

## Die Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge

DIETER KORN, CLAU-DIETER CLAUSEN,  
FRIEDRICH WILHELM LUPPOLD





## 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 Fotohochglanzpapier vorgelegt werden. Fotografien 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  
48161 Münster

Redaktion: Dipl.-Geol. Dieter Korn

# **Geologie und Paläontologie in Westfalen**

## **Heft 29**

Herausgeber:  
Dr. Alfred Hendricks  
im Auftrag des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe

Dieses Heft wurde  
finanziert durch das Ministerium für Stadtentwicklung und Verkehr  
des Landes Nordrhein-Westfalen  
als oberste Denkmalbehörde

### **Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid- Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge)**

Friedrich Wilhelm Luppold, Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn & Dieter Stoppel

### **Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge)**

Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn, Raimund Feist, Kerstin Leuschner, Helga Groos-Uffen-  
orde, Friedrich Wilhelm Luppold, Dieter Stoppel, Kenneth Higgs & Maurice Streef

### **Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)**

Dieter Korn, Claus-Dieter Clausen, Zdzislaw Belka, Klaus Leuteritz,  
Friedrich Wilhelm Luppold, Raimund Feist & Dieter Weyer

### **Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der Gattendorfia-Stufe des Profiles NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)**

Kerstin Leuschner

### **Korallen im Untertournai-Profil von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)**

Dieter Weyer

Geol. Paläont. Westf.	<b>29</b>	221 S.	62 Abb. 9 Tab. 22 Taf.	Münster Mai 1994
--------------------------	-----------	--------	------------------------------	---------------------

ISSN 0176-148X  
ISBN 3-924590-40-0

© 1994 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
LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, CLAUSEN, Claus-Dieter, KORN, Dieter & STOPPEL, Dieter: Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . .	7
CLAUSEN, Claus-Dieter, KORN, Dieter, FEIST, Raimund, LEUSCHNER, Kerstin, GROOS-UFFENORDE, Helga, LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, STOPPEL, Dieter, HIGGS, Kenneth & STREEL, Maurice: Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . .	71
KORN, Dieter, CLAUSEN, Claus-Dieter, BELKA, Zdzislaw, LEUTERITZ, Klaus, LUPPOLD, Friedrich Wilhelm, FEIST, Raimund & WEYER, Dieter: Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . .	97
LEUSCHNER, Kerstin: Triboliten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der Gattendorfia-Stufe des Profils NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . .	149
WEYER, Dieter: Korallen im Untertournai-Profil von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)	177

## Vorwort

Die Schichtfolge des jüngsten Devons und des ältesten Karbons ist weltweit sehr gut untersucht worden. Das hat sicher mehrere Gründe, unter anderem, daß die Gesteinsfolgen relativ gut aufgeschlossen und reich an Fossilien verschiedener Pflanzen- und Tiergruppen sind; sie dokumentieren außerdem einen ins Auge fallenden Wechsel der Gesteinsausbildung und des Fossilinhaltes: von „devonisch“ geprägten Eigenschaften zu „karbonischen“.

Seit Anfang des 19. Jahrhunderts ist der Schicht-Komplex, der diesen Wechsel enthalten hat, zunächst in Europa, wenig später auch in Afrika und Amerika, in Asien und schließlich auch in Australien untersucht worden. Nachdem Schichtfolge und Fossilinhalt genauer bekannt waren, begann ein lebhafter und lang anhaltender Streit, wo genau in dieser Schichtfolge die Grenze zwischen den Systemen Devon und Karbon zu ziehen sei. Der Streit um die Grenzziehung hat die Untersuchungen immer wieder angeregt.

Etwa seit Beginn des 20. Jahrhunderts liegen die Aufschlüsse in Deutschland und – wegen ihres reichen und gut erhaltenen Fossil-Inhaltes die des Rheinischen Schiefergebirges – im Mittelpunkt des Interesses. Das ist nicht zuletzt auch hervorragenden Gelehrten zu verdanken, die einen beträchtlichen Teil ihrer Forschung den Gesteins- und Fossilfolgen nahe der Devon/Karbon-Grenze gewidmet haben. Genannt seien hier allein die klassischen Bearbeitungen von WEDEKIND, SCHINDEWOLF, H. SCHMIDT und PAECKELMANN.

Das Besondere an der Ausbildung der Grenzschichten im Rheinischen Schiefergebirge ist die für geologische Bearbeiter günstige Repräsentation der vergangenen Zeit durch Sedimente: es sind weder zuviel Sedimente (in kurzer Zeit) abgelagert worden, welche die für die Zeitmessung wichtige Fossilführung zu stark verdünnt hätten, noch war die Sedimentationsgeschwindigkeit so gering, daß verbreitete Schichtlücken aufträten.

Außerdem fasziniert die über kürzere oder längere Entfernungen in charakteristischer Weise wechselnde Ausbildung der Sedimente. Da die Leitfossilien auch in unterschiedlichen Ausbildungen vorkommen können – oder die Gleichaltrigkeit von Gesteinen mit kriminalistischer, paläontologischer Feinarbeit nachgewiesen werden kann – läßt sich die Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges vor 350 Millionen Jahren mit relativ großer Genauigkeit rekonstruieren. Dafür bietet gerade der Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges ein hervorragendes Beispiel!

Die Arbeiten an Fossilien und Gesteinen der Grenzschichten zwischen Devon und Karbon sind in den letzten Jahren auch durch die Suche nach einem Stratotypen, der internationalen Norm für die Lage der Grenze zwischen den Systemen, angeregt worden. Der internationale Grenz-Stratotyp ist an einem Profil der südfranzösischen Montagne Noire definiert worden. Es bleibt aber unbestritten, daß das Rheinische Schiefergebirge mit den auch in diesem Band beschriebenen Profilen den für die Zeit nahe der Devon/Karbon-Grenze am besten bekannten fossilen Lebensraum besitzt.

Eva Paproth

Geol. Paläont. Westf.	29	7-69	16 Abb. 5 Tab. 6 Taf.	Münster Mai 1994
--------------------------	----	------	-----------------------------	---------------------

Faunenvergleich Rhenohertzynikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 7

## **Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge)**

Friedrich Wilhelm Luppold, Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn & Dieter Stoppel\*

### Zusammenfassung

Die wichtigsten Devon/Karbon-Grenzprofile am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges werden bezüglich ihrer Conodonten- und Ammonoideen-Stratigraphie sowie ihrer Carbonat-Mikrofazies untersucht und miteinander verglichen.

Die Devon/Karbon-Grenze kann in mehreren Profilen sowohl mit Conodonten als auch mit Ammonoideen gezogen werden; sie liegt gewöhnlich im basalen Teil des Hangenberg-Kalkes. Die Untergrenze der mit Ammonoideen gezogenen Karbon-Basis (*acutum*-Zone) stimmt fast genau überein mit der Untergrenze der mit Conodonten gezogenen Karbon-Basis (*sulcata*-Zone).

### Summary

The most important sections of the Devonian-Carboniferous boundary beds at the northern margin of the Rhenish Massif have been studied and correlated regarding their conodont and ammonoid stratigraphy and their carbonate microfacies.

The Devonian-Carboniferous boundary can be drawn in several sections both with conodonts and ammonoids, lying usually in the basal part of the Hangenberg Limestone. The base of the conodont *sulcata* Zone quite well fits the base of the ammonoid *acutum* Zone.

---

\* Anschriften der Verfasser:

Friedrich Wilhelm Luppold, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,  
Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

Dr. Claus-Dieter Clausen, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,  
De-Greif-Strasse 195, D-47803 Krefeld.

Dieter Korn, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie,  
Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.

Dr. Dieter Stoppel, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,  
Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

1. Einleitung ..... 8

2. Terminologie der Formationen (D. Korn) ..... 9

3. Geologischer Überblick (C.-D. Clausen) ..... 9

4. Die Devon/Karbon-Grenzprofile ..... 16

4.1. Remscheid-Altenaer Sattel ..... 16

4.1.1. Hasselbachtal, Bachanschnitt ..... 16

4.1.2. Bohrung Hasselbachtal 1 ..... 19

4.1.3. Oese ..... 21

4.1.4. Umgebung von Apricke und Riemke ..... 23

4.1.5. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt ..... 26

4.1.6. Ober-Rödinghausen, Straßeneinschnitt ..... 27

4.1.7. Hangenberg ..... 29

4.1.8. Effenberg ..... 30

4.1.9. Müssenberg ..... 33

4.1.10. Wocklum ..... 38

4.2. Lüdenscheider Mulde ..... 39

4.3. Belecker Sattel ..... 39

4.4. Warsteiner Sattel ..... 40

4.4.1. Schießstand an der Bilstein-Höhle ..... 40

4.4.2. Kattensiepen ..... 40

4.4.3. Eulenspiegel ..... 41

4.5. Briloner Sattel ..... 41

4.5.1. Scharfenberg ..... 41

4.5.2. Bohrung Nehden 2 ..... 42

4.5.3. Hoppecke-Tal ..... 44

4.6. Attendorn-Elsper Doppelmulde ..... 44

5. Conodonten-Systematik (F.W. Luppold) ..... 44

6. Dank ..... 46

7. Literatur ..... 46

8. Anhang: Mikrofazies-Analyse der Carbonate (C.-D. Clausen) ..... 49

## 1. Einleitung

Wie fast keine andere Region besitzt das Rheinische Schiefergebirge eine Vielzahl von guten und fossilreichen Aufschlüssen der Devon/Karbon-Grenzschichten, und in kaum einer anderen Region sind diese in derart unterschiedlichen Faziesausbildungen repräsentiert. Angefangen von Schwellenprofilen mit fast kontinuierlicher Carbonat-Sedimentation existieren im Rheinischen Schiefergebirge Schwellenhangprofile und schließlich auch typische Profile mit Beckensedimentation. Allen gemeinsam ist lediglich der pelagische Charakter; nur zeitweise – während der Ablagerung des Hangenberg-Sandsteins – ist die Nähe zur südlich gelegenen Küste der Mitteldeutschen Schwelle bemerkbar.

Die pelagischen Gesteine – meist Knollenkalksteine – sind seit dem Beginn dieses Jahrhunderts intensiv untersucht worden. Vor allem die darin gefundenen Ammonoideen, Trilobiten, Conodonten und Ostracoden sind in zahlreichen Monographien und kleineren Aufsätzen abgehandelt worden; auf sie gründet sich eine stratigraphische Untergliederung, die zum Teil international anerkannt und verwendet wird.

Durch die Untersuchungen für eine Definition der Devon/Karbon-Grenze sowie die Bestimmung eines geeigneten Stratotyps sind in den vergangenen 15 Jahren erhebliche Anstrengungen unternommen worden, um die westfälischen Profile (siehe Abb. 1) detailliert darzustellen. Bereits eine ganze Reihe von Publikationen über bestimmte Aspekte ist erschienen; deshalb sollen hier die Profile der Devon/Karbon-Grenze noch einmal zusammenfassend und mit zahlreichen neuen Ergebnissen dargestellt werden.

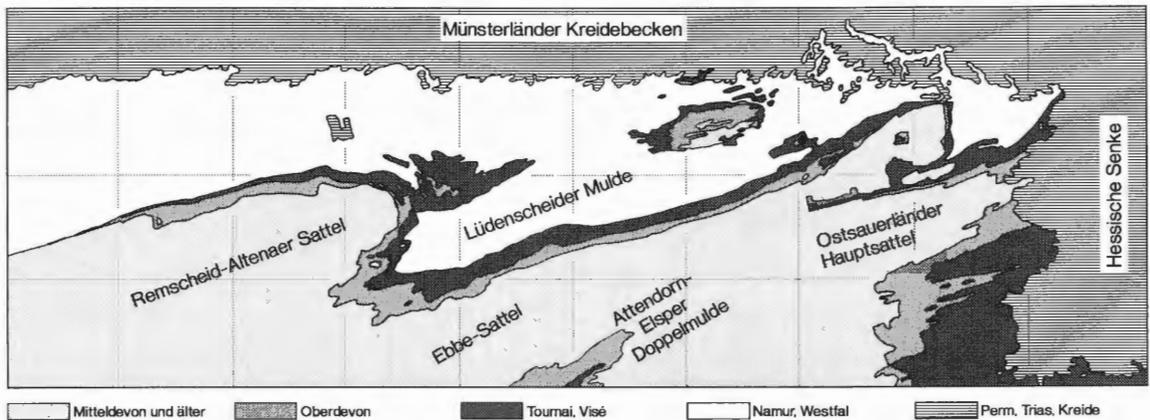
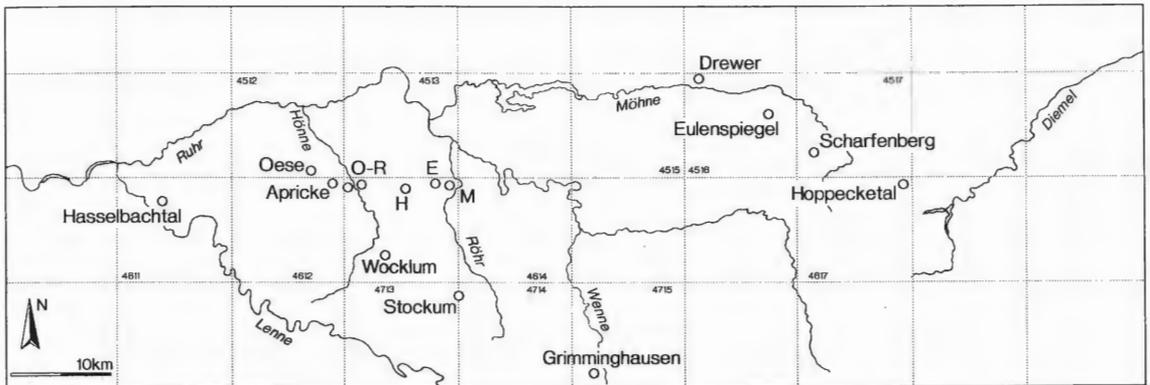


Abb. 1: Übersicht der am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges liegenden Devon/Karbon-Grenzprofile [O-R = Ober-Rödinghausen, H = Hangenberg, E = Effenberg, M = Müszenberg; die in der oberen Karte eingetragenen Zahlen geben die Nummern der Meßtischblätter 1 : 25 000 an].

## 2. Terminologie der Formationen (D. KORN)

In der Literatur mit Bearbeitungen der Devon/Karbon-Grenzschichten findet eine große Anzahl von unterschiedlichen stratigraphischen und lithologischen Begriffen Verwendung. Abhängig von der Intention der Bearbeiter wurden lithostratigraphische (hauptsächlich bei der geologischen Landesaufnahme) oder biostratigraphische Termini benutzt.

Die in dieser Arbeit verwendeten Begriffe werden in Abb. 2 aufgeführt und miteinander korreliert. Allgemeine Beschreibungen wie „Wöcklumer Schichten“ oder „Hangenberg-Schichten“ werden zugunsten von konkreteren lithologischen Bezeichnungen unterlassen. Wenn es angebracht ist, werden biostratigraphische Aussagen sowohl hinsichtlich der Ammonoideen- als auch der Conodonten-Stratigraphie gemacht (Tab. 1). Dabei wird hier auch weiterhin die klassische Untergliederung des Oberdevons in durch Ammonoideen-Gattungen charakterisierte Stufen beibehalten (Tab. 2).

## 3. Geologischer Überblick (C.-D. CLAUSEN)

Der Hauptanteil der in dieser Arbeit beschriebenen Aufschlüsse (Abb. 1) befindet sich auf dem Nordflügel (Hasselbachtal, Oese, Apricke, Ober-Rödinghausen), dem Scheitelbereich (Hangenberg, Effenberg, Müszenberg) sowie dem Südflügel (Wöcklum) des Remscheid-Altener Sattels. Auf die großtektonische Bedeutung dieser mehr als 100 km langen Antiklinale für das nordöstliche Rheinische Schiefergebirge wird in der Arbeit über den Steinbruch Drewer (KORN et al., dieser Band) hingewiesen. Weitere Aufschlüsse befinden sich in der Lüdenscheider Mulde

(Stockum; CLAUSEN et al., dieser Band), im Warsteiner Sattel (Schießstand bei der Bilsteinhöhle, Kattensiepen, Eulenspiegel), im Briloner Sattel (Scharfenberg, Bohrung Nehden 2, Hoppecketal) sowie in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Grimminghausen).

<b>UNTERKARBON</b>	<i>Pericyclus</i> -Stufe		Untere <i>crenulata</i> -Zone
	<i>Gattendorfia</i> -Stufe	<i>patens</i> -Zone	<i>sandbergi</i> -Zone
		<i>westfalicus</i> -Zone	Obere <i>duplicata</i> -Zone
		<i>dorsoplanus</i> -Zone	Untere <i>duplicata</i> -Zone
		<i>acutum</i> -Zone	<i>sulcata</i> -Zone
<b>OBERDEVON</b>	<i>Wocklumeria</i> -Stufe	<i>prorsum</i> -Zone	Obere <i>praesulcata</i> -Zone
		Obere <i>paradoxa</i> -Zone	Mittlere <i>praesulcata</i> -Zone
		Untere <i>paradoxa</i> -Zone	Untere <i>praesulcata</i> -Zone
		Obere <i>subarmata</i> -Zone	Obere <i>expansa</i> -Zone
		Untere <i>subarmata</i> -Zone	
	<i>Clymenia</i> -Stufe		Mittlere <i>expansa</i> -Zone

Tab. 1: Korrelation von Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie im jüngeren Oberdevon und älteren Unterkarbon.

Der Remscheid-Altener Sattel ist ein 10 bis 15 km breites weitgespanntes Antiklinorium mit überwiegend bruchloser Verformung vor allem der Mantelschichten. Die Kernareale, in erster Linie die beiden aus Ordoviz, Silur und Gedinne aufgebauten Aufbrüche im Remscheider Sattel s. str., sind tektonisch intensiv überprägt und treten, allseitig von Quer- und Längsstörungen begrenzt, fensterartig aus den jüngeren emsischen Gesteinen hervor. Eine weiträumige Internfaltung ist allgemein durchgehend ausgebildet, eine engräumige Spezialfaltung hängt hingegen davon ab, ob faltungskompetente Schichten vorliegen oder nicht. Schichten im Druckschatten mächtiger massiger Gesteinskörper (Massenkalk) sind darüberhinaus geringer verformt.

Der Remscheid-Altener Sattel taucht ganz allmählich nach Nordosten ab. Demzufolge werden die Kernschichten von Westen nach Osten immer jünger:

Tab. 2: Die Ammonoideen-Stratigraphie des jüngeren Oberdevons und älteren Unterkarbons mit Angabe der Leitfossilien. ▶

UNTERKARBON

<i>Pericyclus</i> -Stufe	
Gattendorfia- Stufe	<i>patens</i> - Zone
	<i>westfalicus</i> - Zone
	<i>dorsoplanus</i> - Zone
	<i>acutum</i> - Zone
Wocklumeria- Stufe	<i>prorsum</i> - Zone
	Obere <i>paradoxa</i> - Zone
	Untere <i>paradoxa</i> - Zone
	Obere <i>subarmata</i> - Zone
	Untere <i>subarmata</i> - Zone
	<i>piriformis</i> - Zone
Clymenia- Stufe	<i>ornata</i> - Zone
	<i>acuticostata</i> - Zone
	<i>serpentina</i> - Zone
	Obere annulata- Zone
Prolobites- Stufe	Untere annulata- Zone
	<i>delphinus</i> - Zone
	<i>sandbergeri</i> - Zone
	<i>Cheiloceras</i> -Stufe

OBERDEVON

\* *Paragattendorfia patens*

\* *Pseudarietites westfalicus*

\* *Paprothites dorsoplanus*

\* *Gattendorfia subinvoluta*

\* *Acutimitoceras carinatum*

Hangenberg-Schwarzschiefer

\* *Epiwocklumeria applanata*

\* *Wocklumeria sphaeroides*

\* *Parawocklumeria paradoxa*

\* *Parawocklumeria paprothae*

\* *Balvia lens*

\* *Muessenbiaergia bisulcata*

\* *Sphenoclymenia brevispina*

\* *Piricyclomenia piriformis*

\* *Ornatoclymenia ornata*

\*? *Progonioclymenia acuticostata*

\* *Clymenia laevigata*

\* *Franconicyclomenia serpentina*

\* *Protoxyclymenia dunkeri*

\* *Platyclymenia annulata*

\* *Prolobites delphinus*

\* *Pseudoclymenia pseudogoniatites*

- Solingen-Höhscheid bis Remscheid: Ordoviz, Silur, Gedinne (Herscheid-Schichten bis Bunte Ebbe-Schichten);
- Lennep – Breckerfeld: Ems (Remscheid- bis Hohenhöfe-Schichten);
- Dahl – Altena: Eifel (Hobräck- bis Brandenburg-Schichten);
- Ihmert – Deilinghofen – Balve: Givet (Honsel-Schichten bis Massenkalk);
- Eisborn – Arnsberg: Oberdevon bis Unterkarbon.

Bei Arnsberg-Uentrop sinken die unterkarbonischen Kernschichten unter einer mächtigen Bedeckung von Arnsberger Schichten ab. Der Remscheid-Altenaer Sattel grenzt im Norden an die Herzkämper Mulde, im Süden an die Lüdenscheider Mulde.

Der asymmetrischen Ausbildung des Sattels liegen paläogeographisch-fazielle und tektonische Ursachen zugrunde. Die vertikal wie auch lateral sehr deutlichen Fazieswechsel beruhen auf dem im Laufe der Erdgeschichte sich stetig ändernden, leicht spitzwinkelig zum heutigen Achsenstreichen gerichteten Verlauf der Schelf/Becken-Grenzen (GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979).

## Schwellen - FAZIES - Becken

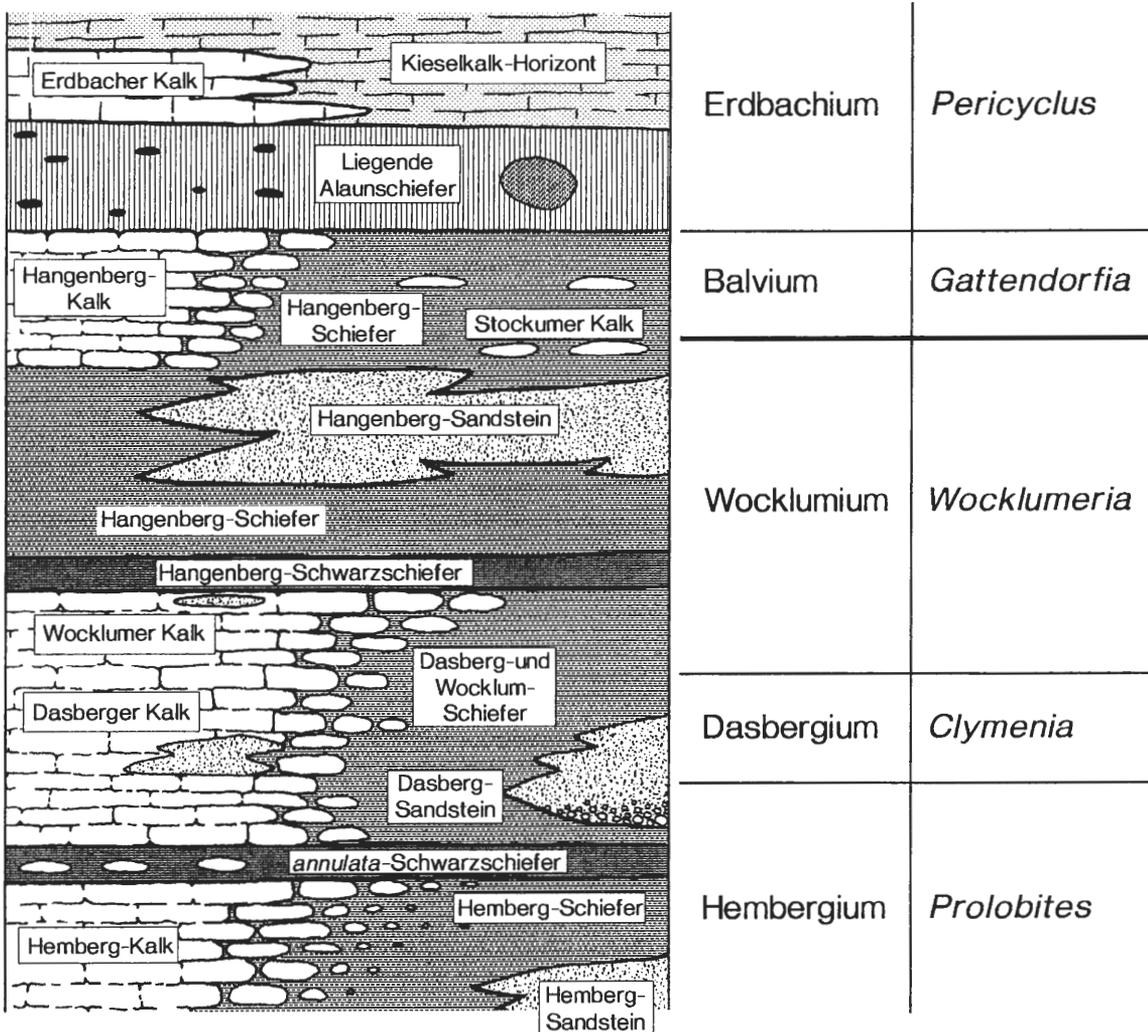


Abb. 2: Korrelation der in dieser Arbeit benutzten Formations- und Schichtnamen. Die rechte Textkolumne zeigt die biostratigraphischen Stufen, wie sie in dieser Arbeit verwendet werden.

Die unter- bis mitteldevonischen Sedimente des Remscheid-Altenaer Sattels sind Bildungen der küstennahen Rheinischen Fazies. Sie lagerten sich in einem breiten Vorland (Schelf) südlich des Old-Red-Kontinentes ab, von dem aus umfangreiche siliciklastische Schuttmassen in ein ausgedehntes fächerförmig angelegtes Flußdelta abflossen (WALLISER & MICHELS 1983). Die absinkende Schelfplattform hielt Schritt mit der Auffüllung: Der Charakter eines Flachmeeres blieb also stets erhalten.

Die Gesteine des inneren küstennäheren Schelfbereiches sind bunt, schlecht entmischt, führen nur wenig Carbonate und eine verarmte Bodenfauna; diejenigen des äußeren küstenferneren Schelfbereiches sind gut entmischt, enthalten Carbonate und ein artenreiches Benthos (LANGSTRASSEN et al. 1979).

Während der Eifel-Stufe herrschten im Remscheid-Altenaer Sattel mit den Hohenhöfe- bis Brandenburg-Schichten mächtige bunte Ablagerungen des küstennahen Flachwasserbereiches vor. In der unteren Givet-Stufe ist der durch Rotschiefer-Einlagerungen dokumentierte innere Schelfbereich nur noch an der Nordwestflanke des Remscheid-Altenaer Sattels zu erkennen. Die Honsel-Schichten sind hingegen eine Bildung des äußeren Schelfes. Sie enthalten laterale biostromale Korallenkalkrasen, welche – immer wieder durch siliciklastische Sedimente erstickt – als Vorläufer der biohermalen Riff-Fazies anzusehen sind.

In der oberen Givet-Stufe bis zum Frasnium ist der Schelfrand durch die Verbindungslinie zwischen den der Schelfkante aufsitzenden Riffkomplexen von Attendorn und Brilon gekennzeichnet (KREBS 1969). Die klastischen Schüttungen vom Old-Red-Kontinent her, die bis jetzt ununterbrochen angedauert hatten, kommen zum Erliegen. Der Schelf wird tektonisch zerrüttet und zerfällt in ein Mosaik von Schollen und Senken (KREBS 1969). Auf der Hochlage siedelten mächtige Korallenriffe, die heute den Nordwestflügel des Remscheid-Altenaer Sattels markieren (Dornap-Elberfelder Riff, Hohenlimburg-Iserlohner Riff, Balver Riff). In den zwischen den Riffen befindlichen abflußlosen Senken, beispielsweise zwischen Hagen und Hemer, sammelten sich Flinzsedimente, das heißt schwarze Tonschiefer und bituminöse Kalksteine, an. Die Riffgürtel regelten das Hinterland gegen den nach Süden gerichteten Abfluß feinklastischer Ströme weitgehend ab. Riffdetritäre Schlammlawinen vermochten jedoch den Südraum zu erreichen („Riff-schatten-Sedimente“ sensu H.SCHMIDT 1924) und nahmen mit dem offenen Meer episodisch Verbindung auf, wie die in ihnen enthaltenen pelagischen Organismen beweisen (KREBS 1969).

Gegen Ende des Frasniums starben die Riffe ab. Die mit dem Riffwachstum korrespondierende Flinzproduktion kam zum Erliegen. Mit dem Beginn des Famenniums, in der *Cheiloceras*-Stufe, lebten die Sandschüttungen wieder auf. Wie an den Plattensandsteinen zwischen Letmathe und Iserlohn sowie Hemer und Apricke ablesbar ist, wechselt die aus Sedimentationsmarken ableitbare Strömungsrichtung örtlich zum Teil beträchtlich aus Nordwesten (= Richtungsmaximum) nach Westen und Südwesten (KÜHN-VELTEN 1968). Das im Frasnium geschaffene Relief wird aufgefüllt, die Riffkörper persistieren jedoch bis in das Unterkarbon II hinein (MEISCHNER 1971) als Hochgebiete mit reduzierter Sedimentation (keine Grobklastika, sondern karbonathaltige Pelite und Carbonate in Form von Knollen- und Flaserkalksteinen). Die herzynische Fazies griff schrittweise nach Norden vor und drängte die Rheinische Fazies schließlich bis auf einen schmalen Gürtel (Linie Düsseldorf – Wuppertal) im nordwestlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge zurück. Rote und grüne Tonschiefer, Schwarzschiefer, Kalkknollentonschiefer, Knollenkalksteine und immer wieder zwischengeschaltete Sandsteinkörper bilden im höheren Famennium das Gesteinsinventar, wobei durch ein neugeschaffenes oder aus dem Frasnium überkommenes Relief Faziesdifferenzierungen in Beckenregionen (Ton-, Silt- und Sandsteine), Flankenpositionen (Kalkknollentonsteine und flaserige Knollenkalksteine) sowie Schwellenzüge (Cephalopodenkalkstein) verursacht werden. Insbesondere regressivere Trends in der Geosynklinalentwicklung führen zu verstärkten Sandschüttungen, die auf die autochthonen Beckensedimente übergreifen (Abb. 2).

Mit dem Rückzug des Schelfes nach Nordwesten geht eine Abnahme von Reichweite und Mächtigkeit der aus Nordwesten stammenden siliciklastischen Schüttungen einher. Die letzte dieser Schüttungen, welche den Hangenberg-Sandstein aufbaute, ist nur noch wenige Meter mächtig (ALBERTI et al. 1977). Demgegenüber nehmen KEUPP & KOMPA (1984) und PAPROTH (1986) eine Schüttung aus dem Süden an. Lieferregionen sollen Hochgebiete im zentralen Remscheid-Altenaer Sattel gewesen sein. Angulare Quarze, Feldspäte und Hellglimmer weisen nach Untersuchungen von KEUPP & KOMPA (1984) im Steinbruch Oese auf den unreifen Charakter der Hangenberg-Sandsteine und demzufolge auf eine nur geringe Transportweite hin.

Dem bleibt entgegenzuhalten, daß die Annahme, es habe schon zur Zeit des Oberdevons im Remscheid-Altenaer Sattel Liefergebiete gegeben, nur hypothetisch ist. Außerdem können vom Schelf ableitbare, im hohen Tempo mehrere 100 km südwärts vorschießende Sedimentsuspensionen mit intern sich abstützendem Kornskelett ebenfalls nur gering abgerollte und wenig zerriebene, mithin „unreife“ Mineralkörner enthalten.

Die oben beschriebene, für das Famennium charakteristische Normalfazies wird am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels im Bereich der Seiler zwischen Iserlohn und Hemer über eine Erstreckung von 4 km durch die Seiler-Sonderfazies ersetzt. Sie ist durch Ton- und Sandsteine sowie durch Konglomerate mit Ooid- und Quarzgeröllagen geprägt. Nach KOCH et al. (1970), HEINKE (1978) sowie CLAUSEN et al. (1989) stehen während der *Cheiloceras*- bis unteren *Wocklumeria*-Stufe mehrere hundert Meter mächtige Sedimente der Normalfazies nur einigen Zehner Meter mächtigen Sedimenten der Sonderfazies gegenüber; hingegen übertraf die Sonderfazies in der oberen *Wocklumeria*-Stufe mit 150 m mächtigen Hangenberg-Schichten diejenigen der Normalfazies fast um das Zehnfache. Diese extremen Faziesgegensätze wurden während des Famenniums durch differenzierte Meeresbodensenkungen und rinnenartige Absätze mehrerer energiereicher sandiger Turbidite ausgelöst.

Auch hier stellt sich die Frage nach dem Liefergebiet: KOCH et al. (1970) leiten die Seiler-Sedimente von Nordwesten her und sehen das Gebiet zwischen Iserlohn und Hemer als eine Art „Eingangspforte für Sedimente mit rheinischem Einschlag“ an, welche von hier aus nach Süden in den herzynischen Faziestrog glitten. PAPROTH (1986) leitet hingegen die Seiler-Sedimente wie alle oberdevonischen Grobklastika (siehe oben) aus dem Süden ab.

Die Ennepe-Störung verursachte am Nordflügel des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Hagen und Gevelsberg einen auffallend asymmetrischen Bau der Sattelflanke. An diese 50 bis 300 m breite Störungszone – rein formal als steile Aufschubung deutbar – grenzen unter Ausfall von 3000 bis 5000 m mächtigen Sedimenten der Eifel-Stufe (Hobräck- bis Brandenburg-Schichten) solche des Oberkarbons an (THOME 1970). In der Störungszone streichen außerdem örtlich ausgequetschte Reste von Massenkalk, Oberdevon bis Unterkarbon zutage.

Östlich des Hönnetals zwischen Eisborn, Herdringen, Hachen und Beckum ist der aus Schichten des Frasniums, Famenniums und Unterkarbons aufgebaute Scheitelpunkt des östlichen Remscheid-Altenaer Sattels in Speziesschwellen untergliedert und tektonisch stärker zerlegt (Abb. 7). Auf einer morphologisch kräftig gegliederten Tiefschwellenregion bildeten sich auf örtlichen Hochlagen reine Kalksteine, in Beckenlagen hingegen Bänderschiefer und Tonsteine mit Silt- und Sandsteinbänken und an zwischen Becken und Schwelle vermittelnden Hängen Kalkknollenschiefer und Knollenkalke. Die letzteren wechsellagern mit siliciklastischen Lagen oder sind zumindest durch Klastika verunreinigt. Gebiete mit länger anhaltender Cephalopodenkalksedimentation befinden sich am Beil, bei Ainkhausen, Hachen, Reigern und am Dasberg (SCHÄFER 1978). Lokalitäten mit Schwellenhangsedimenten sind Müssenberg und Effenberg, die beide durch eine Anreicherung eintöniger Kalkschlämme gekennzeichnet sind. In diese sind von höher gelegenen Arealen her Biodetrituslagen eingeflossen. Dem Eindringen von Sandturbiditen in den autochthonen Bodenschlamm ist die Bildung von dezimetermächtigen siliciklastischen Lagen bzw. dünnen flächenhaften Quarzpartikelschleiern zu verdanken. So entstand eine quarzdetritusführende mikritische Bioklastfazies. Auch die an der Südflanke des Remscheid-Altenaer Sattels gelegene Lokalität Wocklum, welche dem intensiv gefalteten, zur Lüdenscheider Mulde überleitenden Übergangsbereich angehört, ist durch Quarzpartikelführung gekennzeichnet. Noch stärker siliciklastisch beeinflusst und zum Teil durchweg fein- bis grobklastisch ausgebildet sind Sedimente der Lokalität Stockum (siehe CLAUSEN et al., dieser Band), welche dem Südflügel der Lüdenscheider Mulde (bzw. dem Nordflügel des Ebbe-Sattels) angehören. Als Herkunftsbereich der Sandschüttungen nehmen KEUPP & KOMPA (1984) sowie PAPROTH (1986) wiederum eine Region im Süden (Kern des Ebbe-Sattels) an.

Das Warsteiner Riff ist eine aus biostromalen Korallen- und Stromatoporenlagen sowie deren Detritus aufgebaute Carbonatplattform. Diese von synsedimentären Brüchen gerahmte Plattform kippte zur Zeit der Mittel/Oberdevonwende an einem in der Nähe ihres Südrandes befindlichen mobilen Scharnier nach Norden ab (CLAUSEN 1990). Im nördlichen Plattformabschnitt kam der Riffaufwuchs zum Erliegen; im südlichen Abschnitt hingegen, dem nunmehr bathymetrisch höchsten Teil der Scholle, entstand ein langgestrecktes schmales Bioherm, welches sein Wachstum erst im höheren Frasnium zur Zeit des allgemeinen Riffsterbens beendete. Riffhochfläche bzw. Riffflanken wurden während des Famenniums von Tonsteinen, Mergelsteinen, Kalkknotenton-

steinen und Cephalopodenkalksteinen überlagert. Dabei entstanden zwei Faziesräume mit ganz unterschiedlich ablaufender Sedimentationsgeschichte: Denn bereits im späten Frasnium war die Plattform an einem Nord – Süd gerichteten, synsedimentär wirksamen Bruchsystem zerbrochen. Auf der nur wenig abgesunkenen östlichen Hochscholle fand während des gesamten Oberdevons eine Carbonatsedimentation auf Tiefschwellen statt. Hierzu gehören die in vorliegender Arbeit beschriebenen Aufschlüsse am Eulenspiegel und am Kattensiepen (CLAUSEN et al. 1989). Die westliche Scholle senkte sich stärker ab und nahm mächtigere und mit siliciklastischen Partikeln stärker vermengte Sedimentmengen auf (gebänderte kalkknollenführende Tonsteine, Mergelkalksteine und Kalksteine). Das Profil am alten Schießstand bei der Bilsteinhöhle hat zwar noch Schwellencharakter, läßt aber zum Hangenden hin ein schrittweises Einbeziehen in die Beckensedimentation erkennen. Diese Schichten wurden durch eine frühdiagenetische gravitative Gleitfaltung überprägt (CLAUSEN et al. 1979). Die Faziesgrenze zwischen beiden unterschiedlichen Sedimentationsbereichen der West- und Ostscholle verläuft östlich des Kuckucksberges parallel zur Glenne und Lörmecke.

Das Briloner Riff wuchs ebenso wie das Attendorner Riff am Südrand des mitteldevonischen Schelfes auf. Das Riffwachstum begann vereinzelt schon früh (Eifel-Stufe), sonst allgemein in der Oberen Givet-Stufe und reichte bis in das höhere Frasnium. Es sammelten sich insgesamt mehr als 1000 m mächtige Riffkarbonate auf einer absinkenden Plattform an. Infolge differenzierter Schollenkipfung wechselten die Regionen stärksten Korallenaufwuchses vom nördlichen (Eifel- bis tiefere Givet-Stufe) zum südlichen Riffsaum (höhere Givet-Stufe). Beide Riffsäume schlossen sich in der höchsten Givet-Stufe zusammen, so daß zu diesem Zeitpunkt das Briloner Riff eine Atollstruktur aufwies. Eine flächenhafte Überkleidung mit oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen dokumentiert nach Beendigung des Riffwachstums den Übergang vom Hochschwellen- zum Tiefschwellenstadium. Am Nordrand lagerten sich während des Oberdevons Ton-, Silt- und Sandsteine mit Einschaltungen von Kalkknollenlagen und Kalksteinen ab. Diese meist karbonatische Sedimentation hielt bis zum tiefen Unterkarbon an. Ein Profil durch eine solche Abfolge vermittelt der Hang an der Straße Scharfenberg – Brilon am südlichen Ortsausgang von Scharfenberg. Spiegelbildlich bietet hierzu das Profil im Hoppecke-Tal am Südrand des Briloner Sattels einen Eindruck von den dort zum Teil ganz andersartigen Mantelschichten des Riffes: Schalsteine mit exhalativen Roteisensteinlagen, riffdetritäre Turbidite, Flinzschiefer, ansonsten bunte Cypridinschiefer, Silt- und Sandsteine sowie Kalksteine beteiligen sich in der höheren Givet-Stufe und während des Oberdevons am Sedimentaufbau. Das Hoppecke-Tal verläuft größtenteils in dem aus unterkarbonischen Gesteinen bestehenden Muldenkern der intensiv spezialgefalteten Grottenberg-Poppenberg-Mulde.

Schon zur Zeit des Riffwuchses erstreckte sich nach BÄR (1966) ein von Alme nach Thülen reichender, das Riff querender rinnenartiger Kanal, in welchem sich im Oberdevon eine von der üblichen Cephalopodenkalkfazies teilweise abweichende Folge bituminöser dunkler Ton- und Kalksteine sowie roter und grüner Tonsteine anreicherte. Die später tektonisch überformten Rinnensedimente werden von der Messinghausener und Immentaler Störung begrenzt; beide Störungen streichen Nord – Süd. Die Querzone geht nach Süden in die Thüleiner Mulde über. Diese synsedimentär absinkende Rinne nahm ungewöhnlich mächtige Sedimente auf, welche den Kern der Nehdener Mulde aufbauen. Dank ihrer exponierten Lage wurde die Nehdener Mulde häufiger stratigraphisch und paläontologisch bearbeitet. Erst die Bohrung Nehden 2 (639,2 m) am Südrand der Mulde offenbarte jedoch die großen Mächtigkeiten der Sedimente, für deren Platznahme auf dem Riffkörper sich neben der Annahme einer synsedimentären Anreicherung ein zusätzlicher Erklärungsbedarf erhebt (tiefer Nachbruch in einen während des Frasniums entstandenen paläozoischen Karsthohlraum?).

Die beiden Großmulden der Attendorf-Elisper Doppelmulde werden durch den Dünscheder Sattel voneinander getrennt. Im höheren Givet verlief der Schelfrand schräg durch die Doppelmulde hindurch. Das bis zu 950 m mächtige, 100 Quadratkilometer große Attendorf-Elisper Atollriff siedelte am Schelfrand auf rheinischen Flachwassersedimenten (Newberrien-Schichten und Faziesäquivalente), denen südlich des Schelfes die herzynischen Meggener Schichten entsprechen. Mit dem Beginn des Oberdevons griff die Herzynische Fazies auf die Schelfplattform über.

Die Gliederung des Meerbodens in Spezialbecken und Schwellen war für die übergroße Vielfalt der die heutigen Flanken der Attendorf-Elisper Doppelmulde aufbauenden oberdevonischen Sedimente verantwortlich. Im Unterkarbon breitete sich die Kulmfazies aus. Im Muldenkern der Elisper Mulde zwischen Grevenbrück und Cobbenrode sind sogar noch Namur-Tonsteine erhalten.

Die Devon/Karbon-Übergangsschichten sind in der Attendorn-Elssper Doppelmulde fast überall durch grüngraue Tonsteine (= Hangenberg-Schiefer) repräsentiert. Es gibt nur wenige Ausnahmen: Im Straßenprofil gegenüber der Lennebrücke bei Grevenbrück konnten mittels Conodonten Hangenberg-Kalksteine nachgewiesen werden (CLAUSEN 1978). Die grüngrauen Tonsteine enthalten eine spärliche, aus Ostracoden, Lamellibranchiaten und Conodonten bestehende Fauna. Besondere Bedeutung kommt deshalb denjenigen Schichtengliedern zu, welche Kalksteine enthalten. Solche kalksteinreichen Devon/Karbon-Übergangsschichten befinden sich am Hohlweg bei Grimminghausen, wo sich mit umlaufendem Streichen der nordöstliche Elssper Kulmmuldenkern aushebt. Hier sind nach WEBER (1934) sowie EBERT & MÜLLER (1973) fossilführende hellgraue knollige Kalksteine in Form von Bänken und Linsen in gebänderte, z.T. feinglimmerige und sandige Tonsteine eingelagert.

## 4. Die Devon/Karbon-Grenzprofile

### 4.1. Remscheid-Altenaer Sattel

#### 4.1.1. Hasselbachtal, Bachanschnitt

**Profilbeschreibung** (D. KORN): Die durch den Hasselbach bei Hagen-Henkhausen angechnittene Abfolge an der Devon/Karbon-Grenze ist erstmals von H.SCHMIDT (1924: 101) erläutert worden. Während der Hangenberg-Kalk damals noch lückenlos in 2 Metern Mächtigkeit aufgeschlossen war, ist das Profil gegenwärtig nur noch unvollständig erhalten; starker Bewuchs sowie Aufschüttungen erlauben nur noch den Zugang zu Teilen der oberdevonischen Knollenkalksteine, des Hangenberg-Schiefers und des Hangenberg-Kalkes.

Hoch-oberdevonische Knollenkalksteine und Kalkknollenschiefer stehen an einem niedrigen Aufschluß an der Südböschung des Hasselbaches an – sie lieferten in verschiedenen Lagen Ammonoideen (BECKER 1988: 195). Die etwa 2,5 m mächtige Serie wurde von BECKER in drei verschiedene Ammonoideen-Zonen untergliedert [Dabei wurde von BECKER eine zwar auf SCHINDEWOLF zurückgehende, aber in manchen Punkten deutlich modifizierte Nomenklatur der Zonierung verwendet. Schwierigkeiten und Nachteile dieser Nomenklatur werden an anderer Stelle ausführlich diskutiert (KORN 1993). Im Folgenden wird weiterhin das ältere, feiner gegliederte und bereits an mehreren Aufschlüssen bewährte Zonierungsschema von KORN (1981, 1986) verwendet]:

„*subarmata-brevispina*-Zone“ (= Untere und Obere *subarmata*-Zone), >100 cm mächtig;  
„*endogona*-Zone“ (= Untere *paradoxa*-Zone), 60 cm mächtig; sowie  
„*sphaeroides*-Zone“ (= Obere *paradoxa*-Zone), >110 cm mächtig.

Das Hangende der Kalkknollenschiefer wurde von BECKER nicht erreicht, aber wenig höher erwartet.

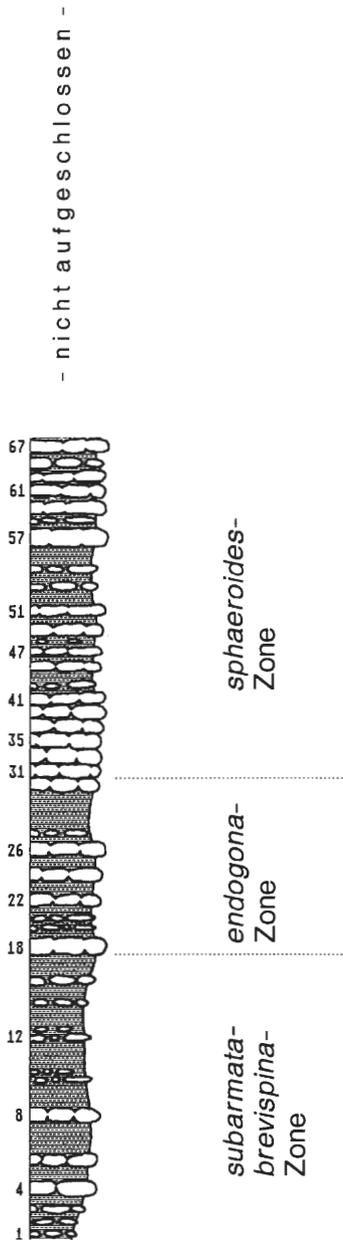
Durch Schurfarbeiten (D.KORN) konnte im Juni 1988 im Hangenden von BECKERs Profil noch eine Folge von etwa 2,5 m mächtigen Kalkknollenschiefern und Knollenkalksteinen aufgeschlossen werden, deren Auflager der an dieser Stelle 15 cm dicke Hangenberg-Schwarzschiefer bildet (Leider wurden wenige Wochen später die neu aufgenommenen Schichten durch Aufschüttungen für den Waldwegebau vollständig abgedeckt). Die höchsten Lagen der Kalkknollenschiefer lieferten *Wocklumeria sphaeroides* und *Finiclymenia wocklumensis*.

Mit diesen neuen Ergebnissen wird die Untergliederung des Profiles von BECKER fraglich (Abb. 3), weil die Obere *paradoxa*-Zone dann eine Mächtigkeit von mehr als 3,5 m besäße, gegenüber ca. 60 cm in den anderen bekannten Profilen in der Nachbarschaft. Außerdem zeigt

Abb. 3: Vergleich der von BECKER (1988) und KORN aufgenommenen Profile des oberen Wocklumer Kalkes im Hasselbachtal.

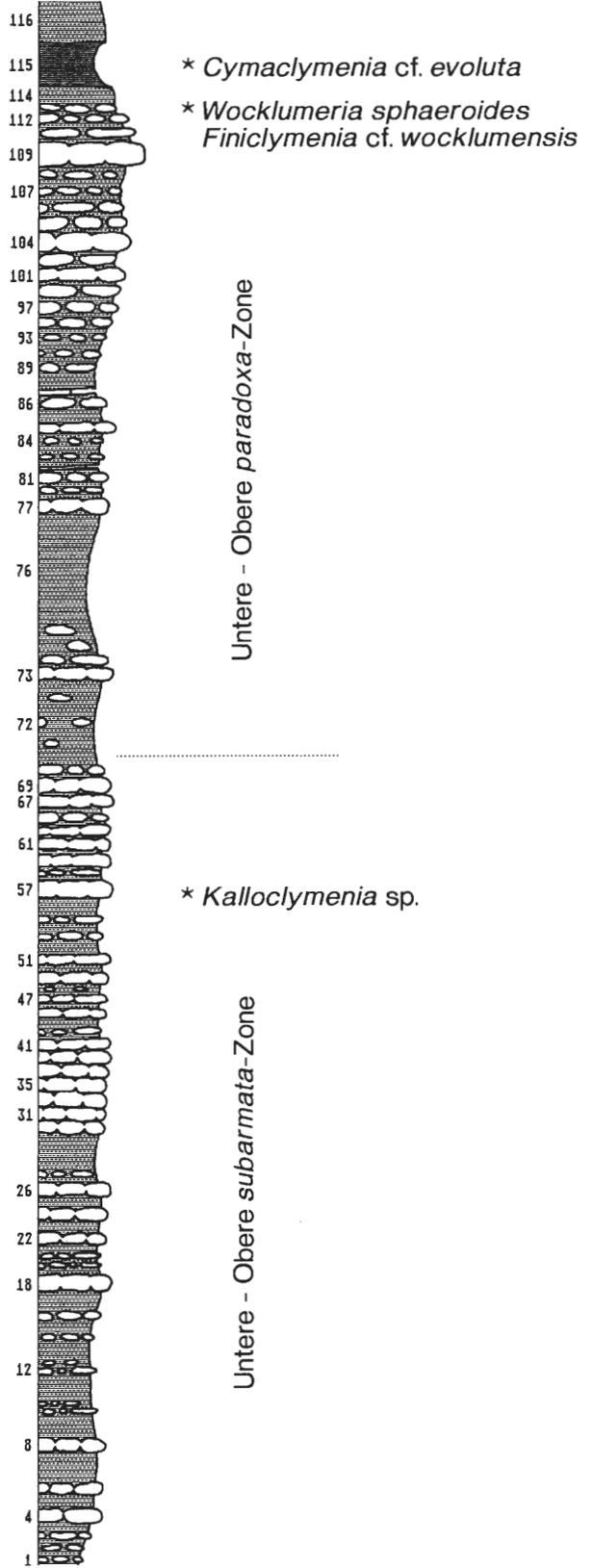
# Hasselbachtal

BECKER (1988)



50cm

Aufschürfung  
KORN 1988



ein Neufund von *Kalloclymenia* sp. in BECKERs Schicht 57 an, daß hier ein stratigraphischer Horizont nicht jünger als Untere *paradoxa*-Zone vorliegt. Die von BECKER (1988: Abb.2) angegebenen Leitfossilien aus der Schicht 64 und 31 entstammen offenbar nicht den anstehenden Gesteinsschichten.

Zum Verständnis der Profil-Untergliederung ist es notwendig, einige von BECKER (1988: 201) gegebene Ammonoideen-Bestimmungen zu revidieren:

„*Cyrtoclymenia lateseptata*“ = *Cyrtoclymenia* sp. indet. [zu schlecht erhalten für sichere Bestimmung; außerdem ist *C. lateseptata* von SCHINDEWOLF (1924: 106) ohne Abbildung nur unzureichend beschrieben worden; daher kann der Name zur Zeit kaum sinnvoll verwendet werden.]

„*Kalloclymenia* cf. *wocklumensis*“ = *Kalloclymenia* sp. indet. [zwar schlecht erhaltenes, aber sicherlich nicht in die *wocklumensis*-Gruppe (= *Finiclymenia* PRICE & KORN) gehörendes Exemplar.]

„*Kamptoclymenia* n.sp.“ = *Kalloclymenia* sp. indet. [sehr schlecht erhaltenes Jugend-Exemplar, das die für *Kalloclymenia* typischen Merkmale der Lobenlinie und des Windungsquerschnittes zeigt.]

Mit diesen Neubestimmungen muß die stratigraphische Einteilung des Profiles geändert werden, weil ein typisches Leitfossil der Unteren *paradoxa*-Zone nicht vorliegt. Eine Gegenüberstellung der Profilaufnahmen von BECKER (1988: 195) und KORN befindet sich in Abb. 3.

Der Komplex des Hangenberg-Schiefers besteht im Hasselbachtal-Profil aus drei unterschiedlichen Einheiten:

– Zuunterst der 15 cm mächtige Hangenberg-Schwarzschiefer, der im 1988 neu erschürften Profil einige stark flachgedrückte Ammonoideen (*Cymaclymenia* sp.) lieferte. Dieser Horizont ist gegenwärtig nicht mehr aufgeschlossen: an der Nordböschung liegt er unter einer mächtigen Baumwurzel versteckt, und in der Südböschung ist er unter Aufschüttungen verborgen.

– In der Mitte eine etwa 5 m mächtige Siltstein-Abfolge, die nicht vollständig aufgeschlossen ist. Sie lieferte bisher keine Ammonoideen; die Schichtflächen sind stellenweise bedeckt mit kleinen Guerichien.

– Oben 65 cm kalkige Tonsteine (die „Steinmergelbank“ H.SCHMIDTs = Bank 85 von BECKER et al. 1984). Sie enthält in mehreren Lagen flachgedrückte Ammonoideen: im unteren Bereich nicht näher bestimmbare Exemplare von *Acutimitoceras* [BECKERs (Abb.6) *Acutimitoceras* cf. *prorsum* ist wahrscheinlich zu *Acutimitoceras subbilobatum* zu stellen]; 10 cm unterhalb der Oberkante dieser Lage konnte mit einem Fund von *Acutimitoceras acutum* die Basis der *Gattendorfia*-Stufe nachgewiesen werden (Abb. 4A).

Der Hangenberg-Schiefer lieferte zahlreiche Sporen-Floren (HIGGS & STREEL 1984) mit der Grenze LN/VI 14 cm unterhalb der Oberkante von Bank 85. Conodonten-Faunen (GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974; BECKER et. al. 1984) konnten hauptsächlich aus den Knollenkalksteinen sowie der tiefsten, fein laminierten Bank 84 gewonnen werden. Diese z.T. tempestitische Lage lieferte neben zahlreichen umgelagerten Conodonten u.a. die Art *Siphonodella sulcata* und ist demnach als karbonisch anzusehen.

Vom Hangenberg-Kalk sind gegenwärtig nur noch die basalen 1,5 m aufgeschlossen; höhere Partien sind durch einen Brückenbau abgedeckt worden. Es ist eine vergleichsweise fossilarme Folge [von Ammonoiden ist lediglich *Acutimitoceras* sp. indet. (*Acutimitoceras antecedens* in BECKER 1988: Taf.2, Fig.14,15) bekannt] von dünnen Knollenkalksteinen mit Tonzwischenlagen, in deren unterem Teil (Bank 78) eine 1 cm dicke Metabentonit-Lage eingeschaltet ist (Abb. 6).

Die Devon/Karbon-Grenze kann durch drei Fossilgruppen gezogen werden. Die Conodonten zeigen bereits in der Schicht 84 – der untersten des Hangenberg-Kalkes – die karbonische Leitform *Siphonodella sulcata*. Inwieweit aber die *sulcata*-Zone schon eher (im Bereich der Tonsteine) beginnt, kann wegen des Fehlens von Conodonten-Faunen nicht gesagt werden. Die Sporen zeigen 14 cm unterhalb der Schicht 84 den Wechsel von der LN zur VI-Zone. Mit dem Fund von *Acutimitoceras acutum* 10 cm unterhalb der Schicht 84 zeigt sich, daß die Sporen- und die Ammonoideen-Grenzen sehr dicht beieinander liegen. In der Nähe dieses Horizontes dürfte auch die nach Conodonten definierte Grenze liegen.

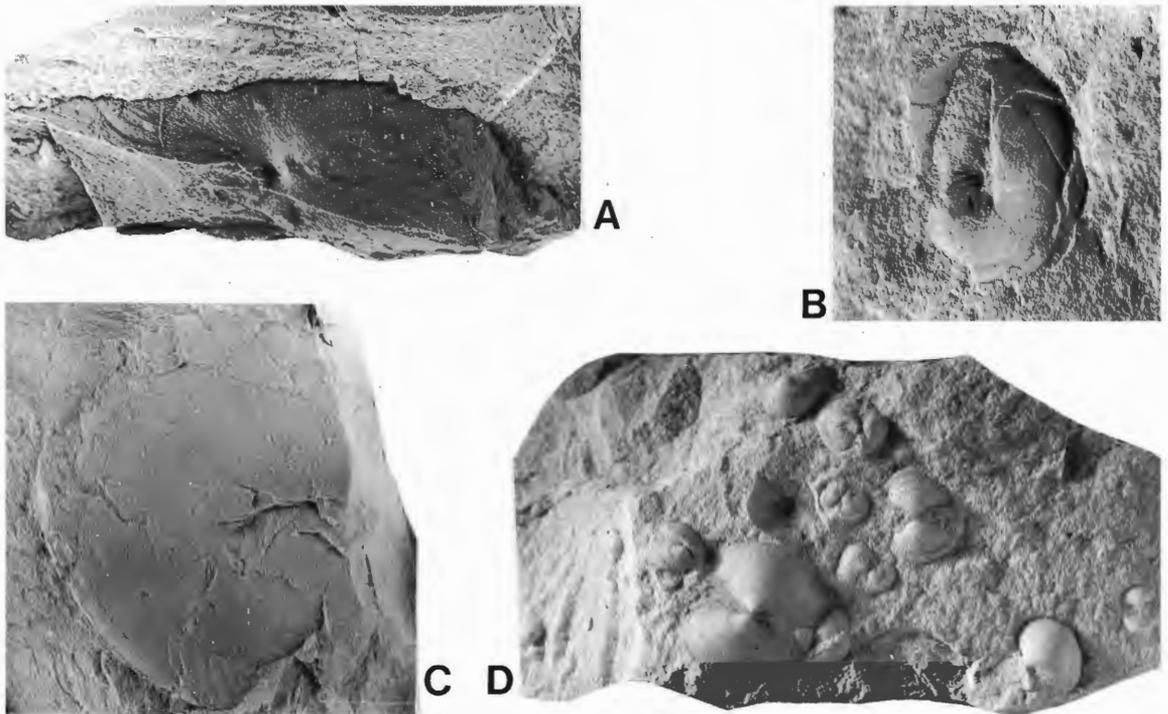


Abb. 4: Fossilien aus dem Hangenberg-Schiefer.

- A: *Acutimitoceras acutum* (SCHINDEWOLF 1923); WMfN P 17624 (coll. KORN 1988); Hasselbachtal, Bank 85 (10 cm unterhalb Bank 84); x 2.
- B: „*Oxydiscus cyrtolites* (HALL 1860)“; WMfN P 17625 (coll. KORN 1988); Hasselbachtal, Bank 85 (28 cm unterhalb Bank 84); x 2.
- C: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17626 (coll. KORN 1988); Hasselbachtal, Bank 85 (40 cm unterhalb Bank 84); x 1.
- D: *Guerichia venusta* (Rh. RICHTER 1848); WMfN P 17627 (coll. KORN 1987); Effenberg, Mergellage im Hangenberg-Schiefer; x 2.

#### 4.1.2. Bohrung Hasselbachtal 1

**Profilbeschreibung** (D. STOPPEL): Die Bohrung Hasselbachtal 1 wurde 1987 von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) abgeteuft mit dem Ziel, die Schichtenfolge im Grenzbereich Devon/Karbon hinsichtlich ihrer Lithologie und Mächtigkeit zu untersuchen (Abb. 5). Die biostratigraphische Gliederung war weitgehend im Bachprofil erstellt worden (BECKER et al. 1984), so daß an den Bohrkernen nur einzelne Conodonten- und Sporenuntersuchungen erfolgten. Im übrigen stehen die Kerne zukünftigen Bearbeitern zur Verfügung.

Das zusammengefaßte Profil der Bohrung lautet (Abb. 5):

- 2,60 m Lehm und Bauschutt (Auffüllung eines alten Steinbruches)
- 20,10 m Kieselschiefer, kieseliger Schiefer (mit karbonatischen und einzelnen tuffverdächtigen Lagen) und Alaunschiefer
- 24,70 m Ton- und Alaunschiefer, hell- bis dunkelgrau
- 25,18 m Kalkstein, hellgrünlichgrau (= oberer Teil des Hangenberg-Kalkes)
- 26,84 m Tonmergelstein mit einzelnen Kalksteinknollen (vor allem von 26,00 – 26,64 m); bei 26,38 m Tufflage

# Bohrung Hasselbachtal

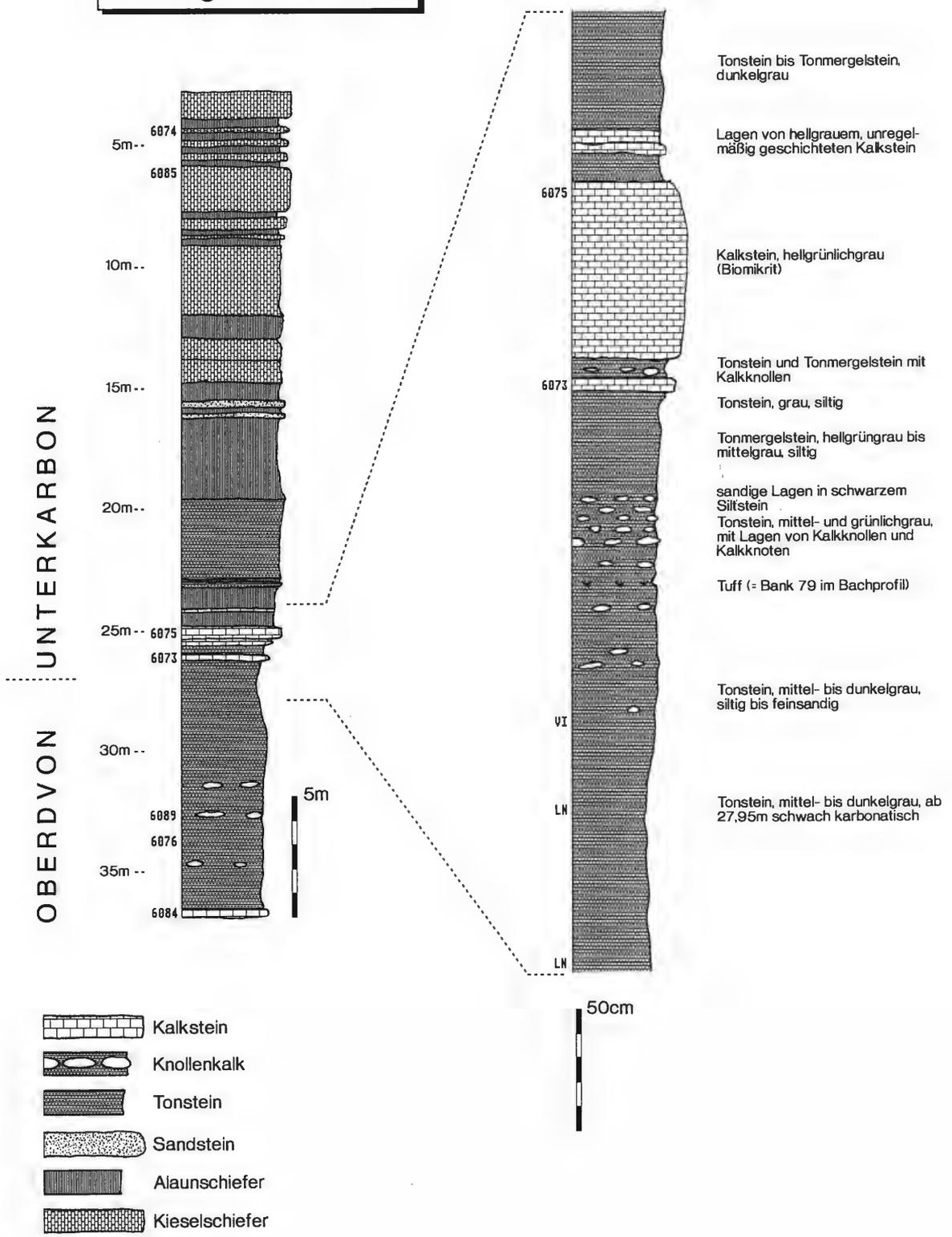


Abb. 5: Lithologie und Conodonten-Proben im Bohrprofil Hasselbachtal 1.

- 27,00 m (ca.) Tonstein, grau
- 37,00 m (Endteufe) Tonstein und Tonmergelstein mit Lagen, Knollen und Bröckchen von grauem und grünlichgrauem Kalkstein, ab 33,75 m auch vereinzelt rötlichgrau (Oberdevon).

#### 4.1.3. Oese

**Profilbeschreibung, Ammonoideen-Stratigraphie** (D. KORN): Durch die Kombination mehrerer Aufschlüsse an der B7 zwischen Hemer und Menden läßt sich ein vollständiges Devon/Karbon-Grenzprofil zusammenstellen (Abb. 6). Es ist bereits seit langer Zeit bekannt (DENCKMANN 1902: 18; H.SCHMIDT 1924: 103).

Die höchsten Knollenkalksteine des Oberdevons sind an der Straßenböschung aufgeschlossen; sie ähneln in ihrer Ausbildung denen des Profiles im Hasselbachtal – jedoch treten die Tonzwischenlagen in ihrer Mächtigkeit etwas zurück. Besonders die höchsten 50 cm dieser Kalksteine lieferten zahlreiche Ammonoideen der Oberen *paradoxa*-Zone:

*Wocklumeria sphaeroides*  
*Parawocklumeria paradoxa*  
*Finiclymenia wocklumensis*  
*Lissoclymenia wocklumeri* etc.

Darüber folgt der 15 cm dicke Hangenberg-Schwarzschiefer mit sehr schlecht erhaltenen Resten von *Cymaclymenia* sp. Zunächst an der Straße und danach in dem direkt westlich der Straße gelegenen kleinen Steinbruch ist das Hangende aufgeschlossen: eine 29 m mächtige Serie aus Siltsteinen, in welche mächtige Bänke eines Glimmer- und Feldspat-reichen Sandsteins mit teilweise groben Pflanzenresten eingelagert sind (KEUPP & KOMPA 1984: 139). Diese sind am besten in dem kleinen Steinbruch aufgeschlossen und reichen bis unmittelbar an die darüber beginnende Sedimentation des Hangenberg-Kalkes heran.

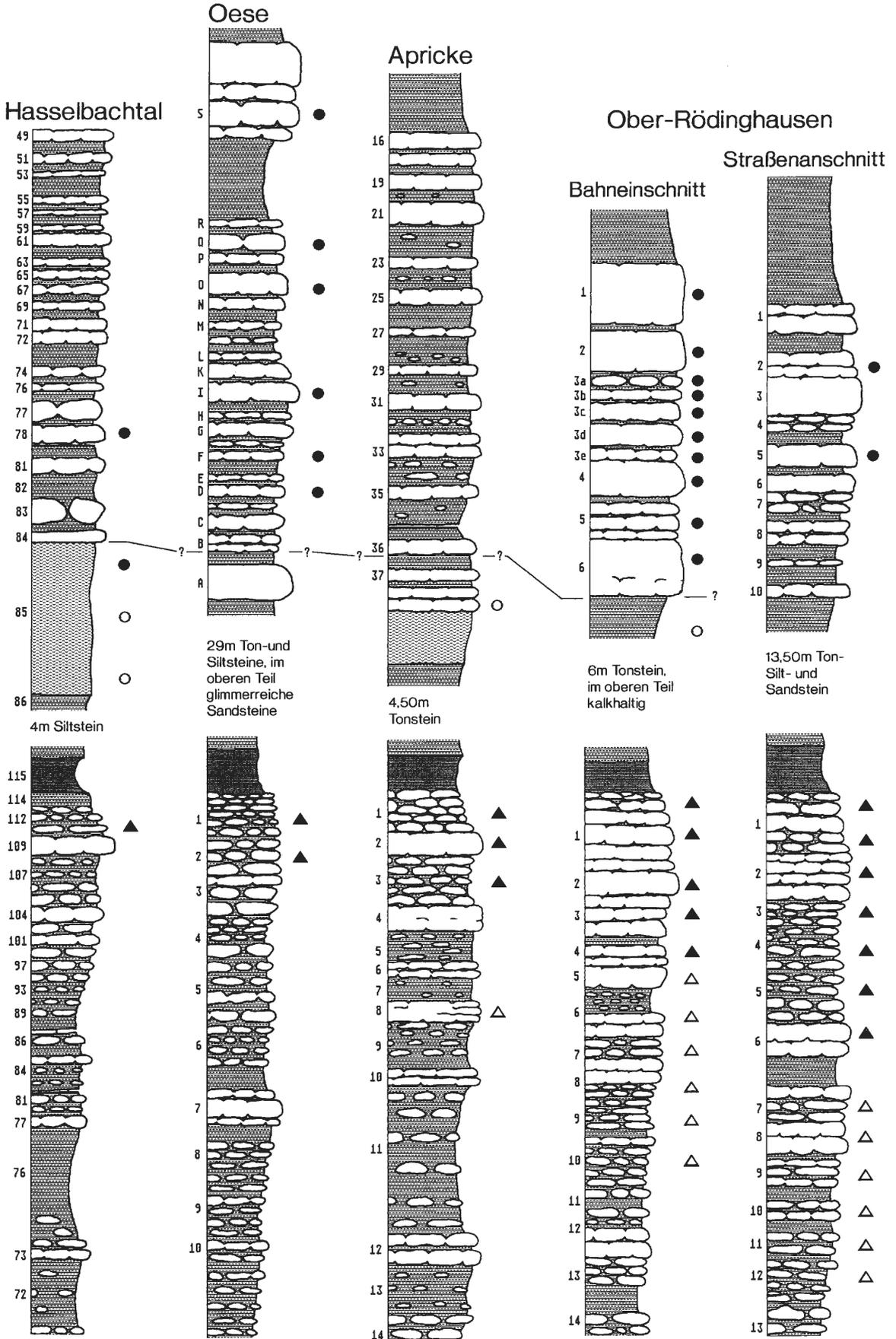
Der etwa 1,5 m mächtige Hangenberg-Kalk beginnt mit der kompakteren Kalkbank A, die massenhaft Glimmerschüppchen an der Basis enthält. Höhere Abschnitte des Hangenberg-Kalkes lieferten zahlreiche Ammonoideen (KULLMANN in PAPROTH & STREEL 1982), die eine Untergliederung in mehrere Ammonoideen-Zonen ermöglichen. Danach gehören die Bänke B bis etwa F in die *acutum*- sowie die *dorsoplanus*-Zone, die Bänke G bis L in die *westfalicus*-Zone und die Bänke M bis S in die *patens*-Zone. Oberhalb des Hangenberg-Kalkes folgt über einer Tuffitlage noch eine ca. 70 cm dicke Kalksteinbank in Radiolarienfazies (KEUPP & KOMPA 1984: 140) an der Basis der Liegenden Alaunschiefer.

Die Devon/Karbon-Grenze kann im Profil bei Oese weit weniger exakt angegeben werden als im Profil Hasselbachtal. Aus dem unmittelbaren Grenzbereich liegen keine gut erhaltenen Ammonoideen-Faunen vor. Die Conodontenfauna der tiefsten Kalkbank (Bank A) enthält offenbar aus faziellen Gründen (zu randnahe Fazies, Taf. 2 Fig. 1) keine Arten von *Siphonodella*. Die unterste sichere karbonische Conodontenfauna entstammt der Bank B.

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F. W. LUPPOLD): Eine Probe aus den höchsten 20 cm des Wocklumer Kalkes lieferte eine aus 142 Exemplaren bestehende Conodontenfauna mit folgenden Arten:

*Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus*  
*Bispathodus ziegleri muessenbergensis*  
*Branmehla suprema*  
*Palmatolepis gracilis gracilis*  
*Palmatolepis gracilis sigmoidalis*  
*Palmatolepis gracilis expansa*  
*Bispathodus ziegleri ziegleri*  
*Bispathodus costatus costatus*  
*Polygnathus obtectus*.

Sie ist damit in die *Bispathodus*-*Palmatolepis*-Biofazies zu stellen.



Als Conodontenfauna in der basalen, terrigen beeinflussten Bank (Stagnationsphase) des Hangenberg-Kalkes kommt eine verarmte Fauna der *Protognathodus*-Biofazies vor. Die Fauna dieser Bank (241 Exemplare) besteht aus:

*Polygnathus communis communis*  
*Protognathodus kockeli*  
*Mehlina* sp.  
*Bispathodus bispathodus*  
*Bispathodus aculeatus*  
*Palmatolopis gracilis gracilis*.

Diese Stagnationsphase verändert sich nur allmählich, denn die darauffolgende Probe gehört immer noch der *Protognathodus*-*Polygnathus*-Biofazies an.

Erst in der nächsten Probe (Knollenkalkbank B) kommt *Siphonodella sulcata* zusammen mit einer häufigen *Protognathodus*-Fauna vor. Dies kann als eine Besonderheit für die untersuchten Profile gelten, da in diesem Biofaziesbereich keine Siphonodellen zu erwarten sind. Die Fauna ist typisch für die *sulcata*-Zone:

*Protognathodus kockeli*  
*Polygnathus communis communis*  
*Bispathodus aculeatus*  
*Siphonodella sulcata*  
*Mehlina* oder *Branmehla*  
„*Ozarkodina*“ sp.

#### 4.1.4. Umgebung von Apricke und Riemke

**Profilbeschreibung** (D. KORN): Ebenfalls von H.SCHMIDT (1924: 103) bekannt gemacht wurden mehrere kleine Aufschlüsse in Bachanschnitten und an Wegrändern nördlich und nord-östlich von Apricke. Die hier anstehenden Devon/Karbon-Grenzschnitten entsprechen in ihrer Lithologie bereits weitgehend denen im benachbarten Aufschluß von Ober-Rödinghausen (Abb. 7); lediglich die Tonzwischenlagen von Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk sind mächtiger. Der Hangenberg-Sandstein des westlich gelegenen Profils bei Oese ist in der Umgebung von Apricke nicht vorhanden.

1 km nördlich von Apricke befindet sich in einem tiefen Wasserriß das vollständigste der Profile: Der Wocklumer Kalk lieferte im höchsten Teil mit *Wocklumeria sphaeroides* etc. eine typische Ammonoideen-Fauna der Oberen *paradoxa*-Zone und ist deshalb eindeutig mit den obersten Wocklumer Kalken der benachbarten Profile Oese und Ober-Rödinghausen zu korrelieren. Dies unterstützt eine Conodontenfauna der Mittleren *praesulcata*-Zone (det. F.W. LUPPOLD).

Ein früheres Aussetzen des Wocklumer Kalkes, wie von BLESS, SIMAKOV & STREEL (1988: 9) postuliert, trifft nicht zu [möglicherweise stammt die von HIGGS & STREEL (1984: 162) aufgeführte Conodontenfauna der Mittleren *costatus*-Zone nicht vom erst neu erschürften Top des Wocklumer Kalkes].

Über dem Wocklumer Kalk folgt wie in den anderen Profilen der Umgebung der Hangenberg-Schwarzschiefer, und darüber eine 4,80 m mächtige Ton- und Siltsteinfolge, die bislang keine Leitfossilien lieferte. Der 2 m mächtige, recht fossilarme Hangenberg-Kalk beginnt mit einer sehr harten, zahlreiche kleine Ammonoideen-Gehäuse führenden Bank (Abb. 6). Östlich dieses Aufschlusses befinden sich noch mehrere weniger vollständige Profile, die aber dieselben lithologischen und faunistischen Gegebenheiten aufweisen.



Abb. 6: Korrelation der am Nordflügel des Remscheid-Altenaer Sattels aufgenommenen Devon/Karbon-Grenzprofile (Legende s. Abb. 10).

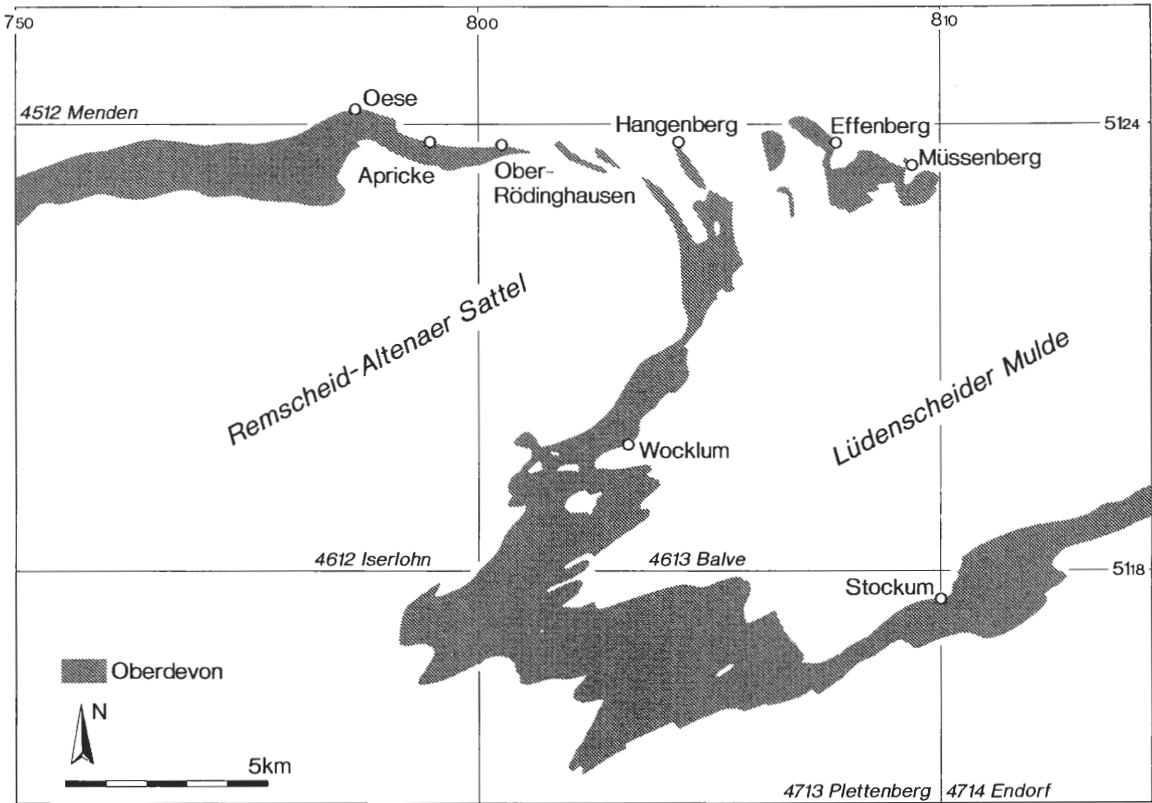


Abb. 7: Geographische Übersicht der Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel und Lüdenscheider Mulde.

Die Devon/Karbon-Grenze kann anhand der Conodontenfaunen etwa im Bereich der Bank 37 gezogen werden. Gut erhaltene Ammonoideen wurden im unmittelbaren Grenzbereich nicht gefunden.

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F.W. LUPPOLD, D. STOPPEL): Das Profil wurde im unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzbereich dicht beprobt, zusätzliche Proben stammen aus dem Wocklumer Kalk und dem höheren Teil des Hangenberg-Kalkes (Abb. 8).

Eine unmittelbar am Top des Wocklumer Kalkes entnommene Probe lieferte eine aus 240 Individuen bestehende Conodontenfauna:

- Bispathodus ziegleri muessenbergensis*
- Bispathodus ziegleri ziegleri*
- Branmehla suprema*
- Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus*
- Palmatolepis gracilis gracilis*
- Palmatolepis gracilis sigmoidalis*
- Dinodus wilsoni*
- Polygnathus inornatus*.

Stratigraphisch ist sie in die Mittlere *praesulcata*-Zone und faziell in die *Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies zu stellen.

Die basale, kleine Ammonoideen führende Kalkbank des Hangenberg-Kalkes zeigt folgende Conodontenfauna (37 Exemplare):

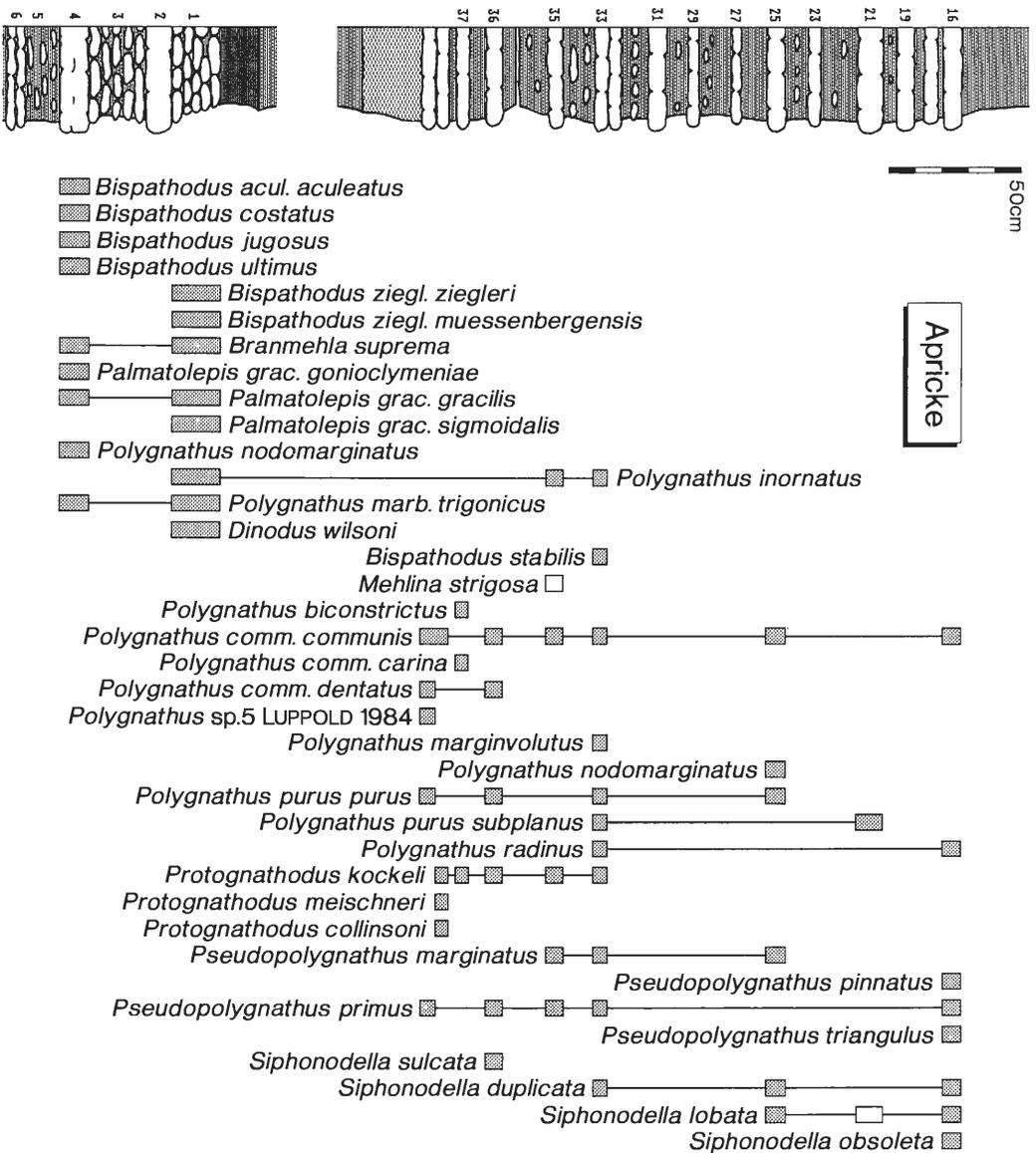


Abb. 8: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil des Bacheinschnittes bei Apricke.

- Protognathodus kockeli*
- Protognathodus meischneri*
- Protognathodus collinsoni*
- Polygnathus communis* var.

Eine weitere Conodontenprobe wurde aus Bank 36 entnommen; sie lieferte eine typische *Protognathodus*-Fauna der *sulcata*-Zone (123 Exemplare):

- Polygnathus communis communis*
- Polygnathus communis dentatus*
- Polygnathus purus purus*
- Protognathodus kockeli*
- Siphonodella sulcata*
- Pseudopolygnathus primus*
- Polygnathus inornatus*

#### 4.1.5. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt

**Profilbeschreibung, Ammonoideen-Stratigraphie** (D. KORN): Der berühmte, vielfach beschriebene Aufschluß (von H.SCHMIDT 1924 erstmals erwähnt) ist eines der an Ammonoideen reichsten Devon/Karbon-Grenzprofile überhaupt: sowohl die Untergliederung der *Wocklumeria*-Stufe als auch der *Gattendorfia*-Stufe basiert auf sehr reichhaltigen Aufsammlungen in diesem Aufschluß (SCHINDEWOLF 1937; VÖHRINGER 1960). Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk sind hier relativ arm an tonigen Zwischenlagen (Abb. 6).

Ammonoideen aus dem 6,5 m mächtigen Gesteinspaket zwischen den beiden Kalklagen entstammen meist dem 10 cm dicken Hangenberg-Schwarzschiefer (*Cymaclymenia* cf. *evoluta*, Abb. 9B) oder dem oberen Teil der tonig-siltigen Abfolge (*Acutimitoceras* cf. *subbilobatum*, Abb. 9A); solche Funde sind bislang nur selten publiziert worden (PAPROTH & STREEL 1970, Taf.1).

Das Profil ist mehrfach hinsichtlich seiner Conodonten-Faunen untersucht worden (VOGES 1959, 1960; ZIEGLER 1971). Dabei stellte sich heraus, daß eine Lücke in der Conodontenchronologie besteht, die mindestens die Obere *praesulcata*-Zone umfaßt. Die Ursache dafür kann unterschiedlich gedeutet werden:

1. In der Abwesenheit von Carbonaten in der Oberen *praesulcata*-Zone, und

2. in der Anwesenheit einer Ablagerungs- oder Abtragungslücke an der Basis des Hangenberg-Kalkes, wie von VAN STEENWINKEL (1984: 128) aufgrund von sedimentologischen Untersuchungen in der benachbarten Bohrung Oberrödinghausen 1 angenommen worden ist. HIGGS & STREEL (1984: 163) postulierten aufgrund des Fehlens der Sporenzone VI ebenfalls eine Schichtlücke im obersten Teil des Hangenberg-Schiefers.

Zur Klärung der Frage nach der Devon/Karbon-Grenze wurden Hangenberg-Schiefer und Basis des Hangenberg-Kalkes einer erneuten Untersuchung unterzogen. Dabei konnten aus dem oberen Teil des Hangenberg-Schiefers weitere flachgedrückte Ammonoideen aufgefunden werden (*Acutimitoceras* cf. *subbilobatum*).

Die Basis des Hangenberg-Kalkes (VÖHRINGERS Bank 6) wurde in vier Teile untergliedert, von denen sich der untere schon natürlich durch eine feine Tonlage vom oberen Teil abtrennen läßt. Sie lieferte keine typischen Ammonoideen, aber den Trilobiten *Belgibole abruptirhachis* (det. R.FEIST) und eine Conodontenfauna der *sulcata*-Zone (det. F.W.LUPPOLD). Wenngleich damit

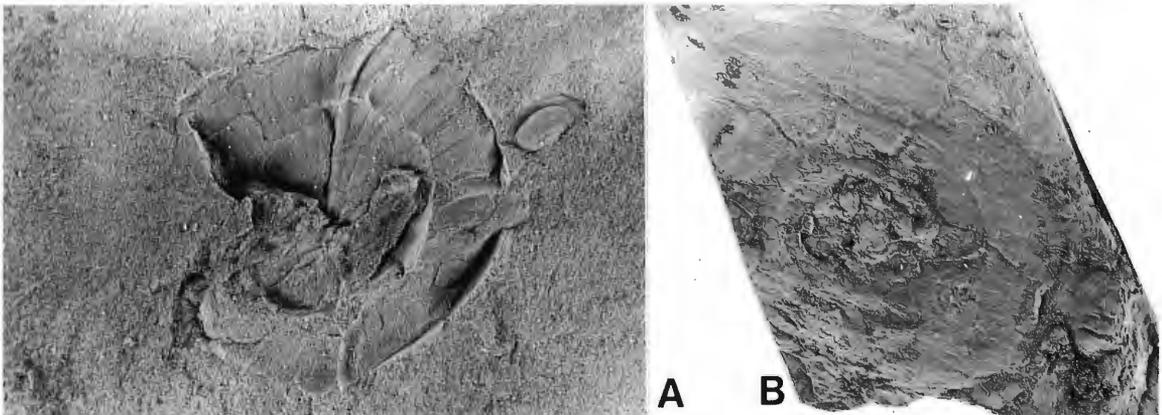


Abb. 9: Ammonoiden aus dem Hangenberg-Schiefer des Bahneinschnittes von Ober-Rödinghausen.

A: *Acutimitoceras* cf. *subbilobatum* (MÜNSTER 1839); WMfN P 17628 (coll. KORN 1988); 110 cm unterhalb des Hangenberg-Kalkes; x 2.

B: *Cymaclymenia* cf. *evoluta* (H.SCHMIDT 1924); WMfN P 17629 (coll. KORN 1988); Hangenberg-Schwarzschiefer; x 2.

das Problem einer Schichtlücke nicht geklärt ist, kann doch das Einsetzen der Carbonat-Sedimentation eindeutig als karbonisch bestimmt werden.

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F. W. LUPPOLD): Aus dieser mehrfach bearbeiteten Profilsreihe berichtete zuletzt VAN STEENWINKEL (1984) über sedimentologische Untersuchungen der Bohrung Oberrödinghausen 1. Aus dem Profil Hönnetal-Bahneinschnitt wurde von uns VÖHRINGERS Bank 6 Ziel detaillierter Conodonten-Untersuchungen.

Der oberste Teil des Wocklumer Kalkes enthält eine Faunen-Assoziation der *Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies. In dieser treten zusätzlich gegenüber anderen Profilen

*Dinodus cf. wilsoni*  
*Polygnathus obtectus* und  
*Elictognathus tylus* auf.

Die basale Bank des Hangenberg-Kalkes wurde in vier etwa gleich mächtige Abschnitte von 5-6 cm Mächtigkeit unterteilt. Aus der Basis (Lage 6A) stammt folgende Conodonten-Fauna mit 372 Individuen:

*Protognathodus kockeli*  
*Polygnathus communis communis*  
*Polygnathus communis dentatus*  
*Bispathodus ultimus* (1 Exemplar)  
*Siphonodella sulcata*  
*Bispathodus aculeatus*  
*Palmatolepis glabra pectinata* (1 Exemplar)  
*Palmatolepis ex gr. glabra* (1 Exemplar)  
*Protognathodus praedelicatus* oder *Prot. cordiformis*.

Oberdevonische Conodonten kommen zusammen mit tiefunterkarbonischen Formen vor; daher muß es sich hier um einen Aufarbeitungshorizont handeln (vgl. Mikrofazies-Analyse C.-D. CLAUSEN).

In den weiteren Lagen 6B bis 6D kommen typische Conodonten des basalen Unterkarbons vor, die der *Pseudopolygnathus-Siphonodella*-Biofazies angehören:

*Siphonodella sulcata*  
*Pseudopolygnathus primus*  
*Polygnathus spicatus*.

**Litho- und mikrofazielle Analyse** (C.-D. CLAUSEN): Die Schiffe deuten auf ein Stillwassermilieu hin, das zwar Einflüssen eines nahen Festlandes ausgesetzt war, aber im untersuchten Bereich nicht von allochthonen Einschüttungen betroffen wurde. Die Intraklastenlage an der Basis von Banklage 6B (Taf. 1 Fig. 7) spricht wegen der Weichgerölle für die Aufarbeitung eines in unmittelbarer Nähe befindlichen, diagenetisch noch nicht verfestigten Sedimenthorizontes.

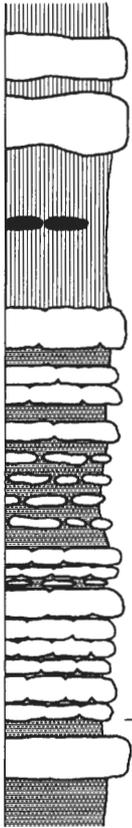
#### 4.1.6. Ober-Rödinghausen, Straßeneinschnitt

**Profilbeschreibung** (D. KORN): Die erste umfangreichere Beschreibung dieses Aufschlusses stammt von ZIEGLER (1962). Das Profil entspricht – was Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk angeht – weitgehend dem nur in 200 m Entfernung auf der anderen Seite des Hönnetales gelegenen Bahneinschnitt (Abb. 6). Der zwischen diesen Schichten liegende Hangenberg-Schiefer ist im Straßenprofil jedoch etwa 15 m mächtig und enthält dickbankige, dem Profil bei Oese entsprechende Sandsteine (ZIEGLER 1962; SCHÄFER 1974).

Der Wocklumer Kalk lieferte zahlreiche Ammonoideen der Oberen *subarmata*-Zone bis zur Oberen *paradoxa*-Zone (Abb. 6). Weniger häufig konnten Ammonoideen im Hangenberg-Kalk aufgefunden werden; allerdings führen einige Lagen hier außerordentlich individuenreiche Trilobiten-Faunen.

Die Devon/Karbon-Grenze konnte nicht genau lokalisiert werden, da die schlechten Aufschlußverhältnisse nicht die Entnahme von größeren Gesteinproben zuließen.

Wocklum



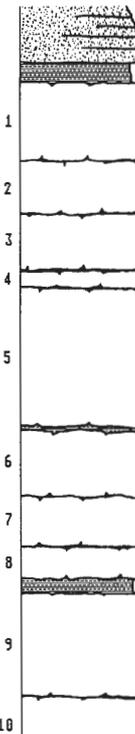
0,9m  
Tonstein



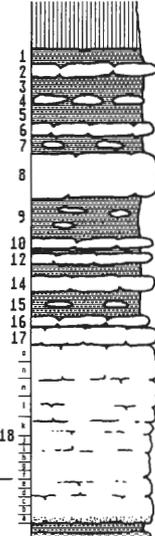
Hangenberg



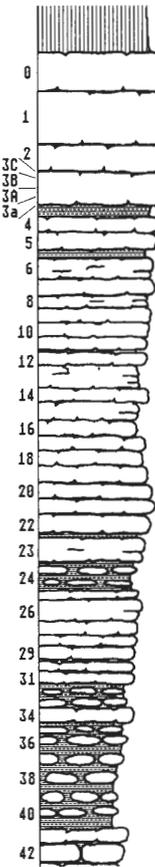
26,5m Ton- und  
Siltstein mit  
glimmerreichem  
Sandstein



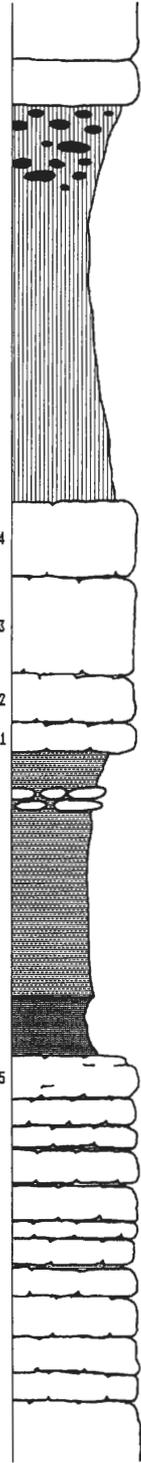
Effenberg



Müssenberg



Eulenspiegel



Ammonoideen-Faunen

- *acutum*-Zone
- *prorsum*-Zone
- ▲ Obere *paradoxa*-Zone
- △ Untere *paradoxa*-Zone



#### 4.1.7. Hangenberg

**Profilbeschreibung, Ammonoideen-Stratigraphie** (D. KORN): Unmittelbar südöstlich des klassischen, heute unzugänglichen Aufschlusses am Hangenberg bei Deinstrop befinden sich zwei Aufschlüsse mit Wocklumer Kalk bzw. Hangenberg-Kalk. Der Wocklumer Kalk ist in einem alten, nun als Klippe in die Wiese ragenden Steinbruch vorzüglich aufgeschlossen. Das Profil beginnt mit mindestens 2 Meter mächtigen Sandsteinen der *Clymenia*-Stufe, über welchen Knollenkalksteine mit geringen Tonzwischenlagen der oberen *Clymenia*- und der *Wocklumeria*-Stufe folgen. Im obersten Teil des Wocklumer Kalkes konnte *Wocklumeria sphaeroides* in mehreren Exemplaren gesammelt werden. Der Hangenberg-Schwarzschiefer fehlt in diesem Profil; unmittelbar über dem Wocklumer Kalk folgen glimmerreiche Sand- und Siltsteine (Abb. 10).

Die höchsten Wocklumer Kalke waren zeitweise auch an dem Waldweg oberhalb des Steinbruches aufgeschlossen. Die Verbindung zum nördlich an diesem Wege aufgeschlossenen Hangenberg-Kalk konnte durch einen fast 100 m langen Schurfgraben erreicht werden (SCHÄFER 1974: 21). In diesem Schurfgraben standen 27 m Ton-, Silt- und Sandsteine an. Der Hangenberg-Kalk ist an der Basis kompakt und sehr arm an Ton-Einschaltungen, im oberen Teil ist er knolliger ausgebildet. Er lieferte besonders an der Basis zahlreiche Trilobiten, sowie sehr reichhaltige Conodonten-Faunen (Abb. 11).

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F.W. LUPPOLD): Der Fazieswechsel Wocklumer Kalk/Hangenberg-Schiefer/Hangenberg-Kalk wird von zwei Conodonten-Arten der *Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies überwunden:

*Palmatolepis gracilis gracilis*  
*Bispathodus ziegleri ziegleri*.

Die dicke Basis-Bank des Hangenberg-Kalkes wird durch einen terrigen beeinflussten Horizont bestimmt, der bis zur Lage III anhält und der *Protognathodus-Polygnathus*-Biofazies angehört. Ab Lage IV setzen dann häufig *Pseudopolygnathus*-Formen ein, die wieder von *Siphonodella* begleitet werden. Diese Faunenassoziation entspricht der *Pseudopolygnathus-Siphonodella*-Biofazies. Die Abgrenzung der Faziesräume in diesem Profil ist nicht so scharf zu ziehen wie beim Effenberg-Profil (s. unten). *Pseudopolygnathus*-, *Polygnathus*- und *Siphonodella*-Arten setzen vereinzelt schon in tieferen Lagen ein. Im Gegensatz zum Effenberg-Profil kommt *Siphonodella praesulcata* nur im tiefsten Teil des Hangenberg-Kalkes (Lage I) vor; ab Lage II treten gemeinsam auf:

*Siphonodella sulcata*  
*Protognathodus kuehni*.

Bemerkenswert ist der Fund eines *Bispathodus costatus costatus* in Lage VII des Profils, der als Einzelfund auf eine Umlagerung hindeutet (vgl. Profil Hönnetal-Bahneinschnitt).

Die Devon/Karbon-Grenze kann mit Conodonten klar gezogen werden. Sie liegt im unteren Teil der tiefsten, etwa 40 cm dicken, kompakten Kalkbank, 3 cm über ihrer Basis zwischen den Abschnitten I und II.

**Litho- und mikrofazielle Analyse** (C.-D. CLAUSEN): Der basale, über Ton-, Silt- und glimmerreichen Sandsteinen einsetzende Anteil des Hangenberg-Kalkes ist noch stark von feinklastischen Partien beeinflusst. Die Devon/Karbon-Grenze fällt etwa mit dem Übergang von Lage I zu Lage II zusammen und damit in einen Bereich bioturbater quarzhaltiger Biomikrite und Biomikrosparite. Der hier noch eher spärliche Fossilgehalt nimmt zum Hangenden hin rasch zu. Vor allem Trilobitenschill und Echinodermenfragmente sind kennzeichnend. Biomikrite und Biomikrosparite wiegen im gesamten Profil vor. Einschaltungen von Bioklastlagen treten in Lage V sowie in den Lagen VII bis XI auf, in Lage X zusätzlich mit Weichgeröllen. Der Anteil dieser Lagen nimmt mithin im höheren Abschnitt der beprobten Bank zu (Taf. 1 Fig. 1-5).



Abb. 10: Korrelation von verschiedenen Devon/Karbon-Grenzprofilen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Die Faziesmerkmale sprechen für eine insgesamt ruhige Carbonatsedimentation (Weichbodenmilieu) ohne längerfristige Unterbrechungen. Von bathymetrisch höher gelegenen Arealen gelangten wiederholt Bioideritusschichten an den Ablagerungsort und vermischten sich mit dem örtlichen Kalkschlamm.

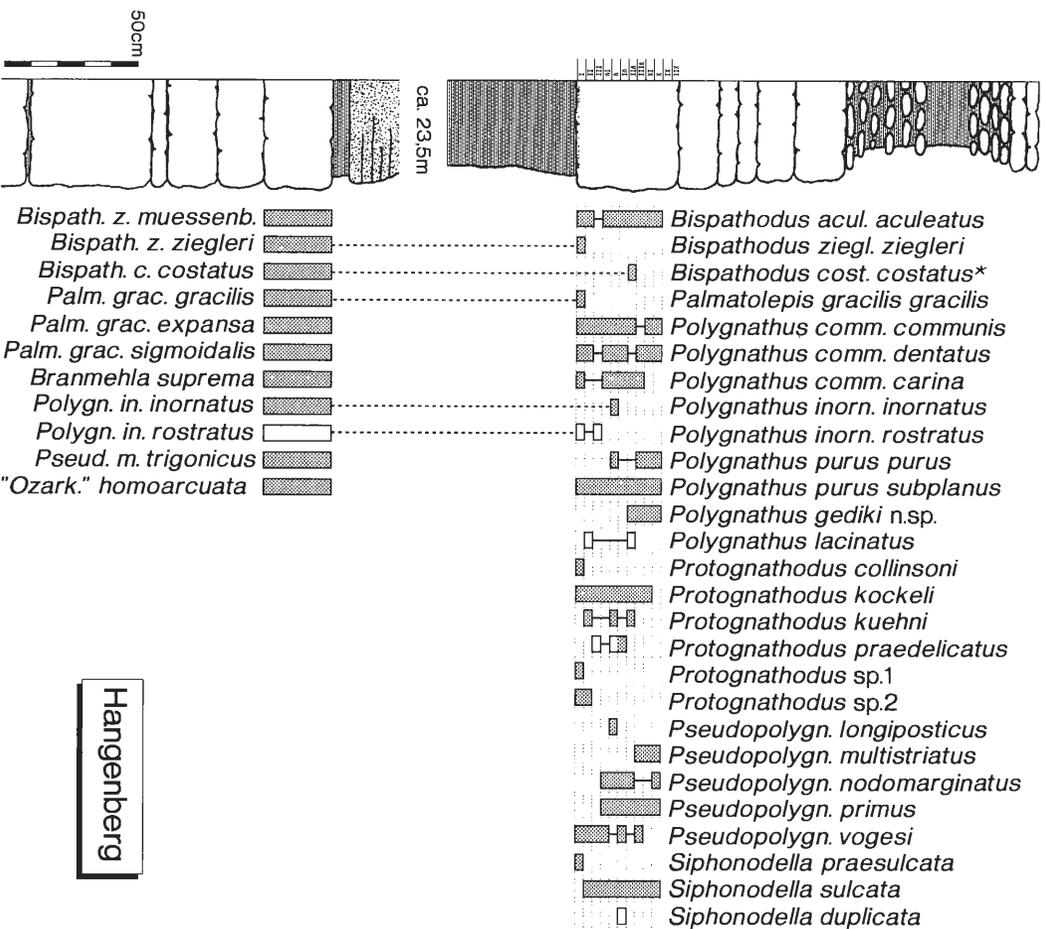


Abb. 11: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil am Hangenberg (\* = umgelagertes Exemplar).

