



Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 17

Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon/Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden

ANDREAS MAY

Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren

STEPHAHN SCHULTKA

Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Ober-Alme im Grubental

HANS KAMPMANN

Hinweise für Autoren

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

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

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

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr; evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr; evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). – Paläont. Z., **30**,3: 172-184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).

7. Schrifttypen im Text:

doppelt unterstrichen = **Fettdruck**.

einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung.

Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*.

Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

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

Korrekturen

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

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

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

Redaktion: Dr. Lothar Schöllmann

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 17

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

Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden

Andreas May

Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren

Stephan Schultka

Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Ober-Alme im Grubental

Hans Kampmann

Geol. Paläont. Westf.	17	84 S.	22 Abb. 11 Taf.	Münster März 1991
--------------------------	-----------	-------	--------------------	----------------------

ISSN 0176-148 X
ISBN 3-924590-22-2

© 1991 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
MAY, A.: Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden.	7
SCHULTKA, St.: Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren	43
KAMPMANN, H.: Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Ober-Alme im Grubental.	71

Geol. Paläont. Westf.	17	7–42	20 Abb.	Münster März 1991
--------------------------	----	------	---------	----------------------

Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden

Andreas May*

Schlüsselwörter:

Brachiopoda, Anthozoa, Cephalopoda, Devon, Givetium, Fauna, Biostratigraphie, Rheinisches Schiefergebirge, Sauerland, Museum.

Zusammenfassung:

Das Städtische Museum Menden besitzt umfangreiche Fossilauflösungen aus dem Nordwest-Sauerland und angrenzenden Gebieten, die aus der Oberhonsel-Formation, dem Massenkalk und dem Flinz des Givetiums stammen. In dieser 1912-1939 unter Mitwirkung von K. TORLEY entstandenen Sammlung dominieren Brachiopoden und Riffbildner. Der obere Teil der Oberhonsel-Formation entspricht zeitlich der Dreimühlen-Formation der Eifel. Aus dem Rechtsrheinischen Schiefergebirge werden erstmalig beschrieben: die tabulate Koralle *Aulopora lata* Lecompte 1939, die rugose Koralle *Siphonophrentis cantabrica* Birenheide 1978 und die Brachiopoden *Spinatrypa orthocline* Copper 1967, *Spinatrypina girzenensis* Copper 1967 und *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* Copper 1965. Der Anarcestide *Sobolewia amplorotundata* (Torley 1908) wird erstmalig abgebildet.

[The fossil-contents of the Givetian in the Western Sauerland (Devonian; Rhenish Schiefergebirge) shown by the collections of the Municipal Museum Menden (F. R. Germany)].

Key words:

Brachiopoda, Anthozoa, Cephalopoda, Devonian, Givetian, faunal list, biostratigraphy, Rhenish Schiefergebirge, Sauerland, museum.

Abstract:

The Municipal Museum Menden/Sauerland possesses extensive fossil collections from the northwestern Sauerland and its neighbourhood out of the Givetian strata Oberhonsel-Formation, Massenkalk, and Flinz. This collection was built 1912-1939 in cooperation with K. Torley. Brachiopods and reef builders (corals and stromatoporoids) are the most important fossil groups. The re-examination of the collection gave some new (bio-) stratigraphical informations (Fig. 2). The upper part of the Oberhonsel-Formation is as old as the Dreimühlen-Formation in the Eifel.

Following species are described for the first time from the Eastern Rhenish Schiefergebirge: the tabulate coral *Aulopora lata* Lecompte 1939, the rugose coral *Siphonophrentis cantabrica* Birenheide 1978, and the brachiopods *Spinatrypa orthocline* Copper 1967, *Spinatrypina girzenensis* Copper 1967, and *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* Copper 1965. The anarcestid cephalopod *Sobolewia amplorotundata* (Torley 1908) is figured for the first time. Other Givetian fossils are as well figured.

* Anschrift des Verfassers:

Dr. Andreas May,
Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie,
Pferdegasse 3,
D-4400 Münster;
derzeitige Anschrift:
Friedrich-List-Str. 66,
D-4750 Unna 1;
F. R. Germany.

1. Einleitung

Das Städtische Museum Menden besteht aus einer historischen und einer naturkundlichen Abteilung. Die naturkundliche Abteilung enthält eine bedeutende geologisch-paläontologische Sammlung, die nur zu einem kleinen Teil ausgestellt ist. Neben einer großen Zahl pleistozäner Wirbeltiere, die von Herrn Dr. P. LANSER (Münster) wissenschaftlich bearbeitet wurden, gibt es auch umfangreiche Fossilienaufsammlungen aus dem Devon-Tertiär Westfalens (und z. T. benachbarter Gebiete). Dabei entfällt etwa die Hälfte des Materials auf das Mitteldevon und ca. ein Viertel auf das Oberdevon. Die Devon-Aufsammlungen entstammen zum allergrößten Teil dem Raum Hagen-Iserlohn-Balve (Abb. 1), untergeordnet auch angrenzenden Teilen des West-Sauerlandes und des Bergischen Landes. Diese Devon-Aufsammlungen sind nicht nur durch ihren großen Umfang und ihre verhältnismäßig genauen Angaben zu Fundschicht und -ort bemerkenswert, sondern auch durch ihre Bedeutung für die Erforschung des sauerländischen Devons. Die Oberdevon-Sammlung enthält wichtiges Belegmaterial zu WEDEKIND (1914), die Mitteldevon-Sammlung Material zu den Arbeiten von TOR-

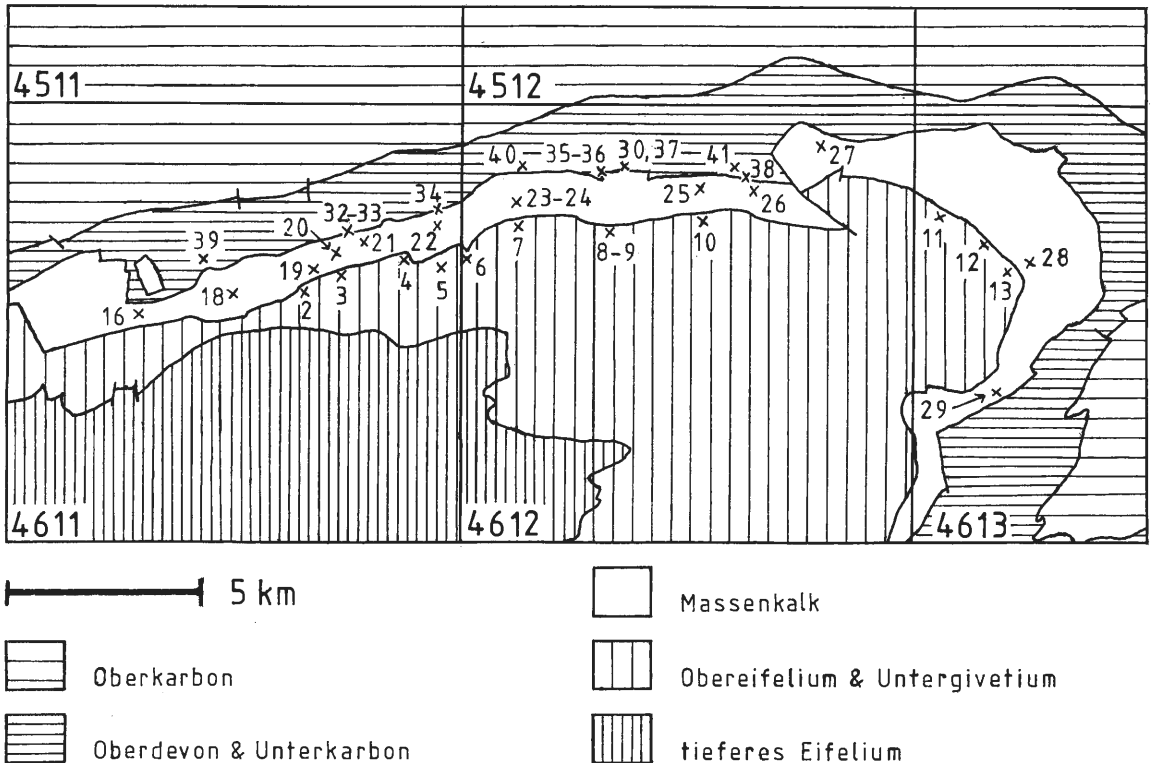


Abb. 1: Geologische Karte für den Raum Hohenlimburg-Altena. Die mit einer Zahl versehenen X geben die Lage der im Text aufgeführten Fundorte auf den MTB 4611 Hohenlimburg, 4612 Iserlohn und 4613 Balve an.

LEY (1908, 1933, 1934). Ammonoiten des Oberdevons und Unterkarbons aus der Mendener Sammlung werden seit mehreren Jahren von Herrn D. KORN (Sundern) bearbeitet (KORN & PRICE 1987; KORN 1988). Darüber hinaus kommen die Aufsammlungen aus Fundstellen und Schichten, die heute nicht mehr oder nur noch schlecht aufgeschlossen sind.

Obwohl es nur wenige vergleichbare Sammlungen westsauerländischen Mitteldevons gibt (z. B. im Senckenberg-Museum Frankfurt und im Ruhrlandmuseum Essen), ist die Sammlung des Mendener Museums weithin unbekannt (PFINGSTEN 1969: 37). Da der Verfasser 1988 diese paläontologische Sammlung (Magazin und Ausstellung) bearbeitete, konnte er auch das mitteldevonische Material studieren. Es stammt (fast) ausschließlich aus Schichten des Givetiums, was sich aus der Geschichte der Sammlung (siehe Kap. 2) erklären lässt. Die Untersuchung des Materials ergab wichtige neue Erkenntnisse zu Fossilführung und Biostratigraphie des sauerländischen Givetiums, außerdem konnten mehrere Arten erstmalig aus dieser Region nachgewiesen werden. Die Bestimmung der Fossilien erfolgte anhand von Handstücken, Naturpräparaten und Anschliffen – Dünnschliffe lagen nicht vor. Deshalb konnte ein Teil der Riffbildner nicht bis zur Art bestimmt werden. Die zur Bestimmung verwandte Literatur ist im Literaturverzeichnis zu finden – sie wird aus Gründen der besseren Lesbarkeit im Text nicht zitiert. Sämtliche im Text erwähnten und abgebildeten Fossilien befinden sich im Städtischen Museum Menden unter den Inventar-Nrn. 88/3166 bis 88/4049.

Im Mendener Museum konnte der Verfasser Einblick in eine Durchschrift eines unveröffentlichten Manuskriptes von Dr. K. TORLEY nehmen, das um 1935 entstanden sein dürfte, da es die von TORLEY (1934) publizierten Ergebnisse berücksichtigt. Dieses Manuskript (TORLEY 1935?) enthält ergänzende Informationen zu den Fundorten und zur Fossilführung.

Der Verfasser möchte hiermit allen danken, die diese Arbeit unterstützten und erst möglich machten. Besonderen Dank verdienen die Stadtverwaltung Menden – namentlich das Kulturamt – und das Westfälische Museumsamt Münster. Der Leiter des Mendener Museums – Herr H. HOFFMANN – gab wichtige Auskünfte und Unterstützungen. Die Vorlagen zu Abb. 3-20 erstellte der Fotograf Herr P. BRENNE (Menden).

2. Geschichte der geologisch-paläontologischen Sammlung des Mendener Museums

Der Inhalt der Mendener Sammlung reflektiert die Erforschungsgeschichte des westsauerländischen Devons: Im vorigen Jahrhundert war das Hauptinteresse auf den (oft fossilreichen) Massenkalk gerichtet, dessen Fossilführung HOLZAPFEL (1895) monographisch bearbeitete. Ihm folgten viele wichtige Werke bis TORLEY (1934). Früh geriet auch das im Hangenden des Massenkalks folgende, oft Cephalopoden führende Oberdevon in den Blickpunkt des Interesses. Von den im Liegenden folgenden Schichten, die unter dem Namen „Lenneschiefer“ zusammengefaßt wurden, wurde zuerst nur der oberste Teil von W. E. SCHMIDT (1905) untersucht. Während der oberste Teil des „Lenneschiefers“ – die Oberhonsel-Formation – eine reiche, dem Massenkalk ähnliche Fossilführung zeigt, sind die tieferen Teile oft fossilarm und mit einer (aus faziellen Gründen) deutlich abweichenden Fauna versehen. Deshalb erfolgte die Gliederung des „Lenneschiefers“ durch DENCKMANN und FUCHS seit 1903 auf lithologischer Basis (vgl. MAY 1986). Erst SPRIESTERSBACH (1942) legte eine Monographie über den „Lenneschiefer“ vor.

Die geologische Abteilung des Mendener Museums entstand 1912 durch den Museumsgründer, Herrn F. GLUNZ, und wurde bis 1930 durch Aufsammlungen der Herren F. GLUNZ, Dr. K. TORLEY und H. BRAKENSIEK aufgebaut. 1939 erhielt das Museum den Nachlaß von H. BRAKENSIEK, in dem sich auch Funde von K. TORLEY befanden (K. TORLEY war 1938 gestorben). Danach war die Aufbauphase abgeschlossen. Die Interessen, der Kenntnisstand und die Heimatverbundenheit dieser Personen prägten die geologische Abteilung, obwohl sie auch aus anderen Quellen (z. T. sehr exotisches) Material erhielt. K. TORLEY, dessen besonderes Interesse der Fauna (insbesondere der Brachiopoden-Fauna) von Massenkalk und Flinz galt, stand in Kontakt zu E. HOLZAPFEL (vgl. z. B. HOLZAPFEL 1908:115; TORLEY 1908: 3). Daraus wird die große Fülle an Material aus dem Massenkalk (und Flinz) verständlich, in dem einige durch HOLZAPFEL (1895, 1908) und TORLEY (1908, 1934) intensiv untersuchte Fundorte dominieren. Die zahlreichen Aufsammlungen im obersten „Lenneschiefer“ (= Oberhonsel-Formation) standen offensichtlich sehr unter dem Einfluß der Arbeit von W. E. SCHMIDT (1905), da dessen stratigraphische Gliederung sooft als möglich angewendet wurde. Auch die umfangreiche Oberdevon-Sammlung erklärt sich aus der Sammeltätigkeit von K. TORLEY und H. BRAKENSIEK, die schon WEDEKIND (1914: 3) erwähnt. Die Erforschung des „Lenneschiefers“ im West-Sauerland erfolgte zu spät, um sich noch nennenswert in der geologischen Sammlung niederschlagen zu können.

Obwohl sich an vielem der große Einfluß von K. TORLEY auf die Mendener Sammlung erkennen läßt, ist nur bei wenigen Exemplaren sicher, daß sie ihm für seine Veröffentlichungen vorgelegen haben. Trotzdem müssen die Aufsammlungen als wichtiges Belegmaterial zu den von TORLEY (1908, 1933, 1934) beschriebenen Fundorten und Arten gelten – ganz abgesehen davon, daß die Sammlung eine bedeutende Dokumentation der Fossilführung des Givetiums im West-Sauerland darstellt. Umso auffälliger ist es, daß keiner von den Autoren, die an von TORLEY (1908, 1934) beschrieben Brachiopoden arbeiteten (COPPER 1968; SCHMIDT 1941b, 1951, 1975; STRUVE 1970, 1978, 1982a), Material aus der Mendener Sammlung erwähnt. Nicht einmal PFINGSTEN (1969) wußte, daß sich Material von TORLEY im Mendener Museum befindet.

Es ist den Leitern des Mendener Museums als Verdienst anzurechnen, daß der größte Teil des Sammlungsmaterials noch seine Fundortangabe hat. Die Fundortangaben sind für die damalige Zeit gut, es läßt sich aber nur noch selten heute die genaue Fundstelle feststellen. Trotzdem mindert das den wissenschaftlichen Wert kaum. Die Lage der Fundorte ist in Abb. 1 zu erkennen.

3. Überblick über die erdgeschichtliche Entwicklung des West-Sauerlandes

Ordovizium und Silur ist im Sauerland nur lückenhaft durch Meeresablagerungen überliefert. Im Devon war das West-Sauerland ein Bestandteil des Rheinischen Trog, einem Meeresarm am Nordrand der variszischen Geosynklinale. Im Norden wurde der Rheinische Trog durch den Old-Red-Nordkontinent begrenzt. Während des Unterdevons und des tieferen Mitteldevons wurden im West-Sauerland in einem flachen Meeresbecken mächtige, überwiegend sandige bis siltige Delta-Sedimente abgelagert, die vereinzelt auch trockenfielen. Diese Delta-Schüttungen kamen von Nordwesten (aus dem heutigen Niederrhein-Gebiet). Die Küstenlinie (des Old-Red-Nordkontinentes) verlief vermutlich in der Nähe von Essen nach Nordosten.

Die sandigen bis siltigen Schichten des obersten Unterdevons und tieferen Mitteldevons – früher unter dem Namen „Lenneschiefer“ zusammengefaßt – enthalten vereinzelt kleine „Riffe“ (Biostrome und Bioherme), die

von Korallen und anderen Riffbildnern aufgebaut wurden. Aber erst die jüngeren Teile des „Lenneschiefers“ (Ihmert-Formation und Unterhonsel-Formation) führen über ein größeres Gebiet nachweisbare Korallenkalk-Horizonte (MAY 1986). Im Laufe des Givetiums kam es durch Transgressionen (auf den Old-Red-Nordkontinent) zu einer Reduktion des Sedimenteintrags in den Bereich des West-Sauerlandes und Bergischen Landes. Das Aufhören der Sandschüttungen erlaubte die Bildung von Korallenrasen, wie sie in der Oberhonsel-Formation verbreitet sind. Aus diesen biostromalen Bildungen entwickelten sich die großen Riffkomplexe des Massenkalkes. Ihre Überbleibsel sind die Massenkalk-Vorkommen des Bergischen Landes, des Raumes Hagen-Iserlohn-Balve, des Attendorner Raumes und des Ost-Sauerlandes. Die Massenkalk-Riffe entstanden auf dem nördlichen (externen) Schelf des Rheinischen Troges auf Schwellen (KREBS 1974), und waren durch Meeresbereiche mit überwiegend toniger Sedimentation voneinander getrennt. An den Flanken (und am Top) der Riffkomplexe finden sich Riffschutt-Sedimente (meist Flinz). Infolge der Transgression des Givetiums finden sich Massenkalk-Vorkommen auch nördlich des Sauerlandes im Untergrund – siehe dazu z. B. die paläogeographische Karte in LANGENSTRASSEN (1983: 53).

Die notwendige Voraussetzung für umfangreiches Riffwachstum ist warmes, flaches, gut durchlichtetes Meereswasser von normaler Salinität. Da der Rheinische Trog im Bereich der Tropen lag und sich in ihm der Meeresboden meist so langsam senkte, daß die Riffe die Absenkung durch ihr Wachstum ausgleichen konnten, entstanden im Devon mächtige Riffkomplexe. Die Massenkalk-Riffe starben zu unterschiedlichen Zeitpunkten vom höchsten Mitteldevon bis zum tiefen Oberdevon. Es werden als Ursachen zum einen eine zu schnelle Absenkung des Meeresbodens (bzw. Hebung des Meeresspiegels) diskutiert, zum anderen eine Heraushebung des Riffes über den Meeresspiegel (EDER 1975: 138-140; KREBS 1974; BURCHETTE 1981). Die letzten Massenkalk-Riffe starben im oberen Frasnium, zu einer Zeit, als überall auf der Welt die Riffe starben. Dieses Riffsterben war mit einem Aussterben der meisten Riffbildner und -bewohner verknüpft, und es werden zur Erklärung dieses Phänomens verschiedene Gründe diskutiert (FAGERSTROM 1987: 368-370, 451-453).

Das Massenkalk-Riff starb im Iserlohner Raum schon im Givetium, wahrscheinlich durch zu schnelle Absenkung des Meeresbodens. Über dem Massenkalk folgen bei Iserlohn die als „Flinz“ bezeichneten Riffschutt-Kalke, auf die überwiegend tonige Becken-Sedimente des Oberdevons folgen, während im Balver Raum auf den Massenkalk geringmächtige oberdevonische Schwellen-Kalke folgen, die ± häufig Cephalopoden führen.

Im Oberdevon kam es zu einer weiteren Vertiefung und Ausdehnung des Meeres nach Norden, verbunden mit einer relativ engräumigen Gliederung des Meeresbodens in Schwellen und Becken. Darauf folgte im Unterkarbon und tiefen Oberkarbon eine Flysch-Sedimentation (Kulm und Flözleeres). Im Oberkarbon endete die Geosynkinal-Geschichte des West-Sauerlandes mit der Auffaltung und Angliederung an die südlicheren Teile des Variszischen Gebirges.

Ein Relikt aus der Abtragungszeit des Variszischen Gebirges ist das Mendener Konglomerat des Rotliegenden. Seit dem (höheren) Oberkarbon ist das West-Sauerland überwiegend Festland geblieben, aber die großen Meeresüberflutungen der Oberkreide und des Tertiärs (Oligozän) haben auch dieses Gebiet erfaßt, obwohl (fast) keine Sedimente mehr von ihnen dort erhalten sind.

4. Gliederung des Givetiums

Es gab und gibt verschiedene Konzepte zur Abgrenzung und Untergliederung des Givetiums in Mittel- und Westeuropa. STRUVE (1982 b) stellt verschiedene Grenzziehungen vor. Bisher ist nur die Obergrenze des Givetiums (durch Definition der Unterkante des Frasniums) international festgelegt worden (ZIEGLER & KLAPPER 1985), während die Untergrenze des Givetiums zur Zeit intensiv diskutiert wird (WEDDIGE & WERNER 1989).

Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge wurde die Grenze Eifelium/Givetium (bzw. Unteres/Oberes Mitteldevon) nach dem Vorgehen von HOLZAPFEL (1895) an der Basis des „Oberhäuser Kalkes“ – bzw. seiner Äquivalente im Sauerland und Bergischen Land – gezogen (MAY 1986: 24). Wenn man diese Grenze in die linksrheinische Gliederung des Eifeliums (STRUVE 1970: 522, 524) projiziert, dann liegt sie im hohen Mittel-Eifelium (WALLISER 1985: 403; MAY 1986: 30-32) oder im unteren Teil des Ober-Eifeliums (STRUVE 1982b: 416-417; WEDDIGE & WERNER 1989: 86). Die heute in der Eifel gebräuchliche Untergrenze des Givetiums (STRUVE 1961, 1982b: 417) fällt mit dem ersten Auftreten der leitenden Brachiopoden-Gattung *Stringocephalus* zusammen und ist auch am Erscheinen anderer Brachiopoden zu erkennen – wie z. B. *Spinatrypina wotanica* (STRUVE 1964) und (sehr wahrscheinlich) *Spinocyrtia (Carpinaria) ascendens* (SPRIESTERSBACH 1935) – sowie am Verschwinden von *Spinatrypa (Invertrypa) kelusiana* STRUVE 1956. Deshalb läßt sich diese Grenze gut reproduzieren, und sie wird vom Verfasser als Untergrenze des Givetiums favorisiert.

Die Obergrenze des Givetiums wurde bis 1985 mit dem Erscheinen des leitenden Cephalopoden *Pharcice-ras* gezogen (siehe z. B.: BECKER 1985: 20; STRUVE 1982b; SCHMIDT 1965), und die „Assise de Fromelennes“ in Belgien wurden meist zum Frasnium¹ gerechnet (z. B.: Lecompte 1951/52). 1985 wurde durch internationalen Beschluß die Unterkante der Unteren *asymmetricus*-Conodontenzone als Untergrenze des Frasniums definiert (ZIEGLER & KLAPPER 1985: 107; ZIEGLER & WERNER 1985). Dadurch wurden die „Assise de Fromelennes“ und der tiefste Teil des Adorfiums (= unterstes Oberdevon rechtsrheinischer Gliederung) zum obersten Teil des Givetiums, obwohl ihre Brachiopoden-Fauna schon oberdevonischen Charakter hat.

Im Rechtsrheinischen Schiefergebirge war bisher eine Dreiteilung in unteres, mittleres und oberes Givetium üblich (siehe z. B. SCHMIDT 1965). Die Grenze unteres/mittleres Givetium entspricht ungefähr der linksrheinischen Untergrenze des Givetiums, während die Grenze mittleres/oberes Givetium zwischen der Unterhonsel-Formation und der Oberhonsel-Formation gezogen wurde (SCHMIDT 1965: 889, 890). STRUVE (1982a, b) teilte das Givetium in einen unteren Teil mit *Stringocephalus*, aber ohne den Brachiopoden *Uncites*, und einen oberen Teil mit *Uncites* (das so definierte Ober-Givetium beginnt in der Eifel mit der Kerpen-Formation). Die in Belgien verwandte Untergrenze und Gliederung des Givetiums weicht von den oben diskutierten ab, steht aber der linksrheinischen Stratigraphie viel näher als der rechtsrheinischen (siehe BRICE 1981; STRUVE 1982a, b) – so wird z. B. die Untergrenze des Givetiums noch etwas höher als in der Eifel gezogen. In Nord-Frankreich ist eine Dreiteilung des Givetiums üblich, die sich an die belgische Gliederung anlehnt (siehe BRICE 1988).

Unter Berücksichtigung der neuen Givetium/Frasnium-Grenze modifizierte STRUVE (1986 a, b) seine frühere Gliederung des Givetiums. STRUVE (1986b: 260-264) unterscheidet eine Gerolstein-Gruppe (= unteres Givetium) mit *Stringocephalus* (*Stringocephalus*) (ohne *Uncites*), eine Büchel-Gruppe (= mittleres Givetium) mit *Stringocephalus* (*Stringocephalus*) und *Uncites* sowie eine Iserlohn-Gruppe (= oberes Givetium) mit *Stringocephalus* (*Stringocephalus*) und *Stringocephalus* (*Parastringocephalus*) und *Uncites*. Die Iserlohn-Gruppe enthält auch die früher dem Oberdevon zugerechneten Teile des Givetiums. Leider ließen sich die jüngsten Teile des Givetiums ohne *Stringocephalus* und *Uncites*, aber mit einer für das Oberdevon charakteristischen Brachiopoden-Fauna, nicht von der Iserlohn-Gruppe abtrennen, da dazwischen kein scharfer Schnitt sondern ein natürlicher Übergang besteht (STRUVE 1986b: 264).

