

H a b i l i t a t i o n s s c h r i f t  
zur  
Erlangung der venia legendi  
des  
Fachbereichs Mathematik - Naturwissenschaften  
der  
Christian-Albrechts-Universität  
Kiel

vorgelegt von  
Dr. rer. nat. Dieter Fütterer  
aus Göttingen

Kiel 1977

## Inhalt

	Seite
1. Vorwort_____	1
2. Einleitung_____	2
2.1 Allgemeines_____	2
2.2 Bisherige Arbeiten_____	3
2.3 Problemstellung_____	6
3. Methode der Siltanalyse_____	8
3.1 Dispergierung der Proben_____	11
3.2 Abtrennung der Grobfraktion_____	14
3.3 Schlämmtrennung in Fraktionen_____	14
3.4 Herstellung der REM-Präparate_____	17
3.4.1 Feinsilt_____	17
3.4.2 Mittelsilt_____	18
3.4.3 Grobsilt_____	19
3.5 Bedampfung der REM-Präparate_____	20
3.6 Herstellung der REM-Aufnahmen_____	20
3.7 Komponenten-Analyse_____	21
3.7.1 Das Zählverfahren_____	21
3.7.2 Partikelgröße und Verfügbarkeit_____	22
3.7.3 Der Zählvorgang_____	23
3.8 Fehlerbetrachtung_____	26
3.8.1 Reproduzierbarkeit der Korngrößenverteilung_____	26
3.8.2 Reproduzierbarkeit der Auszählungen_____	31
3.8.3 Umrechnung der Kornzahl-%-Werte in Gewichtsanteile_____	33
4. Identifizierung biogener Siltpartikel im Raster-Elektronenmikroskop (REM)_____	37
4.1 Das Raster-Elektronenmikroskop_____	38
4.2 Herstellung von Vergleichsmaterial_____	39
4.2.1 Fragmentierung biogener Hartteile_____	41
4.2.1.1 Abrasion_____	41
4.2.1.2 Korrosion_____	45
4.2.1.3 Biologische Fragmentierung_____	46
4.3 Ultrastrukturen und Siltpartikel_____	48
4.3.1 Algen_____	49
4.3.1.1 Pyrrophyceae (Panzeralgen)_____	51
4.3.1.1.1 Dinophyceales A ("Hystrichosphaeren")_____	52

## II

	Seite	
4.3.1.1.2	Dinophycales B (Thora- cosphaeroideae)_____	53
4.3.1.1.3	Gymnodiniales (Acti- niscaceae)_____	54
4.3.1.2	Chrysophyceae (Goldalgen)_____	55
4.3.1.2.1	Diatomales_____	55
4.3.1.2.2	Archaeomonadaceae_____	57
4.3.1.2.3	Silicoflagellineae_____	57
4.3.1.2.4	Coccolithineae_____	58
4.3.1.3	Rhodophyceae (Rotalgen)_____	63
4.3.1.3.1	Corallinaceae_____	63
4.3.1.4	Chlorophyceae (Grünalgen)_____	68
4.3.1.4.1	Dasycladaceae_____	69
4.3.1.4.2	Codiaceae_____	71
4.3.1.5	Phaeophyceae (Braunalgen)_____	76
4.3.2	Phytolitharia_____	77
4.3.3	Foraminifera_____	79
4.3.4	Radiolaria_____	86
4.3.5	Ebriida_____	88
4.3.6	Porifera_____	89
4.3.6.1	Kiesel Schwämme (Demospongiae)_____	89
4.3.7	Coelenterata_____	91
4.3.7.1	Hydrozoa_____	91
4.3.7.2	Anthozoa_____	92
4.3.7.2.1	Scleractinia_____	92
4.3.7.2.2	Octocorallia_____	94
4.3.8	Polychaeta_____	96
4.3.8.1	Serpulidae_____	96
4.3.9	Arthropoda_____	99
4.3.9.1	Malacostraca_____	99
4.3.9.2	Cirripectida_____	100
4.3.9.3	Ostracoda_____	101
4.3.10	Mollusca_____	103
4.3.10.1	Bivalvia und Gastropoda_____	104
4.3.10.2	Pteropoda und Heteropoda_____	111
4.3.11	Bryozoa_____	114
4.3.12	Echinodermata_____	118

### III

	Seite
4.3.13 Tunicata _____	120
4.3.13.1 Ascidiacea (Micrascidites vul- garis) _____	120
4.3.14 Späne von Bohrschwämmen (Demospongiae, Clionidae) _____	123
4.3.15 Authigene Komponenten _____	124
4.3.15.1 Pyrit _____	124
4.3.16 Detritische Komponenten _____	126
4.3.16.1 Karbonat (Kalk, Dolomit) _____	126
4.3.16.2 Quarz _____	127
4.4 Erkennbarkeit biogener Siltpartikel _____	129
4.4.1 Unterscheidbarkeit _____	134
<hr/>	
5. Komponentenanalyse der Siltfraktion der Oberflächense- dimente vom NW-afrikanischen Kontinentalrand _____	137
5.1 Regionaler Rahmen _____	137
5.1.1 Morphologie _____	137
5.1.2 Hydrographie _____	141
5.1.3 Klima und Windverhältnisse _____	142
5.2 Material und Methoden _____	143
5.3 Korngrößenverteilung _____	144
5.3.1 Gesamtsediment _____	144
5.3.2 Siltfraktion _____	156
5.4 Zusammensetzung der Siltfraktion _____	158
5.4.1 Herkunft der Komponenten _____	158
5.4.2 Benthonische Komponenten _____	160
5.4.2.1 Benthonische Foraminiferen _____	161
5.4.2.2 Benthonische Mollusken _____	161
5.4.2.3 Kiesel Schwämme _____	162
5.4.2.4 Echinodermen und Ostracoden _____	162
5.4.2.5 Bryozoen und Oktokorallen _____	172
5.4.2.6 Rotalgen, Ascidien und Cliona- Späne _____	172
5.4.2.7 Gesamtbenthos im Silt _____	173
5.4.3 Planktonische Komponenten _____	175
5.4.3.1 Planktonische Foraminiferen _____	176
5.4.3.2 Coccolithen _____	178
5.4.3.3 Pteropoden _____	183
5.4.3.4 Thoracosphaeren _____	184
5.4.3.5 Diatomeen _____	184

Teil II

# IV

	Seite
5.4.3.6 Radiolarien_____	185
5.4.3.7 Gesamtplankton im Silt_____	186
5.4.3.8 Plankton/Benthos-Verhältnis im Silt_____	186
5.4.4 Authigene Minerale_____	190
5.4.4.1 Pyrit - "Himbeerpyrit"_____	190
5.4.5 Terrigen-detritische Komponenten_____	192
5.4.5.1 Quarz_____	193
5.4.5.2 Detritus indet._____	193
5.4.6 Transport und Verteilung der terrigen-de- tritischen Komponente_____	194
5.4.6.1 Fluvio-marin transportierter Anteil_____	194
5.4.6.2 Äolisch transportierter Anteil____	195
5.5 Karbonatgehalt_____	199
5.5.1 Siltfraktion_____	199
5.5.2 Gesamtsediment_____	201
5.6 Akkumulationsraten und Massenbilanz_____	203
5.7 Zusammenfassung der Ergebnisse_____	209
6. Anhang_____	212
6.1 Lage der Proben-Stationen und Wassertiefen_____	212
6.2 Korngrößenverteilungen und Karbonatgehalt_____	213
6.3 Daten der Siltanalyse_____	215
7. Literaturhinweise_____	225

## Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Fig. 1 Schematische Darstellung der Fragestellungen im Ablauf einer Silt-Analyse.....	7
2 Flußdiagramm der Komponentenanalyse des Silts.....	10
3 Aufbereitungsmethoden und Reproduzierbarkeit.....	12
4 Einfluß der Aufbereitungsmethode auf das Schlammverhalten.....	13
5 Reproduzierbarkeit von Korngrößenverteilungen in Abhängigkeit von der Aufbereitung...	13
6 Kristallite als Ergebnis fehlerhafter Probenbehandlung.....	15
7 Anordnung zur Herstellung von Streupräparaten.....	19
8 Reproduzierbarkeit von Korngrößenverteilungen bei der Schlämmanalyse.....	30
9 Fehlerbereiche bei der Umrechnung von Kornzahl-%-Werten in Gewichtsanteile.....	34
10 Korngrößenverteilung von biogenem Feinmaterial, das durch künstliche Abrasion gewonnen wurde.....	43
11 Relative Stabilität der häufigsten rezenten Coccolithen.....	64
12 Schematische Darstellung der Skelettstruktur des Lithothamnium-Typen.....	64
13 Schematische Darstellung der Kalzifizierung nach dem Cymopolia-Typ.....	70
14 Schematische Darstellung der Bestimmbarkeit biogener Sedimentpartikel.....	131
15 Schematische Darstellung der Bestimmbarkeit biogener Sedimentpartikel.....	132
16 Lage der untersuchten Oberflächenproben vor NW-Afrika.....	138
17 Kornverteilung im Sand-Silt-Ton-Diagramm...	146
18 Kornverteilung im Sand-Silt-Ton-Diagramm...	147

## VI

	Seite
Fig. 19	148
Oberflächensedimente vom N-amerikanischen Kontinentalrand im Sand-Silt-Ton-Diagramm	
20	150
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil C. Bojador.....	
21	151
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil C. Barbas.....	
22	152
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil C. Timiris.....	
23	153
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Nouakchott.....	
24	154
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Senegal.....	
25	155
Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Profil Kap-Verde-Rücken.....	
26	157
Anteil des Silts am Gesamtsediment in Abhängigkeit von der Wassertiefe.....	
27	163
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil C. Bojador.....	
28	165
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil C. Barbas.....	
29	166
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil C. Timiris.....	
30	168
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Nouakchott.....	
31	169
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Senegal.....	
32	171
Komponentenverteilung der Siltfraktion im Profil Kap-Verde-Rücken.....	
33	174
Regionale Darstellung der Benthosverteilung im Silt.....	
34	177
Regionale Darstellung der Verteilung der Planktonforaminiferen im Silt.....	
35	180
Regionale Darstellung der Coccolithenverteilung im Silt.....	
36	187
Regionale Darstellung der Verteilung des Gesamtplanktons im Silt.....	
37	189
Regionale Darstellung des Plankton/Benthos-Verhältnisses im Silt.....	

VII

	Seite
Fig. 38 Regionale Darstellung der Quarzverteilung im Silt.....	191
39 Korngrößenverteilung von Windstaubproben aus dem Seegebiet westlich C. Timiris und Nouakchott.....	197
40 Regionale Darstellung der Karbonatverteilung im Silt.....	200
41 Regionale Darstellung der Karbonatverteilung des Gesamtsediments.....	202
42 Akkumulationsraten der holozänen Sedimente am Kontinentalrand vor NW-Afrika..	205
43 Quantitative Verteilung der Hauptkomponenten in den Profilen C. Bojador und C. Barbas.....	207

## VIII

## Verzeichnis der Tabellen

Tabelle		Seite
1	Beispiel eines ausgefüllten Analysenblattes für die Komponentenanalyse des Silts.	25
2	Wesentliche Fehlerquellen bei der Komponentenanalyse des Silts.....	27
3	Vergleichszählungen zur Ermittlung des Bestimmungsfehlers.....	32
4	Zusammenhang von Ultrastruktur und Partikelgröße bei der Abrasion biogener Hartteile.....	44
5	Zusammenstellung der zur Sedimentbildung beitragenden Algengruppen.....	52
6	Schalenstrukturen der Mollusken und untersuchte Beispiele.....	105
7	Unterscheidbarkeit karbonatischer Biogenpartikel im Silt.....	135
8	Unterscheidbarkeit silikatischer Biogenpartikel im Silt.....	136
9	Durchschnittliche Neigungsgradienten des Kontinentalhanges vor NW-Afrika.....	139
10	Schematische Gliederung der Siltkomponenten nach Inhalt und Herkunft.....	160
11	Akkumulationsraten der Hauptkomponenten am Kontinentalfuß vor C. Bojador und C. Barbas.....	208
12	Positionen und Wassertiefen der Probenstationen.....	212
13	Korngrößenverteilungen und Karbonatgehalte.....	213
14	Daten der Siltanalyse; Komponentenverteilung in den Teilfraktionen des Silts.....	215

## 1. Vorwort

Die vorliegende Untersuchung über die Zusammensetzung der Siltfraktion mariner Sedimente entstand im Rahmen der meeresgeologisch-sedimentologisch arbeitenden Forschungsgruppe des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Kiel und ist das Ergebnis des Versuches, den Bestand dieses bisher weitgehend vernachlässigten Sedimentanteils nach Zusammensetzung und Herkunft quantitativ zu beschreiben. Die Untersuchung fügt sich somit ein in die seit langem am hiesigen Institut laufenden Arbeiten zur Quantifizierung der sedimentbildenden Vorgänge.

Voraussetzung für die Durchführung dieser Arbeit waren die für heutige Verhältnisse nahezu idealen Möglichkeiten einer wissenschaftlichen Forschungstätigkeit, für deren Bereitstellung ich besonders Prof. Dr. E. Seibold herzlich danken möchte. Er gab auch die Anregung, diese Untersuchung zu beginnen und förderte sie mit persönlichem Interesse. Seiner Aktivität ist es zu verdanken, daß am Institut ein Raster-Elektronenmikroskop in einem zeitlichen Umfang zu Verfügung stand, daß diese Untersuchung mit ihren etwa 25.000 REM-Aufnahmen in ihrem weit gesteckten Rahmen möglich wurde.

In den Ergebnissen spiegeln sich viele Diskussionen mit zahlreichen Mitarbeitern des Geologisch-Paläontologischen Instituts; ihnen allen möchte ich für die Zusammenarbeit in vielen Teilproblemen aufrichtig danken. Besonderer Dank gilt meinem Kollegen Dr. C. Samtleben für die bereitwillige Unterstützung und Zusammenarbeit am Raster-Elektronenmikroskop sowie für zahlreiche kritische Diskussionen und Vorschläge.

Die aufwendigen und in großen Mengen anfallenden Fotoarbeiten wurden von Frau U. Schuldt und Frau B. Hecht zuverlässig ausgeführt; ihnen und Herrn W. Reimann, der umfangreiche technische Hilfe am Raster-Elektronenmikroskop leistete, danke ich besonders.

Finanzielle Unterstützung wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des "Meteor"-Auswertungs-Programms sowie im Rahmen des DSDP/IPOD-Programms für Personal- und Sachmittel gewährt.

## 2. Einleitung

### 2.1 Allgemeines

"Die rezenten Sedimente sollten unsere wesentliche Informationsquelle für die Interpretation fossiler Ablagerungsräume sein". Diesen Satz stellten SHEPARD & MOORE (1954), in freier Abwandlung von LYELL's klassischem Aktualitätsprinzip ihrer Arbeit voran, in der sie darauf hinwiesen, daß für eine differenzierte Interpretation von Ablagerungsräumen die traditionellen Methoden der Korngrößenanalyse nicht ausreichen, sondern daß u.a. eine Identifizierung der Partikel in den einzelnen Kornklassen einen wesentlichen Fortschritt ermöglichen kann. Sie gaben mit ihren Arbeiten (SHEPARD & MOORE, 1954, 1955) einen wesentlichen Anstoß für viele Geologen, entsprechende Untersuchungen in Angriff zu nehmen.

In den letzten zwanzig Jahren wurden daher in zunehmendem Maße rezente, marine Mergel- und Kalksediment auf ihre Komponenten-Zusammensetzung untersucht. Die zunehmende Verfeinerung der Methoden bis hin zur quantitativen Komponentenanalyse (SARNTHEIN, 1971 cum lit.; MELGUEN, 1971; DIESTER, 1972; KUDRASS, 1973) ermöglichte eine sehr differenzierte Interpretation der regionalen und auch zeitlichen Sedimentationsverhältnisse.

Allen diesen Arbeiten ist jedoch gemeinsam, daß sie sich im wesentlichen auf die Analyse der Grobfraction ( $> 63 \mu\text{m}$ ) beschränken. Für die Untersuchung exponierter Flachwasserkarbonate mit nur geringem Feinkornanteil mag dies ausreichend sein und zu befriedigenden Ergebnissen führen. Dies kann aber nicht für die feinkörnigen Flachwasserkarbonate und besonders nicht für die hemipelagischen und pelagischen Sedimente der Ozeane gelten. So bestehen doch die rezenten marinen Schlamme im Durchschnitt nur zu  $< 20\%$  aus Sandkorngrößen ( $> 63 \mu\text{m}$ ), jedoch zu  $60 - 40\%$  aus Silt- ( $2 - 63 \mu\text{m}$ ) und zu  $40 - 60\%$  aus Tonkorngrößen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) (vgl. HOLLISTER, 1973; SEIBOLD, 1974). Speziell bei diesen Sedimenten würde die Vernachlässigung der Feinfraction das sedimentologische Bild stark verzerren.

Für die Untersuchung der Tonfraction hat sich seit langem die

Röntgendiffraktion als ausreichende Untersuchungsmethode bewährt. In speziellen Fragen können Röntgenfluoreszenz und Transmissionselektronenmikroskop zusätzliche Information bringen. Nach wie vor ist aber die Analyse der Siltfraktion ein offenes Problem, obwohl es nicht an Versuchen gefehlt hat, auch diese Korngrößen mit in eine petrographische Untersuchung einzubeziehen. Auf Grund der begrenzten lichtoptischen Möglichkeiten (mangelnde Tiefenschärfe und Auflösung) war diesen Versuchen aber nur ein sehr geringer Erfolg beschieden.

Die bisherigen Kenntnisse von der Siltfraktion mariner Sedimente beruhen daher auf Daten, die durch Extrapolation aus den Ergebnissen der Grobfraktions- oder Tonfraktions-Untersuchungen, oder aber nur durch einfaches Abschätzen entstanden sind. Sie werden ergänzt durch pauschale Aussagen über Mineralogie und Chemismus, die durch direkte röntgendiffraktometrische Untersuchungen des Silts beigesteuert werden. Insgesamt gesehen ist aber die Kenntnis von der Zusammensetzung des Silts heute noch sehr dürftig.

In dieser Situation bietet sich mit dem Raster-Elektronenmikroskop (REM) ein Gerät an, daß ausgezeichnete Voraussetzungen mitbringt, die bestehende untersuchungstechnische Lücke zu schließen, wenigstens die morphologische Untersuchung des Silts (2 - 63  $\mu$ m) zu ermöglichen und somit die Grundlagen einer quantitativen Komponenten-Analyse dieser Fraktion zu schaffen.

Die Hauptaufgabe der vorliegenden Untersuchung war es, unter Verwendung des Raster-Elektronenmikroskops eine Methodik zur quantitativen Komponenten-Analyse der Siltfraktion zu entwickeln und ihre Möglichkeiten in einer Anwendung auf die Sedimente des nordwest-afrikanischen Kontinentalrandes zwischen den Kanarischen Inseln und den Kap-Verde Inseln zu überprüfen.

## 2.2 Bisherige Arbeiten

Recht frühzeitig wurde in einigen Untersuchungen schon darauf hingewiesen, daß das Feinmaterial in vielen Karbonatablagerungen des marinen Flachwassers einen wesentlichen, wenn nicht den dominierenden Anteil bildet. Die Interpretation seiner Herkunft ist aber im Rezenten und Fossilien immer noch ein allgemeines geologisches Problem (STOCKMAN et al., 1967). MATTHEWS (1966)

wies auf das Paradoxon hin, das bei Betrachtung der fossilen Karbonatgesteine sehr deutlich wird, daß mengenmäßig der Kalkschlamm, nämlich der Kalzilit, weit bedeutender ist als der Kalkarenit, daß bei der Untersuchung rezenter Karbonatsedimente das Interesse generell jedoch nur der Herkunft der Partikel der Sandfraktion gilt. Von einigen Bearbeitern wurde dabei 63  $\mu\text{m}$  (SHEPARD & MOORE, 1954, 1955; SWINCHATT, 1965; SARNTHEIN, 1971; MELGUEN, 1971; DIESTER, 1972; KUDRASS, 1973), von ILLING (1954) 80  $\mu\text{m}$  und von anderen 125  $\mu\text{m}$  (GINSBURG, 1956; PURDY, 1963a und b) als untere Grenze der Bestimmbarkeit der Partikel angesehen. SWINCHATT (1965) erwähnt, daß schon Partikel zwischen 63  $\mu\text{m}$  und 125  $\mu\text{m}$  in Schliffen nur schwierig oder gar nicht bestimmbar sind. Er betonte aber gleichzeitig, daß eine Betrachtung der losen Körner im Auflicht eine Bestimmung sehr erleichtere. Diese Methode, Bestimmung der losen Körner im Auflicht, wurde von SARNTHEIN (1971) zu einer heute routinemäßig angewendeten Komponentenanalyse der Grobfraktion ausgebaut.

Wegen der Schwierigkeiten, die Komponenten des Feinsandes, der Silt- und Tonfraktion durch direkte Beobachtung zu erfassen, erfolgten die meisten Versuche, die Komponenten der feineren Fraktionen zu analysieren und zu deuten, auf indirektem Weg durch mehr oder weniger pauschale chemische, mineralogische oder granulometrische Untersuchungen (CHAVE, 1962; BLACKMON, 1962; TAFT & HARBAUGH, 1964; PILKEY, 1964a und b; NEUMANN, 1965; MÜLLER, 1966; u.a.), die häufig getragen wurden von der Annahme, daß die Komponenten-Verteilung der Grobfraktion sich in der Feinfraktion fortsetzen oder in irgendeiner Weise widerspiegeln müsse.

Der einzige umfassende Versuch, mit lichtoptischen Methoden die Komponenten der Feinfraktion zu analysieren, wurde von MATTHEWS (1966) durchgeführt. Er untersuchte die Grobsilt-Fraktion (20 - 63  $\mu\text{m}$ ) feinkörniger Kalkschlamm-Sedimente des Schelfs von British Honduras in Körnerpräparaten im Durchlichtmikroskop. Zur besseren Bestimmbarkeit seiner biogenen Komponenten fertigte er Vergleichspräparate aus "künstlichem" Silt definierter Organismen an, die er in verschiedenen deskriptiven Kategorien zusam-

menfaße. Trotz dieses großen Aufwandes kam MATTHEWS zu dem Schluß, daß die in petrographischer Beobachtung faßbaren Kategorien eine zu geringe Auflösung zeigen und daß für weitergehende Interpretationen auf mineralogische und chemische Daten zurückgegriffen werden muß. Ein wesentliches Ergebnis dieser aufwendigen Untersuchung ist die Tatsache, gezeigt zu haben, daß mit lichtoptischen Methoden allein und auch in Kombination mit röntgendiffraktometrischen und chemischen Methoden eine ausreichende Analyse der Siltfraktion karbonatischer Sedimente nicht möglich ist.

Bei der umfangreichen und lange andauernden Diskussion über die biogene oder physiko-chemische Herkunft der Aragonitnadeln im Karbonatschlamm der Bahamas und der Florida Bay wurde gelegentlich das Transmissions-Elektronenmikroskop (TEM) eingesetzt (ROBERTSON et al., 1962; STOCKMAN et al., 1967). Eine weitere Anwendung bei der routinemäßigen Untersuchung der Feinfraktion ist wegen der aufwendigen Präparationstechnik und der fehlenden dreidimensionalen Bildwiedergabe aber kaum zu erwarten.

Das Raster-Elektronenmikroskop (REM) wurde zuerst von HAY et al. (1970) zunächst versuchsweise, jedoch mit gutem Erfolg zur Identifizierung von "künstlichem" Silt zerbrochener Molluskenschalen, skleraktiner Korallen und Echinodermen eingesetzt. STIEGLITZ (1972) setzte diese Arbeiten fort und benutzte die Ergebnisse zu einer ersten Komponentenanalyse verschiedener Karbonatschlamm aus dem Flachwasser von Bimini, Bahamas.

Eine Differenzierung des Karbonats mergeliger Schlammsedimente auf Grund von REM-Untersuchungen in einen biogen-autochthonen und einen terrigen-detritischen Anteil wurde an regional repräsentativen Proben des Persischen Golfs mit Erfolg durchgeführt (FÜTTERER, 1971; SEIBOLD et al., 1973).

Ein Spezialproblem, den Einfluß von Bohrschwämmen auf die Produktion von feinkörnigen Kalkpartikeln, behandelte FÜTTERER (1974) mit Hilfe des REM am Beispiel von Kalkschlamm-Sedimenten der Lagune von Fanning Island / Line Islands (Pazifik), des Persischen Golfs und der nördlichen Adria. Eine erste quantitative Analyse der Siltfraktion pelagischer Sedimente mit dem REM wur-

de von FÜTTERER (1977) an plio-pleistozänen Sedimenten vom Sierra Leone-Rise des südlichen NE-Atlantiks durchgeführt.

### 2.3 Problemstellung

Die kurze Zusammenstellung der bisherigen Arbeiten zur Komponentenanalyse der Siltfraktion hat nur zeigen können, wie gering die Kenntnisse von diesem Teil der Sedimente heute noch sind.

Grundsätzlich ungeklärt ist bislang zum Beispiel die Herkunft der Partikel, wenn auch für einige Sedimentationsbereiche qualitative Vorstellungen bestehen. Meist wird davon ausgegangen, daß sich die Zusammensetzung der Grobfraktion in gleicher Weise in die Siltfraktion hinein fortsetzt. Übertragen auf die bisher vorwiegend untersuchten Kalksandsedimente hieße dies: der Silt besteht in seinem kalkigen Anteil aus zerriebenem Schalenmaterial. Die feinkörnigen Bestandteile des Silts werden andererseits nicht selten als authigen angesehen. Der karbonatische Anteil wird häufig als chemisch gefällt interpretiert, während der nichtkarbonatische Anteil des Feinsilts manchmal mit der Genese der Tonfraktion in Verbindung gebracht wird. Es wird jedoch gezeigt werden, daß ein großer Teil des Silts pelagischer Sedimente auf Organismen des Phyco- und Zooplanktons zurückzuführen ist, deren Schalen und Skelettelemente als spezifische Siltpartikel anzusehen sind.

Als Kernfrage des Problems "Silt" bleibt die nach Art und quantitativer Zusammensetzung der Komponenten. An sie schließen sich Fragen nach der Mineralogie, der Entstehung, des Transportes etc..

In Fig. 1 ist versucht worden, die zahlreichen Fragen in eine gewisse Reihenfolge und logische Gruppierung zu bringen, wobei je nach spezieller Fragestellung einzelne Komplexe ausgetauscht oder vorgezogen werden können.

Der Frage nach den Komponenten soll auch in der vorliegenden Arbeit im wesentlichen nachgegangen werden. Dabei wird der Schwerpunkt auf die Identifizierung der biogenen Komponentenge-

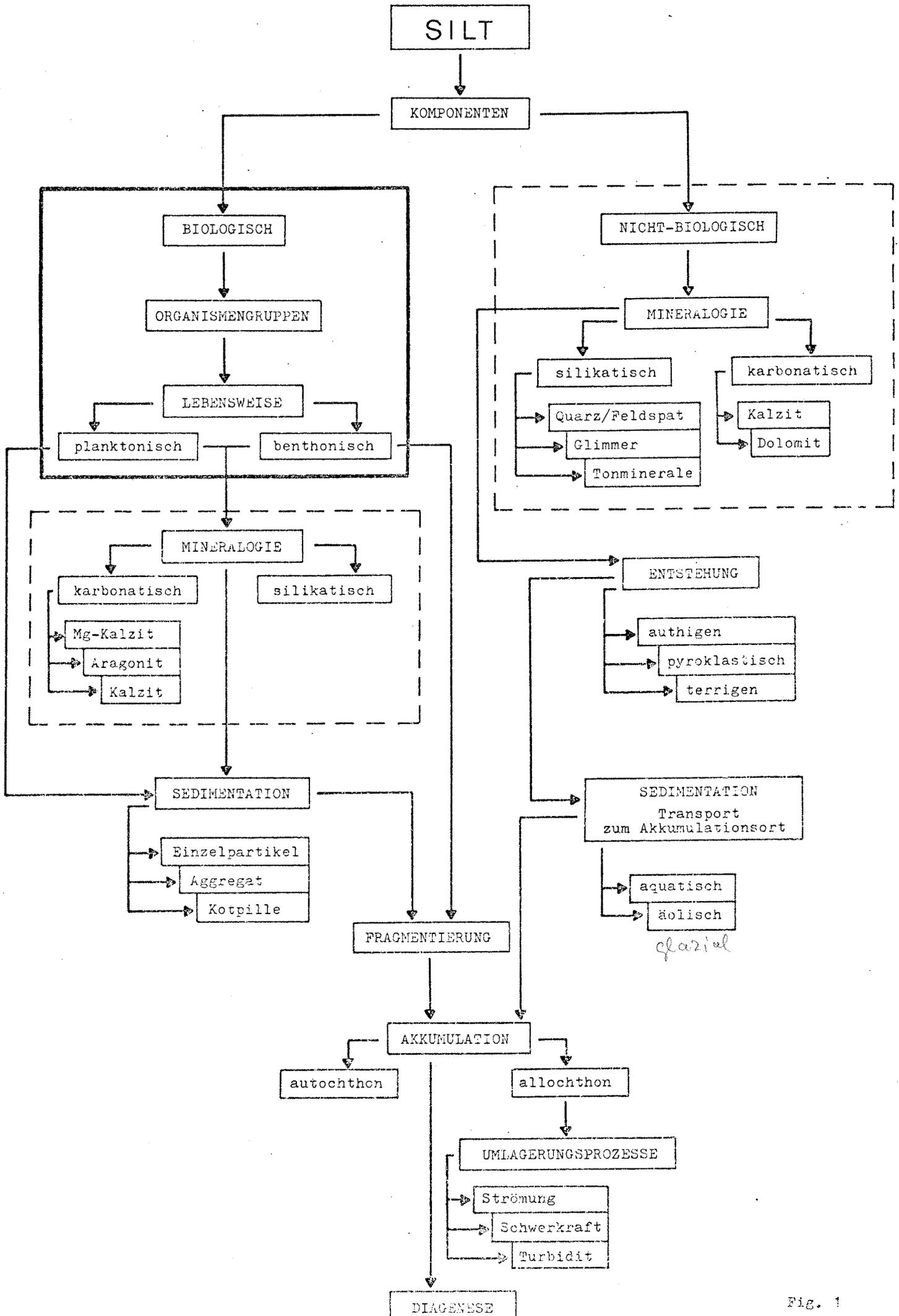


Fig. 1

Fig. 1: Schematische Darstellung der möglichen Fragestellungen und Zusammenhänge im Ablauf einer Silt-Analyse. Stark umrandet ist der Fragenkomplex, dem in der vorliegenden Untersuchung bevorzugt nachgegangen wird; gestrichelt umrandet sind die Bereiche, die teilweise berücksichtigt werden, während weitere Einzelfragen nur andiskutiert werden können.

legt. Dies geschieht aus verschiedenen Gründen:

1. Die biogenen Komponenten weisen die größte Diversität auf.
2. Sie sind für eine Interpretation von Ablagerungsräumen in Bezug auf Hydrographie, Klima etc. aussagekräftiger als die nicht-biogenen Komponenten.
3. Es kann auf diese Weise einfach die Hypothese überprüft werden, daß der Kalkgehalt feinkörniger, mariner Kalk-Mergel-Sedimente auf Organismenreste zurückzuführen ist.

### 3. Methode der Siltanalyse

Die primäre Aufgabe der Siltanalyse ist, die Mengenanteile der einzelnen Komponenten der Siltfraktion am Gesamtsediment zu ermitteln. Diese quantitative Fragestellung erfordert von vornherein, noch vor der eigentlichen Untersuchung im REM, einen umfangreichen technischen Arbeitsaufwand, da sowohl die Sand- als auch die Tonfraktion abgetrennt, und der Silt in weitere Fraktionen unterteilt werden muß.

An dieser Stelle ist es nötig, eine kurze Klärung und Definition des Begriffs "Silt" einzuschleiben, dessen Gebrauch im deutschen und internationalen Schrifttum nicht einheitlich ist.

Der in der jüngeren deutschen Literatur üblichen Einteilung folgend (DIN 4022) wird in der vorliegenden Untersuchung als Silt der Korngrößenbereich zwischen 2  $\mu\text{m}$  und 63  $\mu\text{m}$  bezeichnet. Zur weiteren Unterteilung werden die Begriffe Feinsilt für das Korn-

größenintervall 2 - 6  $\mu\text{m}$ , Mittelsilt für 6 - 20  $\mu\text{m}$  und Grobsilt für 20 - 63  $\mu\text{m}$  verwendet.

In der technisch-bodenmechanischen Literatur wird neuerdings der gesamte Bereich 2 - 63  $\mu\text{m}$ , in älteren Arbeiten häufig nur der Bereich 2 - 20  $\mu\text{m}$  als Schluff bezeichnet.

Im englischsprachigen internationalen Schrifttum wird dagegen die WENTWORTH-Einteilung der Korngrößen benutzt (mit der entsprechenden  $\Phi^{\circ}$ -Skala nach KRUMBEIN, 1936), die den Silt, abweichend von der deutschen Einteilung, für das Korngrößenintervall von 4 - 63  $\mu\text{m}$  (entsprechend 8  $\Phi^{\circ}$  bis 4  $\Phi^{\circ}$ ) definiert (vgl. SELLEY, 1976). Ein Versuch von DOEGLAS (1968), die Ton/Silt-Grenze der WENTWORTH-Einteilung dem im deutschsprachigen Bereich üblichen Wert von 2  $\mu\text{m}$  anzugleichen, hat sich nicht durchgesetzt. Beim Vergleich von Silt-Daten aus der Literatur ist also unbedingt darauf zu achten, welchem Korngrößenintervall der Begriff Silt zugeordnet wird, zumal über die beiden zitierten Einteilungen hinaus in der französischen und russischen Literatur häufig, sowie in einigen wichtigen älteren Arbeiten (z.B. TRASK, 1932), das Silt-Intervall zwischen 5 - 50  $\mu\text{m}$  gelegt wird.

Der technische Ablauf der Untersuchung und die einzelnen Untersuchungsschritte sind in Fig. 2 in einem Flußdiagramm dargestellt. Da die Probenaufbereitung für eine quantitative Siltanalyse sehr langwierig ist, das Material, u.a. feinkörniges Karbonat und Opal, über lange Zeit mit großen Mengen Wasser in Berührung steht, kommt es besonders auf chemische Wege leicht zu Probenverfälschungen. Wegen der eminenten Bedeutung einer einwandfreien Probenaufbereitung muß deshalb im folgenden auf die wesentlichen Arbeitsschritte näher eingegangen werden.

Fig. 2: Flußdiagramm des Ablaufes einer quantitativen Komponenten-Analyse der Siltfraktion mit Hilfe des Raster-Elektronenmikroskops.

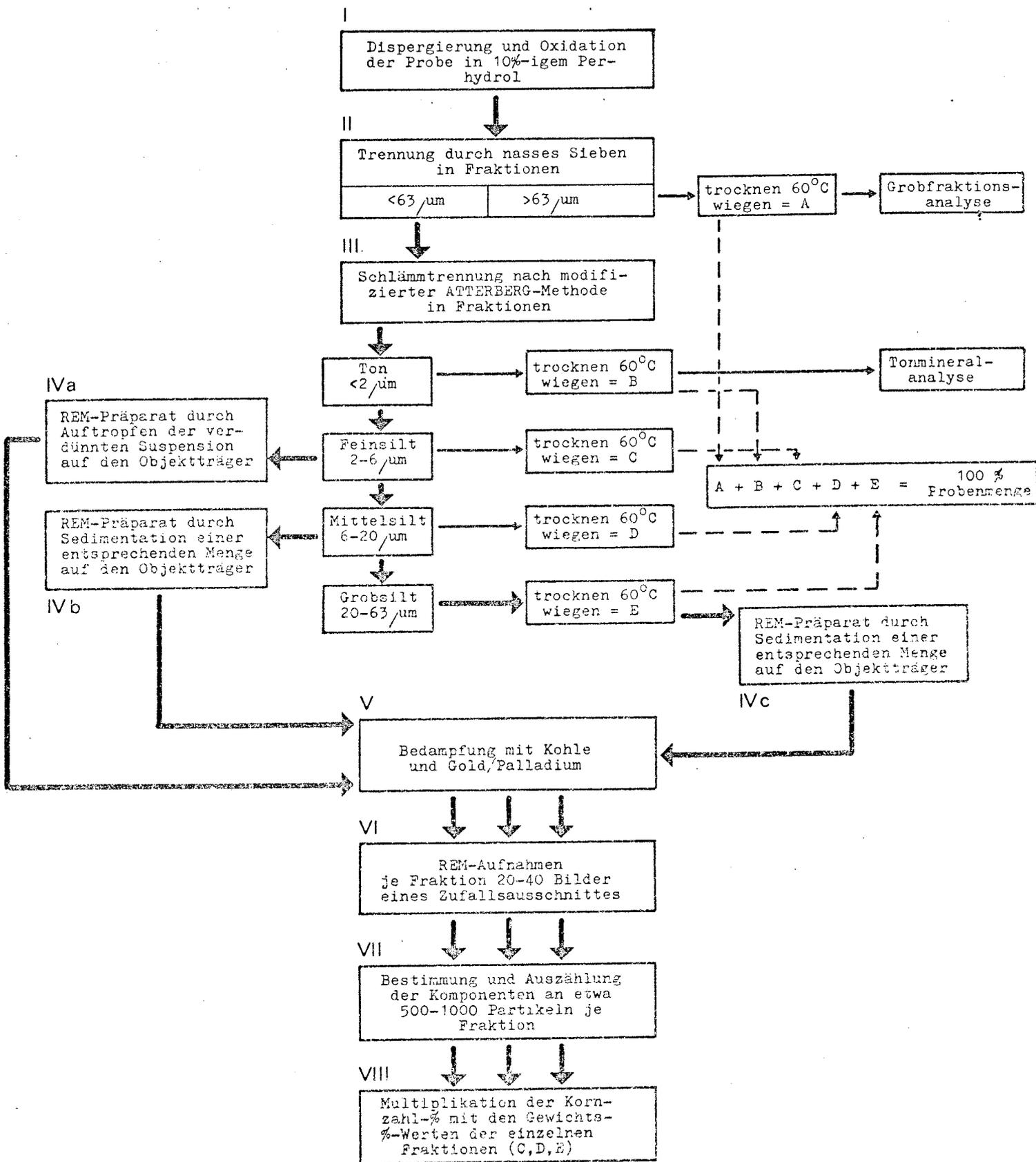


Fig. 2

### 3.1 Dispergierung der Proben (Fig. 2, I)

Die ungetrocknete Probe (ca. 20 cm<sup>3</sup>) nicht diagenetisch verfestigter Sediment wird zur Beseitigung von organischem Schleim, zur Zerstörung von Kotpillen, zur besseren Dispergierung und zur Reinigung von Schalenmaterial (Foraminiferengehäuse etc.) mit einer 10%-igen Lösung von Wasserstoffperoxid aufbereitet.

Technisches H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> ist in der Regel mit Phosphorsäure stabilisiert, weist daher einen sauren pH-Wert auf und ist somit für die Dispergierung karbonatischer Sedimente nicht brauchbar; ein Punkt, der bei zahlreichen Untersuchungen nicht berücksichtigt wird. Zur Probenaufbereitung wurde daher ausschließlich eine 10%-ige Perhydrollösung verwendet, die zusätzlich zur Pufferung und Beschleunigung der Reaktion noch ammoniakalisch gemacht wurde. Wichtig ist, daß das überschüssige H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> vollständig aus der Probe entfernt wird, da sonst später bei Beginn der Schlämmtrennung Schwierigkeiten auftreten können.

Diese Dispergierungsmethode wurde angewendet, nachdem vergleichende Untersuchungen mit verschiedenen Methoden, A) Wasserstoffperoxid, B) rotierende Schüttelmaschine, C) Ultraschall, an vergleichbarem Probenmaterial für die Wasserstoffperoxid-Methode die günstigsten Werte ergeben hatte (Fig. 3).

A) Wasserstoffperoxid-Methode: Die Werte für die Korngrößenverteilung sind gut reproduzierbar; auch empfindliche biogene Partikel bleiben unversehrt. Als Nachteil muß gesehen werden, daß z.B. in foraminiferenreichen Sedimenten Sandfraktion gegenüber der Ton- und Silfraktion überbetont wird, da diese relativ milde Methode nicht alle Gehäusefüllungen freisetzen kann.

B) Rotierende Schüttelmaschine: Die Werte sind ebenfalls noch gut reproduzierbar. Die Feinsilt-Fraktion nimmt jedoch (im Vergleich zu A) auf Kosten der gröberen Silt- und Sandfraktionen zu, was vermutlich auf mechanischen Abrieb zurückzuführen ist.

C) Dispergierung mit Ultraschall: Besonders für die Sandfraktion zeigt sich eine sehr schlechte Reproduzierbarkeit der Korngrößenverteilung. Dies ist besonders gut im Sand-Silt-Ton-

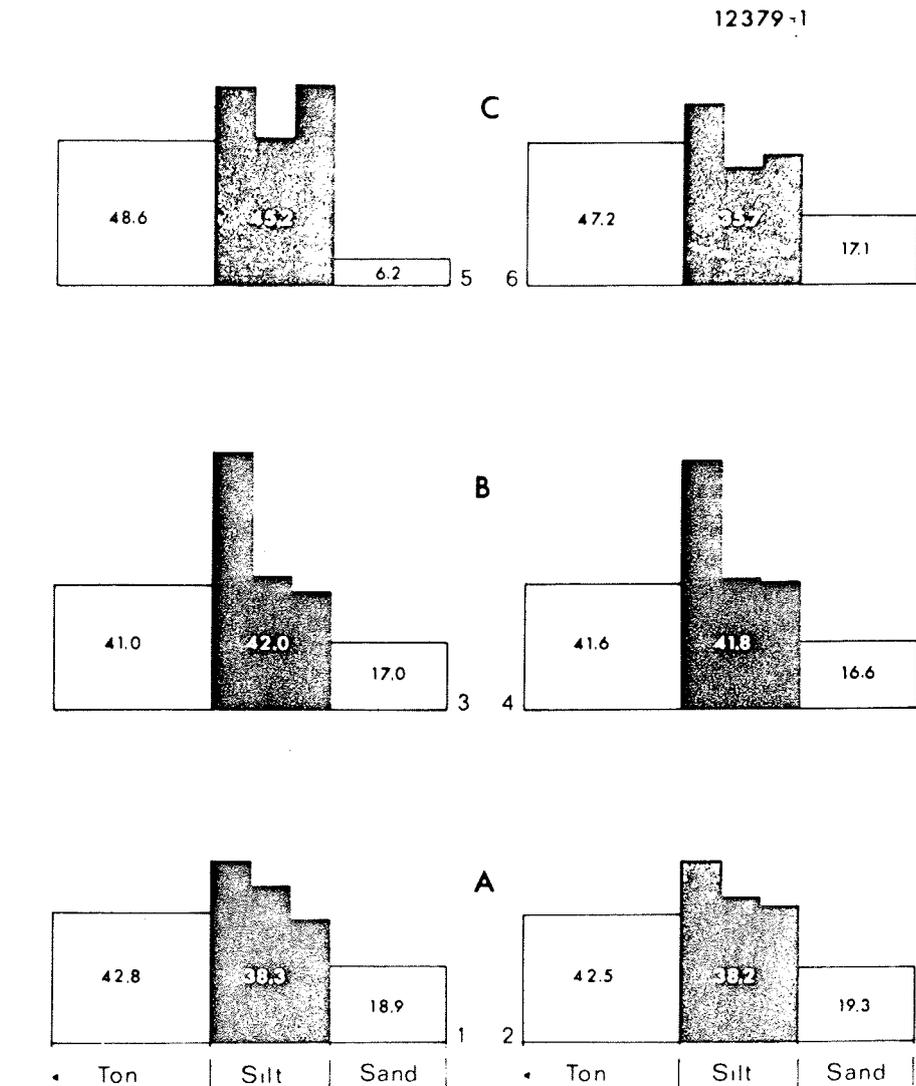


Fig. 3: Vergleich verschiedener Aufbereitungsmethoden in ihrer Auswirkung auf die Reproduzierbarkeit der Korngrößenverteilung. A = Behandlung mit Wasserstoffperoxid; B = Aufbereitung in einer rotierenden Schüttelmaschine; C = Behandlung mit Ultraschall. Die besten Ergebnisse werden bei einer Aufbereitung mit Wasserstoffperoxid erreicht.

Diagramm (Fig. 5) zu erkennen. Die Gehäuse von Foraminiferen etc. werden zerstört und das Feinmaterial der Füllung freigesetzt. Die Tonfraktion nimmt daher stark zu; darüberhinaus wird der Grosilt durch biogene Bruchstücke künstlich vermehrt (vgl. LANGE, 1975).

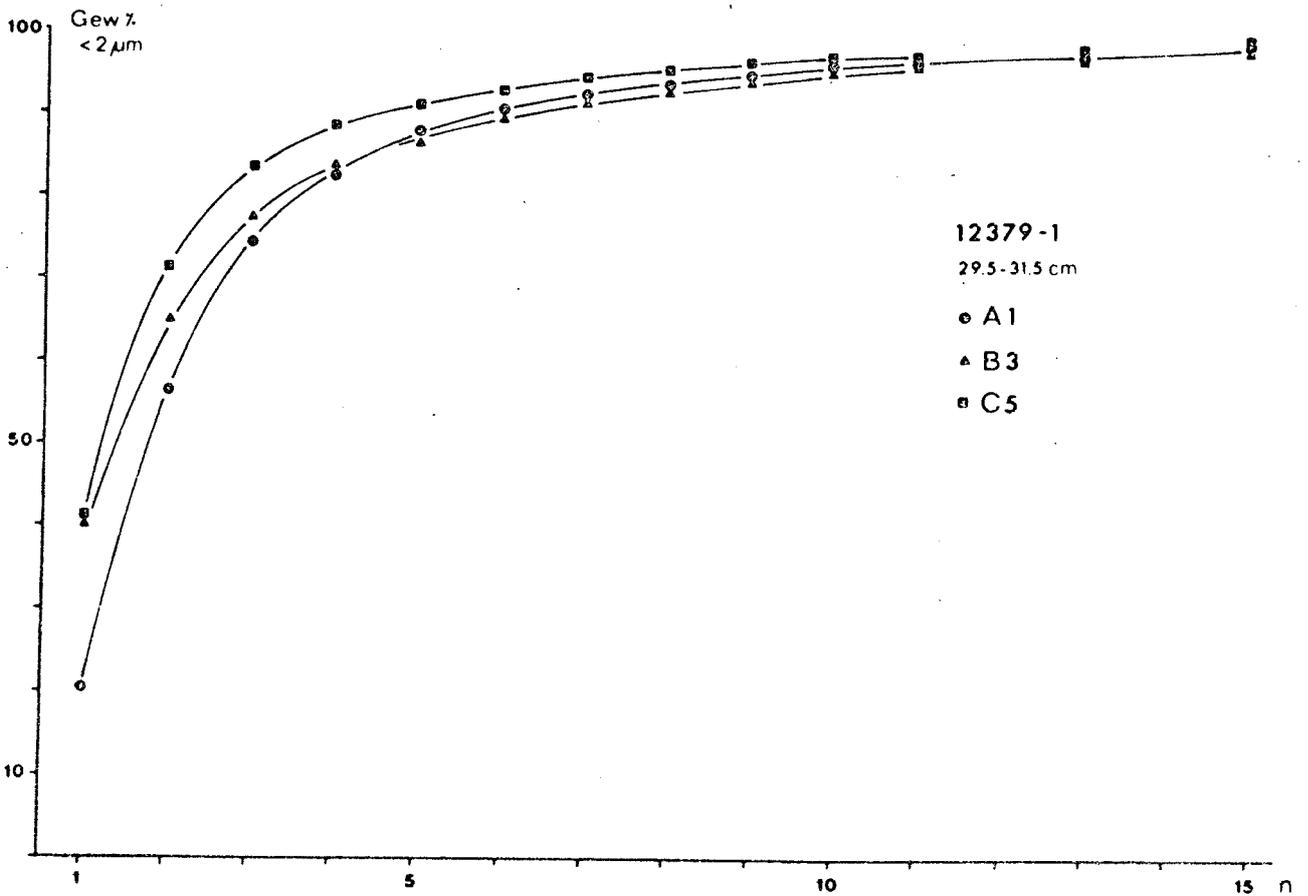


Fig. 4: Einfluß unterschiedlicher Aufbereitungsmethoden auf das Schlammverhalten vergleichbarer Proben bei der Abtrennung der Tonfraktion. A1 = Behandlung mit Wasserstoffperoxid, B3 = Behandlung in rotierender Schüttelmaschine, C5 = Behandlung mit Ultraschall, n = Anzahl der Schlammtrennungen.

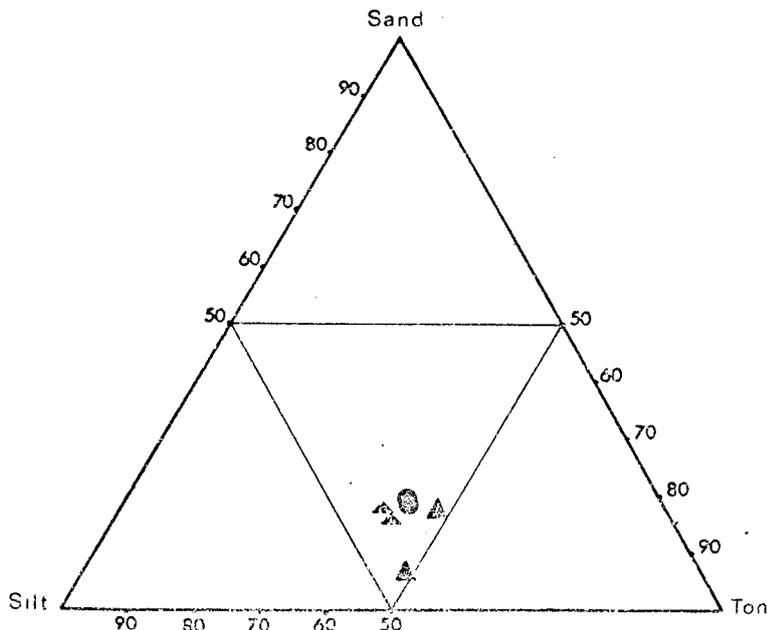


Fig. 5: Reproduzierbarkeit von Korngrößenverteilungen gleicher Proben in Abhängigkeit von der Aufbereitungsmethode dargestellt im Sand-Silt-Ton-Diagramm. Punkte = Aufbereitung mit Wasserstoffperoxid, flach Dreiecke = Aufbereitung in rotierender Schüttelmaschine, spitze Dreiecke = Aufbereitung mit Ultraschall.

