

Geologie
und Paläontologie
in Westfalen

Heft 5



Zur Lithologie, Biostratigraphie und
Fossilführung des Ober-Santon Mergels
von Westerwiehe (Ostwestfalen)

JOACHIM SCHÖNFELD

Eine weitere kalkschalige Foraminifere
aus einem ordovizischen Geschiebe
Westfalens

ROGER SCHALLREUTER

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr: evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr: evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:
SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). – Paläont. Z. 30, 3: 172 – 184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).
7. Schrifttypen im Text:
doppelt unterstrichen = **Fettdruck**.
einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung.
Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*.
Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bilddarstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig.2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Photohochglanzpapier vorgelegt werden. Photographien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt.
Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser
Westfälisches Museum für Naturkunde
Sentruper Straße 285
4400 Münster

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 5

Herausgeber:
Westfälisches Museum für Archäologie
– Amt für Bodendenkmalpflege –
und
Westfälisches Museum für Naturkunde

**Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des
Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen)**
JOACHIM SCHÖNFELD

**Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem
ordovizischen Geschiebe Westfalens**
ROGER SCHALLREUTER

Geol. Paläont. Westf.	5	56 S.	28 Abb. 2 Tab. 3 Taf.	Münster Dezember 1985
--------------------------	----------	-------	-----------------------------	--------------------------

ISSN 0176-148X
ISBN 3-924590-08-7

© 1985 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Inhalt

Seite

SCHÖNFELD, J.: Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen)	7
SCHALLREUTER, R.: Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens	51

Geol. Paläont. Westf.	5	7 – 50	28 Abb. 2 Tab. 2 Taf.	Münster Dezember 1985
--------------------------	---	--------	-----------------------------	--------------------------

Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen)

Joachim Schönfeld*

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1	Einführung	8
1.1	Geologischer Überblick	8
1.2	Aufschlüsse	11
1.2.1	Mülldeponie Westerwiehe	12
1.2.2	Tongrube REHAGE	12
2.	Lithologie	12
2.1	Profilaufnahmen	12
2.2	Abiogene Schichtungsmerkmale	13
2.2.1	Sideritknollenlagen	13
2.2.2	Sandige Lagen	13
2.2.3	Flaserige Lagen	14
2.2.4	Schräggeschichtete Lagen	15
2.2.5	Gefleckte Bänke	16
2.3	Biogene Gefüge	17
2.3.1	<i>Gyrolithes</i> -Bauten	18
2.3.2	<i>Thalassinoides</i> -Bauten	19
2.3.3	<i>Chondrites</i> -Bauten	20
2.3.4	<i>Trichichnus</i> -Bauten	21
2.3.5	<i>Scolicia</i> -Spuren	21
2.3.6	Stopf- und Spreitenbauten	22
2.3.7	Bauten in gefleckten Bänken	23
2.4	Korrelation der Profile	23
2.4.1	Lithologische Korrelation	23
2.4.2	Laterale Faziesverzahnung	25
2.4.3	Sammelprofil und lithologische Gliederung	27
2.5	Sedimentologie	27
2.5.1	Gesteinsbeschreibung	27
2.5.2	Karbonatgehalt	27
2.5.3	Grobfraktionsanalyse	29
2.5.4	Essigsäureunlöslicher Rückstand	30

* Anschrift des Verfassers:

Joachim Schönfeld
c/o Geologisch-Paläontologisches Institut
der Universität Kiel; Olshausenstraße 40-60
D-2300 Kiel (W-Germany)

3.	Makrofossilien	31
3.1	Einbettung und Erhaltung	32
3.2	Fossilliste	33
3.3	Biostratigraphie	34
3.4	Makrofossilhäufigkeiten	35
3.4.1	Fossildichtenberechnung	35
3.4.2	Fossildichten der wichtigsten Faunenelemente	39
3.4.3	Korrelation von Fossildichten	42
4.	Literatur	42

Zusammenfassung:

In zwei Aufschlüssen in Ostwestfalen, der Tongrube Fa. REHAGE und der Mülldeponie Westerwiehe (Mtbl. 4117 Verl), wurde eine insgesamt 25,51 m mächtige Schichtenfolge aus Oberkreide-Tonmergeln untersucht. Das Profil ist in drei lithologische Einheiten zu gliedern, die durch *Thalassinoides*-Bauten, sandige Lagen und gefleckte Bänke charakterisiert sind. Nach Funden von *Goniot euthis granulata* BLAINVILLE, *Uintacrinus socialis* GRINNELL und *Marsupites testudinarius* SCHLOTHEIM ist das Profil von 0,00 bis 3,00 m in die *Uintacrinus/granulata*-Zone und von 3,00 bis 25,51 m in die *Marsupites/granulata*-Zone im Ober-Santon zu stellen. Die Häufigkeit von Makrofossilien ist bei den wichtigsten Gruppen quantitativ bestimmt worden. Dabei zeigt sich ein Wechsel in der Zusammensetzung der Benthos-Fauna von hohen Gehalten an Sphenoceramen in der mittleren lithologischen Einheit zu hohen Gehalten an Ostreen in den obersten Schichten des Profils. Einzelne Häufigkeitsmaxima lassen sich über weite Distanzen korrelieren.

1. Einführung

Die stratigraphische Untersuchung einzelner Aufschlüsse hat in der Oberkreideforschung eine lange Tradition. Bei natürlichen Aufschlüssen sind es oft mehrere Generationen von Bearbeitern, deren Beobachtungen zu einem umfassenden Gesamtbild beitragen.

Künstliche Aufschlüsse, die der Mensch bei der Gewinnung von Rohstoffen und bei baulichen Maßnahmen schafft, sind oft nur kurze Zeit zugänglich. Die hohe Produktion an Abfällen in einer modernen Industriegesellschaft und der von der Bevölkerung oft als störend empfundene Anblick freiliegenden Gesteins haben im vergangenen Jahrzehnt immer wieder dazu geführt, daß Aufschlüsse mit Müll oder Bauschutt verfüllt wurden. Viele Profile sind, soweit sie nicht als Naturdenkmäler unter Schutz gestellt wurden, so der geologischen Forschung für immer verloren gegangen.

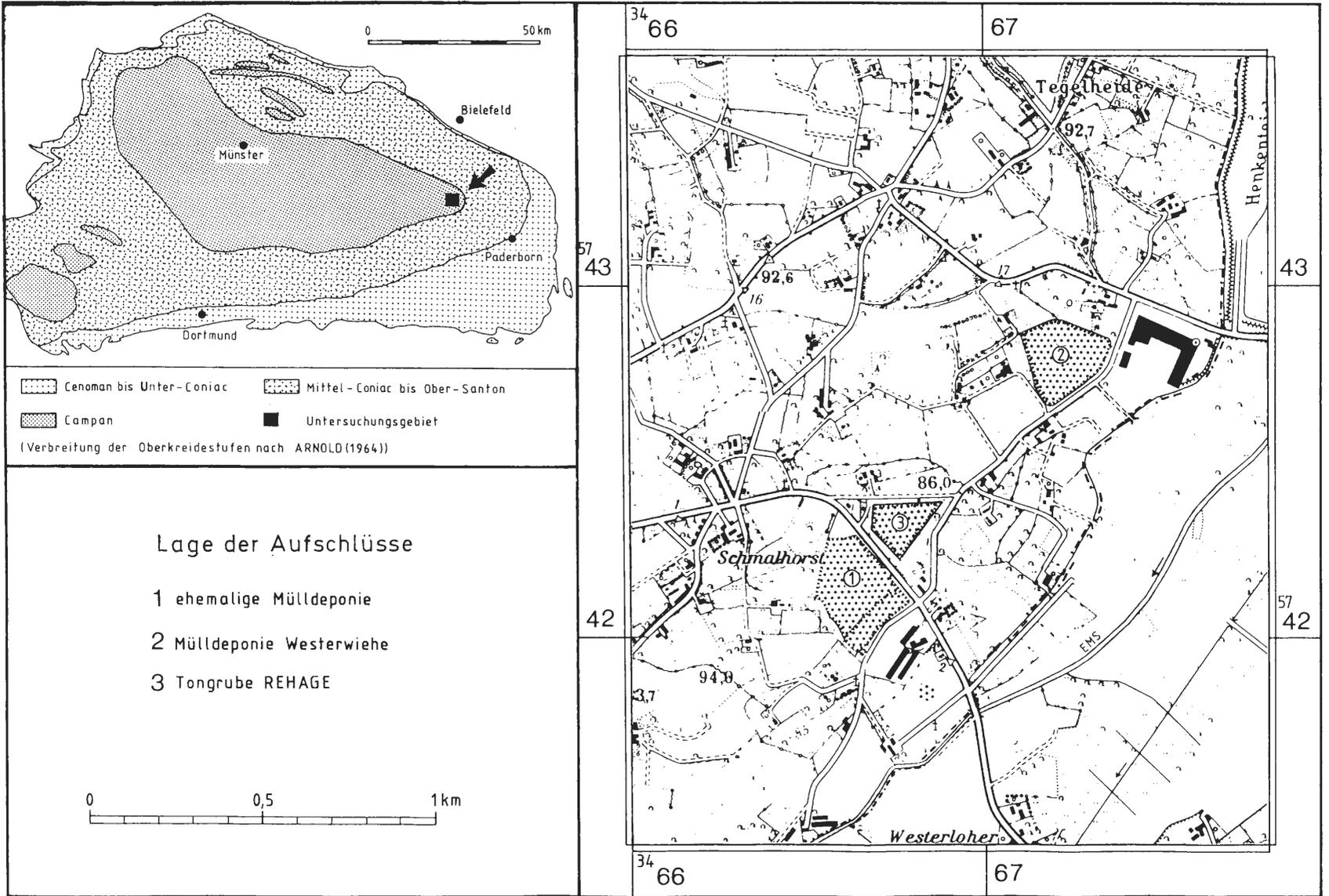
Im Herbst 1983 wurde eine ehemalige Ziegeleitongube bei Westerwiehe/Krs. Gütersloh ebenfalls als Mülldeponie ausgewiesen. Es bot sich hier die Gelegenheit, ein bisher unbearbeitetes Oberkreideprofil bevor es verschüttet wird aufzunehmen und so zu sichern.

Den Herren Prof. Dr. G.-F. Lutze und Dr. M.-G. Schulz, Kiel, sei an dieser Stelle für die freundliche Unterstützung dieser Arbeit und für viele hilfreiche Hinweise herzlich gedankt. Mein Dank gilt ferner den Herren U. Kaplan und M. Best, Gütersloh. Ohne ihre Mitteilungen über Fossilfunde wäre eine befriedigende Klärung der biostratigraphischen Fragen nicht möglich gewesen. Nicht zuletzt danke ich der Fa. REHAGE-Ziegel und dem Tiefbauamt des Kreises Gütersloh für die Genehmigung die Gruben zu betreten.

1.1 Geologischer Überblick

Im Gebiet des Münsterschen Beckens wurden in der Oberkreide vom Ober-Cenoman bis ins Unter-Coniac überwiegend Kalke (BÄRTLING 1921, ARNOLD 1964a), vom Mittel-Coniac bis ins Unter-Campan im zentralen Teil Mergelserien abgelagert, die sich im Westen und Südwesten mit Sandmergeln und Sanden

Abb. 1: Lage der bearbeiteten Aufschlüsse



faziell verzahnen (BÄRTLING 1921, RIEDEL 1931, ARNOLD 1964c). Ab dem Unter-Campan wird die Sedimentation von Kalk-Mergel Wechselfolgen bestimmt, die im Ober-Campan in den Baumberger Sandsteinen ihren Abschluß finden. Die Mergel des Mittel-Coniac bis Unter-Campan sind im östlichen Münsterland und in Ostwestfalen im allgemeinen von 20 bis 30 m mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt und nur in einzelnen Vorkommen am Osning und im Paderborner Land aufgeschlossen (SKUPIN 1982, SCHÖNFELD 1985).

Ein weiteres Vorkommen liegt im zentralen Teil des östlichen Münsterlandes bei Westerwiehe/Krs. Gütersloh (Mtbl. 4117 Verl). Hier steht der Oberkreidemergel im Gegensatz zur Umgebung unter nur geringmächtiger quartärer Bedeckung an. Er ist in zwei Ziegeleitongruben aufgeschlossen (Abb. 1).

Obwohl dieses Vorkommen durch bodenkundliche Kartierungen bekannt war (MERTENS 1972), und seit dem zweiten Weltkrieg durch Ziegeleiabbau aufgeschlossen ist, blieb es in der Literatur weitgehend unberücksichtigt. ARNOLD (1977) beschrieb es zuerst in der Erläuterung zur geologischen Übersichtskarte Blatt C4314 Gütersloh. Er führte dort eine kurze Fossilliste sowie eine Röntgendiffraktometeranalyse des Gesamtgesteins an und stufte die Schichten in die *granulataquadrata*-Zone im Unter-Campan ein.

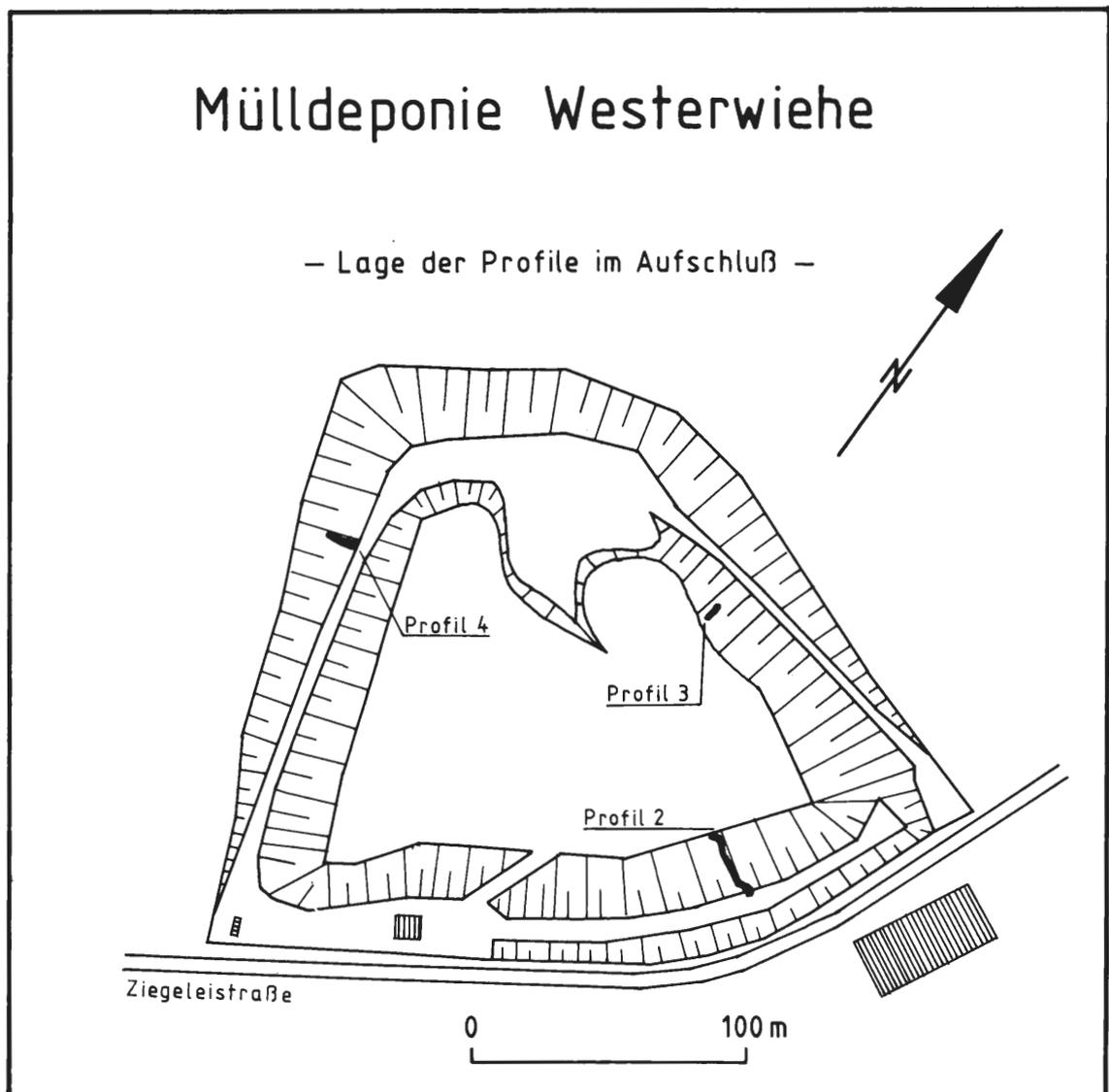


Abb. 2: Mülldeponie Westerwiehe
Die Skizze gibt die Ausmaße der Grube vor der Verfüllung wieder.

Fossiliensammler fanden jedoch in der jetzigen Mülldeponie Kelchplatten und nahezu vollständige Kelche der Crinoiden *Uintacrinus socialis* GRINNELL und *Marsupites testudinarius* SCHLOTHEIM (U. KAPLAN, Gütersloh, frdl. mdl. Mitt., POCKRAND 1982). Diese Crinoidenarten kommen in NW-Europa nur im oberen Santon vor. Die stratigraphische Einstufung von ARNOLD (1977) ist durch diese Funde frühzeitig in Frage gestellt worden.

1.2 Aufschlüsse

Östlich der Ortschaft Westerwiehe betrieb die Ziegelei Fa. REHAGE drei Tongruben, von denen die erste als Mülldeponie wieder aufgefüllt ist (Abb. 1). Die zweite ist ebenfalls als Abfalldéponie ausgewiesen und wird zur Zeit verfüllt. Die jüngste Tongrube ist momentan die einzige Rohstoffquelle der Ziegelei, wo in zunehmendem Maße mehr pleistozäner älterer Löß als Oberkreidemergel abgebaut wird.

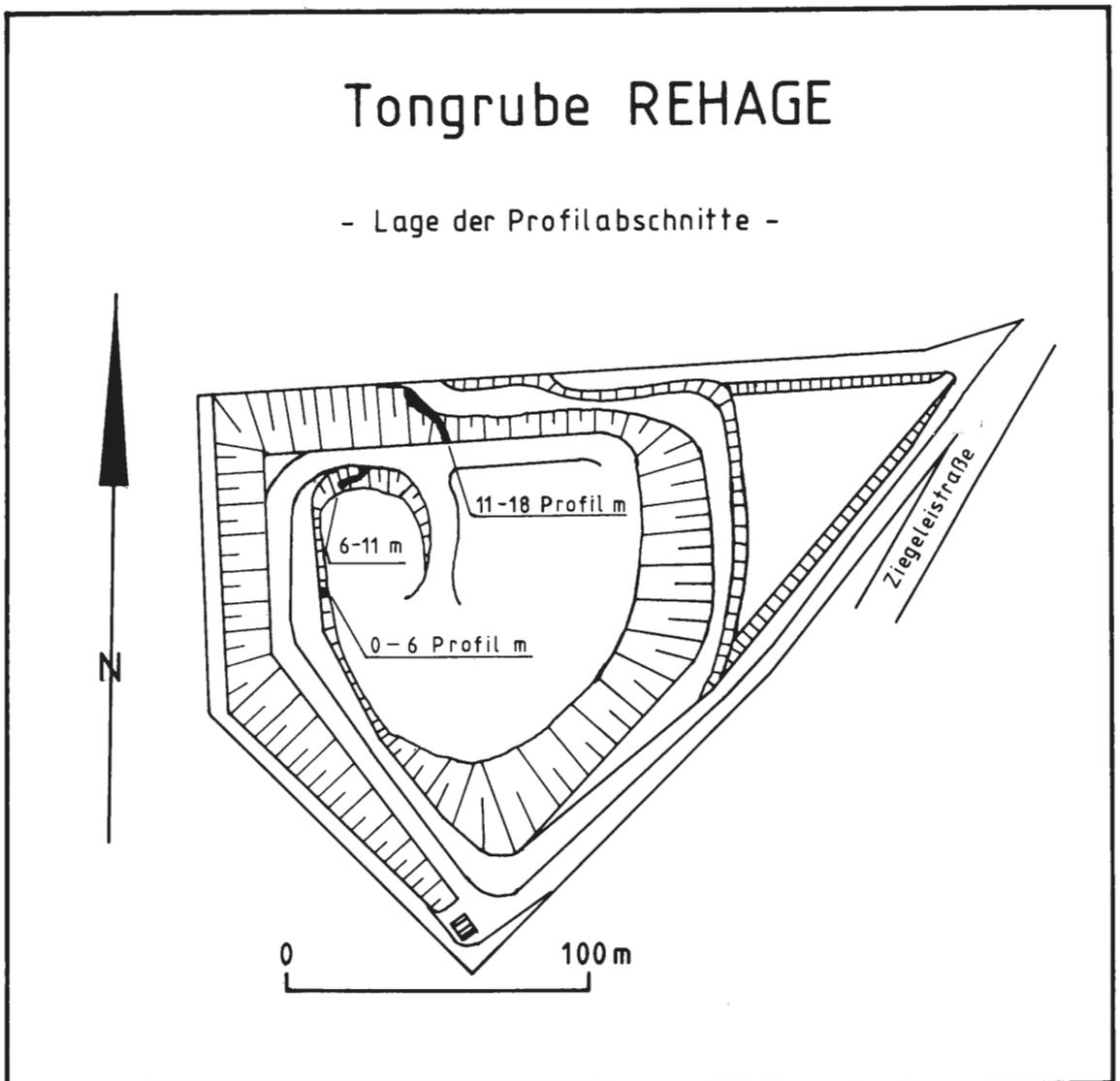


Abb. 3: Tongrube REHAGE
Die Skizze entspricht dem Stand des Abbaus im August 1985.

1.2.1 Mülldeponie Westerwiehe

Dieser Aufschluß liegt direkt gegenüber der Ziegelei (Top. Karte 1:25000, Blatt 4117 VerI, R 34 67 200, H 57 42 800 (Zentralwert)). Er erstreckt sich ca. 260 m in SW-NE Richtung sowie ca. 220 m in SE-NW Richtung (Abb. 2). Die Grube war bevor sie verfüllt wurde bis zu 25 m tief.

Der Oberkreidemergel steht hier unter 2 bis 4 m mächtigen quartären Ablagerungen an und ist im Aufschluß an vielen Stellen von einer dünnen Schicht aus verwittertem Mergel bedeckt. Bereichsweise ist er überwachsen. Nur an Abrißkanten von Rutschungen und an der Zufahrtsrampe ist leicht angewittertes Gestein zugänglich, das insgesamt ein flaches Einfallen nach NW zeigt.