In diesem Artikel wird die Givetium-Gliederung von STRUVE (1986b) verwandt. Die Zuordnung der Eifeler Standard-Stratigraphie und der Schichtenfolge des Iserlohner Raumes (samt seiner leitenden Brachiopoden) zu dieser Gliederung ist Abb. 2 zu entnehmen.

5. Fossilführung der Schichtenfolge anhand der Mendener Sammlung

5.1 Unterhonsel-Formation

Die von MAY (1986: 33-34) neu definierte Unterhonsel-Formation hat ca. 600-1500 m Mächtigkeit und besteht überwiegend aus graugrünen bis olivgrünen Silt- und Feinsandsteinen. In die sandsteinreiche Schichtenfolge ist das überwiegend tonig-siltige Bredenbruch-Member mit einem weitverbreiteten Korallenkalk eingeschaltet. Aber auch aus dem überwiegend sandigen Hochgiebel-Member sind Korallenkalke bekannt. Die Unterhonsel-Formation entstand in einem flachen Meer auf dem inneren Schelf in bewegtem Wasser bei einer Tiefe von vielleicht nur wenigen Metern (LANGENSTRASSEN 1983: 62). Die Sandschüttungen kamen aus einem nordwestlich gelegenen Delta, das sich auch durch dunkelrote Sedimente wie den Selberger Rotschiefer bemerkbar machte. Charakteristische Fossilien der Unterhonsel-Formation sind der Brachiopode *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) *ascendens* (SPRIESTERSBACH 1935) und die Muschel *Ptychopteria* (*Actinopteria*) *reticulata* (GOLDFUSS). Die biostratigraphische Einstufung der Schichten wird in MAY (1986) diskutiert (siehe auch Abb. 2).

Aus Sandsteinen der Unterhonsel-Formation des Lägertales südlich von Iserlohn besitzt das Mendener Museum (Inv.-Nr. 88/3424, 3743) *Ptychopteria* (*Actinopteria*) *reticulata* (GOLDFUSS), *P. (A.) reticulata fenestrata* (FOLLMANN) und *Pterinopecten* (*Pterinopecten*) *radiatus nodocostatus* (SPRIESTERSBACH 1915) mit *Spirorbis omphalodes* GOLDFUSS.

5.2. Oberhonsel-Formation

5.2.1. Lithologie und Umweltbedingungen

Die 400-480 m mächtige Oberhonsel-Formation enthält nur noch untergeordnet Sandsteine – es dominieren olivgrüne tonige Siltsteine, die z. T. mergelig sind. Die Schichten enthalten gelegentlich blaugraue bis schwarze (aus Korallen, Stomatoporen und Crinoidenresten aufgebaute) Kalksteine, die linsenförmig auftre-

¹ BRICE (1981) ordnet die Formation de Fromelennes dem Givetium zu.

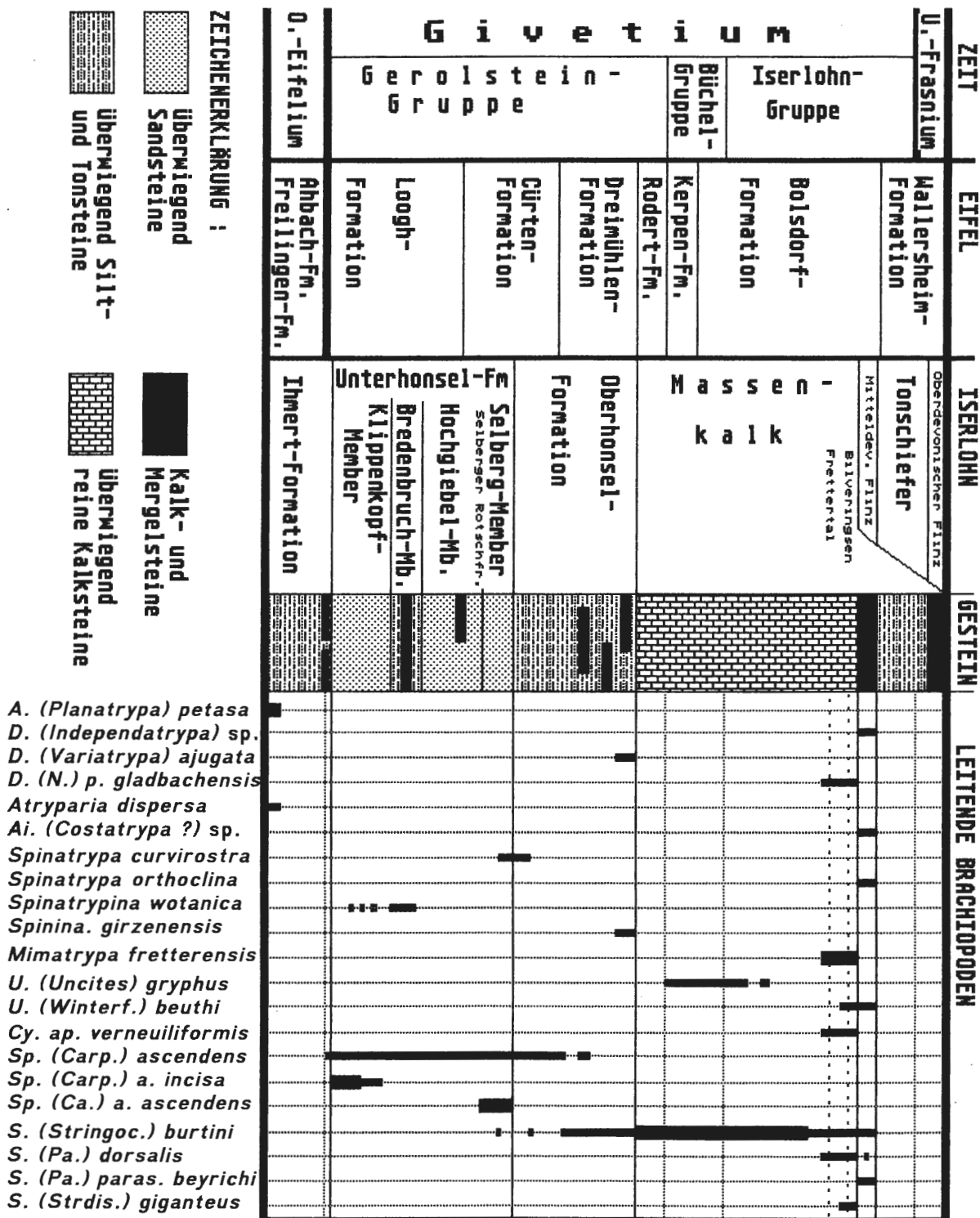


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge des Givetiums im Raum Iserlohn und Parallelisierung mit der Standardgliederung der Eifel. Außerdem ist die stratigraphische Verbreitung leitender Brachiopoden im Nordwest-Sauerland dargestellt. Zusammengestellt nach Angaben von STRUVE (1986 b), MAY (1986) und dieser Arbeit. Die Höhe der Gesteinssäule entspricht ungefähr der Mächtigkeit der Schicht.

Die Abkürzungen der Brachiopoden-Gattungen bedeuten: A. = *Atrypa*, D. = *Desquamatia*, Ai. = *Atryparia*, *Spinina.* = *Spinatrypina*, U. = *Uncites*, Cy. = *Cyrtospirifer*, Sp. = *Spinocyrtia*, S. = *Stringocephalus*.

ten und keine durchgehenden Bänke darstellen (KAMP 1972: 52). Demgegenüber war W. E. SCHMIDT (1905) davon ausgegangen, daß diese fossilführenden Kalke durchgehende Bänke seien und hatte sie mit Namen versehen. Einen schwarzen Kalkstein im mittleren Teil der Oberhonsel-Formation nannte W. E. SCHMIDT (1905) „Cupressocrinuskalk“ und den darüber folgenden Kalkstein bezeichnete er als „Grenzkalk“, weil er ihn für das älteste Schichtglied des oberen Mitteldevons hielt. Auch die tonig-siltigen Pakete benannte er, so bezeichnete er z. B. als „Gipfelschiefer“ das oberste tonig-siltige Paket, das direkt unter dem Massenkalk folgt.

Die Oberhonsel-Formation ist die Ablagerung eines flachen, gut durchlüfteten Meeres. Die Deltaschüttungen machten sich kaum mehr bemerkbar (im unteren sandreicheren Teil etwas mehr als im oberen sandarmen), was an einer Transgression liegen dürfte, die das Delta nach Norden drängte. Es konnten Korallenrasen entstehen, die nach einiger Zeit vom sedimentierenden Schlamm wieder erstickt wurden. Je mehr die Sedimentzufuhr abnahm, desto größer konnten diese Korallenrasen werden. Aus ihnen entwickelte sich deshalb allmählich der Massenkalk (KAMP 1972: 52, 54).

5.2.2. Fossilführung der Fundorte

Die Fundorte in der Oberhonsel-Formation sind im schmalen Ausstrich dieser Schichten vom MTB 4610 Hagen (= Topographische Karte 1 : 25 000 Nr. 4610) bis zum MTB 4613 Balve aneinander gereiht. Das Material findet sich unter den Inv.-Nr.: 88/3413-3463, 88/3468-3489, 88/3496-3551, 88/3558-3594, 88/3664, 88/3669, 88/3693-3720, 88/3726, 88/3746, 88/3747, 88/3940, 88/3955, 88/3994, 88/4048.

- 1) Ernst [MTB Hagen: Ostrand].
- 2) Genna (bei Letmathe) [MTB Hohenlimburg: nordöstlich der Blattmitte]; „Gipfelschiefer“ der Oberhonseler Schichten. Wahrscheinlich handelt es sich um die von TORLEY (1935?: 3) erwähnte „Stelle in der Nähe des Bahnwärterhäuschens im Südwesten von Genna“.
- 3) Letmathe [MTB Hohenlimburg]. Möglicherweise handelt es sich um den von TORLEY (1935?: 3) erwähnten „verlassenen Steinbruch gegenüber der Papierfabrik Letmathe“.
- 4) Pillingsen [MTB Hohenlimburg: Ostrand], (verlassener Steinbruch im) Tal des Pillinger Baches; „Cupressocrinuskalk“ der Oberhonseler Schichten.
- 5) Lössel (bei Iserlohn) [MTB Hohenlimburg: Ostrand]; „Grenzkalk“ der Oberhonseler Schichten.
- 6) Grüne (bei Iserlohn) [MTB Hohenlimburg/Iserlohn].
- 7) Iserlohn, Westbahnhof [MTB Iserlohn: Nordwest-Ecke].
- 8) Wermingsen, „Krug zu Nidda“ [MTB Iserlohn: nordwestlich der Blattmitte].
- 9) Wermingsen, Lohrstelle [MTB Iserlohn: nordwestlich der Blattmitte]; „Grenzkalk“ der Oberhonseler Schichten.
- 10) Westig [MTB Iserlohn: nördlich der Blattmitte].
- 11) Bäingsen (östlich Deilinghofen) [MTB Balve: Westrand]; Material zum größten Teil sicher aus dem „Gipfelschiefer“ der Oberhonseler Schichten.
- 12) a) „Kalkzwischenlager im Lenneschiefer zwischen Bäingsen und Volkringhausen. Hönnetal.“ [MTB Balve: Nordwest-Ecke].
b) Binolen [MTB Balve: Nordwest-Ecke].
- 13) Volkringhausen [MTB Balve: nordwestlich der Blattmitte].

Fossilführung:

a) Schwamm-Nadeln:

Octacium rhenanum SCHLÜTER, 11

b) Stromatoporen:

Actinostroma clathratum NICHOLSON 1886, 2, 4, 7, 8, 11?

Actinostroma verrucosum (GOLDFUSS 1826), 2, 11, 13

Actinostroma sp., 8

Bifariostroma bifarium (NICHOLSON 1886) [= *Actinostroma bifarium* NICH.], 6

Clathrocoelona spissa (LECOMPTE 1951), 8

Clathrocoelona sp., 11

Hermatostroma schlüteri NICHOLSON 1892, 4, 8

Hermatostroma episcopale NICHOLSON 1892, 11

Hermatostroma sp., 2?, 3, 4, 7, 8

Parallelopora bücheliensis (BARGATZKY 1881) [zylindrischer Wuchs = var. *digitata* BARG.], 2

Parallelopora sp., 2, 4, 7, 8

Stromatopora sp., 2, 4, 7, 11

Stromatoporella sp., 4

Trupetostroma sp., 4
Amphipora ramosa (PHILLIPS 1841), 11, 13
Idiostroma sp., 4, 11, 13
Stachyodes sp., 4
Stachyodes (*Stachyodes*) sp., 8
Stachyodes (*Sphaerostroma*) sp., 8
c) Chaetetiden:
Rhaphidopora inflata (LECOMPTE 1939), 4, 7
Rhaphidopora ex gr. inflata (LEC.), 1, 2, 4, 11
d) Tabulate Korallen:
Heliolites porosus (GOLDFUSS 1826), 7
Heliolites intermedius LE MAÎTRE 1947, 11
Favosites goldfussi ORBIGNY 1850, 7, 8, 11
Pachyfavosites polymorphus (GOLDFUSS 1829), 2, 8, 10, 11
Pachyfavosites cf. cronigerus (ORBIGNY 1850), 11
Thamnopora cervicornis (BLAINVILLE 1830), 8?, 10, 11
Thamnopora cf. cervicornis (BLAINV.), 2
Thamnopora dubia (BLAINVILLE 1830), 11
Thamnopora sp., 7, 11
Alveolites suborbicularis LAMARCK 1801, 2, 7, 9, 11
Alveolites fecundus LECOMPTE 1939, 7
Alveolites densatus LECOMPTE 1939, 4
Alveolites crassus LECOMPTE 1939, 2
Alveolites cf. tenuissimus LECOMPTE 1933, 2
Alveolites sp., 2, 4, 11
Platyaxum (*Roseoporella*) sp., 11
Aulopora serpens GOLDFUSS 1829, 2, 4
Aulopora lata LECOMPTE 1939, 11
Aulopora cf. lata LEC., 7
Roemerolites sp., 11
Remesia crispa (SCHLÜTER 1885), 11
Aulocystis sp., 7
„*Caunopora placenta* PHILLIPS 1841“ sensu BIRENHEIDE 1985 [in *Paralleloporella* gewachsen], 8
„*Caunopora*“ sp., [in *Stromatoporella* gewachsen], 2, 4
e) Rugose Korallen:
Glossophyllum sp., 2, 11
Disphyllum caespitosum (GOLDFUSS 1826), 3, 11?
Argutastrea sp., 5
Thamnophyllum caespitosum (GOLDFUSS 1826), 2
Dendrostella trigemme (QUENSTEDT 1879), 7
Battersbyia aff. *conglomerata* (SCHLÜTER 1881), 13
Spongophyllum parvistella SCHLÜTER 1882, 12a, 12b, 13
Dohmophyllum difficile (WEDEKIND 1925), 7, 11
Acanthophyllum vermiculare (GOLDFUSS 1826), 2, 11 (häufig)
Acanthophyllum concavum (WALTHER 1928), 2 (häufig), 3, 7, 11 (häufig)
Acanthophyllum sp., 2, 7, 11
Stringophyllum acanthicum (FRECH 1885), 2, 11
Stringophyllum isactis (FRECH 1886), 2, 4
Stringophyllum sp., 1, 7, 8, 11
Sociophyllum cf. sociale (WEDEKIND 1925), 7
Mesophyllum (*Mesophyllum*) *lissingenense* (SCHLÜTER 1882), 2
Mesophyllum (*Mesophyllum*) *maximum* (SCHLÜTER 1882), 2, 11
Mesophyllum (*Mesophyllum*) *vesiculosum* (GOLDFUSS 1826), 2
Mesophyllum (*Mesophyllum*) *cristatum* (SCHLÜTER 1882), 2
Mesophyllum (*Mesophyllum*) sp., 2, 7?
Mesophyllum (*Cystiphyllodes*) *secundum* (GOLDFUSS 1826), 2, 7, 11
Mesophyllum (*Cystiphyllodes*) sp., 2
f) Gastropoden:
Turbonitella piligera (SANDBERGER 1853), 5

g) Cephalopoden:
Cyrtoceratites sp., [= *Kophinoceras* sp.], 11
h) Anneliden:
Spirorbis sp., 11
i) Brachiopoden:
Pentamerella davidsoni (SCHNUR 1853), 2
„*Uncinulus*“ *implexus* (SOWERBY 1840), 11
Septalaria microrhyncha (C. F. ROEMER 1844), 11
Schnurella custos (SCHMIDT 1941) [= *Yunnanella* c.], 4, 11
Spinatrypa sp., 11?
Spinatrypina girzenensis COPPER 1967, 11
Desquamatia (*Variatrypa*) *ajugata* COPPER 1965, 11
Dicamara prunulum (SCHNUR 1851), 11
Athyris cf. *ventrosa* (SCHNUR 1853), 11
Athyris sp., 11
„*Spirifer subcuspidatus*“ & „*Spirifer mediotextus*“ [= *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) *ascendens* (SPRIESTERSBACH 1935)], erwähnt in TORLEY (1935?: 3)
Undispirifer undiferus (C. F. ROEMER 1844), 11
Stringocephalus burtini (DEFR.), erwähnt in TORLEY (1935?: 3)
j) Bryozoen:
Fenestella sp., 4
Polypora sp., 11
Fistulipora sp., 2, 4

5.2.3. Bemerkungen zur Fauna

Die obenstehende Liste gibt nur einen sehr unvollständigen Überblick über die Fauna der Oberhonsel-Formation. So fehlen z. B. die Crinoiden, deren Reste (hauptsächlich Stielglieder) sehr häufige Fossilien – in vielen Kalken sogar wichtige Gesteinsbildner – sind. In enger Vergesellschaftung mit ihnen kamen die riffbildenden Meerestiere (Korallen und Stromatoporen) vor. Obwohl die Bryozoen neben den zarten Fächern der Fenestelliden (*Fenestella*, *Polypora*) auch durch die inkrustierende *Fistulipora* vertreten waren, spielen sie keine Rolle als Riffbildner. In den Korallenrasen (Biostrome) waren die Brachiopoden die wichtigsten Riffbewohner – Gastropoden (und Muscheln) besaßen nur untergeordnete Bedeutung. Die gesamte Fauna zeigt, daß die Oberhonsel-Formation in einem flachen, warmen Meer mit konstanter, normaler Salinität und guter Sauerstoffversorgung am Boden abgelagert wurde.

5.2.3.1. Riffbildner:

Die wichtigsten Riffbildner sind die tabulaten und rugosen Korallen. Die reiche Tabulaten-Fauna (u. a. mit *Heliolites* und *Thamnopora*) ist nach den Beobachtungen im Massenkalk (MAY 1988: 184) ein guter Hinweis dafür, daß noch keine lagunären Verhältnisse geherrscht haben. Während die Favositida und die Heliolitida mit ihren kissenförmigen bis ästigen Kolonien wichtige Gerüstbildner waren, inkrustierten die meisten Auloporida die Skelette anderer Meerestiere. Die als „*Caunopora*“ bezeichneten Auloporida aus der Verwandtschaft von *Syringopora* lebten kommensalisch in Stromatoporen. Die rugosen Korallen sind überwiegend durch Einzelkorallen vertreten, unter denen Arten von *Acanthophyllum*, *Stringophyllum* und *Mesophyllum* besonders häufig sind.

Die Stromatoporen sind eine ausgestorbene Gruppe von Riffbildnern, deren systematische Zuordnung problematisch ist. Nach den neueren Untersuchungen (z. B.: STEARN 1975, 1984) muß man davon ausgehen, daß sie eine Gruppe der Porifera (Schwämme) sind, die keine Spiculae (= Schwammnadeln) hat, während fast alle lebenden Schwämme Spiculae haben. In der Oberhonsel-Formation sind die Stromatoporen zwar weit verbreitet, sie haben aber noch nicht Bedeutung wie im Massenkalk erlangt. Die Stromatoporen sind sowohl durch massive bis inkrustierende Gattungen (*Actinostroma* bis *Trupetostroma*) als auch durch ästige (*Amphipora*, *Stachyodes* und *Idiostroma*) vertreten.

Gelegentlich finden sich auch die Chaetetiden, eine Riffbildner-Gruppe mit meist lagigen oder inkrustierenden Kolonien. Sie besitzen nur eine untergeordnete Bedeutung für den Aufbau der Rasenriffe. Während man die Chaetetiden früher meist zu den tabulaten Korallen rechnete (HILL 1981), vergleicht man sie heute mit den Stromatoporen und zählt sie zu den Porifera (STEARNS 1984).

***Aulopora lata* LECOMPTE 1939**

(Abb. 3)

Aus der Oberhonsel-Formation von Bäingsen (MTB Balve: Westrand) liegt eine guterhaltene freigewitterte Kolonie dieser tabulaten Koralle vor (Abb. 3) (Inv.-Nr. 88/3701). Dieses Exemplar ist auf der Unterseite einer *Platyaxum* (*Roseoporella*) sp. aufgewachsen, während ein anderes (schlecht erhaltenes) Exemplar vom selben Fundort (Inv.-Nr. 88/3565) auf einer lagigen *Rhaphidopora*-Kolonie aufgewachsen ist. Es entspricht sehr gut der Beschreibung von BIRENHEIDE (1985: 113). Das Flechtenmuster der Kolonie ist sehr weitmaschig und die Länge der Koralliten beträgt 5-7,5 mm. Der Koralliten-Durchmesser ist an der Basis 0,8-1,0 mm und an den Kelchen 2,0-3,0 mm. *Aulopora lata* ist bisher nur aus dem Frasnium von Belgien und dem Givetium von Polen bekannt. Es handelt sich also um den Erstnachweis für das Rheinische Schiefergebirge.

Aus der Oberhonsel-Formation von Iserlohn besitzt das Museum eine Kolonie, die auf einer *Acanthophyllum* aufgewachsen ist (Inv.-Nr. 88/3568). Sie wurde als *Aulopora* cf. *lata* (LECOMPTE) bestimmt, da die Länge der Koralliten nur 4-5 mm beträgt.



Abb. 3: Tabulate Koralle *Aulopora lata* LECOMPTE 1939 auf der Unterseite von *Platyaxum* (*Roseoporella*) sp. aufgewachsen. Bäingsen, Oberhonsel-Formation; Inv.-Nr. 88/3701; Maßstab siehe Zentimetermaß.

***Battersbyia* aff. *conglomerata* (SCHLÜTER 1881)**
(Abb. 4)

Es liegen aus der Oberhonsel-Formation von Volkringhausen [MTB Balve: nordwestlich der Blattmitte] mehrere angeschliffene (bzw. polierte) Kolonie-Teile der rugosen Koralle *Battersbyia* vor (Inv.-Nr. 88/3538, 88/3713). Sie entsprechen sehr gut der von BIRENHEIDE (1978: 126-127) gegebenen Beschreibung, weichen aber durch einen größeren Koralliten-Durchmesser ab. Im Material von Volkringhausen haben die Koralliten meist 3,0-4,5 mm Durchmesser, und nur gelegentlich finden sich dazwischen kleinere Koralliten von 2 mm Durchmesser. Da *Battersbyia conglomerata* (SCHLÜTER 1881) einen durchschnittlichen Koralliten-Durchmesser von 2-3 mm hat, wird dieses Material als *Battersbyia* aff. *conglomerata* bestimmt (Abb. 4).

5.2.3.2. Brachiopoden:

Die Brachiopoden sind in der Fauna der Oberhonsel-Formation durch ihre große Häufigkeit und die in ihren Reihen befindlichen Leitfossilien sehr wichtig. Die obige Fossilliste gibt nur einen Bruchteil der gesamten Brachiopoden-Fauna dieser Schichten wieder, ist aber durchaus repräsentativ. Es dominieren die Rhynchonelliden (z. B. *Uncinulus* und *Septalaria*) und die Atrypiden, zwei Gruppen, deren Vertreter an das Leben in den Riffen und in ihrer Umgebung angepaßt sind (siehe z. B.: STRUVE 1970: 529-530). Die Atrypiden stellen (dank der Untersuchungen von P. COPPER und W. STRUVE) wichtige Leitfossilien für die genaue zeitliche Einstufung dar, während *Stringocephalus* und die Spiriferen den größeren biostratigraphischen Rahmen geben. Bemerkenswert ist der erste Nachweis der Rhynchonelliden *Schnurrella custos* (SCHMIDT 1941) aus dem Saarland. *Schnurrella custos* war bisher (nur?) aus dem (unteren) Givetium der Eifel bekannt (SCHMIDT 1941a: 34).

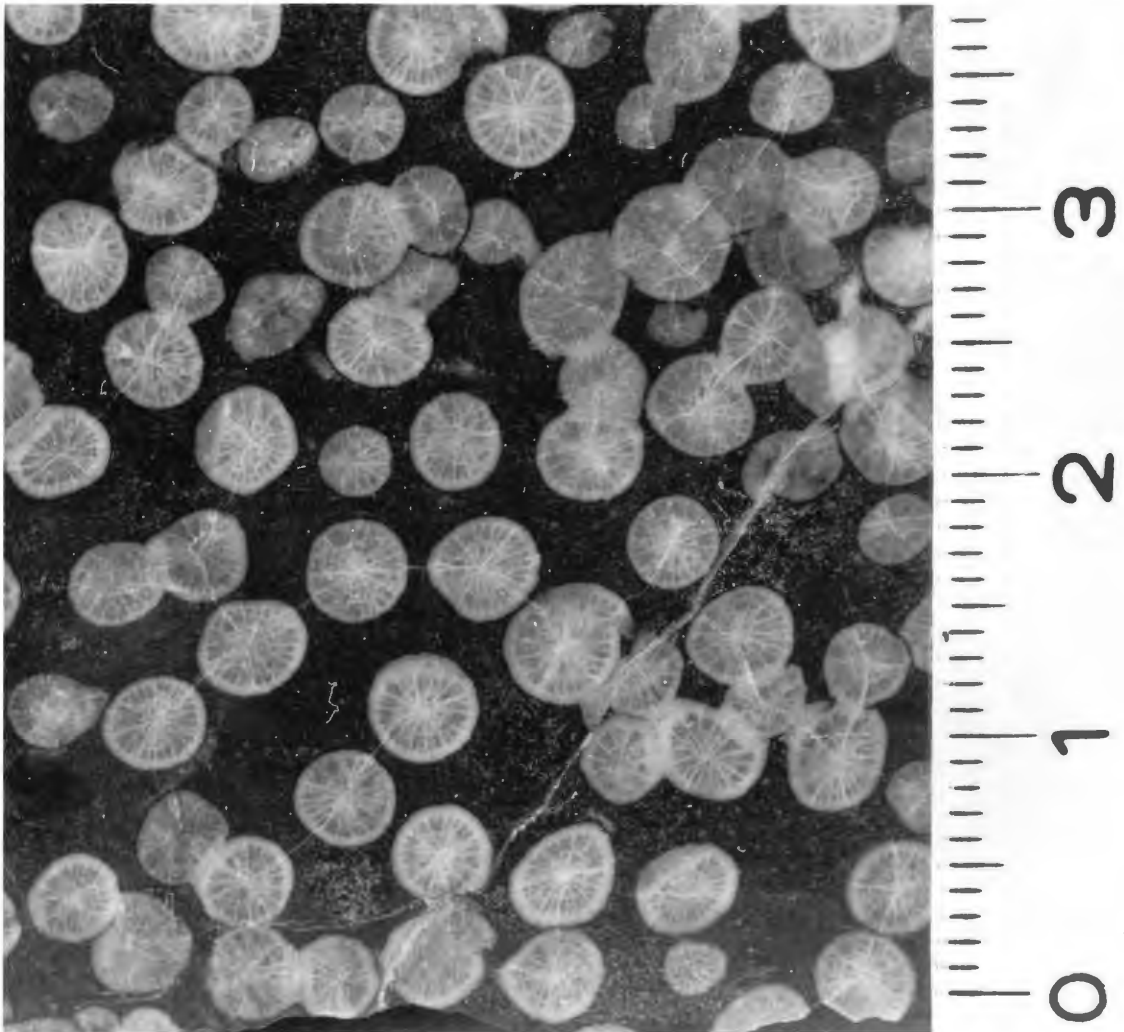


Abb. 4: Polierter Querschliff durch einen Kolonie-Teil der rugosen Koralle *Battersbyia* aff. *conglomerata* (SCHLÜTER 1881). Volkringhausen, Oberhonsel-Formation; Inv.-Nr. 88/3713; Maßstab siehe Zentimetermaß.