#### 4.1.8. Effenberg

**Profilbeschreibung, Ammonoiten-Stratigraphie** (D. KORN): Die Aufschlußverhältnisse in der Umgebung des großen, im Abbau befindlichen Steinbruches haben sich in den letzten Jahren weiter verbessert, sodaß nun auch der unmittelbare Devon/Karbon-Grenzbereich aufgeschlossen ist.

Im Steinbruch werden rote und grüne Kramenzelkalle und Kalkknollenschiefer der *Cheiloceras*- und der *Prolobites*-Stufe von etwa 60 m Mächtigkeit abgebaut. Der Tongehalt nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich ab; im oberen Teil sind die nun hellgrauen Kalksteine fast frei von schiefrigen Zwischenschichten. Darüber befindet sich an der Südwand des Steinbruches eine 80 cm starke Lage aus schwarzen und grauen Tonsteinen mit einer Einlagerung sehr harter, grauer

Knollenkalke. Dieser *annulata*-Schwarzschiefer führt zahlreiche flachgedrückte, partiell pyritisierte Ammonoideen (meist Clymenien der Gattung *Platyclymenia*). Die Conodontenfauna der harten Knollenkalklage gehört in die Obere *trachytera*-Zone (KORN & LUPPOLD 1987: 214).

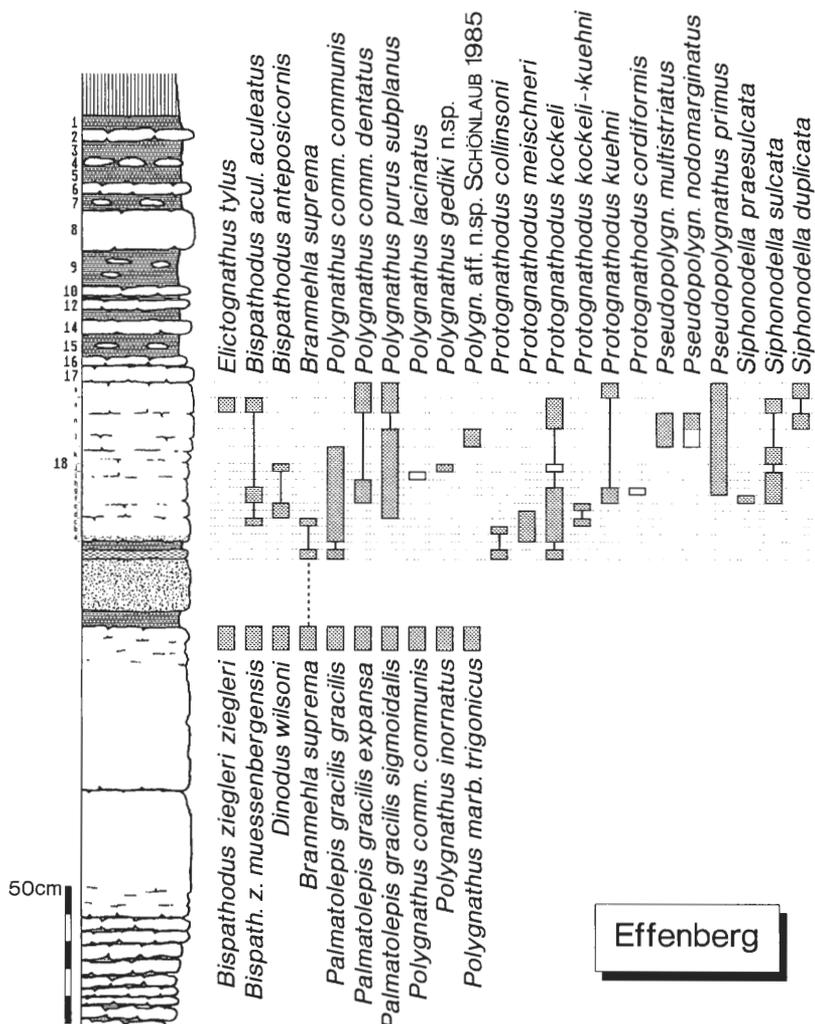


Abb. 12: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil auf dem Effenberg.

Oberhalb des *annulata*-Schwarzschiefers folgen zunächst 6,30 m fossilarme Knollenkalke, und im Hangenden davon beginnt ein fein gegliedertes, fossilreiches Profil der *Clymenia*- und der unteren *Wocklumeria*-Stufe. Während die Kalksteine der *Wocklumeria*-Stufe im unteren Teil noch reich an tonigen Zwischenlagen sind und sich daher leicht von den Knollenkalken der *Clymenia*-Stufe unterscheiden lassen, nimmt ihr Tongehalt nach oben stark ab. Schließlich sind nur noch feine Tonschlieren vorhanden, und der oberste Teil des Wocklumer Kalkes erscheint als 90 cm dicke, fast kompakte Bank. Sie enthält zahlreiche Ammonoideen und Trilobiten.

Auch im Profil am Effenberg ist der Hangenberg-Schwarzschiefer nicht vorhanden. Über dem Wocklumer Kalk folgen 30 cm Ton- und Siltsteine, die an der Basis lediglich durch dunklere Färbung gekennzeichnet sind. Eingelagert in diese Schicht ist eine 5 cm dicke karbonatische Lage mit massenhaft auftretenden, doppelklappig erhaltenen Zweischalern (Abb. 4D).

Der Hangenberg-Kalk beginnt mit einer kompakten Bank von 55 cm Mächtigkeit (Bank 18), welche zwecks genauerer Untersuchung in feine Abschnitte (a bis o) untergliedert wurde. Dabei

ozeanische Gliederung	offshore	nearshore	offshore
Conodonten-Biofazies	<i>Bispathodus-Palmatolepis</i>	<i>Protognathodus</i>	<i>Pseudopolygnathus-Siphonodella</i>
bathymetrische Entwicklung (ohne Maßstab)			
Gesteinstyp	bankige Knollenkalksteine	Sandsteine glimmerführende Knollenkalksteine	Knollenkalksteine und Kalknollenschiefer Alaun-schiefer
lithostratigraphische Einheit	Wocklumer Kalk	Zeitäquivalent des Stockumer Kalkes	Hangenberg-Kalk
Conodonten-Zone	Mittlere <i>praesulcata</i>	Obere <i>praesulcata</i>	<i>sulcata duplicata</i>
	DEVON		KARBON

Abb. 13: Konstruierte bathymetrische Entwicklung im Devon/Karbon-Grenzbereich auf der Basis der Conodonten-Biofazies.

wurden die basalen 30 cm in je 3 cm dicke Einheiten untergliedert; höhere Partien des Hangenberg-Kalkes wurden in Abschnitten zu je 5 cm untersucht. Es war kaum möglich, bestimmbare Ammonoideen aus dem Hangenberg-Kalk zu gewinnen. Lediglich der untere Bereich der Bank 18 (besonders die Abschnitte 18b und 18c) ist sehr reich an Ammonoideen. An Querschnittsbildern ist deutlich zu erkennen, daß es sich dabei um eine aus Acutimitoceren bestehende Fauna handelt, wie sie aus Bank 3A vom Müßenberg bekannt ist (s. unten). Über dem Hangenberg-Kalk folgen etwa 2 m mächtige, ausgebleichte Alaunschiefer und darüber der Horizont der Kulmlydite mit einer sehr reichlich Phosphoritknollen führenden Lage an der Basis.

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F. W. LUPPOLD): Am Top des Wocklumer Kalkes erlöschten die meisten hochdevonischen Conodonten (*Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies), und in der 2-3 cm mächtigen Kalksandsteinlage im Hangenberg-Schiefer fand sich eine überwiegende *Protognathodus*-Fauna mit *Branmehla suprema* (*Protognathodus*-Biofazies).

Nach einer geringmächtigen Schieferlage setzt dann die an der Basis terrigen beeinflusste, eine Fauna der *Protognathodus*-Biofazies führende, mächtigere Kalkbank (Hangenberg-Kalk) ein (Abb. 12). Der tiefste Fund von *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata* fällt zusammen mit einem Vorkommen von *Siphonodella praesulcata* in Lage 18f. Sie wurde in die *Protognathodus-Polygnathus*-Biofazies eingestuft und gehört einem bathymetrisch tieferen Ablagerungsraum an (Abb. 13). Ab Lage 18g treten dann die ersten *Pseudopolygnathus*-Formen auf, die mit den Siphonodellen einen allgemein tieferen Faziesraum bevorzugen (*Pseudopolygnathus-Siphonodella*-Biofazies).

Die Devon/Karbon-Grenze liegt mit dem ersten Auftreten von *Siphonodella sulcata* innerhalb der untersten, kompakten Bank 18 zwischen den Feinabschnitten e und f (Abb. 12). Dies

entspricht dem Vorkommen von Ammonoideen: Obwohl wegen der Härte und Zähigkeit der Kalkbank keine Gehäuse isoliert werden konnten, so kann doch davon ausgegangen werden, daß der Abschnitt 18c in die *prorsum*-Zone zu stellen ist. Die zahlreichen, auf angewitterten Stücken und Schliffen erkennbaren Querschnitte gehören ausnahmslos in die Gattung *Acutimitoceras*.

**Mikrofazies-Analyse** (C.-D. CLAUSEN): Der über karbonathaltigen siltigen Tonsteinen einsetzende Hangenberg-Kalk (Taf. 2 Fig. 2-7) ist in seinem tiefsten, <10 cm mächtigen Anteil noch reich an feinklastischen Gemengteilen. Grundmassesalцит und Bioklasten nehmen zum Hangenden hin fortwährend zu, so daß schon ab Lage 18b (Schliff 750) Biomikrite bis Biomikrosparite vorliegen. Wiederholt sind einige Millimeter bis wenige Zentimeter mächtige Schill- und Schuttlagen aus Echinodermen-, Trilobiten- und Cephalopodenfragmenten eingestreut (Lage 18c,g,h,k,l). Lage 18h enthält darüberhinaus Lithoklasten, die durch Sedifluktion aufbereitet und nach kurzem Transportweg als Weichgerölle resedimentiert wurden.

Nach dem Erstauftreten von *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* liegt im Effenberg-Profil die Devon/Karbon-Grenze zwischen den Lagen 18e und 18f in fossilreichen mikritischen bis mikrosparitischen Sedimenten. Besonders markante Horizonte (Hartgründe, Schill-Lagen) sind nicht erkennbar. Allerdings weisen im höheren Anteil der Lage 18e mit scharfem Kontakt und jeweils zum Liegenden vorgeifende mikrosparitische Lagen auf kurzfristige Sedi-mentationsunterbrechungen hin.

Die Faziesmerkmale sprechen insgesamt für eine am Schwellenhang in einem offenmarinen und geschützten Subtidal-Bereich zustandegekommene Sedimentation. Ein Vergleich mit altersgleichen, ca. 1,5 km weiter östlich gelegenen Carbonaten des Müssenberges zeigt, daß zahlreiche Gemeinsamkeiten vorliegen wie Weichbodenmilieu, eintönige Kalkschlamm-sedimentation, keine Hartböden, keine Aufarbeitungen, keine Schichtausfälle, Einschaltungen von Bioklastlagen.

#### 4.1.9. Müssenberg

Das durch einen 20 m langen Schurfgraben aufgeschlossene Profil ist bereits mehrfach kurz beschrieben worden (KORN 1981; LUPPOLD et al. 1984; CLAUSEN et al. 1989). In der Zwischenzeit sind die im Schurfgraben entnommenen Proben hinsichtlich ihrer Conodonten-, Ammonoideen – und Trilobitenführung weiter untersucht worden, sodaß eine umfassendere Darstellung der Faunenfolge im Zusammenhang mit der Biofazies-Analyse erfolgen kann.

**Profilbeschreibung/Mikrofazies** (C.-D. CLAUSEN): Die im Schurf lückenlos aufgeschlossenen Schichten (Abb. 14) liegen fast ausschließlich in Carbonatfazies vor. Nur wenige geringmächtige, durch ihren größeren Tonmineral- und Quarzgehalt gekennzeichnete Tonstein- und Siltsteinlagen unterbrechen die Kalksedimentation. Aus der gesamten erschürften Profilsäule wurden 19 Carbonatbänke mit Hilfe von 15 Dünnschliffen und 5 Grobdünnschliffen biofaziell analysiert (CLAUSEN et al. 1989). Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag im oberen Profilschnitt, wo im Bereich der Unteren *praesulcata*-Zone (oberer Teil der Unteren *paradoxa*-Zone) die Bänke 17 bis 23 und im Bereich der Mittleren *praesulcata*- bis *duplicata*-Zone (oberer Teil der Oberen *paradoxa*-Zone bis *acutum*-Zone) die Devon/Karbon-Übergangsschichten (Bank 1 bis 5) lückenlos beprobt wurden. Auf Bank 3 entfielen 2 Grobdünnschliffe. Von Bank 1 bis 3 wurde ferner je ein Stück-Anschliff angefertigt (Taf. 3).

Es überwiegen Biomikrite und Biosparite, die besonders im Bankabschnitt 22 bis 14 in Biomikrudite und Biosparrudite übergehen. Der mikritische Anteil setzt sich aus einer aus Tonmineralen, Glimmerleisten und Grundmassesalцит bestehenden Matrix zusammen, in welche sporadisch kleine angulare detritische Quarze eingebettet sind. Die mikritische Matrix ist teilweise durch Sammelkristallisation in Mikrosparit umgewandelt. Die Siltsteinlagen heben sich durch Menge und Größe (bis 70 µm) der Quarze deutlich vom Biomikrit ab.

Es treten in Richtung der Schichtung ausgelängte, aber auch quer dazu gerichtete sparitgefüllte Stromatactis-Gefüge mit z.T. basal eingelagerten Internsedimenten auf. Ebenfalls an die Schichtung oder an besondere Trennflächen (Wandungen von Grabgängen, Sedimentgängen, Drucklösungssuturen) sind Pyritlagen geknüpft, welche zu Eisenoxiden/hydroxiden verwittert

sind. Geopetalgefüge sind in Form fossiler Wasserwaagen bei den Ostracoden und den Kammerhöhlräumen von Cephalopoden sehr häufig ausgebildet.

Diskontinuitätsflächen im Sediment werden durch mit Grabgängen verknüpfte bioturbate Durchwühlungen, durch an Spalten gebundene Sedimentgänge und durch Drucklösung mit mikrostylolithischen Suturen verursacht. Die letzteren können parallel oder geneigt zur Schichtung verlaufen und eine Netzstruktur hervorrufen. Die Durchwühlung hat nirgendwo zur gänzlichen Zerstörung des primären lagigen Aufbaus beigetragen. Durch Imprägnation mit Eisen- und Manganoxiden treten die Diskontinuitätsflächen im Schliffbild deutlich hervor. Omissionsflächen, die zur Hartgrundbildung geführt haben, wurden nur sehr vereinzelt (Algeninkrustationen in Bank 3) beobachtet. Es liegen weitgehend Weichböden vor.

Zahlreiche schwimmende Organismen (Cephalopoden, Conodonten) kennzeichnen den pelagischen Charakter der Kalksteine. Die Individuen vermischten sich im Bodenbereich bei der Thanatocönose mit dem aus Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten und Ostracoden bestehenden Benthos. Die in den Ruditen angereicherten biogenen Fragmente zeigen bis auf wenige Ausnahmen keine Anzeichen eines Transports. Eine Einregelung fehlt. Die Wölbung sedimentärer Filamente ist häufiger nach unten als nach oben gerichtet. Bisweilen verlaufen die Schalenfragmente sogar quer oder senkrecht zur Schichtung.

Es handelt sich mithin um eine im wesentlichen ruhige, eintönige Kalkschlamm sedimentation im Bereich einer submarinen Tiefschwelle. Man kann sie als eine quarzdetritusführende mikritische Bioklastfazies bezeichnen. Die weitgehende Erhaltung der mikritischen Matrix spricht für ruhige Ablagerungsbedingungen unterhalb der Wellenbasis in einem geschützten Subtidal-Bereich. Hierauf weisen auch die nicht verstellten, mehr oder weniger schichtparallel angeordneten Wasserwaagen hin. Im Gesamtprofil überwiegen die Kalkknollenschiefer, in welche gelegentlich dünne Ton- und Siltsteinlagen eingeschaltet sind. Diese terrigenen Einlagerungen deuten einen Ablagerungsort an einem Schwellenhang an. Sedifluktion und kräftige Aufarbeitungserscheinungen, wie sie in solchen Hangprofilen meist üblich sind, fehlen allerdings.

Die Devon/Karbon-Grenzschichten weisen eine besonders gleichmäßige, ungestörte, enggebänderte Mikritabfolge auf, in welche 2-3 cm mächtige, Trilobitenschill und Cephalopodenschill führende Biomikruditlagen eingeschaltet sind (Taf. 3).

**Ammonoideen-Stratigraphie** (D.KORN): Alle Ammonoideen-Zonen von der *acuticostata*-Zone bis zur *acutum*-Zone sind durch Faunen – teilweise von großem Umfang – repräsentiert, und sämtliche Indexfossilien konnten aufgefunden werden (Abb. 14).

Die Basis des im Schurfgraben aufgeschlossenen Profils bilden Schichten des höheren Teiles der *acuticostata*-Zone. Als dominierendes Faunenelement tritt *Clymenia laevigata* auf, weitaus seltener sind *Progonioclymenia acuticostata*, Goniclymenien, Cymaclymenien und Cyrtoclymenien. Die *ornata*-Zone ist nur 40 cm mächtig – das Leitfossil *Ornatoclymenia ornata* ist besonders häufig in der massenhaft Glimmerschüppchen führenden Bank 102. Die ebenfalls für diese Zone typische Art *Kosmoclymenia inaequistriata* konnte in verschiedenen Lagen nachgewiesen werden. Auch die *piriformis*-Zone ist mit 60 cm recht geringmächtig. Die Leitformen *Piricyclenia piriformis* und *Muessenbiaergia diversa* treten in mehreren Schichten sehr häufig auf.

An der Basis der *Wocklumeria*-Stufe folgt zunächst ein Umschwung von den plattigen Knollenkalken zu Kalkknollenschiefern, wie er auch in anderen Profilen (Effenberg, Dasberg) beobachtet werden konnte. Die Untere *subarmata*-Zone ist 150 cm mächtig und lieferte besonders aus dem basalen Anteil zahlreiche Ammonoideen. Leitfossilien sind *Sphenoclymenia brevispina* aus Bank 85, *Kosmoclymenia undulata* aus den Bänken 86, 85 und 83 sowie *Muessenbiaergia sublaevis* aus mehreren Horizonten. Fast zwei Meter mächtig ist die Obere *subarmata*-Zone, deren Basis (Bank 67) durch das Auftreten von *Muessenbiaergia bisulcata* charakterisiert ist. Die Obere *subarmata*-Zone kann in zwei gleich mächtige Abschnitte untergliedert werden: Der obere ist durch das Vorkommen der Goniatiten-Gattung *Balvia* charakterisiert, welche im unteren Teil fehlt.

Auch die nächst höhere, im Müszenberg-Profil etwa 110 cm mächtige Untere *paradoxa*-Zone kann anhand der Faunenfolgen in zwei Abschnitte untergliedert werden. Die Basis dieser Zone (Bank 31) ist leicht kenntlich durch die recht häufige Art *Parawocklumeria paprothae* sowie weitere Arten von *Parawocklumeria* und *Kamptoclymenia*. Diese Arten werden nach oben durch die ebenfalls häufige Art *Parawocklumeria paradoxa* (ab Bank 22) abgelöst.

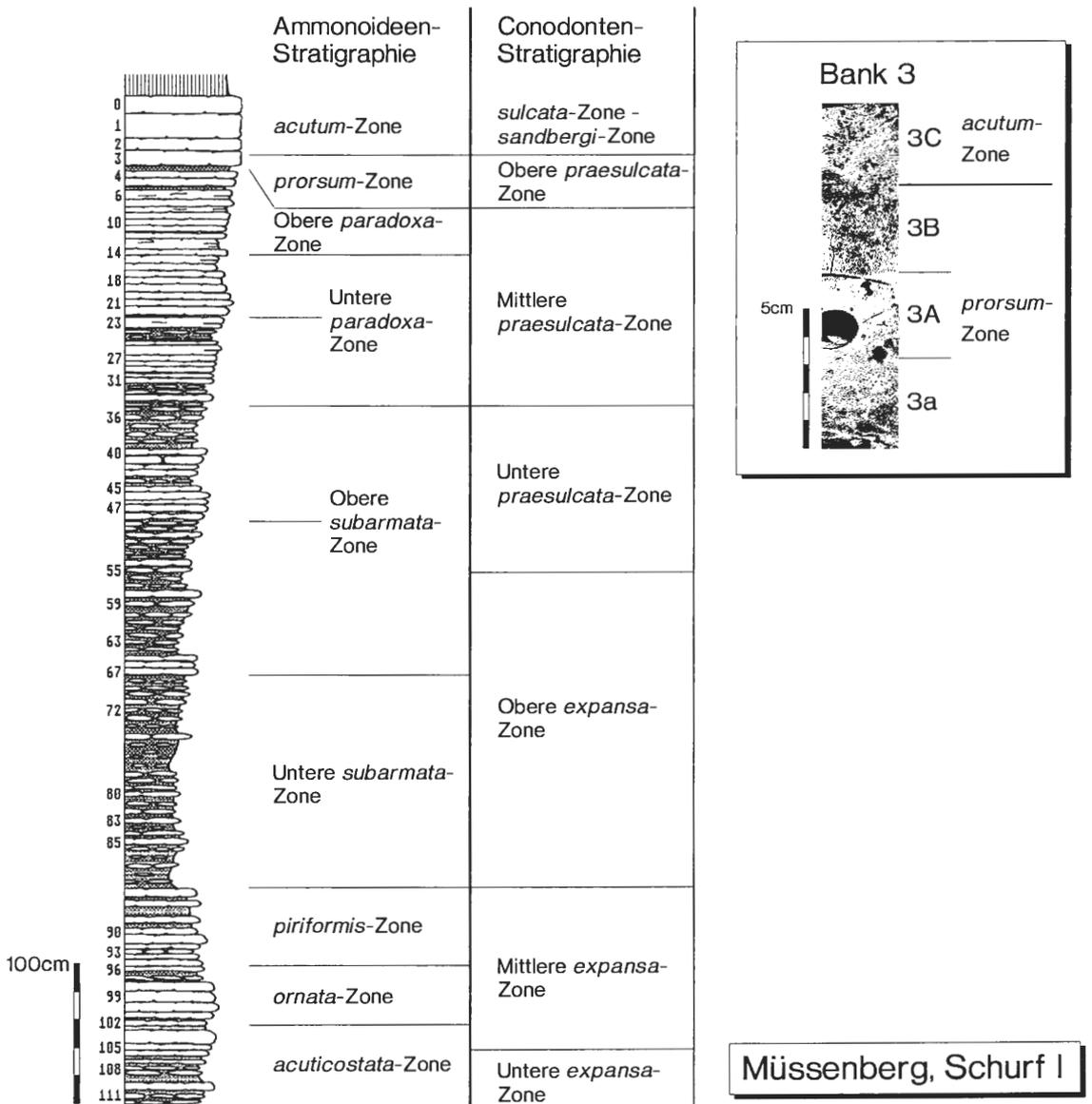


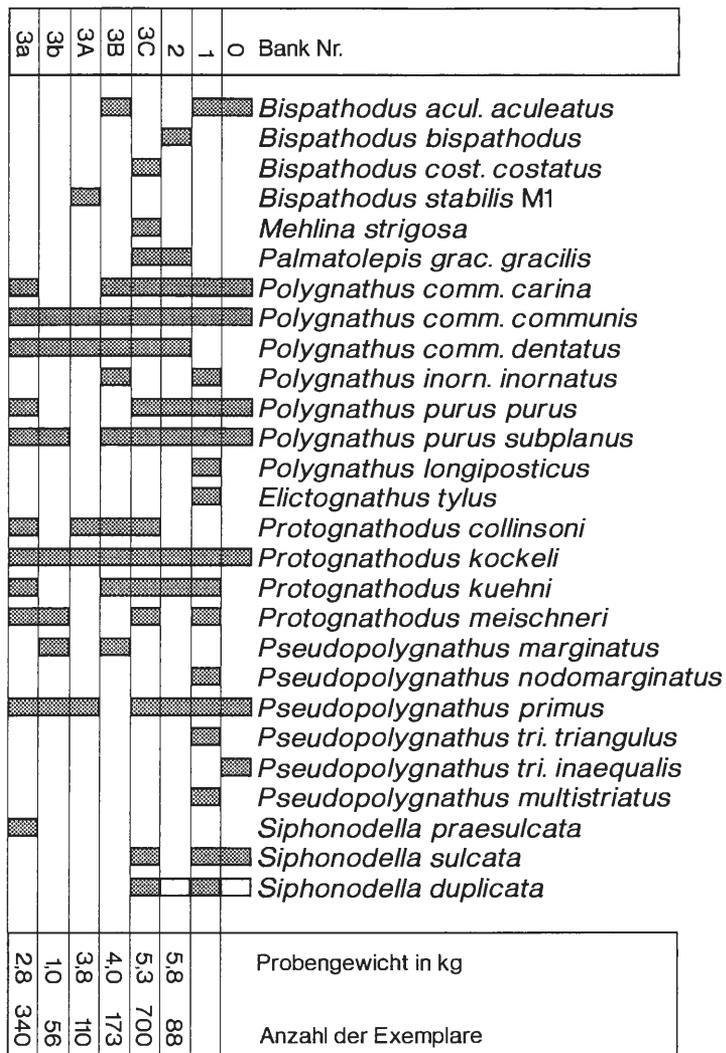
Abb. 14: Korrelation der Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie im Müssenberg-Profil.

Die Obere *paradoxa*-Zone, definiert durch das Einsetzen von *Wocklumeria sphaeroides*, hat mit 60 cm eine Mächtigkeit, welche ihr auch in den anderen, benachbarten Profilen zukommt. In den unteren Lagen ist die Leitart noch selten; sie tritt aber in den obersten Bänken – besonders in Bank 5 – massenhaft auf. Auch *Lissoclymenia wocklumeri* besitzt hier ihr Häufigkeitsmaximum.

Als nächste Zone in der Ammonoideen-Chronologie folgt die sehr geringmächtige *prorsum*-Zone. Sie wird repräsentiert durch die basalen 3/4 der Bank 3. Besonders der Abschnitt 3A ist außerordentlich fossilreich – er lieferte mehrere hundert Ammonoideen-Exemplare, ausschließlich von *Acutimitoceras*. Abschnitt 3B ist weniger fossilreich; die Fauna besteht aus *Acutimitoceras*-Arten sowie dem Einzelfund von *Cymaclymenia striata* (Abb. 15A). Es ist das stratigraphisch jüngste Vorkommen einer Clymenie (KORN 1989, 1991).

Bank Nr.	4	5	10	14	18	21	23	27	31	36	40	45	47	55	59	63	67	72	80	83	85	90	91	93	96	99	102	105	108	111
<i>Bispathodus acul. aculeatus</i>																														
<i>Bispathodus acul. plumulus</i>																														
<i>Bispathodus bispathodus</i>																														
<i>Bispathodus cost. costatus</i>																														
<i>Bispathodus jugosus</i>																														
<i>Bispathodus spinulicostatus</i>																														
<i>Bispathodus stabilis</i>																														
<i>Bispathodus ultimus</i>																														
<i>Bispathodus ziegl. ziegleri</i>																														
<i>Bispathodus ziegl. muessenb.</i>																														
<i>Branmehla bohlenana</i>																														
<i>Branmehla suprema</i>																														
<i>Branmehla inornata</i>																														
<i>Hindeodella subtilis</i>																														
<i>Dinodus wilsoni</i>																														
<i>Dasbergina schaeferi</i>																														
<i>Dasbergina ziegleri</i>																														
<i>Ligonodina monodentata</i>																														
<i>Ligonodina falciformis</i>																														
<i>Mehlina strigosa</i>																														
"Ozarkodina" homoarcuata																														
"Ozarkodina" rhenana																														
<i>Neoprioniodus ? trigonicus</i>																														
<i>Palmatodella delicatula</i>																														
<i>Palmatolepis grac. expansa</i>																														
<i>Palmatolepis grac. gonioclym.</i>																														
<i>Palmatolepis grac. gracilis</i>																														
<i>Palmatolepis grac. sigmoidalis</i>																														
<i>Palmatolepis perl. schindewolfi</i>																														
<i>Polygnathus comm. carina</i>																														
<i>Polygnathus comm. communis</i>																														
<i>Polygnathus inorn. inornatus</i>																														
<i>Polygnathus impar</i>																														
<i>Polygnathus vogesi</i>																														
<i>Prioniodina (?) smithi</i>																														
<i>Pseudopolygn. brevipennatus</i>																														
<i>Pseudopolygn. controversus</i>																														
<i>Pseudopolygn. kayseri</i>																														
<i>Pseudopolygn. micropunctatus</i>																														
<i>Pseudopolygn. primus</i>																														
<i>Pseudopolygn. m. marburgensis</i>																														
<i>Pseudopolygn. m. trigonicus</i>																														
<i>Pseudopolygn. nodomarginatus</i>																														
<i>Tripodellus robustus</i>																														
<i>Tripodellus tenuis</i>																														
<i>Siphonodella praesulcata</i>																														
Probengewicht in kg	3,6	3,7	3,5	3,71	2,9	3,8	3,2	3,2	3,3	3,1	2,4	2,9	2,3	2,9	3,1	3,3	3,1	2,6	3,2	2,9	2,4	4,8	2,7	2,9	2,8	3,3	3,0	2,9	3,1	2,8
Anzahl der Exemplare	463	643	485	371	245	377	254	100	130	62	76	97	46	80	143	47	140	170	336	58	58	91	167	142	86	107	128	186	158	

Tab. 3: Verbreitung der Conodonten-Arten im liegenden Teilbereich des Profils auf dem Müssenberg.



Tab. 4: Verbreitung der Conodonten-Arten im hangenden Teilbereich des Profiles auf dem Müssenberg.

Das oberste Viertel der Bank 3 lieferte nur wenige Ammonoideen, darunter jedoch die für die Basis der *Gattendorfia*-Stufe leitende Art *Gattendorfia subinvoluta* (Abb. 15B). In höheren Lagen sind Ammonoideen selten; das Vorkommen von *Gattendorfia* cf. *tenuis* und *Voehringierites peracutus* in Bank 1 läßt auf eine Einordnung in den höheren Teil der *acutum*-Zone schließen.

**Die Devon/Karbon-Grenze:** Sowohl sehr reiche Ammonoideen- als auch Conodonten-Faunen erlauben eine äußerst präzise Untergliederung der oberdevonischen Schichten (Tab. 3) als auch eine genaue Bestimmung der Devon/Karbon-Grenze (CLAUSEN et al. 1989). Ausgehend von der durch das Erscheinen von *Siphonodella sulcata* definierten Grenzziehung, muß die Grenze zwischen den Abschnitten B und C innerhalb der Bank 3 gezogen werden (Tab. 4). Das stimmt vollkommen mit der ehemals mit Ammonoideen definierten Grenze überein – *Gattendorfia subinvoluta* und *Siphonodella sulcata* erscheinen gleichzeitig.

In den Bereichen A und B der Schicht 3 fehlt die Gattung *Siphonodella*. Falls der Abwesenheit von *Siphonodella sulcata* hier fazielle Gründe zugrundeliegen, könnte die Devon/Karbon-Grenze möglicherweise tiefer – in den Bereichen A und B hinabrücken. Bezeichnend ist übrigens, daß im Abschnitt 3C auch *Siphonodella duplicata* vorkommt – dies dürfte auf die wahrscheinlich erhebliche Kondensation der basalen karbonischen Schichten zurückzuführen sein.

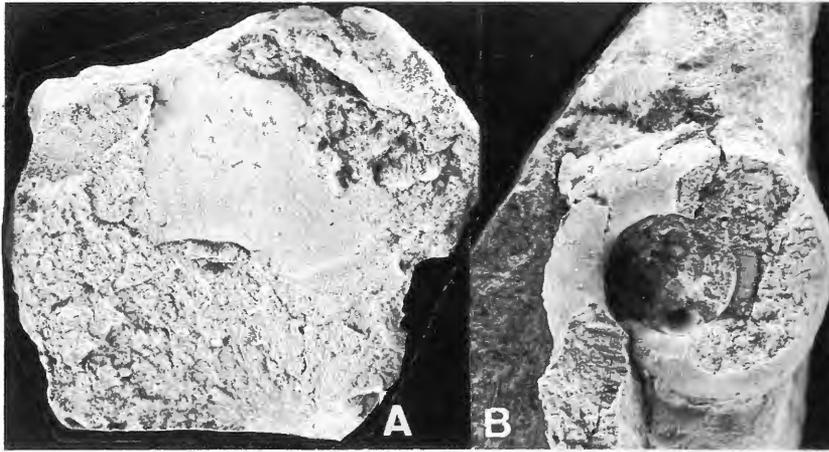


Abb. 15: Ammonoideen aus der Bank 3 des Müssenbergschurfes.

- A: *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832); SMF 51282 (coll. KORN 1988); Bankabschnitt 3B; x 1,5.
- B: *Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1839); WMfN P 17630 (coll. KORN 1988); Bankabschnitt 3C; x 3.

#### 4.1.10. Wocklum

**Profilbeschreibung** (D. KORN): Der unter verschiedenen Namen, wie „Borkewehr“, „Burg bei Wocklum“, „Burgberg“, „An der Borke“ in die Fachliteratur eingegangene kleine Steinbruch-Aufschluß, nach welchem DENCKMANN (1902: 17) den Begriff Wocklumer Kalk einführt, ist die Typus-Lokalität dieses Schichtgliedes.

Das Profil (Abb. 10) mit Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk entspricht denjenigen in der Umgebung von Apricke: Es sind dunkelgraue Knollenkalksteine mit wechselnd dicken Tonsteinzwischenlagen. Die Knollenkalksteine lieferten nur in bestimmten Lagen – vor allem aber im höchsten Teil des Wocklumer Kalkes – reichere Ammonoideen-Faunen. Zwischen Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk liegen 130 cm mächtige tonige Schichten: unten der 8 cm dicke Hangenberg-Schwarzschiefer, darüber graue Tonsteine mit geringem Glimmergehalt.

**Conodonten-Stratigraphie und -Biofazies** (F.W. LUPPOLD): Aus den obersten 10 cm des Wocklumer Kalkes wurde eine Probe entnommen, die folgende Conodonten-Fauna enthält (150 Exemplare):

- Palmatolepis gracilis gracilis*
- Palmatolepis gracilis sigmoidalis*
- Palmatolepis gracilis expansa*
- Branmehla suprema*
- Polygnathus inornatus*
- Bispathodus ziegleri muessenbergensis*
- Bispathodus ziegleri ziegleri*
- Bispathodus ultimus*
- Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus*
- Siphonodella praesulcata*.

Das Exemplar von *Siphonodella praesulcata* ist der einzige Nachweis dieser Art aus der *Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies in den hier untersuchten Profilabschnitten.

Die Devon/Karbon-Grenze ist nicht genau zu ziehen, da die Conodontenproben der tiefen Lagen des Hangenberg-Kalkes indifferente Faunen lieferten. Unter dem eigentlichen Hangenberg-

berg-Kalk kommt ein fein laminiertes Kalksandstein mit einer armen *Protognathodus-Polygnathus*-Fauna vor, die die *Protognathodus*-Biofazies repräsentiert.

An der Basis des Hangenberg-Kalkes konnte wieder eine *Protognathodus*-Assoziation der *Protognathodus*-Biofazies nachgewiesen werden (44 Exemplare, det. LUPPOLD):

*Protognathodus kockeli*  
*Protognathodus kuehni*  
*Protognathodus collinsoni*  
*Polygnathus communis communis*.

#### 4.2. Lüdenscheider Mulde

Das Profil von Stockum wird monographisch in einer speziellen Publikation beschrieben (CLAUSEN et al., dieser Band).

#### 4.3. Belecker Sattel

Das Profil von Drewer wird monographisch in einer speziellen Publikation beschrieben (KORN et al., dieser Band).

Bei Belecke (Profilbeschreibung C.-D. CLAUSEN, D. KORN) ist in der Umgebung des Kaiser-Heinrich-Bades und der Külbensteine eine Reihe von alten Steinbrüchen in stark verkieselten oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen offengeblieben (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979b; CLAUSEN & KOCH 1981; CLAUSEN 1984; CLAUSEN et al. 1987), in welchen die Devon/Karbon-Grenze wiederholt aufgeschlossen ist (H.SCHMIDT 1922). Die Kalksteine sind unterschiedlich stark verkieselt, dünn- bis dickbankig, grobknollig bis massig. Die Verkieselung ist kieselensäurereichen Hydrothermen zu verdanken, welche über tiefreichende Störungen in das Belecker Satteltal eindringen. Sie hat bereichsweise derart harte Quarzgesteine (Hornsteine) geschaffen, daß das Ausgangsgestein nicht mehr zu erkennen ist. Die eingeschlossenen Fossilien sind bis zur Unerkennbarkeit der Matrix angeglichen.

Aus weniger stark verkieselten Partien konnten aus dem höheren Abschnitt der Kalksteine am Kaiser-Heinrich-Bad Conodonten der Unteren *expansa*- bis Unteren *praesulcata*-Zone sowie auch jüngere Conodonten geborgen werden. In mehreren Profilen konnten sowohl Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk als auch Erdbacher Kalk identifiziert werden, aber die starke Verkieselung machte es unmöglich, feinstratigraphische Aufnahmen durchzuführen und repräsentative Faunen zu sammeln.

Das gilt nicht für die zwischen dem Hangenberg-Kalk und dem Erdbacher Kalk eingeschalteten Liegenden Alaunschiefer, welche im Bereich des Kaiser-Heinrich-Bades 4,6 m Mächtigkeit erreichen. Sie sind zwar auch stellenweise von der Verkieselung in Mitleidenschaft gezogen, gestatten aber noch mancherorts den Gewinn einer aussagekräftigen Fauna. So lieferten die Tonsteine und die in ihnen enthaltenen Phosphorit-Knollen Radiolarien, Conodonten, orthocone Nautiloideen und kohlige Pflanzenreste (CLAUSEN 1984):

*Xiphosphaera gaea*  
*Hexastylus dimensivus*  
*Siphonodella cf. duplicata*  
*Gnathodus cf. punctatus*  
*Gnathodus cf. semiglaber*  
*Gnathodus sp.*  
*Spathognathodus sp.*  
„*Orthoceras*“ sp.

## 4.4. Warsteiner Sattel

### 4.4.1. Schießstand an der Bilstein-Höhle

**Profilbeschreibung** (C.-D. CLAUSEN, D. KORN): Der bereits lange Zeit bekannte Aufschluß am ehemaligen Schießstand 400 m südöstlich der Bilsteinhöhle (Erforschungsgeschichte siehe CLAUSEN et al. 1979: 47) schließt verkieselte, aber zum Teil stark verwitterte und fossilreiche Kalksteine auf. Mehrere oberdevonische Ammonoideen-Zonen konnten belegt werden, und auch der Erdbacher Kalk ist durch individuenreiche Trilobitenfaunen belegt (H.SCHMIDT 1922; Rud. & E. RICHTER 1949; CLAUSEN 1984).

Die feinstratigraphische Auswertung der am Schießstand gefundenen Clymenien und Goniatiten erlaubte es, die oberdevonischen Kalksteine in vier Abschnitte zu gliedern: *Clymenia*-Stufe (? *acuticostata*- bis *piriformis*-Zone), Grenzbereich *Clymenia*-/*Wocklumeria*-Stufe (ohne aussagekräftige Leitfossilien), tieferer Teil der *Wocklumeria*-Stufe (? Untere bis Obere *subarmata*-Zone) und höherer Teil der *Wocklumeria*-Stufe (Untere und Obere *paradoxa*-Zone).

Über dem Wocklumer Kalk treten bereichsweise spröde, splitterig brechende, infolge Einschaltung dünner Siltsteinlagen gebänderte Tonsteine mit verkieselten Phosphorit-Knollen auf. Obgleich die fazielle Ausbildung dieser Tonsteine für eine Zuordnung zu den Liegenden Alaunschiefern spricht, gehören die Sedimente wegen ihrer Conodontenfauna eindeutig der *Gattendorfia*-Stufe an. Einige wenige, in den Tonsteinen ebenfalls vorkommende Conodonten der Oberen *crenulata*- bis *anchoralis*-Zone entstammen einer Spaltenfüllung und stellen die einzigen Relikte der nach ihrer Ablagerung wieder aufbereiteten Gesteine des basalen Unterkarbons II dar.

Die Mächtigkeit der splittrigen Tonsteine schwankt zwischen 0 und 70 cm. Man muß davon ausgehen, daß die Sedimente der *Gattendorfia*- und der tiefsten *Pericyclus*-Stufe abgelagert wurden, aber noch vor ihrer Verfestigung durch subaquatische Rutschungen und nachfolgende Aufarbeitungen verlagert wurden (CLAUSEN et al. 1979).

Da die oben beschriebenen Tonsteine der *Gattendorfia*-Stufe nicht durchgehend erhalten sind, umfaßt die sekundäre Schichtlücke mithin die unterkarbonischen Hangenberg-Schichten (partim) und die Liegenden Alaunschiefer. Über der Schichtlücke, zum Teil also direkt über den Wocklumer Kalksteinen, treten grünliche Tuffite (entglaste Staubtuffe mit Sedimentanteilen) und der Erdbacher Kalkstein auf. Der letztere ist durch eine reiche Fauna (Trilobiten, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden, Goniatiten, Trilobiten und Korallen) gekennzeichnet.

### 4.4.2. Kattensiepen

**Profilbeschreibung** (C.-D. CLAUSEN, D. KORN): Den Kern des weitgespannten, etwas asymmetrisch gebauten Kattensiepen-Sattels bilden ca. 60 m mächtige kramenzelartig verwitternde Knoten- und Knollenkalksteine der *crepida*- bis Unteren *praesulcata*-Zone. Im Hangenden dieser Cephalopodenkalksteine, die in den 50er und 60er Jahren zum Teil als technischer Marmor, zum Teil auch als Schottermaterial im Steinbruch gewonnen wurden, schließt sich nach Norden ein Devon/Karbon-Grenzprofil an (STASCHEN 1968; STRUCKMEIER 1974; UFFENORDE in HEUSER et al. 1977; CLAUSEN & LEUTERITZ 1984; CLAUSEN et al. 1987). Das zum Teil stark verrutschte und mit Hangschutt bedeckte Profil zeigt Verhältnisse, wie sie vergleichbare Lokalitäten (z.B. Drewer) in unmittelbarer Nachbarschaft ebenfalls aufweisen: Wocklumer Kalk, Hangenberg-Kalk und Erdbacher Kalk sind durch tonige Schichten voneinander getrennt.

Die Devon/Karbon-Grenze ließ sich mit Conodonten nicht belegen, da der höchste Abschnitt der Unteren *praesulcata*-Zone bis zum tieferen Teil der *sulcata*-Zone nicht in Cephalopodenkalkfazies nachgewiesen werden konnte. Anstelle von Kalksteinen liegen hier ca. 1,1 m mächtige, geschieferte, zum Hangenden hin stärker karbonatisch werdende Ton- und Siltsteine vor, welche keine für die Devon/Karbon-Grenze relevanten Faunen lieferten. Erst darüber folgt der Hangenberg-Kalk mit 70 cm mächtigen, unreinen, teilweise knollig ausgebildeten Kalksteinen. Er umfaßt den höheren Anteil der *sulcata*- bis *sandbergi*-Zone. Er wird seinerseits zum Hangenden hin von 2,8 m mächtigen Tonsteinen und kieseligen Schiefern mit Phosphoritknollenschichten (Liegende Alaunschiefer), von 1,9 m mächtigen unreinen fossilreichen Kalksteinen (Erdbacher Kalk) sowie schließlich von Kieselschiefern und Kieselkalken mit Tuff/Tuffit- und Lyditlagen abgelöst.

Versuche, im Devon/Karbon-Grenzbereich eine aussagekräftige Makrofauna zu gewinnen, scheiterten an der starken Deformation der Gesteine. Es kann deshalb im Steinbruch Kattensiepen keine genaue Devon/Karbon-Grenzziehung vorgenommen werden.

#### 4.4.3. Eulenspiegel

**Profilbeschreibung** (C.-D. CLAUSEN, D. KORN): Der an der alten Straße Kallenhardt-Heide – Rüthen gelegene, schon von H.SCHMIDT (1922) aufgesuchte und beschriebene Steinbruch schließt ähnlich wie am Kattensiepen einen weitgespannten Sattel aus Knollenkalksteinen und Kalkknotentonsteinen auf. Die Schichtenfolge beginnt in der Unteren *marginifera*-Zone und endet im Top der Aufwölbung innerhalb von Wocklumer Kalken in der Mittleren *praesulcata*-Zone (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979a und b; CLAUSEN & LEUTERITZ 1984; CLAUSEN et al. 1987). Der jüngste gesammelte Ammonoid ist ein *Balvia*-Exemplar.

Der Eulenspiegel-Sattel taucht nach Osten ab. Die an der Steinbruchwand nicht erschlossenen jüngsten oberdevonischen Schichten sowie die Devon/Karbon-Grenzschiefer sind jedoch entwickelt: 150 m weiter östlich wurden sie im Zuge der Begradigung der Straße Rüthen – Nuttlar im Jahr 1976 von einer neuen Umgehungsstraße angeschnitten. Die damals hervorragend aufgeschlossene Straßenböschung ist mittlerweile fast vollständig zugewachsen. Dieses daher nur wenig bekannte Grenzprofil ist bisher nur zweimal (CLAUSEN et al. 1987 und 1989) beschrieben worden.

Der in der Straßenböschung zutage tretende Sattelkern enthält ähnlich wie im Eulenspiegel-Steinbruch Knollenkalksteine mit Einschaltung einiger tonig-siltiger Zwischenmittel. Die Kernschichten sind gegenüber der Steinbruchwand (15 m mächtig) hier nur 6 m mächtig, mithin stärker kondensiert als im Steinbruch und reichen von der *velifer*-Zone bis zur Mittleren *praesulcata*-Zone. Sie lieferten nur im allerhöchsten Teil Ammonoideen (*Wocklumeria* sp.; vgl. Abb. 10). In der gewohnten Folge lagern auf den Wocklumer Kalken zunächst 25 cm mächtige Hangenberg-Schwarzschiefer. Sie lieferten keine Ammonoideen-Reste; einzelne Schichtflächen sind jedoch mit kleinen Guerichien bedeckt. Nach oben setzt sich das Profil mit 60 cm mächtigen, leicht verkieselten, karbonatischen Ton- und Siltsteinen fort, bis einzelne Kalkknollen den Neubeginn der Carbonat-Produktion anzeigen. Diese Lage tritt in einer ganz ähnlichen siliciklastischen Ausbildung auch im Steinbruch Drewer auf (KORN et al., dieser Band).

Mit Carbonatbank 21 (Abb. 10), welche der Oberen *praesulcata*-Zone angehört, setzt der Hangenberg-Kalk ein. In Bank 22 werden *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* gemeinsam gefunden, so daß die Devon/Karbon-Grenze an die Unterkante dieser Bank gelegt wird (CLAUSEN et al. 1989: 187 und Tab.5 sowie Abb.11). Auffällig ist in Bank 22 das deutliche Überwiegen der Siphonodellen gegenüber den Protognathiden.

Der die Bänke 21 bis 24 umfassende Hangenberg-Kalk (vgl. Abb. 10) ist zwar mit 80 cm vergleichsweise geringmächtig; jedoch ist er hier sehr arm an tonigen Einschaltungen. Über dem Hangenberg-Kalk beginnt die kieselige Serie mit Liegenden Alaunschiefern (130 cm), Erdbacher Kalk (40 cm) und darüber folgendem Kieselkalk-Horizont.

Die Bedeutung des Aufschlusses an der Straßenböschung liegt darin, daß die Devon/Karbon-Grenze in eine rein kalkige Abfolge (zwischen die Bänke 21 und 22) fällt. Da die Kalksteine sehr hart sind und sich sehr schlecht zerlegen lassen, wurden bisher kaum Ammonoideen geborgen. Die Festlegung der Devon/Karbon-Grenze beruht aus diesem Grunde bisher nur auf Conodontdatierungen.

#### 4.5. Briloner Sattel

##### 4.5.1. Scharfenberg

**Profilbeschreibung** (C.-D. CLAUSEN, D. KORN): Östlich von Scharfenberg befindet sich an der Straße Scharfenberg – Brilon ein Profil, das schon lange bekannt ist (PAECKELMANN & KÜHNE 1936) und zuletzt von CLAUSEN et al. (1989: 188, Abb. 13) beschrieben wurde.

In einem kleinen, von der alten Straße her bergwärts vorgetriebenen, bereits stark verfallenen Steinbruch sind die Devon/Karbon-Grenzsichten erschlossen. Über geschieferten Ton- und Siltsteinen (= oberdevonische Hangenberg-Schichten bis zur Mittleren *praesulcata*-Zone) tritt eine aus Kalksteinen und tonigen Siltsteinen bestehende, ca. 2 m mächtige Wechselfolge (= Hangenberg-Kalk) auf, die erst mit dem Einsetzen der Liegenden Alaunschiefer ihr Ende findet. Sie enthält insgesamt 15 kompakte bzw. in Knollen aufgelöste Kalksteinbänke. Der tiefere, ca. 60 cm umfassende, 4 Kalksteinlagen enthaltende Anteil dieser Folge gehört der Oberen *praesulcata*-Zone an, bildet mithin die jüngsten Schichten des Oberdevons.

Die Devon/Karbon-Grenze kann nur mit Hilfe von Conodonten gezogen werden. Makrofaunen wurden bisher nicht geborgen; weder die meist griffelig zerfallenden Ton- und Siltsteine noch die Kalksteine lieferten für die Grenzziehung geeignete Ammonoideen, Trilobiten oder Zweischaler. Nach CLAUSEN et al. (1989: 190, Abb. 13) treten in der fünften Kalkbank (Probe 4) erstmals *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* auf. An die Unterkante dieser Bank oder auch schon an die sie unterlagernden, Bank 4 von Bank 5 trennenden Ton- und Siltsteine ist die Devon/Karbon-Grenze geknüpft.

Die hangenden Kalksteinbänke umfassen eine von der *sulcata*-Zone bis zur höheren *sandbergi*-Zone (= Top des Hangenberg-Kalkes) reichende Conodontenabfolge.

#### 4.5.2. Bohrung Nehden 2

**Profilbeschreibung** (D. STOPPEL): Die Bohrung Nehden 2 wurde 1976 vom NLFB und der BGR mit Unterstützung von Mobil Oil AG in Deutschland, der Deutschen Texaco AG und der Wintershall AG abgeteuft.

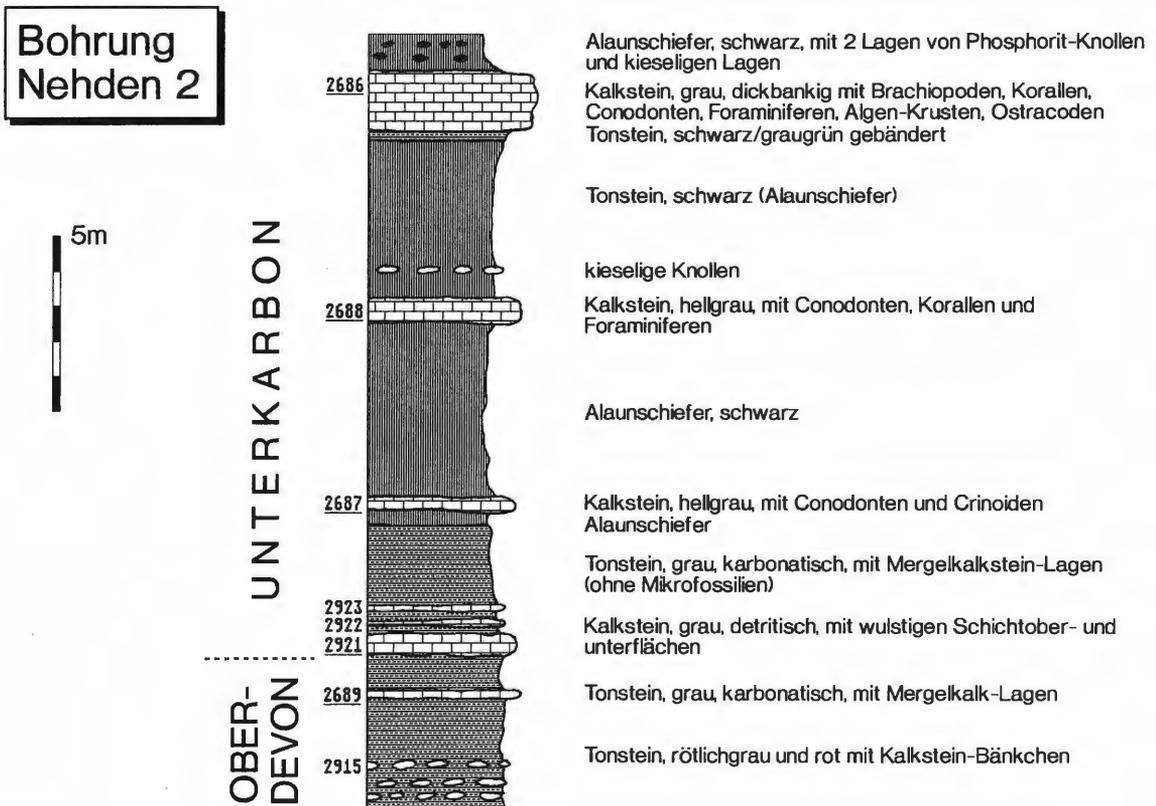


Abb. 16: Lithologie und Conodonten-Proben im Bohrprofil Nehden 2.

Der Ausgangspunkt lag am Südrand der Nehdener Mulde innerhalb des Briloner Riffkomplexes. Ziel war die Erkundung der Fazies, Porosität, Permeabilität, Mächtigkeit und des geologischen Rahmens der Riffgesteine, vor allem aber der Nachweis einer kontinuierlichen Überlagerung durch Karbonate und Schiefer. Diese Daten sollten Grundlagen für eine eventuelle Erdgas-Exploration der im tieferen Untergrund Niedersachsens vermuteten Devonriffe liefern.

Faunen-Nr.	2686	2688	2687	2921
Teufe von (m) bis	257,0 247,4	264,2 264,4	270,1 270,3	275,0 275,8
Zahl der Exemplare	75	230	15	17
<i>Gnathodus cf. bilineatus</i>	*			
<i>Gnathodus cuneiformis</i>	?	*		
<i>Gnathodus delicatus</i>	*	*	*	
<i>Gnathodus homopunctatus</i>	*			
<i>Gnathodus punctatus</i>		*	?	
<i>Gnathodus semiglaber</i>	*	*	*	
<i>Gnathodus texanus</i>		*		
<i>Gnathodus typicus</i>	*	*	*	
<i>Hindeodella brevis</i>			*	
<i>Hindeodella ibergensis</i>		*		
<i>Hindeodella segaformis</i>		*		
<i>Ligonodina fragilis</i>		*		
<i>Neoprioniodus alatoideus</i>	*			
<i>Neoprioniodus tulensis</i>		*		
"Ozarkodina" <i>delicatula</i>	*	*		
"Ozarkodina" <i>roundyi</i>		*	*	
<i>Polygnathus communis communis</i>				*
<i>Polygnathus inornatus inornatus</i>		*		*
<i>Polygnathus purus purus</i>				*
<i>Polygnathus radinus</i>				*
<i>Pseudopolygnathus pinnatus</i>		*		
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>	*	*		*
<i>Scaliognathus anchoralis anchoralis</i>		*		
" <i>Spathognathodus</i> " <i>longus</i>		*		

Datierungen

*anchoralis-latus*-Zone  
Tournai 3c

*sulcata-*  
*sand-*  
*bergi-*  
Zone  
Tn 1b

Tab. 5: Conodontenführung der Proben aus dem Bohrprofil Nehden 2.

In der Nehdener Mulde wird der Riffkalk durch den Adorfer Kalk (Cephalopodenkalk-Fazies des Mittel- und Ober-Frasniums) lückenlos überlagert. Hierüber folgen Tonschiefer des Oberdevons II – VI mit Bänkchen, Knollen und Knoten aus Kalkstein.

Das Unterkarbon wurde in der Bohrung Nehden 2 (Abb. 16) im Kern einer Spezialmulde in Tonschiefer-Fazies mit Bänkchen von tonigem Kalkstein mit charakteristischen wulstigen Schichtober- und -unterflächen angetroffen, welche die *sulcata*- bis Obere *typicus*-Zone der Conodontenchronologie repräsentieren. Sie werden überlagert von Alaunschiefern mit grauen, fossilreichen Kalksteinen (mit Korallen, Brachiopoden, Crinoiden, Ostracoden, Conodonten, Algen) der *anchoralis-latus*-Zone (Tab. 5). Im Alaunschiefer treten Phosphorit-Knollen und kieselige Lagen auf.

In der 350 m entfernten Bohrung Nehden 1 sind die Kalksteine nicht angetroffen worden. Dort war das erbohrte Unterkarbon 55,8 m mächtig; es waren Kulmtonschiefer mit einzelnen Grauwackebänken (Ober-Visé bis tiefstes Namur) und Kieselschiefer an der Basis, die vom Oberdevon IIB–III durch eine breite Störung (mit Brekzierungen) getrennt waren.

#### 4.5.3. Hoppecke-Tal

Sehr schlechte Aufschlußverhältnisse, intensive Verkieselung sowie eine stark gestörte Lagerung erlauben nicht die Aufnahme eines Profiles. Der offenbar recht massige Hangenberg-Kalk lieferte eine kleine Ammonoiden-Fauna (KORN 1988: 217), die charakteristisch für den höheren Teil dieses Schichtgliedes ist.

#### 4.6. Attendorn-Elsper Doppelmulde

Bei Grimminghausen ist ein interessantes Devon/Karbon-Grenzprofil in Becken-Fazies im Hohlweg am Nordausgang von Grimminghausen aufgeschlossen (GALLWITZ 1927; WEBER 1934; RABIEN 1954; EBERT & MÜLLER 1973). Kurzfristige Bauarbeiten beim Aushub für eine Garage direkt unterhalb des Hohlweges ließen im Oktober 1989 eine lückenlose Aufnahme des Hangenberg-Kalkes zu. Dieser zeigt ungefähr 30 einzelne, meist in dünne Kalksteinlinsen aufgelöste Carbonatbänke, die durch Einschaltungen von Tonsteinen eine Gesamtmächtigkeit von insgesamt 4,80 m erreichen; jedoch konnten keine Fossilien geborgen werden. Lediglich der Hohlweg lieferte zahlreiche Ostracoden sowie Trilobiten (RABIEN 1954).

### 5. Conodonten-Systematik (F.W. LUPPOLD)

#### *Polygnathus gediki* n.sp.

Taf. 5 Fig.7,8

1974 *Polygnathus* n.sp. B GEDIK: 21, Taf.5 Fig.16a-c.

1984 *Polygnathus* n.sp. B.- LUPPOLD: 104, Taf.6 Fig.13.

1984 *Polygnathus* sp. 5 LUPPOLD: 104, Taf.6 Fig.12.

1984 *Polygnathus* sp. 4 LUPPOLD: 104, Taf.6 Fig.11.

**Derivatio nominis:** Nach Dr. Ismet GEDIK, der die Art zuerst aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen beschrieben hat.

**Holotyp:** Conodonten-Sammlung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Typ-Nr. 14392 (Taf. 5 Fig.7).

**Loc.typ./ Strat.typ.:** Hangenberg, Lage VII; Unterkarbon, *sulcata*-Zone.

**Material:** Vom locus typicus 6 Exemplare aus Lage VII, 1 Exemplar aus Bank 8 und 1 Exemplar aus Bank 9; BGR, Typ-Nr. 14393-14395.

Der Beschreibung von GEDIK (1974) wird hier gefolgt. Die Art tritt auch im Müszenberg-Profil vereinzelt im unteren Teil des Hangenberg-Kalkes (*sulcata*-Zone) auf (LUPPOLD et al. 1984: 103,104).

### ***Pseudopolygnathus* sp. A**

Taf. 6 Fig.6

Aus dem Profil Hangenberg stammt ein Exemplar der Gattung *Pseudopolygnathus* mit seitlich abgeflachter Plattform, die von Zahnleisten bzw. Knötchenleisten gebildet wird. Die Plattform läuft zum Hinterende spitz zu. Das freie Blatt ist kurz und hoch und fällt zur Plattform steil ab, wo eine niedrige Carina bis zum Hinterende verläuft. Die im vorderen Plattformbereich hochgezogenen Plattformränder bilden innerhalb der Plattform adcarinale Tröge.

### ***Pseudopolygnathus* sp. B**

Taf. 6 Fig.7a,b

Ebenfalls aus dem Hangenberg-Profil stammt ein großwüchsiges Exemplar mit außerordentlich großer und spitz zulaufender Plattform. Das freie Blatt ist zum Teil abgebrochen, bildet aber mit der Carina eine Höhe. Der Plattformumriß ist asymmetrisch. Die Plattformoberfläche wird von zahlreichen kräftigen, langgezogenen Knoten charakterisiert, die bis zur Carina reichen. Das Plattform-Hinterende wird von 2-3 Einzelzähnen gebildet.

### ***Polygnathus* sp. oder *Siphonodella* sp.**

Taf. 6 Fig.3

Ein nicht sicher zu definierendes Exemplar aus dem Hangenberg-Profil zeigt die Fig.3 auf Taf. 6. Das äußere Erscheinungsbild hat *Siphonodella*-Charakter mit zahlreichen Knötchenreihen auf der Plattform. Die breite äußere Plattformhälfte verjüngt sich zum Vorderende und bildet durch den steilstehenden Plattformrand einen adcarinalen Trog. Ein deutlicher Siphon ist aber nicht ausgebildet, genauso wie die typische Plattformunterseite; sie ist zwar flach, aber noch mit einer Basalgrube versehen.

### ***Protognathodus*-Variation im tiefen Unterkarbon**

Bei der Durchsicht mehrerer Proben aus dem tiefen Unterkarbon (*sulcata*-Zone) fiel die große Variationsbreite von *Protognathodus kockeli* auf. Einen kleinen Einblick in diese Problematik gab LUPPOLD (1989: Taf.5 Fig.1-5).

Von der Originalbeschreibung BISCHOFFS (1957) weichen diese Typen deutlich ab. Wie schon ZIEGLER (1969) bemerkt, kann die Knötchen-Skulptur in Knötchenreihen übergehen. Allerdings geht die Entwicklungsreihe weiter, wie dies die Fig.15 auf Taf. 4 zeigt. Hier sind die Knötchen zu einer Zahnleiste zusammengewachsen und verlaufen parallel zur Carina (*Protognathodus* sp.2). Aus dem Profil Hangenberg stammt ein Exemplar mit deutlich herzförmigem Gewölbe und einem sehr breiten Umschlag. Der Gewölbeumriß wird oberflächlich durch eine randliche Zahnleiste nachgezeichnet und bildet eine Mulde auf beiden Seiten der Carina (*Protognathodus* sp.1). Eine andere Variation zeigt die Fig.12 auf Taf. 4. Hier ist ein aufgeblähtes Gewölbe zu sehen, auf welchem diagonal von jeder Seite eine Knötchenreihe auf die Carina zuläuft.

Aus dem Stockumer Schurfgraben (s. CLAUSEN et al., dieser Band) stammt ein Exemplar mit sehr grober Knötchenskulptur und abgesetztem Hinterende, was auf Ähnlichkeiten mit *Protognathodus cordiformis* schließen läßt.

Einige Exemplare von *Protognathodus* sp. aff. *Pr. kockeli* (Taf. 4 Fig.11) liegen aus dem Effenberg-Profil vor. Sie zeichnen sich durch eine doppelte Knotenreihe aus, entsprechen im Habitus sonst aber *Protognathodus kockeli*.

Wie die Profile gezeigt haben, treten *Protognathodus*-Formen häufig in terrigen beeinflussten Sedimenten der Oberen *praesulcata*-Zone auf und werden häufig von ramiformen Elementen begleitet (vgl. Stockumer Schurfgraben). Dieser lithologische Horizont kann fast überall in den untersuchten Profilen beobachtet werden.

## 6. Dank

Die vorliegende Studie konnte in dieser Form nur mit der Erlaubnis zur uneingeschränkten Begehung der einzelnen Profile verwirklicht werden. Die Autoren bedanken sich deshalb bei der Firma Steinwerke H. EBEL (Arnsberg-Herdringen) für die Herstellung eines Schurfgrabens am Rande des Effenberg-Steinbruches und bei der E. von FÜRSTENBERG'schen Forstverwaltung (Arnsberg-Herdringen) für die Erlaubnis von Schürfarbeiten auf dem Müssenberg. Herrn Dr. Zdzislaw BELKA (Tübingen) danken wir für zahlreiche Hinweise bei der Herstellung des Manuskriptes.

## 7. Literatur

- ALBERTI, H., EDER, F.W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F. & WALLISER, O.H. (1977): Grundzüge der Geosynklinal-Entwicklung im Rhenohertzynikum.- Sonderforschungsbereich 48 (Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste), Bericht 1975-1977: 1-91, Ab.1-9; Göttingen.
- ALBERTI, H.; GROOS-UFFENORDE, H.; STREEL, M.; UFFENORDE, H. & WALLISER, O.H. (1974): The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian-Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge).- *Newsl. stratigr.*, **3** (4): 263-276, Abb.1,2; Leiden.
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland).- *Diss. Univ. Gießen*: 1-31, Abb.1-9, 1Kt.; Gießen.
- BECKER, Th. (1988): Ammonoids from the Devonian-Carboniferous Boundary in the Hasselbach valley (Northern Rhenish Slate Mountains).- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 193-213, fig.1-6, pl.1,2; Frankfurt am Main.
- BECKER, Th., BLESS, M.J.M., BRAUCKMANN, C., FRIMAN, L., HIGGS, K., KEUPP, H., KORN, D., LANGER, W., PAPROTH, E., RACHEBEUF, P., STOPPEL, D., STREEL, M. & ZAKOWA, H. (1984): Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge).- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 181-191, Abb.1-6, Taf.1; Frankfurt am Main.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rhenohertzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria* Stufe und der Devon/Karbon-Grenze.- *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **19**: 1-64, 1Abb., Tab.1-2, Taf.1-6; Wiesbaden.
- BLESS, M.J.M., SIMAKOV, K.V. & STREEL, M. (1988): Advantages and disadvantages of a conodont-based or event-stratigraphic Devonian-Carboniferous Boundary.- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 3-14, fig.1-5; Frankfurt am Main.
- CLAUSEN, C.-D. (1978), mit Beiträgen von FUCHS, W., GWOSDZ, W., JÄGER, B., KAMP, H. VON, KREBS, W., REHAGEN, H.-W., SCHERP, A., WIRTH, W. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt.- *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl., **4814** Lennestadt: 1-474, Abb.1-29, Tab.1-28, Taf.1-4; Krefeld [2. Aufl.].
- CLAUSEN, C.-D. (1984), mit Beiträgen von ERKWOH, F.D., GRÜNHAGE, H., KAMP, H. VON, REHAGEN, H.-W. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg.- *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:25 000, Erl., **4515** Hirschberg: 1-115, Abb.1-11, Tab.1-7, 1Kt.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. (1990): Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform.- *Geol. Jb.*, **D 95**: 211-251, Abb.1-9, Tab.1, Taf.1, Hannover.
- CLAUSEN, C.-D. & KOCH, M. (1981): Kaiser-Heinrich-Brunnen.- *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1:100 000, Erl., **C 4714** Arnsberg: 50-53, Abb.1; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., FEIST, R., LEUSCHNER, K., GROOS-UFFENORDE, H., LUPPOLD, F.W., STOPPEL, D., HIGGS, K. & STREEL, M. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge).- *Geol. Paläont. Westf.*; Münster, Westfalen.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LEUTERITZ, K., PAPROTH, E. & STOPPEL, D. (1987): Die Devon-Karbon-Grenze im nördlichen Sauerland.- *Exkursionsführer Bestwig 1987, Subk. f. Karbonstrat. DUGW*: 1-35, Abb.1-17, Tab.1-6; Olsberg.

- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LUPPOLD, F.W. & STOPPEL, D. (1989): Untersuchungen zur Devon/Karbon-Grenze auf dem Müszenberg (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge).- Bull. Soc. belge Géologie, **98** (3/4), Festschrift Eva PAPROTH: 353-369, Abb.1-3, Tab.1, Taf.1-5; Bruxelles.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H. (1979): Das Devon/Karbon- Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge).- Aufschluß, Sonderband **29** (Warstein): 47-68, Abb.1-4, Taf.1; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1979a): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung.- Aufschluß, Sonderband **29** (Warstein): 1-32, Abb.1-9, Tab.1; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1979b): Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum.- Aufschluß, Sonderband **29** (Warstein): 1-32, Abb.253-266, Tab.1, 1Kt.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beiträgen von ERKWOH, F.D., KAMP, H.VON, REHAGEN, H.-W., WEBER, P. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4516** Warstein: 1-155, Abb.1-20, Tab.1-14, Taf.1-3; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1989), mit einem Beitrag von KORN, D.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161-226, Abb.1-27, Tab.1-12, 1Taf.; Krefeld.
- DENCKMANN, A. (1902): Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland).- Jb. k. preuß. geol. L.-Anst., **21** (für 1900): 1-19; Berlin.
- DRUCE, E.C. (1969): Devonian and Carboniferous Conodonts from the Bonaparte Gulf Basin, Northern Australia and their use in international correlation.- Bull. Bur. of Mineral Resources, Geolog. and Geophysics, **98**: 1-157, Abb.1-33, Taf.1-43; Canberra.
- EBERT, A. & MÜLLER, H. (1973), mit Beiträgen von KAMP, H. VON; WOLF, M.; WEBER, P. & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1.25 000, Erl., **4715** Eslohe: 1-298, Abb.1-23, Tab.1-5, Taf.1-5; Krefeld.
- GALLWITZ, H. (1927): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., **48**: 487-527, Abb.1-4, Taf.23; Berlin.
- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen.- Abh. Geol. B.-Anst., **31**: 1-29, Abb.1-7, 1Tab., Taf.1-7; Wien.
- GROOS-UFFENORDE, H. & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 58-87, Abb.1-7, Tab.1-5, Taf.2-6; Wiesbaden.
- GOLDRING, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian.- The Devonian System, Spec. Pap. Pal., **23**: 81-97, Abb.1-10, 1Tab.; London.
- HEINKE, H.-J. (1978): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon am Nordrand des Remscheid-Altener Sattels zwischen Iserlohn und dem Hönnetal (Mbl. 4612 Iserlohn, Mbl. 4512 Mendon und Mbl. 4613 Balve).- Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 1-132, Abb.1-47, Tab.1-2, Taf.1-3, 1Kt.; Marburg [unveröff.].
- HEUSER, H., KREBS, W., SCHÄFER, W., UFFENORDE, H. & STOPPEL, D. (1977): Exkursionen in das nordöstliche Sauerland, Warstein-Hirschberg, 1977: 1-27, Abb.1-12, 1Tab.; Hannover.
- HIGGS, K. & STREEL, M. (1984): Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern „Rheinisches Schiefergebirge“, Germany.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 157-179, Abb.1-11, 1Tab., Taf.1-4; Frankfurt am Main.
- KEUPP, H. & KOMPA, R. (1984): Mikrofazielle und sedimentologische Untersuchungen an Devon/Karbon-Profilen am Nordrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 139-142, Abb.1,2; Frankfurt am Main.
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurfarbeiten.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679-732, Abb.1-3, Tab.1-3, Taf.1-10; Krefeld.
- KORN, D. (1981): Ein neues, Ammonoiten-führendes Profil an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland (Rhein. Schiefergebirge).- N. Jb. Geol. Paläont.Mh., **1981** (9): 513-526, Abb.1-5, 1Tab.; Stuttgart.
- KORN, D. (1981): *Cymaclymenia*, eine besonders langlebige Clymenien- Gattung (Ammonoidea, Cephalopoda).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **161** (2): 172-208, Abb.1-24; Stuttgart.
- KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 71-89, Abb.1-6, Taf.1-4; Frankfurt am Main.
- KORN, D. (1986): Ammonoid evolution in late Famennian and early Tournaisian.- Ann. Soc. géol. Belgique, Spec. Vol. „Aachen 1986“ **109**: 49-54, Abb.1,2, 1Tab.; Liège.
- KORN, D. (1988): Goniatites from the *Gattendorfia* Stufe of Hoppecke (Lower Carboniferous, Northeastern Rhenish Massif).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 217-218, Abb.1; Frankfurt am Main.
- KORN, D. (1989): *Cymaclymenia* aus der *Acutimitoceras*-Fauna (*prorsum*-Zone) vom Müszenberg (Devon/

Karbon-Grenze; Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géologie, **98** (3/4), Festschrift Eva PAPROTH: 371-372, Abb.1-2; Bruxelles.

KORN, D. (1993): The ammonoid faunal change near the Devonian-Carboniferous boundary.- Ann. Soc. géol. Belgique, **115** (2): ...; Bruxelles.

KORN, D., CLAUSEN, C.-D., BELKA, Z., LEUTERITZ, K., LUPPOLD, F.W., FEIST, R. & WEYER, D. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.

KORN, D. & LUPPOLD, F.W. (1987): Nach Clymenien und Conodonten gegliederte Profile des oberen Famennium im Rheinischen Schiefergebirge.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**: 199- 223, Abb.1-7, Tab.1-6; Frankfurt am Main.

KREBS, W. (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variszikum. I und II.- Z. Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem., **22**, Tl. I: 2-6, Abb.1-6; Tl. II: 62-67, Abb.1-3; Hamburg.

KÜHN-VELTEN, H. (1968): Struktur, Orientierung und Richtung in sandigem Oberdevonsediment (Plattensandstein der Nehden-Stufe) des nördlichen Sauerlandes.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 239-268, Abb.1-15, Taf.1-4; Krefeld.

LANE, H.R., SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation.- Geologica et Palaeontologica, **14**: 117-164, Abb.1-3, Tab.1-11, Taf.1-10; Marburg.

LANGENSTRASSEN, F., BECKER, G. & GROOS-UFFENORDE, H. (1979): Zur Fazies und Fauna der Brandenberg-Schichten bei Lasbeck (Eifel-Stufe, Rechtsrheinisches Schiefergebirge).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **158**: 64-99, Abb.1-7; Stuttgart.

LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofils auf dem Müszenberg (Rheinisches Schiefergebirge).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 91-121, Abb.1-7, Tab.1-4, Taf.1-6; Frankfurt am Main.

MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic sedimentation in the Variscan Geosyncline east of the river Rhine.- In: Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook.- VIII. int. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 9-43, Abb.1-19; Frankfurt am Main (Kramer).

PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F. (1936), mit einem Beitrag von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme Nr. 2585.- Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. L. 1.25 000, Erl., **2585** Alme: 1-61, Abb.1, Tab.1, 1Kt., Berlin.

PAPROTH, E. (1986): An introduction to a field trip to the late Devonian outcrops in the Northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany).- Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 275-284, Abb.1-7, Tab.1-4; Liège.

PAPROTH, E., BECKER, Th., CLAUSEN, C.-D., KOMPA, R., KORN, D. & STOPPEL, D. (1986): Field trip to the Late Devonian outcrops in the Northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany).- Exkursionsführer Aachen 1986: Late Devonian events around the Old Red Continent: 1-12, Abb. 1-27, Tab.1-4.

PAPROTH, E. & STREEL, M. (1970): Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans.- Congr. Coll. Univ. Liège, **55**: 365-398, Abb.1-2, Tab.1, Taf.24-26; Liège.

PAPROTH, E. & STREEL, M. [Hrsg.] (1982): Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern „Rheinisches Schiefergebirge“.- Guidebook, IUGS, Comiss. Stratigr. Work. Group on the Devonian/Carboniferous Boundary: 1-63, Abb.1-34, Tab.1-9; Liège.

RABIEN, A. (1954): Zur Taxonomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **9**: 1-268, Abb.1-7, Tab.1-4, Taf.1-5; Wiesbaden.

RICHTER, R. & RICHTER, E. (1949): Die Trilobiten der Erdbach-Zone (Kulm) im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. 1. Die Gattung *Phillibole*.- Senckenbergiana, **30** (1/3): 63-94, Abb.1, Taf.1-5; Frankfurt am Main.

RHODES, F.H.T., AUSTIN, R.C. & DRUCE, E.C. (1969): British Devonian (Carboniferous) Conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation.- Bull. British Museum, Geology, Suppl. **5**: 1-313, Abb.1-92, Taf.1-31; London.

SCHÄFER, W. (1978): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie in Oberdevon und Unterkarbon im Bereich des Balver Riffgebietes (Rheinisches Schiefergebirge).- Inaug.-Diss. Marburg: 1-122, Abb.1-24, Taf.1-2, 1Kt., Marburg.

SCHINDEWOLF, O.H. (1924): Bemerkungen zur Stratigraphie und Ammonoitenfauna des Saalfelder Oberdevons.- Senckenbergiana, **6**: 95-113, Abb.1; Frankfurt am Main.

SCHINDEWOLF, O.H. (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon).- Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **178**: 1-132, Abb.1-27, Taf.1-4; Berlin.

SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i.W. und Belecke.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (für 1920): 254-339, Abb.1-7, Taf.12,13.

- SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbonifergrenze im Sauerland.- Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44** (für 1923): 98-171, Abb.1-6, Taf. 6-8; Berlin.
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland).- Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **5**: 1-119, Abb.1-56, Taf.1-7; Münster, Westf.
- STEENWINKEL, M. VAN (1984): Sedimentology of the Devonian-Carboniferous boundary sediments in the Oberrödinghausen 1 borehole (Germany).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 123-137, Abb.1, Taf.1-4; Frankfurt am Main.
- STRUCKMEIER, W. (1974): Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (cu II) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge).- Dipl.-Arb. Univ. Braunschweig: 1-81, Abb.1-49, Taf.1-5, Kt.1-3; Braunschweig.
- THOME, K.N. (1970): Die Bedeutung der Ennepe-Störung für die Sedimentations- und Faltungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 757-808, Abb.1-6, 1Tab., 1Taf.; Krefeld.
- VÖHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3/1**: 107-196, Abb.1-53, Taf.1-7, 1Tab.; Krefeld.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes.- Paläont. Z., **33** (4): 266-314, Abb.1-5, 1Tab, Taf.1-3; Stuttgart.
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3/1**: 197-228, Abb.1-5, Tab.1-5; Krefeld.
- WALLISER, O.H. & MICHELS, D. (1983): Der Ursprung des Rheinischen Schelfes im Devon.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **166**: 3-18, Abb.1-4; Stuttgart.
- WEBER, H. (1934): Das Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde.- Z. dt. geol. Ges., **86**: 537-574, Abb.1-14; Taf.40; Berlin.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 1-166, Abb.1-18, Tab.1-11, Taf.1-14; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1970), mit Beiträgen von KAMP, H. von; REINHARDT, M.; SCHERP, A.; SCHMIDT, W. & WIRTH, W.: Erläuterungen zu Blatt 4713 Plettenberg.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1.25 000, **4713** Plettenberg, 2.Aufl.: 1-179, Abb.1-20, Tab.1-10, Taf.1-3; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1971): Rhenish Slate Mountains and Hartz Mountains.- Excursionsführer „Symposium on conodont taxonomy“, 1971: 1-47, Abb.1-26.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous Boundary.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 231-239, Abb.1-6, Taf.1-2; Frankfurt am Main.

## 8. Anhang: Mikrofazies-Analyse der Carbonate (C.-D. CLAUSEN)

### 1. Oese

**Bank A** (Basisbank des Hangenberg-Kalkes; Schliff 726) (Taf.2 Fig. 1)

Diagnose: Fossilführender Pelmikrit bis Mikrosparit über Grobsiltstein.

Mikroskopische Beschreibung: Der Schlibfbereich läßt sich zweiteilen: Der untere 8 bis 13 mm mächtige Anteil enthält sehr viele eckige bis schwach gerundete Quarze von 50 bis 70 µm Größe. Sie berühren sich nur selten. Zwischen ihnen befinden sich ± schichtparallele, im Durchschnitt 250 bis 300 µm, maximal 1,5 mm lange und 30 µm dicke Glimmerleisten. Feldspäte sind sehr untergeordnet vorhanden. Das Bindemittel setzt sich aus Calcit und einem dichten Eisenhydroxidfilz zusammen. Es handelt sich um einen Grobsiltstein bis Feinsandstein.

Dieser wird mit scharfer Grenze von einem 12 bis 19 mm mächtigen oberen, aus Mikrit und Mikrosparit bestehenden Anteil überlagert. Fossilien nehmen sprunghaft zu, Quarzkörner hingegen ab. Glimmerleisten sind untergeordnet vorhanden. Im mikritischen bis mikrosparitischen Sediment sind zahlreiche Pellets mit Durchmessern von 40 bis 60 µm sowie Pyritaggregate eingelagert. Die Fossilien besitzen mikritisierte Rinden. Ca. 5 µm mächtige Pseudosparitgämgchen durchsetzen ± senkrecht die Schichtung.

Fossilien: Grobsiltstein bis Feinsandstein weitgehend fossilleer. Im Pelmikrit bis Mikrosparit: Filamente, Brachiopodenreste, Ostracoden.

Fazies: Die Sedimente wurden im Flachwasser gebildet. Die laminare Schichtung spricht für fehlende Strömungsturbulenzen. Das Liefergebiet ist nicht allzu weit entfernt.

## 2. Apricke

### **Bank unmittelbar unter Bank 37** (Schliff 742) (Taf.1 Fig. 6)

Diagnose: Carbonatreicher Siltstein über Mikrosporit.

Mikroskopische Beschreibung: Der Schliff läßt sich dreiteilen.

Der untere, 5 mm mächtige Anteil (Lage 1) besteht aus einem feinen, im wesentlichen aus Calcit und Eisenhydroxid aufgebauten Mikrosporit. Quarze von 40 bis 60 µm Größe sind sporadisch eingebettet.

Die mittlere, ca. 1,5 mm mächtige Lage (Lage 2) stellt ein auffälliges, wellig verlaufendes und gefaltetes Band dar. Der schalenförmige Aufbau setzt sich aus folgenden Einzellagen zusammen (vom Liegenden zum Hangenden):

a) dünne eisenhydroxidreiche Lage, nur zum Teil ausgebildet. Am Übergang zum unterlagernden Mikrosporit tritt ein Filament-reicher Horizont auf. Filamente teils in „Gewölbt-oben-“, teils in „Gewölbt-unten“-Lage;

b) Mikrosporit, von Eisenhydroxid durchtränkt und dunkelbraun gefärbt, 1,1 bis 1,2 mm;

c) Mikrosporit, hell, nicht überall ausgebildet, 50 bis 70 µm;

d) dunkle eisenhydroxidische Lage wie bei a), 10 µm;

e) dunkelbraune bis graue feinmikritische Lage, Mächtigkeiten zwischen 80 und 200 µm schwankend. Greift zusammen mit c) und d) zapfenartig in b) ein.

Lage 2 zeigt an ihrer Basis Aussackungen und Ausstülpungen in die unterlagernde Lage 1 hinein. In zwei Fällen liegen sogar isolierte tropfenförmige Relikte aus Lage 2 in Lage 1 vor. Es handelt sich um Mini load-casts. Während der Bildung der Lage 2 herrschten kurzfristige Sedimentationsunterbrechungen.

Die obere Lage (Lage 3) ist ein carbonatreicher Siltstein, der aus 30 bis 120 µm großen angularen bis subangularen detritischen Quarzen, ferner maximal 250 µm langen, parallel ss eingeregeltten Glimmerleisten und Pyrit besteht. Das Bindemittel setzt sich aus Calcit und einem Eisenhydroxidfilz zusammen. An der Basis des Siltsteins treten Schwefelkiesaggregate auf, deren Zersetzung zu Eisenhydroxidimprägnationen in Lage 2 geführt hat.

Fossilien: Lage 1: Filamente; Lage 3: Echinodermen, Filamente, Ostracodenrelikte.

## 3. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt

Die vier Schriffe beziehen sich auf die basale, 25 cm mächtige Kalksteinbank des Hangenberg-Kalkes, welche über Ton- und Mergelsteinen einsetzt. Die Untersuchung erfolgt vom Liegenden zum Hangenden.

### **Banklage 6A** (Schliff 731)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Biomikrit sowie Mikrosporit.

Mikroskopische Beschreibung: Der basale 12 mm mächtige Anteil a) beginnt mit einem schwach fossilführenden, angularen bis subangularen Quarzkörnern (im Durchschnitt 60 bis 70 µm, maximal bis 120 µm) und Glimmerleisten enthaltenden Mikrit.

In dem darüber folgenden 6 mm mächtigen Anteil b) (Biomikrit) nimmt die Fossilführung zu, die Quarzföhrung hingegen ab. Fossile Wasserwaagen. Teil b) schließt an einem, den Schliff in seiner ganzen Breite durchziehenden, breit gebogenen Filament („Gewölbt-oben-Lage“) ab. Das Filament läßt sich in 5 Teilbereiche aufgliedern (vom Liegenden zum Hangenden):

1 – basale Mikrosparithaube, 50 bis 150 µm;

2 – schwefelkiesreiches, weitgehend in Brauneisen umgewandeltes Band, 10 µm;

3 – mikrosparitischer Hauptteil des eigentlichen Filamentes, 600 µm;

4 – Grobsparitlage über dem Filament, 200 µm;

5 – schwefelkiesreiche Lage, bestehend aus kleinen, in Mikrit eingebetteten Einzelaggregaten, 200 bis 300 µm.

Der Teilbereich 5 leitet zum 16 mm mächtigen Anteil c), einem mit Schwefelkiesstaub sporadisch durchtränkten Mikrit, über. Die Quarze nehmen stark ab. Durch Verwitterung des Schwefelkiesstaubes ist ein wolkig-schlieriger, den Mikrit durchdringender Eisenhydroxidfilz entstanden. Am Top des Mikrites stülpt sich ein quarzkornreiches Sediment taschenartig in den Mikrit ein.

Fossilien: Überwiegend fragmentarisch erhalten.

Anteil a): Echinodermen, Trilobiten, Ostracoden, Filamente.

Anteil b): Reichlich Trilobitenschill, 1 Initialgehäuse eines Ammonoideen, Echinodermen, Filamente.

Anteil c): Filamente, Ostracoden, Trilobiten.

### **Banklage 6B** (Schliff 732) (Taf.1 Fig. 7)

Diagnose: Intraklastenhaltiger fossilführender Mikrit bis Mikrosporit.

Mikroskopische Beschreibung: An der Basis befindet sich eine 1 cm mächtige Lage mit Intraklasten (Weichgeröllen). Die Klasten sind mikritisch, rund bis oval, schwach fossilführend (Ostracoden, Filamente, wenige Trilobitenfilamente). Sie „schwimmen“ in einem dunklen quarzdetritusführenden Mikrit. Die etwa 2 x 1 mm großen Klasten gehen peripher in mikrosparitische Hüllen über. Die dunkle Farbe der Matrix beruht auf der Durchtränkung mit tiefbraunem Eisenhydroxid. Fleckenartige mikrosparitische Sammelkristallisation.

Zum Hangenden folgt ein fossilführender Mikrit mit Nestern aus kleinen runden Schwefelkieskügelchen. Mit Brauneisen ausgekleidete Scherisse durchziehen das Sediment senkrecht zu ss. Von den Rissen her strahlen seitlich wolkige Eisenhydroxidschlieren aus.

Fossilien: Trilobiten, Echinodermen, Filamente.

#### **Banklage 6C (Großdünnschliff 733)**

Diagnose: Fossilhaltiger Mikrosparit bis Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Feinkörnige mikrosparitische Grundmasse (Calcitkörner 40 bis 50 µm groß), Zwickelräume mit mikritischer Substanz ausgefüllt. Eingeschaltet sind einige 60 bis 100 µm große Quarze und Glimmerleisten. Mit Brauneisen ausgekleidete Risse durchziehen senkrecht bis schwach diagonal zu ss das Sediment. Fossilien nicht sehr zahlreich. Sie weisen mikritisierte Rinden auf.

Fossilien: Filamente, Ostracoden, Conodonten, Echinodermen, Trilobiten.

#### **Banklage 6D (Großdünnschliff 734)**

Diagnose: Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrosparitische Grundmasse mit 50 bis 60 µm großen Quarzen und zahlreichen Schwefelkieskörpern, die randlich in gelbbraunes bis ockeriges, diffus das Sediment imprägnierendes Brauneisen übergehen. Senkrecht bis diagonal zu ss verlaufende, durch Eisenhydroxid markierte Risse sowie eine ss-parallele, 0,7 bis 1,1 mm breite Calcitlage. Stromatactis-Strukturen mit basalem Mikrit; geopetale Gefüge (fossile Wasserwaagen).

Fossilien: Ostracoden, Echinodermen, Trilobitenschill, Filamente, Calcisphären, Initialgehäuse eines Ammonoideen.

### **4. Hangenberg**

Die Schriffe beziehen sich auf den Top des Wocklumer Kalkes (Schliff 764) sowie auf den Hangenberg-Kalk (Schliffe 765 bis 775). Der Hangenberg-Kalk ist vom Wocklumer Kalk durch eine 27 m mächtige Lage aus Ton-, Silt- und glimmerreichen Sandsteinen abgetrennt. Untersucht wird die untere 42 cm mächtige Bank des Hangenberg-Kalkes, welche bei der Beprobung in 12 Abschnitte (Lage I bis XII) von jeweils 3,5 cm Dicke unterteilt wurde.

#### **Top des Wocklumer Kalkes (Schliff 764) (Taf.1 Fig. 1)**

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Mikrosparit, bereichsweise Biomikrit bis Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Feinkörniger Mikrit aus Grundmassecalcit und etwas Eisenhydroxid. Quarzkörner sehr untergeordnet. Die oberste 0,5 bis 1 cm mächtige Lage ist besonders intensiv mit wolkigen Eisenhydroxidschlieren imprägniert. An Filamente und sonstige Fossilfragmente sind peripher aus Schwefelkies entstandene Brauneisenaggregate angelagert. Senkrecht zu ss mehrere durch Eisenhydroxidbeläge deutlich gekennzeichnete Fugen und Risse, welche zum Teil unterschiedliche Mikrofaziesbereiche voneinander abtrennen. Sparithauben (fossile Wasserwaagen), mikrosparitische Sammelkristallisation.

Fossilien: Ostracoden (calcitgefüllt), Echinodermen, Conodonten, Ammonoideenfragmente, Filamente, Trilobiten.

#### **Hangenberg-Kalk, basale Lage I (Schliff 765)**

Diagnose: Carbonathaltiger glimmerführender Siltstein, der im Top in einen Biomikrit übergeht.

Mikroskopische Beschreibung: Der größere Schliffanteil setzt sich aus einem 1,7 bis 2,6 cm mächtigen Siltstein zusammen, welcher angulare, zum Teil undulös auslöschende Quarze von 70 bis 200 µm Größe und bis zu 400 µm lange Glimmerleisten enthält. Die Quarze berühren sich nicht. Das Bindemittel besteht aus Eisenhydroxid und feinkörnigem Carbonat. Sehr sporadisch ist Crinoidendetritus eingestreut.

Ein 0,4 bis 0,5 cm mächtiger Übergangsbereich ist durch 2 bis 3 gestaffelt übereinander auftretende schichtparallele, grobkörnige, zahnartige Calcitcementlagen gekennzeichnet. Das Zustandekommen dieser Lagen war bei kurzfristigen Sedimentationsunterbrechungen möglich. Darüber setzt mit relativ scharfen Kontakten ein 0,2 bis 1 cm mächtiger Biomikrit, bestehend aus Grundmassecalcit und Eisenhydroxid, ein. Quarze fehlen entweder oder sind bei Aufarbeitung und Resedimentation des basalen Siltsteins örtlich angereichert, ss-parallele Filamente. Fossile Wasserwaagen (geopetales Gefüge).

Fossilien: Im Biomikrit: Filamente, Echinodermendetritus, Quer- und Längsschnitte von Trilobiten, Ostracoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage II (Schliff 766) (Taf.1 Fig. 2)**

Diagnose: Bioturbater Biomikrit bis Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: In einem hauptsächlich aus Grundmassecalcit und sporadisch eingestreuten, 60 bis 100 µm großen Quarzen zusammengesetzten Mikrit sind unregelmäßig begrenzte, infolge biogener Durchwühlung zustandgekommene tropfenförmige Siltsteinkörper eingelagert. Der aus 70 bis 150 µm großen angularen bis subangularen Quarzen und Glimmerleisten nebst calcitischem Bindemittel

aufgebaute Siltstein enthält sehr untergeordnet Crinoidendetritus und ist durch Eisenhydroxid bräunlich eingefärbt. Im Mikrit treten fleckenartige mikrosparitische Sammelkristallisationen auf. Filamente sind parallel zu den gebuchteten Oberflächen der Siltsteinkörper angereichert. Dies weist auf die syndimentäre Entstehung der bioturbaten Wühlgefüge hin. Fossile Wasserwaagen; Schwefelkiesaggregate; Pseudosparitgängchen.

Fossilien: Echinodermen, Ostracoden, Filamente, Trilobiten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage III (Schliff 767)**

Diagnose: Trilobitenführender Biomikrit, bereichsweise echinodermenhaltiger Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Eisenhydroxidhaltiger Mikrit mit zahlreichen, überwiegend aus Trilobitenquerschnitten bestehenden Filamenten. Keine schichtparallele Einregelung. Ein Teil der Filamente ist teils mit unzersetztem Schwefelkies, teils mit sekundärem Limonit inkrustiert. Schwefelkies und Limonit sind ferner entlang von Scherissen und im Übergangsbereich von Mikrit und Mikrosparit angereichert. Der Mikrosparit setzt sich aus Calcitkörnern von durchschnittlich 30 bis 70 µm Größe sowie Echinodermenfragmenten zusammen. Quarz von 80 bis 150 µm Größe ist nur sporadisch eingestreut. Fossile Wasserwaagen. Fossilien: Filamente, Trilobiten, Echinodermen, Ostracoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage IV (Schliff 768)**

Diagnose: Echinodermenhaltiger Biomikrosparit, untergeordnet trilobitenführender Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit aus Grundmassecalcit und Eisenhydroxid. Mikrosparit aus 30 bis 40 µm großen Carbonatkörnern, punktförmig auftretendem Brauneisen (alterierter „Schwefelkiesstaub“) und Brauneisenaggregaten.

Quarze bis 150 µm Größe sporadisch eingelagert. Senkrecht zu ss mehrere Scharen von Fugen, an denen sich Eisenhydroxid angereichert hat. Trilobitenfilamente sind nicht parallel zu ss angereichert, sondern weisen sehr unterschiedliche Einbettungslagen auf. Fossile Wasserwaagen.

Fossilien: Echinodermen, Filamente, Trilobiten, Ostracoden, 1 kleiner Ammonoideenquerschnitt.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage V (Schliff 769) (Taf.1 Fig. 3)**

Diagnose: Biomikrosparit bis Biosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrosparitische Grundmasse mit Anreicherung von Biofragmenten, vor allem Echinodermen und Trilobiten. Etwa senkrecht zu ss verlaufende Scherisse sind mit Eisenhydroxidbelägen ausgekleidet. Einige 100 bis 150 µm dicke lagige, Trilobitenfragmente durchsetzende Calcitanreicherungen könnten auf Ausfüllungen von Schrumpfungsrissen hinweisen. Die Einregelung der Filamente ist besser als in Lage IV.

Fossilien: Crinoiden, Filamente (u.a. Brachiopoden), Trilobiten, Ostracoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage VI (Schliff 770) (Taf.1 Fig. 4)**

Diagnose: Der Schliff enthält zwei verschiedene Mikrofazies: eine untere 1 bis 1,6 cm mächtige Lage aus Biomikrit bis örtlich Biomikrosparit sowie eine obere 0,7 bis 1,3 cm mächtige Lage aus Sparit bis Biosparit. Die obere Lage ist deutlich fossilärmer als die untere.

Mikroskopische Beschreibung: Der Biomikrit der unteren Lage setzt sich aus Grundmassecalcit, 20 bis 30 µm dicken, sporadisch eingestreuten Quarzen, einem Eisenhydroxidfilz und >10 µm großen Brauneisenaggregaten (aus Schwefelkies hervorgegangen) zusammen. Fossile Wasserwaagen; örtlich mikrosparitische Sammelkristallisation; unverwitterte Schwefelkiesgrauen. Der Sparit der oberen Lage besteht aus einem Verband von bis 90 µm großen Calcitkörnern, in welche bis 100 µm große angulare Quarze und bis 130 µm große Brauneisenaggregate eingelagert sind. Der Sparit wird von zahlreichen, mit Eisenhydroxid bekleideten Scherflächen durchzogen, welche in den liegenden Biomikrit vorgreifen und grobsparitisches Material einschleppen.

Fossilien: Der Biomikrit ist überaus reich an Trilobitenfilamenten (trilobitenführende Fazies), ferner treten Echinodermenfragmente, Ostracoden, das Initialgehäuse eines Ammonoideen und weitere Filamente auf; der Sparit bis Biosparit enthält untergeordnet Ostracoden, Echinodermen und Trilobiten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage VII (Schliff 771)**

Diagnose: Biomikrosparit bis Biosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrosparit (durchschnittlich 50 µm große Calcitkörner), örtlich in Sparitflecken übergehend. Zahlreiche Brauneisenaggregate, welche aus Schwefelkies hervorgegangen sind. Wolkige Eisenhydroxidimprägnationen, ausgehend von senkrecht zu ss gerichteten Trennflächen. Zahlreiche untergeordnet auftretende größere Crinoidenrelikte im Top des Schliffbereiches dokumentieren dort eine Einschwemmungslage von Bioklasten. Fossile Wasserwaagen.

Fossilien: Echinodermen, Trilobiten, Filamente, Ostracoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage VIII (Schliff 772)**

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit, im Hangenden und Liegenden jeweils von sparitischen Biodetritus-führenden Einschwemmungslagen umgeben.

Mikroskopische Beschreibung: Es ist eine deutliche Dreiteilung feststellbar: An der Basis eine 6 mm mächtige mikrosparitische Schuttlage mit größeren Crinoidenfragmenten (Fortsetzung von Lage VII). Zum Hangenden hin folgt ein gleitender Übergang in einen fossiläreren Biomikrit bis Biomikrosparit. Die Filamente sind weitgehend schichtparallel, aber auch quer zur Schichtung orientiert. Mit scharfem Kontakt folgt hierüber eine 3 bis 9 mm mächtige sparitische Fossilschuttlage (Echinodermen, Filamente, Conodonten) mit bis 170 µm großen Quarzen, die zapfenartig in das unterlagernde Sediment eingreift. Die Längsachsen der Filamente passen sich dem gebuchteten Grenzverlauf beider Horizonte an. Durch bräunliches Eisenhydroxid markierte Scherzonen durchsetzen senkrecht die oberste sparitische Lage. Die von ihnen berührten oder durchzogenen Biofragmente werden angelöst, gekappt oder gegeneinander versetzt. Fossilien: Echinodermen, Trilobiten (wenig), Filamente, Conodonten (wenig), Ostracoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage IX (Schliff 773) (Taf.1 Fig. 5)**

Diagnose: Schillführender Biomikrosparit bis Biosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Eine basale 5 mm mächtige sparitische Schicht stellt die Fortsetzung der in Lage VIII beschriebenen Schuttlage dar. Durch Abnahme der Crinoidenfragmente und eine Verringerung des Korndurchmessers der Calcite geht diese basale Lage in einen Mikrosparit (örtlich auch Mikrit) mit überaus zahlreichen Schillen über. Die Filamente sind unterschiedlich zur Schichtung orientiert (es überwiegt die schichtparallele „Gewölbt-unten-Lage“). Es treten sowohl eine dachziegelartige Übereinanderlagerung als auch ein schüsselförmiges Ineinandergreifen der gebogenen Filamente auf. Subparallel verlaufende, durch bräunliches Eisenhydroxid markierte Trennflächen durchziehen quer zur Schichtung das Sediment. In ihrem Gefolge wird sparitisches Material in das Liegende eingeschleppt. Quarze von 50 – 70 µm Größe sind sporadisch eingestreut; fossile Wasserwaagen; Bird-eyes-Strukturen.

Fossilien: Crinoiden, Filamente (sehr zahlreich), Trilobiten, Ostracoden, Conodonten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage X (Schliff 774)**

Diagnose: Biosparit bis Biosparrudit mit Lithoklasten.

Mikroskopische Beschreibung: Mittel- bis grobkörniger Sparit, durchsetzt von mehreren senkrecht zu ss gerichteten und durch Eisenhydroxid ausgekleideten Fugen. Reichlich Crinoidendetritus, der dort, wo er an die Fugen grenzt, angelöst ist. Einlagerung von mikritischen Lithoklasten (Weichgeröllen) mit in der Regel scharfen Kontakten zum Sparit. Fossilien sind peripher mikritisiert.

Fossilien: Conodonten, Filamente, Brachiopoden, Ostracoden, Trilobiten (in den Lithoklasten), Echinodermen.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage XI (Schliff 775)**

Diagnose: Biosparrudit.

Mikroskopische Beschreibung: Sparitische Matrix mit sehr viel Fossilschill, hauptsächlich aus Crinoiden und Trilobiten bestehend. Mehrere Fugen sind senkrecht bis leicht diagonal zu ss gerichtet. Beiderseits der Fugen sind die Sparitkörner größer. Bei den Fugen handelt es sich um synsedimentäre Setzungsrisse, an denen biogene Fragmente zerbrochen und gegeneinander versetzt sind. Unverwitterte Schwefelkiesaggregate, die randlich in Brauneisen übergehen. Örtlich ist eine streifenartige bis wolkenförmige Imprägnation durch Eisenhydroxid vorhanden. Bis zu 100 µm große Quarze sind sporadisch eingelagert. Fossile Wasserwaagen; Bird-eyes-Strukturen.

Fossilien: Trilobiten, Crinoiden, Filamente, Ostracoden, Gastropoden, Initialgehäuse eines convoluten Cephalopoden.

## **5. Effenberg**

Die Schriffe beziehen sich auf das unmittelbar Liegende des Hangenberg-Kalkes (Schliff 748) sowie auf die 55 cm mächtige basale Bank 18 des Hangenberg-Kalkes (Schliffe 749-763). Vom basalen, 30 cm mächtigen Kalkstein wurden jeweils 3 cm umfassende Sedimentanteile untersucht (Schliffe 749-757), vom höheren, 25 cm mächtigen Kalkstein jeweils 5 cm umfassende Anteile (Schliffe 759 bis 763); die Schliffe 759 bis 762 sind Großdünnschliffe.

Die Untersuchung erfolgt vom Liegenden zum Hangenden.

#### **Lage unter dem Hangenberg-Kalk (Schliff 748)**

Diagnose: Karbonathaltiger, durch Kalkbänderung streifiger, pyritreicher siltiger Tonstein.

Mikroskopische Beschreibung: Grundmasse aus Calcit, Glimmerleisten und angularen detritischen Quarzen in Siltkorngröße. Die tonige Matrix wird von 200 bis 500 µm mächtigen ss-parallelen feinstcalcitischen Lagen durchzogen. Ebenfalls schichtparallel angeordnet ist feinstes Pyritstaub, dessen einzelne Komponenten von bräunlichen bis bräunlich-grauen, z.T. girlandenförmig gewundenen Eisenhydroxidwolken umgeben wird. Der Schlibfbereich wird in wechselndem Umfang von den Eisenhydroxidlösungen durchtränkt. Im oberen Schlibfbereich befindet sich ein schwach diagonal zu ss verlaufender, 50 bis 60 µm mächtiger gewellter Pseudosparitgang.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18a** (Schliff 749) (Taf.2 Fig. 2)

Diagnose: Karbonatischer Siltstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit Grundmassecalcit, Eisenhydroxid, angularen bis zu 150 µm großen detritischen Quarzen, Glimmerleisten und größeren Calcitaggagaten mit Zwillingsstreifung. Mehrere Quarze enthalten kleinste <1 µm große Calcitrelikte und sind wiederum von peripheren Hüllen aus den Quarz korrodierenden Calcitkörnern ummantelt. Die Quarze sind sekundär durch Kieselsäurezufuhr bei Verdrängung des Grundmassecalcits gesproßt. Die Schichtung ist nur undeutlich erkennbar und wird durch wenige ss-parallele Lagen aus weitgehend zu Brauneisen umgesetztem Schwefelkies und aus langgestreckten Glimmerleisten gekennzeichnet. Mehrere 750 bis 800 µm mächtige Pseudosparitgänge.

Fossilien: Sehr wenige Filamente, 1 vermuteter Korallenrest.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18b** (Schliff 750)

Diagnose: Tonig-siltiger, echinodermenschuttführender Biomikrospart.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix aus Grundmassecalcit und wolkig-schlierigem Eisenhydroxid mit zahlreichen detritischen, z.T. durch Calcit korrodierten Quarzen, die sich gegenseitig nicht abstützen. Größere durch Sammelkristallisation entstandene Mikrospartflecken. Angewitterter Pyrit. 50 – 60 µm dicke Pseudosparitgänge.