1.2.2 Tongrube REHAGE

Die neue Tongrube der Fa. REHAGE liegt an der Lipplinger Straße gegenüber der ersten, bereits verfüllten Mülldeponie (R 34 66 720, H 57 42 330 (Zentralwert)). Sie erstreckt sich ca. 150 m in SW-NE Richtung und ca. 80 m in SE-NW Richtung (Abb. 3).

Die Grube ist durch den fortschreitenden Abbau raschen Veränderungen unterworfen, und die Wände sind oft von nachrutschendem quartären Material verschüttet. Die Quartärbedeckung variiert zwischen 2 und 10 m. Unverwitterter Oberkreidemergel steht nur in den tieferen Teilen des Abbaus an. Er liegt im Zentralteil der Grube söhlig, an der Nordwand fallen die Schichten flach nach SW ein.

2. Lithologie

2.1 Profilaufnahmen

In der Mülldeponie Westerwiehe wurden insgesamt drei, in der Tongrube REHAGE ein Profil aufgenommen.

Profilaufnahmen sind für stratigraphische Vergleiche eine unerläßliche Arbeitsgrundlage. Hierbei werden in einem Aufschluß die verschiedenen Gesteinsschichten anhand ihrer unterschiedlichen Beschaffenheit herausgearbeitet. Jede einzelne Schicht wird dann genau beschrieben und schon im Gelände auf besondere Merkmale und Fossilinhalt untersucht. Ihre Mächtigkeiten werden bestimmt und abschließend eine Zeichnung angefertigt, in der alle Beobachtungen zusammengefaßt werden (Abb. 18).

Bei den Profilaufnahmen in den hier bearbeiteten Aufschlüssen sind besonders primäre Gesteinsmerkmale wie Bioturbation, Schichtung, Konkretionen berücksichtigt worden. Verwitterungsformen und Verwitterungsresistenz wurden ebenfalls registriert. Nach den Aufnahmen wurden außerdem Schichtflächen, deren Fläche vorher bestimmt wurde, systematisch abgetragen. Das Gestein wurde soweit wie möglich zerkleinert und alle dabei gefundenen Fossilien in die Profilaufnahmen eingetragen.

Profil 3 wurde im tiefsten Teil der Mülldeponie Westerwiehe angelegt (Abb. 2). Es umfaßt eine Schichtenfolge von 3,80 m Mächtigkeit.

An der Ostwand der Mülldeponie Westerwiehe wurde an der Abrißkante einer Rutschung das Profil 2 aufgenommen, das 10,80 m mächtig ist. Im Profil 2 fanden sich im unteren Teil sandige Lagen und in den obersten Schichten gefleckte Bänke (Abb. 18).

Das Profil 4 wurde als Parallelprofil zu Profil 2 an der Westwand der Mülldeponie Westerwiehe angelegt (Abb. 2). Es umfaßt eine Schichtenfolge von 8,70 m. Im gesamten Profil 4 wurden gefleckte Bänke festgestellt (Abb. 18).

In der Tongrube REHAGE ist nur ein Profil von 18 m Mächtigkeit aufgenommen worden, das aus praktischen Gründen in drei Abschnitte unterteilt wurde (Abb. 3). Die untersten 6 m sind an der unteren Westwand aufgenommen worden. Der mittlere Abschnitt von 6 bis 11 m wurde unterhalb der Zufahrtsrampe an der Nordwand angelegt. An der Abrißkante einer Rutschung in der oberen Nordwand ist dann der oberste Profilabschnitt aufgenommen worden. Im gesamten Profil der Tongrube REHAGE bilden gefleckte Bänke die auffälligsten Schichten.

Auf eine detaillierte Beschreibung aller Schichten aus allen Profilen wird an dieser Stelle verzichtet. Sie sind in der Abbildung 18 graphisch dargestellt. Auf die einzelnen primären Gesteinsmerkmale, die in allen Profilen auftreten, soll im folgenden näher eingegangen werden.

2.2 Abiogene Schichtungsmerkmale

2.2.1 Sideritknollenlagen

Sideritknollenlagen kommen besonders in den höheren Teilen des Profils vor. Sie sind im angewitterten Gestein als rotbraune Bänder deutlich zu erkennen.

Siderit (FeCO_3) ist als Konkretionsbildner (Toneisenstein) in Tonsteinen keine Seltenheit. In Mergelgesteinen sind dagegen Kalkkonkretionen häufiger. In den Profilen finden sich zwei verschiedene Ausbildungsformen von Konkretionen (s.u.), bei denen der Sideritanteil am Gesamtkarbonat wesentlich höher als im umgebenden Gestein ist (Tab. 1).

MATERIAL	PROBE	Fe - Gehalt (Gew. %)	Siderit (Gew.%)	Calcit (Gew.%)	Sideritanteil am Gesamtkarb.
schalige Konkretion	2/924	18,7	39	8	83 %
mikritische Konkretion	2a/1s	24,7	49	0	100 %
sonstiges Gestein	2a/2	1,8	4	25	13 %

Tab. 1: Fe-Gehalt und Sideritanteil der Konkretionen.

Schalige Konkretionen (Abb. 4) treten in der Mülldeponie Westerwiehe in einer Schicht auf, wo sie in vier Horizonten mit lateralem Abstand von 20 bis 100 cm vorkommen. Vereinzelt, und nicht an bestimmte Horizonte gebunden, finden sie sich auch im obersten Profilabschnitt der Tongrube REHAGE. Die Knollen sind flache Ellipsoide von 1 bis 12 cm ϕ , die konzentrisch mit Schalendicken von 0,2 bis 5 mm und einem homogenen Kernbereich aufgebaut sind. Ihre Farbe variiert von rostbraun bis grünlich gelbbraun. Primäre Gefüge des ursprünglichen Gesteins sind im Kern noch zu erkennen. Der Kernbereich der schaligen Konkretionen zeigt im Dünnschliff bei hohen Vergrößerungen einen Aufbau aus vielen 20 bis 40 μm großen, ideomorphen Sideritkristallen. Diese weisen einen dunklen Kern auf und lassen sich mit dunklen Tonsäumen voneinander abgrenzen.

Mikritische Konkretionen kommen nur in einzelnen Horizonten im Hangenden von gefleckten Bänken vor (s. u.). Sie treten hier in lateralem Abstand von 20 bis 70 cm auf. Ihre Form variiert von flach linsenförmigen Ellipsoiden bis zu rundlichen Knollen. Sie sind im allgemeinen kleiner als die schaligen Konkretionen (0,6 bis 4 cm ϕ) und zeigen oft Schrumpfungsrisse. Außen und entlang dieser Risse sind die Konkretionen rostbraun, im Innern dagegen hell gelbbraun gefärbt. Die Horizonte, in denen die mikritischen Konkretionen vorkommen, sind als 0,5 bis 1 cm starke braune Bänder ausgebildet. Diese zeigen im Gegensatz zum umgebenden Gestein im Dünnschliff eine schwache Mikritisierung, die sich zu den Knollen hin lateral verdichtet. Die Konkretionen selbst bestehen aus dichtem, homogenem Mikrit. Karbonatische Komponenten des Gesteins, z.B. Foraminiferen, sind entweder stark korrodiert oder völlig aufgelöst. Die verbleibenden Hohlräume sind mit mikrokristallinem Quarz ausgekleidet.

2.2.2 Sandige Lagen

Sandige Lagen treten in den unteren Schichten im Profil 2, sowie in den untersten und höchsten Schichten in der Tongrube REHAGE auf. Sie fallen bei angewittertem Gestein durch rauh erscheinende Bruchflächen auf. Bei frischem Gestein sind sie an in den Lagen vorkommenden Pflanzenresten gut zu erkennen. Hier wirken die Bruchflächen im Bereich sandiger Lagen ebenfalls etwas rauher.



Abb. 4: Schalige Sideritkonkretion

Die Ausbildung variiert von 0,5 bis 1 cm mächtigen, durchgehenden Lagen mit erhöhtem Glaukonit- und Feinsandgehalt bis zu 10 cm dicken Schichten, in denen einzelne Linsen und Schlieren mit erhöhtem Feinsandgehalt vorkommen. Diese Schichten können lateral in dünne sandige Lagen übergehen.

Der Sandgehalt in diesen Lagen beträgt als essigsäureunlöslicher Anteil der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ am Gesamtgestein maximal 1,7 Gew.%. Der Gehalt an detritischem Quarz ist in den einzelnen sandigen Schlieren wesentlich höher. Sie zeigen im Dünnschliff einen Komponentenanteil von ca. 20 Vol.%. Dabei überwiegen schlechtgerundete Quarzkörner von 40 bis $80 \mu\text{m} \phi$ (ca. 90%). Seltener sind Glaukonitkörner und Foraminiferen mit je ca. 5%.

In den sandigen Lagen finden sich häufig stark inkohlte Pflanzenreste. Sie bestehen meistens aus feinem Häcksel, es kommen auch einzelne Stengel- und Blattreste vor.

Bei einzelnen Organismen konnte eine Bevorzugung der sandigen Lagen als Substrat festgestellt werden. Klappen von *Inoceramus pinniformis* WILLET fanden sich fast ausschließlich im Bereich von sandigen Lagen, wobei die Art ihrer Einbettung gegen einen längeren Transport spricht. In den sandigen Lagen sind *Scolicia*-Spuren weitaus häufiger zu finden als im umgebenden Gestein. Im obersten Profilabschnitt in der Tongrube REHAGE fanden sich auf stark feinsandhaltigen Linsen kleine Ostreen in Lebendstellung.

2.2.3 Flaserige Lagen

Flaserige Lagen kommen in den höheren Profilabschnitten von Profil 2 sowie im gesamten Profil 4 und im Profil der Tongrube REHAGE vor. Häufiger finden sie sich direkt unterhalb oder zwischen gefleckten Bänken. Sie sind in frischem Gestein gut, in angewittertem Gestein schwer zu erkennen und mit schrägschichteten Lagen leicht zu verwechseln.

Die Ausbildung der flaserigen Lagen ist sehr unterschiedlich. Sie variiert von Schichten, in denen vereinzelt 0,5 bis 3 cm dicke und 10 bis 30 cm lange, grünlichgrau gemaserte Linsen in dunkelgrauem Mergel auftreten (Abb. 5), bis zu 5 bis 15 cm mächtigen Lagen, die aus grünlichgrauen bis hellgrauen, stark bioturbaten Flasern aufgebaut sind. Wo keine Übergänge zwischen den einzelnen Flasern bestehen, sind sie deutlich mit dunkelgrauem Mergel voneinander abgegrenzt. Lateral gehen flaserige Lagen in gefleckte Bänke über. Von diesen lassen sich die flaserigen Lagen dadurch abgrenzen, daß in ihnen Farbe und Bioturbation nicht homogen sind.

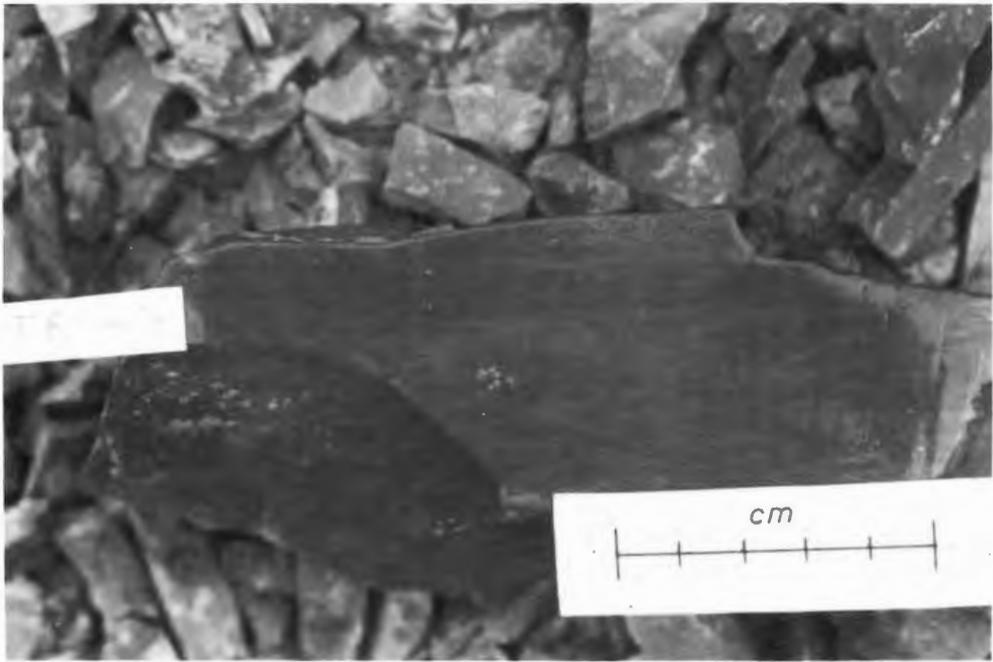


Abb. 5: Flaserige Lage
(Anschliff senkrecht zur Schichtung)

2.2.4 Schräggeschichtete Lagen

Schräggeschichtete Lagen finden sich im oberen Teil von Profil 2 sowie in den obersten Abschnitten von Profil 4 und in der Tongrube REHAGE. Am häufigsten liegen sie direkt im Hangenden von gefleckten Bänken. An frischem Gestein fallen sie durch ihre hellbraune bis hellgraue Farbe auf. In angewittertem Gestein sind sie dagegen schwer zu erkennen.

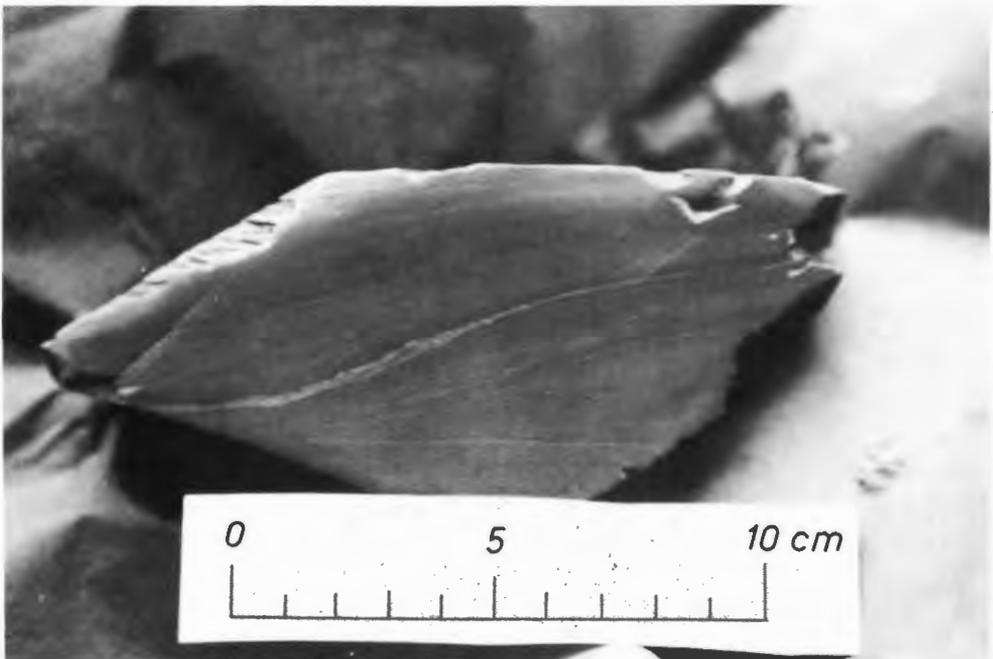


Abb. 6: Schräggeschichtete Linse
(Anschliff)

Ihre Ausbildung ist ebenfalls sehr unterschiedlich. Oberhalb von gefleckten Bänken treten sie meistens als 10 bis 50 cm mächtige Lagen auf. Sie zeigen entweder eine einheitliche flache Schrägschichtung oder sind im unteren Teil kreuzgeschichtet. Hier finden sich auch einzelne intern schräggeschichtete Linsen, die bis zu 3 cm dick und 15 cm lang werden können. Die Kreuzschichtung geht in diesen Lagen zum Hangenden in eine einheitliche Schrägschichtung über.

Außerhalb dieser Lagen findet sich Schrägschichtung nur in einzelnen flachen Linsen von bis zu 7 cm Dicke und 60 cm Länge die in einzelnen Horizonten mit lateralen Abständen von 5 bis 150 cm auftreten. Diese Linsen kommen auch innerhalb einer größeren Schicht, in der sie nicht an einen bestimmten Horizont gebunden sind, seltener vor. Hier sind sie in der Regel durch Bioturbation gestört und mit flaserigen Linsen leicht zu verwechseln.

In Dünnschliff zeigen die schräggeschichteten Linsen keinen wesentlichen Materialunterschied zum umgebenden Mergel. Größere Komponenten; Muskovitplättchen und Schill sind meistens eingeregelt. Die einzelnen Schrägschichtungsblätter zeigen außerdem einen wechselnden Gehalt an feinen Bioklasten von 20 bis 60 μm ϕ , durch den sie auch im Dünnschliff voneinander zu unterscheiden sind.

2.2.5 Gefleckte Bänke

Die markantesten Schichten in den Profilen sind die gefleckten Bänke, die auch aus größerer Entfernung gut zu erkennen sind (Abb. 7). Bei angewittertem Gestein fallen sie durch ihre grünlich hellgraue Farbe, den matten Seidenglanz und die charakteristische Fleckigkeit des Verwitterungsschutts auf. Gefleckte Bänke kommen in den höchsten Profilabschnitten von Profil 2 sowie im gesamten Profil 4 und in der Tongrube REHAGE vor. Ihre Mächtigkeit beträgt meistens 50 bis 60 cm. Sie kann lateral auch zwischen 30 und 70 cm schwanken.

Das auffälligste Merkmal ist die Fleckigkeit. Die Flecken sind dunkelgrau und zeichnen meistens typische Bauten nach. Das sie umgebende Gestein der Bank ist dagegen grünlich mittelgrau. Die Fleckigkeit ist im Gegensatz zu den flaserigen Lagen innerhalb der gefleckten Bank homogen.

Die Abgrenzung der gefleckten Bänke ist zum Liegenden meistens scharf durch das Einsetzen der Fleckigkeit und den Farbwechsel von dunkelgrau nach grünlichgrau ausgeprägt. Die Liegendgrenze kann aber auch als Übergang aus einer flaserigen Lage zur gefleckten Bank ausgebildet sein. Im Hangen-



Abb. 7: Eine markante gefleckte Bank im anstehenden Gestein. (Tongrube REHAGE, N-Wand unterhalb der Zufahrtsrampe)

den ist die Grenze häufig durch ein dünnes braunes Band mit kleinen mikritischen Sideritkonkretionen markiert. Zusammen mit einer flaserigen Lage im Liegenden und einer schräggeschichteten Lage im Hangenden bildet die gefleckte Bank eine charakteristische Abfolge (Abb. 8), die aber nicht immer vollständig vorliegt.

In den gefleckten Bänken ist das Gestein etwas fester als im Hangenden und Liegenden. Der Karbonatgehalt ist mit 35 bis 40 Gew.% gegenüber 25 bis 30 Gew.% ebenfalls etwas höher. Im Dünnschliff zeigen die gefleckten Bänke einen wesentlich höheren Anteil an Komponenten (15-20 Vol.%) gegenüber dem umgebenden Gestein. Dabei überwiegen kleine Bioklasten von 25 bis 80 μm ϕ . Größere Komponenten, im wesentlichen Foraminiferen, Schill, Inoceramenprismen und Muskovitplättchen, sind regellos angeordnet und bereichsweise sehr inhomogen verteilt.

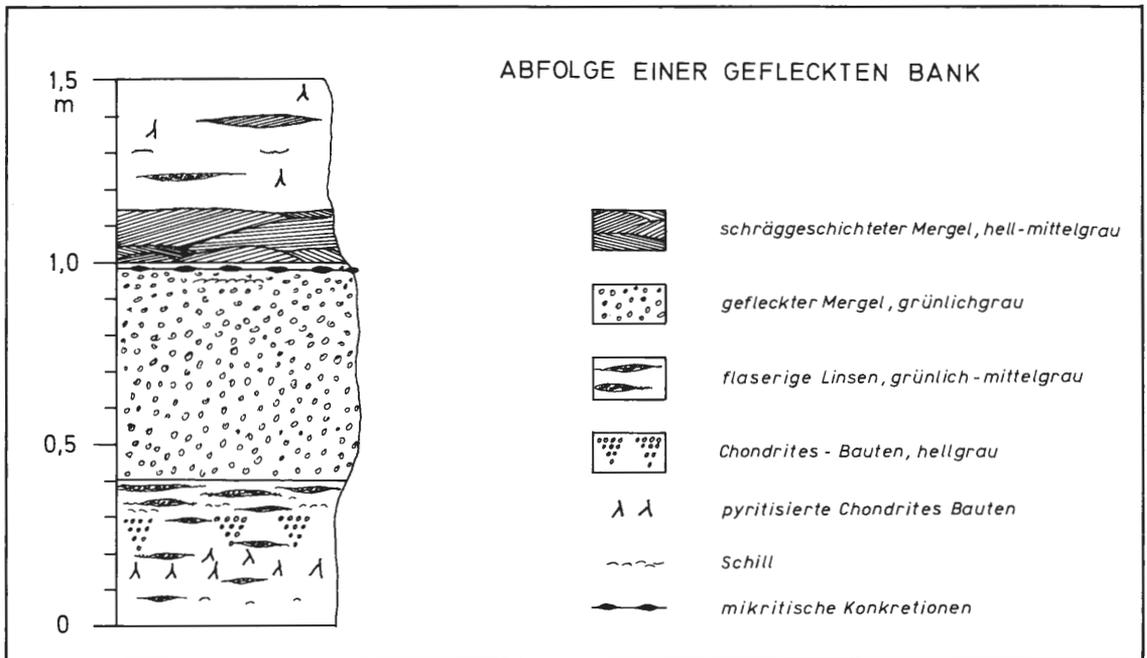


Abb. 8: Abfolge einer gefleckten Bank

Makrofossilien finden sich in den gefleckten Bänken seltener als im umgebenden Gestein. Die meisten Funde stammen aus den obersten 10 cm einer gefleckten Bank. Dabei überwiegen Klappen kleiner Ostreen neben Inoceramen und Ammoniten. Von Inoceramen wurden einzelne große Klappen und Schillpflaster kleiner Exemplare im oberen Teil von gefleckten Bänken gefunden. Die Klappen sind hier stets konvex eingeregelt. Etwas häufiger treten Makrofossilien, besonders kleine Ostreen, im Übergangsbereich von einer flaserigen Lage zur gefleckten Bank auf. An Stellen wo die Mächtigkeit der gefleckten Bank lateral abnimmt, werden sie ebenfalls etwas häufiger.