***Spinatrypina girzenensis* COPPER 1967**

(Abb. 5)

Es liegen zahlreiche vollständige Schalenexemplare (Inv.-Nr. 88/3413, 3746) aus dem „Gipfelschiefer“ von Bäingsen [MTB Balve: Westrand] vor, die völlig – auch in ihrer Variationsbreite – der von COPPER (1967: 519-521, Taf. 82-83) beschriebenen und abgebildeten *Spinatrypina girzenensis* entsprechen.

Das Bäingser Material hat 13-20 mm Länge. Die Klappen sind meist genauso breit wie lang (Länge: Breite = 1: 0,9-1,1) (Abb. 5). Beide Klappen sind schwach bis mäßig konvex. Der Schnabel ist klein und nur wenig eingekrümmt. Die Exemplare tragen 16-30 Faltenreihen (= „Rippen“) auf einer Klappe, meist 20-26 Faltenreihen. 15 mm vor dem Wirbel kommen im Mittelteil der Klappe 7-8 Faltenreihen auf 10 mm Breite. Die schuppigen Anwachszone haben normalerweise nicht mehr als 1 mm Abstand voneinander.

Spinatrypina girzenensis wurde von COPPER (1967: 492, 519) nur aus einem Vorkommen bei Keldenich in der Eifel beschrieben, das wahrscheinlich der Dreimühlen-Formation, möglicherweise aber auch der Rodert-Formation angehört. Dies ist die erste Beschreibung von Material aus dem Rechtsrheinischen Schiefergebirge.



Abb. 5: Drei Schalenexemplare des Brachiopoden *Spinatrypina girzenensis* COPPER 1967. Bäingsen, „Gipfelschiefer“ der Oberhonsel-Formation; Inv.-Nr. 88/3413a; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 6: Drei Schalenexemplare des Brachiopoden *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* COPPER 1965. Bäingsen, „Gipfelschiefer“ der Oberhonsel-Formation; Inv.-Nr. 88/3414; Maßstab siehe Zentimetermaß.

***Desquamatia (Variatrypa) ajugata* COPPER 1965**
(Abb. 6)

Das Mendener Museum besitzt 3 vollständige Schalenexemplare der Atrypiden *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* COPPER 1965 (Inv.-Nr. 88/3414) (Abb. 6) aus dem „Gipfelschiefer“ von Bäingsen [MTB Balve: Westrand]. Sie entsprechen ziemlich gut der von COPPER (1965: 316-322, Taf. 27) gegebenen Beschreibung und Abbildung.

Die Gehäuse von Bäingsen sind 29-32 mm lang und 32-36 mm breit. Das Verhältnis Länge: Breite beträgt ca. 1 : 1,1. Die Stielklappe ist schwach konvex bis fast plan. Die mäßig bis schwach konvexe Armklappe ist immer stärker gewölbt als die Stielklappe. Der Schnabel ist gerade gestreckt und nicht eingekrümmt. Die Berippung ist etwas weniger dicht als bei den Exemplaren aus der Eifel, denn 20 mm vor dem Wirbel kommen im Mittelteil der Klappe 12-16 Rippen auf 10 mm Breite. Die erste Anwachszone erscheint auf der Stielklappe 18-23 mm vor dem Wirbel, auf der Armklappe 16-26 mm vor dem Wirbel. Die danach folgenden Anwachszone haben 1-6 mm Abstand voneinander.

Sichere Funde von *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* COPPER 1965 sind nur aus dem oberen Teil der Loogh-Formation der Eifel bekannt, fragwürdige Reste auch aus der Cürten-Formation (COPPER 1965: 316, 321). Es handelt sich also um den Erstrnachweis für das Sauerland.

5.2.4. Stratigraphische Einstufung

Die Oberhonsel-Formation gehört aufgrund des Auftretens von *Stringocephalus* und des Fehlens von *Uncites* in die Gerolstein-Gruppe (= unteres Givetium) (siehe Abb. 2). BIRENHEIDE (1978, 1985: Tab. 2) parallelierte die Oberhonsel-Formation mit dem unteren Teil der Rodert-Formation der Eifel. Durch den Nachweis von *Spinatrypa curvirostra* COPPER 1977 im obersten Teil der Unterhonsel-Formation oder dem tiefsten Teil der Oberhonsel-Formation konnte MAY (1986: 45) erkennen, daß die Untergrenze der Oberhonsel-Formation einem Teil der Cürten-Formation der Eifel zeitgleich ist.

Die Brachiopoden-Fauna aus dem „Gipfelschiefer“ von Bäingsen ermöglicht es, auch die Obergrenze der Oberhonsel-Formation mit der Standard-Gliederung der Eifel zu vergleichen; denn die „Gipfelschiefer“ sind der oberste Teil der Oberhonsel-Formation. Das häufige Auftreten von *Spinatrypa girzenensis* COPPER 1967 macht Zeitgleichheit mit der Dreimühlen-Formation wahrscheinlich. Auch das bisher bekannte Vorkommen von *Desquamatia (Variatrypa) ajugata* COPPER 1965 ist ein deutlicher Hinweis darauf, daß das Bäingser Vorkommen eher der Dreimühlen- als der Rodert-Formation zuzuordnen ist; denn in der Eifel kommt sie in der etwas älteren Loogh-Formation vor. Wenn man zusätzlich die fraglichen *D. ajugata*-Funde aus der Dreimühlen-Formation berücksichtigt, wird die Gleichaltrigkeit der Bäingser Fauna mit der Dreimühlen-Formation sehr wahrscheinlich.

Die Brachiopoden-Fauna von Bäingsen belegt, daß der obere Teil der Oberhonsel-Formation ein zeitliches Äquivalent der Dreimühlen-Formation der Eifel ist. Damit ist die Oberhonsel-Formation etwas älter als bisher angenommen wurde.

5.3 Massenkalk

5.3.1. Lithologie und Umweltbedingungen

Der Massenkalk ist das Dokument großer Rifffkomplexe. Sie sind nur schwer mit den heutigen Korallenriffen zu vergleichen, da die Massenkalk-Riffe aus Stromatoporen aufgebaut wurden. Gesteine, in denen die Riffbildner ein festes Gerüst aufbauten (= Framestones), das den Brandungswellen hätte widerstehen können, sind selten. Meist findet man biostromale Kalke, in denen die Riffbildner als Sedimentfänger (= Bafflestones) oder Sedimentbinder (= Bindstones und Coverstones) fungierten, wenn sie nicht durch die Wasserbewegung zerbrochen und transportiert wurden (= Floatstones) [zu dieser Klassifikation der Kalksteine siehe TSIEN (1982, 1984)]. Verbreitet sind auch Birdseye-Kalke (= Biocementstones), mikritische Kalke, die zahlreiche mit Sparit erfüllte Hohlräume enthalten, und die als Bildungen von Algenmatten im Gezeitenbereich gedeutet werden (MAY 1987: 58, 61). Da die Gesteine des Massenkalkes hauptsächlich aus Organismen (bzw. ihren Skeletten) aufgebaut sind und nur selten vom Festland eingeschwemmtes Sediment enthalten, handelt es sich meist um sehr reine Kalke, die in vielen Steinbrüchen abgebaut wurden und werden.

Man geht allgemein davon aus, daß der Massenkalk mit einer biostromalen Phase begann, in der die Riffbildner ausgedehnte Rasen bildeten (KREBS 1974; BURCHETTE 1981: 94). Daraus entwickelte sich ein in Vorriff, Riffkern und Rückriff/Lagune differenziertes Riff. Die von PAECKELMANN (1922) verwandte Gliederung des mitteldevischen Massenkalks in einen unteren dunklen „Schwelmer Kalk“ und einen oberen hellen „Eskesberger Kalk“ wurde von KREBS (1974) als „Schwelmer-Fazies“ und „Dorp-Fazies“ modifiziert übernommen, obwohl schon JUX (1960) die Probleme dieser Gliederung erkannte. KREBS (1974) verstand unter der

„Schwelm-Fazies“ biostromale dunkle Kalke, die am Beginn des Riffwachstums stünden, auf die die überwiegend hellen Kalke der „Dorp-Fazies“ als Bildungen des differenzierten Riffes folgten. MAY (1987) stellte fest, daß die im nördlichen Briloner Sattel angewandte Gliederung in „Schwelmer Kalk“ und „Eskesberger Kalk“ auf dunklen Bänken beruht, die in die überwiegend hellen Kalke eingelagert sind. Die Gliederung in einen unteren dunklen und einen oberen hellen Massenkalk war nicht möglich. In Übertragung der Ergebnisse erscheint es fraglich, ob es möglich oder sinnvoll ist, den Massenkalk des Riffkomplexes Hagen-Iserlohn-Balve in „Schwelmer Kalk“ und „Eskesberger Kalk“ zu gliedern, wie dies in der Vergangenheit geschehen ist.

Für das Briloner Riff entwirft MAY (1987: 71) das Modell einer Karbonatplattform, die im wesentlichen im Gezeitenbereich lag. Im Bereich der weit ausgedehnten Gezeiten-Fläche bildeten sich die lagunären Kalke, die durch ihre relativ arme Fossilführung und das häufige Auftreten von Birdseye-Kalken leicht zu erkennen sind. Die Sedimente des „Riffkerns“ entstanden wahrscheinlich am oberen Ende des beckenwärts gerichteten Abhanges der Karbonatplattform. Es sind arenitische Kalke, die viele autochthone Riffbildner enthalten (*Stachyodes*-Rasen und Pakete aus großen Stromatoporen). Hangabwärts schloß sich das Vorriff an. Es ist durch Echinodermenschutt-Arenite gekennzeichnet, die ziemlich häufig Brachiopoden und Korallen enthalten; Stromatoporen sind weniger häufig. Wahrscheinlich läßt sich dieses Modell auch auf den Riffkomplex von Hagen-Iserlohn-Balve und einige andere Massenkalk-Riffe übertragen.

Zeitlicher Umfang und Mächtigkeit des Massenkalkes sind nicht überall gleich. Auf MTB Hohenlimburg schwankt seine Mächtigkeit zwischen 450 m und 700 m und seine Obergrenze liegt meist mitten in der Iserlohn-Gruppe, aber stellenweise reicht er wahrscheinlich bis zur (neuen!) Grenze Givetium/Frasnium (KAMP 1972). Im Attendorner Riffkomplex – der als Atoll gedeutet wird – bildete sich der ca. 500 m mächtige Massenkalk bis zum höheren Frasnium (KREBS 1974; ZIEGLER 1978). Auch im Hönnetal wuchs das Riff noch im Oberdevon weiter und es entstand ein bis zu mehr als 1000 m mächtiger Massenkalk (OLBERTZ-WEHRLI 1969).

5.3.2. Fossilführung der Fundorte

Die im folgenden aufgeführten Fundorte im Massenkalk befinden sich im Nordwest-Sauerland im Nordost-Teil des Remscheid-Altenaer Großsattels und gehören dem Riffkomplex Hagen-Iserlohn-Balve an. Nur die beiden ersten Fundorte sind aus dem Niederbergischen Land, dem Massenkalk-Vorkommen von Elberfeld-Barmen-Schwelm an der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Großsattels. Bei den Fundorten ist auch angegeben, welches stratigraphische Alter das Vorkommen hat. Das Material findet sich unter den Inv.-Nr. 88/3256-3286, 88/3429, 88/3433, 88/3438-3442, 88/3448, 88/3455-3476, 88/3482, 88/3490-3494, 88/3502, 88/3542, 88/3544, 88/3552-3557, 88/3639, 88/3692, 88/3705, 88/3710, 88/3721, 88/3722, 88/3727, 88/3733, 88/3942.

- 14) Barmen-Rittershausen; Givetium?
- 15) Schwelm [MTB 4709 Wuppertal-Barmen]; Givetium.
- 16) Holthausen [MTB Hohenlimburg: westlich der Blattmitte]; Givetium. Eine genauere Beschreibung des Fundortes und der Fundumstände gibt TORLEY (1933: 630).
- 17) Henkhausen [MTB Hohenlimburg: nordwestlich der Blattmitte]; Givetium.
- 18) Hohenlimburg; Givetium?
- 19) Genna [MTB Hohenlimburg: Nordost-Teil]; Givetium. Es ist wahrscheinlich der von TORLEY (1935?: 8) erwähnte „westliche Steinbruch von Genna“ in den „unteren Schichten des Massenkalkes“.
- 20) Letmathe [MTB Hohenlimburg: Ostteil]; Givetium.
- 21) Burgberg bei Letmathe [MTB Hohenlimburg: Nordost-Teil]; Givetium.
- 22) Dröschede (bei Iserlohn) [MTB Hohenlimburg: Ostrand]; Givetium.
- 23) Iserlohn, Leschotte [MTB Iserlohn: Westteil]; Unterer Massenkalk, Givetium. TORLEY (1935?: 8) führt eine reiche Stromatoporen-Fauna daher auf. Von ihm erwähnte Arten, die in der Mendener Sammlung fehlen, sind mit **to23** gekennzeichnet.
- 24) Iserlohn; Givetium. Es handelt sich wahrscheinlich um die von TORLEY (1935?: 8) erwähnten „Schichten, die sich von der Post bis zur Farbig Brause & Co. hinziehen“.
- 25) Westig [MTB Iserlohn: nördlich der Blattmitte]; Givetium.
- 26) Sundwig [MTB Iserlohn: nördlich der Blattmitte]; Givetium?.
- 27) Deilinghofen [MTB Iserlohn: Nordost-Ecke]; Givetium?.
- 28) Volkringhausen [MTB Balve: westlich der Blattmitte]; Givetium.
- 29) Balve; möglicherweise oberdevonischer Anteil des Massenkalkes.

Fossilführung:

a) Stromatoporen:

Actinostroma clathratum NICHOLSON 1886, 22, 23, 24, 26, 27?

Actinostroma stellulatum NICHOLSON 1886, 24, to 23

Actinostroma verrucosum (GOLDFUSS), to23

Actinostroma sp., 23
Bifariostroma bifarium (NICHOLSON 1886) [= *Actinostroma bifarium* NICH.], 24, to23
Hermatostroma schlüteri NICHOLSON 1892, to23
Hermatostroma episcopale NICHOLSON 1892, 22, 23
Hermatostroma sp., 24
Parallelopora bücheliensis (BARGATZKY 1881), 23
Parallelopora sp., 21, 22
Stromatopora spp., to23
Stromatoporella spp., 24, to23
Trupetostroma sp., 20
Amphipora ramosa (PHILLIPS 1841), 15, 28, to23
Amphipora sp., 24
Stachyodes verticillata (McCOY 1851), to23
b) Tabulate Korallen:
Heliolites porosus (GOLDFUSS 1826), 24, 25
Favosites goldfussi ORBIGNY 1850, 27?
Callipora battersbyi (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851), 24
Thamnopora sp., 24
„*Caunopora placenta* PHILLIPS 1841“ sensu BIRENHEIDE 1985 [in *Parallelopora* gewachsen], 21, 22
c) Rugose Korallen:
Endophyllum bowerbanki MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, 16, 17
Dendrostella trigemme (QUENSTEDT 1879), 24
Stringophyllum isactis (FRECH 1886), 24
Cyathopaedium paucitabulatum (SCHLÜTER 1880) ?, 24
(kleine) rugose Einzelkorallen, 18, 19
d) Gastropoden:
Euryzone delphinuloides (SCHLOTHEIM), 18
Murchisonia bilineata ARCHIAC & VERNEUIL 1841, 15
Murchisonia coronata ARCHIAC & VERNEUIL 1841, 14, 15
Murchisonia archiaci PAECKELMANN 1922, (14? oder 15?)
Murchisonia spp., 15, 19
Rotella sp., 15
kleine Gastropoden, 19
e) Pelecypoden:
Megalodon cucullatus (GOLDFUSS), (14? oder 15?)
Megalodon sp., 15?
Conocardium sp., 19
f) Brachiopoden:
„*Ucinulus*“ *implexus* (SOWERBY 1840), 19
Kransia subcordiformis (SCHNUR 1853) [= *Ucinulus subcordiformis* (SCHNUR)], 19
Pugnax acuminatus dillanus SCHMIDT 1941b, 29
Pugnax pugnoides ssp. aff. *latus* SCHMIDT 1941a, 19
Septalaria sp., 19
Isopoma brachyptyctum (SCHNUR 1853), 19
Uncites (*Uncites*) *gryphus* (SCHLOTHEIM 1820), 24
Dicamara prunulum (SCHNUR 1851), 19
Undispirifer undiferus (ROEMER 1844), 27
Rhynchospirifer hians (Buch 1836), 19
Cyrtina heteroclita (DEFRANCE 1824), 19
Stringocephalus (*Stringocephalus*) *burtini* (DEFRANCE 1825), 15, 20, 21?
Stringocephalus sp., 19, 24
Cryptonella juvenis (SOWERBY 1840), 19
g) Crinoiden:
Cupressocrinites-*Stielglieder*, 15, 19

5.3.3. Die Fundorte Bilveringsen und Frettertäl

Die Massenkalk-Vorkommen von Bilveringsen bei Iserlohn und des Frettertäles bei Finnentrop waren für ihre reiche Fauna, in der die Brachiopoden dominieren, berühmt. Deshalb wurde Material von diesen Fundorten schon von vielen Autoren bearbeitet (HOLZAPFEL 1895, 1908; LEIDHOLD 1928; TORLEY 1934; SCHMIDT

1941b, 1975; STRUVE 1970, 1978, 1982a). Gerade die Brachiopoden-Fauna zeigt so weitgehende Ähnlichkeiten, daß man ein ähnliches biostratigraphisches Alter der Fundorte annehmen muß (siehe 5.3.5). In der folgenden Tabelle sind die Brachiopoden in der von TORLEY (1934) verwandten Reihenfolge angeordnet, damit sich diese Liste besser mit seiner vergleichen läßt. Das Mendener Material hat die Inv.-Nr. 88/3287-3412, 88/3554, 88/3555, 88/3636, 88/3638, 88/3645-3651, 88/3670, 88/3719, 88/3730-3741, 88/3941-3948, 88/3984-3995, 88/4049.

B) (= 30) Alter Steinbruch am „Kohlenstein“ in Iserlohn-Bilveringsen [MTB Iserlohn: r³⁴¹11350 h⁵⁶95110]; Iserlohn-Gruppe (= oberes Givetium). Der Steinbruch ist heute verfallen; man findet in dem hellen, massigen Kalkstein viele knollige Stromatoporen (*Actinostroma clathratum*), aber keine Brachiopoden. Die Riffbewohner (eine fast reine Brachiopoden-Fauna) waren in einzelnen größeren Nestern zusammengeschwemmt (TORLEY 1934). TORLEY (1934: 69) nahm an, daß dieses Vorkommen als hohes Riff über seine Umgebung herausragte. TORLEY (1935?: 5-8) gibt eine ausführliche Fossilliste für diesen Fundort. Da keine Liste für die Nicht-Brachiopoden-Fauna publiziert ist, werden die von TORLEY (1935?) aufgeführten, aber im Mendener Museum nicht vorhandenen Arten mit **toB** vermerkt.

F) (= 31) Fretter [MTB 4814 Lennestadt: Westteil]; Iserlohn-Gruppe (= oberes Givetium). Es handelt sich wahrscheinlich um den alten Steinbruch an der Abzweigung nach Mismücke bei Frettermühle im Frettertäl (r³⁴30900 h⁵⁶71850), den SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 79) als Aufschluß G33 beschreiben – vergleiche dazu HOLZAPFEL (1895: 333-338; 1908: 114), JUX (1960: 250, 264) und COPPER (1968: 113-114). Es handelt sich um Riffschuttkalke auf der Riffvorderseite des Atten-dorn-Elssper Riffes, in denen die Fossilien in Nestern sind. Es handelt sich um helle sparitische Kalke, die viele kleine Pyritwürfel enthalten. Da diese Pyritwürfel meist schon oxidiert sind, ist der Kalk mit vielen rostbraunen Flecken und Löchern überzogen, wodurch sich Stücke aus dem Frettertäl vom Bilveringser Material (ohne Pyrit, ohne Flecken) unterscheiden lassen.

Fossilführung:

a) Algen:

Receptaculites neptuni DEFRANCE, toB, F

b) Stromatoporen:

Actinostroma clathratum NICH., toB

Hermatostroma episcopale NICH., toB

c) Tabulate Korallen:

Thamnopora sp., B

d) Rugose Korallen:

Siphonophrentis cantabrica BIRENHEIDE 1978, B

Siphonophrentis cf. *cantabrica* BIRENH., F

Siphonophrentis sp.?, F

e) Polyplacophoren (= Käferschnecken):

Helminthochiton corrugatus (SANDBERGER), F

Helminthochiton papilio WHIDB., toB

f) Gastropoden:

Bellerophon striatus GOLDFUSS, B, F

„*Pleurotomaria*“ *orbigny* ARCHIAC & VERNEUIL, F

„*Pleurotomaria*“ *catenulata* ARCHIAC & VERNEUIL, F

„*Pleurotomaria*“ sp., B

Euryzone delphinuloides (SCHLOTHEIM), toB, F

Agnesia elegans (ARCHIAC & VERNEUIL), F

Murchisonia turbinata SCHLOTH. toB

Euomphalus radiatus PHILLIPS, F

Euomphalus sp., F

Euomphalus (*Philoxene*) *laevis* (ARCHIAC & VERNEUIL), toB, F

„*Euomphalus*“ *articulatus* GOLDFUSS, F

Turbonitella piligera (SANDBERGER), B, F

Pseudophorus limbatus (ARCHIAC & VERNEUIL), F

Platyceras compressum (ROEMER), F

Platyceras (*Stophostylus*) sp., F

Platyceras (*Orthonychia*) *conoideum* (GOLDFUSS), toB, F

Strobeus elongatus (PHILLIPS) [= *Macrochilina* e.], B, F

Strobeus arcuatus (SCHLOTH.) [= *Macrochilina* a.], toB, F

Holopella piligera SANDBERGER, toB, F

Holopella varicosa HOLZAPFEL 1985, B, F

g) Pelecypoden:

Pterinopecten (Pterinopecten) neptuni (GOLDFUSS), B, F
Ptychopteria (Actinopteria) dilatata (WHIDBORNE) [= *Avicula placida* sensu HOLZAPFEL 1895], B
Ptychopteria (Actinopteria) fenestrata (FOLLMANN), toB
Mytilarca sp. [= *Myalina* sp.], F
Myalina beushauseni FRECH, toB
Cypricardinia sandbergeri HOLZAPFEL 1895, B
Goniophora acuta SANDBERGER, F
Edmondia gigas HOLZAPFEL 1895, F
Praecardium beushauseni (HOLZAPFEL 1895) [= *Cardiola beushauseni* HOLZA.], F
Conocardium clathratum ORB., toB

h) Cephalopoden:

„*Orthoceras*“ spp., F, B
Orthoceras clathratum SANDB., *O. vertebratum* SANDB., *O. vittatum* SANDB., toB
Geisonoceras sp., F
Poterioceras obesum HOLZAPFEL 1895, F
Cyrtoceratites acutecostatum (SANDBERGER) [= *Kophinoceras a.*], B, F
Cyrtoceratites quindecimale (PHILL.) [= *Kophinoceras q.*], toB
Agoniatites inconstans (PHILL.), toB
Maenioceras terebratum (SANDBERGER), F
Tornoceras simplex (BUCH), F
Tornoceras circumflexifer (SANDBERGER), F
Tornoceras sp., B

i) Trilobiten:

Scutellum granulatum (GOLDFUSS), B, F
Scutellum sp., B, F
Cheirurus sternbergi BOEKH., toB
Cheirurus sp., B
„*Lichas*“ *arana* HOLZAPFEL 1895, toB, F
Proetus suborbitatus HOLZAPFEL 1895, B, F

j) Brachiopoden:

Septalaria phillipsii (DAVIDSON 1882), B
Septalaria postascendens LEIDHOLD 1928, B, F
Septalaria bijugata (SCHNUR 1853) sensu TORLEY 1934, B, F
Septalaria? crenulata (SOWERBY 1840), B, F
Isopoma brachyptyctum (SCHNUR 1853), B (häufig), F
Kransia parallelepipedata (BRONN 1835) [= *Uncinulus par.*], B, F
Kransia subcordiformis (SCHNUR 1853) [= *Uncinulus sub.*], B, F
Beckmannia pentagona (KAYSER 1871) [= *Uncinulus pen.*], F
Fitzroyella angularis (PHILLIPS 1841) [= *Uncinulus ang.*], B
„*Uncinulus*“ *implexus* (SOWERBY 1840), B
Hypothyridina procuboides (KAYSER 1871) B, F
Hypothyridina demissa (TORLEY 1934), B
Gypidula (Ivdelinia) rectangularis rectangularis (TORLEY 1934), F (selten), B (selten)
Gypidula (Ivdelinia) rectangularis biplicata JUX 1969, B (häufig), F (ziemlich häufig)
Gypidula (Ivdelinia) rectangularis triplicata (TORLEY 1934), B (ziemlich selten)
Gypidula (Devonogypa) spinulosa globa JUX 1969, B
Gypidula (Devonogypa) spinulosa lata JUX 1969, F (häufig)
Gypidula (Devonogypa) spinulosa sulcata JUX 1969, B
Antirhynchonella sublinguifer (MAURER 1885) [= *Barrandella sub.*], B
Enantiosphen vicaryi (DAVIDSON 1882), B
Enantiosphen beyrichi (HOLZAPFEL 1895), F
Enantiosphen lotzi HOLZAPFEL 1908, B
Stringocephalus (Stringocephalus) burtini (DEFrance 1825), F
Stringocephalus (Stringocephalus) sp. [relativ flaches Material], B?, F
Stringocephalus (Parastringocephalus) dorsalis ARCHIAC & VERNEUIL 1842, B, F
Chascothyris holzapfeli TORLEY 1934, B
Chascothyris tschernyschewi HOLZAPFEL 1895, B, F
Chascothyris barroisi HOLZAPFEL 1895, F
Newberria pentagona (DÖRING 1919), B
Denckmanella damesi (HOLZAPFEL 1895), B, F

Centronella virgo (PHILLIPS 1841), B, F
Cryptonella juvenis (SOWERBY 1840) [= *Dielasma j.*], F
Minatothyris maureri (HOLZAPFEL 1895) [= *Sprifer m.*], B, F
Undispirifer undiferus (ROEMER 1844), B, F
Cyrtospirifer aperturatus verneuiliformis (PAECKELMANN 1942), B, F
Martinia minor (ARCHIAC & VERNEUIL 1842) [= *Spirifer inflatus* SCHNUR 1853], B, F
Eoreticularia aviceps (KAYSER 1871)?, B (selten)
Dicamara plebeia (SOWERBY 1840), F
Dicamara lacryma (SOWERBY 1840), F
Meristella? sp., B
Desquamatia (*Neatrypa*) *prisca gladbachensis* (JUX 1965) [= *Atrypa reticularis sensu* TORLEY 1934], B, F
Desquamatia sp., F
Mimatrypa desquamata (SOWERBY 1840), B, F
Mimatrypa fretterensis COPPER 1968 [= *Atrypa* sp. (= *flabellata*) sensu TORLEY 1934], B, F
Carinata signifera (SCHNUR 1853 sensu TORLEY 1908) [= *Atrypa sig.*], F
Glassia beyrichi (KAYSER 1873), B
Cyrtina heteroclita (DEFrance 1825), B (selten)
Schizophoria aff. *similis* (SCHLOTHEIM 1820) [= *Schizoph. striatula* sensu TORLEY 1934], B, F
Mystrophora areola (QUENSTEDT 1871) [= *Scenidium areola* (QUENST.)], B
Leptaena rhomboidalis (WILCKENS 1769), B
Davidsonia cf. *bouchardiana* DE KONINCK 1853, F (selten)
Chonetes hardrensis (PHILLIPS 1841), B
Devonaria minuta (Buch 1837) [= *Chonetes m.*], B
Productella fragaria (SOWERBY 1840), B
Productella cf. *fragaria* (SOW.) [= *Productella subaculeata* sensu TORLEY 1934], B
 k) Bryozoen:
Fenstella sp., B, F (mehrere Arten)
Polypora striatella SANDB., toB
 l) Crinoiden:
Melocrinites sp., B

5.3.4. Bemerkungen zur Fauna

Am häufigsten findet man im Massenkalk Reste von Riffbildnern, die sich oft erst im angewitterten oder angeschliffenen Gestein erkennen lassen. Die obenstehenden Listen geben nur einen sehr unvollkommenen Eindruck von der Riffbildner-Fauna des Massenkalkes – vergleiche damit die Liste bei MAY (1988: 178-179). Die wichtigsten Riffbildner sind die Stromatoporen, unter denen im riffkernnahen und/oder bewegten Wasser die Gattungen mit massiven *Coenostea* vorherrschen, während die dünnästige Gattung *Amphipora* im lagunären, stillen Wasser dominiert. Die Stromatoporen-Fauna des Massenkalkes ist auffällig gut vergleichbar mit der der Oberhonsel-Formation. Tabulate und rugose Korallen besitzen als Riffbildner nur untergeordnete Bedeutung, können aber wichtige Informationen zu den Umweltbedingungen geben (MAY 1988). Insbesondere koloniebildende rugose Korallen sind recht selten, während Einzelkorallen weiter verbreitet sind. So ist z. B. die auf Abb. 7 zu sehende *Endophyllum bowerbanki* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851 nur von wenigen Fundorten in England und im Sauerland bekannt (BIRENHEIDE 1978: 64). Trotzdem wird die Riffbildner-Fauna im Ober-Givetium (und Frasnium) immer kosmopolitischer. Durch die fortschreitenden Transgressionen fielen immer mehr Barrieren, die vorher die Ausbreitung behinderten. So wurde es auch möglich, daß man die nord-amerikanische Koralle *Siphonophrentis* im Sauerland finden kann.

Die wichtigsten Riffbewohner sind die Brachiopoden, bei denen verschiedene Gruppen auch verschiedene Lebensräume besiedelten. Der Lebensweise wichtiger riffbewohnender Brachiopoden hat W. STRUVE (1989) einen sehr empfehlenswerten Artikel gewidmet. Die wichtige Leitfossilien stellende und weitverbreitete Gattung *Uncites* lebte in Spalten und Nischen im Gerüst der Riffbildner – wie es Abb. 8 zeigt – und war mit byssus-ähnlichen Fäden am Untergrund befestigt (JUX & STRAUCH 1966). Sowohl *Stringocephalus* als auch ähnlich aussehende Pentameriden (*Gypidula*) bevorzugten riffnahe Bereiche stillen Wassers mit normaler Salinität (STRUVE 1989, 1982b: 419; JUX 1969: 85). Trotzdem drangen sie recht weit in das lagunäre Milieu ein, und nach den Untersuchungen von RACKI (1986) lassen sich artenarme Brachiopoden-Vergesellschaftungen im lagunären Milieu als Brackwasser-Bildungen deuten.

Im lagunären Massenkalk ist die Riffbewohner-Fauna artenarm und nur gelegentlich individuenreich. Gelegentlich treten dickschalige Muscheln (*Megalodon*) auf. Häufiger und weiter verbreitet sind Gastropoden, unter denen die turmförmig aufgewundene Schnecke *Murchisonia* besonders erwähnenswert ist. *Murchisonia* zeigt im Massenkalk eine große Formenvielfalt und wurde deshalb in zahlreiche Arten aufgegliedert (vergl. z. B. PAECKELMANN 1922). Als ein Beispiel mag die *Murchisonia coronata* ARCHIAC & VERNEUIL 1842 von Abb. 9 gelten. Eine andere wichtige Gastropoden-Gattung ist der große, dickschalige *Strobeus*.

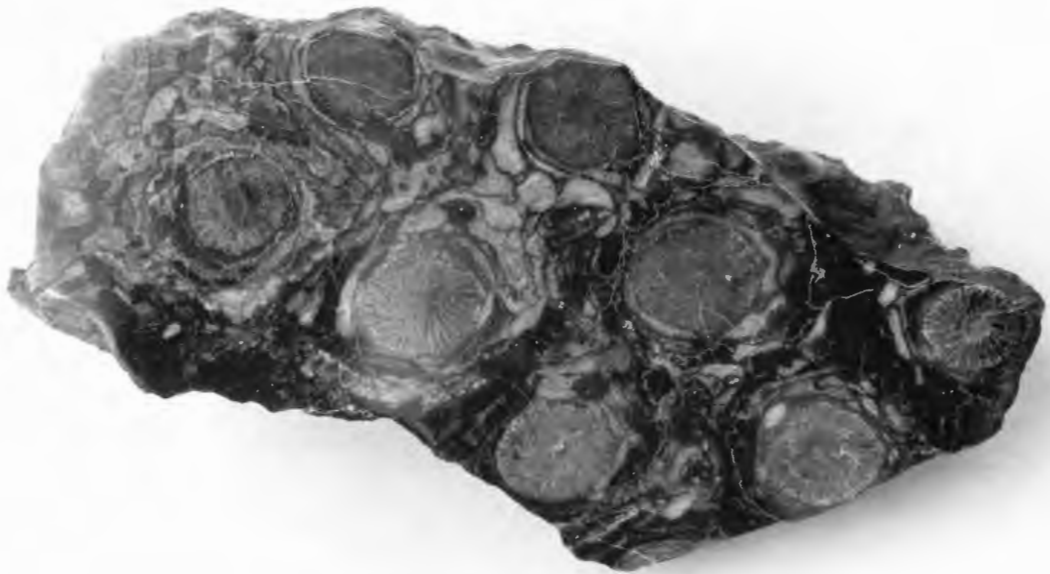


Abb. 7: Polierter Querschliff durch einen Kolonie-Teil der rugosen Koralle *Endophyllum bowerbanki* MILNE-EDWARDS & HAIME 1851. Holthausen, Massenkalk (Givetium); Inv.-Nr.88/3721; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 8: Massenkalk-Brocken mit herausgewitterter Riff-Fauna in Lebendstellung: Viele *Uncites* (*Uncites*) *gryphus* (SCHLOTHEIM 1820) in einem Gerüst aus den ästigen Riffbildnern *Amphipora* und *Thamnopora*. Iserlohn, Massenkalk (Givetium); Inv.-Nr. 88/3727; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 9: Zwei Schalenexemplare des Gastropoden *Murchisonia coronata* ARCHIAC & VERNEUIL 1841. Barmen-Rittershausen, Massenkalk (Givetium?); Inv.-Nr. 88/3277a; Maßstab siehe Zentimetermaß.

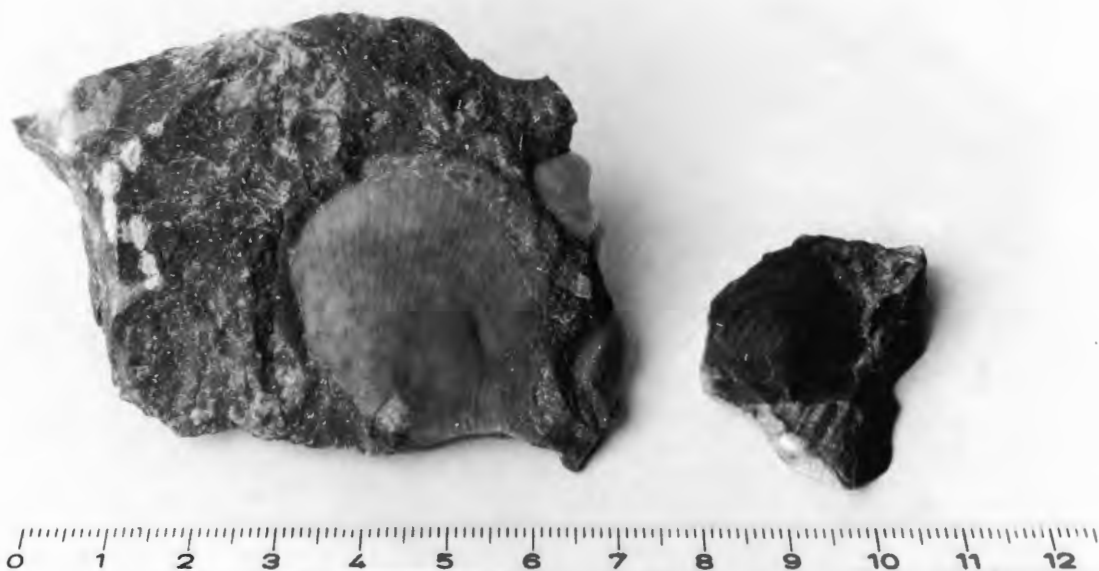


Abb. 10: Zwei Einzelklappen des Pelecypoden *Pterinopecten (Pterinopecten) neptuni* (GOLDFUSS). Bilveringsen, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3319 a+d; Maßstab siehe Zentimetermaß.

Viel diverser und individuenreicher ist die Schaltier-Fauna der Riffschutt- und Vorriff-Kalke und vergleichbarer Vorkommen. Ein typischer Riffschutt-Kalk des Vorriffs ist das Vorkommen im Frettertal. Das Bilveringser Vorkommen ist vielleicht etwas näher am Riffkern entstanden. Gut vergleichbar ist auch das von MAY (1987: 75-76) beschriebene Vorkommen von fossilführenden Echinodermenschutt-Areniten im lagunären Massenkalk am Almer Tunnel bei Brilon. Allen Vorkommen ist gemeinsam, daß sie in mäßig stark bewegtem Meeresswasser mit konstantem normalem Salzgehalt entstanden sein müssen. In allen Vorkommen dominieren die Brachiopoden, und die Riffbildner spielen nur eine untergeordnete Rolle. Auffällig sind die zahlreichen Gemeinsamkeiten in der Brachiopoden-Fauna der drei Fundorte (Bilveringsen, Fretter, Almer Tunnel), die z. T. auf einem ähnlichen Alter, z. T. aber sicher auch auf vergleichbaren Umweltbedingungen beruhen.

Neben den Brachiopoden treten in den Riffschutt- und Vorriff-Kalken auch Gastropoden und Pelecypoden sowie Cephalopoden und Trilobiten auf. So dokumentiert z. B. die auf Abb. 10 erkennbare Kammuschel *Pterinopecten (Pterinopecten) neptuni* (GOLDFUSS) das vollmarine Milieu der Kalke von Bilveringsen (und Fretter) – ebenso wie der in Abb. 11 dargestellte Cephalopode *Cyrtoceras acutecostatum* (SANDBERGER) aus der Gruppe der Nautiloideen. Man muß davon ausgehen, daß die Cephalopoden in Bodennähe schwammen, während sich die Trilobiten auf dem Sediment und in ihm bewegten. In den Riffen und riffnahen Bereichen war *Scutellum* der verbreitetste Trilobit. Meist findet man nur das sehr charakteristische Schwanzschild, aber auch die Kopfschilder sind leicht zu identifizieren (siehe Abb. 12).



Abb. 11: Fossilreicher Kalkstein mit dem Cephalopoden *Cyrtoceras acutecostatum* (SANDBERGER) und dem Brachiopoden *Gypidula (Ivdelinia) rectangularis biplicata* JUX 1969. Bilveringsen, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3307; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 12: Trilobit *Scutellum granulatum* (GOLDFUSS), links Schwanzschild, rechts Kopfschild. Bilveringsen, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3670 b+c; Maßstab siehe Zentimetermaß.

5.3.4.1. Korallen:

***Siphonophrentis cantabrica* BIRENHEIDE 1978** (Abb. 13)

Die Sammlung des Städtischen Museums Menden besitzt aus dem brachiopodenführenden Massenkalk der Iserlohn-Gruppe vom Steinbruch am „Kohlenstein“ bei Iserlohn-Bilveringsen 5 Bruchstücke großer rugoser Einzelkorallen, die der von BIRENHEIDE (1978: 69, Taf. 9 Fig. 2) erstmalig beschriebene Art *Siphonophrentis cantabrica* BIRENHEIDE 1978 angehören. Das Geologisch-Paläontologische Museum der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster stellt in seiner Westfalen-Sammlung weitere Bruchstücke dieser Art vom selben Fundort aus.

Die in der Mendener Sammlung befindlichen Polypar-Fragmente (Inv.-Nr. 88/3554, 3719) von *Siphonophrentis cantabrica* haben 40-110 mm Länge und 30-52 mm Durchmesser. Die Wuchsform war zylindrisch bis subzylindrisch (Abb. 13). Die schlecht erhaltene Außenwand war anscheinend nur mit Querrunzeln versehen. Die Böden sind vollständig, umgekehrt tellerförmig und zeigen im Bruch eine deutliche – aber kleine – Eindelung (= Fossula). Bei einem Polypar-Durchmesser von 30-40 mm haben die Böden 1-1,5 mm Abstand voneinander und die Großsepten-Anzahl beträgt 48-54. Bei einem Polypar-Durchmesser von ca. 51 mm haben die Böden ca. 2 mm Abstand voneinander (es kommen 5 Böden auf 10 mm Länge) und im Polypar-Querschnitt zählt man ca. 62 Großsepten. Alle Septen sind dünn. Die Großsepten sind direkt auf den Böden etwas länger als $\frac{1}{4}$ Polypar-Durchmesser, sonst etwas kürzer als $\frac{1}{4}$ Polypar-Durchmesser. Die Kleinsepten sind sehr kurz – maximal halb so lang wie die Großsepten, meist aber wesentlich kürzer.

Aus dem Massenkalk der Iserlohn-Gruppe von Fretter liegen vier ähnliche, längs gesägte Polypar-Teile von 23-30 mm Länge vor (Inv.-Nr. 88/3555, [3991?]). Die beiden Teile 88/3555 a+b wurden als *Siphonophrentis* cf. *cantabrica* BIRENH. bestimmt, denn sie haben zylindrischen Wuchs, 18-25 mm Polypar-Durchmesser sowie ca. 50 Großsepten und entsprechen ansonsten dem Bilveringser Material. Die beiden Stücke 88/3555 c+d weichen stärker ab und wurden als *Siphonophrentis*? sp. bestimmt.

Siphonophrentis cantabrica ist eine sehr seltene Art, die bisher nur aus dem „Ober-Givetium“ (= Büchel-Gruppe und Iserlohn-Gruppe) des Kantabrischen Gebirges (Spanien) bekannt war (BIRENHEIDE 1978: 69). Möglicherweise ist die sehr ähnliche *Siphonophrentis subgigantea* (CHAMPERNOWNE 1884) aus dem Givetium von England ein älteres Synonym dieser Art (siehe: Ann. Mag. natur. Hist., (13) 6: 167-168; London 1963). Ihre nächsten Verwandten sind im Mitteldevon des östlichen Nordamerika verbreitet. Erst MAY (1988: 184) erwähnt eine *Siphonophrentis* sp. aus dem Steinbruch Asbeck im Hönnetal. Die Funde von Bilveringsen und Fretter sind der zweite Nachweis der Gattung *Siphonophrentis* im Rechtsrheinischen Schiefergebirge und der Erstnachweis von *S. cantabrica*.



Abb. 13: Zwei Bruchstücke der rugosen Einzelkoralle *Siphonophrentis cantabrica* BIRENHEIDE 1978, links polierter Querschliff, rechts Längsbruch. Bilveringsen, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3719 a+b; Maßstab siehe Zentimetermaß.

5.3.4.2 Brachiopoden:

***Schizophoria* aff. *similis* (SCHLOTHEIM) 1820**

Die von STRUVE (1965: 195) neu beschriebene *Schizophoria similis* (SCHLOTHEIM 1820) stammt sehr wahrscheinlich aus dem Frasnium. Im Massenkalk des höheren Givetiums kommen ähnliche Formen als ihre Vorläufer vor. Sie sind eine der Gemeinsamkeiten der Riffschutt-Kalke vom Almer Tunnel, Bilveringsen und Fretter. *Schizophoria* aff. *similis* (SCHLOTHEIM 1820) liegt mit Formen aus dem Frettertall vor, die 22 mm Breite haben, etwas stärker quergestreckt als *S. similis* und mit einem breiten, flachen Sinus versehen sind. Das Material von Bilveringsen wurde von TORLEY (1934: 126) unter dem Namen *Schizophoria striatula* (SCHLOTTH.) beschrieben. Die Formen vom Almer Tunnel charakterisiert MAY (1987: 76).

***Gypidula* HALL 1867**

(Abb. 11)

Im Massenkalk werden die Pentameriden hauptsächlich durch Arten der Gattung *Gypidula* vertreten. JUX (1969) ordnet die glattschaligen *Gypidula*-Formen der Art *Gypidula (Devonogypa) spinulosa* HAVLIČEK 1951 zu, während er die mit Falten versehenen Formen in der Art *Gypidula (Ivdelinia) rectangularis* (TORLEY 1934) zusammenfaßt. Bei beiden Arten unterscheidet er mehrere Varietäten, die nebeneinander vorkommen können. Die *Gypidula*-Arten bevorzugten stenohaline riffnahe Lebensräume, in denen sie dann gehäuft vorkamen. JUX (1969) führt die mannigfaltigen Formabwandlungen der Gehäuse auf die allgemeinen Umweltverhältnisse – vor allem den Platzmangel – in den enggedrängten Populationen zurück.

Unter den Vertretern von *G. (Ivdelinia) rectangularis* (TORLEY 1934) dominiert sowohl im Frettertall als auch in Bilveringsen *G. (I.) r. biplicata* JUX 1969 (Abb. 11), während *G. (I.) r. triplicata* (TORLEY 1934) in Bilveringsen nur ziemlich selten vorkommt und durch Übergänge mit *biplicata* verbunden ist. Da von *G. (I.) r. rectangularis* (TORLEY) in den Aufsammlungen aus dem Frettertall und aus Bilveringsen nur wenig Material vorhanden ist, handelt es sich wahrscheinlich um Extremfälle einer *biplicata*-Population.

G. (Devonogypa) spinulosa HAVLIČEK 1951 ist in Bilveringsen formenreich: *G. (D.) s. globa* JUX 1969 ist die häufigste Unterart, und neben typischen *globa* treten auch flachere Formen auf, die zu *G. (D.) s. lata* JUX 1969 überleiten. *G. (D.) s. sulcata* JUX 1969 tritt nur gelegentlich auf. Es gibt fließende Übergänge zwischen *sulcata* und *globa*. In den Aufsammlungen von Fretter befindet sich nur *G. (D.) s. lata* JUX 1969, die die für sie typische stark quergestreckte Form zeigt und durch viel Material vertreten ist.

G. (Ivdelinia) rectangularis und *G. (D.) spinulosa* sind auch aus dem mitteldevonischen Flinz bekannt. Die Individuen aus dem mitteldevonischen Flinz sind deutlich kleiner als jene aus dem Massenkalk von Bilveringsen oder Fretter und lassen sich nicht so leicht den von JUX (1969) unterschiedenen Varietäten zuordnen.

Rhynchonelliden

Die Rhynchonelliden sind im Massenkalk eine sehr häufige und formenreiche Gruppe – wie z. B. TORLEY (1934) und obige Fossilisten demonstrieren –, da sie an das Leben im Riff und den riffnahen Gebieten angepaßt waren. Die Gattungszuweisungen der bekannten Arten haben sich in den letzten Jahrzehnten oft geändert und sind z. T. jetzt noch im Fluß, aber auch bei einigen Arten ist die Abgrenzung gegen andere – bzw. ihre prinzipielle Berechtigung – umstritten. So wird z. B. *Septalaria? crenulata* (SOWERBY) von TORLEY (1934: 80) als selbständige Art gewertet, während SCHMIDT (1941a: 27) und andere Autoren sie als Flachform von *Hypothyridina cuboides* oder *H. procubides* auffassen.

Aus dem Massenkalk von Genna [MTB Hohenlimburg: Nordost-Teil] liegen viele Schalenexemplare der Rhynchonelliden *Pugnax pugnoides* ssp. aff. *latus* SCHMIDT 1941 vor. Sie besitzen große Ähnlichkeit mit der Erstbeschreibung von *P. p. latus* durch SCHMIDT (1941a: 29-30), tragen 3-4 (meist 4) Rippen im Sinus und haben 10-12 mm Länge.

Atrypiden

Die Atrypiden – die ebenso wie die Rhynchonelliden an die Riffe und riffnahen Bereiche angepaßt sind (STRUVE 1970: 529-530) – besitzen ein bedeutendes biostratigraphisches Potential, wie die Untersuchungen von COPPER und STRUVE im Eifelium, Unter-Givetium und Frasnium belegen. Leider mangelt es noch an vergleichbaren Untersuchungen im mittleren und oberen Givetium. Trotzdem läßt die relativ weite räumliche Verbreitung von (vermutlich relativ kurzlebigen) Arten wie *Mimatrypa fretterensis* COPPER 1968 und *Desquamatia (Neatrypa) prisca gladbachensis* (JUX 1965) auf eine zukünftige Bedeutung als Leitfossilien hoffen. Die von JUX (1965: 158-159) aus dem „Unteren Plattenkalk“ (= Iserlohn-Gruppe) von Bergisch-Gladbach beschriebene *Desquamatia prisca gladbachensis* ist eine der ältesten Formen der Untergattung *D. (Neatrypa)* STRUVE 1964. Da *D. (Neatrypa)* ihre Hauptverbreitung im Frasnium und im höchsten Givetium (= Äquivalente der Assise de Fromelennes) hat, gilt sie als Leitfossil für diesen Zeitraum (STRUVE 1982a: 203), obwohl *gladbachensis* etwas älter ist.

Während die anderen Atrypiden Faunenelemente der „Rheinischen Fazies“ (= Bewegtwasser) sind, handelt es sich bei *Carinata* um einen charakteristischen Vertreter der „Herzynischen Fazies“ (= Stillwasser) (vergl. HAVLIČEK 1987). Deshalb ist das vereinzelte Auftreten von *Carinata* im Massenkalk, den man der „Rheinischen Fazies“ zuordnen muß, bemerkenswert. Ebenfalls erwähnenswert ist der Nachweis des auf festen Untergründen zementierenden Brachiopoden *Davidsonia* im Sammlungsmaterial von Fretter, da weder HOLZAPFEL (1895) noch TORLEY (1934) ihn daher melden. *Davidsonia* wird neuerdings zu den Atrypiden gerechnet, während er früher zu den Strophomeniden gerechnet worden war. (HAVLIČEK 1987: 104-105.)

