser Teufen erklärt werden kann. Sie sind also im Sinne von RICHARDS & HAMILTON (1967) "scheinbar überkonsolidiert" wie durch EINSELE (1982) von vielen anderen Tiefseesedimenten auch bekannt gemacht wur-

de.

Die normale Zunahme von Scherfestigkeit und Teufe im Kernprofil wird von folgenden Faktoren gesteuert:

Die Sedimente sind im allgemeinen tonig-kalkarm während des letzten Glazials und Spätglazials und werden tonig-siltig-sandig-kalkreich während des Holozäns abgesehen von Kern 1 und 21. Die deutliche Zunahme des Karbonatgehaltes ist zum Teil auf eine örtlich verminderte Zufuhr organischer Substanz zum Meeresboden (SARNTHEIN et al., 1984) sowie auf verringerte Sedimentverdünnung durch terrigenes Material (hauptsächlich Windstaub) und Biogenopal (CURRY & LOHMAN, 1984) während der Warmzeiten zurückzuführen, schließlich auf verringerte CaCO_3 -Aggressivität der Bodenwässer (vor allem unterhalb von 4000 m) (VOLVAT et al., 1980; VON GRAFENSTEIN, R., 1982).

Dieser Wechsel der Sedimentzusammensetzung spiegelt sich jedoch nur in den Scherfestigkeitsprofilen der Kerne 6, 22, 25 und 26 wider (Abb. 34 und 35). In allen anderen Sedimentprofilen besteht praktisch keine Korrelation zwischen Scherfestigkeit und Korngrößenverteilung sowie den davon abhängigen sedimentphysikalischen Eigenschaften wie Feuchtraumgewicht, Porosität, spezifisches Gewicht und Wassergehalt. Porosität und Wassergehalt nehmen nur in den "Scherfestigkeitsbäuchen" der Kerne 2 und 3 unmittelbar ab (Abb. 13 und 14).

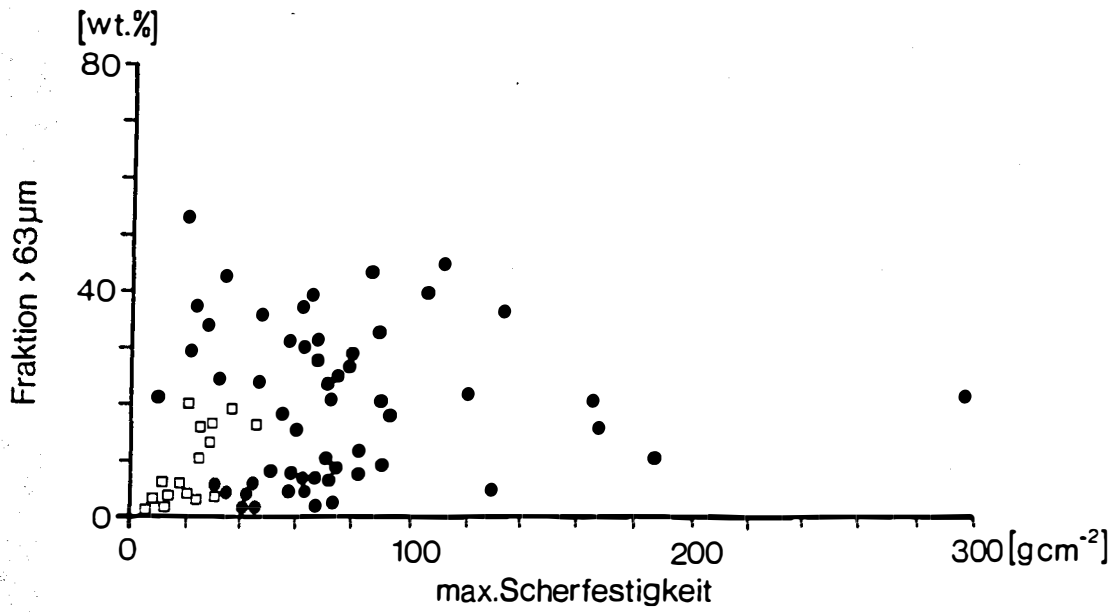


Abb. 34: Korrelation der max. Scherfestigkeit zur Fraktion größer als 63 μm

● "scheinbar überkonsolidierte" Sedimente
□ Kerne 6, 22, 25, 26

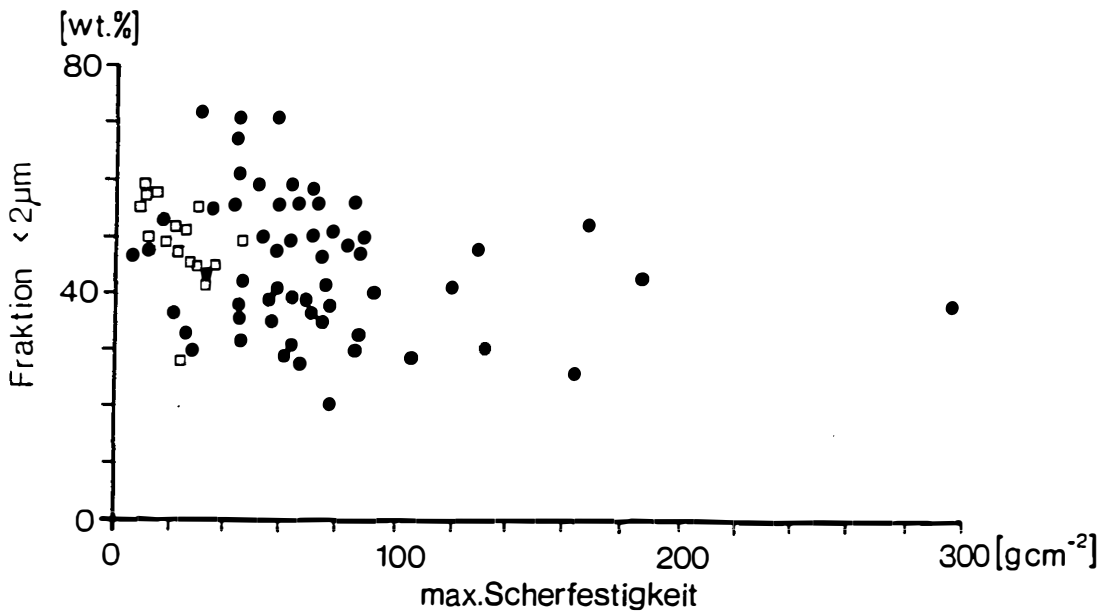


Abb. 35: Korrelation der max. Scherfestigkeit zur Fraktion kleiner als 2 μm

● "scheinbar überkonsolidierte" Sedimente
□ Kerne 6, 22, 25, 26

Die Scherfestigkeitsabnahme in einigen Kernen im Zusammenhang mit fehlender Bioturbation (z.B. im GKG 5 und 6; Nachweis durch Lamination) deutet darauf hin, daß Bioturbation zu einer Scherfestigkeitserhöhung beitragen kann. Allgemein sind in den Sedimenten große Schwankungen zwischen minimaler und maximaler Scherfestigkeit zu beobachten (Abb. 12 bis 30). Dies könnte nach KÖGLER (1967) ebenfalls auf eine intensive Bioturbation zurückzuführen sein.

Zwischen der Scherfestigkeit und dem C_{org} -Gehalt bzw. den unterschiedlichen Sedimentationsraten (Tab. 6) konnte im Arbeitsgebiet hingegen keine Korrelation nachgewiesen werden.

Meßfehler können weitgehend ausgeschlossen werden, weil die Mehrfachmessungen der Scherfestigkeit direkt nach Anbordnahme der Sedimente erfolgte (vgl. S. 6) und Temperaturdifferenzen keine Veränderung der Scherfestigkeit bewirken (HAGERTY, R., 1974).

Die anormalen "Scherfestigkeitsbäuche" treten nur in den rein pelagischen Sedimenten der Gambia Tiefsee-Ebene und der Sierra Leone Schwelle, in Wassertiefen bis 4870 m, und der Kane Lücke auf (Abb. 36, 37, 38, 39). Die "Scherfestigkeitsbäuche" fehlen also in einem Kern aus noch größerer Wassertiefe (GKG 6), in unmittelbarer Nähe zum Cayar Canyon System (GKG 1), in strömungsbeeinflussten (HOBART et al., 1975; SARNTHEIN et al., 1983) Profilen am Boden der Kane Lücke (GKG 22, 25) und im Profil am Südeingang der Kane Lücke (Abb. 36, 37, 39).

In den "Scherfestigkeitsbäuchen" werden zum Teil höhere Scherfestigkeiten erreicht als im oberflächennahen, zähen Geschiebemergel der Ostsee (DIETRICH, R., 1976).

Das Zentrum der "Scherfestigkeitsbäuche" liegt in den Profilen stets in tonig-siltigen, hellbraunen bis rötlichbraunen (GKG 5 und 7) Sedimenten, oberhalb eines Umschlaghorizontes von reduzierten Mn-reichen Sedimenten zu wohl oxidiertem Material (vgl. Abb. 13-17, 18-25, 28), der von BERGER et al. (1983) zuletzt beschrieben wurde. Dies entspricht in der nördlichen Gambia Tiefsee-Ebene einer Teufe von ca. 15 cm entsprechend 5000-8000 J.v.h. (Abb. 36), auf der nördlichen Sierra Leone Schwelle einer Teufe von ca. 16-19 cm entspre-

chend ca. 8000 J.v.h. (Abb. 37), am SE-Rand der Gambia Tiefsee-Ebene und auf der Sierra Leone Schwelle einer Teufe von ca. 18-24 cm entsprechend 8000-9000 J.v.h. (Abb. 38) und in der Kane Lücke einer Teufe von ca. 18 cm entsprechend 11000 J.v.h. (Abb. 39).

Insgesamt ist also eine Verjüngung der "Scherfestigkeitsbäuche" mit zunehmender Entfernung von der Kane Lücke zu beobachten, sofern die Chronostratigraphie solche Details hergibt, wobei die Kerntiefe jedoch ziemlich genau die gleiche bleibt.

Innerhalb eines Seegebietes nehmen die Maxima der "Scherfestigkeitsbäuche" und der Karbonatgehalt etwa gleichsinnig mit zunehmender Wassertiefe ab (Abb. 36-39). Diese gemeinsame Abnahme ist wohl auf zunehmende Karbonatlösung zurückzuführen (vgl. JOHNSON, T.C. et al., 1977).

Regional und zeitlich unterschiedliche Karbonatproduktion, Biogenopalakkumulationsraten, Zufuhr von terrigenem Material (SIROCKO, F., 1985) und die regional unterschiedliche Tiefenlage der Lysokline (BERGER, W.H., 1977; THUNELL, R.C., 1982) verursachen deutliche Schwankungen von Karbonatgehalt und Scherfestigkeit von Seegebiet zu Seegebiet und während verschiedener geologischer Zeitabschnitte.

Im Bereich der Kane Lücke kann Strömung den Karbonatgehalt eventuell noch weiter verringert haben, unter Umständen durch Zufuhr feinen, karbonatarmen Sediments (freundliche Mitteilung J. MIENERT).

Die deutlich größere Scherfestigkeit von Kern 2 im Vergleich zu Kern 3, beide aus unmittelbarer Nachbarschaft von Sedimentwelle und -tal stammend, und aus fast gleicher Wassertiefe (Abb. 36), geht parallel mit einem leicht höheren C_{org} -Gehalt im Kern 3 und damit eventuell mit höherer Karbonatlösung (sensu BERGER, W.H., 1970). Diese widerspricht aber den tatsächlich deutlich höheren Sedimentationsraten von Kern 3 (Tab. 6) während der Termination I_B (DUPLESSY, J.C., 1981), die wahrscheinlich zu einer besseren Erhaltung des C_{org} beigetragen haben. Das Verhältnis der zerbrochenen planktischen Foraminiferen zu der Gesamtmenge der planktischen Foraminiferen, das nach THUNELL, R.C. (1976) ein Index für Karbonatlösung ist, deutet jedoch auf höhere Karbonat-

lösung im Kern 3 im Vergleich zu Kern 2 hin (VOGELSANG, E., 1985).

Zusammenfassend läßt sich bis hierher nur eine einzige Gesetzmäßigkeit für die Verbreitung der Scherfestigkeit festhalten, nämlich die, daß Scherfestigkeit und Karbonatgehalt, das heißt in der Tiefsee im wesentlichen Karbonatlösung, hier parallel laufen.