2.3 Biogene Gefüge

Biogene Gefüge als Spuren, Bauten und Spreiten sind in allen hier bearbeiteten Profilen die auffälligsten Gefügemerkmale.

Eine Bestimmung von Spurenfossilien ist nur nach morphologischen Kriterien möglich, als solche aber nur begrenzt gültig. Form und Organisation von Bauten sind stets ein Produkt unterschiedlicher Funktionalität, wobei die Verursacher in den meisten Fällen unbekannt sind. Konvergenzen sind daher nicht auszuschließen (HÄNTZSCHEL 1962, SIMPSON 1975). Da in der Regel Bauten durch andere überprägt werden und in den Aufschlüssen häufig nur als Anschnitte zu beobachten sind, wird in der vorliegenden Arbeit auf eine Bestimmung der Ichnospezies verzichtet. Bauten und Spuren werden hier nur nach morpho-

logischen Kriterien einer „Gattung“ (Ichnogenus) zugeordnet. Im einzelnen wurden zur Bestimmung die Arbeiten von HÄNTZSCHEL (1981), BROMLEY & FREY (1974), KENNEDY (1975), WETZEL (1981) und EKDALE & BROMLEY (1984) herangezogen.

2.3.1 *Gyrolithes*-Bauten

Gyrolithes-Bauten sind in frischem und angewittertem Gestein an ihrer mit Pigmentglaukonit umrandeten, dunkelgrünen Wandung gut zu erkennen. Sie kommen in allen Profilen vor, wo sie in Schichten von 10 bis 30 cm Mächtigkeit vereinzelt auftreten. Vollständige Bauten sind selten, meistens finden sich nur einzelne Abschnitte. Der Durchmesser variiert zwischen 4 und 20 mm, wobei die Wände 1 bis 3 mm stark und mit Pigmentglaukonit eingefärbt sind. In den Wänden findet sich ein feines Gespinst von 0,5 bis 1 mm dik-

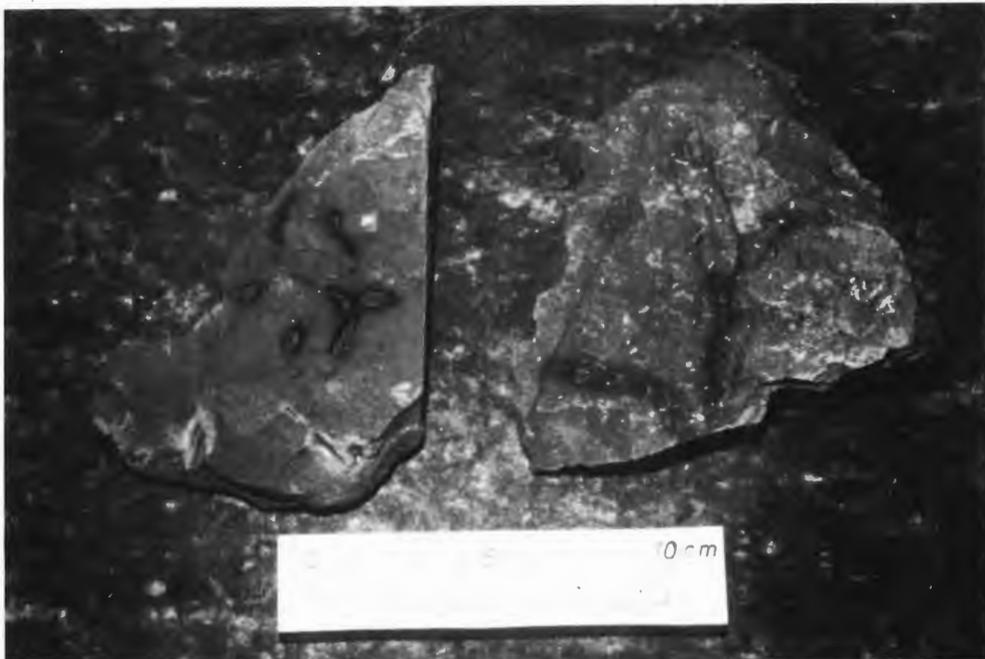


Abb. 9: *Gyrolithes*-Bauten.

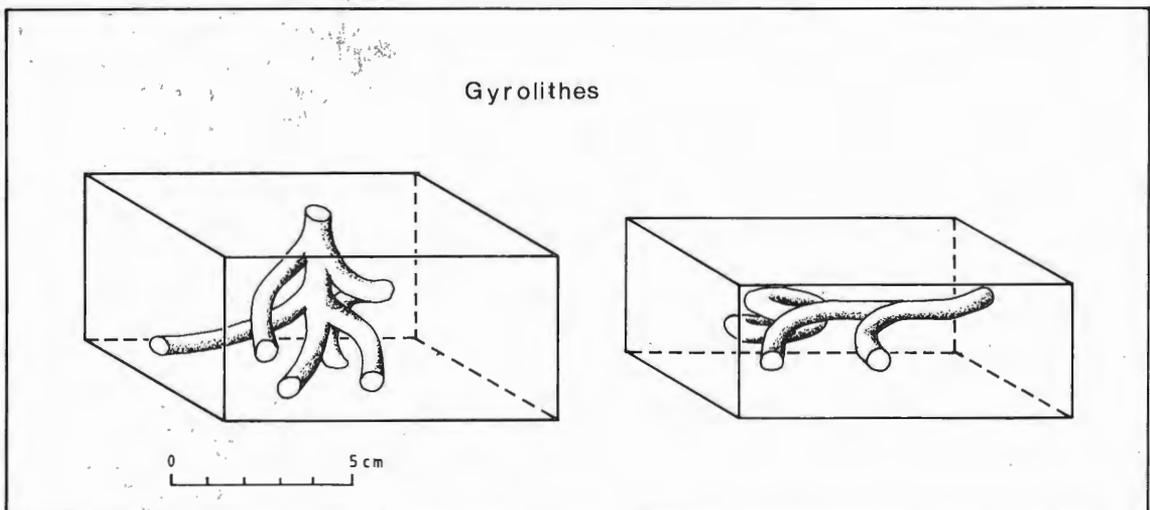


Abb. 10: Rekonstruktion von *Gyrolithes*-Bauten

ken *Chondrites*-Bauten, die aber nur in länglichen Anschnitten zu erkennen sind. Die Färbung der Wände ist zur Füllung des Baues deutlich, zum Nebengestein unscharf abgegrenzt und variiert zwischen helloliv und dunkelgrün. Die Füllung des Baues besteht aus Mergel, der häufig etwas heller als das umgebende Gestein erscheint.

Die Organisation der Bauten ließ sich bei zwei Exemplaren rekonstruieren (Abb. 10). Von einer zentralen Zuführung verzweigt sich der Bau in einzelne Äste, die weiter trochoid abwärts verlaufen.

2.3.2 *Thalassinoides*-Bauten

Thalassinoides-Bauten wurden nur im Bereich von Profil 3 in der Mülldeponie Westerwiehe gefunden. Hier kommen sie vereinzelt vor und sind nicht an bestimmte Horizonte gebunden. Meistens fanden sich im Verwitterungsschutt einzelne, mit Sparit gefüllte Abschnitte. Der Durchmesser der Bauten ist mit 12 bis 15 mm relativ konstant. Die Wände selbst sind glatt, um sie herum sind aber im Mergel zylindrische bis tütenförmige Kalkkonkretionen von 20 bis 35 mm ϕ ausgebildet, die „cone in cone – structures“ (PETTI-JOHN 1975) aufweisen (Abb. 11).

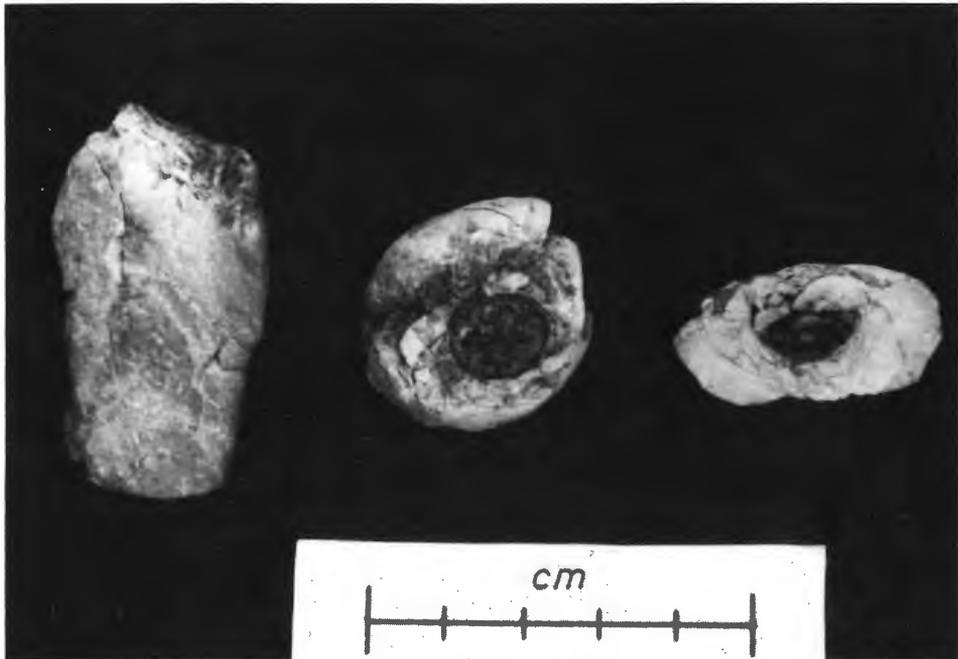


Abb. 11: Einzelne Abschnitte von *Thalassinoides*-Bauten

Im Gegensatz zu Tutenmergeln bestehen diese Konkretionen aus dichtem Mikrit. Die Trennflächen der einzelnen Konusse sind mit Sparit und Pyrit belegt.

Das Lumen der Bauten ist mit Sparit ausgekleidet, wobei bei senkrechten Schächten zwei, bei waagerechten Gängen bis zu vier Generationen zu unterscheiden sind (Abb. 12). Bei waagerechten Bauten variiert die Verfüllung im Verlauf des Ganges. Einzelne Abschnitte führen einen Bodensatz aus hellgrauem Ton in Geopetalgefüge. Andere sind nicht vollständig mit Sparit verfüllt und eingebrochen (Abb. 11 rechts).

Die Organisation der Bauten konnte im Aufschluß nicht vollständig geklärt werden. Es fanden sich bis zu 40 cm tiefe senkrechte Schächte sowie bis zu 100 cm lange waagerechte Gänge. Y-förmige Verzweigungen wurden bei waagerechten Gängen nur selten beobachtet.

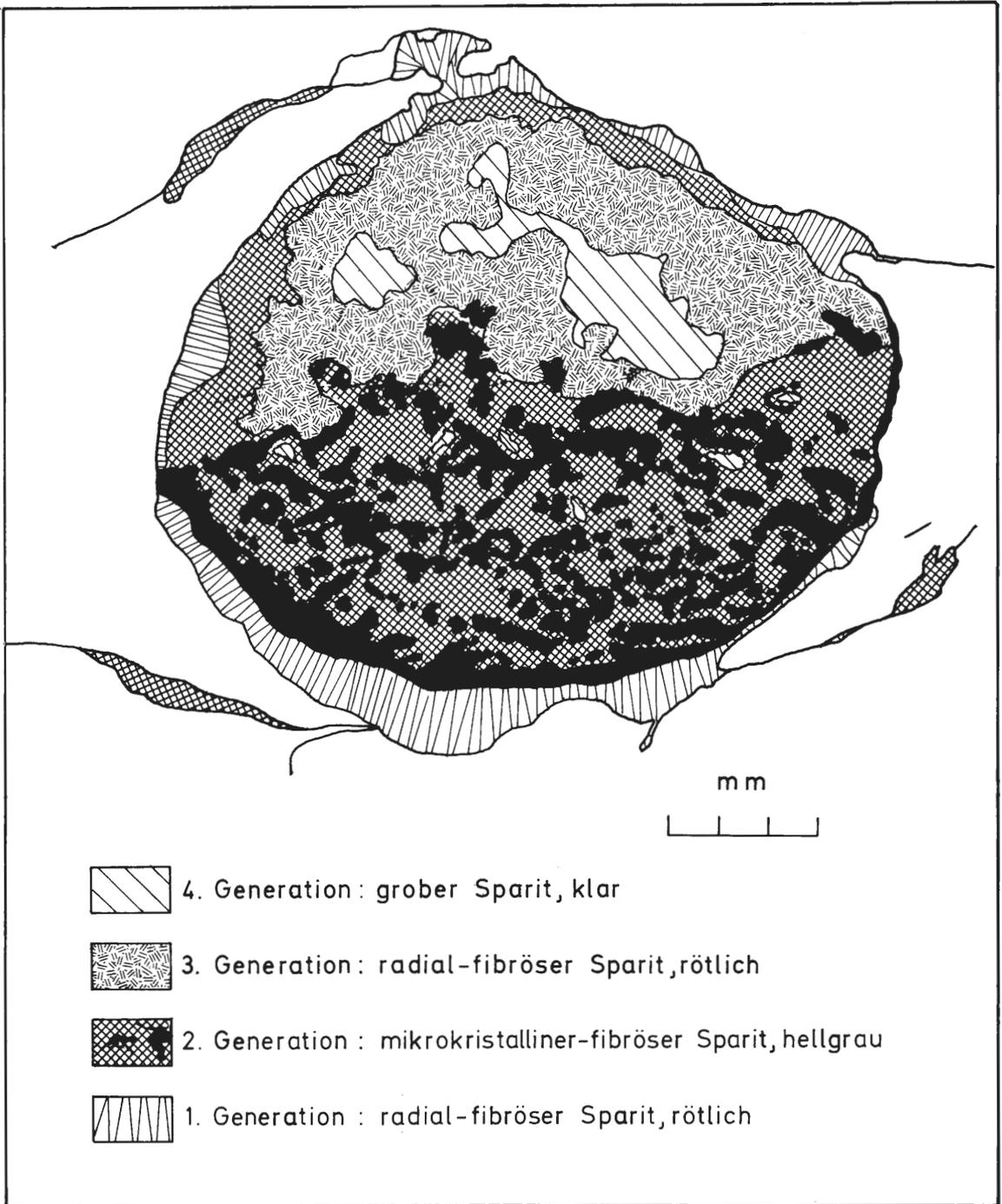


Abb. 12: Calcitaukleidung eines waagerechten *Thalassinoides*-Baues (Vom Dünnschliff abgezeichnet)

2.3.3 Chondrites-Bauten

Chondrites-Bauten sind in allen Profilen sehr häufig. Sie können als einzelne, nicht an bestimmte Horizonte gebundene Bauten auftreten, oder in Schichten von 15 bis 50 cm Mächtigkeit massiert vorkommen.

Der Durchmesser der Bauten beträgt im allgemeinen 0,5 bis 3, maximal 5 mm. Die Wände sind glatt und oft pyritisieret, wobei die Pyritisierung häufig nur die Zufuhröhre und die erste Radiation des Baues umfaßt (Abb. 13). Der Pyrit kann entweder den Bau vollständig verfüllen, oder, besonders bei dickeren Bauten, nur

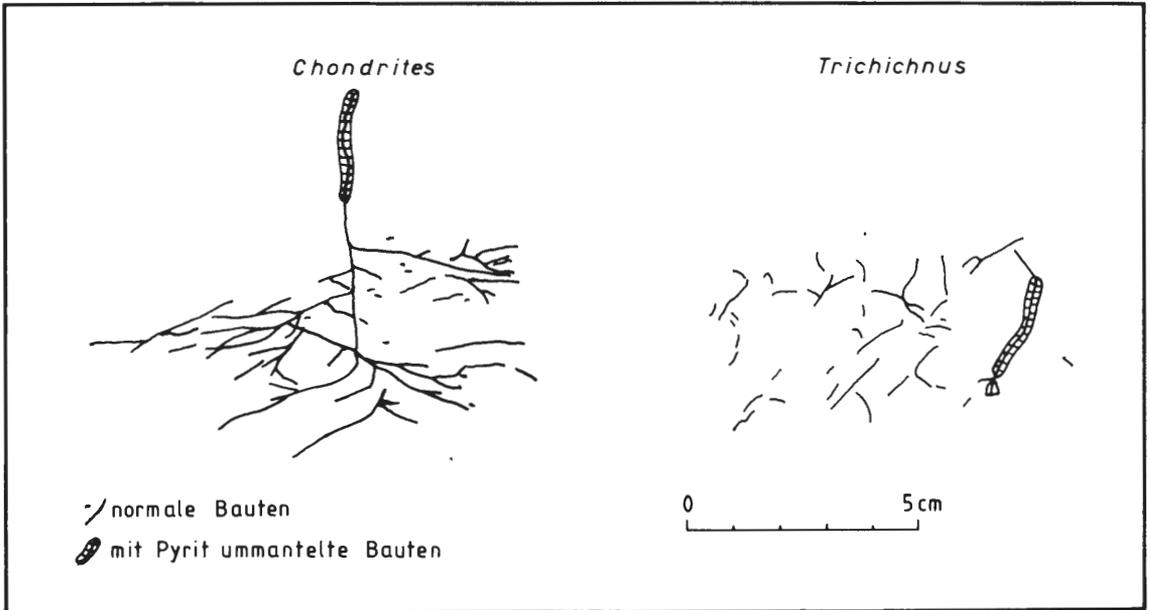


Abb. 13: *Chondrites*- und *Trichichnus*-Bauten
(Von Radiographien abgezeichnet)

die Wand auskleiden und eine zentrale Röhre freilassen. Die nicht pyritisierten Abschnitte der Bauten sind mit hellgrauem Mergel verfüllt.

Die Organisation konnte anhand von Radiographien geklärt werden. Von einer zentralen Zufuhröhre aus gehen in einzelnen Stockwerken Seitenäste ab, die leicht abwärts verlaufen und sich dann weiter verzweigen (Abb. 13).

2.3.4 *Trichichnus*-Bauten

Trichichnus-Bauten wurden nur auf Radiographien beobachtet. Sie treten als einzelne, 0,2 bis 0,5 mm starke, unregelmäßige verlaufende Bauten auf, die sich nur selten verzweigen (Abb. 13).

2.3.5 *Scolicia*-Spuren

Scolicia-Spuren kommen in allen Profilen häufig vor und sind an ihrer hell olivgrünen Farbe gut zu erkennen.

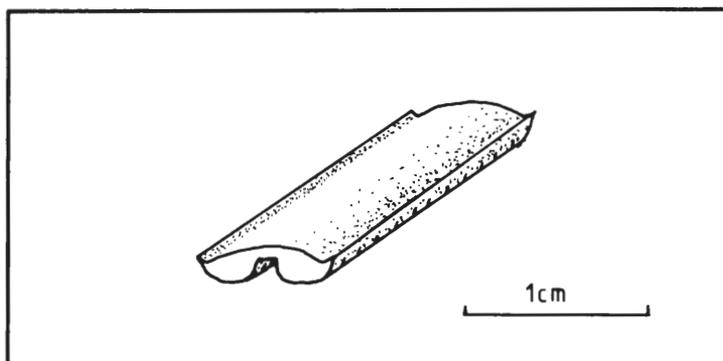


Abb. 14: Aufbau der *Scolicia*-Spuren

Sie finden sich vereinzelt und nicht an bestimmte Horizonte gebunden in fast allen Profilabschnitten. In einzelnen Lagen von bis zu 10 cm Mächtigkeit treten sie auch häufiger auf. Verbreitet sind *Scolicia*-Spuren direkt im Hangenden und innerhalb von sandigen Lagen (s.o.).

Die Ausbildung der Spuren ist sehr einheitlich. Meistens finden sich horizontale, kurvig verlaufende Spuren, die flach bikonvex sind und eine deutliche, transversale Segmentierung aufweisen (Abb. 14). Die Breite der Spuren variiert zwischen 0,3 und 0,7 cm. Die absolute Länge ist unbekannt, da nur einzelne Abschnitte gefunden wurden. In einzelnen Horizonten sind die Spuren vollständig pyritisert, in den sandigen Lagen dagegen kommt eine Pyritisierung nur selten vor.

2.3.6 Stopf- und Spreitenbauten

Stopf- und Spreitenbauten, bzw. diesen ähnliche Gefüge, sind in allen Profilen sehr häufig und besonders in angewittertem Gestein gut zu erkennen.

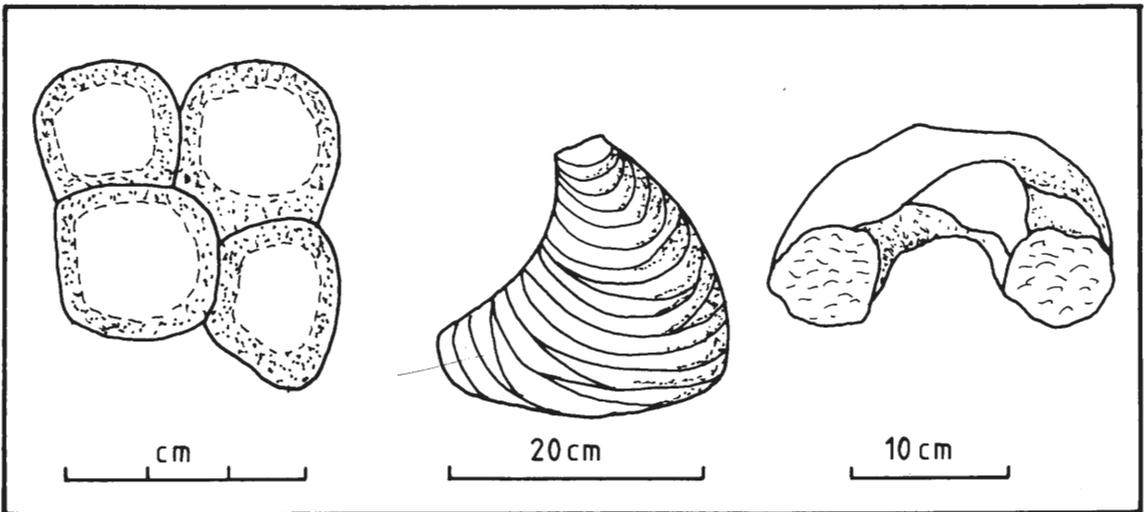


Abb. 15: Formen und Bruchflächen an Stopf- und Spreitenbauten

Am auffälligsten sind rundlich bis ovale, knollenförmige Strukturen, die bei exponiertem, leicht angewittertem Gestein zu beobachten sind und konzentrisch-schalig abblättern (Abb. 16). Die Ausbildung und das Vorkommen dieser Strukturen ist sehr unterschiedlich. Ihre Größe variiert von 0,5 bis 5 cm Höhe und 2 bis 12 cm Länge. Sie können in einzelnen Schichten häufig, in anderen nur gelegentlich auftreten. Dabei bleiben ihre Abmessungen innerhalb der Schichten im allgemeinen relativ konstant. Hier finden sich ebenfalls bei frischem oder leicht angetrocknetem Gestein auf Bruchflächen einzelne, voneinander abgegrenzte Felder, die durch eine glatt brechende, konkave zentrale Fläche und einen rauh brechenden Rand gekennzeichnet sind (Abb. 15).