Fossilien: Crinoidendetritus, Filamente, Ostracoden, Korallen, vermutete Bryozoen.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18c** (Schliff 751) (Taf.2 Fig. 3)

Diagnose: Biomikrospart bis Biosparrudit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrospartische bis spartische, von einem dichten Eisenhydroxidfilz infiltrierte Grundmasse mit sporadisch eingestreuten Quarzen. Geopetales Gefüge.

Fossilien: Crinoidenfragmente, Ostracoden, Filamente, convolute Cephalopoden (mit spartischen Initialgehäusen), Trilobitenquerschnitte, Radiolarien, Conodonten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18d** (Schliff 752)

Diagnose: Trilobitenschillführender Biomikrit bis Biomikrospart.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische bis mikrospartische, Eisenhydroxid enthaltende Grundmasse. Im Hangenden eine 2-3 mm mächtige Lage aus abgerollten und korrodierten, 10 bis 300 µm großen Crinoidenstieltgliedern.

Fossilien: Crinoiden (reichlich), Trilobitenquerschnitte (reichlich), Cephalopoden (vereinzelte Initialgehäuse), Ostracoden (mit Spart gefüllt), Filamente.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18e** (Schliff 753) (Taf.2 Fig. 4)

Diagnose: Echinodermenführender Biomikrospart.

Mikroskopische Beschreibung: Vom Liegenden zum Hangenden ist eine deutliche Dreiteilung möglich:

Der basale, 8 bis 12 mm mächtige Abschnitt setzt sich aus einer mikrospartischen, mit Eisenhydroxid imprägnierten Grundmasse zusammen, in welche ± ss-parallele Filamente (meist in „Gewölbt-unten-Position“), große Echinodermenfragmente sowie sporadisch kleine Glimmerleisten und Quarze eingestreut sind. Der basale, Abschnitt wird vertikal zu ss von einem 1 bis 2 mm breiten Sedimentgang durchzogen, welcher mit Crinoidenschill gefüllt ist. Stromatactis-Gefüge, geopetales Gefüge.

Fossilien: Crinoiden, Filamente, Trilobiten, Korallenreste.

Der Mikrospart des mittleren, 3 bis 8 mm mächtigen Abschnittes wird intensiv von Eisenhydroxid durchdrungen, dessen schlierenartige, ± ss-parallele Anreicherungen primäre Schwefelkieshorizonte wahrscheinlich machen. Wenig Quarz und Glimmer. Der Mikrospart greift mit scharfen Kontakten taschenförmig in den basalen Abschnitt vor. Kein Hartgrund.

Fossilien: Crinoidenfragmente.

In dem oberen, 3 bis 5 mm mächtigen Abschnitt nimmt der Eisenhydroxidfilz merklich ab. Auch hier besteht zwischen der mittleren und oberen Lage ein scharfer Kontakt.

Fossilien: Crinoidenfragmente (teils einzeln, teils angereichert).

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18f** (Schliff 754)

Vom Liegenden zum Hangenden ist eine Untergliederung in drei Abschnitte möglich:

– Unterer Abschnitt, 10 mm mächtig

Diagnose: fossilführender Mikrit.

In einer mikritischen, bereichsweise mikrospartischen Grundmasse, nur örtlich durch Eisenhydroxid imprägniert, befinden sich wenige Crinoidenfragmente und Ostracoden.

– Mittlerer Abschnitt, 13 mm mächtig

Diagnose: Echinodermenführender Biomikrospart.

Mikrospartische Matrix, bestehend aus Grundmassecalcit, Eisenhydroxid, einigen Quarzen und Glimmern. Sehr viel Crinoidenschill, außerdem Ostracoden und Filamente.

– Oberer Abschnitt, 7 mm mächtig

Diagnose: Filamente enthaltender Biomikrit.

Mikrit, bestehend aus Grundmassescalcit und Eisenhydroxid. Sporadisch Quarze und Glimmerleisten. Crinoidenschutteinstreuungen. Sehr reich an Filamenten, nicht eingeregelt, sondern unregelmäßig im Sediment verteilt. Außerdem Ostracoden und Radiolarien.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18g** (Schliff 755)

Diagnose: Biomikrit mit Übergängen zu Biomikrosparrit und Biomikrosparrudit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix aus Grundmassescalcit mit Eisenhydroxidaggregaten und bis zu 100 µm großen Quarzen. Geopetales Gefüge, mit Eisenhydroxid besetzte Trennflächen, Pseudosparitgänge. Eine maximal 6 mm mächtige sparitische Schuttlage enthält zahlreiche Fossilrelikte und ist vom Mikrit durch Trennflächen abgesondert.

Fossilien: Im Biomikrit bis Biomikrosparrit: Ostracoden, Crinoiden, Filamente, Trilobitenquerschnitte, Korallenfragment, Conodonten, Radiolarien; in der Schuttlage: Crinoidendetritus, Trilobitenreste, Cephalopodenfragment.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18h** (Schliff 756) (Taf.2 Fig. 5)

Diagnose: Echinodermenführender Intramikrudit bis Intrasparrudit.

Mikroskopische Beschreibung: In einer vorwiegend aus Echinodermendetritus aufgebauten Schuttlage sind bis zu 1,5 cm längliche, abgerollte, mikritische Lithoklasten eingebettet. Lithoklasten und Biodetritus sind von Eisenhydroxid umgeben.

Fossilien: In der Schuttlage: Echinodermen, Filamente, Korallen, Trilobitenquerschnitte, Conodonten, Ostracoden; in den Lithoklasten: Filamente, Pellets, Ostracoden, Initialgehäuse von Cephalopoden.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18i** (Schliff 757)

Diagnose: Biomikrit bis bereichsweise Biomikrosparrit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix, bestehend aus Grundmassescalcit mit sehr wenigen Quarzen, kräftig mit einem Eisenhydroxidfilz imprägniert. Mikrosparritische Sammelkristallisation.

Fossilien: Ostracoden, Crinoiden, Trilobiten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18k** (Großdünn Schliff 759) (Taf.2 Fig. 6)

Diagnose: Biomikrosparrit bis untergeordnet Biomikrosparrudit.

Mikroskopische Beschreibung: Von Eisenhydroxidaggregaten kräftig imprägnierter Mikrosparrit. Sehr reich an Schill, welcher besonders in einer 2 cm mächtigen basalen Lage konzentriert ist. Hier treten reichlich Fragmente von Initialgehäusen convoluter Cephalopoden auf. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Trennflächen. Geopetales Gefüge. Sporadisch detritische korrodierte Quarze von 60 bis 90 µm Größe.

Fossilien: Crinoiden, Ostracoden, Korallen, Filamente, Initialgehäuse convoluter und orthoconer Cephalopoden, Trilobiten.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18l** (Großdünn Schliff 760) (Taf.2 Fig. 7)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparrit mit vereinzelt großen Bioklasten.

Mikroskopische Beschreibung: Stärker von Trennflächen betroffen als Lage 18k. Die durch Eisenhydroxidbeläge besonders hervorgehobenen Trennflächen grenzen unterschiedliche Mikrofaziesbereiche ab. Im Top des Schliffbereiches eine 1,5 cm mächtige Lage mit Filamenten ohne bevorzugte Einregelung. Fossilien mit Mikritrinden und Anlagerung von Brauneisenaggregaten. Geopetales Gefüge. In den Mikrit eingebettet ist ein 1,5 cm breiter und 0,8 cm langer mikritgefüllter isolierter Kammerraum eines orthoconen Cephalopoden. Sporadisch angulare Quarze. Pseudosparitgänge.

Fossilien: Filamente, Ostracoden, orthocone Cephalopoden, convolute Cephalopoden, Trilobiten, Korallen, Radiolarien, Echinodermen.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18 m** (Großdünn Schliff 761)

Diagnose: Biomikrosparrit, bereichsweise Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrosparritische Matrix mit Grundmassescalcit, stark von Eisenhydroxidlösungen durchtränkt, die lagenweise konzentriert sind. Geopetales Gefüge. Stromatactis-Strukturen. Sporadisch angulare Quarze.

Fossilien: Crinoiden, Filamente, Calcisphaeren, Trilobiten, Ostracoden, Radiolarien.

#### **Hangenberg-Kalk, Lage 18n** (Großdünn Schliff 762)

Diagnose: Fossilführender Mikrosparrit bis Sparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrosparritische Matrix mit sparitischer Sammelkristallisation. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Trennflächen sind etwa senkrecht zu ss gerichtet. Deutlich weniger Fossilfragmente als in Lage 18 m. Geopetales Gefüge (Wasserwaagen).

Fossilien: Crinoiden, Filamente, Trilobiten, Radiolarien, Ostracoden, ein 8 mm breiter convoluter Cephalopode.

### **Hangenberg-Kalk, Lage 18o** (Großdünn Schliff 763)

Diagnose: Biomikrit, bereichsweise Biomikroparität.

Mikroskopische Beschreibung: Von einem dichten Eisenhydroxidfilm durchdrungener Grundmassecalcit, darüberhinaus zahlreiche Eisenhydroxidaggregate. Eingelagert sind einzelne größere Calcitkristalle und Fossilfragmente. Mikroparitätische Sammelkristallisation. Am Top eine ca. 1 mm mächtige Lage mit ca. 40 µm großen angularen Quarzen.

Fossilien: Ostracoden, Trilobitenlängs- und Querschnitte, Filamente, Radiolarien, ? Bryozoen, Crinoiden, Fragmente orthoconer Cephalopoden.

## 6. Wocklum

### **Basis des Hangenberg-Kalkes** (Schliff 745)

Diagnose: Mikrit bis Mikroparität.

Mikroskopische Beschreibung: Grundmassecalcit und Eisenhydroxid, in welchem an der Basis 40 bis 50 µm, zum Hangenden hin ca. 30 µm große Quarze eingelagert sind. Örtlich mikroparitätische Sammelkristallisation. Bogige Schichtung, zum Teil kenntlich an der Aufeinanderfolge mehrerer Brauneisenlagen. Mit Eisenhydroxidbelägen ausgekleidete Fugen und Risse ziehen senkrecht zur Schichtung hindurch. Auch schichtparallele wellige Fugen (Mikrostylolithen) sind vorhanden. Darüberhinaus durchsetzen ca. 50 µm große Pseudoparitätgängen die Schichtung.

Fossilien: Spärlich vorhanden sind Ostracoden, Filamente und Calcisphaeren.



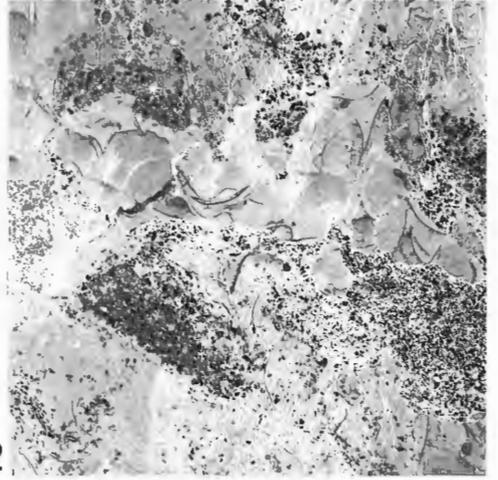
## Tafel 1

Carbonat-Mikrofazies der Profile Hangenberg (Fig. 1-5), Apricke (Fig. 6) und Bahneinschnitt Ober-Rödinghausen (Fig. 7). Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3 [ausführliche Beschreibung der abgebildeten Schliffe im Anhang (Kap. 8.2. bis 8.4.)].

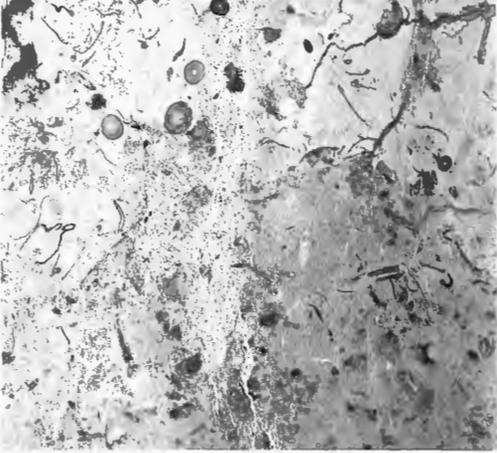
- Fig. 1:** Hangenberg, Top des Wocklumer Kalkes, BGR Ma 12299 (Schliff 764): Biomikrit bis Biomikrospartit. Wolkige Eisenhydroxidschlieren. Senkrecht zur Schichtung gerichtete Fugen trennen unterschiedliche Mikrofaziesbereiche voneinander ab. Sparithauben (fossile Wasserwaagen). Filamente mit angelagerten Brauneisenaggregaten.
- Fig. 2:** Hangenberg, Basisbank des Hangenberg-Kalkes, Bereich II, BGR Ma 12300 (Schliff 766): Bioturbater Biomikrit bis Biomikrospartit. Der Mikrit ist infolge biogener Durchwühlung mit unregelmäßig begrenzten Siltsteinkörpern vermischt. Fleckenartige mikrosparitische Sammelkristallisation. Filamente, Schwefelkiesaggregate. Pseudosparitgängen, fossile Wasserwaagen.
- Fig. 3:** Hangenberg, Basisbank des Hangenberg-Kalkes, Bereich V, BGR Ma 12301 (Schliff 769): Biomikrospartit. Anreicherung von Crinoidenstielgliedern und Trilobitenfragmenten, annähernd schichtparallel. Im mittleren Schliffbereich ein Bündel von senkrecht zur Schichtung gerichteten, mit Eisenhydroxid ausgekleideten Trennflächen.
- Fig. 4:** Hangenberg, Basisbank des Hangenberg-Kalkes, Bereich VI, BGR Ma 12302 (Schliff 770): Der tiefere Schliffbereich setzt sich aus Biomikrit bis Biomikrospartit mit zahlreichen Trilobitenfragmenten, Echinodermenfragmenten, Ostracoden und Initialgehäusen convoluter Cephalopoden zusammen. Fossile Wasserwaagen, mikrosparitische Sammelkristallisation. Das obere Schliffdrittel besteht aus einem wesentlich fossilärmeren Spartit bis Biospartit (untergeordnet Ostracoden, Echinodermen, Trilobiten). Dieser Schliffanteil wird von zahlreichen, mit Eisenhydroxid bekleideten Scherflächen durchdrungen, welche in den Biomikrit vorgreifen.
- Fig. 5:** Hangenberg, Basisbank des Hangenberg-Kalkes, Bereich IX, BGR Ma 12303 (Schliff 773): Schillführender Biomikrospartit bis Biospartit. Zahlreiche, unterschiedlich zur Schichtung orientierte Filamente (es überwiegt die „Gewölbt-unten-Lage“). An durch Eisenhydroxidbeläge markierten Trennflächen, welche senkrecht bis diagonal zur Schichtung gerichtet sind, wird spartitisches Material in das Liegende eingeschleppt. An Biogenen wiegen Crinoiden, Filamente, Trilobiten und Ostracoden vor.
- Fig. 6:** Apricke, Hangenberg-Kalk, Lage direkt unter Bank 37, BGR Ma 12304 (Schliff 742): Ein basaler aus Calcit und Eisenhydroxid aufgebauter Mikrospartit wird durch eine 1,5 mm mächtige, gefaltete, durch einen schalenförmigen Aufbau gekennzeichnete Schicht überlagert (genaue Beschreibung siehe Kap. 8.2.). Diese Schicht geht zum Hangenden in einen carbonatreichen Siltstein über. Der Übergangsbereich ist durch Schwefelkiesaggregate gekennzeichnet.
- Fig. 7:** Bahneinschnitt Ober-Rödinghausen, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 6B, BGR Ma 12305 (Schliff 732): Intraklastenhaltiger fossilführender Mikrit bis Mikrospartit. Die mikritischen Intraklasten sind Weichgerölle mit eingedellten Oberflächen und führen Ostracoden sowie Filamente. Sie sind von einem quarzdetritusführenden Mikrit umgeben. Mikrospartitische Sammelkristallisation. Der hangende Mikrit weist wolkige Eisenhydroxidschlieren auf.



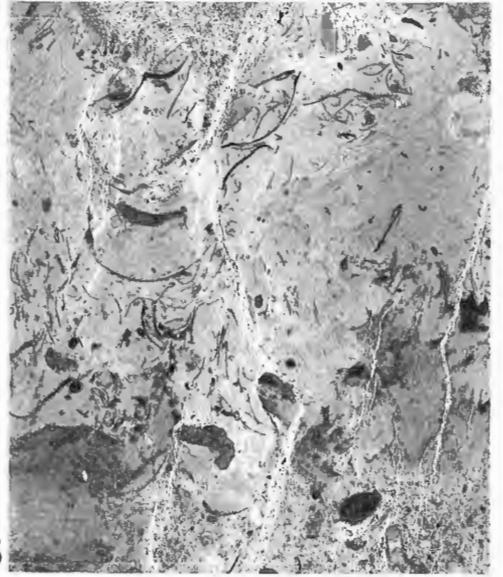
1



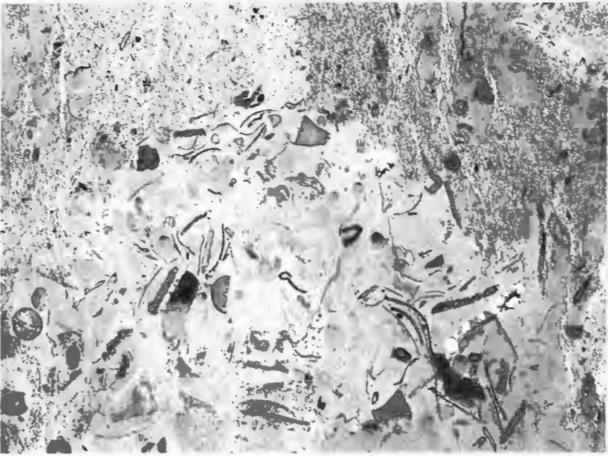
2



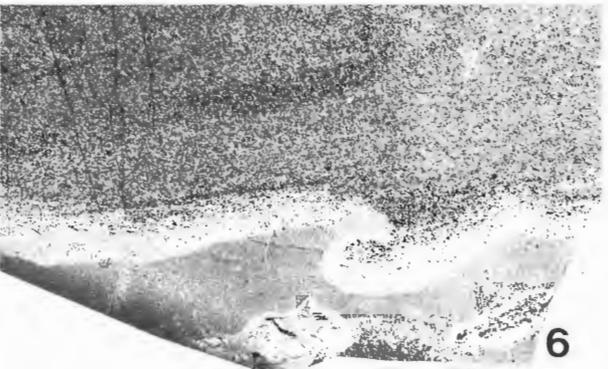
3



5



4



6

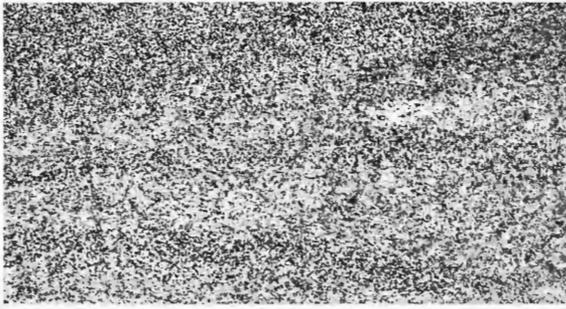


7

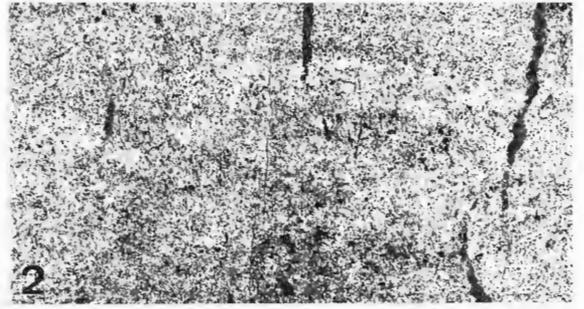
## Tafel 2

Carbonat-Mikrofazies der Profile Oese (Fig. 1) und Effenberg (Fig. 2-7). Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3 [ausführliche Beschreibung der abgebildeten Schliffe im Anhang (Kap. 8.1. und 8.5.)].

- Fig. 1:** Oese, Hangenberg-Kalk, Bank A, BGR MA 12306 (Schliff 726): Pelmikrit bis Mikrosparit. Sehr gleichmäßige Körnung. Zahlreiche ca. 5 µm mächtige Pseudosparitgängchen senkrecht zur Schichtung. Fossilien: vereinzelt Filamente und Ostracoden.
- Fig. 2:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18a, BGR Ma 12307 (Schliff 749); Karbonatischer Siltstein. Mikritische Matrix mit Calcit, Quarz, Glimmerleisten und Eisenhydroxid. 750 bis 800 µm mächtige, z.T. absetzende und auskeilende Pseudosparitgängchen verlaufen senkrecht zur Schichtung.
- Fig. 3:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18c, BGR Ma 12308 (Schliff 751): Biomikrosparit bis Biosparrudit. Mikrosparitische bis sparitische Grundmasse, in welche neben Filamenten zahlreiche convolute Cephalopoden mit sparitischen Anfangskammern eingelagert sind. Fossile Wasserwaagen.
- Fig. 4:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18e, BGR Ma 12309 (Schliff 753): Echinodermenführender Biomikrosparit. Mikrosparitische, eisenhydroxidische Grundmasse mit schichtparallelen Filamenten, meist in „Gewölbt-unten-Position“. Ferner sind Crinoiden und Trilobitenquerschnitte eingelagert. Fossile Wasserwaagen.
- Fig. 5:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18h, BGR Ma 12310 (Schliff 756): Echinodermenführender Intramikrudit bis Intrasparrudit. Schuttlage aus Echinodermendetritus, Filamenten, Ostracoden, Conodonten und bis zu 1,5 cm großen länglichen, abgerollten, mikritischen, fossilreichen Lithoklasten.
- Fig. 6:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18k, BGR Ma 12311 (Großdünnschliff 759): Biomikrosparit bis Biomikrosparrudit. Eisenhydroxidhaltiger Mikrosparit mit reichlich Fossilischiell aus Ostracoden, Filamenten, Echinodermen und vor allem Initialgehäusen convoluter und orthoconer Cephalopoden. Fossile Wasserwaagen.
- Fig. 7:** Effenberg, Hangenberg-Kalk, Bankbereich 18l, BGR Ma 12312 (Großdünnschliff 760): Biomikrit bis Biomikrosparit mit vereinzelt Bioklasten. Die durch Eisenhydroxidbeläge gekennzeichneten Trennflächen grenzen unterschiedliche Mikrofaziesbereiche ab. In der oberen Hälfte zahlreiche Filamente ohne bevorzugte Einregelung sowie Initialgehäuse convoluter Cephalopoden. Rechts unten ein mikritgefüllter isolierter Kammerraum eines orthoconen Cephalopoden.



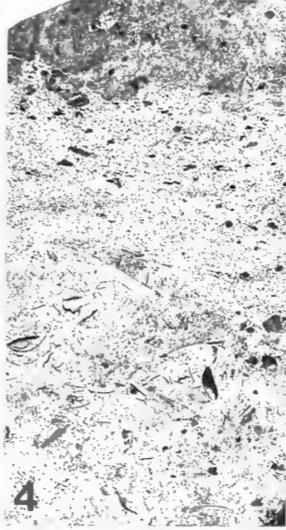
1



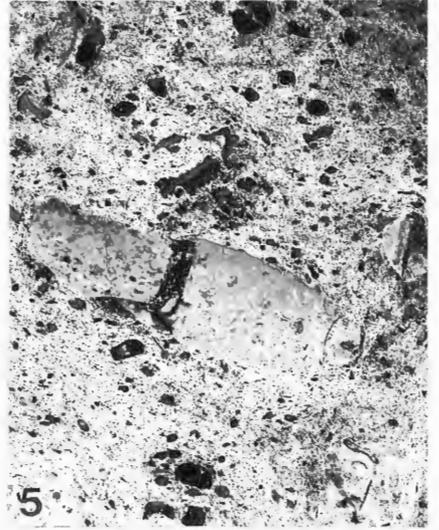
2



3



4



5



6



7

### Tafel 3

Carbonat-Mikrofazies der Bank 3 des Profils Müssenbergr, WMfN P 17623. Folienabzug eines Anschliffes, Vergrößerung x 2.

Bereich 3C – Von Drucklösungssuturen überprägter Biomikrit. Einlagerung von viel Crinoidendetritus; Filamente nur untergeordnet. Stromatactis-Strukturen.

Bereich 3B – Biomikrit, bestehend aus Grundmassescalcit und einem dichten Eisenhydroxidfilz. Örtlich sparitische Sammelkristallisation. Filamente. Crinoidenstielglieder und juvenile *Acutimitoceras* sind ohne erkennbare Einregelung im gesamten Schlibfbereich verteilt. Im mittleren Schlibfbereich treten einige größere Cephalopodengehäuse und Filamente auf, welche geope-tale Gefüge (fossile Wasserwaagen in Form von Sparithauben) aufweisen. Drucklösungssuturen sind etwa senkrecht zur Schichtung gerichtet.

Bereich 3A – Den größten Anteil dieses Bereiches nimmt ein von Biomikrit bis Biomikrospatit umgebenes großes *Acutimitoceras*-Gehäuse ein. Die Kammerhohlräume sind sekundär mit Mikrit und Kleinfossilien ausgefüllt. Unter ihnen überwiegen Filamente, Echinodermen sowie Protoconche und evolute Initialgehäuse der Gattung *Acutimitoceras*. Das Großgehäuse wird zum Liegenden hin von einer Kluft abgeschnitten; zum Hangenden hin haben sich unter der gewölbten Schalenoberseite zahlreiche Kleinstfossilien angesammelt.

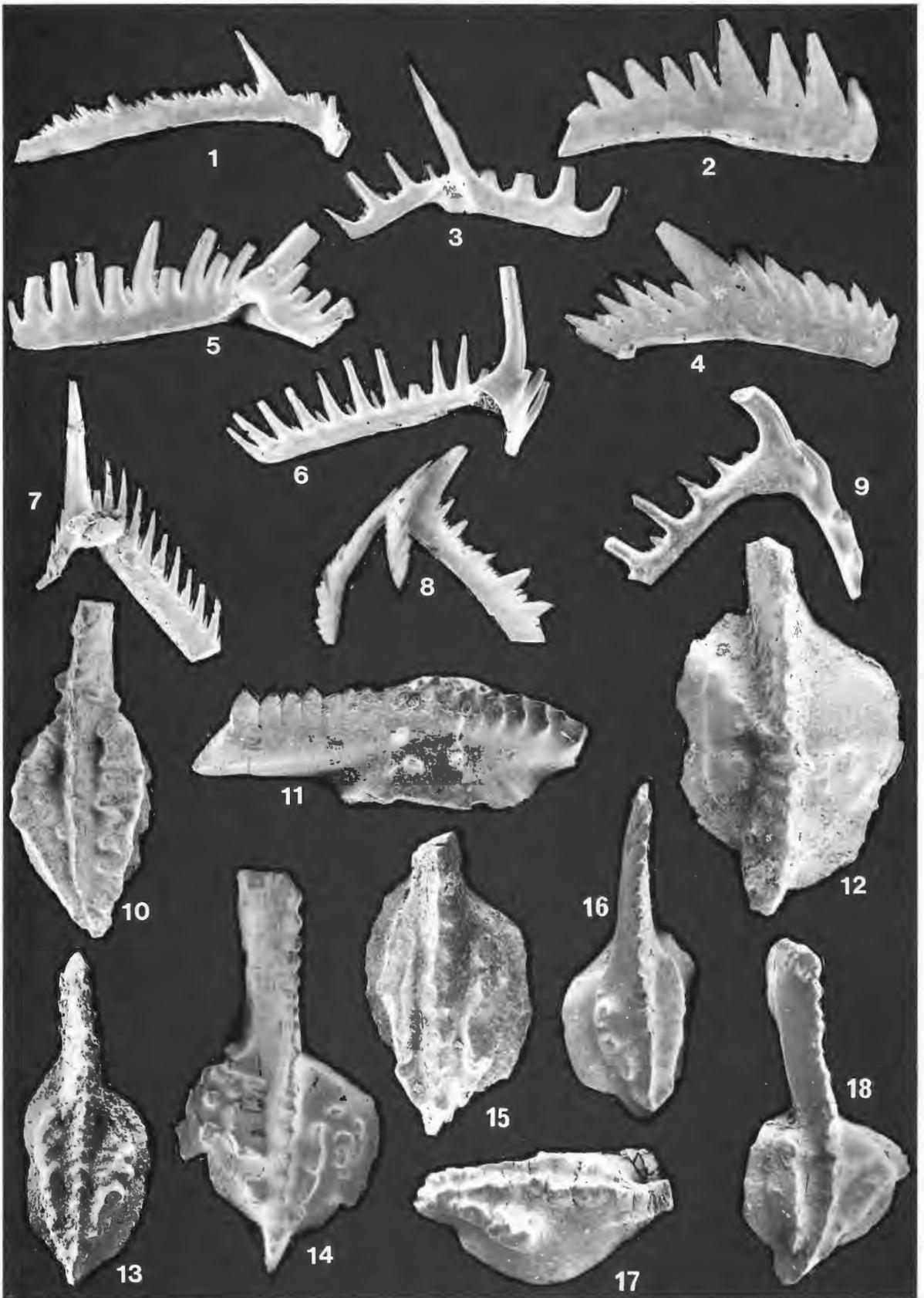
Bereich 3a – Mikrit mit zahlreichen Brauneisenaggregaten, welche aus der Zersetzung von Schwefelkies hervorgegangen sind.



#### Tafel 4

Conodonten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich von Stockum (Fig. 1-9, 14), Effenberg (Fig. 10-12) und Hangenberg (Fig. 13, 15-18).

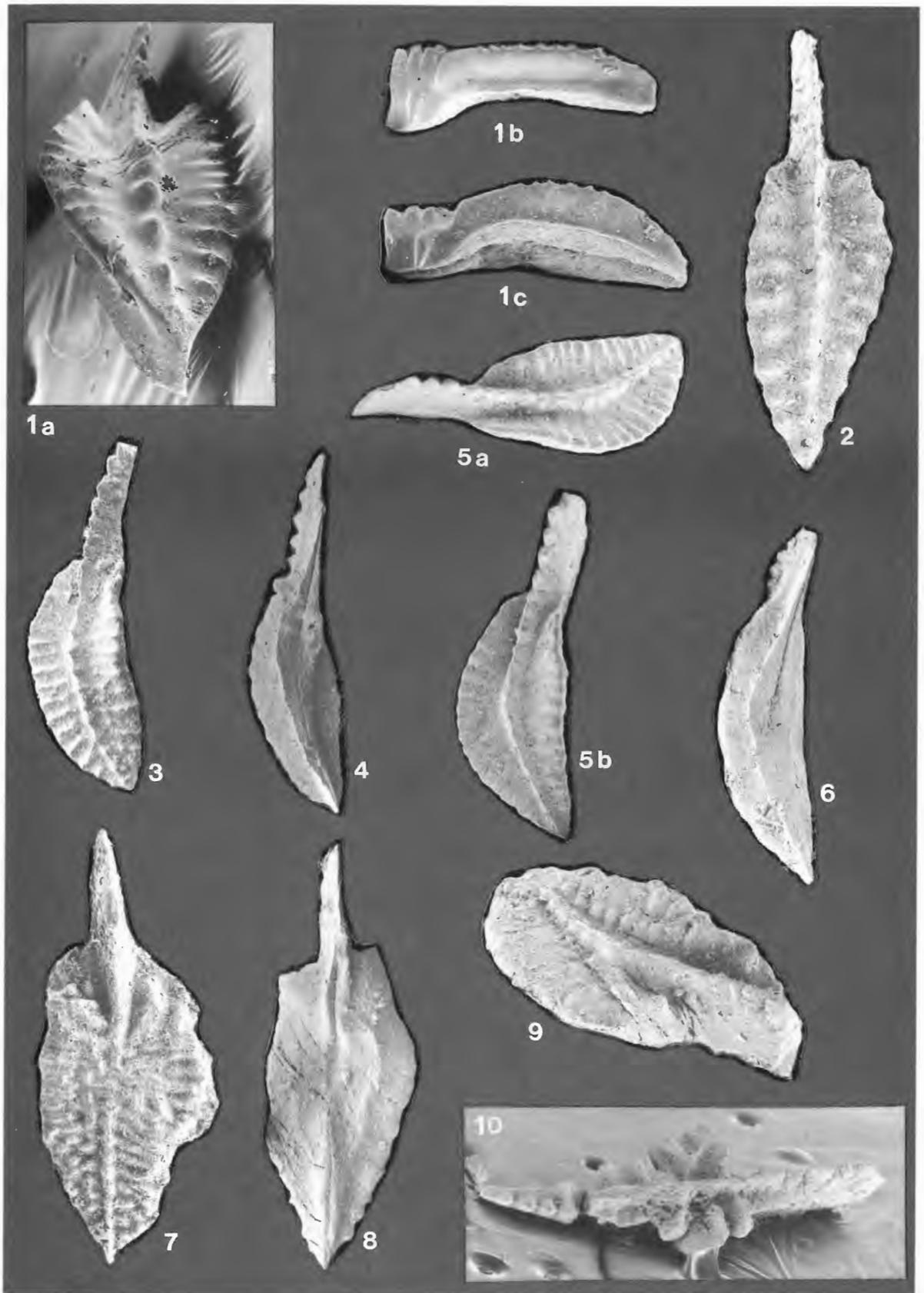
- Fig. 1:** *Hindeodella* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14396, T 593/1; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 45.
- Fig. 2:** *Spathognathodus* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14397, T 593/2; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 50.
- Fig. 3:** *Plectospathodus* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14398, T 593/3; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 70.
- Fig. 4:** *Ozarkodina* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14399, T 593/5; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 50.
- Fig. 5:** *Prioniodina* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14400, T 593/4; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 70.
- Fig. 6:** *Lonchodina* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14401, T 593/6; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 50.
- Fig. 7:** *Neoprioniodus* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14402, T 593/8; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 45.
- Fig. 8:** *Hibbardella* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14403, T 593/7; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 45.
- Fig. 9:** *Lonchodina* sp.; BGR Con 6184, Typ-Nr. 14404, T 593/10; Stockum, Schurfgraben, Bank 103 (Stockumer Kalk); x 70.
- Fig. 10:** *Protognathodus* cf. *cordiformis* LANE, SANDBERG & ZIEGLER 1980; BGR Con 6219, Typ-Nr. 14405, T 593/13, Effenberg, Bank 18g; x 53.
- Fig. 11:** *Protognathodus* sp. aff. *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957); BGR Con 6213, Typ-Nr. 14406, T 593/11, Effenberg, Bank 18a; x 80.
- Fig. 12:** *Protognathodus* sp. 1; BGR Con 6218, Typ-Nr. 14407, T 593/12, Effenberg, Bank 18f; x 65.
- Fig. 13:** *Protognathodus praedelicatus* LANE, SANDBERG & ZIEGLER 1980; BGR Con 6234, Typ-Nr. 14408, T 594/8, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VI; x 50.
- Fig. 14:** *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957); BGR Con 6180, Typ-Nr. 14409, T 593/9, Stockum, Schurfgraben, Bank 97; x 60.
- Fig. 15:** *Protognathodus* sp. 2; BGR Con 6229, Typ-Nr. 14410, T 594/1, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; x 70.
- Fig. 16:** *Protognathodus praedelicatus* LANE, SANDBERG & ZIEGLER 1980; BGR Con 6229, Typ-Nr. 14411, T 594/3, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; x 70.
- Fig. 17:** *Protognathodus praedelicatus* LANE, SANDBERG & ZIEGLER 1980; BGR Con 6229, Typ-Nr. 14412, T 594/2, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; x 50.
- Fig. 18:** *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957); BGR Con 6229, Typ-Nr. 14413, T 594/4, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; x 43.



## Tafel 5

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles am Hangenberg (Fig.1-5, 7-7-10) und am Effenberg (Fig.6).

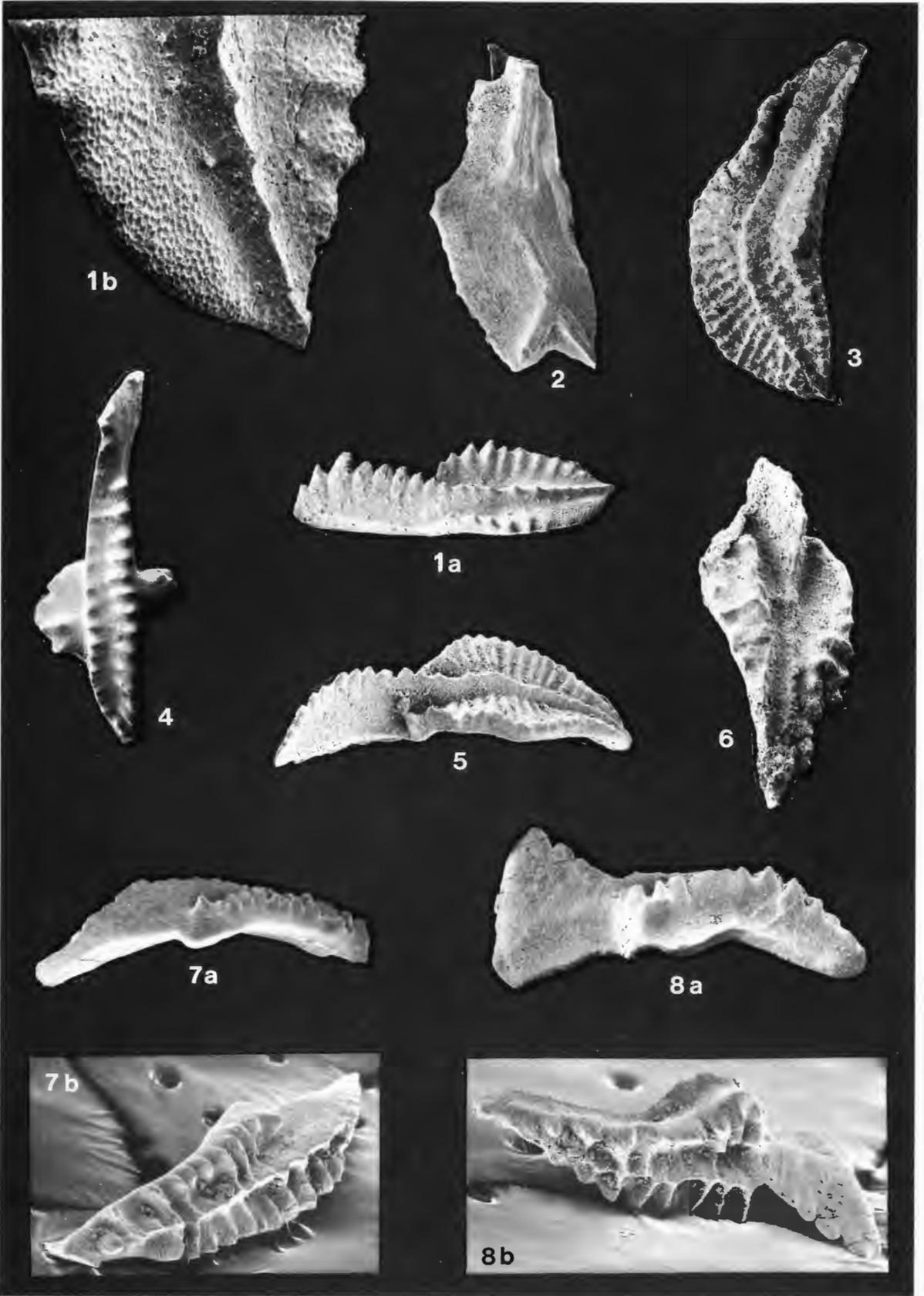
- Fig. 1:** *Siphonodella praesulcata* SANDBERG 1972; BGR Con 6229, Typ-Nr. 14414, T 593/15, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; a: x 100, b: x 60, c: x 70.
- Fig. 2:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6236, Typ-Nr. 14415, T 594/13, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VIII; x 80.
- Fig. 3:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6236, Typ-Nr. 14416, T 594/11, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VIII; x 80.
- Fig. 4:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6236, Typ-Nr. 14417, T 594/12, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VIII; x 70.
- Fig. 5:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6237, Typ-Nr. 14418, T 593/16, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage IX; x 60.
- Fig. 6:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6219, Typ-Nr. 14419, T 593/14, Effenberg, Bank 18g; x 50.
- Fig. 7:** *Polygnathus gediki* n.sp.; Holotyp BGR Con 6235, Typ-Nr. 14392, T 593/20, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VII; x 45.
- Fig. 8:** *Polygnathus gediki* n.sp.; Paratyp BGR Con 6236, Typ-Nr. 14393, T 593/21, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VIII; x 45.
- Fig. 9:** *Polygnathus communis dentatus* DRUCE 1969; BGR Con 6235, Typ-Nr. 14420, T 593/18, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VII; x 70.
- Fig. 10:** *Pseudopolygnathus primus* BRANSON & MEHL 1934; BGR Con 6237, Typ-Nr. 14421, T 593/17, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage IX; x 35.



## Tafel 6

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk (Fig. 1-3, 5-8) und dem Wocklumer Kalk (Fig. 4) des Profiles am Hangenberg.

- Fig. 1:** *Polygnathus communis* subsp.; BGR Con 6232, Typ-Nr. 14422, T 594/15, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage IV; a: x 60, b: x 240.
- Fig. 2:** *Polygnathus* sp. indet.; BGR Con 6235, Typ-Nr. 14423, T 593/19, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VII; x 60.
- Fig. 3:** *Polygnathus* sp. oder *Siphonodella* sp.; BGR Con 6230, Typ-Nr. 14424, T 594/7, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage II; x 60.
- Fig. 4:** *Bispathodus zieglerei muessenbergensis* LUPPOLD 1984; BGR Con 6228, Typ-Nr. 14425, T 594/14, Hangenberg, Top des Wocklumer Kalkes; x 33.
- Fig. 5:** *Polygnathus inornatus lacinatus* HUDDLE 1934; BGR Con 6230, Typ-Nr. 14426, T 594/6, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage II; x 40.
- Fig. 6:** *Pseudopolygnathus* sp. A; BGR Con 6234, Typ-Nr. 14427, T 594/9, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VI; x 60.
- Fig. 7:** *Pseudopolygnathus* sp. B; BGR Con 6234, Typ-Nr. 14428, T 594/10, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VI; a: x 25, b: x 33.
- Fig. 8:** *Pseudopolygnathus vogesi* RHODES, AUSTIN & DRUCE 1968; BGR Con 6231, Typ-Nr. 14429, T 594/5, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage III; a: x 40, b: x 50.





Geol. Paläont. Westf.	29	71-95	9 Abb. 1 Tab. 1 Taf.	Münster Mai 1994
--------------------------	----	-------	----------------------------	---------------------

Faunenvergleich Rhenohherzyuikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 8

## **Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge)**

Claus-Dieter Clausen, Dieter Korn, Raimund Feist, Kerstin Leuschner,  
Helga Groos-Uffenorde, Friedrich Wilhelm Luppold, Dieter Stoppel,  
Kenneth Higgs & Maurice Streef\*

### **Zusammenfassung**

Eine 28 m mächtige Folge von Devon/Karbon-Grenzschiefern, bestehend aus Ton-, Silt- und Sandsteinen mit wenigen karbonatischen Lagen, ist in einem neuen Schurfgraben am Spitz Kahlenberg bei Stockum aufgeschlossen worden. Das ungestörte Profil wird hinsichtlich seines Inhaltes an Ammonoiten, Trilobiten, Ostracoden, Conodonten und Miosporen sowie der Mikrofazies der Kalksteinlagen untersucht.

Die Devon/Karbon-Grenze liegt oberhalb des Stockumer Kalkes, welcher karbonisch anmutende Ammonoiten-, Trilobiten- und Conodonten-Faunen (allerdings ohne die typischen Leitformen *Gattendorfia subinvoluta*, *Semiproetus (Macrobola) drewerensis* und *Siphonodella sulcata*) lieferte. Die Grenze LN/VI der Sporen-Stratigraphie liegt im Bereich des Stockumer Kalkes.

Erstmals konnte bei Stockum der Hangenberg-Schwarzschiefer nachgewiesen werden; er liegt 15 m unterhalb des Stockumer Kalkes.

---

#### \* Anschriften der Verfasser:

Dr. Claus-Dieter Clausen,  
Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Strasse 195, D-47803 Krefeld.  
Dieter Korn, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.  
Dr. Raimund Feist,  
Université de Montpellier II, Laboratoire de Paléontologie, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex.  
Kerstin Leuschner, Dipl.-Geol.,  
Institut für Geologie und Paläontologie, Lahnberge, D-35043 Marburg/Lahn.  
Dr. Helga Groos-Uffenorde,  
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Goldschmidt-Strasse 3, D-37077 Göttingen.  
Friedrich Wilhelm Luppold,  
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover.  
Dr. Dieter Stoppel, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover.  
Dr. Kenneth Higgs, University College Cork, IRL-Cork.  
Prof. Dr. Maurice Streef,  
Services Associés de Paléontologie de l'Université de Liège, Place du Vingt-Août, 7, B-4000 Liège.

## Summary

A 28 m thick Devonian-Carboniferous boundary sequence of clay, siltstones and sandstones with intercalated carbonates has been exposed in a new trench at the Spitzer Kahlenberg near Stockum. The section has been examined because of its content of ammonoids, trilobites, ostracodes, conodonts and miospores as well as the microfacies of the carbonates.

The Devonian-Carboniferous boundary apparently lies above the Stockum Limestone in which ammonoids, trilobites and conodonts with Carboniferous affinities (but without typical Carboniferous index forms such as *Gattendorfia subinvoluta*, *Semiproetus (Macrobole) drewerensis* and *Siphonodella sulcata*) can be collected. The miospore boundary LN/VI is approximately at the Stockum Limestone.

In this section, for the first time, the Hangenberg Black Shale was discovered near Stockum, lying 15 m below the Stockum Limestone.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung/Historischer Überblick (D. KORN) .....	72
2. Geologische Situation (D. KORN, C.-D. CLAUSEN) .....	75
3. Das Profil von Stockum .....	77
3.1. Geländeaufnahme (D. KORN) .....	77
3.2. Mikrofazies-Analyse (C.-D. CLAUSEN) .....	79
4. Biostratigraphie .....	80
4.1. Ammonoideen (D. KORN) .....	80
4.2. Trilobiten (R. FEIST & K. LEUSCHNER) .....	81
4.3. Ostracoden (H. GROOS-UFFENORDE) .....	82
4.4. Conodonten (F.W. LUPPOLD & D. STOPPEL) .....	85
4.5. Miosporen (K. HIGGS & M. STREEL) .....	85
4.6. Das stratigraphische Alter des Stockumer Kalkes (D. KORN, F.W. LUPPOLD, C.-D. CLAUSEN) .....	89
5. Dank .....	91
6. Literatur .....	91

### 1. Einleitung/Historischer Überblick (D. KORN)

Seit ihrer Entdeckung zu Beginn dieses Jahrhunderts gelten die Goniatiten führenden Kalksteinlinsen von Stockum (Abb. 1) als Kuriosität in der Oberdevon/Unterkarbon-Stratigraphie. Von den frühen Forschern (HENKE 1924; W.E. SCHMIDT 1924; H.SCHMIDT 1924) als Äquivalent des Hangenberg-Kalkes angesehen, kam VÖHRINGER (1960) zu der Überzeugung, daß die Kalkknollen etwas älter als der Hangenberg-Kalk von Ober-Rödinghausen seien.

Mit der Untersuchung der Conodonten aus Resten des Originalmaterials war zunächst noch keine zuverlässige Aussage über die exakte stratigraphische Einordnung zu treffen (ZIEGLER 1969). Die weitgehend aus *Protognathodus*-Arten bestehende, exotisch anmutende Conodontenfauna ließ sich damals noch nicht einwandfrei als entweder devonisch oder karbonisch ansprechen.

Das erste zusammenhängende Profil mit den fossilreichen Kalksteinlinsen ist von ALBERTI et al. (1974) publiziert worden. Simultane Untersuchungen von Trilobiten, Ostracoden, Sporen und Goniatiten veranlaßten die Autoren zu der Aussage, daß die Kalklinsen – von ihnen mit dem neuen Terminus „Stockumer Kalk“ belegt – in das Karbon zu stellen seien. [Diese Auffassung unterstützten CLAUSEN et al. (1989), weil in den Goniatiten führenden Kalklinsen sowohl in der Wegböschung (Original-Material von H.SCHMIDT) als auch in Schurf I von ALBERTI et al. (1974) *Protognathodus kuehni* gefunden und diese Art neben *Siphonodella sulcata* als Index-Conodont für die Basis des Karbons angesehen wurde.]

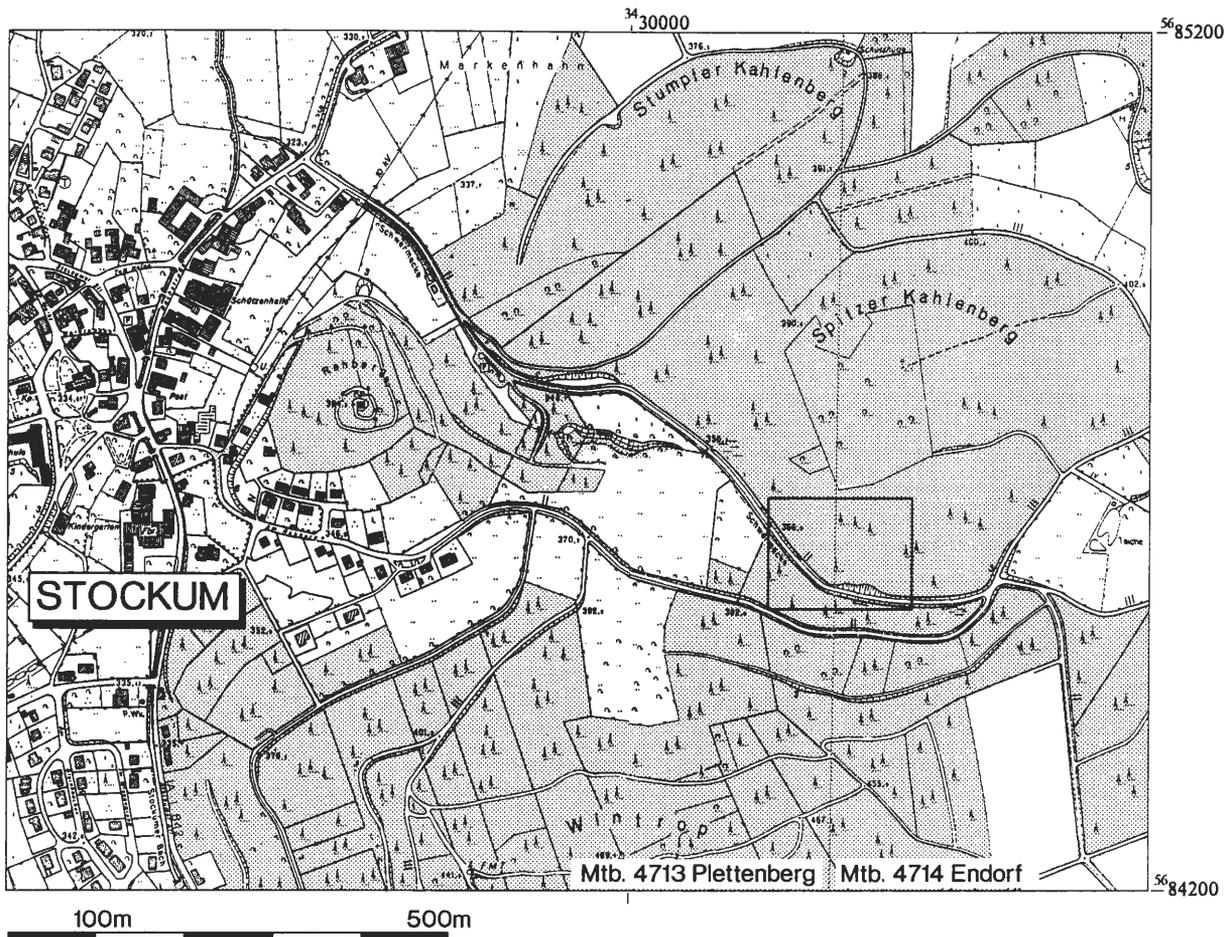


Abb. 1: Geographische Lage der Aufschlüsse am Spitzer Kahlenberg bei Stockum.

Eine erste Revision der Goniatitenfauna durch WEYER (1977) erhärtete allerdings VÖHRINGERS Auffassung, daß die für die *Gattendorfia*-Stufe typischen Gattungen in der Stockumer Fauna nicht vertreten sind. WEYERS Querschnittsbilder zeigen Formen, die wegen ihrer ähnlichen Aufrollungsverhältnisse als eng miteinander verwandt angesehen werden können.

Mit der Suche nach einem Stratotypen für die Devon/Karbon-Grenze erfolgte in den 80er Jahren eine intensive Neubearbeitung der bereits von ALBERTI et al. aufgenommenen Profile. Sowohl das in der Straßenböschung befindliche Profil als auch Teile des Schurfes II wurden erneut geöffnet und tiefer aufgegraben – beide Lokalitäten lieferten zahlreiche wohlerhaltene Acutimitoceren (KORN 1984). Typische, als karbonisch angesehene Goniatiten, wie *Gattendorfia*, *Eocanites* etc. konnten in den äußerst individuenreichen Kalksteinlinsen nicht aufgesammelt werden.

Gleichzeitig erschienen erstmals Publikationen über Fazies und Sedimentologie der Abfolge (KEUPP & KOMPA 1984), über die Geochemie (KASIG, KATSCH & KOLLENBERG 1984) und über die Sporen-Stratigraphie (HIGGS & STREEL 1984). Eine zuverlässige Einordnung der Schichten in die Sporen-Stratigraphie mußte aber vorerst unterbleiben; jedoch wurde der Horizont des Stockumer Kalkes in die VI-Sporenzone eingestuft, also in den unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzbereich (BLESS, SIMAKOV & STREEL 1988: 4).

Zur stratigraphischen Korrelation der Schichten im Hangenden und im Liegenden des fossilreichen Stockumer Kalkes ist der Schurf II (ALBERTI et al. 1974) unter wesentlicher Vertiefung im

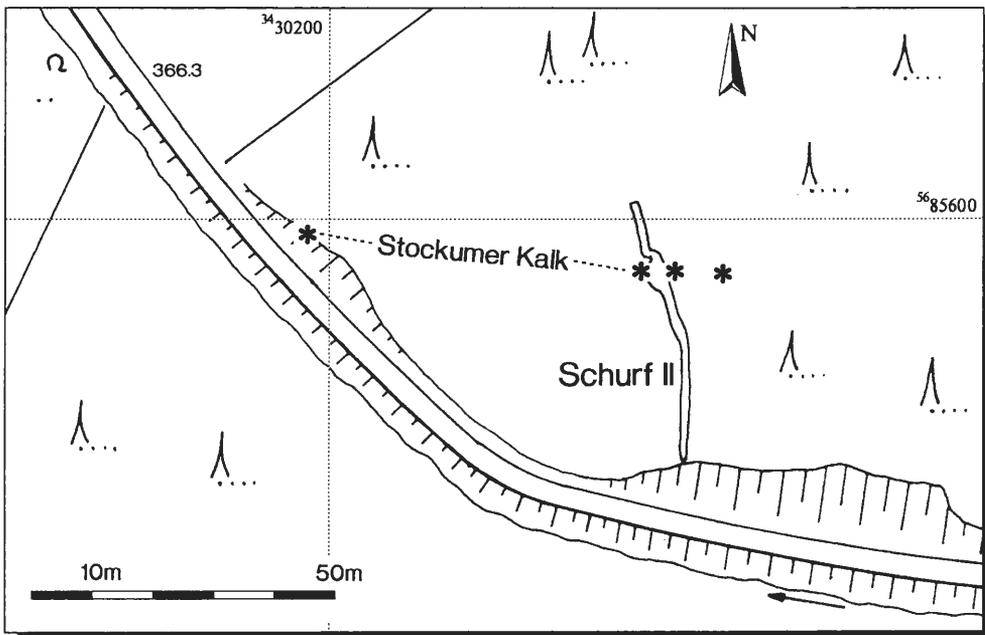
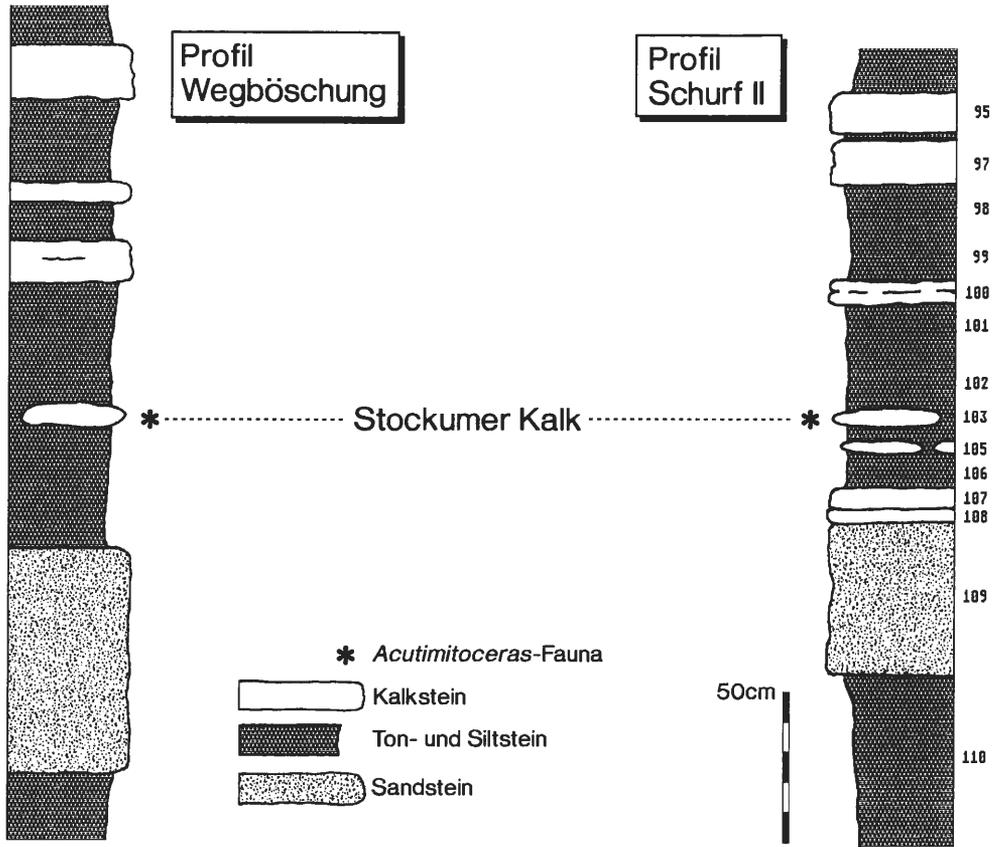


Abb. 2: Topographische Lage des neuen Schurfgrabens mit den Vorkommen des Stockumer Kalkes (unterer Teil). Oben in der Abbildung eine Gegenüberstellung der Profile im Bereich des Stockumer Kalkes der Wegböschung und des Schurfgrabens (beide Profilaufnahmen KORN 1988).

Dezember 1988 erneut für kurze Zeit geöffnet worden. Das aufgenommene Profil (Abb. 3) beginnt in Kalkknollenschiefern der *expansa*- bis Mittleren *praesulcata*-Zone und endet in sideritischen Knollenkalken, die als Äquivalent des Hangenberg-Kalkes angesehen werden können.

## 2. Geologische Situation (D. KORN, C.-D. CLAUSEN)

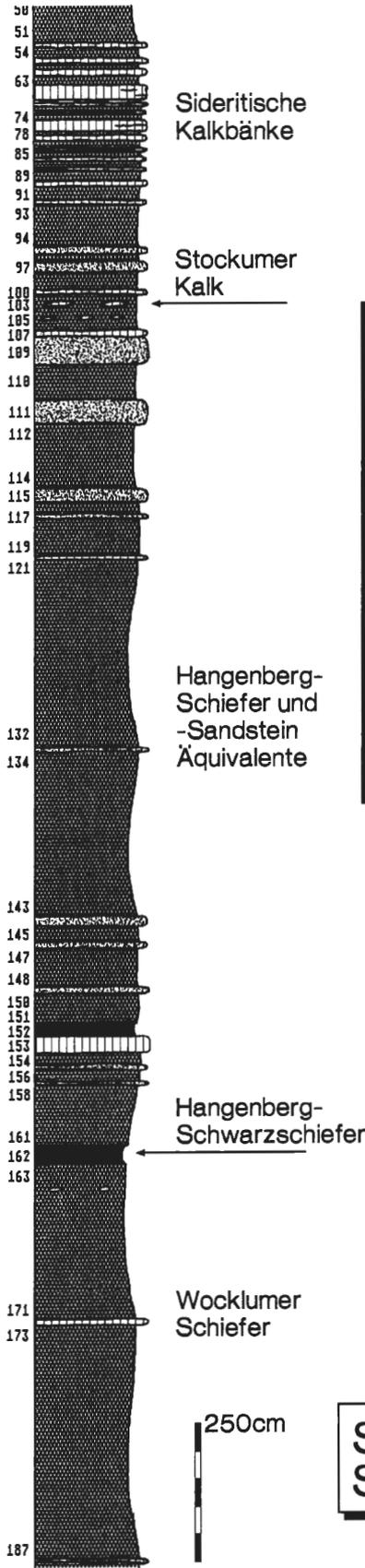
Die Stockumer Lokalität liegt auf dem Südflügel der Lüdenscheider Mulde, welche im Norden vom Remscheid-Altener Sattel und im Süden vom Ebbe-Sattel umrahmt wird. Diese Synklinalstruktur ist durch einen hinsichtlich der Mächtigkeit asymmetrischen Aufbau ihrer Schichtfolgen gekennzeichnet: Die Ablagerungen ihres Nordflügels sind beeinflusst durch das Balver Hoch, auf welchem während des oberen Givet ein bis zu 1200 m mächtiges Riff aufwuchs, welches nach seinem Absterben noch bis in das Unterkarbon hinein als submarine Schwelle das Sedimentationsgeschehen steuerte. Auf dem Südflügel (= Nordflügel des Ebbe-Sattels) hingegen wurden die Finnentropen Schichten nur von einem geringmächtigen Biostrom (*Sparganophyllum*-Kalk) überwachsen. Dieses wurde im höchsten Mitteldevon von Klastika (Flinzkalke und Tonsteine) überlagert. Anders als auf dem Nordflügel, wo während des gesamten Oberdevons hindurch Cephalopodenkalksteine, Knollenkalksteine und Kalkknollenschiefer am Hang eines Hochgebietes sedimentierten, ist die oberdevonische Abfolge am Südflügel durch klastische Schüttungen vom südwestlich angenommenen Ebbe-Hoch geprägt.

Regressive und transgressive Impulse kurz vor und nach der Devon/Karbon-Grenze spiegeln sich in der Wechsellagerung von Kalkknollenschiefern, Ton- und Siltsteinen, Sandsteinen und Schwarzschiefern wider. Der durch die Vertiefung des Schurfes erstmals in der Lüdenscheider Mulde nachgewiesene Hangenberg-Schwarzschiefer beweist, daß die ihn verursachende eustatische Transgression auch zu dieser Zeit in beckenexponierter Lage zur Bildung bituminöser Ablagerungen geführt hat.

Der regressive Trend unmittelbar vor der Devon/Karbon-Grenze führte dann zu verstärkter Sandschüttung, und die bei Stockum abgelagerten Bänke des Hangenberg-Sandsteins deuten mit ihrem hohen Gehalt an Feldspat und zum Teil nur geringem Rundungsgrad der Quarzkörner auf einen kurzen Sedimenttransport hin (KEUPP & KOMPA 1984). In dieser Hinsicht entsprechen die Stockumer Klastika jenen der auf dem Nordflügel des Remscheid-Altener Sattels gelegenen Lokalitäten, wie zum Beispiel am Bahnhofpunkt Oese.

Die Anreicherung klastischen Materials wurde nur kurzfristig zu Gunsten kalkdetritischer Schüttungen unterbrochen; es entstanden die Stockumer Kalkbänke und Kalklinsen. Es finden sich bei ihnen – wie bei den allodapischen Kalksteinen üblich – alle Übergänge vom Mikrit zum Rudit. Typisch sind für sie die Wechsellagerung mit Peliten und Psammiten, so wie sie auch schon im Schliffbereich zum Ausdruck kommt (vgl. mikrofazielle Beschreibung). Ferner treten bankinterne Strukturen auf (Gradierung). Lagenweise sind Bioklasten angereichert, die zum Teil aus benthischen Flachwasserbewohnern aus Riffbiotopen bestehen. Ooide und Pelloide sind entwickelt. Charakteristisch ist schließlich die Ausbildung linsenförmiger, in die Siliciklastika eingeschalteter Carbonatkörper. Das kalkdetritische Material läßt sich zwanglos vom Ebbe-Hoch ableiten.

Mit dem Beginn der folgenden, durch die Liegenden Alaunschiefer weiträumig dokumentierten Transgression spielen vorhandene Reliefunterschiede nur noch eine untergeordnete Rolle. Wie in weiten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, so deuten auch hier die kieseligen Ablagerungen auf eine Vertiefung des Beckens hin. Ab Visé treten zusätzlich mächtige Kalkturbidite hinzu. Mächtigkeitsschwankungen führen zu einem asymmetrischen Aufbau der Synklinale: Der am Südflügel der Lüdenscheider Mulde in bis zu 100 Meter Mächtigkeit entwickelte Hellefelder Kalk ist auf dem Remscheid-Altener Sattel nur als dünnbankige Einlagerung in den Kieselkalkhorizont vertreten. Hingegen führten Suspensionsströme im Ober-Visé zum Aufbau des über 100 m mächtigen Kulmplattenkalkes auf dem Remscheid-Altener Sattel, welche aber die Stockumer Umgebung nicht erreichten.



**Stockum  
Schurf II**

*expansa* - Mittlere *praesulcata*-Zone ?

Obere *praesulcata*-Zone ? *sulci*- *dupl.*-Zone

### 3. Das Profil von Stockum

#### 3.1. Geländeaufnahme (D. KORN)

Im Hangenden der grünlichgrauen Kalkknollenschiefer, welche an der Böschung direkt nördlich des Forstweges angeschnitten sind (Abb. 2, 3), wurden durch den neuen, 45 Meter langen Schurfgraben mit durchschnittlich 45° NNW einfallende Schichten in einer Mächtigkeit von 28 Metern aufgeschlossen. Es ist eine Wechsellagerung von Ton-, Silt-, Sand- und Kalksteinen, die sich von unten nach oben in mehrere lithologische Abschnitte untergliedern läßt:

– Zuerst sind an der Böschung rötliche bis grünliche Kalkknollenlagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit aufgeschlossen (unterhalb von Schicht 188), welche voneinander durch 30 bis 50 cm dicke Tonsteinschichten getrennt werden.

– Schichten 187 bis 163: 7,20 m graue bis bräunliche Tonsteine, die in einigen Bereichen einen geringen karbonatischen Anteil aufweisen. Etwa in der Mitte ist eine fast 10 cm dicke, dunkelgraue, splittrige Knollenkalkbank eingelagert (Schicht 172). Im obersten Teil (Schichten 163 bis 165) befinden sich kleine, Ostracoden-reiche, dunkle Kalksteinknollen; aus diesem Bereich lieferten die Tonsteine zahlreiche Ostracoden und Trilobiten.

– Schichten 162 bis 152: 250 cm siltige Tonsteine mit einigen harten, feinkörnigen Sandsteinbänken. An der Basis befindet sich ein 35 cm dickes Schwarzschieferpaket (Schicht 162) und am Top ein 25 cm mächtiger, tonreicher, bituminöser und stark verwitterter Kalkstein (Schicht 152). Die untere Lage ist dem Hangenberg-Schwarzschiefer zuzuordnen; leider lieferte die obere Lage keine Makro- und Mikrofossilien.

– Schichten 151 bis 116: 9,40 m siltige Tonsteine mit wenigen dünnen Sandsteinlagen. Makrofossilien konnten nicht gefunden werden.

– Schichten 115 bis 93: 5,40 m mächtige Wechsellagerung von Ton- und Sandsteinen; ferner sind in der Mitte mehrere sandige Kalksteine und Kalksteinlinsen eingeschaltet. Über einem charakteristischen, 60 cm dicken bröckeligen Tonstein (Schicht 110) an der Basis dieses Abschnitts folgt die mächtigste – 50 cm dicke – Sandsteinbank des gesamten Profils (Schicht 109). Unmittelbar darüber liegen zwei dünne Kalksteinplatten und dann 110 cm hellbraune Tonsteine. Hier sind mehrere karbonatische Lagen entwickelt:

– Schicht 105: sehr harte, fossilarme, dunkelgraue Kalksteinlinsen von maximal 6 cm Mächtigkeit und 30 cm Durchmesser.

– Schicht 103: sehr fossilreiche, dunkelgraue Kalksteinlinsen mit bis zu 8 cm Mächtigkeit und 50 cm Durchmesser. Es handelt sich dabei um den Horizont der bereits von H.SCHMIDT (1924: 106) beschriebenen *Goniatitenfauna*, der laut Definition von ALBERTI et al. (1974: 263) der *stratum typicum* des Stockumer Kalkes ist.

– Schicht 100: eine dunkelgraue, etwas sandige und im oberen Teil wulstige Kalksteinbank mit bis zu 8 cm Mächtigkeit. Die Bank enthält zahlreiche kleine Schalen von Ammonoiten und Ostracoden. Es ist wahrscheinlich jene Bank, welche in der Profilzeichnung des Schurfes I von ALBERTI et al. (1974: 267) mit der Bezeichnung „Stockum Limestone“ versehen worden ist (siehe Abb. 9).

– Schichten 97 und 95: Bis 60 cm dicke Kalkstein-Doppellage, die durch reichlichen Sandanteil gekennzeichnet ist und keine Makrofossilien, aber eine individuenreiche Conodontenfauna lieferte.



Abb. 3: Profilsäule der im Schurfgraben aufgeschlossenen Schichtfolge mit den aufgefundenen Miosporen-Vergesellschaftungen und Conodonten-Zonen.

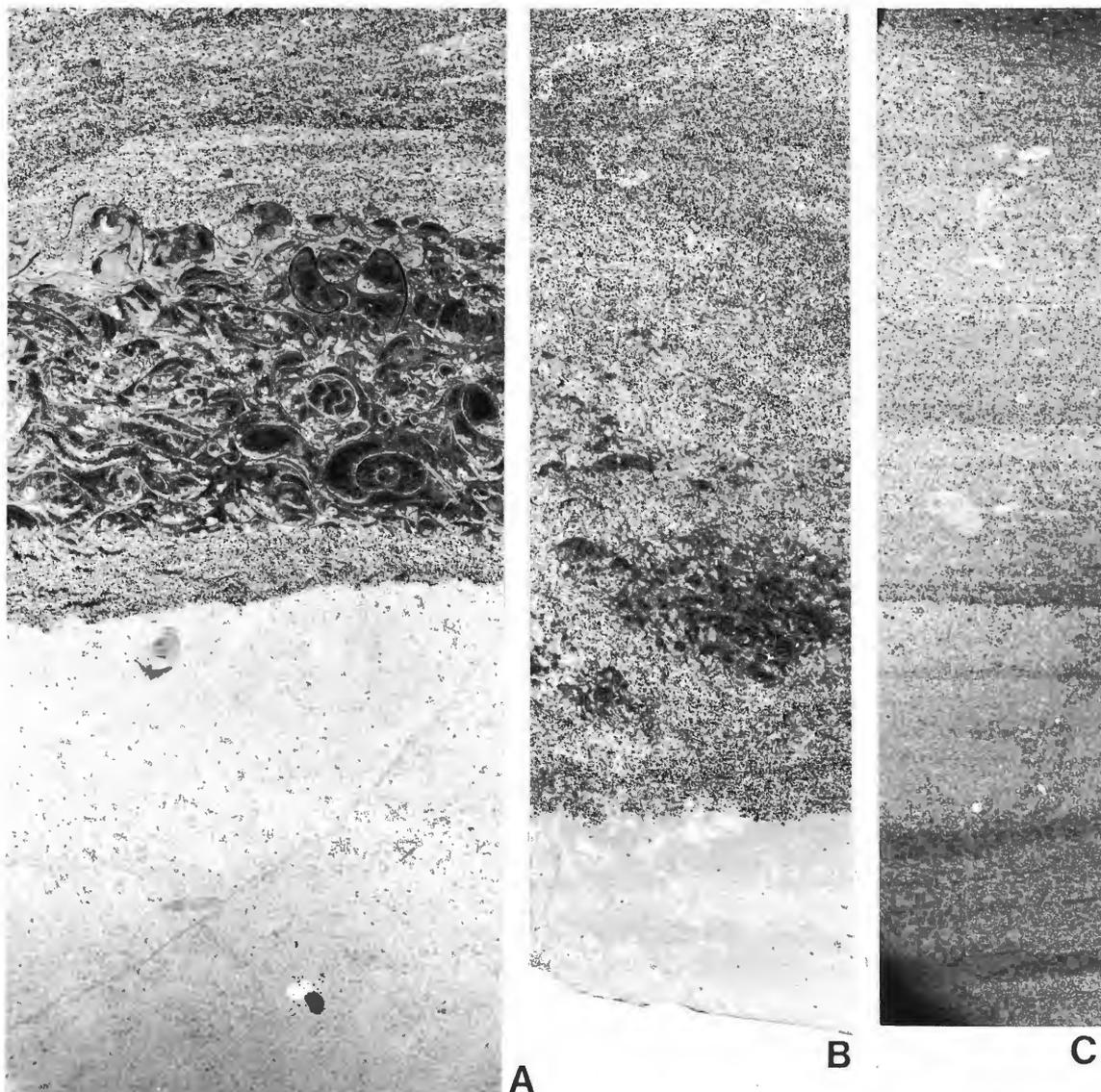


Abb. 4: Mikrofazies der Kalksteinlagen aus dem neu angelegten Schurf II; Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets  $\times 3$  [ausführliche Beschreibung in Kap. 3.2.].

- A. Schicht 103 (Stockumer Kalk), BGR Ma 12313: Basaler 3,4 – 3,5 cm mächtiger quarzhaltiger, pyritführender Mikrit mit Sparitflecken. Geringe Fossilführung. Darüber folgt ein 2,5 – 3 mm mächtiger schillführender feldspathaltiger Siltstein, der von einem 1,4 – 1,5 cm mächtigen Cephalopodenfragmente enthaltenden Biosparrit abgelöst wird. Er geht zum Hangenden abrupt in einen feldspathaltigen Siltstein über.
- B. Schicht 100, BGR Ma 12314: Ein 3 bis 10 mm mächtiger basaler Mikrit wird von einem quarzhaltigen Biomikrosparit mit Filamenten und Gehäusequerschnitten von Cephalopoden, Gastropoden, Ostracoden, Brachiopoden und ? Foraminiferen überlagert.
- C. Schicht 105, BGR Ma 12315: Rhythmische Wechsellagerung von hellen quarzreichen Siltstein- und dunklen, quarzarmen, stärker Pyrit enthaltenden Tonsteinlagen. Ton- und Silsteinlagen sind z.T. 200  $\mu\text{m}$  mächtig. Fossilien sind nur spärlich vorhanden.

– Schichten 92 bis 50: 3,60 m mächtige Tonsteine mit Einlagerung von 5 bis 10 cm starken sideritischen Kalksteinlagen mit wulstig-knolliger Struktur. Makrofossilien konnten nicht gefunden werden; es ist aber zu vermuten, daß es sich bei diesem Profilabschnitt um ein Äquivalent des Hangenberg-Kalkes handelt.

### 3.2. Mikrofazies-Analyse (C.-D. CLAUSEN)

Die Beschreibung erfolgt vom Liegenden zum Hangenden:

– Schicht 108: Infolge unterschiedlichen Eisenhydroxidreichtums schwach gebänderter Siltstein. Im Gegensatz zum makroskopischen Eindruck sind unter dem Mikroskop kaum Schichtdifferenzierungen möglich. Glimmer wie in anderen Schriffen ss-parallel eingeregelt. Feldspäte (Plagioklase) 100 µm groß, Quarze 100-120 µm groß.

– Schicht 107: Es liegt eine Wechsellagerung von einerseits dunkel- bis hellbraunen eisen-schüssigen, andererseits grauen eisenfreien bis eisenarmen Lagen im Zehntel Millimeter- bis Millimeter-Rhythmus vor. Es sind angulare Quarze, Feldspäte, schichtparallele Glimmer und Pyrit vorhanden. Ein Teil des Eisenhydroxids kann von der Verwitterung des Pyrits herrühren.

– Schicht 105 (Abb. 4C): Rhythmische Wechsellagerung von hellen quarzreichen Siltstein- und dunkleren quarzarmen, mehr Pyrit enthaltenden Tonsteinlagen.

Siltsteinlagen mit Calcitaggregaten, undulös auslöschenden, randlich korrodierten Quarzen, parallel zur Schichtung orientierten Glimmern und Feldspäten von 60-100 µm Größe.

Tonsteinlagen mit zahlreichen, aus sich miteinander verzahnenden Calcitkörnern aufgebauten Calcisphaeren, welche von Mikrithüllen umgeben sind. Ihr Durchmesser beträgt 100-120 µm. An Fossilien treten calcitgefüllte Ostracoden und weitere, nicht bestimmbar, pyritisierte, struktur-bietende Fragmente auf. Die Lagen sind laminiert, was auf ein ruhiges Ablagerungsmilieu schließen läßt. Es sind Mikrostylolithen vorhanden, welche die Tonsteinlagen vor allem senkrecht zu ss durchsetzen. Ton- und Siltsteinlagen sind zum Teil nur 200 µm mächtig. Calcitgefüllte Mikroklüfte durchziehen senkrecht sowohl Siltstein- als auch Tonsteinlagen.

– Schicht 103 (= Stockumer Kalk, Abb. 4A): In diesem Schriff ist eine Wechsellagerung von mehreren, unterschiedlich mächtigen, im Folgenden als Lagen a-e gekennzeichneten und beschriebenen Horizonten vorhanden.

Lage e: Filamente führender feldspathaltiger Siltstein. Vereinzelt treten convolute und orthocone Cephalopoden auf.

Die Lage e ist aufgliederbar in einen

– basalen 5 mm mächtigen, stärker eisenhydroxidhaltigen und sporadisch Quarzkörner von 50-60 µm Größe führenden Abschnitt;

– in einen hangenden 6 mm mächtigen, mehrere Quarzkörner von 70-80 µm Größe führenden Abschnitt.

Lage d (1,4 bis 1,5 cm): Cephalopodenführender Biosparrudit mit geopetalem Gefüge.

Lage c (2,5-3 mm): Schillführender, feldspathaltiger Siltstein, Quarze (angular) und Feldspäte von 50 bis 80 µm Größe. Die auftretenden Pyrite haben Größen zwischen 20 und 50 µm. In „Gewölbt-Oben“-Lagen der fast immer parallel zu ss ausgerichteten Schalenquerschnitte treten Sparitanhäufungen auf (geopetales Gefüge).

Lage b (2,5-2,6 cm mächtig): Quarzhaltiger, pyritführender Mikrit, z.T. mit großen Pyritaggregaten und Grobsparitflecken. Die Fossilführung ist gering. Es sind vorhanden Filamente, Ostracoden, Crinoidenreste und ein großer Cephalopodenquerschnitt. Die Fossilien enthalten z.T. Sparithauben.

Lage a (0,9 mm mächtig): Etwas quarzreichere Schicht, 50-60 µm große angulare Quarze, pyrithaltig.

– Schicht 100 (Abb. 4B): Basaler Mikrit mit einer überlagernden Wechselfolge von quarzhaltigen Biomikrosparen mit diagonal geschichteten Biosparruditen.

Ein 3 bis 10 mm mächtiger, Feinstquarz und Schwefelkies führender Mikrit wird von einem quarzhaltigen Biomikrosparen überlagert. Die Auflagerungsfläche ist unregelmäßig gewellt. Die Quarze sind angular mit durchschnittlich 50 µm Durchmesser. Die biogenen Komponenten setzen sich aus Gehäusequerschnitten (Cephalopoden, Gastropoden, Ostracoden, Brachiopoden, ? Foraminiferen) und Filamenten (Brachiopoden, Trilobiten) zusammen. Die Sedimentation erfolgte offensichtlich rasch. Eine „Gewölbt-Oben“ und „Gewölbt-Unten“- schichtparallel ausgerichtete Lage der Filamente ist ebenso verbreitet wie eine diagonale Position. Im oberen Teil der Querschnitte sowie in den „Gewölbt-Oben“-Lagen sind Sparithauben (geopetale Gefüge) verbreitet. Die tieferen, vom Sparit nicht eingenommenen Anteile sind hier mit uniformem Mikrit ausgefüllt, welcher sich deutlich vom umgebenden Sediment abhebt. Mikrostylolithen, entstanden durch Drucklösungssutturen, sind gelegentlich ausgeprägt. Die 3 bis 7 mm mächtigen Biosparrudit-Horizonte werden mehrfach von schräg zur Schichtung gerichteten quarzreichen Lagen abgeschnitten (Diagonalschichtung), was auf rasche Schüttung und Platznahme (? Tempestite) hinweist. Die Biosparrudit-Lagen erhalten dadurch ein linsenförmiges Aussehen.

– Schicht 97: Feingeschichteter, schwefelkiesführender, feldspathaltiger Grobsiltstein mit Feinsandsteinlagen.

In einer aus Calcit (mit Drucksutturen), Feinstquarz, neugebildetem Serizit und Limonit bestehenden Grundmasse sind Quarze, Feldspäte, Glimmer, Erz und einige längliche, von Mikritrinden umgebene Leisten (? Fossilrelikte) eingelagert. Die Feldspäte (Kalifeldspäte und Plagioklase, durchschnittlich 90-110 µm groß) sind randlich korrodiert und im Innern umgeformt. Die 50 bis 100 µm großen Quarze sind angular bis subangular und ebenfalls randlich korrodiert. Das Erz (wahrscheinlich Schwefelkies) setzt sich aus kleinen Kügelchen (ab 20 µm) und bis zu 250 µm großen Aggregaten zusammen. Der Grundmassenlimonit ist durch die Zersetzung des Schwefelkies entstanden. Die Glimmerleisten sind nicht eingeregelt und variieren zwischen 150 und 250 µm Länge.

## 4. Biostratigraphie

### 4.1. Ammonoideen (D.KORN)

Gegenüber früheren Befunden (KORN 1984) ist keine grundsätzliche Revision der Ammonoideen-Stratigraphie erforderlich; das bereits beschriebene Faunenspektrum der fossilreichen Kalksteinlinsen (Schicht 103 = Stockumer Kalk) konnte durch die erneuten Aufsammlungen nicht mehr erweitert werden.

Galt die Stockumer Acutimitoceraten-Fauna noch 1984 als exotisch (eine gleichaltrige Faunengesellschaft war nur vom Müssenberg bekannt), so hat sich der Kenntnisstand über die Ammonoideen dieses Horizontes in den letzten Jahren erheblich erweitert: Vergleichbare Faunen – wenngleich auch meist nicht so artenreich – konnten außer am Müssenberg an verschiedenen Lokalitäten im Rheinischen Schiefergebirge (Aprath – KORN & THOMAS 1988, KORN 1992b; Hasselbachtal – BECKER 1988; Drewer – KORN 1991), in Ostthüringen (Saalfeld – BARTZSCH & WEYER 1986), in Oberfranken (Gattendorf – KORN 1993), in den Karnischen Alpen (Grüne Schneid – KORN 1992a) und in der Montagne Noire (Puech de la Suque – KORN 1993) nachgewiesen werden. Es hat sich gezeigt, daß die Stockumer Acutimitoceraten-Fauna nicht etwa eine verkümmerte, aber zeitgleiche Fauna der *Gattendorfia*-Stufe ist, sondern daß das Fehlen der Goniatiten-Gattungen *Gattendorfia*, *Eocanites* etc. auf ein geringfügig höheres stratigraphisches Alter zurückzuführen ist.

Die Ammonoideen-Fauna des Stockumer Kalkes besteht aus den folgenden sieben Arten:

*Acutimitoceras kleinerae* KORN 1984  
*Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923)  
*Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1839)  
*Acutimitoceras carinatum* (H.SCHMIDT 1924)  
*Acutimitoceras stockumense* KORN 1984  
*Acutimitoceras prorsum* (H.SCHMIDT 1925)  
*Nicimitoceras caesari* (KORN 1984)

Die drei zuerst genannten Arten besitzen nur geringen Leitwert – sie treten in großer Individuenzahl auch in der *Gattendorfia*-Stufe auf und zählen dort zu den häufigsten Goniatiten.

Die letzten vier Arten hingegen sind in ihrer stratigraphischen Verbreitung ganz auf die *Acutimitoceras*-Fauna (=prorsum-Zone) beschränkt. Hinsichtlich ihrer Gehäuseform, Ornamentierung und Lobenlinie können sie bereits als fortgeschritten gelten. Ob die eigentümlichen Arten *Ac. carinatum*, *Ac. stockumense* und *Ac. prorsum* Deszendenten in der *Gattendorfia*-Stufe besitzen, kann zur Zeit als unwahrscheinlich gelten. *Nicimitoceras caesari* hat sehr ähnliche Verwandte in der *Gattendorfia*-Stufe, die sich durch schrittweise Verflachung des Gehäuses und Zuschärfung der Externseite auszeichnen (*N. trochiforme* – *N. subacre* – *N. acre*).

Die an anderen Lokalitäten in der prorsum-Zone gefundenen Clymenien (Müssenberg: *Cymaclymenia striata* – KORN 1989; Drewer: *Cymaclymenia evoluta* etc. – KORN 1991, KORN et al., dieser Band), liegen aus dem Stockumer Kalk bislang nicht vor.

Andere Schichten des Stockumer Profils lieferten keine bestimmbareren Ammonoideen. Deshalb muß eine Untergliederung des Profils in Ammonoideen-Zonen unterbleiben.

#### 4.2. Trilobiten (R. FEIST & K. LEUSCHNER)

Der neu angelegte Schurf führte in mehreren Lagen knapp unter dem Hangenberg-Schwarzschiefer (Schichten 163, 164, 165), sowie in einer dünnen, entkalkten Lage (Schicht 102) über dem Stockumer Kalk zahlreiche Trilobitenreste. Das Material ist durch Verdrückung schlecht erhalten und manchmal nur auf Gattungsniveau zu bestimmen. Dagegen liegen die von H. ALBERTI (ALBERTI et al. 1974) angeführten Trilobiten aus einer Kalklinse des Schurfes I in guter, unverzerrter Kalkerhaltung vor. Der Stockumer Kalk des gleichen Niveaus im vertieften Schurf II hat jedoch erstaunlicherweise keine Trilobitenreste geliefert.

Insgesamt sind die Faunen im Vergleich zu den gleichaltrigen Vorkommen aus den Schwellenprofilen benachbarter Gebiete recht eintönig: Unter den Phacopiden sind *Dianops* und „*Cryphops*“, unter den Proetiden *Typhloproetus* und *Chaunoproetus* mit nur je einer Art vertreten. Demgegenüber sind die disartikulierten Panzerteile, besonders in Schicht 164, lumachellenartig angehäuft. Die Exemplare liegen in Steinkernerhaltung vor, häufig sind die Schalen auch diagenetisch durch Fe-Hydroxid-Minerale ersetzt.

Unterhalb des Hangenberg-Schwarzschiefers sind ausnahmslos blinde, beziehungsweise mit „*Cryphops*“ reduziert-ägige Taxa vertreten. Dies spricht für bathymetrisch tiefere Umweltverhältnisse, zumal gleichaltrige Flachwasserformen wie *Phacops granulatus* und *Omegops accipitrinus* sowie Vertreter von *Pseudowaribole* und *Waribole* fehlen.

Die Trilobitenfauna der Schichten 163 bis 165 besteht aus:

*Dianops anophthalmus* (FRECH 1892) – 163, 164, 165  
„*Cryphops*“ *wocklumeriae* (Rud. & E. RICHTER 1926) – 163  
*Chaunoproetus stockumensis* H.ALBERTI 1974 – 164  
*Typhloproetus* sp. – 163, 164, 165

Diese Fauna ist typisch für die *Wocklumeria*-Stufe. Wie bereits aus zahlreichen Profilen bekannt, reichen Phacopiden bis an das Schwarzschiefer-Niveau heran, ohne es zu überschreiten.

Oberhalb des Hangenberg-Schwarzschiefers kommen ausschließlich großäugige Trilobiten vor. Dies dürfte ein Hinweis auf die Verflachung bis in die photische Zone des vormals tiefen Ablagerungsraumes darstellen. Der auffallende Faunenwechsel im Bereich des Hangenberg-Schwarzschiefers ist nicht nur im Ostrheinischen Schiefergebirge (Müssenberg – HAHN in LUPPOLD et al. 1984; Drewer – LEUSCHNER, dieser Band), sondern auch in den Karnischen Alpen (Grüne Schneid – FEIST 1992) und in der Montagne Noire (La Serre – FLAJS & FEIST 1988) zu beobachten. Es handelt sich bei den bisher bekannten Profilen jedoch stets um Bereiche der Schwellenfazies mit pelagischen Cephalopodenkalk-Abfolgen. Der Faunenwechsel wird nun zum ersten Mal auch aus einem Beckenprofil mit vorwiegend terrigener Sedimentation bekannt.

Die von H. ALBERTI (1974) angeführten Trilobiten aus dem Stockumer Kalk selbst (Probe 200, Schurf I) sowie aus den liegenden sandigen Tonsteinen (Probe 923 Schurf II) lagen uns zur Revision vor. Ergänzendes neues Material stammt aus dem vertieften Schurf II aus dem unmittelbaren Hangenden (Schicht 102) des Stockumer Kalkes. Alle Proben enthalten in Übereinstimmung mit H. ALBERTI *Belgibole abruptirhachis*. Dieses Taxon wurde als Leitfossil an der Devon/Karbon-Grenze angesehen (HAHN et al. 1990). Dementsprechend war seine Präsenz im Stockumer Kalk ein wesentliches Argument für dessen Zuweisung ins basale Unter-Karbon (ALBERTI et al. 1974). Inzwischen sind aber einige Lokalitäten bekannt geworden, in denen *B. abruptirhachis* schon vor der durch *Siphonodella sulcata* definierten Devon/Karbon-Grenze erscheint (Müssenberg – LUPPOLD et al. 1984; Grüne Schneid – FEIST 1992; Puech de la Suque – LETHIERS & FEIST 1992; Drewer – KORN et al., dieser Band).

Das restliche mit *B. abruptirhachis* vergesellschaftete Material wurde von H. ALBERTI weitgehend *Cyrtosymbole (Macrobole) = Semiproetus (Macrobole)*, darunter besonders der unterkarbonischen Leitform *drewerensis*, zugeordnet. Es stellt sich aber heraus, daß das gesamte Material zum Formenkreis um *Semiproetus (Macrobole) funirepus* (FEIST 1988) gehört. Dieser Formenkreis, dem auch „*Perliproetus*“ *gradatus* Rud. & E. RICHTER 1926 angehört, wird zur Zeit analysiert (Dissertation K. LEUSCHNER). Wenn auch *funirepus* selbst in Südfrankreich erst in der *sulcata*-Zone auftritt (BRAUCKMANN et al. 1993), sind Vertreter dieser Gruppe an der Grünen Schneid, in Drewer und am Müssenberg (= cf. *gradatus* – HAHN in LUPPOLD et al. 1984) zusammen mit *B. abruptirhachis* schon vor dem Einsetzen von *Siphonodella sulcata* vorhanden.

Zusammenfassend ist also festzustellen, daß die Trilobiten im Stockumer Kalk und direkt benachbarten Bänken, im Gegensatz zu früheren Vorstellungen, nicht zwangsläufig Unter-Karbon anzeigen, sondern durchaus noch dem jüngsten Oberdevon (Obere *praesulcata*-Zone) angehören können.

#### 4.3. Ostracoden (H.GROOS-UFFENORDE)

Der Schurf Stockum II wurde 1971 (vgl. ALBERTI et al. 1974 und GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974) zur Ergänzung von Schurf I nur sehr flach angelegt. Wegen der später erfolgten erheblichen Vertiefung des gesamten Schurfes wurden 1982 und 1989 nochmals Ostracoden-Proben entnommen.

Die dünnen Lagen mit Mergelsteinen und tonigen Kalkknollen im tiefsten Teil des Profiles (= Wegböschung) enthalten z.T. reiche verkieselte Ostracoden-Faunen des Thüringer Ökotyps, die Gegenstand einer getrennten Bearbeitung sind.

Die Tonsteine mit wenigen karbonatischen Lagen und vereinzelt, meist stark verwitterten Knollen (Schicht 187-163) enthalten vereinzelt Steinkerne und Abdrücke von benthischen Ostracoden (Healdiidae, Rectonariidae, Amphissitidae, Tricornidae), häufiger aber Entomozoen (vgl. Tab. 1).

*Maternella (Maternella) hemisphaerica* (Rh. RICHTER 1848) und *Maternella (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN 1913) wurden vereinzelt in Probe GR 1490 bis 1492 gefunden und daher wie Probe GR 889, 890, 932 in die *hemisphaerica/dichotoma*-Zone (=Mittlere *costatus*-Zone in GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974:71) gestellt.

# Stockum, Schurf II

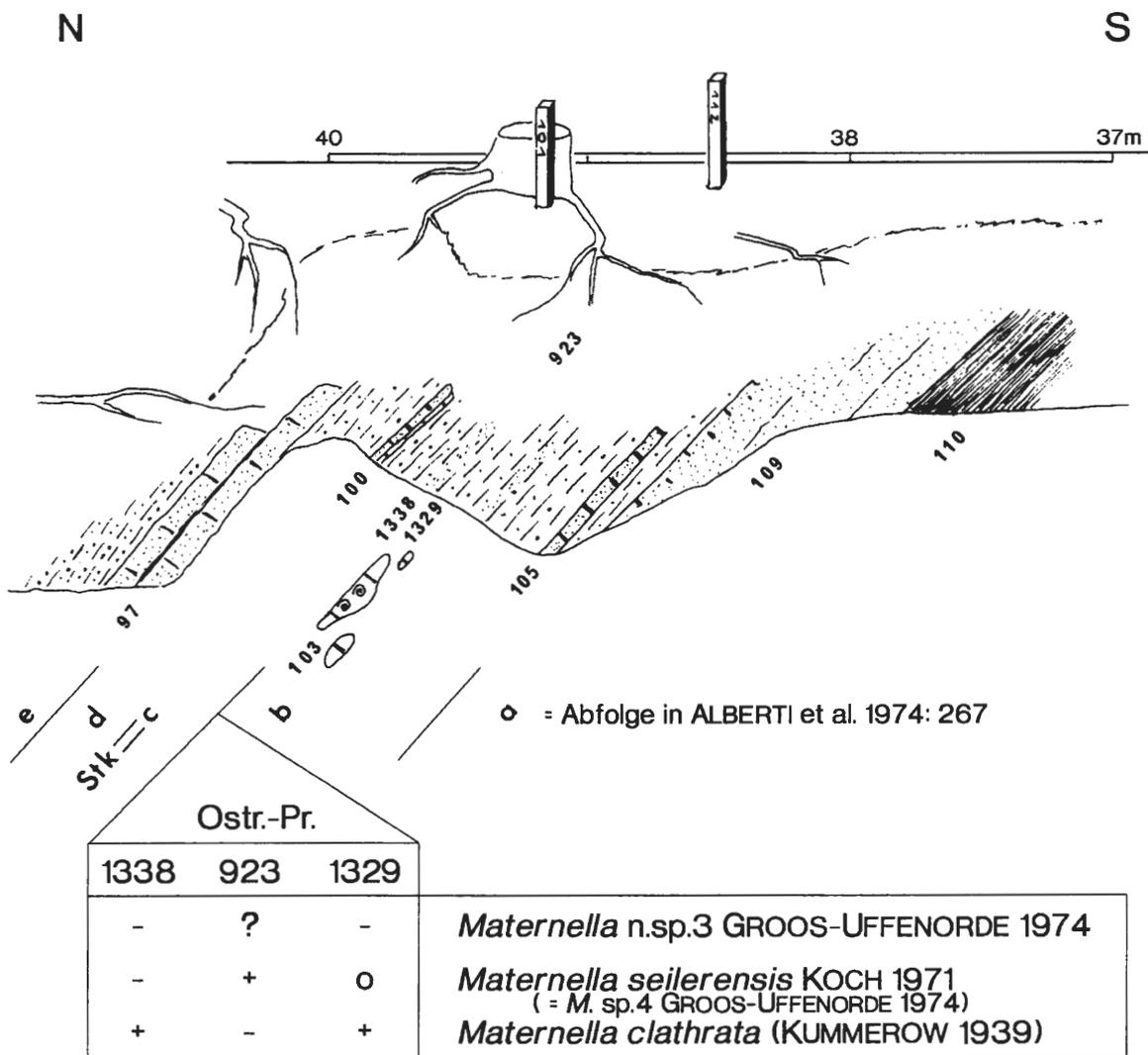


Abb. 5: Entomozoen aus dem oberen Teil des Schurfes, 37-40 m nördlich vom Straßenrand.

Pflock 101 und 112 (der Schicht 100 bzw. 105 entsprechend) sind Markierungen der Profildarstellung PAPROTH & STREEL 1982 für die Exkursion der „IUGS Working Group on the Devonian-Carboniferous Boundary“.

Nach RABIEN (1960: 99) ist das *hemisphaerical/latior*-Interregnum durch das Fehlen der oberdevonischen *Maternella* (*M.*) *hemisphaerica* und unterkarbonischen *Richterina* (*Richterina*) *latior* RABIEN 1960 gekennzeichnet. In Thüringen („*Richterina*-Schiefer“ bei Saalfeld) wird diese Zonierung negiert (BARTZSCH & WEYER 1980: 41 und 1982: 35) bzw. als „höchstens in extrem reduzierter Ausbildung“ 0-10 cm unter dem Hangenden Quarzit akzeptiert. Dort treten ebenso wie in Probe GR 886 (= Obere *costatus*-Zone in GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974: 71), GR 1493 bis 1495 *Richterina* (*Richterina*) *striatula* (Rh. RICHTER 1848) und *Richterina* (*Richterina*) *costata* (Rh. RICHTER 1869) massenhaft auf. Zwischen Schicht 162 (Schwarzschiefer) und 110 („Bröckelschiefer“) konnten bisher keine Ostracoden gefunden werden.

Trotz mehrfacher Probennahme fanden sich nur sehr vereinzelt benthische Ostracoden, Entomozoen aber nur in Siltsteinen (Pr. GR 1338 und 1329) zwischen der dicken Sandsteinbank

Stockum, Schurf II				O = >10 Exemplare + = vereinzelt							
GR.-UFF. & UFF. 1974		Profilaufnahme 1989		<i>Maternella (M.) dichotoma</i>	<i>Maternella (M.) hemisphaerica</i>	<i>Maternella sp.</i>	<i>Kuzminaella sp. A</i>	<i>Richterina (R.) costata</i>	<i>Richterina (R.) striatula</i>		
Profil-Meter	Probe	Aufnahme Korn	Ostr.-Pr.								
18,3m	GR886	Basis Schicht 162	GR1495			+	+	o	o		
17,9-18m											
17,8m			Schurf-Meter 38	GR1494				o	o	o	
17,6m				GR1493					o	o	
17,2m				GR1492						o	o
16,2-16,4m				GR1491		+	+	+		o	o
15,5m	GR890	Schurf-Meter 40,5	GR1490					+	o	o	
15,2m											
14,8-15,1m	GR889	Schurf-Meter 44						+	o	o	
12,5m											
11,4m	GR932 (= Siltst. + Mergelstein-Knollen)	Schicht 188									
9,6m											
9,6m	GR931 (= 5cm Mergelstein-Bank)			o	+			+	o		
9,1m										+	+
9,0m = Waldrand											
0,0m = Straßenrand											

Tab. 1: Verbreitung der oberdevonischen Entomozoen in Schurf II.

(= Schicht 109) und Schicht 100 im Bereich der Kalklinsen der Schicht 103 (= Stockumer Kalk). Allerdings waren 1972 (Probe GR 923) nur völlig verwitterte Mulm-Lagen und keine deutlichen Kalkstein-Linsen und Bänke erkennbar. Unverwittertes Gestein wurde damals nur in Schurf I freigelegt.

Die Ostracoden-Fauna der Probe GR 922 (Schurf I) und GR 923 (Schurf II) aus dem unmittelbar Liegenden des „Stockumer Kalkes“ (Schicht 100, Abb. 5) und oberhalb des kalkigen Sandsteins (Top von a sensu ALBERTI et al. 1974 mit *Siphonodella praesulcata*) wurden von BLESS & GROOS-UFFENORDE (1984) als oberes *hemisphaerica/dichotoma* Interregnum des tiefsten Unterkarbon bezeichnet. Die im tieferen Unterkarbon (cd I) häufige *Richterina latior* RABIEN 1960 wurde bisher erst einige Meter im Hangenden des Stockumer Kalkes gefunden, diese ostracodenreichen Schichten wurden aber nach 1972 (GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974) nicht weiter untersucht.

#### 4.4. Conodonten (F.W. LUPPOLD & D.STOPPEL)

Die dünnen Knollenkalk-Lagen an der Basis des Schurfgrabens (Schichten 188, 172 und 164, Abb. 6) lieferten nur vergleichsweise arme Conodonten-Faunen, die stratigraphisch nicht eindeutig eingestuft werden können (Obere *expansa*- bis Mittlere *praesulcata*-Zone). Sie führen die typische *Bispathodus-Palmatolepis*-Biofazies.

Zwischen den Schichten 164 und 108 liegen etwa 15 m Ton- Silt- und Sandsteinlagen, aus denen keine Conodonten-Faunen geborgen werden konnten.

Die karbonatischen Schichten 108, 105, 103 (= Stockumer Kalk) und 100 lieferten Conodonten der Oberen *praesulcata*-Zone. Sie gehören mit ihren relativ armen Conodonten-Faunen in die *Protognathodus*-Biofazies (Abb. 7).

Dagegen lieferte die Schicht 97 etwa 1100 Exemplare, von denen der Großteil den Gattungen *Protognathodus*, *Polygnathus* und ramiformen Elementen angehört. Zusätzlich zu den von ALBERTI et al. (1974: 270-272) genannten Arten konnten in Schicht 97 mehrere Exemplare von *Protognathodus kuehni* nachgewiesen werden. Einige dieser Exemplare werden auf der Taf. 1 abgebildet; sie sollen die Variation innerhalb dieser Art verdeutlichen.

Auch in der darauf folgenden Kalkbank 95 kommt diese Art zusammen mit *Siphonodella* sp. aff. *duplicata* vor. Dieser Abschnitt gehört ebenfalls noch in die *Protognathodus-Polygnathus*-Biofazies, da im gesamten Profilabschnitt die terrigenen Bestandteile (Glimmer und Feinsand) überall im Kalk zu finden sind und somit die *Protognathodus*-Biofazies des flacheren Wassers über die Devon/Karbon-Grenze hinaus anhält.

ALBERTI et al. (1974) geben in ihrer Faunenliste aus ihrer Probe 1008-303 (= Schicht 108 im neuen Schurf), also unterhalb des Stockumer Kalkes, *Siphonodella praesulcata* an.

Conodonten-Proben aus der Wegböschung wurden bereits 1982 aufgelöst (D. STOPPEL). Sie stammen aus dem Rest-Material der fossilreichen Kalkknollen, dessen Inhalt an Goniatiten von KORN (1984) beschrieben worden ist.

Kalksteinknolle 1 (88 Individuen):

*Bispathodus stabilis* (BRANSON & MEHL)

„*Lonchodina*“ sp.

„*Ozarkodina*“ sp.

*Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL

*Polygnathus marginvolutus* GEDIK

*Protognathodus collinsoni* ZIEGLER

*Protognathodus kockeli* (BISCHOFF)

*Protognathodus meischneri* ZIEGLER

*Pseudopolygnathus* cf. *fusiformis* BRANSON & MEHL

Kalksteinknolle 2 (8 Individuen):

*Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL

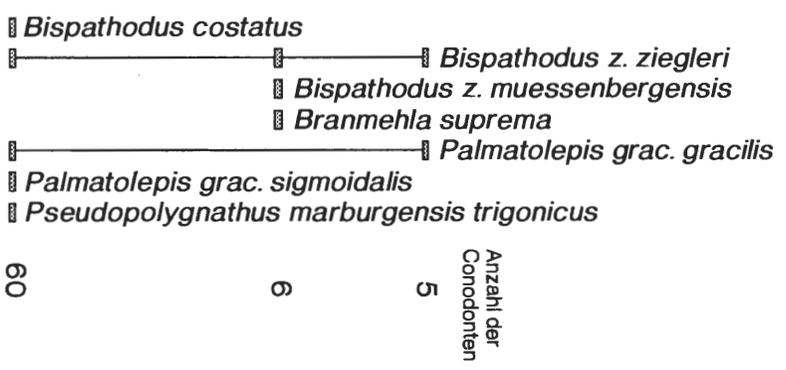
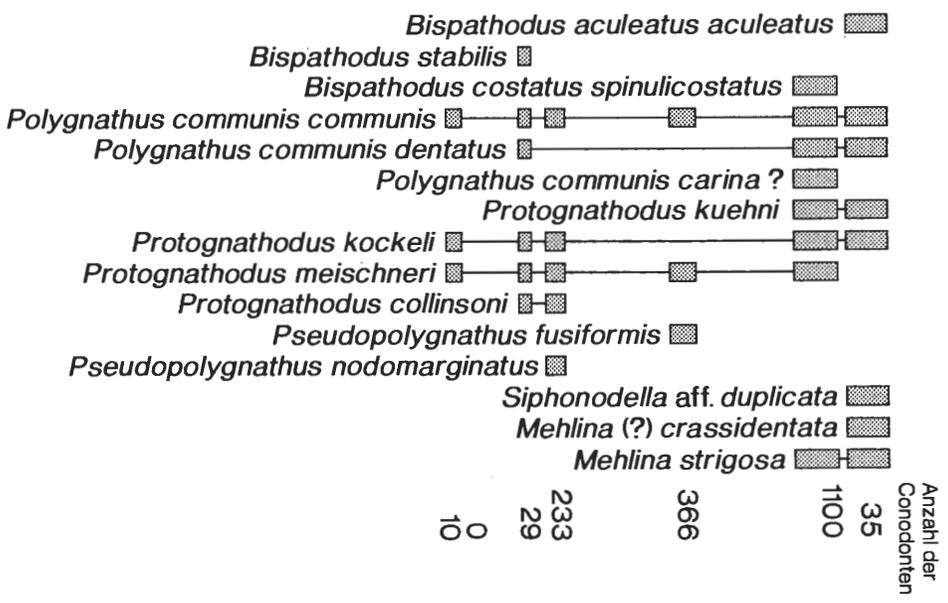
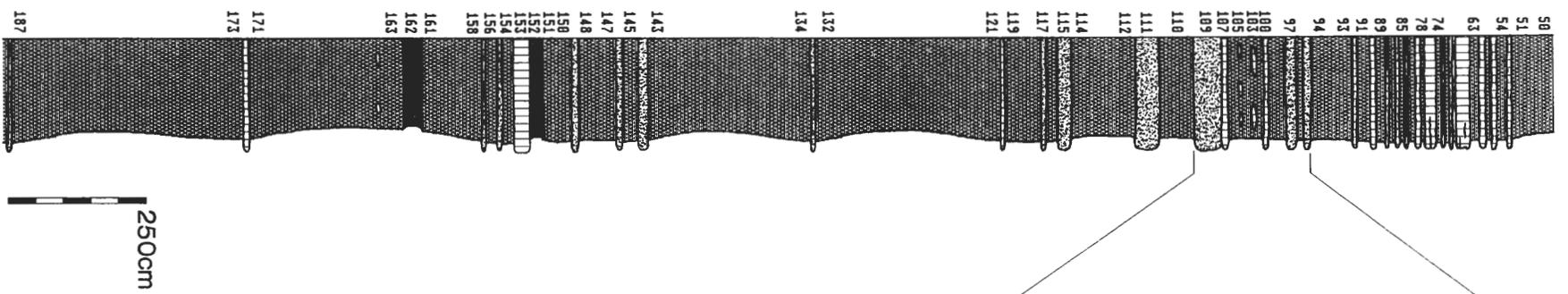
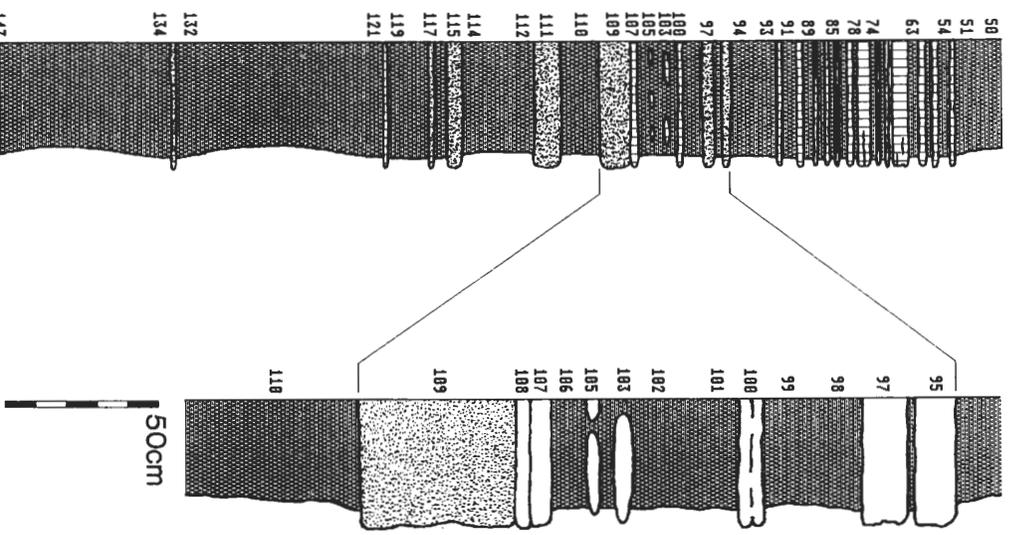
*Polygnathus communis* cf. *carina* HASS

*Protognathodus* sp.

#### 4.5. Miosporen (K.HIGGS & M.STREEL)

21 fossilführende Proben konnten aus dem neuen Stockumer Schurf gewonnen werden (Abb. 8). Das beprobte Intervall ist 16,5 m mächtig und enthält in aufsteigender Reihenfolge den Hangenberg-Schiefer, den Stockumer Kalk und das Äquivalent des Hangenberg-Kalkes.

Die Proben lieferten mäßig gut erhaltene Miosporen (HIGGS et al. 1993), allerdings sind die Vergesellschaftungen recht reich hinsichtlich der Individuenzahl und der Artenvielfalt. Die Vergesellschaftungen können in das im südlichen Irland entwickelte Miosporen-Schema von HIGGS et al. (1988) eingeordnet werden. Sie gehören danach in die *Retispora lepidophyta* – *Verrucosisporites nitidus* – Biozone (LN) oder die darüber folgende *Vallatisporites verrucosus* – *Retusotriletes incohatus* – Zone (VI).



ozeanische Gliederung	offshore		nearshore	
Conodonten- Biofazies	<i>Bispathodus- Palmatolepis</i>		<i>Protognathodus</i>	
bathymetrische Entwicklung (ohne Maßstab)				
Gesteinstyp	vereinzelte Knollenkalksteine und Kalknollen in Tonstein	Tonstein mit Sandsteinbänken und Schwarzschiefern	Kalksteinknollen in glimmerführendem Tonstein	sideritische Kalksteinbänke und Tonstein
lithostratigraphische Einheit	Wocklumer Schichten	Stockumer Kalk	Zeitäquivalent des Hangenberg-Kalkes	
Conodonten-Zone	<i>M. praesulcata</i> ? <i>O. praesulcata</i> ? <i>sulcata</i>			
	DEVON		KARBON	

Abb. 7: Rekonstruierte bathymetrische Entwicklung im Profil Stockum auf der Basis der Conodonten-Biofazies.

#### LN-Biozone

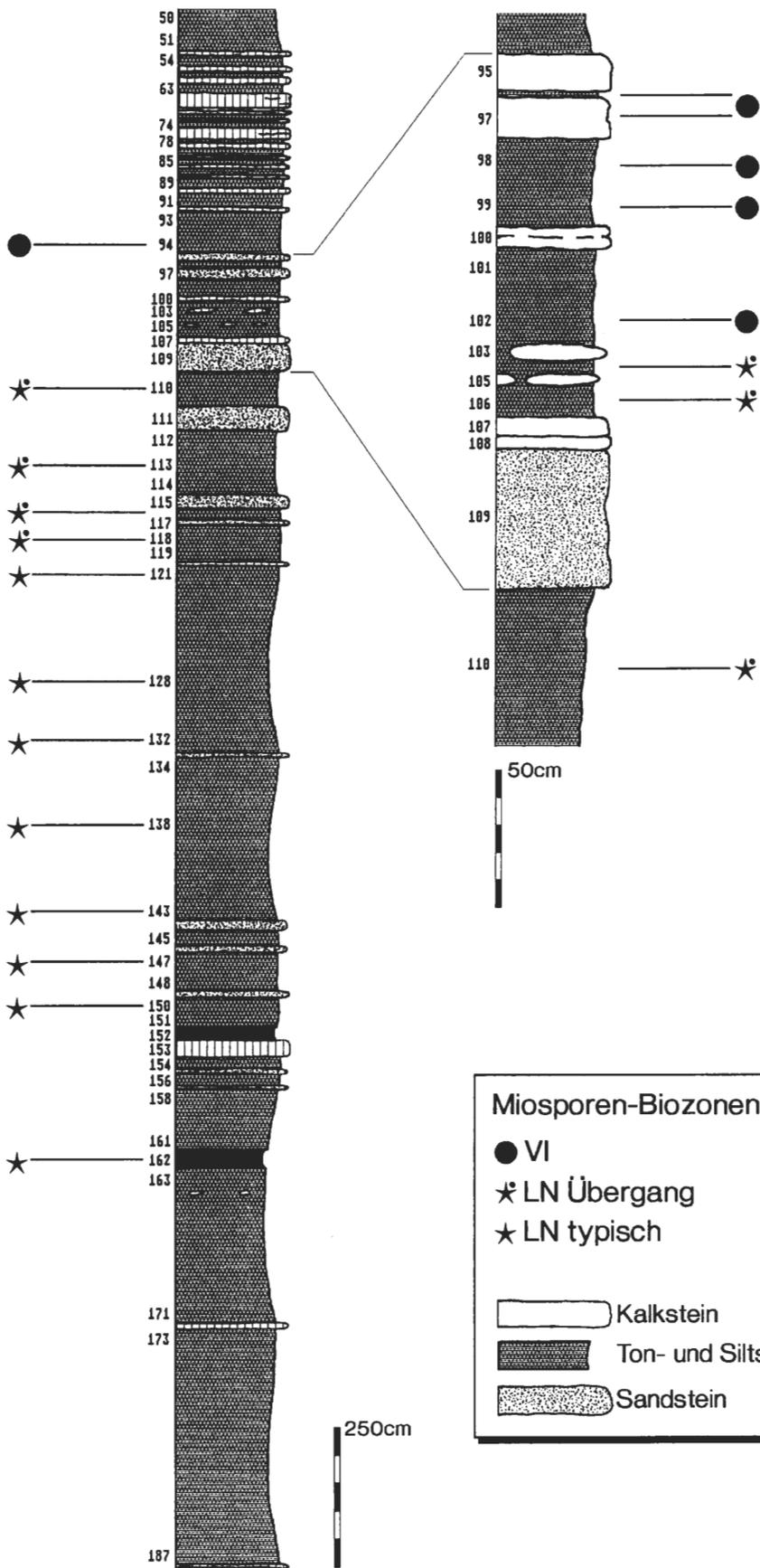
Zwei unterschiedliche Typen von Vergesellschaftungen in der LN-Biozone können in den Proben studiert werden – eine ältere, typische LN-Vergesellschaftung und eine jüngere, durch Übergänge zur VI-Biozone charakterisierte LN-Biozone.

– LN-Biozonen-Vergesellschaftungen der Schichten 162 bis 118: Die neun Proben aus diesem stratigraphischen Intervall werden als typisch für die LN-Biozone angesehen. Sie sind reich in ihrer Zusammensetzung, und das Zonenfossil *Retispora lepidophyta* (KEDO) PLAYFORD macht in charakteristischer Weise 2-25% der Individuen aus. Andere häufige Taxa sind *Vallatisporites hystricosus* (WINSLOW) BYVSHEVA, *V. verrucosus* HACQUEBARD, *Rugospora radiata* (KEDO) BYVSHEVA, *Diducites versabilis* (KEDO) VAN VEEN und *Retusotriletes incohatus* SULLIVAN. Die stratigraphisch wichtigen Arten *Verrucosisporites nitidus* (NAUMOVA) PLAYFORD und *Hymenozonotriletes explanatus* KEDO sind stets in geringer Anzahl vorhanden.

Es muß hier bemerkt werden, daß die Präsenz der LN-Biozone in Schicht 162 (Hangenberg-Schwarzschiefer) ein viel jüngeres Alter anzeigt als der Hangenberg-Schiefer in den Profilen Oese, Apricke und Ober-Rödinghausen, wo Sporen der LL-Biozone gesammelt wurden (HIGGS



Abb. 6: Profilsäule der im Schurfgraben aufgeschlossenen Schichtfolge und die Reichweite der Conodonten-Arten.



& STREEL 1984). Sporen der dazwischen liegenden LE-Biozone liegen vor aus dem Gebiet westlich dieser Profile, von Riescheid bei Wuppertal und dem Hasselbachtal, im Letzteren unterhalb des Tops des Wocklumer Kalkes.

– LN-Biozonen-Vergesellschaftungen der Schichten 116 bis 104: Die sechs Proben aus diesem 4,5 m mächtigen Abschnitt werden in ihrer Komposition als Übergang zur jüngeren VI-Biozone angesehen. *Retispora lepidophyta* ist ein seltenes, aber konstantes Element in diesen Vergesellschaftungen, bezeichnenderweise aber mit weniger als 1% der Individuenzahl. Obwohl andere charakteristische Taxa der LN-Biozone in diesen Proben vorhanden sind, werden sie dominiert von verschiedenen Arten der Gattung *Retusotriletes*, besonders der Arten *R. incohatus* und *R. cf. coniferus* KEDO. In einigen Proben bilden die Exemplare dieser Arten mehr als 50% des gesamten Sporen-Inhaltes.

Diese untypischen LN-Vergesellschaftungen waren bereits bekannt vom oberen Teil der Hangenberg-Schiefer im Hasselbachtal-Profil (HIGGS & STREEL 1984: 160; Proben Hb 22-23 und Hb 18-19). Außerdem wurden sie gefunden in Proben vom Top der Old Head Sandstein-Formation am Courceyan-Stratotyp auf dem Old Head of Kinsale an der Südküste Irlands. Hier nimmt *Retispora lepidophyta* in einem 6,5 m mächtigen Intervall am Top der LN-Biozone in der Anzahl rapide von über 30% auf unter 1% ab.

#### VI-Biozone

Sechs Vergesellschaftungen dieser Biozone wurden in den Schichten 102 bis 94 entdeckt. Die unterste davon (Schicht 102) liegt unmittelbar über dem Stockumer Kalk. Die Proben der VI-Biozone unterscheiden sich von der älteren LN-Biozone durch die Abwesenheit von *Retispora lepidophyta*, *Valatisporites hystricosus*, *Rugospora radiata* und verschiedenen Arten der *Diducites*-Komplex-Vergesellschaftungen. Alle diese VI-Vergesellschaftungen tendieren zu eingeschränkter Diversität, und Individuen von *Retusotriletes* dominieren die Floren.

Die Grenze zwischen den Biozonen LN und VI liegt in einem 20 cm mächtigen Intervall zwischen den Schichten 104 und 102, im Bereich des Stockumer Kalkes (= Schicht 103).

#### 4.6. Das stratigraphische Alter des Stockumer Kalkes (D. KORN, F.W. LUPPOLD, C.-D. CLAUSEN)

Die stratigraphische Einordnung des Stockumer Kalkes sowie die Korrelation der verschiedenen bisher publizierten Ergebnisse wird durch mehrere Schwierigkeiten behindert. Gründe dafür sind die unterschiedlich guten Aufschlußverhältnisse, die erst durch den neuen Schurf erheblich verbessert wurden sowie die nur sporadisch auftretenden Leitfossilien. Ein Vergleich der Profildarstellungen von ZIEGLER (1969), ALBERTI et al. (1974) mit der hier gegebenen (Abb. 9) zeigt, daß die drei unterschiedlichen Aufnahmen nur schwer miteinander zu korrelieren sind. Hier sollen noch einmal die wichtigsten Argumente zur Lösung dieses Problemes gegenübergestellt werden:

– ZIEGLERs (1969) Conodontenfauna entstammt Kalksteinresten der von H.SCHMIDT (1924) aufgesammelten Goniatiten der „*Imitoceras*-Kalklinsen“. Über die genauen Fundumstände kann keine Aussage erfolgen. Aus ZIEGLERs Conodontenfauna wird *Protognathodus* n.sp.A [später von ihm als *Protognathodus kuehni* beschrieben] angegeben, der identisch mit einer aus Nordamerika beschriebenen Art ist. ZIEGLER weist daraufhin, daß es sich hier möglicherweise um eine wichtige Art zur Festlegung der Devon/Karbon-Grenze handelt.



Abb. 8: Profilsäule der im Schurfgraben aufgeschlossenen Schichtfolge mit den Miosporen-Vergesellschaftungen.

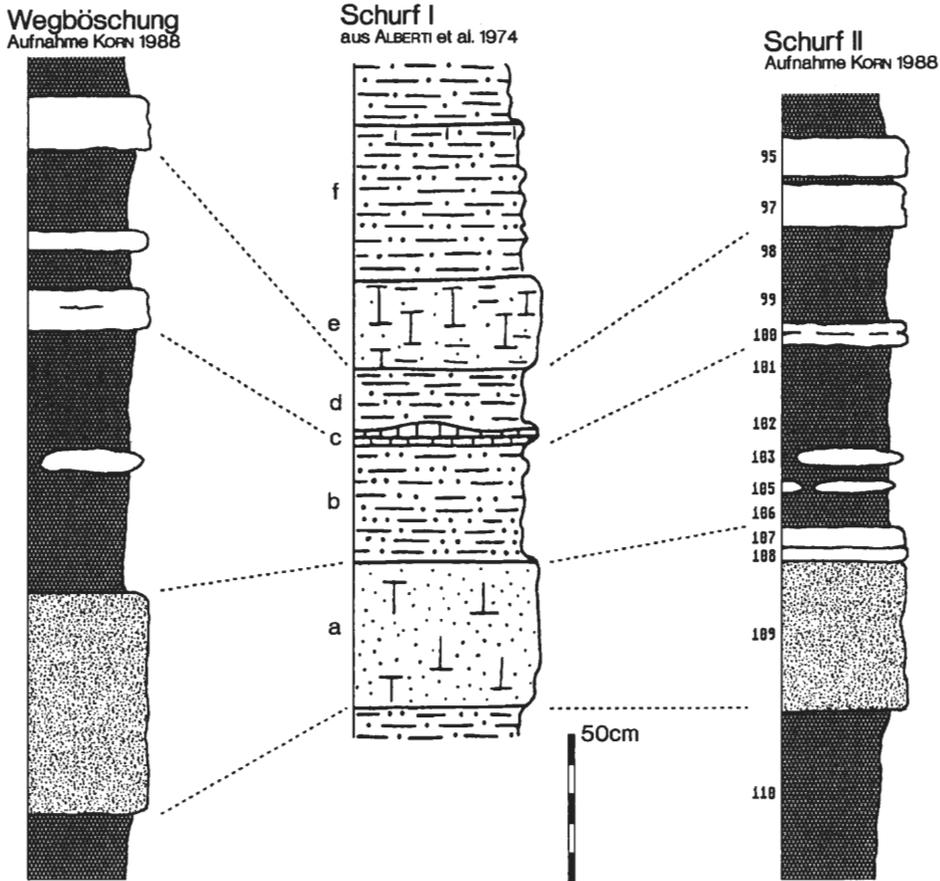


Abb. 9: Gegenüberstellung der neu aufgenommenen Profile mit der von ALBERTI et al. (1974) gegebenen Darstellung.

– Aus Kalksteinknollen aus der Wegböschung, die lithologisch jenen der von H.SCHMIDT beschriebenen Goniatitenfaunen gleichen (Locus typicus und Stratum typicum des Stockumer Kalkes!), konnten zwar Conodonten der Oberen *praesulcata*-Zone gelöst werden (mit den drei *Protognathodus*-Arten *collinsoni*, *kockeli* und *meischneri*), aber *Protognathodus kuehni* wurde nicht gefunden.

– Auch durch Auflösung einer über 8 kg schweren Kalksteinprobe aus der Goniatiten-führenden Schicht 103 (=Stockumer Kalk) im neuen Schurfgraben ließ sich kein Exemplar von *Protognathodus kuehni* gewinnen.

Leider geht aus den Angaben von ALBERTI et al. (1974) nicht hervor, wie groß ihre aufbereitete Gesteinsprobe war. Jedoch erwähnen auch sie ausdrücklich, daß letztere Art im Stockumer Kalk sehr selten ist (nur ein Exemplar in einer ihrer Proben), und das Auffinden auch vom Zufall abhängig sein kann. Im neu aufgenommenen Profil konnte *Protognathodus kuehni* erst in der Schicht 97, ungefähr 80 cm oberhalb des Stockumer Kalkes, in mehreren Exemplaren isoliert werden.

*Protognathodus kuehni* unterliegt ebenso wie *Protognathodus kockeli* einer großen Variationsbreite. *Protognathodus*-Faunen, wie sie hier und in vergleichbaren Profilen (Schurfgraben an der Seiler, ZIEGLER & LEUTERITZ in KOCH et al. 1970) vorkommen, spiegeln einen Faziesraum wider, der von landnahen Suspensionsströmungen genährt wurde.

Wie schon von ZIEGLER (1969: 358) erwähnt, befinden sich keine echten unterkarbonischen Faunenelemente im Stockumer Kalk. ZIEGLER & LEUTERITZ in KOCH et al. (1970) stellen

*Protognathodus kuehni* zwischen die *Protognathodus*-Fauna von Stockum und die basale *Gattendorfia*-Stufe. Obwohl der Fund von *Siphonodella sulcata* nicht in den genannten Profilen gelang, stellen CLAUSEN et al. (1989) den Stockumer Kalk in die *sulcata*-Zone, da sich inzwischen bei einigen Devon/Karbon-Grenzprofilen gezeigt hatte, daß beide Conodonten zeitgleich auftreten.

*Protognathodus kuehni* muß als zusätzliches Indexfossil flacher Ablagerungsräume betrachtet werden. Es eignet sich allerdings schlecht zur stratigraphischen Korrelation mit distalen Faziesräumen, in denen die für die *sulcata*-Zone maßgebliche Art *Siphonodella sulcata* auftritt. Eine Einordnung des Stockumer Kalkes entweder in die Obere *praesulcata*-Zone oder in die *sulcata*-Zone ist deshalb nicht absolut sicher.

Die Ammonoideenfauna dieses Horizontes ist inzwischen auch von anderen, pelagischen Cephalopodenkalk-Profilen bekannt geworden. Vergesellschaftete Conodonten sind stets *Protognathodus*-Faunen, teilweise mit *Protognathodus kuehni*. Von keinem der Profile (Müssenberg, Effenberg – LUPPOLD et al., dieser Band; Drewer – KORN et al., dieser Band; Saalfeld – BARTZSCH & WEYER 1986; Grüne Schneid – SCHÖNLAUB et al. 1992; Puech de la Suque – FEIST, pers. Komm.) ist jedoch *Siphonodella sulcata* zusammen mit der *Acutimitoceras*-Fauna aufgefunden worden. Diese Art setzt stets erst etwas höher, in Schichten mit *Gattendorfia subinvoluta*, ein.

Zweifellos befindet sich der Stockumer Kalk in unmittelbarer Nähe der Devon/Karbon-Grenze; ob man ihn ober- oder unterhalb dieser Grenze ansiedeln will, hängt zur Zeit mehr von der Frage ab, wie man die Kriterien bewertet, weniger von der Tatsache, daß man eine unumstößliche Beweisführung liefern könnte. Aufgrund der Korrelation mit den nunmehr gut bekannten Vergleichsprofilen wird für den Horizont des Stockumer Kalkes ein oberdevonisches Alter angenommen. Es ist offensichtlich der jüngste Fossilhorizont unterhalb der Devon/Karbon-Grenze.

## 5. Dank

Die Autoren bedanken sich besonders bei Frau Amanda KLEINER (Sundern-Stockum) für die Erlaubnis zur erneuten Aufschürfung der Schichtenfolge, die zu erheblich verbesserten Aufschlußbedingungen führte. Herrn Dr. Zdzislaw BELKA (Tübingen) danken wir für zahlreiche Hinweise bei der Herstellung des Manuskriptes.

## 6. Literatur

- ALBERTI, H.; GROOS-UFFENORDE, H.; STREEL, M.; UFFENORDE, H. & WALLISER, O.H. (1974): The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian-Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge). – Newsl. Stratigr., **3** (4): 263-276, Abb. 1, 2; Leiden.
- BECKER, Th. (1988): Ammonoids from the Devonian-Carboniferous Boundary in the Hasselbach valley (Northern Rhenish Slate Mountains). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 193-213, Abb. 1-6, Taf. 1, 2; Frankfurt am Main.
- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1980): Neue Ostracoda aus der *Wocklumeria*-Stufe (Oberdevon) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – Abh. Ber. Naturk. Vorgesch. **12** (2): 34-51; Abb. 1-7; Magdeburg.
- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1982): Zur Stratigraphie des Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – Abh. Ber. Naturk. Vorgesch. **12** (4): 3-54, Abb. 1-14, Taf. 1-6; Magdeburg.
- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1986): Biostratigraphie der Devon/Karbon-Grenze im Bohlen-Profil bei Saalfeld (Thüringen, DDR).- Z. geol. Wiss., **14**: 147-152, 1 Abb., Taf. 1-3; Berlin.
- BLESS, M.J.M. & GROOS-UFFENORDE, H. (1984): Ostracodes at the Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 23-28, Abb. 1-3; Frankfurt am Main.

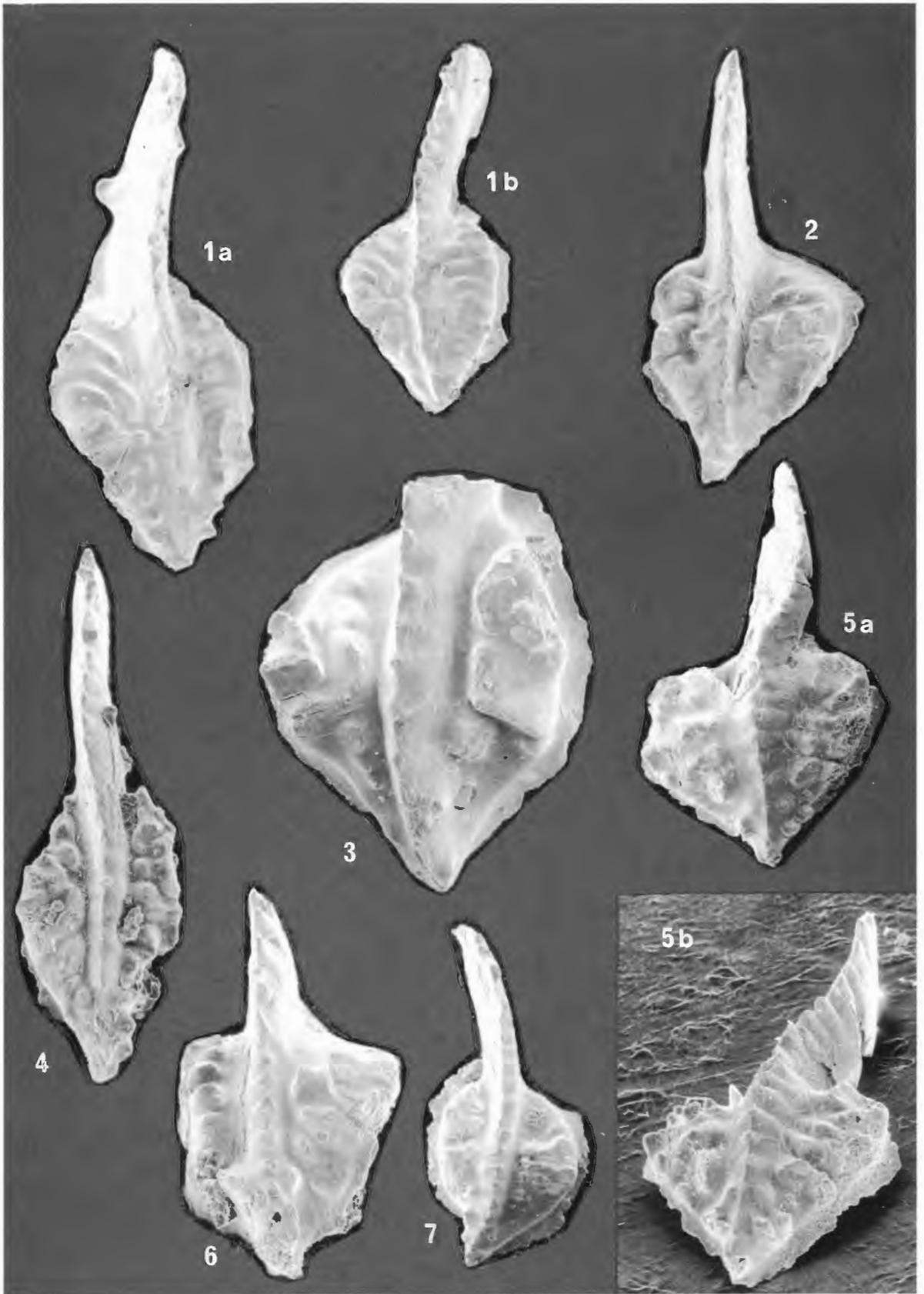
- BLESS, M.J.M., SIMAKOV, K.V. & STREEL, M. (1988): Advantages and disadvantages of a conodont-based or event-stratigraphic Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 3-14, Abb. 1-5; Frankfurt am Main.
- BRAUCKMANN, C., CHLUPAC, I. & FEIST, R. (1993, im Druck): Trilobites at the Devonian-Carboniferous boundary. – Ann. Soc. géol. Belg., **115/2** (für 1992); Bruxelles.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1989), mit einem Beitrag von KORN, D.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 161-226, Abb. 1-27, Tab. 1-12, 1 Taf.; Krefeld.
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). – J. Geol. B.-Anst., **135** (1): 21-47, Abb. 1-2, Taf. 1-4; Wien.
- FLAJS, G. & FEIST, R. (1988): Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 53-107, Abb. 1-15, Taf. 1-11; Frankfurt am Main.
- GROOS-UFFENORDE, H. & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 58-87, Abb. 1-7, Tab. 1-5, Taf. 2-6; Wiesbaden.
- HAHN, G., HAHN, R. & WOLF, C. (1990): *Belgibole abruptirhachis*, Leit-Trilobit an der Devon/Karbon-Grenze. – Senckenbergiana Lethaea, **70** (1/3): 89-103, Abb. 1-2, 1 Taf.; Frankfurt am Main.
- HENKE, W. (1924): Erläuterungen zu Blatt Endorf. – Geol. Kt. Preußen und benachb. Bundesstaaten 1:25 000, Lief. **236**: 1-44; Berlin.
- HIGGS, K., CLAYTON, G. & KEEGAN, J.B. (1988): The stratigraphic and systematic palynology of the Tournaisian rocks of Ireland. – Spec. Pap. Geol. Surv. Ireland, **7**: 1-93, Dublin.
- HIGGS, K. & STREEL, M. (1984): Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern „Rheinisches Schiefergebirge“, Germany. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 157-179, Abb. 1-11, 1 Tab., Taf. 1-4; Frankfurt am Main.
- HIGGS, K., STREEL, M., KORN, D. & PAPROTH, E. (1993): Palynological data from the Devonian-Carboniferous boundary beds in the new Stockum trench 2 and the Hasselbachtal borehole, northern Rhenish Massif, Germany. – Ann. Soc. géol. Belgique, **115/2**; Bruxelles.
- KASIG, W.; KATSCH, A. & KOLLENBERG, W. (1984): Geochemische Untersuchungen im Profil Stockum II (Grenze Devon/Karbon) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge (Sauerland /Deutschland). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 143-155, Abb. 1-14; Frankfurt am Main.
- KEUPP, H. & KOMPA, R. (1984): Mikrofazielle und sedimentologische Untersuchungen an Devon/Karbon-Profilen am Nordrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 139-142, Abb. 1,2; Frankfurt am Main.
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurfarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**: 679-732, Abb. 1-3, Tab. 1-3, Taf. 1-10; Krefeld.
- KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 71-89, Abb. 1-6, Taf. 1-4; Frankfurt am Main.
- KORN, D. (1989): *Cymaclymenia* aus der *Acutimitoceras*-Fauna (*prorsum*-Zone) vom Müszenberg (Devon/Karbon-Grenze; Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géologie, **98** (3/4), Festschrift Eva PAPROTH: 371-372, Abb. 1-2; Bruxelles.
- KORN, D. (1991): Threedimensionally preserved clymeniids from the Hangenberg Black Shale of Drewer (Cephalopoda, Ammonoidea; Devonian/Carboniferous boundary; Rhenish Massif). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1991** (9): 553-563, Abb. 1-5; Stuttgart.
- KORN, D. (1992a): Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **135** (1): 7-19, Abb. 1-5, Taf. 1-2; Wien.
- KORN, D. (1992b): Ammonoideen aus dem Oberdevon und Unterkarbon von Aprath, Schurf Steinbergerbach und Straßeneinschnitt Kohleiche. – In: E. THOMAS (Hrsg.): Oberdevon und Unterkarbon von Aprath im Bergischen Land. 169-182, 1 Abb., Taf. 1-5; Köln (Von Loga).
- KORN, D. (1993, im Druck): The ammonoid faunal change near the Devonian-Carboniferous boundary. – Ann. Soc. géol. Belgique, **115/2**; Bruxelles.
- KORN, D., CLAUSEN, C.-D., BELKA, Z., LEUTERITZ, K., LUPPOLD, F.W., FEIST, R. & WEYER, D. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.
- KORN, D. & THOMAS, E. (1988): Ammonoids from the Devonian-Carboniferous Boundary of Aprath (Velbert Anticline, Northern Rhenish Massif). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 219-220, Abb. 1; Frankfurt am Main.

- LETHIERS, F. & FEIST, R. (1991): Ostracodes, stratigraphie et bathymetrie du passage Devonien-Carbonifère au Viséen inférieur en Montagne Noire (France). – *Géobios*, **24** (1): 71-104, Abb. 1-17, Taf. 1-7; Lyon.
- LEUSCHNER, K. (1994, dieser Band): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und der *Gattendorfia*-Stufe des Profiles NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Paläont. Westf.*; Münster, Westfalen.
- LUPPOLD, F.W., CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & STOPPEL, D. (1994, dieser Band): Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Paläont. Westf.*; Münster, Westf.
- LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofils auf dem Müszenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 91-121, Abb. 1-7, Tab. 1-4, Taf. 1-6; Frankfurt am Main.
- PAPROTH, E., BECKER, Th., CLAUSEN, C.-D., KOMPA, R., KORN, D. & STOPPEL, D. (1986): Field trip to the Late Devonian outcrops in the Northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). – *Exkursionsführer Aachen 1986: Late Devonian events around the Old Red Continent*: 1-12, Abb. 1-27, Tab. 1-4.
- PAPROTH, E. & STREEL, M. (1982): Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern „Rheinisches Schiefergebirge“. – *Guidebook of the IUGS Working group on the Devonian/Carboniferous boundary*: 1-63, Abb. 1-32, Tab. 1-9; Liège.
- RABIEN, A. (1960): Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3**, 1: 61-106, Abb. 1-4, Tab. 1-7, Taf. 1-3; Krefeld.
- SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbonifergrenze im Sauerland. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **44** (für 1922): 98-171, Abb. 1-6, Taf. 6-8; Berlin.
- SCHMIDT, W.E. (1924): Erläuterungen zu Blatt Plettenberg. – *Geol. Kt. Preußen und benachb. Bundesstaaten* 1:25 000, Lief. **236**: 1-63; Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, H.-P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, C.J. & SCHRAMM, J.-M. (1992): The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135** (1): 57-98, Abb. 1-21, Tab. 1-3, Taf. 1-9; Wien.
- VÖHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3/1**: 107-196, Abb. 1-53, Taf. 1-7, 1 Tab.; Krefeld.
- WEYER, D. (1977): Ammonoiden aus dem Untertournai von Schleiz (Ostthüringisches Schiefergebirge). – *Z. geol. Wiss.*, **5** (2): 167-185, Abb. 1-2, Tab. 1-2, Taf. 1-3; Berlin.
- ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – *Fortschr. Rheinl. u. Westf.*, **17**: 343-360, Abb. 1-4, 1 Tab., Taf. 1-2; Krefeld.

## Tafel 1

Conodonten aus der Bank 97 des Schurfes II von Stockum.

- Fig. 1a,b.** *Protognathodus kuehni* ZIEGLER & LEUTERITZ 1970 mit deutlich ausgeprägter Rippenbildung; BGR Con 6180, Typ-Nr. 14430, T 663/1; a: x 70, b: x 55.
- Fig. 2,3,6.** *Protognathodus kuehni* ZIEGLER & LEUTERITZ 1970 mit Wulstbildungen auf der Plattform; BGR Con 6180.  
2. Typ-Nr. 14431, T 663/5; x 70,  
3. Typ-Nr. 14432, T 663/2; x 100,  
6. Typ-Nr. 14435, T 663/4; x 75.
- Fig. 4.** *Protognathodus kockeli* → *kuehni*. BGR Con 6180, Typ-Nr. 14433, T 663/6; x 75.
- Fig. 5a,b.** *Protognathodus kuehni* ZIEGLER & LEUTERITZ 1970 mit asymmetrisch ausgebildeter Plattform mit kräftiger Knotenbildung, die z.T. in Wulstleisten übergeht; BGR Con 6180, Typ-Nr. 14434, T 663/3; x 80.
- Fig. 7.** *Protognathodus kuehni* ZIEGLER & LEUTERITZ 1970; BGR Con 6180, Typ-Nr. 14436, T 663/7; x 45.





Geol. Paläont. Westf.	29	97-147	22 Abb. 2 Tab. 7 Taf.	Münster Mai 1994
--------------------------	----	--------	-----------------------------	---------------------

Faunenvergleich Rhenotherzyuikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 9

## Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)

Dieter Korn, Claus-Dieter Clausen, Zdzislaw Belka, Klaus Leuteritz,  
Friedrich Wilhelm Luppold, Raimund Feist & Dieter Weyer\*

### Zusammenfassung

Die Devon/Karbon-Grenzsichten der West- und Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruches bei Drewer werden hinsichtlich ihrer Ammonoideen-, Conodonten- und Trilobitenfaunen untersucht. Insgesamt 16 in Abständen von 5 bis 20 Metern aufgenommene Profilsäulen können korreliert werden. Von zwei Profilen wurden detaillierte Untersuchungen der Petrographie und Mikrofazies vorgenommen.

Während der Wocklumer Kalk, der obere Teil des Hangenberg-Kalkes sowie Alaunschiefer und Erdbacher Kalk im gesamten Aufschluß einigermaßen gleichförmig entwickelt sind, sind die unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzsichten erheblichen Änderungen in ihrer Ausbildung unterworfen. Einschaltungen von rasch auskeilenden Sandsteinlinsen, Verdoppelung von Schichtgliedern sowie rasche fazielle Änderungen der Carbonate charakterisieren den Aufschluß.

Die Devon/Karbon-Grenze kann sowohl mit Ammonoideen als auch mit Conodonten genau gezogen werden. Die Basis der *sulcata*-Zone stimmt überein mit der Basis der *acutum*-Zone. In zwei Profilen konnten Clymenien in Schichten über dem Hangenberg-Schwarzschiefer gefunden werden.

### Summary

The Devonian-Carboniferous boundary beds of the western and northern face in the eastern Provinzialsteinbruch near Drewer have been examined regarding their conodont- trilobite- and ammonoid faunas. Sixteen sections separated by distances of 5 to 20 metres were studied and correlated. The petrography and microfacies of two sections are described in detail.

\* Anschriften der Verfasser:

Dieter Korn, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.

Dr. Claus-Dieter Clausen,

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-47803 Krefeld.

Dr. Zdzislaw Belka,

Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.

Dr. Klaus Leuteritz, Doppelfeld-Str. 3, D-47803 Krefeld.

Friedrich Wilhelm Luppold,

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

Dr. Raimund Feist,

Université de Montpellier II, Laboratoire de Paléontologie, Place E. Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex.

Dr. Dieter Weyer, Löwestraße 15, 10249 Berlin.

Wocklum Limestone, the upper part of the Hangenberg Limestone as well as Liegende Alaunschiefer and Erdbach Limestone are relatively uniformly developed in the outcrop. Beds immediately below and above the Devonian-Carboniferous boundary show major lateral modifications with lentiform sandstone beds, doubling of beds, and lateral facies changes.

The Devonian-Carboniferous boundary can be identified using both conodonts and ammonoids, showing that the base of the conodont *sulcata* Zone corresponds to the base of the ammonoid *acutum* Zone. In two of the sections, clymeniids can be collected from beds above the Hangenberg Black Shale.

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung/Historischer Überblick (D. KORN) .....	98
2. Geologische Situation des Belecker Sattels (C.-D. CLAUSEN) .....	100
3. Der Aufschluß (D. KORN) .....	104
3.1. Aufschlußverhältnisse .....	104
3.2. Profile .....	105
4. Die Fazies der Devon/Karbon-Grenzschiefer (C.-D. CLAUSEN) .....	108
5. Biostratigraphie .....	109
5.1. Conodonten (Z. BELKA) .....	109
5.2. Ammonoideen (D. KORN) .....	115
5.3. Trilobiten (R. FEIST) .....	124
6. Dank .....	126
7. Literatur .....	126
8. Anhang: Petrographie, Litho- und Biofazies einiger Profile (C.-D. CLAUSEN) .....	128

## 1. Einleitung/Historischer Überblick (D. KORN)

Der in den späten 50er Jahren aufgelassene, sogenannte östliche Provinzial-Steinbruch von Drewer gehört zu den von Geologen am häufigsten besuchten Aufschlüssen im Rheinischen Schiefergebirge. Mehrere Gründe sind dafür maßgeblich: die hervorragenden Aufschlußverhältnisse, der Fossilreichtum sowie zahlreiche Sediment-Strukturen und -Phänomene. Kein anderes der europäischen Devon/Karbon-Grenzprofile erlaubt einen derart tiefen Einblick in die Beschaffenheit und zeitliche Entwicklung des entsprechenden Sedimentationsraumes, und kaum ein weiteres lieferte ähnlich viele, für stratigraphische Einstufungen und Korrelationen wichtige Fossilgruppen in kontinuierlicher Abfolge.

Als erster Bearbeiter gliederte bereits H. SCHMIDT (1922) das im Steinbruch aufgeschlossene Profil. Er unterschied verschiedene biostratigraphische Einheiten im oberdevonischen Knollenkalkstein (dessen oberen Teil er als „Dasberger Kalk“ bezeichnete), und untergliederte die karbonische Folge in den Hangenbergkalk („Dechenellabank“) und den Horizont des Erdbacher Kalkes („Phillipsienbank“). Die Lage mit *Cymaclymenia evoluta* kennzeichnete er als untere seiner „Steinmergelbänke“, welche zwischen mürben Alaunschiefern gelegen ist (H. SCHMIDT 1922: Taf. 13).

Im Zuge einer heftigen Diskussion der Ergebnisse H. SCHMIDTs wurde durch SCHINDEWOLF (1923, 1926) darauf hingewiesen, daß die heterogene Abfolge an der Grenze Devon/Karbon – von H. SCHMIDT als Étroeuung zusammengefaßt – feiner untergliedert werden müsse. Er legte besonderen Wert darauf, daß die „Mergelbank“ mit *Cymaclymenia evoluta* als devonisch zu betrachten sei und führte als Beweis dafür ein Exemplar von „*Wocklumeria denckmanni*“ (= *Wocklumeria sphaeroides*) an, das er in „etwas kalkreicheren Mergeln“ gefunden hatte.

Weitere Fossilfunde aus „altersgleichen und auch petrographisch durchaus übereinstimmenden dunklen Schieferen“ mit häufigen *Cymaclymenia euryomphala* (= *C. evoluta*) gab SCHINDEWOLF (1937) bekannt. Es handelt sich dabei um die typische Ammonoideenfauna des höchsten

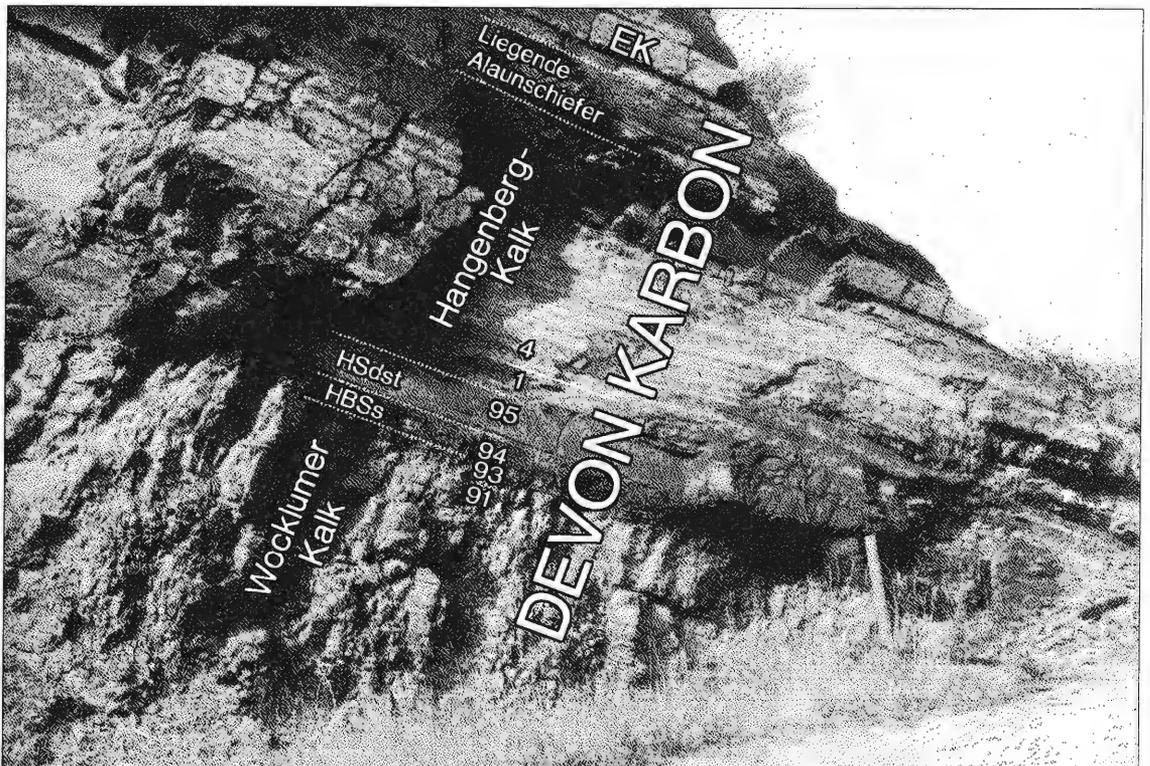


Abb. 1: Ansicht des Profils am ehemaligen Nordwest-Ausgang (Foto: Th. PITZ, Oktober 1972). EK = Erdbacher Kalk, HSdst = Hangenberg-Sandstein, HBSs = Hangenberg-Schwarzschiefer.

Wocklumer Kalkes mit *Wocklumeria sphaeroides*, *Finiclymenia wocklumensis*, *Lissoclymenia wocklumeri* etc.

Eine intensive Verfaltung der oberdevonischen Cephalopodenkalke an der Nordwestwand veranlaßte PAECKELMANN & RICHTER (1938: 260), die „Marsische Faltung“ zu postulieren, welche zwischen der Ablagerung von Dasberger und Wocklumer Kalken stattgefunden haben soll. Die heute als synsedimentäre Rutschfalten interpretierten Strukturen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 91) sind später durch den fortschreitenden Steinbruchbetrieb weitgehend entfernt worden.

In der Folgezeit ist das Profil von Drewer in der geologischen Fachliteratur nur bei Beschreibungen von Fossilien erwähnt worden. Dabei handelt es sich um Trilobiten (R. & E. RICHTER 1949, 1951) und um Korallen (WEYER 1973).

Die erste Profilsäule der Devon/Karbon-Grenzsichten – von ZIEGLER (1971) in einem Exkursionsführer dargestellt – zeigt etwas schematisch eine Abfolge, die von H. SCHMIDT'S Darstellung (1922: Taf. 13) abweicht. Das von ZIEGLER am ehemaligen Nordwestausgang (Abb. 1) des Steinbruches aufgenommene Profil wurde nach Conodonten untergliedert, wonach die Devon/Karbon-Grenze im unteren Bereich des Hangenberg-Kalkes liegt.

Fünf Jahrzehnte nach der ersten Beschreibung des Profiles, mit der Revisionskartierung der Blätter Hirschberg und Warstein (CLAUSEN 1984; CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), rückte das Profil wieder näher in das Interesse der Geologen. Während jedoch die früheren Untersuchungen des Profiles von Drewer fast ausschließlich auf das gut zugängliche Profil am Nordwest-Ausgang des Steinbruches beschränkt waren, unterzogen erstmals CLAUSEN et al. (1987; 1989) die Nordwand, welche ohne großen technischen Aufwand nicht zugänglich ist, einer intensiven Bearbeitung. Dabei stellten sie fest, daß die Devon/Karbon-Grenzsichten nach Osten immer ärmer an klastischen Einlagerungen werden, daß aber die Kalksteinbänke weitestgehend durchhalten und reichere Conodonten-Faunen liefern als das Profil am Nordwest-Ausgang.

Zur Beschaffung von umfangreichem Probenmaterial sowie zur Aufnahme weiterer Profile ist die Nordwand im Dezember 1989 erneut mithilfe eines Autokrans untersucht worden (C.-D. CLAUSEN, K. LEUTERITZ, D. KORN). Dabei konnten zahlreiche Ammonoiten und Trilobiten des Devon/Karbon-Grenzbereiches geborgen werden, welche mit den simultan entnommenen Conodonten-Proben korreliert werden können.

Schließlich untersuchte KORN (1991) die westliche, ebenfalls nur schwer zugängliche Steinbruchwand und fand erstmals körperlich erhaltene Ammonoiten im Hangenberg-Schwarzschiefer, welcher hier abweichend von allen bisher bekannten Aufschlüssen kleine, bituminöse Kalksteinknollen enthält. Die oberste der drei Knollenlagen lieferte *Cymaclymenia evoluta* in einer ansonsten typischen *Acutimitoceras*-Fauna der *prorsum*-Zone.

Mit der vorliegenden Studie soll nicht nur eine umfassende Darstellung des gegenwärtigen Kenntnisstandes über die Biostratigraphie des Aufschlusses bei Drewer vorgelegt, sondern auch auf die ganz unterschiedlichen Probleme der Biostratigraphie und Fazies der Devon/Karbon-Grenzsichten im Rheinischen Schiefergebirge aufmerksam gemacht werden. Dank seiner guten Aufschlußverhältnisse und Größe eignet sich gerade der Steinbruch bei Drewer, um nah beieinander gelegene Profile dieses Zeitabschnittes zu untersuchen und miteinander zu korrelieren – eine Arbeitsweise, die in den anderen kleineren Aufschlüssen nicht möglich ist. Gerade deshalb ist es auch erklärbar, daß zwar viele Probleme in der Zwischenzeit gelöst werden konnten, aber noch immer zahlreiche offene Fragen zurückbleiben.

## 2. Geologische Situation des Belecker Sattels (C.-D. CLAUSEN)

Der Belecker Sattel sitzt einer über 100 km im Streichen verfolgbaren Antiklinallinie auf, welche im Bergischen Land am westlichsten zutage tretenden Teilabschnitt des Remscheider Sattels beginnt und erst im nordöstlichen Sauerland am Ostende des Belecker Sattels ihr Ende findet. Eigentlich hat die Antiklinalstruktur eine noch größere Ausdehnung, denn sie bricht am Bergischen Höhenrand zum Rheintal hin ab und liegt weiter westlich unter quartären und tertiären

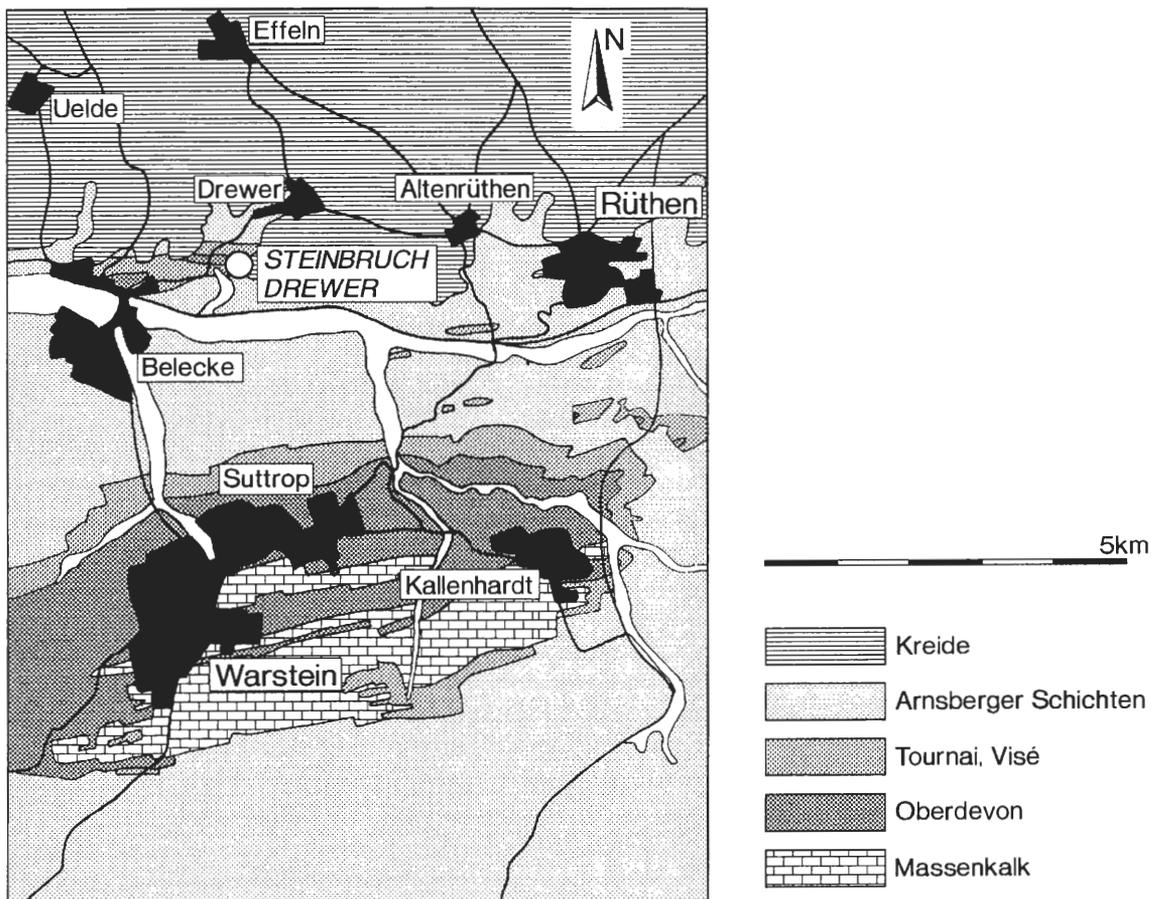


Abb. 2: Geologische Übersicht von Warsteiner Sattel und Belecker Sattel mit Lage des Steinbruchs Drewer.

Sedimenten der Kölner Scholle begraben. Ihr östlichster Abschnitt hingegen, der Belecker Sattel, taucht im Bereich des östlichen Provinzialsteinbruches Drewer unter die Oberkreideüberdeckung des südöstlichen Münsterlandes ab, läßt sich aber noch mehrere Kilometer weiter nach Nordosten im Streichen geophysikalisch nachweisen.

Die tektonischen Hochgebiete des Belecker Sattels und des sich südlich anschließenden Warsteiner Sattels haben ihre Ursache in der Vergitterung von zwei beherrschenden tektonischen Großstrukturen, dem oben schon erwähnten SW-NE streichenden Remscheid-Altener Sattel sowie dem NNW-SSE streichenden Lippstädter Gewölbe. Das Lippstädter Gewölbe, eine synorogen geprägte querschlägige Hebungszone, besteht aus mehreren Nord-Süd aufgereihten axialen Aufwölbungen, die – was Mächtigkeit und Ausbildung ihrer Sedimente betrifft – viele gemeinsame Grundzüge aufweisen. Nur die beiden südlichsten Aufwölbungen, Belecker und Warsteiner Sattel, treten zutage; die übrigen liegen tief begraben unter der Kreideablagerung des Münsterländer Beckens.

Auf den Achsenkulminationen entstanden während des höheren Mitteldevons Carbonatkomplexe, die biohermalen bis biostromalen Riffcharakter aufweisen (Soester Sattel, Belecker Sattel, Warsteiner Sattel). Die Massenkalkanteile des Warsteiner Sattels liegen, entblößt von ihren unter- bis oberkarbonischen Deckschichten, frei zutage, während diejenigen des Belecker Sattels und des Soester Sattels nur durch Bohrungen (Bohrung Rüthen-Drewer 1; Bohrung Bad Waldliesborn; Bohrung Kreuzkamp) erkundet werden konnten.

Der Belecker Sattel besteht aus zwei Teilsätteln:

– der westliche Sattel ist ca. 1,5 km lang und reicht von Schloß Welschenbeck, wo er im Flußbett der Möhne abgeschnitten wird, bis zu seinem umlaufenden Streichen an der Straße Drewer-Belecke;

– der östliche Sattel ist ca. 1,2 km lang. Sein westlicher Sattelschluß ist von einer Abschiebung gekappt; nach Osten taucht er am Eichenberg unter die Plänerkalksteine der Oberkreidedecke ab. Fast der gesamte östliche Teilsattel ist durch den westlichen und östlichen Provinzialsteinbruch Drewer hervorragend erschlossen.

Beide Sättel stehen nicht in einer unmittelbaren Verbindung zueinander, sondern treten kulisenartig gestaffelt auf.

Der Massenkalk des Belecker Sattels wurde im Frühjahr 1976 durch die 148,7 m tiefe, vom unteren Planum im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer ausgehende Bohrung Rüthen-Drewer 1 nachgewiesen. Ab 109 m unter Planum traten bis zur Endeufe sich mit Schwarzschiefern verzahnende Riff- und Riffschuttkalksteine auf, die das tiefste Oberdevon und die Mittel/Oberdevon-Grenze umfassen. Nach Untersuchungen von KREBS (frdl. schriftl. Mitt. v. 29.1.1976) gehören die Massenkalkkerne der Dorp-Fazies an und sind als „Riff-Außenseite“ einzustufen.

Der Massenkalk wird von Bändertonsteinen, Kalkknollentonsteinen, Kalksteinen sowie Riffdetritus enthaltenden Tonsteinen der *Manticoceras*-Stufe überlagert, denen sich von der *Cheiloceras*-Stufe bis zur *Gattendorfia*-Stufe Kalkknollentonsteine und Knollenkalksteine anschließen. Im höheren Oberdevon treten zwischen *annulata*- und dem unterkarbonischen Niveau der Liegenden Alaunschiefer mehrere Schwarzschieferlagen hinzu. Besonders vielgestaltig sind die Sedimente der *Wocklumeria*-Stufe (Kalksteine, Knollenkalksteine, Kalkknollentonsteine, Ton-, Silt- und Sandsteine, Schwarzschiefer). Mit Tonsteinen zwischenlagernde graue Knollenkalksteine der *Gattendorfia*-Stufe setzen im tiefsten Unterkarbon zunächst die aus dem Oberdevon bekannte Fazies fort. Sie werden durch eine nur einige Dezimeter mächtige Lage mit an Phosphoritknollen reichen Alaunschiefern abgelöst, an welche sich zum Hangenden hin der Erdbacher Kalk, ein Crinoidenkalkstein, anschließt. Darüber folgt die Kulmfazies mit Lyditen, Kiesel-schiefern, Kieselkalken, Alaunschiefern, gebänderten Tonsteinen und Tufflagen.

Bank-Nr.	Proben-Nr.	% ges.C.	% CO <sub>2</sub>	% C <sub>CO<sub>2</sub></sub>	% C <sub>org</sub>	% CaCO <sub>3</sub>
7	25190	7,30	28,23		0	64,18
6	25191	4,14	15,54		0	35,53
5	25192	3,14	11,35	3,10	0,04	25,80
4	25193	7,25	27,75		0	63,10
3a	25194	5,12	19,43		0	44,19
3	25195	6,95	27,51		0	62,56
100	25196	4,51	15,77	4,30	0,21	35,85
99	25197	7,54	29,71		0	67,56
93	25198	7,82	30,91		0	70,28

Tab. 1: Übersicht über die schwankenden Carbonatgehalte in den untersuchten Kalkstein- und Kalkmergelbänken des Profiles WI (Analytiker: H.G. WEFELS, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).

Rechnet man die erbohrten Schichten der *Manticoceras*-Stufe über dem Top des Massenkalkes hinzu, beträgt die Gesamtmächtigkeit des Oberdevons im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer ca. 130 m. Unter den Sedimenten überwiegen Carbonate. Sie wurden auf der Schwelle des abgestorbenen Belecker Massenkalkriffes in kontinuierlicher Folge in tieferer offener mariner Schwellenhangposition abgelagert. Schon in der *Wocklumeria*-Stufe deuten siliziklastische Ablagerungen (Sandsteine, Tonsteine) über dem Wocklumer Kalk auf eustatischen Meeresspiegelschwankungen zugrunde liegende Tendenzen hin. Die weltweit vor der Devon/Karbon-Wende nachweisbare Regression läßt sich auch im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer beobachten

und faunistisch (mit großäugigen Trilobiten im basalen Hangenberg-Kalk – siehe Kap. 5.3.) gut belegen. Oberhalb des Hangenberg-Kalkes dokumentieren die Liegenden Alaunschiefer eine allenthalben im Rheinischen Schiefergebirge weit verbreitete Transgression erster Ordnung. Zum letzten Male ist der Schwelleneinfluß des Belecker Hochs durch den Erdbacher Kalk erkennbar. Dann allerdings wird das bestehende Relief ausgeglichen, die Unterschiede verwischen sich. Die nachfolgenden Sedimente der Kulmfazies verdeutlichen ein Stillwassermilieu, viele Merkmale kennzeichnen die Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Eine erhöhte Inkohlung (5,5 bis 7,2% Rmax) und die relativ hohe Illitkristallinität (160 bis 250 Hbrel. bei Fraktion <2 µm) bei fehlender synkinematischer Rekristallisation der Phyllosilikate deuten im Belecker Sattel auf eine postkinematische Temperung hin (M. & R. TEICHMÜLLER & WEBER 1979). Dies spricht zusammen mit den von KOSCHINSKI (1979) gemessenen Bildungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (bis 360°) für eine zusätzlich zu der regionalen Anchimetamorphose auftretende Wärmezufuhr (CLAUSEN 1990; ? Ausläufer einer telemagmatischen Aufheizung des hypothetischen jungpaläozoischen Intrusivs von Soest-Erwitte). Zusätzlich zu den oben erwähnten Belegen sei auf die „Verkieselungsdomen“ hingewiesen, die ihre Entstehung aszendenden kieselensäurehaltigen Hydrothermen verdanken. Durch die Verkieselung wurden die Primärgefüge der Sedimente bis zur Unkenntlichkeit verändert: der Grundmasscalcit des Mineralbestandes und der Calcit der Fossilschalen wurde durch SiO<sub>2</sub> ersetzt. Auch im weiteren Umkreis der in dieser Arbeit beschriebenen Profile WI (Westwand) und NF/G (Nordwand) treten Verkieselungen auf. Die die karbonatischen oberdevonischen Sedimente durchtränkenden Kieselensäurelösungen stauten sich hier an den unterkarbonischen Tonsteinen und Kieselchiefern. Ihrem weiteren Aufstieg wurde dadurch ein Ende gesetzt. Die bearbeiteten Profile befinden sich allerdings an beiden Wänden dort, wo sie entweder ganz oder wenigstens im Bereich der für die Untersuchung wichtigen Devon/Karbon-Grenzschichten von einer Silifizierung unbeeinträchtigt sind.

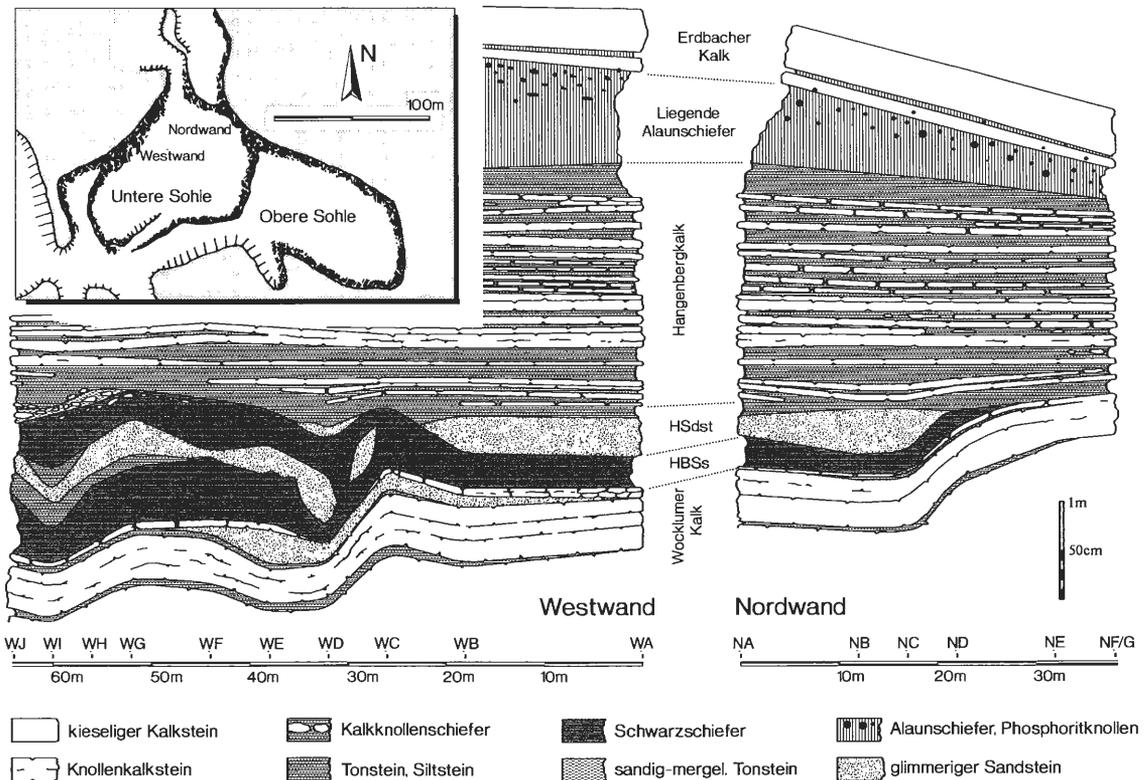


Abb. 3: Übersichtsdarstellung von West- und Nordwand im Steinbruch Dreuer auf der Basis von 16 einzeln aufgenommenen Säulenprofilen.

### 3. Der Aufschluß (D. KORN)

#### 3.1. Aufschlußverhältnisse

Von den beiden bereits im 19. Jahrhundert in Betrieb befindlichen Steinbrüchen („Provinzial-Steinbrüche“) rechts und links der Straße Beleck – Drewer (Meßtischblatt 4516 Warstein) ist der westliche nur schwer zugänglich. Nach Stilllegung der Produktion drang hier Wasser ein; deshalb ist heute fast die gesamte untere Sohle überspült und verhindert die Untersuchung der nördlichen Steinbruchwand.

Der östlich der Straße gelegene Steinbruch (Abb. 2) lieferte bis zur Aufgabe Ende der 50er Jahre unterschiedlich nutzbare Gesteine und befindet sich noch heute in einem seit der Stilllegung nur unwesentlich veränderten, hervorragenden Zustand.

Anhand der ersten, von H. SCHMIDT (1922: 293) publizierten Aufschlußskizze sowie der dazugehörigen Profile (1922: Taf. 13) und in den 20er Jahren erstellten Meßtischblätter kann der

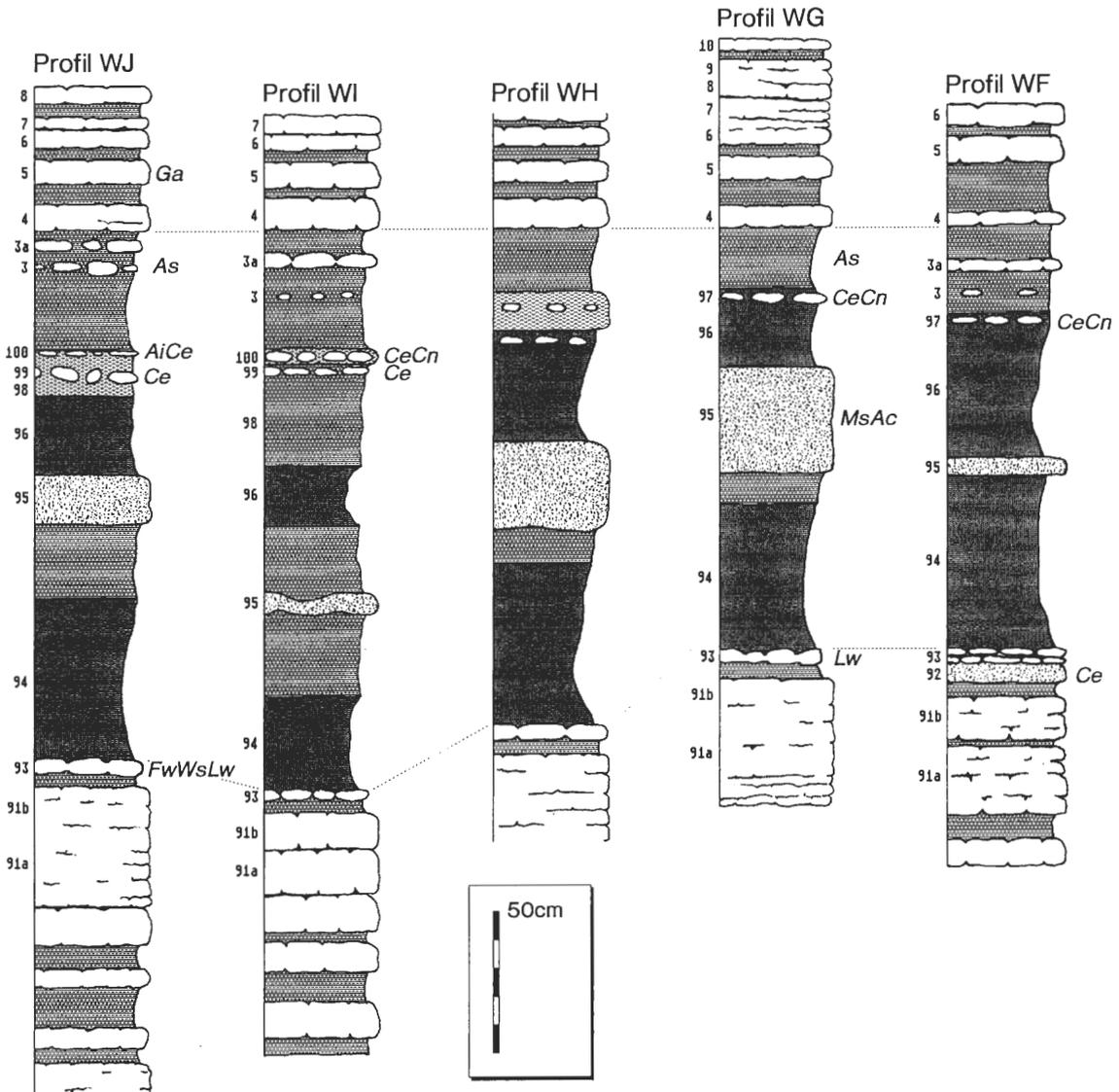


Abb. 4: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Westwand mit Angabe von Ammonoideen-Funden.

Verlauf der Abbautätigkeit rekonstruiert werden. Danach dürften bereits H. SCHMIDT und die ersten nachfolgende Autoren (SCHINDEWOLF 1937; PAECKELMANN & RICHTER 1938) in der Nähe des erst später angelegten Nordwest-Ausganges gearbeitet haben.

Der heutige Aufschluß entblößt die Devon/Karbon-Grenzsichten auf einer Länge von fast 200 Metern; davon ist aber nur ein ganz geringer Anteil am ehemaligen Nordwest-Ausgang leicht zugänglich. Alle anderen Bereiche, wie die Westwand (Devon/Karbon-Grenzsichten auf 65 m Länge) sowie die Nordwand lassen sich nur durch Klettern bzw. Abseilen oder nur durch den Einsatz von technischen Geräten erreichen.

### 3.2. Profile

Mit insgesamt 16 in Abständen von 4 bis 20 m aufgenommenen Profilen kann eine zweidimensionale Rekonstruktion des Ablagerungsraumes vorgenommen werden (Abb. 3-6).

Oberhalb einer 25 bis 30 cm dicken Tonsteinlage, die als Äquivalent des *annulata*-Schwarzschiefers angesehen werden kann, folgen noch 7,80 m oberdevonische, hellgraue Knollenkalksteine von 4 bis 8 cm Bankmächtigkeit mit meist 2 bis 5 cm dicken Tonsteinzwischenlagen, welche im höheren Teil (Wocklumer Kalk) unbedeutender werden. Ausgehend vom Profil am ehemaligen Nordwest-Ausgang (WA) zeigt sich bereits im Wocklumer Kalk, daß in südlicher Richtung die Tonzwischenlagen in ihrer Mächtigkeit zunehmen, jedoch nach Osten immer bedeutungsloser werden und fast gänzlich auskeilen. Hinweise für ein Paläorelief mit im Osten gelagerter Schwelle geben außerdem die synsedimentären Rutschungsfalten, die kleine Bereiche von wenigen Zentimetern Dicke bis zu über 1 m mächtige Gesteinpakete betreffen können (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 91).

Eine erste Besonderheit im Profil ist die 50 Meter lange, linsenförmige Einlagerung einer bis zu 40 cm mächtigen glimmer- und tonreichen Sandsteinlinse zwischen den höchsten Bänken des Wocklumer Kalkes. Dieser Sandstein ist von keinem weiteren Devon/Karbon-Grenzprofil im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge bekannt und auch nur an der Westwand aufgeschlossen. Er lieferte zahlreiche deformierte Exemplare von *Cymaclymenia evoluta* und ist – nach dem Vergleich der Lithologie der von H. SCHMIDT und SCHINDEWOLF gesammelten Exemplare – als Stratum typicum dieser Art anzusehen (KORN 1988; 1991).

Über dieser Sandsteinlinse folgen nur noch wenige Zentimeter des Wocklumer Kalkes. Dieser Horizont besteht meist aus kleinen, schwarzgrauen, leicht verkieselten und häufig Pyrit führenden Kalksteinknollen, welche in einem schwarzen Tonstein eingebettet sind. Die Kalkknollen sind recht fossilreich und enthalten die typische Ammonoideen-Fauna der Oberen *paradoxa*-Zone bzw. Conodonten der Mittleren *praesulcata*-Zone.

Der Hangenberg-Schwarzschiefer ist an verschiedenen Stellen im Steinbruch in unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet. Es ist ein in frischem Zustande pechschwarzer, bröckelig zerfallender und oberflächennah stark ausgeblühter Horizont, der vom Nordwestausgang in Richtung Osten nach 25 Metern ganz auskeilt. Nach Süden wird er hingegen immer mächtiger – mit der Einlagerung eines glimmerreichen, grobkörnigen und stellenweise schräggeschichteten Sandsteins. Dieser unregelmäßig linsenförmig eingelagerte Sandstein unterscheidet sich von jenem zwischen dem Wocklumer Kalk durch den geringeren Tonanteil und die ebenplattige Spaltbarkeit. Er lieferte nur Prionoceraten-Reste. Verdoppelung des Hangenberg-Schwarzschiefers sowie Unregelmäßigkeit der Sandsteinlinsen könnten hier durch synsedimentäre Gleitvorgänge verursacht worden sein, sodaß die ursprüngliche Abfolge der Ammonoideen-Faunen verlorengegangen ist.

Wichtig für die stratigraphische Einordnung des Hangenberg-Schwarzschiefers ist die Einlagerung von kleinen, bituminösen Kalksteinknollen im obersten Bereich des Hangenberg-Schwarzschiefers. Diese treten in drei unterschiedlichen Lagen in den südlichen Profilen der Westwand auf (WF bis WJ) und führen jeweils voneinander unterscheidbare Ammonoideen-Faunen (KORN 1991).

Nach dem Erlöschen der Schwarzschiefer- und Sandstein-Sedimentation folgen in allen aufgenommenen Profilen splittrige, zum Teil siltige Tonsteine, in denen nur an zwei Stellen (Profil WB: *Cymaclymenia evoluta*; Profil WG: *Acutimitoceras* sp.) Ammonoideen auffindbar waren.

Das nächstfolgende Schichtglied – der Hangenberg-Kalk – ist durch heterochrones Einsetzen in den verschiedenen Profilen charakterisiert. In den Profilen WA und WB sind zuunterst 4 dünne dunkelgraue Knollenkalklagen ausgebildet (Bänke 1 bis 3a – von unten nach oben), welche aber schrittweise nach Südwesten ausfallen, und von denen die unterste Lage (Bank 1) in den Profilen der Nordwand nicht wiederkehrt.

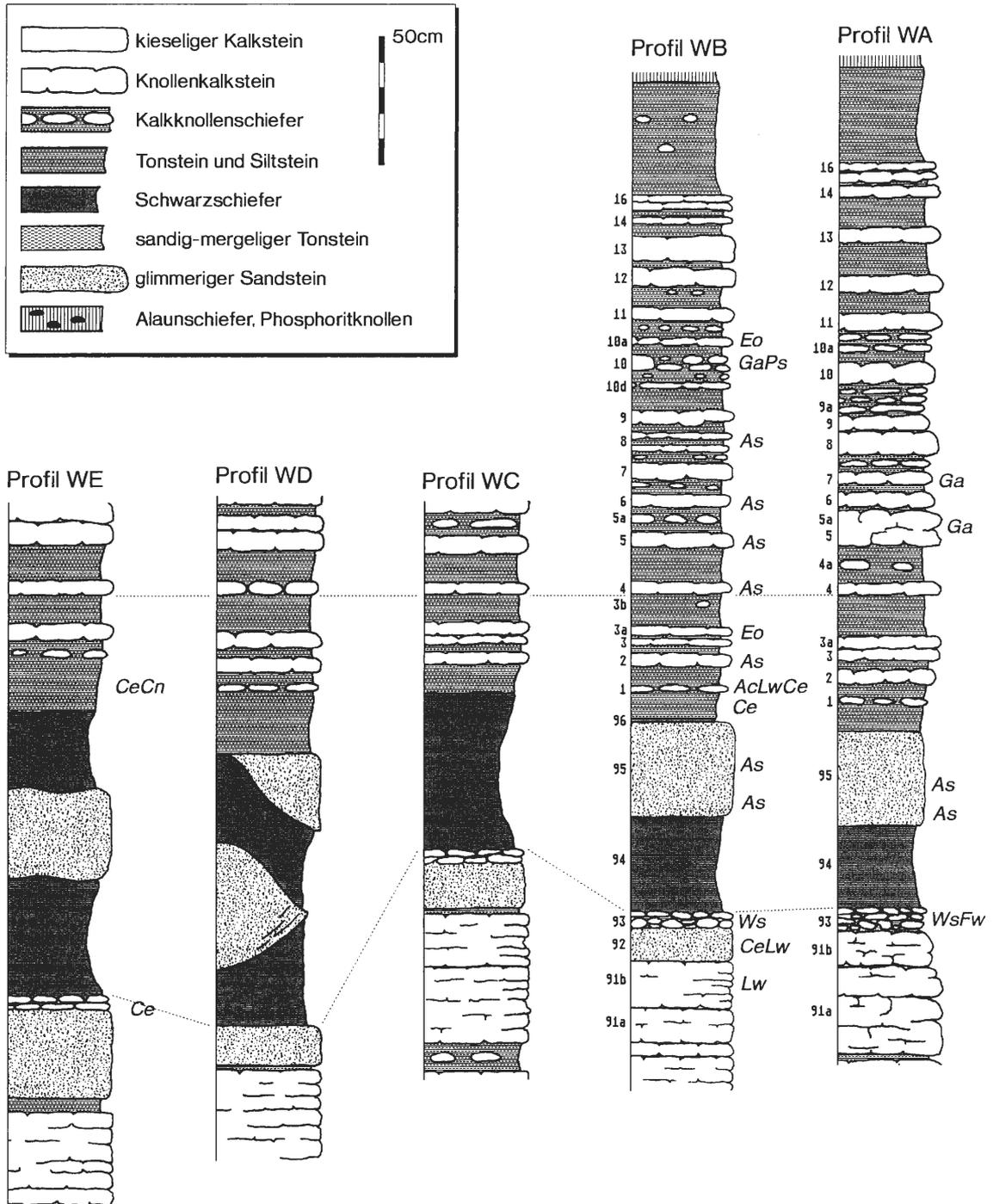


Abb. 5: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Westwand mit Angabe von ausgewählten Ammonoideen-Funden.

Die auf der gesamten Aufschlußlänge leicht kenntliche Kalkbank 4 des Profiles WA – stets beidseitig umgeben von jeweils etwa 15 cm Tonstein – ließ sich in fast allen Profilen leicht erkennen und diente als wichtiger Korrelationshorizont. Höhere Anteile des Hangenberg-Kalkes sind in allen aufgenommenen Profilen recht gleichförmig ausgebildet. Für diesen Ablagerungszeitraum kann ein bereits teilweise nivelliertes Paläorelief angenommen werden.

Der Horizont der Liegenden Alaunschiefer ist in Richtung Osten in seiner Mächtigkeit reduziert, aber noch immer in seiner typischen Art entwickelt mit zahlreichen Phosphoritknollen im oberen

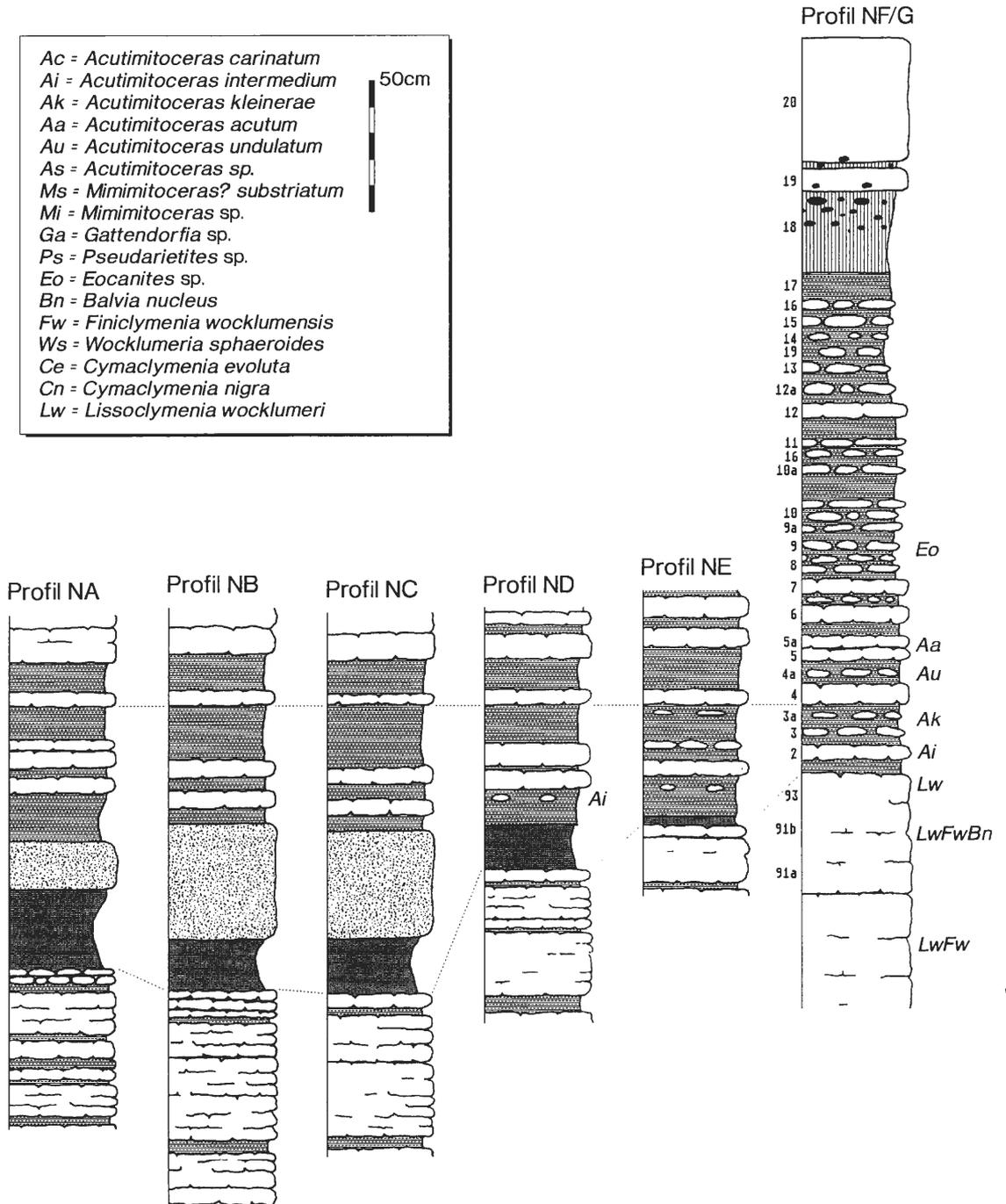


Abb. 6: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Nordwand mit Angabe von Ammonoideen-Funden.

Bereich. Darüber folgt der Horizont des Erdbacher Kalkes, der – abgesehen von geringen Mächtigkeitsschwankungen – durchgehend mit scharfer Grenze auf den Alaunschiefern aufliegt.

Weiter nach Südosten sind die Devon/Karbon-Grenzschichten noch an der nördlichen Abbauwand der oberen, östlichen Steinbruchsohle aufgeschlossen, konnten aber wegen Unzugänglichkeit nicht näher untersucht werden. Außerdem verhindert die starke Verkieselung die sichere Unterscheidung einzelner Schichten.

#### 4. Die Fazies der Devon/Karbon-Grenzschichten (C.-D. CLAUSEN)

Makroskopische Geländeaufnahmen weisen ebenso wie die mikrofazielle Auswertung der einzelnen Profile eindeutig darauf hin, daß sich an der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruches die schwellentopnächsten Bereiche befinden. Von hier aus nehmen nach Westen und Südwesten innerhalb des Steinbruchareals sowie weiterhin im westlichen Provinzialsteinbruch und in den zahlreichen Aufschlüssen an der Nordflanke des westlichen Belecker Teilsattels die Fossilschill-Lagen in den Knollenkalksteinen, Zahl und Mächtigkeit zwischenlagernder Tonsteinbänke sowie das Abhobeln noch nicht verfestigter Sedimente durch über sie auf geneigten Gleitflächen hinweggreifende Rutschkörper fortlaufend zu. Die Lagerungsverhältnisse im westlichen Provinzialsteinbruch erwecken den Eindruck, als würden Lydite und Kieselschiefer ein nur schwach geneigtes, weitgespanntes Sedimentdach bilden, gegen das von unten her die oberdevonischen Carbonate mit zum Teil starker Verfaltung und diskordant abgeschnittenen Faltenköpfen anstoßen. Diesen Phänomenen liegen jedoch keine tektonischen Ursachen, sondern nur synsedimentäre Mechanismen zugrunde. Die durch die Rutschungen hervorgerufenen sekundären Schichtlücken sind unterschiedlich groß. Es verwundert daher nicht, daß man früher die Drewer Steinbrüche als Paradebeispiele für eine durch die „Marsische Phase“ zustande gekommene Diskordanz zwischen Oberdevon und Unterkarbon ansah (PAEK-KELMANN & RICHTER 1938).

Die Sedimente der Westwand (Profile WJ bis WG) verdanken ihre Entstehung einer ruhigen Schwellenhangsedimentation in einem zwar geschützten, aber gegenüber der Zufuhr terrigenen Materials nicht abgeriegelten Subtidalbereich. Die vorwiegenden fossilreichen Mikrite und Mikrosparite weisen innerhalb des Wandprofils stark schwankende Anteile von Calcit (vgl. Tab. 1), Quarz und Tonmineralen auf, die sogar zur Ausbildung quarz- und glimmerreicher Mergelsteine führen können. An Fossilien herrschen Ostracoden, Echinodermen, Calcisphaeren, Trilobiten- und Cephalopodenreste vor.

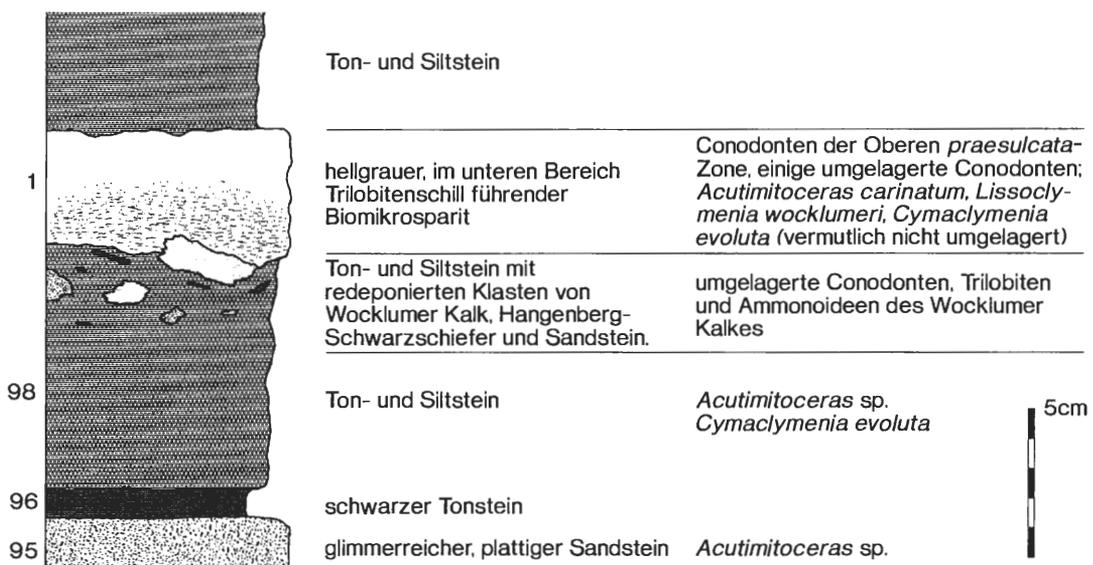


Abb. 7: Detaillierte Darstellung der Basis des Hangenberg-Kalkes im Profil WB.

An der Nordwestwand (Profile WB und WA) spricht das Vorwiegen der Biomikrite in den lagig in siltige Tonsteine eingeschalteten Kalkknollenlagen sowie in den dünnbankigen knolligen Kalksteinen für eine ruhige, eintönige Kalkschlamm-Sedimentation in einer höheren Schwellenhang-Position. Die Feinkomponenten wurden von bodenrührenden Strömungen nicht ausgespült. Die Zufuhr siliciklastischen Materials hat im Vergleich zur Westwand deutlich abgenommen. An Fossilien treten zusätzlich Foraminiferen, Bryozoen und Radiolarien auf.

Das von siliciklastischen Ablagerungen weitgehend unbeeinträchtigte karbonatische Profil an der Nordostwand ist von Rutschungen nicht betroffen. CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER (1987) schlugen dieses Profil deshalb als Stratotyp-Kandidaten für die Devon/Karbon-Grenze vor. Weil man ein Sediment-Defizit wegen der durch die oben beschriebenen Rutschungen eventuell verursachten Schichtlücken fürchtete ( – völlig unbegründet, weil sich dort alle Conodontenzonen nachweisen lassen -), weil sich ferner das Niveau der Devon/Karbon-Grenze mehrere Meter über dem Steinbruch-Planum in einer nur schwer erreichbaren Position befindet und weil schließlich die das Conodontenspektrum komplettierenden Begleitfaunen (Cephalopoden, Trilobiten, Ostracoden) damals noch weitgehend unbearbeitet waren, konnte sich das Drewer-Profil 1988 bei der Abstimmung in Courtmacsherry (Irland) nicht durchsetzen.

Die Profile an der Nordostwand (Profil NF/G) haben eine schwellentopnahe Position. Es herrschten sehr ruhige Sedimentationsverhältnisse vor, die sich in einer Wechselfolge von Kalksteinen, Kalkknollenschiefern und Mergelsteinen widerspiegeln. Dementsprechend überwiegen feinkörnige Biomikrite und Biomikrospare. Die Fauna schwankt von Bank zu Bank und setzt sich summarisch aus Goniatiten, Clymenien, orthoconen Cephalopoden, Trilobiten, Brachiopoden, Muscheln, Crinoiden, Conodonten, Ostracoden, Radiolarien, Foraminiferen und Bryozoen zusammen. Besonders reichlich Fossilien enthalten die Biomikrudite und Biosparrudite der Bänke 2, 5 und 6. Sie können als kurzfristige höherenergetische Ereignisse gedeutet werden, welche Zufuhren eines grobkörnigen Fossildetritus in die feinkörnigen autochthonen Kalkschlämme verursachten. Quarz in Siltkorngroße tritt in allen untersuchten Carbonaten auf, fällt anteilmäßig aber erst in den zwischengeschalteten Mergelstein- und Tonsteinlagen ins Gewicht. Diese an der Nordostwand als tonige Bankfugen die Carbonate untergliedernden Lagen kamen jeweils zustande, wenn bei zeitweisen Unterbrechungen der Carbonatschlamm-Sedimentation die Schlammfächer von einem Tonpartikelschleier überschichtet wurden. Die Entstehung dieser dünnen Tonlagen kann bei der vorherrschenden landfernen Stillwassersedimentation lange Zeit beansprucht haben. Conodontendatierungen ergeben, daß vorhandene Schichtlücken allenfalls Bruchteile von Conodontenzonen betreffen können.

Die Grenzschichten an der Nordostwand (Bänke 2 bis 4) sind durch das massenhafte Auftreten von silikatisierten Ostracoden des Thüringer Ökotyps charakterisiert (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; BECKER, CLAUSEN & LEUTERITZ, im Druck).

Im Devon/Karbon-Grenzbereich des Profiles WB lieferte die Bank 1 (= 13d früherer Autoren; Abb. 7, 8; Taf. 2) umgelagerte Conodonten des Wocklumer Kalkes. Die Bank 1 setzt sich aus einer hangenden mikritischen bis mikrospartischen Fossiltschillbank (4 cm) zusammen, welche von einer Resedimentlage (2 cm) mit kleinen detritischen Kalksteingeröllen unterlagert wird. Diese mit typischer fining-upward-Sequenz ausgeprägte Bank repräsentiert einen Debris-flow-Horizont, der infolge des gravitativen, von der Belecker Schwelle westwärts orientierten Transportes von Carbonatschlamm zusammen mit Fragmenten und Geröllen von älteren Sedimenten gebildet worden ist. Da gerade für solche Resedimenthorizonte eine sehr beschränkte laterale Ausdehnung charakteristisch ist, wird die lithologisch unterschiedliche Ausbildung benachbarter Profile (wie in WA und WB) leicht verständlich.

## 5. Biostratigraphie

### 5.1. Conodonten (Z. BELKA)

Die in dieser Arbeit behandelten Profile enthalten Conodontenfaunen, deren Folge als auch die Zusammensetzung sehr typisch für den Devon/Karbon-Grenzbereich in vielen Profilen der Welt ist (vgl. FLAJS & FEIST 1988; OVER 1992; SCHÖNLAUB et al., 1992). Die Conodontenfolge von

Abb. 8: Mikrofazies der Basis des Hangenberg-Kalkes (Bank 1) im Profil WB. Dünnschliff-Negative, beide x 2. ►

A: WMfN P 17687.

Diagnose: Intraklasten führender Biomikrit bis Biomikrospartit über Siltstein.

Mikroskopische Beschreibung: Der untersuchte Abschnitt der Bank 1 läßt sich in drei Teilbereiche untergliedern:

An der Basis des Knollenkalksteins haftet der hangende Teil der liegenden Siltsteinschicht an. Er zeigt einen feinlaminaren Aufbau durch schichtparallele Anhäufungen von subangularen bis abgerundeten Quarzen mit 10 bis 50 µm Durchmesser. Gleichmäßig verteilt liegen Glimmerschüppchen bis 100 µm Länge in der Matrix. Im unscharfen Übergangsbereich zum Biomikrit befinden sich in einer Lage angeordnete 0,5 bis 1 mm dicke und bis zu 5 mm lange, häufig an den Enden umgebogene Intraklasten, die aus schwarzer, sehr feinkörniger Matrix bestehen (Ursprung: Hangenberg-Schwarzschiefer) und dicht gepackte Pyrit- oder Markasitaggregate mit durchschnittlich 100 µm Durchmesser führen (1). Vereinzelt Schwefelkiesaggregate liegen in der siltigen Matrix.

Der überwiegende Teil des Schliffes (4 bis 4,5 cm Mächtigkeit) wird eingenommen von einer mikritischen bis mikrospartischen Grundmasse, die fein verteilte Quarze (bis zu 40%) in Siltkorngöße und fein verteilte Partikel von Brauneisen enthält. Zahlreiche Biogene sind annähernd gleichmäßig verteilt. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Trilobiten-Fragmente, die unregelmäßig eingebettet sind. Andere Biogene, wie Crinoidenbruchstücke und Ostracoden, treten stark zurück. Die größte Fossilshale (2) ist der Phragmokon einer Clymenie (*Cymaclymenia evoluta*), die mit etwa 35° eingebettet ist. Nur ein kleiner Teil des Kammerraumes ist durch Sediment gefüllt: das geopetale Gefüge ist leicht desorientiert und entspricht der Medianachse des Gehäuses. Der überwiegende Teil des Hohlraumes ist mit grobem Zement gefüllt. Dieser gesamte Schliffbereich wird von zahlreichen in unterschiedlichen Richtungen verlaufenden Drucklösungsstrukturen durchzogen.

Im oberen Bereich des Schliffes befindet sich ein 3 x 5 cm großer Intraklast mit einem Goniatiten (*Acutimitoceras carinatum*) im Zentrum (3). Dieses mikritische, fast keine Quarze und nur wenige Biogene führende Weichgeröll stößt mit scharfer Grenze an die umgebende, an Detritus erheblich reichere Matrix. Häufigste Fossilien im Intraklasten sind unterschiedlich große (1 bis 25 mm) Ammonoideen, außerdem wenige Trilobiten-, Echinodermen- und Ostracoden-Fragmente. Das geopetale Gefüge in den Ammonoideen ist schichtparallel und besteht aus einer mikritischen Matrix an der Basis und einer grobspätigen Zementhaube. Vom Liegenden zum Hangenden zunehmend treten zahlreiche zum Teil eine Lamination erzeugende Stylolithen auf, die sowohl mikritische Matrix als auch Spartit in den Ammonoideen-Gehäusen gleichermaßen durchziehen.

B: WMfN P 176888.

Diagnose: Intra- und Extraklasten führender Biomikrit bis Biomikrospartit über Siltstein.

Mikroskopische Beschreibung: Schliffaufbau generell wie bei A; deshalb nur ergänzende Informationen.

Charakteristisch ist das Auftreten von heterogenen Lithoklasten, die über den Schliff verteilt sind:

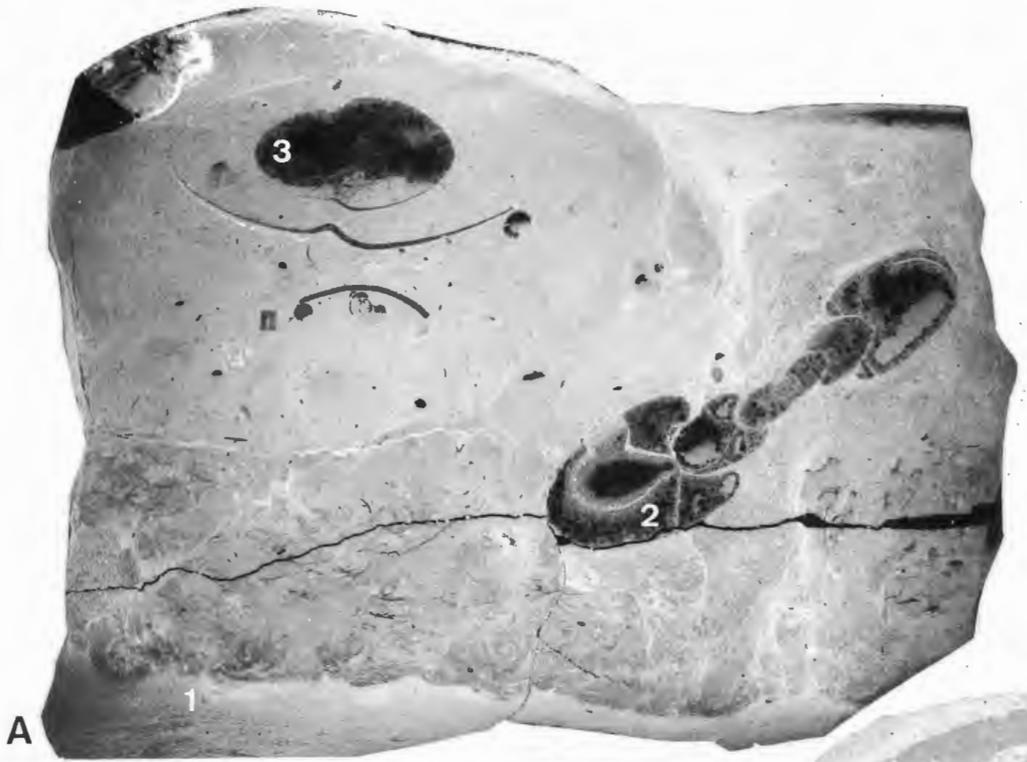
a) Schwarzschiefer-Relikte (1) mit reichlicher Schwefelkies-Führung zwischen dem Siltstein und dem Biomikrit an der Basis.

b) Große mikritische Weichgerölle, von denen der eine (2) einen großen Goniatiten (*Acutimitoceras* sp.), der zweite (3) zahlreiche Initialgehäuse von Ammonoideen führt. Dieses zweite Weichgeröll weist eine Verstellung um etwa 30° auf; die Geopetalgefüge weichen entsprechend von der Schichtebene ab.

c) Ein 5 mm dicker und 18 mm langer Extraklast (4) eines dunkelgrauen Mikrits (wahrscheinlich des Wocklumer Kalkes) liegt im oberen Schliffbereich. Er zeigt eine kantige Peripherie und eine sehr geringe Quarz- und Biogenführung.

Die mikritische Grundmasse enthält eine recht diverse Fauna: neben zahlreichen Trilobiten-Fragmenten treten rugose Korallen, Echinodermen, ? Foraminiferen, Conodonten und massenhafte unbestimmbare Filamente auf.

Interpretation: Der mikrofazielle Inhalt der untersuchten Bankbereiche deutet auf eine Ablagerung der Sedimente an einem geneigten Schwellenhang hin. Das Auftreten von Extraklasten (offenbar sowohl aus Wocklumer Kalk als auch Hangenberg-Schwarzschiefer) spricht für eine Aufarbeitung der liegenden, zum Teil bereits verfestigten Sedimente. Die Intraklasten haben einen nur kurzen Transportweg hinter sich.



Drewer und in den benachbarten Profilen wurde schon früher ausführlich von CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER (1987, 1989) beschrieben. Die Conodonten-Proben wurden damals aus dem Profil am ehemaligen Nordwestausgang des Steinbruches entnommen, das dem Profil WA genau entspricht (Abb. 9). Die Lage der anderen Profile im östlichen Teil der Nordwand läßt sich heute nur annähernd, etwa zwischen den Profilen NE und NF/G, lokalisieren.

Banknummer	Probennummer	Probengewicht (kg)	leichte Fraktion (g)	schwere Fraktion (g)	<i>Bispathodus</i>	<i>Palmatolepis</i>	<i>Polygnathus</i>	<i>Pseudopolygnathus</i>	<i>Protognathodus</i>	<i>Siphonodella</i>	Gesamt-Anzahl
7	7325	8,18	163,13	2,01	43	-	238	25	4	33	343
6	7326	3,38	78,90	0,80	6	-	36	8	2	9	61
5	7327	7,04	250,73	3,85	16	-	146	17	15	15	209
4	7328	5,57	123,86	6,41	91	-	377	69	41	36	614
3a	7329	6,02	165,90	4,00	49	-	131	32	2	4	218
3	7330	1,16	11,73	0,29	-	-	1	-	-	-	1
100	7331	10,76	8,23	0,31	2	-	5	-	4	-	11
99	7332	2,45	70,60	5,50	31	-	39	1	29	3	103
93	7333	2,70	45,12	3,00	375	193	29	1	8	12	618

Tab. 2: Verteilung und Häufigkeit von Conodonten-Gattungen im Profil WI; erstellt von K. LEUTERITZ.