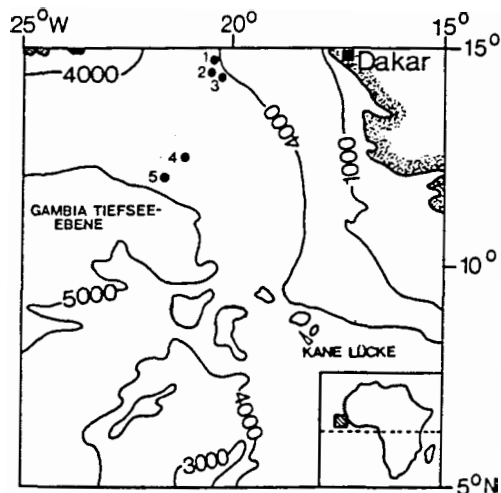
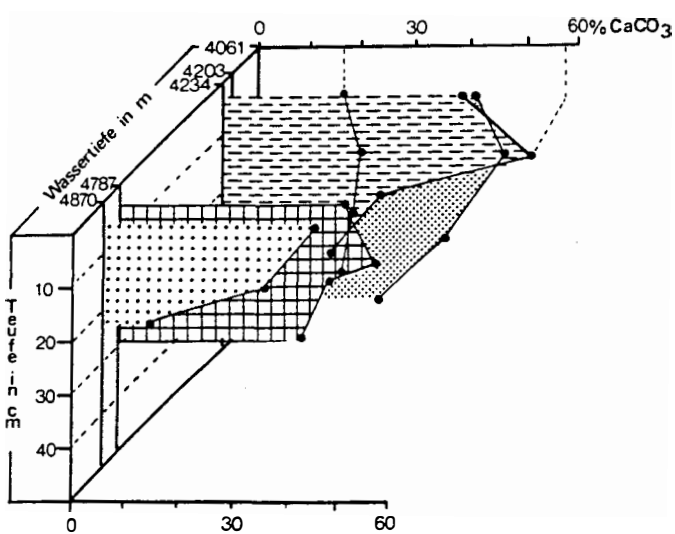
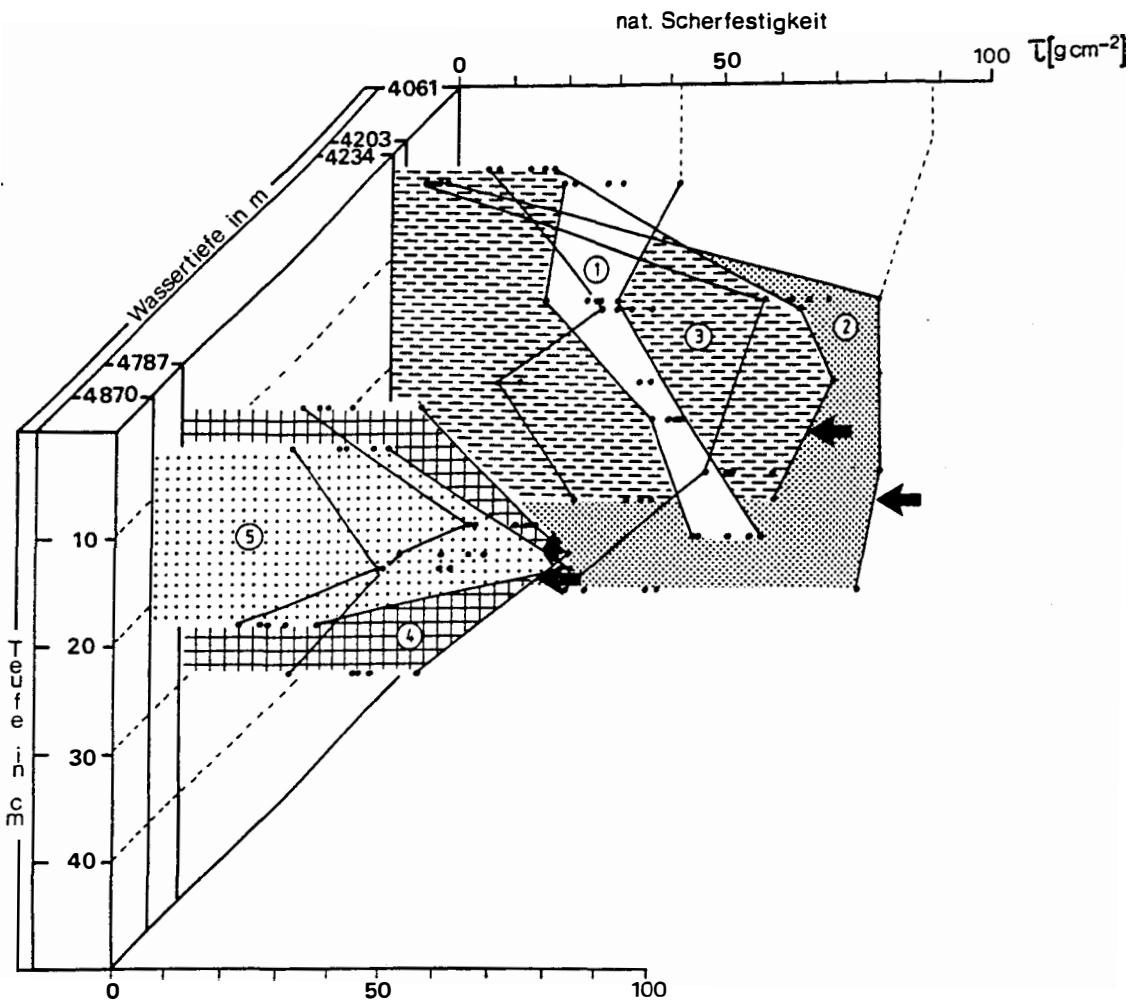


Abb.36: Scherfestigkeit und CaCO_3 -Wassertiefen-Teufen Diagramme:
 nördliche Gambia Tiefsee-Ebene und Cayar Canyon System
 ← 8500 J.v.h.; ◀ 6000 J.v.h.; ○ GKG-Profil

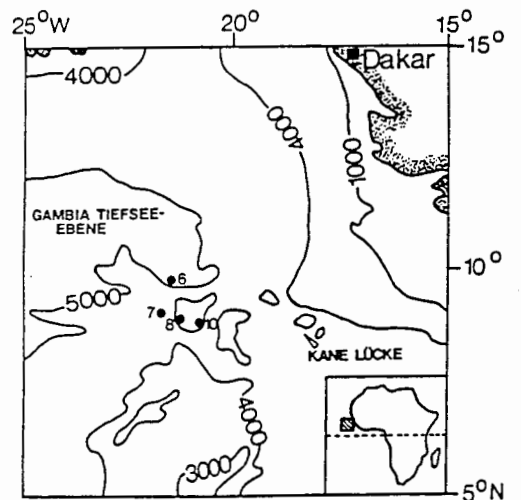
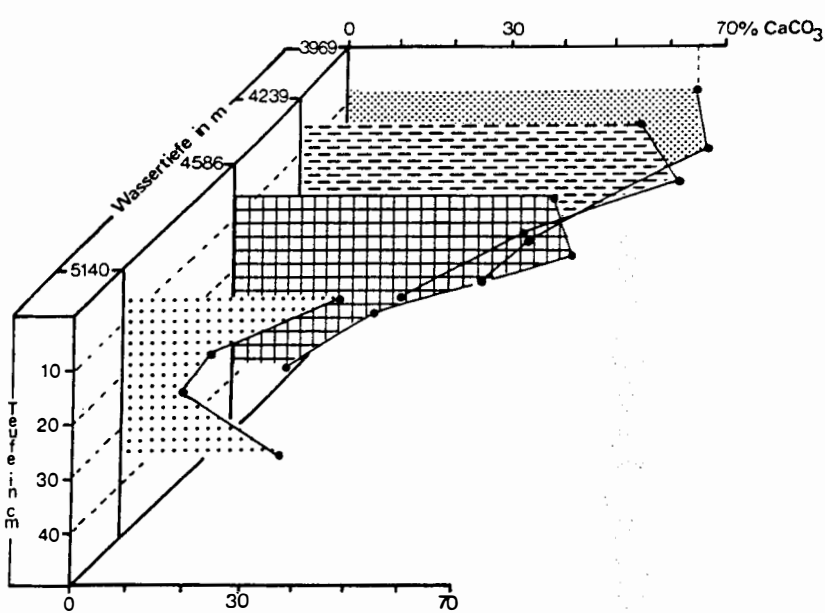
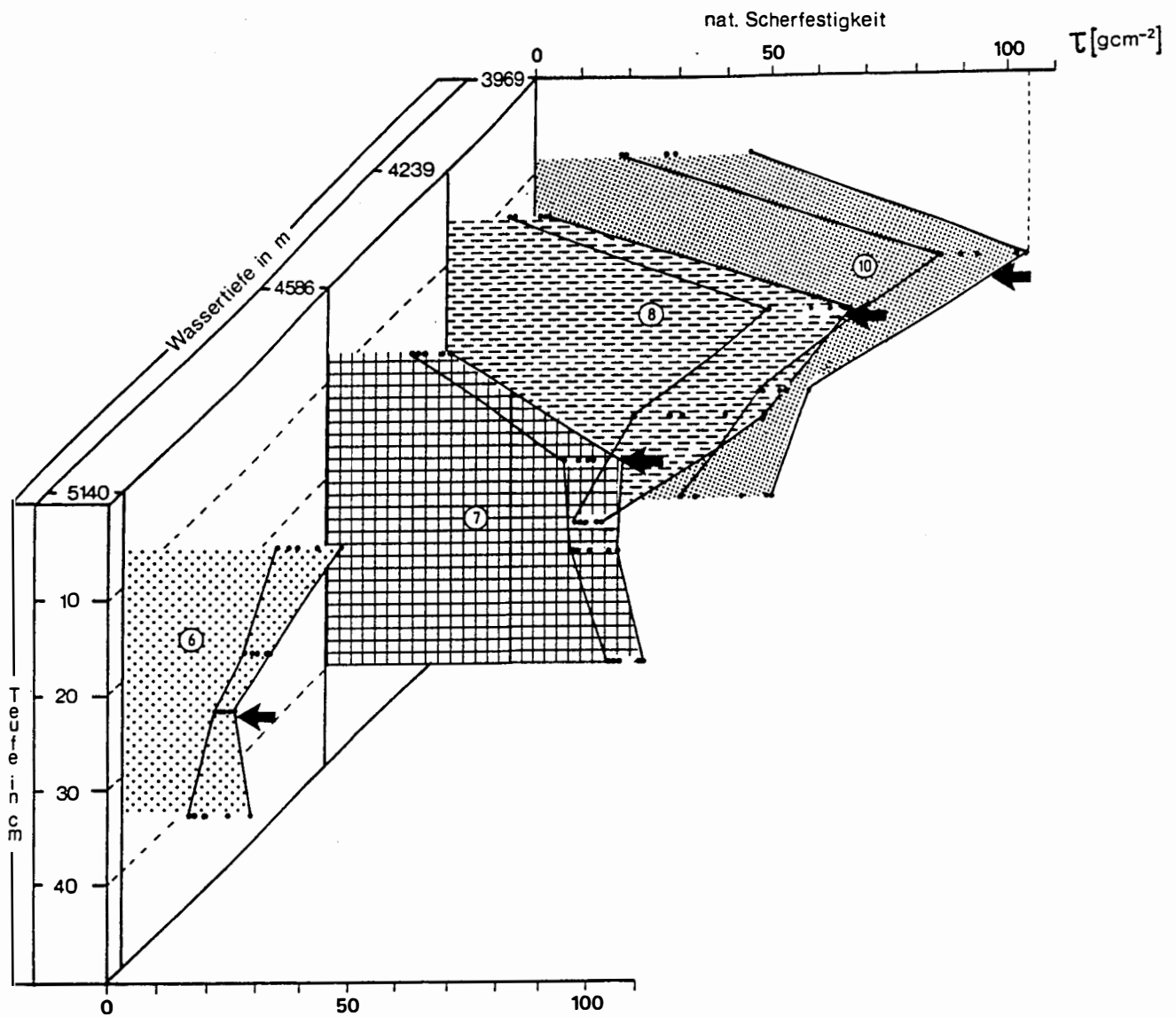