In anderen Schichten bricht das angewitterte Gestein fast ausschließlich in unregelmäßige, halbkreiswurstförmige Stücke. Dort finden sich gelegentlich auch Bruchflächen, die Spreiten nachzeichnen (Abb. 15).

Diese Gefüge sind auf Korneinregelung oder Korngrößenänderung zurückzuführen, wie sie an der Wandung und den Segmenten von Stopf- und Spreitenbauten in quartären Sedimenten beobachtet wird (WETZEL 1981). Ihr schichtgebundenes Vorkommen spricht für einen biogenen Ursprung der Gefüge. Da aber Bruchflächen mit glatten, zentralen Feldern auch schichtparallel auftreten, ist zumindest für die knollenförmigen Strukturen eine diagenetische Entstehung nicht völlig auszuschließen.



Abb. 16: Knollenförmige Strukturen an angewittertem Gestein

2.3.7 Bauten in gefleckten Bänken

Bauten in gefleckten Bänken sind an ihrer Füllung mit dunkelgräuem Mergel zu erkennen, die sich deutlich vom umgebenden hell grünlichgrauen Gestein der gefleckten Bank abzeichnet.

Am häufigsten kommen unregelmäßig verlaufende *Planolites*-Bauten von 0,8 bis 1,5 cm ϕ vor.

Sehr häufig sind ebenfalls *Chondrites*- und sternförmige Bauten, wobei die sternförmigen Bauten innerhalb der gefleckten Bank nicht selten in einzelnen Lagen konzentriert sind. Sie bestehen aus einem zentralen Bau, von dem unregelmäßige, blattförmige Verzweigungen radial ausgehen.

Häufig finden sich in den gefleckten Bänken *Teichichnus*- bzw. *Teichichnus* ähnliche Spreitenbaue (WETZEL 1981). Seltener kommt *Dictyodora* vor, die kleine, konisch ineinander verschachtelte Bauten von 0,1 bis 0,4 cm Breite und 2 bis 3 cm ϕ ausbildet. Gelegentlich finden sich in den gefleckten Bänken auch *Scolicia*-Spuren. Seltener sind *Gyrolithes*-Bauten, die besonders im oberen Teil einer gefleckten Bank zu finden sind.

Diese Bauten und Spreiten sind mit den angegebenen relativen Häufigkeiten in einer für die gefleckten Bänke typischen Ichnozönose vergesellschaftet, die keine signifikanten Veränderungen über das Profil zeigt (Abb. 17).

2.4 Korrelation der Profile

2.4.1 Lithologische Korrelation

Um die Gesamtmächtigkeit der hier aufgeschlossenen Schichten zu bestimmen, müssen die einzelnen Profilaufnahmen miteinander korreliert und zu einem Sammelprofil verknüpft werden.

Für die Korrelation wurden ausschließlich lithologische Merkmale herangezogen. Dabei erwiesen sich Verwitterungsformen (s. o.) als wenig hilfreich. Die Profile ließen sich nur über identische Abfolgen gleicher Lagen einander zuordnen (Abb. 18).

Ichnofauna der gefleckten Bänke Profil Westerwiehe

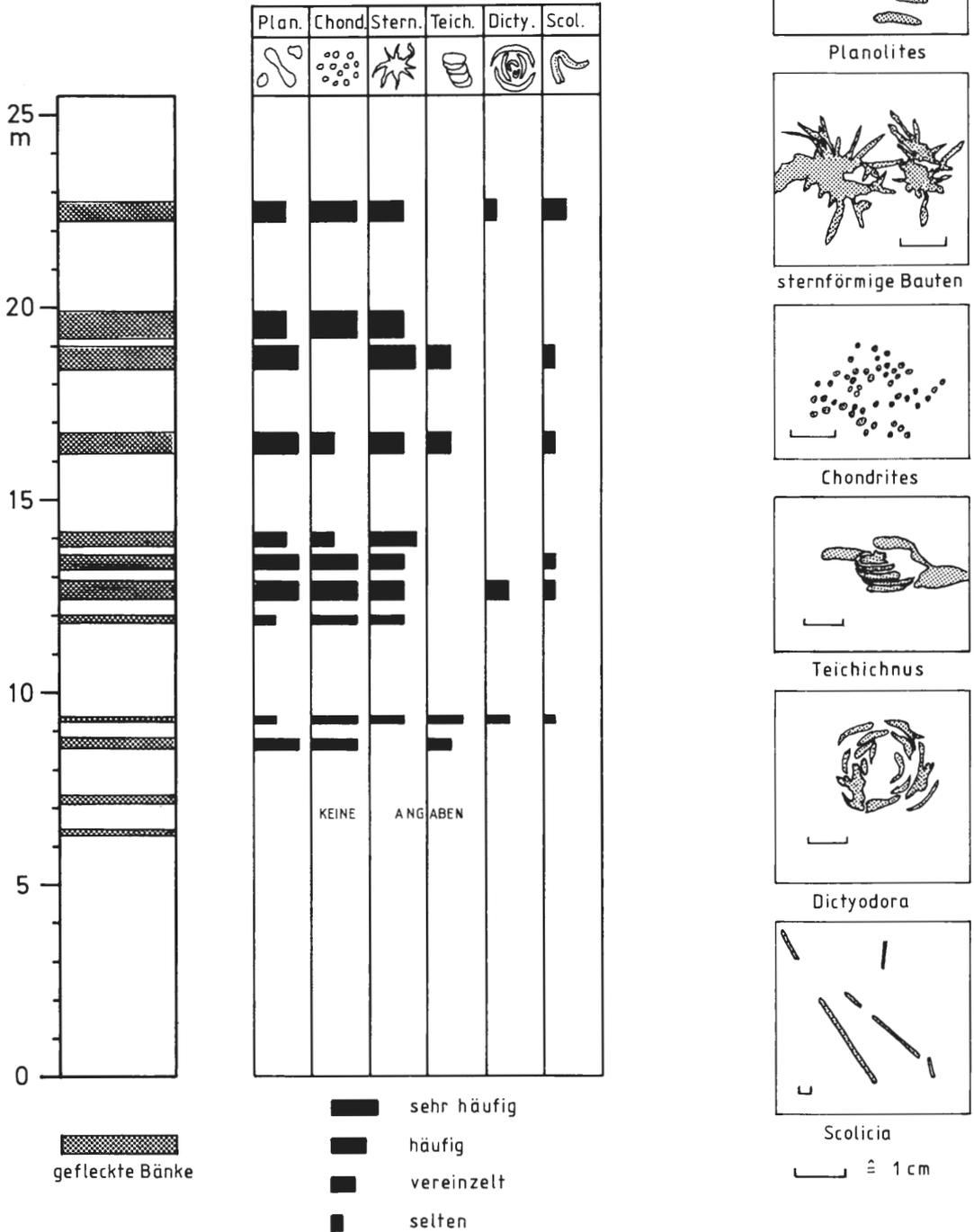


Abb. 17: Ichnofauna der gefleckten Bänke im Profil Westerwiehe

Die einzige Lage, die Profil 2 und 3 gemeinsam haben, ist die unterste Sideritknollenlage (Abb. 18). Sie unterscheidet sich von allen anderen Sideritknollenlagen durch ihre Ausbildung. Diese Lage besteht aus zwei einzelnen braunen Bändern mit 8 mm Abstand, die abwechselnd Sideritknollen führen. Sie ließ sich im Aufschluß mit Unterbrechungen von Profil 3 nach Profil 2 weiterverfolgen.

Die Übereinstimmung von Profil 2 mit Profil 4 ließ sich erst über einen Vergleich mit dem Profil der Tongrube REHAGE sicher nachweisen. Eine identische Lage ist die Sideritknollenlage im Profil 2 bei 9,24 m bzw. im Profil 4 bei 2,50 m. In beiden Profilen folgen auf diese Lage noch zwei Knollenlagen und 30 cm darüber die Basis einer gefleckten Bank (Abb. 18).

Für die Parallelisierung von Profil 2 mit dem Profil der Tongrube REHAGE finden sich trotz des größeren lateralen Abstandes mehr identische Lagen. Am wichtigsten sind zwei sandige Lagen, die im Profil 2 bei 5,91 und 6,20 m sowie in der Tongrube REHAGE bei 1,30 und 1,50 m liegen. Genau 2,00 m über der oberen sandigen Lage tritt in beiden Profilen eine flaserige Lage von 6 bis 10 cm Mächtigkeit auf (Abb. 18).

Profil 4 und das Profil der Tongrube REHAGE lassen sich ebenfalls anhand von zwei Lagen miteinander parallelisieren. 2,25 m über einer Sideritknollenlage, die im Profil 4 bei 3,87 und in der Tongrube REHAGE bei 5,96 m liegt, findet sich in beiden Profilen eine Lage, in der *Scolicia*-Spuren häufiger auftreten. Die gefleckte Bank, die im Profil 4 zwischen 6,46 und 7,08 m sowie in der Tongrube REHAGE zwischen 8,65 und 9,31 m vorkommt, kann ebenfalls als identisch gelten. Sie liegt aber in der Tongrube REHAGE 5 bzw. 10 cm höher über der o.a. *Scolicia*-Lage als im Profil 4 (Abb. 18).

Als Leithorizonte, die über alle Profile durchhalten, können mit Einschränkungen nur Sideritknollenlagen und sandige Lagen gelten. Dabei sind Sideritknollenlagen in der Regel an die Abfolge einer gefleckten Bank gebunden. Flaserige Horizonte, gefleckte Bänke und Lagen mit bestimmter Bioturbation halten nur teilweise durch, können sich miteinander verzahnen und sind deshalb für eine lithologische Korrelation über weite Distanzen nicht geeignet.

Für stratigraphische Vergleiche bei Fossilfunden und für die Erstellung des Sammelprofils ergeben sich somit folgende Korrelationssummanden:

Profil m = Profil 3 m

Profil m = Profil 2 m + 2,90 m

Profil m = Profil 4 m + 9,63 m

Profil m = Profil Tongrube REHAGE m + 7,51 m

Im folgenden wird, falls nicht ausdrücklich anders bezeichnet, jede stratigraphische Höhe in Profil m angegeben. **Profil m bedeutet hier immer: Schichtmächtigkeit in m über der Basis von Profil 3!**

2.4.2 Laterale Faziesverzahnung

In der westfälischen Oberkreide wurden laterale Fazieswechsel über Distanzen von wenigen Kilometern bisher nur in den Alb bis Cenoman-zeitlichen Basisschichten am Haarstrang beobachtet (HISS 1983). In der tieferen Oberkreide halten ebenso wie im Campan von Beckum die meisten Bänke über viele Kilometer durch (ARNOLD 1964b, SEIBERTZ 1979, KAPLAN & BEST 1985).

Bei der Korrelation der Profilaufnahmen ergab sich hier im Profil Westerwiehe eine laterale Faziesverzahnung über Distanzen von wenigen 100 m. Sie ist mit Ausnahme einer sandigen Lage auf die gefleckten Bänke beschränkt. Diese gehen lateral in flaserige Lagen und einzelne flaserige Linsen über.

Am besten ist dieser Übergang an der unteren gefleckten Bank, die im Profil der Tongrube REHAGE zwischen 1,75 und 2,30 m liegt, zu erkennen. Sie ist in der Tongrube REHAGE als markante gefleckte Bank ausgebildet. Im Profil 4 fand sich im gleichen stratigraphischen Niveau nur dunkelgrauer Mergel mit geringen Anteilen an Inoceramenschill. Im Profil 2 liegt hier ebenfalls eine gefleckte Bank vor, die aber geringmächtiger als in der Tongrube REHAGE ist (Abb. 18).

Andererseits ist im Profil 4 bei 2,00 m eine gefleckte Bank von 0,5 m Mächtigkeit zu finden, die im Profil 2 wesentlich geringmächtiger ist und eine flaserige Lage im Hangenden aufweist (Abb. 18). In der Tongrube REHAGE findet sich im gleichen stratigraphischen Niveau nur eine flaserige Lage.

Abb. 18: Korrelation der Profilaufnahmen

Tongrube REHAGE

25
m

20

15

10

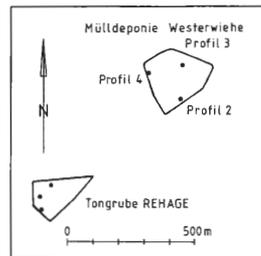
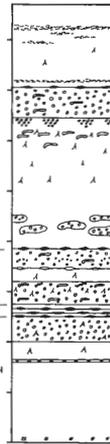
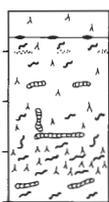
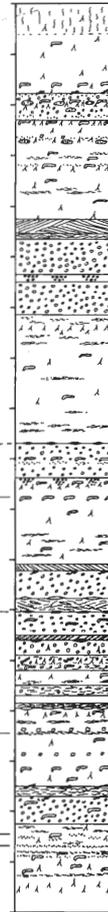
5

0

Profil 3

Profil 2

Profil 4



- | | | |
|---|--------------------------------|--------------------------------------|
| gefleckter Mergel, grünlichgrau | flaserige Linsen, grünlichgrau | pyrit. <i>Chondrites</i> - Bauten |
| flaseriger Mergel, grünlich - mittelgrau | Feinsandlinsen, grünlichgelb | <i>Chondrites</i> - Bauten, hellgrau |
| schräggeschichteter Mergel, hell - mittelgrau | sandige Lage | <i>Scalicia</i> - Spuren |
| schräggeschichtete Linsen, bräunlich - mittelgrau | Sideritknollentage | <i>Gyrolithes</i> - Bauten |
| hellgraue Linsen | Austern- und Inoceramenschill | <i>Thalassinoides</i> - Bauten |

2.4.3 Sammelprofil und lithologische Gliederung

Die laterale Faziesdifferenzierung macht ein aus allen Profilen kombiniertes Sammelprofil notwendig. Wegen der Qualität der Beobachtungen und der besseren Übereinstimmung wurden hierzu die Profile 3, 2 und das Profil der Tongrube REHAGE verwendet. Die Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Schichten beträgt 25,51 m. Nach lithologischen Kriterien lassen sich die Schichten in drei Einheiten gliedern:

Die untere **lithologische Einheit** reicht bis zur unteren Sideritknollenlage (0,00 bis 3,25 Profil m) und wird durch *Thalassinoides*-Bauten sowie zahlreiche *Gyrolithes*-Bauten charakterisiert.

Die **mittlere lithologische Einheit** erstreckt sich von der unteren Sideritknollenlage bis zur unteren gefleckten Bank (3,25 bis 9,23 Profil m) und ist durch sandige Lagen gekennzeichnet (Abb. 19).

Die **obere lithologische Einheit** (9,23 bis 25,51 Profil m) wird durch gefleckte Bänke und die damit verbundenen Abfolgen bestimmt (Abb. 19).

Für mikropaläontologische Untersuchungen, Bestimmung des Karbonatgehaltes und weiterer sedimentologischer Parameter (s.u.) wurde das gesamte Profil in regelmäßigen Abständen von 0,6 bis 1 m beprobt (Abb. 20).

2.5 Sedimentologie

Die Sedimentologie von Ablagerungen der höheren Oberkreide ist in NW-Deutschland bislang nur in der Schreibkreide näher untersucht worden (SCHOLZ 1973, ERNST 1978). Mergelgesteine wurden dagegen nur ansatzweise beschrieben (ERNST 1975, SCHÖNFELD 1985). Da sedimentologische Untersuchungen wichtige Anhaltspunkte zum Verständnis der Ablagerungsbedingungen liefern können, soll an dieser Stelle näher darauf eingegangen werden.

2.5.1 Gesteinsbeschreibung

Außer den unter 2.2 und 2.3 beschriebenen Lagen und Schichten besteht das Gestein ausschließlich aus Tonmergeln von wassergesättigt dunkelgrauer, trocken weißlich mittelgrauer Farbe. Größere Komponenten, meist Bioklasten, sind selten. Der Bruch ist in frischem Zustand muschelrig, die Bruchflächen sind rau, können teilweise aber auch glatt sein (s.o.). Die Schlaghärte ist zäh, die Verwitterungsresistenz ist nur gegenüber gefleckten Bänken leicht einspringend.

Form und Größe der Verwitterungsprodukte ist im wesentlichen von Dauer und Intensität der Exposition abhängig, was besonders im Zuge des Abbaues in der Tongrube REHAGE beobachtet werden kann.

Frisches Gestein steht in der Regel als grobes Blockwerk an, das nur durch Klufflächen begrenzt wird. Bei zunehmender Austrocknung zerfällt es durch Materialschrumpfung zu polyedrischen Brocken von unterschiedlicher Größe. Aus diesen wittern bei wiederholtem oberflächlichen Durchfeuchten und Austrocknen knollenförmige Strukturen heraus (s.o.). Diese Knollen weisen eine interne Lamination auf, die aus schwarzgrauen Fasern von 0,3 bis 1 mm Dicke und bis zu 10 cm Länge in dunkelgrauer Matrix besteht. Die Lamination ist Ausgangspunkt einer weiteren Verwitterung zu flachen, 0,1 bis 0,8 cm dicken, unregelmäßigen Scherben, die bald zu Schuppen von 0,1 bis 1 mm Dicke und 5 mm Durchmesser zerfallen.

2.5.2 Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt wurde bei allen Proben titrimetrisch bestimmt. Die dabei ermittelten Werte schwanken zwischen 20 und 30 Gew.% CaCO₃. In der unteren und mittleren lithologischen Einheit sind sie mit 25 bis 35 Gew.% relativ konstant (Abb. 20). Größere Schwankungen treten erst mit Beginn der oberen lithologischen Einheit auf. Hier liegen die Karbonatgehalte in den gefleckten Bänken mit 31 bis 39 Gew.% deutlich höher als im umgebenden Gestein, das nur 18 bis 26 Gew.% CaCO₃ enthält.

Profil Westerwiehe

- Lithologie -

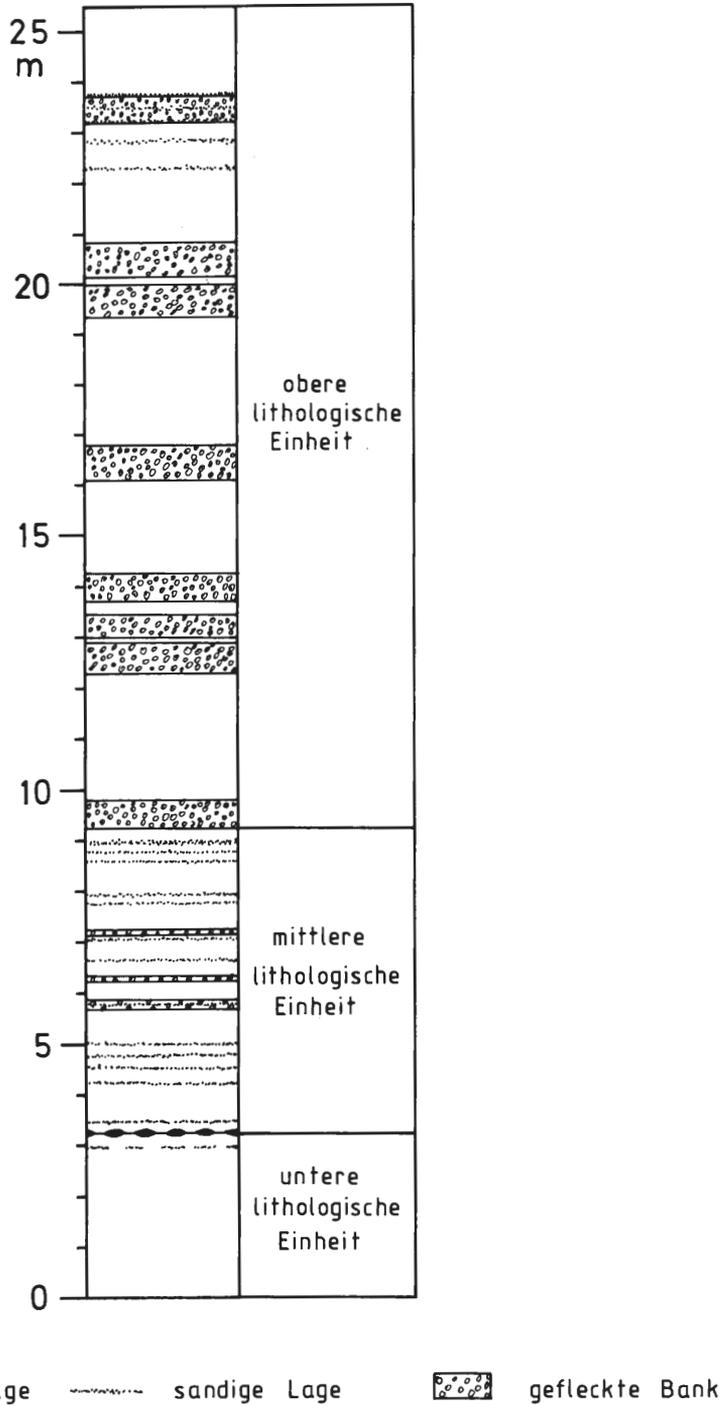


Abb. 19: Sammelprofil und lithologische Gliederung

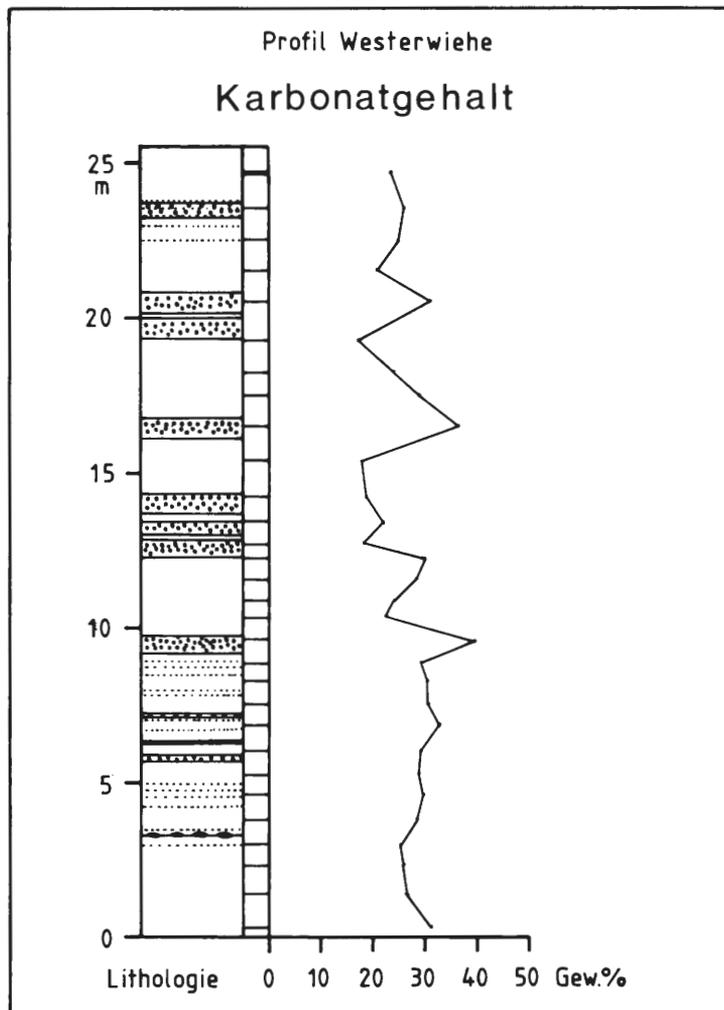


Abb. 20: Karbonatgehalt im Profil Westerwiehe
(Zur Lithologie siehe Legende in Abb. 19)

ARNOLD (1977: S. 133) gibt für zwei nicht horizontierte Proben aus der ehemaligen und jetzigen Mülldeponie Westerwiehe einen Karbonatgehalt von 30,6 bzw. 31,3 % an.