Die neuen hier dargestellten Conodontenfunde (Abb. 10-13) erweitern die bisherigen stratigraphischen Kenntnisse und ermöglichen damit eine bessere Korrelation der einzelnen Schichten innerhalb des Drewer-Steinbruches. Eine sehr genaue Grenzziehung von allen festgestellten Conodonten-Zonen ist allerdings teilweise noch schwierig, da die Conodonten-Fauna fast ausschließlich aus Carbonat-Bänken gewonnen werden konnte.

Der Wocklumer Kalk enthält arten- und individuenreiche Conodontenfaunen, die durch hohe Anteile der Gattungen *Palmatolepis*, *Branmehla* und *Bispathodus* charakterisiert sind. Der Top des Wocklumer Kalkes (Bank 93) liegt innerhalb der Mittleren *praesulcata*-Zone und bildet offensichtlich ein zeitgleiches Niveau. Der signifikante Lithologie- und Fazies-Wechsel vom Wocklumer Kalk zum Hangenberg-Schwarzschiefer kommt damit in einer Zeit vor, in der weltweit eine deutliche Regression beobachtet wird (JOHNSON & SANDBERG, 1988). Mit dem Wechsel verschwinden die Conodonten im Profil und treten erstmals wieder in Kalkknollen (Bank 99) am Top der Hangenberg- Schiefer-Folge auf. Aufgrund des Vorkommens von *Protognathodus kockeli* gehört diese Schicht schon zur Oberen *praesulcata*-Zone. Damit liegt die Grenze zwischen der Mittleren und der Oberen *praesulcata*-Zone höchstwahrscheinlich innerhalb der klastischen Hangenberg-Folge. Im Vergleich zu den Conodonten aus dem Wocklumer Kalk zeigt die Conodonten-Fauna der Oberen *praesulcata*-Zone eine sichtbare Verarmung und eine ganz andere Zusammensetzung. Sie wird vor allem von den Gattungen *Polygnathus* und *Protognathodus* beherrscht; *Siphonodella praesulcata* und *Bispathodus* sind nur durch einzelne Exemplare vertreten.

Im östlichen Teil des Steinbruches (Profil NF/G), wo weder schwarze Schiefer noch Sandsteine auftreten, ist der Wocklumer Kalk unmittelbar mit den knolligen Carbonaten des Hangenberg-Kalkes überlagert. Die erste nur wenige Zentimeter über dem Wocklumer Kalk liegende Bank 2 enthält bereits *Protognathodus kockeli*, so daß auch sie der Oberen *praesulcata*-Zone zugeordnet

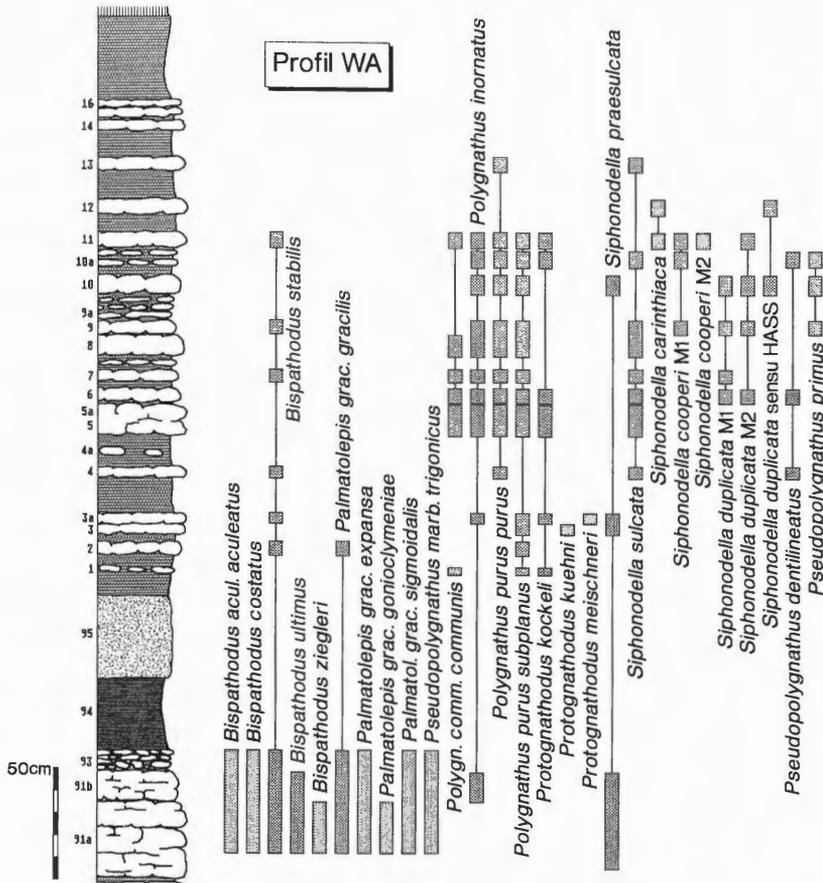


Abb. 9: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WA, aus CLAUSEN et al. (1989).

net werden kann. Da sich hier keine sedimentologischen Phänomene einer starken Kondensation bemerkbar machen, ist anzunehmen, daß im Profil NF/G eine stratigraphische Lücke vorkommt, die sowohl einen Teil der Mittleren als auch der Oberen *praesulcata*-Zone umfaßt.

Die stratigraphische Lücke ist zweifellos auf Erosionsereignisse zurückzuführen. Darauf weisen vor allem umgelagerte Conodonten hin, die an der Basis des Hangenberg-Kalkes im westlichen Teil des Steinbruches (Profil WB) häufig vorkommen. Die Bank 1 enthält dort stellenweise reiche Faunen, die aus dem Wocklumer Kalk stammen:

- Bispathodus costatus*
- Bispathodus ziegleri*
- Branmehla inornata*
- Palmatolepis gracilis gracilis*
- Palmatolepis gracilis sigmoidalis*
- Palmatolepis gracilis expansa*
- Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus*
- Pseudopolygnathus brevipennatus*

Eine gesonderte Conodonten-Probe, die aus Matrix des mittleren Teils der Bank 1 entstammt (aus der Trilobitenschill führenden Lage, Taf. 2 Fig. 1) lieferte hingegen nur wenige Conodonten, die vermutlich zur autochthonen Fauna gehören:

- Bispathodus stabilis*
- Polygnathus communis communis*.

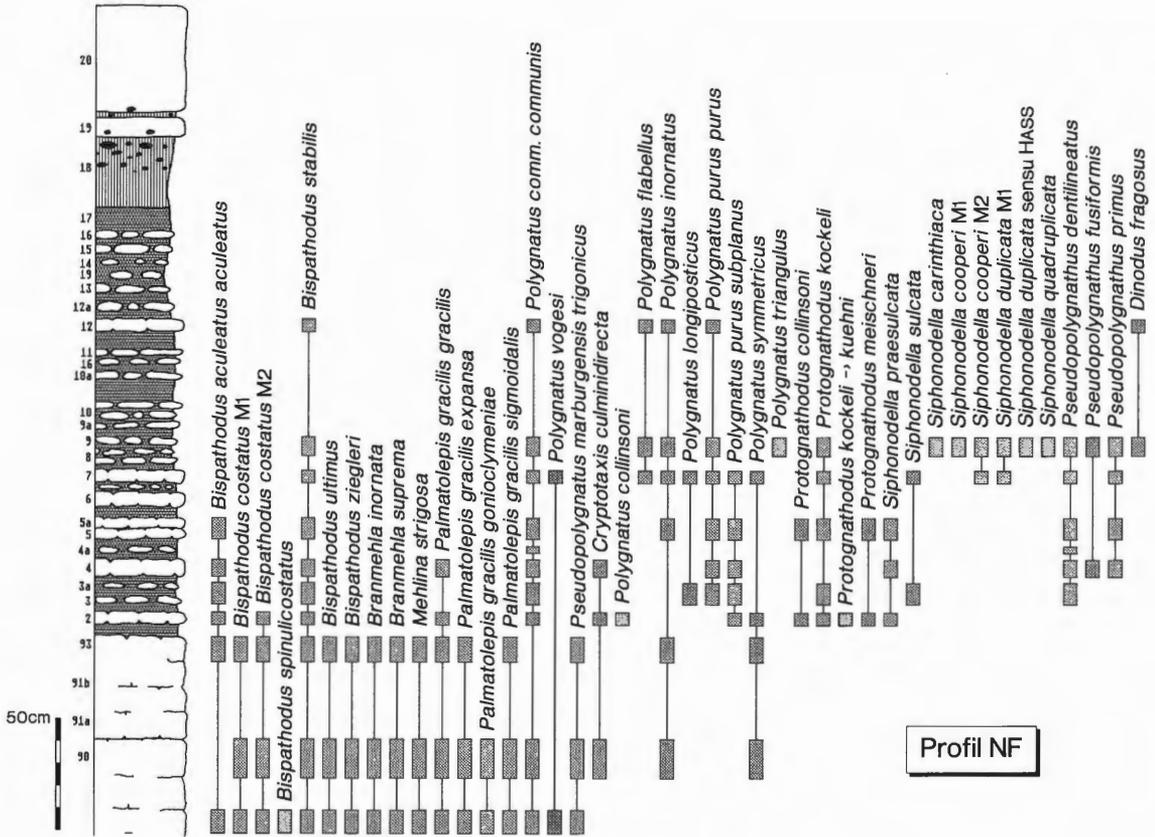


Abb. 10: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil NF, Bestimmungen von Z. BELKA.

Da die umgelagerten Conodonten-Elemente sehr gut erhalten sind, stammen sie höchstwahrscheinlich aus kleinen aufgearbeiteten Klasten, die an der Basis dieser Bank verstreut (Abb. 7, 8; Taf. 2), die aber auf den Schichtflächen im Gelände schwerer zu erkennen sind. Das Auftreten von redeponierten Conodonten-Elementen oberhalb der klastischen Hangenberg-Folge läßt außerdem vermuten, daß der Wocklumer Kalk auch im östlichen Teil ursprünglich durch die Schwarzschiefer und Sandsteine überlagert worden ist. Erst durch die Abtragung (oder Rutschung) dieser Folge während der Oberen *praesulcata*-Zone ist der Wocklumer Kalk freigelegt und anschließend teilweise erodiert worden.

Die Devon/Karbon-Grenze wird aufgrund des Einsetzens von *Siphonodella sulcata* an die Basis der Bank 3a gelegt. In dieser Schicht tritt erstmals auch *Pseudopolygnathus primus* auf. Die *sulcata*-Zone ist nur etwa 10 bis 20 cm dick. Da die Siphonodellen im Devon/Karbon Grenzbereich relativ selten sind, haben CLAUSEN et al. (1989) oft *Protognathodus kuehni* als Leitform für die Festlegung der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland benutzt. Diese Art setzt in Drewer in der Bank 3, das heißt früher als *Siphonodella sulcata*, ein (Abb. 13). Die stratigraphische Verbreitung von *Siphonodella sulcata*, *Protognathodus kuehni* und *Pseudopolygnathus primus* in der Drewer-Folge stimmt also mit den neuen Daten aus den Karnischen Alpen (SCHÖNLAUB et al. 1992), wo *Protognathodus kuehni* schon innerhalb der Oberen *praesulcata*-Zone erscheint, völlig überein. Die obengenannten Formen kommen aber in den untersuchten Profilen selten vor. Die Conodonten-Fauna des tiefsten Unterkarbons ist durch *Polygnathus*-Arten (ungefähr 90% der gesamten Fauna) gekennzeichnet. Der Anteil von Siphonodellen nimmt erst aufwärts von der Bank 4 zu, was sicherlich eher auf die schnelle Radiation dieser Gruppe in der *duplicata*-Zone, als auf eine Änderung der Fazies-Verhältnisse innerhalb der Hangenberg-Kalkes zurückzuführen ist. Die *duplicata*-Zone umfaßt die Schichten 5 bis 8 und zeigt im ganzen Steinbruch eine konstante Mächtigkeit von etwa 60 cm. Die *sandbergi*-Zone fängt an der Basis der Bank 9 an und reicht zumindest bis zum Top des Hangenberg-Kalkes (vgl. CLAUSEN et al. 1989).

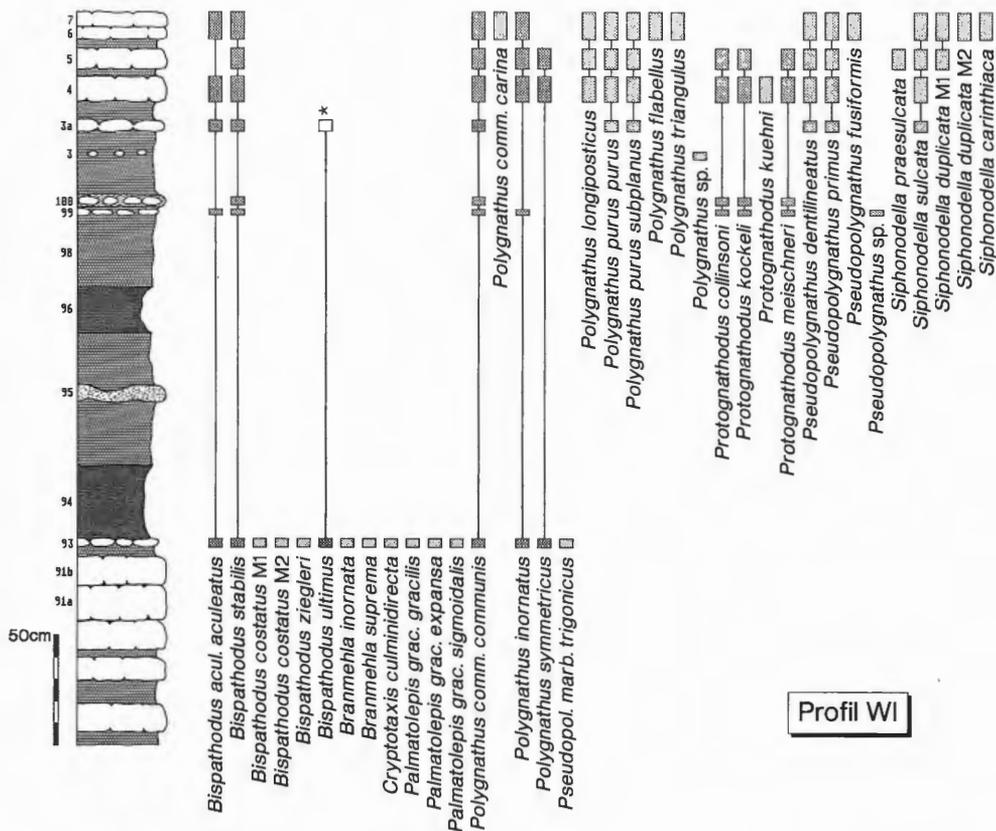


Abb. 11: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WI, Bestimmungen von K. LEUTERITZ und Z. BELKA.

## 5.2. Ammonoideen (D. KORN)

Intensiv untersucht wurden die Schichten der *Wocklumeria*- und der *Gattendorfia*-Stufe, welche im Aufschluß von Drewer in verschiedenen Profilen Ammonoideenfaunen lieferten (Abb. 21).

Während der untere Abschnitt der *Wocklumeria*-Stufe bei Drewer relativ fossilarm ist, sind die Ammonoideen-Zonen ab der Oberen *subarmata*-Zone durch repräsentative Faunen belegt. Die Obere *subarmata*-Zone ist vor allem mit reicher Fauna, die an der Nordwand (Profile NF und NG) gesammelt wurde, nachgewiesen (KORN in CLAUSEN et al. 1989). Das Faunenspektrum enthält hier die folgenden Arten (Probe 1/2 von 1979):

- Kalloclymenia* cf. *subarmata* (MÜNSTER 1832)
- Glatziella glaucopis* RENZ 1914
- Glatziella* cf. *minervae* RENZ 1914
- Cymaclymenia costellata* (MÜNSTER 1832)
- Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832)
- Linguaclymenia clauseni* (KORN & PRICE 1987)
- Linguaclymenia similis* (MÜNSTER 1839).

Nach dem Auftreten der *Glatziella*-Arten handelt es sich bei dieser Fauna um einen Horizont im oberen Teil der Oberen *subarmata*-Zone (Abb. 14).

Die Untere *paradoxa*-Zone (Proben 3-5) wurde an derselben Stelle im Jahre 1979 ausgebeutet; sie lieferte die Arten

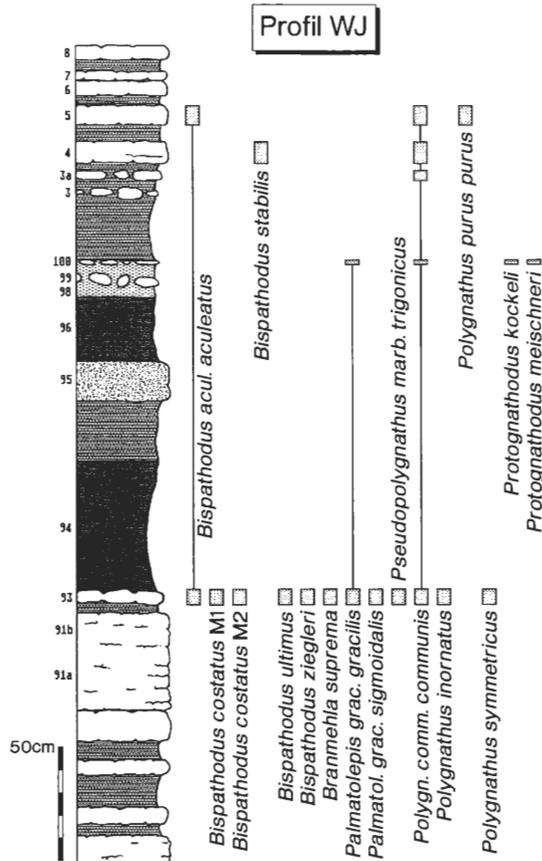


Abb. 12: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WJ, Bestimmungen von Z. BELKA.

*Glatziella glaucopsis* RENZ 1914  
*Parawocklumeria paradoxa* (WEDEKIND 1918)  
*Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832)  
*Muessenbiaergia sublaevis* (MÜNSTER 1832)  
*Linguaclymenia clauseni* (KORN & PRICE 1987)

und ist damit in den oberen Teil der Unteren *paradoxa*-Zone einzuordnen. Der untere Teil der Unteren *paradoxa*-Zone ist nicht sicher nachgewiesen worden. Es ist aber möglich, daß die oberen Teile des Probenbereiches 1/2 mit diesem biostratigraphischen Horizont zu korrelieren sind.

Ammonoideen der Oberen *paradoxa*-Zone konnten an verschiedenen Stellen (Profile WJ, WG, WB, WA, NF/G) geborgen werden. Die individuen- und artenreichsten Faunen lieferten die obersten, an den meisten Stellen klein-knollig ausgebildeten, 10 cm des Wocklumer Kalkes (Abb. 15, 16D). Die typische Fauna besteht aus den Arten

*Wocklumeria sphaeroides* (RICHTER 1848)  
*Finiclymenia wocklumensis* (LANGE 1929)  
*Lissoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND 1914).

Damit entspricht dieser Horizont den höchsten Lagen des Wocklumer Kalkes, wie er auch von anderen Lokalitäten bekannt ist (z.B. Wocklum, Ober-Rödinghausen).

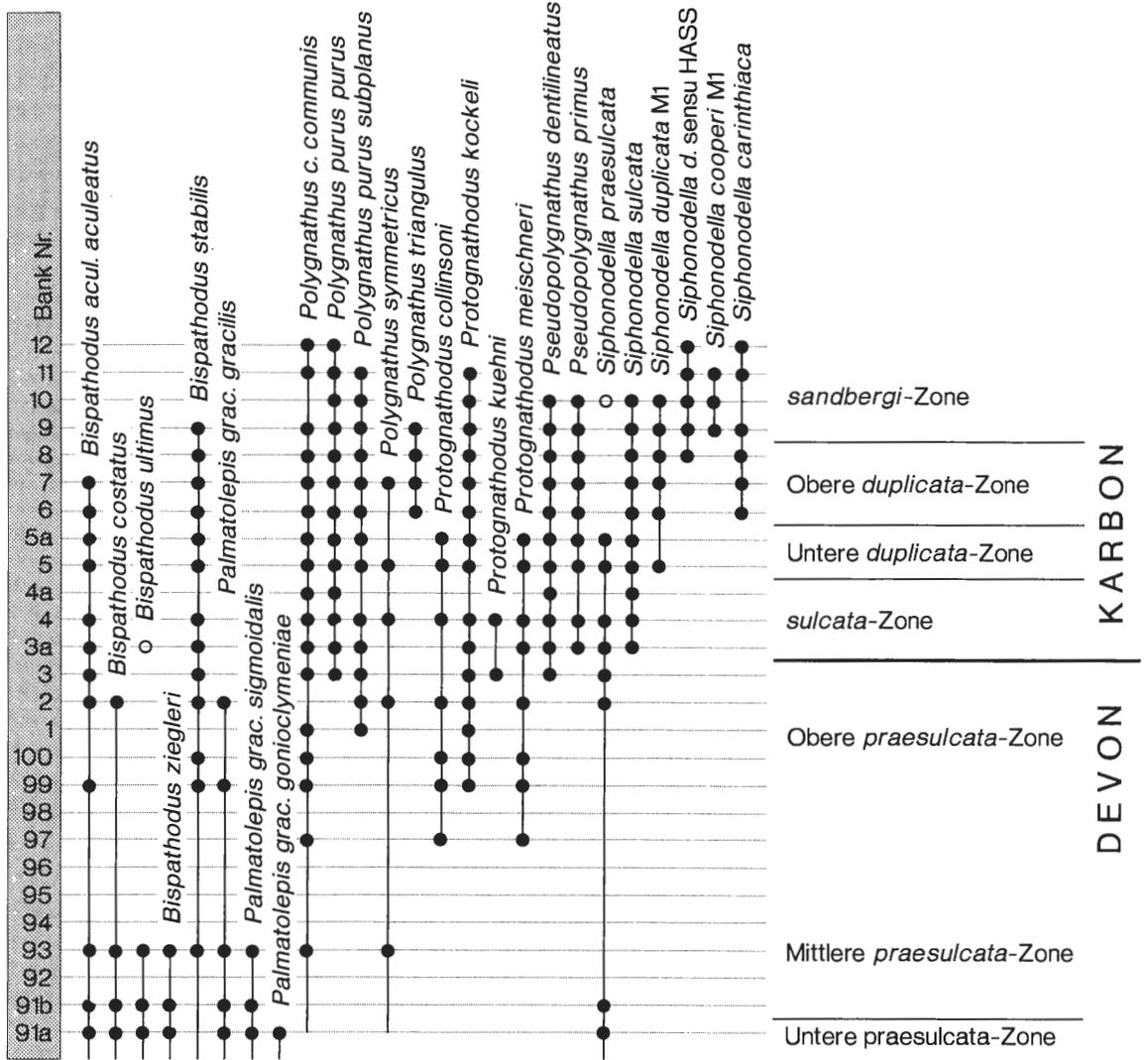


Abb. 13: Zusammenstellung aller Conodonten-Faunen der Devon/Karbon-Grenzsichten von Dreher.

Bemerkenswert ist die bereits erwähnte Sandsteinlinse im obersten Wocklumer Kalk. Sie führt neben wenigen, nicht näher bestimmbar Prionoceraten zahlreiche Exemplare von *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924) – also einer Art, die bislang nicht im Wocklumer Kalk selbst gefunden wurde (Abb. 16A-C, 18A). Die Gehäuse der offensichtlich die Cephalopodenkalk-Schwellen meidenden Art sind hier mit dem terrigenen Material zwischen die Bänke des Wocklumer Kalkes transportiert worden.

Die stets aus denselben wichtigen Elementen zusammengesetzte Fauna der höchsten Wocklumer Kalke ist ein Beweis für die Annahme, daß es sich bei dem im Hangenden folgenden Hangenberg-Schwarzschiefer um ein isochron beginnendes Sedimentations-Ereignis handelt. Anders als einige andere Profile auf dem Remscheid-Altener Sattel, lieferten die Schichtflächen des Schwarzschiefers bei Dreher keine Ammonoideen.

Stattdessen konnten in den südlichen Profilen der Westwand kleine bituminöse Kalksteinknollen entdeckt werden, welche in drei übereinander angeordneten Lagen im obersten Teil des Hangenberg-Schwarzschiefers auftreten. Sie lieferten körperlich erhaltene Ammonoideen (Abb. 17B-J); und zwar stammen aus der untersten Lage:

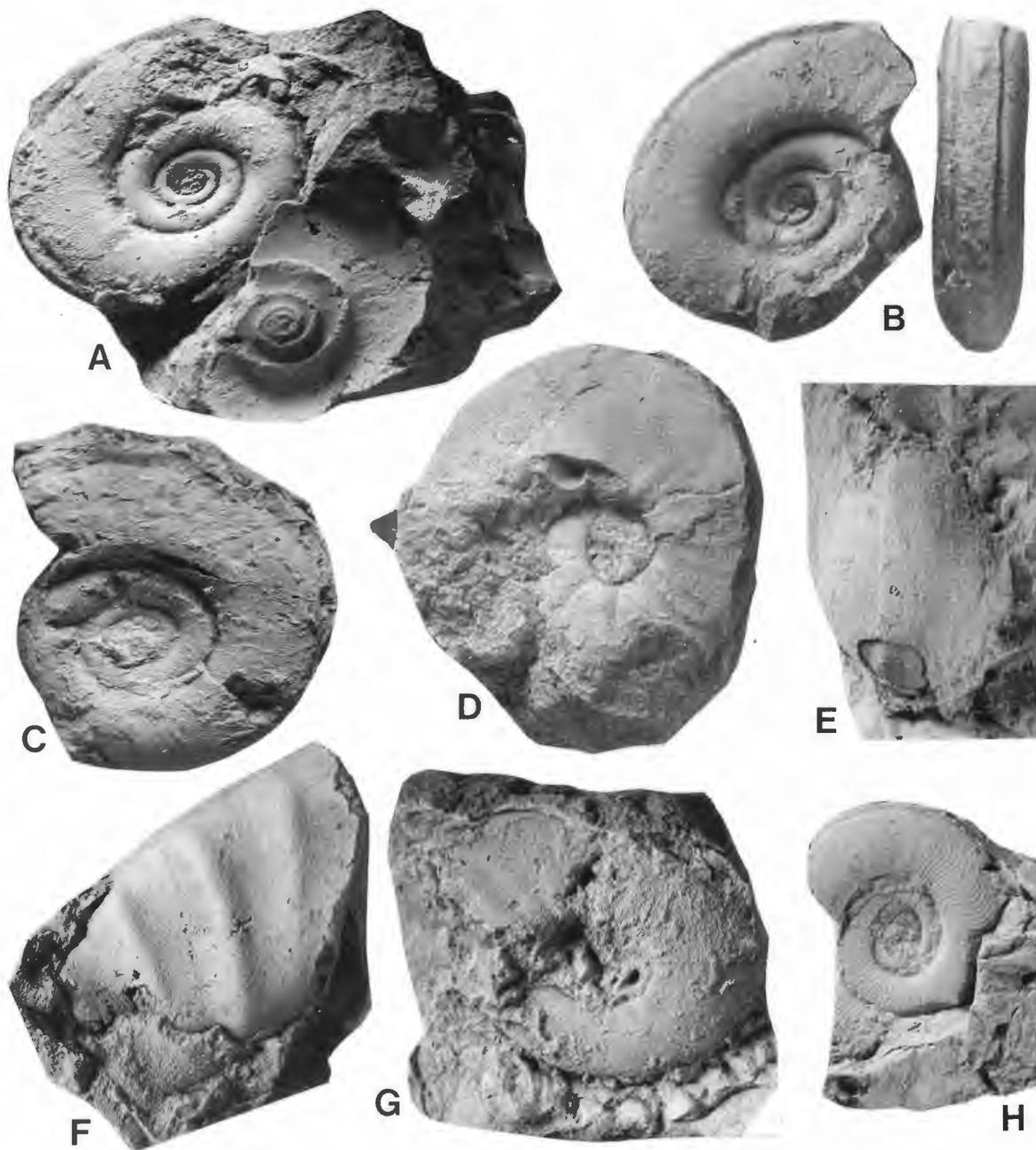


Abb. 14: Ammonoideen aus dem Wocklumer Kalk (obere *subarmata*-Zone bis untere *paradoxa*-Zone) der Probe 1/2 aus der Nordwand von Drewer. Alle coll. CLAUSEN & KORN 1979.

- A: *Linguaclymenia clauseni* (KORN & PRICE 1987); Paratyp GLA NW De520; x 1,5.
- B: *Linguaclymenia clauseni* (KORN & PRICE 1987); Holotyp GLA NW De517; x 1,5.
- C: *Linguaclymenia clauseni* (KORN & PRICE 1987); Paratyp GLA NW De519; x 1,5.
- D: *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832); GLA NW De549; x 1,5.
- E: *Glatziella glaucopis* RENZ 1914; GLA NW De555; x 2,5.
- F: *Kalloclymenia* cf. *subarmata* (MÜNSTER 1832); GLA NW De554; x 1,5.
- G: *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832); GLA NW De550; x 1,5.
- H: *Linguaclymenia similis* (MÜNSTER 1839); GLA NW De548; x 2,5.

*Mimimitoceras? substriatum* (MÜNSTER 1839)  
*Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924)  
*Cymaclymenia nigra* KORN 1991.

In der mittleren Lage fand sich lediglich *Cymaclymenia evoluta*; und die obere Lage enthält eine Fauna mit

*Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923)  
*Acutimitoceras cf. prorsum* (H. SCHMIDT 1925)  
*Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924).



Abb. 15: *Lissoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND 1914); WMfN P 17650 (coll. KORN & CLAUSEN 1989); Profil NG, Bank 93; x 1,5.

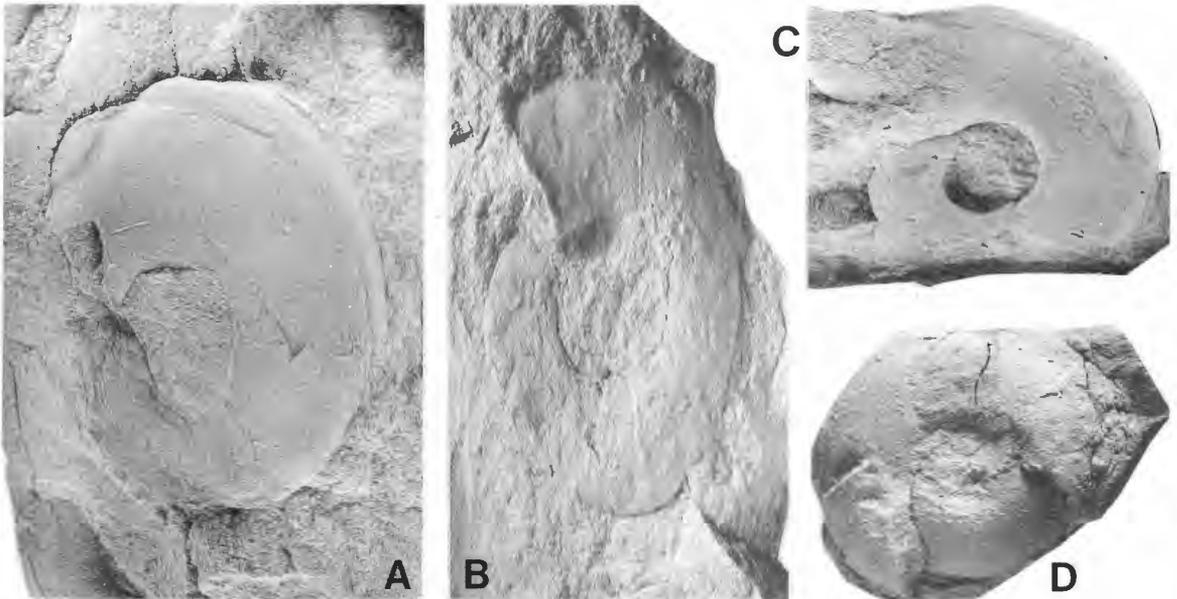


Abb. 16: Ammonoideen aus dem höchsten Oberdevon (obere *paradoxa*-Zone) von Drewer.  
A: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); MBG (coll. SCHINDEWOLF), Bank unbekannt; x 1,5.  
B: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); SMF 51035 (coll. KORN 1987), Profil WB, Bank 92; x 1,5.  
C: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); MBG (coll. SCHINDEWOLF), Bank unbekannt; x 1,5.  
D: *Wocklumeria sphaeroides* (RH. RICHTER 1948); SMF 51034 (coll. KORN 1987), Profil WB, Bank 93; x 1.

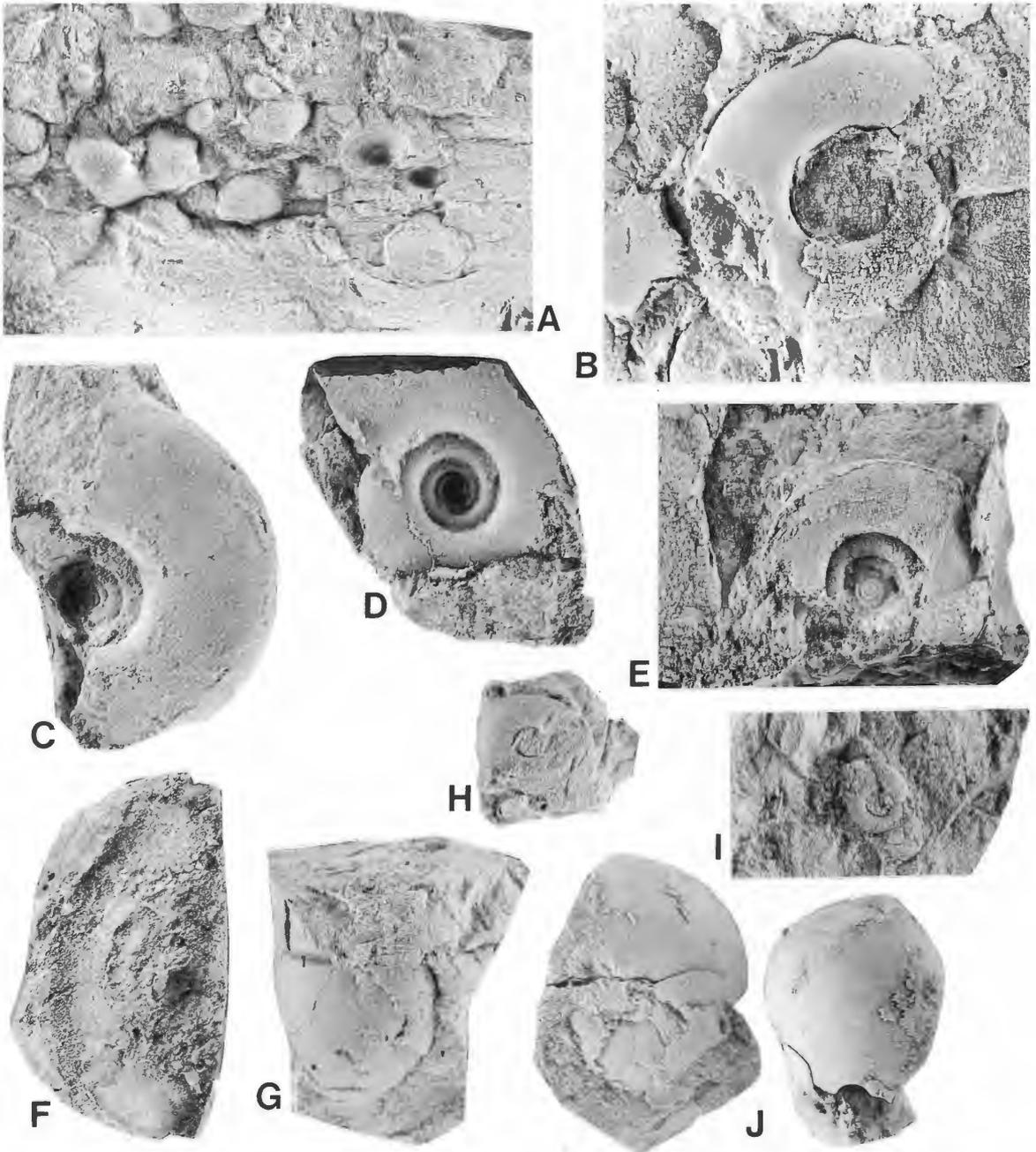


Abb. 17: Fossilien aus dem Hangenberg-Schwarzschiefer von Drewer. Alle coll. KORN 1989.

- A: *Guerichia* sp.; WMfN P 17631; Profil WG, Bank 97; x 2.  
 B: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); SMF 51286; Profil WG, Bank 97; x 2.  
 C: *Cymaclymenia nigra* KORN 1991; Holotyp SMF 51283; Profil WF, Bank 97; x 2.  
 D: *Cymaclymenia nigra* KORN 1991; Paratyp SMF 51284; Profil WI, Bank 100; x 2.  
 E: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); WMfN P 17632; Profil WG, Bank 97; x 2.  
 F: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); SMF 51287; Profil WJ, Bank 100; x 2.  
 G: *Mimimitoceras? substriatum* (MÜNSTER 1840); WMfN P 17633; Profil WG, Bank 97; x 3.  
 H: *Acutimitoceras* cf. *intermedium* (SCHINDEWOLF 1923); WMfN P 17634; Profil WJ, Bank 100; x 3.  
 I: *Acutimitoceras* cf. *prorsum* (H. SCHMIDT 1925); WMfN P 17635; Profil WJ, Bank 100; x 3.  
 J: *Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923); WMfN P 17636; Profil WJ, Bank 100; x 3.

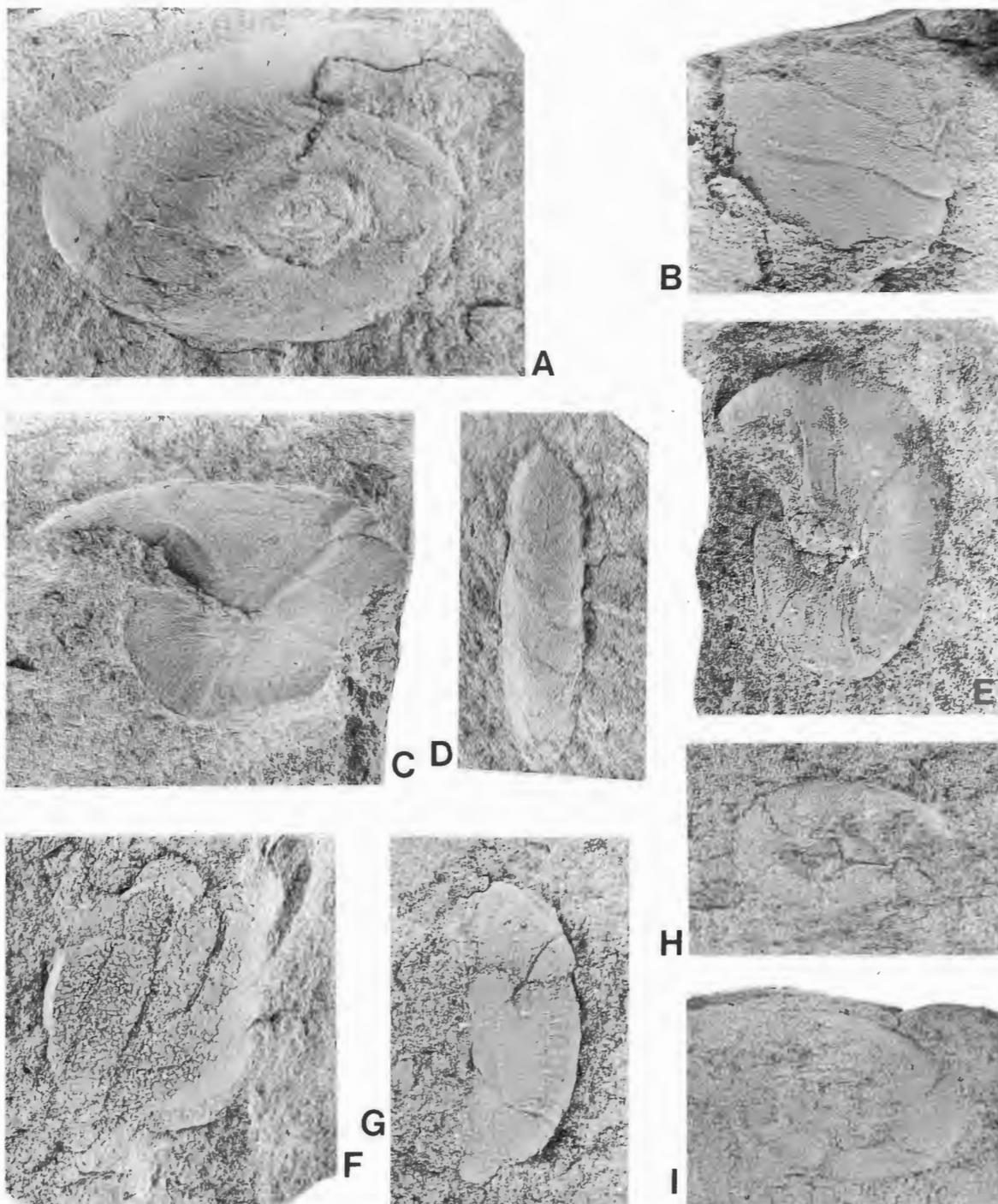


Abb. 18: Ammonoideen aus Sandsteinen an der Devon/Karbon-Grenze von Drewer. Alle coll. KORN 1988.

- A: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); WMfN P 17637; Profil WB, Bank 92; x 2.
- B: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17638; Profil WG, Bank 95; x 2.
- C: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17639; Profil WA, Bank 95; x 2.
- D: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17640; Profil WA, Bank 95; x 2.
- E: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17641; Profil WA, Bank 95; x 2.
- F: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17642; Profil WG, Bank 95; x 2.
- G: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17643; Profil WA, Bank 95; x 2.
- H: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17644; Profil WG, Bank 95; x 3.
- I: *Acutimitoceras* sp.; WMfN P 17645; Profil WG, Bank 95; x 3.

Damit gehören die beiden unteren Lagen noch in die Obere *paradoxa*-Zone, während die obere Lage aufgrund des Auftretens der *Acutimitoceras*-Fauna mit einiger Sicherheit in die *prorsum*-Zone zu stellen ist. Damit ist Drewer die zweite Lokalität, an welcher *Cymaclymenia evoluta* zusammen mit der *Acutimitoceras*-Fauna auftritt (KORN 1991).

In den Sandsteinen, welche an verschiedenen Stellen im Hangenberg-Schwarzschiefer eingelagert sind, konnten nur unsicher bestimmbare Ammonoideen gefunden werden (Abb. 18 B-I). In den Profilen WB, WG und WH lieferten leichtspaltende Sandsteine zahlreiche flachgedrückte Prionoceraten, die wegen des stets in der Jugend geöffneten Nabels zu *Acutimitoceras* (wahrscheinlich meist *Ac. subbilobatum*) gehören. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß diese Sandsteine eine Fauna der *prorsum*-Zone liefern, während die darüber noch an verschiedenen Stellen auftretenden Schwarzschiefer eine reine Clymenien-Fauna enthalten – möglicherweise durch Verdoppelung der Schichtenfolge als Folge von synsedimentären Rutschungen.

Die Tonsteine oberhalb des Hangenberg-Schwarzschiefers sind recht arm an Ammonoideen. Im Profil WB konnten unmittelbar über dem Sandstein (Bank 95), auf dem hier noch 1 cm Schwarzschiefer folgen, Ammonoideen gefunden werden (*Cymaclymenia evoluta* – coll. WEYER 1991). Da die sich darunter befindende Sandsteinbank bereits die *Acutimitoceras*-Fauna lieferte, reicht *C. evoluta* auch hier in die *prorsum*-Zone hinein. Merkwürdigerweise treten *Cymaclymenia evoluta* und *Acutimitoceras* hier nicht auf denselben Schichtflächen auf.

Die Basis des Hangenberg-Kalkes, welche in den verschiedenen Profilen in einem etwas unterschiedlichen stratigraphischen Niveau einsetzt, lieferte vereinzelt Ammonoideen. Es sind meist großwüchsige Exemplare der Arten

*Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923) und  
*Acutimitoceras kleinerae* KORN 1984.

Besonders die Bank 1 des Profiles WB lieferte eine erstaunliche Ammonoideen-Fauna (Abb. 19), bestehend aus

*Acutimitoceras carinatum* (H. SCHMIDT 1924)  
*Lissoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND 1914)  
*Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924)  
*Wocklumeria sphaeroides* (Rh. RICHTER 1848).

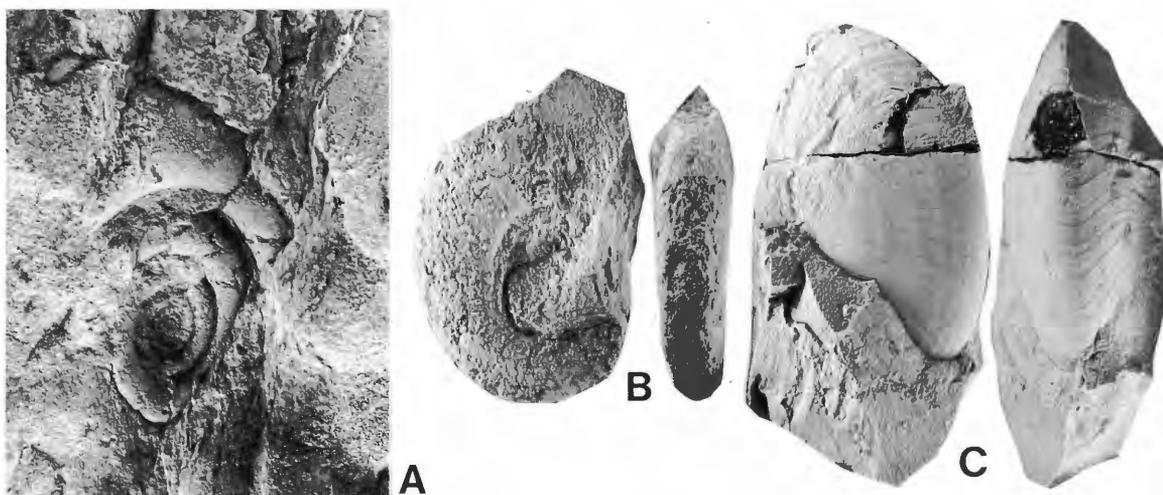


Abb. 19: Ammonoideen aus Bank 1 (*prorsum*-Zone) des Profiles WB von Drewer.

- A: *Lissoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND 1914); WMfN P 17651 (coll. BARTZSCH 1992); x 1,5.  
B: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); WMfN P 17652 (coll. FEIST 1992); x 1,5.  
C: *Acutimitoceras carinatum* (H. SCHMIDT 1925); WMfN P 17653 (coll. WEYER 1992); x 1,5.

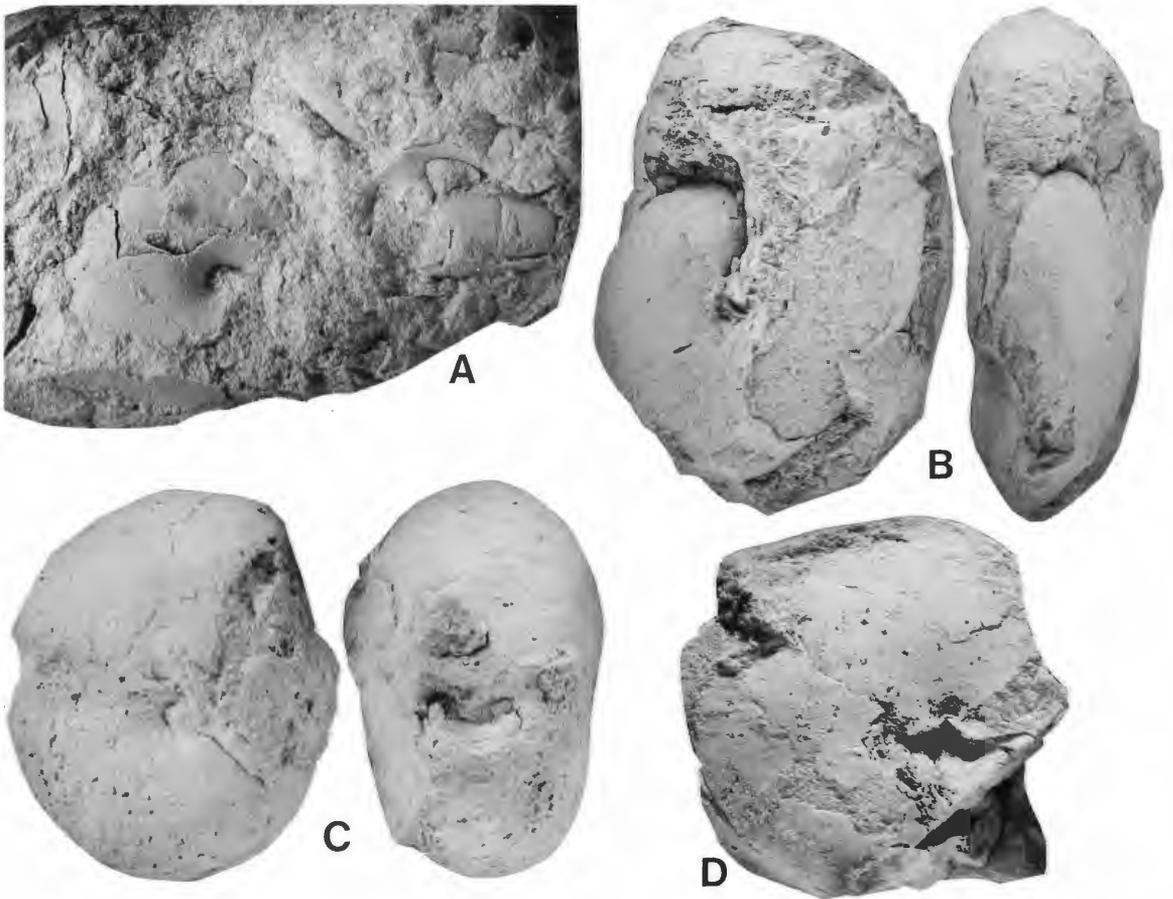


Abb. 20: Ammonoideen aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NG von Drewer. Alle coll. KORN & CLAUSEN 1989.

- A: *Acutimitoceras undulatum* (VÖHRINGER 1960), WMfN P 17646, Bank 4a; x 2.  
 B: *Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923), WMfN P 17647, Bank 2; x 1.  
 C: *Acutimitoceras kleinerae* KORN 1984, WMfN P 17648, Bank 3; x 1.  
 D: *Acutimitoceras acutum* (SCHINDEWOLF 1923), WMfN P 17649, Bank 5; x 1,5.

Das gemeinsame Auftreten dieser Arten ist sicherlich zum Teil durch Umlagerung von Sedimentkörpern verursacht worden. Das einzige Exemplar von *Wocklumeria sphaeroides* entstammt vermutlich einem Geröll des höchsten Wocklumer Kalkes. Diese Herkunft kann für die Exemplare von *Cymaclymenia evoluta* jedoch ausgeschlossen werden, da die Art im Wocklumer Kalk fehlt. Eine Umlagerung ist jedoch für diejenigen Exemplare sicher, die als Gerölle an der Basis der Bank 1 redeponiert worden sind. Für *Acutimitoceras carinatum* sowie mehrere Exemplare von *Lissoclymenia wocklumeri* und *Cymaclymenia evoluta* ist eine Umlagerung unwahrscheinlich. Diese beiden Clymenien liegen zum Teil inmitten der Bank 1 und unterscheiden sich in ihrer Erhaltung mit Schale und ihrer hellgrauen Sedimentfüllung bei Erhaltung des geopetalen Gefüges nicht von dem Exemplar des *Acutimitoceras carinatum* (Abb. 8A).

Damit treten an dieser Stelle ein weiteres Mal Clymenien in der *prorsum*-Zone auf – wenngleich auch eine Umlagerung nicht vollständig ausgeschlossen werden kann. Das Fehlen der für die *Gattendorfia*-Stufe typischen Gattungen *Gattendorfia* und *Eocanites* ist ein Beweis für die Stellung der Bank 1 in die *prorsum*-Zone.

Typische Leitformen der *Gattendorfia*-Stufe liegen aus verschiedenen Profilen vor (Abb. 20):

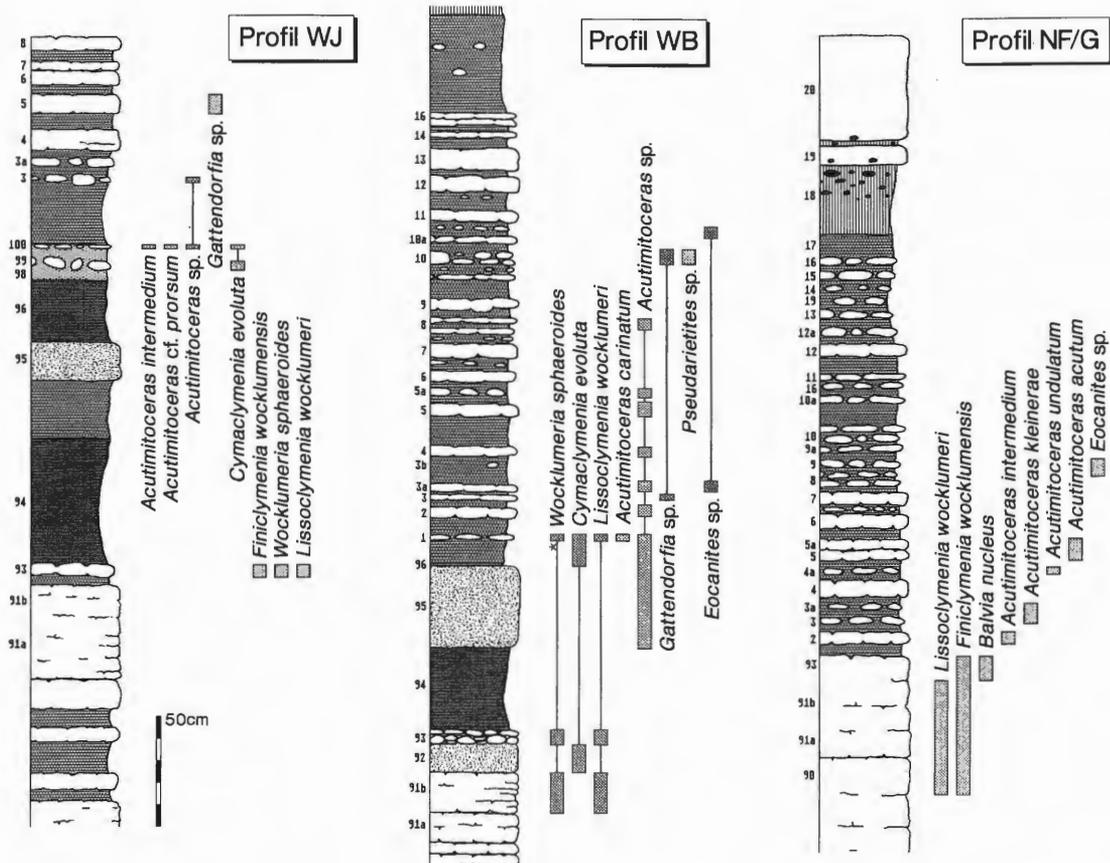


Abb. 21: Die stratigraphische Verbreitung der Ammonoideen in den Profilen WJ, WB und NF, Bestimmungen von D. KORN.

- *Gattendorfia* sp. aus Bank 3 des Profiles WB;
- *Eocanites* sp. aus der Bank 3a des Profiles WB;
- *Acutimitoceras undulatum* (VÖHRINGER 1960) aus der Bank 4a des Profiles NF/G;
- *Gattendorfia* sp. aus Bank 5 des Profiles WJ;
- *Acutimitoceras acutum* (SCHINDEWOLF 1923) aus der Bank 5/5a des Profiles NF/G.

Mit diesen Funden kann die Basis der *Gattendorfia*-Stufe einigermaßen gut korreliert werden: sie liegt stets im unteren Teil des Hangenberg-Kalkes.

Die höheren Ammonoiden-Zonen der *Gattendorfia*-Stufe sind nur sporadisch durch Funde belegt – allerdings sind sie auch nicht so intensiv untersucht worden wie die Schichten des unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzbereiches. Es liegen zahlreiche, wenngleich auch meist schlecht und als Fragmente erhaltene Exemplare der Gattungen *Acutimitoceras*, *Gattendorfia*, *Pseudarietites* und *Eocanites* vor (Abb. 21).

### 5.3. Trilobiten (R. FEIST)

Das Profil WB lieferte eine Reihe von Trilobitenresten (Abb. 22). Die letzte Kalkknollenlage des Wocklumer Kalkes (Bank 93) im unmittelbar Liegenden des Hangenberg-Schwarzschiefers führt verkieselte Exuvienfragmente von zumeist jugendlichen Trilobiten. In Kalkschalenerhaltung konnten nur Phacopiden gewonnen werden. Unzureichender Erhaltungszustand und geringe Materialmenge erlauben keine sichere Artzuweisung. Die Fauna enthält folgende Taxa:

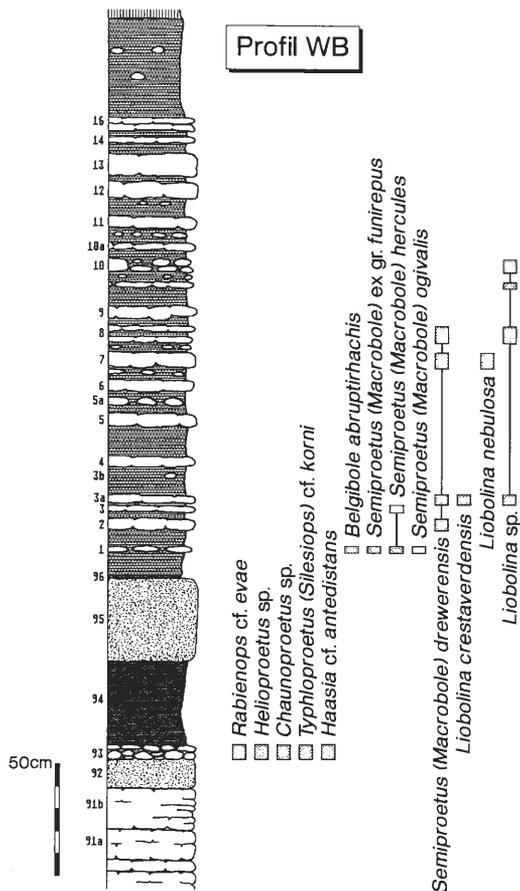


Abb. 22: Die stratigraphische Verbreitung der Trilobiten im Profil WB, Bestimmungen von R. FEIST.

- Helioproetus* sp.
- Chaunoproetus* sp.
- Typhloproetus (Silesiops)* cf. *korni* FEIST 1992
- Haasia* cf. *antedistans* (R. & E. RICHTER 1926)
- Rabienops* cf. *evae* STRUVE 1989.

Diese Assoziation ist typisch für die höchsten Lagen des Wocklumer Kalkes im Sauerland (BRAUCKMANN et al. 1993). Sie ist gekennzeichnet durch weitgehende Augenreduktion, ein Indiz für ein Ablagerungsmilieu unterhalb der photischen Zone. Einschwemmungen von zeitgleichen Flachwassertrilobiten wie *Pseudowaribole*, *Brachymetopus* oder *Omegops* fehlen.

Zum ersten Mal kann am Beispiel des hier untersuchten Profils nachgewiesen werden, daß die Trilobitenassoziation des Wocklumer Kalkes direkt bis an die Basis des Hangenberg-Schwarzschiefers heranreicht. Auffallend ist, daß die relativ große Variationsbreite der Fauna bis an den jähren Sedimentationswechsel heran unverändert beibehalten wird. Die gleichzeitige und äußerst scharfe Unterbrechung verschiedener Linien ist ungewöhnlich und könnte durch eine Sedimentationsunterbrechung (? Regression) vor dem Einsetzen der Schwarzschiefer-Transgression erklärt werden. Der Schwarzschiefer selbst (Bank 94) sowie die darauffolgende Sandsteinbank (Bank 95) haben keine Trilobiten geliefert.

Die folgenden unreinen Kalksteine dagegen sind reich an disartikulierten Panzerteilen, die teilweise verkieselt sind. Die Bank 1 lieferte:

- Belgibole abruptirhachis* (R. & E. RICHTER 1919)
- Semiproetus (Macrobole)* ex gr. *funirepus* (FEIST 1988)

*Semiproetus (Macrobole) hercules* (R. & E. RICHTER 1951)  
*Semiproetus (Macrobole ?) ogivalis* (R. & E. RICHTER 1951)

Extraklasten des Wocklumer Kalkes enthalten an dieser Stelle eine umgelagerte Trilobitenfauna, die neben Phacopiden die Art *Chaunoproetus (Skemmatopyge) tietzei* enthält (coll. D. WEYER 1992).

Im Gegensatz zur Fauna im Liegenden des Schwarzschiefers zeichnet sich die Assoziation von Bank 1 ausnahmslos durch normaläugige Taxa aus. Hierdurch ist auf geringere Wassertiefe als zuvor zu schließen. Wie bereits in den Profilen Drewer NF/G (LEUSCHNER, dieser Band), Stockum (CLAUSEN et al., dieser Band), Müssenbergl (LUPPOLD et al. 1984) und Grüne Schneid (FEIST 1992) erscheint *Belgibole abruptirhachis* in Vergesellschaftung mit der *funirepus*-Gruppe bereits vor dem Einsetzen von *Siphonodella sulcata* noch im höchsten Oberdevon (Obere *praesulcata*-Zone). *Semiproetus (Macrobole) drewerensis* (R. & E. RICHTER 1951) und Arten von *Liobolina* erscheinen dagegen erst im basalen Unterkarbon (*sulcata*-Zone).

## 6. Dank

Die Autoren bedanken sich bei der Firma Steinwerke RISSE (Warstein) für die uneingeschränkte Erlaubnis zum Betreten und Untersuchen des Steinbruches. Die Untersuchungen der Nordwand (C.-D. CLAUSEN, D. KORN) konnten nur mit einem Autokran durchgeführt werden, der vom Westfälischen Museum für Naturkunde, Münster, finanziert wurde. Weitere Unterstützung bei der Aufnahme von Profilen an der Nordwand erfolgte durch die Stadt Warstein.

Die Probennahme und Fossilbergung an der Westwand (D. KORN) durch Abseilen an der Aufschlußwand wurde in Zusammenarbeit mit Franz ADEMME (Warstein), Klaus KORN (Sundern), Werner LUDENIA (Warstein) und Franz-Adolf ROTERS (Warstein) vorgenommen. Herrn Konrad BARTZSCH (Saalfeld) danken wir für die Aufsammlung wichtiger Fossilien. Einige der Conodontdatierungen verdanken wir Prof. Willi ZIEGLER (Frankfurt am Main).

Den Herren Horst HÜTTEMANN, Wolfgang GERBER und Ralf KRAUSSER (Tübingen) danken wir für die Herstellung von REM-Aufnahmen, die Herstellung von Foto-Abzügen und Dünnschliffen. Der überwiegende Teil der Dünnschliffe wurde in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, hergestellt (F. W. LUPPOLD).

## 7. Literatur

- BECKER, G., CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (im Druck): Verkieselte Ostracoden des Thüringer Ökotyps aus dem Grenzbereich Devon/Karbon im Steinbruch Drewer (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg; Frankfurt am Main.
- BISCHOFF, G. (1957): Die Conodonten-Stratigraphie des rheno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria* Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **19**: 1-64, 1 Abb., Tab. 1-2, Taf. 1-6; Wiesbaden.
- BRAUCKMANN, C., CHLUPAC, I. & FEIST, R. (1993, im Druck): Trilobites at the Devonian-Carboniferous boundary. – Ann. Soc. géol. Belg., **115/2** (für 1992); Bruxelles.
- CLAUSEN, C.-D. (1990): Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Geol. Jb., **D 95**: 211-251, Abb. 1-9, Tab. 1, Taf. 1, Hannover.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., FEIST, R., LEUSCHNER, K., GROOS-UFFENORDE, H., LUPPOLD, F.W., STOPPEL, D., HIGGS, K. & STREEL, M. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beiträgen von ERKWOH, F.D., KAMP, H. Von, REHAGEN, H.-W., WEBER, P. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., **4516** Warstein: 1-155, Abb. 1-20, Tab. 1-14, Taf. 1-3; Krefeld.

- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1989): Nachweis von Glaukonit in den Devon/Karbon. Grenzschichten im östlichen Provinzial-Steinbruch Drewer (Belecker Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 227-259, Abb. 1-9, Tab. 1-3, Taf. 1-4; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1987): The eastern Provincial Quarry at Drewer (northeastern Rhenish Slate Mountains), a stratotype candidate for the Devonian/Carboniferous Boundary. – Senckenbergiana lethaea, **87** (5/6): 467-477, fig. 1-7, tab. 1-2; Frankfurt a. M.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W., mit einem Beitrag von KORN, D. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161-226, Abb. 1-27, Tab. 1-12, 1 Taf. ; Krefeld.
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). – J. Geol. B.-Anst., **135** (1): 21-47, Abb. 1-2, Taf. 1-4; Wien.
- FLAJS, G. & FEIST, R. (1988): Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 53-107, Abb. 1-15, Taf. 1-11; Frankfurt a.M.
- JOHNSON, J.G. & SANDBERG, C.A. (1988): Devonian eustatic events in the western United States and their biostratigraphic responses. – In: N.J. McMILLAN, A.F. EMBRY & D.J. GLASS (Ed.), Devonian of the World, vol. III: Paleontology, Paleocology and Biostratigraphy, CSPG Memoir, **14**: 171-178, Abb. 1-2; Calgary.
- KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 71-89, Abb. 1-6, Taf. 1-4; Frankfurt a.M.
- KORN, D. (1988): On the stratigraphical occurrence of *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924) at the type locality. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 215-216, Abb. 1; Frankfurt a.M.
- KORN, D. (1989): *Cymaclymenia* aus der *Acutimitoceras*-Fauna (*prorsum*-Zone) vom Müszenberg (Devon/Karbon-Grenze; Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géologie, **98** (3/4), Festschrift Eva PAPROTH: 371-372, Abb. 1-2; Bruxelles.
- KORN, D. (1991): Threedimensionally preserved clymeniids from the Hangenberg Black Shale of Drewer (Cephalopoda, Ammonoidea; Devonian/Carboniferous boundary; Rhenish Massif). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1991** (9): 553-563, Abb. 1-5; Stuttgart.
- KOSCHINSKI, G. (1979): Mikrostrukturelle und mikrothermometrische Untersuchungen an Quarzmineralisationen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. Univ. Göttingen: 1-146, Abb. 1-50, Tab. 1-3, Taf. 1-6; Göttingen [unveröff.].
- LANE, H.R., SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**: 117-164, Abb. 1-3, Tab. 1-11, Taf. 1-10; Marburg.
- LEUSCHNER, K. (1993, dieser Band): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und der *Gattendorfia*-Stufe des Profiles NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.
- LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofils auf dem Müszenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 91-121, Abb. 1-7, Tab. 1-4, Taf. 1-6; Frankfurt a.M.
- OVER, D.J. (1992): Conodonts and the Devonian-Carboniferous boundary in the Upper Woodford Shale, Arbuckle Mountains, south-central Oklahoma. – J. Paleont., **66** (2): 293-311, Abb. 1-7, Tab. 1-9; Tulsa, Oklahoma.
- PAECKELMANN, W. & RICHTER, G. (1938): Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58** (für 1937): 256-272, Ab. 1-4, 1 Taf. ; Berlin.
- PAPROTH, E., BECKER, TH., CLAUSEN, C.-D., KOMPA, R., KORN, D. & STOPPEL, D. (1986): Field trip to the Late Devonian outcrops in the Northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). – Exkursionsführer Aachen 1986: Late Devonian events around the Old Red Continent: 1-12, Abb. 1-27, Tab. 1-4.
- RHODES, F.H.T., AUSTIN, R.C. & DRUCE, E.C. (1969): British Devonian (Carboniferous) Conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation. – Bull. British Museum, Geology, Suppl. **5**: 1-313, Abb. 1-92, Taf. 1-31; London.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1949): Die Trilobiten der Erdbach-Zone (Kulm) im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. 1. Die Gattung *Phillibole*. – Senckenbergiana, **30** (1/3): 63-94, Abb. 1, Taf. 1-5; Frankfurt a.M.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, **32** (1/4): 219-266, Abb. 1-10, Tab. 1-2, Taf. 1-5; Frankfurt a.M.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1923): Über Fossley, Étroeungt und verwandte Fragen. – Clb. Miner., Geol., Paläont., **1923**: 214-221, 246-254; Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1926): Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 88-133, Abb. 1-5, Taf. 1; Berlin.

SCHINDEWOLF, O.H. (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon) Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **178**: 1-132, Abb. 1-27, Taf. 1-4; Berlin.

SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i.W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (für 1920): 254-339, Abb. 1-7, Taf. 12, 13.

SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44** (für 1923): 98-171, Abb. 1-6, Taf. 6-8; Berlin.

SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, C.J. & SCHRAMM, J.-M. (1992): The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A multidisciplinary approach. – Jb. Geol. B.-A., **135** (1): 57-98, Abb. 1-21, Tab. 1-3, Taf. 1-7; Wien.

TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 201-276, Abb. 1-31, Tab. 1-15; Krefeld.

VÖHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3/1**: 107-196, fig. 1-53, pl. 1-7, 1 Tab.; Krefeld.

WEYER, D. (1973): *Drewerelasma*, ein neues Rugosa-Genus aus der *Gattendorfia*-Stufe (Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. geol. Wiss., **1**: 975-980, Abb. 1-7; Berlin.

ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Rheinld. u. Westf., **17**: 343-360, Abb. 1-4, 1 Tab., Taf. 1-2; Krefeld.

ZIEGLER, W. (1971): Rhenish Slate Mountains and Hartz Mountains. – Excursionsführer „Symposium on conodont taxonomy“, 1971: 1-47, Abb. 1-26.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 231-239, Abb. 1-6, Taf. 1-2; Frankfurt a.M.

## 8. Anhang:

### Petrographie, Litho- und Biofazies einiger Profile (C.-D. CLAUSEN)

#### 1. Westwand, Profil WJ

##### **Bank 100** (Schliff 5184)

Diagnose: Quarzhaltiger fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugraue, von den Rändern her ockerig anwitternde Kalkknolle.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit bis Mikrospatit mit detritischen Quarzen und Eisenhydroxid, von dünnen Pseudosparitgängen durchzogen.

Fossilien: Ostracoden, Cephalopoden, Filamente, Foraminiferen (?).

#### 2. Westwand, Profil WI

9 Dünnschliffe: 5175, 5176, 5177, 5178, 5179, 5180, 5181, 5182, 5183. Beschreibung vom Liegenden zum Hangenden:

##### **Bank 93** (Schliff 5175)

Diagnose: Biomikrit mit Übergängen zu Biomikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer Kalkstein, knollig auflösend, mit unregelmäßigen Oberflächen. Von den Rändern und den Trennflächengefügen her bräunlich bis ockerig anwitternd.

Mikroskopische Beschreibung: Der Mikrit besteht aus feinsten Tonpartikeln, Grundmasscalcit und Quarz (<10 µm). Er ist von Limonit flächig imprägniert. Inselartige mikrosparitische, durch Sammelkristallisation entstandene Bereiche sind meist durch bräunliche Fugen vom Mikrit abgetrennt. Das Sediment wird von 150 bis 250 µm breiten pseudosparitischen Gängen durchzogen, welche auskeilen und in tektonische Fugen übergehen können.

Fossilien: Brachiopoden- und Lamellibranchiaten-Filamente, Ostracoden, z.T. stachelbewehrt, mit Sparit-hauben (geopetales Gefüge).

**Bank 99** (Schliff 5176)

Diagnose: Fossilführender, quarzreicher Sparit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer bis schwarzblauer, Schwefelkieseinlagerungen enthaltender, sehr feinkörniger Kalkstein. Oberflächennahe Poren sind mit Eisenhydroxid gefüllt.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Grundmasse mit zahlreichen, 40 bis 60 µm großen detritischen Quarzen, Kernbereich des Schliffes frei von Eisenhydroxid-Imprägnationen.

Fossilien: Crinoiden, Filamente, Calcisphaeren, Ostracoden (?), pyritisierte Initialgehäuse von convoluten Cephalopoden. Schwefelkiesknollen enthalten im Kern z.T. Calcit: Es könnte sich hierbei um calcitische Fossilreste handeln, die von Schwefelkies allseitig ummantelt werden.

**Bank 100** (Schliff 5177)

Diagnose: Quarz- und glimmerreicher Mergelstein.

Makroskopische Beschreibung: Sehr feinkörniger blaugrauer bis mittelgrauer Mergelstein. Oberflächennahe Poren sind mit Eisenhydroxid gefüllt.

Mikroskopische Beschreibung: Kornskelett aus angularen, 50 bis 60 µm großen detritischen Quarzen und 100 bis 300 µm langen Glimmerleisten.

Die Zwickelräume sind mit Carbonat und Eisenhydroxid gefüllt. Inselartig auftretende punktförmige Aggregate oder diffuse Imprägnationen von Eisenhydroxid lassen sich auf verwitterte punkt- bis linsenförmige Schwefelkiesanreicherungen zurückführen.

**Bank 3** (Schliff 5178)

Diagnose: Eisenhydroxidhaltiger Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Unregelmäßig knolliger, dichter, ockergelber Kalkstein bis Mergelstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrospatitische Grundmasse aus Calcitkörnern von meist <10 µm. Sporadische subangulare Quarze. Dichter, alle Zwickelräume ausfüllender Eisenhydroxidfilz. Einige 100 bis 200 µm große Einzelaggregate aus Schwefelkies sind randlich in Brauneisen umgewandelt.

Fossilien: Wenige Filamente und unbestimmbare Reste.

**Bank 3a** (Schliff 5179)

Diagnose: Quarzreicher Mikrit.

Makroskopische Beschreibung: Knolliger blaugrauer bis schmutzig grauer Kalkstein mit einigen Fossilenschill-Lagen. Der Kalkstein ist randlich und von Trennflächen her stark mit Eisenhydroxid imprägniert.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Grundmasse mit 40 bis 60 µm großen Quarzen und Glimmerleisten. Zwickelräume sind mit Eisenhydroxid und Glimmerpartikeln gefüllt.

Fossilien: Filamente, Trilobitenschill.

**Bank 4** (Schliff 5180; Taf. 1 Fig. 2)

Diagnose: Trilobitenschillführender Biomikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Stark eisenschüssiger blaugrauer Kalkstein mit Pseudosparitgängen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrospatitische Grundmasse aus Calcitkörnern, 30 bis 40 µm großen angularen detritischen Quarzen, einigen Glimmerleisten, würfelförmigen Pyriten und Limonit in den Zwickelräumen. Einige größere, durch Herauswitterung von Fossilien entstandene Hohlräume sind sekundär mit Sparit gefüllt.

Fossilien: Reichlich Trilobitenschill, Filamente, Ostracoden.

**Bank 5** (Schliff 5181)

Diagnose: Fossilführender Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Dichter mittelgrauer Kalkstein mit vereinzelt Schwefelkieskörnern. Von den Oberflächen her und an Trennflächen stark mit Eisenhydroxid imprägniert.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrospatitische Grundmasse mit 30 bis 40 µm großen, angularen bis subangularen Quarzen. Einige Pseudosparitgänge. Filamente mit anhaftenden Schwefelkieskörnern.

Fossilien: Trilobitenschill und Filamente (nur vereinzelt), Ostracoden (ohne Stacheln, calcitisch).

**Bank 6** (Schliff 5182)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer dichter Kalkstein. Von den Oberflächen und von den Trennflächen her mit Eisenhydroxid imprägniert.

Mikroskopische Beschreibung: Häufiger Wechsel von mikritischen, mikrospatitischen bis spatitischen Bereichen, die durch fiederförmig aufgabelnde, durch Eisenhydroxid anreicherungen gekennzeichnete Grenzflächen voneinander abgetrennt werden. Die Calcite der mikrospatitischen Grundmasse sind 40 bis 50 µm groß. Zwickelräume sind mit Eisenhydroxid ausgefüllt. Stromatactisstrukturen. Pseudosparitgänge werden von kleinen Scherflächen abgeschnitten.

Fossilien: Ostracoden (spindelförmig, calcitisch), Crinoiden, Trilobitenschill, Filamente.

**Bank 7** (Schliff 5183; Taf. 1 Fig. 1)

Diagnose: Trilobitenführender Biomikrit bis Biosparrudit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer, sehr fossilreicher Kalkstein mit lagenförmigen Anreicherungen von Trilobitenschill. Pyritaggregate. Trennflächen mit Eisenhydroxid ausgekleidet.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische und durch Sammelkristallisation entstandene mikrosparitische Anteile, oft durch auffiedernde Scherflächen voneinander getrennt.

Fossilien: Trilobitenschill (sehr zahlreich), Filamente, Crinoiden, Cephalopodenreste, Ostracoden (z.T. stachelbewehrt), Brachiopodenreste.

**3. Nordwestwand, Profil WB**

11 Dünnschliffe: 735a und b; 736a und b; 737; 738; 739a und b; 740a, b, c.

**Bank 91b** (Schliff 735a; Taf. 1 Fig. 4)

Diagnose: Pelletführender Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Schliff enthält die Reste eines mindestens 4 cm langen Cephalopodengehäuses (*Wocklumeria sphaeroides*). Kleinstfossilien mit körnigen Rindenstrukturen sind in die Windungshohlräume eingelagert und von Mikrosparit umgeben. Die Cephalopodenschale ist z.T. durch Schwefelkies oder fibrösen Calcit ersetzt. An die Außenwindungen sind dünne Lagen mit durch Eisenhydroxid gefärbtem Mikrit angelagert. Die mikritischen Partien enthalten detritischen Quarz und Glimmerleisten. Zwischen einigen mikritischen und mikrosparitischen Bereichen treten durch Eisenhydroxide eingefärbte Drucklösungskontakte (Mikrostylolithen) auf. Pellets.

Fossilien: Cephalopoden, Ostracoden, Foraminiferen, Radiolarien, Crinoiden, Filamente.

**Bank 91b** (Schliff 735b)

Diagnose: Biosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Schliff enthält einen mindestens 4 cm langen Cephalopoden (*Wocklumeria sphaeroides*). Texturelle Merkmale wie Schliff 735a. Ein 2,5 cm langer Innenwindungsraum ist durch Calcit ersetzt. Zahlreiche Kleinfossilien sind in die Windungshohlräume eingelagert.

Fossilien: Cephalopoden, Ostracoden, Trilobitenreste, Radiolarien, Brachiopoden-Fragmente, Bryozoenreste, Crinoiden, Filamente.

**Bank 93** (Schliff 736a; Taf. 1 Fig. 3)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit sporadisch eingestreuten detritischen Quarzen und Glimmern. Schwefelkiesaggregate. Fleckenweise mikrosparitische Sammelkristallisation. Schichtparallele brauneiseninkrustierte Filament-Lagen, teils „Gewölbt-oben“ mit Sparithauben (geopetales Gefüge), teils „Gewölbt-unten“.

Fossilien: Filamente (z.T. Brachiopoden), Ostracoden, Foraminiferen, Conodonten, Crinoiden, mikritgefüllte Röhren (? orthocone Cephalopoden).

**Bank 93** (Schliff 736b)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit detritischen Quarzen. Mikrosparitische Sammelkristallisation. Mehrere diagonal zu ss verlaufende, durch Eisenhydroxid imprägnierte Trennflächen.

Fossilien: Filamente, Ostracoden, Crinoiden, Trilobitenreste, Initialgehäuse convoluter und orthoconer Cephalopoden.

**Bank 1** (Schliff 740a)

Diagnose: Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit, bestehend aus calcitischer Grundmasse, detritischen Quarzen von 30 bis 50 µm, Glimmerleisten und Eisenhydroxid. Eingestreut sind sekundär gesproßte Pyritkuben. Wühlgefüge.

Fossilien: Ostracoden, Trilobiten, Cephalopoden, Filamente. Die Filamente sind schichtparallel eingeregelt, z.T. zerbrochen.

**Bank 1** (Schliff 740b)

Diagnose: Biointramikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Aus Grundmassecalcit, Quarz, Glimmern und Eisenhydroxidaggregaten bestehende mikritische Matrix, wechsellagernd mit einer Siltlage. Kleine Pyritkristalle. Einschlüsse von abgerollten Intraklasten. Wühlgefüge.

Fossilien: Juvenile Cephalopoden, Crinoiden, Conodonten, reichlich Filamente.

**Bank 1 horizontal** (Schliff 740c)

Diagnose: Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix wie Schliffe 740a und b. Stark schwefelkiesführend. Mi-

krosparitische Sammelkristallisation. Fossilien z.T. spätig.  
Fossilien: Überaus zahlreiche Filamente in allen Schnittlagen, Crinoiden, Bryozoen (?).

**Bank 2** (Schliff 739a)

Diagnose: Trilobiten- und Crinoidenschillführender Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Zweiteilung in einen tieferen, 2,8 cm mächtigen Mikrit aus Grundmassecalcit und Eisenhydroxid und einen höheren, 4 bis 5 mm mächtigen mikritischen Abschnitt mit Quarzen in Siltkorngroße, Glimmern und Schwefelkies.

Fossilien: Im tieferen Teil: Ostracoden; im höheren Teil: Trilobitenschill, Crinoiden, Ostracoden. Fossilien mit körnigem Rindenzement.

**Bank 2** (Schliff 739b)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Im tieferen Abschnitt Mikrit mit zahlreichen Crinoidenfragmenten, von diagonal und senkrecht zur Schichtung gerichteten, mit Eisenhydroxid ausgekleideten Scherfugen durchzogen; im höheren Abschnitt eine 0,8 bis 1 cm mächtige carbonathaltige Siltsteinlage mit ca. 40 µm großen detritischen Quarzen, schichtparallelen Glimmern, Schwefelkiesaggregaten und flächigen Eisenhydroxidimprägnationen. Pellets.

Fossilien: Crinoiden, Filamente.

**Bank 3** (Schliff 738)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

Mikroskopische Beschreibung: Heller Mikrit mit Filamenten, Calcisphaeren, Crinoiden und nur schemenhaft auftretenden Ostracoden; dunkler Mikrit, von vielen kleinen Schwefelkieskörnern durchstäubt, die z.T. in Brauneisen umgewandelt sind. Mikrospatitische Sammelkristallisation.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Calcisphaeren.

**Bank 3a** (Schliff 737)

Diagnose: Fossilführender, eisenhydroxidhaltiger Mikrit bis Mikrospatit.

Mikroskopische Beschreibung: In die mikritische bis mikrospatitische Matrix sind sporadisch Quarz und Glimmer eingestreut. Die Matrix ist von einem dichten Eisenhydroxidfilz imprägniert. Reichlich Pyrit; die größeren Kristalle und Aggregate sind von Brauneisenhöfen umgeben. Das Sediment ist von zahlreichen, in feinste Fiedern aufzabelnden Trennflächen durchzogen.

Fossilien: Crinoidenrelikte, Ostracoden.

4. Nordostwand, Profil NG

12 Dünnschliffe: 5163, 5164, 5165, 5166, 5167, 5168, 5169, 5170, 5171, 5172, 5173, 5174

**Wocklumer Kalk 80 cm unter Top** (Schliff 5163)

Diagnose: Biomikrit.

Makroskopische Beschreibung: Stark verwitterter gelbbrauner Kalkstein. Braunfärbung verstärkt von Fugen und Rissen ausgehend. Pyrit z.T. idiomorph, z.T. in unregelmäßigen Aggregaten.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische, etwas quarzführende, stark mit Eisenhydroxid verfilzte Matrix.

Fossilien: Brachiopoden-Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Querschnitte, Ostracoden (mit geopetalem Gefüge).

**Wocklumer Kalk 50 cm unter Top, Bank 90** (Schliff 5164)

Diagnose: Trilobitenschillführender Biospatit bis Biomikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Knollenkalkstein mit einer stark durch Eisenhydroxid imprägnierten Tonmatrix in den Fugen zwischen den Kalkknollen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit angularen Quarzen bis 50 µm Größe. Mikrospatitische Sammelkristallisation. Stromatactis-Gefüge. Etwas Wühlspuren, Geopetales Gefüge.

Fossilien: Ostracoden, reichlich Trilobitenschill, Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Reste, Fragmente orthoconer Gehäuse.

**Wocklumer Kalk 10 cm unter Top, Bank 91b** (Schliff 5165)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrospatit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit detritischen Quarzen in Siltkorngroße. Sammelkristallisation. Eisenhydroxidische Imprägnierung sowie krustenförmige Brauneisenanlagerungen an den Filamenten. Viele Fossilreste treten im Eisenhydroxidfilz nur schemenhaft auf.

Fossilien: Filamente, ss-parallel in „Gewölbt-unten-Position“ eingeregelt; Ostracoden (mit geopetalem Gefüge); Trilobitenschill, Crinoiden, Initialgehäuse von Cephalopoden.

**Top des Wocklumer Kalkes, Bank 93** (Schliff 5166; Taf. 1 Fig. 5)

Diagnose: Biomikrit sowie fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterte Abfolge geringmächtiger Knollenkalkbänke und zwischengelagerter Tonsteinlagen, von einem Pseudosparitgang durchsetzt.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit dichtem Eisenhydroxidfilz und eingestreuten angularen bis subangularen Quarzen von 30 bis 40 µm Größe. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Trennfugen. Geopetales Gefüge.

Fossilien: Filamente, Ostracoden, Calcisphaeren, Crinoiden, Cephalopoden-Fragmente.

**Bank 2** (Schliff 5167; Taf. 1 Fig. 7)

Diagnose: Crinoidenführender Biomikrudit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbrauner knolliger Kalkstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische, völlig mit Eisenhydroxid verfilzte Grundmasse. Einlagerung detritischer, ca 30 µm großer Quarze. Geopetales Gefüge. Reichlich Fossilschill, vor allem Filamente, statistisch eingeregelt. Ansammlung von etwas Fossilschill in den Hohlräumen größerer Schalenrelikte. 0,7 bis 1 mm große Crinoidenfragmente.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Reste.

**Bank 3** (Schliff 5168)

Diagnose: Mikrit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugraue, gelbbraun verwitterte Kalkknollen in einer gelbbraunen bis ockerigen Kalkmergelmatrix. Die Kalkknollen sind von mit Eisenhydroxid ausgekleideten Scherrissen durchzogen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit, bestehend aus Grundmassecalcit, Tonmineralen und einem dichten Eisenhydroxidfilz mit zahlreichen 40 bis 50 µm großen angularen bis subangularen Quarzen und länglichen Glimmermineralen. Mikrosparitische Sammelkristallisation.

**Bank 4** (Schliff 5169)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrit.

Makroskopische Beschreibung: Verwitterter, mit Eisenhydroxid imprägnierter, gelbbrauner Kalkstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit, bestehend aus Grundmassecalcit, sporadischen Quarzen, Tonmineralen und zahlreichen Goethitaggregaten von <10 bis 40 µm Größe. Sammelkristallisation (Pflastergefüge). Pseudosparitgang.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Trilobitenschill.

**Bank 4a** (Schliff 5170)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrudit bis Biosparrudit.

Makroskopische Beschreibung: Überaus fossilreiche, in Kalkmergel eingelagerte, Pyritkristalle enthaltende und von Eisenhydroxid imprägnierte Kalksteinlinse.

Mikroskopische Beschreibung: In eine zahlreiche Goethitaggregate enthaltende Grundmasse aus Mikrit und Mikrosparit sind große Sparitflecken eingelagert. Pseudosparitgang. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Scherrisse.

Fossilien: Filamente, Crinoiden (groß und zahlreich), Cephalopodenreste.

**Bank 5** (Schliff 5171; Taf. 1 Fig. 6)

Diagnose: Biomikrudit bis Biosparrudit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterter Kalkstein mit reichlich Fossilschill.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische bis mikrosparitische Grundmasse, stark von Eisenhydroxidpigmenten durchsetzt. Fossile Wasserwaagen (Geopetales Gefüge). Diskontinuitätsflächen (Hartgründe).

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Trilobiten-Schill, Initialgehäuse convoluter Cephalopoden, orthocone Cephalopoden.

**Bank 7** (Schliff 5172)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterter Kalkstein, von den Rändern her kräftig mit Eisenhydroxid imprägniert, von Trennflächen durchzogen. Großer Pseudosparitgang.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit angularen 10 bis 20 µm großen Quarzen und zahlreichen 10 bis 30 µm großen Goethit-Aggregaten. Zwischen einzelnen Komponenten befinden sich Orthosparitfüllungen.

Fossilien: Filamente, Trilobitenschill, Crinoiden.

**Bank 9** (Schliff 5173)

Diagnose: Quarzführender fossilhaltiger Mikrit.

Makroskopische Beschreibung: In eine Mergelsteinmatrix eingebettete Kalksteinknollen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit Grundmassecalcit, z.T. mit durch Sammelkristallisation zustandekommenen größeren Calcitflecken >20 bis 30 µm, ferner mit sehr viel Quarz von 30 bis 50 µm Größe und Goethitaggregaten. Von mehreren mit Eisenhydroxid bekleideten Trennflächen durchzogen.

Fossilien: Fossilumrisse nur schemenhaft, vor allem Filamente, vereinzelt Ostracoden, Pellets bis zu 140 µm Durchmesser und Crinoidenfragmente.

**Bank 12** (Schliff 5174)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer, gelbbraun verwitterter Knollenkalkstein, eingelagert in Mergelstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit 50 µm großen Quarzen und zahlreichen <10 µm großen Goethitaggregate, von mit Eisenhydroxid imprägnierten Scherzonen durchzogen.

Fossilien: Brachiopoden- und Trilobitenreste, Crinoiden, Cephalopodenfragmente, Ostracoden.

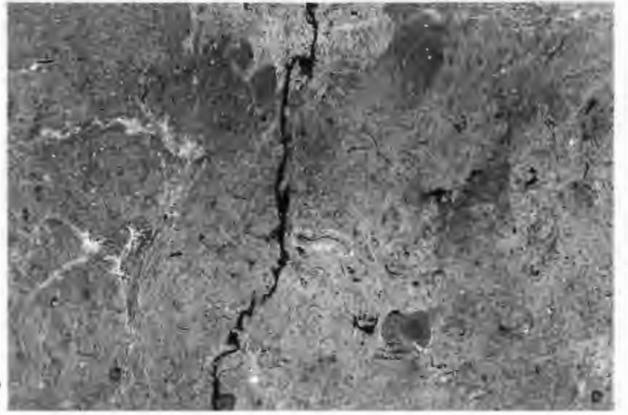
## Tafel 1

Carbonat-Mikrofazies der Profile WI, WB und NF/G, Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3 [ausführliche Beschreibung der abgebildeten Schliffe im Anhang (Kap. 8.2. bis 8.4.)].

- Fig. 1:** Profil WI, Hangenberg-Kalk, Bank 7, GLA NW De 734 (Schliff 5183): Pyrit- und eisenhydroxidhaltiger Biomikrit bis Biosparrudit mit Trilobitenschill (reichlich), Crinoidenresten und Cephalopodenfragmenten.
- Fig. 2:** Profil WI, Hangenberg-Kalk, Bank 4, GLA NW De 735 (Schliff 5180): Eisenhydroxidhaltiger und pyritführender Biomikrosparrit mit Trilobitenquerschnitten, Filamenten und Ostracoden. In Schliffmitte ein Pseudosparritgang mit feinwelligem Verlauf.
- Fig. 3:** Profil WB, Wocklumer Kalk, Bank 93, BGR Ma 12316 (Schliff 736a): Biomokrit mit fleckenweise mikrosparitischer Sammelkristallisation. Mikritgefüllte Fossilquerschnitte mit Sparithauben (geopetales Gefüge). Ostracoden, Crinoiden, orthocone Cephalopoden.
- Fig. 4:** Profil WB, Wocklumer Kalk, Bank 91b, BGR Ma 12317 (Schliff 735a: Querschnitt von *Wocklumeria sphaeroides*. Windungshohlräume ausgefüllt mit Mikrosparrit, welcher von durch Eisenhydroxid eingefärbte Drucksuturen (Mikrostylolithen) durchzogen wird. Zahlreiche Kleinstfossilien in den Windungshohlräumen eingeschlossen.
- Fig. 5:** Profil NF/G, Top des Wocklumer Kalkes, Bank 93, GLA NW De 736 (Schliff 5166): Mikrit bis Mikrosparrit mit Eisenhydroxid entlang von Trennfugen und in Form von Aggregaten. Mikrosparitische Sammelkristallisation. Filamente, Ostracoden, Echinodermen.
- Fig. 6:** Profil NF/G, Hangenberg-Kalk, Bank 5, GLA NW De 737 (Schliff 5171): Biomikrudit bis Biosparrudit mit überaus zahlreichen Filamenten, Crinoiden, Trilobiten und Initialgehäusen convoluter Cephalopoden. Fossile Wasserwaagen. Es handelt sich insgesamt um eine Einschwemmungslage ohne erkennbare Einregelung.
- Fig. 7:** Profil NF/G, Hangenberg-Kalk, Bank 2, GLA NW De 738 (Schliff 5167): Mikritische eisenhydroxidhaltige Grundmasse mit Filamenten und großen Crinoidenfragmenten. Keine erkennbare Einregelung. Fossile Wasserwaagen.



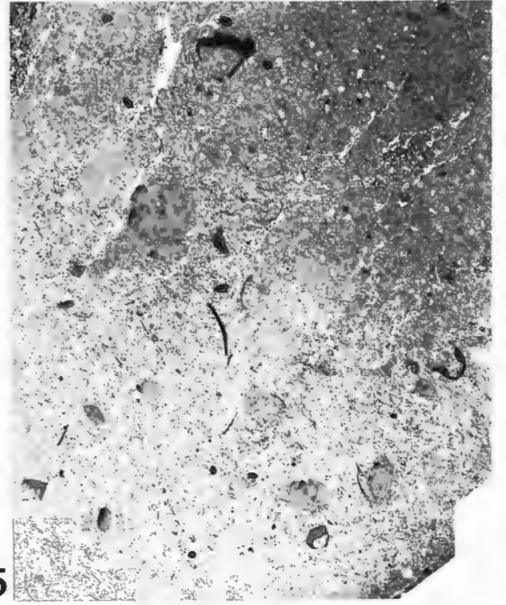
1



2



3

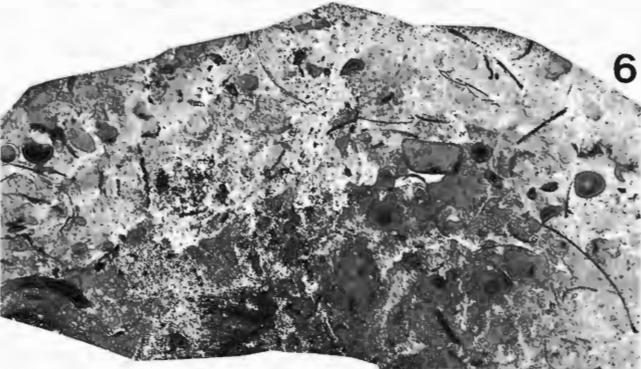


5



4

7



6



## Tafel 2

Carbonat-Mikrofazies der Basis des Hangenberg-Kalkes im Profil WB, Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3.

### Fig. 1: Dünnschliff von Bank 1, WMfN P 17685.

Diagnose: Biomikrosparit (bereichsweise Biomikrit) über Intramikrosparit.

Beschreibung: Der Schliff zeigt einen zweigliedrigen Aufbau:

Der Intramikrosparit an der Basis stellt eine 1 bis 11 mm mächtige, lithoklastenführende, eisenhydroxidhaltige Lage aus Grundmassecalcit, Glimmern und vereinzelt Quarzen dar. Mehrere längliche, mit 60 bis 80 µm breiten dunklen, stark schwefelkiesführenden peripheren Hüllen versehene Lithoklasten sind eingelagert. Der größte dieser Art von Klasten ist 1 mm breit und 7 mm lang. Ganz an der Basis liegt ein 7 x 20 mm großer, eckiger Intraklast (vermutlich des Wocklumer Kalkes), der sich in die unterlagernde Siltsteinlage eindrückt. Er unterscheidet sich durch die erheblich dunklere Färbung vom überlagernden Biomikrosparit und ist von zahlreichen schichtparallelen, sich örtlich verästelnden, gezackt verlaufenden, durch Schwefelkies bzw. Eisenhydroxid besonders markierten Trennflächen durchdrungen. An ihnen hat ein geringfügiger Sedimentversatz stattgefunden.

Fossilien: Crinoiden- und Cephalopodenrelikte.

Mit scharfem Übergang folgt darüber ein 3,9 cm mächtiger, von Schwefelkieskörnern durchsetzter Biomikrosparit (=Trilobitenschill führender Horizont) mit überaus zahlreichen, weitgehend schichtparallel angeordneten, bogenförmigen Filamenten. Die Filamente sind teils nach oben, teils nach unten gewölbt und liegen zum Teil dachziegelförmig übereinander, zum Teil auch greifen sie schüsselförmig ineinander. Einige Filamente sind diagonal bis senkrecht zur Schichtebene angeordnet. Auffällig sind mehrere, sich an die nach oben gerichteten Filamentbögen anschmiegende Sparithauben. Durch Abnahme des Grundmassecalcits sind bereichsweise Biomikritflecken entwickelt. Zum Hangenden hin (=oberste 4 bis 5 mm) läßt die Filamentführung spürbar nach.

Fossilien: Trilobitenfilamente (massenhaft), Crinoiden, Ostracoden. Geopetale Gefüge (fossile Wasserwaagen und die oben erwähnten Sparithauben) im Zusammenhang mit den Fossilien.

### Fig. 2: Dünnschliff aus dem unmittelbar Liegenden von Schicht 1 WMfN P 17686.

Diagnose: Intramikrit bis Intramikrosparit.

Beschreibung: Schwach parallelstreifiger, schwefelkieshaltiger und eisenhydroxidführender Mikrit bis Mikrosparit mit Intraklasten unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft. Unter ihnen wiegen längliche, mit dunklen peripheren schwefelkieshaltigen Hüllen versehene Gerölle, ferner ovale, teils angerundete, teils subangulare, trilobitenfilamentführende Gerölle sowie schließlich subangulare bis abgerundete glimmerführende Siltsteine vor. Das Längenverhältnis der beiden Hauptachsen bei den zwei größten filamenthaltigen Geröllen beträgt 5 : 2 mm bzw. 5 : 3 mm.

Fossilien: In den Geröllen: Trilobiten, in der Matrix: Conodonten.

Entstehung: Die Intraklasten haben keinen weiten Transportweg gehabt, wie an den verformten Oberflächen der Weichgerölle zu erkennen ist. Das Geröllmaterial wurde bei der Einschwemmung der biodetritischen Schuttlage aus dem Liegenden mitgerissen und in nächster Umgebung abgelagert. Es wurden vorwiegend unverfestigte Bestandteile der vom Schuttstrom überwältigten und aufbereiteten Unterlage resedimentiert.



### Tafel 3

Conodonten aus dem Wocklumer Kalk des Profiles NF (alle Aufnahmen von oben).

**Fig. 1, 2:** *Bispathodus zieglerei* (RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969);

- 1: GLA NW De 739; Bank 90; x 65,
- 2: GLA NW De 740; Bank 90; x 65.

**Fig. 3, 4:** *Bispathodus costatus* (E.R. BRANSON 1934) Morphotyp 2;

- 3: GLA NW De 741; Bank 93; x 65,
- 4: GLA NW De 742; Bank 93, x 50.

**Fig. 5:** *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* MÜLLER 1956; GLA NW De 743; Bank 89; x 65.

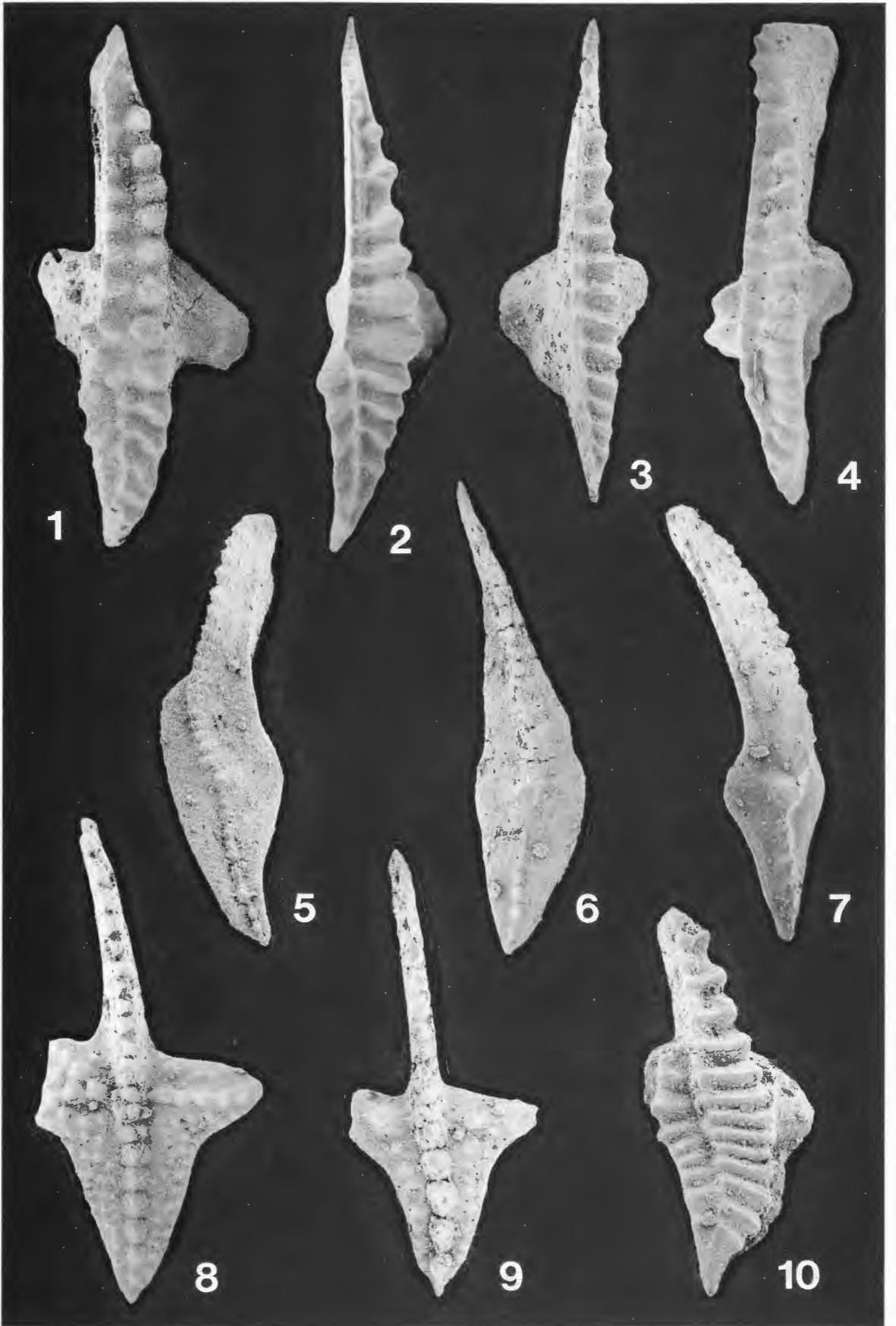
**Fig. 6:** *Palmatolepis gracilis expansa* SANDBERG & ZIEGLER 1979; GLA NW De 744; Bank 93; x 50.

**Fig. 7:** *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL 1934; GLA NW De 745; Bank 93; x 65.

**Fig. 8, 9:** *Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus* ZIEGLER 1962;

- 8: GLA NW De 746; Bank 90; x 50,
- 9: ein juveniles Exemplar, GLA NW De 747; Bank 93; x 80.