### 3.2 Abtrennung der Grobfraction (Fig. 2, II)

Die dispergierten Proben werden mit warmem Wasser unter einer Handbrause durch ein vibrierendes Sieb (Maschenweite 63  $\mu\text{m}$ ) geschlämmt, die ablaufende Suspension mit den Partikeln  $< 63 \mu\text{m}$  quantitativ aufgefangen, bis zum völligen Absitzen ohne Verwendung von Flockungsmitteln mehrere Tage stehen gelassen und anschließend dekantiert. Die Fraktion  $> 63 \mu\text{m}$  wird getrocknet, gewogen und für eine eventuelle Grobfractionsanalyse aufbewahrt.

### 3.3 Schlämmtrennung in Fraktionen (Fig. 2, III)

Die Schlämmtrennung erfolgte nach dem ATTERBERG-Verfahren in modifizierten ANDREASEN-Zylindern bei einer Fallhöhe von 30 cm in die Fraktionen  $< 2 \mu\text{m}$ ,  $2 - 6 \mu\text{m}$ ,  $6 - 20 \mu\text{m}$  und  $20 - 63 \mu\text{m}$ . Als Schlämmlüssigkeit wurde eine 0,01 N Lösung von  $\text{NH}_4$  in entmineralisiertem Wasser benutzt. Die Verwendung von Ammoniak vermindert zum einen die Karbonatlösung und stabilisiert zum anderen als mildes Dispergierungsmittel die Suspension (vgl. CORRENS & SCHOTT, 1932). Dabei darf jedoch nicht übersehen werden, daß die Verwendung von entmineralisiertem Wasser immer zu einer gewissen Lösung von Karbonat führt. CORRENS & SCHOTT (1932) schlugen deshalb eine Mehrfachverwendung derselben Schlämmlüssigkeit vor. Die vermindert natürlich den "Lösungsfehler", doch ist nach wenigen Schlämmdurchgängen keine stabile Suspension mehr zu erreichen.

Natriumpyrophosphat ist dagegen zur Stabilisierung der Suspension beim Schlämmprozess karbonathaltiger Sedimente unbrauchbar, da schwerlösliche Ca-Phosphate gebildet werden und ausfallen (vgl. MÜLLER, 1964). Die Zusammensetzung und Größenverteilung der Proben kann somit stark verändert werden (Fig. 6).

Natrium-Hexametaphosphat ( $(\text{NaPO}_3)_6$ ) wird nach wie vor auch in neueren Arbeiten (SMITH et al., 1960; THIEDE et al., 1976) für die Dispergierung und Stabilisierung der Schlämmsuspension empfohlen. Im Handel als "Calgon" geführt, wird dieses schwach sauer reagierende Reagenz im Haushalt als "Weichmacher" benutzt. Abhängig von der Schlämmdauer, kann mit dieser Methode der Kar-

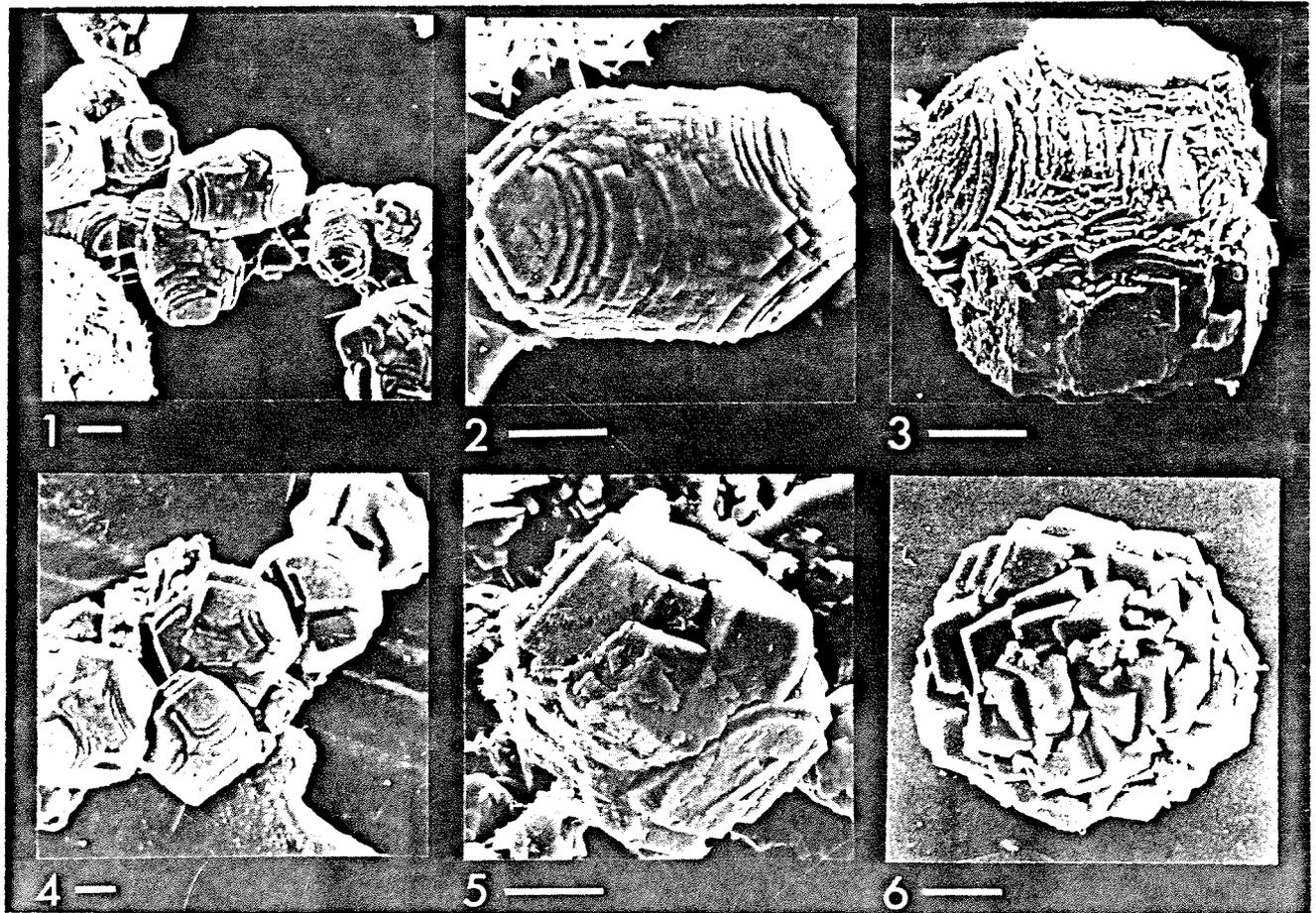


Fig. 6: Kristallite, die durch fehlerhafte Probenbehandlung (Gebrauch von Natriumpyrophosphat zur Stabilisierung der Suspension bei der Schlämmtrennung) aus der Schlämmlüssigkeit ausfallen. Die Kristallite, 15 - 25  $\mu$ m groß, sind besonders im Grobsilt konzentriert (max. 20% der Kornzahl). Maßstab jeweils 5  $\mu$ m.

bonatgehalt einer Probe beliebig reduziert werden, so daß auch dieses Verfahren bei kalkhaltigen Sedimenten nicht angewendet werden darf.

Besonders die Abtrennung der Ton-Fraktion ( $< 2 \mu$ m) ist ein kritischer Schritt im Analysengang. Ein Schlämmvorgang dauert 24 - 26 Stunden und muß, um eine saubere Trennung zu erreichen, 15 bis 20 mal wiederholt werden. Der gesamte Trennungsgang kann somit leicht 4 bis 6 Wochen dauern, in denen das feinkörnige Material ständig mit frischem Wasser in Verbindung steht. Es kann so leicht zur Anlösung kleiner Karbonat- oder Silikatpar-

tikel kommen, zumal wenn sie in leichter löslichen Mineralphasen wie Hoch-Mg-Kalzit, Aragonit oder Opal vorliegen.

Die in Kap. 3.1 beschriebenen unterschiedlichen Dispergierungsverfahren zeigen keine wesentlichen Unterschiede in ihrem Einfluß auf den Verlauf der Schlämmtrennung (Fig. 4). Wie zu erwarten, verläuft nach der harten Ultraschallaufbereitung die Abtrennung der Ton-Fraktion am raschesten ab, während nach der Dispergierung mit Wasserstoffperoxid die Suspension wegen nicht völlig beseitigter Rest zu Beginn noch nicht ausreichend stabilisiert ist. Es ist deutlich erkennbar, daß generell schon nach zehn Schlämmtrennungen weit mehr als 90% der Tonfraktion abgetrennt sind. Die geringen verbleibenden Mengen müssen aber unbedingt in weiteren, in der Regel zahlreichen Schlämmtrennungen abgetrennt werden, da sich sonst bei der Präparation für die REM-Untersuchung die Tonpartikel als feine Trübe über die Körner des Feinsilts legen würden, so daß eine spätere Identifizierung unmöglich gemacht würde.

Die fertigen Schlämffractionen werden filtriert, mit entmineralisiertem Wasser sorgfältig ausgewaschen, bei 60° C getrocknet, gewogen und mit der Grobfraktion zum Gesamtprobengewicht addiert. Dabei muß eine gewisse Ungenauigkeit berücksichtigt werden, die dadurch entsteht, daß dem Fein- und Mittelsilt vor dem Trocknen zur REM-Präparatherstellung etwas Material entnommen wird. Diese Mengen sind jedoch so gering, daß der Fehler bei einer Gesamtprobe von 10 - 20 g vernachlässigbar ist.

Das Auswaschen der Proben zwischen Filtrieren und Trocknen hat sich als unbedingt notwendig erwiesen. Abhängig von der Schlämmdauer ist immer etwas Karbonat in der Schlämmlüssigkeit gelöst, daß beim Trocknen ohne vorheriges Waschen in der Probe ausfallen würde und auf den Partikeln diagenetischen Kristallitauflwuchs oder gar isolierte Partikel unbekannter Zuordnung (vgl. SARNTHEIN, 1971) vorspiegeln könnte.

### 3.4 Herstellung der REM-Präparate

Für die Untersuchung von Sedimentpartikeln im REM bieten sich zwei Präparationsmöglichkeiten an. Bei der einen Methode werden die Partikel als lose Streuung auf eine Haftunterlage aufgebracht. Das hat zum Vorteil, daß die räumliche Bildwirkung des REM an den isoliert liegenden Partikeln voll für die Bestimmung ausgenutzt werden kann. Diese Methode wurde in der vorliegenden Untersuchung, mit gewissen Modifizierungen in den einzelnen Fraktionen (s.u.), prinzipiell angewendet.

Die zweite Methode wird von HAY et al. (1970) und STIEGLITZ (1971) beschrieben. Dabei werden die Partikel als Streuung in Kunststoff eingegossen; die entstehenden Plastikblöcke werden in Scheiben geschnitten und angeschliffen. Diese Methode, häufig angewendet bei biologisch-paläontologischen Untersuchungen, hat für die Siltanalyse zwei wesentliche Nachteile: 1. Die Präparation benötigt einen erheblichen höheren Zeitaufwand und 2. wird die räumliche Bildwirkung des REM auf nur eine Ebene beschränkt und damit wesentliche Information verschenkt.

#### 3.4.1 Feinsilt (Fig. 2, IVa)

Die Herstellung der REM-Präparate aus der Feinsilt-Fraktion erfolgt aus der ungetrockneten Probe. Dazu wird aus der homogenisierten Suspension ein Teil abpipettiert und gegebenenfalls soweit verdünnt, daß nach dem Auftropfen auf einen runden Glasobjektträger ( $\emptyset$  9 mm) eine ausreichende Streudichte der Partikel erreicht wird. Dies erfordert einige Erfahrung, da einerseits die Partikel möglichst dicht liegen sollen, um mit einer möglichst geringen Anzahl von REM-Bildern auszukommen; andererseits dürfen die Partikel aber auch nicht seitlich überlappen oder sogar übereinanderliegen, da dann eine saubere, quantitative Auswertung nicht erreicht werden kann. Diesem Problem wird am besten dadurch begegnet, daß gleich mehrere Objektträger vorbereitet werden, und die Suspension in verschiedenen Konzentrationen aufgetropft wird. Unter dem Binokularmikroskop kann dann leicht das geeignete Präparat ausgesucht werden. Dieser Glasob-

jektträger wird dann mit doppelseitigem Klebeband auf einem REM-Objektträger befestigt.

Für die Partikel dieser Fraktion ist eine zusätzliche Haftunterlage nicht erforderlich. Die Adhäsionskräfte sind ausreichend, um diese kleinen Partikel auch beim folgenden Bedampfungsvorgang fest auf dem Glasobjektträger sitzen zu lassen.

#### 3.4.2 Mittelsilt (Fig. 2, IVb)

Die Herstellung der REM-Präparate der Mittelsilt-Fraktion (6 - 20  $\mu$ m) erfolgt ebenfalls aus der ungetrockneten Probe. Dazu wird aus der homogenisierten Suspension eine empirisch ermittelte Menge abpipettiert und in ein mit Wasser gefülltes kleines Fallrohr (Fig. 7) eingebracht. Die Teilprobe im Fallrohr wird homogenisiert und das Probenmaterial auf einen am Boden aufgestellten REM-Objektträger sedimentiert. Nach ca. 50 Minuten wird das Wasser tropfenweise durch den Frittenboden abgezogen. Wird die Flüssigkeit zu rasch abgezogen, werden leicht kleinere Partikel ausgespült. Besonders beim Auftauchen des REM-Objektträgers aus dem Wasser können durch die Oberflächenspannung die Siltpartikel leicht bewegt, ausgespült oder zu Häufchen zusammengeschwemmt werden. Ob eine ausreichende Streudichte erreicht wurde, wird mit dem Binokularmikroskop überprüft und der Präparationsgang gegebenenfalls wiederholt.

Als Haftunterlage wird für die Mittelsilt- und Grobsilt-Partikel einfaches Fotopapier benutzt, das auf dem REM-Objektträger festgeklebt wird. Fotopapier hat gegenüber allen sonst gebräuchlichen Klebestreifen den Vorteil, daß die klebende Emulsionsschicht nach dem Trocknen zwar fest aber so dünn ist, daß die Partikel nicht in sie einsinken können, wie es bei den handelsüblichen Klebestreifen der Fall ist.

Bei der Verwendung von Fotopapier als Haftunterlage muß unbedingt darauf geachtet werden, daß die aufgebrachten Partikel nicht in irgendeiner Weise in feuchtem Zustand rotiert werden, da sonst die anhaftende Emulsion beim Trocknen einen dünnen, alle Feinstrukturen verbergenden Schleier über den Partikeln

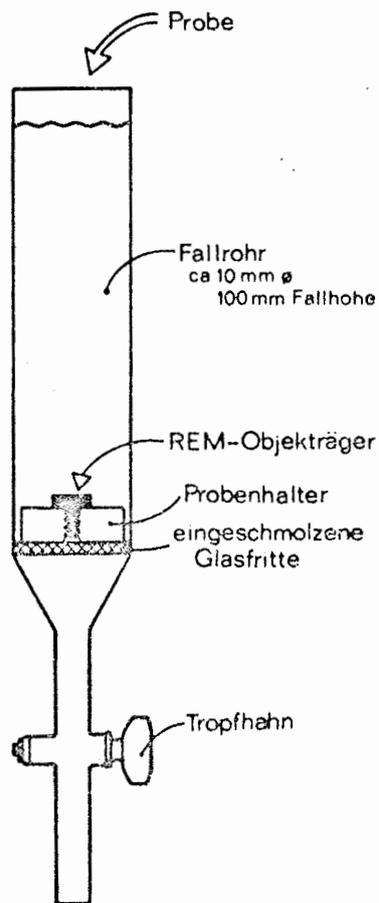


Fig. 7:  
Anordnung zur Präparation von Streupräparaten der Mittel- und Grobsilt-Fraktion für die REM-Untersuchung.

entstehen läßt.

### 3.4.3 Grobsilt (Fig. 2, IVc)

Zur Herstellung der REM-Präparate der Grobsilt-Fraktion (20 - 63  $\mu\text{m}$ ) wird aus der getrockneten Probe eine empirisch ermittelte, repräsentative Sedimentmenge entnommen, mit Wasser aufgenommen und in ein kleines Fallrohr (Fig. 7) eingespült. Im weiteren wird dann entsprechend wie beim Mittelsilt (s. 3.4.2) verfahren.

Häufig erweist es sich als günstig, mit einem Tropfen "Pril" die Oberflächenspannung des Wassers herabzusetzen, um ein vollständiges Absinken poröser Partikel oder hohler Schalen (Foraminiferen etc.) von der Oberfläche zu erreichen. Wiederholte Kontrollen und Blindversuche ließen beim Trockenvorgang keiner-

lei künstliche Kristallitbildung erkennen, die auf die "Pril"-Zugabe zurückzuführen gewesen wäre.

### 3.5 Bedampfung der REM-Präparate (Fig. 2, V)

Die REM-Präparate werden zunächst mit Kohle und anschließend mit Gold-Palladium bedampft. Diese Doppelbeschichtung hat sich gut bewährt. Die Kohlebedampfung dringt auch in Hohlraumstrukturen wie sie in biogenen Grobsilt-Partikeln (Foraminiferen etc.) häufig sind ein, so daß störende Aufladungen verhindert werden. Die folgende Au/Pd-Bedampfung erhöht die Elektronenausbeute und verbessert damit Kontrast und Bildqualität.

### 3.6 Herstellung der REM-Aufnahmen (Fig. 2, VI)

Zunächst muß eine grundsätzliche Entscheidung zur weiteren Verfahrensweise getroffen werden. Entweder es werden systematisch REM-Aufnahmen hergestellt mit einer sich irgendwann später anschließenden Bearbeitung und Bestimmung, aber auch mit einem entsprechend großen Anfall an Fotoarbeiten, oder die Präparate werden sofort am Gerät bearbeitet, die Partikel bestimmt und vielleicht nur in Zweifelsfällen REM-Aufnahmen hergestellt (STIEGLITZ, 1972).

Das erste Verfahren birgt insgesamt die größeren Vorteile:

1. Die Bestimmungen sind überprüfbar und können der zunehmenden Erfahrung angepaßt werden.
2. Eine Erweiterung der Fragestellung auf Grund erster Ergebnisse ist am gleichen Material möglich.
3. Die Arbeit des Wissenschaftlers am REM wird auf ein physisch sinnvolles Maß begrenzt.

Für die vorliegende Untersuchung wurde daher das erste, an Fotoarbeiten aufwendigere Verfahren gewählt. Dazu wurden von jedem REM-Präparat jeder Siltfraktion 20 - 40 REM-Bilder von einem zufällig gewählten Probenausschnitt hergestellt. Die Bildzahl ist von der Anzahl der erfaßten Partikel abhängig und

diese wiederum von der Streudichte der Partikel sowie der gewählten Vergrößerung. Je höher die Vergrößerung, um so mehr für die Bestimmung brauchbare Details sind zu erkennen, aber umso weniger Partikel sind auf dem Bild enthalten. Auch hier muß ein Kompromiß eingegangen werden. So sind die gewählten Vergrößerungen für die einzelnen Fraktionen unterschiedlich, 500 x für den Grobsilt, 1000 x für den Mittelsilt und 2000 x für den Feinsilt. Sie sind so gewählt, daß ca. 500 - 1000 Partikel je Fraktion erfaßt sind.

### 3.7 Komponenten-Analyse

#### 3.7.1 Das Zählverfahren

Nach der Aufbereitung der Proben durch die Schlämmtrennung liegen die einzelnen Größenfraktionen direkt vor. Ihr Anteil am Gesamtgewicht wird ausgedrückt in Gewichtsprozent, d.h. als Menge von Korngewichten. Diese direkte Beurteilung der Partikel ist aber bei der weiteren Siltanalyse nicht mehr durchzuführen, da mit dem "Puzzle" aus REM-Aufnahmen nur ein Abbild der Fraktionen bzw. der Partikel vorliegt.

Hier bietet sich nun unmittelbar an, das Sediment als aliquoten Teil der Summe der auf dem "Puzzle" erfaßten Partikel, d.h. als Menge von Kornzahlen aufzufassen. Bei einer Messung von Kornzahlen werden alle Partikel als statistisch gleichwertige Gewichts- bzw. Volumeneinheiten angesehen. Diese grundsätzliche Annahme trifft für natürliche Sedimentgemenge nur bedingt und in sehr engen Bereichen zu, so daß zwangsläufig die Forderung nach einer entsprechenden, möglichst engen Fraktionierung entsteht. Aus diesem Grunde ist auch eine Komponentenanalyse unfraktionierter Sedimente nicht sinnvoll (vgl. SARNTHEIN, 1971). So stellt die Unterteilung der Siltkorngrößen in Fein-, Mittel- und Grobsilt wieder nur einen Kompromiß dar, der der Beantwortung aller Fragen naturgemäß nicht gerecht werden kann. Schwierigkeiten treten in dieser Hinsicht besonders bei den Partikeln der biogenen Komponenten auf und sind auf die Problematik, die

mit den Begriffen Partikelgröße und Verfügbarkeit der Partikel am besten umschrieben werden kann, zurückzuführen.

### 3.7.2 Partikelgröße und Verfügbarkeit

Die Ab- und Auftrennung der Ton- und Siltfraktion erfolgt durch die Schlämmanalyse. Diese beruht im wesentlichen auf der STOCKES'schen Formel für die Fallgeschwindigkeit kleiner Teilchen in Flüssigkeiten. Wesentliche Partikelparameter sind dabei u.a. die Kornform und die Dichte. Die Fraktionsgrenzen, angegeben in  $\mu\text{m}$ , sind berechnet nach der Fallzeit kugelrunder Quarzpartikel entsprechenden Durchmessers. Für alle Partikel mit abweichender Kornform und Dichte gilt dann nur ein Äquivalentdurchmesser, der bei biogenen Partikeln wegen der meist geringeren Dichte (Hohlraumstrukturen etc.) in der Regel weit unter den im REM-Bild erkennbaren metrischen Abmessungen liegt. Besonders groß ist diese Diskrepanz bei den zarten, dünn-flächigen Partikeln der Diatomeen.

Die mehr oder weniger große Abweichung des Äquivalenzdurchmessers vom gemessenen, nominellen Partikeldurchmesser ist insofern sehr wichtig, als dadurch die nur bedingte Vergleichbarkeit von Korngrößen des Ton-Silt-Bereichs mit denen der Grobfraktion, die in der Regel durch direkte Größenmessung im Mikroskop oder im Siebverfahren ermittelt werden, deutlich gemacht wird.

Auf eine mögliche Quelle der Verwirrung muß hier hingewiesen werden. Die Fraktionen Fein-, Mittel- und Grobsilt enthalten Partikel entsprechenden Äquivalenzdurchmessers. Darüber hinaus werden in der vorliegenden Untersuchung Größenangaben über Partikel bzw. Partikelgruppen innerhalb der Fraktionen gemacht. Diese Angaben beziehen sich immer, wenn nicht anders angegeben, auf die im REM-Bild direkt gemessenen, nominellen Partikelgrößen.

Die Größenverteilung vieler Organismen, bzw. ihrer Skelettelemente, ist häufig enger als das Korngrößenintervall der Fraktion, in der sie vorliegen; d.h. diese Organismen sind als Par-

tikel gar nicht im ganzen Fraktionsspektrum gleichmäßig verteilt und verfügbar. Durch die gleichwertige Behandlung aller Partikel innerhalb einer Fraktion bei der Kornzahlanalyse kommt es bei der Umrechnung in Gewichtsanteile zu mehr oder weniger ausgeprägten Überbewertungen bestimmter Gruppen. Dies sei am Beispiel von *Coccolithus pelagicus* näher erläutert.

Im Mittelsilt pelagischer Sedimente kommt dieser Coccolith häufig mit Kornzahlen um 20% vor. Er ist flach, etwa 1 - 2  $\mu$ m dick, oval scheibenförmig und sehr gleichmäßig 9 - 12  $\mu$ m groß (Taf. 12, Fig. 4 - 6). Der Äquivalenzdurchmesser beträgt dagegen nur etwa 6  $\mu$ m und liegt damit an der unteren Fraktionsgrenze. Eine einfache Umrechnung der Kornzahl in entsprechende Gewichtsanteile der Fraktion oder des Gesamtsediments wird die Coccolithen-Komponente daher stark überbewerten. Besonders deutlich wird diese Phänomen, wenn der chemisch ermittelte Kohlenstoffgehalt der Fraktion mit dem aus der Komponentenanalyse ermittelten Wert verglichen wird. Der letztere zeigt besonders bei coccolithenreichen Proben grundsätzlich zu hohe Werte, was auf die Überbewertung der Coccolithenkomponente zurückgeführt werden muß. Zur Lösung dieser Problematik bieten sich im wesentlichen zwei Wege an. Entweder die Fraktionierung wird in engeren Fraktionsintervallen durchgeführt -- Der entsprechende Mehraufwand mag zur Lösung spezieller Fragestellungen gerechtfertigt sein -- oder es wird über eine Flächenintegration der Partikel versucht, gruppenspezifische Korrekturfaktoren zu entwickeln. Dies muß jedoch weiterführenden Arbeiten vorbehalten sein. In der vorliegenden Untersuchung muß berücksichtigt werden, daß die Mengenangaben der einzelnen Komponenten mit unterschiedlich großen, bisher nicht genau faßbaren Fehlern behaftet sind, die aus dem diskutierten Problemkreis erwachsen (vgl. Kap. 3.8.3).

### 3.7.3 Der Zählvorgang

In den Kornzählungen der vorliegenden Untersuchung werden etwa 25 Komponenten (davon 20 biogene und 5 nicht-biogene) unterschieden (Tab. 1). In Umfang und Abgrenzung sind die biogenen

Komponenten Ergebnis der in Kapitel 4 beschriebenen Ultrastrukturuntersuchungen. In der Regel umfassen die einzelnen Komponenten größere Organismengruppen (z.B. Echinodermen, benthonische Mollusken etc.). Nur die planktonischen Formen der Algen und Rhizopoden können zum Teil enger gefaßt werden und wie im Fall der Coccolithen bis zur Art bestimmt werden. Eine solch detaillierte Differenzierung war in diesem Rahmen aber nicht beabsichtigt und soll speziellen Arbeiten vorbehalten bleiben.

Die Unterscheidung biogen oder nicht-biogen ist an allen Partikeln durchgeführt worden. Dies erscheint zulässig, da nur äußerst selten einmal in ihrer Zuordnung zweifelhafte Partikel vorkommen und zudem mit den Kategorien "Biogen indet." und "Detritus indet." dann zwei sehr allgemein gehaltene Kategorien diese Problematika aufnehmen.

Die nicht-biogenen Komponenten sind nur sehr grob untergliedert. So umfaßt die Kategorie "Detritus indet." alle nicht-biogenen Partikel, die nicht als Pyrit, Quarz, detritisches Karbonat oder Dolomit-Rhomboeder ausgeschieden werden können.

Die Kategorie "detr. Karbonat" beinhaltet hier alle erkennbaren, nicht-biogenen, fossilen Karbonatpartikel. Die Abtrennung der Kategorie "Coccolithen fossil" erscheint dann etwas willkürlich, doch muß hier berücksichtigt werden, daß die übergeordnete Entscheidung biogen oder nicht-biogen lautet. Ist nämlich ein Karbonatpartikel in seiner Ultrastruktur als biogen zu erkennen, so kann auf Grund der Struktur nicht mehr gesagt werden ob fossil oder rezent. Das entscheidende Kriterium für "fossil" ist der Zusammenbruch der biogenen Ultrastruktur durch diagenetische Veränderungen. Finden diese nicht statt, so ist in der Siltanalyse ein fossiler, biogener Partikel nicht als fossil zu erkennen. Die Coccolithen bilden hier eine Ausnahme; als direkte Siltpartikel sind sie artlich, d.h. auch altermäsig zu bestimmen. Darüber hinaus sind sie gegen diagenetische Veränderungen weitgehend unempfindlich. Es ist eine Frage der weiteren Auswertung, ob die Kategorie "Coccolithen fossil" dem "detr. Karbonat" zugeordnet wird oder nicht. Ihr Anteil am Sediment kann jedoch lokal als "Tracer" zur Abschätzung von

umgelagerten Sedimentanteilen dienen.

Kritisch ist die Bezeichnung der Kategorie "Dolomit". Sie enthält ± idiomorphe Rhomboeder-Partikel. In Analogie zu Beobachtungen im Persischen Golf, wo die Dolomitmaterie solcher Rhomboeder nachgewiesen werden konnte und in Anlehnung an KUDRASS (1973), der identische Rhomboeder vom iberomarrokanischen Schelfrand als Dolomit beschreibt, werden auch hier diese Rhomboeder als Dolomit bezeichnet. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß auch Kalzit mit in dieser Komponenten-Kategorie erfaßt wird.

Proben-Nr: 12379-1 / 29,5-31,5 cm

Korngrößenverteilung	Sand	20-63	6-20	2-6	Ton
	18,9	10,2	13,1	15,0	42,8 Gew.%
Karbonatgehalt	90,0	80,9	61,6	60,7	48,2 % CaCO <sub>3</sub>

Komponenten	20 - 63		6 - 20		2 - 6 / $\mu$ m	
	n	%	n	%	n	%
benth. Mollusken	11	4,30	11	1,91	5	0,66
Pteropoden	2	0,78	13	2,25	12	1,60
Ostracoden	-	-	1	0,17	-	-
Decapoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	25	9,77	18	3,12	3	0,40
plankt. Foraminiferen	105	41,00	116	20,11	14	1,86
plankt. Foram. ganz	24	9,37	6	1,04	-	-
Echinodermen	2	0,78	-	-	-	-
Ascidien	-	-	1	0,17	1	0,13
Bryozoen	-	-	-	-	-	-
Korallen	-	-	-	-	-	-
Rotalgen	-	-	-	-	-	-
Grünalgen	-	-	-	-	-	-
Coccolithen rezent	-	-	120	20,80	463	61,65
Coccolithen fossil	-	-	-	-	-	-
Thoracosphaeren	-	-	11	1,91	7	0,93
Diatomeen	-	-	-	-	3	0,40
Radiolarien	-	-	-	-	-	-
Kieselschwämme	1	0,39	3	0,51	-	-
Cliona-Späne	-	-	-	-	-	-
Phytolithe	-	-	1	0,17	-	-
Biogen indet.	31	12,11	47	8,14	24	3,19
Biogen gesamt	201	78,51	348	60,31	532	70,84
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	15	5,86	97	16,81	144	19,17
Quarz	37	14,45	125	21,66	73	9,72
detr. Karbonat	-	-	-	-	-	-
Dolomit	3	1,17	7	1,21	2	0,27
Kornzahl	256		577		751	

Tab. 1: Beispiel eines ausgefüllten Analysenblattes für die Komponentenanalyse der Siltfraktion.

### 3.8 Fehlerbetrachtung

Prinzipiell können bei jedem Untersuchungsschritt innerhalb der Komponentanalyse Fehler auftreten; sie sind auch bei sorgfältigster Arbeitsweise nicht völlig zu vermeiden. In Tab. 2 ist versucht worden, die wesentlichsten Fehler und die durch sie verursachten Veränderungen am Probenmaterial zusammenzufassen.

Es wird dabei grundsätzlich angenommen, daß eine repräsentative Sedimentprobe vorhanden ist. Wegen dieser wesentlichen Voraussetzung wird die allgemeine Problematik der Probennahme in Abhängigkeit vom Gerät (Backengreifer, Kastengreifer etc.) und Sedimentmaterial (Homogenität, Mischalter etc.) nicht diskutiert; nur die eigentlichen Untersuchungsschritte werden berücksichtigt.

Quantitative Angaben zu den Fehlergrößen der einzelnen Untersuchungsschritte können kaum gemacht werden. Die systematisch-analytischen Fehler überwiegen stark in Häufigkeit und Auswirkung, und im Einzelfall liegen nicht genügend Daten vor, um die Fehler einigermaßen sicher quantifizieren zu können. Lediglich für die zusammengefaßten Untersuchungsbereiche der Korngrößenverteilung und der Bestimmung und Auszählung der Komponenten können quantitative Angaben gemacht werden (s.u.).

Eine ausführliche Diskussion der möglichen systematisch-analytischen Fehler für die Korngrößenanalyse findet sich bei SMITH et al. (1960), obwohl selbst hier Methoden mit fundamentalen Fehlern, Dispergierung karbonatischer Proben mit Natrium-Pyrophosphat, empfohlen werden. Ausführliche Darstellungen zur Verlässlichkeit der Kornzählungen finden sich bei CHAYES (1956) und VAN DER PLAS & TOBI (1965).

#### 3.8.1 Reproduzierbarkeit der Korngrößenverteilung

Zur Beurteilung der Reproduzierbarkeit der durch die Schlämmanalyse erhaltenen Korngrößenverteilung (Untersuchungsschritte I bis III) standen größere Serien von Parallelproben zur Aus-

Tabelle 2: Zusammenstellung der wesentlichen möglichen Fehlerquellen und ihre Auswirkung auf die Ergebnisse der Feinkornanalyse. Fehler der Probenahme (Geräte, Homogenität der Sedimente etc.) sowie Wägefehler werden nicht berücksichtigt.

Arbeitsschritt und Vorgang:	I Dispergierung und Oxidation der Rohprobe mit $H_2O_2$ mit Zerstörung von Aggregaten und Kotpillen, Reinigung und Entleerung von Gehäusen etc..
Mögliche Fehler:	A.1 Unvollständiges Disaggregieren und Leeren der Gehäuse.
Auswirkung:	b.1 Fehlerhafte Kornverteilung.
Fehlergröße:	c.1 Je nach Beschaffenheit des Sediments sehr unterschiedlich; allgemein erfolgt eine Unterbewertung der feinkörnigen Anteile. Durch Gleichbehandlung aller Proben wird der Fehler ähnlich und für die Interpretation von möglicherweise untergeordneter Bedeutung.
	A.2 Unzureichende Pufferung.
	b.2 <u>Anlösung</u> und Auflösung von Partikeln.
	c.2 Sehr unterschiedlich (abhängig von Mineralphasen) doch bevorzugt im Feinmaterial; Aussagen über frühdiagenetische Veränderungen werden unmöglich.
	II Abtrennung der Grobfraction $63\mu m$ durch nasses Sieben.
	A.3 Allgemeine Siebfehler wie defekte Maschen, zu kurze Siebdauer, mechanischer Abrieb durch zu lange Siebdauer.
	b.3 Fehlerhafte Kornverteilung, häufig erkennbar an Knick in der Summenkurve bei $63\mu m$ , der häufig aber auch nur die verschiedenen Methoden dokumentiert (Siebung $63\mu m$ und Schlämung $63\mu m$ ).
	c.3 Können sehr groß sein, werden durch Gleichbehandlung aller Proben ähnlich und sind dann für die Interpretation von geringerer Bedeutung.
	III Fraktionierung des Feinmaterials $63\mu m$ durch Schlämmentrennung.
	A.4 Ungeeignetes Dispergierungsmittel zur Stabilisierung der Suspension (vgl. Kap. 3.3).
	b.4 Durch Anlösung und <u>Auflösung</u> von Partikeln starke Veränderung der Komponentenzusammensetzung. 2. Ausfällung von Kristallit-Neubildungen und damit fehlerhafte Kornverteilung.
	c.4 1. Kann sehr groß sein; im Feinsilt bis zur quantitativen Eliminierung der Karbonatpartikel. 2. In der Grobsilt-Fraktion wurden bis zu 20 Kornzahl-% neugebildete Kristallite beobachtet.
	A.5 Aggressive Schlämflüssigkeit, zu niedriger pH-Wert durch ungenügende Pufferung.
	b.5 Durch Anlösung und Auflösung von Partikeln starke Veränderung der Komponentenzusammensetzung.
	c.5 Je nach Schlämmdauer, Feinanteil und Karbonatgehalt bis zur quantitativen Beseitigung karbonatischer Komponenten.

Die Fehler der Arbeitsschritte I bis III sind zusammengefaßt in der "Reproduzierbarkeit der Korngrößenverteilung" (s. Kap. 3.8.1). Diese weist allgemein einen Gesamtfehler von weniger als 5% auf.

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Arbeitsschritt und Vorgang:	IVa Herstellung des REM-Präparats der Feinsilt-Fraktion durch Auftropfen und Eintrocknen einer aus der Suspension entnommenen Teilprobe auf den Objektträger.
Mögliche Fehler:	A.6 Ungenügende Homogenisierung der Suspension vor Entnahme der Teilprobe.
Auswirkung:	b.6 Partikel-Selektion und Unterrepräsentierung bestimmter Komponenten.
Fehlergröße:	c.6 Relativ gering und normalerweise zu vernachlässigen.
	IVb Herstellung des REM-Präparats der Mittelsilt-Fraktion durch Sedimentation einer aus der Suspension entnommenen Teilprobe auf den Objektträger im Fallrohr.
	A.7 Ungenügende Homogenisierung der Probensuspension vor Entnahme der Teilprobe.
	b.7 vgl. b.6
	c.7 vgl. c.6
	A.8 Zu frühes oder zu rasches Abziehen der Flüssigkeit im Fallrohr.
	b.8 Selektion der feineren Partikel durch noch nicht erfolgte Sedimentation oder durch Ausspülen.
	c.8 Normalerweise sehr gering; tritt bevorzugt bei Diatomeenreichen Proben auf.
	IVc Herstellung des REM-Präparats der Grobsilt-Fraktion durch Sedimentation einer aus der trockenen Probe entnommenen Teilprobe auf den Objektträger im Fallrohr.
	A.9 Teilungsfehler.
	b.9 Selektion bestimmter Partikel durch Rolleffekt und Anhäufung.
	c.9 Größer bei hohem Anteil gröberer, kugelliger Partikel (ganze Foraminiforen etc.).
	A.10 Nicht-Absinken poröser Partikel (ganze Foraminiferen).
	b.10 Selektion bestimmter Partikel.
	c.10 Größer bei hohen Anteilen gröberer Partikel; durch Verminderung der Oberflächenspannung leicht herabzusetzen.
	VI Herstellung der REM-Aufnahmen als Zählgrundlage.
	A.11 Auswahl randnaher Bereiche auf dem Objektträger.
	b.11 Unterbewertung kleiner Partikel, da diese Bereiche bei der Präparation leicht ausgespült werden (vgl. A.8).
	c.11 Normalerweise sehr gering.
	A.12 Subjektive Auswahl besonders "auffälliger oder interessanter" Bereiche auf dem Objektträger.
	b.12 Überbewertung "exotischer" Komponenten.
	c.12 Normalerweise gering.

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Arbeitsschritt und Vorgang:	VII Bestimmung und Auszählung der Komponenten.
Mögliche Fehler:	A.13 Bestimmungsfehler.
Auswirkung:	b.13 Fehlbeurteilung von Komponenten.
Fehlergröße:	c.13 Sehr variabel! Dies ist sicher eine der wesentlichsten Fehlerquellen im ganzen Prozess. Im wesentlichen abhängig von der Formenkenntnis des Bearbeiters, daher im Anfang sicher höher; von der Zusammensetzung des Sediments (Problem der Unterscheidbarkeit) und von der gewählten Vergrößerung im REM-Bild (ausführliche Diskussion siehe Kap. 3.8.2).
	A.14 Statistischer Reproduktionsfehler.
	b.14 Grundsätzliche Fehlbeurteilung.
	c.14 Gegenüber dem Bestimmungsfehler (A.13) und dem Umrechnungsfehler (A.15) spielt der statistische Reproduktionsfehler sicher nur eine untergeordnete Rolle. Ein Diagramm für eine allgemeine Abschätzung findet sich bei VAN DER PLAS & TOBI (1965).
	VIII Umrechnung von Kornzahl-%-Werten in Gewichts-Anteile.
	A.15 Unvollständige Verfügbarkeit einzelner Komponenten innerhalb einer Fraktion.
	b.15 Unterbewertung bzw. <u>Überbewertung</u> von Komponentenanteilen.
	c.15 Bis 20% im Fein- und Mittelsilt, noch größer im Grobsilt. In der Regel zunehmend mit der Korngröße und mit abnehmendem Karbonatgehalt (ausführliche Diskussion siehe Kap. 3.8.3).

wertung zur Verfügung (unveröffentlichtes Material von Dr. H. LANGE zur Verfügung gestellt).

Als Maß für die Reproduzierbarkeit kann die Differenz entsprechender Fraktionen der Korngrößenverteilung paralleler Proben dienen und zu einer gewissen Quantifizierung herangezogen werden. Ein sehr anschauliches Bild zeigt sich, wenn der Mittelwert ( $\bar{x}$ ) paralleler Probenfraktionen über deren Differenz ( $\Delta x$ ) aufgetragen wird (Fig. 8). Es besteht keine erkennbare Beziehung zwischen der Größe der Differenz und dem Mengenan teil der Fraktion am Gesamtsediment. Es zeigt sich im Diagramm aber ebenso wie rechnerisch, daß die Schwankung des Mittelwertes der Differenz paralleler Probenfraktionen sowohl für die

Tonfraktion ( $\bar{x} = 1,14$ ;  $T = \pm 3,6$  für  $P = 99\%$ ;  $s = \pm 1,33$ ;  $n = 43$ ), als auch für die Siltfraktion ( $\bar{x} = 1,5$ ;  $T = \pm 7,5$  für  $P = 99\%$ ;  $s = \pm 2,77$ ;  $n = 44$ ) geringer ist als 2%. Bei sorgfältiger Arbeitsweise ist also eine Reproduzierbarkeit mit weniger als 5% Fehler zu erreichen. Dabei spielt es keine Rolle, ob es sich um rein silikatische Proben oder um solche mit hohem Biogenkarbonatanteil handelt (Problem der Hohlraumfüllung von Organismen mit Feinmaterial).

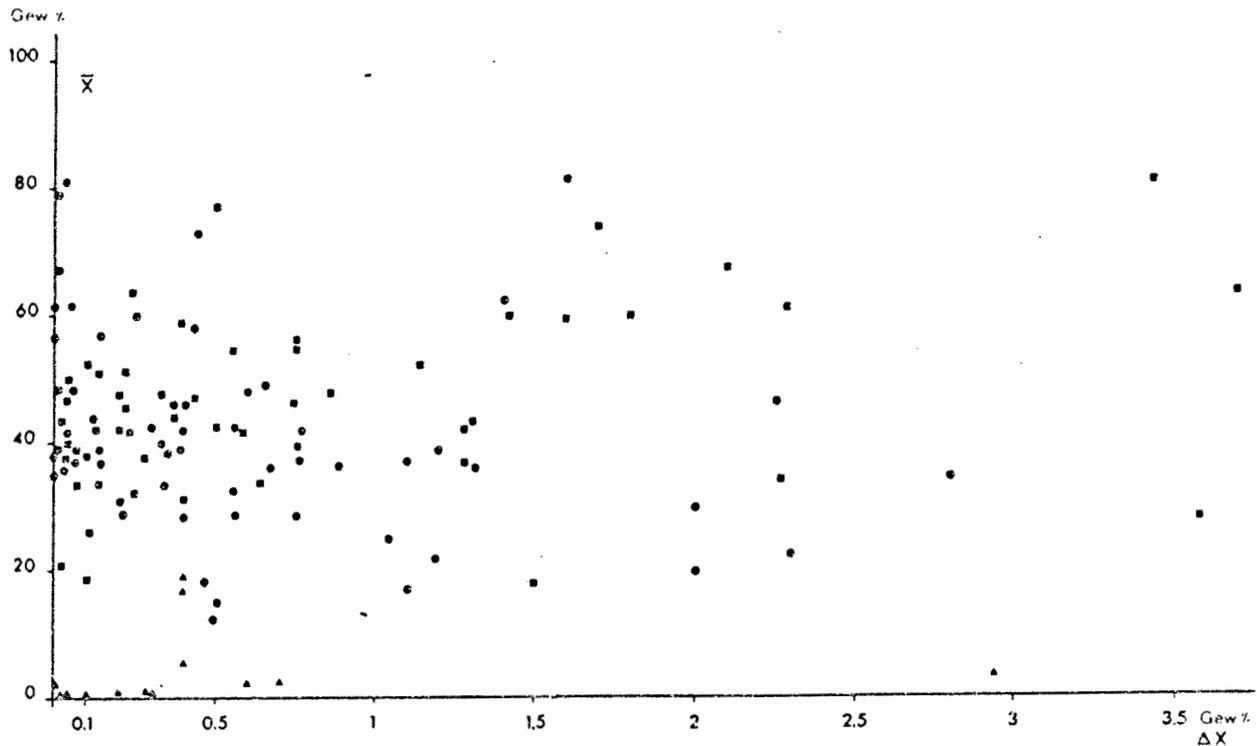


Fig. 8: Reproduzierbarkeit von Korngrößenverteilung bzw. ihrer Fraktionsanteile bei der Schlämmanalyse. Dargestellt ist die Abweichung von Kornfraktionen paralleler Proben ( $\Delta x$ ) als Funktion des Mittelwertes der Häufigkeit der Fraktionen ( $\bar{x}$ ). Über eine allgemeine Häufung der Werte im Bereich  $< 2\%$  hinaus besteht keine erkennbar Abhängigkeit. Dreiecke = Sandfraktion, Quadrate = Siltfraktion, Punkte = Tonfraktion.

### 3.8.2 Reproduzierbarkeit der Auszählungen

Die Reproduzierbarkeit der Bestimmungen und Auszählungen ist von verschiedenen Parametern abhängig. Den größten Einfluß haben die reinen Bestimmungsfehler, die unmittelbar mit der Erkennbarkeit der Partikel (vgl. Kap. 4.4) zusammenhängen. Ihnen in ihrer Auswirkung untergeordnet und in der Regel nicht von ihnen abzutrennen sind die Fehler, die durch Unterschiede im Zählmaterial entstehen. Diese können als Fehler in der Reproduzierbarkeit der Streupräparate und/oder der Auswahl des abgerasterten Ausschnittes auf dem Objektträger im REM bezeichnet werden.

Um einen Überblick über den möglichen Fehlerbereich zu bekommen, wurden verschiedene Proben in großen Zeitabständen wiederholt ausgezählt. Zusätzlich wurden von einigen Parallelproben ausgewertet. Für eine Probenstation sind diese Ergebnisse in Tab. 3 zusammengefaßt. Es zeigt sich dabei deutlich, daß, wie zu erwarten, im Anfangsstadium der Untersuchung die Bestimmungsfehler am größten sind und sich erst mit zunehmender Erfahrung und Formenkenntnis verringern. Es zeigen sich dabei einige auffällige Züge:

1. Die Kategorien "Biogen indet." und "Biogen gesamt" nehmen mit zunehmender Formenkenntnis ab, die detritischen Komponenten "Detritus indet." und "Quarz" insgesamt zu.
2. Komponentengruppen mit starker Merkmalsdifferenzierung (z.B. die Coccolithen) zeigen von Beginn an sehr konstante Zählwerte.
3. Die Gruppe der Foraminiferen konnte erst relativ spät in einen benthonischen und einen planktonischen Anteil untergliedert werden.
4. Die starke Zunahme des "Quarzes" erst im letzten Zählvorgang ist zum Teil in einer erweiterten Fragestellung begründet.

Aus diesen Gründen müssen daher die zuletzt durchgeführten Zählungen (Spalten 3) als beste Näherung an die wahren Verhältnisse angesehen werden.

Die Auswertung der Parallelzählungen zeigt (Tab. 3A), daß 1. die Hauptkomponenten gut vergleichbare Werte aufweisen, und daß

Tab. 3: Vergleichszählungen an den Fraktionen der Probe 12301-5. Die Werte in den Spalten 1 - 3 sind Zählungen in großen Zeitabständen (ca. 1 Jahr) und entsprechen dem jeweiligen Kenntnisstand des Bearbeiters. Differenzierung und Veränderung der Fragestellung läßt nicht immer einen direkten Vergleich zu. In Teil A ist zusätzlich eine Parallelprobe mit ausgewertet.

Probe 12301-5 <b>A</b>	Fraktion 20 - 63 $\mu$ m					
	Bild-Nr. 33457 - 33476			Bild-Nr. 33046 - 33066		
	1	2	3	1	2	3
benth. Mollusken	1,7	2,9	2,2	1,2	3,1	3,1
Pteropoden	-	0,3	0,3	-	-	0,2
Ostracoden	0,2	0,2	0,2	-	-	-
benth. Foraminiferen	-	-	3,5	-	-	3,8
plankt. Foraminiferen	-	-	14,4	-	-	15,7
Foraminiferen gesamt	19,6	21,7	17,9	23,1	24,2	19,5
Echinodermen	-	-	-	-	-	-
Ascidien	0,2	0,2	0,2	-	-	-
Rotalgen	0,3	-	0,2	-	-	-
Coccolithen	0,3	0,3	0,3	-	-	0,2
Thoracosphaeren	0,5	0,5	0,5	1,2	1,1	1,2
Diatomeen	-	-	-	0,2	0,2	0,2
Radiolarien	0,3	0,3	0,3	-	-	-
Kieselschwämme	0,2	0,2	0,3	0,5	0,5	0,5
Biogen indet.	10,8	11,4	8,2	11,1	8,6	6,9
Biogen gesamt	34,1	38,1	30,6	37,3	37,7	31,9
Pyrit	-	-	0,2	-	0,2	0,2
Detritus indet.	48,9	48,4	22,7	48,6	46,4	24,3
Quarz	16,1	12,6	45,2	13,0	14,3	42,0
Dolomit	0,8	1,0	1,3	1,2	1,6	1,6
Kornzahl	601	601	599	612	615	605

Probe 12301-5 <b>B</b>	Fraktion 6 - 20 $\mu$ m			Fraktion 2 - 6 $\mu$ m		
	Bild-Nr. 33004 - 33023			Bild-Nr. 33682 - 33701		
	1	2	3	1	2	3
benth. Mollusken	0,6	2,8	2,1	-	1,8	1,2
Pteropoden	-	0,2	0,7	-	-	0,2
Ostracoden	-	-	-	-	-	-
benth. Foraminiferen	-	-	2,5	-	-	0,4
plankt. Foraminiferen	-	-	8,6	-	-	5,6
Foraminiferen gesamt	10,4	13,8	11,1	3,7	7,7	6,0
Echinodermen	0,2	0,2	0,2	-	-	-
Ascidien	0,1	0,1	0,1	-	-	-
Rotalgen	0,9	-	-	-	-	-
Coccolithen	8,6	8,8	8,5	44,3	43,8	44,4
Thoracosphaeren	2,9	3,2	3,1	0,3	0,4	0,4
Diatomeen	0,2	0,5	0,6	0,1	0,3	0,3
Radiolarien	-	-	-	-	-	-
Kieselschwämme	0,5	0,4	0,5	-	0,2	0,2
Biogen indet.	16,1	8,4	6,8	16,5	7,9	7,4
Biogen gesamt	40,6	38,5	33,7	64,9	62,1	60,1
Pyrit	-	-	-	-	-	-
Detritus indet.	58,5	53,8	29,9	35,1	36,8	27,0
Quarz	-	6,8	35,6	-	1,0	12,9
Dolomit	1,0	0,9	0,7	-	0,2	-
Kornzahl	821	819	812	1839	1850	1832

2. die untergeordneten Komponenten innerhalb einer Zählprobe relativ konstant bleiben, von einer Parallelprobe zur anderen jedoch völlig fehlen können. In diesem Sinne sind auch die Striche in der Tab. 3 als "nicht gefunden" zu lesen, nicht jedoch als "Null".