Abb.37: Scherfestigkeit und CaCO_3 -Wassertiefen-Teufen Diagramme:
 nördliche Sierra Leone Schwelle
 ← 8500 J.v.h.; ○ GKG-Profil

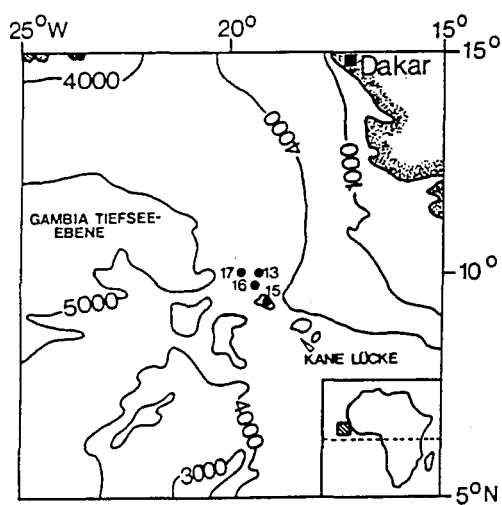
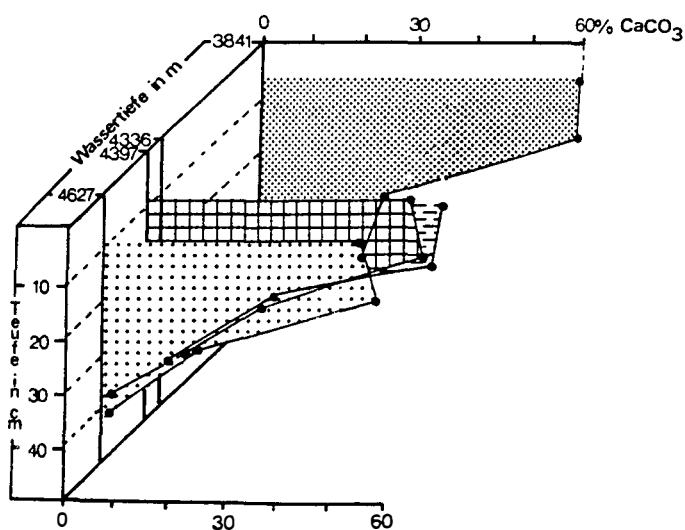
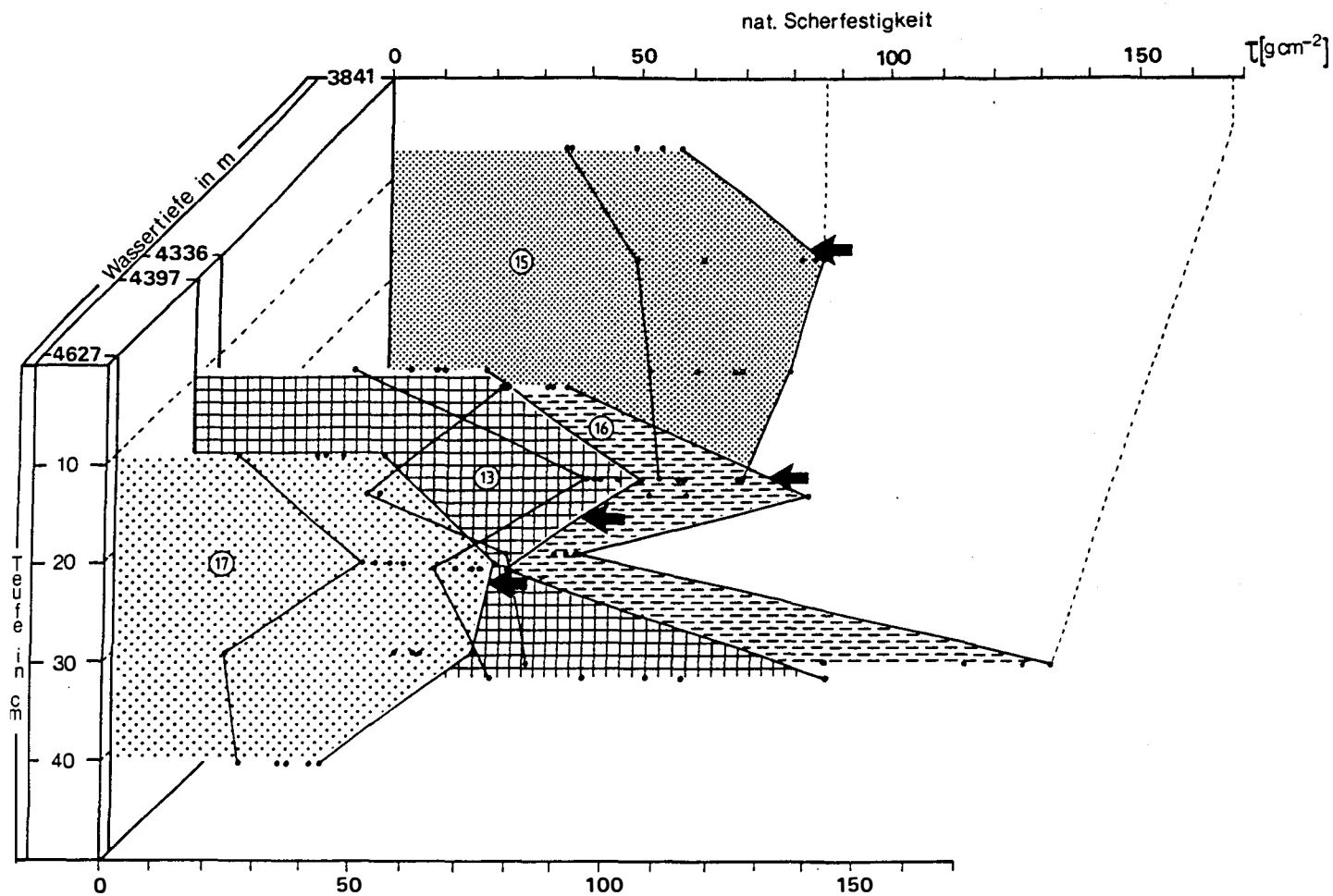


Abb.38: Scherfestigkeit und CaCO_3 -Wassertiefen-Teufen Diagramme:
 SE-Rand der Gambia Tiefsee-Ebene und Sierra Leone Schwelle
 ← 8500 J.v.h.; ○ GKG-Profil

nat. Scherfestigkeit

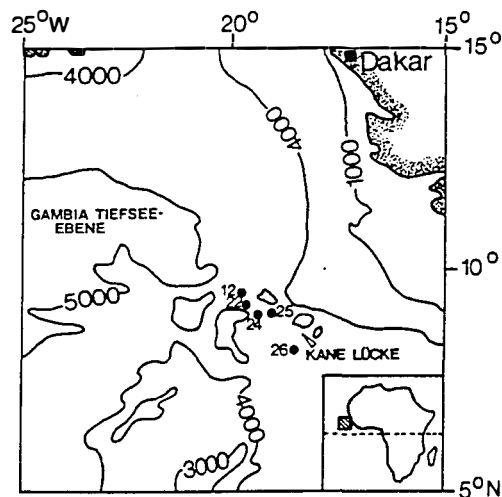
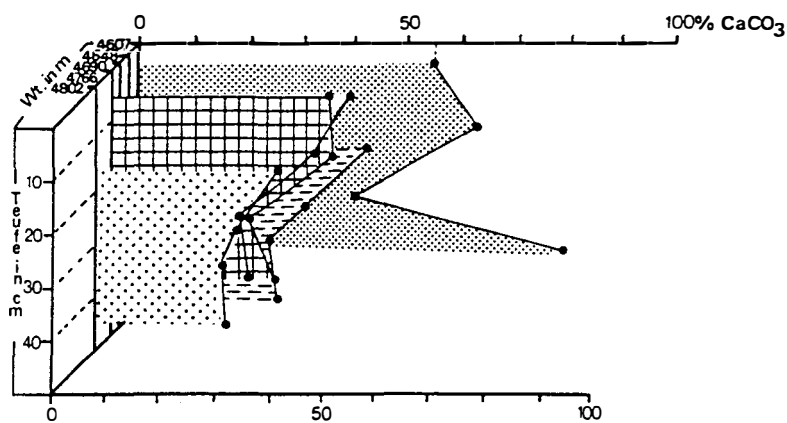
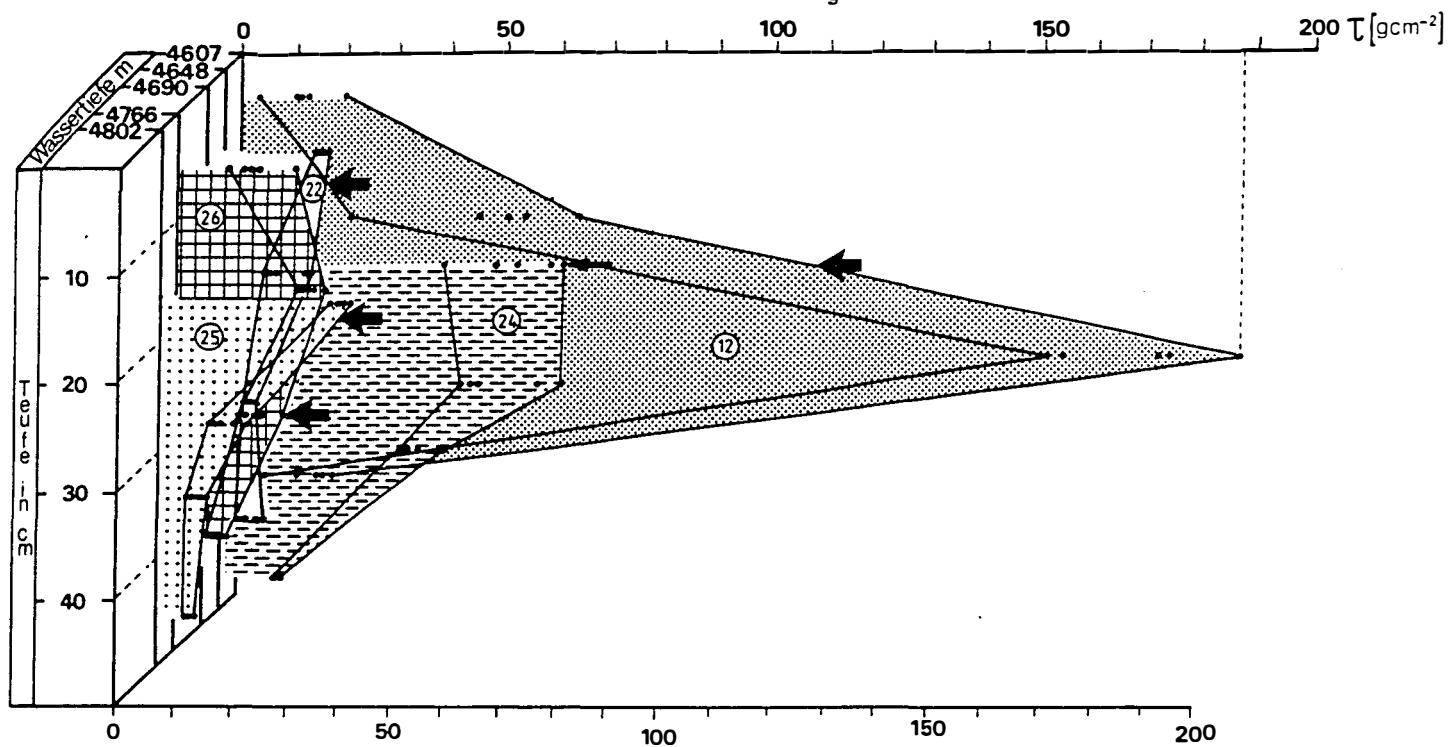


Abb.39: Scherfestigkeit und CaCO_3 -Wassertiefen-Teufen Diagramme:

Kane Lücke

← 8500 J.v.h.; ← 11000 J.v.h.; ○ GKG-Profil

b) "Scherfestigkeitsbäuche" als Hinweis auf frühdiagenetische Zementation in oberflächennahen Tiefseesedimenten

Ein lagenweiser, zum Teil extremer Anstieg der Scherfestigkeit in oberflächennahen Sedimenten wurde bereits aus dem Arabischen Meer (KÖGLER, F.C., 1967), Roten Meer, Nildelta, Golf von Arden (EINSELE, G. & WERNER, F., 1968) und dem Pazifik (BERGER, W.H., 1976) beschrieben, allerdings ohne eine Erklärung zu geben, allenfalls mit dem Hinweis, daß beginnende Zementation als Ursache nicht ausgeschlossen werden könne. Im August 1985 durchgeführte Scherfestigkeitsmessungen an oberflächennahen Sedimenten des Vørring-Plaeaus (Norwegische See) zeigen ebenfalls "Scherfestigkeitsbäuche" in 7 bis 15 cm Teufe (freundliche Mitteilung P. HOLLER). Karbonat-Zementation holozäner Sedimente konnte bisher allerdings nur in tropischen und subtropischen Flachwasserse-dimenten nachgewiesen werden (BATHURST, R.G.C., 1983).