Anhand des Karbonatgehalt ist das Gestein in fast allen Schichten als Tonmergel zu klassifizieren (CORRENS 1968).

2.5.3 Grobfraktionsanalyse

Die Untersuchung der Grobfraktion, d.h. des Sandanteils eines Sediments ist auch bei eher feinkörnigen Ablagerungen wichtig, weil die Zusammensetzung und Anteile der größeren Komponenten Hinweise auf Herkunft des klastischen Materials und Bildungsbedingungen eines Sedimentgesteins liefern können (SARNTHEIN 1971).

Der Anteil der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ wurde bei den meisten Proben bestimmt. Dazu wurde getrockneter Mergel in 10%-iger H_2O_2 Lösung aufgelöst und durch ein Sieb mit $63 \mu\text{m}$ Maschenweite geschlämmt. Dabei ergab sich, daß der Grobfraktionsanteil mit 0,5 bis 2 Gew.% relativ konstant ist. Nur im Bereich sandiger Lagen sind höhere Anteile mit bis zu 5,7 Gew.% festgestellt worden.

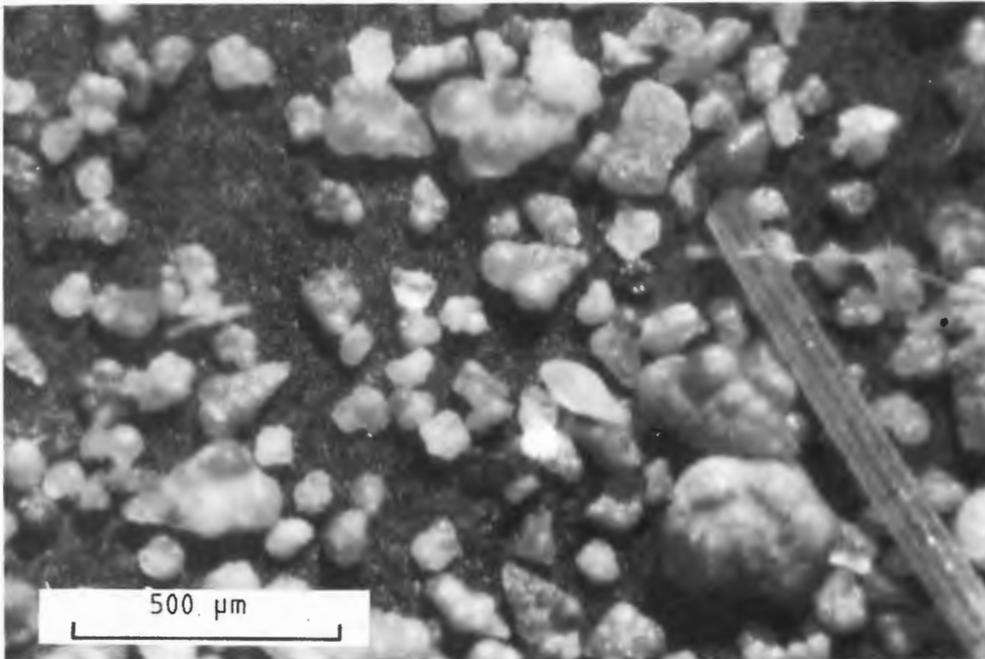


Abb. 21: Fraktion $> 63\mu\text{m}$ der Probe 2c/7 mit verschiedenen Komponenten, hauptsächlich planktonischen Foraminiferen.

Bei einer näheren Untersuchung der Rückstände wurden folgende Kornarten festgestellt:

- Gehäuse von planktonischen und benthischen Foraminiferen
- Calcisphärengehäuse
- Ostreen- und Inoceramenschill
- Echinidenreste
- Aggregatkörner
- Quarz
- Glaukonit
- inkohlte Pflanzenreste
- Muskovitplättchen
- Pyrit und Markasit

Planktonische und benthische Foraminiferen, sowie Pyrit und in sandigen Lagen auch Aggregat- und Quarzkörner stellen den größten Anteil an der Grobfraction (Abb. 22). Dabei variiert der Anteil der planktonischen Foraminiferen je nach Gehalt der Probe an Globotruncanen. Auch der Anteil an Aggregatkörnern aus Quarz und Glaukonit ist Schwankungen unterworfen. Die Anteile der anderen Komponenten bleiben über das gesamte Profil relativ konstant.

Die abgebildete Probe 2c/7 spiegelt eine eher durchschnittliche Zusammensetzung der Grobfraction wider, wie sie in den meisten Proben vorliegt (Abb. 22).

2.5.4 Essigsäureunlöslicher Rückstand

Um einen Überblick über das abgelagerte feinklastische Material zu gewinnen, wurde der essigsäureunlösliche Rückstand untersucht. Die Analysen wurden nur an vier ausgewählten Proben durchgeführt. Dabei wurde der Silt- und Tonanteil sowie die Korngrößenverteilung im Siltbereich durch naßsieben ($\sim 20\ \mu\text{m}$) und mit Atterberg-Absenkungen bestimmt.

Ton und Feinsilt stellen mit zusammen ca. 77% den überwiegenden Anteil am essigsäureunlöslichen Rückstand (Abb. 23). Das Ton/Silt Verhältnis des Feinkornanteils liegt bei 60/40 und geht nur in der mittleren lithologischen Einheit auf 48/52 zurück.

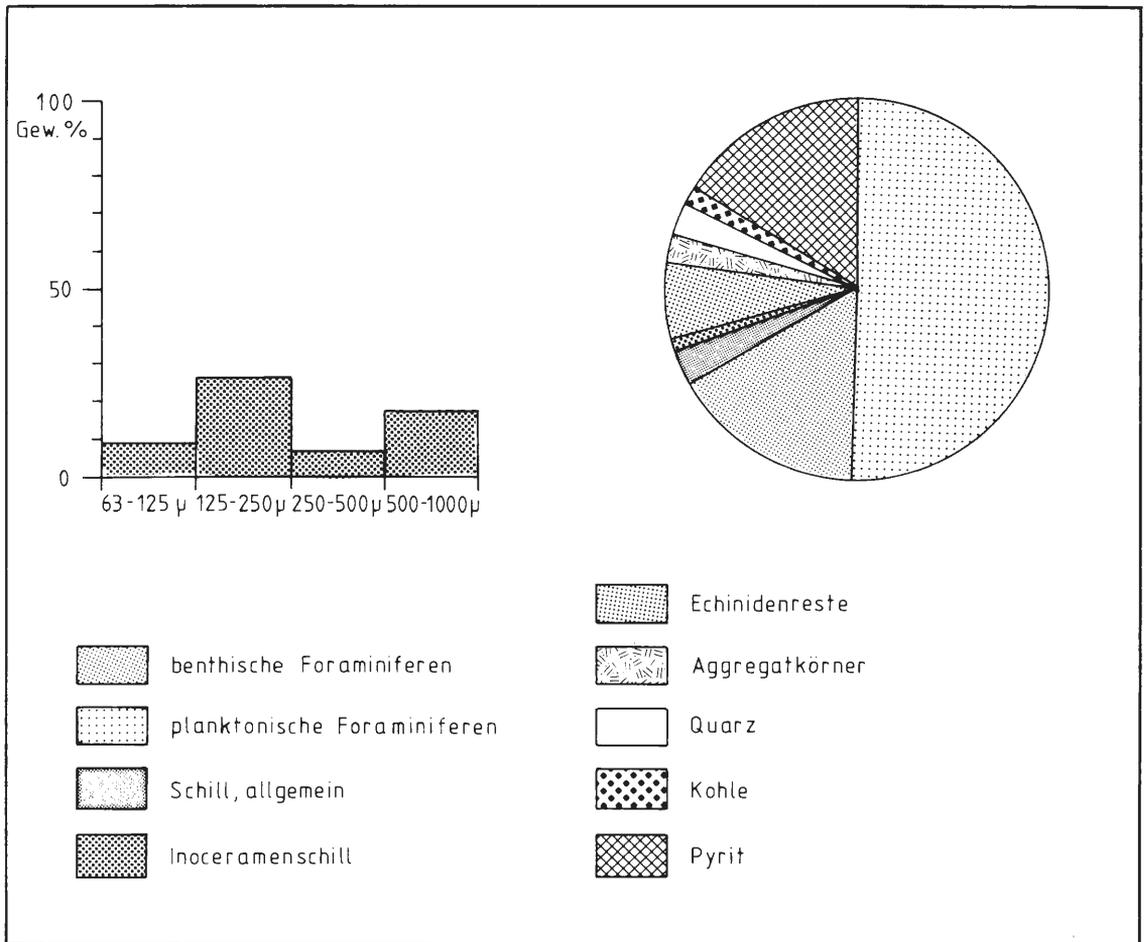


Abb. 22: Probe 2c/7. Korngrößenanteile und Zusammensetzung der Grobfraction

Zur Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Ton- und Siltfraction wurde eine Röntgendiffraktometeranalyse durchgeführt. Die Tonfraction besteht zum größten Teil aus Illit, Kaolinit und Chlorit, untergeordnet tritt ein nicht bestimmbares mixed-layer Mineral und Quarz auf. Die Siltfraction enthält dagegen überwiegend Quarz sowie Chlorit, Kaolinit, Illit und Feldspat als Nebengemengteile.

Bei allen vier untersuchten Proben zeigt die Röntgendiffraktometeranalyse der Ton- und der Siltfraction nur unwesentliche, präparativ bedingte Abweichungen in den Beugungsintensitäten der einzelnen mineralischen Komponenten. Daher kann von einer einheitlichen mineralischen Zusammensetzung der Ton- und Siltfraction am essigsäureunlöslichen Rückstand des Gesteins über das gesamte Profil ausgegangen werden.

3. Makrofossilien

Für die biostratigraphische Einstufung des Profils und zur Abschätzung der Besiedelung des ehemaligen Lebensraumes mit Organismen kommt den Makrofossilien eine besondere Bedeutung zu. Bei den Profilaufnahmen und zahlreichen Begehungen der Gruben wurden in der Zeit vom 29. 2. 1984 bis zum 16. 5. 1985 insgesamt ca. 200 Fossilien horizontiert aufgesammelt und geborgen. Am häufigsten fanden sich dabei Lamellibranchiaten, meistens Inoceramen, aber auch Ammoniten, seltener Echiniden, Crinoiden und Nautiliden und sehr selten Belemniten.

Es wird an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß das Betreten der Gruben insbesondere bei feuchter Witterung sehr gefährlich und nur mit ausdrücklicher Genehmigung der Fa. REHAGE-Ziegel gestattet ist.

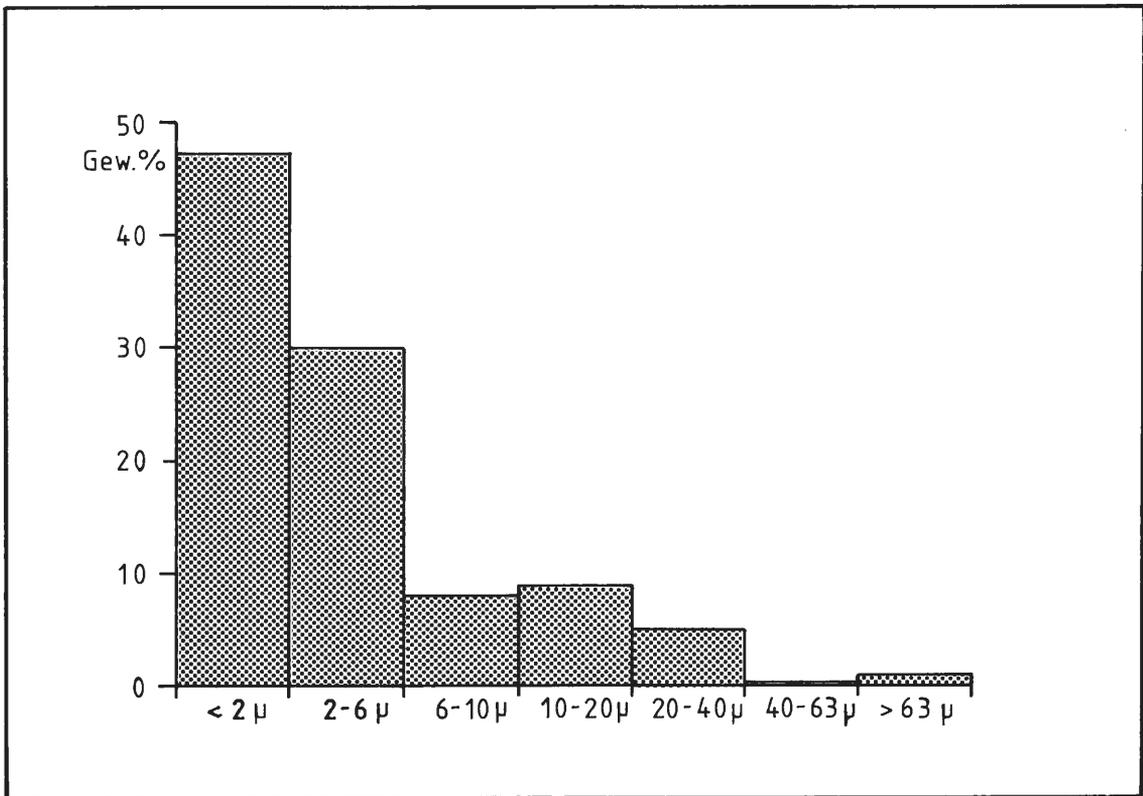


Abb. 23: Korngrößenverteilung des essigsäureunlöslichen Rückstands (Probe 2a/2)

3.1 Einbettung und Erhaltung

Inoceramen wurden meist als Bruchstücke und einzelne Klappen gefunden. Doppelklappige Exemplare und Schillpflaster sind selten. Kleinere Bruchstücke sind regellos, größerer Schill und vollständige Klappen schichtparallel eingebettet, wobei die Klappen meistens konvex aber auch konkav liegen. Dickschalige Exemplare sind nur unwesentlich, dünnschalige dagegen stark deformiert und zerdrückt. Die Klappe liegt nicht selten als ein offenes, durch Kompaktion verschlepptes Mosaik vor. Vom ursprünglichen Schalenmaterial ist nur noch das calcitische Ostracum erhalten.

Cephalopodengehäuse sind ebenfalls schichtparallel eingebettet. Sie sind wesentlich stärker deformiert als Inoceramenklappen. Oft liegt regelloser Schill vor, der Form und Größe des ehemaligen Gehäuses nur noch erahnen läßt. Bei einzelnen Exemplaren war die mit eingeschwemmtem Sediment gefüllte Wohnkammer besser erhalten als der ehemals leere, durch Kompaktion zerdrückte Phragmokon.

Cephalopodengehäuse bilden im Gegensatz zu Inoceramenklappen sehr häufig das Substrat für die Besiedelung mit kleinen Ostreen. Eine Anreicherung von Inoceramen- und Ostreenschill sowie von Crinoidenstieligliedern in unmittelbarer Nähe der Gehäuse wurde ebenfalls beobachtet.

Der gesamte Phragmokon, der ursprünglich aus Aragonit bestand, ist weggelöst und nur noch als ein seidig glänzender, lückenhafter Belag aus Limonit oder feinverteiltem Pyrit erhalten.

Echiniden fanden sich bevorzugt im Bereich von sandigen Lagen und häufig am Ende einer sandigen Schliere. Sie sind meistens aufrecht oder schwach verkippt eingebettet, auf der Apikalseite liegende Exemplare sind selten. Die Stacheln sind teilweise noch am Gehäuse oder in unmittelbarer Nähe erhalten. Echinidengehäuse sind ebenfalls durch Kompaktion sehr stark deformiert. Die ursprünglich runden Exemplare liegen nur noch als flache, zerdrückte Linsen vor. Sehr gut erhalten sind dagegen die einzelnen Gehäuseplatten, die durch Pyritimpregnierung schwarz eingefärbt sind.

3.2 Fossilliste

Bei einer näheren Bestimmung konnten 17 Gattungen mit 28 Arten differenziert werden. Die höchste Diversität weisen auf Gattungsebene die Cephalopoden mit 8 Gattungen und 10 Arten auf. Die höchste Artenvielfalt haben die Lamellibranchiaten mit 6 Gattungen und 14 Arten.

Zur Bestimmung wurden im wesentlichen die Arbeiten von SCHLÜTER (1872-76), WOODS (1913), RIEDEL (1931), SEITZ (1961), WIENBERG RASMUSSEN (1961), ERNST (1964), TEICHERT et al. (1964), SEITZ (1965), DURHAM et al. (1966), MÜLLER (1980), KENNEDY & SUMMESBERGER (1984) und KENNEDY (1984) herangezogen.

Schwämme

nicht bestimmbare Reste

Gastropoden

ein nicht bestimmbarer, verdrückter Steinkern

Lamellibranchiaten

Nuculana sp.

Nucula cf. *albensis* ORBIGNY 1844

Syncyclonema orbicularis (SOWERBY 1813)

aff. *Clamys*

Lamellibranchiata ex fam. Ostreidae RAFINESQUE 1815

Inoceramus angustus BEYENBURG 1936

Inoceramus bueltenensis SEITZ 1961 (Taf. 2, Fig. 1)

Inoceramus cardissoides GOLDFUSS 1836 (Taf. 1, Fig. 2)

Inoceramus cycloides WEGNER 1910 (Taf. 1, Fig. 5)

Inoceramus ex. gr. *lingua/patootensiformis* SEITZ 1965 (Taf. 1, Fig. 3)

Inoceramus mülleri PETRASCHECK 1906 (Taf. 2, Fig. 2)

Inoceramus pachtii ARCHANGELSKY 1916 (Taf. 1, Fig. 4)

Inoceramus pinniformis WILLET 1871 (Taf. 1, Fig. 1)

Cephalopoden

Nautiloidea ex. superfam. Nautilaceae BLAINVILLE 1825

Epicymatoceras vaelsensis (BINKHORT 1861)

Baculites sp.

Scaphites sp.

Boehmoceras krekeleri (WEGNER 1905) (Taf. 2, Fig. 4)

Boehmoceras loescheri RIEDEL 1931 (Taf. 2, Fig. 6)

Pseudoxybeloceras wernickei (WOLLEMANN 1902) (Taf. 2, Fig. 5, ex Coll. U. Kaplan, Gütersloh)

Pseudoxybeloceras sp. (Taf. 2, Fig. 3)

Hauericeras pseudogardeni SCHLÜTER 1872

Goniot euthis granulata BLAINVILLE 1827

Crinoiden

Bourgueticrinus ellipticus (MILLER 1821)

Bourgueticrinus fischeri (GEINITZ 1872)

Marsupites testudinarius SCHLOTHEIM 1820

Uintacrinus socialis GRINNELL 1876

Asteroideen

einzelne, nicht näher bestimmbare Platten

Echiniden

Echinoidea ex subord. Hemiasterina FISCHER 1966

Pflanzen

stark inkohlte, nicht bestimmbare Pflanzenhäcksel, Stengel- und Blattreste

3.3 Biostratigraphie

In der höheren nordwestdeutschen Oberkreide stellen Inoceramen, Crinoiden, Echiniden, Ammoniten und Belemniten wichtige Leitfossilien. Fast alle Zonen, die auch überregional verwendet werden, sind mit ihren Reichweiten definiert (RIEDEL 1931, ERNST 1963, 1964, SEITZ 1965, ERNST & SCHULZ 1974, SCHULZ et al. 1984).