Spiriferiden

(Abb. 14-15)

Spiriferiden finden sich ± gelegentlich in den Vorriff- und Riffschutt-Kalken. Eine der häufigeren Arten ist *Minatothyris maureri* (HOLZAPFEL 1895) (Abb. 14). STRUVE (1970: 543) trennt ein Exemplar aus dem Massenkalk von Bilveringsen, das TORLEY (1934: Taf. 7 Fig. 32) als *M. maureri* abgebildet hat, unter dem Namen *Minatothyris torleyi* STRUVE 1970 ab, während er das andere abgebildete Stück (TORLEY 1934: Taf. 7 Fig. 31) einer anderen Art zuordnet. Das umfangreichere Material von *M. maureri* aus Bilveringsen in der Mendener Sammlung (Inv. Nr. 88/3391, 3735) ist für *M. maureri* (HOLZAPFEL 1895) typisch und vermittelt in seiner Variationsbreite zwischen den beiden von TORLEY (1934: Taf. 7 Fig. 31-32) abgebildeten Exemplaren (vergleiche Abb. 14). Dem vorliegenden Material nach zu urteilen, ist *M. torleyi* STRUVE 1970 nur ein Extremfall von *M. maureri*.

In dem von Bilveringsen, Fretter und anderen Orten bekannten *Cyrtospirifer aperturatus verneuiliformis* (PAECKELMANN 1942) liegt ein Brachiopode vor, der die Nähe zum Oberdevon andeutet, denn er ist ein Vorläufer der Cyrtospiriferen, die im Oberdevon aufblühen und wichtige Leitfossilien stellen. In Abb. 15 sind Funde aus dem Massenkalk des Frettertales zu sehen.



Abb. 14: Zwei Schalenexemplare des Brachiopoden *Minatothyris maureri* (HOLZAPFEL 1895), links Dorsalansicht, rechts Stirnansicht. Bilveringsen, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3391a + 88/3735a; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 15: Zwei Schalenexemplare des Brachiopoden *Cyrtospirifer aperturatus verneuiliiformis* (PAECKEL-MANN 1942). Fretter, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3392 a+b; Maßstab siehe Zentimetermaß.

5.3.5. Stratigraphische Einstufung

Aufgrund der Darlegungen über die Obergrenze der Oberhonsel-Formation (Kap. 5.2.4.) muß man davon ausgehen, daß der Massenkalk schon in der Gerolstein-Gruppe (= unteres Givetium) beginnt; während der Massenkalk früher (fast) immer ins Ober-Givetium gestellt wurde. Wie schon ausgeführt wurde (Kap. 5.3.1.), ist die Obergrenze des Massenkalkes nicht überall gleich alt. Der Massenkalk reicht aber überall in die Iserlohn-Gruppe (= oberes Givetium) hinein, während die jüngsten Vorkommen ein frasnisches Alter haben.

Die wichtigsten Leitfossilien des Massenkalkes sind Brachiopoden der Gattungen *Stringocephalus* und *Uncites*, auf denen auch die Untergliederung des Givetiums beruht (Kap. 4). Bei Bestimmung bis auf das Untergattungs- bzw. Artniveau erlauben sie $\pm$ genaue biostratigraphische Einstufungen (JUX & STRAUCH 1966; STRUVE 1982a, 1986b). So war z. B. bisher aus dem Frettertal noch kein *Stringocephalus* (*Parastringocephalus*)

lus) bekannt geworden. Die vielen Gemeinsamkeiten zwischen der Fauna von Bilveringsen und der des Frettertales legten zwar ein ähnliches Alter nahe, aber der Vergleich stand auf tönernen Füßen, da ein unkalkulierbar großer Teil der Faunenähnlichkeiten nur auf den ähnlichen Umweltbedingungen beruht. Durch zwei in der Mendener Sammlung befindliche Gehäuse der Art *Stringocephalus* (*Parastringocephalus*) *dorsalis* ARCHIAC & VERNEUIL 1842 von Fretter (Inv.-Nr. 88/3370) (Abb. 16) läßt sich beweisen, daß der Massenkalk dort der Iserlohn-Gruppe angehört - ebenso wie das Bilveringser Vorkommen.

5.4. Mitteldevonischer Flinz

5.4.1. Lithologie, Stratigraphie und Umweltbedingungen

Aus dem Massenkalk entwickelt sich fließend der Flinz. Unter dem Namen „Flinz“ versteht man im Sauerland eine Wechsellagerung von bankigen bis plattigen, dunkelgrauen oder schwarzen (Riffschutt-)Kalken mit dunklen Tonsteinen (KAMP 1972: 57). Die Kalksteine sind oft Echinodermenschutt-Arenite. Sowohl die Riffschutt-Kalke des Frettertales (z. B.) als auch die Flinzkalke entstanden im Vorriff-Bereich. Die Riffschutt-Kalke des Frettertales bildeten sich in der Nähe des Riffkerns – in relativ flachem und ziemlich stark bewegtem Wasser. Sie sind deshalb hell, enthalten keine Tonstein-Zwischenlagen und werden dem Massenkalk zugerechnet. Die Flinzkalke wurden weiter vom Riff entfernt in tieferem und stillerem Wasser abgelagert, weshalb sie dunkel sind und Tonstein-Zwischenlagen enthalten. Dadurch läßt sich der Flinz auch im Gelände von Massenkalk unterscheiden. Bei der Entstehung der Flinzkalke haben Turbidite eine wichtige Rolle gespielt.

Im Raum Iserlohn-Letmathe starben infolge der fortschreitenden Vertiefung des Meeres (Meeresspiegel-Anstieg und/oder Meeresboden-Absenkung) zur Zeit der Iserlohn-Gruppe (= oberes Givetium) weite Teile des Massenkalk-Riffes ab. In diese Becken-Bereiche schütteten die weiterwachsenden höhergelegenen Teile des Riffes ihren Riffschutt hinein. So entstand der mitteldevonische Flinz. Durch die weiter fortschreitende Vertiefung des Meeres folgten schon im höchsten Givetium dunkle Tonsteine. Da der mitteldevonische Flinz an einigen Stellen eine sehr reiche Fauna enthält, wurde diese von TORLEY (1908) monographisch bearbeitet. Der ca. 40 m mächtige mitteldevonische Flinz des Raumes Iserlohn-Letmathe läßt sich biostratigraphisch in den höheren Teil der Iserlohn-Gruppe einordnen. Wichtige Leitfossilien sind die Brachiopoden (insbesondere die Gattungen *Stringocephalus* und *Uncites*).



Abb. 16: Zwei Schalenexemplare des Brachiopoden *Stringocephalus* (*Parastringocephalus*) *dorsalis* ARCHIAC & VERNEUIL 1842. Fretter, Massenkalk (Iserlohn-Gruppe); Inv.-Nr. 88/3370; Maßstab siehe Zentimetermaß.

5.4.2. Fossilführung der Fundorte

Die Fundorte im mitteldevonischen Flinz liegen auf den MTB Hohenlimburg und Iserlohn. Das Material im Mendener Museum trägt die Inv.-Nr. 88/3169-3255, 88/3944.

- 32) Letmathe [MTB Hohenlimburg: Nordost-Teil].
- 33) Burgberg bei Letmathe [MTB Hohenlimburg: Nordost-Ecke].
- 34) Dröschede [MTB Hohenlimburg: Ostrand].
- 35) Iserlohn [MTB Iserlohn: Nordwest-Teil]. Möglicherweise (?) ist damit der Schleddenhof gemeint.
- 36) Schleddenhof bei Iserlohn [MTB Iserlohn: nördlich der Blattmitte]. Weitere Angaben zum Fundort macht TORLEY (1908: 2-3).
- 37) Bilveringsen [MTB Iserlohn: nördlich der Blattmitte].
- 38) Sundwig [MTB Iserlohn: Nordost-Teil].

Fossilführung:

a) Schwamm-Nadeln:

Octacium rhenanum SCHLÜTER, 32

b) Stromatoporen:

Hermatostroma sp., 38

c) Chaetetiden:

Rhaphidopora sp., 32, 35

d) Tabulate Korallen:

Heliolites porosus (GOLDFUSS 1826), 35

Caliopora battersbyi (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851), 35, 36

Alveolites sp. (mehrere Arten), 35

e) Rugose Korallen:

Metriophyllum bouchardi MILNE-EDWARDS & HAIME 1851, 32

Amplexocarinia sp., 35

Acanthophyllum cf. *vermiculare* (GOLDFUSS 1826), 36

Acanthophyllum sp., 36

kleine rugose Einzelkorallen, 35, 36

f) Gastropoden:

Platyceras compressum (ROEMER), 36

g) Pelecypoden:

Conocardium villmarensense (ARCHIAC & VERNEUIL), 36

h) Tentaculiten:

Tentaculites grascilistriatus HALL, 36

i) Cephalopoden:

Geisonoceras? tubicinella (SOWERBY), 36

Cyrtoceratites quindecimale (PHILLIPS) [= *Kophinoceras* q.], 36

Tornoceras sp., 36

Sobolewia amplorotundata (TORLEY 1908) [= *Anarcestes amplorotundatus* TORLEY], 36

j) Anneliden:

Spirorbis omphalodes GOLDFUSS, 32

k) Trilobiten:

Phacops breviceps BARRANDE 1852, 36

Phacops sp., 35

Proteus sp. 34, 37

Otarion sp., 35

l) Brachiopoden:

Discina nitida (PHILLIPS 1836), 36

Lingula cochlearis TORLEY 1908, 36

Aulacella eifliensis (VERNEUIL 1850), 32

Mystrophora areola (QUENSTEDT 1871), 36

Leptaena rhomboidalis (WILCKENS 1769), 32

Protodouvillina aff. *interstitialis* (PHILLIPS 1841) [= „*Stropheodonta*“], 36

„*Stropheodonta*“ *irregularis* (ROEMER 1844), 36

„*Stropheodonta*“ *nodulosa* (PHILLIPS 1841), 36

Devonaria minuta (BUCH 1837) [= *Chonetes m.*], 36

Productella fragaria (SOWERBY 1840), 32

Gypidula (*Devonogypa*) *spinulosa* HAVLIČEK 1951, 32, 35, 36

Gypidula (*Ivdelinia*) *rectangularis* cf. *biplicata* JUX 1969, 32

„*Uncinulus*“ *implexus* (SOWERBY 1840), 32, 36

Kransia parallelepipedata (BRONN 1837) [= *Uncinulus p.*], 32, 33, 36

Septalaria? crenulata (SOWERBY 1840), (ohne Fundort)

Ladogifornix triloba triloba (SOWERBY 1840), 32

Isopoma orthoglossum (TORLEY 1908), 36

Isopoma? ren SCHMIDT 1951 [= *Camarophoria aptycta* sensu TORLEY 1908], 36

Spinatrypa orthoclina COPPER 1967, 36

Spinatrypa aff. *orthoclina* COPPER, 32

Atryparia (*Costatrypa?*) sp. [= *Atrypa reticularis* sensu TORLEY 1908], 32, 36

Desquamatia (*Independatrypa*) sp., 36

Desquamatia sp., 32

Mimatrypa desquamata (SOWERBY 1840), 36

Mimatrypa flabellata (ROEMER 1844), 36

Carinata sp., 32
Davidsonia verneuli BOUCHARD 1849, 32
Atrythyris sp.?, 32 (selten)
Glassia beyrichi (KAYSER 1873), 32, 36
Anoplothea venusta (SCHNUR) [viele Schalenex. von 0,6-0,8 mm Länge], 32
Plectospira longirostris (KAYSER 1871), 36
Nucleospira lens (SCHNUR 1853), (ohne Fundort)
Dicamara plebeia (SOWERBY 1840), 36
Uncites (*Winterfeldia*) *beuthi* JUX & STRAUCH 1966, 35
Rhynchospirifer hians (BUCH 1837), 32
 „*Spirifer*“ *rotundus* TORLEY 1908, 36
Martinia minor (ARCHIAC & VERNEUIL 1842) [= *Spirifer inflatus* SCHNUR 1853], 35
Quadrithyris macrorhyncha (SCHNUR 1853), 32, 36
Pyramidalia pyramidalis (SCHNUR 1851), 35
Cyrtina heteroclitia (DEFrance 1825), 32, 35
Centronella virgo (PHILLIPS 1841), 35
Stringocephalus (*Stringocephalus*) *burtini* (DEFrance 1825), 36
Stringocephalus (*Stringocephalus*) sp. [kleine flache Form], 35
Stringocephalus (*Parastringocephalus*) cf. *dorsalis* ARCHIAC & VERNEUIL 1842, 36
Stringocephalus (*Parastringocephalus*) *parasulcatus beyrichi* STRUVE 1982, 35
 m) Bryozoen:
Fistulipora sp., 32
 n) Crinoiden:
Stylocrinus sp., 32
 Crinoidenstielreste, 36

5.4.3. Bemerkungen zur Fauna

Die Fauna des mitteldevonischen Flinzes zeigt große Ähnlichkeit zur Fauna der Riffschutt-Kalke von Fretter und Bilveringsen. Deshalb gelten viele dazu gemachte Aussagen auch hier. Die Ähnlichkeiten beruhen zum einen auf ähnlichen Umweltbedingungen, zum anderen auf der großen zeitlichen Nähe. Allgemein fällt auf, daß die Fauna kleinwüchsiger ist als in Bilveringsen oder Fretter; das läßt auf etwas schlechtere Umweltbedingungen schließen. Vermutlich waren aufgrund der geringeren Wasserbewegung (da größere Wassertiefe) Sauerstoffversorgung und Nahrungszufuhr (insbesondere der sessil benthonisch lebenden Brachiopoden und Riffbildner) nicht mehr so optimal. Riffbildner sind ziemlich selten und die rugosen Korallen sind nur noch durch ± kleine Einzelkorallen vertreten.

5.4.3.1. Brachiopoden

Das wichtigste Element der Fauna des mitteldevonischen Flinzes stellen die Brachiopoden. Bemerkenswert ist, daß neben den articulaten Brachiopoden hier auch die inarticulaten Gattungen *Discina* und *Lingula* auftreten.

Für die durch mehrere Arten vertretenen Atrypiden gilt das schon im Kap. 5.3.4.2. gesagte. Mit *Atryparia* (*Costatrypa*?) sp. und *Desquamatia* (*Independatrypa*) sp. liegen zwei Charakterformen des Frasniums vor. Die *Atryparia* (*Costatrypa*?) sp. wurde von TORLEY (1908: Taf. 4 Fig. 7-9) leicht schematisiert als *Atrypa reticularis* abgebildet – ähnlich sieht auch *Atryparia* (*Costatrypa*) sp. B aus dem Frasnium von Nord-Frankreich aus (GODEFROID in BRICE 1988: 427 ff.). Im Mendener Museum befinden sich zahlreiche (etwas abgeriebene) Schalenexemplare von 19-42 mm Länge. A. (*Costatrypa*) COPPER 1973 ist bisher nur aus dem Frasnium bekannt, während die nah verwandte A. (*Atryparia*) COPPER 1966 nur im Eifelium vorkommt (COPPER 1973). Ein ähnliches Verbreitungsmuster wie *Atryparia* zeigt auch *Desquamatia* (*Independatrypa*) COPPER 1973, da zwischen den Arten aus dem Eifelium und den Funden aus dem Ober-Givetium eine Lücke ist (COPPER 1973: 494). Aus Europa sind spät-givetische D. (*Independatrypa*) bisher nur aus Aachen, Belgien und Nordfrankreich bekannt (COPPER 1973: 494; GODEFROID in BRICE 1988: 404-408). Deshalb wird das am Schleddenhof gefundene Exemplar dieser Untergattung (Inv.-Nr. 88/3236) in Abb. 17 dargestellt.

Auch *Stringocephalus* ist im mitteldevonischen Flinz mit mehreren Arten verbreitet. Als ein Beispiel sind in Abb. 18 drei Individuen von *Stringocephalus* (*Parastringocephalus*) *parasulcatus beyrichi* STRUVE 1982 zu sehen. Diese leicht erkennbare Unterart wurde von STRUVE (1982a: 219-220) anhand von Material aus dem Schleddenhof aufgestellt.

Abb. 17 a+b: Brachiopode *Desquamatia* (*Independatrypa*) sp., a) Ventralansicht von vorne, b) Dorsalansicht von hinten. Schleddenhof, Mitteldevonischer Flinz; Inv.-Nr. 88/3236; Maßstab siehe Zentimetermaß.





Abb. 18: Drei Schalenexemplare des Brachiopoden *Springocephalus (Parastringocephalus) parasulcatus beyrichi* STRUVE 1982. Iserlohn, Mitteldevonischer Flinz; Inv.-Nr. 88/3207; Maßstab siehe Zentimetermaß.



Abb. 19: Zwei Schalenexemplare des Brachiopoden *Spinatrypa orthoclina* COPPER 1967. Schleddenhof, Mitteldevonischer Flinz; Inv.-Nr. 88/3233a; Maßstab siehe Zentimetermaß.

***Spinatrypa orthoclina* COPPER 1967**

(Abb. 19)

Aus dem mitteldevonischen Flinz des Schleddenhofes liegen 5 vollständige Schalenexemplare von *Spinatrypa orthoclina* COPPER 1967 vor (Inv.-Nr. 88/3233) (Abb. 19), die gut der von COPPER (1967: 512-514, Taf. 80) gegebenen Beschreibung und Abbildung entsprechen. *Spinatrypa orthoclina* ist aus der Eifel von einem Fundort bekannt, der wahrscheinlich der Rodert-Formation angehört, aber auch Dreimühlen-Alter haben kann (COPPER 1967: 512). Für möglicherweise konspezifisch hält COPPER (1967: 513-514) die von WEHRLI 1931 beschriebene *Atrypa aspera* var. *paffrathi* aus der Paffrather Mulde (aus dem dortigen Kalk des oberen Givetiums). Abgesehen von einem möglichen Auftreten in der Paffrather Mulde ist dies also der erste Nachweis von *Sp. orthoclina* im Rechtsrheinischen Schiefergebirge.

Die Exemplare vom Schleddenhof sind 9-22 mm breit. Ausgewachsene (?) Individuen haben 13-18 Faltenreihen am Vorderrand und sind 14-18 mm lang und 17-22 mm breit. Das Verhältnis Länge: Breite beträgt 1: 0,82-0,94. Die schuppigen Anwachszone haben 1-2 mm Abstand voneinander. Bei den 2 großen und einem kleinen Exemplar sind beide Klappen schwach konvex. Bei den beiden anderen (11 mm bzw. 14 mm langen) Individuen ist die Stielklappe schwach konvex bis fast plan und die Armklappe mäßig stark konvex gewölbt.

Fünf Exemplare aus dem mitteldevonischen Flinz von Letmathe weichen davon etwas ab und werden deshalb *Spinatrypa* aff. *orthoclina* COPPER 1967 bestimmt. Die Stielklappe ist schwach konvex gewölbt und die Armklappe mäßig stark konvex gewölbt. Die beiden größten Exemplare haben 19/20 mm Länge und 21/24 mm Breite. Sie tragen ca. 17 Faltenreihen am Vorderrand. Die Faltenreihen sind z. T. verwaschen. Die kräftigen Anwachsschuppen haben 1-1,5 mm Abstand voneinander.

5.4.3.2. Cephalopoden

***Sobolewia amplorotundata* (TORLEY 1908)**

(Abb. 20)

TORLEY (1908: 45-46) hatte die neue Art *Anarcestes amplorotundatus* mit ausführlicher Beschreibung, aber ohne Abbildung aufgestellt. Vermutlich liegt es daran, daß sie später nicht mehr beachtet wurde. Nur BECKER (1985: 21) erwähnt diese Art und ordnet sie der Gattung *Sobolewia* zu. Das Mendener Museum besitzt zwei vollständige Steinkerne dieser Art (Inv.-Nr. 88/3184) vom locus typicus, die schon von den Museumsgründern als *A. amplorotundatus* bestimmt worden waren. Trotzdem ist es nicht sicher, daß diese Exemplare TORLEY bei der Erstbeschreibung vorgelegen haben. Die kugeligen Gehäuse mit zwei Einschnürungen je Umgang entsprechen völlig der Erstbeschreibung. Sie sind in Abb. 20 dargestellt. Damit wird *Sobolewia amplorotundata* (TORLEY 1908) erstmalig abgebildet.

5.5. Oberdevonischer Flinz

Auch im tieferen Frasnium kam es zur Bildung von Flinzkalcken. Diese oberdevonischen Kalke besitzen ein Aussehen und eine Entstehungsgeschichte, die der ihrer mitteldevonischen Gegenstücke vergleichbar ist. Deshalb ist auch ihre Fossilführung weitgehend vergleichbar. Im Raum Iserlohn-Letmathe werden der mittel- und der oberdevonische Flinz durch tonig-siltige Schichten voneinander getrennt. Das Mendener Museum besitzt Fossilien aus dem oberdevonischen Flinz (Inv.-Nr. 88/3166-3168, 88/3592-3596) von folgenden Fundorten:

39) Elsey [MTB Hohenlimburg: nördlich der Blattmitte].

40) Iserlohn [MTB Iserlohn: Westteil].

41) Hemer [MTB Iserlohn: Nordrand].

Fossilführung:

a) Stromatoporen:

Stromatopora sp., 39

b) Chaetetiden:

Rhaphidopora sp., 40

c) Tabulate Korallen:

Thamnopora sp., 39

Alveolites sp., 39

d) Kleine rugose Einzelkorallen, 39

e) Brachiopoden:

Ladogifornix triloba triloba (SOWERBY 1840), 41

Septalaria physomena TORLEY 1934, 41

Septalaria descendens H. SCHMIDT 1975, 41



Abb. 20 a+b: Zwei Steinkerne des Cephalopoden *Sobolewia amplorotundata* (TORLEY 1908), a) Lateralansicht, b) Ventralansicht des großen Exemplares. Schleddenhof, Mitteldevonischer Flinz; Inv.-Nr. 88/3184; Maßstab siehe Zentimetermaß.

Literaturverzeichnis:

- BECKER, R. T. (1985): Devonische Ammonoideen aus dem Raum Hohenlimburg-Letmathe (Geologisches Blatt 4611 Hohenlimburg). – Dortmunder Beitr. Landeskd., naturwiss. Mitt., **19**: 19-34, 3 Abb., 1 Tab.; Dortmund.
- BEUSHAUSEN, L. (1895): Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **17**: 514 S., 38 Taf.; Berlin.
- BIRENHEIDE, R. (1978): Rugose Korallen des Devon. – Leitfossilien, **2**: 265 S., 119 Abb., 2 Tab., 21 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- (1985): Chaetetida und tabulate Korallen des Devon. – Leitfossilien, **3**: 249 S., 87 Abb., 2 Tab., 42 Taf., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

- BRICE, D. (1981): Givetien. – Mém. Bur. Rech. géol. min., **109**: 9-25, Abb. 1-5, Tab. 1-6; Paris.
- [Hrsg.] (1988): Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). – Biostratigraphie du Paléozoïque, **7**: 1-522, 97 Abb., 20 Tab., 61 Taf.; Brest (Université de Bretagne Occidentale). – [Wichtiges Werk mit Einzelbeiträgen zu zahlreichen Fossilgruppen].
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian reefs: a review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D. F. [Hrsg.]: European Fossil Reef Models; Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **30**: 85-142, 24 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- COPPER, P. (1965): A new Middle Devonian atrypid brachiopod from the Eifel, Germany. – Senckenbergiana lethaea, **46**: 309-325, 3 Abb., Taf. 27; Frankfurt am Main.
- (1967): *Spinatrypa* and *Spinatrypina* (Devonian Brachiopoda). – Palaeontology, **10**: 489-523, 24 Abb., Taf. 76-83; London.
- (1968): *Mimatrypa* (Devonian Brachiopoda) from Sauerland, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130**: 113-128, 8 Abb., Taf. 11-13; Stuttgart.
- (1973): New Siluro-Devonian atrypoid brachiopods. – J. Paleont., **47**: 484-500, 3 Abb., 3 Taf.; Tulsa/Okla.
- DINELEY, D. L. (1984): Aspects of a Stratigraphic System: the Devonian. – 223 S.; London.
- EDER, F. W. (1975): Riffe und Riff-detritogene Plattenkalke. – In: MARTIN, H.: Bericht des Sonderforschungsbereiches 48 „Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste, insbesondere der Geosynklinalräume“, Projektbereich A: Stoffbestand und Tektonogenese der variskischen Geosyncline: 117-143, 7 Abb.; Göttingen.
- FAGERSTROM, J. A. (1987): The evolution of reef communities. – XV + 600 S., 51 Taf.; New York (John Wiley & Sons).
- FICNER, F., & HAVLIČEK, V. (1978): Middle Devonian brachiopods from Čelechovice, Moravia. – Sbornik geol. věd, Paleont., **21**: 49-106, 2 Abb., 16 Taf.; Praha.
- FLÜGEL, E. (1959): Die Gattung *Actinostroma* Nicholson und ihre Arten (Stromatoporoidea). – Ann. naturhist. Mus. Wien, **63**: 90-273, 3 Abb., 27 Tab., Taf. 6-7; Wien.
- (1974): Stromatoporen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) des Sauerlandes. (Stromatoporen aus dem deutschen Paläozoikum 1). – Paläont. Z., **48**: 149-187, 9 Tab., Taf. 24-27; Stuttgart.
- FRECH, F. (1891): Die devonischen Aviculiden Deutschlands. – Abh. geol. Spec.-Karte Preussen, **9** (3): VIII + 260 S., 23 Abb., 5 Tab., 18 Taf.; Berlin.
- HARPER, C. W., & BOUCOT, A. J. (1978): The Stropheodontacea. – Palaeontographica; [Teil 1-2:] **A 161**: 55-175, Taf. 8-42; [Teil 3:] **A 162**: 1-80, Taf. 1-15; Stuttgart.
- HAVLIČEK, V., (1987): Lower Devonian and Eifelian Atrypacea (Brachiopoda) in central Bohemia. – Sbornik geol. věd, Paleont., **28**: 61-115, 14 Abb., 16 Taf.; Praha.
- HILL, D. (1981): Rugosa and Tabulata. – In: TEICHERT, C. [Hrsg.]: Treatise on invertebrate paleontology, Part **F** [Coelenterata] Suppl. **1**: XI + 672 S., 462 Abb., 3 Tab.; Boulder/Colorado & Lawrence/Kansas.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **16**: 459 S., 19 Taf.; Berlin.
- (1908): Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfauna des rheinischen Stringocephalen-Kalkes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. [für 1908], **29**: 111-129, Taf. 4-7; Berlin.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110**: 186-392, 25 Abb., Taf. 9-30; Stuttgart. – [Teil I: 186-258, Taf. 9-27; Teil II: 259-392, Taf. 28-30].
- (1965): „Kragen“ an Atrypiden aus Schillen des Unteren Plattenkalks (Givet) von Bergisch Gladbach (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **39**: 147-167, 4 Abb., Taf. 20; Stuttgart.
- (1969): Pentameriden aus dem Bergischen Devon. – Palaeontographica, **A 132**: 55-93, 19 Abb., Taf. 16-21; Stuttgart.
- & STRAUCH, F. (1965): Die „Hians“-Schille aus dem Mitteldevon der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 51-86, 13 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- (1966): Die mitteldevonische Brachiopodengattung *Uncites* DEFRANCE 1825. – Palaeontographica, **A 125** (4-6): 176-222, 18 Abb., 3 Tab., Taf. 21-25; Stuttgart.
- KAEVER, M., & OEKENTORP, K., & SIEGFRIED, P. (1980): Fossilien Westfalens: Invertebraten des Oberdevons. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **50**: 276 S., 5 Abb., 6 Tab., 38 Taf., 1 Kt.; Münster.
- KAMP, H. VON (1972): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4611 Hohenlimburg: 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld. – [2. Aufl.].
- KOCH, LUTZ (1984): Aus Devon, Karbon und Kreide: Die fossile Welt des nordwestlichen Sauerlandes. – 159 S., 151 Abb.; Hagen (v. d. Linnepe).
- KORN, D. (1988): Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westfalen, **11**: 293 S., 88 Abb., 60 Taf.; Münster (Landschaftsverband Westfalen-Lippe).