Für eine beginnende Zementation auch von Tiefseesedimenten im Bereich der "Scherfestigkeitsbäuche" sprechen im wesentlichen folgende sedimentphysikalische Größen:

Weil die homogenisierte Scherfestigkeit in den Profilen im wesentlichen konstant bleibt, entsprechen zum Beispiel die "Bäuche" direkt einem Maximum an Sensitivität, also an struktureller Festigkeit. Diese hohe Strukturfestigkeit der ungestörten Sedimente zeigt sich weiterhin darin, daß der natürliche Wassergehalt generell höher ist als die Fließgrenze (S. 33) obwohl z.T. sehr hohe natürliche Scherfestigkeiten erreicht werden (vgl. RICHARDS, A.F., 1962; EINSELE, G. & WERNER, F., 1968; HOLLER, P., 1981). Nach EINSELE & WERNER (1968) kann die Strukturfestigkeit nicht allein auf einer Thixotropie der Tonminerale beruhen, denn gestörte (d.h. homogenisierte) Proben gewannen nach stundenlangen ruhigem Stehen nur einen geringen Teil ihrer Ausgangsfestigkeit zurück. Vielmehr könnte die Strukturfestigkeit auf beginnende Zementation oder Umkristallisationsvorgänge zurückzuführen sein.

Ein weiteres sedimentphysikalisches Argument ist, daß der hohe Konsolidierungsgrad der "Scherfestigkeitsbäuche" von Sedimentauflast und Sedimentzusammensetzung unabhängig ist.

Um die Annahme einer frühdiagenetischen Zementation näher zu überprüfen, wurden ungestörte Proben der GKG-Profile 2 und 15 (Tab. 8) systematisch unter dem REM auf Porenraumgefüge und deren Inhalt untersucht.

In den unteren Profilabschnitten und hauptsächlich innerhalb der "Scherfestigkeitsbäuche" wurden dabei tatsächlich Kristallrasen im Kern 2 (Tafel 1, Fig. 2) und stark diagenetisch veränderte Sedimente in den Kernen 2 (Tafel 2, Fig. 3; Tafel 2, Fig. 4, 5) und 15 beobachtet, jedoch nicht nahe der GKG-Oberfläche (Tafel 1, Fig. 1).

Im Scherfestigkeitsmaximum von Kern 2 gibt es nebeneinander folgende unterschiedliche Porenbereiche:

- Sediment ohne sichtbare Veränderung;
- Sediment mit stellenweisen Kalzitüberwachsungen;
- Kristallrasen und andere deutliche Anzeichen für Diagenese wie umkristallisierte Foraminiferen (Tafel 1, Fig. 3) und Kalzitkristallwachstum auf Coccolithen (Tafel 2, Fig. 4).

Eine Übersicht der authigenen Minerale im Kristallrasen gibt Tab. 8:

Mineral	REM-Foto	Elementarzusammensetzung nach:									Länge (µm)		
		EDAX-Analyse	Mikrosonden-Analyse (%)										
			Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂			
zeolithähnlich	Taf.2 Fig.8	K,Mg,Fe,Al,Si	-	7.1	1.9	10.9	16.1	19.3	2.2	41.7	bis 12	bisher nicht identifizierte, blattförmige Kristalle	
Plagioklas	-	-	5.5	-	10.3	-	0.5	29.3	-	59.1	-	idiomorphe Feldspäte wurden nur im Mikrosonden-Dünnschliff gefunden	
Orthoklas	-	-	1.1	14.8	-	-	-	20.9	-	70.8	-		
Aragonit	Taf.2 Fig.6	Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	bis 10	nadelige Kristalle	
Kalzit	Taf.2 Fig.7	Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	2-4	teilweise zernierte, würfelige Kristalle	
SiO ₂	Taf.2 Fig.9	Si	-	-	-	-	-	-	-	-	bis 10	nadelige Kristalle	
Steinsalz	-	Na,Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	bis 8	würfelige Kristalle - sehr selten -	

Tab. 8: Übersicht der authigenen Minerale im Kristallrasen (Die Elementarzusammensetzung der Aragonit-, Kalzit-, SiO₂- und Steinsalz-Kristalle wurde ausschließlich mit Hilfe der EDAX-Analyse bestimmt)

Hauptfrage bei den Kristallrasen ist natürlich, ob es sich dabei nicht bloß um Artefakte handeln könnte, die erst bei der Probenpräparation entstanden sind. Für eine solche Deutung spräche, daß sehr kleine Kristalle (1-2 μm), die wegen ihrer geringen Größe nicht analysiert werden konnten, auch auf einer Präparations-Schnittfläche aufgewachsen sind. Sie sprechen zumindest für eine Fortsetzung des Kristallwachstums unter Laborbedingungen.

Für eine natürliche Entstehung der Kristallrasen sprechen hingegen die Zusammensetzung ihrer Minerale, von denen z.B. Feldspäte und SiO_2 -Kristalle nur unter bestimmten physikalischen und chemischen Bedingungen sowie über längere Zeiten, die die Laborbehandlung deutlich überschreiten, die beobachteten Kristall-Längen (vgl. Tab. 8) erreichen können (vgl. HARDER, H. & FLEHMIG, W., 1969; FLEHMIG, W., 1977), die nur selten beobachteten Steinsalz-Kristalle und das Fehlen von Gips, die Häufung der Kristallrasen auf die "Scherfestigkeitsbäuche" und ihr Fehlen nahe der GKG-Oberfläche, schließlich, die parallel gehende Kalzitausfällung auf Coccolithen und Umkristallisation der Foraminiferen-Hartteile. Die natürliche Entstehung wird daher für wahrscheinlich gehalten und zur Erklärung der "Scherfestigkeitsbäuche" im Folgenden herangezogen.

Legende zu Tafel 1:

Fig. 1: REM-Fotos vom GKG-Profil 2, 5-6 cm Teufe:

a: Übersicht: Ungestörte Sedimentoberfläche
- keine Kristalle -

b: Detail von a: angelöste Foraminiferenschale

Fig. 2: REM-Fotos von GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

a: Übersicht: Ungestörte Sedimentoberfläche, Foraminiferenschalen mit Kristallrasen

b: Detail von a: SiO_2 -Zement

Fig. 3: REM-Fotos von GKG-Profil 2, 46-47 cm Teufe:

a: Übersicht: Ungestörte Sedimentoberfläche
- wenige Kristalle -

b: Detail von a: Umkristallisierte Foraminiferenschale

Legende zu Tafel 2:

Fig. 4: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Kalzit-Kristallwachstum auf einer Coccolithenschale

Fig. 5: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Diagenetisch stark verändertes Sediment

Fig. 6: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Authigene Minerale - Aragonit

Fig. 7: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Authigene Minerale - Kalzit

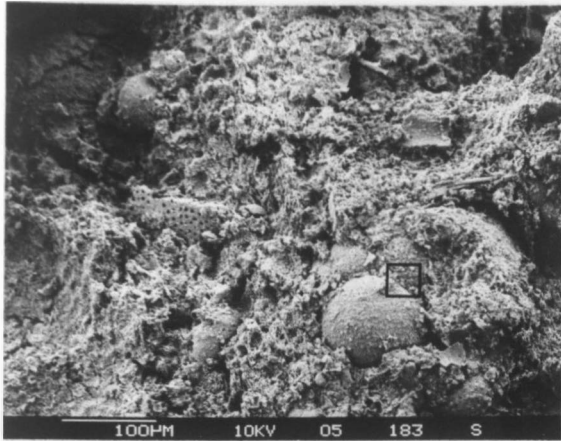
Fig. 8: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Authigene Minerale - bisher nicht identifiziertes K, Ca, Mg, Fe, AL, Ti-Silikat

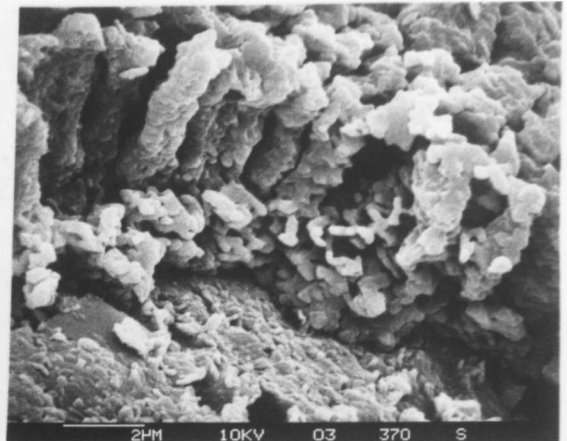
Fig. 9: REM-Foto vom GKG-Profil 2, 25-26 cm Teufe:

Authigene Minerale - SiO_2 -Nadeln

TAFEL 1



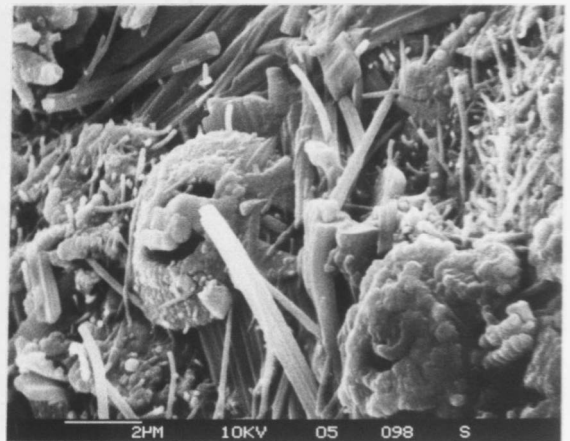
1a



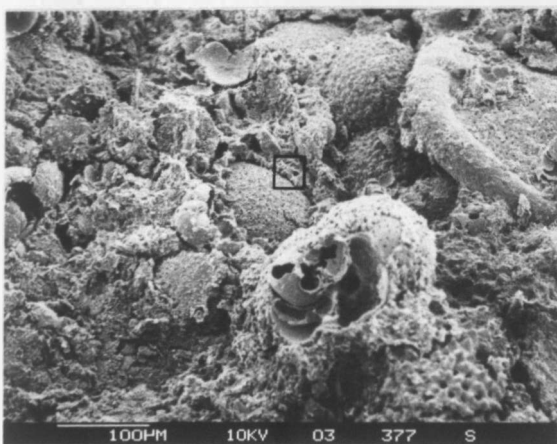
1b



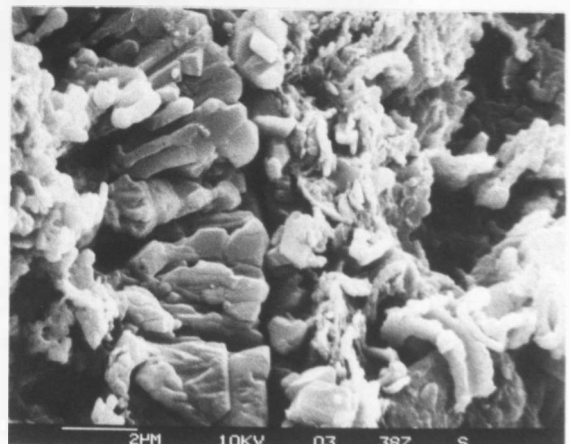
2a



2b

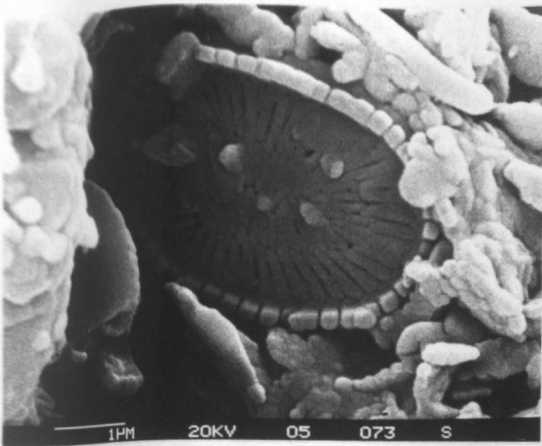


3a

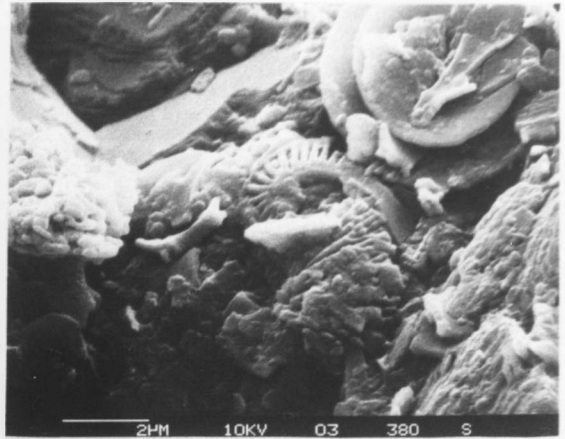


3b

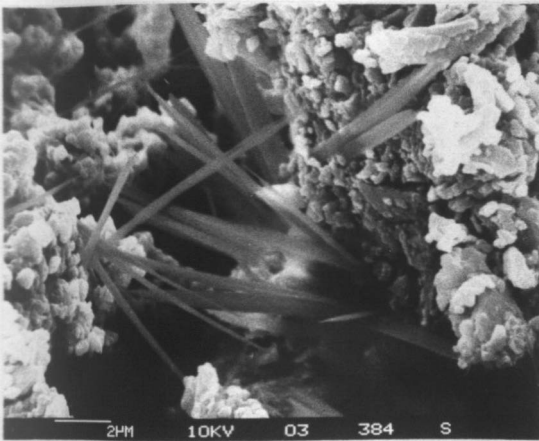
TAFEL 2



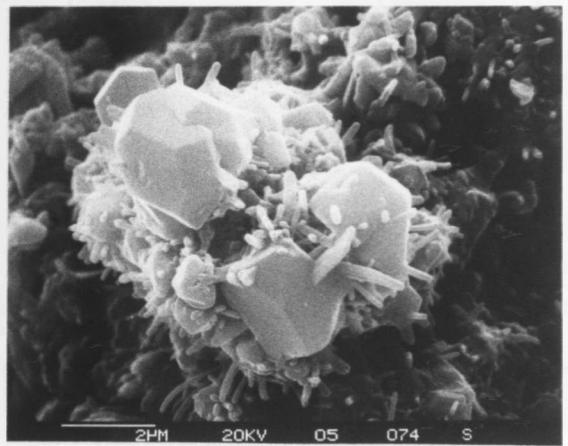
4



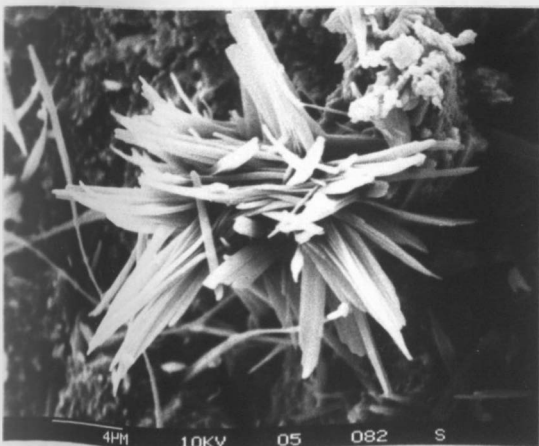
5



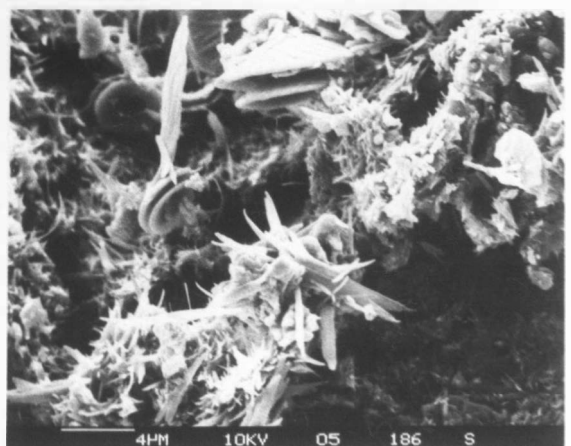
6



7



8



9

c) Mineralneubildung in oberflächennahen Tiefseesedimenten, ein Hinweis auf Schwankungen im chemischen Regime des Atlantiks.

Frühdiagnetische Prozesse in oberflächennahen pelagischen Sedimenten resultieren vor allem aus der Karbonat- und Biogenopallösung des untersättigten Meerwassers (BJØRLYKKE, K., 1983; BERNER, R.A., 1980). Diese Lösung führt zunächst zur Anreicherung der gelösten Stoffe im Porenwasser und zur Ausfällung von neuen authigenen Mineralphasen (BJØRLYKKE, K., 1983).

Begünstigt werden derartige frühdiagnetische Prozesse durch Bioturbation und Molekulardiffusion (BERNER, R.A., 1980) sowie durch die Oxidation von organischer Substanz, bei Sauerstoffmangel durch sulfat- und nitratreduzierende Bakterien. Dabei wird auch der pH-Wert im Porenwasser erheblich verringert (BJØRLYKKE, K., 1983).

Mit Kalzit-Kristallen überwachsene Coccolithen (Tafel 2, Fig. 4) sind dabei von Oberflächensedimenten des Pazifiks bereits seit langem bekannt, besonders aus dem Einflußbereich der Lysokline (ROTH, P.H. & BERGER, W.H., 1975). Diese simultane Karbonatlösung und Ausfällung ist auf eine selektive Karbonatlösung von Kalkschalern zurückzuführen (ADELSECK et al., 1973; WISE, S.W., 1977).

Dabei gehen zunächst weniger lösungsresistente, Mg-reiche planktische Foraminiferen und kleine Coccolithen in Lösung und fallen als wesentlich stabilere Kalzitkristalle wieder aus. Unter bestimmten Voraussetzungen kann dieser Prozess dann tatsächlich zur Sedimentverfestigung führen (WISE, S.W., 1977) und die beobachtete Überkonsolidierung vortäuschen. Die Existenz von einzelnen verfestigten Lagen in ansonst normal konsolidierten Sedimenten des Pazifiks und Atlantiks wird von SCHLANGER und DOUGLAS (1974) auf ein unterschiedliches "diagnetisches Potential" der Sedimente zurückgeführt. Der Begriff "diagenetisches Potential" bezeichnet dabei nur die Summe der Faktoren aus Sedimentszusammensetzung, Sedimentationsrate, Wassertiefe und hydrographischen Verhältnissen im Ablagerungsgebiet, führt also zunächst beim Verständnis der Verfestigung nicht viel wei-

ter. Die erhöhte CaCO_3 -Fällung samt der Fällung aller übrigen Kristallarten (vgl. Tab. 8) könnte Ausdruck eines solchen erhöhten "diagenetischen Potentials" sein. Was das bedeutet, ergibt sich vielleicht eher aus einer genauen stratigraphischen Betrachtung des Zementationsniveaus, das in Sedimenten aus rund 7000 bis 9000, allenfalls 5000 bis 11000 Jahren Alter entstanden ist (vgl. S. 50). Dann wird es nämlich möglich, mögliche paläoozeanographische Querbeziehungen herzustellen und damit den Begriff des "diagenetischen Potentials" näher einzuengen.

Nach BERGER et al. (1977 und 1983) und SARNTHEIN et al. (1982) könnte in pelagischen Sedimenten die CaCO_3 -Lösung bei reduzierter Produktivität des Oberflächenwassers durch verringerte Zufuhr von C_{org} erheblich zurückgegangen sein, ja umgekehrt es zur CaCO_3 -Fällung gekommen sein. Im Zusammenhang mit glazialer Schmelzwasserzufuhr und starkem monsunalen Niederschlägen während der Termination I ist ein solches Regime sehr gut vorstellbar, wie sich im Atlantik generell an einem Absacken der Foraminiferen-Lysokline (Abb. 40) und der Aragonit Kompensationstiefe (Abb. 40) zeigt.

Diese veränderten Ablagerungsbedingungen (vgl. VOGELSANG, E., 1985) haben vermutlich im Zusammenhang mit der Lösung von Biogenopal sowie anderer Silikate und Oxide, der Bioturbation und der Diffusion von Porenwasser aus den Mn-reichen Lagen (im Liegenden der "Scherfestigkeitsbäuche") zur Anreicherung der unterschiedlichsten Elemente im Porenwasser, und zur Ausfällung der Feldspäte, SiO_2 -und zeolithähnlichen Kristalle in den Sedimenten der "Scherfestigkeitsbäuche" geführt.

Eine Kristallbildung fehlt allerdings im Kern 15, wo die Parallelen von Scherfestigkeitsmaximum und Karbonatlösungsminimum jedoch auch weniger deutlich sind (Abb. 40).

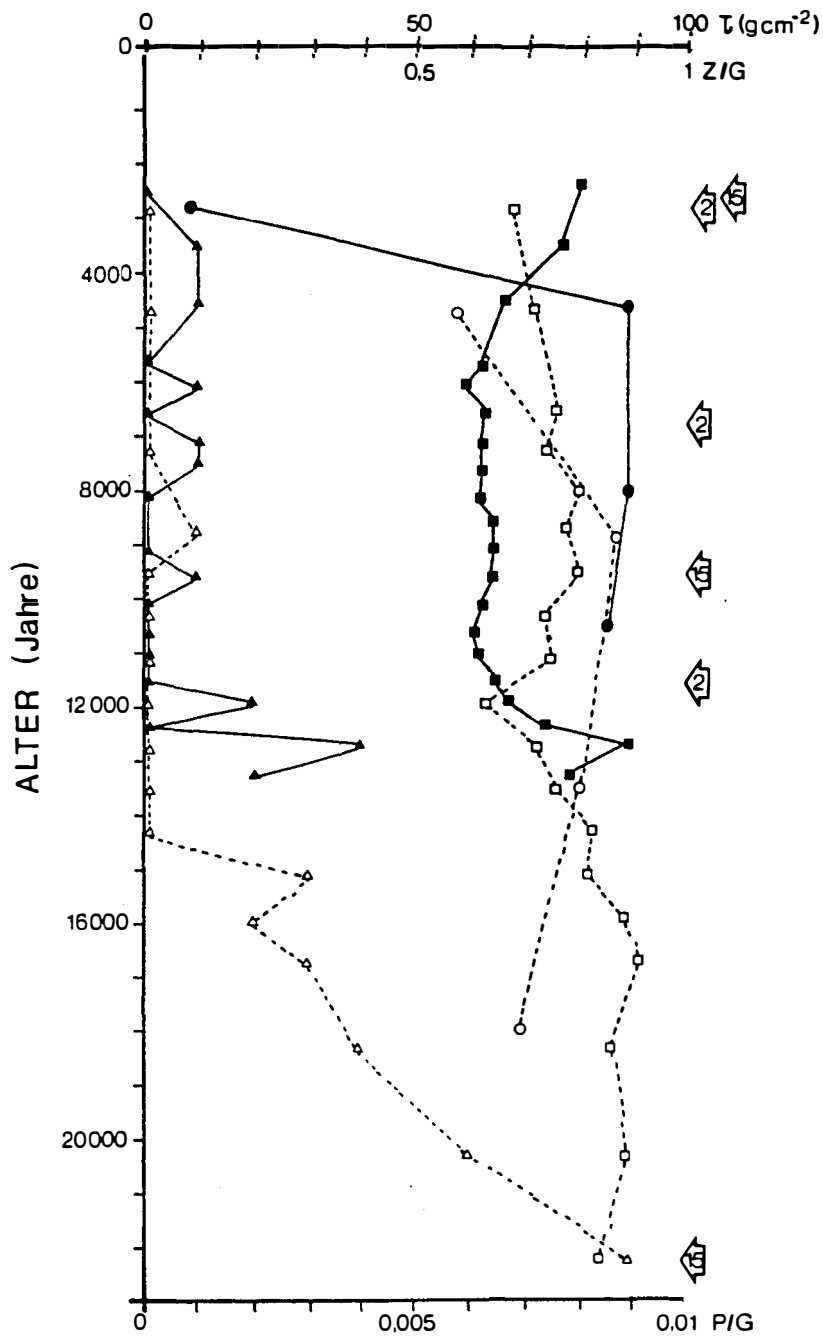


Abb.40: "Scherfestigkeitsbäuche" und Karbonatlösung
 (Z/G und P/G sind unveröff. Ergebnisse, die freundlicherweise von E.VOGELSANG zur Verfügung gestellt wurden)

- GKG-Profil 2: Verhältnis zerbrochener zu unzerbrochenen planktischen Foraminiferen (Z/G)
- GKG-Profil 15: Verhältnis zerbrochener zu unzerbrochenen planktischen Foraminiferen (Z/G)
- ▲—▲ GKG-Profil 2: Verhältnis Pteropoden zu Gesamtplankton (P/G)
- △---△ GKG-Profil 15: Verhältnis Pteropoden zu Gesamtplankton (P/G)
- GKG-Profil 2: max. Scherfestigkeit
- GKG-Profil 15: max. Scherfestigkeit
- ↔ GKG-Profil 2: REM-Proben
- ↔ GKG-Profil 15: REM-Proben

SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Die Porosität, der Wassergehalt und das Feuchtraumgewicht werden in oberflächennahen Tiefseesedimenten des äquatorialen Ostatlantiks in erster Linie von der Sedimentzusammensetzung geprägt. Sie sind in vorwiegend terrigenen Sedimenten niedriger bzw. höher (Feuchtraumgewicht) als in den biogenen Sedimenten gleicher Korngrößenzusammensetzung.