Neben den Makrofossilien werden häufig auch Foraminiferen für eine biostratigraphische Einstufung einzelner kleiner Aufschlüsse und Bohrproben verwendet. Um einen direkten Vergleich von Mikro- und Makrofossilstratigraphie zu ermöglichen, wurden die Rückstände der Probenserie auf Leitformen untersucht. In den Proben treten u.a. *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) und *Neoflabellina rugosa* (ORBIGNY) auf. Diese Arten haben im Profil eine Reihenfolge ihres Einsetzens, die auch an anderen Stellen in NW-Deutschland beobachtet wird (KOCH 1977): Das Einsetzen von *Bolivinooides strigillatus* (CHAPMAN) liegt vor einer signifikanten Häufigkeitszunahme von *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, die vor dem Einsetzen von *Neoflabellina rugosa* (ORBIGNY) beginnt (Abb. 27). Nach KOCH (1977) ist diese Abfolge typisch für den Grenzbereich Santon/Campan, wobei die Grenze unter das Häufigkeitsmaximum von *Stensioeina exsculpta gracilis* gelegt werden kann.

Auch die Ammonitenfauna des Profils Westerwiehe repräsentiert ein Artenspektrum, das Santon- bis Campanzeitliche Formen aufweist. So sind z.B. *Boehmoceras krekeri* (WEGNER) und *Boehmoceras loescheri* RIEDEL bisher nur aus dem Ober-Santon beschrieben worden (RIEDEL 1931, SUMMESBERGER 1979). *Pseudoxybeloceras wernickei* (WOLLEMAN) wird sowohl aus dem Ober-Santon (RIEDEL 1931) als auch aus dem Ober-Campan (KENNEDY & SUMMESBERGER 1984) erwähnt.

Mit Inoceramen kann das Profil nach SEITZ (1965) detaillierter gegliedert werden. Als unterstes Schichtglied lassen sich bis zum ersten Auftreten von *Inoceramus pinniformis* WILLET bei 3,15 m die „oberen *cardisoides*-Schichten“ festlegen. Die gesamte Reichweite von *Inoceramus pinniformis* WILLET wäre von 3,15 bis 8,96 m als „*pinniformis*-Schichten“ aufzufassen. Der verbleibende Profilabschnitt kann dann als „untere *patootensiformis*-Schichten“ bezeichnet werden. SEITZ (1965, S. 126) schlug nach den ihm vorliegenden Daten vor, die Grenze Santon/Campan an die Hangendgrenze der „*pinniformis*-Schichten“ zu legen (Abb. 27). Die Biometrie von *Goniot euthis*-Rostren kann ebenfalls zur stratigraphischen Einstufung einzelner Aufschlüsse herangezogen werden (ERNST 1963, 1964). Das Oberkreideprofil von Lägerdorf, an dem die Evolution von *Goniot euthis* BAYLE am besten untersucht worden ist, dient dabei als Referenzprofil (ERNST 1964, ERNST & SCHULZ 1974).

Profil m	Länge (mm)	Alv. Tiefe (mm)	Riedel-Quoz.
1,55	70,2	7,4	9,5
13,5-15,5	59,0	9,3	6,3
23,2-23,3	46,5	6,0	7,75
24,3	ca. 65	ca. 9	7,22

Mittelwert: 7,69

Tab. 2: Biometrie von *Goniot euthis*-Rostren aus der Mülldeponie Westerwiehe und Tongrube REHAGE.

Die vier Rostren aus dem Profil Westerwiehe können nach dem Mittelwert ihrer Riedel-Quozienten in den unteren Teil der *Uintacrinus/granulata*-Zone im Ober-Santon gestellt werden. Ein Mittelwert aus nur vier Exemplaren ist aber nicht repräsentativ genug, um eine so feine Einstufung zu begründen. Die einzelnen Werte lassen sich aber innerhalb ihrer Variation durchaus ins Ober-Santon stellen.

Uintacrinus socialis GRINNELL und *Marsupites testudinarius* SCHLOTHEIM, die weltweit verbreitet sind, kommen in NW-Europa ebenfalls im Ober-Santon vor. Mit diesen Arten läßt sich das Ober-Santon in zwei Zonen gliedern, eine tiefere *Uintacrinus*-Zone und eine höhere *Marsupites*-Zone (ERNST 1963). In den meisten Profilen überschneiden sich aber die Reichweiten von *Uintacrinus* und *Marsupites* (HEINZ 1926, ERNST 1963). Die Basis der *Marsupites*-Zone wird in NW-Deutschland mit der Liegendgrenze des Bereiches definiert, in dem beide Arten gemeinsam zu finden sind (ERNST 1963, SCHULZ et al. 1984).

Im Profil Westerwiehe ist eine exakte Grenzziehung gemäß der Definition bei ERNST (1963) nicht möglich, da der tiefste horizontierte Fund von *Marsupites* oberhalb der sicheren stratigraphischen Reichweite von *Uintacrinus* liegt. Fossilien Sammler fanden jedoch *Marsupites*-Kelchplatten im tiefsten Teil der Müll-

deponie Westerwiehe in einem stratigraphischen Niveau von ca. 3,0 Profil m (M. BEST, Gütersloh, frdl. mdl. Mitt.). Einzelne *Uintacrinus*-Kelchplatten, die sich nicht exakt einmessen ließen, fand der Autor hier in einem Horizont bei ca. 3,75 Profil m. Berücksichtigt man diese Daten, so läßt sich zwischen 3,0 und 3,75 Profil m ebenfalls ein Bereich ausscheiden, in dem beide Arten gemeinsam vorkommen. Die Grenze *Uintacrinus/Marsupites*-Zone wird deshalb in Anlehnung an andere Profile an die Basis dieses Abschnitts gelegt. Das Profil Westerwiehe ist daher folgendermaßen einzustufen:

0,00 bis 3,00 m: *Uintacrinus/granulata*-Zone

3,00 bis 25,51 m: *Marsupites/granulata*-Zone

Es ist mit seiner gesamten Mächtigkeit ins Ober-Santon zu stellen. Diese Einstufung widerlegt die frühere Auffassung von ARNOLD (1977), der die Tonmergel von Westerwiehe in die „quadraten-Schichten“ im Unter-Campan stellte.

Dennoch können die oberen Profiltile nach Gliederungen mit Inoceramen und Foraminiferen ab 9,20 bzw. 15,00 m dem Unter-Campan zugeordnet werden (Abb. 27).

Die Ansicht von SEITZ (1965, S. 125), *Marsupites* komme in Westfalen noch im Unter-Campan vor, ist durch einige Parallelfunde mit *Goniot euthis granulata quadrata* (STOLLEY) sowie hauptsächlich in der Grenzziehung Santon/Campan mit den höchsten Funden von *Inoceramus pinniformis* WILLET begründet. Die Aufsammlungen von Westerwiehe zeigen aber ebenso wie viele Daten bei RIEDEL (1931), SEITZ (1965) und ARNOLD & WOLANSKY (1964), daß *Inoceramus pinniformis* WILLET sich bevorzugt in Sanden, Sandmergeln und hier auch sandigen Lagen findet. Außerdem kommt er in NW-Europa vom Mittel-Santon (ERNST & SCHULZ 1974) bis ins Unter-Campan (BAILEY et al. 1983) vor. *Inoceramus pinniformis* WILLET ist deshalb als ein Faziesfossil anzusehen. Die Einstufung mit Inoceramen nach SEITZ (1965) hält einem Vergleich mit dem gebräuchlichen Gliederungsschema nicht stand.

Nach Foraminiferen läßt sich hier die Santon/Campan Grenze in eine stratigraphische Höhe von 15 Profil m legen. Im Gebiet der Pompeckjschen Scholle ist oberhalb dieser Stufengrenze ein Häufigkeitsmaximum von *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN zu beobachten, das vor dem Einsetzen von *Neoflabellina rugosa* (ORBIGNY) ansteigt (KOCH 1977, S. 18, Tab. 1). Dort ist die Foraminiferen-Stratigraphie an der Makrofossilgliederung geeicht worden (KOCH 1977, S. 11). Im Profil Westerwiehe zeigt sich beim direkten Vergleich mit der gleichen Makrofossil-Stratigraphie, daß das charakteristische Häufigkeitsmaximum von *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZEN, das im Gebiet der Pompeckjschen Scholle oberhalb der Campan-Basis liegt, im Münsterschen Becken bereits im oberen Ober-Santon auftritt.

Wo nun die Santon/Campan Grenze im Bereich von Westerwiehe zu ziehen ist, läßt sich nach den vorliegenden Daten nicht exakt festlegen. Allerdings deutet das Ostreenmaximum im oberen Profiltileil (s.u.) sowie das Aussetzen von *Marsupites*-Armgliedern in Proben aus den obersten Schichten darauf hin, daß die Santon/Campan Grenze innerhalb weniger Meter oberhalb des Profils liegt.

3.4 Makrofossilhäufigkeiten

3.4.1 Fossildichtenberechnung

Die Häufigkeiten von Fossilien werden in der Literatur meistens semiquantitativ (sehr häufig, häufig, selten) angegeben (z.B. ERNST 1975, SEIBERTZ 1979). Diese Angaben sind zwar subjektiv im Gelände nachvollziehbar, erweisen sich aber beim Vergleich von mehreren Profilen als relativ unpräzise. Außerdem muß angenommen werden, daß Schichten, in denen seltene oder interessante Fossilien vorkommen, intensiver abgesammelt wurden. Geringe absolute Häufigkeiten können dadurch verstärkt werden.

Quantitative Untersuchungen sind in der Oberkreide bei Makrofossilien nur vereinzelt durchgeführt worden. Basierend auf dem Konzept der Großprobennahme wurden in der Schreibkreide Brachiopodenfaunen untersucht. Die absoluten Häufigkeiten wurden in Exemplaren pro 10 bzw. 20 kg Probenmaterial angegeben (STEINICH 1965, SURLYK 1972, ERNST 1985).

ARNOLD & WOLANSKY (1964) berechneten absolute Fossilhäufigkeiten anhand von Funden aus Kernbohrungen im südlichen Münsterland, wobei die Anzahl pro 10 bzw. 20 m Bohrkern angegeben wurde (Abb. 28).

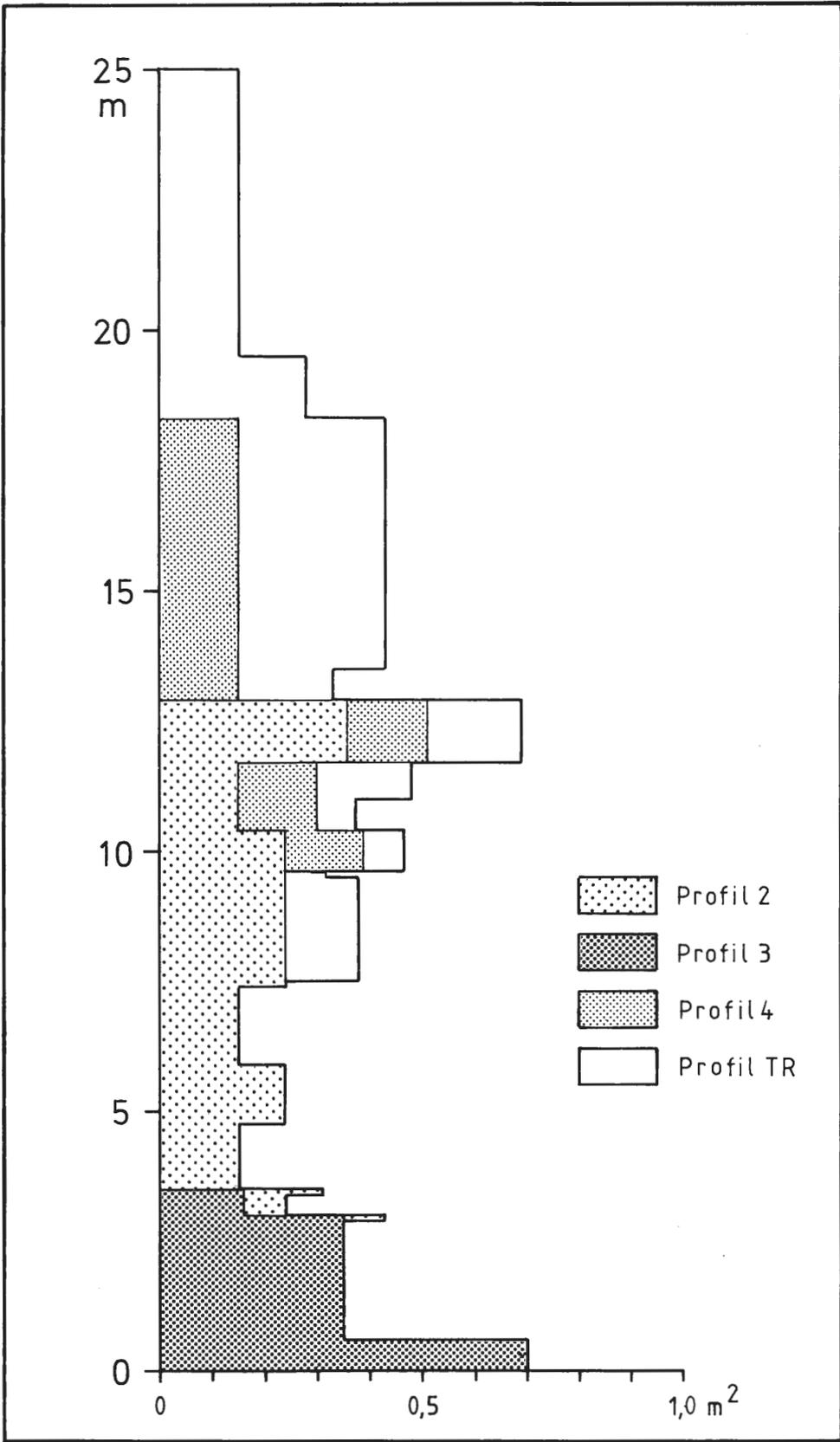


Abb. 24: Zur Fossildichtenberechnung abgetragene Schichtflächen

Profil Westerwiehe

Fossildichten

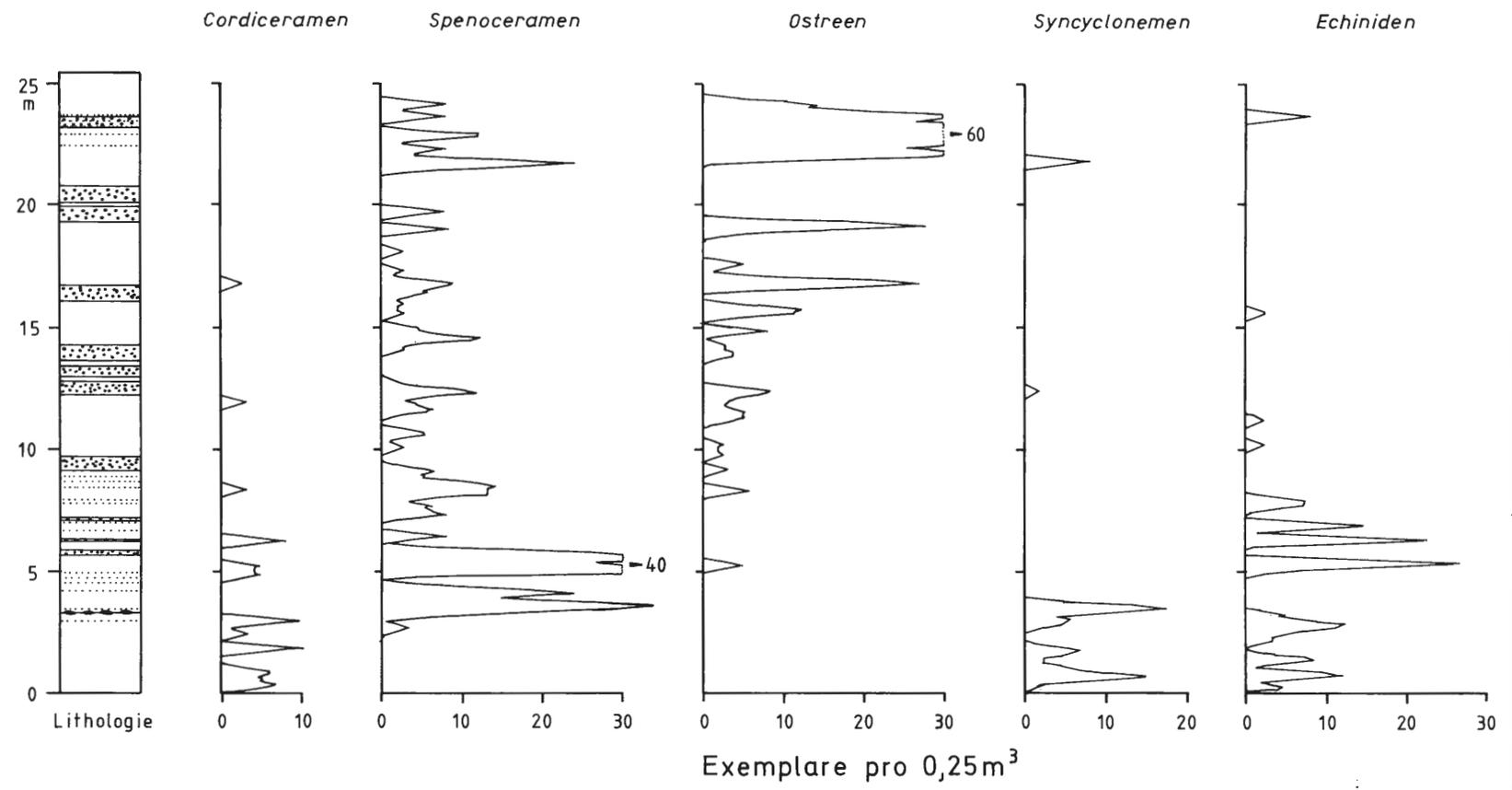


Abb. 25: Fossildichten der einzelnen Faunenelemente
(Zur Lithologie siehe Legende in Abb. 19)

Profil Westerwiehe

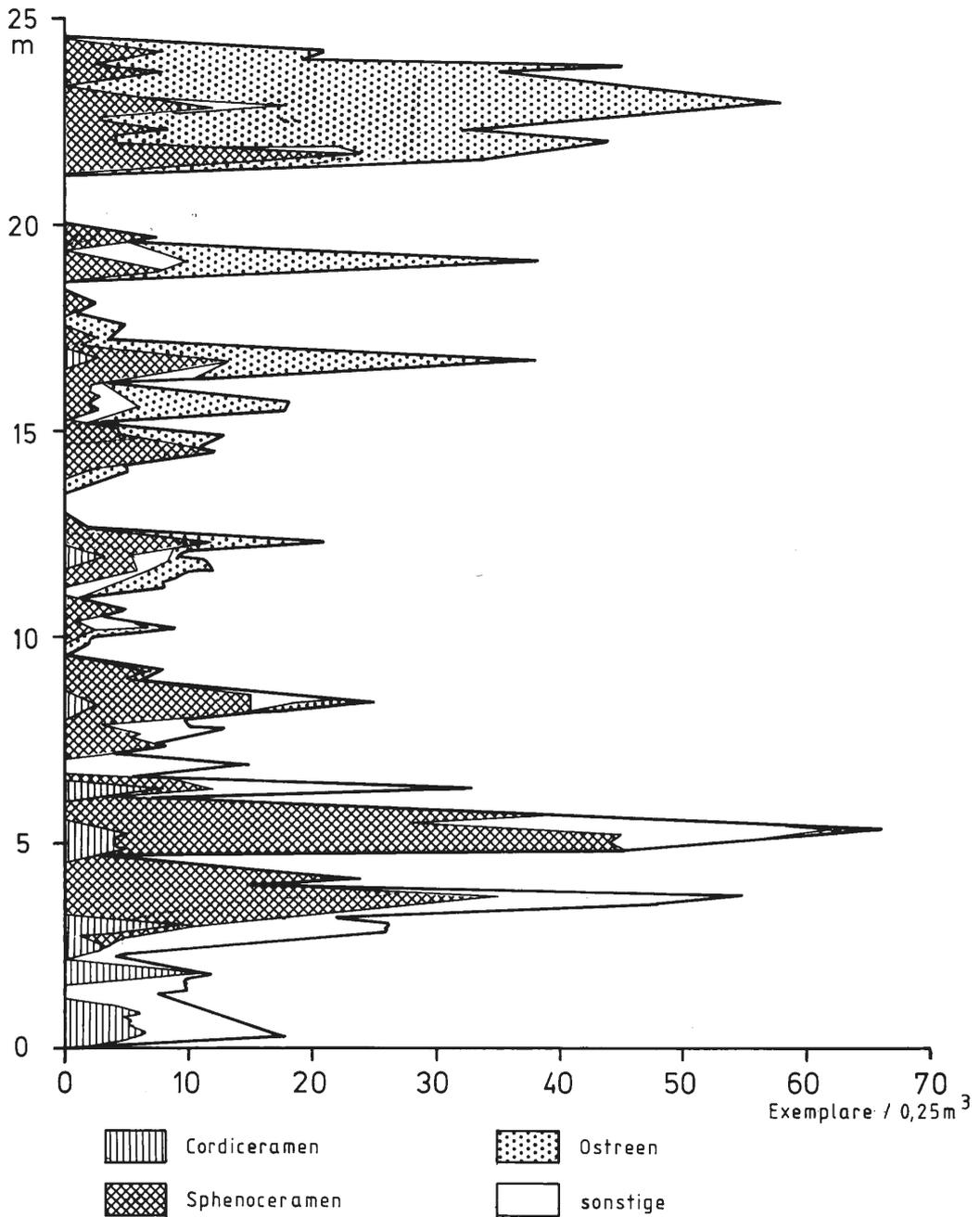


Abb. 26: Fossildichte aller Benthos-Fossilien im Profil Westerwiehe

Um echte Häufigkeitsmaxima festlegen zu können und im Vergleich der Faunenelemente untereinander Veränderungen in der Besiedelung des fossilen Lebensraumes herauszuarbeiten, wurden auch im Profil Westerwiehe die Fossilhäufigkeiten quantitativ bestimmt. Wegen der schlechten Erhaltung (s.o.) sind Großproben hier nicht sinnvoll. Deshalb wurde der Ansatz von ARNOLD & WOLANSKY (1964), den Fossilinhalt eines definierten Gesteinsvolumens zu bestimmen, weiterverfolgt. Dabei wird von der Voraussetzung ausgegangen, daß Fossilien, die in einem Profilabschnitt häufiger gefunden werden, auch in der entsprechenden „Zeitscheibe“ häufiger waren als zuvor und danach. Durch laterale Faziesunterschiede bedingte Anreicherungen lassen sich nur dann vernachlässigen, wenn Daten aus mehreren Parallelprofilen in einer gemeinsamen Auswertung berücksichtigt werden (Abb. 24).