Da die untergeordneten Komponenten vielfach einen hohen Indikatorwert für eine weitergehende sedimentologische Interpretation haben (z.B. Cliona-Späne und Ascidien für Flachwasser-, Phytolithe und Diatomeen für Terrigeneinfluß), ist die Durchmusterung größerer Probenbereiche häufig notwendig und sinnvoll.

### 3.8.3 Umrechnung der Kornzahl-%-Werte in Gewichts-Anteile

Die einfache Multiplikation der Kornzahl-%-Werte mit den Gewichts-%-Werten aus der Korngrößenanalyse bei der Umrechnung in Gewichtsanteile führt wegen der statistischen Gleichbehandlung aller Partikel zu bisher kaum kontrollierbaren Abweichungen, deren wesentliche Ursachen über Bestimmungsfehler und statistische Fehler hinaus in der unvollständigen Verfügbarkeit der meisten Biogen-Komponenten zu suchen ist (vgl. Kap. 3.7.2).

Um doch zu einer einigermaßen gesicherten zahlenmäßigen Abschätzung des Fehlerbereiches zu kommen, bietet sich ein indirekter Weg an. In den Sedimenten des Seegebiets zwischen den Kap-Verdischen Inseln und den Kanarischen Inseln wird der Karbonatanteil ausschließlich von den Organismen produziert. Die terrigene Karbonatzufuhr ist vernachlässigbar gering. Dann muß theoretisch der chemisch ermittelte Karbonatgehalt der Sedimente identisch sein, mit dem durch die Komponentenanalyse ermittelten Wert des Gesamtbiogens vermindert um den Opalanteil. In den Sedimentproben aus dem E-Atlantik ist nun aber der durch die Partikelzählung ermittelte Karbonatgehalt grundsätzlich höher als der chemisch ermittelte Wert. Die Differenz der beiden Werte kann hier nun zur Beurteilung des relativen Fehlers herangezogen werden.

In Fig. 9A, B und C ist die Differenz zwischen dem chemisch ermittelten Karbonatgehalt und dem "gezählten" Karbonatgehalt in

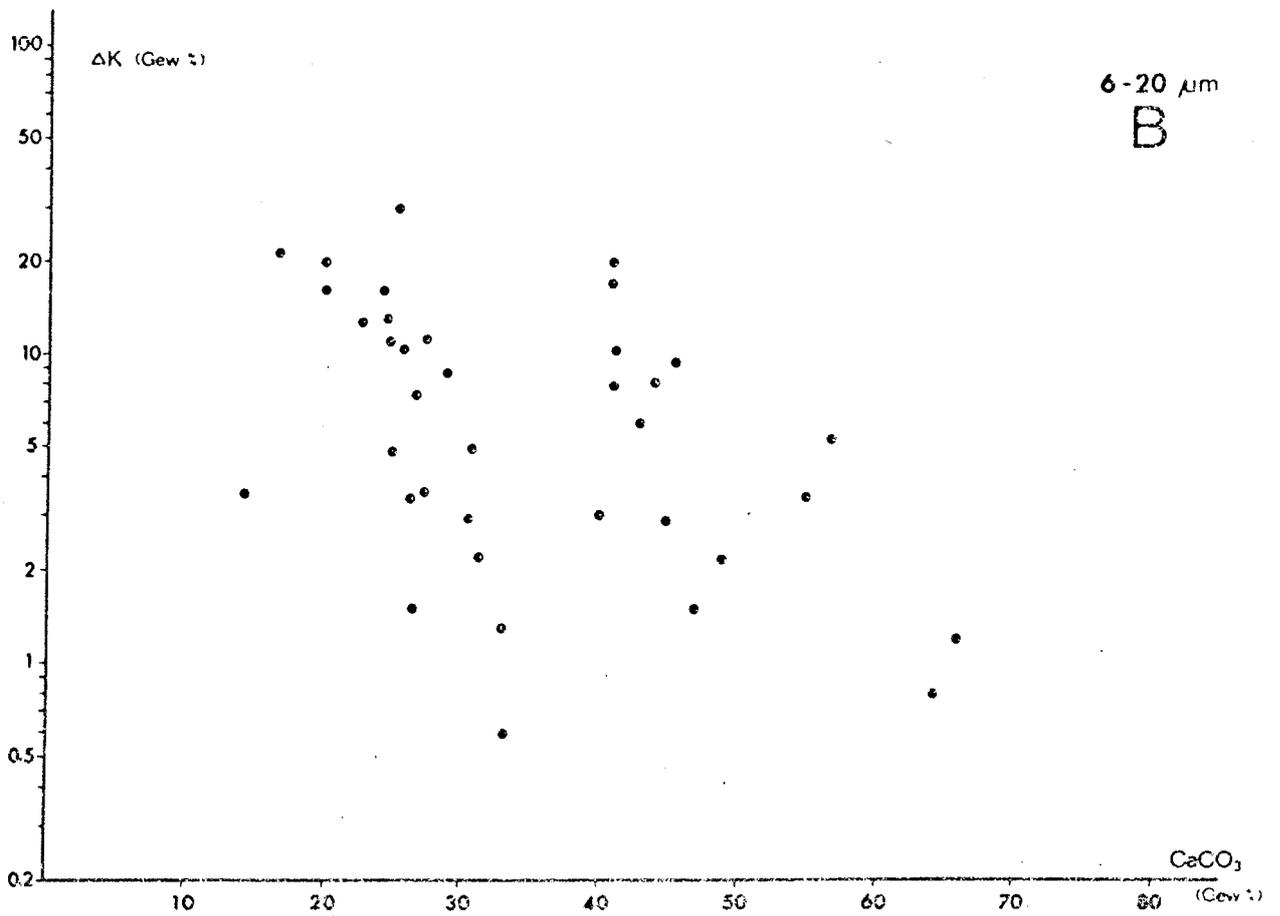
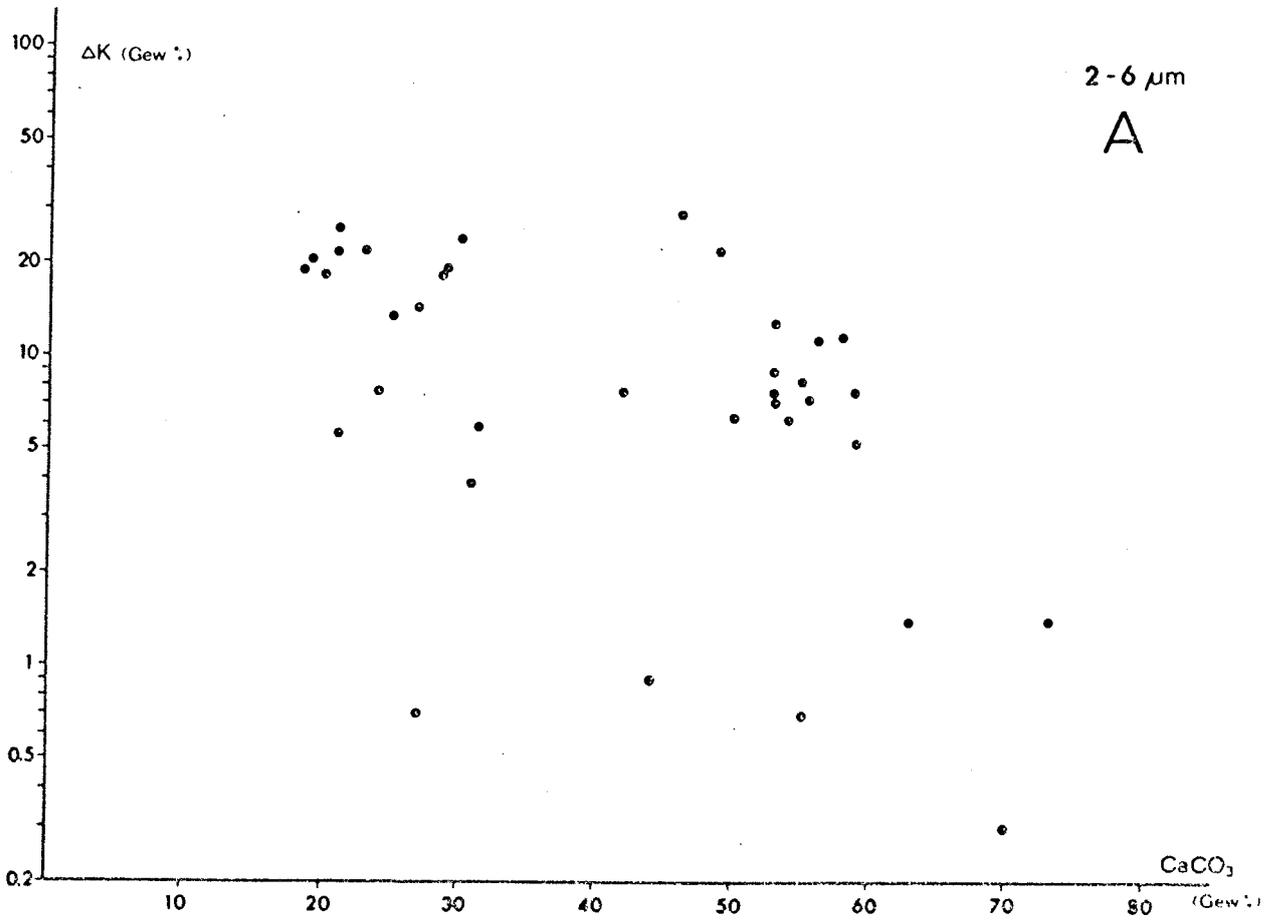


Fig. 9 A, B

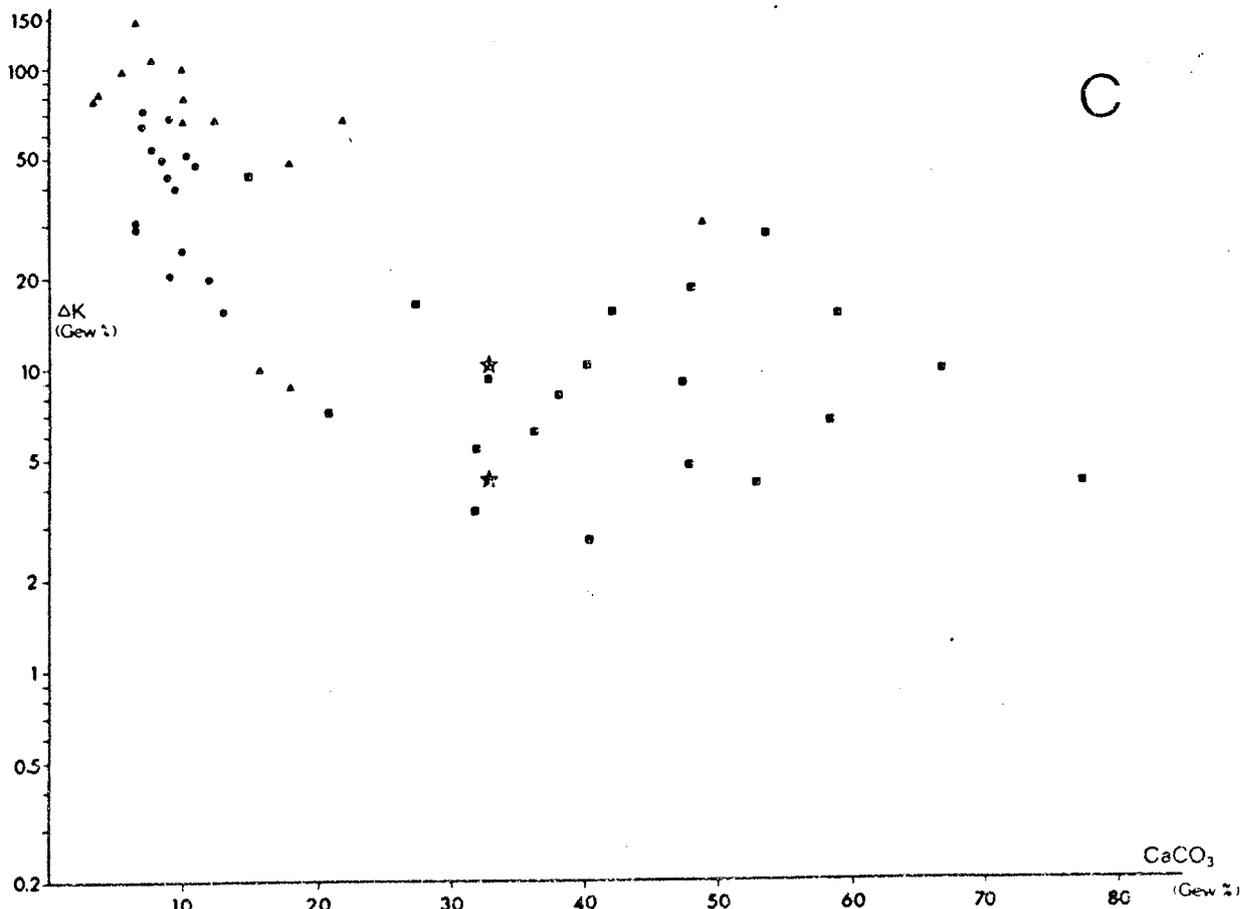


Fig. 9: Möglicher Fehlerbereich bei der Umrechnung von Kornzahl-%-Werten in Gewichtsanteile. Dargestellt ist die Differenz zwischen dem chemisch ermittelten Karbonatgehalt und dem durch Partikelzählung ermittelten Karbonatgehalt in Prozent vom "chemischen" Karbonat ( $\Delta K$ ) als Funktion des "chemischen" Karbonats (berechnet als  $CaCO_3$ ).

A = Feinsilt, 2 - 6  $\mu m$ ; B = Mittelsilt, 6 - 20  $\mu m$ ; C = Grobsilt; Quadrate = 20 - 63  $\mu m$ -Fraktion; bei den karbonatarmen Proben untergliedert in 20 - 40  $\mu m$ -Fraktion = Punkte und 40 - 63  $\mu m$ -Fraktion = Dreiecke. Sterne bezeichnen den Fehlerbereich der parallel gezählten Probe 12301-5 aus Tab. 3.

in Prozent vom "chemischen" Karbonat über dem "chemischen" Karbonat aufgetragen.

Feinsilt, 2 - 6  $\mu$ m (Fig. 9A)

Bei niedrigen Karbonatgehalten zeigt sich eine Häufung bei einer relativen Abweichung von 20%, bei höheren Karbonatgehalten dagegen nur bei 10%; eine stärkere Abweichung weisen hier durchweg nur die coccolithen-reichen Proben auf.

Mittelsilt, 6 - 20  $\mu$ m (Fig. 9B)

Es zeigt sich ein breiter, ungegliederter Streubereich der relativen Abweichung von 1 - 20% ohne jede erkennbare Tendenz. Aber auch hier gilt, daß bei karbonatreicheren Proben größere relative Abweichung nur bei hohen Coccolithenanteilen auftreten.

Grobsilt, 20 - 63  $\mu$ m (Fig. 9C)

Die relative Abweichung ist in diesem Korngrößenbereich am größten; bei karbonatreichen Proben zwischen 3 - 30%, bei karbonatarmen Proben bis 150%, wobei hier der Fehler mit der Korngröße zunimmt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß bei der Umrechnung der Kornzahl-%-Werte der Biogen-Komponenten in Gewichtsanteile die Fehler mit steigender Korngröße und in geringerem Maße mit abnehmendem Karbonatgehalt zunehmen (Voraussetzung ist, daß der Karbonatgehalt zu 100% biogenen Ursprungs ist).

Im Fein- und Mittelsilt nimmt die relative Abweichung, d.h. der Fehler mit zunehmendem Coccolithenanteil stark zu. Dieses Faktum ist besonders zu betonen, da die Bestimmbarkeit der Coccolithen extrem gut ist und somit der Bestimmungsfehler, der bei den meisten anderen Komponenten eine dominierende Rolle spielt, sehr niedrig ist.

Die höhere relative Abweichung im Grobsilt ist im wesentlichen in der Eigenart der Foraminiferen begründet. Die hohlen Gehäuse und porösen Bruchstücke werden bei der einfachen Umrechnung gewichtsmäßig stark überbewertet. Zudem ist die Trennung bei 63  $\mu$ m in einem Siebvorgang durchgeführt worden, der nur den nominellen Durchmesser berücksichtigt, so daß gerade im Grob-

silt nur Foraminiferen-Partikel mit relativ geringen Äquivalentdurchmessern vorhanden sind (vgl. Fig. 9C, 40 - 63  $\mu$ m).

#### 4. Identifizierung biogener Siltpartikel im Raster-Elektronenmikroskop (REM)

Ursprung und Natur des Karbonats sind Grundlage für die Interpretation von Mergeln und Kalken. Gehen wir davon aus, daß der wesentliche Teil des Karbonats von tierischen und pflanzlichen Schalen- oder Skelett-Hartteilen her stammt, dann ist eine petrographische Untersuchung von Mergeln und Kalken in weiten Teilen eine Petrographie von Organismen und ihren erkennbaren Strukturen. Entsprechendes gilt für opalkieselige Sedimente sowie für den opal-kieseligen Anteil an Kalken.

Ein Problem, dem jeder Petrograph gegenübersteht, der in Sedimentpartikeln biogene Strukturen erkennen und bestimmen will, ist, daß über die Hartteilstrukturen der meisten Organismen, besonders im Ultrastrukturbereich, nur wenig bekannt ist. Hier von beruht das meiste auf lichtoptischen Untersuchungen und ist im wesentlichen in den Arbeiten von MAJEWSKE (1969) und HOROWITZ & POTTER (1971) zusammengefaßt, die fossile Organismen in Schliffen mit dem petrographischen Mikroskop bearbeiteten und soweit wie möglich auch die Feinstrukturen berücksichtigten. Dies ist durchaus erfolgreich, wenn das ganze Fossil, der ganze Organismus erhalten ist, was aber meistens nicht der Fall ist.

Die Bedeutung der Feinstruktur als Bestimmungskriterium für die biogene Natur von feinkörnigen Bruchstücken wurde schon von FERAY et al. (1962) festgestellt. Sie betonten aber auch, daß biogene Bruchstücke, die kleiner als 63  $\mu$ m sind, nur in Ausnahmefällen, z.B. Alcyonarien- und Schwammnadeln, meist aber gar nicht bestimmbar sind, d.h. sie können keiner bestimmten Organismengruppe zugeordnet werden.

Hier liegt aber das wesentliche Problem. Lichtoptisch sind

Feinstrukturen in feinkörnigen Partikeln nicht zu erkennen, so daß die Strukturen, die im REM-Bild an diesen Partikeln sichtbar werden, zunächst nicht interpretierbar sind. Es müssen erst Kriterien geschaffen werden, um die im REM-Bild an isolierten Partikeln erkennbaren Ultrastrukturen bestimmten Organismen oder Organismengruppen zuordnen zu können.

Daraus ergibt sich die zwingende Notwendigkeit zunächst an bekanntem Vergleichsmaterial in Siltkorngröße zu versuchen, gruppenspezifische Merkmalsstrukturen zu erkennen, die als Bestimmungscharakteristika dienen können. Die seit der Einführung des REM in zunehmender Zahl publizierte Ultrastrukturuntersuchungen sind dabei nur begrenzt nutzbar. Sie werden meist unter biologisch-paläontologischen Gesichtspunkten durchgeführt und zeigen deshalb die Strukturen in der Regel im Verband der ganzen Schale. Darüber hinaus werden diese Untersuchungen oft an angeätzten Schliffen durchgeführt und zeigen aus diesem Grund meist nur wenige Merkmale, die auch an Partikeln aus natürlichen Sedimenten wiederzufinden sind.

#### 4.1 Das Rasterelektronenmikroskop (REM)

Seit seiner Einführung vor etwa zehn Jahren ist das REM in der Geologie und Paläontologie zu einem beinahe routinemäßig verwendeten Gerät geworden, so daß es sich erübrigt, das Gerät in seiner Arbeitsweise erneut zu beschreiben (vgl. HAY & SANDBERG, 1967; REIMER & PFEFFERKORN, 1977). Es soll hier nur kurz auf einige wichtige Eigentümlichkeiten hingewiesen werden.

Der wesentliche Vorteil des REM gegenüber dem Lichtmikroskop (LM) ist weniger die etwa 10-fach bessere Auflösung, sondern der weite Vergrößerungsbereich und vor allem die große Tiefenschärfe, die nicht so rasch wie beim LM mit der Vergrößerung abnimmt. Durch diese Gegebenheiten lassen sich raue Oberflächen auch in den kleinsten Details scharf und überaus plastisch abbilden. Abgebildet werden im wesentlichen aber nur morphologische Details (SE-Bild im "Normalbetrieb"), die sich auf dem

Bildschirm in unterschiedlichen Grautönen bemerkbar machen und somit ein scheinbar lichtoptisches Bild vermitteln.

Alle anderen, dem Geologen vom LM her geläufigen und für eine Bestimmung wesentlichen Kriterien wie im Auflicht Färbung, Glanz, Durchsichtigkeit und Helligkeit oder im Durchlicht Doppelbrechung, Pleochroismus, Interferenzfarben u.a. entfallen. Und hier liegt nun die wesentliche Schwierigkeit; unsere Augen sind an das LM gewöhnt. Viele Merkmale des REM-Bildes können wir gar nicht verarbeiten, sondern müssen sie erst langsam in unseren lichtoptischen Erfahrungsschatz übersetzen und einbauen. Das heißt, uns vom LM bekannte Partikel und Strukturen können im REM-Bild so verändert aussehen, daß wir sie erst durch einen direkten Vergleich von LM und REM-Bild als solche erkennen.

#### 4.2 Herstellung Vergleichsmaterial

Ein wesentlicher Teil der Siltfraktion besteht aus Organismen oder Skelettelementen, die primär so klein sind, daß sie nur in diesem Korngrößenbereich vorkommen (z.B. Coccolithen, Diatomeen, Ascidiensklerite etc.). Diese Formen wurden in geeigneten Sedimentproben unmittelbar in ganzen Exemplaren und in Bruchstücken untersucht und in ihrem Formenschatz erfaßt.

Andere kleinere Organismen (Foraminiferen etc.) wurden in isolierten, ausgelesenen, möglichst korrodierten oder angebrochenen Exemplaren untersucht. Frische, unversehrte Exemplare lassen die charakteristischen Ultrastrukturen nur schlecht erkennen. Künstlicher Silt wurde speziell von Foraminiferen nicht hergestellt, da einmal das Verfahren wegen der geringen Größe der Organismen sehr zeitraubend ist, zum andern aber die Hohlraumfüllung ein zu hohes Maß an Verunreinigungen mitbringen.

Chlorophyceae (Grünalgen) und Phaeophyceae (Braunalgen) wurden mit Natrium-Hypochlorid ( $\text{NaO}(\text{Cl})$ ) behandelt und so die organischen Filamente oxidiert. Die zarten Skelette zerfallen dann weitgehend ohne jede mechanische Beanspruchung, so daß die ein-

zelnen Elemente einer detaillierten Untersuchung zugänglich werden.

Ein großer Teil der Siltfraktion besteht dagegen aus Bruchstücken größerer Organismen. Da von den meisten die Ultrastruktur der Schalen und Gehäuse nicht oder nur in Teilen bekannt war, bestand zunächst die Notwendigkeit, die Ultrastrukturen der ganzen Organismen (Muscheln, Korallen, Bryozoen etc.) zu untersuchen und zu beschreiben, um dann zu versuchen, diese Beobachtungen und Erkenntnisse auf die Bruchstücke und Sedimentpartikel zu übertragen. Dazu wurden die Oberflächenstrukturen sowie die Strukturen der verschiedensten, willkürlichen Bruchlagen an Gehäusen und Skeletten bekannter Organismen untersucht. Anschließend wurden diese zu künstlichem Silt zerkleinert und wie die natürlichen Sedimente (Kap. 3) fraktioniert, präpariert und im REM untersucht.

Das zunächst angewendete Verfahren, definiertes Vergleichsmaterial in Siltkorngröße herzustellen, nämlich durch einfaches Zerreiben mit Mörser und Pistill, ist sicher das einfachste und wurde auch von anderen Bearbeitern für entsprechende Vorhaben angewandt (MATTHEWS, 1966; HAY et al., 1970; STIEGLITZ, 1971).

Es müssen in diesem Zusammenhang jedoch einige grundsätzliche Überlegungen angestellt werden. Das Vergleichsmaterial soll 1. Aufklärung geben über die Ultrastruktur der Organismen und deren Erkennbarkeit in den Partikeln und 2. den möglichen Einfluß der Ultrastruktur auf Größe, Form und Morphologie eventuell typischer Partikel aufzeigen.

Die erste Frage läßt sich sicher auch mit dem nach der obigen Methode gewonnenen Vergleichsmaterial einigermaßen zuverlässig beantworten. Bei der Beantwortung der zweiten Frage müssen jedoch große Einschränkungen gemacht werden. Ob nämlich der Zerkleinerungsvorgang im Mörser, wo das Schalenmaterial nur durch starken Druck zerstört wird, in irgendeiner Weise natürlichen Verhältnissen entspricht, ist kaum anzunehmen. Somit ist auch kaum zu erwarten, daß die so produzierten Vergleichspartikel in Form, Größe und Oberflächenmorphologie den natürlichen Se-

dimentpartikeln entsprechen.

Der künstliche Silt größerer Organismen (Muscheln, Korallen, Rotalgen) wurde deshalb in einer rotierenden Schüttelmaschine unter Wasserbedeckung durch Abrasion hergestellt. Dieses Verfahren kommt den natürlichen Abrasionsverhältnissen im bewegten Wasser des Strand- und Flachmeerbereiches, wo das Schalenmaterial durch Reiben und Aufeinanderschlagen zu feineren Partikeln zerkleinert wird, erheblich näher.

#### 4.2.1 Fragmentierung biogener Hartteile

Wie die Fragmentierung von biogenem Schalen- und Skelettmaterial unter natürlichen Verhältnissen abläuft, und welchen Gesetzmäßigkeiten sie in Bezug auf die entstehenden Partikel unterliegt, ist in ihrer qualitativen Abfolge noch sehr lückenhaft, in ihrem quantitativen Teil dagegen noch so gut wie unbekannt.

Ganz allgemein ausgedrückt, erfolgt die Fragmentierung im aquatischen Bereich durch physikalisch-mechanische (Abrasion), chemische (Korrosion) und biologische Beanspruchung (in Teilen als Bioerosion zu bezeichnen) des biogenen Materials. Welcher dieser Prozesse in welchem Milieu bevorzugt abläuft, ist sehr unterschiedlich, doch ist zu betonen, daß in der Regel keiner dieser Vorgänge isoliert gesehen werden kann. Meist zeigt sich eine intensive Verzahnung und Wechselwirkung zwischen den einzelnen zerstörenden Prozessen; dies gilt ganz besonders für den biologischen Bereich.

##### 4.2.1.1 Abrasion

Bei der Abrasion wird das Material durch Aneinanderreiben und Aufeinanderschlagen zu feineren Partikeln zerkleinert. Dies kann nur im bewegten Wasser erfolgen, so daß die Abrasion bevorzugt auf den Strand-, Küsten- und Flachmeerbereich konzentriert ist. In welchem Ausmaß die einzelnen Organismen bzw. Organismengruppen zerstört werden, hängt hier, neben der primä-

ren Größe der Hartteile, nur noch von ihrer mechanischen Festigkeit ab. Diese ist extrem unterschiedlich, bei manchen Organismen so gering, daß sie nach Auflösung ihrer organischen Häutchen ohne weitere mechanische Beanspruchung in ihre Einzelelemente zerfallen.

Auf ihre Stabilität gegen mechanischen Abrieb wurden von CHAVE (1960, 1964) zahlreiche Organismen im Experiment untersucht. Er kam zu dem Ergebnis, daß die mechanische Festigkeit biogener Hartteile von der Mineralogie der Schalen gar nicht, sondern im wesentlichen von der Ultrastruktur abhängt. Hängt aber die Festigkeit gegen mechanischen Abrieb von der Ultrastruktur ab, dann müssen auch die dabei entstehenden Partikel in Größe und Gestalt eine Funktion der Ultrastruktur darstellen.

In einer rotierenden Schüttelmaschine wurden Abrasionsversuche mit verschiedenen Organismen durchgeführt. Trotz der gleichen Bedingungen, im Experiment zeigen, wie erwartet, die Korngrößenverteilungen des entstehenden Feinmaterials extreme Unterschiede (Fig. 10). Die Konzentrierung des Materials auf den Fein- und Mittelsilt bei *Echinocardium* wird bei Betrachtung der feinspongiösen Skelettstruktur dieser Form (vgl. Taf. 6, Fig. 10) erklärlich. Die spongiöse Gitterstruktur wird relativ leicht zerschlagen in einzelne Gitterstückchen, die in ihrer Größe dem Mittel- und Feinsilt entsprechen. Eine weitere Zerkleinerung ist nur sehr schwer zu erreichen, da die Kristallitstruktur der Echinodermen sehr dicht, massiv und stabil ist.

Deutlicher wird der Zusammenhang von Ultrastruktur und Partikelgröße beim Vergleich der Mollusken. In Tab. 4 ist der Zusammenhang von a) Größe der primären Kristallitelemente; b) Strukturtyp, d.h. Zusammenschluß der primären Kristallitelemente zu übergeordneten Struktureinheiten; c) der im wesentlichen daraus resultierenden Stabilität der Struktur und d) der Größe, der bei der Abrasion bevorzugt entstehenden Partikel tabellarisch dargestellt.

Die Schale von *Cardium* besteht aus sehr kleinen Kristallitelementen, die, als Lamellenblocks bündelartig ineinander verzahnt, eine sehr feste Struktur ergeben (Taf. 7, Fig. 9). Durch mecha-

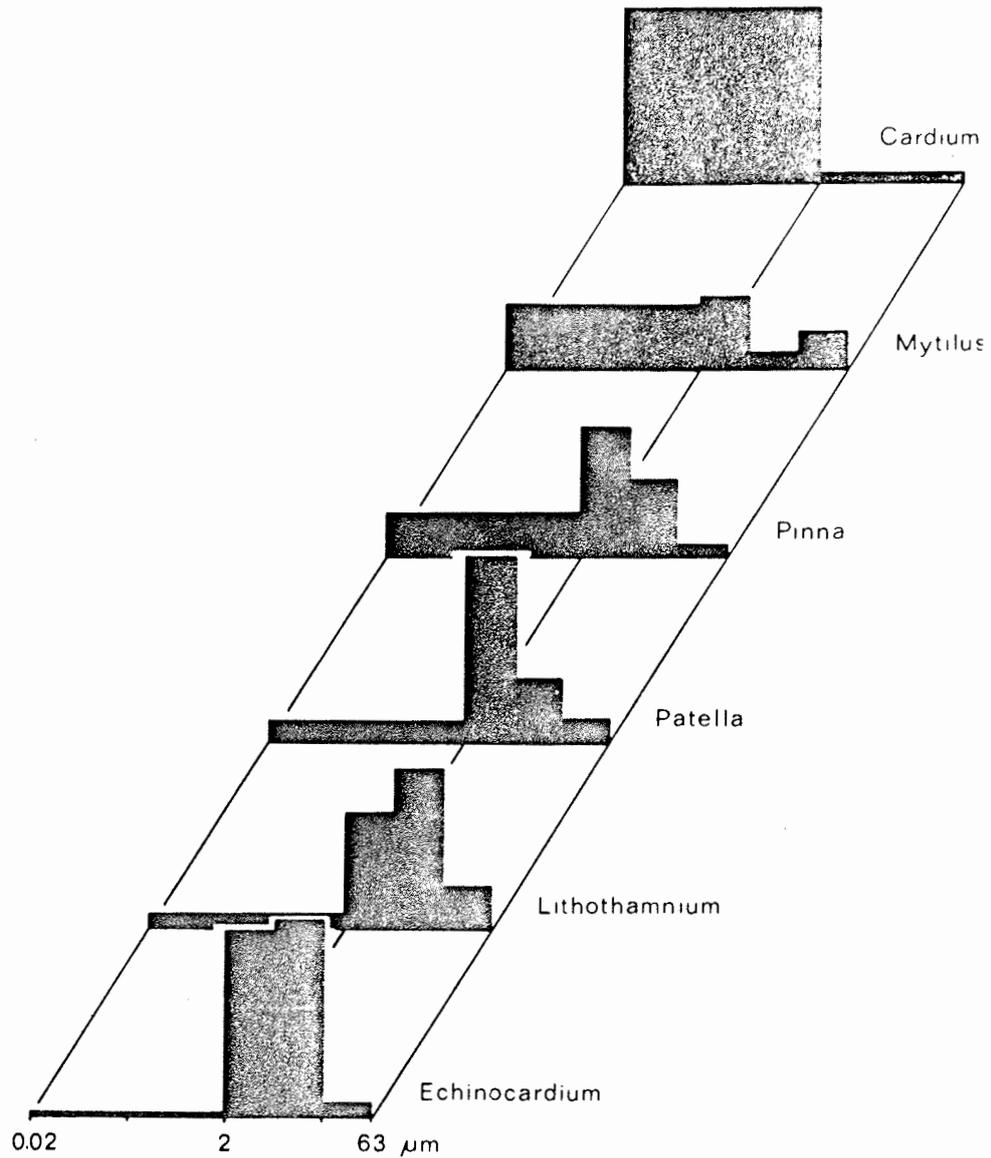


Fig. 10: Histogramme der Korngrößenverteilung von biogenem Feinmaterial, das durch künstliche Abrasion in einer rotierenden Schüttelmaschine von verschiedenen Organismen hergestellt wurde. Die Versuchsdauer war einheitlich ca. 150 Std. bei ca. 50 U/Min.. Die trotz der gleichen Bedingungen sehr verschiedenen Kornverteilungen sind im wesentlichen Ausdruck der unterschiedlichen Ultrastruktur, Größe der Kristallitelemente, ihrer Orientierung zu größeren Einheiten sowie der mechanischen Stabilität der biogenen Hartteile.

	Ultrastruktur-Typen	Mineralogie	Kritallitelemente u. Struktureinheiten			Stabilität der Struktur	Größe der Hauptmenge der entstehende Partikel ( $\mu\text{m}$ )	
			Dimension ( $\mu\text{m}$ )					
			a	b	c			
CARDIUM	Komplex-kreuzlamellar	Aragonit	<u>lattenartig</u>	<u>-100</u>	<u>0,5</u>	<u>0,5</u>	+++	<2
			Lamellen-II	-100	10	0,5		
			Blöcke	-100	10	50		
	Kreuzlamellar	Aragonit	<u>lattenartig</u>	<u>-100</u>	<u>0,5-1</u>	<u>0,5-1</u>		<2
			Lamellen-II	-100	10	0,5-1		
			Lamellen-I	-100	10	50		
MYTILUS	Einfach prismatisch	Kalzit	Lamellen	0,2-0,4	1-2	1-2	+	<2 2 - 6
			<u>Prismen</u>	<u>-100</u>	<u>1-2</u>	<u>1-2</u>		
	Perlmutter	Aragonit	Plättchen	2-5	2-5	1-2	+	2 - 6
PINNA	Einfach prismatisch	Kalzit	Lamellen	3-5	10-40	10-40	+	2 - 20
			<u>Prismen</u>	<u>40-100</u>	<u>10-40</u>	<u>10-40</u>		
	Perlmutter	Aragonit	Plättchen	2-5	2-5	1-2	+	2 - 6
PATELLA	Kreuzlamellar (Kreuzblättrig)	Kalzit	<u>lattenartig</u>	<u>-100</u>	<u>0,2-0,5</u>	<u>0,2-0,5</u>	++	2 - 20
			Lamellen-II	-100	10 - 20	0,2-0,5		
			<u>Lamellen-I</u>	<u>-100</u>	<u>10 - 20</u>	<u>100</u>		

Tab. 4: Zusammenhang von Ultrastruktur und der bei der Abrasion biogener Hartteile entstehenden Partikelgrößen am Beispiel einiger Mollusken. Die Größe der entstehenden Partikel ist abhängig von der Größe der Kristallitelemente, deren Verbindung zu größeren Einheiten und der Stabilität der Gesamtstruktur. Unterstrichen sind die Struktureinheiten, die den größten Teil der Bruchstücke liefern.

nischen Abrieb können meist nur einzelne Kristallitelemente und nur selten größere Strukturstücke herausgebrochen werden; die entstehenden Partikel sind deshalb fast durchweg weniger als 2  $\mu\text{m}$  groß (Taf. 40, Fig. 10).

Die Schale von Mytilus zerfällt dagegen relativ rasch in einzelne Prismen (Taf. 38, Fig. 10). Da diese jedoch noch in kleinste Querlamellen untergliedert sind (Taf. 7, Fig. 6), wird ein großer Teil rasch weiter zerkleinert zu Partikeln von Tonkorngrößen.

Eine vergleichbare Struktur und einen ähnlich raschen Zerfall in Prismen zeigt Pinna. Die Struktur- und Kristallitelemente, die Prismen (Taf.7, Fig. 4) als auch die sie aufbauenden Lamellen (Taf. 7, Fig. 5), sind jedoch größer als die von Mytilus und somit auch die durch Abrieb entstehenden Partikel.

Die Schale von Patella ist wieder ähnlich stabil wie die von Cardium. Die Strukturelemente sind jedoch nicht so stark miteinander verzahnt. Dies hat zur Folge, daß übergeordnete Struktureinheiten herausgebrochen werden können und somit auch grössere Partikel beim Abrieb entstehen können.

Die Beziehung von Korngröße und Ultrastruktur läßt sich somit schon etwas detaillierter beschreiben. Die bei der Abrasion biogener Hartteile entstehenden Partikel sind in ihrer Korngröße abhängig von der Größe der Kristallitelemente sowie der Orientierung der Elemente zu größeren, übergeordneten Einheiten. Dabei ist das wesentliche Kriterium der Grad der Verflechtung innerhalb der Gesamtstruktur und die daraus resultierende Festigkeit und erst in zweiter Linie die Größe der übergeordneten Strukturen.

Chemische und biologische Fragmentierung sind im Experiment schwieriger nachvollziehbar, so daß hier im wesentlichen nur Einzelbeobachtungen vorliegen.

#### 4.2.1.2 Korrosion

Korrosion findet überall dort statt, wo das organische und mineralische Skelett im Ungleichgewicht mit dem umgebenden Wasser steht. Dieser Prozess ist somit nicht an bestimmte Räume gebunden. Die Wirkungsweise erfolgt durch Weglösen, was entweder nur oberflächlich, meist aber im gesamten inneren Skelettgefüge stattfindet.

Letzteres ist besonders dann der Fall, wenn eine Schalenstruktur aus verschiedenen Mineralphasen unterschiedlicher Löslichkeit (hoch-Mg-Kalzit, Aragonit, niedrig-Mg-Kalzit) aufgebaut wird. Aber auch unterschiedlich große Kristallitelemente und besonders Unterschiede in der Dichte des Strukturgefüges las-

sen Löslichkeitsunterschiede entstehen. Insgesamt bewirken diese eine allgemeine Auflockerung der Skelettstruktur, die über eine Vergrusung zu einer totalen Fragmentierung und letztlich zur völligen Auflösung führen können. Lösungs- und Auflockerungsbahnen sind hier wieder die gleichen Strukturen, die auch bei der mechanischen Beanspruchung als Schwächezonen bevorzugt zu Bruchflächen führten, nämlich die Grenzen der Kristallitelemente und ihre übergeordneten Skelettstrukturen. Diese werden, durch den in der Regel gleichmäßig und langsam ablaufenden Lösungsprozess, in allen Einzelheiten herauspräpariert, so daß bei der chemischen Fragmentierung die Partikelform und Größe in noch viel stärkerem Maße von der Ultrastruktur bestimmt wird als bei der abrasiven Fragmentierung. Besonders deutlich wird dies an den Partikeln der planktonischen Foraminiferen (Taf. 28, 29). Eine allgemeine Auflockerung durch Lösung führt zum Abplatzen großer Struktureinheiten (Taf. 29, Fig. 1), die in immer kleinere Einheiten aufspalten können (Taf. 28, Fig. 3), ohne dabei die Form der übergeordneten Struktur ganz zu verlieren. Bei weiterem Fortschreiten der chemischen Fragmentierung kommt es zur Selektion besonders dichter, massiver, lösungsresistenter Struktureinheiten (Taf. 29, Fig. 6, 9).

#### 4.2.1.3 Die biologische Fragmentierung

Die biologische Fragmentierung kann in einen chemischen und einen mechanischen Anteil aufgegliedert werden. Die vielfältigen Verflechtungen der einzelnen Vorgänge läßt dies aber nur im Einzelfall sinnvoll erscheinen. Zahl und Aktivität der Organismen ist im photischen Bereich der Meere am größten, und somit sind auch hier die biologischen Zerstörungsprozesse am intensivsten.

Die größte Wirkungsbreite erreichen die biologischen Zerkleinerungsprozesse in den Flachmeeren. Das Zerbrechen von Schalen durch räuberische Tiere, ein rein mechanischer Vorgang, der kaum charakteristische Feinkornpartikel entstehen lassen dürfte, wurde schon von WALTHER (1910) als eine wesentliche Ursache für die Entstehung organischer Kalksande angesehen. Häufig wird

den sedimentfressenden Organismen über eine Beanspruchung von Sand und Schlamm in ihrem Verdauungstrakt eine mehr oder weniger wesentliche Rolle bei der Partikelzerkleinerung eingeräumt (DAPPLES, 1938). Die mögliche Bedeutung dieses chemisch oder auch mechanisch ablaufenden Prozesses ist aber, bis quantitative Untersuchungen vorliegen, noch sehr ungewiß. Dagegen ist die schalenzerstörende Rolle der Bohrschwämme schon recht gut bekannt (HARTMANN, 1958; NEUMANN, 1965; RÜTZLER, 1975). Sie produzieren sehr charakteristisch geformte Späne (Taf. 50), die in bestimmten Ablagerungsräumen einen wesentlichen Sedimentanteil ausmachen können (FÜTTERER, 1974). Einen sehr wichtigen, aber mehr indirekten Beitrag zur Schalenzerstörung, ohne unmittelbar Sedimentpartikel zu produzieren, leisten im Flachwasser die lösend bohrenden Blau-Grünalgen. Das Schalenmaterial wird durch sie so stark zerbohrt, daß abrasive und korrosive Prozesse leicht eine völlige Fragmentierung bewirken können. Ein unauffälliger, aber wirkungsvoller Beitrag wird von den Mikroorganismen geleistet. Die Kristallitelemente und Struktureinheiten sind in vielen Schalen von sehr unterschiedlich ausgeprägten, organischen Lamellen umgeben oder durchsetzt, die den Strukturen zum großen Teil ihre Festigkeit und Elastizität verleihen. Diese organische Substanz kann mikrobiell abgebaut werden; die Struktur verliert ihren Zusammenhalt, so daß durch die Skelettultrastruktur definierte Partikel freigesetzt werden können. Ganz auffällig ist dieser Vorgang beim Zerfall der einfach prismatischen Struktur der Mollusken innerhalb der Pinacea, Ostreacea und Pteriacea. Diese Struktur (Taf. 7, Fig. 4) zerfällt durch den Abbau der verbindenden Lamellen in einzelne, relativ große, sehr charakteristische Prismen (Taf. 41, Fig. 1, 8).

Im pelagischen Bereich erfolgt die Fragmentierung vornehmlich im Freiß- und Verdauungstrakt räuberischer oder filtrierender Tiere. Dabei ist der Grad der Zerstörung sehr unterschiedlich. Salpen und viele Copepoden lassen aufgenommene Schalen völlig unversehrt, während zum Beispiel die meroplanktonische Krabbe *Pleuroncodes planipes* alle Schalen zu Partikeln mit weniger als 30  $\mu$ m Durchmesser zerkleinert (BERGER & ROTH, 1975). Wie das Material zerkleinert wird, ist in den Einzelheiten häufig noch

unklar. Bei den thecosomen Pteropoden ist auf Grund der massiven Kauplatten im Magen ein mechanisches Zerreiben das Wahrscheinlichste, jedoch ist eine zusätzliche chemische Beanspruchung auch nicht auszuschließen (RICHTER, 1977). Durch diese Prozesse charakteristisch geformte Partikel sind kaum zu erwarten. Größe und Morphologie der entstehenden Partikel sind auch hier im wesentlichen von der Ultrastruktur der Hartteile vorgegeben.

#### 4.3 Ultrastrukturen und Silt-Partikel

Zur Identifizierung biogener Silt-Partikel müssen die im Partikel enthaltenen und erkennbaren Strukturen benutzt werden. Das heißt mit anderen Worten, die Ultrastrukturen der biogenen Hartteile, der Schalen, Skelette oder Zellausscheidungen mit ihren Kristallitelementen und übergeordneten Strukturen sind die Ordnungs- und Bestimmungskriterien. Eine genaue Kenntnis dieser Strukturen in ihrem dreidimensionalen Bild ist daher zwingende Voraussetzung für die Bestimmung biogener Siltpartikel.

Aus diesem Grund werden im folgenden Abschnitt die Ultrastrukturen der für die Sedimentbildung wichtigsten Organismengruppen eingehend beschrieben (vgl. Taf. 1 - 8). Es wird versucht, daraus und im Vergleich mit definierten Silt-Partikeln Kriterien zusammenzustellen, die es ermöglichen, Bruchstücke den einzelnen Organismengruppen zuzuordnen zu können (vgl. Taf. 9 - 50). Trotz der eingehenden Beschreibung müssen die biologisch-paläontologischen Gesichtspunkte der Ultrastrukturuntersuchung dabei weitgehend in den Hintergrund treten, doch wird die entsprechende Literatur, dort wo sie zur Verdeutlichung und Klärung beitragen kann, mit berücksichtigt.

Zur Vervollständigung der Kriterien für eine quantitative Abtrennung biogener von nicht-biogenen Komponenten ist eine kurze Beschreibung der wesentlichen mineralischen Komponenten, authigener Pyrit sowie terrigen-detritischer Quarz und Karbonat angefügt.

Die Bestimmung der biogenen Partikel im Silt erfolgt in der Regel über die Beschreibung und Bestimmung der einzelnen Skelett-Bausteine, den "Kristallen". Dieser Begriff wird allgemein in diesem Zusammenhang mit dem Begriff "Einkristall" gleichgesetzt. Dies kann zu beträchtlicher Verwirrung führen, da dieser Begriff nicht einheitlich gebraucht wird und in seinem Inhalt zudem noch von der Untersuchungsmethode abhängig ist. Eine ausführliche Diskussion dieser Probleme findet sich bei TOWE (1972).

Nach ERBEN & NEWESSELY (1972) ist dagegen der Begriff "Kristallit" ein rein deskriptiver Terminus, mit dem allseitig frei von Oberflächen begrenzte, winzige kristalline Körper bezeichnet werden können. Als entscheidend werden dabei das Vorhandensein von primären, allseitigen, morphologischen Abgrenzungen angesehen. Ein "Kristallit-Aggregat" ist dann ein Körper, der in mehr oder weniger regelmäßiger Weise aus Kristalliten zusammengesetzt wird.

In diesem Sinne wird in den folgenden Beschreibungen der Skelettelemente und Strukturen der Begriff "Kristall" generell durch "Kristallit" ersetzt.

#### 4.3.1 A L G E N

Innerhalb der verschiedenen, auf Grund der Chromatophoren unterschiedenen Algenstämme, haben sich einige wenige Gruppen entwickelt, die mineralische Hartteile als Schalen oder orientierte bzw. unorientierte Skelettelemente ausscheiden und somit zur Sedimentbildung beitragen können. Nach der Mineralogie der Hartteile lassen sich zwei große Gruppen unterscheiden: A) die Kieselalgen und B) die Kalkalgen.

##### A) Kieselalgen

Unter "Kieselalgen" werden häufig nur die im Süßwasser und den Ozeanen vorkommenden Diatomeales verstanden (LEHMANN, 1964). Sie sind sicher in dieser Gruppe auch die wichtigsten Vertreter, doch müssen die Silicoflagellineae und Archaeomonadaceae der Chrysomonadales sowie die Actiniscaceae der Gymnodiniales mit

zu dieser Gruppe gerechnet werden.

Die Hartteile der Kieselalgen bestehen aus wasserhaltigem, amorphem Opal. In den pelagischen und hemipelagischen Sedimenten der höheren Breiten und der Auftriebsgebiete machen sie heute einen wichtigen Sedimentanteil aus.

## B) Kalkalgen

Die Kalk abscheidenden Algen sind eine sehr heterogene Gruppe mariner und nicht-mariner Wasserpflanzen. Vertreter dieser Gruppe sind in nahezu allen Algenstämmen vorhanden und haben im Verlauf der Erdgeschichte eine wesentliche Rolle bei der Bildung der Karbonatgesteine gespielt. Ausführliche Darstellungen der fossilen Kalk abscheidenden Algen finden sich besonders bei PIA (1926, 1934) und in jüngerer Zeit vor allem bei JOHNSON (1961), der darüber hinaus umfassende Bibliographien herausbrachte (JOHNSON, 1943, 1957, 1967).