- KORN, D., & PRICE, J. (1987): Taxonomy and Phylogeny of the Kosmoclymeniinae subfam. nov. (Cephalopoda, Ammonoidea, Clymeniida). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**: 5-75, 27 Abb., 8 Taf.; Frankfurt am Main.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time und space; Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 9 Tab.; Tulsa/Okla.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic Sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge East of the River Rhine. – MARTIN, H., & EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 43-76, 8 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- LECOMPTE, M. (1951/1952): Les stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du bassin de Dinant. – Part 1 (1951): Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belgique, **116**: 1-215, Taf. 1-35. – Part 2 (1952): Mém. Inst. roy. Sci. natur. Belgique, **117**: 216-359, Taf. 36-70; Bruxelles.
- LEIDHOLD, C. (1928): Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Rheinischen Stringocephalenkalkes, insbesondere seiner Brachiopodenfauna. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **109**: 99 S., 62 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- LIAO, W.-H., & BIRENHEIDE, R. (1985): Rugose Korallen aus dem Givetium von Dushan, Provinz Guizhou, S-China. 2: Kolonien der Columnariina. – Senckenbergiana lethaea, **65**: 265-295, 7 Taf.; Frankfurt am Main.
- LÜTTE, B.-P. (1987): *Glossophyllum*-Arten aus dem Mittel-Devon der Eifel (Rugosa; Rheinisches Schiefergebirge). – Senckenbergiana lethaea, **67**: 433-457, 7 Taf.; Frankfurt am Main.
- & OEKENTORP, K. (1988): Rugose Korallen aus der Cürten-Formation (Givetium) der Sötenicher Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Nord-Eifel). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **176**: 213-243, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MAY, A. (1986): Biostratigraphische Untersuchungen im Mittel-Devon des Nordwest-Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). – Dortmunder Beitr. Landeskde., naturwiss. Mitt., **20**: 23-55, 2 Abb., 2 Tab.; Dortmund.
- (1987): Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). – Geol. Paläont. Westfalen, **10**: 51-84, 12 Abb., 1 Tab.; Münster (Landschaftsverband Westfalen-Lippe).
- (1988): Fossilführung und Palökologie des lagunären Massenkalkes (Devon) im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **62**: 175-192, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- MIESEN, J. (1971): Crinoiden der Eifel. – 60 S., 20 Taf.; Leverkusen (Slg. Miesen).
- (1974): Die Versteinerungen im Devon der Eifel. – 199 S., 1427 Abb.; Leverkusen (Slg. Miesen, Alkenrather Str. 59).
- MISTIAEN, B. (1985): Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales), Analyse et systématique des Stromatopores. – Soc. Géol. Nord. Publ. **11**; Vol. I [Phénomènes récifaux]: IX + 381 S., 137 Abb., 5 Taf.; Vol. II [Stromatopores]: 245 S., 135 Abb., 20 Taf.; Villeneuve d'Ascq/France.
- MOHANTI, M. (1972): The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba Syncline, Cantabrian Mountains, Prov. Leon, Northwestern Spain: Carbonate Facies and Rhynchonellid Palaeontology. – Leidse geol. meded., **48**: 135-205, 37 Abb., 10 Taf., 2 Beil.; Leiden.
- OLBERTZ-WEHRLI, G. (1969): Die Entstehung unserer nordsauerländischen Heimat. – Beitr. Heimatkd. Hönnetal, **6**: 43 S., 6 Taf., Balve (Städtisches Museum Menden). – [2. Aufl.].
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **91**: 112 S., 1 Taf.; Berlin.
- (1942): Beiträge zur Kenntnis devonischer Spiriferen. – Abh. Reichsanst. Bodenforsch., N. F. **197**: 188 S., 93 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- PFINGSTEN, G. (1969): KARL TORLEY, ein westfälischer Arzt und Paläontologe. – Natur u. Museum, **99**: 31-38, 4 Abb.; Frankfurt am Main.
- RACKI, G. (1986): Brachiopod ecology of the Devonian carbonate Complex, and problem of brachiopod hyposalinity. – In: RACHEBOEUF, P. R., & EMIG, C. C. [Hrsg.]: Les Brachiopodes fossiles et actuels; Biostratigraphie du Paléozoïque, **4**: 363-373, 4 Abb., 1 Taf.; Brest.
- SCHMIDT, HERMANN (1965): Die wichtigsten Grenzen im Mitteldevon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **9**: 883-894, 1 Tab.; Krefeld.
- & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Slg. geol. Fhr., **39**: 151 S., 8 Abb., 5 Taf., 20 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- SCHMIDT, HERTA (1941a): Die mitteldevonischen Rhynchonelliden der Eifel. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **459**: 79 S., 7 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1941b): Rhynchonellidae aus rechtsrheinischem Devon. – Senckenbergiana, **23**: 277-290, Abb. 1-13; Frankfurt am Main.
- (1951): Zur Brachiopoden-Fauna des mitteldevonischen Flinzkalks von Iserlohn-Letmathe. – Senckenbergiana, **32**: 87-94, 7 Abb., Taf. 1; Frankfurt am Main.
- (1964): Neue Gattungen paläozoischer Rhynchonellacea (Brachiopoda). – Senckenbergiana lethaea, **45**: 505-506; Frankfurt am Main.
- (1975): Septalariinae (Brachiopoda, Rhynchonellida) im Devon westlich und östlich des Rheins. – Senckenbergiana lethaea, **56**: 85-121, 12 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt am Main.

- SCHMIDT, W. E. (1905): Die oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. – Z. dt. geol. Ges., **57**: 498-566, 4 Abb., Taf. 20-22; Berlin.
- SPRIESTERSBACH, J. (1915): Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **80**: 80 S., 23 Taf.; Berlin.
- (1942): Lenneschiefer (Stratigraphie, Fazies und Fauna). – Abh. Reichsanst. Bodenforsch., N. F. **203**: 219 S., 19 Abb., 11 Taf.; Berlin.
- STEARNS, C. W. (1975): The stromatoporoid animal. – *Lethaia*, **8**: 89-100, 8 Abb.; Oslo.
- (1984): Growth Forms and Macrostructural Elements of the Coralline Sponges. – *Palaeontogr. americana*, **54**: 315-325, 9 Abb., 1 Tab.; Ithaca/New York.
- STRUVE, W. (1961): Zur Stratigraphie der südlichen Eifler Kalkmulden (Devon: Emsium, Eifelium, Givetium). – *Senckenbergiana lethaea*, **42**: 291-345, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1964a): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 5: *Mimatrypa* n. g. (Atrypidae/Palaferellinae). – *Senckenbergiana lethaea*, **45**: 433-440, 5 Abb.; Frankfurt am Main.
- (1964b): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 8: Über einige homöomorphe Brachiopoden-Arten (Meristellidae). – *Senckenbergiana lethaea*, **45**: 507-521, 16 Abb.; Frankfurt am Main.
- (1965): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 11: *Schizophoria striatula* und *Schizophoria excisa* in ihrer ursprünglichen Bedeutung. – *Senckenbergiana lethaea*, **46**: 193-215, 4 Abb., Taf. 19-21; Frankfurt am Main.
- (1966): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 15: Einige Atrypinae aus dem Silurium und Devon. – *Senckenbergiana lethaea*, **47**: 123-163, 13 Abb., 1 Tab., Taf. 15-16; Frankfurt am Main.
- (1970): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 16: „Curvate Spiriferen“ der Gattung *Rhenothyris* und einige andere Reticulariidae aus dem Rheinischen Devon. – *Senckenbergiana lethaea*, **51**: 449-577, 12 Abb., 15 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1978): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 19: Arten von *Fitzroyella* (Rhynchonellida; Givetium und Frasnium von Europa und Australien). – *Senckenbergiana lethaea*, **59**: 329-365, 12 Abb., 3 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1980): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 20: Zur Paläoökologie fixo-sessiler artikulater Brachiopoden aus dem Rheinischen Gebirge. – *Senckenbergiana lethaea*, **60**: 399-433, 2 Abb., 8 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1982a): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 23: Schaltier-Faunen aus dem Devon des Schwarzbach-Tales bei Ratingen, Rheinland. – *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 183-283, 14 Abb., 13 Taf.; Frankfurt am Main. – [Wichtige Arbeit!].
- (1982b): The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. – In: ZIEGLER, W., & WERNER, R. [Hrsg.]: On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters; Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 401-432, 6 Abb.; Frankfurt am Main.
- (1986a): Kerpen und die Welt – Betrachtungen über den besonderen Beitrag einer Eifeler Gemarkung zur Erforschung des Devon-Systems. – Festschr. „850 Jahre Kerpen“: 9-30, Abb. 1-32; Kerpen/Kr. Daun (Ortsgemeinde).
- (1986b): Sektion Paläozoologie III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **85**: 257-273, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt am Main.
- (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – *Natur u. Museum*, **119**: 128-139, 27 Abb.; Frankfurt am Main.
- TORLEY, K. (1908): Die Fauna des Schleddenhofes bei Iserlohn. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **53**: 56 S., 10 Taf.; Berlin.
- (1933): Über *Endophyllum bowerbanki* M. ED. u. H., – Z. dt. geol. Ges., **85**: 630-633, Taf. 55; Berlin.
- (1934): Die Brachiopoden des Massenkalkes der Oberen Givet-Stufe von Bilveringsen bei Iserlohn. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **43**: 67-148, 9 Taf.; Frankfurt am Main.
- (1935?): Verzeichnis der in der näheren und weiteren Umgebung von Iserlohn gefundenen Versteinerungen; von Sanitätsrat Dr. Torley, Iserlohn. – 11 S. – [Im Städtischen Museum Menden aufbewahrt (unveröffentlichter) maschinenschriftlicher Durchschlag ohne Jahresangabe, berücksichtigt Ergebnisse von TORLEY (1934)].
- TSIEN, H. H. (1982): Ancient reefs and reef carbonates. – Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium, Manila, 1981, Vol. **1**: 601-609, 7 Abb.; Manila.
- (1984): Organisms: Their Ecology and Function in Carbonate Construction. – *Palaeontogr. americana*, **54**: 415-420, 6 Abb.; Ithaca/New York.
- WALLISER, O. H. (1985): Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 401-408, 1 Abb.; Frankfurt am Main.
- WEDDIGE, K., & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. – *Natur u. Museum*, **119**: 83-93, 4 Abb.; Frankfurt am Main.
- WEDEKIND, R. (1914): Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. – Abh. kgl. Ges. Wiss. Göttingen Math.-phys. Kl., N. F. **10** (1): 73 S., 7 Taf.; Berlin.

ZIEGLER, W. (1978): Erl. geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4813 Attendorn: 230 S.; Krefeld.

– & KLAPPER, G. (1985): Stages of the Devonian System. – Episodes, **8**: 104-109, 9 Abb.; Ottawa.

– & WERNER, R. [Hrsg.] (1985): Devonian Series Boundaries – Results of world-wide Studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 416 S., 94 Abb., 32 Tab., 31 Taf.; Frankfurt am Main.

ZUKALOVÁ, V. (1971): Stromatoporoidea from the Middle and Upper Devonian of the Moravian Karst. – Rozpravy Ústředního ústavu geol., **37**: 143 S., 16 Abb., 7 Tab., 40 Taf.; Praha.

Geol. Paläont. Westf.	17	43–69	6 Taf.	Münster März 1991
--------------------------	----	-------	--------	----------------------

Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren

Stephan Schultka*

Zusammenfassung

Ein Profil im höheren Teil der oberen Ibbenbürener Schichten mit transgressiv überlagerndem Zechstein im Bockradener Graben bei Ibbenbüren wird dokumentiert und faziell gedeutet. Hervorzuheben ist die fast vollständige Durchwurzelung der rot gefärbten Schichten des Karbons, was im Gelände nur schwer nachweisbar ist. Eine Abhängigkeit des Verlaufs der Wurzeln von der Korngröße des Sediments kann nachgewiesen werden. An der Basis des Aufschlusses fanden sich Arthropoden-Fährten, die hiermit erstmalig im deutschen Oberkarbon nachgewiesen werden. Der Kupferschiefer nimmt von der Mächtigkeit her mit diesem Aufschluß eine vermittelnde Stellung zwischen dem 2,50 m mächtigen Kupferschieferprofil von Uffeln und dem stark reduzierten, nur 0,40 m mächtigen Profil beim Hof Frehe im Bockradener Graben ein. Die sedimentologischen und paläontologischen Befunde der Schichten des Karbons legen eine geringe Veränderung der klimatischen Bedingungen nahe, widersprechen jedoch der Auffassung von einem „Klimaumschwung“.

Einleitung

Durch verstärkte Abbautätigkeit im Bereich der höchsten Schichten des Karbons (Westfeld) auf dem Ibbenbürener Karbonhorst (Westfeld) wurde im Bockradener Graben beim Hof Wersborg die Zechstein-Transgression aufgeschlossen. Hier ist in den letzten Jahren durch den Abbau der roten Siltsteine und Schiefertone ein wissenschaftlich wertvolles Bodendenkmal entstanden. Da die Verwitterung das Profil aufgrund der petrographischen Beschaffenheit der anstehenden Folge innerhalb kurzer Zeit zu zerstören droht, erscheint es sinnvoll, dieses Profil eingehend zu dokumentieren. Vom Liegenden zum Hangenden stehen in dem Aufschluß folgende Schichteinheiten an:

- a) rote Siltsteine und Schiefertone der „Roten Schichten“ (Westfal D)
- b) Transgressions-Konglomerat des Zechsteins
- c) Kupferschiefer
- d) Zechstein-Kalk

Im östlichen Teil des Aufschlusses stehen jenseits einer Störung dunkelgraue Schiefertone an, die möglicherweise in den Jura (Münder Mergel) zu stellen sind. Während die stratigraphische Position der Schichtenfolge westlich der Störung weitgehend geklärt ist, ist das Alter dieser grauschwarzen Schiefertone mit häufig auftretenden Ton-Eisen-Konkretionen und eingeschalteten Gipsinseln bisher nicht näher bestimmbar. Der kurzfristig zugängliche Bereich dieser Schichtenfolge ist vor allem aufgrund tektonischer Vorgänge so stark beansprucht worden, daß eine Schichtung kaum noch nachweisbar war. Bisher konnte in diesem Bereich nur eine Ton-Eisen-Konkretion mit relativ schlecht erhaltenen Brachiopoden gefunden werden, die noch nicht näher bestimmt wurden. Hier könnte es sich allerdings um ein Erosionsrelikt aus der liegenden Folge handeln, wie das in diesem Raum aus der Literatur bekannt ist. Die Tone gehören aber sicherlich nicht in das Karbon. Auch aus dem Perm des Osnabrücker Raumes sind bisher nirgendwo Sedimente bekannt geworden, die lithologisch mit den hier anstehenden verglichen werden könnten. In der Umrandung des Schafberges sind an verschiedenen Stellen Ablagerungen des höheren Jura nachgewiesen worden und z. T. aufgeschlossen gewesen (BÄSSLER, 1968; THIERMANN, 1975), die sich in ihrer Ausbildung gut mit den hier auftretenden Schiefertönen vergleichen lassen. Die Annahme eines jurassischen Alters wäre nach derzeitigem Kenntnisstand naheliegend.

* Anschrift des Verfassers:

Dr. Stephan Schultka,
Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum,
Forschungsstelle für Paläobotanik,
Hindenburgplatz 57-59,
D-4400 Münster/Westf.

Die Arbeit wurde mit Mitteln des Amtes für Bodendenkmalpflege gefördert.

Besonders beachtenswert ist im liegenden Bereich des Aufschlusses eine ca. 0,4 m mächtige Siltstein-Folge mit Spurenfossilien. Spurenfossilien sind aus dem höheren Karbon äußerst selten, erst aus dem höchsten Karbon und dem Perm sind in Deutschland mehrere Horizonte mit Spurenfossilien bekannt geworden (Saarland, Thüringen etc.).

Karbon

Rote Schichten

Die Roten Schichten stellen das jüngste Schichtglied des Westfal D im Bereich des Ibbenbürener Karbons dar (nach RABITZ in THIERMANN, 1975: 28). Sie stellen keine stratigraphische Einheit im strengen Sinne dar, sondern sind - zumindest für den basalen Anteil - nur eine fazielle Vertretung der Oberen Ibbenbürener Schichten, wie HAVLENA (1968) nachweisen konnte. Die Roten Schichten gehen kontinuierlich aus den flözführenden liegenden Schichten hervor. So tritt an der Basis der rotgefärbten Oberen Ibbenbürener Schichten zumindest im Bereich des Hügels noch ein Flöz auf (HAACK 1909). Das Flöz selbst ist allerdings von grau gefärbten Sedimenten unter- und überlagert.

Die Rotfärbung tritt offensichtlich nicht überall gleichzeitig auf, sie scheint im Süden (Bohrung Coesfeld 1) früher einzusetzen als im Norden (Schafberg, Hüggel, Piesberg). Eine exakte Klärung dieser Frage ist allerdings nicht möglich, da eine feinstratigraphische Parallelisierung aufgrund fehlender Daten derzeit noch nicht durchgeführt werden kann.

Die Roten Schichten sind überwiegend in roter Fazies ausgebildet. Sie treten in dieser Ausbildung weit verbreitet auf, neben weiteren Aufschlüssen am Hüggel wurden vergleichbare Schichten an vielen Stellen im norddeutschen Raum erbohrt. HAVLENA (1968) unterteilt die rote Schichtenfolge im Raum Ibbenbüren in zwei verschiedene Faziesausbildungen, einmal in die liegenden, sekundär rot gefärbten, und zum anderen in den oberen Anteil der primär rot abgelagerten Oberen Ibbenbürener Schichten. Die Basis der Roten Schichten ist siltig-tonig ausgebildet. Sie gehen kontinuierlich aus den grauen, flözführenden Schichten hervor. Konglomerate wurden bisher nicht beobachtet. Die hangende Schichtenfolge setzt diskordant mit einem Transgressionshorizont ein und ist deutlich gröber. Konglomeratische Ablagerungen stellen den dominanten Lithofaziestyp dar, während Schiefertone zurücktreten und fast ausschließlich auf einzelne Linsen beschränkt bleiben. Aufgrund dieser deutlichen sedimentologischen Unterschiede, die sich im gesamten Bereich des Schafberges finden, kann die vorliegende Folge in den Bereich der liegenden Roten Schichten gestellt werden. Es kann allerdings nicht gesagt werden, wo genau im Bereich der Einheit B (nach HAVLENA, 1968: 145) diese Schichtenfolge liegt.

Perm

Zechstein-Konglomerat

Das Konglomerat, das in diesem Profil die roten Siltsteine und Schiefertone überlagert, gehört bereits dem Zechstein an und ist im Osnabrücker Raum durch viele bergbauliche Aufschlüsse am Schafberg und Hüggel bekannt geworden. Diese klassischen Aufschlüsse existieren nicht mehr. Vor allem durch den intensiven, ehemaligen Abbau der Zechsteinkalke zur Eisengewinnung (Hüggel), der Verwertung als Schottermaterial sowie durch den verstärkten Abbau von Schiefertönen für die Ziegelherstellung im Westfeld des Schafberges wurden neue Aufschlüsse im Bereich der Zechstein-Transgression geschaffen. Das Transgressions-Konglomerat überlagert unterschiedlich alte Schichten des Karbons und gleicht offensichtlich ein Paläorelief teilweise aus. Die Mächtigkeit schwankt deshalb stark. Teilweise wird das Konglomerat durch andere Sedimente vertreten oder fällt ganz aus. Das zeigt sich besonders gut in den beiden heute noch zugänglichen Zechstein-Aufschlüssen im Hüggel, die unter Schutz stehen. Hier wird das Transgressions-Konglomerat durch eine Kalksteinbank vertreten, die direkt auf einem oberkarbonischen, konglomeratischen Sandstein aufliegt. In einem weiteren Aufschluß im Bockradener Graben bei Hof Frehe/Ibbenbüren liegt der Kupferschiefer z. T. direkt auf konglomeratischen Sandsteinen des Karbons.

HAARMANN (1914: 327) gab für die Ibbenbürener Karbonscholle an, daß das Konglomerat lokal ausfallen kann. HOFFMANN (1924: 281) wies für den östlichen Teil des Kupferschieferbeckens darauf hin, daß das Konglomerat nicht so weitreichend entwickelt ist, wie es erscheinen mag. Diese Annahme scheint für das gesamte Becken gültig zu sein. Meistens befindet sich an der Basis des Kupferschiefers ein kalkhaltiger, teilweise verkieselter Sandstein. Am Hüggel tritt anstelle dieser Sedimente eine Kalkbank auf, das sogenannte „Mutterflöz“. Konglomerat wie Sandstein bilden eine deutliche Morphologie aus, die vom überlagernden Kupferschiefer ausgeglichen wird.

Während TIETZE (1912) für den Ibbenbürener Raum angibt, daß das Transgressions-Konglomerat nur über den konglomeratischen Sandsteinen des Karbons entwickelt ist, über tonigen Folgen jedoch aufgrund fehlenden Materials ausfällt, beschreibt HAARMANN (1914: 327) auch auf tonigem Unterlager ein Zechstein-Konglomerat. In der Tongrube Wersborg liegt das Konglomerat ebenfalls direkt auf den roten Ton-Siltsteinen der Roten Schichten auf und bietet damit ein ungleich eindrucksvolleres Bild der Zechstein-

Transgression als in allen anderen Zechstein-Aufschlüssen des nordwestdeutschen Raumes. Darüber hinaus ist unterhalb des Konglomerates noch ein Bleichungshorizont unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet, der diese Grenze zusätzlich betont.

Die Zusammensetzung des Konglomerates entspricht der Zusammensetzung von Konglomeraten des Karbons aus dieser Gegend und ist nur durch das karbonatische und stark eisenschüssige Bindemittel zu unterscheiden. Das entspricht den Beschreibungen in der Literatur. Interessanterweise finden sich in den liegenden Bereichen des Konglomerats keinerlei Aufarbeitungsprodukte der unterlagernden Schiefertone und Siltsteine. Vereinzelt finden sich hellgraue Sandsteine, die wahrscheinlich aus den Bereichen stammen, wo das Zechstein-Konglomerat direkt auf den konglomeratischen Sandsteinen des Karbons aufliegt, wie zum Beispiel wenige 100 Meter weiter nordöstlich Hof Wersborg beim Hof Frehe im Bockradener Graben.

Kupferschiefer i. w. S.

Die Mächtigkeit des Kupferschiefers, der über dem Konglomerat folgt, schwankt im hier aufgeschlossenen Bereich zwischen 100 und 120 cm. In Verbindung mit den beiden anderen aufgeschlossenen Kupferschiefer-Vorkommen auf dem Schafberg (Steinbruch Schwienheer/Uffeln, Straßenaufschluß bei Hof Frehe/Bockradener Graben) nimmt dieses Vorkommen eine vermittelnde Stellung ein. Die im Aufschluß wechselnde Mächtigkeit ist direkt abhängig von der Mächtigkeit des Konglomerats im Liegenden.

Während in Uffeln Mächtigkeiten bis zu 2,5 Metern gemessen werden können, ist der Kupferschiefer im Bockradener Graben kaum 0,4 m mächtig. Solche Feldbeobachtungen sind nötig, um zur Rekonstruktion des Paläoreliefs zur Zeit der Zechstein-Transgression zu gelangen; nur selten können solch prägnante Beobachtungen auf so engem Raum gemacht werden.

Beim Kupferschiefer handelt es sich um eine Wechselfolge von bituminösen Mergeln und detritischen Kalksteinen. Es lassen sich drei härtere, zum Hangenden hin mächtiger werdende, stärker kalkige Einschaltungen nachweisen, wie sie GRZEGORCZYK (1986) aus dem 2,5 m mächtigen Kupferschieferprofil des Steinbruchs Schwienheer/Uffeln etwa 6 km nordwestlich der Tongrube Wersborg beschreibt. Die insgesamt neun kalkigeren Einschaltungen kann GRZEGORCZYK (1986: 194) in drei verschiedene petrographische Typen unterteilen, in „wackestones“, in Laminite und Turbidite. In dem etwa 1,5 km nordöstlich gelegenen Zechstein-Aufschluß beim Hof Frehe treten solche Bänke nicht mehr auf, hier beträgt die Mächtigkeit des Kupferschiefers auch nur noch 0,4 m.

Starke Mächtigkeitschwankungen des Kupferschiefers sind schon seit langem bekannt. FREYBERG (1924: 270) gibt Mächtigkeiten von 0,1 m bis über 11 m im Bereich des Nordrandes der Rheinischen Masse an. Auch im gesamten übrigen Kupferschiefer-See konnten Mächtigkeitschwankungen von über 10 Metern nachgewiesen werden. Dabei fällt auf, daß die maximalen Mächtigkeiten an Küstenbereiche gebunden zu sein scheinen, die meistens auch besonders hohe Sedimentationsraten aufweisen.