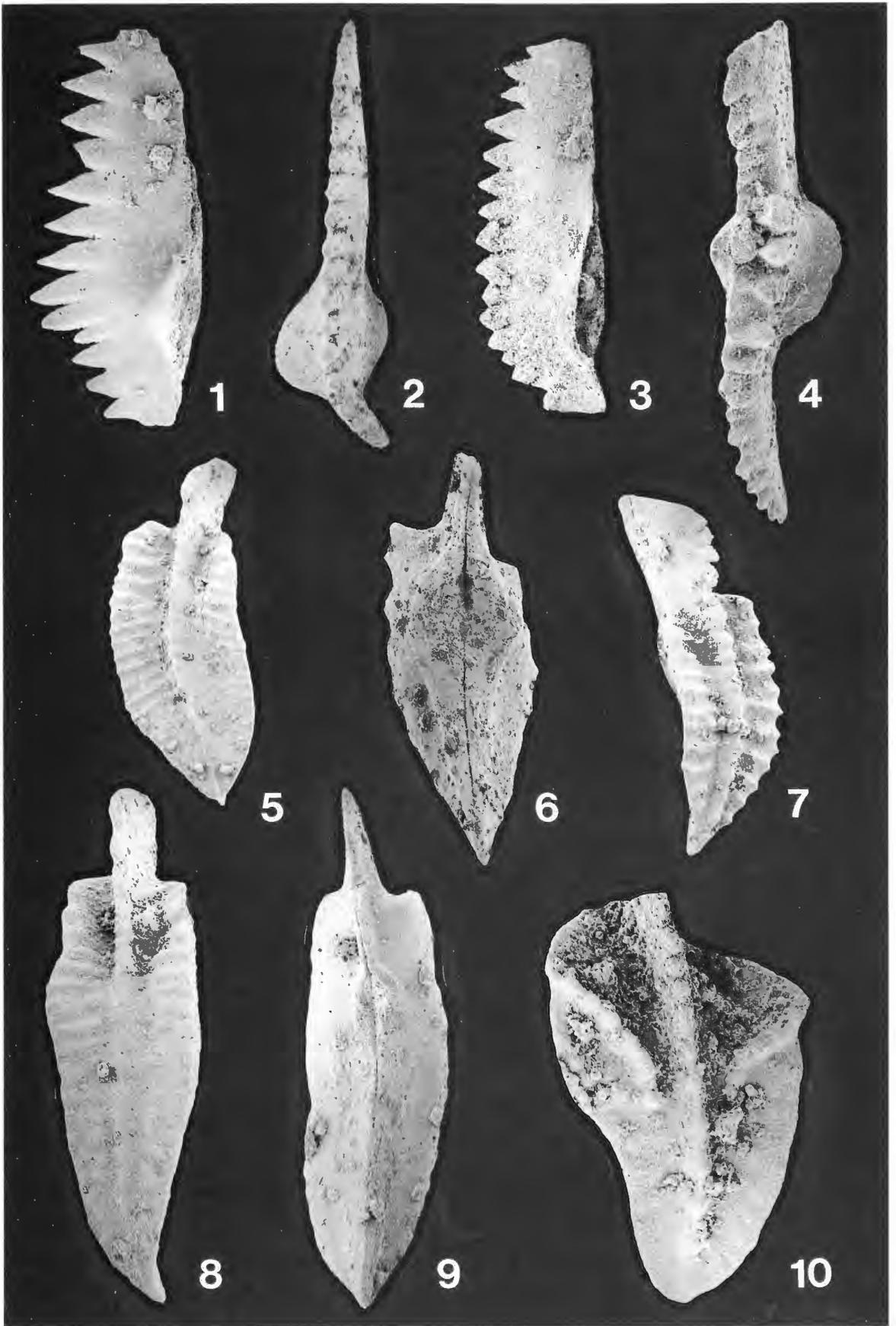
**Fig. 10:** *Bispathodus ultimus* (BISCHOFF 1957); GLA NW De 748; Bank 89; x 65.



#### Tafel 4

Conodonten aus dem Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk des Profiles NF.

- Fig. 1:** *Branmehla inornata* (BRANSON & MEHL 1934); Seitenansicht, GLA NW De 749; Bank 89; x 95.
- Fig. 2,3:** *Branmehla suprema* (ZIEGLER 1962);  
2: von oben, GLA NW De 750; Bank 93; x 65,  
3: von der Außenseite, GLA NW De 751; Bank 93; x 65.
- Fig. 4:** *Bispathodus aculeatus aculeatus* (BRANSON & MEHL 1934); von oben, GLA NW De 752; Bank 2; x 50.
- Fig. 5:** *Polygnathus cf. inornatus* E.R. BRANSON 1934; von oben, GLA NW De 753; Bank 90; x 30.
- Fig. 6,7:** *Polygnathus cf. longiposticus* BRANSON & MEHL 1934;  
6: von unten, GLA NW De 754; Bank 90; x 95,  
7: schräg von oben, GLA NW De 755; Bank 90; x 65.
- Fig. 8,9:** *Polygnathus elongonodosus* DRUCE 1969;  
8: von oben, GLA NW De 756; Bank 90; x 65,  
9: von unten, GLA NW De 757; Bank 90; x 65.
- Fig. 10:** *Polygnathus vogesi* ZIEGLER 1962; von oben, GLA NW De 758; Bank 89; x 110.



## Tafel 5

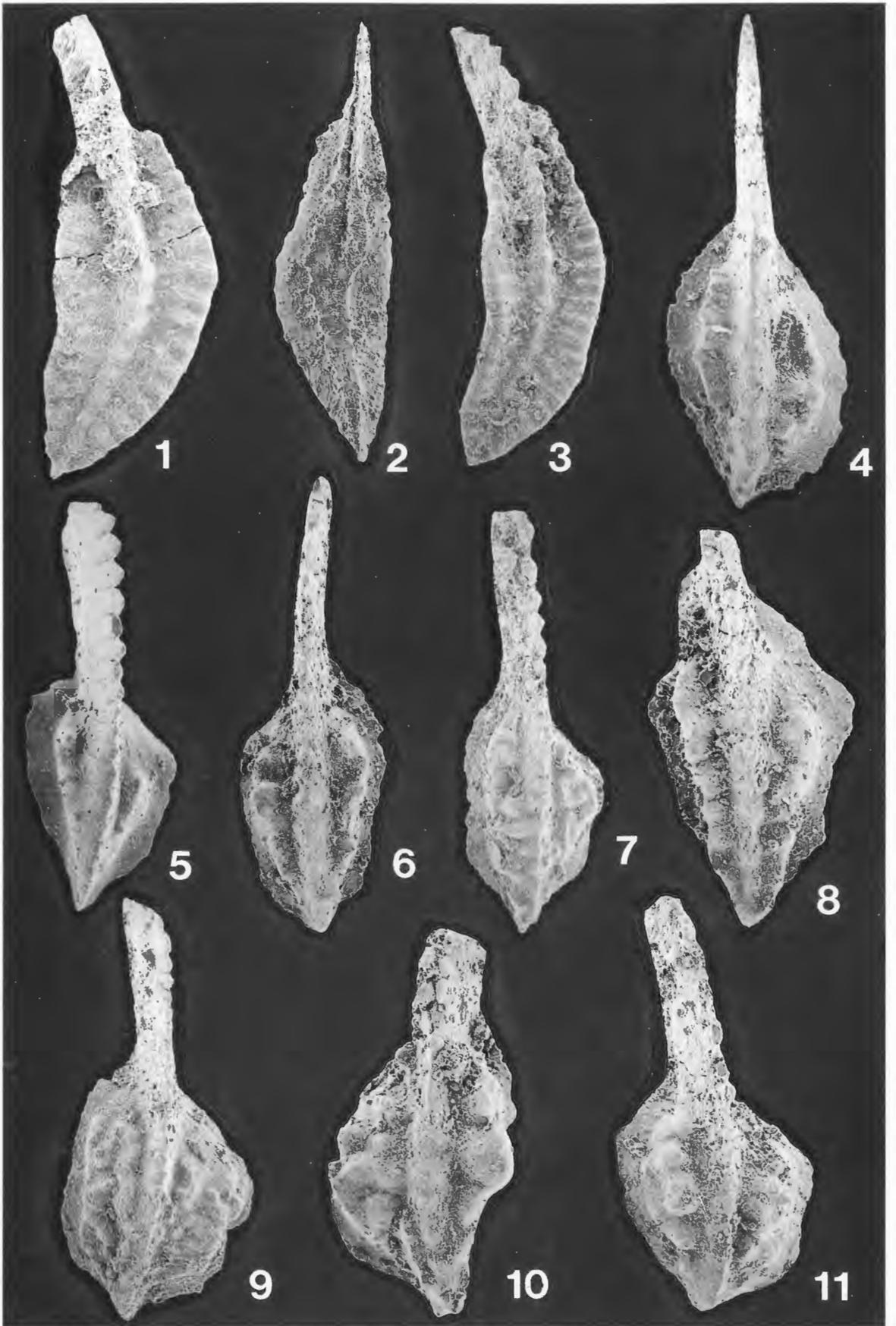
Conodonten von der Basis des Hangenberg-Kalkes aus dem Profil NF.

**Fig. 1-3:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934);

- 1: von oben, GLA NW De 759; Bank 3a; x 100,
- 2: von unten, GLA NW De 760; Bank 3a; x 80,
- 3: von oben, GLA NW De 761; Bank 3a; x 75.

**Fig. 4-11:** *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957);

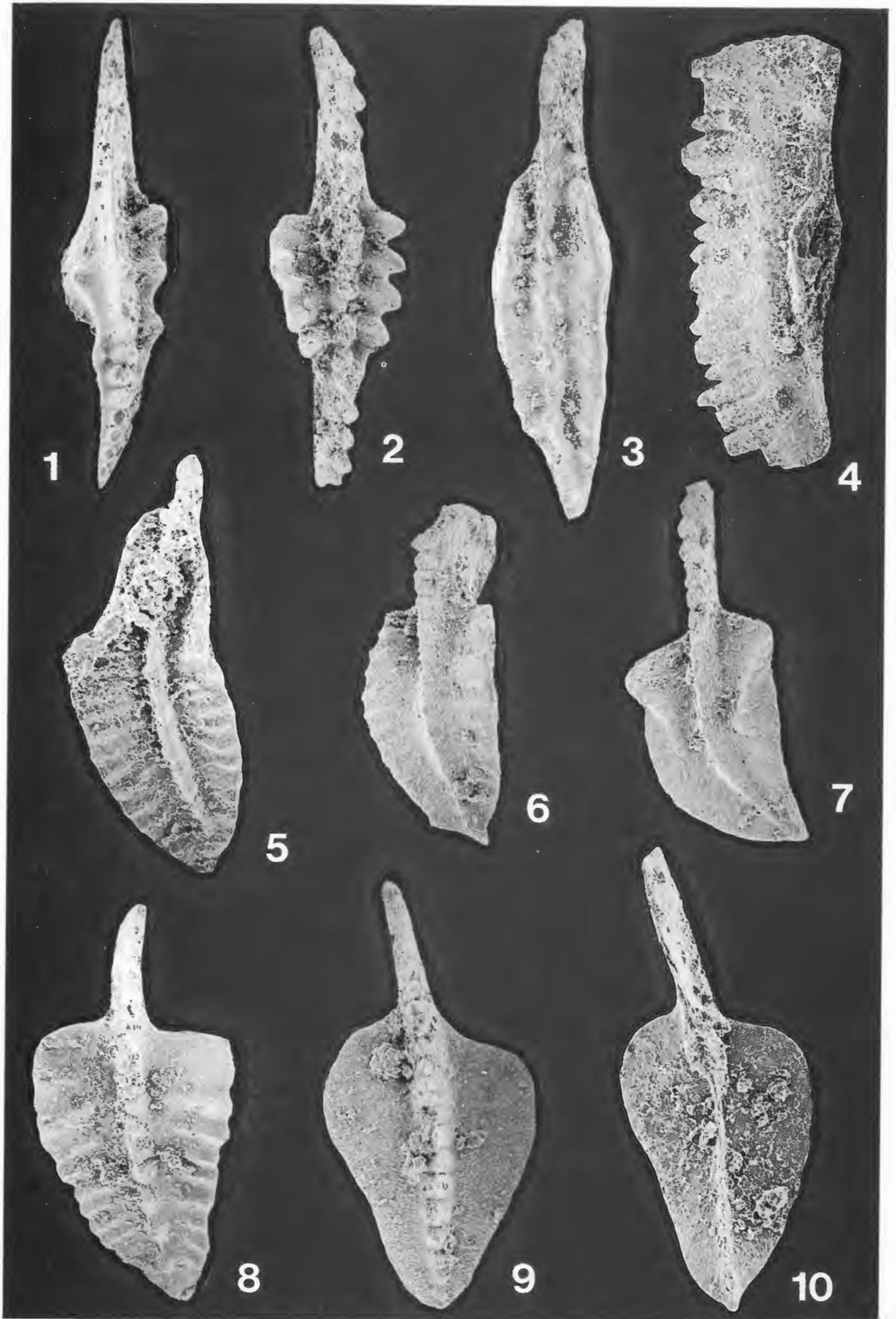
- 4: von oben, GLA NW De 762; Bank 2; x 80,
- 5: von oben, GLA NW De 763; Bank 2; x 80,
- 6: von oben, GLA NW De 764; Bank 2; x 75,
- 7: Übergangsform zu *Protognathodus kuehni*, von oben, GLA NW De 765; Bank 2; x 50,
- 8: von oben, GLA NW De 766; Bank 2; x 100,
- 9: von oben, GLA NW De 767; Bank 2; x 50,
- 10: Übergangsform zu *Protognathodus kuehni*, von oben, GLA NW De 768; Bank 2; x 90.
- 11: von oben, GLA NW De 769; Bank 2; x 80.



## Tafel 6

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NF.

- Fig. 1:** *Pseudopolygnathus dentilineatus* E.R. BRANSON 1934; von oben, GLA NW De 770; Bank 4; x 75.
- Fig. 2:** *Pseudopolygnathus primus* BRANSON 1939; von oben, GLA NW De 771; Bank 4; x 65.
- Fig. 3:** *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL 1934; von oben, GLA NW De 772; Bank 4; x 50.
- Fig. 4:** *Cryptotaxis culminidirecta* (SCOTT 1961); Seitenansicht, GLA NW De 773; Bank 2; x 65.
- Fig. 5:** *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934), Morphotyp 1; von oben, GLA NW De 774; Bank 7; x 110.
- Fig. 6:** *Polygnathus flabellus* BRANSON & MEHL 1938; schräg von oben, GLA NW De 775; Bank 7; x 55.
- Fig. 7:** *Polygnathus vogesi* ZIEGLER 1962; von oben, GLA NW De 776; Bank 7; x 65.
- Fig. 8:** *Polygnathus triangulus* (VOGES 1959); von oben, GLA NW De 777; Bank 9; x 75.
- Fig. 9,10:** *Polygnathus purus purus* VOGES 1959;  
9: von oben, GLA NW De 778; Bank 9; x 80,  
10: ein juveniles Exemplar, von unten, GLA NW De 779; Bank 9, x 120.



## Tafel 7

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NF (alle Aufnahmen von unten).

**Fig. 1,2:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934);

1: GLA NW De 780; Bank 7; x 65,

2: ein vorne beschädigtes Exemplar, GLA NW De 781; Bank 7; x 100.

**Fig. 3:** *Polygnathus* sp. mit Tendenz zu *Siphonodella sulcata*; GLA NW De 782; Bank 7; x 85.

**Fig. 4:** *Siphonodella* cf. *S. isosticha* (COOPER 1939); GLA NW De 783; Bank 9; x 100.

**Fig. 5:** *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON & MEHL 1934); GLA NW De 784; Bank 9; x 30.

**Fig. 6,7:** *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934) Morphotyp 1;

6: GLA NW De 785; Bank 9; x 100,

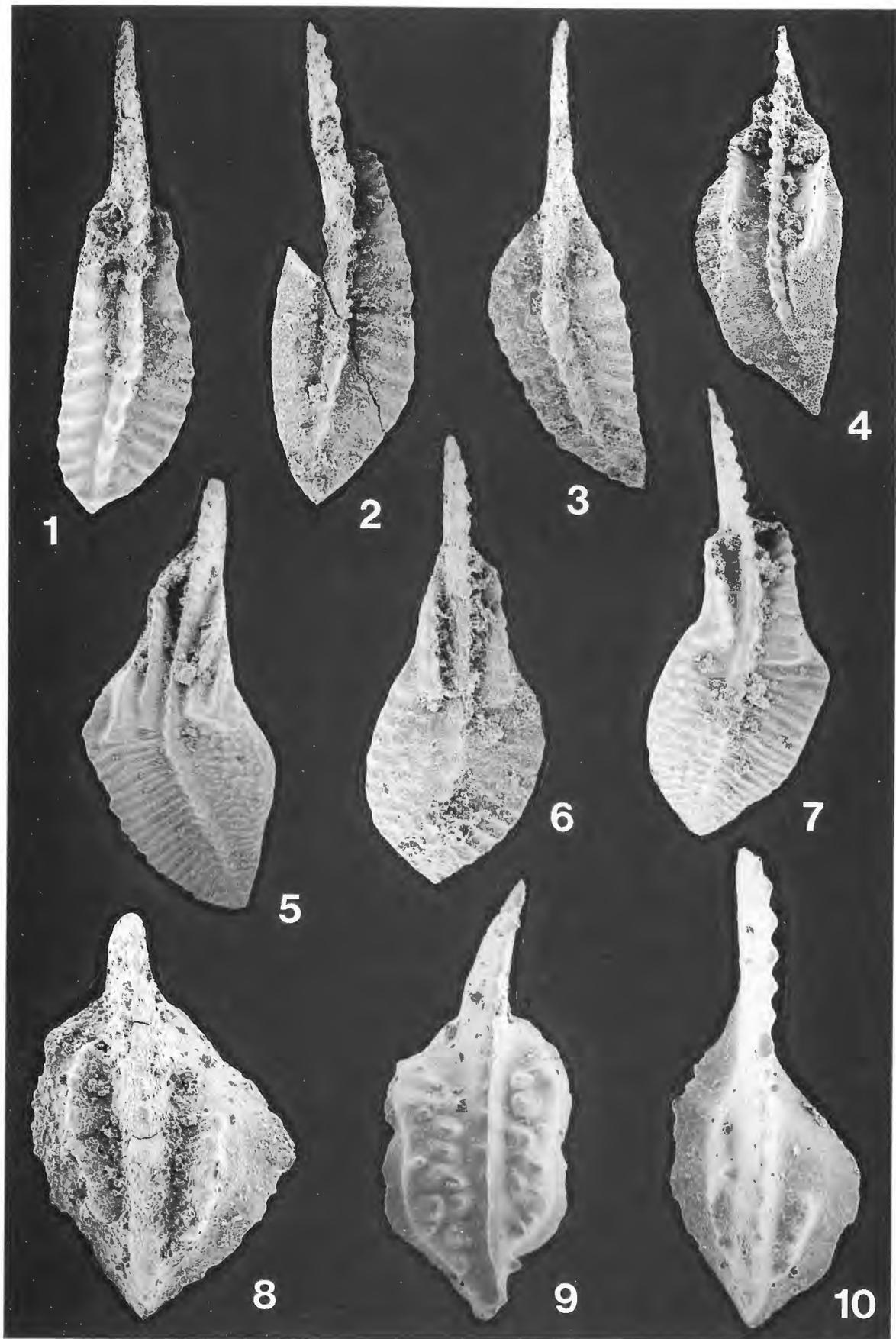
7: GLA NW De 786; Bank 9; x 60.

**Fig. 8,9,10:** *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957);

8: GLA NW De 787; Bank 2; x 100,

9: GLA NW De 788; Bank 7; x 80,

10: GLA NW De 789; Bank 2; x 120.





Geol. Paläont. Westf.	29	149-175	3 Abb. 1 Tab. 3 Taf.	Münster Mai 1994
--------------------------	----	---------	----------------------------	---------------------

Faunenvergleich Rhenohherzyuikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 10

## Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der *Gattendorfia*-Stufe des Profiles NF/G von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)

Kerstin Leuschner\*

### Zusammenfassung

Im ehemaligen, östlichen Provinzialsteinbruch südwestlich von Drewer können im Profil NF/G der Nordwand folgende Trilobitenvergesellschaftungen vom höchsten Oberdevon bis zum Ende der *Gattendorfia*-Stufe unterschieden werden:

1. Mittlere *praesulcata*-Zone: *Chaunoproetus* – Phacopinae – Vergesellschaftung.
2. Obere *praesulcata*-Zone: *Belgibole abruptirhachis* – *Semiproetus (Macrobole) funirepus*-Typ – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ [*Liobolina* sp. 1 und *Diacoryphe* sp., aff. *pfeiferi*] – Vergesellschaftung.
3. (Obere *praesulcata*-) *sulcata*- bis *duplicata*-Zone: *Liobolina submonstrans submonstrans* – *Semiproetus (Macrobole)* sp. – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ [*Belgibole* cf. *abruptirhachis* und *Liobolina* sp. 2] – Vergesellschaftung.
4. *Sandbergi*-Zone: *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ – *Liobolina nebulosa* – *Cyrto-proetus (Cyrto-proetus) blax* – *Diacoryphe gloriola* [*Waribole (Waribole) richteri richteri* und *Pseudowaribole (Pseudowaribole) conifera palmea*] – Vergesellschaftung.

Die Trilobitenvergesellschaftungen von Drewer zeigen Übereinstimmungen mit anderen Profilen des Sauerlandes (Bahnprofil Oberrödinghausen, Profile Müssenberg, Hasselbachtal, Stockum), Thüringens (Pfaffenberg am Bohlen bei Saalfeld), mit dem Profil Grüne Schneid in den Karnischen Alpen (Österreich) und sogar mit dem Profil in Nanbiancun/Guilin in China. Neben der Beschreibung der auftretenden Arten wird die neueste Gliederung der Phacopinae HAWLE & CORDA 1847 nach STRUVE (1984, 1989) dargestellt.

\* Anschrift der Verfasserin:

Dipl.-Geol. KERSTIN LEUSCHNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg, Hans-Meerwein-Str., D-35043 Marburg/Lahn.

## Summary

In the disused eastern quarry, south-west of Drewer, the following trilobite associations (ranging from the highest Devonian to the top of the Lower Carboniferous I) can be distinguished in the NF/G vertical profile, on the northern face:

1. Middle *praesulcata* Zone: *Chaunoproetus* – Phacopinae association.
2. Upper *praesulcata* Zone: *Belgibole abruptirhachis* – *Semiproetus (Macrobole) funirepus* type – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis* type [*Liobolina* sp. 1 and *Diacoryphe* sp., aff. *pfeifferi*] association.
3. (Upper *praesulcata*) *sulcata* to *duplicata* Zone: *Liobolina submonstrans submonstrans* – *Semiproetus (Macrobole)* sp. – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis* type [*Belgibole* cf. *abruptirhachis* and *Liobolina* sp. 2] association.
4. *Sandbergi* Zone: *Semiproetus (Macrobole) drewerensis* type – *Liobolina nebulosa* – *Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax* – *Diacoryphe gloriola* [*Waribole (Waribole) richteri richteri* and *Pseudowaribole (Pseudowaribole) conifera palmea*] association.

It is possible to compare the trilobite associations of Drewer with those of other vertical profiles in the Sauerland (railway cut of Oberrödinghausen, vertical profiles of Müssenbergl, Haselbachtal and Stockum), in Thuringia (Pfaffenbergl, Bohlen near Saalfeld), in Austria, Carnic Alps (Grüne Schneid), and in China (Nanbiancun/Guilin).

In addition to a description of the taxa, the Phacopinae HAWLE & CORDA 1847 are classified to the recent work of STRUVE (1984, 1989).

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Überblick .....	150
2. Die Trilobiten aus dem Profil NF/G, Nordwand Drewer .....	153
2.1. Zur Gliederung der Phacopinae HAWLE & CORDA 1847 und der „ <i>Reedops</i> -Gruppe“ STRUVE 1984 .....	154
2.2. Systematischer Teil .....	155
3. Schlußfolgerungen .....	164
4. Dank .....	165
5. Literatur .....	166

## 1. Einleitung und Überblick

Das Devon/Karbon-Grenzprofil NF/G an der Nordwand des ehemaligen östlichen Provinzialsteinbruches südwestlich von Drewer (Abb. 1) ist eines derjenigen Profile am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, in dem die Devon/Karbon-Grenze in eine fast kontinuierliche Karbonatabfolge fällt (vgl. auch CLAUSEN et al. 1989: 170).

Die Steinbrüche von Drewer (TK 25: 4516 Warstein) liegen auf dem nach Norden verschobenen Teilsattel der Belecker Antiklinale (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 91). Diese Position soll den Verlauf einer vororogenen Schwelle markieren, die von der Givet-Stufe bis zum Ende der *Gattendorfia*-Stufe stabil war (CLAUSEN et al. 1989: 169). Nur im Bereich der Nord- und Nordostwand, im Sattel- und gleichzeitig auch Schwellenkern, ist eine Cephalopodenkalksedimentation von der *Cheiloceras*-Stufe bis in die unterkarbonische *Pericyclus*-Stufe abgeschlossen. In der Nordwestwand, im Bereich der Schwellenflanke, wird die Carbonatsedimentation im höchsten Devon durch Sandsteine und schwarze, tonige Schiefer unterbrochen.

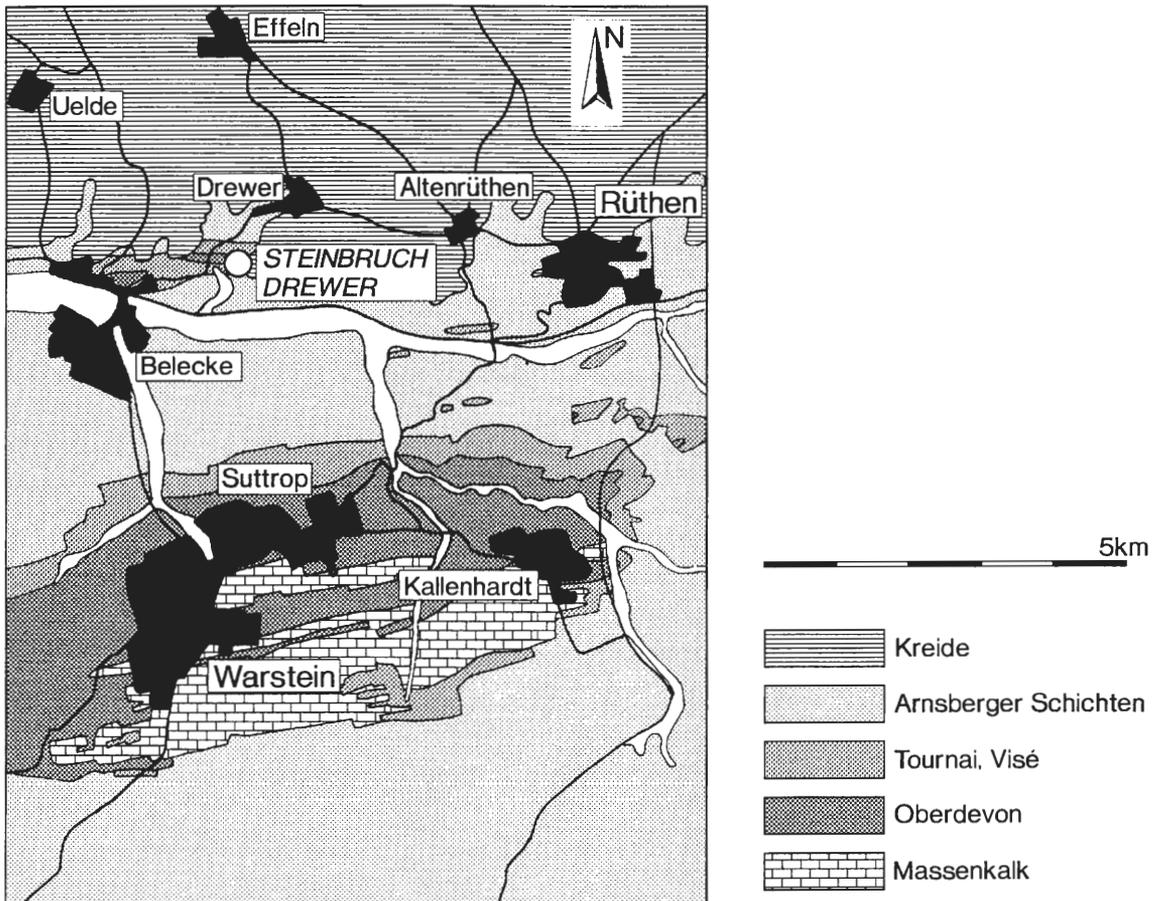


Abb. 1: Lage der ehemaligen Provinzial-Steinbrüche von Drewer. (aus KORN et al., dieser Band).

Karbonische Trilobiten aus der Nordwestwand des Steinbruches von Drewer wurden 1951 von Rudolf & Emma RICHTER bearbeitet. Im Zuge der später auf- und ausgebauten Conodontenzonierung und Ammonoideenorthostratigraphie wurde der Steinbruch neu untersucht (z.B. CLAUSEN et al. 1989: 174-186; CLAUSEN et al. 1987; KORN 1991; KORN et al., dieser Band). Während die Conodonten- und Ammonoideenzonierung weiter verfeinert wurde, fehlt bis heute eine Neubearbeitung der Trilobiten.

Voraussetzung für den überregionalen Vergleich der stratigraphischen Reichweiten von Trilobiten ist die einheitliche Anwendung von Systematik und Taxonomie. Erst in jüngster Zeit erschienen Revisionen von Trilobiten der *Gattendorfia*-Stufe (z. B. ARCHINAL 1991, 1992) und neue Arbeiten über die Phylogenie verschiedener Unterfamilien (z. B. G. HAHN & BRAUCKMANN 1988, 1989). Anhand umfangreicher Neuaufsammlungen vom Müssenberg im Sauerland, vom Bohlen bei Saalfeld in Thüringen (LEUSCHNER, in Vorb.) und vom Profil an der Grünen Schneid in den Karnischen Alpen, Österreich (FEIST 1992) können phylogenetische Zusammenhänge ergänzt werden.

Bereits **unterhalb** der heute definierten Devon/Karbon-Grenze durch Conodonten (Beschluss der IUGS 1979; PAPROTH 1980: 287; Anon. 1980: 27; PAPROTH & STREEL 1985: 110) beginnt die Radiation von Trilobiten mit karbonischem Charakter (siehe H. ALBERTI et al. 1974, G. HAHN et al. 1990, FEIST 1992, BRAUCKMANN et al. 1993). Eine Bestimmung an Einzelstücken ist aber nur anhand typisch entwickelter Merkmale möglich oder anhand größerer Materialmengen unter Berücksichtigung der Kombination aller Panzerteile, denn Übergänge zwischen einzelnen Arten, besonders zwischen den Taxa von *Semiproetus* (*Macrobole*), werden überlagert von einer hohen intraspezifischen Variabilität.

Alle Arten, die bisher zur „*drewerensis*-Gruppe“ innerhalb von *Archegonus* (*Phillibole*) RICHTER & RICHTER 1937 sensu G. HAHN (1965: 247) gestellt wurden, sind heute in der Untergattung *Semiproetus* (*Macrobole*) RICHTER & RICHTER 1951 zusammengefaßt (vgl. ARCHINAL 1991: 194, 1992: 40; =*Macrobole*-Gruppe sensu FEIST 1992). Seit 1965 neu hinzugekommen sind: *S.?* (*M.?*) *prenes* (OSMÓLSKA 1973), *S. (M.) funirepus funirepus* (FEIST 1988), *S. (M.) nanbiancunensis* (ZHU 1988), *S. (M.) orientalis* (XIANG 1989), *S. (M.) funirepus alpinus* FEIST 1992 und *S. (M.) brevis* FEIST 1992.

Die wenigen, 1989 in der Westwand von Drewer, im Profil WJ gefundenen Trilobitenreste sind so schlecht erhalten, daß nur eine Freiwange aus Bank 8 (Obere *duplicata*-Zone) als *Liobolina submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951 (Taf. 3 Fig. 7) bestimmt werden konnte.

Im Profil NF/G der Nordwand ist aufgrund der geringen Materialmenge das Artenspektrum unvollständig, und infolge schlechter und unvollständiger Erhaltung mußte etwa die Hälfte der Fauna als nicht bestimmbar aussortiert werden. Die Verteilung der Trilobitenreste in den einzelnen Bänken variiert stark: Bank 2 führt mit 15 bestimmbar von 26 die meisten Panzerteile; aus den Schichten 3/3a, 5/5a, 7/8 und dem Bankbereich 12-16 (Abb. 2) liegen dagegen nur sehr wenige Exemplare vor. Häufig finden sich mehrere Panzerteile in einer Kalksteinknolle. Zum Beispiel treten *Waribole* (*Waribole*) *richteri richteri* und *Pseudowaribole* (*Pseudowaribole*) *conifera palmea* nebeneinander auf einem Gesteinsstück auf sowie *Belgibole abruptirhachis* zusammen mit juvenilen Cranidien und Freiwangen von *Semiproetus* (*Macrobole*) sp. Auch das Pygidium des *Semiproetus* (*Macrobole*) *funirepus*-Typs und das Cranidium von *Liobolina* sp. 1 sind in einer Kalksteinknolle enthalten.

Zu den bisher bekannten Arten (vgl. RICHTER & RICHTER 1951: 256) treten im Profil NF/G von Drewer folgende hinzu:

*Wocklumeria*-Stufe:

- Chaunoproetus* (*Chaunoproetus*) *stockumensis* H. ALBERTI 1974
- Rabienops horni* STRUVE 1989
- Cryphops?* *wocklumeriae* RICHTER & RICHTER 1926

Devon/Karbon-Grenzbereich (*prorsum*-Zone) und *Gattendorfia*-Stufe:

- Diacoryphe gloriola* RICHTER & RICHTER 1951
- Diacoryphe* sp.
- Liobolina* sp. 1
- Liobolina* sp. 2
- Liobolina nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951
- Semiproetus* (*Macrobole*) *funirepus*-Typ
- Cyrtoproetus* (*Cyrtoproetus*) *blax* (RICHTER & RICHTER 1951)
- Waribole* (*Waribole*) *richteri richteri* (G. HAHN 1967)
- Pseudowaribole* (*Pseudowaribole*) *conifera palmea* (H. ALBERTI 1975)

Die Arten der Gattung *Diacoryphe* aus Drewer sind direkt mit den z. T. vollständigen Exemplaren vom Bohlen bei Saalfeld (Thüringen) zu vergleichen. Von *Diacoryphe gloriola* war bisher nur der Holotypus, ein beschädigtes Cranidium aus dem Hangenbergkalk der *Gattendorfia*-Stufe vom Bahnprofil Ober-Rödinghausen bekannt (RICHTER & RICHTER 1951: 254-255). Die in Drewer und Bohlen als *Diacoryphe* sp. bestimmten Pygidien stimmen in allen Merkmalen überein und können möglicherweise *Diacoryphe schoenlaubi* FEIST 1992 zugeordnet werden, von der bisher kein Pygidium bekannt ist (HAHN, HAHN & LEUSCHNER, in Vorb.).

Stratum typicum und locus typicus von *Waribole* (*Waribole*) *richteri richteri* ist der Erdbacher Kalk vom Winterberg bei Bad Grund im Oberharz (G. HAHN 1967: 164). In der *Gattendorfia*-Stufe gab es bisher nur eine cf.-Bestimmung vom Profil Müszenberg, Bank 1 (BRAUCKMANN & HAHN 1984: Fig. 3), *duplicata*-Zone (G. HAHN, in LUPPOLD et al. 1984: 99).

Zusammen mit *W. (W.) richteri richteri* befindet sich ein Pygidium von *Pseudowaribole* (*Pseudowaribole*) *conifera palmea* auf einem Gesteinsstück. Sicher nachgewiesen ist diese Unterart bisher nur in der *Wocklumeria*-Stufe von Erfoud (Bordj Est) in Südmarokko (H. ALBERTI 1975: 187). Eine Umlagerung des Pygidiums von Drewer ist nicht auszuschließen.

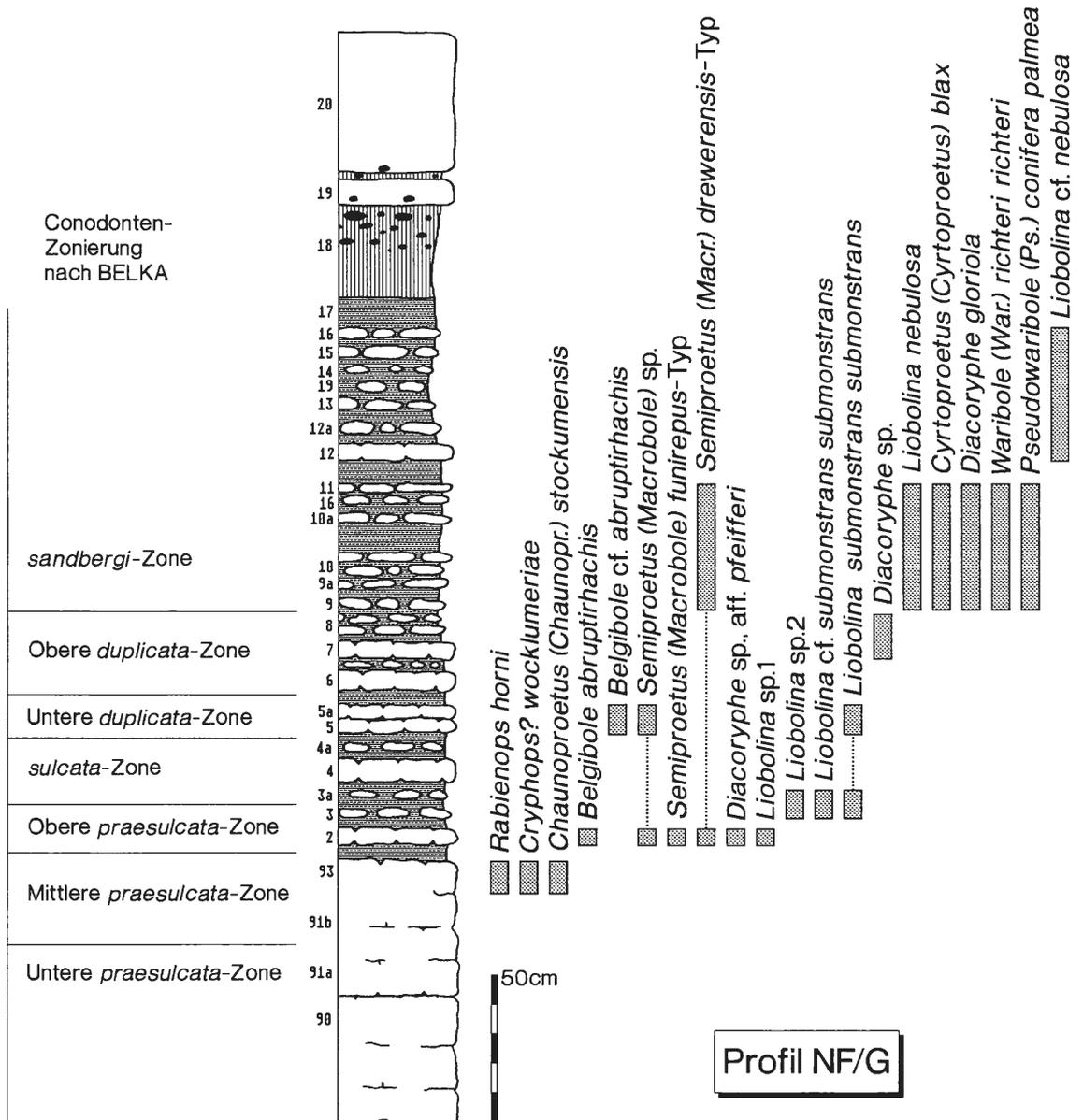


Abb. 2: Stratigraphische Reichweiten der Trilobiten und Korrelation mit der Conodonten-Stratigraphie im Profil NF/G der Nordwand von Drewer. (Profilaufnahme CLAUSEN & KORN 1989; Conodonten-Zonierung nach BELKA in KORN et al, dieser Band).

## 2. Die Trilobiten aus dem Profil NF/G, Nordwand Drewer

Tabelle 1 zeigt die mengenmäßige Verteilung der Trilobiten in den Bänken, Abbildung 2 die stratigraphischen Reichweiten der Arten und die verschiedenen Vergesellschaftungen. Die Beschreibung der Arten ist nach ihrer stratigraphischen Folge geordnet.

Synonymielisten, Diagnosen und ausführliche Beziehungen zu den einzelnen Arten würden aufgrund der Neubewertung einiger Taxa und dem notwendigen Vergleich mit anderen Devon/Karbon-Grenzprofilen den in dieser Arbeit beabsichtigten Rahmen überschreiten.

Die Aufbewahrung der Stücke aus den Profilen Drewer NF/G und WJ erfolgt in der Sammlung des Westfälischen Museums für Naturkunde, Münster, unter den Nummern WMfN P 17549 bis 17622.

## 2.1. Zur Gliederung der Phacopinae HAWLE & CORDA 1847 und der „Reedops-Gruppe“ STRUVE 1984

Die Bewertung der Merkmale innerhalb der Phacopinae ist bis heute umstritten. Solange eine Gesamtrevision oberdevonischer Phacopiden fehlt, bleiben systematische und taxonomische Unsicherheiten bestehen (STRUVE, in FLICK & STRUVE 1984: 141-143 und briefl. Mitt.).

Die neueste Gliederung der Phacopinae sowie der „Reedops-Gruppe“ nach STRUVE 1984 und 1989 ist in Abb. 3 dargestellt; angegeben sind ausschließlich die Hauptmerkmale.

STRUVE bewertet die Rändelung des Cephalons taxonomisch höher als die Verschlüßfurche (entgegen z. B. RICHTER & RICHTER 1959, „Treatise“: 462-467); er vermutet einen höheren funktionellen und/oder ökologischen Einfluß auf die Verschlüßfurche als auf die Rändelung (STRUVE, in FLICK & STRUVE 1984: 142).

Das Konzept der rheinischen und herzynischen Faunengruppe, bezogen auf die Augengröße, findet seine Bestätigung in den Untersuchungen an „*Phacops*“ *granulatus* (MÜNSTER 1840) durch LORENZ (1988, 1991).

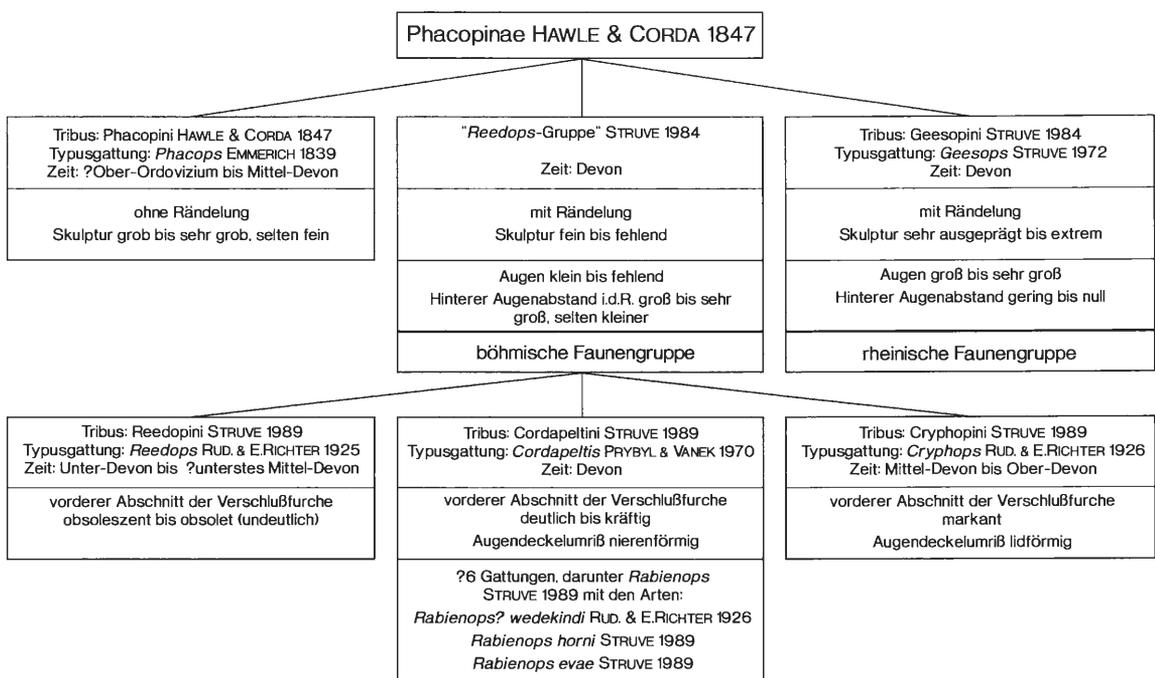


Abb. 3: Gliederung der Phacopinae HAWLE & CORDA 1847 und der „Reedops-Gruppe“ STRUVE 1989 nach STRUVE 1984 und 1989 unter Angabe der Hauptmerkmale.

Trotz hoher intraspezifischer Variabilität der Komplexaugen, vor allem in bezug auf den hinteren Augenabstand und die Zahl der Linsen (LORENZ 1988: 33, 86; 1991: 48), bleibt das Verhältnis zwischen dem hinteren Augenabstand und der Sehflächenlänge während der Ontogenese völlig konstant (LORENZ 1988: 64), was die Bedeutung der Augengröße als wichtiges Bestimmungsmerkmal bestätigt. Jedoch dürfen weder die Linsenzahl noch die Zahl der vertikalen Linsenreihen als Maß für die Augengröße überbewertet werden, da sie sich sowohl im Laufe der Ontogenese ändern als auch pathologischen Veränderungen unterliegen können (LORENZ 1988: 86; 1991: 54).

Dagegen hält CHLUPÁČ die Augengröße, neben anderen Merkmalen, für variabel und billigt vielen zur Gruppe der Geesopini STRUVE 1984 gestellten Gattungen und Untergattungen nur artliches Niveau zu, indem er etliche Arten dieser Gattungen und Untergattungen in *Phacops* (*Phacops*) miteinbezieht (vgl. CHLUPÁČ 1977: 30 mit STRUVE 1972: 392).

Innerhalb der „*Reedops*-Gruppe“ (Abb. 3) stellen die Arten der Gattung *Rabienops* nach STRUVE eine kontinuierliche Entwicklungsreihe in Form einer Weiterentwicklung des *Chotecops-Cordapeltis*-Bauplanes dar: gegenüber der *Chotecops-Cordapeltis*-Gruppe haben die Arten von *Rabienops* ein besonders kurzes, segmentarmes und breites Pygidium (leider ist das Pygidium der Typusart *R. evae* STRUVE 1989 bisher nicht bekannt). Am Cephalon ist *Rabienops* gekennzeichnet durch den Bau des Zwischenringes und die Verkürzung der Augen (STRUVE 1989: 340).

Die drei Arten *R.?* *wedekindi* (RICHTER & RICHTER 1926), *R. horni* STRUVE 1989 und *R. evae* STRUVE 1989 haben relativ kleine Augen, so daß bezüglich dieses Merkmals *R. wedekindi* ohne Zweifel zu *Rabienops* zu stellen ist (STRUVE 1989: 341). Eine Zuordnung von *granulatus* und *wedekindi* zu *Phacops* ist aufgrund der Rändelung am Cephalon ausgeschlossen (LORENZ 1988: 93, STRUVE 1989: 340, siehe auch Diskussion bei BRAUCKMANN et al. 1993).

Auch die Zugehörigkeit von *Cryphops?* *wocklumeriae* RICHTER & RICHTER 1926 zu dieser Gattung ist bis heute umstritten. RICHTER & RICHTER (1955: 58-59) stellen einer älteren *cryptophthalmus*-Gruppe mit der Typusart *Cryphops cryptophthalmus* (EMMERICH 1844) und der Art *Cryphops acuticeps* (KAYSER 1889) aus der *Manticoceras*- und *Cheiloceras*-Stufe die jüngere *ensae*-Gruppe mit u. a. den Arten *C.?* *ensae* RICHTER & RICHTER 1926 und *C.?* *wocklumeriae* (*Prolobites*- bis *Wocklumeria*-Stufe) gegenüber. Alle Arten zeigen den für die Gruppe der *Cryphopini* STRUVE 1989 typischen lidförmigen Augendeckelumriß (RICHTER & RICHTER 1955: 58-59; CHLUPÁČ 1977: 121; STRUVE 1989: 339).

Die Trennung in diese zwei Artengruppen beruht nach RICHTER & RICHTER (1955: 58-59) auf dem unterschiedlichen Bau der Cephalonunterseite (vgl. auch CHLUPAC 1977: 121) und der Linsenzahl. Beiden Unterscheidungsmerkmalen wird heute keine große Bedeutung mehr zugemessen (STRUVE, briefl. Mitt., vgl. auch LORENZ 1991).

Dagegen ergibt sich bei Berücksichtigung der Rändelung am Cephalonaußenrand eine abweichende Gruppengliederung: die Arten *C.?* *acuticeps*, *C.?* *ensae* und *C.?* *wocklumeriae* zeigen im Gegensatz zur Typusart *C. cryptophthalmus* eine Rändelung am Cephalon (STRUVE, briefl. Mitt.), so daß deshalb die drei zuerst genannten Arten auch heute noch nur mit „?“ zu *Cryphops* zu stellen sind.

## 2.2. Systematischer Teil

Ordnung **Phacopida** SALTER 1864  
Unterordnung **Phacopina** STRUVE 1959  
Überfamilie **Phacopacea** HAWLE & CORDA 1847  
Familie **Phacopidae** HAWLE & CORDA 1847  
Unterfamilie **Phacopinae** HAWLE & CORDA 1847

### ***Rabienops horni*** STRUVE 1989

Taf. 1 Fig. 1a-d

**Fundschrift:** Top des Wocklumer Kalkes, Schicht 93, Mittlere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Cephalon in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17550, Taf. 1 Fig. 1a-d mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17549.

**Maße:** Länge des Cephalons= 5 mm; Breite des Cephalons= 9,4 mm; Länge der Glabella= 3,8 mm; größte Breite der Glabella= 5,8 mm; rechtes Auge, Quotient hinterer Augenabstand : Sehflächenlänge= 0,8; linkes, beschädigtes Auge, Quotient hinterer Augenabstand : Sehflächenlänge= ca. 1,0; Quotient unterer Augenabstand : Sehflächenhöhe= 0,75.

Aufgrund der Steinkernerhaltung und des stark angewitterten Negativs sind Rändelung und Skulptur nur undeutlich zu erkennen.

Die geblähte, oben abgeflachte Glabella, vor allem die Augengröße und die deutliche Verschlüßfurchen, der schmale Zwischenring, die nur mäßig individualisierten L1, die deutlichen

Zapfengruben und die nur schwach sichtbaren Glabellafurchen sind typisch für *R. horni* (RICHTER & RICHTER 1926: Taf. 8 Fig. 41 und 43 = *Phacops (Phacops) wedekindi*, heute Holotypus von *R. horni*, siehe STRUVE 1989: 341).

Das kennzeichnende Merkmal der Art ist das Verhältnis hinterer Augenabstand : Sehflächenlänge als Funktion des Längenverhältnisses des Auges; am rechten Auge deckt sich der Wert von 0,8 fast mit dem bei STRUVE (1989: 342) angegebenen Wert von ca. 0,9 für den Holotypus. Beim linken, beschädigten Auge ist der Wert höher.

Alle Breiten- und Höhenmessungen, wie z.B. auch das Verhältnis unterer Augenabstand : Sehflächenhöhe sind stärker variabel als die Längenverhältnisse und unterliegen eher post-mortalen Veränderungen (LORENZ: 1988: 35). Am vorliegenden Cephalon ist der Quotient unterer Augenabstand : Sehflächenhöhe etwas größer als beim Holotypus.

Rund 22 Linsen sind am rechten Auge zu erkennen, nicht streng angeordnet in etwa 10 dorso-ventralen Linsenreihen zu maximal 4 Ocellen; beim Holotypus sind rund 30 Linsen in 10 dorso-ventralen Linsenreihen vorhanden (STRUVE 1989: 342). Dem während der Ontogenese konstant bleibenden Verhältnis hinterer Augenabstand : Sehflächenlänge ist eine höhere taxonomische Bedeutung zuzurechnen als der Linsenzahl.

### ***Cryphops? wocklumeriae* RICHTER & RICHTER 1926**

Taf. 1 Fig. 2a-d

**Fundschrift:** Top des Wocklumer Kalkes, Schicht 93, Mittlere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Cephalon in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17551/1, Taf.1 Fig. 2a-d mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17554/1.

Wie bei *R. horni* sind auch hier infolge der Steinkernerhaltung und des unvollständigen, stark angewitterten Negativs die Rändelung am Cephalonaußenrand sowie die Skulptur nur undeutlich zu erkennen.

Das Cephalon gehört in die Gruppe der Cryphopini STRUVE 1989 durch die markant entwickelte Verschlufurche im Vorderabschnitt des Cephalons, den lidförmigen Umriß des Augendekels, die vorn leicht zugespitzte Glabella, die sehr weit nach vorn verlagerten Augen, den schmalen Zwischenring und die undeutlich entwickelten L1 (vgl. auch STRUVE 1989: 339). Auch die Anordnung der Linsen und der Bau der Verschlufurche entspricht *C.? wocklumeriae* (vgl. RICHTER & RICHTER 1926: Taf. 9 Fig. 66 und 67b). Nur der Hintersaum im Bereich des Wangenecks ist nach Rekonstruktion des abgebrochenen Bereiches schmaler ausgebildet als beim Holotypus und bei den Paratypen.

Ordnung **Proetida** FORTEY & OWENS 1975  
Überfamilie **Proetacea** SALTER 1864  
Familie **Proetidae** HAWLE & CORDA 1847  
Unterfamilie **Drevermanniinae** MAXIMOVA 1960

### ***Chaunoproetus (Chaunoproetus) stockumensis* H. ALBERTI 1974**

Taf. 1 Fig. 3

**Anmerkung:** Einige von H. ALBERTI 1974 zur Untergattung *Chaunoproetus (Chaunoproetus)* gestellte Arten werden von YUAN (1988: 16-17, Tab. 4) zu von ihm neu aufgestellten Untergattungen gezählt: *Cyrtosymbole (Bonnaspidella) oriens* (CHLUPÁČ 1961), *Chaunoproetus (Chaunoproetoides) berberus* (ALBERTI 1974), *Chaunoproetus (Chaunoproetoides) malviflux* (RICHTER & RICHTER 1926). Die Diagnose von *Cyrtosymbole (Bonnaspidella)* ist in der Arbeit von YUAN (1988, Teil 1) noch nicht enthalten, die Untergattung ist noch ein nomen nudum.

Die noch bei *Chaunoproetus (Chaunoproetus)* verbleibenden Arten und Unterarten unterscheiden sich nur sehr geringfügig voneinander (ALBERTI 1974: Tab. 2-6).

YUAN (1988) stellt *Chaunoproetus* und alle oben erwähnten Gattungen zur Unterfamilie der Cyrtosymbolinae HUPÉ 1953 und damit in die Familie der Phillipsiidae (OEHLERT 1866), HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1980.

**Fundschnitt:** Top des Wocklumer Kalkes, Schicht 93, Mittlere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Juveniles Cranidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17553, Taf. 1 Fig. 3 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17552.

**Maße:** Länge des Cranidiums = 2,6 mm; Länge der Glabella = 1,6 mm; Breite der Freiwange vor S3 bzw. vor „ $\delta$ “ = 0,45 mm.

Banknummer	93	2	3/3a	4	5/5a	7/8	9-11	12-16
Bestimmbare Trilobitenreste (max. Anzahl der Panzerteile in Klammern)	3(4)	15(26)	4(7)	(2)	4(8)	1(1)	9(16)	2(3)
<i>Rabienops horni</i>	Ceph							
<i>Cryphops? wocklumeriae</i>	Ceph							
<i>Chaun. (Chaun.) stockumensis</i>	jCr							
<i>Belgibole abruptirhachis</i>		Py,3jFr						
<i>Belgibole cf. abruptirhachis</i>					jPy			
<i>Semiproetus (Macr.) sp.</i>		3jCr,Fr,2jFr			2jFr			
<i>Semipr. (Macr.) funirepus</i> -Typ		Py						
<i>Semipr. (Macr.) drewerensis</i> -Typ		jPy,Py					2Py	
<i>Diacoryphe sp. aff. pfeifferi</i>		jPy						
<i>Diacoryphe sp.</i>						Py		
<i>Diacoryphe gloriola</i>							Py	
<i>Liobolina sp.1</i>		Cr						
<i>Liobolina sp.2</i>			Py					
<i>Liobolina subm. submonstrans</i>			2Py		Py			
<i>Liobolina cf. subm. submonstrans</i>			Py					
<i>Liobolina nebulosa</i>							Py,jPy	
<i>Liobolina cf. nebulosa</i>								2Py
<i>Cyrtoproetus (Cyrtopr.) blax</i>							Fr,jPy	
<i>Waribole (War.) richteri richteri</i>							Py	
<i>Pseudowaribole (Ps.) conifera palmea</i>								Py

Tab. 1: Qualitative und quantitative Verteilung der Trilobitenpanzerteile in den Bänken des Profils NF/G aus der Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruches von Drewer.

Ceph = Cephalon, Cr = Cranidium, Py = Pygidium, Fr = Freiwange, j = juvenil, *Chaun.* = *Chaunoproetus*, *Macr.* = *Macrobole*.

Das juvenile Cranidium entspricht der bei ALBERTI (1974: 249-250) angegebenen Diagnose und ähnelt stark den dort auf Abb. 7 Fig. 2 und 3 abgebildeten gleichgroßen, in Steinkernerhaltung vorliegenden Exemplaren. Die für *Chaunoproetus* (*Ch.*) *stockumensis* typische keilartige Verbreiterung der hinteren Festwangen ist noch nicht deutlich entwickelt. *Chaunoproetus* (*Ch.*) *stockumensis* ist von *Chaunoproetus* (*Ch.*) *palensis* im juvenilen Stadium vor allem durch breitere vordere Festwangen getrennt, im adulten Stadium durch die keilartige Verbreiterung der hinteren Festwangen (vgl. H. ALBERTI 1974: Tab. 2-3).

Familie **Phillipsiidae** (OEHLERT 1886) HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1980  
Unterfamilie **Weaniinae** OWENS 1983

***Belgibole abruptirhachis*** (RICHTER & RICHTER 1919)  
Taf. 1 Fig. 4-5

**Fundschicht:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:**

1. Juvenile, linke Freiwange in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17598/1, Taf. 1 Fig. 4 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17602/1;
2. Negativ einer juvenilen, rechten Freiwange, Nr.: WMfN P 17591, der Wangenstachel ist kurz hinter der Basis abgebrochen;
3. Juvenile, rechte Freiwange in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17590/4, der vordere Freiwangenbereich fehlt;
4. Der rechte Pleuralbereich eines Pygidiums in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17593/2, Taf. 1 Fig. 5.

Freiwangen: Das hochgewölbte Wangenfeld und die schmale Außensaumfurchung trennen die Freiwangen von *Belgibole abruptirhachis* von den flacher gewölbten *Semiproetus* (*Macrobole*)-Freiwangen mit breiter Außensaumfurchung.

Die Augen der juvenilen Freiwangen Nr. 17591 und 17598/1 sind jeweils abgebrochen und am Außensaum der Freiwange Nr. 17598/1 (Taf. 1 Fig. 4) ist infolge der Steinkernerhaltung nur eine Terrassenlinie zu erkennen. Jeweils deutlich ausgebildet ist bei beiden Freiwangen die breite, flache Augenfurchung; der typische Längsgrat ist nur bei geeignetem Lichteinfall zu erahnen (vgl. auch HAHN, HAHN & WOLF 1990: Taf. 1 Fig. 4; WOLF 1989: 10-11).

Bei der juvenilen, rechten Freiwange Nr. 17590/4 ist der Längsgrat dagegen sehr deutlich ausgebildet, dazu zwei Terrassenlinien auf dem Außensaum.

Pygidium: Der Pygidiumrest zeigt den typischen Weaniinae-Rippenbau und den breiten, abgesetzten Randsaum von *B. abruptirhachis*: erhalten sind die vorderen vier Rippenpaare, deren Vorderäste in typischer Weise deutlich höher sind als die Hinteräste.

***Belgibole* cf. *abruptirhachis*** (RICHTER & RICHTER 1919)

**Fundschicht:** Bänke 5/5a, Untere *duplicata*-Zone.

**Material:** Linke Pleuralhälfte eines juvenilen Pygidiums, Nr.: WMfN P 17617/2.

Die vor allem im distalen Bereich erhöhten Rippenvorderäste und der breite, abgesetzte Randsaum sind typisch entwickelt. Die ersten beiden Rippenvorderäste reichen auf den Randsaum (vgl. HAHN, HAHN & WOLF 1990: 98). Die Rhachis und der rechte Pleuralbereich fehlen.

Unterfamilie **Archegoninae** G. HAHN & BRAUCKMANN 1984

***Semiproetus* (*Macrobole*)** RICHTER & RICHTER 1951

Zugehörige Arten und Unterarten (vgl. auch ARCHINAL 1991, 1992): *Semiproetus* (*Macrobole*) *drewerensis drewerensis* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. (M.) drewerensis latipalpebratus*

(OSMÓLSKA 1973), *S. (M.) drewerensis? duodecimae* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. (M.) hercules* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. (M.) ogivalis* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. ? (M. ?) prenes* (OSMÓLSKA 1973), *S. (M.) funirepus* (FEIST 1988), *S. (M.) nanbiancunensis* (ZHU 1988), *S. (M.) orientalis* (XIAN 1989), *S. (M.) funirepus alpinus* FEIST 1992, *S. (M.) brevis* FEIST 1992.

Innerhalb *Semiproetus (Macrobole)* (= *Macrobole*-Gruppe sensu FEIST 1992) können vor allem anhand des Pygidium-Baues grundsätzlich zwei verschiedene Gruppen unterschieden werden:

1. *Semiproetus (Macrobole) funirepus*-Typ; dazu gehören:

„*Perliproetus*“ *gradatus* RICHTER & RICHTER 1926, *S. (M.) funirepus funirepus* (FEIST 1988), *S. (M.) nanbiancunensis* (ZHU 1988), *S. (M.) ogivalis* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. (M.) orientalis* (XIANG 1989), *S. (M.) hercules* (RICHTER & RICHTER 1951) und *S. (M.) latipalpebratus* (OSMÓLSKA 1973).

2. *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ; dazu gehören:

*S. (M.) funirepus alpinus* FEIST 1992, *S. (M.) drewerensis drewerensis* (RICHTER & RICHTER 1951), *S. (M.) duodecimae* (RICHTER & RICHTER 1951) und *S. (M.) brevis* FEIST 1992. Die Arten des *drewerensis*-Typs sind in ihren Merkmalen stärker abgeleitet.

Der Vergleich zahlreicher Panzerteile verschiedener Größenstadien aus den Profilen am Müssenberg und aus den Profilen am Bohlen/Saalfeld weist auf eine hohe intraspezifische Variabilität der einzelnen Arten. Inwieweit die Arten *S. (M.) funirepus funirepus*, *S. (M.) nanbiancunensis* und „*Perliproetus*“ *gradatus* voneinander zu trennen sind, wird zur Zeit geprüft.

Die juvenilen Cranidien und Freiwangen aus dem Profil NF/G wurden auf Untergattungsniveau bestimmt.

### ***Semiproetus (Macrobole) sp.***

Taf. 2 Fig. 1-2

**Fundschrift:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:**

1. Juveniles Cranidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17599/1, Taf. 2 Fig. 1 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17602/3;
2. Juveniles Cranidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17602/2 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17598/4;
3. Juveniles Cranidium als Negativ, Nr.: WMfN P 17593/3;
4. Linke Freiwange in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17590/1, Taf. 2 Fig. 2;
5. Negativ einer juvenilen, rechten Freiwange, Nr.: WMfN P 17598/3;
6. Negativ einer juvenilen, rechten Freiwange, Nr.: WMfN P 17590/3;

**Fundschrift:** Bänke 5/5a, Untere *duplicata*-Zone.

**Material:**

1. Juvenile, rechte Freiwange in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17617/1;
2. Juvenile, rechte Freiwange in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17615 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17620.

Cranidien: Das in Steinkernerhaltung vorliegende juvenile Cranidium Nr. 17599/1 (Taf. 2 Fig. 1) hat eine Länge von 1,9 mm. Das große Präglabellarfeld und die kurze, konische Glabella sind typische Juvenilmerkmale (GRÖNING 1986: 125). Beim zweiten juvenilen Cranidium ist nur das Negativ vollständig erhalten (Nr. 17598/4), am zugehörigen Steinkernpositiv (Nr. 17602/2) fehlen auf beiden Seiten die Augendeckel und Teile der Facialsutur. Am dritten juvenilen Cranidium (Negativ Nr. 17593/3) fehlen die linke vordere Festwange und der Stirnsaum. Der hintere Glabella-Lobus ist etwas plumper ausgebildet als bei den anderen beiden Cranidien.

Freiwangen: die 4,2 mm lange, flachgewölbte Freiwange Nr. 17590/1 (Taf. 2 Fig. 2) hat einen bis zur Bruchstelle 1,4 mm langen Wangenstachel. Die Außensaumfurche ist, wie für die Freiwangen dieser Untergattung typisch, breit eingemuldet; am Außensaum ist aus Erhaltungsgründen nur eine Terrassenlinie erkennbar.

Das Negativ der juvenilen, rechten Freiwange Nr. 17598/3 hat einen 1 mm langen Wangenstachel. Auch die beiden juvenilen Freiwangen Nr. 17598/3 und 17590/3 zeigen das schwach gewölbte Wangenfeld und die breite Außensaumfurche.

An den beiden Freiwangen aus den Bänken 5/5a ist jeweils ein ungewöhnlich kurzes und kleines Auge erhalten, die Wangenstacheln sind abgebrochen. Beide Freiwangen tragen am Außensaum zwei Terrassenlinien. Bei Freiwange Nr. 17617/1 ist das Auge schmaler ausgebildet (0,15 mm) als bei Freiwange Nr. 17615 mit ca. 0,25 mm Breite und zeigt mindestens 13 Ocellen in einer Diagonalreihe.

### ***Semiproetus (Macrobole) funirepus*-Typ**

Taf. 1 Fig. 6

**Fundschrift:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17592/1 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17589.

Das steil abfallende Rhachisende ist kennzeichnend für die Pygidien des *funirepus*-Typs; das vorliegende Pygidium zeigt darüber hinaus mit der schwachen Umschlagsdepression und dem sehr deutlichen Relief bei abaxial deutlich hakenförmig zurückgebogenen Rippenvorderästen enge Beziehungen zu *S. (M.) funirepus*, „*Perliproetus*“ *gradatus* und *S. (M.) nanbiancunensis*. Abweichend von allen Taxa, aber zusammen mit *S. (M.) orientalis*, zeigt das Pygidium eine verkürzte Rhachis. Die Pygidien von *S. (M.) orientalis* und *S. (M.) ogivalis* unterscheiden sich von allen anderen Pygidien des *funirepus*-Typs durch ihre sehr flachen Pleural-Felder (siehe auch XIANG 1989: 121).

### ***Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ**

Taf. 2 Fig. 3a-b, 5, 7

**Fundschrift:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:**

1. Juveniles Pygidium in Steinkernerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, Nr.: WMfN P 17600, Taf. 2 Fig. 3a-b;
2. Negativ eines halben Pygidiums, Nr.: WMfN P 17594, Taf. 2 Fig. 5, der rechte Pleuralbereich und hintere Rhachisabschnitt fehlen.

**Fundschrift:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

**Material:**

1. Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17556, Taf. 2 Fig. 7;
2. Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17561.

Die beiden jüngeren Pygidien Nr. 17556 und 17561 aus dem Schicht-Bereich 9-11 (*sandbergi*-Zone) unterscheiden sich von den älteren Pygidien Nr. 17600 und 17594 aus Bank 2 (Obere *praesulcata*-Zone) durch die fortgeschrittene Reduktion des Reliefs. Eine sukzessive Reliefreduktion von stratigraphisch älteren zu stratigraphisch jüngeren Schichten ist an verschiedenen Arten unterschiedlicher Gattungen und Unterfamilien in verschiedenen Devon/Karbon-Grenzprofilen zu beobachten.

Es bestehen Verwechslungsmöglichkeiten der Pygidien des *drewerensis*-Typs mit den Pygidien von *S. (M.) brevis*, welche sich nur durch eine etwas kürzere Rhachis unterscheiden (FEIST 1992: Taf. 4 Fig. 9).

Die beiden älteren Pygidien von Drewer, Nr. 17600 und 17594, zeigen ein deutlicheres Relief, auch die hinteren Rippenvorderäste treten ±deutlich hervor. Die Rippenvorderäste sind abaxial schwach hakenförmig zurückgebogen. Das juvenile Pygidium Nr. 17600 zeigt infolge der durchgehend scharf eingeschnittenen Pleurfurchen ein noch deutlicheres Relief als das adulte Pygidium Nr. 17594, bei dem die hinteren Pleurfurchen bereits verflacht sind.

## Unterfamilie *Cystispininae* HAHN & HAHN 1982

**Anmerkung:** Umfangreiche Neuaufsammlungen aus den Profilen Pfaffenberg-NE und -SW im oberen Mühlal am Bohlen bei Saalfeld/Obernitz im Thüringischen Schiefergebirge durch BARTZSCH & WEYER enthalten in den Beckenablagerungen der Oberen Kalkknollenschiefer der *Gattendorfia*-Stufe (z. B. BARTZSCH & WEYER 1981: 7) eine diverse *Diacoryphe*-Fauna (HAHN, HAHN & LEUSCHNER, in Vorb.).

### *Diacoryphe* sp., aff. *pfeifferi* RICHTER & RICHTER 1951

**Fundschicht:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Juveniles Pygidium in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17604/2, der vordere Teil ist abgebrochen.

Das juvenile Pygidium zeigt mit seinem breiten Umriß, der flachen, kurzen Rhachis und den flachen Pleuralfeldern sowie dem zarten Rippenbau die typischen Kennzeichen der Art und entspricht in seinem Aussehen gleichgroßen, juvenilen *Diacoryphe pfeifferi*-Pygidien vom locus typicus, dem Profil Pfaffenberg-NE am Bohlen.

### *Diacoryphe* sp.

Taf. 2 Fig. 6

**Fundschicht:** Bankbereich 7/8, Obere *duplicata*-Zone.

**Material:** Ein im vorderen Bereich beschädigtes Pygidium in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17569.

**Maße:** Länge des Pygidiums ca. 5,5 mm; Länge der Rhachis ca. 4 mm; Breitenmessungen wären aufgrund des abgebrochenen, vorderen Pygidiumbereiches zu ungenau.

Das länglich-gerundete Pygidium mit relativ kurzer Rhachis und zarter Rhachisleiste sowie einem schwachen Relief entspricht in seinen Merkmalen zahlreichen Pygidien aus den Profilen Pfaffenberg-NE und -SW aus den Bänken 4 bis 6 (Untere bis Obere *duplicata*-Zone nach BARTZSCH & WEYER 1981: Abb. 9). Möglicherweise sind diese Pygidien *Diacoryphe schoenlaubi* FEIST 1992 zuzuordnen (HAHN, HAHN & LEUSCHNER, in Vorb.) – von dieser Art ist bisher kein Pygidium bekannt (FEIST 1992: 36).

### *Diacoryphe gloriola* RICHTER & RICHTER 1951

Taf. 2 Fig. 4

**Fundschicht:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

**Material:** Pygidium, im vorderen Drittel in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17567/1, Taf. 2 Fig. 4 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17562. Das Pygidium ist im hinteren Teil beschädigt; es fehlen der hintere Rhachisabschnitt und Teile des Randsaumes.

Das kurze und breite Pygidium mit deutlichem Relief, zarten Rippen, den zentral nach vorn gebogenen Rhachisingen und den nur durch das Aufhören der Rippen entstehenden Randsaum entspricht isolierten Pygidien und dem Pygidium des vollständigen Exemplares dieser Art aus den Profilen am Pfaffenberg (Bänke 5 $\beta$  bis 9 $\gamma$ , Untere *duplicata*- bis höhere *sandbergi*-Zone nach BARTZSCH & WEYER 1981: Abb. 2, Profil 2 und Abb. 9).

Bisher lag nur der stratigraphisch nicht näher eingestufte Holotypus vor (RICHTER & RICHTER 1951: 254-255, Tab. B).

## Unterfamilie *Cummingellinae* HAHN & HAHN 1967

### *Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951

**Anmerkung:** Schale und Steinkern zeigen bei den Arten der Gattung *Liobolina* eine scheinbar entgegengesetzte Ausprägung von Rippen und Pleuren. Während auf dem Steinkern nach RICHTER & RICHTER (1951: 249) Rippen hervortreten, entsteht auf der Schale infolge der deutlichen, bis an die Dorsalfurche reichenden Rippenfurchen bei gleichzeitigem Verlöschen der Pleuralfurchen im Dorsalfurchen- und hinteren Pygidiumbereich, der Eindruck von Pleuren (RICHTER & RICHTER 1951: 249, G. HAHN 1967: 182).

Prinzipiell sind sowohl auf dem Steinkern als auch auf der Schale die Pleuralfurchen breiter als die Rippenfurchen (G. HAHN 1967: 182), so daß die Bezeichnung „Rippen“ bei der Beschreibung vorzuziehen ist. Die Ursache für diese scheinbare Reliefumkehr ist in der Dicke der Schale zu suchen.

### ***Liobolina* sp. 1**

Taf. 2 Fig. 9

**Fundschicht:** Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

**Material:** Cranium in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17592/2, beide Augendeckel fehlen bzw. sind nur angedeutet erhalten, mit zugehörigem Negativ Nr.: WMfN P 17588.

Die subzylindrische Glabella berührt den breiten Stirnsaum, der mit drei Terrassenlinien besetzt ist und überlagert die Stirnsaumfurchen, wie es für die Cummingellinae typisch ist (G. HAHN 1965: 308). Die Glabellafurchen S1 bis S3 sind deutlich ausgebildet, S1 ist gegabelt. Der Hinterabschnitt der Facialsutur  $\epsilon$ - $\zeta$  verläuft etwa parallel zur Dorsalfurche und ist relativ kurz. Ohne Freiwanne ist eine Zuordnung zu *Liobolina crestaverdensis* FEIST 1992 (mit Wangenstachel) oder zu *Liobolina submonstrans* (ohne Wangenstachel) nicht möglich.

### ***Liobolina* sp. 2**

Taf. 2 Fig. 10

**Fundschicht:** Bänke 3/3a, Obere *praesulcata*-Zone bis *sulcata*-Zone.

**Material:** Pygidium in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17606, das vordere Drittel des rechten Pleuralfeldes und Teile des rechten Rhachisbereiches sind als Steinkern erhalten; der linke Rhachisbereich ist oberflächlich beschädigt.

**Maße:** Länge des Pygidiums = 6,3 mm; Länge der Rhachis = 5 mm; Breite des Pygidiums = 9 mm; Breite der Rhachis = 3,3 mm.

Die kurze Rhachis und ihr in der Seitenansicht kontinuierliches Gefälle nach hinten sowie der knicklose Übergang der Rhachis in den langen, steil abfallenden Postrhachisraum kennzeichnen dieses Pygidium. Auf der Schale ist kein Relief erkennbar. Auf der rechten Pleuralhälfte, die in Steinkernerhaltung vorliegt, treten 5 (+) Rhachisringe und 3 Rippenpaare deutlich hervor. Pleural- und Rhachisfurchen sind breit eingetieft, die Rippenfurchen sind schmaler, die erste Rippenfurchen ist abaxial verbreitert.

### ***Liobolina submonstrans submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951**

Taf. 2 Fig. 8, Taf. 3 Fig. 1

**Anmerkung:** FEIST (1992: 35) hält die zweite Unterart von *Liobolina submonstrans*, *L. submonstrans sculptilis* G. HAHN 1967 aus dem Erdbacher Kalk (*Pericyclus*-Stufe) vom Winterberg/Harz, für eine eigenständige Art und erhebt damit Exemplare mit den Kennzeichen der Typusunterart auf Artniveau. Solange nur kaum von der Typusunterart sich unterscheidende Pygidien von *L. submonstrans sculptilis* vorliegen (G. HAHN 1967: 183, HAHN & HAHN 1972: 360, 1975: 57), ist es zweckmäßiger, beide Unterarten aufrechtzuerhalten.

**Fundschicht:** Bänke 3/3a, Obere *praesulcata*- bis *sulcata*-Zone.

**Material:**

1. Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17608/1, die linke Pleuralhälfte fehlt;
2. Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17608/2, Taf. 3 Fig. 1.

**Fundschicht:** Bänke 5/5a, Untere *duplicata*-Zone.

**Material:** Pygidium in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17621, Taf. 2 Fig. 8, der Randsaum ist abgebrochen.

Das halbe Pygidium Nr. 17608/1 zeigt die charakteristische flache und lange Rhachis, die abaxial steil abfallenden Pleuralfelder und die breiten Pleuralfurchen; die jeweils erste Rhachis- und Pleuralfurche sind besonders breit entwickelt; 3 Rippen sind deutlich erkennbar, der Randsaum ist abgebrochen. Abweichend vom Typusmaterial ist der breitere Umriß.

Das Pygidium Nr. 17608/2 (Taf. 3 Fig. 1) läßt sich anhand von Umriß, Wölbung, Rhachisbau und den durch eine schwache Saumfurche abgetrennten Randsaum *L. submonstrans submonstrans* zuordnen.

Das Pygidium in Steinkernerhaltung Nr. 17621 aus dem Bankbereich 5/5a (Taf. 2 Fig. 8) zeigt alle typischen Kennzeichen der Unterart und 10 Rhachisringe.

***Liobolina* cf. *submonstrans submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951**

**Fundschrift:** Bänke 3/3a, Obere *praesulcata*-Zone – *sulcata*-Zone.

**Material:** Pygidium in Schalenerhaltung, tektonisch stark verzerrt, Nr.: WMfN P 17607.

Das stark deformierte Pygidium steht aufgrund der deutlich hervortretenden 4 (+) Rippenpaare, der ehemals steil gestellten abaxialen Pleuralfelder und der dreieckigen gelenkenden Halbrippe *L. submonstrans submonstrans* am nächsten.

***Liobolina nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951**

Taf. 3 Fig. 2a-b

**Fundschrift:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

**Material:**

1. Juveniles Pygidium in Steinkernerhaltung mit mineralisierter Oberfläche, Nr.: WMfN P 17565;

2. Pygidium-Negativ, Nr.: WMfN P 17555, Taf. 3 Fig. 2a-b.

Maße: Länge des Pygidiums = 5 mm; Länge der Rhachis = 4,2 mm; Breite des Pygidiums etwa 7,5 mm; Breite der Rhachis = 2,7 mm.

Bereits das juvenile Pygidium zeigt alle typischen Merkmale der Art; die ersten 3 Rippen und insgesamt 10 Rhachisringe sind zu erkennen. Das als Negativ vorliegende Pygidium Nr. 17555 (Taf. 3 Fig. 2a-b) ist dem größeren zum Holotypus gestellten Pygidium aus Oberrödinghausen sehr ähnlich (RICHTER & RICHTER 1951: 247 und Taf. 3 Fig. 33a). Der Umschlag ist breit, nimmt die Breite des steil gestellten Randsaumes ein, greift fast bis an das Rhachisende vor und ist mit 8 eng stehenden Terrassenlinien besetzt.

***Liobolina* cf. *nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951**

Taf. 3 Fig. 3

**Fundschrift:** Bänke 12-16, *sandbergi*-Zone.

**Material:**

1. Pygidium in Schalenerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, Nr.: WMfN P 17587, Taf. 3 Fig. 3, Rhachis ist nach dem zweiten Rhachisring abgebrochen;

2. Pygidium in Schalenerhaltung, Nr.: WMfN P 17586 mit zugehörigem Negativ, Nr.: WMfN P 17584.

Das Pygidium Nr. 17587 (Taf. 3 Fig. 3) ist aufgrund von Wölbung, Rhachislänge und -bau, des etwas schmalen ersten Rhachisringes, der angedeuteten Saumfurche mit dem anschließenden schwach konvexen Randsaum und aufgrund des fast reduzierten Reliefs mit Vorbehalt zu *L. nebulosa* zu stellen. Bei Pygidium Nr. 17586 ist die Saumfurche nur sehr undeutlich entwickelt, die relativ breite Rhachis hat 10 (+1) Rhachisringe und gerade verlaufende Rhachisfurchen. Auf dem Pleuralfeld ist nur die erste Rippe zu erkennen.

Unterfamilie **Archegoninae** G. HAHN & BRAUCKMANN 1984

***Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax* (RICHTER & RICHTER 1951)**

Taf. 3 Fig. 4a-c

**Fundschrift:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

**Material:**

1. Flachgedrückte Freiwanne in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17566;
2. Juveniles Pygidium, im vorderen Drittel in Schalenerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, Rest in Steinkernerhaltung, Nr.: WMfN P 17564, Taf. 3 Fig. 4a-c.

Teile der flach gedrückten Freiwanne sind im vorderen Drittel und an der Facialsutur abgebrochen, die Bestimmung erfolgte anhand des terrassierten Außensaumes, der tief eingeschnittenen Außensaumfurche und anhand des gerundeten Wangenecks ohne Wangenstachel.

Pygidium: Das juvenile Pygidium zeigt entsprechend dem von RICHTER & RICHTER (1951: Taf. 2 Fig. 16a-c) zum Holotypus gestellten Pygidium einen sehr schmalen ersten Rhachisring und schmalen ersten Rippenvorderast bei sonst nahezu fehlendem Relief sowie die typischen Wölbungsverhältnisse von Rhachis und Pleuralfeldern, die das Pygidium insgesamt plump erscheinen lassen; mit 10 Rhachisringen. Abweichend ist das Fehlen einer angedeuteten Saumfurche.

***Waribole (Waribole) richteri richteri*** (G. HAHN 1967)

Taf. 3 Fig. 5a-b

**Fundschicht:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.**Material:** Pygidium in Schalenerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, Nr.: WMfN P 17563/1.

Das vorliegende Pygidium ist nahezu identisch mit dem von G. HAHN (1967: 169) beschriebenen Pygidium der Varietät C aus dem Erdbacher Kalk (*Pericyclus*-Stufe) vom Winterberg im Oberharz. Das im Umriß fast dreiseitig begrenzte Pygidium mit seiner breiten Rhachis ist gekoppelt an ein stärker abgebautes Relief. Etwas abweichend gestaltet sind die Rhachisringe: sie sind in der Sagittallinie nicht so deutlich zurückgebogen wie bei G. HAHN (1967: Abb.16) dargestellt.

***Pseudowaribole (Pseudowaribole) conifera palmea*** (H. ALBERTI 1975)

Taf. 3 Fig. 6a-b

**Fundschicht:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.**Material:** Pygidium in Schalenerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, Nr.: WMfN P 17563/2.**Maße:** Länge des Pygidiums = 2,9 mm; Länge der Rhachis = 2,2 mm; Breite des Pygidiums = 4,3 mm; Breite der Rhachis = 1,5 mm.

Das Pygidium entspricht in allen Merkmalen der Unterart, die bisher nur sicher nachgewiesen ist in Erfoud, Bordj Est in Südmarokko, in der höchsten *Wocklumeria*-Stufe. Aus dem Rheinischen Schiefergebirge gibt es aus der *Wocklumeria*-Stufe bisher nur eine cf.-Bestimmung (H. ALBERTI 1975: 186-188). Eine Umlagerung des Pygidiums von Drewer ist nicht auszuschließen.

Das Relief auf den flachen Pleuralfeldern verlöscht allmählich nach hinten: erkennbar sind die ersten 3 zart gebauten, schräg nach hinten ziehenden Rippen, die folgenden 3 Rippen sind nur undeutlich zu sehen; die Rippenfurchen sind distal etwas verbreitert und vertieft (vgl. H. ALBERTI 1975: Abb. 1 Fig. 18 und 19, Abb. 2 Fig. 14).

### 3. Schlußfolgerungen

Im Profil NF/G der Nordwand von Drewer setzen bereits ab Bank 2, in der Oberen *praesulcata*-Zone, Trilobiten mit karbonischem Charakter ein, z.B. *Belgibole abruptirhachis*, Vertreter des *Semiproetus (Macrobale) funirepus*- und des *Semiproetus (Macrobale) drewerensis*-Typs sowie *Diacoryphe* und *Liobolina*. Wichtig ist das zeitgleiche Auftreten von Vertretern des *S. (M.) funirepus*-Typs und des stärker abgeleiteten *S. (M.) drewerensis*-Typs. Neben dem Profil Drewer NF/G treten beide Typen von *Semiproetus (Macrobale)* zusammen mit *Belgibole abruptirhachis* auch in den Profilen Müssenberg und am Bohlen in der Oberen *praesulcata*-Zone auf.

Die Radiation von Trilobiten mit karbonischem Charakter beginnt also bereits unterhalb der heute definierten Devon/Karbon-Grenze durch Conodonten. Ein Event, hier verstanden als eine Zeit erhöhten Aussterbens mit nachfolgender Neuentfaltung überlebender Gruppen, kann somit in Drewer an der heute definierten Devon/Karbon-Grenze nicht festgestellt werden, ein Faunenschnitt in der Trilobitenentwicklung liegt vielmehr bereits an der Grenze von der Mittleren zur Oberen *praesulcata*-Zone (vgl. auch ALBERTI et al. 1974).

Die Phacopinae und *Chaunoproetus* verlöschen am Ende des Devons (vgl. BRAUCKMANN & G. HAHN 1984, YUAN 1988: 42, STRUVE 1984: 143f, siehe auch: Problematik der *Chaunoproetus* – *Mirabole* – Assoziation nach YUAN 1988 in FEIST 1992: 23).

In Drewer lassen sich folgende, zeitlich nacheinander auftretende Faunenvergesellschaftungen unterscheiden:

1. Mittlere *praesulcata*-Zone: *Chaunoproetus* – Phacopinae – Vergesellschaftung.
2. Obere *praesulcata*-Zone: *Belgibole abruptirhachis* – *Semiproetus (Macrobole) funirepus*-Typ – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ [*Liobolina* sp. 1 und *Diacoryphe* sp., aff. *pfeifferi*] – Vergesellschaftung.
3. (Obere *praesulcata*-) *sulcata*- bis *duplicata*-Zone: *Liobolina submonstrans submonstrans* – *Semiproetus (Macrobole) sp.* – *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ [*Belgibole* cf. *abruptirhachis* und *Liobolina* sp. 2] – Vergesellschaftung.
4. *Sandbergi*-Zone: *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ – *Liobolina nebulosa* – *Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax* – *Diacoryphe gloriola* [*Waribole (Waribole) richteri richteri* und *Pseudowaribole (Pseudowaribole) conifera palmea*] – Vergesellschaftung.

Die stratigraphische Reichweite der einzelnen Arten im Devon/Karbon-Grenzbereich und in der *Gattendorfia*-Stufe ist aufgrund der Faziesabhängigkeit der Trilobiten unterschiedlich. Die Zusammensetzung der Trilobitenfaunen wechselt vom flacheren Faziesraum (z. B. Hochschwelle) zum Beckenbereich mit Tiefschwellen und Senken. Die verschiedenen Devon/Karbon-Grenzprofile sind für die Lösung unterschiedlicher Fragestellungen wichtig.

Die Trilobitenvergesellschaftungen vom Profil Drewer NF/G zeigen, obwohl das Artenspektrum in den einzelnen Conodonten-Zonen unvollständig ist, Übereinstimmungen mit anderen Devon/Karbon-Grenzprofilen im Sauerland (Bahnprofil Oberrödinghausen, Profile Müssenberg, Hasselbachtal und Stockum – vgl. H. ALBERTI et al. 1974: 269; CLAUSEN et al., dieser Band; BRAUCKMANN & G. HAHN 1984: Fig. 1-4; LUPPOLD et al. 1984: Tab. 1, 2; DANIELZIK 1990: Abb. 1.12; BRAUCKMANN et al. 1993). Überregional ist Drewer mit den Profilen Grüne Schneid in den Karnischen Alpen, Österreich (SCHÖNLAUB et al. 1988: Fig. 4, FEIST 1992) und den Profilen Pfaffenberg-NE und-SW im oberen Mühlthal am Bohlen bei Saalfeld/Obernitz im Thüringischen Schiefergebirge zu vergleichen (RICHTER & RICHTER 1951: Tab. B; PFEIFFER 1954, 61; 1988: 71 und Taf. 2; LEUSCHNER, in Vorb.). Paläotethysweit kann Drewer u. a. mit dem Profil in Nanbiancun/Guilin in China (ZHU 1988) verglichen werden (weitere Profile in FEIST 1992: 23).

Nach bisherigen Untersuchungen ist das Profil an der Grünen Schneid in den Karnischen Alpen für die Diskussion der Devon/Karbon-Grenze am besten geeignet (SCHÖNLAUB et al. 1992: 58, 73, 79-80 – dort auch Diskussion von anderen Devon/Karbon-Grenzprofilen und dem Stratotypus La Serre). Für die Untergliederung der *Gattendorfia*-Stufe nach Trilobiten erfüllen die Beckenprofile am Bohlen im Thüringischen Schiefergebirge die Voraussetzungen eines stratigraphischen Idealprofiles (LEUSCHNER, in Vorb.).

#### 4. Dank

Diese Publikation entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projektes „Trilobiten an Devon/Karbon-Grenzprofilen im Sauerland und im Bergischen Land“ unter der Leitung von Prof. Dr. G. HAHN, dem an dieser Stelle für die Diskussion am Material herzlich gedankt sei. Frau Dr. R. HAHN danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes.

Für das Überlassen der Trilobiten danke ich Herrn D. KORN, Geologisch-Paläontologisches Institut Tübingen. Herrn Dr. W. STRUVE, Forschungsinstitut Senckenberg/ Frankfurt am Main, ist für die Diskussion über die Phacopinae herzlich zu danken.

## 5. Literatur

- ALBERTI, H. (1974): Neue Trilobiten (Chaunoproetiden, Mirabolen) aus dem Ober-Devon IV-VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa) – Beitrag 2.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146** (2): 221-261, Abb. 1-12, Tab.1-6; Stuttgart.
- ALBERTI, H. (1975): Neue Trilobiten (*Waribole*) aus dem Ober-Devon IV-VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa) – Beitrag 3.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149** (2): 180-210, Abb. 1-3, Tab. 1-6; Stuttgart.
- ALBERTI, H., GROOS-UFFENORDE, H., STREEL, M., UFFENORDE, H. & WALLISER, O. H. (1974): The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge).- Newsl. Stratigr., **3** (4): 263-276, Abb. 1-2; Leiden.
- Anonymous (1980): Devonian Carboniferous Boundary Resolution.- Episodes, **3**: 27; Ottawa.
- ARCHINAL, A. (1991): Neudefinition der Untergattung *Archegonus* (*Phillibole*) und die Gattungen *Semi-proetus* und *Prolibole* (Trilobita, Ober-Devon und Unter-Karbon).- Senckenbergiana lethaea, **71** (3/4): 189-202, Abb. 1-10; Frankfurt am Main.
- ARCHINAL, A. (1992): Revision der Untergattung *Archegonus* (*Phillibole*) (Trilobita; Ober-Devon/Unter-Karbon).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **144**: 1-133, Abb. 1-70, Tab.1-13, Taf. 1-2; Frankfurt am Main.
- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1981): Zur Stratigraphie des Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge.- Abh. Ber. Naturkd. Vorgesch., **12** (4): 3-54, Abb. 1-14, Taf. 1-6; Magdeburg.
- BRAUCKMANN, C. (1987): Neue Kulm-Trilobiten aus dem Bergischen Land (Bundesrepublik Deutschland).- Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **40**: 101-116, Abb. 1-5, Taf.1; Wuppertal.
- BRAUCKMANN, C., CHLUPÁČ, I. & FEIST, R. (1993): Trilobites at the Devonian-Carboniferous boundary.- Ann. Soc. geol. Belg., **115**, fasc 2: 507-518; Bruxelles.
- BRAUCKMANN, C. & HAHN, G. (1984): Trilobites as Index Fossils at the Devonian/Carboniferous Boundary.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 11-14, figs.1-5; Frankfurt am Main.
- CHLUPÁČ, I. (1977): The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia.- Rozpr. Ustred. Ústav. geol., svazek, **43**: 1-172, Abb. 1-26, Taf. 1-32; Praha.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., FEIST, R., LEUSCHNER, K., GROOS-UFFENORDE, H., LUPPOLD, F. W., STOPPEL, D., HIGGS, K. & STREEL, M. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beiträgen von ERKWAH, F.-D., KAMP, H.v., REHAGEN, H.-W., WEBER, P. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein.- Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25000 4516 Warstein: 1-155, Abb. 1-20, Tab. 1-14, Taf. 1-3, Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K. (1989): Nachweis von Glaukonit in den Devon/Karbon-Grenzsichten im östlichen Provinzial-Steinbruch Drewer (Belecker Sattel, Rheinisches Schiefergebirge).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 227-259, Abb. 1-9, Tab. 1-3, Taf. 1-4; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1987): The eastern Provincial Quarry at Drewer (northeastern Rhenish Slate Mountains), a stratotype candidate for the Devonian/Carboniferous Boundary.- Senckenbergiana lethaea, **67** (5/6): 467-477, Abb. 1-7, Tab. 1-2; Frankfurt am Main.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1989), mit einem Beitrag von KORN, D.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 161-226, Abb. 1-27, Tab. 1-12, Taf. 1; Krefeld.
- DANIELZIK, M. (1990): Die Kulmtrilobiten des Hasselbachtals.- Unveröff. Dipl.-Arbeit des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Teil 1: 1-116, Abb. 1-12, Taf. 1; Marburg/Lahn.
- FLAJS, G. & FEIST, R. (1988): Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France).- Courier Forschungs-Institut Senckenberg **100**: 53-107, Abb. 1-15, Taf. 1-11; Frankfurt am Main.
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **135** (1): 21-47, Abb. 1-2, Taf. 1-4; Wien.
- FLICK, H. & STRUVE, W. (1984): *Chotecops sollei* und *Chotecops ferdinandi* aus devonischen Schiefen des Rheinischen Gebirges.- Senckenbergiana lethaea, **65** (1/3): 137-163, Abb. 1, Taf. 1-4; Frankfurt am Main.

- GRÖNING, E. (1986): Revision der Gattung *Liobole*.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **80**: 1-216, Abb. 1-92, Tab. 1-14, Taf. 1-4; Frankfurt am Main.
- HAHN, G. (1965): Revision der Gattung *Archegonus* BURMEISTER 1843 (Trilobita).- Senckenbergiana lethaea, **46** (4/6): 229-262, Abb. 1-21; Frankfurt am Main.
- HAHN, G. (1967): Neue Trilobiten vom Winterberg/Harz (Unter-Karbon).- Senckenbergiana lethaea, **48** (2): 163-189, Abb. 1-25, Tab. 1-2; Frankfurt am Main.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C. (1988): Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 1. Weaniinae.- Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **41**: 96-112, Abb. 1-4, Taf. 1; Wuppertal.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C. (1989): Zur Phylogenie der Archegoninae (Trilobita, Oberdevon – Perm).- Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **42**: 163-182, Abb. 1-2, Taf. 1-3; Wuppertal.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1972): Trilobitae carbonici et permici III.- Fossilium Catalogus. I. Animalia **120**: 332-531; (Dr. W. JUNK N. V.) s'Gravenhage.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1975): Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm.- (In (Hrsg.): KRÖMMELBEIN, K.: Leitfossilien) 1: I-VIII, 1-127, Abb. 1-4, Tab. 1-5, Taf. 1-12; [2., völlig neu bearbeitete Auflage], (Borntraeger) Berlin Stuttgart.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1991): XIANG, L. W. (1989): Biostratigraphy and systematic palaeontology of trilobites.-In: The Dapoushang section, an excellent section for the Devonian-Carboniferous stratotype in China [Editor: JI, Q. et al.]: 120-123, pls.35-36, Beijing (Science Press).- In: Zbl. Geol. Paläontol., Teil II: 171, Nr. 357; Stuttgart.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (1980): Die Trilobiten des belgischen Kohlenkalkes (Unter-Karbon).-1.Proetinae, Cyrtosymbolinae und Aulacopleuridae.- Geologica et Palaeontologica, **14**: 165-188, Abb. 1-11, Tab. 1, Taf. 1-2; Marburg/Lahn.
- HAHN, G., HAHN, R. & WOLF, C. (1990): *Belgibole abruptirhachis*, Leit-Trilobit an der Devon/Karbon-Grenze.- Senckenbergiana lethaea, **70** (1/3): 89-103, Abb. 1-2, Tab. 1, Taf.1; Frankfurt am Main.
- HAHN, G., HAHN, R. & LEUSCHNER, K. (in Vorb.): Neue Arten der Gattung *Diacoryphe* vom Bohlen in Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge.
- KORN, D. (1991): Threedimensionally preserved clymeniids from the Hangenberg Black Shale of Drewer (Cephalopoda, Ammonoidea; Devonian/Carboniferous boundary; Rhenish Massif).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1991** (9): 553-563, Abb. 1-5; Stuttgart.
- KORN, D., CLAUSEN, C.-D., BELKA, Z., LEUTERITZ, K., LUPPOLD, F.W., FEIST, R. & WEYER, D. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.
- LEUSCHNER, K. (in Vorb.): Biostratigraphie, Systematik und Faziesabhängigkeit von Trilobiten des Devon/Karbon-Grenzbereiches und der *Gattendorfia*-Stufe aus dem Rheinischen und Thüringischen Schiefergebirge.- Diss. Univ. Marburg.
- LORENZ, P. (1988): Über Morphologie, Variabilität und postlarvale Ontogenie von *Phacops* (*Phacops*) *granulatus* (MÜNSTER 1840) (Trilobita, Ober-Devon).- Unveröff. Dipl.-Arb. des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Teil 1: 1-106, Abb.1-28, Tab. 1-14, Diagr. 1-62, Taf. 1-2; Marburg/Lahn.
- LORENZ, P. (1991): Die Variabilität und Ontogenie des Komplexauges von *Phacops granulatus* (MÜNSTER 1840) (Trilobita; Ober-Devon).- Geologica et Palaeontologica, **25**: 47-55, Abb. 1-12, Tab. 1-4; Marburg/Lahn.
- LUPPOLD, F. W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofils auf dem Müszenberg (Rheinisches Schiefergebirge).- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 91-121, Abb. 1-7, Tab. 1-2, Taf. 1-6; Frankfurt am Main.
- OSMÓLSKA, H. (1973): Tournaisian trilobites from Dalnia in the Holy Cross Mts.- Acta geol. Polonica, **23** (1): 61-81, Abb. 1-2, Tab. 1, Taf. 1-2; Warszawa.
- PAPROTH, E. (1980): The Devonian-Carboniferous Boundary.- Lethaia, **13**: 287; Oslo.
- PAPROTH, E. & STREEL, M. (1985): In Search of a Devonian-Carboniferous Boundary.- Episodes, **8** (2): 110-111; Ottawa.
- PFEIFFER, H. (1954): Der Bohlen bei Saalfeld/Thüringen.- Geologie, Beiheft **11** [für 1954]: 1-105, Abb. 1-9, Tab. 1-6, Taf. 1-9, Anl. 1-2; Berlin.
- PFEIFFER, H. (1988): Thüringische Trilobiten – Ihre Fundorte und geologische Aussage (Teil II).- Fundgrube, **24** (3): 68-73, Taf. 2, Berlin.
- REED, F. R. C. (1943): The genera of British Carboniferous Trilobites.- Annual Mag. natur. Hist., (11) **10** (61): 54-65; London.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1919): Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen und sudetischen Oberdevon.- Senckenbergiana **1** (4): 97-130, Abb. 1-14; Frankfurt am Main.
- RICHTER, Rud. & RICHTER, E. (1925): Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobita III.- Senckenbergiana, **7**: 239-244; Frankfurt am Main.

- RICHTER, Rud. & RICHTER, E. (1926): Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten IV.- Abh. preuß. geol. L.-A., **99**: 1-314, Abb. 1-18, Tab. A-C, Taf. 1-12; Berlin.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1937): Unterlagen zum Fossilium Catalogus, Trilobitae. VII. Kulm-Trilobiten von Aprath und Herborn.- *Senckenbergiana* **19** (1/2): 108-115, Abb. 1-6; Frankfurt am Main.
- RICHTER, Rud. & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten.- *Senckenbergiana*, **32** (1/4): 219-266, Abb. 1-10, Tab. 1-2, Taf. 1-5; Frankfurt am Main.
- RICHTER, Rud. & RICHTER, E. (1955): Oberdevonische Trilobiten, Nachträge.-1. Trilobiten aus der *Prolobites*-Stufe III.-2. Phylogenie der oberdevonischen Phacopidae.- *Senckenbergiana lethaea*, **36** (1/2): 49-72, Abb. 1-2; Frankfurt am Main.
- SCHÖNLAUB, H. P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, C. J., SCHRAMM, J.-M. (1992): The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135** (1): 57-98, Abb. 1-21, Tab. 1-3, Taf. 1-9; Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary of the section „Grüne Schneid“ (Carnic Alps, Austria): A preliminary report.- *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 149-167, Abb. 1-4; Frankfurt am Main.
- STRUVE, W. (1972): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina, 8: *Phacops*-Arten aus dem Rheinischen Devon. 2.- *Senckenbergiana lethaea*, **53** (5): 383-403; Frankfurt am Main.
- STRUVE, W. (1989): *Rabienops evae* aus dem späten Ober-Devon des Rheinischen Gebirges.- *Bull. Soc. belge de Geol.*, **98** (3/4): 335-342, Abb. 1-3; Bruxelles.
- Treatise on Invertebrate Paleontology.-Part 0, Arthropoda 1 (Trilobitomorpha) (1959).- [Editor: MOORE, R. C.] – I – XIX: 1-560, Abb. 1-415; Lawrence/Kansas.
- WOLF, C. (1989): Revision von *Belgibole abruptirhachis* (Rud. & E. RICHTER 1919) (Trilobita, Unter-Karbon). Morphologie, Variabilität und postlarvale Ontogenie von *Belgibole korni* n. sp. (Trilobita, Unter-Karbon).- Unveröff. Dipl.-Arb. des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg, Teil 1: 1-96, Abb. 1-20, Tab. 1-12, Taf. 1-2; Marburg/Lahn.
- XIANG, L. W. (1989): Biostratigraphy and systematic palaeontology of trilobites.-In: The Dapoushang section, an excellent section for the Devonian-Carboniferous stratotype in China [Editor: JI Qiang et al.]: 120-123, Taf. 35-36; Beijing (Science Press).
- YUAN, J. (1988): Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China.- *Palaeontographica*, Abt. A, **201** (1-3): 1-102, Abb. 1-46, Tab. 1-4, Taf. 1-15; Stuttgart.
- ZHU, Z.-L. (1988): Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records.- [Editor: Yu, C.]: 199-207, Taf. 49-54; Beijing (Science Press).



## Tafel 1

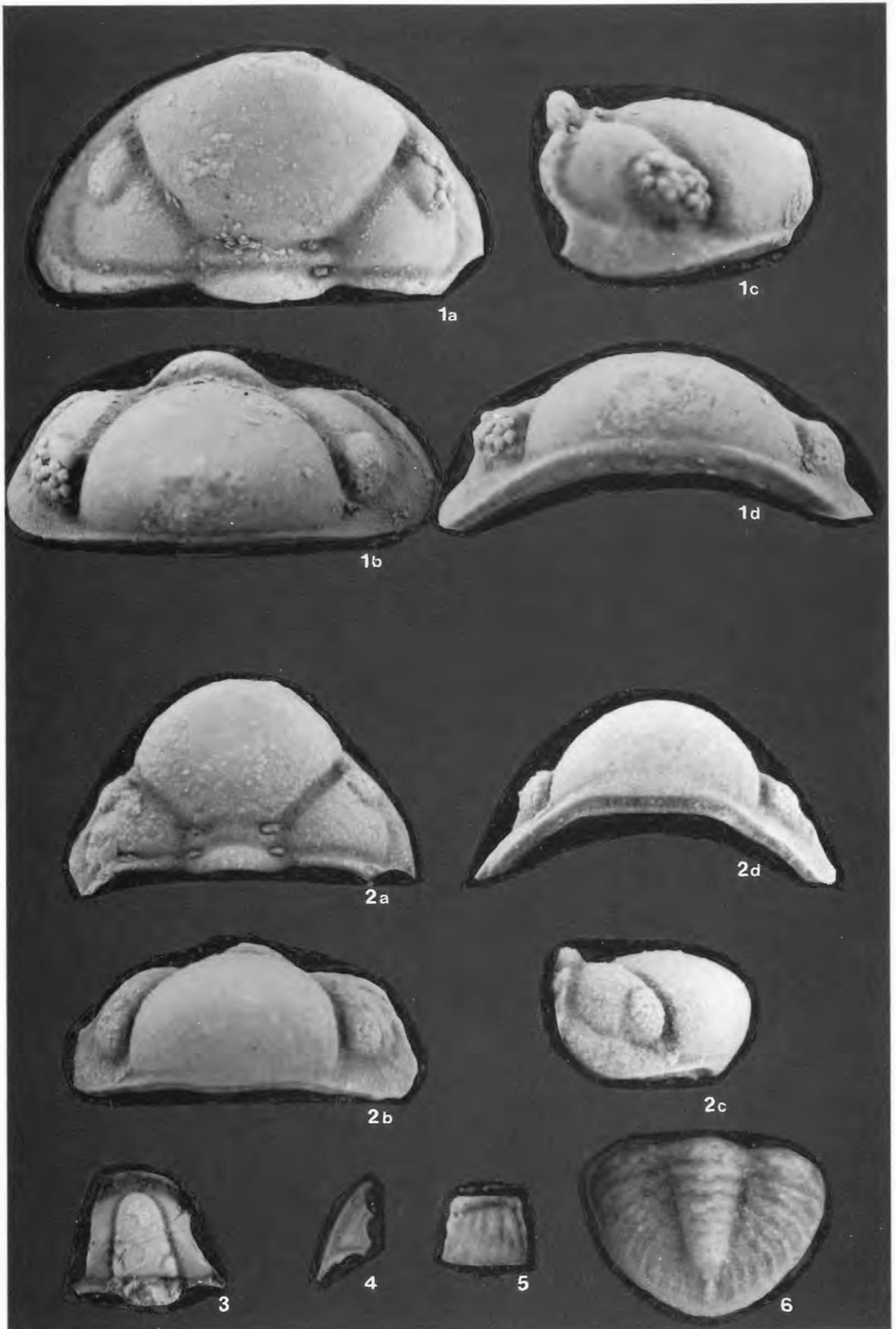
Trilobiten aus dem Oberdevon (Mittlere bis Obere *praesulcata*-Zone) vom Profil Drewer NF/G (Rheinisches Schiefergebirge). – Alle Aufnahmen x 8,5; alle Stücke mit Magnesiumoxid geweißt.