Dabei fällt auf, daß unter Kalkalgen im engeren Sinne häufig nur deren benthonisch lebende Vertreter, speziell die Corallinaceae, Solenoporaceae, Codiaceae, Dasycladaceae und Characeae verstanden wurden (JOHNSON, 1961), die planktonisch lebenden, Kalk abscheidenden Algen der Ozeane, die kalkigen Dinoflagellaten und besonders die Coccolithineae, die schon PIA (1934) für die wichtigsten Kalkbildner hielt, aber kaum erwähnt werden. Diese finden heute jedoch eine zunehmende Beachtung.

Eine umfassende, moderne Bearbeitung der rezenten Kalkalgen unter biologischen Gesichtspunkten fehlt. Dies wird auch von WRAY (1977) betont, der in seiner zusammenfassenden Darstellung der fossilen Kalkalgen die rezenten Formen so weit wie möglich mit erfaßt. Eine kurze, neuere Zusammenfassung unter den verschiedensten Gesichtspunkten findet sich noch bei GINSBURG et al. (1972). Die Skelettstrukturen werden dabei in allen Arbeiten vornehmlich lichtoptisch oder gar nur sehr randlich behandelt. Erst FLAJS (1977) beschreibt dann in einer ausführlichen Arbeit über die Ultrastrukturen des Kalkalgen-skeletts den Skelettaufbau der benthonischen Kalkalgen auf Grund von REM-Untersuchungen.

Die Kalk abscheidenden Süßwasseralgen spielen bei einer quantitativen Berücksichtigung der produzierten Karbonatmenge nur eine untergeordnete Rolle. Abgesehen von den Charophyta sind sie meist nur für die indirekt biogene Kalktuffabscheidung von Bedeutung (GOLUBIC, 1973; SCHNEIDER, 1977). Ähnliches gilt auch für die filamentösen Cyanophyta, die jedoch im marinen Litoral- und im Flachwasserbereich mächtige Sedimentkrusten bilden können.

Große Mengen Karbonatsediment produzieren dagegen im Flachwasserbereich, besonders in Riffen und Lagunen, die Rhodophyta und Chlorophyta (STOCKMAN et al., 1967; LAND, 1970; NEUMAN & LAND, 1975). Im ozeanischen Bereich werden gewaltige Karbonatmengen durch die planktonischen Formen der Chrysophyta und Pyrrophyta abgelagert. Die Hartteilstrukturen der wichtigsten Algengruppen sollen im folgenden an Hand einiger Beispiele dargestellt werden (Tab. 5).

#### 4.3.1.1 P Y R R O P H Y C E A E (Panzeralgen)

Die Pyrrophyceen sind bis auf wenige Arten nur marin vorkommende Algen. Die Hartteile der Zellen können aus sehr unterschiedlichem Material bestehen. Bei der wichtigsten Ordnung, den Dinophycales (= Peridinales), besteht die Zellwand meist aus polygonalen, porösen Zelluloseplatten, die nur schlecht erhaltungsfähig sind. Im Verlauf ihres Lebenszyklusses bilden sie jedoch Zysten aus, deren Wandkonstruktion entweder aus kutinähnlichem, organischem Material besteht oder aus Kalzit aufgebaut wird, die in beiden Fällen also gut fossilisierbar ist.

Zysten aus organischer Substanz werden in zunehmendem Maße für stratigraphische Untersuchungen herangezogen, doch treten sie in quantitativer Hinsicht im Sediment nur sehr untergeordnet auf.

Häufiger, teilweise sedimentbildend, sind dagegen die Formen mit kalkigen Zysten, die Thoracosphaeroideae, die besonders in pelagischen Sedimenten der niederen Breiten einen erheblichen Sedimentanteil ausmachen können. Sie gehören zum kalkigen Nan-

Tabelle 5: Zusammenstellung der Algengruppen, die durch Abscheidung erhaltungsfähiger Hartteile (Skelettelemente) wesentlich zur Sedimentbildung beitragen, sowie einige exemplarisch untersuchte Beispiele.

KLASSE	ORDNUNG	FAMILIE	"GATTUNG"	MINERALOGIE	
Pyrrophyceae (Panzeralgen)	Dinophycales	Thoracosphaeroideae	Thoracosphaera Calciodinellum	Kalzit Kalzit	
	Gymnodiniales	Actiniscaceae	Actiniscus	Opal	
	Chrysophyceae (Goldalgen)	Diatomales	"Diatomeen"	Opal	
Chrysomonadales	Archaeomonadaceae	Silicoflagellineae	Distephanus	Opal	
				Opal	
			Coccolithineae	"Discoaster"	Kalzit
				Braarudosphaera "Coccolithus"	Kalzit Kalzit
Rhodophyceae (Rotalgen)	Cryptonemiales	Corallinaceae	Amphiroa	Mg-Kalzit	
			Corallina	Mg-Kalzit	
			Lithothamnium	Mg-Kalzit	
Chlorophyceae (Grünalgen)	Dasycladales	Dasycladaceae	Acetabularia	Aragonit	
	Siphonales	Codiaceae	Halimeda	Aragonit	
			Udotea	Aragonit	
			Penicillus	Aragonit	
			Rhipocephalus	Aragonit	
Phaeophyceae (Braunalgen)	Dictyotales	Dictyotaceae	Padina	Aragonit	

noplankton und wurden bisher zum großen Teil systematisch in der Gattung Thoracosphaera zu den Coccolithen gestellt.

Eine Besonderheit stellen die endoskeletal gebildeten, kieseligen, sternförmigen Nadelelemente der Actiniocaceae (Gymnodiniales) dar, die in den Sedimenten der höheren Breiten einen spürbaren Anteil der kieseligen Mikrofossil-Gemeinschaft ausmachen können (DUMITRICA, 1973b; PERCH-NIELSEN, 1974a; ORR & CONLEY, 1976).

#### 4.3.1.1.1 Dinophycales A ("Hystrichosphären") (Taf. 11, Fig. 1 - 5)

##### Skelettfinebau

Die Größe der Dinoflagellaten-Zysten aus organischem Material

schwankt zwischen 10 und 400  $\mu\text{m}$ . Wesentliche Merkmale sind a) eine häufig vorkommende Segmentierung des Panzers durch erhabene Lamellen in poröse, teilweise ornamentierte Plattenelemente oder b) ein dichter Besatz mit stachelartigen, innen hohlen, distal häufig sich aufspaltenden oder sich trichterförmig erweiternden Fortsätzen (Formen, die lange Zeit in der Fam. Hystrichosphaeridae zusammengefaßt wurden). Im Detail zeigt die Panzeroberfläche eine griesig-körnige, häufig aber auch glatte, merkmalslose Ultrastruktur.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die Zysten aus organischem Material sind häufig vollständig erhalten und somit leicht erkennbar.

Dünnwandige Zysten kollabieren leicht; die auffällige Bestachelung oder Segmentierung läßt aber auch bei diesen Partikeln allgemein eine sichere Bestimmung zu.

#### Vergleiche

Bestachelte Formen sind gelegentlich von Blütenpflanzen-Pollen aber nur mit Mühe zu unterscheiden.

#### 4.3.1.1.2 Dinophycalles B (Thoracosphaeroideae) (Taf. 5, Fig. 7 - 9; Taf. 9 - 10)

#### Skelettfinebau

Der Panzer der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten ist meist kugelförmig, selten gedrungen länglich-oval, mit einem Durchmesser von 10 - 50  $\mu\text{m}$ . Diese Zysten sind somit ausschließlich auf die Feinfraktion beschränkt. Der Panzer besteht aus einer 1 - 3  $\mu\text{m}$  dicken Lage, die aus zahlreichen Skelettelementen aufgebaut wird. Diese sind 1 - 5  $\mu\text{m}$  groß, von meist polygonalem Umriß und setzen sich häufig wiederum aus kleineren Kristalliten zusammen. Charakteristische Porenmuster entstehen durch die regelmäßige Anordnung der Skelettelemente (Taf. 5, Fig. 7 - 9). Einige Formen zeigen einen dichten Besatz von spitzen oder sich distal verbreiternden, stachelartigen Fortsätzen. Ausführliche Gehäusebeschreibungen auf Grund von REM-Untersuchungen finden sich bei FÜTTERER (1976, 1977).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Vollständig kalkige Zysten sind hauptsächlich im Mittelsilt und feineren Grobsilt zu finden und sicher zu bestimmen. Die charakteristischen Schalenmuster, die durch die regelmäßige Orientierung der Kristallite und Skelettelemente entsteht, ermöglicht eine sichere Bestimmung auch der kleinsten Bruchstücke im Feinsilt.

#### Vergleiche

Bruchstücke mit glattflächigen, pyramidalen Skelettelementen oder mit Porenstrukturen aus fein granularen Kristalliten können gelegentlich mit Bruchstücken der Kristallitkruste, bzw. der porig plattig-laminaren Struktur der planktonischen Foraminiferen verwechselt werden (Taf. 28, 29).

#### 4.3.1.1.3 Gymnodinales (Actiniscaceae)

(Taf. 11, Fig. 6)

#### Skelettfinebau

Die kieseligen Skelettelemente, grob sternförmig um einen Zentralkörper angeordnete, leicht gebogene Nadeln von 10 - 70  $\mu$ m Größe, zeigen teilweise glatte, in der Mehrzahl jedoch rauhe bis runzlige Oberflächenstrukturen. Feine Häkchen und Ornamentierungen sind häufig; löchrig-blasige Alveolarstrukturen finden sich besonders zahlreich am Zentralkörper (vgl. ORR & CONLEY, 1976).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Da die kieseligen Endoskelettelemente wegen ihrer Kleinheit meist vollständig vorliegen, ist im Mittel- und Grobsilt ihre Bestimmung allgemein einfach. Wesentliches Merkmal an Bruchstücken sind die blasigen Alveolarstrukturen.

#### Vergleiche

Kleinere Bruchstücke ohne blasige Alveolarstrukturen sind leicht mit Bruchstücken von Radiolarien (Taf. 30), Ebridien oder Sili-coflagellaten (Taf. 3, Fig. 1 - 4) zu verwechseln. Glatt-nadelige Formen sind nicht immer leicht von Mikroskleriten der Kiesel-schwämme (Taf. 31) zu trennen.

Allgemein ist eine Abtrennung der kieseligen endoskeletalen Dinoflagellaten von den kieseligen Skeletten der Ebridien, Radiolarien und Silicoflagellaten nicht immer einfach.

#### 4.3.1.2 C H R Y S O P H Y C E A E (Goldalgen)

Zwei Ordnungen der Chrysophyceen enthalten Gruppen mit mineralisierten Skelettelementen. Bei den Chrysomonadales sind dies die Familien Archaeomonadaceae, Silicoflagellineae und Coccolithineae sowie bei den Diatomales, die äußerst formenreiche Gruppe der Diatomeen.

##### 4.3.1.2.1 D i a t o m a l e s (Taf. 16)

Die Diatomeen sind eine sehr große, äußerst formenreiche Algengruppe, die im Meer und im Süßwasser vorkommen und ein Gehäuse aus Opal abscheiden. Diese Gehäuse werden etwa 1 - 10  $\mu$ m groß. Nach der Symmetrie der Schalen werden zwei Gruppen, die Pennatae mit stab- oder schiffchen-, seltener keilförmigen Zellen und die Centricae mit kreisförmigen oder abgerundet-dreieckigen Zellformen unterschieden. Die Diatomeen leben einzeln oder in Kolonien, manche Formen planktonisch, manche benthonisch.

Die marinen Formen (hauptsächlich Centricae) bilden einen ganz wesentlichen Bestandteil des Phytoplanktons. Sie kommen in allen Klimabereichen vor. Zu größeren Anreicherungen in den marinen Sedimenten kommt es jedoch nur in den höheren Breiten der Ozeane und in Auftriebsgebieten.

Süßwasser-Diatomeen kommen gelegentlich in größeren Mengen auch in marinen Ablagerungen vor. In den Sedimenten des südlichen NE-Atlantiks sind sie lagenweise angereichert (KOLBE, 1957). Ihr Herkunftsgebiet ist der afrikanische Kontinent von, wo sie mit den häufigen Staubstürmen auf den Atlantik hinausgetragen werden. Diese Süßwasser-Diatomeen können wie die Phytolithen in gewissen Grenzen als Transport- bzw. Klimaindikatoren benutzt werden.

### Skelettfleinbau

Die in der äußeren Plasmamembran ausgeschiedene Kieselhülle ist in Epithek und Hypothek, wie Deckel und Boden einer Schachtel, untergliedert. Dach- und Bodenfläche, allgemein auch als Schalen bezeichnet, weisen äußerst feine, verwickelt gebaute, häufig sehr regelmäßig angeordnete Strukturelemente auf. Diese bestehen meist aus winzigen, sehr dünnwandigen Kämmerchen, die von allerfeinsten Poren oder Siebplatten verschlossen werden. Die Schalenelemente erhalten so eine ganz charakteristische Musterung.

Die Seitenflächen der Kieselhüllen werden als Gürtel- oder Mantelbänder bezeichnet. Sie sind häufig glatt und strukturlos. Bei einigen Formen werden jedoch Zwischenbänder gebildet, so daß auch der Gürtelbandbereich eine stärkere Untergliederung zeigen kann.

Bedingt durch den Skelettbau aus amorphem Opal sind keinerlei materialtypische Skelettstrukturen erkennbar. Im frischen Zustand ist das Skelett (auch bei starker Vergrößerung) glatt und völlig strukturlos. In korrodiertem Zustand wird eine rauhe, fein griesige Struktur der Oberflächen sichtbar wie sie auch bei anderen opal-kieseligen Skeletten (Kieselschwämme, Radiolarien) auftritt.

Durch die extrem feine, dünnwandige Kammerung, Perforierung und Gliederung des Diatomeengehäuses wird ein sehr niedriges Raumgewicht erreicht, so daß, als Folge der Schlämmanalyse, in den feinen Fraktionen relativ große Diatommen oder Bruchstücke angereichert werden.

### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Ganze Schalen oder Gürtelbänder sind im Mittel- oder Grobsilt ohne Schwierigkeiten zu bestimmen. Die Feinheit der Kammerung und Perforation erlaubt darüber hinaus eine eindeutige Identifizierung auch bei den kleinsten Schalenbruchstücken. Durch Korrosion werden feine Elemente, besonders die Siebplatten zerstört und die Perforation noch weiter betont.

Brückstücke von Gürtelbändern sind gebogen plattig, sehr dünn-

wandig, häufig strukturlos und in dieser Kombination der Merkmale gut erkennbar.

### Vergleiche

Von allen Organismengruppen mit opal-kieseligen Skelett-Hartteilen sind die Diatomeen die merkmalsreichsten und kaum mit anderen Gruppen zu verwechseln. Nur kleinste Bruchstücke im Feinsilt, wenn ohne Kammerung und Perforation, können mit feinen Skelettelementen von Silicoflagellaten (Taf. 3, Fig. 1 - 4), Ebridien oder Radiolarien (Taf. 30) verwechselt werden.

#### 4.3.1.2.2 Archaeomonadaceae

Die Archaeomonadaceen sind eine nur fossil vorkommende Gruppe planktonisch mariner Organismen, die während ihres Lebenszyklusses kieselig-opalige Zysten ausbilden. Diese Panzer sind kugelig, etwa 5 - 20  $\mu$ m groß und manchmal mit stachelartigen Fortsätzen besetzt (vgl. DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD, 1970; TYNAN, 1971; PERCH-NIELSEN, 1974a).

Auf Grund ihrer geringen Größe sind sie in der Feinfraktion meist vollständig und mit allen Merkmalen vorhanden und damit sicher erkennbar. Bruchstücke lassen sich dagegen nicht von Radiolarien, Ebridien oder Silicoflagellaten unterscheiden.

#### 4.3.1.2.3 Silicoflagellinae (Taf. 3, Fig. 1 - 4)

Die Silicoflagellaten sind eine ausschließlich marine Algengruppe, die rezent nur noch mit wenigen Gattungen hauptsächlich in den höheren Breiten vorkommt (POELCHAU, 1976).

### Skelettfinebau

Die Silicoflagellaten scheiden ein sehr zierliches endoskeletales Kieselgerüst von 10 - 80  $\mu$ m Durchmesser aus, das aus feinen, im Innern röhrenartig hohlen, nur wenige  $\mu$ m dicken Stäbchen aufgebaut wird. Das kieselige Skelett kann aus einfachen Ringen, Ellipsoiden oder Dreiecken bestehen, ist meist jedoch aus komplex verbundenen, mit stachelartigen Fortsätzen versehenen Doppelringen aufgebaut (Taf. 3, Fig. 1 - 2). Die

Oberflächenstrukturen lassen außer einer schwachen netzartigen Musterung bei einigen Formen (Taf. 3, Fig. 3 -4; vgl. McPHERSON & LING, 1973) keine charakteristischen Merkmale erkennen. Größere Skulpturelemente, Stacheln oder Pusteln, sind selten.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Ganze Skelette sowie größere Bruchstücke mit zusammenhängenden Gerüstteilen kommen im Mittel- und Grobsilt vor und sind eindeutig bestimmbar. Bei kleineren Bruchstücken, einzelnen Stäbchen oder Stacheln, ist eine Bestimmung nur möglich, wenn der innere, röhrenartige Hohlraum sichtbar ist.

#### Vergleiche

Eine sichere Abtrennung von feinästigen Radiolarien (Taf. 30), Ebridien oder Kieselschwamm-Skleriten (Taf. 31) ist in Bruchstücken häufig nicht möglich.

#### 4.3.1.2.4 Coccolithineae (Taf. 12 - 15)

Die Coccolithineae leben in den euphotischen marinen Bereichen, nur wenige Formen im Süß- oder Brackwasser (GAARDER, 1971), und bilden zusammen mit den Diatomeen und den Dinoflagellaten den Hauptbestandteil des marinen Phytoplanktons. Die einzelne Flagellatenzelle, die Cocosphäre, wird etwa 2 - 25  $\mu\text{m}$  groß. Sie besitzt eine Hülle aus Zelluloseschuppen sowie aus kalkigen Skelettelementen, den Coccolithen, die etwa 1 - 15  $\mu\text{m}$  groß werden. Diese zeigen eine große Formenmannigfaltigkeit, die zusammen mit einer raschen phylogenetischen Entwicklung die Coccolithen zu einer biostratigraphisch ausgezeichnet nutzbaren Gruppe werden ließ.

Die meisten Arten leben in den tropischen bis subtropischen Meeren. In den höheren Breiten nimmt die Artenzahl dagegen stark ab, während die Individuenzahl stark zunimmt (OKADA & HONJO, 1973).

Entsprechend ihrer Häufigkeit im Oberflächenwasser stellen die Coccolithen in den heutigen Ozeanen die wesentlichste Quelle für die Herkunft des feinkörnigen Karbonats in den Sedimenten

dar (vgl. Kap. 5.4.3.2).

Mineralogisch bestehen die rezenten Coccolithen aus Kalzit. Genaue Bestimmungen sind wegen der außerordentlichen Schwierigkeiten bei der Abtrennung von Verunreinigungen nur sehr schwierig zu erhalten. Aragonitische Coccolithen wurden von HART et al. (1966) aus natürlichen Sedimenten beschrieben, während WILBUR & WATABE (1963) Aragonit und Vaterit von gezüchteten Coccolithen erwähnen.

Wie bei allen Mikrofossilien ist auch bei den Coccolithen eine Umlagerung und Vermischung im Sediment von jüngeren Formen mit älteren sehr häufig gegeben. Durch das Verhältnis "rezente/fossile" Coccolithen läßt sich dann in dem betrachteten Sediment- bzw. Zeitabschnitt unter günstigen Bedingungen ein relatives Maß für den Einfluß der detritischen Komponente auf das Sediment finden.

Oft ist jedoch eine Abtrennung des autochthonen Anteils vom detritischen Anteil problematisch. Dies gilt besonders dann, wenn es sich um langdurchlaufende Formen handelt. *Coccolithus pelagicus* aus dem Pleistozän, umgelagert in rezente Sedimente, ist z.B. nicht von holozänen Formen abzutrennen, auch wenn die Begleitflora eine Vermischung deutlich erkennen läßt.

Eine zusätzliche Schwierigkeit tritt besonders bei älteren Ablagerungen auf, in denen einzelne Coccolithen durch diagenetischen Kristallitbewuchs nicht mehr sicher bestimmt werden können, und somit die Beurteilung "rezent/fossil" oder autochthon/allochthon stark erschwert wird.

#### Skelettfeinbau

Die Coccolithen werden innerhalb der Zelle gebildet und an der Zelloberfläche zu einer dichten Hülle zusammengefügt (PAUTARD, 1970). Sie bestehen aus kleineren, meist sehr zahlreichen Mikrokristalliten. Ihre Form und Orientierung wird zu einer detaillierten Unterteilung genutzt, die auf elektronenoptischen Untersuchungen basiert (REINHARDT, 1972):

- A) Holococcolithen sind aus einheitlich geformten Mikrokristalliten aufgebaut, deren Gestalt und Orientie-

rung meist schon im Lichtmikroskop erkennbar ist. Sie sind besonders instabil, zerfallen leicht in die einzelnen Elemente und sind im Sediment deshalb nur sehr selten zu finden (GAARDER, 1971).

- B) Heterococcolithen sind aus morphologisch unterschiedlichen Mikrokristalliten zusammengesetzt. Sie sind die formenreichste Gruppe, die in weitere zwölf Typen untergliedert wird, von denen nur die wesentlichsten näher beschrieben werden sollen.

Die häufigste und charakteristischste Gruppe sind die Placolithen, oval bis runde, manschettenknopf-ähnliche Coccolithen, die im einfachsten Fall aus einer basalen Scheibe, einer meist mehrteiligen Wand und aus einer distalen Scheibe bestehen. Zum Teil zeigen sie darüber hinaus noch radial streifige Bodenstrukturen. Die wichtigsten rezenten Gattungen wie *Emiliana*, *Gephyrocapsa*, *Umbellosphaera*, *Helicosphaera*, *Coccolithus* und *Cyclococcolithus* gehören in diese Gruppe.

Die Größe und Form der einzelnen Mikrokristallite ist sehr unterschiedlich. Die distale Scheibe von *Emiliana huxleyi* besteht aus radial orientierten Stäbchen von 0,6 - 1,2  $\mu\text{m}$  Länge und 0,1 - 0,2  $\mu\text{m}$  Dicke, die nur an ihren Enden seitlich miteinander verbunden sind. Die Festigkeit ist damit sehr gering, der Coccolith leicht zerstörbar (Taf. 13, Fig. 1 - 3). Bei *Coccolithus pelagicus* dagegen ist die distale Scheibe aus 1,5 - 2  $\mu\text{m}$  breiten, 2,5 - 3,5  $\mu\text{m}$  langen, dünnen Plättchen aufgebaut, die wie die Blätter eines Kartenspielers seitlich weit übereinandergreifen, was zu einer erheblich größeren Stabilität des Coccolithen führt (Taf. 12, Fig. 4 - 6).

Eine weitere häufige Formengruppe sind die Dictyolithen, die nur aus einem auf der proximalen Seite radial und auf der distalen Seite konzentrisch gestreiften Boden und einer sehr unterschiedlich groß ausgebildeten Wand bestehen; diese Organisation zeigen am deutlichsten die Pontosphaeren (Taf. 14, Fig. 8 - 12). Eine extreme Vergrößerung der Wand führt zu kugel- bis tönchenförmigen, teilweise kelchförmigen Typen, den Scyphosphaeren (Taf. 15, Fig. 1 - 2).

Die Cyrtolithen zeigen nur einen radial gestreiften Boden mit oder ohne zentralen Fortsatz. Bei *Rhabdosphaera* ist der Zen-

tralfortsatz das wesentliche Element, 5 - 8  $\mu$ m lang und 0,5 - 2  $\mu$ m dick, aus zahlreichen, schlank stäbchenförmigen, dicht gepackten Mikrokristalliten zusammengesetzt (Taf. 14, Fig. 10).

- C) Pentalithe bestehen aus fünf radialsymmetrisch orientierten, meist größeren Mikrokristalliten. Bei Braarudosphaera zeigen diese Elemente einen trapezoedrischen Umriß, sind 3 - 5  $\mu$ m groß, etwa 0,5  $\mu$ m dick und weisen einen lagig schichtigen Internbau auf (Taf. 12, Fig. 1 - 3).
- D) Asterolithe zeigen eine sternförmige Orientierung der Mikrokristallite. Die Strahlen können freistehen und nur im Zentrum oder längs Suturen teilweise oder vollständig zusammengewachsen sein. Die Strahlen können sich aufgabeln oder zu Knoten verdicken. Die wesentlichsten Vertreter dieser Gruppe sind die fast ausschließlich im Tertiär vorkommenden Discoasteriden (Taf. 15, Fig. 7 - 12).
- E) Ceratolithe besitzen ein hufeisenförmiges Grundmuster mit meist ungleich langen Armen, denen häufig ein Kiel aufgesetzt ist. Die Ceratolithen gehören zu den ausgesprochen großwüchsigen Formen (Taf. 15, Fig. 4 - 6).
- F) Microrhabdulithen sind stäbchenförmig, von rundem, dreieckigem oder kreuzförmigem Querschnitt und aus sehr kleinen Mikrokristalliten zusammengesetzt, die gleichmäßig oder alternierend orientiert sein können.

Die Stabilität der Coccolithen gegen mechanische und chemische Beanspruchung ist sehr unterschiedlich. Leicht korrodierbar sind stark perforierte oder netzartige Formen wie Pontosphaera oder Syracosphaera (Taf. 14, Fig. 9, 11 - 12). Dagegen sind Coccolithen, deren Mikrokristallite dünn und großflächig sind und keine seitlichen Verzahnungen oder Überlappungen zeigen, wie Umbellosphaera tenuis, U. irregularis, Cyclococcolithus fragilis oder Discoaster perplexus (Taf. 14, Fig. 1 - 6), gegen mechanische Beanspruchung sehr empfindlich und zerfallen leicht in ihre Einzelelemente (vgl. BERGER, 1973). Formen mit überlappenden Mikrokristalliten wie Coccolithus pelagicus, sind dagegen gegen chemische als auch mechanische Beanspruchung sehr unempfindlich (vgl. ROTH et al., 1975).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die Coccolithen sind trotz ihrer geringen Größe durch die variable Form und Anordnung der Mikrokristallite sehr merkmals-

reich. Im Siltkornbereich treten fast nur ganze Exemplare auf, deren sichere Zuordnung keinerlei Schwierigkeiten verursacht. Sogar in der Grobton-Fraktion ist eine sichere Erkennung der Bruchstücke noch weitgehend möglich.

Auffällig ist jedoch im aufbereiteten und fraktionierten Sediment eine deutliche Konzentrierung bestimmter Arten in bestimmten Fraktionen. Ganze Cocco-sphaeren von *Coccolithus pelagicus* kommen nicht selten sogar im Grobsilt vor. Der Coccolithenanteil im Mittelsilt wird beherrscht von *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Helicosphaera*, *Scyphosphaera* und *Ceratolithus*. Im Feinsilt sind die Zentralstäbchen von *Rhabdosphaera* häufig, während der Hauptanteil von *Gephyrocapsa* und *Emiliana huxleyi* gebildet wird. Die beiden letzteren Formen sind weiter in der Grobton-Fraktion sehr häufig.

Primär erfolgt die Sedimentation der Coccolithen nicht als Einzelpartikel, sondern hauptsächlich in der Form von Kotpillen der verschiedenen Zooplankter (ROTH et al., 1975; HONJO, 1976; BISHOP et al., 1977), so daß keine Sonderung nach Größe, Form oder Dichte stattfinden kann. Im Sediment sollte dann eine ähnliche Artenverteilung zu finden sein wie im Lebensraum der Coccolithen, in der photischen Zone, den obersten ca. 200 m der Ozeane. Daß dies nicht der Fall ist, hat im wesentlichen seine Ursache in der unterschiedlichen Stabilität der Coccolithen.

Manche Coccolithen sind mechanisch so locker gebaut, daß sie nach dem Absterben von selbst in ihre Einzelelemente zerfallen (s.o.). Andere Formen, wie besonders die Hollococcolithen, scheinen zusätzlich besonders empfindlich gegen Lösung zu sein. Mechanische Einwirkung und Korrosion, wie sie im Verdauungstrakt der Zooplankter vorkommen, können daher ebenso wie Korrosion in der Wassersäule und Aufarbeitung im Sediment (McINTYRE & BE, 1967; McINTYRE & McINTYRE, 1971; BERGER, 1973; ROTH et al., 1975; HONJO, 1976; BISHOP et al., 1977) zu einer weiteren Zerkleinerung und Lösung bestimmter Formen führen. Es kommt so zwangsläufig zu einer selektiven Konzentration von großen und widerstandsfähigen Coccolithen im Silt und einer Konzentration von meist undefinierbaren Coccolithen-Teilchen und Elementen im Ton-Bereich. Ein Vorgang, der bei weitergehenden In-

terpretationen zu berücksichtigen ist (Fig. 11). Die bei der Sedimentuntersuchung auffallende Konzentrierung bestimmter Arten in den einzelnen Sedimentfraktionen ist nun ein sekundärer Effekt, der nichts mit einer Transportsonderung während der Sedimentation zu tun hat. Die einzelnen Coccolithenarten sind primär sehr unterschiedlich groß bei relativ geringen Größenschwankungen innerhalb einer Art. Außerdem zeigen die größeren Formen in der Regel einen massiveren Skelettbau als die kleinwüchsigen Formen, so daß der relative Dichteunterschied, und damit eine Größensonderung während der Schlämmaufbereitung betont wird.

#### Vergleiche

Die Coccolithen und ihre Bruchstücke sind im gesamten Siltkornbereich nicht mit anderen biogenen Sedimentpartikeln zu verwechseln.

#### 4.3.1.3 R H O D O P H Y C E A E (Rotalgen)

Die Rotalgen sind die am weitesten verbreiteten, Kalk abscheidenden benthonischen Algen. Kalkige Formen kommen im wesentlichen nur in sechs Familien vor. Davon sind die Solenoporaceae und Gymnocodiaceae nur fossil bekannt. Die Helminthocliadiaceae, Chaetangiaceae und Squamariaceae kommen dagegen mit einigen wenigen Formen und mit aragonitischem Skelett ebenso wie die Corallinaceae, diese jedoch mit zahlreichen Arten und mit kalzitischem Skelett, auch rezent vor.

Maximale Verbreitung und Häufigkeit erreichen die kalkigen Rotalgen im tropischen Riffbereich, sind aber auch in subarktischen Bereichen wesentliche Sedimentbildner (LEES, 1975).

#### 4.3.1.3.1 C o r a l l i n a c e a e (Taf. 1, Fig. 1 - 6; Taf. 17 - 19, Taf. 24, Fig. 1 - 6)

Innerhalb der Rotalgen sind die Cryptonemiales besonders mit den Corallinaceae nach Artenzahl und Häufigkeit die für die rezente Karbonatbildung wichtigste Gruppe. Die Morphologie der

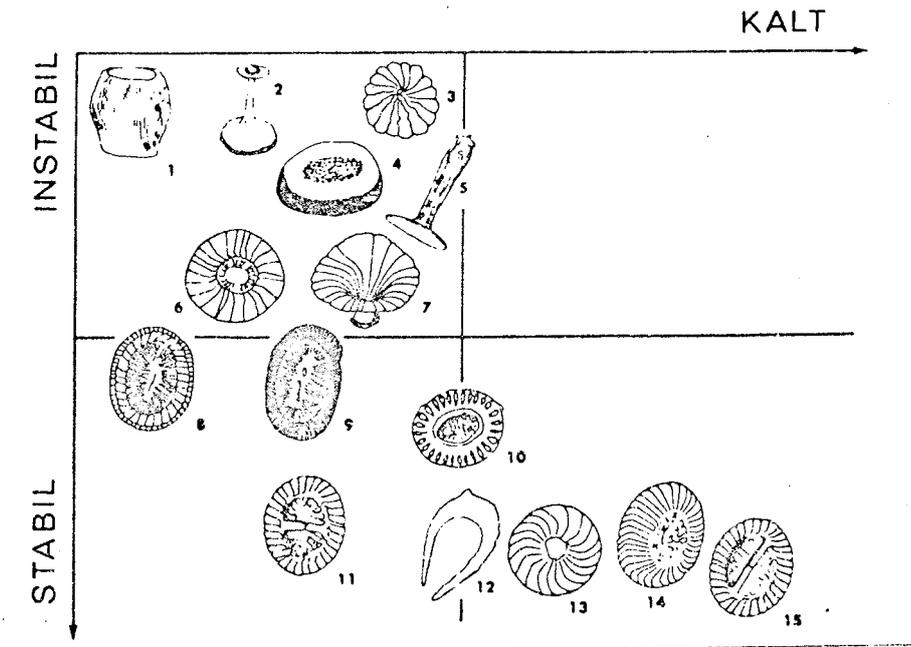


Fig. 11: Relative Stabilität der häufigsten rezenten Coccolithen. In Bezug auf ihren Lebensraum täuschen schlecht erhaltene Floren einen Kaltwassercharakter vor. 1. *Scyphosphaera* sp.; 2. *Discosphaera tubifera*; 3. *Cyclococcolithus fragilis*; 4. *Pontosphaera* sp.; 5. *Rhabdosphaera clavigera*; 6. *Cyclolithella annula*; 7. *Umbellosphaera* sp.; 8. *Syracosphaera pulchra*; 9. *Helicosphaera carteri*; 10. *Emiliana huxleyi*; 11. *Gephyrocapsa oceanica*; 12. *Ceratolithus cristatus*; 13. *Cyclococcolithus leptoporus*; 14. *Coccolithus pelagicus*; 15. *Gephyrocapsa caribbeanica*; (nach BERGER & ROTH, 1975).

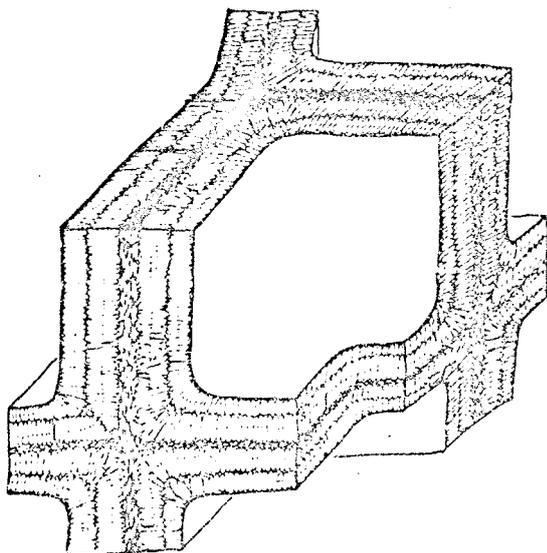


Fig. 12: Schematische Darstellung der Skelettstrukturen des Lithothamnium-Typs. a) Primärschicht aus nadeligen, der Zellwand parallel orientierten Kristalliten (vgl. Taf. 1, Fig. 3). b) Sekundärschicht aus normal zur Zellwand orientierten, radialstrahligen, nadeligen Kristalliten mit konzentrischer Segmentierung (vgl. Taf. 1, Fig. 5) (aus FLAJS, 1977).

einzelnen Thalli der Corallinaeae ist sehr unterschiedlich. Mit einfach krustierenden, massiv knolligen und gegliedert ästigen Formen zeigt sich eine große Formenvielfalt. Die einzelnen Thalli der gegliederten Formen werden allgemein wenige Zentimeter groß. Die gegliedert ästigen Formen zerfallen jedoch rasch in ihre Einzelsegmente, so daß fossil gewöhnlich nur wenige Millimeter-große Segmente von ursprünglich viel größeren Pflanzen erhalten bleiben.

Die krustierenden Formen können als einzelne Zellagen oder in dicken, massiven Krusten von Hunderten von Zellagen vorkommen. Im Internbau lassen sich wenigsten zwei Zelltypen unterscheiden: a) Große, häufig sehr lange Basalzellen (im Hypothallus), die je nach ihrer Anordnung weiter unterteilt werden können, und b) kleinere Zellen (im Perithallus), die die randlichen Bereiche umfassen und bis etwa 20  $\mu$ m groß werden (Taf. 1, Fig. 4). Ihr Anteil am Skelett ist sehr unterschiedlich.

Die Corallinaceen sind die einzige benthonische marine Algen-gruppe, deren Skelett aus Kalzit besteht. Der Mg-Gehalt ist sehr unterschiedlich, was jahreszeitlichen Temperaturunterschieden (CHAVE & WHEELER, 1965) oder Stoffwechseländerungen (MOBERLY, 1968) zugeschrieben wird.

Die Kalzifikation der Corallinaceen geschieht nach FLAJS (1976; 1977) zweiphasig. Die Primärausscheidung erfolgt interzellular, besteht aus ?-niedrig-Mg-Kalzit und ist nicht in allen Formen verwirklicht. Die Sekundärschichten werden intrazellular ausgeschieden unter gleichzeitiger Degeneration der Zelle; sie bestehen aus hoch-Mg-Kalzit, sind bei allen kalzifizierten Corallinaceen ausgebildet und stellen den weitaus größten Anteil am Skelett.

#### Skelettfinebau

Die Ultrastrukturen der Rotalgen sind durch FLAJS (1976; 1977) weitgehend geklärt und beschrieben. Weitere REM-Beobachtungen finden sich bei BAILEY & BISALPUTRA (1970) sowie bei BOROWITZKA, LARKUM & NICKOLDS (1974), so daß sich die folgenden Aussagen auf ein ausreichendes Vergleichsmaterial stützen können.

Lithothamnium sp., eine krustierende Form, bildet ein unregelmäßiges Netzwerk sehr variabel geformter Zellen (Taf. 1, Fig. 1). Das Karbonat wird in sehr charakteristischer Weise direkt von den Zellen ausgeschieden (Fig. 12). Zunächst wird außen zwischen den einzelnen Zellen eine dünne, etwa 1  $\mu$ m dicke Schicht, die Primärschicht, aus der Zellwand parallel orientierten, stumpf nadeligen, locker gepackten Kristalliten angelegt, die mit fortwachsendem Thallus weiter vorgebaut wird. Auf der äußeren Oberfläche erscheinen diese primär ausgeschiedenen Schichten als kleine, den polygonalen Zellumriß nachzeichnende Mäuerchen (Taf. 1, Fig. 2 und 3). In der folgenden Sekundärschicht wird das Karbonat in dichtstehenden, 1 bis maximal 2  $\mu$ m langen und bis höchstens 0,5  $\mu$ m dicken Kristalliten normal zur Zellwand ausgeschieden, so daß ein radialstrahliges, konzentrisch gegliedertes Gefüge entsteht (vgl. Taf. 1, Fig. 5). Der Querbruch zeigt daher um den restlichen Zellhohlraum herum eine radialstrahlige Kristallitanordnung, die nicht bis zum Kontakt mit den entsprechenden Strukturen der Nachbarzelle reicht, sondern von dieser durch einen dünnen, etwa 1  $\mu$ m breiten Streifen der zellparallel orientierten Primärausscheidung getrennt wird. Diese Streifen sowie größere Zwickel dort, wo mehrere Zellen aneinanderstoßen, enthalten stumpf oder auch spitz-nadelige Kristallite, die sich sehr auffällig von den radialen Strukturen unterscheiden. Die Nadeln der Zwickelfüllungen (= Primärschicht) sind bis 2  $\mu$ m lang, erscheinen feiner als die radial orientierten Nadeln der Sekundärschicht, was jedoch ein Effekt ihrer lockeren Anordnung sein mag. Im Querbruch erscheint die Primärschicht als dünne, körnige Lage.

Nicht selten sind in den Zwickelfüllungen übergroße Kristallite (bis 6  $\mu$ m lang, 1  $\mu$ m breit) mit glatten Flächen und stumpf bis spitz-nadeligen Enden nesterweise eingelagert (vgl. Taf. 1, Fig. 6).

*Corallina mediterranea* ARESCH und *Amphiroa rigida* LAMOUR sind gegliedert ästige Formen. 50  $\mu$ m lange und 10  $\mu$ m breite Großzellen bilden den Kern der ästigen Segmente. Nur der äußere Bereich wird von gedrungenen, kleinen Zellen aufgebaut (Taf. 1,

Fig. 4). Die Karbonatausscheidung folgt ebenfalls dem Lithothamnium-Typ (Fig. 12); dicht stehende, radial angeordnete Kristallite finden sich im inneren Zellwandbereich (Taf. 1, Fig. 5), locker nadelige Ausscheidungen in den dazwischenliegenden Lücken und Zwickeln. Auch hier sind in den Zwickelfüllungen nestartig eingefügte Bereiche mit übergroßen, spitz-nadeligen Kristalliten vorhanden (Taf. 1, Fig. 6).

Allgemein stellen die weniger massiven Zwischenlagen und Zwickelfüllungen der Primärausscheidung Schwächezonen im Skelett dar, die bei Beanspruchung bevorzugt aufreißen, so daß im Fein- bis Mittelsilt die Partikeloberflächen häufig feinnadelige, stengelartige Strukturen zeigen.

Diagenetische Veränderungen des Kalkskeletts treten teilweise schon am lebenden Thallus auf (FLAJS, 1976). Besonders anfällig für Veränderungen ist das zum großen Teil aus hoch-Mg-Kalzit bestehende Skelett der Corallinaceen. Häufig sind im Sediment Partikel zu beobachten, die typische Corallinaceenmerkmale noch deutlich zeigen, bei denen jedoch der ehemalige Zellhohlraum schon mit gröber spätigem Material ausgefüllt ist.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Größere Partikel im Kornbereich  $> 30 \mu\text{m}$ , an denen ganze Zellstrukturen vorhanden sind, lassen sich an ihrem "Schweizer-Käse-Gefüge" erkennen. Bruchstücke mit Teilen der äußeren Oberfläche sind durch das wabige Polygongefüge der Wachstumsfläche zu bestimmen.

Bruchstücke der Zellstrukturen im Größenbereich zwischen 10 und  $30 \mu\text{m}$  sind an ihrem kompakten, radialen Kristallitgefüge mit oder ohne locker gepackter Zwickelfüllung und damit verbundener deutlicher Trennfuge zu erkennen. Bei den gegliederten, ästigen Formen sind diese Bruchstücke, bedingt durch die gestreckte Form der Internzellen, häufig unregelmäßig länglich geformt.

Die Zwischenlagen und Zwickelfüllungen zerfallen zu locker bis dicht gepackten, aus unregelmäßig angeordneten nadeligen Elementen bestehenden Partikeln, die vorwiegend im Fein- bis Mit-

telsilt vorkommen und keine charakteristischen Merkmale zeigen.

#### Vergleiche

Die nadeligen Aggregate der Zwischenlagen und Zwickelfüllungen sind kaum zu unterscheiden von den extrazellularen, nadeligen Skelettelementen der Chlorophyceae (Taf. 20 - 23) und Phaeophyceae (Taf. 24, Fig. 1 - 12). Darüber hinaus sind sie sehr leicht mit Bruchstücken porzellanschaliger Foraminiferen (Taf. 25), besonders der Milioliden, zu verwechseln.

Die kompakte, radialstrahlige Kristallitstruktur zeigt zumindest bei kleineren Bruchstücken des Fein- bis Mittelsilts grose Ähnlichkeit mit entsprechenden Strukturen der skleraktinen Korallen (Taf. 32 - 34) und der benthonischen Mollusken (Taf. 38 - 44).

#### 4.3.1.4 C H L O R O P H Y C E A E (Grünalgen)

Innerhalb der Grünalgen treten kalzifizierende Formen im wesentlichen nur in zwei Familien auf, den Dasycladaceae und den Codiaceae. Die Verkalkung der einzelnen Formen ist sehr unterschiedlich intensiv, besonders stark bei Halimeda, Penicillus und einigen Arten von Acetabularia, die unter optimalen Bedingungen bis zu  $\frac{3}{4}$  aus Karbonat bestehen können (MARSZALEK, 1975), weniger intensiv dagegen bei Rhipocephalus und Udotea.

Unter dem Gesichtspunkt der Karbonatbildung spielen die Dasycladaceae heute mengenmäßig nur noch eine untergeordnete Rolle und weisen rezent, im Gegensatz zum fossilen Bereich, nur noch wenige Arten in einigen Gattungen auf (Acetabularia, Halicoryne, Cymopolia, Neomeris).

Die Codiaceae dagegen umfassen die häufigsten rezenten, kalzifizierenden Formen wie Halimeda, Penicillus, Rhipocephalus und Udotea und gehören im tropischen Flachwasserbereich mit zu den wichtigsten Produzenten von Karbonatschlamm.

Aus der Familie der Debersiaceae beschreiben FELDMANN et al.

(1975) Ultrastruktur und Morphologie von *Pedobesia lamourouxii* (J.AG.), deren kalkiges Thallusskelett aus dicht gepacktem, granularem Aragonit aufgebaut wird.

4.3.1.4.1 D a s y c l a d a c e a e (Taf. 1, Fig. 7 - 9;  
Taf. 20, Fig. 1 - 6)

Die Dasycladaceen sind aufrecht wachsende Algen, deren Grundbauplan über einem Rhizom eine schlauchartige, zylindrische Stammzelle mit seitlich ansetzenden Ästen (Wirteläste) zeigt. Die Zellen inkrustieren und bilden somit charakteristische, im Innern hohle Segmente mit seitlichen Perforationen an den Ansatzstellen der Wirteläste, die ebenfalls inkrustierend verkalk sind (Taf. 1, Fig. 7 und 8).

Darüber hinaus bilden einige Formen (*Acetabularia*) in den Wirteltellern verkalkte, kugelige Aplanosporen aus, die als Calcisphaeren aus vielen karbonatischen Flachwassersedimenten bekannt sind (MARSZALEK, 1975).

Das Karbonat liegt als Aragonit vor mit geringen Anteilen von  $\text{SrCO}_3$  und unbedeutenden Mengen von  $\text{MgCO}_3$  (BOROWITZKA et al., 1974). Als Besonderheit wird von *Bornetella* auch Kalziumoxalat in der Form von Weddelit ausgeschieden (POBEGUIN, 1954; FLAJS, 1976, 1977).

Skelettfinebau

BOROWITZKA et al. (1974) beschreiben die Ultrastruktur von *Neomeris annulata* als typisches, feinnadeliges, aragonitisches Nadelgefüge mit Nadeln 0,3 - 0,6  $\mu\text{m}$  und 5 - 6  $\mu\text{m}$  lang, das dem von *Halimeda* sehr ähnlich ist.

Eine sehr ausführliche Beschreibung der Dasycladaceen-Ultrastruktur wird von FLAJS (1976; 1977) gegeben. Danach beginnt die Verkalkung von *Cymopolia* (Fig. 13), die charakteristisch ist für alle Dasycladaceen mit Ausnahme von *Acetabularia* sowie für einen großen Teil der *Codiaceae*, mit der Abscheidung von granularen bis kurzprismatischen Kristalliten auf allen organischen Wänden. Es entstehen kompakte zylindrische Hüllen

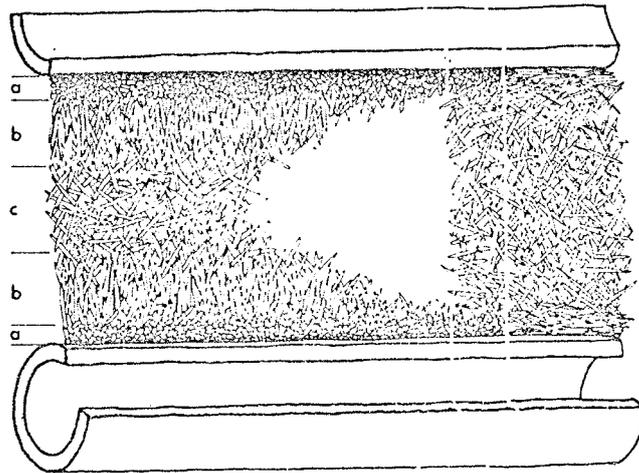


Fig. 13: Schematische Darstellung der Verkalkung der Interzellularräume nach dem Cymopolia-Typ. a) Abscheidung granularer bis feinst nadelig-prismatischer Kristallite auf den Wänden der Filamentfäden (vgl. Taf. 1, Fig. 8, 11). b) Abscheidung von locker gepackten, langen ( $5 \mu\text{m}$ ) Aragonitnadeln mehr oder weniger senkrecht zur Filamentoberfläche (vgl. Taf. 2, Fig. 8). c) Ausfüllung des verbleibenden Raumes mit wirr orientierten Nadeln, häufig auch mit sphärolithischem Gefüge (vgl. Taf. 2, Fig. 12) (aus FLAJS, 1977).

um die Wirteläste und den Stiel. Es folgt die Abscheidung locker gepackter, normal zur Wandoberfläche stehender Aragonitnadeln. Die verbleibenden Hohlräume werden endlich von unorientierten Aragonitnadeln ausgefüllt.

Acetabularia dagegen, eine langstielige Form mit einem Schirm aus langgestreckten, verschmolzenen Gametangien, zeigt ein anderes Baumuster. Sie bildet einfache, glattwandige, schlank zylindrische Stielelemente, deren Wände unterschiedlich  $10 - 30 \mu\text{m}$  dick werden. Grundbaustein sind kurz-stummelige Kristallitbündel, bis  $1 \mu\text{m}$  lang und  $0,5 \mu\text{m}$  dick (nach FLAJS, 1976 bis  $5 \mu\text{m}$  lang und  $1 \mu\text{m}$  dick), die wiederum aus zahlreichen, kleineren Kristalliten zusammengesetzt sind. Die Kristallitbündel sind in einzelnen, nicht immer deutlich voneinander abgesetzten Lagen, regellos, locker angeordnet, wodurch eine undeutliche konzentrische Gliederung der Stielwand entsteht

(Taf. 1, Fig. 9).