Um den Fossilgehalt der Schichten zu bestimmen wurde bei den Profilaufnahmen eine vorher ausgemessene Schichtfläche systematisch abgetragen, das Gestein soweit wie möglich zerkleinert und jedes dabei gefundene Fossil in seiner stratigraphischen Lage registriert. Dabei wurden die Funde nach Fossilgruppen (z.B. Echiniden, Ostreen usw.) getrennt aufgelistet. Aus diesen Daten läßt sich die absolute Häufigkeit am einfachsten mit einem Computerprogramm berechnen:

Alle Funde werden dabei in 5 cm-Intervalle über das Profil eingeordnet, über ein größeres Intervall von 25 cm aufsummiert und durch die abgetragene Schichtfläche dividiert. Als Einheit ergibt sich dann Fossilfunde pro 0,25 m³. Diese noch stark variierenden Daten werden danach mit einem Unterprogramm nach der Methode der verschiebenden Mittelwerte (DAVIS 1973) geglättet und anschließend geplottet.

Bei diesem Verfahren sind zwei Fehlerquellen zu betrachten. Der Fehler, daß beim Durchklopfen nicht alle tatsächlich vorhandenen Fossilien auch gefunden werden, tritt systematisch auf und ist deshalb zu vernachlässigen. Allerdings war im oberen Profilteil das bearbeitete Gesteinsvolumen teilweise nicht ausreichend. Einzelne Funde sind hier eher zufällig und nicht repräsentativ.

3.4.2 Fossildichten der wichtigsten Faunenelemente

Wegen ihrer besseren Erhaltung wurden die Fossildichten nur für benthische Formen errechnet. Die Inoceramen der Untergattung *Cordiceramus* HEINZ (*I. bueltenensis*, *I. cycloides*, *I. mülleri*) haben ihr Häufigkeitsmaximum in der unteren lithologischen Einheit. In der mittleren sind sie seltener und in der oberen kommen sie nur noch als Einzelfunde vor. Sie treten weder in Abfolgen von gefleckten Bänken noch in sandigen Lagen häufiger auf. Die absoluten Häufigkeiten betragen 3 bis 5, maximal 10 Exemplare pro 0,25 m³ (Abb. 25).

Inoceramen der Untergattung *Sphenoceramus* BÖHM (*I. angustus*, *I. ex. gr. lingua/patootensiformis*, *I. pachtii*, *I. pinniformis*) treten erst mit Beginn der mittleren lithologischen Einheit auf und haben zwei Häufigkeitsmaxima: Das untere liegt bei 3 bis 6 Profil m in der mittleren lithologischen Einheit, das obere liegt in den obersten Schichten zwischen 21 und 24,5 Profil m. Bis auf *Inoceramus pinniformis* WILLET sind sie weder in sandigen Lagen noch in gefleckten Bänken häufiger als im umgebenden Gestein. Ihre Fossildichten schwanken zwischen 3 und 10, in den Maxima auch zwischen 20 und 40, Exemplaren pro 0,25 m³ (Abb. 25).

Ostreen finden sich erst ab dem oberen Teil der mittleren lithologischen Einheit. Ihre Häufigkeit nimmt in der oberen Einheit zu und erreicht ein Maximum zwischen 21 und 24 Profil m. Ostreen kommen in Abfolgen gefleckter Bänke häufiger vor als im umgebenden Gestein. Ihre absoluten Fossildichten betragen 5 bis 20, maximal 60, Exemplare pro 0,25 m³ (Abb. 25).

Echiniden sind dagegen in der unteren und mittleren lithologischen Einheit am häufigsten. Ihr Häufigkeitsmaximum liegt zwischen 5 und 8 Profil m. In sandigen Lagen treten sie im allgemeinen häufiger auf als im umgebenden Gestein. Ihre Fossildichten schwanken zwischen 2 und 17 Exemplaren pro 0,25 m³ (Abb. 25).

Errechnet man die Fossildichten für alle Benthos-Fossilgruppen gemeinsam, so ergeben sich zwei Häufigkeitsmaxima, in denen ein signifikanter Wechsel in der Zusammensetzung der Benthos-Fauna zu erkennen ist (Abb. 26). Im unteren Häufigkeitsmaximum, zwischen 3 und 6 Profil m, wird die Fauna von Sphenoceramen dominiert. Untergeordnet treten Echiniden, Cordiceramen und sonstige Fossilien auf. Im Hangenden dieses Maximums nimmt der Anteil der Ostreen an den Individuen bis zum oberen Häufigkeitsmaximum immer mehr zu. Im oberen Maximum, das zwischen 21 und 25 Profil m liegt, bilden die

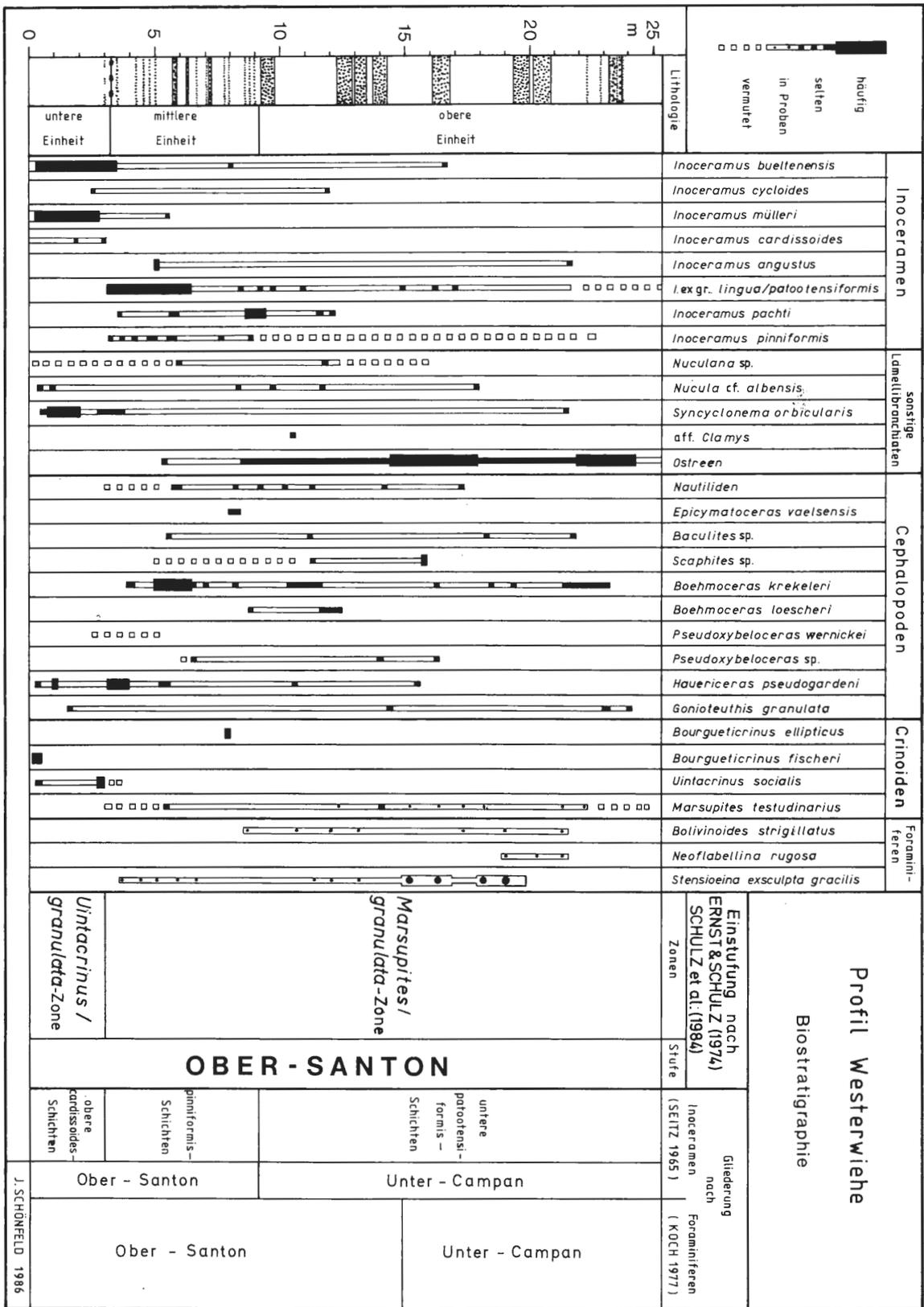
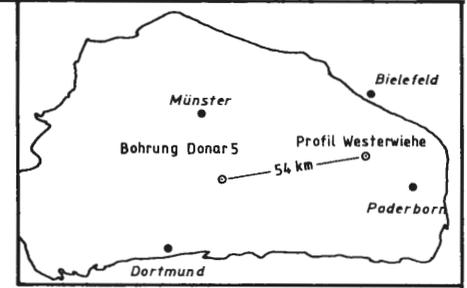
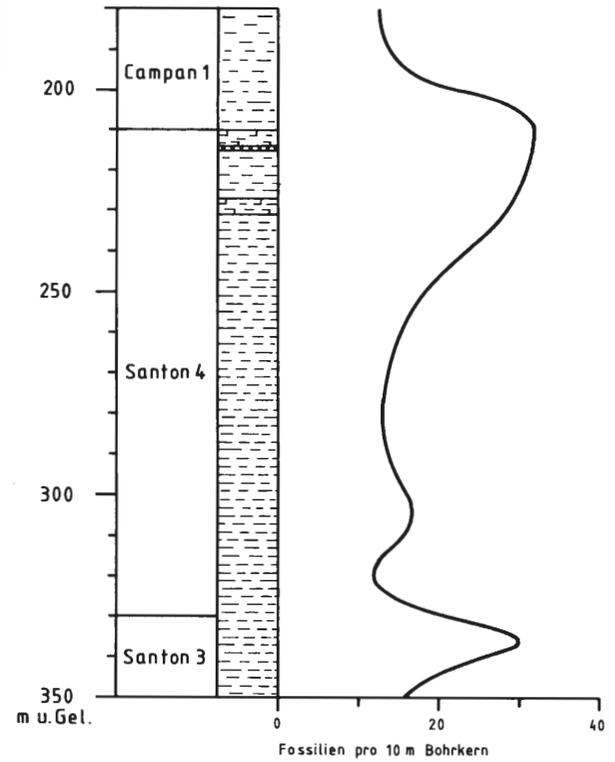


Abb. 27: Biostratigraphie
 Bei *Marsupites testudinarius* sind Funde von einzelnen Armgliedern im Rückstand der Proben mit eingezeichnet. (Zur Lithologie siehe Legende in Abb. 19)

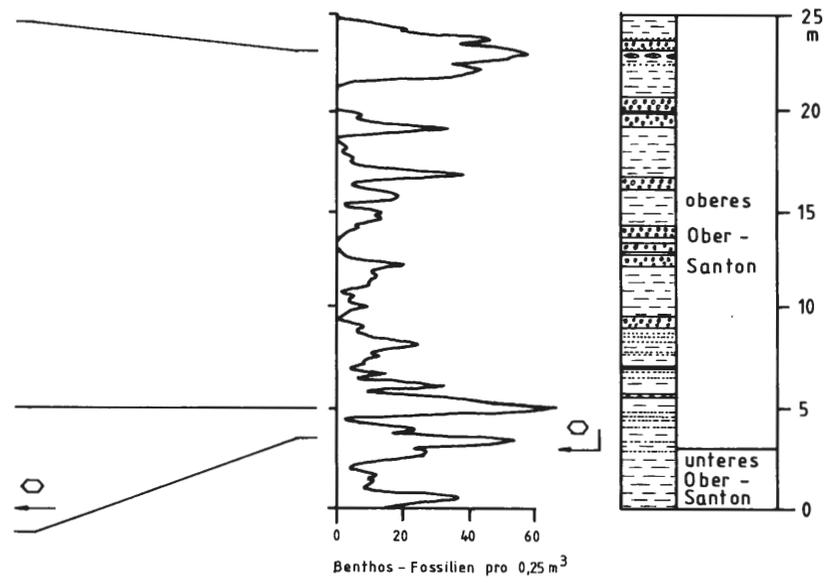
Makrofossil - Häufigkeiten



Bohrung Donar 5
(ARNOLD & WOLANSKY 1964)



Profil Westerwiehe



Tonmergelstein
 Mergeltonstein
 Quarzit

Marsupites - Datum
 Feinsandlinsen
 gefleckte Bänke
 sandige Lagen

Abb. 28: Korrelation der Makrofossilhäufigkeiten mit der Bohrung Donar 5
(Umgezeichnet nach ARNOLD & WOLANSKY 1964)

Ostreen das dominierende Faunenelement. Sphenoceramen kommen hier nur noch untergeordnet vor. Die anderen Fossilgruppen treten fast völlig zurück.

Ein Ostreenmaximum, wie es hier auftritt, ist im obersten Ober-Santon bis Unter-Campan von NW-Europa weit verbreitet (ERNST 1963, BAILEY et al. 1984). In der Schreibkreidefazies besteht im Grenzbereich Santon/Campan das Gestein überwiegend aus Inoceramenprismen und Ostreenschill („Grobfazies“, ERNST 1963). Im Profil Westerwiehe dagegen stellt Ostreen- und Inoceramenschill in den obersten Schichten keinen wesentlich höheren Anteil am Gesamtgestein. Das entsprechende Ostreenmaximum ist hier in der Mergelfazies als ein Profilabschnitt nachweisbar, in dem die absolute Häufigkeit von Ostreenklappen deutlich höher als im umgebenden Gestein ist.

3.4.3 Korrelation von Fossildichten

An Kernen aus der Bohrung Donar 5 sind ebenfalls die Fossilhäufigkeiten berechnet worden (ARNOLD & WOLANSKY 1964). Hier sind im oberen Ober-Santon bis Unter-Campan drei größere Maxima vorhanden (Abb. 28): Ein Maximum liegt unterhalb der Grenze Santon 3/„Santon4“ bei 334 m u. Gel.. Im unteren „Santon 4“, bei 305 m u. Gel., liegt ein weiteres, schwächeres Maximum. Ein stärkeres Maximum liegt im Santon/Campan Grenzbereich bei 210 m u. Gel.. Diese drei Maxima lassen sich mit entsprechenden Fossilhäufigkeiten im Profil Westerwiehe korrelieren (Abb. 28). Allerdings ist das mittlere Maximum in der Bohrung Donar 5 wesentlich schwächer ausgebildet als im Profil Westerwiehe. Das untere Maximum liegt in der Bohrung Donar 5 unterhalb des ersten Auftretens von *Marsupites*. Im Profil Westerwiehe liegt es oberhalb der tiefsten *Marsupites*-Funde. Das *Marsupites*-Datum ist aber in beiden Profilen als isochron anzusehen, weil es koinzident mit dem Einsetzen von *Inoceramus ex gr. lingua/patootensiformis* SEITZ ist. Daraus ergibt sich, daß das untere Maximum im zentralen Bereich des Münsterschen Beckens etwas früher als im östlichen Teil auftritt.

Im Profil Westerwiehe liegt in der Mergelfazies der oberen Ober-Santon im Münsterschen Becken eine erhebliche Mächtigkeitsreduktion vor. Dabei läßt sich eine weiträumige Faziesdifferenzierung erkennen (Abb. 28). Einförmige Mergelserien im zentralen Teil stehen geringmächtigeren Mergeln mit gefleckten Bänken und sandigen Lagen im östlichen Bereich gegenüber. Weit- und engräumige Faziesdifferenzierungen spiegeln hier lokal sehr unterschiedliche Sedimentationsbedingungen wider (SCHÖNFELD 1985a), die auch auf die Besiedlung des Meeresbodens mit Organismen einen erheblichen Einfluß hatten. Einzelne Häufigkeitsmaxima können sich daher durchaus als diachron erweisen. Der allgemeine Trend von hohen Fossildichten im Grenzbereich unteres Ober-Santon/oberes Ober-Santon zu niedrigeren Werten im oberen Ober-Santon sowie ein erneutes Ansteigen der Fossilhäufigkeiten im Grenzbereich Santon/Campan ist in beiden Profilen zu verzeichnen.

4. Literatur

ARNOLD, H. (1964a): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**:1-14.

ARNOLD, H. (1964b): Zur Lithologie und Zyklis des Beckumer Campans. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**:577-598.

ARNOLD, H. (1964c): Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**:599-610.

ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P. & VOGLE, R. H.: Erläuterungen zu Blatt C4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrhein-Westf., 1:100000, Erl., C4314 Gütersloh, 156 S.

ARNOLD, H. & WOLANSKY, D. (1964): Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**:421-478.

BAILEY, H.-W., GALE, A., MORTIMORE, R., SWIECICKI, A. & WOOD, C. J. (1983): The Coniacian-Maastrichtian Stages of the United Kingdom with particular reference to southern England. – Newsl. Statigr., **12**:29-42.

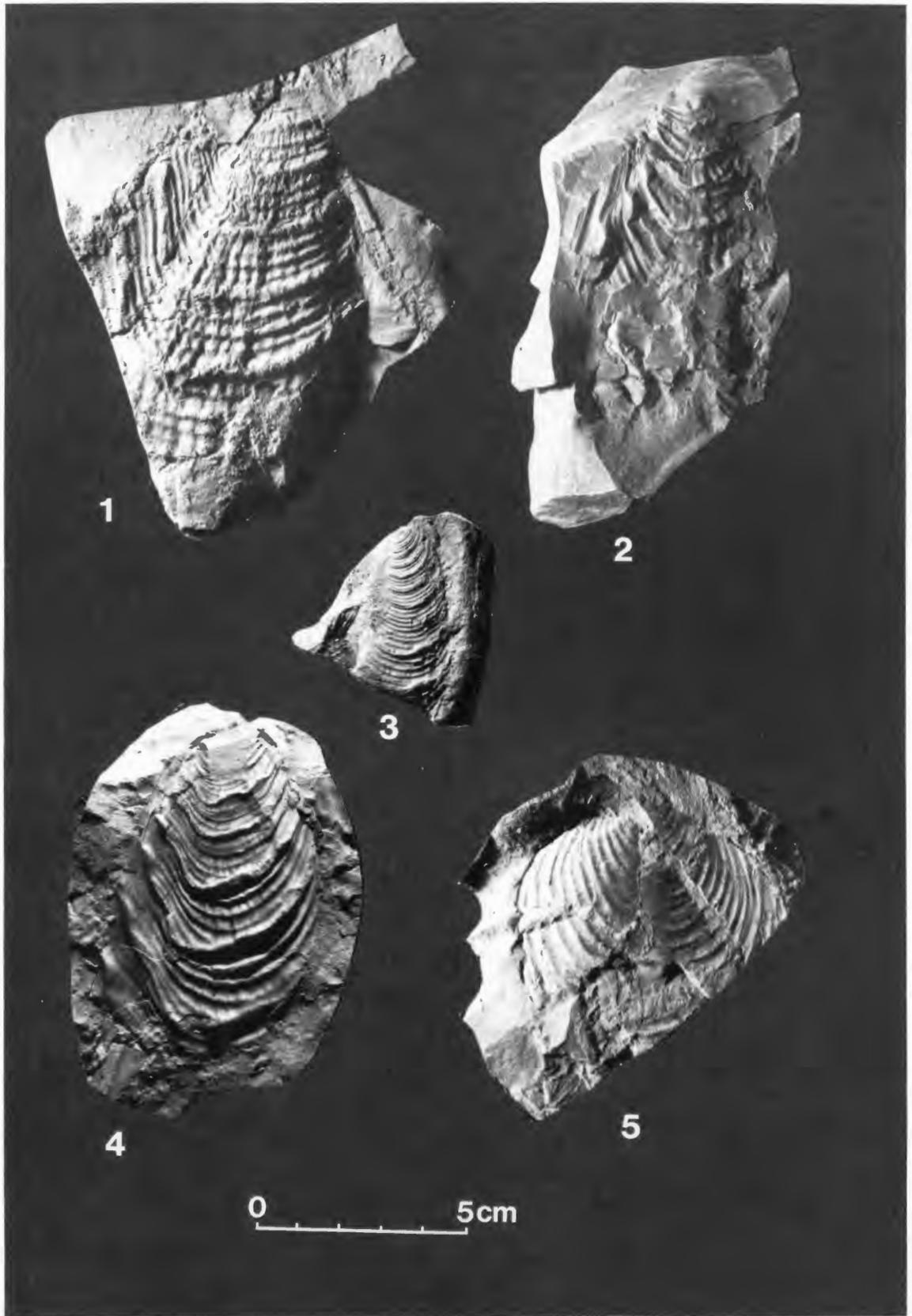
BAILEY, H.-W., GALE, A., MORTIMORE, R., SWIECICKI, A. & WOOD, C. J. (1984): Biostratigraphical criteria for the recognition of the Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the Chalk of north-west Europe, with particular reference to southern England. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**:31-39.