### Fig.1-3: Top Wocklumer Kalk (Bank 93), Mittlere *praesulcata*-Zone.

- 1: *Rabienops horni* STRUVE 1989.- Cephalon, Steinkern, Positiv = WMfN P 17550.- a) Dorsalansicht. – b) Ansicht von vorn. – c) Seitenansicht, rechte Seite. – d) Ansicht von vorn unten.
- 2: *Cryphops? wocklumeriae* RICHTER & RICHTER 1926. – Cephalon, Steinkern, Positiv= WMfN P 17551/1. – a) Dorsalansicht. – b) Ansicht von vorn. – c) Seitenansicht, rechte Seite. – d) Ansicht von vorn unten.
- 3: *Chaunoproetus (Chaunoproetus) stockumensis* H. ALBERTI 1974. – Juveniles Cranidium, Steinkern, Positiv = WMfN P 17553. – Dorsalansicht.

### Fig.4-6: Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

- 4-5: *Belgibole abruptirhachis* (RICHTER & RICHTER 1919). – 4) Juvenile Freiwange, Steinkern, Positiv = WMfN P 17598/1. – Dorsalansicht. – 5) Beschädigtes Pygidium, Steinkern, WMfN P 17593/2. – Seitenansicht, rechte Seite.
- 6: *Semiproetus (Macrobale) funirepus*-Typ. – Pygidium, Steinkern, WMfN P 17592/1. – Positiv=Dorsalansicht.



## Tafel 2

Trilobiten aus dem Oberdevon (Obere *praesulcata*-Zone) und aus dem Unterkarbon (*Gattendorfia*-Stufe) vom Profil Drewer NF/G (Rheinisches Schiefergebirge). – Alle Aufnahmen x 8, außer Fig. 3 (= x 11); alle Stücke mit Magnesiumoxid geweißt.

### Fig.1-3, 5 und 9: Bank 2, Obere *praesulcata*-Zone.

- 1-2: *Semiproetus (Macrobole)* sp. – 1) Juveniles Cranium, Steinkern, Positiv = WMfN P 17599/1.- Dorsalansicht. – 2) Beschädigte Freiwange, Steinkern, WMfN P 17590/1. – Dorsalansicht.
- 3,5: *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ. – 3) Juveniles Pygidium, Steinkern mit aufgewachsenen Kristallen, WMfN P 17600. – a) Dorsalansicht. – b) Seitenansicht, linke Seite. – 5) Beschädigtes Pygidium, Negativ = WMfN P 17594.- Dorsalansicht.
- 9: *Liobolina* sp. 1. – Leicht beschädigtes Cranium, Schale, WMfN P 17592/2. – Dorsalansicht.

### Fig.10: Bänke 3/3a, Obere *praesulcata*- bis *sulcata*-Zone.

- 10: *Liobolina* sp. 2. – Leicht beschädigtes Pygidium, Schale; nur vorderes Drittel des rechten Pleuralfeldes und Teile des rechten Rhachisbereiches als Steinkern erhalten, WMfN P 17606.- Dorsalansicht.

### Fig.8: Bänke 5/5a, Untere *duplicata*-Zone.

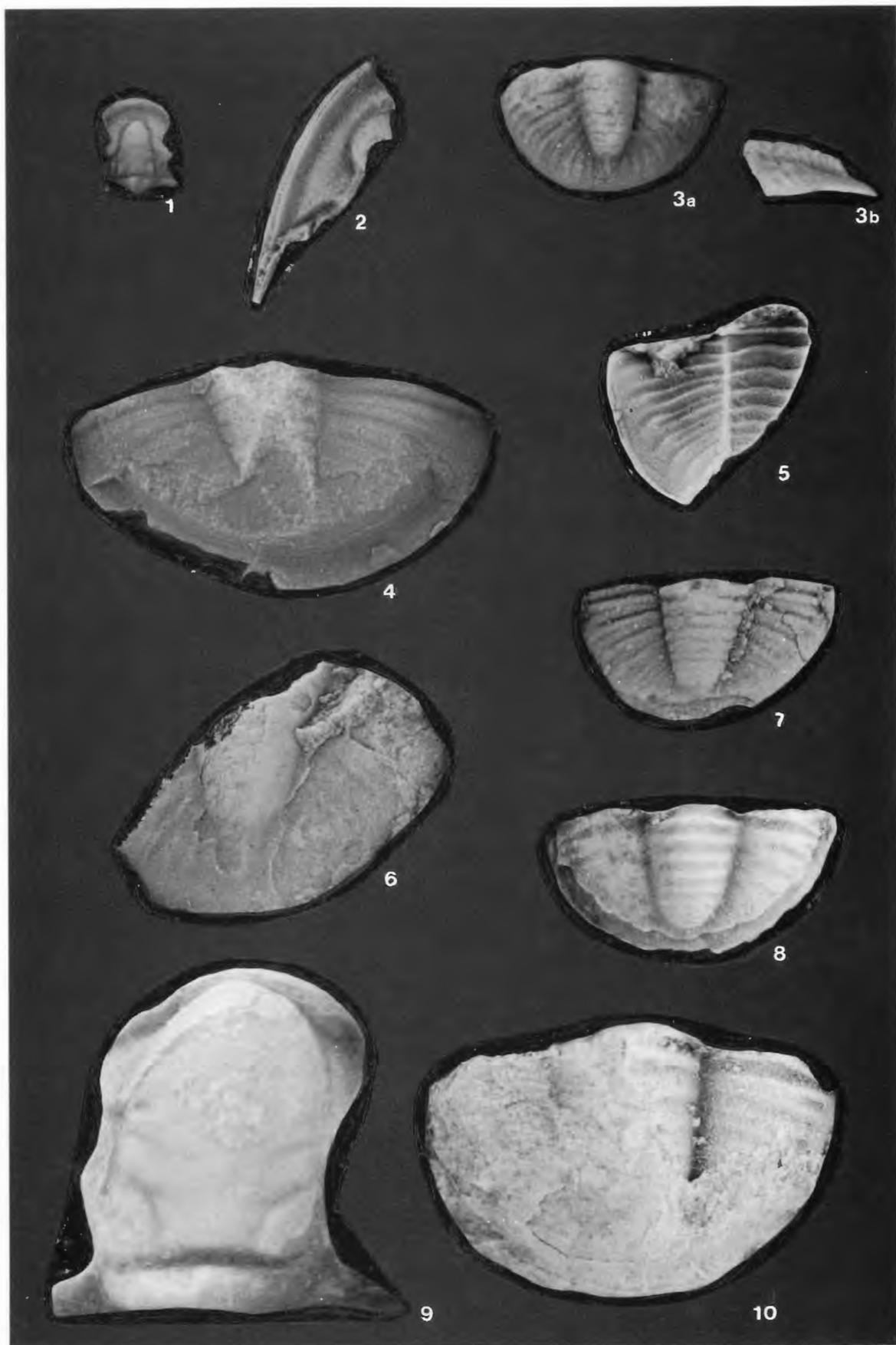
- 8: *Liobolina submonstrans submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951. – Leicht beschädigtes Pygidium, Steinkern, WMfN P 17621. – Dorsalansicht.

### Fig.6: Bänke 7/8, Obere *duplicata*-Zone.

- 6: *Diacoryphe* sp. – Beschädigtes Pygidium, Schale WMfN P 17569. – Dorsalansicht.

### Fig.4 und 7: Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

- 4: *Diacoryphe gloriola* RICHTER & RICHTER 1951. – Leicht beschädigtes Pygidium, Schale, Positiv = WMfN P 17567/1. – Dorsalansicht.
- 7: *Semiproetus (Macrobole) drewerensis*-Typ. – Pygidium, Steinkern, WMfN P 17556. – Dorsalansicht.



### Tafel 3

Trilobiten aus dem Unterkarbon (*Gattendorfia*-Stufe) vom Profil Drewer NF/G (Bank 3/3a bis Bänke 12-16) und vom Profil Drewer WJ (Bank 8) (Rheinisches Schiefergebirge). – Alle Aufnahmen x 7,2; alle Stücke mit Magnesiumoxid geweißt.

**Fig.1:** Bänke 3/3a, Obere *praesulcata*- bis *sulcata*-Zone.

1: *Liobolina submonstrans submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951. – Leicht beschädigtes Pygidium, Steinkern, WMfN P 17608/2. – Dorsalansicht.

**Fig.2,4-6:** Bänke 9-11, *sandbergi*-Zone.

2: *Liobolina nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951. – Pygidium, Negativ = WMfN P 17555. – a) Dorsalansicht. – b) Ansicht von schräg hinten.

4: *Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax* (RICHTER & RICHTER 1951). – Juveniles Pygidium, Steinkern, nur vorderes Drittel in Schalenerhaltung mit aufgewachsenen Kristallen, WMfN P 17564. – a) Dorsalansicht. – b) Seitenansicht, rechte Seite. – c) Hinteransicht.

5: *Waribole (Waribole) richteri richteri* (G. HAHN 1967). – Pygidium, Schale mit aufgewachsenen Kristallen, WMfN P 17563/1. – a) Dorsalansicht. – b) Seitenansicht, rechte Seite.

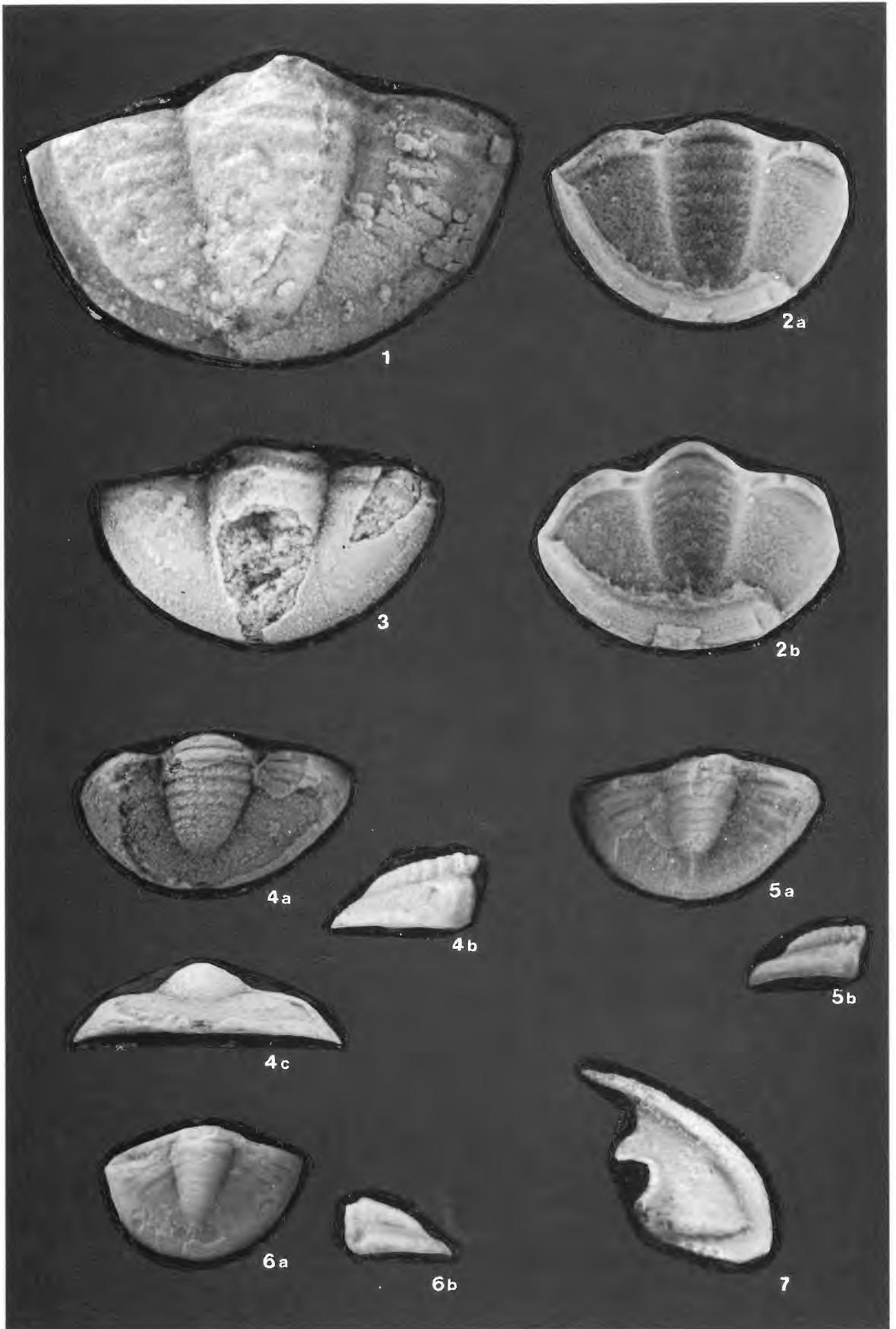
6: *Pseudowaribole (Pseudowaribole) conifera palmea* (H. ALBERTI 1975). – Pygidium, Schale mit aufgewachsenen Kristallen, WMfN P 17563/2.- a) Dorsalansicht. – b) Seitenansicht, linke Seite.

**Fig.3:** Bänke 12-16, *sandbergi*-Zone.

3: *Liobolina cf. nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951. – Beschädigtes Pygidium, Schale mit aufgewachsenen Kristallen, WMfN P 17787. – Dorsalansicht.

**Fig.7:** Profil Drewer WJ, Bank 8, Obere *duplicata*-Zone.

7: *Liobolina submonstrans* RICHTER & RICHTER 1951. – Freiwange, Schale, WMfN P 17574. – Dorsalansicht.





Geol. Paläont. Westf.	29	177-221	12 Abb. 5 Taf.	Münster Mai 1993
--------------------------	----	---------	-------------------	---------------------

Faunenvergleich Rhenoharzium/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 11

## Korallen im Untertournai-Profil von Drewer (Rheinisches Schiefergebirge)

Dieter Weyer\*

### Kurzfassung

Die Lokalität Drewer ist neben Saalfeld (Thüringisches Schiefergebirge) die wichtigste deutsche Fundstelle von Korallen aus dem höchsten Oberfamennian und tiefen Untertournai (Zeitintervall Hangenberg-Schwarzschiefer bis Liegende Alaunschiefer = Obere *praesulcata*-Zone bis *sandbergi*-Zone). Nach einer Übersicht zur Anthozoa-Fauna (auch Tabulata) werden folgende Rugosa beschrieben: *Cyathaxonia* n. sp. A, n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*), *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840), *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973, *Pentaphyllum walliseri* n. sp., *Commutia schmidti* n. sp., *Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973.

### Abstract

Drewer (Rhenish Massif) and Saalfeld (Thuringian Massif) are the two most important German localities yielding corals of top Upper Famennian and basal Lower Tournaisian times, between the Hangenberg and the *crenulata* events (Upper *praesulcata* Zone to *sandbergi* Zone). The Anthozoan community of Drewer is reviewed (both Tabulata and Rugosa), and the following taxa are described: *Cyathaxonia* n. sp. A, n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*), *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840), *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973, *Pentaphyllum walliseri* n. sp., *Commutia schmidti* n. sp., *Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973.

### Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	178
2. Historischer Kenntnisstand .....	178
3. Stratigraphie der Fundschichten .....	179
4. Anthozoa-Fauna .....	181
5. Paläontologie .....	183
6. Dank .....	207
7. Literatur .....	207

\* Anschrift des Verfassers:  
Dr. Dieter Weyer, Löwestraße 15, D-10249 Berlin.

## 1. Einleitung

Weltweit gibt es sehr wenige Fundstellen für ahermatypische Anthozoa-Faunen des Unteren Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe = Lower Hastarian = Lower Kinderhookian), und nur ein Bruchteil dieser seltenen Vorkommen ist näher untersucht worden. Die wichtigsten Lokalitäten in den europäischen Varisziden liegen in Polen (Dalnia im Heiligkreuz-Gebirge – ROZKOWSKA in SZULCZEWSKI 1973; FEDOROWSKI 1973; STASINSKA 1973) und Frankreich (Stratotyp der Devon/Karbon-Grenze im Profil La Serre bei Cabrières, Montagne Noire – SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1988) sowie in Deutschland mit mindestens fünf Fundorten in klassischen Cephalopodenkalk/Cypridinschiefer-Profilen:

1. Saalfeld (Thüringisches Schiefergebirge) – Oberste Kalkknollenschiefer mit mehr als 1000 Korallen-Funden von der Oberen *praesulcata*-Zone (*Acutimitoceras prorsum*-Zone) bis zur *sandbergi*-Zone (*Paragattendorfia patens*-Zone); erst in kleinen Ausschnitten publiziert (WEYER 1972, 1979, 1981, 1984; BARTZSCH & WEYER 1982, 1986).

2. Drewer (Rheinisches Schiefergebirge) – Hangenberg-Kalk mit ca. 400 Korallen-Funden des gleichen stratigraphischen Intervalls.

3. Hönnetal-Bahneinschnitt Ober-Rödinghausen (Rheinisches Schiefergebirge) – Hangenberg-Kalk (*sulcata*- bis *sandbergi*-Zone) mit ca. 40 Korallen-Funden (WEYER 1981; BARTZSCH & WEYER 1982; abschließende Bearbeitung WEYER in Vorbereitung).

4. Effenberg bei Herdringen (Rheinisches Schiefergebirge) – ca. 50 Korallen-Funde (unbearbeitet) aus dem Hangenberg-Kalk.

5. Schübelhammer (Oberfranken) – Äquivalent des Hangenberg-Kalkes (*Siphonodella sandbergi*-Zone) mit ca. 100 Korallen-Funden (Kollektion WEYER 1991-1992).

Drewer erwies sich bei eigenen Aufsammlungen (1990-1992) als durchaus idealer, zweitbesten deutscher Fundort trotz verbreiteter Anlösung (Korrosion, Subsolution) der Polypare; seine Korallenführung der *Gattendorfia*-Stufe war bereits SCHMIDT (1921, 1924, 1927) und SCHINDEWOLF (1923, 1942, 1951) bekannt. Das Fundmaterial von ca. 400 Exemplaren verteilt sich zu etwa 48/110/250 auf die Kollektionen SCHMIDT/SCHINDEWOLF/WEYER. In einzelnen Bereichen des oft fossilarmen Hangenberg-Kalk-Schichtpaketes fielen besonders Einzelkorallen als Makrofossilien auf (SCHMIDT 1921: Taf. 13, Fig. 3; danach zitiert in SCHMIDT 1927: 7 und PAECKELMANN & RICHTER 1938: 258). SCHINDEWOLF hatte die Lokalität mit ihrer „recht artenreichen Korallenfauna“ (1923: 219) im Rahmen seiner Anthozoa-Studien systematisch ausgebeutet und (1942: 96) mehr als 100 Stück sammeln können; dieses meist schon geschliffene, halbpräparierte Material ist in Berlin nahezu vollständig erhalten geblieben.

Die untersuchten Korallen stammen überwiegend aus der Kollektion O. H. SCHINDEWOLF (ca. 1922-1932), die in der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin aufbewahrt war. Nach 1945 verblieb ein kleinerer Teil im gleichen Dienstgebäude (Staatlicher Geologischer Dienst der DDR, später Zentrales Geologisches Institut) und wurde 1976 mit den gesamten wissenschaftlichen Sammlungen in das „Zentrale Geologische Probenarchiv“ Bernau ausgelagert; den Hauptteil übergab man jedoch 1950 an das Geologisch-Paläontologische Institut der HUMBOLDT-Universität Berlin (heute Paläontologische Abteilung des Naturkunde-Museums) – beide willkürlich und zufällig getrennten Anteile der SCHINDEWOLF-schen Korallen-Kollektion waren mir langjährig zugänglich. Dr. HERMANN JAEGER († 1992) stellte mir freundlicherweise jederzeit leihweise das Material des Berliner Naturkunde-Museums zur Verfügung. Von den eigenen Aufsammlungen ist erst ein kleiner Bruchteil präpariert und bearbeitet; er wurde teils dem Westfälischen Museum für Naturkunde in Münster (Mus. Münster), teils dem Naturkunde-Museum der HUMBOLDT-Universität zu Berlin (PM Berlin) übergeben.

## 2. Historischer Kenntnisstand

In der Literatur sind bisher die nachstehenden Daten über Korallen von Drewer publiziert worden. Die meisten Bestimmungen lassen sich künftig interpretieren, da das Belegmaterial in der Regel für Revisionen verfügbar ist und reichlich ergänzende Aufsammlungen für eingehendere morphologische Untersuchungen vorliegen.

- 1921 H.SCHMIDT (295) bestimmt *Pleurodictyum dechenianum* KAYSER 1882, *Favosites? pleurodictyoides* LEYH 1897, *Cladochonus michelini* (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851), *Cyathaxonia cornu* MICHELIN 1847, *Amplexus coralloides* SOWERBY 1814, *Zaphrentis* sp.
- 1923 SCHINDEWOLF (219) nennt „*Amplexus*- und *Metriophyllum*-Arten“.
- 1924 H.SCHMIDT (158-159) wiederholt und verbessert seine frühere Artenliste: *Cyathaxonia cornu* MICHELIN 1847, *Zaphrentis* aff. *bowerbanki* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, *Zaphrentis* cf. *omaliosi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, *Amplexus* sp. a (aff. *coralloides* SOWERBY 1814), *Amplexus* sp. b, *Amplexus* sp. c, *Pleurodictyum dechenianum* KAYSER 1882, *Cladochonus michelini* (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851).
- 1942 SCHINDEWOLF (95, Abb. 36) beschreibt *Polycoelia* (*Sochkineophyllum*) n. sp.
- 1951 SCHINDEWOLF (100-101) erwähnt *Cyathaxonia cornu* n. subsp. (mit Kurzdiagnose) als charakteristische Untertournai-Form.
- 1970 WEYER (59) notiert „an undescribed new species from the Lower Tournaisian (*Gattendorfia* stage) of the Rhenish Mountains“ aus der Verwandtschaft von *Saleelasma delepini* (VAUGHAN 1915). Die Art stammt von Drewer und wird 1973 publiziert.
- 1972 WEYER (457) berichtet über eine „neue ... Gattung ... aus dem Untertournai ..., die ganz kurze amplexoide, peripher nicht gespaltene Septen und ein biformes Tabularium besitzt“. Die Form wird später von FEDOROWSKI (1987: 148) zitiert und ist hier als n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*) erstmals mit Fundortsangabe Drewer dargestellt.
- 1973 WEYER (976, Abb. 1-7) stellt *Drewerelasma schindewolfi* gen.n. sp.n. auf.
- 1975 WEYER (756-757) nennt „eine nicht ganz typische *Rotiphyllum*-Art (mit zwei langen Kleinsepten am Gegenseptum) in der *Gattendorfia*-Stufe des Rheinischen Schiefergebirges“ zusammen mit *Drewerelasma*. Der nicht angegebene genaue Fundort ist Drewer.
- 1980 WEYER (27-28) erwähnt das Vorkommen von *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840).
- 1982 BARTZSCH & WEYER (31) vermerken, daß *Amplexus* sp. b, H.SCHMIDT 1924 zu *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840) gehört.

Alle diese Mitteilungen beziehen sich auf Funde, die innerhalb des Hangenberg-Kalkes nicht näher horizontiert entnommen sind, jedoch (nach heutigen Erfahrungen) zumeist aus dem unteren Drittel stammen dürften. Als Alter kommt in Betracht maximal Obere *praesulcata*- bis *sandbergi*-Zone, real aber wohl nur Obere *praesulcata*- bis Untere *duplicata*-Zone.

### 3. Stratigraphie der Fundschichten

Fundort ist der seit SCHMIDT (1921) für die Stratigraphie der Devon/Karbon-Grenze bekanntgewordene, von vielen Exkursionen besuchte und nach einem unberücksichtigt gebliebenen Stratotyp-Vorschlag (CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER 1987, 1989) zuletzt von KORN et al. (1994) dargestellte, längst ehemalige „Östliche Provinzialsteinbruch“ Drewer. Sein Profil des Hangenberg-Kalk-Schichtpaketes (früher *Gattendorfia*-Stufe; heute – gemäß neu definierter Karbon-Basis – Top-Oberfamenne über dem Hangenberg-Schwarzschiefer = Obere *praesulcata*-Zone plus Unteres Untertournai, *Gattendorfia*-Stufe = *sulcata*- bis *sandbergi*-Zone, bis zu den Liegenden Alaunschiefern) wurde 1991 an der Nordwest-Wand an den zwei für Makrofossilauflagerungen günstigsten Stellen (0m und 20m südwestlich vom einstigen Nordwest-Eingang des Steinbruchs – Profile WA und WB bei KORN 1991: Abb. 1) detailliert aufgenommen (Abb. 1) und neu bankweise numeriert, weil frühere Darstellungen (von SCHMIDT 1921: Taf. 13, Fig. 3, bis CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER 1989: Abb. 4, 7) zu grob oder (durch weitgehende Vernachlässigung der Tonsteinanteile) verzerrt ausfielen.

# Drewer, östlicher Provinzial-Steinbruch Nordwest-Wand

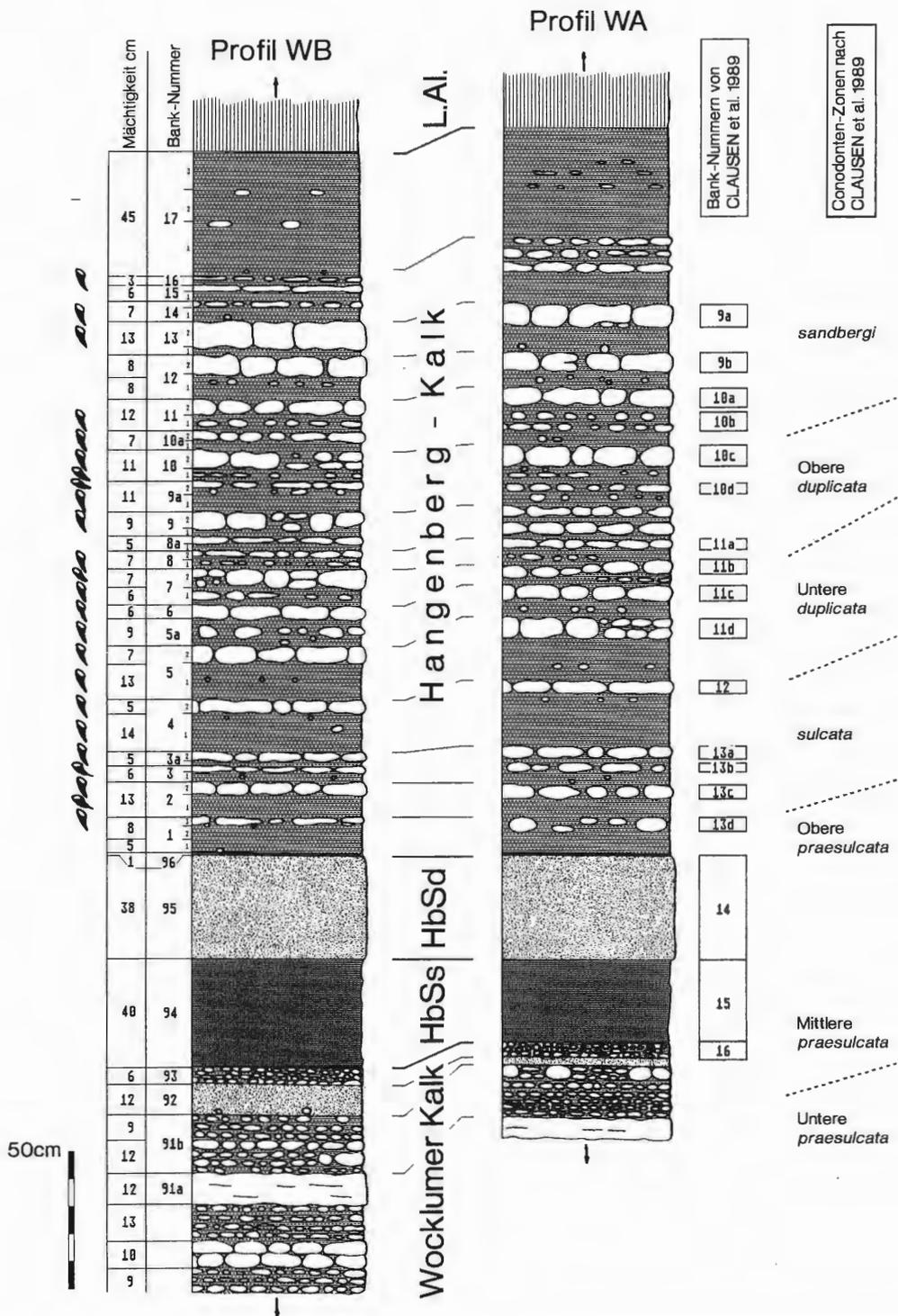


Abb. 1. Lithostratigraphie und Korallen-Fundschnitten des Hangenberg-Kalkes von Drewer. (HBSs = Hangenberg-Schwarzschiefer; HBSd = Hangenberg-Sandstein; L.Ai. = Liegende Alaunschiefer)

Im Sinne einer klaren Trennung zwischen Lithostratigraphie und Biostratigraphie dient allein der lithologische Kontrast zur Definition: 2,56-2,67 m Hangenberg-Kalk (mit benthischer Fauna) liegen zwischen zwei anoxischen Schwarzschiefer-Schichtpaketen. Zum 0,79-0,69 m mächtigen Hangenberg-Schwarzschiefer im Liegenden gehört auch eine 0,5-1 cm dicke obere Lage pelagischer schwarzer Schiefer über der Sandstein-Bank von 38 cm, die als episodische Kurzzeitschüttung im kondensierten black shale nicht besonders („Hangenberg-Sandstein“) hervorgehoben werden muß; dieser letzte 1 cm Schwarzschiefer kann das Relikt synsedimentärer Rutschungen sein, die KORN (1991: Abb. 1, Profile WC – WJ) weiter südwestlich skizzierte.

Die Biostratigraphie (nach Conodonten und Ammonoideen) wird von KORN et al. (1994) dargelegt. Fast im gesamten Profil des Hangenberg-Kalkes (Obere *praesulcata*-, *sulcata*-, Untere *duplicata*-, Obere *duplicata*-, *sandbergi*-Zone) treten Korallen (Rugosa, Tabulata) auf. „Häufiger“ (relativ angesichts der generellen Armut an bestimmbareren Makrofossilresten) findet man sie im unteren Drittel; bisher fehlt ein Nachweis in der höchsten Bank Nr. 17. („Splitterschiefer“). Betont werden muß, daß die Datierung mittels Conodonten wegen meist recht armer Faunen nur das Gerüst der *Siphonodella*-Zonen in einzelnen Bänken liefert, zwischen denen vorerst nicht exakt einstuftbare Intervalle verbleiben, die auch in Profildarstellungen gezeigt werden sollten.

Bank 10.2. (mit *Pseudarietites* sp.: *silesiacus*/*westfalicus*-Artgruppe) wird im Sinne bisheriger Korrelationen von Ammonoideen- und Conodonten-Zonenfolge noch in die Obere *duplicata*-Zone gestellt. Ein Beweis für ein jüngeres Alter (*sandbergi*-Zone – CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER 1989: Abb. 4, 6, Tab. 2) liegt nicht vor.

Die älteste und zugleich reiche Korallen-Fauna aus Bank Nr. 1.3. (>100 Stück) zeigt bereits „unterkarbonisches Gepräge“ und ist weitgehend identisch mit jüngeren Assoziationen aus den Bänken der *Gattendorfia*-Stufe. Es bestehen kaum Beziehungen zu typischen deutsch-polnischen Oberfamenne-Faunen der *Clymenia*- und *Wocklumeria*-Stufe vor dem Hangenberg-Event, ein Tatbestand, der auch in Thüringen (Bohlen-Profil von Saalfeld) für Anthozoa der *Acutimitoceras prorsum*-Zone festgestellt wurde. Umgelagerte Faunenelemente (älter als Hangenberg-Event), wie sie unter Ammonoideen, Trilobiten, Ostracoden und Conodonten auftreten, konnten nicht gefunden werden und sind auch kaum zu erwarten, weil Korallen in den Cephalopodenkalken unterhalb des Hangenberg-Schwarzschiefers praktisch nicht vorkommen (nur einmal fand sich – trotz intensiver Suche – als ungemene Rarität ein unbestimmbares Rugosa-Fragment in der *Wocklumeria*-Stufe).

#### 4. Anthozoa-Fauna

Die nachstehende Korallen-Faunenliste für das Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) und Top-Oberfamenne (Obere *praesulcata*-Zone) von Drewer faßt lediglich erste, manchmal durchaus noch provisorische Untersuchungsergebnisse zusammen, enthält überwiegend nur generische Bestimmungen und soll künftig (bei Bearbeitung auch anderer deutscher Vorkommen) taxonomisch präzisiert werden. Dabei dürfte sich die Anzahl der Rugosa-Arten (meist neue Taxa) verdoppeln, während die Tabulata-Assoziation nicht reicher ist. Vermerkt wurde die momentan registrierte Verbreitung innerhalb des Hangenberg-Kalk-Profiles (Bank-Nummern nach Abb. 1).

##### Tabulata

* <i>Sutherlandia</i> sp.	1.3. bis 10.1.
<i>Acaciapora</i> ? sp.	2.2. bis 10.2.
* <i>Cladochonus</i> sp.	1.3. bis 10.2.
<i>Aulocystella</i> ? sp.	1.3.
* <i>Palaeacis</i> ? sp.	3.2. bis 10.2.

##### Rugosa

* <i>Laccophyllum</i> sp.	1.3. bis 10.2.
* <i>Cyathaxonia</i> sp.	1.3. bis 10.2.
<i>Drewerelasma schindewolfi</i> WEYER 1973	1.3. bis 14.1.
<i>Sochkineophyllum</i> sp.	?
* <i>Pentaphyllum walliseri</i> n. sp.	10.2.
<i>Communia schmidti</i> n. sp.	10.1.

<i>Communia longiseptata</i> FEDOROWSKI 1973	10.2.
* <i>Ufimia</i> sp.	1.3.
n. gen. n. sp. (aff. <i>Kabakovitchiella</i> )	9.2.
* <i>Hebukophyllum priscum</i> (MÜNSTER 1840)	1.3. bis 7.2.

Durch \* gekennzeichnete Taxa vertreten Genera, die das Hangenberg-Event kurz vor der Devon/Karbon-Grenze offensichtlich überlebt haben; dabei sind unveröffentlichte Funde von *Sutherlandia* und *Palaeacis* in der *Wocklumeria*-Stufe von Saalfeld (Thüringen) berücksichtigt. Die anderen Gattungen setzen vermutlich ab Oberer *praesulcata*-Zone ein, aber definitive Aussagen wären angesichts des weltweit äußerst geringen Kenntnisstandes über ahermatypische Anthozoa aus Famenne/Untertournai wohl verfrüht. Die phylogenetische Verknüpfung oberdevonischer und unterkarbonischer Korallen (nach der globalen Krise an der Frasné/ Famenne-Grenze) ist bekanntlich ein immer noch weitgehend ungelöstes Problem; auch das Hangenberg-Event bedeutet eine scharfe Zäsur.

Vergleiche dieser Anthozoa mit gleichaltrigen Faunen anderer Regionen unterliegen einer Prämisse: nur Korallen-Assoziationen der Cephalopodenkalk-Fazies (beziehungsweise der *Cyathaxonia*-Biofazies sensu HILL 1938: 5) kommen näher in Betracht. Identitäten mit Flachschelf-Bewohnern (*Caninia-Clisiophyllum*-Biofazies der photischen Zone), wie sie im Falle von *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840) POTY (1986: 69 – Synonymie, 1989: 269 – Ähnlichkeit mit „*Caninia*“ *treagaensis* POTY 1982) oder YU (1988: 188 – *Circellia*) andeuteten, beruhen eher auf Homöomorphien (speziell bei den taxonomisch unbewältigten, phylogenetisch bisher nicht gliederbaren *Caninia*-artigen Formenkreisen) und sollten erst nach ausführlichen ontogenetischen Studien akzeptiert werden. Reiches deutsches Material von *Caninia? treagaensis* POTY 1982 aus dem Unteren Hastarian (Tn 1b, Leitfossil der Lithoeinheit 1 – HOFFMANN et al. 1975: 857 – zitiert unter „Rugose Korallen ..., mehrere neue Arten“) der Ostsee-Inseln Rügen und Hiddensee repräsentiert zumindest eine eigene Art, wahrscheinlich auch eine andere Gattung.

Für Europa, wo die Erforschung solcher Korallen-Faunen auch noch in den Anfängen steht (meist Pionierphase der Erstbeschreibung von Taxa), ergeben sich auf Grund parallel laufender Studien an anderen Fundstellen (gleiches Zeitintervall Obere *praesulcata*- bis *sandbergi*-Zone) durchaus schon Vergleichsmöglichkeiten und erste faunistische Übereinstimmungen, obwohl oft nur Unikate gefunden werden konnten.

Es handelt sich um folgende Lokalitäten, an denen (mit Ausnahme von Dalmia) vom Autor selbst gesammelt wurde:

Westliches Rhenohertzynikum (Rheinisches Schiefergebirge)

1. Hönnetal-Bahneinschnitt bei Oberrödinghausen (mit unbearbeiteter kleiner Kollektion O. H. SCHINDEWOLF ca. 1935);

2. Effenberg bei Herdringen;

3. Müssenberg bei Hachen;

Östliches Rhenohertzynikum (Heiligkreuz-Gebirge)

4. Dalmia bei Kielce (ROZKOWSKA in SZULCZEWSKI 1973, FEDOROWSKI 1973, STASINSKA 1973; Durchsicht der unveröffentlichten Rugosa-Kollektion 1976 in Poznan bei Prof. Dr. M. ROZKOWSKA);

Saxothuringikum

5. Saalfeld (Thüringisches Schiefergebirge);

6. Schübelhammer bei Elbersreuth (Köstenhof) (Frankenwald);

Montagne Noire

7. La Serre bei Cabrières (Stratotyp Devon/Karbon-Grenze, SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1988).

Von den Tabulata-Gattungen sind *Sutherlandia* und *Cladochonus* als Epibenthos auf Crinoiden-Stielen fast überall anzutreffen (Hönnetal-Bahneinschnitt, Saalfeld, La Serre; nur *Cladochonus*: Müssenberg, Effenberg; nur *Sutherlandia*: Dalmia – *Emmonsia dalmiae* STASINSKA 1973). *Aciapora?* liegt ebenfalls von Saalfeld und La Serre vor; hinzu kommt Dalmia (*A. infracarbonica* STASINSKA 1973). *Aulocystella?* wurde noch am Effenberg festgestellt, aber *Kueichowpora polonica* STASINSKA 1973 von Dalmia ist wohl congenerisch. *Palaeacis?* (n. gen., solitär) fand sich mit derselben neuen Art bei Saalfeld und am Effenberg. Ein sechstes Tabulata-Genus, *Rossopora?*, von Saalfeld fehlt bei Drewer, ist dafür aber am Hönnetal-Bahneinschnitt vorhanden. Damit deutet sich an, daß die kleine Gemeinschaft ahermatypischer Tabulata der Cephalopodenkalk-Fazies überall in den europäischen Varisziden verbreitet zu sein scheint.

Ähnliches gilt auch für die Rugosa-Fauna (mit einigen Beinahe-Ubiquisten: *Cyathaxonia*, *Drewerelasma*, *Hebukophyllum*), obwohl hier zusätzliche fazielle Differenzierungen (? bathy-

metrischer Art) möglich erscheinen, zur Zeit aber kaum beweisbar sind. Für ein fundiertes Urteil bleiben ausführlichere Studien abzuwarten, die nahezu alle Rugosa dieser Faunen berücksichtigen und bestehende taxonomische Probleme aufklären (zum Beispiel Art-Definitionen innerhalb der Gattung *Cyathaxonia* MICHELIN 1847). Als Leitfossil ist *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840) zu werten: Hönnetal-Bahneinschnitt, Saalfeld, Schübelhammer, Dalia, wahrscheinlich auch La Serre (*Caninia* cf. *tregaensis*, SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1988: Abb. 8). *Drewerelasma* wird weit verbreitet gefunden und fehlt anscheinend in keiner reicheren Rugosa-Kollektion der *Gattendorfia*-Stufe; ob Unterschiede auf Art-Ebene – das großwüchsige *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973 bisher nur in Drewer, nicht bei Saalfeld – realistisch sind, bleibt zu prüfen. Von den vier Plerophyllina (*Sochkineophyllum*, *Pentaphyllum*, *Commutia*, *Ufimia*) liegen nur Einzelfunde vor, drei neue Taxa und lediglich eine schon von Dalia bekannte Art. Charakteristisches Faunenelement der *Gattendorfia*-Stufe ist offenbar *Commutia*, die mehrfach auch bei Saalfeld und Schübelhammer conspezifisch angetroffen wurde. Bei den anderen Gattungen bieten die Fundstellen verschiedene Arten: *Sochkineophyllum internectum* FEDOROWSKI 1973 und *Pentaphyllum pauperum* FEDOROWSKI 1973 für Dalia; unterscheidbare *Ufimia*-Vertreter in Drewer, Hönnetal-Bahneinschnitt und La Serre (dagegen kein einziger Fund bei Saalfeld). *Laccophyllum* (Saalfeld massenhaft, Hönnetal-Bahneinschnitt und Drewer vereinzelt) zeigt ebenfalls noch keine artlichen Übereinstimmungen, und n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*) fehlt definitiv in den reichen Assoziationen von Saalfeld und Dalia.

Außerhalb Europas wurden vergleichbare Korallen neuerdings aus China (vor allem Junggar-Becken, Nord-Xinjiang) bekannt (LIAO & CAI 1987; WANG & ZHAO 1987; CAI 1988). Faziell am nächsten und frappierend ähnlich sind Funde aus der Oberen Hongguleleng-Formation (Obere *praesulcata*-Zone): *Cyathocarinia xinjiangensis* LIAO & CAI 1987, *Drewerelasma omhaense* (LIAO & CAI 1987), *Drewerelasma curvisseptatum* (LIAO & CAI 1987). In der Hebukehe-Formation (Unteres Untertournai) dominiert *Hebukophyllum*, das nach oft isolierten Schriffen auch unter sehr verschiedenen anderen Gattungs-Namen beschrieben ist (*Caninia*, *Siphonophyllia*, *Kassinella*, *Amplexocarinia*, *Circellia*, *Nalivkinella*, *Tabulophyllum* – YU 1988: 188).

## 5. Paläontologie

Alle Querschliffe der Abbildungen sind einheitlich (Cardinaleseptum oben) und seitenrichtig (Kelchansicht von oben) orientiert. Auf den Tafeln kommen auch seitenverkehrte Fotos vor; hier ist das Cardinaleseptum ebenfalls nach oben ausgerichtet (Ausnahmen wurden extra vermerkt). Folgende Abkürzungen sind in Septenformeln verwendet: n = Anzahl der Großsepten, N = Anzahl aller Groß- und Kleinsepten, D = Polypardurchmesser.

### Familie **Cyathaxoniidae** MILNE-EDWARDS & HAIME 1850

In revidierter Fassung gehören der Familie lediglich *Cyathaxonia* MICHELIN 1847 und *Cyathocarinia* SOSHKINA 1928 an, wobei über die Berechtigung der zweiten Gattung meistens Zweifel bestehen (granuliert/spinöse oder bis auf Anwachsstreifen glatte Oberflächen der Septalflanken angeblich intraspezifisch variabel, was bisher jedoch nicht durch Populationsstudien bewiesen erscheint). Das in Karbon und Perm verbreitete Familia-Taxon setzt im Unterfamenne (*Cheiloceras*-Stufe) ein und kann von den Laccophyllidae GRABAU 1928 (speziell *Laccophyllum* SIMPSON 1900) abgeleitet werden – der tabulare Aulus wird evert und wölbt sich heraus zur tabularen Columella, in der septale Anteile fehlen (CARRUTHERS 1913: 54). Da diese Entwicklungslinie konservativ verharrt ohne weitere Radiation (jedenfalls nach bisheriger Kenntnis), genügt eigentlich ein Subfamilia-Rang neben den Laccophyllinae.

HILL (1981: F186) hatte als Cyathaxoniidae weitere Genera klassifiziert, die inzwischen systematisch anders eingeordnet wurden (bis auf das unterkarbonische nomen dubium *Cyathaxonnella* STUCKENBERG 1895, dessen Typusmaterial erst revidiert werden müßte). *Lophotichium* MOORE & JEFFORDS 1945 sowie *Epiphanophyllum* ILJINA 1970 (mit korrigierter Diagnose: Columella antiseptal!) sind (FEDOROWSKI 1987) als Lophotichiidae WEYER 1972 (Synonym Epiphanophyllinae WEYER 1972) möglicherweise Deszendenten der Lophophyllidiidae MOORE & JEFFORDS 1945. *Columnaxon* SCRUTTON 1971 (Obersilur) vertritt von *Cyathaxonia* klar verschiedene *Laccophyllum*-Abkömmlinge mit septaler Columella: *Columnaxoninae* WEYER

1980 [dazu außerdem nov. gen. (aff. *Laccophyllum*), WEYER 1980: 1213 = Ems/Eifel sowie gen. nov. pro *Cyathaxonia? hercynica* ROEMER 1855 (WEYER & ZAGORA 1990: 27, Abb. 3) = Givet].

***Cyathaxonia* MICHELIN 1847**

***Cyathaxonia* n. sp. A**  
Abb. 2/1-3; Taf. 5, Fig. 5-7

1951 *Cyathaxonia cornu* n. subsp. – SCHINDEWOLF: 101.

Bemerkungen: Eigene Aufsammlungen lieferten reiches *Cyathaxonia*-Material von Drewer aus Bank Nr. 1.3., das größtenteils mit SCHINDEWOLFS Stücken übereinstimmt. Dort in der Oberen *praesulcata*-Zone tritt – auch bei Saalfeld – eine kleinwüchsige eigene Art auf mit kräftig längsgerippter Archaeotheca, zarten dünnen Septen und kleiner Columella: deutlich verschieden von jüngeren Funden (*Gattendorfia*-Stufe – Hönnetal-Bahneinschnitt und Saalfeld, WEYER 1984: Foto 4/3). Sie kann mit der gleichaltrigen und ebenso grazil gebauten *Cyathocarinia xinjiangensis* LIAO & CAI 1987 aus NW-China verglichen werden; einziger ersichtlicher Unterschied ist das granuliert Septalflankenornament, das der deutschen Form fehlt, aber wiederum bei einem Exemplar von La Serre vorkommt (SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1988: Abb. 4).

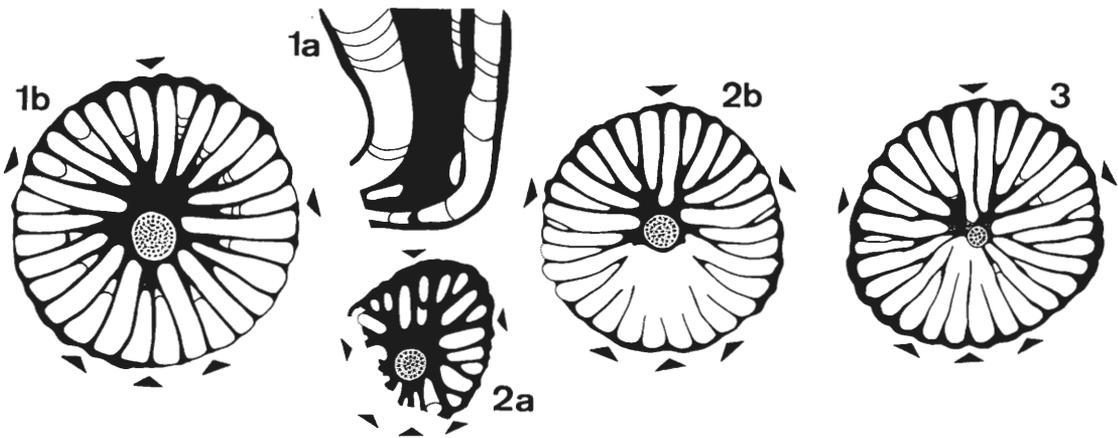


Abb. 2. *Cyathaxonia* n. sp. A, Drewer.

1. Nr. K.200.2., x8 (subtabularer Längsschliff) und x10 (calicularer Querschliff).
2. Nr. K.200.3., x10 (subtabularer und calicularer Querschliff).
3. Nr. K.200.1., x10 (calicularer Querschliff).

Ohne Populationsstudien werden vorläufig keine neuen Taxa errichtet angesichts der grundsätzlich schwierigen Art-Fassung bei *Cyathaxonia/Cyathocarinia*. Neben dem vertikalen Vergleich in der Zeit ist der horizontale im Raum wichtig – aus der Spanne Obere *praesulcata*- bis *sandbergi*-Zone kenne ich bisher vier unterscheidbare Formen von deutschen Fundorten. Der alte Sammelbegriff *Cyathaxonia cornu* MICHELIN 1847 ist heute nicht mehr für nahezu alle Famenne/Tournai/Visé-Vorkommen verwendbar.

Familie **Laccophyllidae** GRABAU 1928

? Unterfamilie **Laccophyllinae** GRABAU 1928

n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella* WEYER 1972)

Abb. 3/1-5, Taf. 5, Fig. 4

**Material:** 1 Polypar (Nr. Dre 40, coll. O. H. SCHINDEWOLF ca. 1922-1924) = 5 Quer-, 3 Längsschliffe, 2 Reststücke; Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch; Hangenberg-Kalk (unhorizontiert, wahrscheinlich untere *Gattendorfia*-Stufe).

Weitere, erst grob präparierte Exemplare liegen vor: 4 Stück aus SCHINDEWOLF's Kollection (eine der 1923: 219 genannten *Amplexus*-Arten) und 1 Stück unter den eigenen Aufsammlungen (Bank Nr. 9.2. = Grenzbereich Untere/Obere *duplicata*-Zone).

Morphologie: Das *Amplexus*-artige subzylindrische adulte Polyparbruchstück (Länge ca. 30 mm, Durchmesser 11x12 mm) hat eine Archaeotheca mit Anwachsruagae und longitudinalen Septalfurchen (schmale Rinnen zwischen breiten flachen Rippen), die viel deutlicher als bei *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840) ausgeprägt sind. Die amplexoid verkürzten dünnen Septen können direkt auf einem Boden weiter in das Polyparzentrum hineinreichen (Abb. 3/4, rechter Cardinalquadrant), lassen sonst aber dort immer ein großes Lumen frei (etwa zwei Drittel des Polypardurchmessers). Kleinsepten sind überwiegend contraclin, selten (dicht über einer Tabula) auch contratingent; diejenigen neben dem Antiseptum erreichen Großseptenlänge. Das Cardinaleptum wird nie verkürzt, auch nicht im Kelch. Die Septenformel lautet:

$$\frac{5}{6} \left| \frac{5}{6} \right. \quad n \ 26, N \ 44, D \ 11,6 \text{ mm}$$

Abb. 3/4-5

Das Tabularium ist kräftig biform ausgebildet. In Position II (sensu SUTHERLAND 1965) tauchen die zentral flachen Böden wandnah steil und tief ab; in Position I verlaufen sie leicht pendelnd (horizontal, zentrifugal ein wenig absinkend oder ansteigend) etwa im gleichen Niveau wie im inneren Lumen. Dieser Bau läßt sich auch aus den Querschliffbildern ablesen (und verhilft

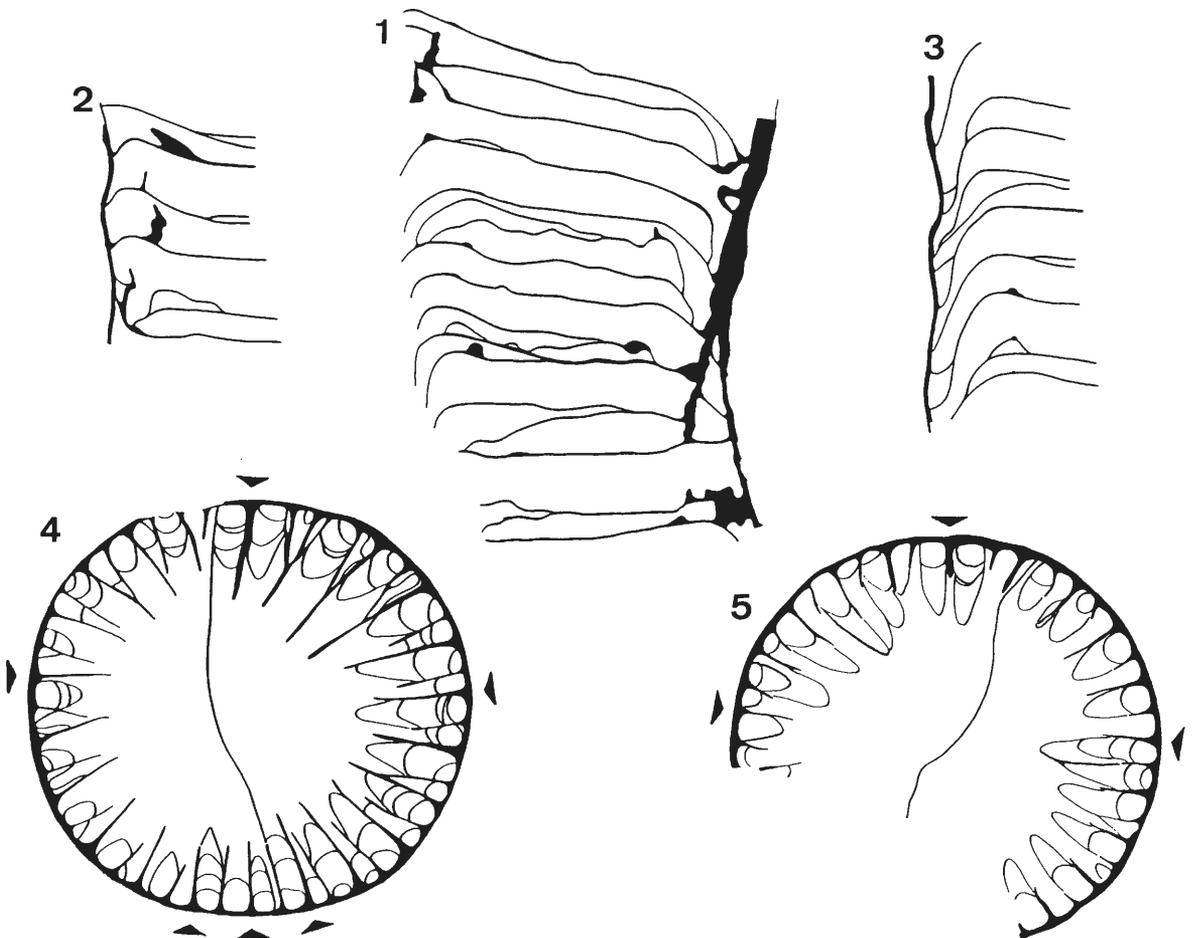


Abb. 3. n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*), x5 (Nr. Dre40).  
 1. medianer Längsschliff (links Wand angelöst, rechts oben Position II und unten Position I).  
 2-3. periphere Längsschliffdetails in Position I (2) und Position II (3).  
 4-5. subtabulare Querschliffe (Bödenschnitte nur als Strich gezeichnet, in Wahrheit lokal öfters etwas dicker; Schliff 5 dicht unter dem Kelchboden).

dort zum schnellen Identifizieren von Cardinal- und Antiseptum): contracline Interseptalräume der Position I mit wenig oder sogar ohne Tabulaeschnitte. Dissepimente fehlen eindeutig. Eine echte Cardinalfossula tritt nicht auf, da die tabularen Depressionen in Position II beiderseits vom Cardinaleseptum nicht stärker als an allen übrigen Großsepten sind.

Beziehungen: Der ampleximorphe Bauplan mit langen contraclinen Kleinsepten und biformem Tabularium (ohne spezielle Cardinalfossula) bei unverkürztem Cardinaleseptum unterscheidet sofort von „normalen *Amplexus*-Taxa“, ist im Oberdevon-Unterkarbon bisher unbekannt und vertritt sicher ein neues Genus, dessen systematische Stellung (und phylogenetische Ableitung) ohne Kenntnis der Jugendstadien vorerst unklar bleibt, so daß die offene Nomenklatur verwendet wird. Allein *Kabakovitchiella* WEYER 1972 aus dem Oberperm (Capitanian) ist ähnlich, aber ebenfalls auf unvollständigem Material begründet und bei FEDOROWSKI (1986, 1987) fraglich als Lophotichiidae WEYER 1972 klassifiziert. Für die nur in Drewer gefundene Untertournaigattung erscheinen Beziehungen zu Laccophyllinae möglich (etwa in Analogie zum Verhältnis *Sutherlandinia* WEYER 1972 zu *Pedderelasma* WEYER 1972). Zeitlich vermitteln zwischen dem neuen Genus und *Kabakovitchiella* Formen, die RODRIGUEZ (1984) als *Duplophyllum* aus spanischem Ober-Moscovian und Kasimovian beschrieb.

#### Unterfamilie **Guerichiphyllinae** ROZKOWSKA 1969

Die Klassifikation adult *Caninia*-ähnlicher, jedoch wegen völlig abweichender Ontogenese lediglich homöomorpher Formenkreise im Famenne und Tournai steht zur Diskussion, hier am Beispiel von *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840). Eine konventionelle systematische Einordnung in die Cyathopsidae DYBOWSKI 1873 neben *Caninia* MICHELIN in GERVAIS 1840 kommt nicht in Betracht, wenn die gut untersuchte (CARRUTHERS 1908) und charakteristische *Caninia*-Entwicklung als Maßstab dient. POTY (1982-1989: *Caninia tregaensis*), WANG & ZHAO (1987), CAI (1988) und YU (1988: *Circellia*) haben die selten überlieferten frühontogenetischen Stadien offenbar nicht gekannt; ULITINA (1975: Taf. 10, Fig. 3, 8) dagegen hatte auf dieser Basis (nach dem Vorbild von ROZKOWSKA 1969) klar *Guerichiphyllum* von *Caninia* getrennt.

Bisher wurde *Cyathophyllum priscum* MÜNSTER 1840, ein exzellentes Leitfossil im deutschen Top-Oberfamenne/Basis-Untertournai (Obere *praesulcata*- bis *sandbergi*-Zone), von mir zu *Guerichiphyllum* ROZKOWSKA 1969 gestellt und (wie von ROZKOWSKA 1969, HILL 1981) als Laccophyllidae-Glied betrachtet. An Saalfelder Material (Abb. 6) – untergeordnet und weniger ausführlich auch an Stücken von Drewer (Abb. 5) – ließen sich die juvenilen Stadien vom Typ der Guerichiphyllinae/Amplexocariniidae (sensu ROZKOWSKA 1969: Abb. 6, 22A, 24A-B) beobachten.

Heute erscheint mir *Guerichiphyllum* (sensu ROZKOWSKA 1969) allerdings heterogen. Von der mitteldevonischen Typusart *Guerichiphyllum skalense* (GÜRICH 1896), deren Ontogenie FEDOROWSKI (1965: Abb. 1E,F) beschrieb, weichen einige Famenne/Untertournai-Vertreter erheblich ab (alleinige Präsenz lonsdaleioider, Fehlen normaler Dissepimente). Für diese Artgruppe (*parvum* ROZKOWSKA 1969, *concaevum* ROZKOWSKA 1969, *kazakhstanicum* ULITINA 1975, *priscum* MÜNSTER 1840) steht zufällig bereits der Gattungsname *Hebukophyllum* LIAO & CAI 1987 zur Verfügung. Das Genus wurde von seinen Autoren zwar – zusammen mit *Guerichiphyllum* und *Gorizdronia* – zu den Laccophyllidae gestellt (ohne die Basis ontogenetischer Studien), aber nur gegen *Caninia* MICHELIN in GERVAIS 1840 und *Kassinella* KELLER 1959 non BORISYAK 1956 vage „abgegrenzt“. Die Holotypus-Schliffserie der Typusart *Hebukophyllum xinjiangense* LIAO & CAI 1987 paßt morphologisch zur erheblichen Variationsbreite des gleichaltrigen *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840). Ob *Circellia* YE & WANG 1983 ein älteres Synonym ist, wie YU (1988) vorschlägt, kann erst eine Revision des Originalmaterials zeigen.

Bei *Guerichiphyllum* (sensu stricto) verbleiben neben der Typusart noch *Guerichiphyllum sinense* LIAO & CAI 1987 und vermutlich auch *Guerichiphyllum? kowalense* ROZKOWSKA 1969.

#### ***Hebukophyllum*** LIAO & CAI 1987

Bemerkungen: Das verfügbare Material (Drewer, Hönnetal-Bahneinschnitt, Saalfeld, Typuserie Schübelhammer) demonstriert eine beachtliche Variabilität, die in Abb. 4-6 weitgehend sichtbar wird und die ich auf Grund der sehr unterschiedlichen Serienschliffbilder eines Individuums

zumindest vorerst als intraspezifisch betrachten möchte. Bisher gelang es nicht, nach ontogenetischen Varianten, Größe und Feinstratigraphie artliche Grenzen herauszufinden.

Das würde bedeuten, daß 10-15 meist ohne Kenntnis der Ontogenie beschriebene chinesische Taxa keinen soliden morphologischen Status als wirklich stets selbständige Arten besitzen. Die von YU (1988: 188) zusammengefaßten schwankenden generischen Zuordnungen (*Amplexocarinia*, *Caninia*, *Circellia*, *Guerichiphyllum*, *Hebukophyllum*, *Kassinella*, *Nalivkinella*, *Siphonophyllia*, *Tabulophyllum*) deuten das schon an. Caniniomorphe Altersstadien – präsentiert durch nur einen Quer- und Längsschliff – sind eben taxonomisch nicht aussagefähig. Die ausführlichste Darstellung (Typusart *Hebukophyllum xinjiangense* LIAO & CAI 1987) genügt aber, gestützt durch die identische stratigraphische Position, für eine congenerische Interpretation der deutschen Funde.

### ***Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840)**

Abb. 4/1-3, 5/1-6, 6/1-13; Taf. 1, Fig. 1-5, Taf. 2, Fig. 1-6, Taf. 3, Fig. 1-2

- pars \*1840 *Cyathophyllum priscum* [n. sp.] – MÜNSTER: 114, Taf. 9, Fig. 12b-d, non Fig. 12a.  
pars 1879 *Cyathophyllum priscum* Mü. – GUMBEL: 506 (non Lokalität Geiser = Synonym?  
*Cyathophyllum lituoides* MÜNSTER 1840 = Unterfamenne).  
pars 1885 *Endophyllum priscum* MÜNSTER sp. – FRECH: 76 (nur „Famenne“-Syntypen vom Fundort  
Schübelhammer).  
1924 *Amplexus* sp. b – SCHMIDT: 159.  
non 1968 *Tabulophyllum priscum* (Münster 1844) – GUNIA: 153, Taf. 6, Fig. 2-5.  
1973 *Smithiphyllum* sp. – ROZKOWSKA in SZULCZEWSKI: Tab. 1.  
1979 *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840) – WEYER: 100, Taf. 5, Fig. 8.  
non 1979 *Tabulophyllum priscum* (MÜNSTER, 1841) – ROZKOWSKA: 42, Taf. 9, Fig. 1-3.  
1982 *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840) – BARTZSCH & WEYER: 31, Abb. 10, Taf. 6,  
Fig. 1-4.  
non 1982 *Caninia tregaensis* n. sp. – POTY: 54, Abb. 2-5.  
1984 *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840) – WEYER: 22, Abb. 5/6, Photo 4/6.  
1986 *Guerichiphyllum priscum* (MÜNSTER 1840) – BARTZSCH & WEYER: Taf. 1, Fig. 5.

**Syntypen:** MÜNSTERs Originalmaterial aus der Bayrischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie zu München stand zur Verfügung und wird hier revidiert. Es war um 1930 von O. H. SCHINDEWOLF nach Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt) ausgeliehen worden und fand sich unter den 1950 an das Geologisch-Paläontologische Institut der HUMBOLDT-Universität zu Berlin abgegebenen Sammlungsbeständen. In einem Kästchen lagen 6 Stück (7 Polypare). MÜNSTERs Originaletikett fehlt; stattdessen ist ein gedrucktes Sammlungsetikett des vorigen Jahrhunderts nach MÜNSTERs Angaben beigefügt: „*Cyathophyllum priscum* Münst., Schübelhammer, Original-Exemplar zu Münst. Beitr. III. tab. 9. fig. 12“. Handschriftlich (vermutlich durch F. FRECH, der das Material in München untersucht hatte – 1885: 79) ist „*Cyatho*“ durchgestrichen und zunächst durch „*Chono*“, dann durch „*Endo*“ ersetzt. Präpariert waren nur Anschliffe (wenn nicht schon von MÜNSTER, dann auf jeden Fall durch FRECH – 2 Querschliffe, 1 Längsschliff).

Die Einzelstücke ließen sich eindeutig den Originalabbildungen zuordnen (entgegen FRECHs Urteil von 1885 über die „mangelhaften“ Illustrationen Taf. 9, Fig. 12 bei MÜNSTER 1840, die im Grunde aber nur etwas idealisiert ausgefallen sind). Von vorhandenen Anschliffen wurden nach erneutem Glattschleifen Lackfilm-Präparate angefertigt, vom schlechtesten Exemplar außerdem einige Querdünnschliffe. Ein Polypar (MÜNSTER 1840, Taf. 9, Fig. 12a) hat einen abweichenden Bauplan (nicht pleonophor, sondern nur diaphragmatophor, entfernt *Amplexus*-ähnlich) und ist auszuschließen; die übrigen, untereinander conspezifischen Stücke sind:

1. Lectotypus (hiermit) = 1 distales Polyparteil + 1 basaler Querschliff (Duplikat-Peel im PM Berlin deponiert) = Taf. 1, Fig. 1a (links) + 1b, Abb. 4/1; Original 1840, Taf. 9, Fig. 12b pars (nach den entlang von Dissepimenten abgeplatzten Wandpartien offensichtlich das gezeichnete Exemplar, dessen proximale Hälfte allerdings abgeschnitten ist und fehlt; Kelchregion der Zeichnung nach Paralectotypus Nr. 2 ergänzt). Länge 34 mm, Durchmesser 15 mm, zylindrisch, leicht gekrümmt, oben abgebrochen (vermutlich dicht unter Kelchbasis), Archaeotheca mit Rugae und deutlichen schwachen Längsfurchen.
2. Paralectotypus Nr. 1 = 1 distales Polyparteil direkt neben dem Lectotypus = Taf. 1, Fig. 1a (rechts); in umgekehrter Wuchsrichtung parallel eingebettet. Länge 23 mm, Durchmesser 19 mm, unten abgebrochen, oben mit Kelchrand, zylindrisch, Archaeotheca meist abgesplittert entlang von Dissepimentblasen.

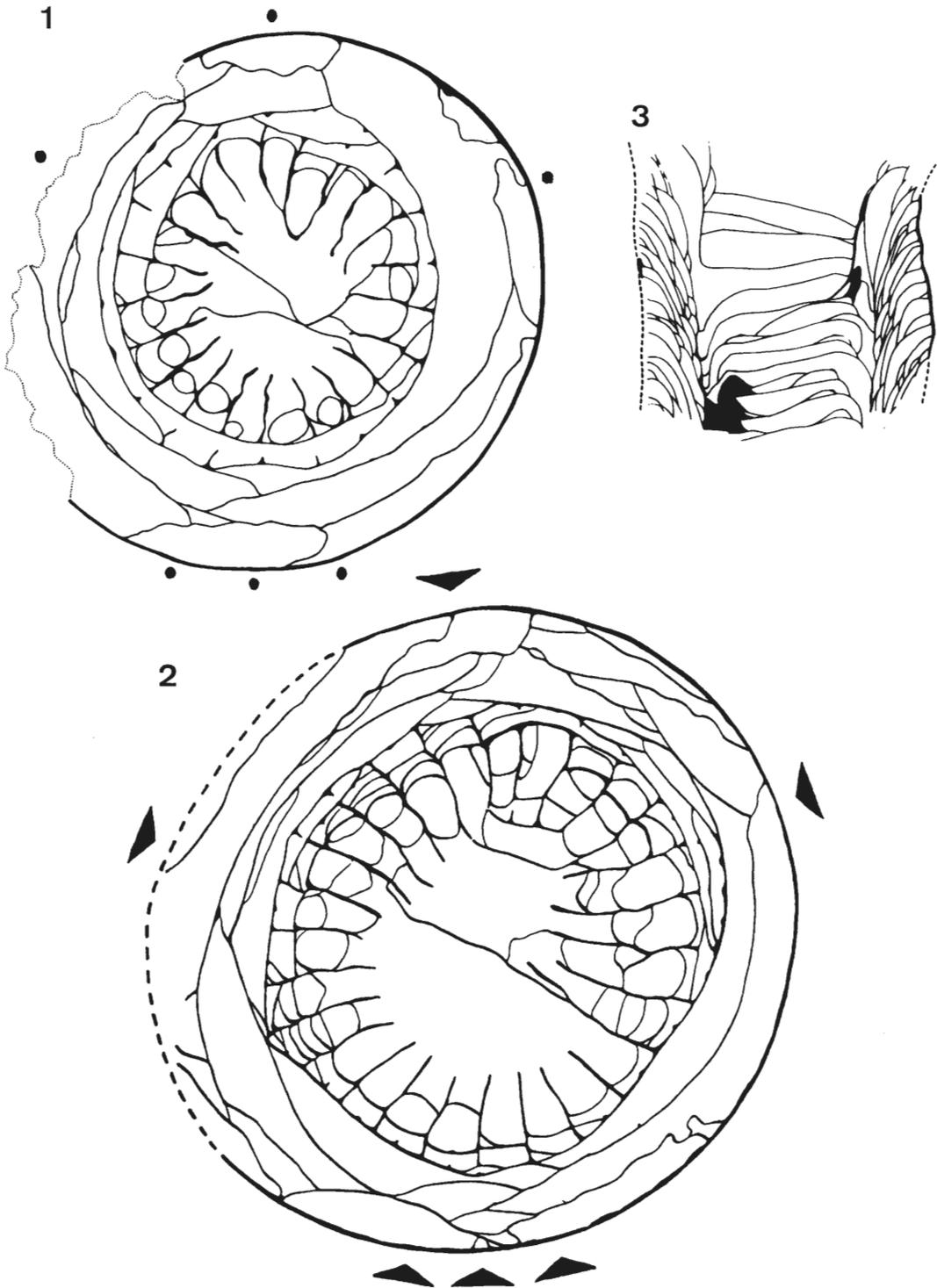


Abb. 4. *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840), Syntypen von Schübelhammer (Kollektion G. MÜNSTER).

1. Lectotypus-Querschliff, x6.
2. Paralectotypus Nr. 4, Querschliff, x6.
3. Paralectotypus Nr. 3, Längsschliff, x2,5.

3. Paralectotypus Nr. 2 = 1 distales Polyparbruchstück mit sedimentfreier Kelchgrube = Taf. 1, Fig. 2; Original 1840, Taf. 9, Fig. 12b pars (Kelchpartie, wohl eindeutig von MÜNSTER in die Lectotypus-Zeichnung hineinkombiniert).

Länge 28 mm, Durchmesser 18 mm, Septenränder am Kelchoberrand glatt ohne trabekuläre Spinae.

4. Paralectotypus Nr. 3 = 1 distales Polyparbruchstück (längs angeschliffen) + 1 Längsschliff (Duplikat-Peel im PM Berlin deponiert) = Taf. 1, Fig. 5, Abb. 4/3; Original 1840, Taf. 9, Fig. 12c.

Länge 35 mm, Durchmesser 19 mm, zylindrisch und gerade, proximal abgebrochen, distal mit Kelch.

5. Paralectotypus Nr. 4 = 1 distales Polyparbruchstück (2 Teile) + 2 Querschliffe (12,3 mm und 13,0 mm über Basis, Duplikat-Peels im PM Berlin deponiert) = Taf. 1, Fig. 4a-b, Abb. 4/2; Original 1840, Taf. 9, Fig. 12d (identische Anzahl der langen Großsepten: 26).

Länge 26 mm, Durchmesser 17,5-19 mm (leicht schwankend durch zwei rejuvenescence-Ansätze), unten angeschliffen (MÜNSTER/FRECH), oben abgebrochen, zylindrisch, 52 Septen, Archaeotheca mit feinen und runzligen Querrugae sowie mit sehr schwachen longitudinalen Septalfurchen.

6. Paralectotypus Nr. 5 = 5 Querdünnschliffe eines distalen Polyparfragments (Kelch mit rejuvenescence-Spross) = Taf. 1, Fig. 3; dazu 2 aus anhaftendem Sediment gewonnene Conodonten.

Die gesamte Typuserie könnte vermutlich aus einem größeren Handstück als nestartig angereichertes Vorkommen stammen. Dafür sprechen der einheitliche Karbonattyp (mit Crinoiden-Columnaria, kleinen Rugosa vom *Cyathaxonia*-Typ und extraklastischem Gefüge, sofort unterscheidbar vom mikritischen Cephalopodenkalk des Oberfamenne), das enge Nebeneinander (Lectotypus und Paralectotypus Nr. 1; umgebendes Sediment von Paralectotypus Nr. 2 mit zwei weiteren kleinen Fragmenten der gleichen Art: entweder winzige, nicht mehr anpassbare Bruchstücke der anderen Syntypen oder zusätzlicher Exemplare) und schließlich auch die artliche Identität (bis auf das eine Original MÜNSTER 1840: Taf. 9, Fig. 12a = Untertournai-„*Amplexus*“), die bei MÜNSTERs *Petraia*-Suiten aus *Clymenia*-/*Wocklumeria*-Stufe des gleichen Fundorts nicht gegeben ist.

**Locus typicus:** Ehemaliger Marmor-Steinbruch Schübelhammer bei Elbersreuth (an der Straße Köstenhof—Schübelhammer, Meßtischblatt Schwarzenbach am Wald); in der Literatur der letzten Jahrzehnte oft als „Marmorbruch Oostermann“ bei Köstenhof genannt (z.B. GANDL 1968: 507, 1981: 89).

**Stratum typicum:** „Dunkler Clymenienkalk von Schübelhammer“ (MÜNSTER 1840: 114). Diese Fundschichtangabe läßt sich aus heutiger feinstratigraphischer Sicht, nach den jetzigen Aufschlußverhältnissen und anhand des Sediments der Syntypen korrigieren.

Für die Famenne-Schichtenfolge im Steinbruch hatte SCHINDEWOLF (1924: 189, 1937: 44) die Präsenz der Ammonoideen-Stufen III-VI notiert; Conodonten belegen außerdem das Unterfamenne (ZITZMANN 1968: 604). *Kaloclymenia subarmata* (MÜNSTER 1832) und *Soliclymenia paradoxa* (MÜNSTER 1839), die hier ihren locus typicus haben, sind Leitformen im unteren Teil der *Wocklumeria*-Stufe; keinen Hinweis gibt es bisher auf Kalksteinbänke der *Parawocklumeria paradoxa*-Zone (oberes doVI).

Die generelle Verbreitung von jüngeren Cephalopodenkalken des Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) im deutschen Variszikum wurde erst seit 1924 (SCHMIDT) allmählich bekannt; wenige Fossilfunde aus diesem Niveau waren vorher noch als Oberdevon gedeutet [Beispiel Lokalität Gattendorf: *Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1839), *Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1839)]. Auch im Steinbruch Schübelhammer liegt mit geringer Diskontinuität über Oberfamenne und unter typischem Kulm (Rußschiefer mit Phosphoritkonkretionen) ein momentan 1,05m mächtig aufgeschlossenes Untertournai-Schichtpaket von Kalkknollenschiefern mit extraklastischen Crinoidenkalklagen, das Einzelkorallen führt und entweder in die *Siphonodella crenulata*-Zone (GANDL 1968: 507; ZITZMANN 1968: 607, Abb. 3) und/oder in die *Siphonodella sandbergi*-Zone gehört (eigene Conodonta-Faunen).

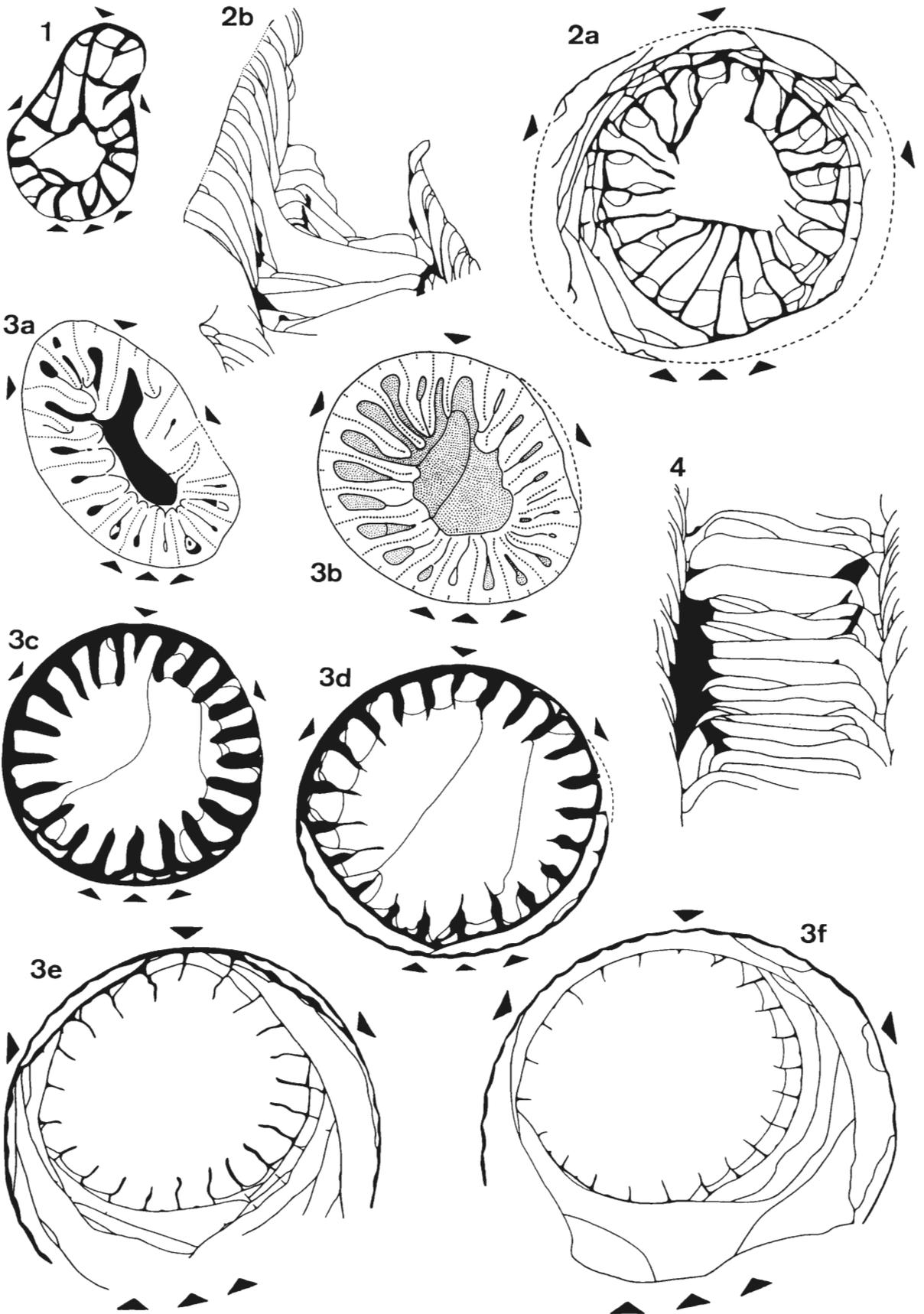
Das heutige Aufschlußbild entspricht natürlich nicht demjenigen zu MÜNSTERs Zeiten, das durch den fortschreitenden Steinbruchsbetrieb offenbar stets starken Veränderungen unterworfen war. Die Syntypen von *Cyathophyllum priscum* sind jedoch in ähnlich geprägten Kalksteinknollen eingebettet, wie sie gegenwärtig anstehen. Aus 1 cm<sup>3</sup> Sediment vom Paralectotyp Nr. 5 wurden 2 Conodonten isoliert: *Protognathodus collinsoni* ZIEGLER 1969 und *Siphonodella (Eosiphonodella) praesulcata* SANDBERG 1972 (untypisches Exemplar mit langem freiem Blatt). Sie erlauben eine Datierung als Obere *praesulcata*-Zone (Top-Oberfamenne, *Acutimitoceras prorsum*-Zone nach dem Hangenberg-Event) oder *sulcata*-Zone (basales Untertournai) – in völliger Übereinstimmung mit der stratigraphischen Position der Korallen-Art an anderen deutschen Fundorten (z.B. Saalfeld: Obere *praesulcata*-Zone bis *sandbergi*-Zone). Offenbar gab es vor 150 Jahren Stellen im Steinbruch Schübelhammer, wo das kalkige Untertournai nicht nur (wie heute) die *sandbergi*-Zone, sondern lokal auch ältere Anteile der *Gattendorfia*-Stufe (und vielleicht sogar noch das Stockum-Niveau) umfaßte.

**Material von Drewer:** 31 teils gut erhaltene, meist aber fragmentarische Polypare; im einzelnen:

1. Kollektion H.SCHMIDT 1920 (Belegstück 1924: 159 – *Amplexus* sp. b) – 1 Stück (4 Teile, mit je einem Quer- und Längsschliff von H.SCHMIDT; PM Berlin), „*Dechenella*-Bank“ = Hangenberg-Kalk.

2. Kollektion O. H. SCHINDEWOLF ca. 1922-1932 (meist um 1924; zum Teil Belegmaterial 1923: 129 – „*Amplexus*“) – 20 Stück (PM Berlin):

9 zerschliffene Polypare (Nr. Dre4,35,51,61,106,F1, C260-262; = 36 Quer-, 6 Längsschliffe, davon 6+2 bereits



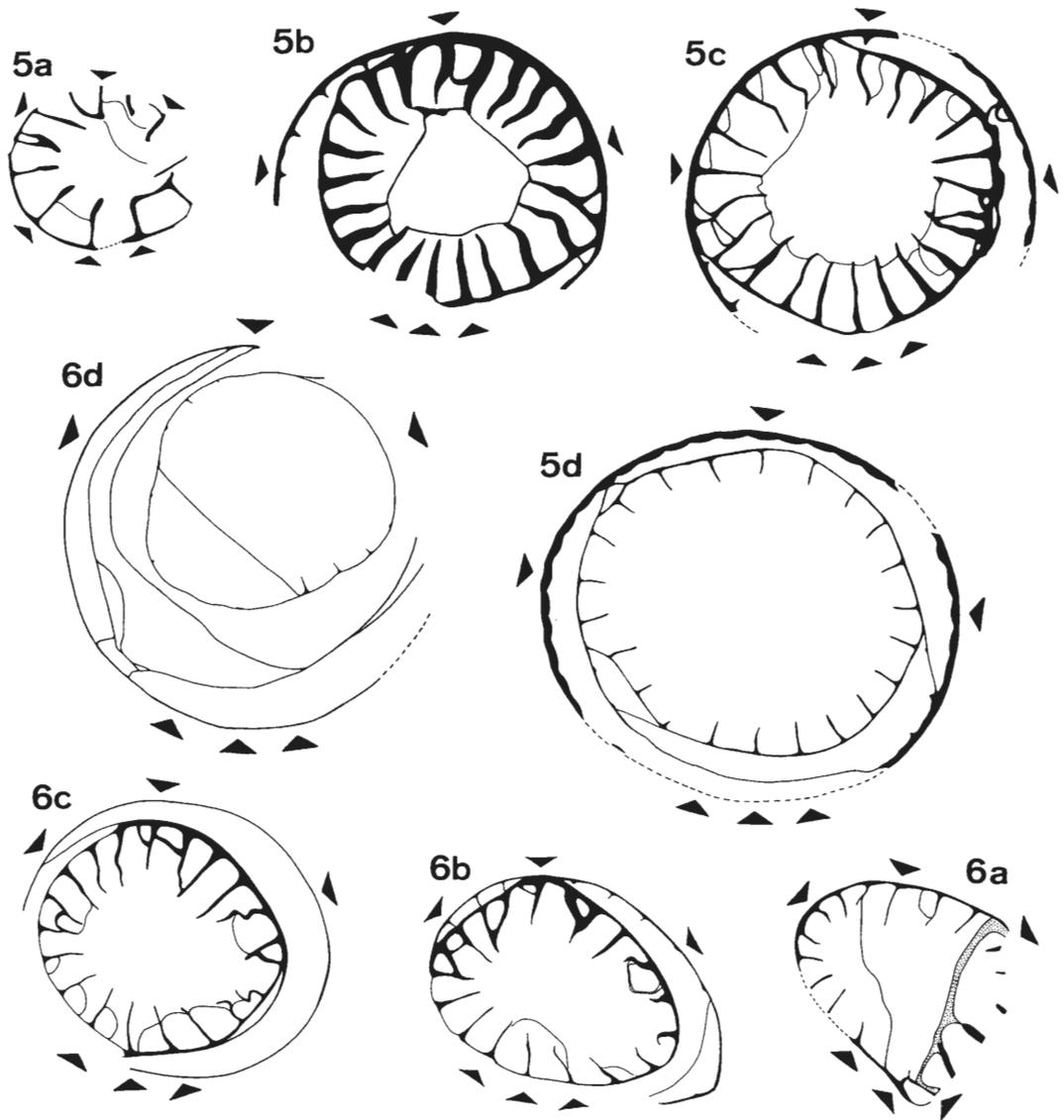


Abb. 5. *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840), Drewer.

1. Nr. C262 (= 2 Querschliffe, coll. 1924), juveniles Stadium, x5.
2. Nr. Dre61, adulter Querschliff, x4 und medianer Längsschliff mit Kelch, x3.
3. Nr. DreF1 (coll. 1932), Querschliffserie (e-f calicular), x5 (a-b) und x4 (c-f).
4. Nr. Dre25 (= 2 Quer-, 1 Längsschliff, 4 Reststücke), medianer Längsschnitt, x3.
5. Nr. C260 (coll. 1924), Querschliffserie (d calicular), x8 (a) und x5 (b-d).
6. Nr. Dre106, Querschliffserie (d calicular), x5.

von SCHINDEWOLF angefertigt) und 11 nicht präparierte Polypare (Nr. Dre 1, 6, 11, 13, 17, 30, 43, 46, 50, 104, 105; nach Querbrüchen eindeutig identifizierbar).

Das Material stammt aus Hangenberg-Kalk (= *Gattendorfia*-Stufe) ohne präzisere Horizontierung, ist aber sehr wahrscheinlich (in Analogie zu eigenen Aufsammlungen) nur der unteren Hälfte dieses Horizontes entnommen. Stratigraphisch kommen Top-Oberfamenne (Obere *praesulcata*-Zone = *Acutimitoceras prorsum*-Zone) und basales Untertournai (*Gattendorfia subinvoluta*-Zone = *sulcata*- und Untere *duplicata*- der *Siphonodella*-Zonen) in Betracht.

3. Kollektion D. WEYER 1990-1992 – 2 Polypare (Mus. Münster) aus Bank Nr. 1.3. (20 m = Profil WB, Nr. C1792 – 9 Quer-, 4 Längsschliffe) und aus Bank Nr. 5.2. (0 m = Profil WA, Nr. C1796 – 13 Quer-, 4 Längsschliffe) sowie 8 weitere, noch zu präparierende Polypare (auch aus den Bänken Nr. 2.1., 4.1., 5.1., 7.1, 7.2.).

Morphologie: Die zunächst langkonischen, adult subzylindrischen Polypare erreichen 10-20 mm Kelchdurchmesser bei (meist rekonstruierten) Längen von 40-60 mm (maximal auch 90 mm). Basal ist oft ein Anheftungstalon ausgebildet. Häufige Polyparkrümmungen erscheinen mehr oder minder regulär (Cardinalseptum überwiegend an der konvexen Seite, aber auch konkav oder regellos) bis völlig unregelmäßig (wechselnde Krümmungsrichtungen, plötzliches Abknicken, dabei auch rejuvenescence-artige Einschnürungen). Auf der Archaeotheca treten neben den üblichen Anwachsruge schwache, niemals kräftig entwickelte longitudinale Septalfurchen auf, die sich mitunter ganz verlieren. Die Tiefe der Kelchgrube entspricht etwa dem Polypardurchmesser.

Der adulte Septalapparat der Kelchbasis (mit 40-52 radial gestellten Septen) bietet bei großwüchsigen Exemplaren das Erscheinungsbild von Abb. 4/1-2, 5/2a, 6/9-11. Die Großseptenlänge entspricht 25-33 % des Tabularium-Durchmessers; nur in einer amplexoiden Phase unmittelbar auf einem Boden wird sie manchmal größer (Abb. 5/2a). Das Cardinalseptum ist deutlich verkürzt und erleichtert so die Protosepten-Identifizierung, für die in der Regel eine Schiffsriebe benötigt wird. Kleinsepten sind adult fast immer (wenigstens stellenweise) sichtbar, bleiben aber meist winzig bis kaum wahrnehmbar und haben keinen biformen Tabulae-Baustil. Bei gut erhaltener Wand läßt sich gelegentlich der Bauplan der septalen Kelchrandphase erkennen (mit längenmäßig noch nicht differenzierten Groß- und Kleinseptensockeln: Abb. 5/3f,5d). Im Kelch verkürzen sich die Großsepten (Abb. 5/3f,5d, 6/12) und verschwinden zum Oberrand hin fast völlig (Abb. 5/6d, 6/13). Ihre Distalränder tragen dort keine trabekulären Spinae, sondern sind glatt.

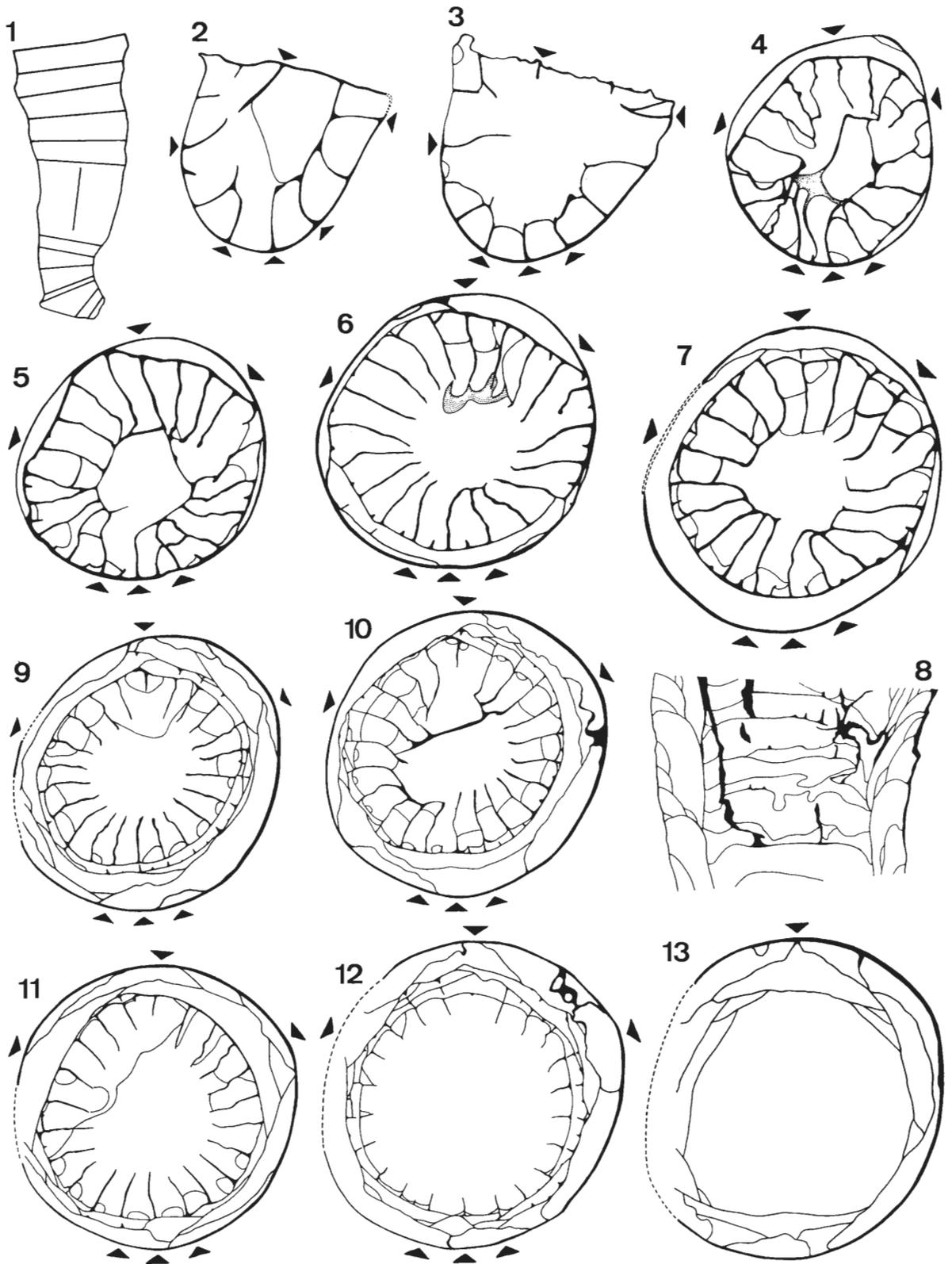
Das Dissepimentarium wird von großen, oft riesigen Praesepimenten geprägt, die 50-75 % des Polyparumfangs einnehmen können. Normale Dissepimentblasen zwischen den Großsepten sind selten (Abb. 4/2). Anfangs (ab 7-8 mm D) erscheint meist nur eine Dissepimentreihe; adult werden es auch 3-5 Reihen, wobei aber immer wieder durch die hypertrophen Wandblasen 1-3reihige Phasen zwischengeschaltet sind.

Die Tabulae verlaufen zentral flach, leicht aufgewölbt, durchqueren überwiegend das gesamte Tabularium und fallen peripher zu Dissepimentarium/Wand hin ab. Einige zusätzliche Tabellae sind besonders im Alter vorhanden. An Verjüngungs- und plötzlichen Knickstellen eines Polypars kann als lokale Ausnahme auch einmal ein Boden randlich aufsteigen und kontinuierlich in eine Dissepimentblase übergehen (Abb. 4/3, 5/2b); dadurch liegt hier scheinbar ein konkav wirkender Tabulae-Baustil vor. Die Distanz der Böden wechselt merklich schon an einem Polypar. Eine schwache echte Fossula ist nach Aussage einzelner Querschliffbilder (Abb. 6/6,9, Taf. 3, Fig. 2b) adult deutlich angelegt, fällt in vielen Schnitten aber überhaupt nicht auf und fehlt offenbar noch in der Jugend.

Die Ontogenese startet mit einem typisch amplexocariniiden Jugendstadium (Beobachtungen bei D 2-3 mm an Saalfelder Material mit relativ gut erhaltenen Polyparspitzen), das eine überwiegend vollständige, dominant cyathothecate, höchstens vereinzelt phyllothecate Innenwand mit großem zentralen Lumen besitzt. Dieser Aulos ist in Abb. 6/2-3 nur noch relikartig zu sehen: schon ab etwa 3 mm D beginnen die brevisseptoiden und zunächst (bis D 7-8 mm) nur diaphragmatophoren mittleren Wuchsstadien mit axial frei endenden Großsepten. Das Jugendstadium von Abb. 5/1 ist cardinal deformiert durch einen wurzelartigen Polyparauswuchs. Eine Verkürzung des Cardinalseptums setzt frühestens bei D 5 mm ein. Septenformeln lauten:

Abb. 6. *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840), Saalfeld-Obernitz (Steinbruch Pfaffenberg-SW), Oberste Kalkknollenschiefer, Knollenlage unter Bank Nr. 1 (= Obere *praesulcata*-Zone), coll. K. BARTZSCH & D. WEYER 1975 (Nr. K.146.2. = 12 Quer-, 2 Längsschliffe – PM Berlin; Original BARTZSCH & WEYER 1982: Taf. 6, Fig. 1-3, 1986: Taf. 1, Fig. 5, WEYER 1984: Abb. 5/6).

1. Polyparskizze mit eingetragener Position der angefertigten Schliffe, x1,2.
- 2-7. Querschliffserie der unteren Polyparhälfte, x9 (2), x7,2 (3) und x5,4 (4-7).
8. medianer Längsschliff, x3,6.
- 9-13. adulte Querschliffserie (12-13 calicular, 11 Kelchbasis), x3,6.



Lectotypus	Paralectotypus	C260			Dre61
$\frac{3 4}{7 7}$	$\frac{5 5}{8 8}$	$\frac{2 2}{4 4}$	$\frac{5 5}{6 5}$	$\frac{5 5}{6 6}$	$\frac{5 5}{7 7}$
n 25	n 30	n 16	25	26	n 28
N 42	N 52	N 24	42	44	N 48
D 15.0	D 17.0	D 3.2	8.9-9.6	11.1	D 15.8
Abb. 4/1	Abb. 4/2	Abb. 5/5a	5/5b-c	5/5d	Abb. 5/2a

DreF1			C262	Dre106	
$\frac{3 3}{6 6}$	$\frac{3 4}{7 6}$	$\frac{4 4}{7 7}$	$\frac{2 3}{6 4}$	$\frac{3 4}{5 6}$	$\frac{3 4}{6 7}$
n 22	24	26	n 19	n 22	24
N 36	41	44	N 30	N 36	40
D 5.7x9.6	9.7	11.4-18.0	D 4.8x7.3	D 8.5	8.4
Abb. 5/3a	5/3b	5/3c-f	Abb. 5/1	Abb. 5/6b	5/6c

K.146.2.					
$\frac{3 2}{3 3}$	$\frac{3 3}{4 4}$	$\frac{4 3}{5 5}$	$\frac{4 3}{6 6}$	$\frac{4 3}{6 7}$	$\frac{4 4}{7 7}$
n 15	18	21	23	24	26
N 23	28	35	38	40	44
D 3.2	4.8	7.0	7.5	8.8-9.1	13.3-15.2
Abb. 6/2	6/3	6/4	6/5	6/6-7	6/9-12

In der Variationsbreite der „Populationen“ von Drewer und Saalfeld fällt neben der schwankenden Polypargröße besonders das unterschiedliche Dickenwachstum der Großsepten während mittlerer Wachstumsstadien auf. Im Normalfall treten fadenförmig dünne Großsepten auf (Abb. 6/3-6). Bei allen Übergängen kommen aber auch Polypare mit breit verdickten, im medianen Abschnitt sogar keulenförmig angeschwollenen Septen vor (Abb. 5/3a-d); damit verbunden ist eine stärkere stereoplasmatische Verdickung der Wand.

Beziehungen: *Hebukophyllum xinjiangense* LIAO & CAI 1987 steht sehr nahe; gegen eine vielleicht mögliche Synonymie spricht vorerst der konstant kürzere Bau der Großsepten. Der Holotypus aus Sinkiang ist ein kleinwüchsiges, eventuell noch nicht adultes Exemplar mit gerade erst angelegtem Dissepimentarium. Der Paratypus (LIAO & CAI 1987: Taf. 1, Fig. 2) stimmt weitgehend mit den deutschen Funden überein. Drei weitere gleichaltrige NW-chinesische Taxa (CAI 1988) sind morphologisch unzureichend dargestellt und daher kaum vergleichbar; ihre Differentialdiagnosen gegen die Typusart basieren angesichts der Variationsbreite von *Hebukophyllum priscum* auf meines Erachtens taxonomisch unwichtigen Kriterien. Von den beiden polnischen Unterfamenne-Arten *Hebukophyllum parvum* (ROZKOWSKA 1969) und *Hebukophyllum concavum* (ROZKOWSKA 1969) unterscheidet sich die erstere durch kleinen Wuchs und längere Großsepten, die zweite durch das flachere Dissepimentarium-Profil (mit weniger tiefer Kelchgrube).

#### Familie Lindstroemiidae POČTA 1902

Synonyma: Metriophyllidae HILL 1939  
Stereolasmatidae FOMICHEV 1953

#### *Drewerelasma* WEYER 1973

Bemerkungen: HILL (1981: F309) hat die Gattung mit *Saleelasma* WEYER 1970 synonymisiert. Ein solches Vorgehen ignoriert den einzigen, meines Erachtens jedoch erheblichen Unterschied in der Länge des Cardinaleptums, der allerdings nur bei Untersuchung des Kelchstadiums festgestellt werden kann. Da viele traditionelle Studien solitärer Rugosa erst ab Kelchbasis beginnen, fehlen oft entsprechende Beobachtungen, so daß Revisionen abzuwarten bleiben wie im Falle von *Rotiphyllum axiferum* HUDSON 1943, das sowohl zu *Drewerelasma* als auch zu *Saleelasma* gehören könnte.

Ein in allen calcularen Ebenen gegenüber den benachbarten Metasepten unverkürztes Cardinaleptum ist für die Subordo Zaphrentoidina SCHOUPPE & STACUL 1959 (Synonyma Metrio-

phyllina SPASSKY 1965, Stereolasmatina HILL 1981) außerordentlich ungewöhnlich und extrem plesiomorph; es kennzeichnet dort auch noch den wahrscheinlichen *Drewerelasma*-Vorfahren *Metriophyllum* MILNE-EDWARDS & HAIME 1850 (Lochkov-Frasne). Aus beiden Taxa entstanden Parallelförmigen mit markant verkürztem Cardinaleptum: *Lindstroemia* NICHOLSON & THOMSON 1876 (Synonym *Lopholasma* SIMPSON 1900) im Givet, *Saleelasma* WEYER 1970 im Tournai. Dieser taxonomischen Auffassung liegen Revisionen von *Lindstroemia* (WEYER & SCRUTTON, in Vorbereitung) und von *Metriophyllum* (ROHART & WEYER, in Vorbereitung) zu Grunde, die von bisherigen Deutungen teilweise erheblich abweichen.

Den Status von *Drewerelasma* als selbständiges Genus akzeptiert haben FEDOROWSKI (1981: 98) und KULLMANN & LIAO (1985: 133). Letztere schlugen für einen südchinesischen Obertournai-Fund ohne jegliche metriophylloide Carinae ein neues Subgenus *Fuchuanelasma* vor, das ich in Analogie zur Situation bei den morphologisch ähnlichen Gattungspaaren *Stereolasma/Lindstroemia* und *Claviphyllum/Clavilasma* generisch separieren möchte.

*Drewerelasma* setzt nach jetziger Kenntnis unmittelbar vor der Devon/Karbon-Grenze nach dem Hangenberg-Event in der Oberen *praesulcata*-Zone (*Acutimitoceras prorsum*-Zone) ein und ist im gesamten Tournai verbreitet. Zuletzt wurde das Genus im Unteren Unterisè (Chadian) von Irland und Großbritannien sowie in Deutschland nachgewiesen (Inseln Rügen und Hiddensee – WEYER 1975: 770, Abb. 2, 1993). Die Gattung findet sich als charakteristisches Element ahermatypischer Rugosa-Faunen speziell in der mitteleuropäischen *Gattendorfia*-Stufe (Unteres Untertournai):

1. Rheinisches Schiefergebirge – neben der Lokalität Drewer auch in den Cephalopodenkalken der Profile Hönnetal-Bahneinschnitt bei Oberrödinghausen und Burgberg über dem Borke-Wehr bei Wocklum.
2. Thüringen – Saalfeld (WEYER 1984: 22, BARTZSCH & WEYER 1986: Taf. 1, Fig. 4), *Siphonodella sulcata*- bis *sandbergi*-Zone.
3. Oberfranken – Schübelhammer bei Elbersreuth (Köstenhof), *Siphonodella sandbergi*-Zone; eigene Aufsammlungen 1991/1992.
4. Heiligkreuz-Gebirge – Lokalität Dalmia (FEDOROWSKI 1981: 98; vorher von ROZKOWSKA in SZULCZEWSKI 1973: Tab. 1 als *Saleelasma* sp. erwähnt).