Die Ultrastruktur der Calcisphaeren (Aplanosporen) von *Acetabularia antillana* zeigt (MARSZALEK, 1975) einen Aufbau aus 0,4  $\mu$ m breiten und bis 7  $\mu$ m langen, nadeligen, in manchen Fällen jedoch auch mehr granularen Kristalliten, die im Innern der Calcisphaerenwand richtungslos, auf der äußeren Oberfläche jedoch radial angeordnet sind. Die Sphaeren sind 140 - 185  $\mu$ m dick und zeigen eine Wandstärke von 10 - 25  $\mu$ m.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Der einfache, glatte Bau der Stammsegmente von *Acetabularia* aus morphologisch uncharakteristischen Bündeln von winzigen Kristalliten bringt es mit sich, daß keine morphologisch eindeutig bestimmbaren Bruchstücke im Feinkornbereich entstehen. Die lagig-schichtige Anordnung der Kristallitbündel führt wohl zu einer bevorzugten Bildung von flach plattigen bis schichtigen Bruchstücken, die jedoch keine weiteren für die Bestimmung charakteristische Merkmale aufweisen. Häufig ist sogar die allgemeine Zuordnung "biogen" unsicher. Vollständige Stamm- oder Wirtelsegmente sind dagegen leicht an Hand der Perforationen der Wirtelansätze zu erkennen.

#### Vergleiche

Eine Unterscheidung von den Codiaceen (Taf. 21 - 23) ist nur in größeren Partikeln des Grobsilts möglich. Partikelform sowie die undeutlich schichtige Anordnung der Kristallitbündel sind zum Teil ähnlich wie bei *Serpula* (Taf. 35, Fig. 1 - 6). Die wesentlichsten Ähnlichkeiten finden sich jedoch bei den biogen bis chemisch gebildeten Karbonaten des Algenmatten-Bereiches.

#### 4.3.1.4.2 C o d i a c e a e (Taf. 1, Fig. 10 - 12; Taf. 20; Fig. 7 - 12; Taf. 21 - 23)

Die kalkabscheidenden Codiaceen sind hochwachsende Algen, teilweise mit glatt gestieltem Thallus und verzweigtem bis blattförmigem Kapitulum (*Penicillus*, *Rhipocephalus*, *Udotea*), teil-

weise mit gegliedertem, sich stark verzweigendem Thallus wie bei Halimeda. Die einzelnen Pflanzen werden je nach Art unterschiedlich groß, von wenigen Zentimetern bis maximal etwa 30 cm. Die Intensität der Verkalkung, und damit die produzierte Sedimentmenge, ist von Gattung zu Gattung und Art zu Art sehr unterschiedlich; mit maximalen Werten für Halimeda (bis 97% der Trockenmasse und minimalen Werten für Udotea (bis 37% der Trockenmasse) (BÖHM, 1973).

Die segmentierten Formen (Halimeda) zerfallen rasch in ihre Einzelsegmente und tragen so zur Bildung von sandigem Sediment bei (CHAPMAN & MAWSON, 1906; GOREAU, 1963). Diese Segmente sind leicht an ihrer wabigen Oberfläche und im Durchlicht an ihrem "Schweizer-Käse-Gefüge" zu erkennen.

Durch postmortalen Zerfall der Filamente wird das Karbonat der Interzellularräume frei und zerfällt, besonders bei den weniger intensiv verkalkenden Formen, bis in die Grundelemente und kann so zur Bildung von großen Mengen karbonatischen Feinstmaterials führen (vgl. STOCKMAN et al., 1967).

Die Karbonatabscheidung erfolgt als nadeliger Aragonit extrazellulär in den Interfilament- und Interutricularräumen (WILBUR et al., 1969). Eine intrazelluläre Bildung ist bisher nur von *Penicillus dumetosus* beschrieben (PERKINS et al., 1972); 48 bis 160  $\mu$ m lange, doppelspitziige Aragonitnadeln werden danach in den Filamenten des Kapitulum gebildet.

#### Skelettfeinbau

Im Gegensatz zu den übrigen Kalk abscheidenden Algen ist die Ultrastruktur der Codiaceen in zahlreichen Arbeiten untersucht und gut bekannt, was in besonderem Maße für die Gattung Halimeda gilt (POBEGUIN, 1954; BAARS, 1968; WILBUR et al., 1969; MARSZALEK, 1971; PERKINS et al., 1972; BOROWITZKA et al., 1974; FLAJS, 1976, 1977).

Halimeda (Taf. 1, Fig. 10 - 12; Taf. 21), eine Gattung mit stark segmentiertem Thallus und Udotea (Taf. 2, Fig. 7 - 12; Taf. 23), eine sehr kurzstielige Form mit einem großen, flachen, fächerartigen Blatt, zeigen eine ganz ähnliche Kalzifizierung,

die ganz dem Cymopolia-Typ (Fig. 13) entspricht). Ausgehend von der Rindenschicht werden auf den Wänden der Filamentfäden granulare bis feinst nadelige Kristallite oberflächenparallel ausgeschieden, die so die ersten, dicht gepackten Lagen bilden. Im Querbruch zeigen diese ein schichtig granulares Gefüge (Taf. 2, Fig. 8). Von diesen dicht kalzifizierten Lagen des Cortexbereiches kristallisieren dann glatte, lange Aragonitnadeln in den Interzellularräumen hinein (Taf. 2, Fig. 8), oder der Raum wird von dicken Kristallitbündeln (Taf. 2, Fig. 9) ausgefüllt. Sphaerolithische Strukturen sind dabei nicht selten (Taf. 1, Fig. 11; Taf. 2, Fig. 12).

Die Intensität der Kalzifizierung kann sehr unterschiedlich sein, allgemein massiver, im Rindenbereich besonders bei Halimeda, so daß im Querbruch der Eindruck eines dicht granularen Gefüges entstehen kann (Taf. 1, Fig. 12), schwächer dagegen bei Udotea und allgemein in den inneren Interzellularräumen. Wird das organische Material mit Na-Hypochlorid entfernt, bleibt bei Udotea ein lockeres, wie ein Röhrengeflecht aussehendes Karbonatskelett zurück (Taf. 2, Fig. 10), während bei Halimeda ein massiveres Skelett mit "Schweizer-Käse-Gefüge" zurückbleibt (Taf. 1, Fig. 10).

Die Größe der Aragonit-Nadeln bei Halimeda ist allgemein sehr variabel; nach MARSZALEK (1971) bei Halimeda incrassata 0,3 - 0,6  $\mu$ m breit und bis zu 10  $\mu$ m lang. Eigene Messungen an Halimeda tuna ergaben Werte von 0,2 - 0,3  $\mu$ m Breite und 2 - 3  $\mu$ m Länge und nur in wenigen Einzelfällen bis 10  $\mu$ m Länge FLAJS (1976) erhielt bei der Vermessung der Aragonitnadeln von zehn verschiedenen Halimeda-Arten keine Ergebnisse, die auf artliche Unterschiede bezogen werden konnten.

R h i p o c e p h a l u s (Taf. 2, Fig. 4 - 6; Taf. 20, Fig. 7 - 12) und P e n i c i l l u s (Taf. 2, Fig. 1 - 3; Taf. 22) sind langgestielte, glattstämmige Formen mit pinselförmigem Kapitulum, dessen Filamente bei Rhipocephalus seitlich zu fächerartigen Einheiten zusammengewachsen sind (Taf. 2, Fig. 4), während sie bei Penicillus isoliert stehen (Taf. 2, Fig. 2).

Die Filamente im Kapitulum von Rhipocephalus sind relativ

schwach kalzifiziert und zeigen eine schwach schichtige bis massive Anordnung von winzigen Nadelchen oder Stäbchen, so daß auf Bruchflächen ein granular erscheinendes Gefüge entsteht (Taf. 2, Fig. 5). Das Stielskelett ist insgesamt stärker kalzifiziert (Taf. 2, Fig. 6) und zeigt das gleiche Bauschema wie Halimeda oder Udotea.

Charakteristisch sind bei Rhipocephalus die etwa 3 - 10  $\mu$ m großen, runden bis ovalen Poren, die in den jüngeren Teilen offen und gleichmäßig über die Filamente verteilt sind. In älteren Teilen sind sie dagegen teilweise zugewachsen. Die Dicke der verkalkten Schicht beträgt bis 10  $\mu$ m.

Die Filamente von Penicillus sind ebenfalls nur schwach kalzifiziert. Winzige Aragonitnadeln, einzeln oder in undeutlichen Bündeln, sind in dünnen Lagen dicht gepackt, so daß auf Bruchflächen ein granulares Gefüge entsteht. Die kalkigen Filamentröhrchen (Taf. 2, Fig. 2) zeigen eine glatte Oberfläche, die mit zahlreichen 10 - 20  $\mu$ m großen, runden bis ovalen Poren gleichmäßig bedeckt ist. An den Porenwänden ist eine deutliche Schichtung der einzelnen Kristallitlagen zu beobachten, aus denen unregelmäßig nadelige Kristallitbündel in die Pore hineinwachsen (Taf. 2, Fig. 3) und diese ganz verschließen können.

Nach MARSZALEK (1971) sind die Skelettelemente bei Penicillus allgemein aus länglichen Nadelbündeln (1 - 2,5  $\mu$ m breit, bis 10  $\mu$ m lang) aufgebaut. Deutlich erkennbar sind diese Bündel jedoch nur in den Porenwänden der Kapitulum-Filamente, was die Beobachtungen von FLAJS (1976) stützt, der diese Bündelstruktur nur von den Porenbereichen beschreibt.

Nach PERKINS et al. (1972) weisen Penicillus, Rhipocephalus und Udotea noch weitere charakteristische Skelettelemente auf. Danach finden sich im Skelett der Kapitularfilamente kleine, flach längliche (0,1  $\mu$ m breite, 1  $\mu$ m lange) Kristalle mit einer charakteristischen, sägeblattartigen seitlichen Treppung. Entsprechende Kristalle konnten auch in natürlichen Karbonatschlammen der Florida Bay nachgewiesen werden.

### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Im Grobsilt-Bereich treten häufig Partikel auf, die eine Kombination von glatter oder feinst granularer bis nadeliger Filament/Skelett-Grenzfläche (dem Cortexbereich) mit regellos nadeligem Gefüge des Interzellularraums zeigen. Partikel dieser Art sind ebenso wie die sphaerolithischen Bündelaggregate des Interzellularraums leicht erkennbar.

In Halimeda-Bruchstücken der Grobsilt-Fraktion finden sich häufig charakteristische, meist glattwandige Löcher oder Röhren, die durch den Zerfall der organischen Filamente entstehen. Deutliche Merkmale sind ebenso die unterschiedlich großen Porenstrukturen in den Filamentskeletten von *Rhipocephalus* (3  $\mu$ m) und *Penicillus* (10 - 20  $\mu$ m). Letztere sind häufig durch nadelige Kristallitbündel charakterisiert, die lagig in den Porenraum hineinwachsen.

### Vergleiche

Form und Größe der nadeligen Aragonitkristallite allein sind im Bereich 15  $\mu$ m ohne direkten diagnostischen Wert. Ihre Morphologie ist so variabel, daß sie nur selten eindeutig von Kristalliten, die physiko-chemisch aus Seewasser ausgefällt worden sind, zu unterscheiden sind.

Nadeliger Karbonatzement der Porenräume zeigt häufig vergleichbare Kristallite, die in der Regel jedoch größer, besser orientiert sind und meist an den Enden ausgesprochen spitz zulaufen.

Innerhalb des biogenen Bereichs ergeben sich große morphologische Ähnlichkeiten mit den "Zwickelfüllungen" (= Primärausscheidung) der Corallinaceen (Taf. 17 - 19). Auch die porzellan-schaligen Foraminiferen, besonders die Gruppe der Milioliden (Taf. 25), haben eine Gefüge aus nadeligem Karbonat, das dem der Grünalgen im Bereich der Filament/Skelett-Grenzfläche gut vergleichbar ist. Eine Abtrennung von den Dasycladaceen (Taf. 20, Fig. 1 - 6) ist nur im Grobsilt mit Einschränkungen möglich.

Darüber hinaus ist das nadelige Gefüge von *Spirorbis* (Taf. 35,

Fig. 7 - 12) in Bruchstücken von Siltkorngröße dem der Grünalgen ähnlich, obwohl die einzelnen Nadelbündel bei Spirorbis kürzer sind, gedrungener und weniger spitz zulaufen und in größeren Bruchstücken das schichtige Gefüge deutlich wird.

Die Kristallitbündel aus dem Thallus von Penicillus und Udotea können unter Umständen mit einzelnen Strahlensegmenten von Ascidienskleriten (Taf. 49) verwechselt werden.

#### 4.3.1.5 PHAEOPHYCEAE (Taf. 3, Fig. 5 - 7; Taf. 24, Fig. 7 - 12)

Die einzige bisher bekannte, kalkabscheidende Gattung der Phaeophyceae ist die Gattung Padina. Sie bildet kurzstengelige, nach oben fächerförmig ausgebreitete Thalli, die oberflächlich mit Kalk inkrustiert werden. Padina kommt hauptsächlich in wärmeren Meeren vor, wo sie, wie im Mittelmeer, sehr häufig werden kann.

Das Karbonat liegt als Aragonit vor (LEVY & STRAUSS, 1960; BOROWITZKA et al., 1974; FLAJS, 1976).

#### Skelettfeinbau

Das Karbonat wird in schmalen, bandartigen, konzentrischen Streifen in dicken, kissenartigen Flecken auf der Oberfläche des blattartigen Thallus abgeschieden (Taf. 3, Fig. 5 und 6). Die spitz nadeligen bis stumpf stäbchenförmigen Kristallite sind 0,3 - 0,4  $\mu\text{m}$  breit und 2 - 4  $\mu\text{m}$  lang (Taf. 3, Fig. 7). FLAJS (1976) beschreibt durchschnittliche Nadellängen von 1,6 - 2,8  $\mu\text{m}$  von verschiedenen Vorkommen mit einer deutlichen Korrelation von abnehmender Wassertemperatur mit zunehmender Nadellänge. Das Gefüge der kissenartigen Abscheidungen ist in den jüngeren Abscheidungen ähnlich wie bei den Interzellularräumfüllungen der Grünalgen. Bis auf Sphaerolithaggregate fehlt jede Orientierung der Kristallite. In den älteren Thallusteilen werden die einzelnen Flecken kompakter, bis teilweise keine Nadelstruktur mehr zu erkennen ist, was vermutlich auf Umkristallisation zurückgeführt werden muß (BOROWITZKA et al., 1974).

### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die Karbonatabscheidungen der Phaeophyta weisen keinerlei erkennbare Strukturelemente auf, weder im Internbau noch in der äußeren Morphologie. Der Grund dafür ist wohl in dem im Vergleich mit den Codiaceae extrem extrazellulären Ausscheidungsmodus zu suchen.

Wieweit *Padina* quantitativ zur Karbonatsedimentation beitragen kann, ist bisher noch nicht untersucht. Ihr sehr häufiges Vorkommen im Flachwasser warmer und gemäßigter Breiten spricht dafür, daß sie dort ein nicht zu vernachlässigender Faktor der Kalkschlammproduktion ist.

### Vergleiche

Direkte Vergleiche mit biogenen Strukturen lassen sich wegen der fehlenden, charakteristischen Eigenstrukturen nicht anstellen. Wichtig erscheint jedoch der Hinweis auf die Ähnlichkeit mit Strukturen des Algen-Matten-Bereichs. Gewissen Aragonit-Schlamm-sedimenten wie sie zum Beispiel im Persischen Golf während des Pleistozäns weite Gebiete bedeckten, und die fast ausschließlich aus nadeligem Aragonit bestehen, sind ebenfalls in Struktur und Textur nicht von den Nadelabscheidungen der Phaeophyceae (gleiches gilt auch für die Codiaceae) zu unterscheiden.

### 4.3.2 PHYTOLITHARIA (Taf. 11, Fig. 7 - 12)

In der Epidermis der Blätter der Gramineae, seltener auch der Equisetales (DUMITRICA, 1973c), werden opal-kieselige Sklerite ausgeschieden, die schon von EHRENBURG (1849) erkannt und als Phytolitharia bezeichnet wurden. Eine Zuordnung der Sklerite zu einzelnen Grasarten war nicht möglich, so daß ein künstliches Klassifizierungssystem auf rein morphologischer Basis aufgestellt wurde (EHRENBURG, 1854; DUMITRICA, 1973c). Nach Untersuchungen von TWISS et al. (1969) ist es jedoch möglich, durch eine morphologische Gruppierung der Sklerite größere Gräsergruppen auszuscheiden und somit gewisse Aussagen über die Herkunft der Phytolithe aus verschiedenen Vegetations-

gebieten zu machen. Im fossilen Bereich wurden Phytolithe bisher von känozoischen, kontinentalen Sedimenten der U.S.A. beschrieben (JONES, 1964).

Mengenmäßig sind die Phytolithe nur ein stark untergeordneter Sedimentbestandteil. Ihr Vorkommen in marinen Sedimenten erlaubt jedoch, Aussagen über die Herkunft des Sediments oder bestimmter Sedimentanteile sowie grobe Angaben über das Klima im entsprechenden Liefergebiet zu machen. Die leichte Transportierbarkeit der Phytolithe - sie sind zum Beispiel häufiger Bestandteil der Windstäube, die regelmäßig über dem E-Atlantik niedergehen (EHRENBERG, 1849; FOLGER et al., 1967) - führt in der Regel zu einer Verteilung über weite Areale und einer intensiven Vermischung, wodurch ihr Indikatorwert wieder stark relativiert wird.

#### Skelettfinebau

Phytolithe sind in der Regel 10 - 120  $\mu$ m groß und sehr variabel geformt. Nach der Klassifikation von TWISS et al. (1969) sind die festucoiden Formen sehr klein, rundlich, oval bis rechteckig, massiv gebaut mit in der Regel glatter, unskulpturierter Oberfläche. Die chloridoiden Formen (Taf. 11, Fig. 10 - 12) sind sehr kleine, 10 - 20  $\mu$ m große, faßartige Partikel mit einer oder mehreren taillenähnlichen Einschnürungen. Die Oberfläche ist glatt und ohne Strukturen. Die panicoiden Formen, 10 - 40  $\mu$ m groß, sind sehr auffällig, meist einfach hantelförmig mit glatter Oberfläche (Taf. 11, Fig. 8 und 9); es finden sich aber auch Formen mit mehrfachen Einschnürungen und/oder mit knotig bis nadeliger Skulpturierung. Die länglichen Formen, 5 - 20  $\mu$ m breit und 20 - 120  $\mu$ m lang, sind häufig innen hohl, seltener innen massiv ausgefüllt. Die Oberfläche ist glatt bis wellig, dann meist mit unregelmäßig verteilten, sehr variabel gestalteten, nadeligen bis hakenförmigen, teilweise auch granularen Fortsätzen besetzt (Taf. 11, Fig. 7).

Die Ultrastruktur zeigt wie bei allen opal-kieseligen Skeletten, abgesehen von der äußeren Morphologie, keine auswertbaren Merkmale; frische Phytolithen weisen nur glatte, struktur-

lose Flächen auf, während bei stärkerer Korrosion das übliche granulare, löchrige Muster entsteht.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Ganze Phytolithe kommen im Mittel- und Grobsilt vor und sind auf Grund ihrer Morphologie in der Regel sicher zu erkennen. Bruchstücke im Fein- und Mittelsilt sind dagegen nur dann zuordbar, wenn wesentliche morphologische Elemente erhalten sind.

#### Vergleiche

Die länglichen Formen, besonders die Bruchstücke, zeigen teilweise große Ähnlichkeit mit entsprechenden Skelettresten der Radiolarien (Taf. 30) und Ebridien. Eine Verwechslung mit Diatomeen (Taf. 16) kann gelegentlich bei den panicoiden Formen vorkommen.

#### 4.3.3 F O R A M I N I F E R A (Taf. 4; Taf. 5, Fig. 1 - 6; Taf. 25 - 29)

Die Foraminiferen sind Rhizopoden (Protozoa), die ein festes Gehäuse direkt ausscheiden oder durch agglutiniertes Material bilden. Die weitaus überwiegende Zahl ist rein marin, ein geringer Teil lebt im Brackwasser, während im Süßwasser nur einige wenige primitive Formen auftreten. Nach dem Baumaterial des Gehäuses lassen sich als wesentliche Gruppen die Sandschaler (agglutinierte Formen) und Kalkschaler unterscheiden, während Formen mit kieseligem oder Tektingehäuse rezent nur sehr untergeordnet auftreten.

Die Sandschaler, nach BE & ERICSON (1963) 21% aller Foraminiferenarten, agglutinieren jedes detritische Material, wobei häufig eine artspezifische Auswahl bestimmter Materialien zu beobachten ist. Der direkte Beitrag dieser Formen zur Sedimentbildung ist auf das Bindemittel, den Zement der agglutinierten Partikel, beschränkt. Bruchstücke agglutiniertter Foraminiferen sind nur in Ausnahmefällen als solche zu erkennen. Da der detritische Charakter meist stark überwiegt, müssen die Bruchstücke daher dem jeweiligen detritischen Ausgangsmaterial zu-

gerechnet werden.

Die kalkschaligen Foraminiferen, 78% aller Foraminiferenarten (BE & ERICSON, 1963) können auf Grund ihres Schalenbaues in zwei Großgruppen, die Porzellanschaler und Hyalinschaler, untergliedert werden. Das Schalenkarbonat der rezenten Foraminiferen liegt in den meisten Fällen als Kalzit, weniger häufig als Mg-Kalzit vor. Ausschließlich hoch-Mg-Kalzit findet sich bei den Porzellanschälern. Nur wenige Formen bilden eine rein aragonitische Schale (TODD & BLACKMON, 1956; BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976).

Der weitaus größte Teil der Foraminiferen lebt benthonisch. Im flacheren Wasser der küstennahen Bereiche gehören sie mit zu den hauptsächlichsten Sedimentproduzenten. Dagegen leben nur 31 rezente Foraminiferenarten planktonisch (BE, 1967). Trotz der geringen Artenzahl sind sie sedimentologisch von großer Wichtigkeit. So besteht die Grobfraction der meisten ozeanischen Sedimente der niederen Breiten in Wassertiefen bis ca. 4000 m fast ausschließlich aus planktonischen Foraminiferen.

#### Skellettfeinbau

Über den Feinbau des Foraminiferengehäuses existieren zahlreiche Arbeiten, auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann. Die Kleinheit der Untersuchungsobjekte führte jedoch dazu, daß die Untersuchungen des Schalenbaus unter den verschiedensten Gesichtspunkten, je nach angewandeter Methode, Lichtmikroskop, Transmissions- oder Rasterelektronenmikroskop, eine sehr komplexe Nomenklatur der Schalenstrukturen entstehen ließ, die häufig zu Mißverständnissen geführt hat.

Als wesentliche Schalenstrukturen finden sich bei den rezenten kalkschaligen Foraminiferen a) die porzellanige, b) die radialhyaline und c) die feingranular-hyaline Struktur. Die monokristalline und die nadelige Struktur sind nur bei einigen wenigen Arten verwirklicht, während die mikrogranulare Wandstruktur nur bei fossilen Formen zu finden ist (BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976).

Diese Typisierung der Schalenstrukturen basiert auf lichtopti-

schen Untersuchungen, berücksichtigt daher als wesentliches Merkmal die Lage der optischen c-Achse in den Skelettkristalliten. Nach den Untersuchungen von TOWE & CIFELLI (1967) existieren jedoch keine deutlichen Beziehungen zwischen der Kristallmorphologie und der Lage der optischen c-Achse, so daß der optisch radiale Wandtyp durchaus morphologisch granular erscheinen kann. Von den drei wichtigsten genannten lichtoptischen Strukturtypen sind daher nach morphologischen Kriterien auf Grund von TEM- oder REM-Untersuchungen mit Sicherheit nur der porzellanige und der hyaline Strukturtyp voneinander zu unterscheiden.

Die porzellanige Schalenstruktur (Taf. 5, Fig. 1 - 3; Taf. 25; Taf. 27, Fig. 1, 4, 7, 10), die typische Miliolidenstruktur, wurde ausführlich von TOWE & CIFELLI (1967) und LYNTS & PFISTER (1967) auf Grund von TEM-Untersuchungen sowie von HAAKE (1971) und CHERIF & FLICK (1974) nach Untersuchungen im REM beschrieben. Danach wird die Schale aus unorientiert angeordneten, stengeligen bis nadeligen, teilweise auch lattenartigen, locker bis dicht gepackten Kalzitkristalliten von 0,1 - 0,2  $\mu$ m Breite und 1 - 3  $\mu$ m Länge aufgebaut (Taf. 5, Fig. 1). Im unbehandelten Querbruch ist meist nur ein feinst granulares Gefüge zu erkennen (Taf. 5, Fig. 2), das sehr große Ähnlichkeiten mit den interzellularen Ausscheidungen der Codiaceen aufweist, dort jedoch aus Aragonit besteht.

Die sehr dünnen äußeren Lagen sind oberflächenparallel orientiert und bilden ein Parkett- bzw. Dachziegelmuster aus flach stächenartigen Kristalliten (Taf. 5, Fig. 3) oder ein zweidimensionales Geflecht aus dünnen, nadeligen Kristalliten. Diese sehr typischen Oberflächenstrukturen sind an unfrischen Exemplaren oder Bruchstücken häufig nicht mehr zu beobachten. Geringfügige Änderungen der chemischen Parameter des Wassers (MURRAY & WRIGHT, 1970) oder im Darmtrakt von Organismen (WALKER, 1971) reichen aus, um diese Strukturen anzulösen (vgl. Taf. 5, Fig. 3).

Alle Foraminiferen mit porzellaniger Wandstruktur sind benthonische Formen.

Die hyaline Schalenstruktur (optisch radial und granular) (Taf. 4; Taf. 5, Fig. 4 - 6; Taf. 26; Taf. 27, Fig. 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12; Taf. 28 - 29) baut sich prinzipiell aus sehr dünnen, unregelmäßig begrenzten, plättchenartigen Kristalliten auf (Taf. 4, Fig. 2 - 6), die primär in einzelnen Laminae oder Laminaestapeln angeordnet sind (TOWE & CIFELLI, 1967; HANSEN & REISS, 1971; BELLEMO, 1974a, 1974b, 1976). Eine übergeordnete Lamellierung der Schalenwand entsteht dadurch, daß bei den meisten Formen beim Bau neuer Kammern jede ältere Kammer mit einer weiteren Lamina oder einem Laminaestapel überzogen wird (Taf. 4, Fig. 7).

In oberflächenparallelen Ansichten oder Anschnitten wird dagegen der unregelmäßige Umriß der, wie bei einem Puzzle-Spiel, seitlich stark ineinandergreifenden Plättchen deutlich (Taf. 4, Fig. 2 - 6). Diese können Einkristalle sein wie bei den Bolivinen (Taf. 4, Fig. 1 - 3) (vgl. STAPLETON, 1973); sie können aus zahlreichen, fein stengeligen bis kurz stummeligen, teilweise granular erscheinenden Kristalliten gebildet werden wie bei Elphidium (Taf. 4, Fig. 8 und 9) und Ammonia, oder sie können, wenn die Plättchen dicker sind, aus dünnen, unregelmäßigen, lang faserigen Kristalliten zusammengesetzt sein wie bei den planktonischen Globorotaliidae (Taf. 5, Fig. 5). Besonders deutlich wird dieser Feinbau bei korrodierten Gehäusen oder Bruchstücken (vgl. MURRAY & WRIGHT, 1970; BELLEMO, 1974a, 1974b, 1976).

Die plättchenartigen Kristallite sind sehr unterschiedlich dick (vgl. Taf. 4, Fig. 3, 7, 9, 11; Taf. 5, Fig. 5) und 2 - 6  $\mu$ m im Durchmesser (Taf. 4, Fig. 2 - 6 und 9). Sie können massiv, unperforiert sein oder auch bis 3  $\mu$ m große, glattrandige Poren aufweisen. Weitere, gröbere Porenstrukturen können durch eine entsprechend ringförmige Anordnung der Plättchenkristallite gebildet werden. Bei stark perforierten Formen entsteht im Querbruch leicht ein morphologisch radialstrahliges Muster.

Weitere Strukturmerkmale sind die Skulpturelemente wie Pusteln und Knötchen sowie Stacheln, die hauptsächlich bei den plank-

tischen Formen vorkommen und einen runden oder dreiflügeligen Querschnitt aufweisen können.

Die Arten mit hyaliner Schalenstruktur umfassen sowohl den größten Teil der benthonisch lebenden als auch alle planktonisch lebenden Formen, die in der Familie der Globorotaliidae zusammengefaßt werden. Von sedimentologisch besonderem Interesse ist hier nur die Frage, ob sich trotz prinzipiell gleicher Ultrastruktur benthonische und planktonische Foraminiferen bzw. ihre Bruchstücke quantitativ voneinander trennen lassen. Unter diesem Aspekt soll die Schalenstruktur der planktonischen Formen im folgenden etwas eingehender betrachtet werden (Taf. 5, Fig. 3 - 6; Taf. 29 - 30).

Nach den Untersuchungen von HEMLEBEN (1969), BE & HEMLEBEN (1970) sowie BE, MORSE & HARRISON (1975) verläuft das Dickenwachstum der planktonischen Foraminiferen (Globorotaliidae) in drei Phasen. Im Querbruch durch eine voll entwickelte Schale sind dann drei verschiedene, lagige Struktureinheiten zu unterscheiden: a) Zunächst wird eine dünne Schicht aus granularen Kristalliten ausgeschieden ("microgranular layer" nach BE et al., 1975). Im Querbruch ist nur eine schwache Laminierung erkennbar (Taf. 5, Fig. 5); in der Aufsicht wird jedoch das typische Puzzle-Muster der seitlich ineinander verzahnten Kristallitplättchen sichtbar. Dieses Muster ist ebenfalls charakteristisch für die folgende Phase (Taf. 5, Fig. 4). b) Hier tritt jedoch die plattig-laminare Struktur ("subrhombic layer" nach BE et al., 1975) deutlicher hervor. Die einzelnen Laminae sind deutlich dicker und die die Puzzle-Plättchen aufbauenden Kristallite sind nicht mehr granular, sondern dünn, unregelmäßig faserig bis stengelig, morphologisch radial orientiert (Taf. 5, Fig. 5). Beide Struktureinheiten (a und b) werden außerdem durch eine sehr dicht stehende Anlage von Poren charakterisiert, zu denen bei bestachelten Formen noch die haufenartigen Kristallitansammlungen der Stachelansätze hinzutreten. c) Zuletzt wird die ganze Schale von einer massiven Schicht länglich prismatischer Kristallite überzogen ("euhedral layer" nach BE et al., 1975; "Kalzit-Kruste" nach HEMLEBEN, 1969), die intern jedoch noch laminiert sein kann. Auf der Oberfläche

entsteht dadurch ein ganz charakteristisches Muster aus glatten Rhomboeder-Flächen (Taf. 5, Fig. 6). Dabei ist zu beobachten, daß die Porenöffnungen kleiner werden oder auch ganz zuwachsen können.

Obwohl die drei Strukturen sukzessive ineinander übergehen und zwischen ihnen keine scharfen Grenzen bestehen, stellen die Übergangsbereiche doch Schwächezonen in der Schale dar. Unter dem Einfluß von Korrosion und Abrasion zerfallen die Gehäuse bevorzugt zu schaligen Partikeln, die den einzelnen Strukturtypen entsprechen. Die Morphologie der entstehenden Bruchstücke ist daher äußerst variabel.

Die Veränderungen der Ultrastruktur der Schalenoberfläche, d.h. je nach Entwicklung, aller drei Strukturen, durch Lösung wurde ausführlich durch BE et al. (1975) im REM untersucht. Wesentliches Merkmal ist dabei die Erscheinung, daß besonders die Elemente der beiden älteren Strukturen zu nadelig-stengeligen Elementen auffasern.

Im Gegensatz dazu sind die Strukturen der benthonischen Formen mit hyaliner Schale fester, massiver. Teilweise zerfallen sie jedoch ebenso wie die planktonischen Formen, ihrem lamellaren Bau folgend, in dünn-schichtige, schalige Partikel. Die einzelnen Schalenlamellen sind jedoch deutlicher als bei den Globorotaliidae aus einzelnen Plättchenlaminae aufgebaut. Bei stärkerer Korrosion zeigen die Plättchenkristallite eine feinst granulare Struktur, oder die einzelnen Laminae zerfallen in kurz-stummelige, granulare Elemente.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

##### A) Benthonische Formen (Taf. 25 - 27)

Eindeutig bestimmbar sind ganze Schalen oder größere Bruchstücke, die spezifische Merkmale wie Kammerung, Mündung, Mündungszähnchen usw. erkennen lassen, was in der Regel nur bei Grobsilt-Partikeln möglich ist.

Porzellanschalige Partikel (Taf. 25; Taf. 27, Fig. 1, 4, 7, 10) sind durchweg sicher von Bruchstücken planktonischer For-

men zu unterscheiden. Sie fallen im Mittelsilt und feineren Grobsilt durch ihr in Brüchen dichtes, meist granulares Gefüge auf, das mit glatten, strukturlosen oder nadelig strukturierten Flächen kombiniert sein kann. Häufig sind Ornamentierungsreste in der Form charakteristischer Pusteln oder Pseudoporenmuster zu beobachten. Echte Porenstrukturen treten bei porzellanschaligen Partikeln selten auf.

Im Feinsilt bleibt als einziges Bestimmungsmerkmal die nadeliggranulare Ultrastruktur, die in ihrer Zuordnung jedoch vieldeutig ist.

Die hyalinschalige Struktur der benthonischen Formen (Taf. 26; Taf. 27, Fig. 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12) erzeugt morphologisch sehr variable Bruchstücke. Die oft sehr engständige Perforation mit Porenweiten um 1  $\mu\text{m}$  ist ein sicheres Merkmal (die Poren der planktonischen Formen sind in der Regel größer). Häufig sind sie kombiniert mit porenfreien, sehr glattflächigen Bereichen.

Ein weiteres sicheres Bestimmungsmerkmal ist die Puzzle-Struktur der Kristallitplättchen. Meist zeigen sie scharfe Grenzen und glatte bis strukturlose Flächen. Bei stärkerer Korrosion kann ein fein granulares Muster entstehen (im Gegensatz zu dem nadelig-faserigen Muster bei den planktonischen Formen). Partikel mit perforierten Kristallitplättchen sind im Feinsilt häufig und sicher den benthonischen Formen zuzurechnen.

#### B) Planktonische Formen (Taf. 28 - 29)

Ganze Schalen und größere Bruchstücke im Grobsilt sind in der Regel sicher bestimmbar. Gewisse Einschränkungen sind insofern nötig, als die Strukturen von Proloculi, die häufig kleiner als 20  $\mu\text{m}$  sind, sowie von juvenilen Formen bisher nicht untersucht sind.

Häufigstes und damit wichtigstes Merkmal im Mittel- und Grobsilt sind die Porenstrukturen (meist  $> 2 \mu\text{m}$ ). Die Oberfläche der meist plattigen Partikel ist rauh bis granular und zeigt häufig das charakteristische Puzzle-Muster.

Leicht erkennbar sind die Bruchstücke der "Kalzit-Kruste". In der Aufsicht ist bei plattigen Partikeln das auffällige Muster der glatten Rhomboederflächen nicht zu übersehen. Im Querbruch ist der glatte, massive, lang-prismatische Bau in jedem Fall sicher zu bestimmen. Allgemein sind die Partikel der "Kalzit-Kruste" die widerstandsfähigsten Schalenteile gegen Lösung. In manchen, stark angelösten, pelagischen Sedimenten sind sie extrem angereichert.

Ähnlich leicht anzusprechen sind die Skulpturelemente. Einfache oder verzweigte Pusteln, in der Regel dicht und derb gebaut, sind meist auf den Grobsilt beschränkt. Die Stacheln, mit rundem oder dreiflügeligem Querschnitt, finden sich dagegen, meist in kurze Abschnitte zerbrochen, im Fein- und Mittelsilt.

Bruchstücke im Feinsilt sind an ihrer im Querbruch granularen bis faserigen Ultrastruktur erkennbar, der in der Aufsicht eine undeutliche Puzzle-Struktur entspricht.

#### Vergleiche

Die nadelig-stengelige Struktur der porzellanigen Schale ist im Bruch von den sehr ähnlichen Strukturen der Codiaceae (Taf. 21 - 23) (Füllungen der Interzellularräume) und Corallinaceae (Taf. 17 - 19) (nadelige Primärausscheidung) nur dann zu unterscheiden, wenn weitere Schalenelemente wie Oberfläche, Skulptur etc. hinzutreten.

Bruchstücke der hyalinen Schalenstruktur ohne Porenmuster sind besonders bei geringen Vergrößerungen von entsprechenden Bruchstücken kleinwüchsiger benthonischer Mollusken (Taf. 38 - 44), ihren Veligern als auch von Ostracoden (Taf. 37) kaum zu unterscheiden. Dies ist besonders dann der Fall, wenn die Plättchenkristallite in ihrer Puzzle-Struktur nicht erkennbar sind, oder die Plättchen einen mehr granularen Aufbau zeigen.

#### 4.3.4 RADIOLARIA (Taf. 30)

Radiolarien sind planktonisch lebende, marine Protozoen und

neben den Diatomeen eine der wichtigsten, Kieselsäure abscheidenden Organismengruppen, die wesentlich zur Bildung der äquatorialen und arktisch/antarktischen Kieselschlämme beitragen.

Die Unterteilung der Radiolarien erfolgt nach der Morphologie in vier Ordnungen, von denen Spumellaria und Nassellaria die wichtigsten sind. Die meisten Radiolarien besitzen ein aus amorpher Kieselsäure gebautes Skelett, das bei den Spumellarien und Nassellarien aus relativ reinem Opal besteht und bei den Phaeodarien mit organischer Substanz vermischt ist. Das Skelett der Acantharien besteht dagegen aus  $\text{SrSO}_4$  (POKORNY, 1958a; MÜLLER, 1963). Im Sediment sind sie wegen ihrer relativ raschen Auflösung nicht zu erwarten (BERGER, 1976; BISHOP et al. 1977).

#### Skelettfinebau

Radiolarienskelette erreichen 50 - 1000  $\mu\text{m}$  Durchmesser, sind in der Regel aber meist 100 - 200  $\mu\text{m}$  groß. Das Kieselgehäuse der Spumellarien ist häufig scheibenförmig bis kugelig als vollständiges Gitterskelett ausgebildet. Die einzelnen Skelettäste können dabei ein sehr dichtes, schwammähnliches Geflecht bilden oder ein lockeres, meist sehr regelmäßiges Gerüst bilden; dies ist oft in mehrere, durch radiale Balken verbundene, Schalen gegliedert. Die Skelettäste sind einfach rund, teilweise mit knotigen Verdickungen an Knickstellen und Verbindungen. Die radialen Balken können einfach zylindrisch rund bis gestreckt dreiflügelig gebaut sein.

Das Gehäuse der Nassellarien dagegen ist polar, meist mützen- oder tütenförmig, manchmal auch bilateral symmetrisch gebaut. Es zeigt einen mehr schaligen Charakter mit einer meist sehr regelmäßigen Porenanordnung (vgl. PETRUSHEVSKAYA, 1974).

Wie bei allen Organismengruppen mit opal-kieseligen Skelett sind auch bei den Radiolarien keine spezifischen Gefügemerkmale in der Ultrastruktur zu erkennen. Im frischen Zustand sind die Skelettelemente im Querbruch und auf den Oberflächen glatt und strukturlos. In korrodiertem Zustand zeigt sich ein fein granularer Aufbau der Elemente; napfartige Vertiefungen

sind häufig, seltener zeigen sich dagegen feinere lagige Strukturen.

Eine stärkere diagenetische Zerstörung einiger Nassellariengehäuse im Vergleich zu Spumellarienskeletten wurde von KING (1975) beobachtet, deren Ursache im gröber granularen Bau der Nassellarien-Ultrastruktur gesehen wird.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Ganze Radiolarien sowie Bruchstücke mit wesentlichen morphologischen Merkmalen sind im Grob- und Mittelsilt häufig und einfach an den Gitterstrukturen zu erkennen. Bruchstücke der Spumellarien lassen sich im Mittel- und Feinsilt an den Verzweigungen und den knotigen Verdickungen bestimmen; die radialen Balken und Stacheln zeigen oft noch charakteristische Querschnitte. Nassellarien-Bruchstücke sind häufig gewölbtflächig, relativ derb gebaut und mit regelmäßigen Poren besetzt.

#### Vergleiche

Im Grobsilt können Bruchstücke von weit-gittrigen oder nadelförmigen Formen (meistens Spumellaria) leicht mit Silicoflagellaten (Taf. 3, Fig. 1 - 4) oder Ebridien verwechselt werden.

Kleine Bruchstücke von Skelettästen können mit Kieselschwamm-Nadeln (Taf. 31) verwechselt werden, da der Zentralkanal der Schwämme ebenso wie der der Silicoflagellaten häufig nicht erkennbar ist.

Bruchstücke von dünnchaligen, feinporigen Nassellarien können große Ähnlichkeiten mit grobschaligen Diatomeen (Taf. 16) zeigen.

#### 4.3.5 E B R I I D A

Die Ebridien sind marine, planktisch lebende Flagellaten. Sie scheiden ein kieseliges Endoskelett aus, das kugelig, zylindrisch bis spitzkegelig, einen gerüstartigen Aufbau aus dichten Kieselstäbchen zeigt und etwa 10 - 100  $\mu\text{m}$  groß wird. Der

Skelettbau zeigt sehr große Ähnlichkeiten mit dem der Radiolarien; eine Unterscheidung, besonders von Bruchstücken, ist daher meist schwierig (Fig. und REM-Aufnahmen vgl. PERCH-NIELSEN, 1974a).

#### 4.3.6 P O R I F E R A

Die Schwämme sind festsitzende, hauptsächlich marin lebende Tiere. Sie scheiden in ihrem Weichkörper fest zusammenhängende, Gerüste bildende oder auch locker verteilte bis isolierte Nadeln (Spiculae, Skleren) aus. Nach der Größe werden prinzipiell zwei Nadeltypen unterschieden: 1. Megaskleren von 3 - 30  $\mu$ m Breite und mehr als 100  $\mu$ m Länge sowie 2. Mikroskleren von 1  $\mu$ m oder weniger Breite und 10 - 100  $\mu$ m Länge (DE LAUBENFELS, 1955). Die Skelett-Teile können aus Kalzit oder Opal oder auch aus Spongin bestehen.

Die Schwämme mit kalkigen Nadeln, die Pharetroniden (mit kalzitischen Elementen) und die Sclerospongier (mit kalzitischen und aragonitischen Elementen) bilden meist nur Megaskleren oder feste Gerüste aus und spielen insgesamt rezent auch nur eine untergeordnete Rolle. Lediglich im Vorriffbereich, in Wassertiefen von 50 - 120 m, sind die Sclerospongier die wesentliche Komponente der Riffgerüstbildner (WENDT, 1977).

Im Feinkornbereich der marinen Sedimente sind daher im wesentlichen nur die opal-kieseligen Mikroskleren und Makroskleren-Bruchstücke der Kieselschwämme, der Demospongiae, zu finden. Sie kommen in allen Wassertiefen vor und können in rezenten Sedimenten einen durchaus nennenswerten Anteil ausmachen.

##### 4.3.6.1 K i e s e l s c h w ä m m e Demospongiae (Taf. 6, Fig. 1, 2; Taf. 31)

##### Skelettfeinbau

Die Kieselsäure wird in den Skelettelementen der Kieselschwämme als amorpher Opal ausgeschieden. Der Feinbau ist daher extrem gleichmäßig und dicht, so daß die Bruchflächen häufig ei-

nen muscheligen Bruch zeigen oder auch glattflächig bis strukturlos erscheinen. Die Oberfläche der Skleren ist in frischem Zustand glatt und ohne Feinmorphologie, zeigt bei starker Vergrößerung jedoch häufig eine rauhe, feinst-löchrige bis granulare Struktur (Taf. 6, Fig. 1). Im Querbruch ist oft ein Zentralkanal sichtbar, um den herum eine konzentrische Streifung zu beobachten ist, die als Anlagerungsgefüge im Verlauf des Wachstums anzusehen ist (Taf. 6, Fig. 2).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Das wesentlichste Bestimmungsmerkmal der Mikroskleren der Kiesel Schwämme ist die äußere Gestalt, die eine ganz extreme Variabilität aufweist. Sehr charakteristisch sind dabei die winzigen, stachelartigen Ornamentierungen. Ein weiteres Merkmal kann die Mikromorphologie der Sklerenoberfläche sein, glatt und homogen wenn frisch, löcherig bis feinst granular im unfrischen Zustand.

Glatte, strukturlose Bruchflächen allgemein sowie in Querbrüchen eventuelle konzentrische Strukturen (Anwachsstreifung?) um einen Zentralkanal herum sind weitere Charakteristika.

#### Vergleiche

Gewisse Amphiaster-Typen (Taf. 31, Fig. 8) zeigen in ihrer Gestalt große Ähnlichkeit mit Alcyonarien- oder Gorgonien-Spiculae (Taf. 6, Fig. 7 - 9). Sie sind jedoch durch die Feinmorphologie und ihre stark unterschiedliche Größe voneinander zu unterscheiden.

Bruchstücke von Makroskleren ohne weitere morphologische Kriterien, sind teilweise leicht mit Bruchstücken der Echinodermata (Taf. 48) zu verwechseln.

Bruchstücke von glatten Nadeln sind häufig kaum von Radiolarien- (Taf. 30) oder Silicoflagellaten-Elementen (Taf. 3, Fig. 1 - 4) zu unterscheiden.

#### 4.3.7 COELENTERATA

Die Coelenteraten enthalten einige sehr wichtige karbonatbildende Gruppen, nämlich die Hydrozoa und Anthozoa, die in den heutigen Meeren, besonders der tropischen Bereiche, eine sehr wesentliche Rolle spielen. Innerhalb der Anthozoa sind die Scleractinia und, mit deutlich geringerer Bedeutung, die Octocorallia, die hauptsächlichlichen Karbonatproduzenten.

##### 4.3.7.1 Hydrozoa

Die rezenten Vertreter der Hydrozoa, die Hydroida, Milleporina und Stylasterina bilden in der Regel ein aragonitisches Exoskelett aus, doch sind auch einige Arten mit Mg-Kalzit-Skeletten bekannt.

Die Ultrastruktur der drei Gruppen wurde von FENNINGER & FLAJS (1974) an zahlreichen Vertretern untersucht und eingehend diskutiert. Danach ist der Grundbauplan der Hydrozoa sphaerolithisch, das bedeutet, kleine, nadelig-stengelige bis dünn latitenartige Kristallite werden zu Bündeln zusammengefaßt. Vom Zentrum der Bündel aus divergieren die Kristallite in zunehmendem Maße von innen nach außen. Die Sphaerolithe können dabei voll ausgebildet sein; durch räumliche Behinderung beim Wachstum kann sich eine teilsphaerolithische Struktur bilden, oder die Sphaerolithe sind zu langgestreckten, leicht divergierenden Bündeln zusammengefaßt.

Prinzipiell ist die Ultrastruktur der Hydrozoa die gleiche wie die der Scleractinia. Sie wird von SORAU (1972) mit einem ähnlichen ektodermalen Biokristallisationsprozeß erklärt. Bruchstücke von Hydrozoa und Scleractinia sind daher im Siltkornbereich nicht voneinander zu unterscheiden! Eine getrennte Behandlung der Strukturmerkmale beider Gruppen ist aus diesem Grunde nicht sinnvoll. Es sind deshalb nur die Scleractinia eingehend beschrieben.

#### 4.3.7.2 A n t h o z o a

##### 4.3.7.2.1 Scleractinia (Taf. 6, Fig. 3 - 6; Taf. 32 - 34)

Die Scleractinia sind die weitaus wichtigsten Karbonatbildner innerhalb der rezenten Korallen. Sie bauen das massive Kalkgerüst der Korallenriffe in der tropischen Flachsee, bilden somit das Substrat und den Lebensraum für zahlreiche weitere, zum Teil ebenfalls karbonatproduzierende Organismengruppen.

Die Scleractinia scheiden ein festes, massives, aragonitisches Exoskelett aus, welches sich im einfachsten Fall in Basalplatte, Epithek und Septen untergliedert (WELLS, 1956; MÜLLER, 1958; SORAUF, 1972).

##### Skelettfinebau

Der Grundbaustein der Ultrastruktur der Scleractinia ist in der Regel ein Mikro-Einzelkristallit von 0,3 - 0,35  $\mu$ m Breite und einem Mehrfachen an Länge (VAHL, 1966). Durch Kombination der Mikrokristallite ergeben sich zwei prinzipielle Typen der Ultrastruktur. Wichtigster Typ ist die sphaerolithische Struktur. Im Idealfall bedeutet das, daß von einem Kristallkeim sternförmig nach allen Seiten die Mikrokristallite in den Raum hineinwachsen (vollsphaerolithisch). Gleichzeitig wachsende Sphaerolithe behindern sich jedoch meist gegenseitig, und es entstehen unvollständige Sphaerolithe (teilsphaerolithisch). Diese sphaerolithischen Typen sind besonders bei den Hydrozoa ausgebildet (FENNINGER & FLAJS, 1974). Bei den Skleraktiniern sind in der Regel die Keime dicht gedrängt in der Vertikalen angeordnet (vgl. BARNES, 1970); es entsteht eine klinogonale Bündelstruktur, in der die Mikrokristallite garbenartig von innen nach außen divergieren (Taf. 6, Fig. 3). Die kleinste sphaerolithische Einheit, der Sklerodermit, erreicht eine Größe von 100 - 200  $\mu$ m und bildet durch reihenförmig angeordnete Verbände die Trabekel, von denen zahlreiche durch seitliche Anlagerung die Septen aufbauen (Taf. 6, Fig. 3).

Das wesentliche Merkmal dieser Sphaerolithstruktur ist die von einem Zentrum oder Achse ausgehende, stark divergierende

Anordnung der Mikrokristallite (Taf. 6, Fig. 4). In Bruchstücken ist diese Struktur jedoch nur in Ausschnitten bei größeren Partikeln des Grobsilts zu erkennen. Kleinere Partikel zeigen im Detail eine mehr subparallele Orientierung der Mikrokristallite (vgl. SORAU, 1972).