Neben den Küstenbereichen spielen offensichtlich darüber hinaus Inselketten innerhalb des Kupferschiefer-Sees eine wichtige Rolle. Sie wurden anhand von Bohrungen im Anschluß an die variszisch angelegten großen Sättel und Mulden des rechtsrheinischen Schiefergebirges im Bereich eng eingrenzbarer Zonen, Inseln und Untiefen, nachgewiesen. Aufgrund dieser Beobachtungen kommt FREYBERG (1924: 270) zu dem Schluß, daß man bei fehlendem Rotliegenden mit Klippen des Paläozoikums rechnen kann, die den Zechstein durchstoßen. TEICHMÜLLER (1957: 267) kann anhand der Zusammensetzung von Kalkkonglomeraten das Liefergebiet einengen und die Küstenlage näher bestimmen. Darüber hinaus ist er in der Lage, über die Korngrößen die generelle Schüttungsrichtung festzulegen. Es wäre interessant zu untersuchen, ob auch im Umfeld der Ibbenbürener Karbonscholle ein Hochgebiet, das als Sedimentlieferant gedient hat, zu belegen ist.

Die durch den erhöhten Sedimentzufluß gebildete „Randfazies“ des Kupferschiefers wird als sandig, dolomitisch, tonig, mergelig charakterisiert. So findet sich bei Mächtigkeiten von mehr als 2 Metern für den Kupferschiefer häufig der Hinweis, daß es sich um Mergelschiefer oder Dolomitmergel handelt und nicht um Kupferschiefer im engeren Sinne. Auch der Kupferschiefer von Ibbenbüren zeichnet sich durch einen hohen Karbonat-Gehalt aus, der ihn deutlich von anderen Kupferschiefer-Vorkommen unterscheidet, wie z. B. vom Kupferschiefer am Hügell. Nur in den küstenfernen, wohl auch tieferen Bereichen des ehemaligen Kupferschiefer-sees scheint es zur Ausbildung des Kupferschiefers im engeren Sinne gekommen zu sein. Dieser ist kalkarm, weist einen hohen Erzgehalt auf und ist teilweise bis heute bauwürdig gewesen.

Sedimentstrukturen

Die gesamte Folge zeigt im Gelände, insbesondere im Bereich der Roten Schichten, ein häufiges Auskeilen der einzelnen Sedimentationseinheiten. Dies weist auf eine starke Differenzierung der Sedimente in lateraler und vertikaler Abfolge hin. Bei einer genaueren Analyse findet sich aber nur eine begrenzte Anzahl von Sedimentstrukturen, was sich im Geländebefund bereits andeutete.

a) Schichtung

Die häufigste Schichtungsform ist Parallelschichtung. Sie beherrscht das Sedimentationsbild der tonigen und bituminös-mergeligen Ablagerungen, tritt aber auch in den siltig-sandigen Sedimenten sehr häufig auf. Aufgrund der allgemein geringen Korngröße darf man annehmen, daß es sich um Ablagerungen handelt, die schwachenergetische Transportverhältnisse belegen. Zum großen Teil dürfte es sich bei diesen Sedimenten, die nur undeutliche Schichtungsmerkmale zeigen, um Suspensionsablagerungen handeln, die auf weitgehenden Strömungsstillstand hindeuten.

Ein Sonderfall ist der Kupferschiefer, der makroskopisch parallelgeschichtet erscheint. Im Anschliff zeigt sich unter dem Binokular allerdings, besonders in den leicht verwitterten Bereichen, ein sehr feines, flaseriges Gefüge. Um feinste Kalkspat-Linsen und -Bänder herum legen sich Ton-Bitumen-Laminae (Taf. 1, Fig. 1). In vergleichbarer Weise wird die „normale Speise“ (schwächer vererzte Tonsteine) des Mansfelder Kupferschiefers von HOFFMANN (1924: 283; Taf. I, Abb. a) beschrieben.

b) Schrägschichtung

Nicht selten tritt auch Schrägschichtung auf. Meistens handelt es sich um Erosionsreste einer bzw. nur weniger Rippelgenerationen, wobei häufig nicht mehr geklärt werden kann, ob es sich dabei um Oszillations- oder Strömungsrippeln handelt. Meistens dürften wohl Strömungsrippeln vorliegen. Planare Schrägschichtung im dm-Bereich ist nur in einer Schichteinheit nachweisbar. Einzelne Schrägschichtungslaminae zeigen dabei eine interne Schrägschichtung. Es könnte sich um große Strömungsrippeln handeln, auf denen sich teilweise wieder erodierte Rippel-Generationen aufbauten. Innerhalb eines Ablagerungsvorganges kam es somit zum deutlichen Wechsel von Strömungsenergie und Strömungsrichtung. Möglicherweise handelt es sich aber auch um longitudinale Schrägschichtung, die bei der lateralen Verlagerung von Flußläufen und Prielien entsteht (REINECK et SINGH, 1980: 104). In einer weiteren Schichteinheit kommt es zu einer etwas mächtigeren Rippelschichtung, die Anklänge an kletternde Rippeln (climbing ripples) zeigt. Diese Erscheinung spricht für relativ hohe Strömungsenergien bei hoher Sedimentfracht.

Die Leeblätter der Rippeln sind meistens eben, seltener finden sich konkav gebogene Leeblätter. Das spricht für eine Ablagerung in gemäßigter Strömung bei nicht zu hoher Suspensionsfracht (REINECK, 1984: 107, nach JOPLING, 1965).

Im Kupferschiefer konnte Schrägschichtung (planar) in nur einer 0,5 cm mächtigen Schichteinheit nachgewiesen werden.

c) Rinnen

Rinnenstrukturen finden sich in fast allen Schichten mit etwas gröberen Sedimenten, vor allem im basalen Anteil der aufgeschlossenen Folge. Es handelt sich dabei meist um sehr flache Rinnen, die nur selten tiefer als 3 Zentimeter in das liegende Sediment eingreifen (Taf. 1, Fig. 2a; Taf. 1, Fig. 3a; Taf. 2, Fig. 1). Sie können aber auch dm-Tiefe erreichen. Solche auch im Gelände nachweisbaren Rinnen finden sich ausschließlich in den basalen Bereichen des Profils. Häufig verflachen diese Rinnen nach beiden Seiten gleichermaßen. Unterscheidungen in Prall- und Gleithang sind nicht möglich. Bei solchen flachen Rinnen handelt es sich möglicherweise um Ablaufrinnen, die in Watten und in Flachländern nach Überschwemmungen (z. B. nach Damnbrüchen, „crevasse splay“) auftreten.

Die Rinnen sind zum Teil mit parallelgeschichteten Sedimenten verfüllt, zum Teil auch mit schräggeschichteten. Das weist darauf hin, daß die Rinnen mit Parallelschichtung bei einem Wasserstand unterhalb der Oberkante verfüllt wurden, während die anderen Rinnen bei vollständiger Wasserbedeckung zusedimentiert wurden. Im Liegenden tritt vereinzelt ein Rinnengefüge auf (scour-and-fill structures).

Das Sediment in den Rinnen ist fast immer gröber als das umgebende Sediment, wie das auch im allgemeinen der Fall ist (SHROCK, 1948). Sehr häufig finden sich in den Rinnenablagerungen Siltstein/Schiefer-ton-Gerölle, die meist einen Durchmesser um 5 mm aufweisen. Diese Gerölle sind in der vorliegenden Sedimentationsfolge typische Elemente. Sie zeigen zum Teil noch interne Strukturen, d. h. eine Silt/Ton-Wechselschichtung. Bei diesen Formen handelt es sich um einen Geröll-Typ, der nach WILLIAMS (1966: 577) belegt, daß im Bereich des Oberlaufs zumindest leicht verfestigte Sedimente subaquatisch erodiert wurden. Das geschieht vornehmlich dann, wenn keine Schwebefracht zum Transport zur Verfügung steht.

d) Risse

Eindeutige Trockenrisse finden sich in den hier vorliegenden Schichtenfolgen nicht. Überhaupt wurden bisher aus dem flözführenden Karbon des euramerischen Bereichs kaum Beobachtungen von Trockenrissen bekannt gemacht. Erst im Stefan treten solche Austrocknungserscheinungen gehäuft auf.

In Querschnitten sind aber immer wieder Risse nachweisbar, die allerdings nicht den bisher bekannten Bildern von Trockenrissen entsprechen. Sie finden sich nur in den Schiefertönen und reichen kaum tiefer als wenige Zentimeter. Die Risse zeigen nicht die typische V-Form der Trockenrisse, bilden keine Polygone und sind im Querschnitt z. T. stark verzweigt (Taf. 2, Fig. 2). Verfüllt sind sie mit Material, das aufgrund des Fehlens der tonigen Komponente in der Matrix gröber erscheint als das umgebende Sediment. Bei einigen dieser Risse handelt es sich möglicherweise um Erscheinungen, die auf Synerese zurückgeführt werden könnten. Dafür

sprechen die geringen Dimensionen der Risse, die Form und Tiefe der Querschnitte sowie die fehlende Polygonbildung (REINECK et SINGH, 1980: 60; DONOVAN et FOSTER, 1972).

Daneben treten weitere Rißstrukturen auf, die von einem zentralen Bereich aus Apophysen-artig in das umgebende Sediment eindringen (Taf. 2, Fig. 3). Sie sind mit deutlich größerem Material verfüllt, z. T. finden sich als Komponenten 3-4 mm große Bruchstücke des umgebenden siltigen Schiefertons. Diese Erscheinungen könnte man durch Entwässerungsvorgänge erklären, atypische Trockenrisse könnten aber ebenfalls als Deutung herangezogen werden.

e) Entschichtung

Mehrfach finden sich Schichtabschnitte, die völlig ungeschichtet erscheinen. Dabei wird selten deutlich, ob es sich um eine primäre, schichtungslose Ablagerung oder um eine sekundär herbeigeführte Entschichtung handelt.

Eindeutig primären Ursprungs dürften lokal ausgebildete Siltstein/Schieferton-Geröll-Horizonte mit ungeordnet-chaotischem Gefüge sein (Taf. 1, Fig. 2b). Die einzelnen Komponenten bestehen zum größten Teil aus schlecht sortierten, stark plattigen roten Schiefertongeröllen im mm-Bereich, die in einer siltig-sandigen Matrix eingebettet sind. Hier dürfte es sich um Ablagerungen aus kleinräumigen Massenbewegungen handeln (z. B. kleinen Schlammströmen), wie sie häufig in schnell abgelagerten, stark wasserhaltigen Sedimenten des fluviatilen Formenkreises auftreten (REINECK, 1984: 301).

Bei den Schichten, wo man eine sekundäre Entschichtung annehmen darf, handelt es sich fast ausschließlich um Schiefertone (Taf. 2, Fig. 4a, b). Sie entsprechen wahrscheinlich solchen Horizonten, wie sie bereits HAVLENA (1968: 148) aus Aufschlüssen weiter nördlich im Bockradener Graben beschreibt. Er deutet diese entschichteten Horizonte als Ergebnis eines Nachbrechens der hangenden Schichten nach Oxidation und Fortführung kleiner Flözchen. Wahrscheinlicher dürfte allerdings sein, daß es sich hier um flachgründige Verwitterungshorizonte handelt, die unter warmhumiden klimatischen Bedingungen entstanden sind, oder um Entschichtungsvorgänge, die im Zusammenhang mit Rhizoturbationen stehen.

Zur Frage der Färbung

Mit der Entstehung der Färbung der Roten Schichten hat sich HAVLENA (1968) intensiv auseinandergesetzt. Dabei kommt er zu dem Schluß, daß zwei verschiedene Faziesbereiche vorliegen. Im Hangenden soll es sich um primär rot abgelagerte Sedimente handeln, wie das alle Bearbeiter bis EBERT (1954) für die gesamte Folge angenommen hatten. Für die Sedimente im Liegenden nimmt er dagegen eine primär grau gefärbte Folge mit kleinen Flözen an, die stufenweise durch Verwitterungsvorgänge sekundär rot verfärbt wurde. Dabei geht er davon aus, daß die ursprünglich vorhandenen Flözchen oxidiert und weggeführt wurden. In den dadurch entstandenen Hohlraum soll im Folgenden der Hangendschiefer nachgestürzt sein. Die grünlichgrauen Einschaltungen werden als Reduktions- bzw. Bleichungshorizonte angesehen.

Diese Deutung der Rotfärbung wurde von THIERMANN (1970: 41; 1975: 52; 1980: 46) uneingeschränkt übernommen. Grundsätzlich konnten die Befunde HAVLENAS auch am hier vorliegenden Profil bestätigt werden. So konnte keine signifikante Abhängigkeit der Korngröße von der Sedimentfarbe festgestellt werden. Allerdings sind Schiefertone seltener graugrün verfärbt als die gröberen Schichten. Zudem konnten grünlichgrau Schiefertone/Siltsteine als Komponenten in den „Schieferton-Konglomeraten“ nachgewiesen werden, was darauf hinweisen könnte, daß entsprechende Bleichungen bereits sehr früh eingesetzt haben, also eher synsedimentär oder zumindest sehr früh-postsedimentär.

Weiter konnte nachgewiesen werden, daß nicht nur grünlichgraue Reduktionshöfe um organische Reste, z. B. Wurzeln, nachweisbar sind (Taf. 1, Fig. 3c), sondern daß vereinzelt kräftige Rotfärbungen in Tonericherungen um Wurzeln in grünlichgrauen Schichtabschnitten auftreten können. Das weist auf eine Bleichung primär (sekundär?) rot gefärbter Sedimente hin.

Ähnliche Beobachtungen können auch in rezenten bis subrezentem Sedimenten gemacht werden. So kann es während und nach der Ablagerung von Sedimenten zu Oxidations- und dann wieder zu Reduktionsvorgängen kommen, so daß kaum noch die primäre Färbung nachgewiesen werden kann (TURNER, 1980).

An der Grenze des Karbons zum Zechstein-Konglomerat tritt ein unterschiedlich mächtiger Bleichungshorizont auf. Der hier anstehende Bleichungshorizont unterscheidet sich in seiner Färbung deutlich von den Reduktionsfarben im Liegenden. Er weist ein völliges Fehlen von roten Farben auf, die grauen Farben changieren eher ins bläuliche und unterscheiden sich deutlich von der grünlichgrauen Färbung der liegenden Sedimente. Diese bläulichgraue Färbung ist an Schiefertongebunden, die im Liegenden häufig durch ihre besonders kräftige Rotfärbung auffallen. Insgesamt wird der Horizont von hellbraunen Farben beherrscht, wie sie auch in der Matrix des überlagernden Zechstein-Konglomerates zu beobachten sind. Schon dieser Farbunterschied deutet darauf hin, daß hier andere chemische Vorgänge zur Bleichung geführt haben könnten als im Liegenden des Profils. Darüber hinaus findet sich kein „Verwitterungshorizont“ im Grenzbereich zum Konglo-

merat, d. h. ein z. B. durch Bioturbation zumindest teilweise entschichteter Horizont. Solch eine Entschichtung würde für einen längeren Zeitraum fehlender Sedimentation unter Wasserbedeckung sprechen, was zur Reduzierung der vorher roten Sedimente führen könnte. Daher liegt die Vermutung nahe, daß es sich hier um syndiagenetische und möglicherweise erst postpermische Bleichungsvorgänge durch Sickerwässer aus dem Kupferschiefer handelt und nicht um Erscheinungen der Prä-Zechstein-Verwitterung.

In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß es sich bei diesem Bleichungshorizont nicht um eine lokale Erscheinung handelt. Überall dort, wo der Kupferschiefer über rotgefärbte Sedimente transgrediert, sind diese gebleicht. Einen vergleichbaren Horizont beschreibt auch TEICHMÜLLER (1957: 267) vom Kontaktbereich zwischen dem Zechstein-Konglomerat und dem Westfal B in der niederrheinischen Bucht.

Ähnliche Beobachtungen kann man auch im Bereich der Diskordanz zwischen den sekundär und primär gefärbten Roten Schichten machen. Mehrfach treten solche Bleichungen darüber hinaus an Schiefer-ton/Sandstein-Grenzen innerhalb der gesamten Roten Schichten auf (Taf. 2, Fig. 1). Diese Bleichungshorizonte wurde bisher jedoch noch nicht näher untersucht.

Der Wechsel von roten und grünlichgrau gefärbten Schichten ist allgemein verbreitet und Gegenstand einer sehr umfangreichen Literatur. Generell sind sich die meisten Autoren darüber einig, daß im terrestrischen Sedimentationsmilieu prinzipiell rote, feinkörnige Sedimente die Überflutungsebenen charakterisieren, während grünliche, grobkörnige Sedimente im Bereich der eigentlichen Strömungsrinne auftreten. Die sehr feinkörnigen, roten Sedimente stellen also eher Ablagerungen der Überflutungsebenen dar. Sie liegen im Auftauchbereich und sind bis zur nächsten Überflutung oft über lange Zeiten den Atmosphären frei zugänglich. Aufgrund erhöhter Oxidation bei entsprechenden klimatischen Voraussetzungen sind sie vornehmlich rot gefärbt (TURNER, 1980: 246). Zudem laufen Bleichungsvorgänge insbesondere in Tongesteinen langsamer ab, da die Porenräume relativ abgeschlossen sind und damit die Zirkulation von Porenwässern stark herabgesetzt oder ganz unterbunden ist.

Grünlichgraue Einschaltungen innerhalb solcher Folgen stellen dann Zeiten von Sumpf- oder Moorbildungen dar, d. h. Bereiche auf der Überflutungsebene, die nicht vollständig trockenfielen. Auch Bodenbildungsvorgänge können zur Bleichung führen. Mit solchen Vorgängen geht häufig eine „Calcrete“-Bildung einher. Solche Bildungen könnten ansatzweise auch im vorliegenden Profil in grünlichgrauen Schichtabschnitten vermutet werden (Taf. 3, Fig. 1).

In fluviatilen Abfolgen darf man trotzdem davon ausgehen, daß unter Wasser abgelagerte Sedimente (Fließrinne) hauptsächlich grünlichgrau gefärbt sind. Es handelt sich dabei auch meistens um gröberkörnigere Ablagerungen. Diese Sedimente verbleiben häufiger unter Wasserbedeckung und damit unter reduzierenden Bedingungen. Die Rotfärbung gröberer Sedimente ist wahrscheinlich hauptsächlich späterdiagenetisch entstanden, was vor allem bei mineralogisch „unreifen“ Sedimenten der Fall ist. Sehr häufig spielt auch das Liefergebiet eine herausragende Rolle bei der Färbung gröberer Sedimente (TURNER, 1980: 250).

Die Färbung von Sedimenten ist insgesamt von einer Vielzahl von Faktoren abhängig, wobei das Klima eine wichtige Rolle spielt. Aufgrund weltweiter Beobachtungen kann man sagen, daß die meisten Rotsedimente in semi-ariden Gebieten gebildet wurden. Für solche Bedingungen sprechen im vorliegenden Fall die häufig auftretenden intraformationellen Gerölle und das Ausklingen der Flözbildungen im direkten Zusammenhang mit dem Einsetzen der Rotfärbung. Die Klimaänderung gegenüber dem tieferen Oberkarbon ist allerdings noch nicht sehr tiefgreifend, zumindest findet keine tiefgreifende Umschichtung in der Zusammensetzung der Flora statt. So kommt es noch nicht zu einer völligen Umstellung der Biogeozönosen, sondern es werden zuerst nur Teilbereiche modifiziert (Auftreten der Rotfärbung, Auftreten der Tongeröll-Lagen, Nachlassen der Produktion von Phytomasse bzw. stärkere Oxidation der pflanzlichen Reste).

Fossilinhalt

Bei einer ersten Profilbegehung erschien die Schichtenfolge insgesamt praktisch fossil leer. Bei einer genaueren Aufnahme konnte aber doch eine ganze Reihe von Fossilresten geborgen werden. So fanden sich an der Basis der Kupferschiefer-Folge in zwei Horizonten bisher 26 Fischreste (darunter 4 weitgehend vollständige Individuen) und zwei Muschelreste. Pflanzenreste konnten in vielen Horizonten des Profils geborgen werden. Sie fanden sich häufig erst bei den Untersuchungen im Labor. Das ist nicht verwunderlich, da in den roten Sedimenten die Pflanzenreste – wenn überhaupt – nur noch als Abdruck erhalten sind, die organischen Substanzen wurden oxidiert und fortgeführt. Nur selten finden sich noch dunkle Umwandlungsprodukte der organischen Teile, wahrscheinlich handelt es sich um Manganverbindungen. Im Vergleich mit den von HAVLENA (1968), RAABE et REMY (1964) sowie vom Verfasser im nördlichen Teil des Bockradener Grabens und im Bereich des nordwestlichen Randabbruchs untersuchten Aufschlüssen ist die Pflanzenführung überraschend gering.

In drei Schichtgliedern fanden sich Calamiten-Reste (Taf. 3, Fig. 2a, b), in einem Falle handelt es sich möglicherweise um Rhizome in situ. Auf einer Schicht findet sich eine mm-mächtige Lage von dichtgepackten Cor-

daitenblättern. Wie man das oft im Karbon beobachten kann, sind über und unter den Blättern Wurzelsysteme entwickelt, auch werden die Blätter von den Wurzeln durchstoßen (Taf. 3, Fig. 3). Die Blätter liegen ohne jede Einregelung auf der Schichtfläche. Sie stellen einen Streuhorizont dar und belegen einen wahrscheinlich weitgehend monotypischen Cordaitenbestand im Ablagerungsbereich. Die Blätter finden sich in einem noch sehr quellfähigen Schiefertone, der direkt im Hangenden der Cordaiten-Blatt-Lage Calamiten-Reste aufweist. Sie belegen einen sehr nassen Standort, möglicherweise auch dauernde, flache Wasserbedeckung. Da die Cordaiten-führenden Schichten relativ kontinuierlich in das Hangende übergehen, darf man annehmen, daß es sich hier um eine der Cordaiten-Gruppen handelt, die feuchte Standorte bevorzugte.

Im stärker siltig-sandig ausgebildeten Liegenden der Folge konnte noch die Fruchtschuppe einer Lycophyte (*?Lepidostrobophyllum*) gefunden werden, die aber aufgrund der schlechten Einhaltung nicht näher bestimmt werden kann. Die schlechte Erhaltung geht dabei nicht auf Transport, sondern vielmehr auf taphonomische Vorgänge (grobes Sediment, Oxidation) zurück. Dieser Fund belegt somit auch das Auftreten von Lycophyten.

Wurzeln stellen die weitaus häufigsten pflanzlichen Reste im Profil dar. Während im Gelände die Durchwurzelung sehr schwer und auch nur in einzelnen Schichteinheiten nachweisbar ist, zeigte sich bei der genaueren Untersuchung im Labor, daß fast die gesamte Folge durchwurzelt ist. Nur in zwei Schichteinheiten von jeweils wenigen Zentimetern Mächtigkeit konnten bisher keine Wurzeln nachgewiesen werden.

Gerade in roten Sedimenten ist es sehr schwer, Wurzeln nachzuweisen, da die kohlige Substanz häufig restlos oxidiert und fortgeführt wurde. Es stellt sich somit die Frage, welche Kriterien eine Struktur im Sediment erfüllen muß, um sie eindeutig als Wurzel zu identifizieren und nicht als tierische Lebensspur, oder als anorganische Bildung.

Typisch für Wurzelsysteme ist die Verzweigung nach unten, Ausnahmen von dieser Faustregel sind selten. Seitenwurzeln haben immer einen deutlich geringeren Durchmesser als die Hauptwurzeln, wobei es allerdings nicht selten vorkommt, daß sich eine Wurzel in zwei gleichstarke Äste gabelt. Man darf also nicht nur ein kurzes Teilstück einer Wurzel beobachten, sondern muß viele Stücke und möglichst auch längere Wurzelteile untersuchen. Ein weiteres Merkmal für das Vorliegen einer Wurzel ist das häufig zu beobachtende unregelmäßige Ausdünnen und Verdicken von Wurzeln. Dies wird durch Torsionen, durch das Umwachsen von Hindernissen im Sediment oder unterschiedlich starkes Zusammendrücken von absterbenden Wurzelteilen hervorgerufen. In Tongesteinen oder tonhaltigen Silt- und Sandsteinen kann man darüber hinaus an der Außenseite der Wurzeln fast immer feine Rutschungsharnische beobachten. Solche Harnischbildungen treten zwar auch bei tierischen Bauten auf, setzen aber eine starke Wandversteifung der Grabbauten voraus. Solche Bautypen sind jedoch gerade im Süßwassermilieu sehr selten. Im Vergleich mit tierischen Bauten fehlen immer Stopfgefüge. Wohl aber kann in den Wurzelröhren ein annähernd konzentrischer Aufbau nachweisbar sein (Taf. 3, Fig. 4a, b). Solch ein konzentrischer Aufbau erklärt sich durch den unterschiedlich schnellen Abbau der Rindengewebe im Verhältnis zum Gewebe der Leitbündel. Dadurch kann es zu einer zweiphasigen Verfüllung der Wurzelröhre kommen. Auch bei tierischen Bauten ist im Querschnitt ein konzentrischer Aufbau gelegentlich beobachtbar, der durch die Phasenhaftigkeit der Verfüllung des Grabbaus hervorgerufen werden kann. Im Längsschnitt erkennt man aber sofort die konkave Stopfstruktur, die der Wurzelfüllung fehlt.

Im vorliegenden Profil findet sich bei größeren, körperlich erhaltenen Wurzelresten ein innerer, konzentrischer Aufbau. Eine äußere und eine innere, kräftig rot gefärbte schmale Zone schließt eine breitere Zone ein, die mit dem Sediment verfüllt ist, von dem die ehemalige Wurzel umgeben war. Im innersten Bereich tritt eine schmale, dreieckig verlaufende Zone auf, die wie die beiden schmalen äußeren Zonen kräftig rot gefärbt ist. Diese innerste Zone kann fast vollständig fehlen. In diesem Fall ist häufig nur noch eine feine, schwärzliche, rißartige Struktur nachweisbar, die die Innenwände der Wurzelröhre normalerweise nicht erreicht (Taf. 3, Fig. 4a, b).

Kleinere Wurzeln mit Durchmessern von weniger als 2 mm weisen eine weniger differenzierte Zonierung auf. Sie zeigen meist nur einen kräftig rot gefärbten äußeren Ring. Das Material im Innenbereich zeigt die gleiche Körnung wie das umgebende Sediment. Ab und zu findet sich zentral eine rot gefärbte rundliche Markierung.