Die weitestgehend mit Sedimentpartikeln gefüllten Foraminiferengehäuse beeinflussen Porosität und Wassergehalt nicht, hingegen der Anteil der Fraktion kleiner als $2 \mu\text{m}$. Die Sedimente aus der Kane Lücke weisen im Gegensatz zu den anderen Sedimenten erhöhte Porositäten und Wassergehalte auf, was eventuell mit der Ablagerung unter Strömungseinwirkung erklärt werden kann.

2. Die Messung der Porosität kann in diesen oberflächennahen Tiefseesedimenten ohne weiteres durch die Porositätsberechnung nach HAMILTON (1971) ersetzt werden.
3. Die Aktivität dieser Sedimente erlaubt keine Rückschlüsse auf die tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion kleiner als $2 \mu\text{m}$.

4. Die Sedimentauflast hat hier keinen Einfluß auf die sedimentphysikalischen Parameter. Lediglich die stark verfestigten, relativ alten Sedimente von einem Kern vom Kontinentalhang vor Guinea zeigen eine Reduktion von Porosität und Wassergehalt parallel mit einem hohen Konsolidierungsgrad.

5. Die oberflächennahen Sedimente sind generell überkonsolidiert, noch stärker die Sedimente in den "Scherfestigkeitsbäuchen" bei ca. 15-24 cm Teufe; das entspricht zeitlich der Termination I_B .

Diese Überkonsolidierung der Sedimente ist, zumindest im Kern 2, wahrscheinlich auf eine sehr früh beginnende Zementation zurückzuführen. Dafür sprechen der hohe Kon-

solidierungsgrad unabhängig von der Sedimentzusammensetzung, die Scherfestigkeitsabnahme mit der Wassertiefe gemeinsam mit der Abnahme des Karbonatgehaltes sowie vor allem das Auftreten von Kristallrasen aus Aragonit-, Kalzit-, SiO_2 -, Feldspat und zeolithähnlichen Kristallen, die aller Wahrscheinlichkeit nach kein Artefakt darstellen.

6. Für den Zementationshorizont werden besonders günstige frühdiagenetische Bedingungen angenommen, wie sie durch ein Absacken der Foraminiferen-Lysokline sowie der Aragonit Kompensationstiefe während der Termination I entstanden sein könnten und vermutlich mit den besonderen Klimaumständen während des Abschmelzens der großen Eiskappen im Spätglazial zusammenhängen.

DANK

Herrn Prof. Dr. M. Sarnthein und Herrn Dr. F. C. Kögler danke ich herzlich für die Vergabe des Themas und vor allem für die sehr gute Betreuung dieser Arbeit.

Herrn Dr. C. Samtleben und Herrn W. Reimann gilt mein besonderer Dank für die Bedienung des Rasterelektronenmikroskopes sowie für die ständige Diskussionsbereitschaft. Frau U. Schuldt danke ich für die zahlreichen Fotoarbeiten.

Herrn Dr. D. Ackermann danke ich für die Durchführung der Mikrosondenanalyse.

Herrn Dr. H. Lange und Frau P. Wallenburg danke ich für die Tonmineralanalysen.

Für die gute Zusammenarbeit und die anregenden Diskussionen danke ich vor allem Frau E. Vogelsang, Herrn U. Nehrenberg und Herrn P. Holler sowie allen anderen Mitarbeitern der meeresgeologischen Arbeitsgruppe der Universität Kiel.

Schließlich gilt mein Dank Herrn Kapitän J. Kettler und der Mannschaft der F.S. Meteor sowie den Technikern und Wissenschaftlern für den unermüdlichen Arbeitseinsatz an Bord.

LITERATUR

- ADELSECK, C.G., GREEHAN, G.W. & ROTH, P.H., (1973): Experimental evidence for the selective dissolution and overgrowth of calcareous nanofossils during diagenesis. - Bull. Geol. Soc. America, Vol. 84, p.- 2755-2762.
- ALMAGOR, G. (1979): A review: marine geotechnical studies at Continental margins. - Geological Survey of Israel Report MG/79/3, p. 1-100.
- ALMAGOR, G. & WISEMAN, G. (1977): Analysis of submarine slumping in the continental slope off the southern coast of Israel. - Marine Geotechnology, Vol. 2, p. 349-388.
- BATHURST, R.G.C. (1983): Early diagenesis of carbonate sediments. - In: Parker, A. Sellwood, B.W. (eds.), Sediment Diagenesis, NATO ASI Series, Series C, Mathematical and physical science; Vol. 115, p. 349-378.
- BACHMAN, R.T. (1984): Infratest porosity in foraminifera. - Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 54, p. 257-262.
- BECKMAN: Air-Pykanometer - Bedienungsanleitung - Beckman Instruments GmbH, München.
- BERGER, W.H. (1970): Planctonic foraminifera: Selective solution and the Lysocline.- Marine Geology, Vol. 8, p. 111-138.
- BERGER, W.H. (1977): Deep-sea carbonate and the deglaciation preservation spike in pteropods and foraminifera. - Nature, Vol. 269, p. 301-303.
- BERGER, W.H. (1978): Deep-sea carbonate: Pteropod distribution and the aragonit compensation depth. - Deep Sea Research, Vol. 25, p. 447-452.

- BERGER, W.H., JOHNSON, T.C. (1977): Deep-sea carbonates: Dissolution and mass wasting on Ontong-Java Plateau. - *Science*, Vol. 192, p. 785-787.
- BERGER, W.H., JOHNSON, T.C. & HAMILTON, E.L., (1977): Sedimentation on Ontong Java Plateau: Observations on a classic "Carbonate monitor". - In: Anderson, N.R., Malahoff, A (eds.): The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans, p. 543-568, Plenum Press, New York.
- BERGER, W.H., FINKEL, R.C., KILLINGLEY, J.S., Marchig, V. (1983): Glacial-Holocene transition in deep-sea sediments: Manganese-spike in the east-equatorial Pacific. - *Nature*, Vol. 303, p. 231-233.
- BERNER, R.A. (1980): Early diagenesis: A theoretical approach. - Princeton University Press Princeton, N.J., 224 p.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean und Adjacent Seas and Oceans. - *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 76, p. 803-832.
- BJERRUM, L. (1973): Geotechnical problems involved in foundations of structures in the North Sea. - *Géotechnique*, Vol. 23, No. 3, p. 319-358.
- BJØRLYKKE, K. (1983): Diagenetic reactions in sandstones. - In: Parker, A., Sellwood, B.W. (eds.), *Sediment Diagenesis*, NATO ASI Series, Series C, Mathematical and physical science, Vol. 115, p. 169-214.
- BROECKER, W.S., VAN DONK, J. (1970): Insolation change, ice volumes, and the ^{18}O record in deep-sea cores. - *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 8, p. 169-198.

- BUSCH, W.H. & KELLER, G.H. (1981): The physical properties of Peru-Chile continental margin sediments - the influence of coastal upwelling on sediment properties. - Journal of Sedimentary Petrology, 51, p. 705-719.
- CURRY, W.B., LOHMANN, G.P. (in prep.): Quaternary carbonate sedimentation at the Sierra Leone Rise (Eastern Equatorial Atlantic Ocean).
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975): Allgemeine Meereskunde. - Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart: 593 p.
- DIETRICH, R. (1976): Vergleich von sedimentphysikalischen Eigenschaften und Echostärken in einem Gebiet der westlichen Kieler Bucht. - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel, 90 p.
- DUPLESSY, J.C.; DELIBRIAS, G.; TURON, J.L., PUYOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. - Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, Vol. 35, p. 121-144.
- EDAX (1976): Servicemanual, ordering Code 80-20000-00.
- EINSELE, G. & WERNER, F.W., (1968): Zusammensetzung, Gefüge und mechanische Eigenschaften rezenter Sedimente vom Nildelta, Roten Meer und Golf von Aden. - "Meteor" Forschungsergebnisse, C, Heft 1, S. 21-42.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - J. Geol., 63, p. 538-578.
- ERLENKEUSER, H. (1982): ^{14}C Age and vertical mixing of deep-sea sediments. - Earth and Planetary Science Letters, Vol. 47, p. 319-326.

- FLEHMIG, W. (1977): The synthesis of Feldspars at temperatures between 0°-80° C, their ordering behaviour and twinning. - Contrib. Mineral. Petrol. 65, p. 1-9.
- GANSSEN, G.; LUTZE, G.F. (1982): The aragonit compensation depth of the northeastern Atlantic continental margin. - "Meteor" Forschungsergebnisse, C, Nr. 36; p. 57-59.
- GEVIRTZ, J.L. & FRIEDMAN, G.M. (1966): Deep-sea carbonate sediments of the Red-Sea and their implications on marine lithification. - Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 36, No. 1, p. 143-151.
- HAGERTY, R. (1974): Usefulness of Spade Cores for Geotechnical Studies and some results from the northeast Pacific. - In: Interbitzen, A.L. (ed.): Deep-Sea Sediments: Physical and mechanical properties, p. 169-186, Plenum Press, New York.
- HAMILTON, E.L. (1971): Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments. - Geophysics, 36, p. 266-284.
- HARDER, H. & FLEHMIG, W. (1969): Quarzsynthese bei tiefen Temperaturen. - Geochimica et cosmochimica Acta, Vol. 34, p. 295-305.
- HOBART, M.A., BUNCE, E.T. & SCLATER, J.G. (1975): Bottom water flow through the Kane Gap, Sierra Leone Rise, Atlantic Ocean. - Journal of Geophysical Research, Vol. 80, No. 36, p. 5083-5088.
- HOLLER, P.R. (1981): Veränderung der sedimentphysikalischen Eigenschaften mit zunehmender Sedimentauflast in Tiefseesedimenten der westlichen Antarktis. - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel, 87 p.