Als weiterer Strukturtyp tritt bei den Skleraktiniern eine Bündelstruktur auf ("fasciculi" nach WISE, 1972). Es handelt sich dabei um Kristallitbündel von 5 - 15  $\mu\text{m}$ , maximal bis 30  $\mu\text{m}$  Durchmesser aus nadel-, latten- oder blattartigen Kristalliten von 0,5 - 2,5  $\mu\text{m}$  Breite, deren lange Achsen meist parallel verlaufen (Taf. 6, Fig. 5). Die Bündel können zwischen  $0^\circ$  und  $90^\circ$  relativ zur Septenoberfläche jede Orientierung einnehmen (Taf. 6, Fig. 4). Teilweise zeigen sie die gleiche Orientierung wie die darunter liegenden Strukturen. Durch septenparalleles Wachstum der Bündel entsteht ein reticulo-fasciculäres Muster (WISE, 1972) aus groben, blockigen Kristallitlagen.

Die faserig nadeligen Mikrokristallite der Sphaerolithstruktur neigen dazu, zu größeren Einheiten zu verschmelzen (Taf. 6, Fig. 6), wobei sie ein derb lattenartiges bis blattartiges Aussehen annehmen ("Pseudokristalle" nach SORAU, 1970). In noch stärkerem Maße gilt dies für die Fasciculi (vgl. WISE, 1972). Diese verschmelzen mit zunehmendem Alter, das heißt, in tieferen, älteren Skelettlagen so, daß die einzelnen Fasciculi nicht mehr als getrennte Bündel erkennbar sind.

Darüber hinaus können frühdiagenetische Vorgänge ebenfalls zu einer raschen Kristallitvergrößerung führen. Eine beschleunigende Wirkung scheint bei diesen Abläufen den endolithischen Mikroorganismen zuzukommen (SCHERER, 1974; GINSBERG et al., 1971).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Charakteristische Ausschnitte der Sphaerolithstruktur mit deutlich divergierenden bis subparallelen Mikrokristalliten sind im wesentlichen auf den Grobsilt (20 - 63  $\mu\text{m}$ ) beschränkt. Die Mikrokristallite können dabei unverschmolzen sein ( $< 1 \mu\text{m}$  Breite); dadurch entsteht eine stark gegliederte, rauhe Oberfläche.

Die Bruchstücke sind dann meist grob gerundet. Bei axialem Anschnitt der Mikrokristallite ist dagegen nur eine fein granuliert, wenig gegliederte Fläche erkennbar. Die Mikrokristallite können jedoch auch zu lattenartigen Großkristalliten verschmolzen sein (1 - 5  $\mu$ m Breite). Es entsteht ein massiger, teilweise blockiger, wenig gerundeter Partikel.

Die parallele bis subparallele Anordnung der Mikrokristallite, lattenartig, wenn verschmolzen, sonst länglich, unregelmäßig reiskörnig, führt zu grob keilförmigen, länglich, eckigen Partikeln.

#### Vergleiche

Die latten- bis blättchenartigen Strukturen der verschmolzenen Mikrokristallite sind nur ausnahmsweise in großen Partikeln von der blättrigen Struktur der Mollusca, z.B. der Ostreen (Taf. 39) zu unterscheiden.

Die gleichen Schwierigkeiten der Zuordnung verursachen frühdiagenetische, aragonitische, grob nadelige bis lattenartige Zemente und Hohlraumfüllungen (mikritische Ausfüllungen endolithischer Bohrer usw.).

Ausschnitte der sphaerolithischen Struktur zeigen, wenn unverschmolzen, große Ähnlichkeit mit Bruchstücken der Ascidiensklerite (Taf. 49) oder auch der kreuzlamellaren Struktur der Mollusca (Taf. 40). Insgesamt ist zu berücksichtigen, daß eine Abgrenzung der skleraktinen Korallen-Partikel gegen Mollusken-Partikel in der Regel nicht oder nur sehr schwer möglich ist.

#### 4.3.7.2.2 Octocorallia (Taf. 6, Fig. 7 - 9)

Ein großer Teil der Octocorallia, nämlich die Ordnungen Alcyonacea, Coenothecalia, Gorgonacea, Pennatulacea und Stolonifera, bilden kalkige Skelettelemente. In den meisten Fällen enthalten die Polypen zahllose, kalkige Spiculae, die als Einzelnadeln lose in der Körperwand liegen und in der Regel nicht zu

einem festen Skelettgerüst zusammenwachsen. Tubipora (O. Stolonifera) ist die wesentliche Ausnahme, bei der die Spiculae verschmelzen und ein festes Gerüst bilden (vgl. SPIRO, 1971). In Abhängigkeit vom Alter kann es auch bei anderen Formen in geringem Umfang zur Verschmelzung einzelner Spiculae kommen.

Die für die karbonatische Sedimentproduktion wichtigsten Gruppen der Octocorallia sind die beiden Ordnungen Alcyonacea, die vorwiegend auf den indopazifischen Raum beschränkt ist, und Gorgonacea, deren Hauptverbreitungsgebiet der karibische Raum ist (BAYER, 1956). Die Spiculae sind im wesentlichen größer als 100  $\mu$ m und daher im Siltkornbereich nur selten mit sehr kleinen Exemplaren oder als Bruchstücke vorhanden.

Im Gegensatz zu den Hydrozoa und den Scleractinia besteht das Karbonat des Octocorallia-Skeletts vorwiegend aus Mg-Kalzit. Heliopora ist die einzige häufigere Form mit aragonitischen Skelettelementen (SORAUF, 1974).

#### Skelettfeinbau

Die Spiculae sind mehr oder weniger einfach gebaute Nadeln, lang gestreckt bis gedrunken oval, teilweise fast rund, häufig mit zahlreichen stacheligen, warzigen Auswüchsen und Verzweigungen (Taf. 6, Fig. 7). Sie spielen eine wichtige Rolle bei der systematischen Bestimmung der Octocorallia (BAYER, 1956). REM-Untersuchungen der Ultrastruktur liegen nur in geringem Umfang vor. Danach werden die einzelnen Spiculae im verschmolzenen Skelett von Tubipora von 0,4 - 1  $\mu$ m dicken Kristallitnadeln aufgebaut, die in konzentrischen Lagen lange Säulen bilden. Die äußeren Nadellagen zeigen dabei eine Dachziegellagerung (SPIRO, 1971) (vgl. Taf. 6, Fig. 8).

Querbrüche von Tubipora zeigen im Innern eine Bündelung der Kristallite, die jedoch keine sphaerolithische Struktur darstellt (SORAUF, 1974). SORAUF (1974) weist am Beispiel von Eunicea palmeri auf eine Orientierung der Kristallitnadeln parallel zur langen Spicula-Achse hin, eine Orientierung, die sogar auf den warzigen Auswüchsen der Ornamentierung beibehalten wird.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Das einzige sicher zuordbare Strukturelement ist die Morphologie der Spiculae mit ihren stachelig warzigen, sehr variabel geformten Auswüchsen. Diese stehen in der Regel jedoch so dicht, daß sie auch auf kleineren Bruchstücken (Grobsilt) vorhanden sind und damit deren Bestimmung zulassen.

#### Vergleiche

Sind auf Bruchstücken keine Skulpturmerkmale vorhanden, so ist besonders bei stärker korrodierten Partikeln auf Grund der Zerfaserung der Kristallitnadeln (Taf. 6, Fig. 9) eine Verwechslung mit Partikeln planktischer Mollusca leicht gegeben (Taf. 45). Querbrüche zeigen häufig eine direkte Vergleichbarkeit mit skelektinen Skelettelementen, besonders mit Ausschnitten der Sphaerolithstruktur (Taf. 32 - 34). Eine große morphologische Ähnlichkeit, besonders bei geringen Vergrößerungen, besteht zu gewissen Amphiastern (Mikrosklern) der Kieselschwämme (Taf. 31). Beide Gruppen sind jedoch mit Hilfe der Mikromorphologie ihrer Oberflächen sicher auseinanderzuhalten.

#### 4.3.8 P O L Y C H A E T A

Viele Polychaeten bauen permanente, feste Wohnröhren, die häufig aus Kalziumphosphat, chitinigem Material oder auch nur aus agglutiniertem Fremdmaterial bestehen, wie bei den Sabellidae. Ihr Beitrag zur Sedimentproduktion ist dabei allgemein gering. Eine Ausnahme bildet jedoch die Familie Serpulidae, deren weitverbreitete Formen kalkige Wohnröhren ausscheiden.

##### 4.3.8.1 S e r p u l i d a e (Taf. 3, Fig. 8 - 12; Taf. 35)

Die Serpulidae sind Polychaeten, die, auf stabilem Untergrund festgeheftet oder inkrustierend, vorwiegend im marinen Flachwasserbereich leben. Sie scheiden eine kalkige Wohnröhre aus, die sehr unregelmäßig gebaut sein kann (Serpula), häufig aber regelmäßig plan- bis trochospiral aufgerollt ist (Spirorbis (Taf. 3, Fig. 12)). Diese Formen erreichen einen Durchmesser

von einigen Millimetern, während die unregelmäßigen Formen bis maximal 10 cm lang werden.

In den Sedimenten des küstennahen Flachwasserbereiches können die Serpulidae lokal in großen Mengen vorkommen (MILLIMAN, 1972). Unter günstigen Verhältnissen kann es sogar zu einem riff-ähnlichen Wachstum kommen (REMANE, 1954; BEHRENS, 1968).

Mineralogisch bestehen die Röhren der Serpulidae aus hoch- oder niedrig-Mg-Kalzit oder aus Aragonit. Eine Mischung aller Phasen ist ebenfalls möglich. Untersuchungen von BORNHOLD & MILLIMAN (1973) haben gezeigt, daß diese Unterschiede im wesentlichen artspezifisch sind und erst in zweiter Linie vom Milieu abhängig sind, wie von LOWENSTAM (1963) angenommen worden war.

#### Skelettfeinbau

Grundlegende lichtmikroskopische Untersuchungen der Röhren der Serpulidae wurden von GÖTZ (1931) und SCHMIDT (1951) durchgeführt, deren Ergebnisse durch REM-Untersuchungen grundsätzlich bestätigt werden konnten. Die kalkigen Röhren bestehen danach in der Regel aus einer dünnen inneren Schicht, die aus konzentrischen Lagen aufgebaut wird und aus einer dickeren Außenschicht, die aus gebogenen Lamellen besteht.

Grundbausteine des Skeletts sind bei *Serpula* 4 - 5  $\mu$ m lange und bis 1  $\mu$ m dicke, stengelige Kristallite, die aus zahllosen, winzigen, granularen bis nadeligen Elementen zusammengesetzt werden (Taf. 3, Fig. 10). In der inneren Schicht sind diese Kristallite mit ihrer langen Achse unregelmäßig quer zur Röhrenachse orientiert (Taf. 3, Fig. 8) und sehr locker gepackt. In der äußeren Schicht sind sie dagegen dichter gepackt und zu größeren, garbenartig gebogenen Lamelleneinheiten zusammengefaßt (Taf. 3, Fig. 9). Mineralogisch besteht die untersuchte Form aus der Nordsee aus einer Mischung von Kalzit und hoch-Mg-Kalzit mit ca. 10 - 15 Mol% Mg.

Bei *Spirorbis pagenstecheri* ist eine Differenzierung in eine innere und äußere Schicht nicht zu beobachten. Auffällig ist

besonders die generell geringere Ordnung der Kristallite im Skelett. Die wesentlich kleineren Kristallite (maximal 2  $\mu$ m lang und 0,5  $\mu$ m dick) zeigen keinerlei bevorzugte Orientierung (Taf. 3, Fig. 11). Eine konzentrische Ausbildung von Lagen ist nur sehr undeutlich erkennbar.

Mineralogisch besteht *Spirorbis pagenstecheri* hauptsächlich aus Aragonit mit geringeren Anteilen von hoch-Mg-Kalzit und Kalzit.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die einzigen strukturellen Charakteristika der Serpuliden sind die relativ großen Kristallite der inneren Schicht sowie die garbenartig gebogenen Lamellenstrukturen der äußeren Schicht von *Serpula*. Beide Strukturen sind gelegentlich im Grobsilt zu erkennen. Dagegen sind bei Bruchstücken von *Spirorbis* keinerlei typische Merkmale zu beobachten.

Die allgemein lockere Packung der Kristallite im Serpulidenskelett sowie der Aufbau aus Mg-Kalzit und Aragonit führen unter dem Einfluß von Abrasion (Flachwasser) und beginnender Diagenese zu einem relativ raschen Zerfall der Röhren in kleinste Elemente, was sich häufig schon in einem weichen, kreidigen Habitus äußert.

#### Vergleiche

Massivere Partikel von *Serpula* mit erkennbaren Kristalliten können mit Mollusken- (Taf. 42), Bryozoen- (Taf. 46, 47) oder Skleraktinier-Bruchstücken (Taf. 32 - 34) verwechselt werden.

Eine intensivere Abrasion führt zu gerundeten, äußerlich granular erscheinenden Partikeln, die feinst mikritischen Detritus-Karbonaten (Taf. 52) sehr ähnlich sehen.

Bruchstücke von *Spirorbis* sind in jeder Beziehung nicht von Bruchstücken porzellanschaliger Foraminiferen (Taf. 25) oder entsprechender Rotalgenstrukturen (Taf. 17 - 19) zu unterscheiden; desgleichen besteht eine große Ähnlichkeit mit den Interzellularraum-Ausscheidungen der Codiaceae (Taf. 21).

#### 4.3.9 A R T H R O P O D A

Aus dem umfangreichen und mannigfaltigen Stamm der Arthropoda haben im marinen Bereich im wesentlichen nur einige Klassen der Crustacea, nämlich Malacostraca, Cirripedia und Ostracoda Vertreter mit kalkig oder phosphatisch inkrustierter Kutikula.

Ausführliche lichtoptische Untersuchungen der karbonatischen Crustaceenpanzer liegen von DUDICH (1929, 1931) vor. Danach bildet das Karbonat in der Cuticula einen Mosaikpanzer, der aus sehr variablen, in sich optisch homogenen Bauelementen in unterschiedlicher Kombination zusammengesetzt ist.

##### 4.3.9.1 M a l a c o s t r a c a Decapoda (Eriphia sp. Taf. 8, Fig. 7 - 9; Taf. 6, Fig. 7 - 12)

Panzer-elemente, Scherenteile und Gliederbeine besonders der decapoden Krebse, häufig mit warziger Skulptur, sind in manchen gröbereren Sedimenten durchaus häufige Bestandteile. Im Feinkornbereich finden sich dagegen nur selten Bruchstücke. Das karbonatische Material besteht durchweg aus Kalzit (DUDICH, 1931), ist in der Regel jedoch eng mit chitinig-phosphatischem Material verbunden.

##### Skelettfinebau

Das Exoskelett der Decapoda besteht in der Regel aus vier Lagen (vgl. TRAVIS, 1970), der Epikutikula, der Exokutikula mit den Pigmenten, der Endokutikula und der inneren häutigen Lage. Exo- und Endokutikula bilden den wesentlichen Teil des Exoskeletts. Sie bestehen aus kalzifizierten, faserigen Lamellen, die aus einer komplexen Wechsellagerung von amorpher, organischer Substanz mit Chitin und Protein sowie mit Kalzit als Hauptbestandteil aufgebaut werden (TRAVIS, 1970; MUTVEI, 1974).

Eriphia sp., ein decapoder Krebs, zeigt einen lagig-lamellaren Aufbau aus etwa 15  $\mu$ m dicken Schichten, die von unregelmäßig angeordneten, parallelen Porenkanälen (ca. 0,4  $\mu$ m Durchmesser) schräg durchsetzt werden (Taf. 8, Fig. 7). Grundelemen-

te der Struktur sind 1 - 2  $\mu$ m lange Nadeln, die in lokal subparalleler, faseriger Anordnung, in der Fläche jedoch teilweise stark divergierend, die einzelnen Schichtlamellen aufbauen (Taf. 8, Fig. 8 und 9). Das Karbonat liegt als Kalzit vor.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Der lamellar-lagige Bau ist in Verbindung mit den dicht stehenden Porenkanälen in Querbrüchen auch bei geringen Vergrößerungen im Grobsilt ein sicher erkennbares Merkmal.

In Brüchen parallel zu den Lamellen ergeben besonders die Porenkanäle ganz charakteristische und eindeutige Muster.

#### Vergleiche

Bei kleinen Bruchstücken (d.h. bei hohen Vergrößerungen) ergeben sich häufig große Ähnlichkeiten mit fein faserigen Bruchstücken der planktonischen Mollusken (Taf. 45).

#### 4.3.9.2 Cirripedia (Balanus sp., Taf. 36, Fig. 1 - 6)

Innerhalb der fixo-sessil lebenden Cirripedier bilden besonders die Balanomorpha intensiv verkalkte Panzer aus. Dieser wird aus 6 bis 8 kegelartig angeordneten Deckplatten und einer grossen Basalplatte gebildet, die fest mit dem Substrat verbunden ist. Die Lebensdauer ist gering, allgemein nur 2 bis 5 Jahre (RIEDL, 1963), nach SMITH & HADERLIE (1969) in Südkalifornien sogar nur 1 Jahr. Da die Deckplatten sich postmortal aus ihrem Verband leicht lösen, können sich unter günstigen Verhältnissen Balaniden-Schillanreicherungen bilden.

Das wesentliche Charakteristikum des Plattenbaus ist neben einer rippenartigen Streifung eine dichte Anordnung von variabel geformten Röhren, die in der Plattenwand parallel zur langen Achse verlaufen.

Mineralogisch besteht das Schalenkarbonat von Balanus aus Kalzit (DUDICH, 1931) mit geringen Mengen von Mg und Sr (MILLIMAN, 1974); Aragonit kann bei den Cirripediern gelegentlich ebenfalls vorkommen (LOWENSTAM, 1963).

### Skelettfeinbau

Die Ultrastruktur der Platten zeigt im Querschnitt eine lagig konzentrische Anordnung von unregelmäßig granularen, teilweise auch länglich plattigen Kristalliten von 1 bis 2  $\mu$ m Durchmesser. Die Kristallite sind sehr dicht gepackt, die Panzerplatten daher sehr massiv und fest.

### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die dichte, granulare Skelettstruktur sowie das Fehlen jeglicher typischer Feinskulptur führt dazu, daß keinerlei charakteristische Bruchstücke entstehen. Das Gefüge ist im Gegenteil häufig so untypisch, daß es schwierig wird, die biogene Natur der Partikel zu erkennen.

### Vergleiche

Das dichte, granulare Gefüge zeigt in Bruchstücken, wenn lagige Strukturen nicht mehr erkennbar sind, häufig große Ähnlichkeit mit detritischen (nichtbiogenen) Mikritpartikeln (Taf. 52).

### 4.3.9.3 Ostracoda (Taf. 8, Fig. 10 - 12; Taf. 37)

Die Ostracoden sind zweisehalige Crustaceen mit einer durchschnittlichen Gehäusegröße von 0,5 - 2 mm. Der größte Teil der Arten ist marin mit einer Häufung im litoralen, benthonischen Bereich. Pelagische Formen kommen aber ebenfalls vor.

Die Schale ist unterschiedlich stark verkalkt, oberflächlich glatt oder auch sehr variabel skulpturiert. Sie besteht aus einer dünnen äußeren, chitinigen Schicht, einer dicken, mittleren, meist verkalkten Schicht und einer sehr viel dünneren, inneren chitinigen Schicht (POKORNY, 1958b; HARTMANN, 1966; LANGER, 1971; BATE & EAST, 1972). Die beiden Schalen sind über Ligament, Schloß und Schloßleiste mit oder ohne Schloßzähne miteinander verbunden. Die Dicke der Schale ist sehr gering, kaum mehr als 100  $\mu$ m, jedoch in starkem Maße vom Milieu abhängig. Eine starke Skulpturierung ist ebenfalls immer mit einer Verdickung der Schale verbunden.

Mineralogisch besteht die Schale aus Kalzit mit einem von der

Wassertemperatur abhängigen Mg-Gehalt von 0 - 10% (CHAVE, 1954). Nach CADOT et al. (1972) kann der Mg-Gehalt jedoch schon innerhalb einer Schale in den gleichen Größenordnungen schwanken. Ein Schalenaufbau aus Kalziumphosphat mit nur geringen Anteilen von Kalziumkarbonat wird von kambrischen Formen beschrieben (ANDRES, 1969; WILLGALLIS, 1969).

#### Skelettfeinbau

Nach LEVINSON (1961) besteht die kalkige Schale in der Regel aus einer mehr oder weniger gleichmäßigen Schicht von flachen bis unregelmäßig granularen Kristalliten (Taf. 8, Fig. 10 - 12), obwohl in einigen Gattungen auch mehrlagige Schalen als Folge von unvollständigen Häutungen auftreten können.

Nach lichtoptischen Untersuchungen (SCHMIDT, 1924; DUDICH, 1929; 1931) sind die Kristallite sehr regelmäßig mit ihrer optischen Achse senkrecht zur Schalenoberfläche orientiert. Eine bevorzugte morphologische Orientierung der etwa 2  $\mu$ m großen Kristallite soll nach JØRGENSEN (1970) nicht gegeben sein. Neuere REM-Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß eine, wenn auch häufig undeutliche, lagig-schichtige, oberflächenparallele Anordnung der Kristallite (Taf. 8, Fig. 11) durchaus erkennbar ist (LANGER, 1971). Besonders deutlich ist die oberflächenparallele Orientierung der Kristallite in den Warzen, Rippen, Stacheln und sonstigen Skulpturelementen, die eine Verdickung des Ostracodenpanzers darstellen (JØRGENSEN, 1970; SYLVESTER-BRADLEY & BENSON, 1971; OERTLI, 1975). Die Schaleninnenseite ist glatt granular (vgl. Taf. 8, Fig. 12), die Außenseite dagegen mehr rau granular ausgebildet.

Zahlreiche Porenkanäle durchsetzen die Schale. Sie sind unterschiedlich weit, häufig durch Siebplatten verschlossen, enden teilweise auch blind in den äußeren Schalenteilen.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die Ultrastruktur der Ostracodenschale zeigt nur wenig charakteristische Merkmale. Die wesentlichsten Bestimmungsmerkmale der skulpturierten Formen sind die Reste der Oberflächenornamentierung. Bei glattschaligen Formen sind die Porenstrukturen,

besonders die Siebporen, die einzigen, sicher erkennbaren Elemente. Bei schloßtragenden Formen sind Reste der Schloßzähne auch in kleinen Bruchstücken noch erkennbar.

Alle diese Merkmale sind in Bruchstücken insgesamt jedoch nicht sehr häufig zu finden. Die wichtigsten Bestimmungscharakteristika sind daher Kornform und/oder Oberflächenstruktur. Flächige Partikel mit großen, gewölbten, glatt oder rauh granulierten Flächen und grob granularen Querbrüchen, manchmal mit winzigen Porenresten, sind im Mittel- und Grobsilt-Bereich meist mit genügender Sicherheit als Ostracodenbruchstücke anzusprechen.

#### Vergleiche

Die Kornform (flach, gebogen plattig) ist ohne Kombination mit anderen Strukturen ein unsicheres Merkmal. Gleiches gilt für die für sich allein uncharakteristische, rauh bis glatt granuläre Oberflächenstruktur. Entsprechende Partikel können daher leicht mit Foraminiferenbruchstücken verwechselt werden. Dies gilt besonders für die benthonischen hyalin- und porzellan-schaligen Formen (Taf. 25 - 27) sowie für Bruchstücke von kleinwüchsigen planktonischen Formen (Taf. 28), bei denen zusätzlich sehr ähnlich strukturierte Porenmuster vorkommen können.

#### 4.3.10 M O L L U S C A

Die wesentlichen rezenten Vertreter der Mollusken sind auf die Klassen Bivalvia und Gastropoda konzentriert, während die Amphineura, Scaphopoda und Cephalopoda unter dem Aspekt der karbonatischen Sedimentproduktion nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

Die komplizierte und variable Schalenstruktur der Mollusca sowie die Verteilung von Aragonit und Kalzit auf die einzelnen Strukturen wurde zusammenfassend zuerst von BÖGGILD (1930) in einer grundlegenden und ausführlichen Arbeit über Mikrostruktur und Mineralogie behandelt. Nachfolgend wurden Mikrostruktur und Mineralogie der Bivalvia von KENNEDY, TAYLOR & HALL (1969), Mikrostrukturen und Schalenbau von OBERLING (1964)

und die Strukturen der patelloiden und bellerophontiden Gastropoda von McCLINTOCK (1967) in weiterführenden Arbeiten untersucht. Die Ultrastrukturen der Bivalvia wurden von TAYLOR, KENNEDY & HALL (1969) nach Untersuchungen mit dem Transmissions- und Rasterelektronenmikroskop in einer umfassenden Monographie beschrieben.

Prinzipiell wird die Schale der Mollusca (unter Schale werden hier nur die karbonatischen Hartteile verstanden) von sehr kleinen, einzeln oder in Aggregaten, regelmäßig, häufig in mehreren Lagen angeordneten Kristalliten gebildet, deren Anordnung zueinander sehr unterschiedlich sein kann, so daß letztlich sehr verschiedene Strukturtypen entstehen können. Innerhalb einer Schale können verschiedene Strukturtypen auftreten.

Aragonit ist das häufigste Mineral in der Molluskenschale, jedoch sind Wechsellagerungen von Aragonit und Kalzit im selben Skelett, oder ein Überwiegen von Kalzit keine Besonderheit.

#### 4.3.10.1 B i v a l v i a und G a s t r o p o d a

(Taf. 7; Taf. 38 - 44; ohne Pteropoda und Heteropoda)

Die planktonisch lebenden Pteropoden und Heteropoden werden gesondert behandelt, da sie auf Grund ihrer typischen Ultrastruktur quantitativ von den benthonisch lebenden Bivalven und Gastropoden zu trennen sind. Bei einer Gegenüberstellung und Auswertung des Plankton/Benthos-Verhältnisses der Mollusken (vgl. SARNTHEIN, 1971) muß jedoch berücksichtigt werden, daß zahlreiche benthonisch lebende Muscheln und Schnecken schalentragende, planktonisch lebende Larven besitzen. Nach Beobachtungen von THIEDE (1974, 1975) an Planktonzügen aus dem östlichen N-Atlantik waren in vielen Proben diese häufiger als die Schalen von Foraminiferen, Pteropoden und Heteropoden. Es ist daher damit zu rechnen, daß in den Sedimenten des Schelfs und Kontinentalhanges ein nicht unwesentlicher Teil des als "benthonisch" angesehenen Molluskenkarbonats in Wirklichkeit planktonischer Entstehung ist.

Skelettfleinbau

BØGGILD (1930) unterschied innerhalb der Bivalvia und Gastropoda insgesamt neun Strukturtypen, die im wesentlichen auch in den Strukturuntersuchungen von TAYLOR et al. (1969) und McCLINTOCK (1967) bestätigt und nur in Einzelheiten differenziert wurden (Tab. 6). Da die Mollusken mit ihrer Schalenproduktion an der biogenen Sedimentbildung einen ganz wesentlichen Anteil haben, ist es notwendig und auch gerechtfertigt, auf den sehr vielfältigen Schalenbau näher einzugehen. Die wesentlichen Schalenstrukturen sollen deshalb im folgenden an einigen Beispielen der Bivalvia und Gastropoda dargestellt werden.

Die benthonisch lebenden Formen der Bivalvia und Gastropoda zeigen in ihrem Schalenbau im wesentlichen die gleichen Ultrastrukturen. Eine Trennung der Bruchstücke auf Grund der Ultrastruktur ist daher nicht möglich, so daß hier die benthonischen Formen beider Klassen zu einer Gruppe zusammengefaßt werden.

Tabelle 6: Schalenstrukturen der Mollusken nach BØGGILD (1930) und TAYLOR et al. (1969) sowie die in der vorliegenden Arbeit untersuchten und zur Herstellung künstlichen Silts verwendeten Beispiele.

BØGGILD 1930	TAYLOR et al. 1969	Mineralogie	Untersuchte Beispiele
Perlmutter	a. flächig	immer Aragonit	Mytilus edulis, Nucula sp., Pinna nobilis
	b. linsig	immer Aragonit	Haliotis sp.
blättrig	blättrig	immer Kalzit	Ostrea sp., Patella sp.
prismatisch einfach	prismatisch einfach	Kalzit oder Aragonit	Pinna sp., (Mytilus edulis) -
" zusammengesetzt	" zusammengesetzt	immer Aragonit	Nucula sp.
" bedingt	myostrakal prismatisch	Aragonit	-
kreuzlamellar	kreuzlamellar	Kalzit oder Aragonit	Patella sp. Cardium edule, Arca sp.
komplex-kreuzlamellar	komplex-kreuzlamellar	immer Aragonit	Cardium edule
homogen	homogen	immer Aragonit	Haliotis sp.

Die Perlmutter-Struktur (*Mytilus edulis*, Taf. 38; *Pinna nobilis*, Taf. 41; *Nucula* sp., Taf. 42; *Haliotis* sp., Taf. 44) ist wohl die am besten bekannte und besonders in jüngerer Zeit sehr häufig untersuchte Molluskenstruktur (MUTVEI, 1969, 1970, 1972; WISE, 1970; ERBEN, 1972, 1974; BANDEL, 1977a). Sie besteht immer aus Aragonit und wird aus kleinen, polygonalen, 2 - 5  $\mu$ m großen Täfelchen oder Plättchen gebildet, die seitlich zu dünnen Lagen und diese wiederum zu dickeren Schichten oder Stapeln zusammenwachsen können. In Querbrüchen zeigt sich häufig eine sehr typische Ziegelmauer-Struktur (vgl. Taf. 7, Fig. 1). Bei den Muscheln wachsen die einzelnen Plättchen rasch seitlich zusammen und bilden mehr flächige Einheiten, während die Plättchen bei den Schnecken zunächst bevorzugt Plättchenstapel bilden und erst später seitlich zusammenwachsen (Taf. 7, Fig. 1). Obwohl gegen Belastung sehr stabil (TAYLOR & LAYMAN, 1972), zerfällt diese Struktur bei abrasiver Beanspruchung relativ rasch in einzelne Plättchen oder Plättchenstapel.

Die blättrige Struktur (*Ostrea* sp., Taf. 39; *Patella* sp., Taf. 43), der wesentliche Baustein der Ostreacea, besteht immer aus Kalzit. Mehr oder weniger regelmäßige, lattenartige, parallele bis divergierende Kristallite bilden durch seitliche Anlagerung, wobei die einzelnen Kristallite sich seitlich überlappen (Taf. 7, Fig. 2), flächige Elemente. In der Vertikalen werden diese zu größeren, langgestreckt linsigen Einheiten zusammengefügt. Dabei ist die Orientierung der lattenartigen Kristallite nicht in allen Lagen gleich (Taf. 7, Fig. 3). Allgemein sind diese linsigen Stapel parallel zur inneren Schalenoberfläche orientiert, doch sind erhebliche Abweichungen davon, besonders bei den Pectinacea, keine Seltenheit.

Die prismatische Struktur, von verschiedenen Autoren in jüngerer Zeit auf Grund von REM-Untersuchungen beschrieben (WISE & HAY, 1968a, 1968b; WISE, 1971; MUTVEI, 1972), wird nach TAYLOR et al. (1969, weitere Literatur siehe dort) auf Grund der vorkommenden Prismtypen in a) einfach prismatische und b) zusammengesetzt prismatische Struktur unterteilt.

a) Die einfach prismatische Struktur (*Pinna* sp., Taf. 41) kann

aus Kalzit oder Aragonit bestehen. Die untersuchte Form, *Pinna* sp. aus dem E-Atlantik, besitzt kalzitische Prismen. In der Aufsicht zeigen die einfachen Prismen eine grobe Wabenstruktur, in der, wie bei den Pinnacea und Ostreacea, einzelne, langgestreckte, säulige, polygonale Prismen durch Conchiolinlamellen voneinander getrennt werden (Taf. 7, Fig. 4). Die Prismen können mehr als 50  $\mu$ m Dicke und mehr als 100  $\mu$ m Länge erreichen. Sie zeigen eine nicht immer deutliche Querstreifung, die dadurch entsteht, daß etwa 5 - 10  $\mu$ m dicke Lagen, die ihrerseits wieder aus etwa 0,5  $\mu$ m dicken Kristallitlamellen aufgebaut werden, durch stärkere Conchiolinlamellen voneinander getrennt werden (Taf. 7, Fig. 5). Die einzelnen Kristallitlamellen müssen als Anlagerungslamellen angesehen werden. Der postmortale Abbau der Conchiolinlamellen führt dazu, daß die grobe, wabenartige Prismenstruktur der Pinnacea, Ostreacea und Pteriacea in ganz charakteristische Bruchstücke zerfällt: 1. in langgestreckte, polygonale Prismen, die häufig innerhalb des Grobsilts und Feinsandes zu finden sind und 2. in flache, polygonale Plättchen, die im Mittelsilt auftreten.

Eine etwas abweichende prismatische Schalenstruktur findet sich bei *Mytilus edulis* (Taf. 38). Die einzelnen Prismen, mineralogisch aus Kalzit bestehend, sind weniger dick, nur etwa 1 bis maximal 3  $\mu$ m, und mehr unregelmäßig rundlich (vgl. TRAVIS, 1970). Im Internbau der Prismen zeigt sich jedoch ebenfalls eine deutliche Querstreifung durch dünne Anlagerungslamellen (Taf. 7, Fig. 6).

b) Die zusammengesetzt prismatische Struktur (*Nucula* sp., Taf. 42) besteht mineralogisch immer aus Aragonit und hat ihre typischen Vertreter innerhalb der Nuculacea. Diese Struktur ist derart aufgebaut, daß große Elemente, die Prismen I.-Ordnung, aus zahlreichen kleineren Elementen, den Prismen II.-Ordnung, zusammengesetzt werden. Die Prismen I.-Ordnung sind große, im Querschnitt runde bis eckige, bis einige 100  $\mu$ m dicke, langgestreckte Kristallitbündel, in denen die kleineren Prismen II.-Ordnung nach außen zunehmend garbenartig divergierend angeordnet sind. Die Prismen II.-Ordnung sind schlanke, langgestreckte Kristallite von 0,1 - 0,5  $\mu$ m Dicke (Taf. 7, Fig. 7).

Sie werden aus kleineren, zum Teil länglich körnigen Kristallitelementen aufgebaut und sind daher sehr unregelmäßig geformt, teilweise seitlich stark auffasernd und nicht so glattflächig wie die Prismen der Mytilacea. Auf Bruchflächen kann daher leicht der Eindruck eines körnig-homogenen Gefüges entstehen.

Die Orientierung der Prismen ist in der grob wabenartigen, einfach prismatischen Struktur (Ostreacea usw.) senkrecht zur Schalenfläche und in der zusammengesetzt prismatischen Struktur (Nuculacea) parallel zur Schalenoberfläche (TAYLOR et al., 1969). Die feinere, einfach prismatische Struktur der Mytilacea nimmt mit einer deutlich zum Rand hin geneigten Anordnung der Prismen eine gewisse Übergangsposition zwischen diesen Strukturen ein.

Die kreuzlamellare Struktur der rezenten Bivalvia (*Cardium edule*, Taf. 40) besteht immer aus Aragonit (TAYLOR et al., 1969). Dagegen kann sie bei den Gastropoda (*Patella* sp., Taf. 43) auch kalzitisch ausgebildet sein (BØGGILD, 1930). Nach McCLINTOCK (1967) handelt es sich hierbei jedoch um einen eigenständigen Strukturtyp, den er als "kreuz-blättrigen" Typus bezeichnet.

Die Struktur setzt sich aus größeren Lamellen I.-Ordnung zusammen, die wiederum aus zahlreichen kleineren Lamellen II.-Ordnung gebildet werden. Die Kristallite der Lamellen II.-Ordnung können nadelig faserig oder auch glatt, flach lattenartig sein. Die Orientierung innerhalb der einzelnen Lamellen II.-Ordnung ist immer gleich, jedoch sind die einander folgenden Lamellen I.-Ordnung immer gegensätzlich orientiert (Taf. 7, Fig. 8 und 12).

Die komplex kreuzlamellare Struktur (*Cardium edule*, Taf. 40) wird von den gleichen Grundelementen wie die kreuzlamellare Struktur, nur mit geringen Unterschieden in Form und Orientierung der Kristallite, aufgebaut (TAYLOR et al., 1969) und besteht aus Aragonit. Einzelne, nadelige, bis lattenartige Kristallite bilden durch seitliche Anlagerung aneinander Lamellen II.-Ordnung, von denen mehrere zu Blöcken zusammengefaßt werden, die den Lamellen I.-Ordnung entsprechen (Taf. 7, Fig. 9). Aneinandergrenzende Blöcke aus Lamellen II.-Ordnung

sind unterschiedlich orientiert. Abhängig von der Größe der einzelnen Strukturelemente ist die Morphologie der Bruchstücke der komplex kreuzlamellaren Struktur sehr variabel.

Die homogene Struktur (Haliotis sp., Taf. 44) besteht immer aus Aragonit. In vielen Fällen ist nicht sicher, ob diese Struktur eine eigenständige Struktur darstellt, oder ob die einzelnen Kristallitelemente nur so extrem feinkörnig sind, daß ihre direkte strukturelle Orientierung nicht zu beobachten ist (BØGGILD, 1930; TAYLOR et al., 1969).

Nach TAYLOR et al. (1969) kann die homogene Struktur bei den Nuculanacea, Arcticacea und Glossacea jedoch als eigenständige Struktur gelten. Danach wird sie aus winzigen, sehr unregelmäßig rundlichen, häufig in Reihen angeordneten Körnern aufgebaut, die etwa 1,5 - 3  $\mu$ m Durchmesser aufweisen, teilweise seitlich überlappen und daher im Umriß meist sehr unregelmäßig sind.

Die homogene Struktur von Haliotis sp. besteht aus unregelmäßig begrenzten, teilweise faserigen, kurzstengeligen bis plattigen Kristalliten, die bis auf ihre geringe Länge große Ähnlichkeit mit den Kristallitelementen der Prismen II.-Ordnung der zusammengesetzt prismatischen Struktur aufweisen. Die Kristallite sind meist unregelmäßig flächig angeordnet (Taf. 7, Fig. 10), teilweise jedoch auch zu im Querschnitt radialstrahligen Einheiten zusammengefaßt (Taf. 7, Fig. 11), die eventuell eine spezielle Art der zusammengesetzt prismatischen Struktur darstellen.

Im ganzen ist die homogene Struktur jedoch so feinkörnig und komplex, daß in Bruchstücken erkennbare morphologische Strukturelemente nur selten auftreten.

Die myostrakale Struktur, von TAYLOR et al. (1969) eingeführt, umfaßt die Bereiche der Muskelansätze, wo prismatisch säulige Aggregate aus Aragonit abgelagert werden. Quantitativ spielen diese Strukturen jedoch nur eine ganz untergeordnete Rolle.

### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Die Perlmutterstruktur ist in größeren und kleineren Bruchstücken an der streng parallelen Anordnung der Plättchenlagen und an charakteristisch getrepteten Bruchflächen zu erkennen.

Partikel mit blättriger Struktur sind im wesentlichen auf Grund der seitlichen, dachziegelartigen Überlappung der lattenartigen Kristallite zu bestimmen. Langgestreckte, polygonale Prismen im Grobsilt sowie flache, polygonale Plättchen, häufig mit feiner Lamellierung im Mittelsilt, sind charakteristische Strukturen der groben, wabenartigen, einfach prismatischen Struktur der Ostreacea, Pinnacea und Pteriacea. Sie kommen teilweise sehr häufig vor, bilden stellenweise sogar die Hauptmenge der sedimentären Biogenkomponente und sind leicht erkennbar.

Bündel aus unregelmäßig flachen bis runden, teilweise sehr langen, nur wenige  $\mu$ m dicken Prismen sind typisch für die einfach prismatische Struktur der Mytilacea. Sie sind jedoch nicht sehr häufig, da die Bündel rasch zu einzelnen Prismenstücken zerfallen, die dann wegen ihrer geringen Größe nicht mehr bestimmbar sind.

Brückstücke der zusammengesetzt prismatischen Struktur, besonders der Prismen I.-Ordnung, sind nur bei höheren Vergrößerungen erkennbar, wenn die faserig unregelmäßigen Prismen II.-Ordnung sichtbar werden.

Die kreuzlamellare Struktur ist in größeren Partikeln leicht zu bestimmen, wenn Teile mehrerer Lamellen I.-Ordnung erhalten sind, oder die Lamellen II.-Ordnung aus gröberen, lattenartigen Kristalliten bestehen. Die komplex kreuzlamellare Struktur ist nur dann erkennbar, wenn ganze oder Teile von mehreren Lamellenblocks im Bruchstück vorhanden sind, und die Vergrößerung ausreichend ist, daß die winzigen Kristallitelemente aufgelöst werden.

Auch die homogene Struktur ist nur unter besonderen Voraussetzungen sicher anzusprechen, nämlich nur dann, wenn übergeordnete Strukturen wie die radialstrahlige Kristallitanordnung im Bruchstück enthalten sind.

### Vergleiche

Besondere Schwierigkeiten bei der Ansprache der Molluskenpartikel entstehen bei der Abtrennung von den skleraktinen Korallen (Taf. 32-34). Die blättrige Struktur ist dann, wenn der flach lattenartige Charakter der Kristallite nicht deutlich wird, von den verschmolzenen Mikrokristallitae der skleraktinen Korallen nicht zu unterscheiden. Entsprechendes gilt für die einfach prismatische Struktur mit kleinen Kristalliten wie bei *Mytilus edulis*.

Bruchstücke von Prismen I.-Ordnung der zusammengesetzt prismatischen Struktur, Bruchstücke einzelner Lamellen der kreuzlamellaren Struktur sowie Ausschnitte von Lamellenblocks der komplex kreuzlamellaren Struktur sind bei geringen Vergrößerungen nicht von Bruchstücken der skleraktinen Sphaerolithstruktur zu unterscheiden.

Bruchstücke der einfach prismatischen Struktur im künstlichen Silt von *Pinna nobilis* zeigen bei geringen Vergrößerungen deutliche Ähnlichkeiten mit massigeren Echinodermenbruchstücken (Taf. 48). Die feine Lamellierung innerhalb der groben Prismen täuscht dabei eine echinodermenähnliche Anwachsstreifung vor.

Weitere, zum Teil sehr detaillierte Untersuchungen der Schalenstrukturen der Gastropoda im Raster-Elektronenmikroskop finden sich bei BANDEL (1975).

#### 4.3.10.2 P t e r o p o d a und H e t e r o p o d a (Taf. 5, Fig. 10 - 12; Taf. 45)

Die Pteropoda und Heteropoda, Ordnung bzw. Subordnung der Gastropoda, gehören als pelagisch lebende Tiere des tropischen bis subtropischen Bereichs zum marinen Plankton. Auf Grund ihrer pelagischen Lebensweise sind ihre Gehäuse teilweise stark reduziert oder doch, der Größe der Tiere entsprechend, sehr leicht und zart gebaut, so daß sie leicht zerbrechen und als Bruchstücke im Feinkorn pelagischer Sediment durchaus häufig sein können.

Die ganzen Gehäuse sind gerade bis gebogen trichterförmig oder

auch flach bis steiler helicoidal aufgerollt und in der Regel nur einige Millimeter lang. Die Schalenwand ist sehr dünn, meist weniger als 100  $\mu$ m und besteht mineralogisch immer aus Aragonit.

#### Skelettfinebau

BØGGILD (1930) beschreibt die Schalenstruktur der Pteropoda sowie der Heteropoda als homogen ohne erkennbare Einzelelemente. Nach CAYEUX (1916) besteht die Schale aus drei Lagen, wie er an *Vaginella* beobachten konnte.

Die Ultrastruktur der Pteropoda beschreiben in einer ausführlichen Arbeit BE, McCLINTOCK & CURRIE (1972) für acht Gattungen am Beispiel von *Cuvierina columnella*. Danach besteht die Schale der Pteropoda aus einer dünnen, 0,5  $\mu$ m dicken, äußeren Prismenschicht und einer inneren Schicht mit Schraubenstruktur, die den wesentlichen Teil der Schale darstellt und aus winzigen, dicht stehenden, schraubig angeordneten, stäbchenartigen Kristalliten besteht (Taf. 5, Fig. 11), die wiederum aus etwa 0,2  $\mu$ m großen Grundelementen aufgebaut werden. Zwei weitere, auf lokale Schalenbereiche beschränkte Strukturen, sind eine innere Prismenschicht im Bereich der Apertur und eine säulig-prismatische, myostrakale Struktur im Bereich der Muskelansätze.

Die Schraubenstruktur ist innerhalb der Mollusca ein einzigartiger Strukturtyp und für die Gruppe der Pteropoda charakterisierend. Darüber hinaus treten schraubig ausgerichtete Nadelbündel in gewissem Umfang bei den Neogastropoden auf (BANDEL, 1977). Sie haben auf die Morphologie der entstehenden Partikel aber keinen Einfluß.

Für *Limacina bulimoides* wird von BE et al. (1972) in einem kurzen Zusatz eine mögliche, kreuzlamellare Struktur an Stelle der Schraubenstruktur erwähnt. Weitere Untersuchungen haben nun gezeigt (u.a. RAMPAL, 1974), daß neben *Limacina bulimoides* wenigstens auch *L. trochiformis*, *L. lesueurii* sowie *Peraclis moluccensis* und die Heteropode *Atlanta inclinata* als wesentliches Strukturelement eine kreuzlamellare Schalenstruktur (Taf. 5, Fig. 10) aufweisen und keine Schraubenstruktur be-

sitzen. Die Kristallite sind nadelig faserig und verschmelzen in den einzelnen Lamellen nicht. Eine Neubeschreibung und Interpretation der Pteropoden-Ultrastruktur findet sich bei BANDEL (1977b).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturen

Die Schraubenstruktur ist wegen des geringen Durchmessers der Schrauben (BE et al., 1972, bis etwa 15  $\mu$ m) auch in kleinen Bruchstücken mit Sicherheit zu bestimmen. Im Querbruch sind die peitschenartig, gleichsinnig gebogenen, faserigen Kristallite unverkennbar. Wegen der geringen Schalendicke zeigen größere Bruchstücke immer einen größeren Ausschnitt der Schalenoberfläche; die Partikel sind flach gebogen bis plattig, mit glatten Flächen, wenn eine Anlösung des Aragonits noch nicht erfolgt ist.

Bei beginnender Anlösung erscheint auf der Schaleninnenseite ein streifig-faseriges, häufig auch granulares Muster der in flachem Winkel zur Schalenoberfläche austretenden faserigen, gebogenen Kristallite der Schraubenstruktur. Durch die Anlösung der Prismenschicht entsteht ein feinstgranulares Gefüge (Taf. 5, Fig. 12).

Die kreuzlamellare Struktur mit sehr feinen, nadelig faserigen Kristalliten ist durch Kombination mit der Form der Bruchstücke - glatt oder faserig strukturiert, flach plattig bis gebogen flächig - sicher zu bestimmen und von Bruchstücken mit entsprechenden Strukturen der übrigen Mollusken sicher zu unterscheiden.

Weitere Merkmale finden sich, wenn die Bruchstücke noch frisch und wenig angelöst sind, was jedoch nur selten der Fall ist, in der Feinskulptur einiger Formen, wie zum Beispiel bei *Limacina* und *Atlanta*.

Die Einzigartigkeit der Schraubenstruktur und damit ihre einfache Erkennbarkeit sowie die sichere Ansprache der kreuzlamellaren Struktur lassen es zu, innerhalb der Mollusken planktonische und benthonische Anteile voneinander zu trennen.

### Vergleiche

Auf Grund der typischen Ultrastruktur ergeben sich nur geringe Verwechslungsmöglichkeiten und zwar immer nur dann, wenn Bruchflächen nicht oder nur schlecht erkennbar sind, oder die Vergrößerung für eine Auflösung der Struktur nicht ausreicht. Die äußere Form solcher uncharakteristischer Partikel ist dann häufig kaum von Bruchstücken der Ostracoden (Taf. 37), Foraminiferen (Taf. 26) oder benthonischen Mollusken (Taf. 38 - 44) zu unterscheiden.

#### 4.3.11 B R Y O Z O A (Taf. 8, Fig. 1 - 6; Taf. 46 - 47)

Die Bryozoen sind fast ausschließlich marine, benthonisch lebende, Kolonien bildende Tiere. Die beiden wichtigsten rezenten Ordnungen, die Cheilostomata und die Cyclostomata, bilden kalkige Skelette aus und treten besonders häufig im Flachwasser auf, wo sie einen wesentlichen Anteil an der biogenen Sedimentproduktion ausmachen können.

Die Kolonien sind häufig inkrustierend auf den verschiedensten Substraten in sehr unterschiedlicher Ausbildung zu finden; häufig werden aber auch aufrecht wachsende, verzweigte Stöcke gebildet. Die Größe der Kolonien schwankt in der Regel zwischen wenigen Millimetern und einigen Zentimetern, doch kommen auch Kolonien von einigen Dezimetern Größe vor.

Die einzelnen Tiere leben in runden bis polygonalen, länglichen Röhren oder in kastenartigen, kurzen Kammern. Die mineralogische Zusammensetzung des Skeletts ist unterschiedlich. Die Untersuchungen von RUCKER (1969) und RUCKER & CARVER (1969) ergaben für die Mehrzahl der untersuchten cheilostomen Bryozoen einen rein kalzitischen Skelettbau, für eine geringere Anzahl gemischt kalzitisch-aragonitische und nur für einen kleinen Teil rein aragonitische Skelettzusammensetzung.

### Skelettfteinbau

Die Mikro- oder Ultrastruktur der karbonatischen Hartteile des Exoskeletts der Bryozoen ist im Detail sehr variabel. Nach REM-

Untersuchungen beschrieb SANDBERG (1971) allein sieben verschiedene Strukturen innerhalb der Cheilostomata. Im weiteren Rahmen läßt sich jedoch der Feinbau auf drei prinzipielle Strukturtypen zurückführen, nämlich a) granular, b) lamellar und c) nadelig-faserig, die in unterschiedlicher Kombination in den verschiedenen Gruppen das Karbonatskelett aufbauen (BOARDMAN & CHEETMAN, 1969).

Nach TAVERNER-SMITH & WILLIAMS (1972) und TAVERNER-SMITH (1973) besteht die Ultrastruktur des Skeletts der Cyclostomata immer aus einer zweischichtigen Abfolge und ist nach einem weitgehend einheitlichen Grundmuster aufgebaut. Granulare, in den meisten Fällen jedoch kurz nadelige Kristallite, bilden die Primärschicht, während tafelförmige Plättchen in lagiger Orientierung dagegen immer die Sekundärschicht aufbauen.