- BÄRTLING, R. (1921): Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., Abh., **72**:161-217.
- BROMLEY, R. G. & FREY, R. W. (1974): Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. – Bull. geol. Soc. Denmark, **22**:311-335.
- CORRENS, C. W. (1968): Einführung in die Mineralogie. 2. Aufl. – 458 S.; Berlin, New York (Springer).
- DAVIS, J. (1973): Statistics and data analysis in geology. – 550 S.; New York (Wiley & Sons).
- DURHAM, W. J., CASTER, K. E., EXLINE, H., FELL, H. B., FISCHER, A. G., FRITZELL, D. L., KESLING, R. V., KIEHR, P. M., MELVILLE, R. V., MOORE, R. C., PAWSON, P. L., REGNELL, G., SPENCER, W. K., UBAGHS, G., WAGNER, C. D. & WRIGHT, C. W. (1966): Echinodermata 3, Asterozoa-Echinozoa. – in: MOORE, R. C. ed.: Treatise on invertebrate paleontology, **U(2)**:369-695.
- EKDALE, A. A. & BROMLEY, R. G. (1984): Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. – Journal of Paleontology, **58(2)**:322-332.
- ERNST, G. (1963): Stratigraphische und gesteinschemische Untersuchungen im Santon und Campan von Lägerdorf (SW-Holstein). – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **32**:17-124.
- ERNST, G. (1964): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der Belemniten-gattung *Goniotenthis* BAYLE aus dem nordwestdeutschen Santon-Campan. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **7**:113-174.
- ERNST, G. (1975): Die Santon-Transgression im Raume Misburg bei Hannover (Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie). – Ber. naturh. Ges. Hannover. **119**:361-377.
- ERNST, G. & SCHULZ, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. geol. paläont. Inst. Hamburg, **43**:5-60.
- ERNST, H. (1978): Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac-Santon): Eine quantitative Analyse der Foraminiferenfauna. – Mitt. geol. paläont. Inst. Hamburg, **48**:53-78.
- ERNST, H. (1985): Ontogenie Phylogenie und Autökologie der inarticulaten Brachiopoden *Isocrania* in der Schreibkreide-Fazies NW-Deutschlands. – Geol. Jb. (im Druck)
- HÄNTZSCHEL, W. (1962): Trace fossils and Problematica. – in: MOORE, R. C. ed.: Treatise on invertebrate Paleontology, **W**:177-245.
- HEINZ, R. (1926): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. – Mitt. Mineral.-Geol. Staatsinst. Hamburg, **8**:1-109.
- HISS, M. (1983): Biostratigraphie der Kreide-Basisschichten am Haarstrang (SE-Westfalen) zwischen Unna und Möhnesee. – Zitteliana, **10**:43-54.
- KAPLAN, U. & BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tieferen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland). Teil 1: Cenoman. – Ber. Naturw. Ver. Bielefeld, **27**:81-103.
- KENNEDY, W. J. (1975): Trace fossils in carbonate rocks. – in: FREY, W. ed.: The study of trace fossils. – 377-398; New York (Springer)
- KENNEDY, W. J. (1984): Systematic paleontology and stratigraphic distribution of the ammonite faunas of the French Coniacian. – Spec. Paper. Paleont., **31**:1-160.
- KENNEDY, W. J. & SUMMESBERGER, H. (1984): Upper Campanian Ammonites from the Gschliefgraben (Ultrahelvetic, Upper Austria). – Beitr. Paläont. Österr., **11**:149-206.
- KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A38**:11-123.
- MERTENS, H. (1972): Die Böden des Kreises Wiedenbrück. Mit einer Einführung in die geologischen Verhältnisse. – Monographie des Kreises Wiedenbrück, Bd. Boden, Landschaft, Flora, Fauna: 8-36.
- MÜLLER, A. H. (1980): Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. II Invertebraten, Teil 1 Protozoa-Mollusca, 3. Aufl. – 628 S., Jena.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): Sedimentary rocks. 3. Aufl. – 628 S.; New York (Harper & Row).
- POCKRANDT, W. (1982): Neue Funde unserer Mitglieder. – Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **10(6)**:14-16.
- RIEDEL, L. (1931): Zur Stratigraphie und Faziesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., **51**:605-713.

- SARNTHEIN, M. (1971): Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. – Meteor. Forsch. Ergebn., **C5**:1-113.
- SCHLÜTER, C. (1872-76): Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21-24**:1-264.
- SCHOLZ, R. W. (1973): Zur Sedimentologie und Kompaktion der Schreibkreide von Lägerdorf in SW-Holstein. – N. Jb. Mineral., Abh., **118**:111-133.
- SCHÖNFELD, J. (1985): Ein neu aufgeschlossenes Vorkommen von „Emscher-Mergel“ (Coniac) in Bielefeld-Brackwede. – Ber. Naturw. Ver. Bielefeld, **27**:355-368.
- SCHÖNFELD, J. (1985a): Gliederung, Alter und Fossilführung des Oberkreidemergels von Westerwiehe (Ostwestfalen). – Dipl. Arb., Kiel, 148 S., unveröff.
- SCHULZ, M.-G., ERNST, G., ERNST, H. & SCHMID, F. (1984): Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white Chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kroonsmoor-Hemmoor): Definitions and proposals. – Bull. geol. Soc. Denmark, **33**:203-215.
- SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläontologie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb-Coniac), SE-Münsterland, – Aufschluss, Sonderbd. **13**:85-92.
- SEITZ, O. (1961): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. 1. Teil: Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*. – Beih. Geol. Jb., **46**,186 S.
- SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. 2. Teil: Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* BÖHM. – Beih. Geol. Jb., **69**,194 S.
- SIMPSON, S. (1975): Classification of trace fossils. – in: FREY, W. ed.: The study of trace fossils. – 39-54; New York (Springer).
- SKUPIN, K. (1982) mit Beitr. von MERTENS, H., MICHEL, G., SEIBERTZ, E. & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrhein-Westf. 1:25000, Erl. 4218 Paderborn, 140 S.
- STEINICH, G. (1965): Die articulaten Brachiopoden der Rügener Schreibkreide (Unter-Maastricht). – Paläont. Abhdl., **A,II.1**:1-220.
- SUMMESBERGER, H. (1979): Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **82**:109-179.
- SURLYK, F. (1972): Morphological adaptations and population structures of the Danish chalk brachiopods (Maastrichtian, Upper Cretaceous). – Biol. Skr. Danm. Vid. Selsk., **19(2)**:1-57.
- TEICHERT, C., KUMMEL, B., SWEET, W. C., STENZEL, H. B., FURNISH, W. M., GLENISTER, B. F., ERBEN, H. K., MOORE, R. C. & ZELLER, N. D. E. (1964): Mollusca 3 (Cephalopoda, general features, Endoceratoidea, Actinoceratoidea, Nautiloidea, Bactritoidea). – in MOORE, R. C. ed.: Treatise on Invertebrate Paleontology, **K**:1-519.
- WETZEL, A. (1981): Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. – Meteor Forsch. Ergebn., **C34**:1-47.
- WIENBERG RASMUSSEN, H. (1961): A monograph on the crataceous Crinoidea. – Biol. Skr. Danm. Vid. Selsk., **12(1)**, 428 S.
- WOODS, H. (1913): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England (Vol.II). – The Palaeontological Society, **1904-1913**,473 S.

Tafel 1:

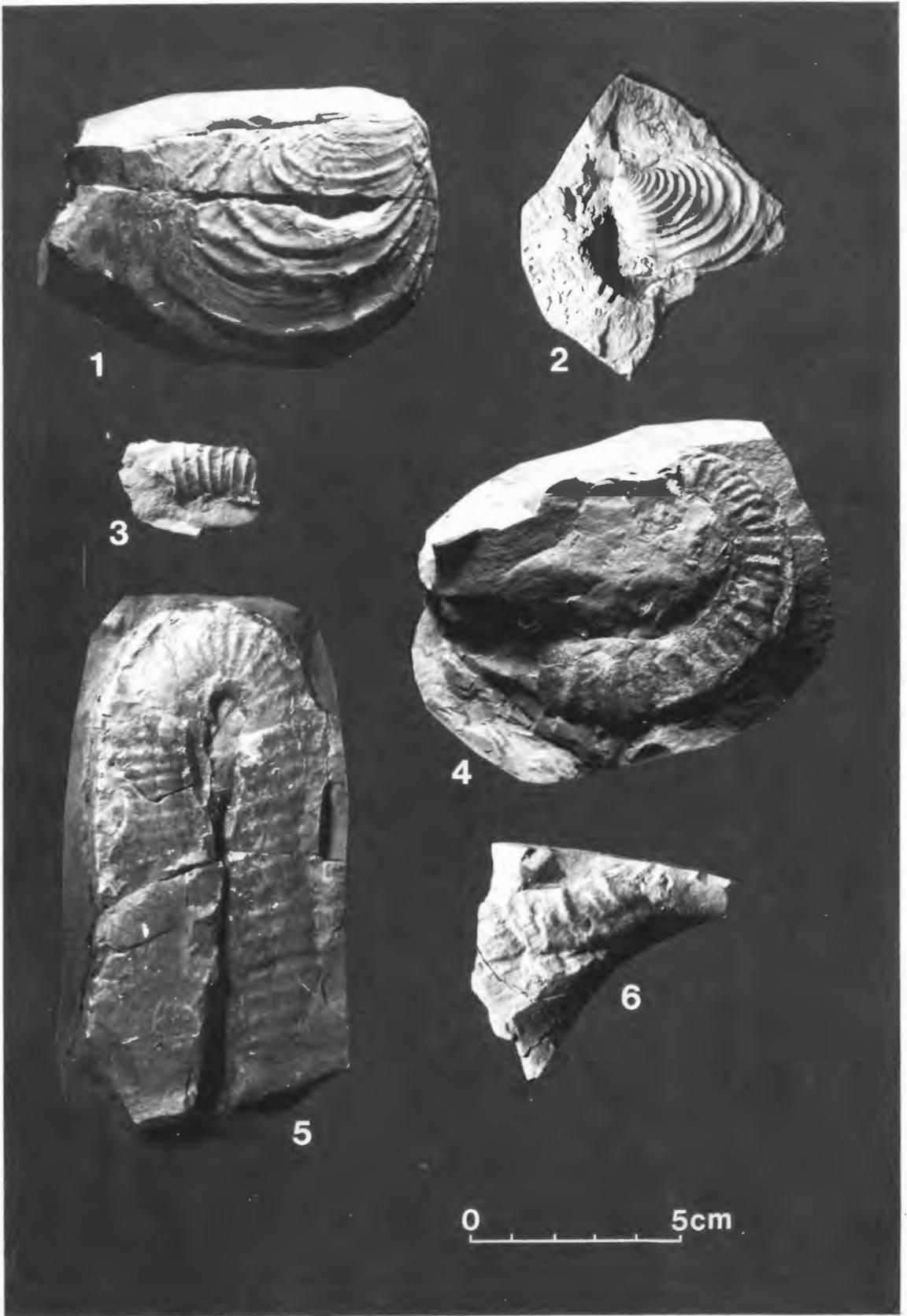
- Fig. 1:** *Inoceramus pinniformis* WILLET
(Steinkern einer rechten Klappe)
- Fig. 2:** *Inoceramus cardissoides* GOLDFUSS
(Steinkern einer rechten Klappe)
- Fig. 3:** *Inoceramus patootensiformis* SEITZ
(Steinkern einer rechten Klappe)
- Fig. 4:** *Inoceramus pachtii* ARCHANGELSKY
(Steinkern einer rechten Klappe)
- Fig. 5:** *Inoceramus cycloides* WEGNER
(Steinkern einer linken Klappe)



Tafel 2:

- Fig. 1:** *Inoceramus bueltenensis* SEITZ
(Steinkern einer rechten Klappe)
- Fig. 2:** *Inoceramus mülleri* PETRASCHEK
(Steinkern einer linken Klappe)
- Fig. 3:** *Pseudoxybeloceras* sp.
(Gehäusefragment)
- Fig. 4:** *Boehmoceras krekeleri* (WEGNER)
(nahezu vollständiges Gehäuse mit Wohnkammer)
- Fig. 5:** *Pseudoxybeloceras wernickei* (WOLLEMANN)
(Gehäuse mit Wohnkammer) ex Coll. U. Kaplan, Gütersloh
- Fig. 6:** *Boehmoceras loescheri* RIEDEL
(Gehäusefragment)

Alle abgebildeten Stücke sind im Westfälischen Museum für Naturkunde unter den Inventar Nr. 5614-5624 hinterlegt worden.



Geol. Paläont. Westf.	5	51 – 56	1 Taf.	Münster Dezember 1985
--------------------------	---	---------	--------	--------------------------

Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens

ROGER SCHALLREUTER

Abstract: Aus einem oberordovizischen Kalkgeschiebe Westfalens wird als *Saccamminopsis ? camelopardalis* sp. n. ein neuer Vertreter der im Ordoviz sehr seltenen kalkschaligen Foraminiferen beschrieben.

Einleitung

Kalkschalige Foraminiferen aus dem Ordoviz sind sehr selten. 1983 wurden vom Verfasser zwei neue Arten aus mittel- und oberordovizischen Geschieben Norddeutschlands beschrieben, die aus diesen mittels Flußsäure herausgelöst bzw. herausgeätzt worden waren. In dem einen Fall lag das Material in sekundär verkieselter Form vor, in dem anderen – bedingt durch die Aufbereitung – in Form von Kalziumfluoridpseudomorphosen. Herr RAINER SCHÄFER, Burgsteinfurt, von dem in den letzten Jahren eine Reihe bemerkenswerter Funde von und in Geschieben des Münsterländer Hauptkiessandzuges gemacht wurden (SCHALLREUTER 1983c, 1984, 1985a,c), fand nun ein oberordovizisches Kalkgeschiebe, welches viele Exemplare einer kalkschaligen Foraminifere enthielt, die auf Grund des Verwitterungszustandes des Geschiebes durch einfache mechanische Zerkleinerung des Gesteins (SCHALLREUTER 1983a: 117) gewonnen werden konnten, so daß sie chemisch nicht verändert wurden. Sie liegen – wie EDAX-Analysen zeigten – in ursprünglicher Kalkerhaltung vor. Das Besondere an diesen Formen ist der z.T. extrem lange Hals.

Das Geschiebe

Das Geschiebe (Ahl 85/152) ist ein durch Verwitterung heller, weißlich-grauer, z.T. späterer Kalk, der an Fossilien hauptsächlich die unten beschriebene Kalkforaminifere enthält und außerdem einige Ostrakoden und wenige Trilobitenreste (**A 2/18**); vereinzelt treten dunklere, rötlich-bräunliche, glasigkristalline Crinoidenstielglieder auf (**A 2/19**)¹. An Ostrakoden wurden gefunden:

Platybolbina ? sp.sp. (**A 2/11**)

Bolbina saxbya MEIDLA, 1983 (**A 2/12**)

Eoaquapulex cf. *frequens* (STEUSLOFF, 1895) (**A 2/13**)

Airina mezciemensis (GAILËTE, 1975) (**A 2/14**)

Steusloffina cuneata (STEUSLOFF, 1895) (**A 2/15**)

Trianguloschmidtella posterolatissima SCHALLREUTER, 1972 (**A 2/16**)

und einige andere 'glatte' Ostrakoden (**A 2/17**)

¹) Originale Nummern im Westfälischen Museum für Naturkunde Münster.

Anschrift des Verfassers:

PD Dr. habil. R. SCHALLREUTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Bundesstraße 55 (Geomatikum),
D-2000 Hamburg 13, Germany (FR.)

Bolbina saxbya wurde von MEIDLA (1983) in Westestland in der Vormsi- (F_{1b}) und Pirgu-Stufe (F_{1c}) angetroffen. *Airina mezcimensis* kommt nach GAILĪTE (1975) in Lettland in der Nabala- (F_{1a}) bis Pirgu-Stufe vor. *Steusloffina cuneata* findet sich im Baltikum in allen Stufen der Lyckholm-Schichten (F₁) und der Por-kuni-Stufe (F₂) [SARV 1960: Tab. 1, 1962: Tab. 1; PÖLMA et al. 1977: Abb. zwischen S. 116 und 117; GAILĪTE in UL'ŠT et al. 1982: Tab. 9 (S. 126) und Abb. 23]. Danach kommt als Alter für das Geschiebe die Vormsi- oder Pirgu-Stufe in Frage. Da alle Ostrakoden bisher nur aus dem Baltikum bekannt sind, liegt die Heimat des Geschiebes vermutlich in dessen Nähe, wahrscheinlich im Bereich der Ostsee nördlich der Linie Gotland – Dagö (Hiiumaa). Einer besonderen Geschiebeart kann das Geschiebe z.Z. nicht zugeordnet werden. Sollten sich weitere ähnliche Geschiebe mit dem gehäuften Vorkommen der unten beschriebenen Art anfinden, könnten diese als besondere Geschiebeart betrachtet und entsprechend benannt werden.

Beschreibung

Unterordnung Fusulinina WEDEKIND, 1937
Überfamilie Parathuramminacea BYKOVA, 1955
Familie Moravamminidae POKORNÝ, 1951
Unterfamilie Earlandiinae CUMMINGS, 1955
Gattung *Saccamminopsis* SOLLAS, 1921
Saccamminopsis ? *camelopardalis* sp.n.
Taf. 1, Fig. 1-8

Derivatio nominis: camelopardalis, lat. – Giraffe; nach dem extrem langen Hals.

Holotypus: Das noch im Gestein befindliche Exemplar im Westfälischen Museum für Naturkunde Münster (WMN) Nr. **A 2/1** – Taf. 1, Fig. 8.

Locus typicus: Kiesgrube Ahlintel im Münsterländer Hauptkiessandzug östlich Burgsteinfurt (MTB 3810 Burgsteinfurt) [lat. 52° 9' 28" N, long. 7° 27' 25" E] (SCHALLREUTER 1985a: Abb. 1); Erratikum.

Stratum typicum: Geschiebe Ahl 85/152. Alter: vermutlich Vormsi- (F_{1b}) oder Pirgu-Stufe (F_{1c}); Heimat: vermutlich nördliche Mittlere Ostsee.

Definition: Größe mindestens bis > 4,06 mm. Hals kann extrem lang werden (ein Vielfaches der Kammerlänge). Kammer kugelig und verhältnismäßig deutlich vom Hals abgeschieden bis ± elliptisch und mit kontinuierlichem Übergang in den Hals. Hals im Verhältnis zur Kammer ziemlich breit. Basisöffnung ebenfalls relativ groß.

Material: > 40 isolierte Kammern (**A 2/9**) und > 20 noch im Gestein befindliche Exemplare (**A 2/10**) mit ± unvollständigem Hals. (Einige Stücke befinden sich im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Münster).

Beziehungen: Die ähnliche *S. ? syltensis* SCHALLREUTER, 1983 aus Öjlemyrgeschieben des obersten Ordoviz weist etwa die gleiche Kammerbreite auf [0,44–0,69 mm; *S. ? camelopardalis* (Taf. 1, Fig. 1–6): 0,51–0,80 mm] aber *S. ? camelopardalis* besitzt einen z.T. wesentlich längeren Hals. Außerdem scheint der Hals bei *S. ? camelopardalis* im Durchschnitt relativ breiter und die Basisöffnung relativ größer zu sein (vgl. Taf. 1 mit SCHALLREUTER 1983b: Taf. 1, Fig. 2, 3, 6 oder 1985b: Taf. 1, Fig. 10 rechts).

Vorkommen: Bisher nur vom locus typicus und dem stratum typicum bekannt.

Literatur

GAILĪTE, L (1975): Novye vidy ostrakod verchnego ordovika Latvii [New Species of Ostracoda from Upper Ordovician of Latvia]. – GRIGELIS, A. A. (Red.): Fauna i stratigrafija paleozoja i mesozoja Pribaltiki i Belorussii [The Fauna and Stratigraphy of Paleozoic and Mesozoic of Baltic and Byelorussia]: 45–57, 2 Taf., Vilnius (Mintis).

MEIDLA, T. (1983): Ostrakody pograničnych sloev vormsiskogo i pirguskogo gorizontov v Zapadnoj Estonii [Die Ostrakoden aus den Grenzschichten der Vormsi- und Pirgu-Stufen Westestlands]. – Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised [Izv. Akad. nauk Est. SSR] (Geol.) **32** (2):53–59, 2 Taf., 1. Abb., Tallinn.

- PÖLMA, L., SARV, L. & HINTS, L. (1977): Rasčlenenie ordovikskich otloženíj razreza skv. Berzini (Jugo-Vostočnaja Latvija) [The Subdivision of the Ordovician in the Berzini Boring (South-East Latvia)]. – Ibid. (Keemia Geol.) **26** (2):113-121, 1 sep. Abb., ibid.
- SARV, L. I. (1960): Stratigrafičeskoe rasprostranenie ostrakod ordovika Estonskoj SSR [On the Stratigraphic Distribution of Ostracods in the Ordovician of the Estonian S.S.R.]. – Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi Uurimused [Trudy inst. geol. Akad. nauk Est. SSR] **5**:237-244, 1 Tab., Tallinn.
- SARV, L. I. (1962): Ostrakody porkuniskogo gorizonta i llandoverti Estonii [Ostracods from the Porkuni Stage and Llandovery of Estonia]. – Ibid. **9**:95-141, 9 Taf., 1 Tab., ibid.
- SCHALLREUTER, R. (1983a): Mikrofossilien aus Geschieben III. Gewinnung. – Der Geschiebe-Sammler **16** (3/4): 113-143, 3 Taf., 3 Abb., Hamburg.
- SCHALLREUTER, R. (1983b): Calcareous foraminifera from the Ordovician of Baltoscandia. – J. micropalaeont. **2**:1-6, 2 Taf., 2 Tab., London.
- SCHALLREUTER, R. (1983c): Sularpschiefer (Mittelordoviz) als Geschiebe in Norddeutschland. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg **54**:55-64, 2 Taf., 3 Abb., Hamburg.
- SCHALLREUTER, R. (1984): Neufunde der gehörnten Leperditiocopen-Gattung *Kiaeria* (Ostracoda) in silurischen Geschieben Westfalens sowie ihre systematische und phylogenetische Stellung. – Paläont. Z. **58** (1/2):131-142, 3 Abb., Stuttgart.
- SCHALLREUTER, R. (1985a): Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen. – Geol. Paläont. Westfalen **4**: 23-52, 7 Taf., 3 Abb., Münster.
- SCHALLREUTER, R. (1985b): Mikrofossilien von Sylt. – HACHT, U. v.: Fossilien von Sylt: 77-91, 5 Taf., Hamburg (Inge-Maria von Hacht).
- SCHALLREUTER, R. (1985c): AUREL KRAUSEs „Geschiebe mit *Beyrichia rostrata*“ (Ostracoda; Ordoviz). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg **59**:100-121, 8 Taf., 1 Tab., Hamburg.
- UL'ST, R. Ž., GAILITE, L. K. & JAKOVLEVA, V. I. (1982): Ordovik Latvii. – 295 S., 8 Taf., 58 Abb., 27 Tab., Riga (Zinatne).

Tafel 1

Fig. 1-8 *Saccamminopsis ? camelopardalis* sp.n.
aus einem Kalkgeschiebe (Ahl 85/152) von Ahlintel östlich Burgsteinfurt, Münsterland (coll. RAINER SCHÄFER 1985).

1-6: Paratypen. Verschiedene Einzelkammern mit \pm unvollständigem Hals und z.T. sichtbarer Basisöffnung in Lateralansicht.

1: **A 2/2** - X 45; 2: **A 2/3** - X 37; 3: **A 2/4** - X 51; 4: **A 2/5** - X 47; 5: **A 2/6** - X 41; 6: **A 2/7** - X 48, Stereopaare.

7: Paratypus. Einzelkammer von oben mit Blick auf die Bruchfläche des abgebrochenen Halses, **A 2/8** - X 58, Stereopaar.

8: Holotypus. Noch im Gestein befindliches Exemplar mit extrem langen, am Ende dazu noch abgebrochenen Hals in Lateralansicht, **A 2/1** - X 30.

Aufbewahrung des Materials: Westfälisches Museum für Naturkunde Münster.