- HOLLER, P.R. (in prep.): Geotechnical properties of Antarctic deep-sea sediments. - "Meteor" Forschungsberichte, C, 45 p.
- HOLLER, P.R. (in prep.): Zur Entstehung und Auslösung von Rutschmassen in der Tiefsee. - Dissertation, Universität Kiel.
- JACOBI, R.D. & HAYES, D.E. (1981): Bathymetry, Microphysiography and Reflectivity. Characteristics of the West African margin between Sierra Leone and Mauritania. - In: Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E., Geology of the Northwest African Continental Margin, Springer Verlag Berlin, p. 182-212.
- JOHNSON, T.C., HAMILTON, E.L. & BERGER, W.H. (1977): Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth.- Marine Geology, Vol. 24, p. 259-277.
- KÖGLER, F.C. (1967): Geotechnical properties of recent marine sediments from the Arabian Sea and the Baltic Sea. - In: Richards, A.,F. (ed.): Marine Geotechnique, p. 170-176, University of Illinois Press, Urbana.
- KOOPMANN, B. (1979): Saharastaub in den Sedimenten des subtropisch-tropischen Nordatlantik während der letzten 20 000 Jahre. - Unveröffentl. Diss., Geol. Inst. Univ. Kiel, 107 S.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in Eastern Atlantic sediments of North Africa. - Sedimentology, Vol. 29, p. 427-431.
- LECO (1982); Instruction manual, 200-319.
- MIENERT, J. (1985): Akustostratigraphische Untersuchungen zur Klärung der Bodenwasserzirkulation im äquatorialen Ostatlantik. - Dissertation, Universität Kiel.

- MILLIMAN, J.D. (1974): Precipitation and cementation of deep-sea carbonate sediments. - In: Interbitzen, A.L. (ed.): Deep-Sea Sediments: physical and mechanical properties, p. 463-472.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in Sedimentary Petrology. - In: von Engelhardt, W., Füchtbauer, H. & Müller, G., Sedimentary Petrology, Part I, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 283 p.
- NACCI, V.A.; KELLY, W.E.; WANG, M.C. & DEMARS, K.R. (1974): Strength and stress-strain characteristics of cemented deep-sea sediments. - In: Interbitzen, A.L. (ed.): Deep-Sea Sediments: physical and mechanical properties, p. 129-150.
- OHSE, W. (1983): Lösungs- und Fällungserscheinungen im System oberflächennaher unterirdischer Wasser/gesteinsbildende Minerale. - Eine Untersuchung auf der Grundlage der chemischen Gleichgewichts-Thermodynamik. - Dissertation Geol. Inst. Univ. Kiel.
- RICHARDS, A.F. (1961): Investigations of deep-sea sediment cores, part I: shear strength bearing capacity and consolidation. - U.S. Navy Hydrographic Office. Technical Report 63, Washington D.S., 70 p.
- RICHARDS, A.F. (1962): Investigations of deep-sea sediments cores, part II: mass physical properties. - U.S. Navy Hydrographic Office. Technical Report 106, Washington D.C., 145 p.
- RICHARDS, A.F. & HAMILTON, E.L.: (1974): Investigations of deep-sea sediment cores, part III: consolidation. - In: Richards, A.F. (ed.): Marine Geotechnique, p. 93-117, University of Illinois Press, Urbana.
- ROTH, P.H., BERGER, W.H. (1975): Comparison of dissolution patterns in coccoliths and foraminifera. - Cushman Found., Foram. Res., Spec. Publ., 13, p. 87-113.

- SARNTHEIN, M.; THIEDE, J.; PFLAUMANN, U.; ERLLENKEUSER, H., FÜTTERER, D.; KOOPMANN, B.; LANGE, H. & SEIBOLD, E. (1982): Atmospheric and oceanic circulation patterns of Northwest Africa during the past 25 million years. - In: Von Rad, U. et al. (eds.): Geology of the Northwest African continental margin, p. 584-603, - Springer Verlag, Berlin.
- SARNTHEIN, M.; ERLLENKEUSER, H.; ZAHN, R. (1982): Termination I: the response of continental climate in the subtropics as recorded in deep-sea sediments. - Act. Colloq. Int. CNRS, Bordeaux, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine 31, p. 393-407.
- SARNTHEIN, M.; KÖGLER, F.C.; WERNER, F. (1983): Forschungsschiff Meteor, Reise Nr. 65. Berichte der wissenschaftlichen Leiter. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Berichte-Reports, 90 p.
- SARNTHEIN, M.; ERLLENKEUSER, H.; VON GRAFENSTEIN, R. & SCHRÖDER, C. (1984): Stable-isotope stratigraphy for the last 750.000 years: "Meteor" core 13519 from the eastern equatorial Atlantic. - "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, No. 38, p. 9-24.
- SARNTHEIN, M.; MIENERT, J. (in prep.): Sediment waves in the eastern equatorial Atlantic: Sediment record during late Glacial and Interglacial times.
- SCHLANGER, S.O.; DOUGLAS, R.G. (1974): The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. - In: Hsu, K.J., Jenkyns, H.C. (eds.): pelagic sediments: on land and under the sea, p. 117-148.
- SCHULTZE, E.; MUHS, H. (1967): Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten, 2. Aufl. - Springer Verlag, 722 p.

- SEDIGRAPH (1978): Instruction Manual. - Micromeritics Instr. Corp., Georgia, U.S.A.
- SHEPARD, P.E. (1964): Nomenclatur based on sand silt clay ratios. - Journal Sedimentary Petrology, Vol. 24, p. 151-158.
- SIROCKO, F. (1985): Zum Abbild von NE-Passat, SW-Monsun und Oberflächenströmungen in rezenten Tiefseedimenten vor West Afrika. - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel, 77 p.
- SKEMPTON, A.W. (1953): The colloidal activity of clay. - 3rd. internat. Conference of soil mechanics and foundation engineering, 1, p. 57-61, Zürich.
- SKEMPTON, A.W. (1970): The consolidation of clays by gravitational compaction. - Journal Geol. Soc. London, Vol. 125, p. 373-411.
- STEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP-sites 141, 366, 397 und 544 B. - Berichte - Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Nr. 4, 210 S.
- STEREOSCAN S 150: Cambridge instruments - Instruction Manual TL 1153-OM.
- TIEDEMANN, R. (1985), C_{org} -Verteilung in den Sedimenten der Sierra Leone Rise und angrenzender Gebiete und ihre Beziehung zur Primärproduktion. - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel.
- THUNELL, R.C. (1981), Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. - Marine Geology, Vol. 47, p. 165-180.

- VOGELSANG, E. (1985): Hochauflösende Zeitreihen von den Sedimenten der Termination I im äquatorialen Ostatlantik. - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel.
- VON GRAFENSTEIN, R. (1982): 750.000 Jahre Klimageschichte und Paläo-Ozeanographie an einem Tiefseekern vom Sierra Leone Rücken (Äquatorialer Ostatlantik). - Unpubl. Diplomarbeit, Universität Kiel, 68 p.
- WETZEL, A. (1981): Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. "Meteor" Forsch. Erg., C, 34, p. 1-47.
- WISE, S.W. (1977): Chalk formation: early diagenesis. - In: Andersen, N.R., Malahoff, A.: The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans, p. 717-739, Plenum Press, New York.

Tiefe	Korngröße			Sollig- unterschied	T				w	γ _m	f.l.	Pl.	I _p	U _c	S _t	u	n	G	C _{org}	C _{CO₂}	p	γ _D	
					Scherfestigkeit																		
	Sand (> 62.5 μ)	Silt (62.5 - 2 μ)	Ton (< 2 μ)		min.	max.	β	rem.															Wasser- gehalt
[cm]	[Gew. - %]			%	[gcm ⁻²]				[%TrGew]	[gcm ⁻³]	[% H ₂ O]	[% H ₂ O]				[%]	[gcm ⁻³]	[%]	[%]	[gcm ⁻²]			
GKG-Station: 16401																							
8-11	4	29	67		95.5	18.7	41.6	28.1	4.2	139.7	1.35	111	37	74	1.1	6.8	3.8	79.9	2.57	0.96	17.4	2.8	10
18-21	3	25	72		93.7	15.6	30.2	24.5	6.6	134.6	1.29	116	39	77	1.1	3.7	3.8	79.3	2.6	0.59	19.9	6.6	3.7
30-33	5	24	71		93.4	37.4	42.6	40.6	8.1	130.6	1.3	107	34	73	1.0	5	3.7	78.9	2.61	0.6	17.5	9.3	4.4
40-43	4	25	71		93.9	44.7	57.2	50.5	7	121.9	1.32	104	35	69	0.9	7.3	3.4	77.5	2.58	0.75	16.3	13.4	3.8
GKG-Station: 16402																							
3-6	19	32	48		85	4.2	8.3	6.2	2.8	106.6	1.27	77	35	42	0.9	2.2	3.3	76.7	2.59	0.39	45.8	0.8	3.5
13-16	20	33	47		98.8	66.5	89.4	76.2	3.6	95	1.46	74	38	36	0.8	21.2	2.5	71.8	2.58	0.36	50.8	6.8	11.2
30-33	9	40	51		92.9	57.2	89.4	67.6	3	93.6	1.39	85	37	49	1.0	22.3	2.7	72.9	2.59	0.23	36.9	12.3	5.5
40-43	5	39	56		83.6	30.2	85.3	48.7	3.6	102.9	1.26	90	33	57	1.0	13.5	3.3	76.8	2.63	0.26	27.8	15.6	3.1
GKG-Station: 16403																							
2-5	24	33	43		93	17.7	30.2	24.2	2.7	109.1	1.35	78	37	41	1.0	8.9	3.1	75.7	2.6	0.71	44.7	0.7	34.5
12-15	26	35	39		97.7	38.5	75.9	49.9	2.2	105.8	1.41	75	40	35	0.9	22.7	2.9	74.2	2.6	0.29	57.1	6	8.3
20-23	11	41	48		83.6	19.8	82.1	44.3	2.6	99.4	1.28	82	39	43	0.9	16.8	3.2	76.2	2.63	0.32	29.9	7.43	5.9
30-33	6	38	56		86.6	34.3	70.7	48.9	2.5	104.3	1.3	86	36	50	0.9	19.3	3.2	76.3	2.62	0.53	20.5	11.3	4.3
GKG-Station: 16404																							
3-6	24	38	38		86	21.8	44.7	30.1	2.6	98.1	1.31	71	32	39	1.0	11.8	3	75.3	2.61	0.6	42.9	0.9	32.4
13-16	31	41	28		86	54.1	65.5	60.3	1.4	81.8	1.38	60	37	23	0.8	44	2.6	72	2.63	0.49	48	5.9	10.3
17-20	21	42	37		86.4	40.6	71.7	54.6	1.5	115.3	1.26	60	33	27	0.8	36.4	3.6	78.2	2.63	0.14	39.9	6.1	8.9
27-30	14	51	35		89	19.8	44.7	34.3	1.7	82.3	1.4	87	37	50	1.4	20.2	2.5	71.2	2.6	0.19	33.9	11.3	3
GKG-Station: 16405																							
4-7	18	41	41		87	26	44.7	37	3.8	81.1	1.39				9.7	2.5	71.4	2.67	0.34	39.8	1.6	23.7	
14-17	28	51	21		94.1	49.9	78	58	4.2	57.2	1.61				13.8	1.7	62.3	2.65	0.37	29.7	9.5	6.1	
20-23	42	50	8		92.8	16.6	31.2	23.1	8.5	42.1	1.72				2.7	1.2	55.1	2.63	0.57	8.7	11.7	1.9	