Das Karbonatskelett der Cheilostomata ist dagegen sehr variabel gebaut, was schon aus den Untersuchungen von RUCKER & CARVER (1969) zu ersehen ist, die in 14 von 31 untersuchten cheilostomen Familien Arten fanden, deren Skelett teilweise oder sogar vollständig aus Aragonit aufgebaut wird. Strukturell treten ein-, zwei- und dreischichtige Skelette auf. Die Primärschicht, in manchen Arten als einzige Schicht ausgebildet, besteht meist aus nadeligen, 0,3  $\mu$ m dicken Kristalliten, die senkrecht zum Periostrakum orientiert sind. Knollige, linsige, granulare und plattenartige Strukturen von einigen  $\mu$ m Größe kommen ebenfalls häufig vor.

Die ebenfalls sehr variable Sekundärschicht ist vorwiegend lagig, gewöhnlich aus deutlichen Lamellen vertikal orientierter Kristallite zusammengesetzt und von Proteinlagen durchsetzt.

Die dritte Schicht kann lagig granular sein oder aus nadeligen Kristalliten aufgebaut werden. Wie in der Primärschicht fehlen hier definierte, organische Bestandteile.

Die unterschiedlichen Strukturen sollen bei zwei Arten der Cheilostomata im folgenden näher beschrieben werden.

Myrionozoum truncatum (PALLAS) (Taf. 8, Fig. 1 - 3; Taf. 46) ist

eine Form mit aufrecht wachsenden, runden, ästig dichotom verzweigten, ungegliederten Zoarien (Taf. 8, Fig. 1). Im Skelett und in Bruchstücken lassen sich drei Strukturtypen unterscheiden. a) Unregelmäßig granular strukturierte Partikel stammen vermutlich aus der Primärschicht. Die Bruchstücke sind meist sehr klein und nicht häufig. b) Häufiger sind jedoch glattflächige, etwa 10  $\mu$ m dicke Partikel, die sich aus entsprechend langen, etwa 0,5  $\mu$ m breiten Prismen zusammensetzen.

Nicht selten sind mehrere, vermutlich durch Proteinlamellen deutlich voneinander getrennte Prismenlagen zu erkennen. c) Die auffälligste Struktur zeigt sich jedoch auf den Oberflächen der Zooecien- und Porenwände. Die in Querbrüchen erkennbaren faserigen Kristallite und Kristallbündel verlaufen nicht parallel zur Skelettwand, sondern divergieren garbenartig (Taf. 8, Fig. 2) und durchstoßen die Zooecienwand in sehr unterschiedlich steilem Winkel, was zu sehr variablen, doch typischen Oberflächenmustern führt (Taf. 8, Fig. 3). Mineralogisch besteht das Skelett von *M. truncatum* nur aus Kalzit.

Hippodiplosia foliacea ELLIS et SOL. (Taf. 8, Fig. 4 - 6; Taf. 47) besitzt aufrecht wachsende, flach blätterartige, elchgeweihförmige Zoarien, in denen die Zooide in zwei Schichten, an den Dorsalseiten miteinander verwachsen, angeordnet sind (Taf. 8, Fig. 4). Die aus drei Lagen wie ein Sandwich aufgebauten Zooecienwände (Taf. 8, Fig. 5) zeigen im Kern eine dünnschichtige Lamellenstruktur aus etwa 0,5  $\mu$ m dicken, leicht welligen Plättchen von insgesamt 20  $\mu$ m Dicke. Auf beiden Seiten schließt sich eine etwa 10  $\mu$ m dicke Lage aus derben Kristallitaggregate an, die von dünnen, organischen Häutchen umhüllt werden. Die Aggregate werden aus einzelnen, nadelig prismatischen, in Lamellen zusammengefaßten Kristalliten gebildet. Sie stehen, mit 60 bis 90° geneigt, auf der lamellar strukturierten Mittelschicht. Daraus ergibt sich ein gegenseitiges Überwachsen der Kristallitaggregate im Kantenbereich (Taf. 8, Fig. 6) und als weitere Folge ein grob blockiges Gefüge. Durch die organischen Umhüllungen der Aggregate wird dies weiter betont, und die Schichtflächen erhalten ein charakteristisches Muster, das auch in kleineren Bruchstücken noch erkennbar ist.

Die Außenseite des Zoariums wird von einer nadelig-faserigen Bündel-Struktur gebildet, die der von *M. truncatum* sehr ähnlich ist (vgl. Taf. 8, Fig. 2). Die Kristallite sind auch hier zu größeren, garbenartig divergierenden Bündeln zusammengefaßt und in ihrer Längserstreckung normal zur Oberfläche ausgerichtet. Dort, wo die Kristallitbündel an Porenoberflächen austreten, entstehen, ähnlich wie bei *M. truncatum*, charakteristische Oberflächenmuster (vgl. Taf. 8, Fig. 3).

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Sicher erkennbare Strukturelemente sind die Oberflächenmuster, die innerhalb der nadelig-faserigen Bündelstruktur an Kammer- und Porenwänden in sehr variabler, aber doch typischer Form entstehen, wegen ihrer Größe jedoch auf Grobsilt-Partikel beschränkt sind.

Ebenfalls eindeutig bestimmbar sind die blöckigen, glatt brechenden Partikel der derben bis grobkristallinen Kristallitaggregat-Schichten. Die ehemalige Umhüllung durch organische Lamellen zeichnet die Umrisse der Aggregate in charakteristischer Weise nach. Erkennbar ist dieses Strukturmerkmal jedoch nur im Mittel- und Grobsilt.

Unter günstigen Umständen ist die prismatisch-lamellare Struktur, wie in der Sekundärschicht von *Myriozoom*, zu erkennen. Dies ist aber nur bei Grobsilt-Partikeln möglich, wenn mehrere Lamellen erhalten sind.

Im Feinsilt sind keinerlei sicher definierbare Bryozoenpartikel mehr zu erkennen.

#### Vergleiche

Die nadelig-faserige Bündelstruktur zeigt sehr große Ähnlichkeit mit der divergierenden Bündelstruktur in den Sklerodermiten des skleraktinen Korallenskeletts (Taf. 32-34). Gleiches gilt in Hinsicht auf die faserig-nadelige Ausbildung der kreuzlamellaren Struktur der Mollusken (Taf. 43). Besonders Bruchstücke von *Cardium* mit komplex kreuzlamellarer Struktur (Taf. 40) zeigen häufig die gleichen Merkmale.

Die prismatisch-lamellare Struktur (Sekundärschicht bei Myriozoum) ist in der Regel kaum von Bruchstücken der blättrigen Molluskenstruktur zu unterscheiden (Taf. 39). Die verschmolzenen Mikrokristallite der skleraktinen Korallen (Taf. 32 - 34) sowie die Bruchstücke verschmolzener Strahlen von Ascidienskleriten (Taf. 49) zeigen ebenfalls die gleichen Strukturmerkmale und sind daher kaum von den Bryozoen zu unterscheiden.

#### 4.3.12 ECHINODERMATA (Taf. 6, Fig. 10 - 12; Taf. 48)

Die Echinodermen umfassen fünf lebende Gruppen, die Klassen Echinoidea, Holothurioidea, Asteroidea, Ophiurioidea und die rezent unbedeutenden Crinoidea. Sie scheiden ein Endoskelett aus, das sehr unterschiedlich intensiv kalzifiziert ist und damit sehr variabel gebaut ist. Allgemein besteht das Skelett aus einzelnen Platten, Nadeln, Knöchelchen oder ähnlichen Elementen, die in ihrem Kristallitbau sehr regelmäßig zusammengesetzt sind und sich lichtoptisch bis auf wenige Ausnahmen wie Kalzit-Einkristalle verhalten (RAUP, 1966; UBAGHS, 1967; DONNAY & PAWSON, 1969; NISSEN, 1969; TRAVIS, 1970). Die Skelettelemente sind nicht massiv, sondern zeigen eine netzartige, spongiöse Struktur. Sie können dicht zusammentreten zu einem festen Panzer wie bei den Echinoidea oder als Einzelelemente wie bei den Holothurioidea vorliegen. Die Größe der einzelnen Skelettelemente ist sehr unterschiedlich, doch sind im Feinkornbereich, bis auf kleine Holothurienelemente, nur Bruchstücke zu erwarten.

Mineralogisch besteht das Skelett durchweg aus hoch-Mg-Kalzit (CHAVE, 1954; MILLIMAN, 1974). Der Mg-Einbau ist nach RAUP (1966) sowohl von der Temperatur als auch von der Funktion der Skelettelemente sowie von genetischen Gegebenheiten abhängig. Für Echinoiden des Eniwetok Atolls werden dabei  $MgCO_3$ -Anteile von 8 - 15% genannt.

#### Skelettfinebau

Die übergeordnete, allen Echinodermen gemeinsame Feinstruktur ist der spongiöse Bau der einzelnen Skelettelemente. Je gerin-

ger die Intensität der Kalzifikation, wie etwa bei den Asteroïden oder Ophiuren, um so feinmaschiger ist diese Struktur (Taf. 6, Fig. 10). Die gleichmäßige Kristallisation der Skelettelemente - Kalzit-Einkristalle - läßt kaum Strukturen erkennen. Die äußere Oberfläche ist gleichmäßig glatt bis feinst granular, ohne sichtbare Kristallite (Taf. 6, Fig. 11). In Querbrüchen ist dagegen häufig an größeren Partikeln eine konzentrische Anwachsstreifung zu erkennen (Taf. 6, Fig. 12). Die Bruchflächen sind allgemein scharfkantig, glatt, muschelrig (Taf. 6, Fig. 11), was besonders an kleineren Partikeln auffällt. Der bei allen Gruppen der Echinodermata so gleichmäßige, spongiöse Skelettaufbau und der fast strukturlose Einbau des Skelettkarbonats lassen eine Untergliederung der Echinodermata im Feinkornbereich auf Grund der Ultrastruktur nicht zu. Lediglich kleine Holothuriensklerite sind sicher als solche anzusprechen. Da sie quantitativ nur eine untergeordnete Rolle spielen, werden im weiteren alle Echinodermenpartikel zu einer Gruppe zusammengefaßt.

#### Im Siltkornbereich bestimmbare Strukturen

Das wesentliche Merkmal der Echinodermata ist die spongiöse Struktur, die bei weniger intensiver Kalzifikation auch noch in kleineren Partikeln erkennbar ist. Partikel mit glatter bis feinstgranularer Oberfläche und glatten, muscheligen Bruchflächen sind ebenfalls noch sicher zu bestimmen. Die konzentrische Anwachsstreifung ist besonders bei massiveren Bruchstücken der Echinoidea ein wesentliches Bestimmungsmerkmal.

#### Vergleiche

Bei sehr gleichmäßiger und zarter Ausbildung der spongiösen Struktur ist eine Verwechslung mit bestimmten Radiolarien- (Taf. 30) oder Silicoflagellatenelementen (Taf. 2, Fig. 1 - 4) möglich. Bruchstücke mit Anwachsstreifung zeigen teilweise grose Ähnlichkeiten mit Mikrosklerden der Kieselschwämme (Taf. 31). Auch die glatte bis feinst granulare Oberflächenstruktur ist bei korrodierten Kieselschwämmen häufig.

Die scharfkantigen, muscheligen Bruchflächen, besonders der kleineren Partikel, sind dagegen kaum von entsprechenden Quarz-

bruchstücken zu trennen (Taf. 53).

#### 4.3.13 T U N I C A T A

##### 4.3.13.1 A s c i d i a c e a "Micrascidites vulgaris" (Taf. 49)

Einige Gruppen der Klasse Ascidiacea, fixo-sessile, epibenthonische Protochordata, bilden innerhalb ihres Weichkörpers Karbonateinlagerungen. Die wesentlichsten Gruppen sind dabei die Familien Didemnidae, Clavelinidae und Pyuridae.

Die Arten der Familie Didemnidae scheiden in ihrem Mantel kleine, kalkige Sklerite aus. Diese können so zahlreich vorkommen, daß der Körper hart, fest und undurchsichtig wird und eine weißlich-kreidige Färbung annimmt. Die Sklerite sind sehr variabel geformt, sternförmig bis kugelig und in der Regel 10 - 95  $\mu$ m groß. Im Gegensatz dazu bilden die Pyuridae mehr blättchenartige bis hantelförmige, nadelige bis verzweigte Spiculae oder dicke Stäbchen aus, die in ihrer Hülle, den Tentakeln oder im Brachialraum ausgeschieden werden. Die Spiculae der Pyuridae sind einfacher geformt als die Sklerite der Didemnidae und im allgemeinen größer als 100  $\mu$ m (VAN NAME, 1945). Im Siltkornbereich sind daher vorherrschend die Sklerite der Didemnidae konzentriert.

Nach Untersuchungen von SCHMIDT (1924) und PRENANT (1925) bestehen die Sklerite sowohl wie die Spiculae aus Aragonit.

#### Feinbau der Sklerite

Die Sklerite sind Sternkugeln mit unterschiedlich vielen Strahlen, die aus einem massiven Skleritkern, der immer vorhanden ist, unterschiedlich weit hervorragen. Die Strahlen können weitgehend isoliert stehen oder bis nahe zur Spitze miteinander verwachsen sein, so daß die Sklerite ein massives, warzig kugeliges Aussehen annehmen. Die Strahlen können zum freien Ende hin spitz zulaufen oder gestuft bis glatt, flächig stumpf enden.

Die einzelnen Strahlen (4- 8  $\mu$ m breit, 16 - 18  $\mu$ m lang) sind aus kleinen Kristallitnadelchen zusammengesetzt, die parallel zur Strahlenachse angeordnet sind. Die bis 0,2  $\mu$ m breiten Nadeln können einzeln erkennbar, jedoch dicht gepackt stehen oder zu lattenartigen Großkristalliten von bis 4  $\mu$ m Breite verschmelzen. Die Länge der Nadeln ist unterschiedlich, jedoch regelmäßig von innen nach außen von maximal der Strahlenlänge (16 - 18  $\mu$ m) auf 1 - 2  $\mu$ m abnehmend.

#### Im Siltkornbereich erkennbare Strukturelemente

Wesentliches Merkmal der im Grobsilt vorkommenden Sklerite ist die Morphologie der radialstrahligen, sphaerolithischen Sternkugel. Dabei ist die große Variabilität der Sklerite zu berücksichtigen, die von locker gepackt, sternkugelförmig bis zu massiv, warzig kugelig reicht.

In größeren Bruchstücken der massiven Sklerite ist die sphaerolithische Struktur des wesentliche Merkmal.

Einzelne Strahlen, die im Mittel- bis Feinsilt vorkommen oder bei stark verschmolzenen Skleriten einzelne Strahlensegmente, stellen die kleinste, sicher erkennbare Einheit dar.

#### Vergleiche

Die ganzen Sklerite sind in ihrer Morphologie so charakteristisch, daß sich kaum Verwechslungsmöglichkeiten ergeben. Lediglich die stark verschmolzenen, massig kugeligen Formen zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit polyaxonen Mikrosklern der Kieselchwämme.

Bruchstücke, besonders der stark verschmolzenen Sklerite, zeigen unter Umständen große Ähnlichkeit mit den verschmolzenen Mikrokristalliten der skleraktinen Korallen (Taf. 32) oder entsprechender Molluskenstrukturen (Taf. 39, 43). Eine Unterscheidung ist dann nicht immer sicher zu treffen.

Einzelne Strahlen mit unverschmolzenen Nadeln können dagegen mit frühen Bildungsstadien von Sphaerolithsektoren des Molluskenskeletts verwechselt werden, wie sie von MEENAKSHI et al. (1974) von Nautilus beschrieben werden.

Gewisse morphologische Ähnlichkeiten finden sich weiter zwischen den Einzelstrahlen und den biochemisch gefällten "Weizenkornaggregaten" aus den Solar Lake (KRUMBEIN & COHEN, 1974) sowie den von DEUSER (1970) beschriebenen, auf kurzzeitige Planktonblüte zurückgeführten "odd shaped particles of aragonite" aus dem Schwarzen Meer.

### Vorkommen

Die erste Beschreibung von Formen aus dem fossilen Bereich erfolgte durch DURAND (1948), die Formen vom radialstrahligen Typ aus dem Rédonien d'Apigné (Pliozän, Ile-et-Vilaine) den Ascidien zuordnete. Aus dem Lutet (Eozän) des Pariser Beckens wurden etwa gleichzeitig einige Formen von DEFLANDRE-RIGAUD (1948) untersucht und eine mögliche Zugehörigkeit zu den Calci-spongia diskutiert. Die Ascidiennatur dieser Formen wurde erst später erkannt. DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD (1956) faßten sie gemeinsam mit ähnlichen Formen aus dem Miozän der Balcombe Bay (Australien) unter dem Namen *Micrascidites vulgaris* zusammen.

Im rezenten Bereich ist schon frühzeitig von HERDMAN (1885) darauf hingewiesen worden, daß Ascidien-Sklerite einen nennenswerten Anteil an der Sedimentbildung ausmachen können. Aber erst die Untersuchungen der Flachwasserkarbonate der Bahamas, in denen Ascidien-Sklerite und -Spiculae allgemein vorhanden sind, örtlich sogar gehäuft auftreten, brachten weitere, jedoch auch nur qualitative Ergebnisse (ILLING, 1954; CLOUD, 1962; PURDY, 1963; FISCHER, HONJO & GARRISON, 1967; BATHURST, 1971). Aus dem tieferen Pleistozän der Korallen-See bildete EDWARDS (1973) einige Sedimentproben ab, die sehr reich an Ascidien-Skleriten sind.

Eigene Untersuchungen an Karbonatschlamm aus der Lagune von Fanning Island (Line Islands, Pazifik) haben gezeigt, daß in dem feinkörnigen Lagunensediment die Ascidien-Sklerite einen Anteil von 3 - 5% an der Grobsilt-Fraktion erreichen können.

Sklerite oder Spiculae bildende Ascidien sind heute weltweit verbreitet und kommen vom Flachwasser bis in größere Wassertiefen vor. Dennoch ergibt sich ein gehäuftes Vorkommen in den tropischen bis subtropischen Flachwasserbereichen (vgl.

VAN NAME, 1945) in Wassertiefen von weniger als 200 m. Dementsprechend sind die Sklerite in rezenten, karbonatreichen Flachwassersedimenten der niederen Breiten häufig, teilweise sogar massenhaft zu finden.

Wieweit Ascidien-Sklerite als "tracer" für Flachwassereinfluß gelten können, ist noch nicht sicher zu entscheiden. Die Formenvariabilität der Sklerite innerhalb der Arten ist teilweise sehr groß. Obwohl ein Teil der Sklerite sicher artspezifisch ist und sich als Bestimmungsmerkmal eignet (VAN NAME, 1945), sind weitere Untersuchungen unter diesem Gesichtspunkt nötig, um mögliche Tiefenformen von Flachwasserformen unterscheiden zu können. Bisher kann nur das massenhafte Auftreten von Ascidien-Skleriten als grober, qualitativer Hinweis auf flaches Wasser oder Flachwassereinfluß gewertet werden.

#### 4.3.14 S p ä n e von B o h r s c h w ä m m e n (Demospongiae, Hadromerina, Clionidae) (Taf. 50)

Verschiedene Gattungen der Familie Clionidae, besonders Cliona und Thoosa, umfassen Formen, die in biogenen und nichtbiogenen, karbonatischen Hartteilen bohren. Der Bohrvorgang ist ein chemisches Herauslösen von Substratstücken durch spezielle amöbozytische Zellen (COBB, 1969; WARBURTON, 1958). Auf diese Weise muß nur 10% des Substrats vom Bohrschwamm gelöst werden, während die Hauptmenge vom Schwamm durch seine Ausführöffnungen heraustransportiert wird.

Durch diesen Bohrvorgang können von den Bohrschwämmen erhebliche Sedimentmengen verfügbar gemacht werden (FÜTTERER, 1974), wobei sie gleichzeitig in starkem Maße zur Erosion entsprechender Hartsubstrate, von Organismen sowie von Karbonatgesteinen des Küstenbereichs, beitragen (NEUMANN, 1966).

#### Feinstruktur der Bohrspäne

Die durch den Bohrvorgang freiwerdenden Bohrspäne zeigen eine ganz charakteristische Morphologie. Sie sind im Umriß rund bis oval, teilweise länglich, haben eine große, konvexe Basisfläche und bis zu zehn kleinere, konkave Dachflächen, bzw. Seitenflächen.

Diese konkaven Flächen sind das hervorstechende Merkmal.

Der chemische Bohrvorgang der Schwammzelle hinterläßt nur selten deutliche Spuren. Eine konzentrische Streifung oder Stufung, hervorgerufen von der sich einschneidenden Zelle, ist nur manchmal auf größeren Flächen zu sehen (Taf. 50, Fig. 1). Meist ist die Schnittfläche jedoch so gleichmäßig, daß selbst die Ultrastruktur des Substrats, Organismus oder Gestein, wegen der fehlenden Rauigkeit kaum noch erkennbar ist. Eine quantitative Unterscheidung der Bohrspäne in a) biogen aus Schalenmaterial und b) nicht-biogen aus Gesteinsmaterial hervorgegangen, wie es für gewisse Fragestellungen bei der Erosion wünschenswert wäre, ist daher nicht möglich. Diagenetische Vorgänge sowie Abrasion im bewegten Flachwasser können darüber hinaus die Ultrastruktur und auch die Feinmorphologie der Bohrspäne bis zur Unbestimmbarkeit verändern.

#### Vorkommen

Die Bohrschwämme und damit auch die Bohrspäne sind weltweit verbreitet und häufig. Massenhaft kommen die Bohrspäne jedoch in den karbonatischen Flachwassersedimenten der Tropen und Subtropen vor. In den Lagunensedimenten des tropischen Bereichs kann bis zu einem Drittel des gesamten Sediments von solchen Bohrspänen gebildet werden (FÜTTERER, 1974).

Die Größenverteilung liegt im Bereich zwischen 15 und 100  $\mu\text{m}$ , ist also sehr eng und hat ein ausgeprägtes Maximum um 40  $\mu\text{m}$ . Die Bohrspäne sind daher fast ausschließlich in der Grobsilt-Fraktion konzentriert.

#### 4.3.15 Authigene Komponenten

##### 4.3.15.1 Pyrit (Taf. 51)

Unter den nichtbiogenen, authigenen Komponenten spielt der Pyrit eine wichtige Rolle. Die frühdigenetische Bildung ist in ihren prinzipiellen Zügen geklärt (KAPLAN & RITTENBERG, 1963; BERNER, 1969) und ist im sedimentären Milieu sicher eng mit dem bakteriellen Abbau organischer Substanz verbunden, ohne daß es sich dabei um "vererzte Bakterien" handelt,

wie es zunächst von SCHNEIDERHÖHN (1923) u.a. angenommen worden ist (vgl. LOVE & AMSTUTZ, 1966 cum lit.).

Häufig liegt der Pyrit in kugeligen bis elliptischen Körnern oder Aggregaten vor, die unter den Bezeichnungen "Rogenpyrit" oder "Himbeerpyrit" ("framboidal pyrite") Eingang in die Literatur gefunden haben (RUST, 1935; WICHER, 1938; FABRICIUS, 1961; LOVE, 1968; FABRICIUS et al., 1970 u.a.).

Auf Grund der Größe der Primärkristalle wurden von FABRICIUS (1961) "Feinpyrit" mit Kantenlängen von 0,1 - 1  $\mu$ m (maximal 2  $\mu$ m) und ohne kontinuierliche Übergänge und "Grobpyrit" mit Kantenlängen von 5 - 10  $\mu$ m voneinander unterschieden. Weiter werden nach FABRICIUS als Kugeln I.-Ordnung die kugeligen Zusammenlagerungen von Primärkristallen verstanden. Anhäufungen von Kugeln I.-Ordnung führen dann zur Bildung von Kugeln II.-Ordnung, die wegen ihrer Größe jedoch im Siltkornbereich nicht mehr vertreten sind. Eine abweichende Hierarchie der Formen wurde von HEIN & GRIGGS (1972) benutzt; Kugeln I.-Ordnung sind 100  $\mu$ m, II.-Ordnung = 20  $\mu$ m und Kugeln III.-Ordnung = 2  $\mu$ m groß.

#### Feinbau und Vorkommen

Die Primärkristalle des Pyrits, Würfel, Pyritoeder und schlecht definierte, kugelig-würfelige Formen, liegen alle in einem beobachteten Größenbereich zwischen 0,2 - 2,5  $\mu$ m. Je kleiner die Kristalle sind, um so eher finden sich euhedrale Individuen, und um so dichter und regelmäßiger ist die Zusammenballung zu Kugeln I.-Ordnung, die hauptsächlich den Größenbereich zwischen 5 - 30  $\mu$ m umfassen. Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß die Größe der Kugeln I.-Ordnung abhängig zu sein scheint von der Größe der Primärkristalle; je größer diese sind, um so größer wird die Kugel I.-Ordnung.

Auffällig ist die Häufigkeit im Oberflächenbereich veränderter Pyritkugeln. Dies kann primär im Sediment entstehen oder möglicherweise sekundär durch die Aufbereitung des Sediments mit  $H_2O_2$  geschehen. Dabei verschmelzen die Primärkristalle der äußeren Lage soweit miteinander, daß sie in ihren Umrissen nur

noch schemenhaft oder sogar gar nicht mehr erkennbar sind. Gleichzeitig durchziehen tiefe Risse, vergleichbar mit Trockenrissen in einer Tonkugel, den Pyritsphaeroid. In anderen Fällen reißen die Würfel der Primärkristalle entlang der Würfelkanten auf.

Neben den Einzelkugeln kommen untergeordnet noch hantelförmige Doppelkugeln vor (Taf. 51, Fig. 6). Eine weitere Besonderheit ist die Ausbildung von Pyritaggregaten mit einer Grundmasse von einheitlichen Primärkristallen, in die einzelne Kugeln aus kleineren oder gleichgroßen Primärkristallen eingelagert sind (Taf. 51, Fig. 2, 11). Vielfach füllen die Pyritkugeln Organismengehäuse aus, bevorzugt von Foraminiferen und Ostracoden, häufig auch die Skelettgerüste von Echinodermen und Radiolarien. Sehr auffällig ist die sehr häufige Ausfüllung von sehr feinen "Wurmgingen" und Bauten mit Pyrit (HEIN & GRIGGS, 1972; KUDRAS, 1973).

#### 4.3.16 Detritische Komponenten

##### 4.3.16.1 K a r b o n a t (Kalk, Dolomit) (Taf. 52)

Die Identifizierung von detritischem Karbonat ist in verschiedener Sicht problematisch und eine Abtrennung vom Biogenkarbonat nicht immer erfolgreich. Siltpartikel ohne biogene Skelettstrukturen aus fein bis grob mikritischem Kalzit sind allgemein leicht als detritisch anzusprechen. Terrigener Karbonatdetritus besteht in der Regel jedoch zu einem großen Teil aus Fossilien, bzw. Fossilbruchstücken; ist dann also auch primär biogener Natur.

Die Unterscheidung in einen  $\pm$  autochthonen Rezent-Biogenanteil und einen allochthonen, detritischen Biogenanteil ist nur dann möglich, wenn unterschiedliche Strukturelemente auftreten, d.h. daß entweder der Fossilcharakter des 'Organismus' im ganzen deutlich wird, oder aber erkennbare diagenetische Umkristallisation der Skelettstrukturen stattgefunden hat.

Fossil-detritische Foraminiferen sind allgemein stark umkristal-

lisiert, weisen daher derbe Kristallite und massive Strukturen auf und sind deshalb als Detritus erkennbar.

Anders verhält es sich mit der Gruppe der Coccolithen. Diese sind häufig sehr unempfindlich gegen diagenetische Umkristallisation, so daß innerhalb der stratigraphischen Reichweite einer Form eine Umlagerung dann kaum erkennbar ist.

#### Zuordbare Feinstrukturen

Die auffälligsten Karbonatpartikel sind euhedrale Rhomboeder, die meist isoliert im Mittelsilt, häufig aber auch als Aggregate im Grobsilt und sogar der Feinsandfraktion auftreten (Taf. 52, Fig. 10 - 12). Die Kristallitflächen können frisch und glatt sein oder auch durch Lösung unfrisch und stark gegliedert werden. In den meisten Fällen bestehen diese Rhomboeder aus Dolomit (vgl. TAFT & HARBAUGH, 1964; KUDRAS, 1973). Eine Unterscheidung von Kalzit ist im REM-Bild nicht möglich, so daß hier eine Überschätzung der Dolomit-Anteile in geringem Umfang möglich ist.

Gut erkennbar sind mikrokristalline, kalzitische Partikel im Mittelsilt aus meist subhedralen Kristalliten (Taf. 52, Fig. 4 - 6).

Bei einem Aufbau der Partikel aus kryptokristallinem Mikrit ist, in Abhängigkeit von der Vergrößerung im REM-Bild, eine Verwechslung mit tonigen Aggregaten leicht gegeben.

Größere, subhedrale, kalzitische Partikel im Mittel- und Grobsilt sind besonders bei Kombination mit kryptokristallinen Körpern gut erkennbar (Taf. 52, Fig. 8, 9). Größere, anhedrale Körner sind dagegen leicht mit Quarzen zu verwechseln.

#### 4.3.16.2 Q u a r z (Taf. 53)

Die wesentlichste nicht-biogene, detritische Sedimentkomponente im Siltkornbereich ist der Quarz.

Die spezifischen Ultrastruktur-Muster der Oberflächen von Quarz-

körnern sind in jüngerer Zeit häufig zur Interpretation von Ablagerungs- und Diagenesebedingungen herangezogen worden. Wenn auch diese Untersuchungen bisher nur an Partikeln von Sandkorngröße (in der Regel um 200  $\mu$ m) erfolgten, und die Ergebnisse daher nicht unbesehen auf Siltkorngrößen übertragen werden können, so lassen sich die dabei beobachteten Detailstrukturen doch in ausgezeichneter Weise für die Erkennung der Quarzkornstruktur von Siltpartikeln verwenden.

Eine umfassende Zusammenstellung der Ultrastrukturen von Quarzkornoberflächen findet sich bei KRINSLEY & DOORNKAMP (1973, mit Literatur bis 1971), auf deren Ergebnisse die nachfolgenden Untersuchungen in der Regel aufbauen (BAKER, 1976; INGERSOLL, 1974; MARGOLIS & KRINSLEY, 1974; MARZOLF, 1976; NIETER & KRINSLEY, 1976; SUBRAMANIAN, 1975; WHALLEY & KRINSLEY, 1974).

#### Zuordbare Feinstrukturen

Das häufigste und am einfachsten erkennbare Merkmal ist der durch mechanische Beanspruchung oder auch Frostsprengung entstehende muschelige Bruch, der meist mit scharfen bis gratigen Kanten kombiniert ist, so daß solche Partikel scherbenartige Morphologie und Umriß zeigen (Taf. 53, Fig. 3, 6, 8, 10).

Eine Zurundung der Partikel ist ebenfalls häufig, jedoch nicht so vollständig wie bei Sandkorngrößen. Die Oberfläche, besonders äolischer Partikel, ist oft charakteristisch glattgranular, wobei die Glättung durch feinste Silikat-Ausfällung erfolgt, die als dünnes Häutchen die Körner umhüllt (Taf. 53, Fig. 4, 7, 9, 12). Teilweise ist die Oberfläche auch knotig bis wellig, was auf zunehmende Lösung zurückzuführen ist und besonders häufig im Fein- und Mittelsilt vorkommt.

Nur selten sind auf den Siltpartikeln die auf Sandkörnern so auffälligen chemischen oder schlag-mechanischen V-Marken zu erkennen (Taf. 53, Fig. 5, 10). Häufig sind dagegen anhaftende, feinste Quarzplättchen oder Körnchen (Taf. 53, Fig. 8, 10), die chemisch oder mechanisch entstehen können und etwa unvollständig ausgebildeten Häutchen entsprechen.

### Vergleiche

Eine Abgrenzung der Quarzsiltkörner gegen detritische Karbonatpartikel ist in der Regel in allen Fraktionen einfach. Wichtigstes Merkmal ist dabei der beim Quarz sehr dichte, strukturlose Feinbau (wie bei Biogen-Opal), während die Karbonatpartikel meist aus zahlreichen, kleineren Kristalliten bestehen.

Quarzpartikel mit scharfkantigen, muscheligen Bruchflächen sind in allen Fraktionen häufig nicht von derben Echinodermenbruchstücken (Taf. 48) zu unterscheiden.

Eine Unterscheidung von detritischen Glimmern ist nur bei sehr kleinen Partikeln im Feinsilt gelegentlich schwierig.

Über die oberflächenmorphologischen Unterschiede von Feldspäten liegen bisher keine Untersuchungen vor. Nur gelegentlich konnten solche im Silt erkannt werden, wobei sich gezeigt hat, daß eine Abgrenzung vom Quarz schwierig ist. Dies hat zur Folge, daß die Feldspate in der Siltfraktion bis jetzt entweder als "Quarze" bestimmt werden oder dem unbestimmbaren Detritus zugeschlagen werden.

#### 4.4 Erkennbarkeit biogener Siltpartikel

Unterschiede in der Ultrastruktur wie Größe, Form und Morphologie der Kristallitelemente sowie ihrer Orientierung zu größeren, übergeordneten Einheiten sind die Bestimmungskriterien für feinkörnige Bruchstücke von Schalen und Skelett-Hartteilen. So zahlreich diese Kriterien sind, reichen sie in der Regel jedoch nicht zu einer so detaillierten Differenzierung der biogenen Partikel aus, daß eine Zordnung zu speziellen Organismen auf dem Gattungs- oder gar Art-Niveau erreicht werden könnte. Aus diesem Grunde müssen größere Organismengruppen zusammengefaßt werden, die taxonomisch meist im Bereich der Ordnung liegen, teilweise sogar im Bereich der Klasse (Hydrozoa - Anthozoa), nur in Ausnahmefällen im Bereich der Familien (Clionidae, Didemnidae).

Die Größe der Kristallitelemente, meist nadelig-faserig bis lattenförmig mit weniger als 1  $\mu\text{m}$  Durchmesser, ist theoretisch der begrenzende Faktor für die kleinste erkennbare Partikelgröße. In den meisten Gruppen sind diese Kristallitelemente jedoch so wenig spezifisch, daß die tatsächliche untere Grenzkorngröße schon bei übergeordneten Strukturen liegt. Deren Größe ist wiederum sehr variabel, nicht nur von einer Gruppe zur anderen (bei Coccolithen weniger als 1  $\mu\text{m}$ , bei den Cirripeidiern dagegen bei 40  $\mu\text{m}$ ), sondern auch innerhalb einiger Gruppen (z.B. die verschiedenen Struktureinheiten der Mollusken, vgl. Tab. 6).

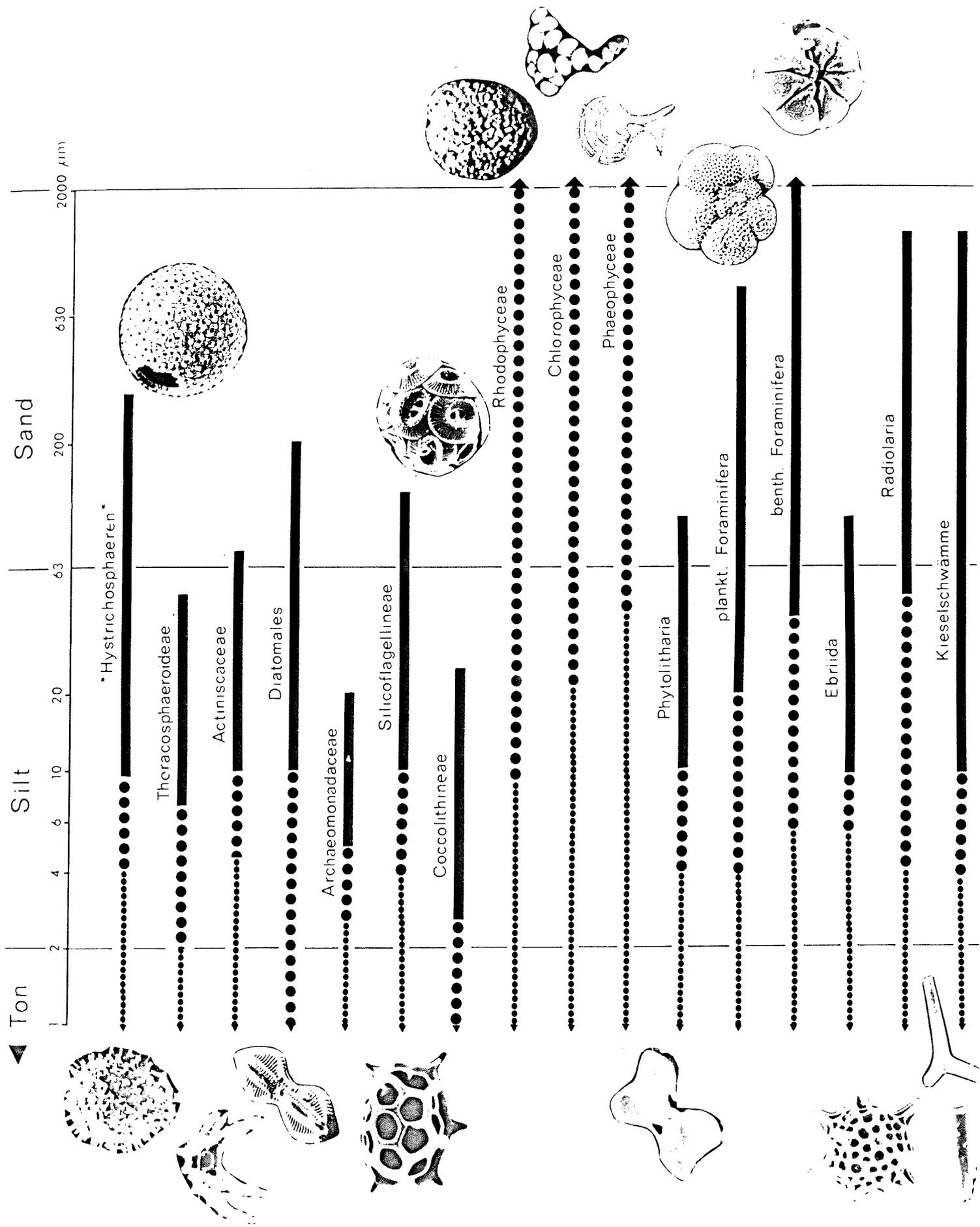
Eine Übersicht über die ausscheidbaren Organismengruppen und ihrer Erkennbarkeit in Bruchstücken zeigen Fig. 14 und 15. Im Korngrößenintervall von 1 - 2000  $\mu\text{m}$  ist dargestellt, in welchem Größenbereich welche Organismengruppe 1) mit ganzen Schalen und Skelettelementen, 2) mit erkennbaren und quantitativ auswertbaren Bruchstücken und 3) in welchem Bereich mit nur teilweise erkennbaren und damit nicht quantitativ auswertbaren Bruchstücken vorkommt. Eine sichere Bestimmung als "biogen" läßt sich demnach für die Partikel aller Gruppen in einem sehr weiten Rahmen durchführen.

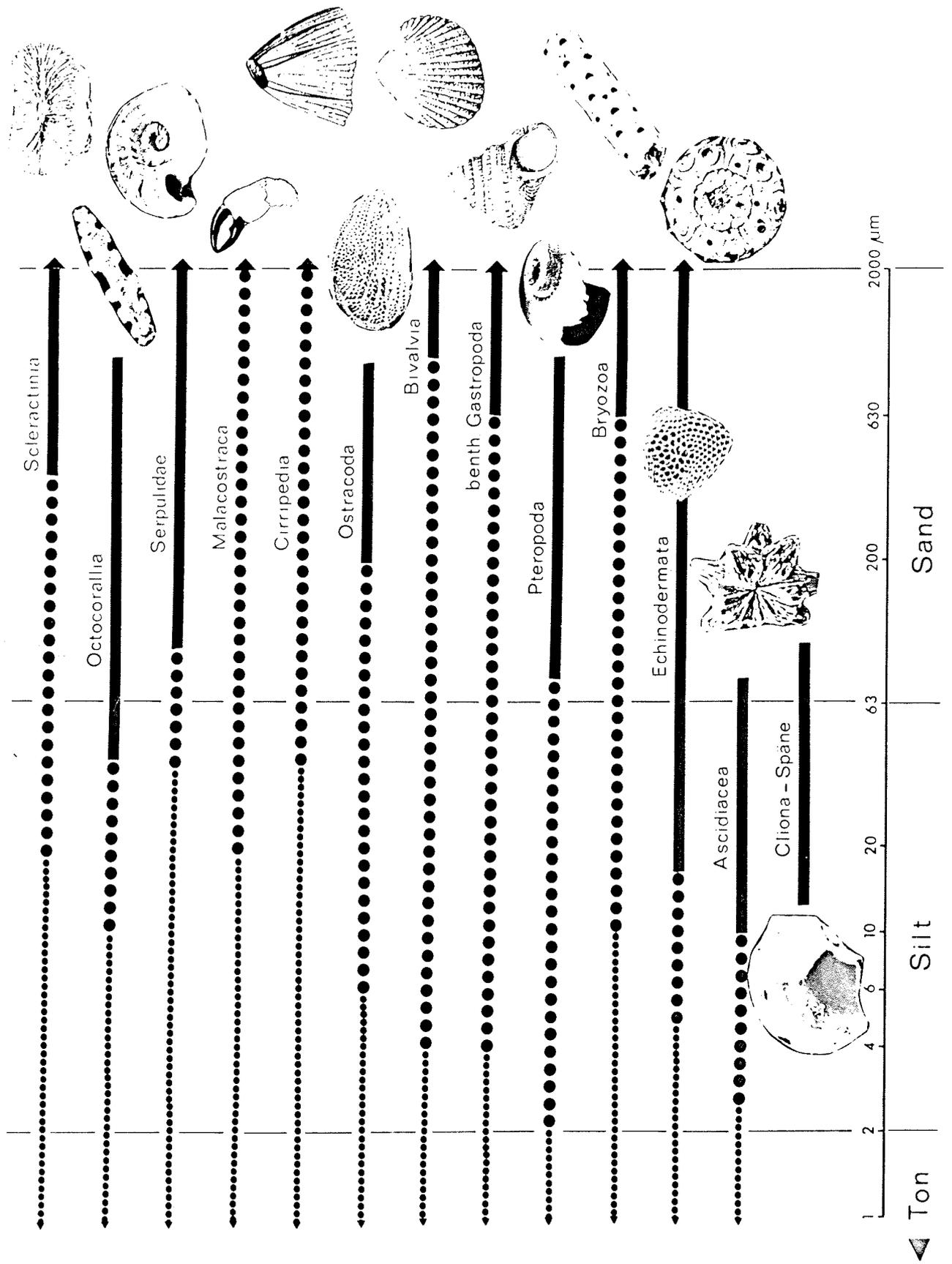
Aus dieser Übersicht lassen sich in der Siltfraktion einige generelle Trends und Gruppierungen erkennen:

1. Die planktonisch-marinen Algen produzieren primär nahezu ausschließlich Siltpartikel. Im Gegen-

Fig. 14 und 15: Schematische Darstellung der Bestimmbarkeit biogener Sediment-Komponenten im Ton-Silt-Sand-Bereich von 1 - 2000  $\mu\text{m}$ . Die karbonatischen Komponenten sind auf dem rechten Bildrand, die organischen und kieselig-opaligen Komponenten auf dem linken Bildrand dargestellt.

Durchgehender Balken = Korngrößenbereich ganzer Schalen, Skelette oder Skelettelemente; die Partikel sind quantitativ bestimmbar. Große Punkte = Korngrößenbereich mit erkennbaren und quantitativ bestimmbaren Bruchstücken. Kleine Punkte = Korngrößenbereich, der als allgemein biogen quantitativ, als spezifische Komponente nur teilweise erkennbaren Bruchstücke.





satz zu allen anderen Gruppen ist daher hier auch eine genauere taxonomische Bestimmung bis zur Gattung und Art möglich.

2. Spezifische Siltkornproduzenten sind über die planktonisch-marinen Algen hinaus in wesentlichem Umfang nur noch die planktonischen Protozoen, Radiolarien, Ebridien und Foraminiferen, sowie als einzige Vertreter des Benthos' die Kieselschwämme, mit Nadeln und Bohr-Spänen, sowie die Ascidien.

3. Kieselige Opal-Skelette werden, bis auf Kieselschwämme und Phytolitharia, nahezu ausschließlich vom Plankton produziert.

4. Die untere Grenzkorngröße für eine quantitative Auswertung liegt bei den Plankton-Gruppen zwischen 1  $\mu\text{m}$  und 4  $\mu\text{m}$ , für die Benthos-Gruppen dagegen zwischen 4  $\mu\text{m}$  und 40  $\mu\text{m}$ .

5. Die benthonischen Algen, im Flachwasser ganz prominente Sedimentproduzenten mit hohem Feinkornanteil, sind im wesentlichen nur im Grobsilt quantitativ zu erfassen.

6. Die Unterscheidung biogen/nicht-biogen ist im Silt quantitativ möglich.

Von ganz wesentlicher Bedeutung für die Erkennbarkeit der Partikel ist deren allgemeiner Erhaltungszustand. Störend machen sich besonders die lösend bohrenden Blau-Grünalgen bemerkbar, die im Flachwasserbereich eine intensive Tätigkeit entfalten. Ihre Bohrspuren, winzige Röhrchen in den gleichen Dimensionen wie die Ultrastrukturen, vermindern die Bestimmbarkeit der Partikel sehr.

Neben den Blau-Grünalgen sind es besonders Prozesse, die der Frühdiagenese zuzuordnen sind, die ein Erkennen der Ultrastrukturen und damit die Bestimmung stark erschweren. Diese Prozesse, Aggregatbildung und Zementausscheidung, sind ebenfalls besonders auf den Flachwasserbereich konzentriert. Die reinen Lösungsprozesse, die in der Tiefsee im Vordergrund stehen, haben auf die Bestimmbarkeit nur einen geringen Einfluß.

Aus diesen Gründen sowie aus dem in 4. und 5. Gesagten ergibt sich, daß eine quantitative Komponentenanalyse in Flachwasser-sedimenten eher auf Bestimmungsprobleme stoßen wird als bei pelagischen oder hemipelagischen Sedimenten.

#### 4.4.1 Unterscheidbarkeit

Ein in der allgemeinen Bestimmbarkeit der Partikel enthaltenes Problem ist das der Unterscheidbarkeit; es ist der Ausdruck, wie ähnlich oder unähnlich die Strukturen der Komponenten sind, oder welche Partikel leicht oder weniger leicht miteinander verwechselt werden können. Bei der Beschreibung der Komponenten in Kapitel 4.3 ist im einzelnen darauf eingegangen worden. Dabei haben sich einige übergeordnete Züge gezeigt, doch sind diese Beziehungen im Detail sehr verwickelt und nicht nur von der Ähnlichkeit der idealen Strukturen abhängig, sondern werden ganz wesentlich auch von Erhaltung, Partikelgröße und Form sowie der gewählten Vergrößerung bestimmt. Eine Beurteilung der Ähnlichkeiten und damit der Unterscheidbarkeit ist ganz wesentlich für eine Beurteilung der möglichen Bestimmungsfehler in den einzelnen Komponenten.

In Tab. 7 und 8 ist versucht worden, diese komplexen Zusammenhänge in eine kurze tabellarische Übersicht zu bringen. Da karbonatische und silikatische Komponenten kaum verwechselt werden können, geht bei einer getrennten Darstellung keine Information verloren; die Unterschiede in den beiden Gruppen werden aber deutlicher.

Die Tabellen sind nur von links nach rechts zu lesen. In einem Gemisch von Partikel A und B sind Partikel A von B ja/nein zu unterscheiden. Dies sei an zwei Beispielen verdeutlicht. Hydrozoen und skleraktine Korallen haben nahezu identische Strukturen; es können also weder Hydrozoen-Partikel von Korallen-Partikel noch Korallen-Partikel von Hydrozoen-Partikeln unterschieden werden. Dagegen sind Phaeophyceen-Partikel nicht von Codiaceen-Partikeln aber Codiaceen-Partikel weitgehend von Phaeophyceen-Partikeln zu unterscheiden. Das liegt daran, daß die Phaeophyceen als einziges Merkmal die Form der Kristallit-elemente aufweisen, das sich in identischer Form bei den Codiaceen wiederfindet.

Diese weisen jedoch noch weitere übergeordnete Strukturelemente auf, so daß sehr viele Codiaceen-Partikel als solche zu erkennen und von den Phaeophyceen-Partikeln zu unterscheiden sind.



A	B							
	Actiniscaceae	Diatomales	Archaeomonadaceae	Silicoflagellineae	Phytolitharia	Radiolaria	Ebriida	Kieselschwämme
Actiniscaceae				●		●	●	○
Diatomales		☆				○		
Archaeomonadaceae						●		
Silicoflagellineae	●					●	●	○
Phytolitharia					☆	○	○	
Radiolaria	●	○	●	●	○		●	○
Ebriida	●			●	○	●		
Kieselschwämme	○			○		○		☆

Tabelle 8: Unterscheidbarkeit silikatischer Biogenpartikel im Silt.

Partikel A sind von Partikel B

- nicht zu unterscheiden;
- nur in bestimmten Fraktionen nicht zu unterscheiden;
- nur in Einzelfällen (bestimmte Strukturen oder Partikelgrößen) nicht zu unterscheiden.
- ☆ Bezeichnet Komponenten, deren Partikel gut unterschieden und bestimmt werden können.