Weitere Vorkommen sind kurioserweise nur noch aus China bekanntgeworden. HUANG & DUAN (1992: 157) erwähnen die Gattung aus dem Untertournai von Qinghai, GUO (1982: 88) nennt sie aus NE-China – beides allerdings lediglich Faunenlisten-Zitate. LIAO & CAI (1987) stellen zwei neue *Metriophyllum*-Arten (*omhaense*, *curvisseptatum*) auf und schlagen im obersten Famenne eine „*Metriophyllum omhaense* assemblage zone“ vor; stratigraphisch ist das Fundniveau im Hoboksar-Profil (N-Xinjiang) nach den ausführlicheren Daten bei SARTENAER & XU (1990: 39-40) bereits in das Niveau der *Protognathodus*-Fauna (Obere *praesulcata*-Zone) zu stellen. Obwohl keine Beobachtungen zur Septenmikrostruktur vorliegen, die allein über die generische Position entscheiden (trabekulär = spinöse Septenränder = *Metriophyllum*, lamellär = fibronormal = glattrandige Septenränder = *Drewerelasma*), dürfte es sich wohl um *Drewerelasma*-Vertreter handeln, die hier im exakt gleichen Niveau wie im Profil von Drewer starten.

Im Famenne (zwischen Oberem Kellwasser-Event und Hangenberg-Event) besteht momentan eine auffallende Kenntnislücke. Die wenigen beschriebenen „*Metriophyllum*“-Funde (hauptsächlich ROZKOWSKA 1969: *M. soshkinae* nom. n., *M. aff. bouchardi*) sind morphologisch noch zu wenig bekannt (unter anderem Septenmikrostruktur) und besitzen nicht immer die antiseptale Kleinseptentriade, so daß schon die generische Einordnung bei *Metriophyllum* oder *Drewerelasma* unsicher wird (auch für thüringische Oberfamenne-Funde – BARTZSCH & WEYER 1986: Taf. 1, Fig. 9).

Die plesiomorphe Septenmikrostruktur (spinöse Septalstirnen = Trabekulae, direkt am Kelchrand mit multitrabekulärer Zone) ist anscheinend im Devon noch typisch und ließ sich in speziellen Schliffpräparaten der distalen Kelchregion wiederholt nachweisen, beispielsweise für *Lindstroemia columnaris* NICHOLSON & THOMSON 1876 (Synonym: *Lopholasma carinatum* SIMPSON 1900), *Metriophyllum bouchardi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1850 (Topotypen aus dem Frasne von Ferques) und *Metriophyllum* sp. (*Palmatolepis linguiformis*-Zone des obersten Frasne, Cephalopodenkalk vom Vogelsberg-Steinbruch bei Göschitz, Thüringisches Schiefergebirge).

***Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973**

Abb. 7/1-16, 8/1-11, 9/1-5; Taf. 4, Fig. 3-4, Taf. 5, Fig. 1-3

\*1973 *Drewerelasma schindewolfi* n. sp. – WEYER: 976, Abb. 1-7.

**Material:** 1. Kollektion O. H. SCHINDEWOLF 1922-1932 (PM Berlin), östlicher Provinzialsteinbruch Drewer; Hangenberg-Kalk (unhorizontiert, wahrscheinlich untere *Gattendorfia*-Stufe) – 5 Exemplare (Nr. K.201.1,2,3,4,5. = 3+6+8+1+2 Querschliffe, 0+2+2+0+0 Reststücke).

2. Eigene Aufsammlungen 1991, NW-Wand, Profil 20 m (WB) – 2 Exemplare: Nr. C1805 (17 Quer-, 3 Längsschliffe, 2 Reststücke – PM Berlin) aus Bank Nr. 4.2. = *sulcata*-Zone = *Acutimitoceras acutum*-Zone; Nr. C1803, (13 Quer-, 2 Längsschliffe, 1 Reststück – Mus. Münster) aus Bank Nr. 14.1. = *sandbergi*-Zone; außerdem weitere unpräparierte Stücke.

**Morphologie:** Das Polypar von Abb. 7 (Länge 17 mm, Durchmesser proximal 1,5 mm, distal 12x13 mm, konisch und regelmäßig cornut, basal mit kleinem Anheftungstal) entspricht weitgehend dem Holotypus und zeigt den Kelchbau in einer ausführlicheren Schriffserie; unterschiedlich entwickelt sind bei dem Neufund nur die ein wenig stärker stereoplasmatisch verdickten Septen, die zu einer etwas kompakteren und größeren axialen Stereozone verwachsen. Das prominente, bei der Gattung immer auf der konvex gekrümmten Polyparseite liegende Cardinaleptum wird selbst in oberen Kelchlagen nie gegenüber den benachbarten Metasepten verkürzt; es ist im Gegenteil manchmal sogar geringfügig länger ausgebildet. Metriophylloide Carinae erscheinen kurz über der Kelchbasis. Kleinsepten treten nur unmittelbar am Kelchrand in Erscheinung und verschwinden tiefer sofort in der sich verdickenden Wand. Lediglich die antiseptale Triade ist immer – schon von den frühesten Stadien an und hier auffällig groß (Abb. 7/1) – gut sichtbar.

Das Symmetriebild wechselt von betont radialer Septenstellung (Abb. 7/11) bis zur deutlich pinnaten Anordnung (Abb. 7/5) in Abhängigkeit von Septeninsertionen. Abb. 8 zeigt ein kleineres jugendlicheres Polypar (Länge 12 mm, Durchmesser proximal 2,5x3 mm, distal 7,5x8 mm) von gleicher Gestalt, das sich in die entsprechenden Größenstadien von Abb. 7 einfügen läßt. Pinnate zaphrentoidide Septenanordnung herrscht vor. Bei diesem Exemplar waren schwache longitudinale Archaeotheca-Septalfurchen zu beobachten.

Das gröber präparierte Material von Abb. 9 bietet manchmal leichte Verschiedenheiten: Großsepten generell dicker (Abb. 9/4-5), was nur teilweise durch die Carinae bedingt wird und sogar schon in höheren Kelchlagen zu sehen ist; axial markante Pseudofossula am Cardinaleptum, das frei endet oder nicht massiv zentral verwachsen ist (Abb. 9/1-2 – beide Exemplare daher wohl nur mit cf. an die Art anzuschließen). Verjüngungserscheinungen (Abb. 9/3d) sind bei *Drewerelasma* häufig zu finden. Die Septenformeln lauten:

$\frac{2|2}{3|3}$  n 14  
N 20  
D 1,7-2.8 mm  
Abb. 7/1-3

$\frac{4|4}{5|5}$  n 22  
N 36  
D 4,4-4,9 mm  
Abb. 7/5-6

$\frac{4|4}{6|6}$  n 24  
N 40  
D 5,8-10,6 mm  
Abb. 7/7-16

$\frac{3|3}{5|5}$  n 20, N 32  
D 3,0 mm  
Abb. 8/1

$\frac{4|3}{6|6}$  n 23, N 38  
D 4,8x5,4-5,9x5,5 mm  
Abb. 8/3-10

$\frac{4|4}{6|6}$  n 24, N 40  
D 6,3x6,5 mm  
Abb. 8/11

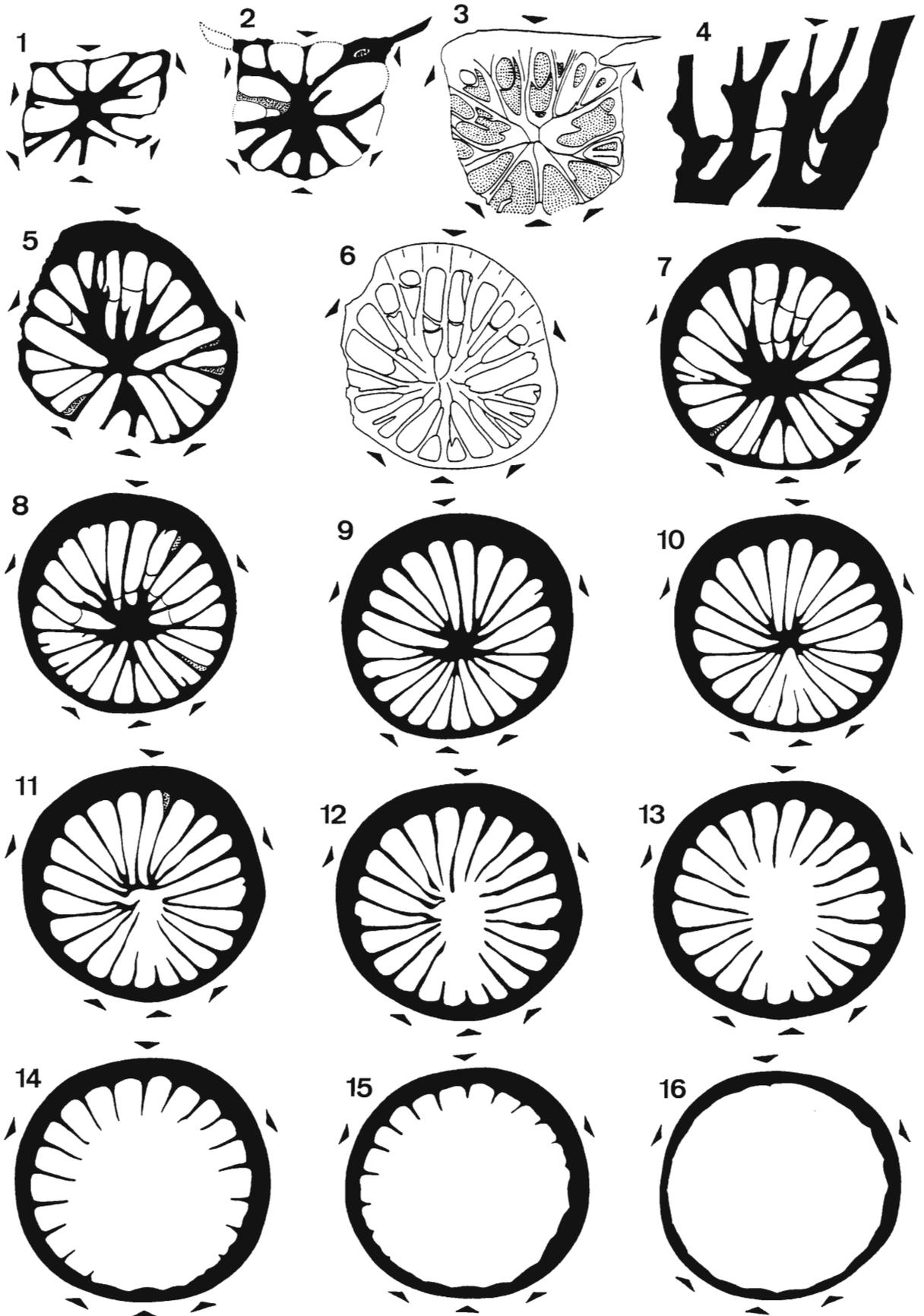
$\frac{5|5}{5|5}$  n 24  
N 40  
D 7.2 mm  
Abb. 9/5a

$\frac{5|5}{6|6}$  n 26  
N 44  
D 8,6-9,5 mm  
Abb. 9/5b-c

$\frac{4|4}{8|7}$  n 27  
N 46  
D 9,3 mm  
Abb. 9/4c

$\frac{5|5}{6|8}$  n 28  
N 48  
D 7,6-8,9 mm  
Abb. 9/3c-d

Abb. 7. *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973, Drewer (Nr. C1805).  
1-3,5-16. Querschliffserie (7-16 calicular), x15 (1-2), x12 (3), x9 (5), x8 (6), x7 (7), x6 (8), x5 (9-14), x4,5 (15) und x4 (16).  
4. tangentialer Längsschliff (parallel zur Antiseptum-Cardinaleptum-Ebene, Lateralseptum markiert), x12.



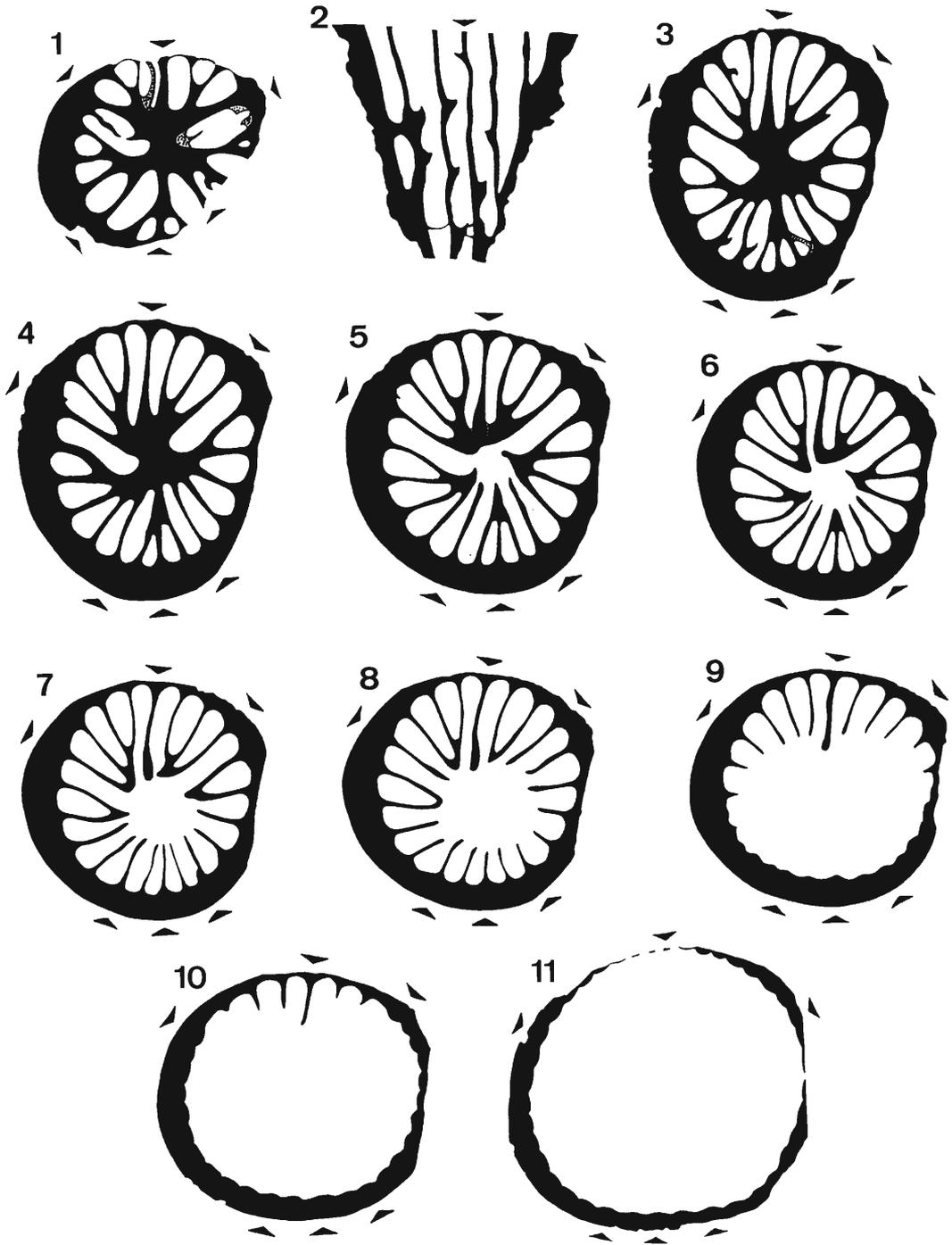


Abb. 8. *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973, Drewer (Nr. C1803).  
 1,3-11. caliculare Querschliffserie (subtabulare Anteile nur in 1, Schlifforientierung parallel Kelchrand in 3-8 und parallel Anwachsrugae in 9-11), x12 (1), x8 (3-5) und x7 (6-11).  
 2. tangentialer Längsschliff (senkrecht zur Antiseptum-Cardinalseptum-Ebene, letzteres markiert), x10.

Bei immer sehr tiefer Kelchgrube kommt am Cardinaleseptum offenbar keine echte Fossula vor, denn die letzten calcularen Lumina sind nicht größer und reichen nicht tiefer hinab als an den benachbarten cardinalen Metasepten (Abb. 7/7). Die aufgewölbten Tabulae bleiben relativ zart. Auch auf den Jugendstadien sind die Septen kaum verdickt, direkt auffällig dünn im Verhältnis zur Wand, so daß große, nicht durch basale Bildungen eingeengte Interseptalräume offen gelassen werden.

Bemerkungen: Art-Definitionen innerhalb des relativ klar abgrenzbaren *Drewerelasma*-Bauplans sind zur Zeit problematisch. Mein Thüringer Material (mehr als 40 Polypare aus der *Gattendorfia*-Stufe von Saalfeld) läßt nach grober, erst wenige Schriffe umfassender Präparation zwei Interpretationen zu: Ansprache als eine einzige, extrem variable Art, oder Klassifikation fast jedes zweiten Individuums als selbständige Spezies, beides unbefriedigende Wege. Zur Ermittlung wirklich brauchbarer Art-Kriterien sind daher intensive Querschliffserien an Populationen erforderlich. Dann erst kann auch die Typusart von Drewer vergleichend besser beurteilt werden.

## Familie Plerophyllidae KOKER 1924

### *Pentaphyllum* DE KONINCK 1872

#### *Pentaphyllum walliseri* n. sp.

Abb. 10/1-13; Taf. 4, Fig. 1

**Derivatio nominis:** nach Prof. Dr. O. H. WALLISER (Göttingen), dessen Studien zur paläozoischen Event-Stratigraphie per Hangenberg-Event auch mit der Lokalität Drewer in Verbindung stehen.

**Holotypus:** Polypar von Abb. 10 und Taf. 4, Fig. 1 (Nr. C1799, coll. D. WEYER 1991 – PM Berlin) = 19 Querschliffe.

**Locus typicus:** Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch, NW-Wand, Profil 20 m (WB).

**Stratum typicum:** Hangenberg-Kalk, Bank Nr. 10.2. = Obere *duplicata*-Zone = *Pseudarietites westfalicus*-Zone.

**Diagnose:** Kleinwüchsige *Pentaphyllum*-Art mit *Commutia*-Gestalt (subzylindrisch, nur oberer Kelch konisch erweitert), ohne Tabulae; fünf Protosepten allein ausgebildet, im unteren Kelchdrittel verdickt und zentral verwachsen, darüber mit leicht rhopaloiden Axialenden, im oberen Kelchdrittel fadenförmig dünn; Meta- und Kleinsepten nur am Kelchrand aktiv, nach proximal schnell und nahezu vollständig reduziert.

**Morphologie:** Das einzige Polypar ist 16 mm lang bei Durchmesser von minimal 3 mm, 6x7 mm am Distalrand und 6x9 mm am basalen Anheftungstalon. Dort ist keine eingekrümmte Polyparspitze vorhanden; das Skelett der erst bei beachtlicher Größe auf einem Hardground sessil werdenden Larve wuchs gerade in die Höhe und verengte zunächst seinen Querschnitt. Nach der subzylindrischen Hauptwachstumsphase setzt adult eine konische Kelcherweiterung ein. Die Kelchgrube reicht bis zur Basis; es treten keinerlei Böden auf. Die vom Sediment verhüllte Archaeotheca besitzt nach Aussage der Querschliffserie nirgends longitudinale Septalfurchen und trug offensichtlich nur Anwachs rugae.

Der Septalapparat besteht am adulten Kelchrand aus 36 Groß- und Kleinsepten; zusätzlich kommen ganz distal noch Septen „dritter Ordnung“ vor (Abb. 10/13, am Antiseptum). Kleinsepten werden in der höchsten Kelchrandzone schon wieder reduziert und sind ab Schliffniveau von Abb. 10/10 in der verdickten Wand verborgen. Sofort danach (Abb. 10/9) verschwinden auch alle Großsepten (einschließlich des Antiseptums), und das Polyparlumen bleibt fast allein den fünf gleichwertig entwickelten pentaphylloiden Protosepten überlassen, die sich zuerst fadenförmig dünn verlängern (Abb. 10/11-12), dann leicht keulenförmig verdickte Axialenden ausbilden (Abb. 10/8-10) und schließlich weit unten in der Kelchgrube zentral massiv verwachsen. Von anderen Großsepten taucht gelegentlich und nur vorübergehend vereinzelt noch eine Spur auf (winziger Vorsprung: Abb. 10/4-8). Direkt auf der Basalplatte (Abb. 10/2) tritt das erste Metaseptum der Antiquadranten wieder deutlicher hervor. In keiner Wachstumsebene ist das Cardinaleseptum irgendwie besonders verkürzt. Formeln für solch einen sekundär vereinfachten Septalapparat lassen sich schwer erstellen; bei Berücksichtigung selten erkennbarer Wandstrukturen (Abb. 10/5) lauten sie:

$\frac{1 1}{3 3}$	n 12	D 3,0 mm	$\frac{4 4}{5 5}$	n 22	D 4,5-5,2x5,0-6,1 mm
3 3	N 16	Abb. 10/5	5 5	N 36	Abb. 10/11-13

Beziehungen: Aus der gleichaltrigen Fauna von *Dalnia* kommen drei Arten für einen Vergleich in Betracht. *Pentaphyllum pauperum* FEDOROWSKI 1973 mit meist auch nur fünf aktiven, aber kurzen und nicht im Polyparzentrum verbundenen Septen hat außerdem Böden und kann im Alter längere Metasepten anlegen (Holotypus). *Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973 wäre nur zu verwechseln, wenn Altersstadien (mit mehr als fünf langen Septen und „Aulos“) fehlen. *Dalnia tetraseptata* FEDOROWSKI 1973 unterscheidet sich im „später einsetzenden“ und lange kürzer bleibenden Cardinaleptum und im Auftreten von Tabulae; das die „Gattung“ *Dalnia* (sensu ILJINA 1984: 82 Synonym von *Pentaphyllum*) charakterisierende tetraseptale Stadium mit nur entwickelten zwei Lateral- und zwei Antilateralsepten findet sich bei der neuen Art von Drewer nicht.

Andere Vertreter mit ähnlich stark reduzierten Metasepten sind lediglich die wesentlich jüngeren *Pentaphyllum dombaricum* ILJINA 1980 (Unterkarbon, Serpukhovian) und *Pentaphyllum hexaseptatum* (SOSHKINA 1928) (Unterperm, Artinskian) – beide aber mit sechs langen Protosepten (Antiseptum nicht unterdrückt). *Pentaphyllum subcylindricum* SCHINDEWOLF 1942 (Oberperm, Capitanian) und *Pentaphyllum brevisseptatum* (ILJINA 1962) (Oberperm, Dzhulfian) zeigen zwar kurze, aber trotzdem wohl entwickelte Metasepten.

### ***Commutia* FEDOROWSKI 1973**

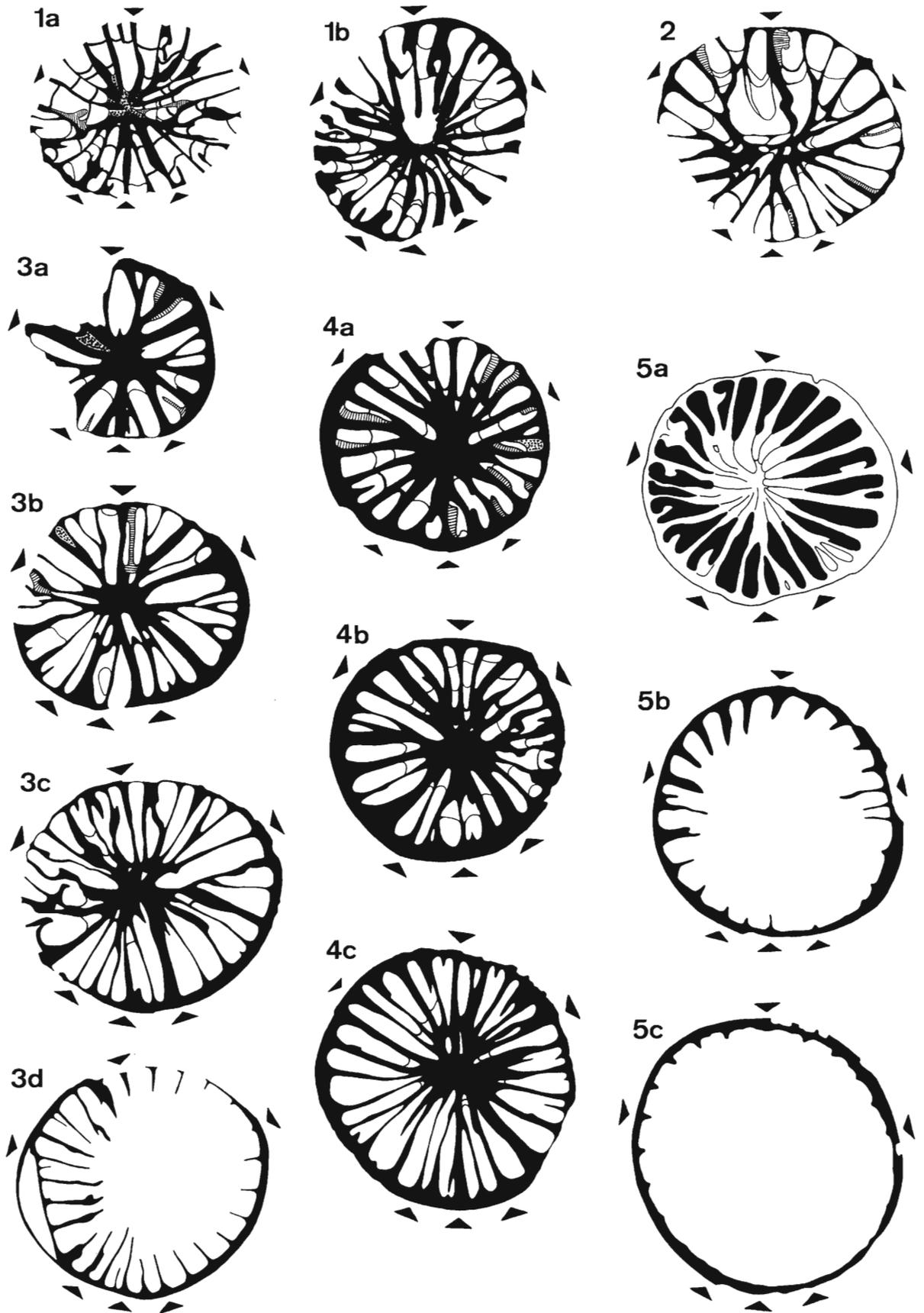
Bemerkungen: Grund für die Aufstellung einer eigenen Gattung (und einer monotypischen Unterfamilie Commutiinae FEDOROWSKI 1973 innerhalb der Tachylasmatidae GRABAU 1928) war das für Pterophyllina ungewöhnliche Auftreten einer (mitunter unvollständigen) Phyllothea auf adulten Wachstumsstadien. ILJINA (1984: 80) interpretierte den Formenkreis als Synonym von *Pentaphyllum* DE KONINCK 1872. Ich besitze in dieser Frage kein abschließendes Urteil und hatte (WEYER 1984: 23, Abb. 5/1) provisorisch einen Subgenus-Status *Pentaphyllum* (*Commutia*) verwendet, um den sowohl morphologisch als auch stratigraphisch eigentümlichen Bauplan wenigstens etwas von *Pentaphyllum* abzugrenzen.

Inzwischen liegt reicheres Material aus der *Gattendorfia*-Stufe (*Siphonodella*-Conodontenzonen: Untere *duplicata* – *sandbergi*) in Thüringen, Oberfranken und Rheinischem Schiefergebirge vor, das nahelegt, die polnische Kollektion von *Dalnia* im Heiligkreuz-Gebirge gleichfalls allein dem Unteren Untertournai zuzuordnen; für ein höheres Alter (*Wocklumeria*-Stufe des Oberfamenne) gibt es beispielsweise in den Aufsammlungen von Saalfeld keinen Beleg. *Commutia* soll hier vorläufig als selbständiges Genus behandelt werden, ein potentielles Synonym von *Pentaphyllum*, bis diverse Kriterien besser untersucht und verstanden sind:

- 1) Wuchsform – überwiegend zylindrisches Polypar, spätadult mit konisch erweitertem Kelch, basal mit ausgedehntem Anheftungstalon ohne eigentliche Polyparspitze (offensichtlich erst als großwüchsiges Larvenstadium spät sessil geworden). Dieser Habitus dürfte in erster Linie ökologisch bedingt sein und kehrt bei verwandten ahermatypischen Formen wieder: *Pentaphyllum walliseri* n. sp., *Pentaphyllum* n. sp. aus Visé-Kulmkiefelschiefern des Harzes (Büchenberg-Sattel, Elbingeröder Komplex).
- 2) Aulos-artige Struktur – teils echt phyllothecat, teils auch nur Tabulae-bedingt, öfters fehlend.
- 3) Zaphrentoides und pentaphyllides Ontogenie-Modell – von SCHINDEWOLF (1942) und FEDOROWSKI (1973) als extrem verschieden, von ILJINA (1965, 1977, 1984) und WEYER (1972) als fließend ineinander übergehend bewertet.
- 4) Individuelle und intraspezifische Variation der Septenausbildung – Problematik vorübergehender scheinbarer Septenreduktionen in Querschliffserien.

Abb. 9. *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973, Drewer. ▶

1. cf.-Determina-tion, Nr. K.201.5., Querschliffe, x7 (a, subtabular) und x6 (b, Kelchbasis).
2. cf.-Determina-tion, Nr. K.201.4., Querschliff der Kelchbasis, x6.
3. Nr. K.201.3., subtabularer (a) und caliculare (b-d) Querschliffe, x8 (a), x7 (b), x6 (c) und x5 (d).
4. Nr. K.201.1., Querschliffe des unteren Kelchs, x7 (a), x6 (b) und x5 (c).
5. Nr. K.201.2., caliculare Querschliffe, x6 (a) und x5 (b-c).



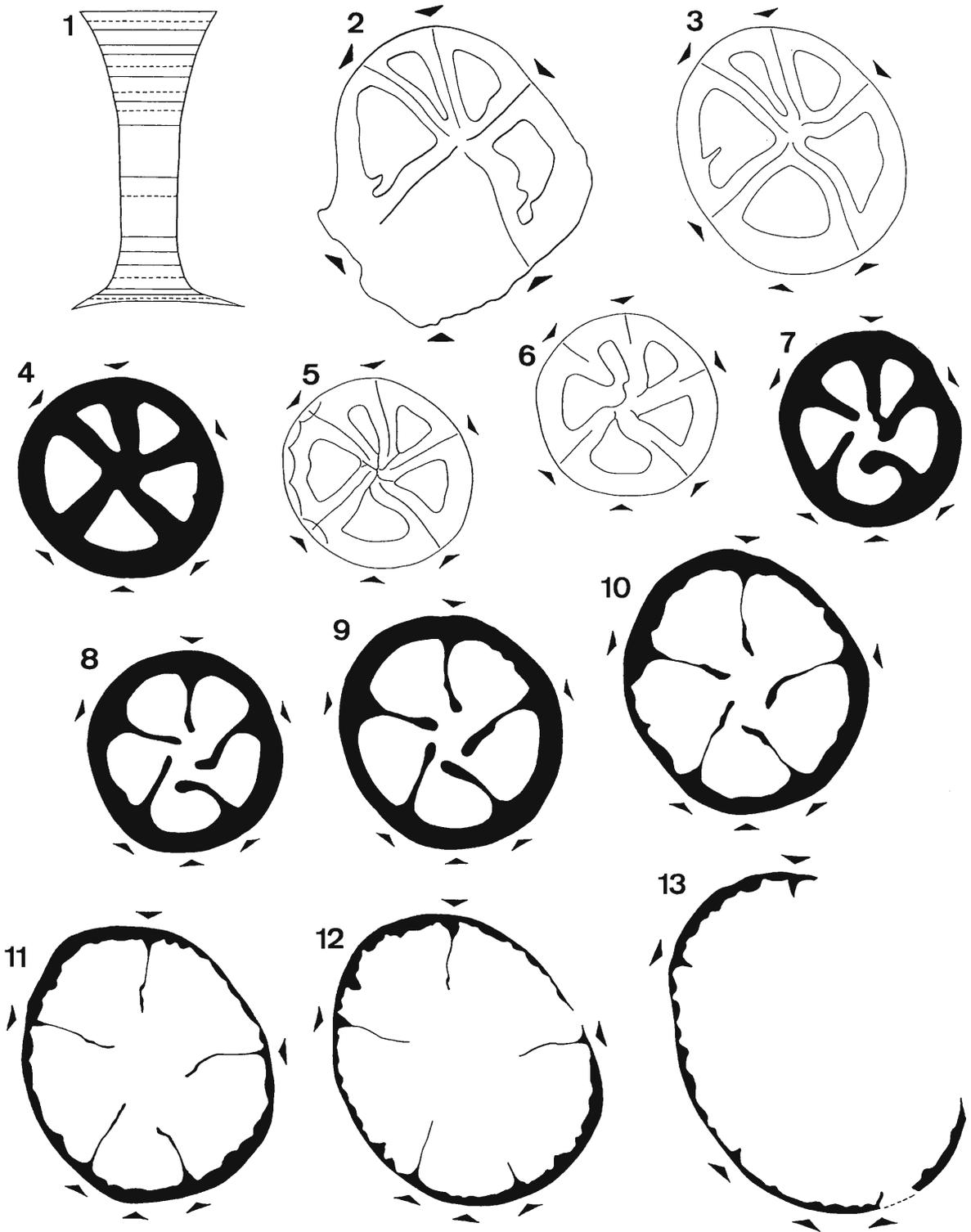


Abb. 10. *Pentaphyllum walliseri* n. sp., Drewer (Nr. C1799, Holotypus).

1. Polyparskizze mit eingetragener Position der angefertigten Schlicke (gestrichelt = nicht abgebildet), x3.
- 2-13. Querschliffserie, stets ohne subtabulare Anteile, einheitlich seitenrichtig orientiert, x8 (2), x9 (3,11-13) und x10 (4-10).

***Commutia schmidti* n. sp.**

Abb. 11/1-17; Taf. 4, Fig. 2

**Derivatio nominis:** Hermann SCHMIDT (1892-1978) beschrieb zuerst (1921, 1924) Profil und Fauna von Drewer.

**Holotypus:** Polypar von Abb. 11 und Taf. 4, Fig. 2 (Nr. C1790, coll. D. WEYER 1991– PM Berlin) = 18 Quer-, 4 Längsschliffe.

**Locus typicus:** Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch, NW-Wand, Profil 0 m (WA).

**Stratum typicum:** Hangenberg-Kalk, Bank Nr. 10.1. = Obere *duplicata*-Zone = *Pseudarietites westfalicus*-Zone.

**Diagnose:** Kleinwüchsige *Commutia*-Art (mit adult 34 Septen bei 4-5,5 mm D), ohne pentaphylloides 5-Protosepten-Jugendstadium; Antiseptum ab Anheftungstalon meist so lang wie die anderen Protosepten, erst im oberen Kelch verkürzt; axiale Septenverbindung aus 7-9 Großsepten, oft mit Phyllothea; Tabulae sehr weitständig.

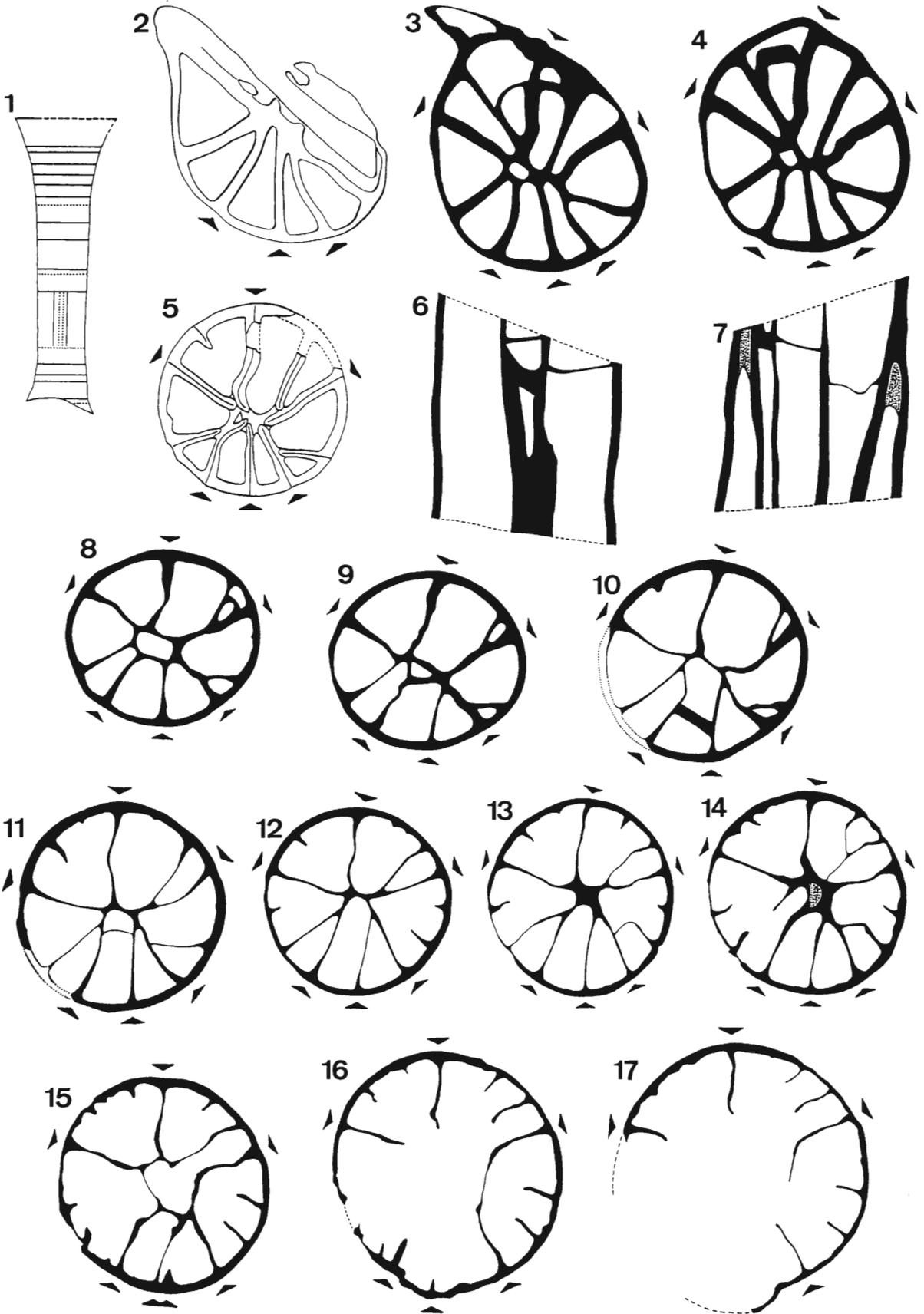
Morphologie: Polypar des einzigen vorliegenden Individuums subzylindrisch und gerade, nur distal am adulten Kelchrand relativ plötzlich konisch erweitert, 17 mm lang bei Durchmessern von 2,7 mm (minimal), 5,5 mm (distal) und 4 mm (basaler Anheftungstalon). Jugendstadium ohne Polyparspitze, sondern (nach offenbar lang andauerndem großwüchsigem Larvenstadium) breit auf einem Hardground aufgewachsen, daher (merkwürdigerweise) auch ohne das typisch pentaphylloide 5-Protosepten-Anfangsstadium. Archaetheca ohne longitudinale Septalfurchen, von Sediment verhüllt (Anwachsurgae nicht sichtbar). Kelchtiefe von halber Polyparlänge.

Der adulte Septalapparat umfaßt 34 Septen, die aber selbst am Kelchoberrand nicht alle sichtbar sind. Speziell die winzigen Kleinsepten werden sofort reduziert (in die sich intern verdickende Wand inkorporiert) und treten nur an wenigen Stellen deutlicher in Erscheinung (Ausnahme anomal verlängertes Kleinseptum in Abb. 11/15-16 neben dem linken Antilateralseptum); üblicherweise relativ am längsten erhalten (tiefer in den Kelch hinabreichend) bleiben sie antiseptal (Abb. 11/13-14). Im distalen Kelch heben sich 5 Protosepten nach dem pentaphylloiden Bauplan deutlich durch größere Länge, weniger durch stärkere Verdickung ab; rhopaloide Axialenden existieren nicht. Nach proximal (bei etwa ein Drittel Kelchtiefe mit einsetzender axialer Septenverbindung) treten das Antiseptum sowie 3-4 Metasepten – das erste jedes Quadranten – gleichwertig hinzu, so daß dann kaum noch eine Orientierung des Septalapparats im isolierten Schliffbild gelingt (beispielsweise Abb. 11/3-4). Spätere Metasepten kommen fast nur calicular vor, sind erheblich kürzer (mitunter kaum wahrnehmbar) und enden nahezu immer frei. Erstaunlich ist, daß das erste Metaseptum beider Cardinalquadranten basal (Abb. 11/3-4) lang und kräftig ausgebildet wurde, danach kürzer wird oder sogar zeitweilig verschwindet (Abb. 11/8-10), um erst adult erneut hervorzutreten (Abb. 11/11-15). Antiseptal beobachtet man ähnliche Verhältnisse.

Das Cardinaleseptum ist nie *Ufimia*-artig verkürzt (Abb. 11/17). Das Antiseptum erreicht auf dem Kelchniveau des axialen Zusammenwachsens die Länge der übrigen Protosepten und tritt so (für *Commutia*) extrem lang bis zur Polyparbasis in Erscheinung. Man könnte fast an Polycoeliidae (statt Plerophyllidae) denken, ähnlich wie bei *Hexalasma* SOSHKINA 1928 vor ILJINAs Revision (1984: Abb. 35). Zwischenzeitlich (Abb. 11/9,12) stellen sich aber doch Schliffbilder ein mit einer geringfügigen Verkürzung des Antiseptums (gegenüber den Antilateralsepten). Distal kommt eine von Plerophyllina bisher unbekannte diploseptale Aufspaltung des Antiseptums (nach Art von *Sutherlandinia* WEYER 1972 oder *Ditoecholasma* SIMPSON 1900) vor (Abb. 11/15-16). Die postlarvale Ontogenese des Septalapparats zeigt folgende Formeln:

$\frac{2 2}{4 4}$	$\frac{3 3}{4 4}$	$\frac{3 4}{5 5}$
n 16, N 24	n 18, N 28-31	n 21, N 34
D 3,1-2,7-2,8 mm	D 3,0-3,7 mm	D 4,1-4,4 mm
Abb. 11/3-5,8	Abb. 11/11-15	Abb. 11/16-17

Der *Commutia*-Aulos ist in den meisten Schliffen der proximalen Polyparhälfte zu sehen; er setzt ungewöhnlich früh ein. Distal hat er sich vorübergehend verloren (Abb. 11/12) und erscheint unvollkommen wieder (Abb. 11/14-15). Sein phyllothecater Ursprung geht aus der Art des allmählichen Zusammenwachsens der Protoseptenden hervor (Abb. 11/14-17). Diese Septenverbindungen wechseln und verschieben sich vertikal, und nur selten kommt eine geschlossene Ringwand zustande (Abb. 11/3,9). In anderen Schnitten (Abb. 11/4,5,8,11) sind



Tabulae beteiligt. Böden treten selten und in großen Abständen auf (rekonstruiert: in 4 Etagen). Sie verlaufen flach, zentral nur wenig aufgewölbt, peripher manchmal leicht zur Wand hin wieder ansteigend (Abb. 11/8). Basal entstanden im Zusammenhang mit der Anheftung unregelmäßige Auswüchse, die dann Talon-„Dissepimente“ enthalten können (Abb. 11/3).

Bemerkungen: Die Ausbildung des Antiseptums als Diploseptum könnte hier vielleicht eine Anomalie sein im Unterschied zu mehreren Laccophyllidae-Deszendenten (Sutherlandiniinae) mit in dieser Hinsicht stabil gewordenem Trend. Der bei seiner Entdeckung (SUTHERLAND 1965) noch seltsame Bauplan ist inzwischen weiter verbreitet beobachtet worden bei sonst durchaus recht verschiedenen Genera, die deshalb nicht mehr unbedingt in einer durch Diplosepten-Bildung definierten Unterfamilie zu vereinen sind (FEDOROWSKI 1984).

Beziehungen: Die neue Art steht *Commutia szulczewskii* FEDOROWSKI 1973 am nächsten. Bei genereller Übereinstimmung in Größe, Tabulae-Distanz, Septenanzahl und -anordnung sind folgende Unterschiede zu nennen: Antiseptum markant länger und von Beginn an kräftig ausgebildet, keine rhopaloiden Axialenden der Proto- und Metasepten, fehlendes 5-Septen-Frühstadium. Höchstens einige extreme Varietäten der polnischen Art (FEDOROWSKI 1973: 120, Gruppe „c“, Abb. 14/9) vermitteln etwas.

Vergleichen läßt sich außerdem *Commutia? diffusa* (FEDOROWSKI 1973), die von ihrem Autor als Polycœliidae interpretiert und zu *Calophyllum* DANA 1846 gestellt wurde. Meines Erachtens demonstriert die Holotypus-Schliffserie bei leicht veränderter, nur um ein Septum rotierter Orientierung einen typischen Pterophyllidae-Vertreter mit verkürztem Antiseptum. Als conspezifisch kann man dann den Paratypus (nicht aber den Holotypus) von *Pterophyllum regulare* FEDOROWSKI 1973 (Abb. 9/2) betrachten. Der Art fehlt der *Commutia*-„Aulos“, was für die generische Einordnung aber nicht entscheidend sein muß. Von *Commutia schmidti* unterscheidet sie sich durch die merklich höhere Septenanzahl (bei gleicher Größe) und durch das kürzere Antiseptum.

### ***Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973**

Abb. 12/1-12; Taf. 3, Fig. 3

\*1973 *Commutia longiseptata* n. sp. – FEDOROWSKI: 121, Abb. 15, Taf. 4, Fig. 4-5.

**Material:** 1 Polypar (Nr. C1806, coll. D. WEYER 1991 – Mus. Münster) = 11 Quer-, 3 Längsschliffe, 2 Reststücke; Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch, NW-Wand, Profil 20 m (WB); Bank 10.2. des Hangenberg-Kalkes = Obere *duplicata*-Zone = *Pseudarietites westfalicus*-Zone.

Morphologie: Polypar gerade, zuerst subzylindrisch, später langkonisch, 17,5 mm lang bei Durchmessern von 3.7 mm (abgebrochenes Proximalende) und 6.0 mm (Kelchrand), mit lediglich Anwachsstreifen zeigender Archaeotheca. Die *Commutia* kennzeichnende adulte konische Kelcherweiterung vollzieht sich relativ langsam, die Kelchtiefe nimmt reichlich die Hälfte der erhaltenen Polyparlänge ein.

Der Septalapparat besitzt maximal 28 Septen, die nur am Distalrand aktiv sind. Kleinsepten werden schon in der oberen Kelchhälfte vor Erreichen axialer Septenverbindungen „reduziert“ und verschwinden in der sich allmählich verdickenden Wand. Unmittelbar am Kelchrand treten auch Septen „dritter Ordnung“ auf (Abb. 12/10-12, antiseptal). Von den Großsepten werden die 5 Protosepten des pentaphylloiden Bauplans langsam nur geringfügig prominenter, so daß Schliffbilder vom Typ *Heptaphyllum* CLARK 1924 (Abb. 12/3-6) isoliert kaum richtig zu orientieren



Abb. 11. *Commutia schmidti* n. sp., Drewer (Nr. C1790, Holotypus).

1. Polyparskizze mit eingetragener Position der angefertigten Schliffe (punktiert = nicht abgebildet), x3.
- 2-5. frühe subtabulare Querschliffe, x 12.
- 6-7. medianer und exzentrischer Längsschliff, x12.
- 8-17. adulte Querschliffserie, subtabular (8-9) und calicular (10-17), einheitlich seitenrichtig orientiert, x12 (8-11) und x10 (12-17).

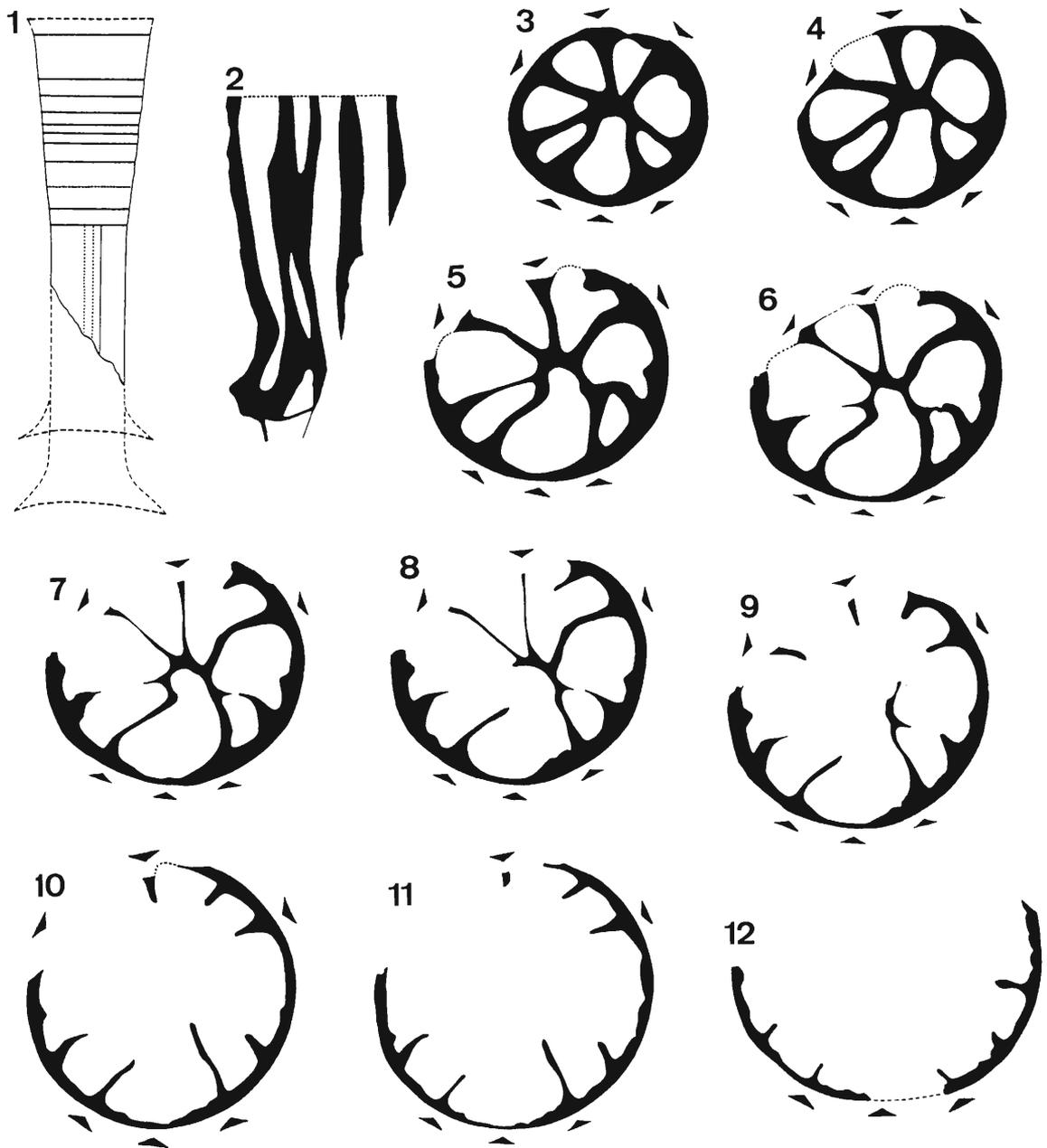


Abb. 12. *Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973, Drewer (Nr. C1806).  
 1. Polyparskizze mit eingetragener Position der angefertigten Schliffe (punktiert = nicht abgebildet), x3.  
 2. proximaler, leicht exzentrischer Längsschliff, x8.  
 3-12. Querschliffserie, subtabular (3-4) und calicular (5-12), einheitlich seitenrichtig orientiert, x8.

wären. Das Antiseptum „fehlt“: es verschwindet nach der Anlage am Kelchrand wie die Kleinsepten und ist nur gelegentlich (Abb. 12/7,10) als winziger Wandvorsprung noch sichtbar; zwischen den beiden Antilateralsepten verbleibt ein pseudofossularer Raum. Das Cardinaleseptum besitzt stets dieselbe Länge wie die anderen 4 großen Protosepten. Die wenigen Metasepten bleiben kurz bis auf das erste jedes Antiquadranten, das in die axiale Septenverbindung der Protosepten einbezogen wird. Die Septenontogenese vollzieht sich nach folgenden Formeln (selbstverständlich bei Berücksichtigung der im Polyparlumen nicht mehr sichtbaren, aber in der Wand verborgenen „reduzierten“ Septen):

$$\begin{array}{l} \frac{2|2}{4|4} \quad n \ 16 \quad D \ 3.7-4.7 \text{ mm} \\ N \ 24 \quad \text{Abb. 12/3-6} \end{array} \quad \begin{array}{l} \frac{2|2}{5|5} \quad n \ 18 \quad D \ 4.8-5.2 \text{ mm} \\ N \ 28 \quad \text{Abb. 12/9-11} \end{array}$$

Der *Commutia*-„Aulos“ ist nicht ausgebildet, vorübergehend (Abb. 12/6-7) höchstens leicht angedeutet. Er entsteht bei der Gattung mitunter während der phyllothecaten axialen Septenverbindung (Abb. 12/8-9) und bleibt vertikal nie beständig im Unterschied zur Innenwand von *Laccophyllidae*. Im subtabularen Längsschliff wurde nur eine schwach aufgewölbte Tabula angetroffen.

Bemerkungen: Böden müssen bei dieser Art – wie auch bei *Commutia szulczewskii* FEDOROWSKI 1973 und *Commutia schmidti* n. sp., ganz im Gegensatz zu *Commutia multitalulata* FEDOROWSKI 1973 – extrem selten und weitständig ausgeschieden worden sein. Das hängt sicherlich mit der typischen Polypargestalt und der ungewöhnlich tiefen Kelchgrube zusammen; das darin ähnliche *Pentaphyllum walliseri* n. sp. (ohne Tabularium) vollendet diesen Trend.

Beziehungen: Das Unikat von Drewer zeigt ausreichende Übereinstimmung mit der Art vom polnischen Dalnia. Als Differenz fällt auf, daß bei gleicher Größe das erste Metaseptum der Antiquadranten kürzer bleibt und axial nicht so massiv mit den Protosepten verwächst; solche Variabilität darf angenommen werden, auch nach einem Paratypus, wenn man ihn anders orientiert (Cardinaleseptum in Abb. 15d von FEDOROWSKI 1973 nicht unten, sondern im „WSW“). Der Vergleich wird durch unterschiedliche Methodik erschwert: je ein Querschliff von 5 Dalnia-Polyparen steht der Querschliffserie eines Drewer-Individuums gegenüber. Hauptkennzeichen dieser kleinwüchsigen *Commutia* sind das stets unterdrückte Antiseptum und die wenigen kurzen Metasepten.

## 6. Dank

Prof. Dr. O. H. WALLISER (Göttingen) ermöglichte 1990 meinen ersten Besuch des Aufschlusses Drewer und diskutierte die Problematik des konkordanten, aber durch synsedimentäre Rutschungen „gestörten“ Devon/Karbon-Grenzprofils. D. KORN (Tübingen) demonstrierte 1991 seine Detailaufnahmen von *Wocklumeria*- bis *Gattendorfia*-Stufe und erläuterte die verfeinerte Biozonierung. Beiden Herren gilt mein herzlicher Dank für ihre Führung und Hilfe im Gelände. Die Arbeiten wurden 1991-1992 dankenswerterweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert (Thema: Faunenvergleich Ammonoidea/Anthozoa/Ostracoda des Famenne-Untertournai im Rhenohertzynikum und Saxothuringikum der europäischen Varisziden).

## 7. Literatur

- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1982): Zur Stratigraphie des Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – Abh. Ber. Naturkunde Vorgeschichte, 12 (4): 3-53, Abb. 1-14, Taf. 1-6; Magdeburg.
- BARTZSCH, K. & WEYER, D. (1986): Biostratigraphie der Devon/Karbon-Grenze im Bohlen-Profil bei Saalfeld (Thüringen, DDR). – Z. geol. Wiss., 14 (2): 147-152, Abb. 1, Taf. 1-3; Berlin.
- CAI Tu-ci (1988): Tetracorals from Hebukehe formation of northern Xinjiang. – Acta palaeont. sinica, 27(1): 39-47, Abb. 1-5, Taf. 1-2; Beijing (chines.; engl. Rés.).
- CARRUTHERS, R. G. (1908): A Revision of some Carboniferous Corals. – Geol. Magaz., n. s., dec. 5, 5: 20-31, 63-74, 158-171, 6 Abb., Taf. 4-6; London.
- CARRUTHERS, R. G. (1913): *Lophophyllum* and *Cyathaxonia*: Revision Notes on two genera of Carboniferous Corals. – Geol. Magaz., n. s., dec. 5, 10 (2): 49-56, 5 Abb., Taf. 3; London.

- CLARK, A. E. (1924): On *Heptaphyllum*, a new genus of Carboniferous coral. – Geol. Magaz., 61: 416-423, 12 Abb.; London.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (1987): The eastern Provincial Quarry at Drewer (northeastern Rhenish Slate Mountains), a stratotype candidate for the Devonian/Carboniferous Boundary. – Senckenbergiana lethaea, 67(5/6): 467-477, Abb. 1-7, Tab. 1-2; Frankfurt(Main).
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W., mit einem Beitrag von KORN, D. (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol Rheinl. u. Westf., 35: 161-226, Abb. 1-27, Tab. 1-12, Taf. 1; Krefeld.
- FEDOROWSKI, J. (1965): Lindstroemiidae and Amplexocariniidae (Tetracoralla) from the Middle Devonian of Skaly, Holy Cross Mountains, Poland. – Acta palaeont. polonica, 10(3): 335-355, 3Abb., 6 Taf.; Warszawa.
- FEDOROWSKI, J. (1973): Rugose corals Polycoeliaceae and Tachylasmatina subord. n. from Dalia in the Holy Cross Mts. – Acta geol. polonica, 23(1): 89-133, Abb. 1-18, Taf. 1-6; Warszawa.
- FEDOROWSKI, J. (1981): Carboniferous Corals: distribution and sequence. – Acta palaeont. polonica, 26(2): 87-160, Abb. 1-5, Tab. 1; Warszawa.
- FEDOROWSKI, J. (1984): Subjectivity in the evaluation of diagnostic characters and its influence on the taxonomy of the rugose corals. – Palaeontographica Americana, 54: 86-91, 1 Abb., 4 Tab.; Ithaca/N.Y.
- FEDOROWSKI, J. (1986): Permian Rugose Corals from Timor (remarks on Schouppé & Stacul's collections and publications from 1955 and 1959). – Palaeontographica A, 191(4/6): 173-227, Abb. 1-18, Taf. 1-14; Stuttgart.
- FEDOROWSKI, J. (1987): Upper Palaeozoic Rugose Corals from southwestern Texas and adjacent areas: Gaptank formation and Wolfcampian Corals, Part 1. – Palaeontologia polonica, 48: 1-271, Abb. 1-87, Taf. 1-43, Tab. 1-13; Warszawa.
- FRECH, F. (1885): Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. – Z. deutsch. geol. Ges., 37(1): 21-130, Taf. 1-11; Berlin.
- GANDL, J. (1968): Die Schichtenfolge im Unterkarbon des Frankenwaldes; Fundorte und Fundschichten der Trilobiten. – Senckenbergiana lethaea, 49 (5/6): 489-546, 15 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/Main.
- GANDL, J. (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse) (Exkursion F am 25. April 1981). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 63: 91-101, 2 Abb.; Stuttgart.
- GÜMBEL, C. W. (1879): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 3. Abtlg. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. – I-VIII, 1-698, Abb.; Gotha (J. Perthes).
- GUNIA, T. (1968): Fauna, stratygrafia i warunki sedimentacji górnego dewonu depresji Swiebodzic. – Geologia sudetica, 4: 115-220, Abb. 1-49, Taf. 1-11 + 1-6, Tab. 1-2; Warszawa.
- GUO Sheng-zhe (1982): Rugose coral assemblages in the geosynclinal region of Nei Mongol and Northeast China. – Bull. Shenyang Inst. Geology Mineral Resources, Chin. Ac. Geol. Sci., 4: 84-92; Shenyang (chines.; engl. Rés.).
- HILL, D. (1938-1941): A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland. – Palaeontograph. Soc.: 1-213, 3 Abb., 11 Taf.; London.
- HILL, D. (1981): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F, Coelenterata, Suppl. 1, Rugosa and Tabulata. – 1-762 (2 vol.), Abb. 1-462; Boulder/Col. (Geol.Soc.Amer.) & Lawrence/Kans. (univ. press).
- HOFFMANN, N., LINDERT, W., WEYER, D. & ILLERS, K.-H. (1975): Zum Unterkarbon-Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee. – Z. geol. Wiss., 3(7): 851-873, Abb. 1-4, Taf. 1-5; Berlin.
- HUANG Zhu-xi & DUAN Ji-yie (1992): The Early Carboniferous Corals in Dachaidan Area in the North Margin of Chaidanu Basin, Qinghai. – in LIN Ying-dang et al. (eds.): Professional Papers of Carboniferous Corals of China. – 152-166, 183-184, Abb. 1, Taf. 18-20; Jilin (Science Techn. Press) (chines.; engl. Rés.).
- ILJINA, T. G. (1965): Chetyrekhluचेvyе korally pozdnej permi i rannego triasa Zakavkaz'ya. – Trudy paleont. inst. ak. nauk SSSR, 107: 1-104, Abb. 1-36, Taf. 1-20; Moskva.
- ILJINA, T. G. (1977): Development of the septa in Rugose Corals of the superfamily Polycoeliaceae. – Mém. bur. rech. géol. min., 89: 78-86, Abb. 1-4, Taf. 1-2; Paris.
- ILJINA, T. G. (1984): Istoricheskoe razvitie korallów podotryad Polycoeliina. – Trudy paleont. inst. ak. nauk SSSR, 198: 1-184, Abb. 1-66, Taf. 1-32, Tab. 1-16; Moskva.
- KORN, D. (1991): Threedimensionally preserved clymeniids from the Hangenberg Black Shale of Drewer (Cephalopoda, Ammonoidea; Devonian-Carboniferous boundary; Rhenish Massif). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1991 (9): 553-563, 5 Abb.; Stuttgart.
- KORN, D., CLAUSEN, C.-D., BELKA, Z., LEUTERITZ, K., LUPPOLD, F.W., FEIST, R. & WEYER, D. (1994, dieser Band): Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Paläont. Westf.; Münster, Westfalen.

- KULLMANN, J. & LIAO Wei-hua (1985): Hornförmige Einzelkorallen (Rugosa) aus dem Unterkarbon von Süd-China. – *Palaeontographica A*, 189 (4/6): 125-157, Abb. 1-13, Taf. 1-3, Tab. 1-2; Stuttgart.
- LIAO Wei-hua & CAI Tu-ci (1987): Sequence of Devonian Rugose Coral assemblages from northern Xinjiang. – *Acta palaeont. sinica*, 26 (6): 689-707, Taf. 1-4, Tab. 1-3; Beijing (chines.; engl. Rés.).
- MÜNSTER, G. Graf zu (1840): Die Versteinerungen des Uebergangskalkes mit Clymenien und Orthoceratiten von Oberfranken. – *Beiträge zur Petrefacten-Kunde*, 3: 33-121, Taf. 1,5,9-20; Bayreuth.
- PAECKELMANN, W. & RICHTER, G. (1938): Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanst., für 1937*, 58: 256-272, Abb. 1-4, Taf. 20; Berlin.
- POTY, E. (1982): Deux nouvelles espèces de Tétracoralliaire du sondage de Kastanjelaan-2 à Maastricht, Pays-Bas. – *Natuurhistorisch Maandblad*, 71 (3): 54-58, Abb. 1-7.
- POTY, E. (1986): Late Devonian to early Tournaisian Rugose Corals. – *Annal. Soc. Géol. Belgique*, 109: 65-74, Abb. 1, Tab. 1-4; Liège.
- POTY, E. (1989): Distribution and palaeogeographic affinities of Belgian Tournaisian rugose corals. – *Mem. Ass. Australas. Palaeontologists*, 8: 267-273, Abb. 1-3; Brisbane.
- RODRIGUEZ, S. (1984): Corales Rugosos del Carbonifero del Este de Asturias. – *Tesis doctoral univ. complut.*, 109/84: 1-528, 265 Abb., 32 Taf., 2 Tab.; Madrid.
- ROZKOWSKA, M. (1969): Famennian Tetracoralloid and Heterocoralloid fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). – *Acta palaeont. polonica*, 14 (1): 1-187, Abb. 1-72, Taf. 1-8, Tab. 1-2; Warszawa.
- ROZKOWSKA, M. (1979): Contribution to the Frasnian Tetracorals from Poland. – *Palaeontologia polonica*, 40: 3-56, Abb. 1-13, Taf. 1-10, Tab. 1-2; Warszawa/Kraków.
- SARTENAER, P. & XU Han-kui (1990): The Upper Famennian Rhynchonellid genus *Planovatiostrum* SARTENAER, 1970 from Africa, China, Europe and the USSR. – *Bull. inst. r. sci. nat. Belgique, sciences de la terre*, 59: 37-48, Abb. 1-2, Taf. 1-2; Bruxelles (datiert 1989).
- SCHINDEWOLF, O. H. (1923): Über Fossley, Etroeungt und verwandte Fragen. – *Centralbl. Min. Geol. Paläont., für 1923*: 214-221; Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1924): Vorläufige Übersicht über die Obersilur-Fauna des „Elbersreuther Orthoceratitenkalkes“. – *Senckenbergiana*, 6 (5/6): 187-221, 9 Abb.; Frankfurt/Main.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). – *Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F.*, 178: 1-132, 27 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1942): Zur Kenntnis der Polycoelien und Pterophyllen. Eine Studie über den Bau der „Tetrakorallen“ und ihre Beziehungen zu den Madreporarien. – *Abh. Reichsanst. f. Bodenforschung, N.F.*, 204: 1-324, Abb. 1-155, Taf. 1-36; Berlin.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1951): Über ein neues Vorkommen unterkarbonischer *Pericyclus*-Schichten im Oberharz. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 93: 23-116, Abb. 1-36, Taf. 3-7; Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1921): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i.W. und Belecke. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanst., für 1920*, 41 (1): 254-339, Abb. 1-7, Taf. 12-13; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanst., für 1923*, 44: 98-171, Abb. 1-6, Taf. 6-8; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1927): Das Paläozoikum bei Warstein und Belecke. – *Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlande u. Westfalen, für 1926*, C: 5-8; Bonn.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1988): Corals from the Devonian-Carboniferous Boundary at La Serre (Montagne Noire, France). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 100: 129-138, Abb. 1-12; Frankfurt/Main.
- STASINSKA, A. (1973): Tabulate Corals from Dálnia in the Holy Cross Mts. – *Acta geol. polonica*, 23 (1): 83-88, Taf. 1-6; Warszawa.
- SUTHERLAND, P. K. (1965): Henryhouse Rugose Corals. – *Bull. Oklahoma geol. surv.*, 109: 1-92, 26 Abb., 34 Taf.; Norman/Okla.
- SZULCZEWSKI, M. (1973): Famennian-Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dálnia in the Holy Cross Mts. – *Acta geol. polonica*, 23 (1): 15-59, Abb. 1-5, Taf. 1-6, Tab. 1; Warszawa.
- ULITINA, L. M. (1975): Rugozy. – *Materialy po geologii zentral'nogo Kazakhstana*, 18 (Fauna pogranychykh otlozhenij devona i karbona zentral'nogo Kazakhstana): 36-41, 104, Taf. 10; Moskva (Nedra).
- WANG Zeng-ji & ZHAO Zhi-xin (1987): Early Tournaisian Tetracorals from the Hobok River Formation, western Junggar, Xinjiang. – *Geol. Review*, 33 (5): 479-483, Taf. 1; Beijing (chines.; engl. Rés.).
- WEYER, D. (1970): The Middle Tournaisian Rugose Coral *Zaphrentis delepini* VAUGHAN 1915. – *Bull. soc. belge géol. paléont. hydrol.* 79 (1): 55-83, Abb. 1-3, Taf. 1-7, Texttaf. 1 (stratigraphic context by R. Conil); Bruxelles.
- WEYER, D. (1972): Zur Morphologie der Rugosa (Pterocorallia). – *Geologie*, 21 (6): 710-737, Abb. 1-7, Taf. 1-2; Berlin.

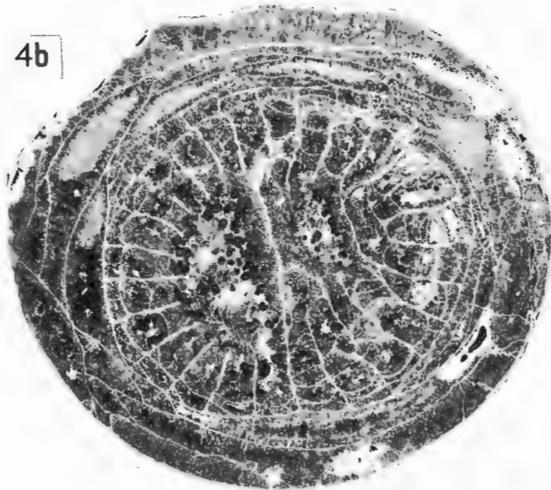
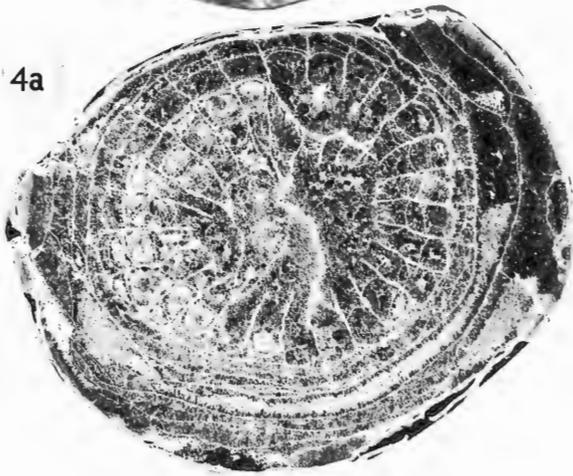
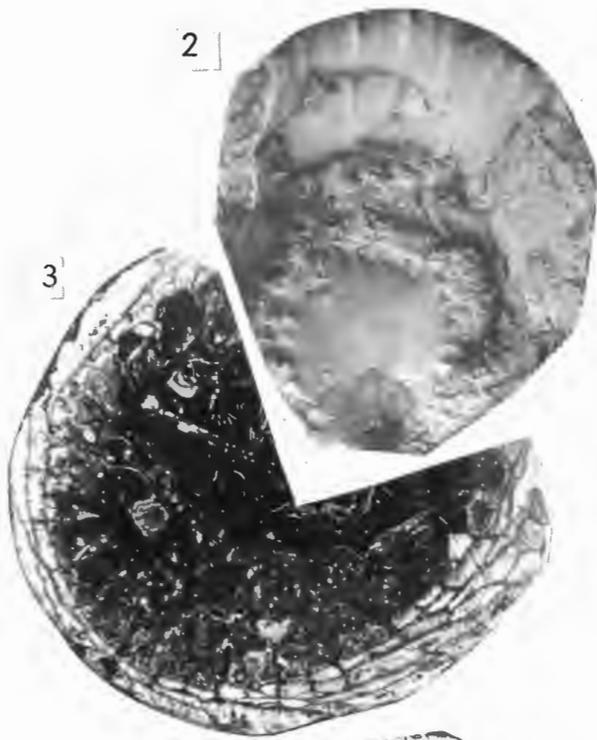
- WEYER, D. (1972): Rugosa (Anthozoa) mit biforem Tabularium. – Jb. Geol., 4: 439-463, Abb. 1-15, Tab. 1-2; Berlin.
- WEYER, D. (1973): *Drewerelasma*, ein neues Rugosa-Genus aus der *Gattendorfia*-Stufe (Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. geol. Wiss., 1 (8): 975-980, Abb. 1-7; Berlin.
- WEYER, D. (1975): Zur Taxonomie der Antiphyllinae ILJINA, 1970 (Anthozoa, Rugosa; Karbon). – Z. geol. Wiss., 3 (6): 755-775, Abb. 1-3, Taf. 1-4; Berlin.
- WEYER, D. (1975): Korallen aus dem Obertournai der Insel Hiddensee. – Z. geol. Wiss., 3 (7): 927-949, Abb. 1-5, Taf. 1-4, Tab. 1; Berlin.
- WEYER, D. (1979): Biostratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary in the German Democratic Republic. – Comptes Rendu 8. congr. int. stratigr. géol. Carbonifère Moscou 1975, 2: 97-104, Taf. 1-5; Moskva.
- WEYER, D. (1980): Das silurisch-devonische Rugosa-Genus *Petraia* MÜNSTER 1839. – Freiburger Forschungshefte C, 357: 25-41, Abb. 1-7, Taf. 1-3; Leipzig.
- WEYER, D. (1980): Zur Kenntnis seltener Petraiidae (Anthozoa, Rugosa) aus dem amerikanischen Obersilur. – Z. geol. Wiss., 8 (9): 1209-1216, 6 Abb.; Berlin.
- WEYER, D. (1981): Korallen der Devon/Karbon-Grenze aus hemipelagischer Cephalopoden-Fazies im mitteleuropäischen variszischem Gebirge – *Bathyalva* n. g., *Thuriantha* n. g. (Rugosa). – Freiburger Forschungshefte C, 363: 111-125, Abb. 1-6, Taf. 1-5; Leipzig.
- WEYER, D. (1984): Korallen im Paläozoikum von Thüringen. – Hall. Jb. f. Geowiss., 9: 5-33, Abb. 1-8, Phot. 1-6, Tab. 1; Gotha.
- WEYER, D. (1993): Korallen aus dem Obertournai und Untervisé der Inseln Hiddensee und Rügen. – Abh. Ber. Naturkunde, 16: 31-69, Abb. 1-11, Taf. 1-10; Magdeburg.
- WEYER, D. & ZAGORA, K. (1990): Die ehemalige Givet-Fossilfundstelle Büchenberg im Unterharz. – Hall. Jb. f. Geowiss., 15: 21-42, 4 Abb., 4 Fot., 1 Tab.; Gotha.
- YU Chang-min (1988): Corals. – in YU Chang-min (ed.): Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records. – 165-195, 357-359, Abb. 64-75, Taf. 40-48; Beijing (science press).
- ZITZMANN, A. (1968): Das Paläozoikum im Grenzbereich zwischen Bayerischer und Thüringischer Faziesreihe des Frankenwaldes. – Geol. Jb., 86: 579-653, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab.; Hannover.



## Tafel 1

*Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840); Steinbruch Schübelhammer bei Elbersreuth (Köstenhof); Äquivalent des Hangenberg-Kalkes (Obere *praesulcata*- bis *sandbergi*-Zone); Syntypen (Bayrische Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, München).

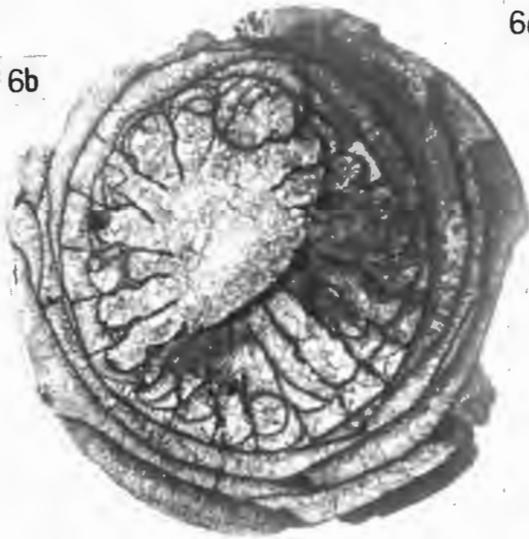
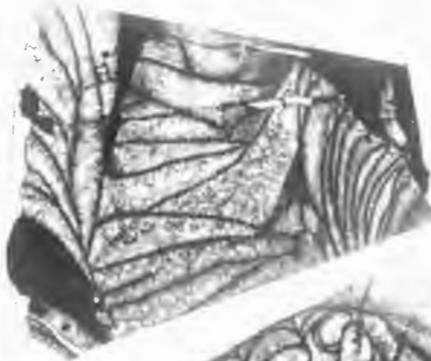
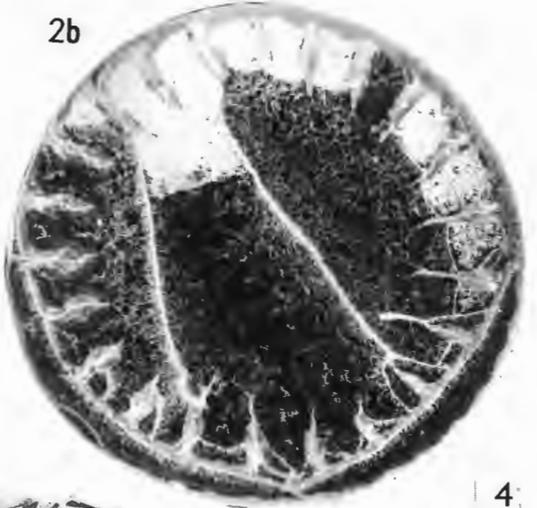
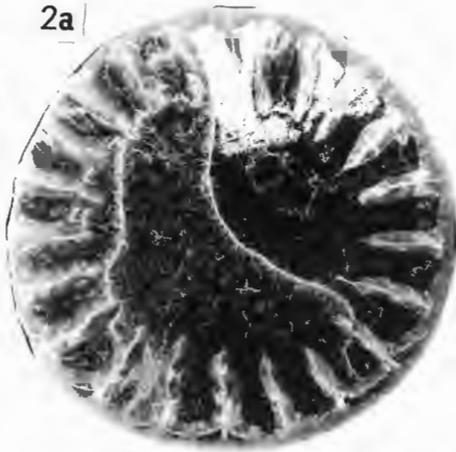
- Fig. 1: Lectotypus; a) Polypar, x2 (rechts daneben Paralectotypus Nr. 1); b) Querschliff, x4 (Cardinalseptum ca. im „Nordosten“, Zeichnung = Abb. 4/1).
- Fig. 2: Paralectotypus Nr. 2, Kelchansicht, x3.
- Fig. 3: Paralectotypus Nr. 5, calicularer Querschliff, x4.
- Fig. 4: Paralectotypus Nr. 4, zwei dicht aufeinander folgende subtabulare Querschliffe, x4 (4b – Cardinalseptum im „Nordosten“, Zeichnung = Abb. 4/2).
- Fig. 5: Paralectotypus Nr. 3, medianer Längsschliff, x3 (Zeichnung = Abb. 4/3).



## Tafel 2

*Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840); Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch; Hangenberg-Kalk (unhorizontiert, wahrscheinlich liegender Teil); Kollektion O. H. SCHINDEWOLF 1922-1932 (PM Berlin).

- Fig. 1: Nr. Dre104 (= 2 Teile ohne Schliffe), größtes und vollständiges Polypar, x1.  
Fig. 2: Nr. DreF1 (= 9 Querschliffe), x5 (Zeichnungen = Abb. 5/3a-f).  
Fig. 3: Nr. Dre61 (= 4 Quer-, 2 Längsschliffe), x4 (Zeichnungen = Abb. 5/2a-b).  
Fig. 4: Nr. C260 (= 7 Querschliffe, 1 Reststück), Polypar, x2 (Schliffzeichn. = Abb. 5/5a-d).  
Fig. 5: Nr. Dre106 (= 7 Querschliffe), Polypar, x2 (Zeichnungen = Abb. 5/6a-d).  
Fig. 6: Nr. Dre4 (= 2 Quer-, 1 Längsschliff, 1 Reststück), x4 (a-b) und x 3 (c).



### Tafel 3

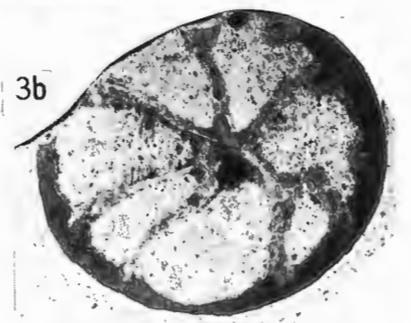
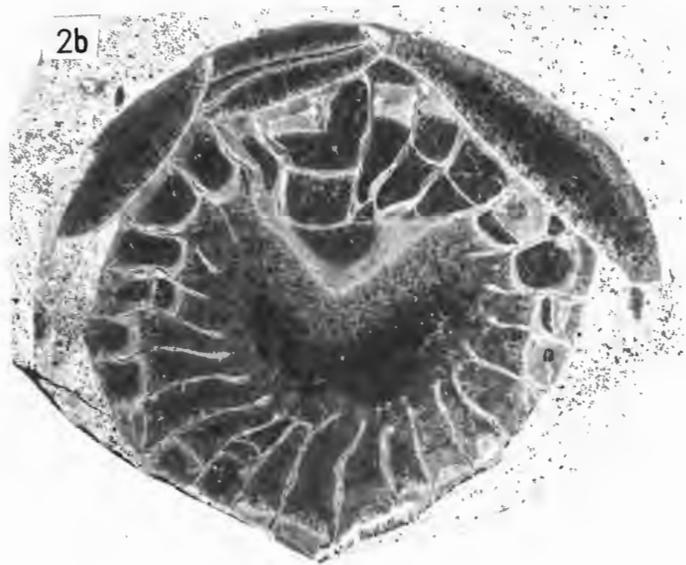
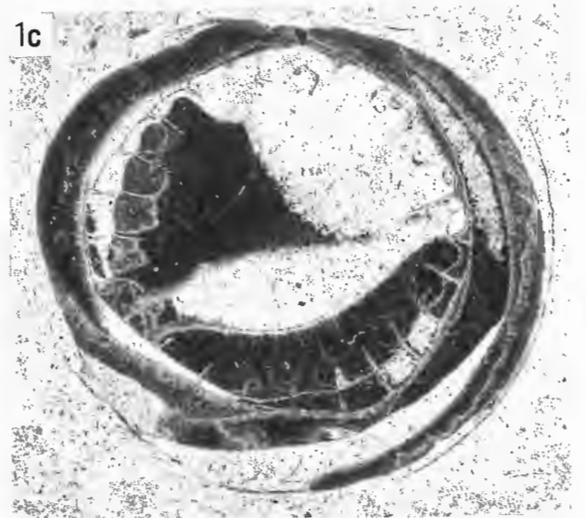
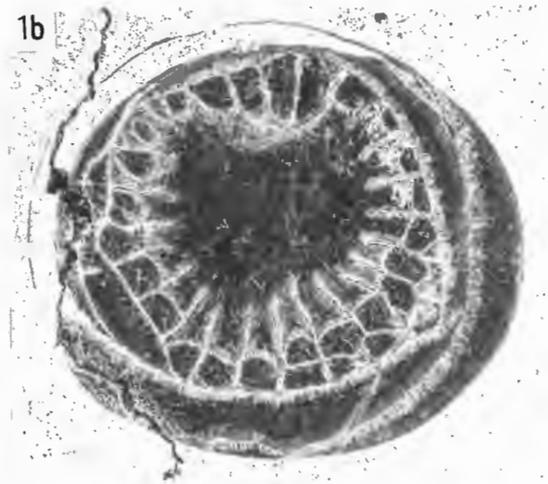
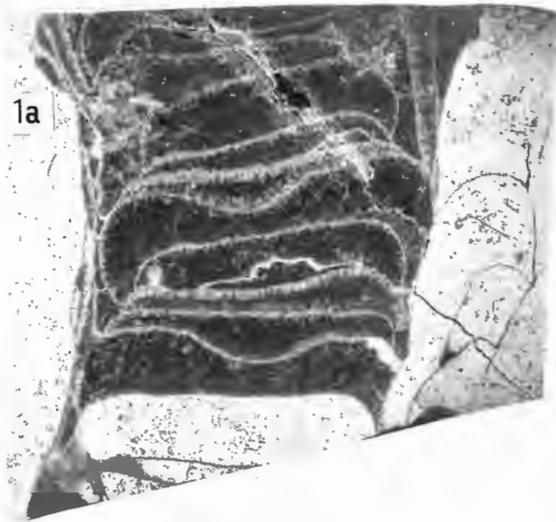
Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch, NW-Wand, Profile 0 m = WA (1) und 20 m = WB (2-3); Hangenberg-Kalk; Kollektion D. WEYER 1991 (Mus. Münster).

Fig. 1-2: *Hebukophyllum priscum* (MÜNSTER 1840)

Fig. 1: Nr. C1796, Bank Nr. 5.2. (Untere *duplicata*-Zone), Längsschliff (Wand links korrodiert) und Querschliffe, x6.

Fig. 2: Nr. C1792, Bank Nr. 1.3. (Obere *praesulcata*-Zone), Querschliffe, x6.

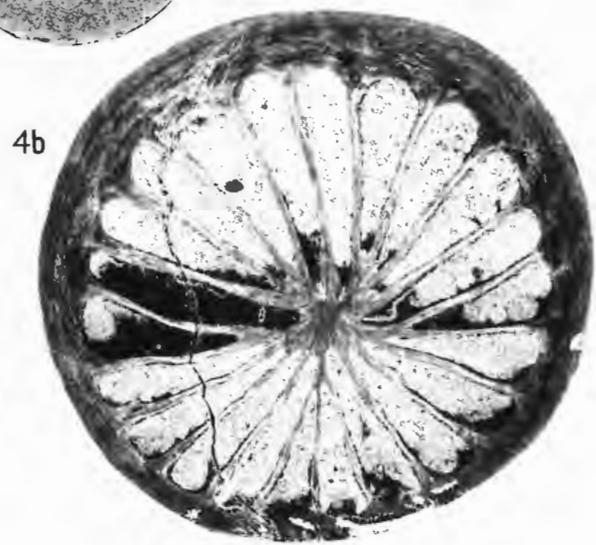
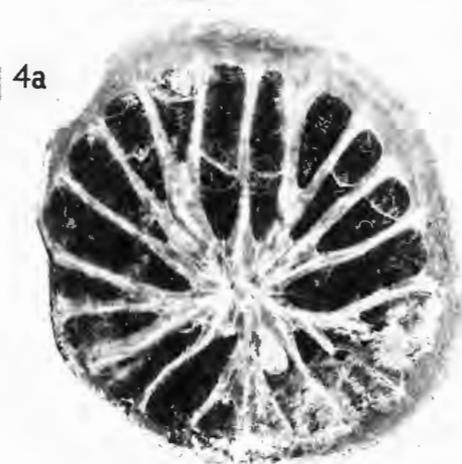
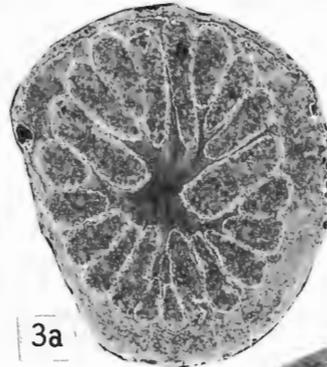
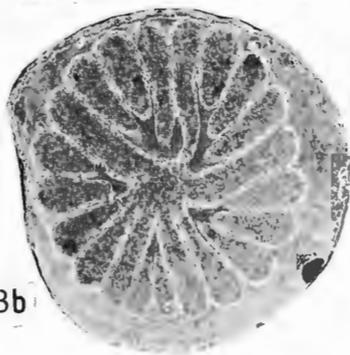
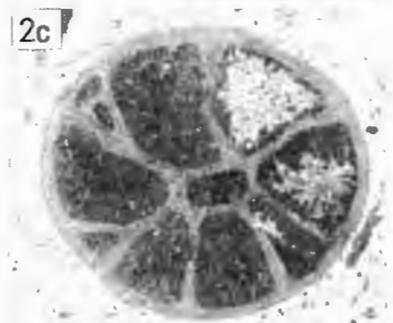
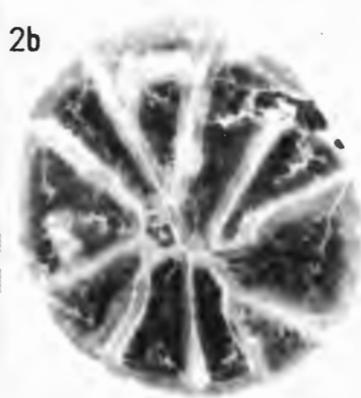
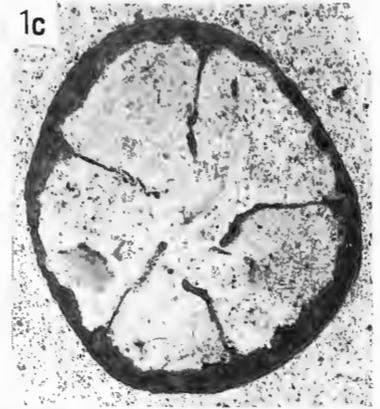
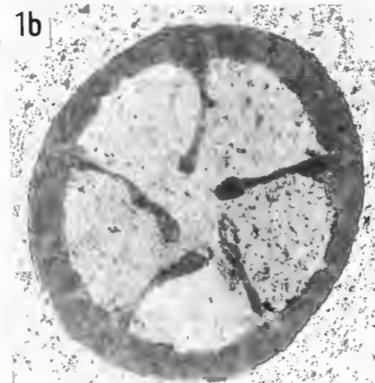
Fig. 3: *Commutia longiseptata* FEDOROWSKI 1973, Bank Nr. 10.2. (Obere *duplicata*-Zone), Querschliffe, x12 (a) und x10 (b), Zeichnungen = Abb. 12/3,5.



#### Tafel 4

Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch, NW-Wand, Profile 0 m = WA (2) und 20 m = WB (1,3,4); Hangenberg-Kalk; Kollektion D. WEYER 1991.

- Fig. 1: *Pentaphyllum walliseri* n. sp. (Nr. C1799, Holotypus – PM Berlin), Bank Nr. 10.2. (= Obere *duplicata*-Zone), Querschliffe, x15 (a), x12 (b) und x10 (c), Zeichnung = Abb. 10/9 (nicht gezeichnete Schliffe 1a und 1c liegen zwischen Abb. 10/6+7 und Abb. 10/10+11).
- Fig. 2: *Communia schmidtii* n. sp. (Nr. C1790, Holotypus – PM Berlin), Bank Nr. 10.1. (= Obere *duplicata*-Zone), Querschliffe, x15, Zeichnungen = Abb. 11/3,4,8,11.
- Fig. 3-4: *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973
- Fig. 3: Nr. C1803 (Mus. Münster), Bank Nr. 14.1. (= *sandbergi*-Zone), Querschliffe, x9, Zeichnungen = Abb. 8/3,5.
- Fig. 4: Nr. C1805 (PM Berlin), Bank Nr. 4.2. (= *sulcata*-Zone), Querschliffe, x12 (a) und x9 (b), Zeichnungen = Abb. 7/6,9.



## Tafel 5

Drewer, östlicher Provinzialsteinbruch; Hangenberg-Kalk (unhorizontiert); Kollektion O. H. SCHINDEWOLF 1922-1932 (PM Berlin).

Fig. 1-3. *Drewerelasma schindewolfi* WEYER 1973

Fig. 1. Nr. K.201.5., Querschliff der Kelchbasis, x9, Zeichnung = Abb. 9/1b.

Fig. 2. Nr. K.201.3., subtabularer Querschliff, x15, Zeichnung = Abb. 9/3b.

Fig. 3. Nr. K.201.2., calicularer Querschliff, x12, Zeichnung = Abb. 9/5a.

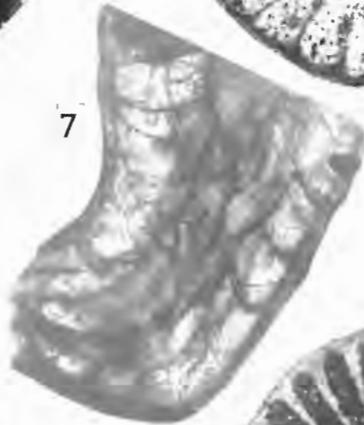
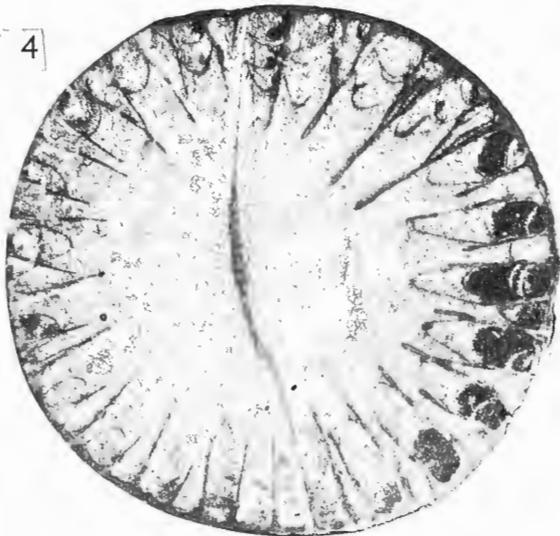
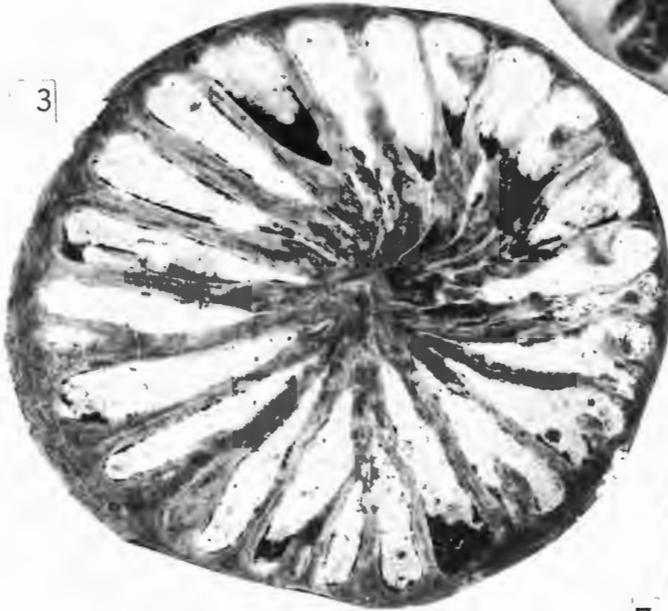
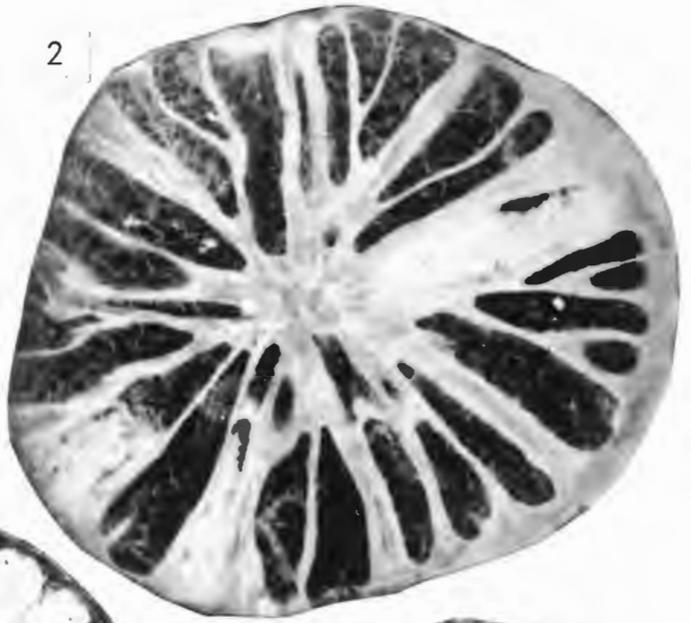
Fig. 4. n. gen. n. sp. (aff. *Kabakovitchiella*), subtabularer Querschliff, x6 (Nr. Dre40, Zeichnung = Abb. 3/4).

Fig. 5-7. *Cyathaxonia* n. sp. A

Fig. 5. calicularer Querschliff, x18 (Nr. K.200.3., Zeichnung = Abb. 2/2b).

Fig. 6. calicularer Querschliff, x15 (Nr. K.200.1., Zeichnung = Abb. 2/3).

Fig. 7. subtabularer Längsschliff, x12 (Nr. K.200.2., Zeichnung = Abb. 2/1a).



## Bisher sind in dieser Reihe erschienen:

### Heft 1

KAMPMANN, Hans:  
Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen.

**November 1983, 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf. DM 19,00**

### Heft 2

MINNIGERODE, Christian; KLEIN-REESINK, Josef:  
Das Dörentruuper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores.  
Petrographische und palynologische Untersuchungen zur Flözgenese.

**Juli 1984, 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf. DM 10,00**

### Heft 3

BRAUCKMANN, Carsten; KOCH, Lutz; KEMPER, Michael:  
Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (Westdeutschland).

**Januar 1985, 132 S., 57 Abb., 23 Taf. DM 17,00**

### Heft 4

AVLAR, Hüseyin; DOHMEN, Maria:  
Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE-Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

SCHALLREUTER, Roger:  
Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen.

SPRINGHORN, Rainer; DIEKMANN, Sieghard:  
Böden in Lippe. Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen.

**Mai 1985, 65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf. DM 10,00**

### Heft 5

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

SCHALLREUTER, Roger:  
Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens.

**Dezember 1985, 56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf. DM 9,00**

### Heft 6

JORDAN, Hartmut; GASSE, Wolfgang:  
Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland.

FRIEG, Clemens:  
Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.

SVÁBENICKÁ, Lilian:  
Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland).

**August 1986, 88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf. DM 13,00**

### Heft 7

Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:  
Geschiebekunde in Westfalen

SCHALLREUTER, Roger:  
Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger; SCHÄFER, Rainer:  
Cruminata (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:  
Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger; SCHÄFER, Rainer:  
Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens

SCHALLREUTER, Roger; SCHÄFER, Rainer:  
Karbonsandsteine als Lokalgeschiebe

SCHÄFER, Rainer:  
Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug

**Mai 1987, 88 S., 8 Abb., 11 Taf. DM 16,00**

### Heft 8

NORMAN, David B.; HILPERT, Karl-Heinz, mit einem Beitrag von HÖLDER, Helmut:  
Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland), Westdeutschland.

**August 1987, 77 S., 54 Abb., 2 Taf. DM 13,00**

### Heft 9

SCHÖLLMANN, Lothar:  
Sporen und Phytoplankton aus den Raumländer Schichten (Bl. 4916 Bad Berleburg).

ZYGOWSKI, Dieter W.:  
Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen: Ein historischer Überblick.

**November 1987, 68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf. DM 12,00**

### Heft 10

SCHUDACK, Michael:  
Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).

WILDE, Volker; GOTH, Kurt:  
Keimlinge von Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.

MAY, Andreas:  
Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland).

**Dezember 1987, 87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf. DM 13,00**

### Heft 11

KORN, Dieter:  
Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge).

**November 1988, 293 S., 88 Abb., 60 Taf. DM 40,00**

### Heft 12

KAPLAN, Ulrich:  
Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae WRIGHT & WRIGHT 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland).

KAPLAN, Ulrich; SCHMID, Friedrich:  
Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostyroceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands.

**Juni 1988, 90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf. DM 14,00**

**Heft 13**

LIEBAU, Alexander:  
Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer  
„Quadracytheren“.

**März 1991, 395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf. DM 95,00**

**Heft 14**

MÜLLER, Arnold:  
Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium  
(Ober-Kreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland)

**Dezember 1989, 161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf. DM 40,00**

**Heft 15**

KAPLAN, Ulrich; SCHUBERT, Siegfried:  
*Metapychoceras smithi* – ein seltener heteromorpher  
Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

KORN, Dieter:  
Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Sauerlandes  
(Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon, Rheinisches  
Schiefergebirge).

KAPLAN, Ulrich:  
Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocrioceras* SPATH  
aus dem Turon NW-Deutschlands.

**Dezember 1989, 105 S., 23 Abb., 24 Taf. DM 20,00**

**Heft 16**

SPEETZEN, Eckhard:  
Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht  
(NW-Deutschland) während des Känozoikums.

OTTO, Roland:  
Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand  
von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften  
als Baugrund.

SPEETZEN, Eckhard:  
Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland  
(Westfalen, NW-Deutschland).

**April 1990, 61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf. DM 16,00**

**Heft 17**

MAY, Andreas:  
Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums  
(Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung  
des Städtischen Museums Menden.

SCHULTKA, Stephan:  
Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren.

KAMPMANN, Hans:  
Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Oberalme  
im Grubental.

**März 1991, 84 S., 22 Abb., 11 Taf. DM 32,00**

**Heft 18**

CLAUSEN, Claus-Dieter; KORN, Dieter; LUPPOLD, Friedrich W.:  
Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonat-  
profils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel,  
nördliches Rheinisches Schiefergebirge).

MALMSHEIMER, Klaus W.; MENSING, Hans; STRITZKE,  
Rüdiger:  
Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

STRITZKE, Rüdiger:  
Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs.

**April 1991, 91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf. DM 30,00**

**Heft 19**

HESSE, Renate:  
Untersuchungen an einem monotypischen Fund von *Encrinus*  
*liliiformis* aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg.

MÖNNING, Eckhard:  
Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges  
(Nordwestdeutschland).

SCHULTKA, Stephan:  
Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges.

**Mai 1991, 93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf. DM 30,00**

**Heft 20**

MÜLLER, Arnold; DIEDRICH, Cajus:  
Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium  
von Ascheloh am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen,  
NW-Deutschland).

**Mai 1991, 105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf. DM 40,00**

**Heft 21**

KAPLAN, Ulrich:  
Die Oberkreide – Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen

MÜTTERLOSE, Jörg:  
Die Unterkreide – Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im  
nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland)

KAPLAN, Ulrich:  
Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westfalen)

**Mai 1992, 129 S., 37 Abb., 17 Taf. DM 65,00**

**Heft 22**

GRZEGORCZYK, Detlef:  
Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschafts-  
verband Westfalen-Lippe.

MERSMANN, Hildegard:  
Litho- und biostratigraphische Dokumentation des  
Aufschlusses „Sundern-Oberröhre“ südlich Sundern,  
Hochsauerlandkreis.

JENCHEN, Uwe; SCHULTKA, Stephan:  
Die ehemalige Ziegeleitongrube Voßacker und die Abgrabung  
am Küchenberg, zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen  
Oberkarbon.

MÜLLER, Arnold:  
Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und  
Dokumentation der Ziegeleigruben Buldern.

**Juli 1993, 103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf. DM 48,00**

**Heft 23**

KORN, Dieter:  
Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namur – Aufschlüsse  
am Bau der A 46 bei Arnsberg/Westfalen.

KOHENEN, Oliver:  
Sedimentologie, Fazies und Diagnose der Schichten 10 bis 21  
im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen).

**Juli 1993, 56 S., 14 Abb., 2 Taf. DM 30,00**

**Heft 24**

MAY, Andreas:  
Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Paläökologie von  
Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium  
(Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches  
Schiefergebirge).

**Juli 1993, 94 S., 7 Abb., 4 Tab., 12 Taf. DM 48,00**

**Heft 25**

SCHÖLLMANN, Lothar:  
Die Tonsteine der Keratophyrkomplexe 3 und 4 im Unterdevon  
(Ems) des Sauerlandes: Geochemische Milieuindikation,  
Fazies, Palökologie.

**Nov. 1993, 151 S., 137 Abb., 19 Tab., 16 Taf. DM 65,00**

**Heft 26**

ERRENST, Christoph:  
Koloniebildende Phillipsastreidae und Hexagonariinae aus  
dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand  
des Briloner Massenkalkes (Nordöstliches Sauerland).

KOCH-FRÜCHTL, Ulrich; FRÜCHTL, Martina:  
Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevonischen  
Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland).

SCHUDACK, Michael:  
Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des  
devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal,  
Rheinisches Schiefergebirge).

**September 1993, 106 S., 36 Abb., 1 Tab., 11 Taf. DM 48,00**

**Heft 27**

SCHALLREUTER, Roger:  
Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens II.  
Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben II.

**November 1993, 273 S., 6 Tab., 62 Taf. DM 165,00**

**Heft 28**

GUENTHER, Ekke W.:  
Die Mammutfunde von Stuckenbusch bei Herten.

SKUPIN, Klaus:  
Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und  
Dünenbildung im Bereich der Senne (östliches Münsterland).

**Juni 1994, 72 S., 26 Abb., 11 Tab.  
Preis bei Drucklegung noch nicht bekannt.**

**Bestellungen an das**

**Westf. Museum für Naturkunde  
Sentruper Str. 285, 48161 Münster  
Tel.: 02 51/5 91-60 12**

**Preise zuzüglich Porto und Verpackung.**