Tab.A1: Datenanhang: Meßergebnisse der GKG-Profile 1,2,3,4 und 5

Teufe	Korngröße			Sättigungsgrad	τ				w	T _m	LL	PL	I _p	a _c	S _t	e	n	G	Corg	CaCO ₃	p	°/p													
	Sand (>62.5μ)	Silt (62.5-2μ)	Ton (<2μ)		Scherfestigkeit																		Wassergehalt	Raumgewicht (feucht)	Fließgrenze	Rollgrenze	Plastizitätsindex	Aktivität	Sensitivität	Porenziffer	Porosität	Spez. Gewicht tr. Sed.	Org. Kohlenstoff	Karbonat	Sedimentauflast
	[Gew. - %]				[gcm ⁻²]																														
GKG-Station: 16406																																			
5-8	15	36	49	88.4	31.2	44.7	37.2	2.1	110.1	1.30	80	36	44	0.9	17.5	3.3	77.1	2.62	0.32	39.5	1.5	24.8													
15-18	3	55	42	96.1	23.9	30.2	27.2	2.7	128.4	1.34	73	30	43	1.0	10.2	3.6	78.3	2.63	0.37	15.5	5.9	4.6													
22-25	2	70	28	86.4	17.7	21.8	19.5	2.2	60.4	1.5	46	28	18	0.7	8.9	1.9	65.5	2.64	0.14	10.8	7.9	2.5													
32-35	13	42	45	94.9	12.5	26	17.7	1.6	157.1	1.27	120	41	79	1.8	10.8	4.4	81.5	2.6	0.34	11.4	11.4	1.6													
GKG-Station: 16407																																			
6-9	34	36	30	94	16.6	25	20.6	1.6	111.1	1.36	73	41	32	1.1	12.6	3.2	76	2.61	0.64	60.1	2.2	9.5													
16-19	37	33	30	94.3	48.9	62.4	55.1	0.9	104.1	1.35	73	43	30	1.0	59.2	3.1	75.7	2.66	0.52	62.6	6.7	8.2													
27-30	6	47	47	91.8	50.9	61.3	55.7	1.8	136.8	1.27	97	43	54	1.2	31.5	3.9	80	2.6	0.23	26.8	8.9	6.3													
37-40	1	43	56	94.2	59.3	65.5	62.2	1.9	155.6	1.27	106	44	62	1.1	32.7	4.2	80.6	2.55	0.57	10.3	12.4	5													
GKG-Station: 16408																																			
4-7	37	30	33	90.3	12.5	21.8	17.9	1.2	99.8	1.35	73	45	28	0.9	14.5	3	74.8	2.63	0.66	63.8	1.4	12.8													
14-17	43	27	30	93	67.6	86.3	79.4	0.9	101.3	1.38	75	49	26	0.88	91.3	3	74.7	2.66	0.46	70.7	6.3	12.5													
25-28	27	34	39	92.4	39.5	66.5	52	1.0	119.7	1.31	91	46	45	1.17	52	3.4	77.3	2.57	0.45	42	8.8	5.9													
35-38	3	43	54	96.6	28.1	33.3	30.8	1.2	159	1.28	103	46	57	1.1	25	4.3	81.2	2.56	0.55	19.7	12.5	2.5													
GKG-Station: 16410																																			
7-10	35	33	32	96.5	17.7	44.7	27.2	1.3	105.6	1.4	72	42	30	0.96	21.4	3	74.7	2.63	0.63	64.8	2.8	9.7													
17-20	39	32	29	94.6	85.3	103.5	94.6	1.5	105.8	1.39	77	55	22	0.8	63.1	3.1	75.3	2.66	0.4	66.7	7.9	12													
32-35	7	37	56	97.2	46.8	58.2	51.4	2	137.6	1.33	102	46	56	1.0	25.3	3.8	79	2.59	0.54	25.8	11.8	4.3													
42-45	7	34	59	94.4	30.2	49.9	41	1.4	152	1.24	113	50	63	1.1	29.3	4.4	81.3	2.57	0.54	25.3	14.9	2.7													
GKG-Station: 16412																																			
3-6	29	35	36	91.6	3.1	20.1	11.5	1.0	105.8	1.35	82	35	47	1.3	11.5	3.1	75.7	2.63	0.75	54.9	1.1	11													
13-16	38	31	31	98.8	20.8	63.4	46.4	1.3	115.3	1.4	78	36	42	1.4	37.1	3.2	76.1	2.65	0.51	62.9	6.3	7.4													
27-30	11	46	43	88.4	149.7	187.1	167	9.2	92.4	1.36	87	32	55	1.28	18.1	2.8	73.9	2.65	0.38	40.3	10.2	16.4													
37-40	53	28	19	91.6	5.2	17.7	12.9	0.1	135.6	1.28	64	45	19	0.97	129.0	4	80.1	2.66	0.26	78.8	13.8	0.9													

Tab.A2: Datenanhang: Meßergebnisse der GKG-Profile 6,7,8,10 und 12

Teufe	Korngröße			Schluff- inhalte	τ				w	T _m	LL	PL	I _p	A _c	S _t	e	n	G	C _{org}	CaCO ₃	p	γ _p
					Scherfestigkeit																	
	Sand (> 62.5 μ)	Silt (62.5 - 2 μ)	Ton (< 2 μ)		min.	max.	φ	rem.														
[cm]	[Gew. - %]			%	[gcm ⁻²]				[% TrGew]	[gcm ⁻³]	[% H ₂ O]	[% H ₂ O]			[%]	[gcm ⁻³]	[%]	[%]	[gcm ⁻²]			
GKG-Station: 16413																						
8-11	15	37	48	95.3	33.3	59.3	47	3.4	106.6	1.38	46	37	9	0.2	13.9	2.9	74.6	2.57	0.48	48.9	3	15.5
18-21	17	43	40	93.4	80.1	90.5	83.8	2.2	109.8	1.35	46	38	8	0.2	38.1	3.1	75.7	2.6	0.54	51.5	7.6	11
28-31	4	37	59	94.3	48.9	63.4	55.7	1.9	129.8	1.31	50	40	10	0.17	29.3	3.7	78.6	2.59	0.35	21.4	10.7	5.2
38-41	4	48	48	95.1	60.3	127.9	91.1	2.6	182.4	1.23	56	50	6	0.12	34.6	5.1	83.5	2.59	0.32	3.9	13.7	6.7
GKG-Station: 16415																						
6-9	30	34	36	93.5	35.4	58.2	46.6	2.9	105.4	1.37	80	32	48	1.32	16.1	3	75.2	2.62	0.42	60.1	2.2	21
16-19	32	35	33	88.7	48.9	87.3	73.2	2.6	103.5	1.32	79	33	46	1.44	28.2	3.1	75.8	2.61	0.28	58.8	6.4	11.5
28-31	7	42	51	93.8	52	80.1	66.1	2.9	118.2	1.33	95	36	59	1.15	23	3.3	76.9	2.58	0.37	23.8	9.4	7.1
38-41	10	40	50	88.6	54.1	69.7	62	3.2	126.3	1.25	103	38	65	1.29	19.4	3.8	79	2.57	0.42	19.5	12.6	4.9
GKG-Station: 16416																						
12-15	23	41	36	100	57.2	70.7	63.8	2.7	109.9	1.43	46	38	8	0.22	23.6	2.9	74.5	2.6	0.4	51.8	5.2	12.4
22-25	21	37	42	95.2	31.2	118.5	70.8	1.4	117.3	1.36	47	40	7	0.17	50.6	3.4	77	2.67	0.31	49.6	9.8	7.2
29-32	7	39	54	94.5	58.2	72.8	65.9	2.3	126.3	1.32	50	42	8	0.16	28.7	3.5	77.8	2.56	0.34	21.4	11.1	5.9
39-42	15	33	52	88.9	62.4	168.4	133.8	3.4	148	1.21	56	49	7	0.14	39.5	4.4	81.5	2.58	0.57	13.9	13.9	9.6
GKG-Station: 16417																						
9-12	18	32	50	93.3	23.9	54.1	41.2	2.5	113.7	1.34	81	40	41	0.83	16.5	3.2	76.2	2.58	0.61	47.1	3.1	13.46
19-22	25	33	42	95.2	49.9	74.9	58	1.9	118.4	1.35	85	37	48	1.15	30.1	3.3	76.9	2.61	0.51	51.2	7.6	7.6
29-32	2	40	58	90.4	21.8	70.7	54	1.8	127.5	1.27	101	41	60	1.05	30.5	3.7	78.6	2.55	0.59	16.6	9.5	5.7
39-42	0.5	39	60.5	99	25	41.6	34.9	1.2	161.2	1.3	101	42	59	0.97	29.1	4.3	81	2.55	0.64	2.2	13.4	2.6
GKG-Station: 16421																						
4-7	45	36	19	100	48.9	109.2	85.5	4.5	91.1	1.49	70	37	33	1.73	19	2.4	70.8	2.61	1.24	56.7	1.9	43.6
14-17	36	35	29	97.9	65.5	132.1	109.2	6.9	91.4	1.47	72	31	41	1.4	15.8	2.5	71.6	2.63	0.63	53.3	8.1	13.5
18-21	20	54	26	94.6	139.3	165.3	154.7	14.2	83.9	1.46	89	32	57	2.22	10.9	2.4	70.7	2.64	0.53	46.4	8.5	18.1
29-31	20	42	38	98.7	194.9	296.8	243.5	17.3	77.4	1.52	77	30	47	1.25	14	2.2	68.7	2.62	0.45	49.3	15.3	15.9

Tab.A3: Datenanhang: Meßergebnisse der GKG-Profile 13,15,16,17 und 21

Teufe	Korngröße			Schlamm- ungsgrad	Scherfestigkeit				Wasser- gehalt	Raum- gewicht (feucht)	I.L. Fließ- grenze	PL Roll- grenze	I _p Plast- zitäts- index	a _c Aktivi- tät	S _i Sensiti- vität	e Poren- ziffer	n Porosi- tät	G Spez. Gewicht tr. Sed.	Corg Org. Kohlen- stoff	CaCO ₃ Karbonat	p Sediment- auflast	c _p
	Sand (> 62.5µ)	Silt (62.5 - 2µ)	Ton (< 2µ)		min.	max.	φ	rem.														
	[cm]	[Gew. - %]			φ	[gcm ⁻³]																
GKG-Station: 16422																						
5-8	16	39	45	101.7	19.8	21.8	20.4	2.2	131.5	1.38	87	41	46	1.01	9.3	3.4	77.4	2.58	0.73	42.9	1.9	10.7
15-18	20	34	46	97.6	11.4	18.7	15.8	1.5	152.1	1.3	118	40	78	1.67	10.3	4.1	80.5	2.58	0.59	35.9	5.8	2.7
28-31	0.2	41.9	57.9	103.3	7.3	9.3	8.2	0.4	251.1	1.25	113	43	70	1.21	21.4	6.4	86.5	2.58	0.52	21.7	8.3	1
38-41	1.5	40.5	58	96.2	6.2	10.5	8.1	0.6	252.4	1.17	145	39	106	1.82	14.7	6.8	87.1	2.51	0.57	23.2	10.5	0.8
GKG-Station: 16424																						
17-20	6	45	49	99.1	41.6	63.4	54.5	2	126.9	1.37	104	40	64	1.31	27.1	3.4	77.4	2.6	0.51	43.9	6.3	8.7
27-30	30	30	40	98.2	44.7	63.4	52.4	2.3	157.5	1.3	111	41	70	1.76	22.6	4.2	80.8	2.56	0.55	32.4	10.2	5.1
34-37	0.4	43.8	55.8	103.7	34.3	41.6	36.6	1.6	170.7	1.34	120	43	77	1.38	23	4.3	81.1	2.56	0.34	25.1	11.6	3.2
44-47	0.5	50.7	48.8	98	9.7	11.1	10.2	0.5	210	1.23	121	38	83	1.71	19.6	5.7	85.1	2.59	0.32	26.5	14.5	0.7
GKG-Station: 16425																						
15-18	19	36	45	102.2	31.2	35.4	33.3	2.6	152.6	1.34	118	40	78	1.75	12.8	3.9	79.5	2.52	0.38	32.7	5.1	6.5
25-28	5	47	48	100	9.3	15.6	11.2	1.4	195.9	1.27	137	41	96	1.99	8.1	5.1	83.6	2.56	0.36	25.8	8.6	1.3
33-36	0.2	40.9	58.9	96.4	5.2	8.8	6.9	0.3	251.6	1.17	152	40	112	1.91	22.2	6.7	87.1	2.52	0.39	22.7	9.5	0.7
43-46	2	42	56	104.6	5	7.2	5.6	0.4	219.4	1.29	137	39	98	1.75	14.8	5.4	84.4	2.53	0.44	24.1	13.2	0.4
GKG-Station: 16426																						
4-7	10	39	51	97.1	9.4	21.8	13.9	2.4	139.6	1.32	104	38	66	1.29	5.9	3.8	79.1	2.57	0.62	40.1	1.3	10.9
14-17	16	29	55	95.1	21.8	27	23.9	2.3	146.4	1.29	110	38	72	1.31	10.6	4.1	80.3	2.58	0.36	41.2	5.1	4.7
27-30	3	45	52	100	11.4	18.7	13.9	0.8	184.9	1.29	134	42	92	1.77	17.4	4.8	82.7	2.56	0.33	24.2	7.9	1.7
37-40	6	45	49	101	6.2	9.4	7.7	0.5	172.1	1.31	121	40	81	1.66	17.1	4.5	81.8	2.58	0.33	29.4	11.9	0.6

Tab.A4: Datenanhang: Meßergebnisse der GKG-Profile 22,24,25 und 26



Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt und nur die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Kiel den 23.8.1985

Heidemarie Karsch