7. Literaturverzeichnis

- ANDRES, D. (1969): Ostracoden aus dem mittleren Kambrium von Öland.- *Lethaia*, 2: 165-180.
- BAARS, D.L. (1968): Nature of calcification in codiacean algae.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52: 518.
- BAILEY, A. & BISALPUTRA, T. (1970): A preliminary account of thin-sectioning, freeze-etching, and scanning electron microscopy to the study of coralline algae.- *Phycologia*, 9: 83-101.
- BAKER, H.W. (1976): Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains - a statistical evaluation.- *J. Sed. Petrol.*, 46: 871-880.
- BANDEL, K. (1975): Entwicklung der Schale im Lebenslauf zweier Gastropodenarten; *Buccinum undatum* und *Xancus angulatus* (Prosobranchier, Neogastropoda).- *Biom mineralisation*, 8: 67-91.
- BANDEL, K. (1977a): Übergänge von der Perlmutter-Schicht zu prismatischen Schichttypen bei Mollusken.- *Biom mineralisation*, 9: 28-47.
- BANDEL, K. (1977b): Die Herausbildung der Schraubenschicht der Pteropoden.- *Biom mineralisation*, 9: 73-85.
- BARNES, D.J. (1970): Coral skeletons: An explanation of their growth and structure.- *Science*, 170: 1305-1308.
- BATE, R.H. & EAST, B.A. (1972): The structure of the ostracode carapace.- *Lethaia*, 5: 177-194.
- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate Sediments and their Diagenesis.- *Developments in Sedimentology*, 12: 620 S., Amsterdam: Elsevier Publ. Co..
- BAYER, F.M. (1956): Octocorallia.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.), *Treatise on invertebrate paleontology*, Part F Coelenterata, F166-F231, Geol. Soc. Amer..
- BE, A.W.H. (1967): Foraminifera; Families: Globigerinidae and Globorotaliidae.- *Fiches d'identification du zooplankton*, Conseil permanent international pour l'exploration de la mer: Charlottenlund Slot, Danmark.
- BE, A.W.H. & ERICSON, D.B. (1963): Aspects of calcification in planktonic foraminifera (Sarcodina).- *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 109: 65-81. A 80? usw 69/11.3.5
- BE, A.W.H. & HEMLEBEN, C. (1970): Calcification in a living planktonic foraminifera, *Globigerinoides sacculifer* (BRADY).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 134: 221-234. B.V

BE, A.W.H.; McCLINTOCK, C. & CURRIE, D.C. (1972): Helical structure and growth of the pteropod *Cuvierina columnella* (RANG) (Mollusca, Gastropoda).- *Biominalisation*, 4: 47-79.

X BE, A.W.H.; MORSE, J.W. & HARRISON, S.M (1975): Progressive dissolution and ultrastructural breakdown of planktonic foraminifera.- In: SLITER, W.V.; BE, A.W.H. & BERGER, W. (Hrsg.), *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*; Cushman Foundation for Foraminiferal Res., Spec. Publ., 13: 27-55.

BEHRENS, E.W. (1968): Cyclic and current structures in a serpulid reef.- *Contr. Mar. Sci.*, 13: 21-27.

BEIN, A. & FÜTTERER, D. (1977): Texture and composition of continental shelf to rise sediments off the northwestern coast of Africa: An indication for downslope transportation.- "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse*, C, 27: 46-74.

X BELLEMO, S. (1974a): Ultrastructures in recent radial and granular calcareous foraminifera.- *Bull. geol. Instn. Univ. Upsala, N.S.* 4/7: 117-122. A IX

X BELLEMO, S. (1974b): The compound and intermediate wall structure in *Cibicidinae* (Foraminifera) with remarks on the radial and granular wall structure.- *Bull. geol. Instn. Univ. Upsala, N.S.* 6: 1-11.

X BELLEMO, S. (1976): Wall ultramicrostructure in the foraminifer *Cibicides floridanus* CUSHMAN.- *Micropaleontology*, 22: 352-362. *Whooop!*

BERGER, W. (1973): 'Deep-sea carbonates: evidence for a coccolith lysocline.- *Deep Sea Res.*, 20: 917-921.

BERGER, W. (1976): Biogeneous deep sea sediments: Production, preservation and interpretation.- In: RILEY, J.P. & CHESTER, R. (Hrsg.), *Chemical Oceanography*, 2nd Ed., Vol. 5: 265-387, Academic Press: London / New York.

BERGER, W. & ROTH, P. (1975): Oceanic micropaleontology: Progress and prospect.- *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13/3: 561-635.

BERNER, R.A. (1969): The synthesis of framboidal Pyrite.- *Econ. Geol.*, 64: 383-384.

BISHOP, J.K.B.; EDMOND, J.M.; KETTEN, D.R.; BACON, M.P. & SILKERS, W.B. (1977): The chemistry, biology, and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic Ocean.- *Deep Sea Res.*, 24: 511-548.

BLACKMON, P.D. (1962): Mechanical characteristics and mineralogy of the sediments.- In: CLOUD, P.E., *Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas*; U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 350: 37-64.

- BOARDMAN, R.S. & CHEETHAM, A.H. (1969): Skeletal growth, intracolony variation, and evolution in Bryozoa: A review.- J. Paleont. 43: 205-233.
- BØGGILD, O.B. (1930): The shell structure of the mollusks.- Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter, Naturvidensk. og Mathem. Afd., 9/2: 230-359.
- BÖHM, E.L. (1973): Studies on the mineral content of calcareous algae.- Bull. Mar. Sci., 23: 177-190.
- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. (1976): Recent Foraminifera, 515 S., Dr. W. Junk: The Hague. *Mikropal.*
- BORNHOLD, B.D. & MILLIMAN, J.D. (1973): Generic and environmental control of carbonate mineralogy in Serpulid (Polychate) tubes.- J. Geol., 81: 363-373.
- BOROWITZKA, M.A.; LARKUM, A.W.D. & NOCKOLDS, C.E. (1974): A scanning electron microscope study of the structure and organisation of the calcium carbonate deposits of algae.- Phycologia, 13: 195-203.
- BRAMLETTE, M.N. (1958): Significance of coccolithophoridae in calcium carbonate deposition.- Bull. Geol. Soc. Amer., 69: 121-126.
- CADOT, H.M.; VAN SCHMUS, W.R. & KAESLER, R.L. (1972): Magnesium in calcite in marine Ostracoda.- Bull. Geol. Soc. Amer., 83: 3519-3522.
- CALVERT, S.E. & PRICE, N.B. (1971): Recent sediments of the South West African shelf.- In: DELANY, F.M. (Hrsg.), The Geology of the East Atlantic Continental Margin, 4 Africa, ICSU/SCOR Working Party 31 Symp., Inst. Geol. Sci. Rept., 70/16: 171-185.
- CAYEUX, L. (1916): Introduction à l'Etude Pétrographique des Roches Sédimentaires, 524 S., Imprimerie Nationale: Paris.
- CHAPMAN, F. & MAWSON, D. (1906): On the importance of Halimeda as a reef forming organism: With a description of Halimeda-limestones of the New Hebrides.- Quart. J. Geol. Soc. London, 62: 702-711.
- CHAVE, K.E. (1954): Aspects of the biochemistry of Magnesium. 1. calcareous marine organisms.- J. Geol., 62: 266-283.
- CHAVE, K.E. (1960): Carbonate skeletons to limestones: Problems.- New York Acad. Sci., Trans., Ser. II, 23: 14-24.
- CHAVE, K.E. (1962): Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments.- Limnol. Oceanogr., 7: 218-223.
- CHAVE, K.E. & WHEELER, B.D. (1965): Mineralogic changes during growth in red alga Clathromorphum compactum.- Science, 147: 621.

- CHAYES, F. (1956): Petrographic modal analysis.- 113 S., J. Wiley & Sons: New York.
- X  
CHERIE, O.H. & FLICK, H. (1974): On the taxonomic value of the wall structure of Quinqueloculina.- Micropaleontology, 20: 236-244. *Micropaleontol.*
- CLOUD, P.E. Jr. (1962): Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Islands, Bahamas.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 350: 1-138.
- COBB, W.R. (1969): Penetration of calcium carbonate substrates by the boring sponge Cliona.- Amer. Zoology, 9: 783-790.
- CORRENS, C.W. & SCHOTT, W. (1932): Vergleichende Untersuchungen über Schlämm- und Aufbereitungsverfahren von Tonen.- Kolloid-Zeitschr., 61: 68-80.
- DAPPLES, E.C. (1938): The sedimentological effect of marine scavengers.- Amer. Jour. Sci., 236: 54-65.
- DARWIN, C. (1846): An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean.- Quart. J. Geol. Soc. London, 2: 26-30.
- DEFLANDRE, G. & DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1956): Micrascidites manip. nov., Sclérites de Didemnidés (Ascidies, Tuniciers) fossiles du Lutétien du Bassin parisien et du Balcombien d'Australie.- C. R. Somm. Soc. Géol. France, 4: 47-48.
- DEFLANDRE, G. & DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1970): Nannofossiles siliceux. I. Archaeomonadaceae.- Fichier Micropaléontologique Général, Ed. Centre Nat. Rec. Sci., 19: 4173-4400.
- DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1948): Quelques observations sur le spicules d'éponges calcaire fossiles.- Microscopie, 1: 151-161.
- DEUSER, W.G. (1970): Stable-isotope geochemistry.- Oceanus, 15: 33-35.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, (1960): Handbuch der Westküste Afrikas, I. Teil von Cabo Espartel bis Calabar River, 606 S., Hamburg.
- DIESTER, L. (1972): Zur spätpleistozänen und holozänen Sedimentation im zentralen und östlichen Persischen Golf.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 8: 37-83.
- DIESTER-HAASS, L. (1975): Sedimentation and climate in the Late Quarternary between Senegal and the Cape Verde Islands.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 20: 1-32.
- DIESTER-HAASS, L. (1977): Radiolarian/planktonic foraminiferal ratios in a coastal upwelling region.- Jour. For. Res., 7: 26-33.

- DIESTER-HAASS, L.; SCHRADER, H.-J. & THIEDE, J. (1973): Sedimentological and paleontological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North-West Africa.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 16: 19-66.
- DOEGLAS, D.J. (1968): Grain-size indices, classification and environment.- Sedimentology, 10: 83-100.
- DONNAY, G. & PAWSON, D.L. (1969): X-ray diffraction studies of Echinoid plates.- Science, 166: 1147-1150.
- DUDICH, E. (1929): Die Kalkeinlagerungen des Crustaceenpanzers in polarisiertem Licht.- Zool. Anz., 85: 257-264.
- DUDICH, E. (1931): Systematische und biologische Untersuchungen über die Kalkeinlagerungen des Crustaceenpanzers in polarisiertem Licht.- Zoologica, 30/80: 1-154.
- DUMITRICA, P. (1973a): Siliceous microfossils.- Cretaceous and Quarternary Radiolaria in deep sea sediments from the northwest Atlantic Ocean and Mediterranean Sea.- In: RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 13: 829-901, Washington (U.S. Government Printing Office).
- DUMITRICA, P. (1973b): Cenozoic endoskeletal dinoflagellates in southwestern Pacific sediments cored during Leg 21 of the DSDP.- In: BURNS, R.E.; ANDREWS, J.E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 21: 819-835, Washington (U.S. Government Printing Office).
- DUMITRICA, P. (1973c): Phytolitharia.- In: RYAN, W.B.F.; HSÜ, K.J. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 13: 940-943, Washington (U.S. Government Printing Office).
- DURAND, S. (1948): Présence de spicules d'Ascidies dans le Rédonien d'Apigné (Ille-et-Vilaine).- C. R. Acad. Sci., 227: 683-684.
- EDWARDS, A.R. (1973): Calcareous nannofossils from the Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 21.- In: BURNS, R.E.; ANDREWS, J.E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 21: 641-691, Washington (U.S. Government Printing Office).
- EHRENBERG, C.G. (1849): Passatstaub und Blutregen. Ein großes organisches unsichtbares Wirken und Leben in der Atmosphaere.- Abh. Kgl. Akad. Wiss. Berlin, 1847: 269-460, 1 Tab., 6 Taf..
- EHRENBERG, C.G. (1854): Mikrogeologie.- Atlas, 31 S., 40 Taf..

- EINSELE, G.; ELOUARD, P.; HERM, D.; KÖGLER, F.-C. & SCHWARZ, H.-U. (1977): Source and biofacies of Late Quarternary sediments in relation to sea level on the shelf off Mauritania, West Africa.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 26: 1-43.
- ERBEN, H.K. (1972): Über die Bildung und das Wachstum von Perlmutter.- Biomineralisation, 4: 15-46.
- ERBEN, H.K. (1974): On the structure and growth of the nacreous tablets in gastropods.- Biomineralisation, 7: 14-27.
- ERBEN, H.K. & NEWESSELEY, H. (1972): Kristalline Bausteine und Mineralbestand von kalkigen Eischalen.- Biomineralisation, 6: 32-48.
- FABRICIUS, F. (1961): Die Strukturen des "Rogenpyrits" (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der vererzten Bakterien.- Geol. Rundschau, 51: 647-657.
- FABRICIUS, F.; VON RAD, U.; HESSE, R. & OTT, W. (1970): Die Oberflächensedimente der Straße von Otranto (Mittelmeer).- Geol. Rundschau, 60: 164-192.
- FAHRBACH, E. & MEINCKE, J. (im Druck): High frequency velocity fluctuations on a steep continental slope.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, A.
- FELDMANN, J.; LOREAU, J.P.; CODOMIER, L. & COUTE, A. (1975): Morphologie et ultrastructure du squelette des thalles calcifiés de *Pedobesia* (ex *Debersia*) *lamourouxii* (J. AG.) comb. nov.- C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D, 280: 2641-2644.
- FENNINGER, A. & FLAJS, G. (1974): Zur Mikrostruktur rezenter und fossiler Hydrozoa.- Biomineralisation, 7: 69-99.
- FERAY, D.E.; HEUER, E. & HEWATT, W.G. (1962): Biological, genetic, and utilitarian aspects of limestone classification.- In: HAM, W.E. (Hrsg.), Classification of Carbonate Rocks, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1: 20-32.
- FISCHER, A.G.; HONJO, S. & GARRISON, R.E. (1967): Electron micrographs of limestones and their nannofossils.- Monographs in Geol. Paleont., 1: 141 S., Princeton Univ. Press.
- FLAJS, G. (1976): Die Ultrastrukturen des Kalkalgenskeletts.- Habil.-Schrift, 124 S., Bonn.
- FLAJS, G. (1977): Die Ultrastrukturen des Kalkalgenskeletts.- Palaeontographica, Abt. B, 160: 69-128.
- FOLGER, D.W.; BURCKLE, L.H. & HEEZEN, B.C. (1967): Opal phytoliths in a North Atlantic dust fall.- Science, 155: 1243-1244.

- FORCE, L.M. (1969): Calcium carbonate size distribution on the west Florida shelf and experimental studies on the microarchitectural control of skeletal breakdown.- *J. Sed. Petrol.*, 39: 902-934.
- FÜTTERER, D. (1971): Sedimentation in the Persian Gulf: Analysis of the silt size fraction: Methods and preliminary results.- Program with abstr., VIII Intern. Sed. Congr., Heidelberg
- FÜTTERER, D.K. (1974): Significance of the boring sponge *Cliona* for the origin of fine grained material of carbonate sediments.- *J. Sed. Petrol.*, 44: 79-84.
- FÜTTERER, D. (1976): Kalkige Dinoflagellaten ("Calciodinelloideae") und die systematische Stellung der Thoracosphaeroideae.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151: 119-141.
- FÜTTERER, D.K. (1977): Late Neogene silt at the Sierra Leone Rise (Leg 41 Site 366): Terrigenous and biogeneous components.- In: LANCELOT, Y.; SEIBOLD, E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 41: Washington (U.S. Government Printing Office).
- FÜTTERER, D.K. (1977): Distribution of calcareous dinoflagellates in Cenozoic sediments of Site 366, eastern North Atlantic.- In: LANCELOT, Y.; SEIBOLD, E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; Vol. 41: Washington (U.S. Government Printing Office).
- GAARDER, K.R. (1971): Comments on the distribution of coccolithophorids in the oceans.- In: FUNNEL, B.M. & RIEDEL, W.R. (Hrsg.), *The Micropaleontology of the Oceans*, 97-103, Cambridge Univ. Press.
- GINSBERG, R.N.; MARSZALEK, D.S. & SCHNEIDERMANN, N. (1971): Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda.- *J. Sed. Petrol.*, 41: 472-482.
- GINSBURG, R.N. (1956): Environmental relationship of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 40: 2384-2427.
- GINSBURG, R.N.; REZAK, R. & WRAY, J.L. (1972): Geology of calcareous algae.- *Sedimenta* 1: 68 S., Comparative Sedimentology Laboratory, Div. of Mar. Geol. and Geophys., Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Univ. Miami.
- GÖTZ, G. (1931): Bau und Biologie fossiler Serpuliden.- *N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol.*, 66, Beil. Bd. Abt. B.: 385-438.
- GOLUBIC, S. (1973): The relationship between blue-green algae and carbonate deposits.- In: CARR, N.G. & WHITTON, B.A. (Hrsg.), *The Biology of blue-green Algae*.- Bot. Monogr., 9: 434-472, Blackwell Sci. Publ., Oxford.

- GOREAU, T.F. (1963): Calcium carbonate deposition by coral-line algae and corals in relation to their roles as reef builders.- Ann. N. Y. Acad. Sci., 109: 127-167.
- X HAAKE, F.W. (1971): Ultrastructures of miliolid walls.- J. Foram. Res., 1: 187-189.
- HANSEN, H.J. & REISS, Z. (1971): Electron microscopy of rotaliacean wall structures.- Geol. Soc. Den. Bull., 20: 329-346.
- HART, G.F.; PIENAAR, R.N. & CAVENEY, R. (1966): An aragonitic coccolith from South Africa.- S. African J. Sci., 61: 425-426.
- HARTMANN, G. (1966): Ostracoda.- In: GRUNER, H.E. (Hrsg.), BRONNS, H.G. Klassen und Ordnungen des Tierreiches, 5, 1. Abt., 2. Buch, Tl. 4, Lfg. 1: 1-216, Leipzig.
- HARTMAN, W.D. (1958): Natural history of sponges of southern New England.- Bull. Peabody Mus. Nat. Hist., 12: 155 S..
- HAY, W.W. & SANDBERG, P.A. (1967): The scanning electron microscope, a major break-through for micropaleontology.- Micropaleontology, 13: 407-418.
- HAY, W.W.; WISE, S.W. & STIEGLITZ, R.D. (1970): Scanning electron microscope study of fine grain size biogenic carbonate particles.- Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., 20: 287-302.
- HEIN, J.R. & GRIGGS, G.B. (1972): Distribution and scanning electron microscope (SEM) observations of authigenic pyrite from a Pacific deep-sea core.- Deep Sea Res., 19: 133-138.
- HEMLEBEN, C. (1969): Zur Morphogenese planktonischer Foraminiferen.- Zitteliana, 1: 91-133. A VII? ab Bd. 4
- HERDAN, G. (1960): Small particle statistics.- 418 S., Butterworths: London.
- HERDMAN, W.A. (1885): The presence of calcareous spicules in the Tunicata.- Proc. Liverpool Geol. Soc., 5: 46-51.
- HINZ, K.; SEIBOLD, E. & WISSMANN, G. (1974): Continental slope anticline and unconformities off West Africa.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 17: 67-73.
- HOLLISTER, C.D. (1973): Atlantic continental shelf and slope of the United States- Texture of surface sediments from New Jersey to Southern Florida.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 529-M: 23 S..
- HONJO, S. (1976): Coccoliths: Production, transportation and sedimentation.- Mar. Micropaleont., 1: 65-79.

- HOROWITZ, A.S. & POTTER, P.E. (1971): Introductory Petrography of Fossils.- 302 S., Springer: Berlin.
- ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 38: 1-95.
- INGERSOLL, R.V. (1974): Surface textures of first cycle quartz sand grains.- J. Sed. Petrol., 44: 151-157.
- JACOBI, R.D. (1976): Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa.- Mar. Geol., 22: 157-173.
- JAENICKE, R. (1977): Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara.- Mskr., SDT-Workshop Gothenburg, 18 S..
- JØRGENSEN, N.C. (1970): Ultrastructure of some ostracods.- Geol. Soc. Den. Bull., 20: 79-92.
- JOHNSON, J.H. (1943): Geologic importance of calcareous algae with annotated bibliography.- Colorado School Mines Quart., 38/1: 102 S..
- JOHNSON, J.H. (1957): Bibliography of fossil algae: 1942-1955.- Colorado School Mines Quart., 52/2: 92 S..
- JOHNSON, J.H. (1961): Limestone-building Algae and Algal Limestones.- 297 S., Colorado School Mines: Denver.
- JOHNSON, J.H. (1967): Bibliography of fossil algae, algal limestones and the geological work of algae.- Colorado School Mines Quart., 62/4: 148 S..
- JONES, R.L. (1964): Note on occurrence of opal phytoliths in some Cenozoic sedimentary rocks.- J. Paleontol., 38: 773-775.
- JUNGE, C. (1977): The importance of mineral dust as an atmospheric constituent.- Mskr., SDT-Workshop Gothenburg, 13 S..
- KAPLAN, J.R. & RITTENBERG, S.C. (1963): The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off southern California.- Geochim. Cosmochim. Acta, 27: 297-331.
- KENNEDY, W.J.; TAYLOR, J.D. & HALL, A. (1969): Environmental and biological controls on bivalve shell mineralogy.- Biol. Rev., 44: 499-530.
- KING, K. Jr. (1975): Amino acid composition of the silicified organic matrix in fossil polycistine Radiolaria.- Micropaleontology, 21: 215-226.
- KIPER, M. (1977): Sedimente und ihre Umwelt im Senegaldelta.- Unveröffentl. Dipl.-Arbeit, Fachber. Math.-Nat., Univ. Kiel, 59 S..

- KOLBE, R.W. (1957): Fresh-water diatoms from Atlantic deep-sea sediments.- Science, 126: 1053-1056.
- KOOPMANN, B.; SARNTHEIN, M. & SCHRADER, H.-J. (im Druck): Upwelling influencing sedimentation in the subtropical Baie du Lévrier (West Africa).- IIIrd Int. Symp. Upwelling Ecosystems 1976, Proceedings.
- KRINSLEY, D.H. & DOORNKAMP, J.C. (1973): Atlas of Quartz Sand Surface Textures.- 91 S., Cambridge Univ. Press.
- KRUMBEIN, W.C. (1936): Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments.- J. Sed. Petrol., 6: 35-47.
- KRUMBEIN, W.E. & COHEN, Y.C. (1974): Biogene, klastische und evaporitische Sedimentation in einem mesothermen monomiktischen ufernahen See (Golf von Aqaba).- Geol. Rundschau, 63: 1035-1065.
- KUDRASS, H.-R. (1973): Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 13: 1-63.
- LAND, L.S. (1970): Carbonate mud: Production by epibiont growth on *Thalassia testudinum*.- J. Sed. Petrol., 40: 1361-1363.
- LANGE, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächen-sedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 22: 61-84.
- LANGER, W. (1971): Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen über den Feinbau von Ostracoden-Schalen.- Paläont. Z., 45: 181-186.
- LAUBENFELS, DE, M.W. (1955): Porifera.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part E, Archaeocyatha and Porifera; Geol. Soc. Amer..
- LEES, A. (1975): Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation.- Mar. Geol., 19: 159-198.
- LEHMANN, U. (1964): Paläontologisches Wörterbuch.- 335 S., Enke: Stuttgart.
- LEPPLE, F.K. (1975): Eolian dust over the North Atlantic ocean.- Ph.D. Thesis, Univ. Delaware, 270 S..
- LEVINSON, S.A. (1961): Identification of fossil ostracodes in thin section.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3; 70-73, Geol. Soc. Amer. / Univ. Kansas Press.
- LEVY, L.W. & STRAUSS, M.R. (1960): Recherches sur les constituants minéraux des algues calcaires.- Colloques Int. Centr. Nat. Rech. Scient., 103: 38-40.

- LOVE, L.G. (1968): Early diagenetic iron sulphide in recent sediments of the Wash (England).- *Sedimentology*, 9: 327-352.
- LOVE, L.G. & AMSTUTZ, G.C. (1966): Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz.- *Fortschr. Miner.*, 43: 273-309.
- LOWENSTAM, H.A. (1963): Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments.- In: DONNELLY, T.W. (Hrsg.), *The Earth Sciences. Problems and Progress in Current Research*, 137-195, Univ. Chicago Press.
- LUTZE, G.F.; SARNTHEIN, M.; KOOPMANN, B.; PFLAUMANN, U.; ERLLENKEUSER, H. & THIEDE, J. (im Druck): Meteor cores 12309: Late Pleistocene reference section for interpretation of the Neogene of Site 397.- In: RYAN, W.B.F.; VON RAD, U. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 47a*, Washington (U.S. Government Printing Office).
- LYNTS, G.M. & PFISTER, R.M. (1967): Surface ultrastructure of some tests of recent foraminifera from the Dry Tortugas, Florida.- *J. Protozool.*, 14: 387-399.
- MAJEWSKE, O.P. (1969): Recognition of Invertebrate Fossil Fragments in Rocks and thin Sections.- In: CUVILLIER, J. & SCHÜRMAN, M.E. (Hrsg.), *International Sedimentary Petrographical Series, Vol. 8*: 101 S., 106 Taf., Brill: Leiden.
- MANGINI, A. (im Druck): Thorium and Uranium Isotope analyses on "Meteor" core 12310, NW African Continental Rise.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C.
- MARGOLIS, S.V. & KRINSLEY, D.H. (1974): Process of formation and environmental occurrence of quartz surface features.- *Am. J. Sci.*, 274: 449-464.
- MARSZALEK, D.S. (1971): Skeletal ultrastructure of sediment producing green algae.- *Scanning Electron Microscopy Part I, Proc. 4th ann. SEM Symp., Chicago*, 273-280.
- MARSZALEK, D.S. (1975): Calcisphere ultrastructure and skeletal aragonite from the alga *Acetabularia antillana*.- *J. Sed. Petrol.*, 45: 266-271.
- MARZOLF, J.E. (1976): Sand-grain frosting and quartz overgrowth examined by scanning electron microscopy: The Navajo Sandstone (Jurassic (?)), Utah.- *J. Sed. Petrol.*, 46: 906-912.
- McCLINTOCK, C. (1967): Shell structure of patelloid and bellerophonoid gastropods (Mollusca).- *Peabody Mus. Nat. Hist. Yale Univ. Bull.*, 22: 1-140.
- McINTYRE, A. & BE, A.W.H. (1967): Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean-I. Placoliths and cyrtoliths.- *Deep Sea Res.*, 14: 561-597.

- McINTYRE, A. & McINTYRE, R. (1971): Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments.- In: FUNNELL, B.M. & RIEDEL, W.R. (Hrsg.), The Micropaleontology of the Oceans, 253-261, Cambridge Univ. Press.
- McMASTER, R.L. & LACHANCE, T.P. (1969): Northwestern African continental shelf sediments.- Mar. Geol., 7: 57-67.
- McPHERSON, L.M. & LING, H.Y. (1973): Surface microstructure of silicoflagellates.- Micropaleontology, 19: 475-480.
- MEENAKSH, V.R.; MARTIN, A.W. & WILBUR, K.M. (1974): Shell repair in Nautilus macromphalus.- Mar. Biol., 27: 27-35.
- MELGUEN, M. (1971): Etude des sédiments pléistocène-holocène au Nord-Ouest du Golfe Persique. Analyse de facies par ordinateur.- These Univ. Rennes, 86 S..
- MILLIMAN, J.D. (1972): Atlantic continental shelf and slope of the United States. Petrology of the sand fraction - northern New Jersey to southern Florida.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 529-J: 40 S..
- X MILLIMAN, J.D. (1974): Marine Carbonates.- 375 S., Springer: Berlin.
- MITTELSTAEDT, E. (1972): Der hydrographische Aufbau und die zeitliche Variabilität der Schichtung und Strömung im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet im Frühjahr 1968.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, A, 11: 1-57.
- MITTELSTAEDT, E. (1974): Some aspects of the circulation in the north-west African upwelling area off Cap Blanc.- Tethys, 6: 89-92.
- MITTELSTAEDT, E. & KOLTERMANN, K.P. (1973): On the currents over the shelf off Cap Blanc in the northwest African upwelling area.- Dt. Hydrogr. Z., 26: 193-215.
- MÜLLER, A.H. (1958): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II Invertebraten, Teil I Protozoa-Mollusca 1, 566 S., VEB G. Fischer: Jena.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung.- 303 S., Schweizerbart: Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1966): Grain size, carbonate content, and carbonate mineralogy of Recent sediments of the Indian Ocean off the eastern coast of Somalia.- Naturwissenschaften, 53: 547-550.
- MÜLLER, P. (1975): Diagenese stickstoffhaltiger organischer Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 22: 1-60.
- X MURRAY, J.W. & WRIGHT, C.A. (1970): Surface textures of calcareous foraminiferids.- Paleontol., 13: 184-187.

18 XIV\*

Murray

- MUTVEI, H. (1969): On the micro- and ultrastructure of the conchiolin in the nacreous layer of some recent and fossil molluscs.- *Stockh. Cont. Geol.*, 22: 1-17.
- MUTVEI, H. (1970): Ultrastructure of the mineral and organic components of molluscan nacreous layers.- *Biomine-  
ralisation*, 2: 48-72.
- MUTVEI, H. (1972): Formation of nacreous and prismatic layers in *Mytilus edulis* L. (Lamellibranchiata).- *Bio-  
mineralisation*, 6: 96-100.
- MUTVEI, H. (1974): SEM studies on arthropod exoskeletons. Part 1: Decapod crustaceans, *Homarus gammarus* L. and *Carcinus maenas* (L.).- *Bull. Geol. Instn. Univ. Upsala*, N.S. 4: 73-80.
- NEUMANN, A.C. (1965): Processes of recent carbonate sedi-  
mentation in Harrington Sound, Bermuda.- *Bull. Marine  
Sci. Gulf Caribbean*, 15: 987-1035.
- NEUMANN (A.C. (1966): Observations on coastal erosion in  
Bermuda and measurements of the boring rate of the spon-  
ge, *Cliona lampa*.- *Limnol. Oceanogr.*, 11: 92-108.
- NEUMANN, A.C. & LAND, L.S. (1975): Lime mud deposition and  
calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: A bud-  
get.- *J. Sed. Petrol.*, 45: 763-786.
- NEWTON, R.S.; SEIBOLD, E. & WERNER, F. (1973): Facies distri-  
bution patterns on the Spanish Sahara continental shelf  
mapped with side-scan sonar.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse,  
C, 15: 55-77.
- NIETER, W.M. & KRINSLEY, D.H. (1976): The production and re-  
cognition of aeolian features on sand grains by silt ab-  
rasion.- *Sedimentology*, 23: 713-720.
- NISSEN, H.-U. (1969): Crystal orientation and plate struc-  
ture in Echinoid skeletal units.- *Science*, 166: 1150-  
1152.
- OBERLING, J.J. (1964): Observations on some structural fea-  
tures of the pelecypod shell.- *Naturf. Ges. Bern Mitt.*,  
N.Ser. 20: 1-65.
- OERTLI, H.J. (1975): The conservation of ostracode tests-  
observations made under the scanning electron micros-  
cope.- *Bull. Amer. Paleont.*, 65/282: 549-575.
- OKADA, H. & HONJO, S. (1973): The distribution of oceanic  
coccolithophorids in the Pacific.- *Deep Sea Res.*, 20:  
355-374.
- ORR, W.N. & CONLEY, S. (1976): Siliceous dinoflagellates in  
the northeast Pacific rim.- *Micropaleontology*, 22:  
92-99.

- PAUTARD, F.G.E. (1970): Calcification in unicellular organisms.- In: SCHRAER, H. (Hrsg.), Biological Calcification: Cellular and Molecular Aspects, 105-201, North Holland Publ. Co.: Amsterdam.
- PERCH-NIELSEN, K. (1974): Late Cretaceous to Pleistocene Archaeomonads, Ebridians, endoskeletal Dinoflagellates and other siliceous microfossils from the subantarctic Southwest Pacific.- In: KENNETT, L.P.; HOUTZ, R.E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 29: 873-911, Washington (U.S. Government Printing Office).
- PERKINS, R.D.; MCKENZIE, M.D. & BLACKWELDER, P.L. (1972): Aragonite crystals within codiacean algae: Distinctive morphology and sedimentary implications.- *Science*, 175: 624-626.
- PETRUSHEVSKAYA, M.G. (1974): Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg 29, DSDP.- In: KENNETT, L.P.; HOUTZ, R.E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 29: 541-675, Washington (U.S. Government Printing Office).
- PFLAUMANN, U. (1975): Late Quarternary stratigraphy based on planktonic foraminifera off Senegal.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 23: 1-46.
- PIA, J.v. (1926): Pflanzen als Gesteinsbildner.- 355 S., Bornträger: Berlin.
- PIA, J.v. (1934): Die Kalkbildung durch Pflanzen.- Beih. Bot. Centralbl., 52: 1-72.
- PILKEY, O.H. (1964a): Mineralogy of the fine fraction in certain carbonate cores.- Bull. Marine Sci. Gulf Caribbean, 14: 126-139.
- PILKEY, O.H. (1964b): The size distribution and mineralogy of the carbonate fraction of the United States South Atlantic shelf and upper slope sediments.- Mar. Geol., 2: 121-136.
- POBEGUIN, T. (1954): Contribution a l'étude des carbonates du calcium, précipitation du calcaire par les végétaux, comparaison avec le monde animal.- Ann. Sci. Nat. Botanique, 15: 29-109.
- POELCHAU, H.S. (1976): Distribution of Holocene silicoflagellates in North Pacific sediments.- Micropaleontology, 22: 164-193.
- POKORNY, V. (1958a): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, Bd.I, 582 S., VEB Deutscher Verl. d. Wissenschaften: Berlin.
- POKORNY, V. (1958b): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, Bd.II, 453 S., VEB Deutscher Verl. d. Wissenschaften: Berlin.

Basin

- PRENANT, M. (1925): Contributions à l'étude cytologique du calcaire II. Sur les conditions de formation des spicules chez les Didemnides.- Bull. Biol. Franc. et Belg., 59: 403-435.
- PROSPERO, J.M.; BONATTI, E.; SCHUBERT, C. & CARLSON, T.N. (1970): Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm.- Earth Planet. Sci. Lett., 9: 287-293.
- PROSPERO, J.M. & CARLSON, T.N. (1972): Vertical and areal distribution of Saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean.- J. Geophys. Res., 77: 5255-5265.
- PURDY, E.G. (1963a): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups.- J. Geol., 71: 334-355.
- PURDY, E.G. (1963b): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies.- J. Geol., 71: 472-497.
- RAMPAL, J. (1974): Structure de la coquille des Ptéropodes au microscope à balayage.- Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 22/9: 133-134.
- RAUP, D.M. (1966): The Endoskeleton.- In: BOOLOOTIAN, R.A. (Hrsg.), The Physiology of Echinodermata, 772 S., J. Wiley & Sons: New York.
- REIMER, L. & PFEFFERKORN, G. (1977): Raster-Elektronenmikroskopie, 282 S., Springer: Berlin.
- REINHARDT, P. (1972): Coccolithen.- Kalkiges Plankton seit Jahrmillionen.- 99 S., Die Neue Brehm Bücherei, Ziemsen: Wittenberg-Lutherstadt.
- REMANE, A. (1954): Wurm-Riffe am Tropenstrand.- Natur u. Volk, 84: 177-183.
- RICHERT, P. (1975): Die räumliche Verteilung und zeitliche Entwicklung des Phytoplanktons, mit besonderer Berücksichtigung der Diatomeen, im N.W.-afrikanischen Auftrieb wassergebiet.- Diss. 140 S., Fachber. Math.-Nat. Univ. Kiel.
- RICHTER, G. (1977): Jäger, Fallensteller und Sammler. Zur Ernährung planktischer Schnecken.- Natur u. Museum, 107: 221-234.
- RIEDL, R. (1963): Fauna und Flora der Adria, 640 S., Parey: Hamburg, Berlin.
- ROBERTSON, E.C.; SYKES, L.R. & NEWELL, M. (1962): Experimental consolidation of calcium carbonate sediments.- In: CLOUD, P.E., Environment of calcium carbonate deposition West of Andros Island, Bahamas; U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 350: 82-133.

- RONA, P.A. (1971): Bathymetry off central northwest Africa.- Deep Sea Res., 18: 321-327.
- ROTH, P.H.; MULLIN, M.M. & BERGER, W. (1975): Coccolith sedimentation by fecal pellets: Laboratory experiments and field observations.- Geol. Soc. Amer. Bull., 86: 1079-1084.
- RUCKER, J.B. (1969): Skeletal mineralogy of cheilostome Bryozoa.- Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano, 108 101-110.
- RUCKER, J.B. & CARVER, R.E. (1969): A survey of the carbonate mineralogy of cheilostome Bryozoa.- J. Paleontol., 43: 791-799.
- RÜTZLER, K. (1975): The role of burrowing sponges in bioerosion.- Oecologia, 19: 203-216.
- RUST, G.W. (1935): Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, Southeastern Missouri.- J. Geol., 43: 398-426.
- RUST, U. & WIENEKE, F. (1973): Bathymetrische und geomorphologische Bearbeitung von submarinen "Einschnitten" im Seegebiet vor Westafrika. Ein methodischer Versuch.- Münchner Geogr. Abh., 9: 53-68.
- SANDBERG, P.A. (1971): Scanning electron microscopy of cheilostome bryozoan skeletons, techniques and preliminary observations.- Micropaleontology, 17: 129-151.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 5: 1-113.
- SARNTHEIN, M. & WALGER, E. (1974): Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste.- Geol. Rundschau, 63: 1065-1087.
- SCHERER, M. (1974): The influence of two endolithic microorganisms on the diagenesis of recent coral skeletons.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974/9: 557-566.
- SCHMIDT, W.J. (1924): Die Bausteine des Tierkörpers im polarisierten Licht, 528 S., Cohen: Bonn.
- SCHMIDT, W.J. (1951): Die Unterscheidung der Röhren von Scaphopoda, Vermetidae und Serpulidae mittels mikroskopischer Methoden.- Mikroskopie, 6: 373-381.
- SCHNEIDER, J. (1976): Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts.- Contr. Sedimentology, 6: 112 S..
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1923): Chalkographische Untersuchungen des Mansfelder Kupferschiefers.- N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd. 47: 1-38.

- SCHÜTZ, L. (1977): Sahara dust transport over the North Atlantic Ocean.- Model calculations and measurements.- Mskr., SDT-Workshop Gothenburg, 9 S..
- SEIBOLD, E. (1972): Cruise 25/1971 of R.V. "Meteor": Continental margin of West Africa, general report and preliminary results.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 10: 17-38.
- SEIBOLD, E. (1974): Der Meeresboden, 183 S., Springer: Berlin.
- SEIBOLD, E.; DIESTER-HAASS, L.; FÜTTERER, D.; LANGE, H.; MÜLLER, P. & WERNER, F. (1973): Holocene sediments and sedimentary processes in the Iranian part of the Persian Gulf.- In: PURSER, B.H. (Hrsg.), The Persian Gulf; 57-80, Springer: Berlin.
- SEIBOLD, E. & FAHRTTEILNEHMER (1975): Bericht über den 3. Fahrtabschnitt der VALDIVIA-Westafrika-Fahrt 1975 (VA-10-3).- Unveröffentl. Ber., Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel, 60 S..
- SEIBOLD, E. & HINZ, K. (1974): Continental slope construction and destruction, West Africa.- In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. (Hrsg.), The Geology of Continental Margins, 176-196, Springer: Berlin.
- SEIBOLD, E. & HINZ, K. (1976): German cruises to the continental margin of north west Africa in 1975: General reports and preliminary results from "Vadivia" 10 and "Meteor" 39.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 25: 47-80.
- SELLEY, R.C. (1976): An Introduction to Sedimentology, 408 S., Academic Press: London.
- SHAFER, G. (1976): A mesoscale study of coastal upwelling variability off NW-Africa.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, A, 17: 21-72.
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G. (1954): Sedimentary environments differentiated by coarse fraction studies.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 38: 1792-1802.
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G. (1955): Central Texas coast sedimentation: Characteristics of sedimentary environment, Recent history, and diagenesis.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 39: 1463-1593.
- SMITH, S.V. & HADERLIE, E.C. (1969): Growth and longevity of some calcareous fouling organisms, Monterey Bay, California.- Pacific Sci., 23: 447-451.
- SMITH, M.L.; HARDWICK, W.H. & CONNOR, P. (1960): Experimental design and experimental errors of particle size determination.- In: HERDAN, G., Small Particle Statistics, 418 S., Butterworths: London.

- SORAU, J.E. (1970): Microstructure and formation of dissepiments in the skeleton of the recent Scleractinia (hexacorals).- *Biom mineralisation*, 2: 1-22.
- SORAU, J.E. (1972): Skeletal microstructure and microarchitecture in Scleractinia (Coelenterata).- *Paleontology*, 15: 88-107.
- SORAU, J.E. (1974): Observations on microstructure and biocrystallisation in Coelenterata.- *Biom mineralisation*, 7: 37-55.
- SPIRO, B.F. (1971): Ultrastructure and chemistry of the skeleton of *Tubipora musica* LINNE.- *Geol. Soc. Den. Bull.*, 20: 279-284.
- STAPLETON, R.P. (1973): Ultrastructure of tests of some recent benthic hyaline foraminifera.- *Palaeontographica Abt. A*, 142: 16-49.
- STIEGLITZ, R.D. (1972): Scanning electron microscopy of the fine fraction of Recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas.- *J. Sed. Petrol.*, 42: 211-226.
- STOCKMAN, K.W.; GINSBURG, R.N. & SHINN, E.A. (1967): The production of lime mud by algae in south Florida.- *J. Sed. Petrol.*, 37: 633-648.
- SUBRAMANIAN, V. (1975): Origin of surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy.- *J. Sed. Petrol.*, 45: 530-534.
- SUESS, E. (1976): Porenlösungen mariner Sedimente - Ihre chemische Zusammensetzung als Ausdruck frühdiagenetischer Vorgänge.- *Habil.-Schrift*, 193 S., *Fachber. Math.-Nat. Univ. Kiel*.
- SUMMERHAYES, C.P.; MILLIMAN, J.D.; BRIGGS, S.R.; BEE, A.G. & HOGAN, C. (1976): Northwest African shelf sediments: Influence of climate and sedimentary processes.- *J. Geol.*, 84: 277-300.
- SWINCHATT, J.P. (1965): Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some Recent carbonate sediments.- *J. Sed. Petrol.*, 35: 71-90.
- SYLVESTER-BRADLEY, P.C. & BENSON, R.H. (1971): Terminology for surface features in ornate ostracodes.- *Lethaia*, 4: 249-286.
- TAFT, W.H. & HARBAUGH, J.W. (1964): Modern carbonate sediments of southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California: A comparison of their mineralogy and chemistry.- *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 8/2: 1-133.
- TAVERNER-SMITH, R. (1973): Some aspects of skeletal organization in bryozoa.- In: LARWOOD, G.P. (Hrsg.), *Living and Fossil Bryozoa*, 349-359, Academic Press: New York.

- TAVERNER-SMITH, R. & WILLIAMS, A. (1972): The secretion and structure of the skeleton in living and fossil bryozoa.- Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B 264: 97-159.
- TAYLOR, J.D.; KENNEDY, W.J. & HALL, A. (1969): The shell structure and mineralogy of the bivalvia. Introduction, Nuculaceae - Trigonaceae.- Bull. Br. Mus. Nat. Hist. Zool., Suppl. 3: 1-125.
- TAYLOR, J.D. & LAYMAN, M. (1972): The mechanical properties of bivalve (Mollusca) shell structures.- Paleontology, 15: 73-87.
- THIEDE, J. (1974): Marine bivalves: Distribution of mero-planktonic larval shells in eastern North Atlantic surface waters.- Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclimat., 15: 267-290.
- THIEDE, J. (1975): Shell- and skeleton-producing plankton and nekton in the eastern North Atlantic Ocean.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 20: 33-79.
- THIEDE, J. (1977): Aspects of the variability of the Glacial and Interglacial North Atlantic eastern boundary current (last 150,000 years).- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, C, 28: 1-36.
- THIEDE, J.; CHRISS, T.; CLAUSON, M. & SWIFT, S.A. (1976): Settling tube for size analysis of fine and coarse fractions of oceanic sediments.- School of Oceanogr., Oregon State Univ., 76-8: 87 S..
- TODD, R. & BLACKMON, P. (1956): Calcite and aragonite in Foraminifera.- J. Paleontol., 30: 217-219.
- TOMCZAK, M. Jr. (1970): Schwankungen von Schichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der "Deutschen Nordatlantischen Expedition" 1937.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, A, 7: 3-110.
- TOOMS, J.S.; SUMMERHAYES, C.P. & McMASTER, R.L. (1971): Marine geological studies on the north-west African margin: Rabat - Dakar.- In: DELANY, F.M. (Hrsg.), The Geology of East Atlantic Continental Margin, 4 Africa, ICSU/SCOR Working Party 31 Symp.: Inst. Geol. Sci. Rept., 70/16: 8-25..
- TOWE, K.M. (1972): Invertebrate shell structure and the organic matrix concept.- Biomineralisation, 4: 1-14.
- TOWE, K.M. & CIFELLI, R. (1967): <sup>B. XIII</sup> Wall ultrastructure in the calcareous foraminifera: Crystallographic aspects and a model for calcification.- J. Paleontol., 41: 742-762.
- TRASK, P.D. (1932): <sup>B. XIV</sup> Origin and environment of source sediments of petroleum, 67 S., Gulf Publishing Co.: Houston.

- TRAVIS, D.F. (1970): The comparative ultrastructure and organization of five calcified tissues.- In: SCHRAER, H. (Hrsg.), Biological Calcification: Cellular and Molecular Aspects, 203-311, North Holland Publ. Co.: Amsterdam.
- TWISS, P.C.; SUESS, E. & SMITH, R.M. (1969): Morphological classification of grass phytoliths.- Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33: 109-115.
- TYNAN, E.J. (1971): Geologic occurrence of the Archaeomonads.- In: FARINACCI, A. (Hrsg.), Plankt. Conf. IInd Rome, 1970 Proc., 1225-1230.
- UBAGHS, G. (1967): General characters of Echinodermata.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part S Echinodermata 1, General characters, Homalozoa - Crinozoa (except Crinoidea), 3-59, Geol. Soc. Amer./Univ. Kansas Press.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A.C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results.- Am. J. Sci., 263: 87-90.
- VAN NAME, W.G. (1945): The North and Sout American Ascidi-ans.- Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 84: 1-476.
- WALKER, D.A. (1971): Etching of the test surface of benthonic foraminifers due to ingestion by the gastropod *Littorina littorea* LINNE.- Canadian J. Earth Sci., 8/11: 1487-1491.
- WALTHER, J. (1910): Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel.- Aus d. Anhang Abh. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., 1910: 1-48.
- WARBURTON, F.E. (1958): The manner in which the sponge *Cliona* bores in calcareous objects.- Canadian J. Zoology, 36: 555-562.
- WELLS, J.W. (1956): Scleractinia.- In: MOORE, R.C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F Coelenterata, 328-443, Geol. Soc. Amer./Univ. Kansas Press.
- WASKOWIAK, R. (1962): Geochemische Untersuchungen an rezenten Molluskenschalen mariner Herkunft.- Freiburger Forschungshefte, C, 136: 1-155.
- WEICHART, G. (1970): Kontinuierliche Registrierung der Temperatur und der Phosphat-Konzentration im Oberflächenwasser des nordwestafrikanischen Auftriebswasser-Gebietes.- Dt. Hydrogr. Z., 23: 49-60.
- WEICHART, G. (1974): Meereschemische Untersuchungen im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet 1968.- "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, A, 14: 33-70.

- WENDT, J. (1977): Skelett-Entwicklung und Lebensraum der Schwämme mit massivem Kalkskelett vom Karbon bis in die Gegenwart.- *Nachr. dt. Geol., Ges.*, 17: 77-78.
- WILBUR, K.M. & WATABE, N. (1963): Experimental studies on calcification in molluscs and the alga *Coccolithus huxleyi*.- *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 109: 82-112.
- WHALLEY, W.B. & KRINSLEY, D.H. (1974): A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments.- *Sedimentology*, 21: 87-105.
- WICHER, C.A. (1938): Mikrofauna aus Jura und Kreide insbesondere Nordwestdeutschlands. 1. Teil Lias.- *Abh. Preuß. Geol. L.-A., N.F.* 193: 1-16.
- WILLGALLIS, A. (1969): Untersuchung des chemischen Aufbaues von mittelkambrischen Ostracodenschalen mit Hilfe der Mikrosonde.- *Lethaia*, 2: 181-183.
- WISE, S.W. Jr. (1970): Microarchitecture and mode of formation of nacre (mother-of-pearl) in pelecypods, gastropods, and cephalopods.- *Eclogae geol. Helv.*, 63: 775-797.
- WISE, S.W. Jr. (1971): Shell ultrastructure of the taxodont pelecypod *Anadara notabilis* (RÖDING).- *Eclogae geol. Helv.*, 64: 1-12.
- WISE, S.W. Jr. (1972): Observations of fasciculi on developmental surfaces of scleractinian coral exoskeletons.- *Biom mineralisation*, 6: 160-175.
- WISE, S.W. Jr. & HAY, W.W. (1968): Scanning electron microscopy of molluscan shell ultrastructure I. Technique for polished and etched sections.- *Trans. Amer. Microsc. Soc.*, 87: 411-418.
- WISE, S.W. Jr. & HAY, W.W. (1968): Scanning electron microscopy of molluscan shell ultrastructure II. Observations of growth surface.- *Trans. Amer. Microsc. Soc.*, 87: 419-430.
- WRAY, J.L. (1977): *Calcareous Algae*.- *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 4: 185 S., Elsevier: Amsterdam.

Nachtrag

- CHAVE, K.E. (1964): Skeletal durability and preservation.-  
In: IMBRIE, J. & NEWELL, N.D. (Hrsg.), Approaches to  
Paleoecology, 377-387, J. Wiley & Sons: New York.
- GRIFFITHS, J.F. (1972): Climates of Africa; World Survey  
of Climatology, Vol. 10: 604 S., Elsevier: Amsterdam.
- MATTHEWS, R.K. (1966): Genesis of Recent lime mud in sou-  
thern British Honduras.- J. Sed. Petrol., 36: 428-454.
- VAHL, J. (1966): Sublichtmikroskopische Untersuchungen der  
kristallinen Grundbauelemente und der Matrixbeziehung  
zwischen Weichkörper und Skelett an Caryophyllia LA-  
MARCK 1801.- Z. Morph. Ökol. Tiere, 56: 21-38.