Die kräftig rot gefärbten Zonen haben manchmal ihre Farbe auch in den grünlichgrauen Schichtabschnitten behalten. Meistens sind aber alle Bereiche der ehemaligen Wurzeln grünlichgrau gefärbt. Es zeigt sich viel häufiger ein grünlichgrauer Reduktionshof um die Wurzelbahnen, wie das HAVLENA (1968: 147) beschreibt.

Liegen die ehemaligen Wurzelreste nicht körperlich erhalten vor, werden die Wurzelbahnen in den siltig-sandigen Sedimenten häufig durch Tonbestege nachgezeichnet. Diese feinen Tonschleier zeigen immer die bereits erwähnten Harnische und glänzen dadurch häufig.

Insgesamt können zwei unterschiedliche Durchwurzelungsformen unterschieden werden.

In allen Sedimenten des Profils finden sich in erster Linie Wurzelsysteme, die in verschiedenen Winkeln zur Sedimentationsebene durch das Gestein ziehen (Taf. 4, Fig. 1,2). Diese Wurzeln treten nur relativ selten schichtparallel auf. Dabei handelt es sich wahrscheinlich nicht um einen bestimmten, nur einer Pflanzengruppe zugehörigen Wurzeltyp. Eine genauere Differenzierung der einzelnen Wurzeln bzw. eine Zuordnung zu bestimmten Pflanzengruppen ist bisher leider nicht möglich.

Seltener finden sich Wurzelsysteme, deren Wurzeln vornehmlich parallel zur Sedimentationsebene verlaufen. Sie schneiden die Schichtflächen gelegentlich sehr flachwinklig. Dieser Wurzeltyp erreicht im Durchmesser nicht die Größen des ersten Durchwurzelungstyps. Man findet ihn nur in sehr tonigen Ablagerungen. Diese Wurzeln gehören wahrscheinlich zu der Gruppe der Calamiten. Dafür spricht eine, wenn auch nicht strenge Wirtelstellung abgehender Seitenwurzeln (Taf. 3, Fig. 5). Darüber hinaus finden sich im Zusammenhang mit diesem Wurzeltyp häufig oberirdische Reste von Calamiten. Ein Beweis für die Zugehörigkeit dieser Wurzeln zu den Calamiten steht aber noch aus.

Die Pflanzenreste aus dem Kupferschiefer zeigen Spuren eines weiten Transports, sie waren zum Zeitpunkt der Sedimentation bereits teilweise abgebaut. Auf den schlechten Erhaltungszustand der Pflanzen im Kupferschiefer des Ibbenbürener Raumes weist bereits FRIMAN (1986: 203) für die wenigen Funde (insgesamt nur 8 Reste) aus der Grabung des Amtes für Bodendenkmalpflege im Steinbruch Schwienheer/Uffeln hin. So können auch alle 10 bisher geborgenen Reste nicht bestimmt werden. Zwei etwas besser erhaltene Reste könnten vom Habitus her zur Gruppe der Ullmannien gestellt werden, es könnte sich um die im Kupferschiefer sehr häufige *Ullmannia frumentaria* (Taf. 4, Fig. 3a, b) handeln. Wurzeln treten nicht auf.

Wesentlich häufiger finden sich tierische Reste, wobei es sich fast ausschließlich um Fische handelt. Wie zu erwarten, tritt *Palaeoniscum freieslebeni* (Taf. 4, Fig. 4a, b) als mit Abstand häufigste Form auf. In Uffeln ist diese Species mit einem Anteil von 90% an der gesamten Fischfauna beteiligt, im Richelsdorfer Gebirge bei Kassel beträgt der Anteil etwa 85% (SCHAUMBERG, 1977: 440). Daneben konnte ein vollständiges Exemplar von *Platysomus striatus* (Taf. 5, Fig. 1) und eine etwa 15 cm lange Schwanzflosse gefunden werden, die aufgrund der sehr großen Fulcra auf dem Dorsalrand der Schwanzflosse zu *Pygopterus* sp. (Taf. 5, Fig. 2) gehören könnte. Auch zwei unbestimmbare Muschelreste (Taf. 5, Fig. 3) konnten geborgen werden. Eingehender hat sich FRIMAN (1986) mit der Fauna des Kupferschiefers vom Schafbergs aus der Grabung im Steinbruch Schwienheer/Uffeln befaßt.

Überraschend war im vorliegenden Profil das Auftreten von Spurenfossilien. Der 40 cm mächtige, Spurenführende Horizont liegt nahe an der Sohle der Tongrube. Die gesamte untersuchte Folge zeigt durchgehend auf fast jeder Schichtfläche Arthropoden-Fährten, wenn diese auch meistens sehr undeutlich und verwischt sind. Nur in einigen wenigen Horizonten, vor allem im oberen Anteil, konnten klare Fährten geborgen werden.

Spurenfossilien allgemein sind im Karbon nicht selten, wohl aber Fährten, wenn man von Fährten des *Sinu-sites*-Typs absieht, der vor allem im tieferen Oberkarbon häufig ist. Spuren von höheren Tieren sind aber die große Ausnahme. So sind bisher nur Tetrapoden-Fährten im Bereich von Flöz Pläthofsbank aus der Zeche Präsident/Bochum (KUKUK 1938: 140), von Flöz Gustav aus der Zeche General Blumenthal/Recklinghausen (SCHMIDT, 1956: 204) sowie 12 verschiedene Vertebraten-Spuren im Hangenden von Flöz Blücher aus der Zeche Dechen/Saar (WEINGARDT, 1961) beschrieben worden.

Für fast das gesamte Karbon des euramerischen Bereiches finden sich in der Literatur ebenfalls nur sehr wenig Hinweise auf Fährten. Erst im allerhöchsten Karbon sind vermehrt Horizonte mit Spurenfossilien bekannt geworden (Saarland, Thüringen, Frankreich etc.). Aus tieferen stratigraphischen Niveaus des Karbons sind sonst nur noch Vorkommen in Amerika beschrieben worden, wobei die genaue Korrelation mit der europäischen Stratigraphie allerdings nicht gesichert ist. Damit dürfte das Vorkommen von Arthropoden-Fährten in der Tongrube Wersborg zumindest in Deutschland bisher einmalig in dieser stratigraphischen Position sein.

Die Spuren sind relativ schlecht erhalten, zum Teil ist nur eine undeutliche Reihung von leichten Vertiefungen festzustellen. In den meisten Fällen ist diese Erhaltung wahrscheinlich auf das relativ grobe Sediment (Feinsand bis Grobsilt) zurückzuführen, in dem die Spuren erhalten sind. Da mehrfach auch feinere Details überliefert sind, handelt es sich zumindest in diesen Fällen nicht um „Undertracks“. Eindeutige „Undertracks“ können zuweilen beobachtet werden, diese sind aber ohne den Zusammenhang mit deutlichen Fährtenzügen kaum noch als von Spuren herrührend zu erkennen.

Bei den Spuren können drei Grundformen unterschieden werden. Es handelt sich um linear aneinandergereihte, grubenartige Vertiefungen, sog. „Perlschnüre“ (Taf. 5, Fig. 4), um schräg nach hinten zur Längsachse der Fährte gerichtete, stäbchenförmige Eindrücke (Taf. 5, Fig. 5; Taf. 6, Fig. 1) und um langgezogene, parallel zueinander liegende Schleifspuren (Taf. 6, Fig. 2). Die beiden ersten Fährtentypen dürften derselben Gruppe von Erzeugern zugeschrieben werden. Außer in der Größe sind keine echten Unterschiede feststellbar. Der Unterschied zwischen den Punkt-förmigen und den gekrümmten, Komma- bis Strich-förmigen Eindrücken ist nur auf unterschiedlich starke Berührung des Untergrundes durch die Extremitäten der Spurenerzeuger zurückzuführen. Auf diese Variabilität von Spuren weist auch WALTER (1983: 149) hin. So kommt WALTER ebenfalls zu dem Ergebnis, daß bei den Punkt- wie bei den schwach gekrümmten, Komma- bis Strich-förmigen Einzeleindrücken Fährtenähnlichkeit vorliegt.

Bei den hier untersuchten Spuren handelt es sich um asymmetrisch angelegte Fährten. Eine Eindrucksgruppe von mindestens 5 bis 6 Einzeleindrücken verläuft im Winkel von etwa 45° zur Bewegungsrichtung gegen die zweite Fährtenseite, die in den meisten Fällen gerade fortlaufend angelegt ist (Taf. 5, Fig. 5; Taf. 6, Fig.

3). Bei der gerade fortlaufenden Fährtenseite können keine Eindrucksgruppen auseinandergehalten werden. Solche Asymmetrien im Aufbau eines Fährtenzuges sind häufig beobachtet worden und könnten auf ein Laufen in sehr flachem Wasser bei schwacher Strömung zurückgeführt werden.

Eine Schleifspur zwischen den beiden Eindrucksreihen konnte in keinem Fall nachgewiesen werden.

Die Fährtenbreite liegt zwischen 11 mm und 36 mm, der Tritt Abstand beträgt 12 mm bis 60 mm. Die Größe der einzelnen Trittsiegel variiert von 2 bis 7 mm. Während die kleinen Trittsiegel nur rundliche Vertiefungen darstellen, zeigen die größeren Eindrücke meistens eine deutliche Komma- bis Sichelform. Das zum Fährtenzentrum hin liegende Ende der Einzeleindrücke läuft häufig in einer kleinen, rundlichen Erhebung aus, von der eine Rinne in Bewegungseinrichtung ausläuft.

Die Bewegungsrichtung des erzeugenden Tieres verläuft entgegen der konvexen Krümmungsrichtung größerer Einzeleindrücke, wobei das nach hinten weggedrückte Sediment häufig zu einem deutlichen Wall aufgeworfen wird.

Dieser Spurentyp tritt häufig im Unterdevon auf und wurde von STOERMER (1934: 21) nach KIAER 1911 als *Merostomichnites* bestimmt. Allerdings scheinen unter diesem „Genus“-Namen sehr unterschiedlich aufgebaute Fährten zusammengefaßt worden zu sein. Es zeigen sich auch starke Ähnlichkeiten mit *Umfolozia*. Die einzelnen Eindrucksgruppen bestehen aus 5 Einzeleindrücken, die aber noch einmal in sich stark gegliedert sind, was sich auch bei schlechter Erhaltung erkennen läßt (ANDERSON, 1981: 97). Eine ebenfalls sehr ähnlich aufgebaute Spur aus der Trias von Arizona und Utah bildet PEABODY (1956: Taf. 80, Fig. 4) ab, beschreibt sie jedoch nicht näher. Die Details der einzelnen Trittsiegel, wie zum Beispiel der hakenförmige Verlauf der Einzeleindrücke, sind darüber hinaus einer großen Eurypteriden-Fährte vergleichbar, die von HANKEN et STOERMER (1975) beschrieben und abgebildet wurde.

Auf einer Schichtfläche läßt sich ein weiterer Fährtentyp erkennen. Es handelt sich dabei um wenige Zentimeter lange Teilstücke einer etwa 2 bis 3 mm breiten Fährte, die aus zwei durchgehenden, flachen Schleifspuren zu bestehen scheint. Es liegen Ähnlichkeiten zu *Isopodichnus* vor, einer Fährte aus glazialen Warven-Folgen des höheren Karbons des südlichen Afrika bzw. Australien. Diese Fährten werden Phyllopoden zugeschrieben, was jedoch SAVAGE (1971: 227) bezweifelt. WALTER (1984: 71) bildet vergleichbare rezente Spuren von Decapoden ab.

Von Spuren auf deren Erzeuger rückzuschließen ist zumeist schwierig und häufig sogar unmöglich, was bereits SEILACHER (1953) nachwies. Trotzdem kann häufig zumindest auf die Tiergruppe geschlossen werden (FREY, 1975: 89). Die hier vorliegenden Fährten (bis auf den dritten, völlig anders gebauten Fährtentyp) wurden sicherlich nur von einer Tier-Gruppe erzeugt.

Im flözführenden Karbon findet sich eine Vielzahl verschiedener Arthropoden-Gruppen, die generell als Erzeuger herangezogen werden könnten. So treten neben den Eurypterida offensichtlich sehr häufig Skorpionida auf, die durch Kutikulen in Brandschiefern nachgewiesen werden können (lt. freundl. schriftl. Mitteilung durch Herrn JERAM, Manchester). Überraschend Individuen- und Arten-reich sind daneben die Xiphosurida (SCHULTKA, 1988), deren Spuren im jüngsten Palaeozoikum nicht selten nachgewiesen werden konnten (WALTER, 1983: 149). Hinzu treten Gruppen unsicherer taxonomischer Stellung wie die Arthropleurida und Euthycarcinoidea.

Die häufig zu beobachtenden Trittserien aus mindestens 5 oder 6 Einzeleindrücken sprechen gegen Erzeuger aus der Gruppe der Arthropleurida mit ihrer Vielzahl von Extremitätenpaaren. Aufgrund des Baus der Extremitäten der Euthycarcinoidea könnten diese den vorliegenden Spurentyp erzeugt haben. Obwohl die Euthycarcinoidea insgesamt 12 Beinpaare aufweisen, kann es bei halbschwimmender Fortbewegung auch zu Eindrucksgruppen mit weniger Einzeleindrücken kommen. Solch eine Fortbewegung würde – neben dem groben Sediment – auch die Detail-arme Erhaltung der Spuren erklären. Allerdings sollten dann, entsprechend dem Bau der Extremitäten von *Euthycarcinus*, innerhalb einer Eindrucksgruppe die Einzeleindrücke kontinuierlich nach hinten kleiner werden. Dies ist aber nicht der Fall, weshalb auch diese Gruppe kaum als Erzeuger in Frage kommt. Die Spuren der Xiphosurida sind recht gut bekannt und zeichnen sich durch das Auftreten einer medianen Schleifspur (? hervorgerufen durch das schleifende Telson) aus, die aber häufig auch fehlen kann, vor allem dann, wenn noch Wasserbedeckung vorlag und die Tiere das Telson zum Steuern und zur Ausbalancierung des Gleichgewichts benötigten. Die Fährten der Xiphosurida sind bei etwa gleich guten Erhaltungsbedingungen stärker differenziert als die vorliegenden. Das liegt vor allem an dem unterschiedlichen Bau des 6. Extremitätenpaares (des „pushers“), der Trilobiten-ähnliche Trittsiegel hinterläßt. Zudem haben die Xiphosuriden nur 4 Laufbeine, was sich anhand der Einzeleindrücke pro Eindrucksgruppe nachvollziehen läßt.

Über die Fährten der Eurypterida und Skorpionida ist dagegen noch wenig bekannt. Die im Unterdevon auftretenden, sehr ähnlich angelegten Fährten finden sich in Flachwassersedimenten, die fast immer auch Eurypteriden-Reste enthalten. Daher wurden die Fährtenzüge in diesem stratigraphischen Bereich dieser Arthropoden-Gruppe zugeschrieben. Es läge daher nahe, auch für die hier vorliegenden Fährten Eurypteriden als Erzeuger anzunehmen. Im Gegensatz zu den hier vorliegenden Spuren wird aber eine Trittserie nur von 3, noch dazu unterschiedlich gebauten Trittsiegeln gebildet und nicht von 5 oder 6 weitgehend gleichartig erscheinenden Einzeleindrücken. Da die Eurypterida nur 4 Laufbeinpaare aufweisen, während die Erzeuger der

hier vorliegenden Spuren mindestens 5 oder 6 Laufbeinpaare besessen haben müssen, kommen die Eurypteren nicht als Spurenerzeuger in Betracht.

Für den stratigraphischen Abschnitt des Karbonoperms kämen am ehesten Syncarida oder Peracarida als Spurenerzeuger in Frage, die bis zu 8 Laufbeinpaare aufweisen und im Karbon bereits nachgewiesen wurden (SAVAGE, 1971: 219).

In den roten Schichten des Nordwestdeutschen Raumes konnten allerdings, abgesehen von wenigen Muschel- und Conchostracen-Funden (JOSTEN et TEICHMÜLLER, 1971: 289) aus Bohrungen und dem unpublizierten Fund eines Fischrestes aus dem Bockradener Graben, bisher keine tierischen Reste geborgen werden. Die überraschend reichhaltigen Funde von tierischen Resten im höheren flözführenden Karbon im Ibbenbüren-Osnabrücker Raum während der letzten Jahre (SCHULTKA, 1988) lassen allerdings die Vermutung zu, daß noch viele Tiergruppen gar nicht nachgewiesen wurden, die als Spurenerzeuger in Frage kommen könnten.

In den Fährten-führenden Schichten können vereinzelt Wurzeln festgestellt werden, von endogener Fauna sind dagegen keinerlei Spuren nachweisbar. Solche Beobachtungen wurden häufig gemacht, es konnten jedoch bisher nur unzureichende Erklärungen gefunden werden (z. B. POLLARD et al., 1984: 215). Nachvollziehbar ist eine Erklärung, die diese Erscheinung auf eine Beziehung zwischen Nahrungsangebot im Sediment und den Lebensbedingungen endogener Faunen zurückführt. Fährtenhorizonte finden sich fast ausschließlich in Bereichen mit intensiven Oxidationsvorgängen. Dadurch wird die organische Substanz im Sediment abgebaut, weshalb die endogene Fauna nichts oder doch nur wenig Freßbares finden konnte und daher diese Bereiche mied. Zudem handelt es sich bei Uferregionen um Bereiche, die besondere Anpassungen erfordern, die auch heute nur wenige Tiergruppen erworben haben.

In den hangenden Bereichen konnten im An- und Dünnschliff mehrfach Beeinflussungen des Sedimentes beobachtet werden, deren Entstehung nicht eindeutig zu klären ist. Es handelt sich dabei um unregelmäßig-lineare Bereiche unter 1 mm Breite, in denen alle Sedimentpartikel in einer Richtung gegen die Schichtung verschoben sind (Taf. 6, Fig. 4). Gegen feine Wurzeln als Erzeuger dieser Strukturen spricht, daß sich keine der typischen Merkmale für Wurzelröhren findet. Die meisten Merkmale sind allerdings bei diesen Größenordnungen kaum noch nachweisbar. Es fehlt auch völlig die Anreicherung von Tonen im Bereich dieser Strukturen, was eigentlich zu erwarten wäre. So ist durchaus die Möglichkeit gegeben, daß es sich hier um Spuren kleiner, grabender Bodentiere handelt, die sich in jedem intakten Boden finden und die ebenfalls – neben den Wurzeln – zur Entschichtung von Bodenhorizonten beitragen.

Zusammenfassende Betrachtung

Im höheren Karbon des nordwestdeutschen Raumes kommt es zu einem langsamen Ausklingen der Flözführung, was sich bereits im tiefen Westfal D neben der Abnahme der Flözzahl auch durch die insgesamt abnehmende Flözmächtigkeit andeutet. Mit Einsetzen der Rotfärbung im mittleren bis höheren Westfal D tritt überhaupt keine Flözbildung mehr auf. Allerdings ist aus Bohrungen bekannt, daß auch nach Einsetzen der ersten Rotfärbungen noch einige wenige, sehr geringmächtige Flöze auftreten, die aber im Liegenden und Hangenden von grauen Schiefertönen begleitet werden. Während im Bereich der Ibbenbürener Karbonscholle die Rotfärbung im Westfal D einsetzt, können erste Rotfärbungen in der Bohrung Norddeutschland 8 im Westen der Ibbenbürener Karbonscholle bereits im Hangenden von Flöz Tristan (hohes Westfal C) nachgewiesen werden. Aber auch in dieser Bohrung sind die nachgewiesenen Flöze und auch die Flözniveaus bis in den Bereich des Itterbeck-Horizonts (tieferes Westfal D), dem letzten deutlichen, von den Bearbeitern nachgewiesenen (? Lycopsiden-) Wurzelboden, von grünlichgrau bis grauen Schiefertönen, Silt- und Sandsteinen über- und unterlagert (BISEWSKI, 1971; Taf. 1).

Mit Einsetzen der Rotfärbung ändert sich der Charakter der Flora nicht (RAABE et REMY, 1964; HAVLENA, 1968), wenn auch JOSTEN in TEICHMÜLLER (1964: 820) angibt, daß bereits ab mittlerem Westfal C in der Flora eine Veränderung auftritt, die für eine beginnende Aridität sprechen könnte. Daß trotz fehlender Flözbildung ein intensiver Pflanzenwuchs stattfand, belegen die Erkenntnisse von HAVLENA (1968) sowie die hier vorgestellten Befunde. Die rotgefärbten oberen Ibbenbürener Schichten im Profil der Tongrube Wersborg sind fast vollständig von verschiedenen Pflanzentypen durchwurzelt. Auch im Stefan des nordwestdeutschen Raumes sind durchwurzelte Sedimente nicht selten nachweisbar (lt. frendl. mündl. Mitteilung durch Prof. Dr. W. Remy, Münster). Erst im Rotliegenden scheinen die Pflanzenführung und insbesondere die Bildung von durchwurzelten Horizonten weitgehend auszusetzen. Ein anhydritisches Bindemittel und ein hoher Borgehalt sprechen für niedersalinare und weitgehend aride Verhältnisse (TEICHMÜLLER, 1964: 813).

Die sedimentologischen Befunde sprechen im Bereich der oberen Ibbenbürener Schichten nicht für aride Verhältnisse, aber auch nicht mehr für ein gemäßigt-humides Klima wie in den flözführenden Abfolgen. So fehlen auf der einen Seite die typischen Merkmale arider Ablagerungsbedingungen wie äolische Sedimente, eindeutige Trockenrisse, Regentropfeneindrücke, auf der anderen Seite weist die kräftige Rotfärbung, das Fehlen von Flözen und das häufige Auftreten von Ablagerungen mit Tongeröllern auf eher warm-humide, höchstens aber leicht semi-aride Verhältnisse hin. Der paläontologische Inhalt dieser Schichtenfolge belegt eindeutig, daß keine ariden Verhältnisse herrschten. Es stand genügend Wasser für einen lang anhaltenden und

immer wieder neu einsetzenden Pflanzenwuchs zur Verfügung. Auch der Charakter der Flora änderte sich noch nicht merklich. Daß zumindest zeitweise auch randlich lakustrische Bedingungen im Bereich der Ibbenbürener Karbonscholle herrschten, zeigen die hier vorgestellten Fährten. Sie sind im terrestrischen Milieu fast ausschließlich im Uferbereich von Seen überlieferungsfähig (WALTER, 1984: 73).

Nach Ablagerung dieser Flußauen- und Seesedimente kam es zu einer längeren Zeit der Abtragung, zumindest mehrere hundert Meter hohes Westfal D wurden erodiert. Diese Folgen sind nur einige 100 Meter entfernt im Bockradener Graben und in den Randstaffeln nachweisbar. Erst mit der Zechstein-Transgression kam es wieder zur überlieferten Sedimentation und zur Bildung der bekannten marinen Flachwassersedimente des höheren Perms.

Literaturverzeichnis:

- ANDERSON, Ann M. (1981): The *Umfolozia* Arthropod Trackway in the Permian Dwyka and Eccia Series of South Africa. – Journal of Paleontology, **55**, 1, S. 84-108, 10 Abb., 4 Taf.
- BÄSSLER, Rolf (1968): Hydrogeologie und Grundwassernutzung im zentralen Bereich des Schafbergs bei Ibbenbüren/Westf. – Beih. Ber. Naturhis. Ges., **5**, S. 93-108, 7 Abb., Hannover.
- BISEWSKI, Lothar (1971): Das jüngere Oberkarbon der Bohrung Norddeutschland 8 bei Bentheim. – Fortschritte in der Geologie Rheinlands und Westfalen, **18**, S. 263-280, 2 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Krefeld.
- BODE, H. (1953): Zur Stratigraphie des Osnabrücker Karbons. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **104**, 13, S. 431-440, 2 Abb., Hannover.
- DONOVAN, R. N. et FOSTER, R. J. (1972): Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness Flagstone series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. – J. Sediment. Petrol., **42**, S. 309-317, 9 Abb., Tulsa.
- EBERT, Artur (1954): Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **14**, 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Hannover.
- FREY, Robert W. (1975): The Study of Trace Fossils. – Berlin: Springer, 1975, 562 S.
- FREYBERG, B. von (1924): Palaeogeographische Karte des Kupferschieferbeckens, – Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, **4**, S. 266-278, 1 Abb., 1 Tab., 1 Karte, Halle.
- FRIMAN, L. (1986): 9. Ibbenbüren-Uffeln, Steinbruch Schwienheer, Paläontologische Auswertung. – Ausgrabungen und Funde in Westfalen-Lippe, **4**, S. 198-204, 1 Abb., Münster.
- GRZEGORZCYK, Detlef (1986): 9. Ibbenbüren-Uffeln, Steinbruch Schwienheer, Geologische Auswertung. – Ausgrabungen und Funde in Westfalen-Lippe, **4**, S. 194-198, 3 Abb., Münster.
- HAACK, W. (1909): Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. – Jahrbuch der Königlich-Preussischen Geologischen Landesanstalt, **29**, S. 458-531, 2 Taf., Berlin.
- HAARMANN, Erich (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt Berlin für das Jahr 1909, **30**, 1, S. 1-58, 5 Taf., Berlin.
- (1914): Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“, S. 324-372, 16 Abb., 1 Taf., 1 Karte. – in: Branca Festschrift, Berlin: Bornträger, 1914.
- HANKEN, N. M. et STOERMER, Leif (1975): Tracks of a larger eurypterid. – Fossil and Strata, **4**, S. 255-270, 12 Abb., 3 Taf., Oslo.
- HARMS, Franz-Jürgen (1980): Hügge. Geologischer Exkursionsführer. – Hasbergen: Gemeinde Hasbergen, 1980, 70 S., 48 Abb., 1 Karte.
- HAVLENA, Vaclav (1968): Über das Alter und die Entstehung der roten Schichten des Karbons von Ibbenbüren. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1968**, S. 142-152, 4 Abb., Stuttgart.
- HOFFMANN, Werner (1924): Erzführung und Erzverteilung des Mansfelder Kupferschiefers und die hieraus sich ergebenden mineralbildenden und -umbildenden Vorgänge im Kupferschiefer. – Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, **4**, S. 278-324, 6 Abb., 13 Tab., 3 Taf., Halle.
- JOSTEN, Karl-Heinz et TEICHMÜLLER, Rolf (1971): Zusammenfassende Übersicht über das höhere Oberkarbon im Ruhrrevier, Münsterland und Ibbenbürener Raum. – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, **18**, S. 281-292, 1 Taf., Krefeld.
- KELLER, G. (1966): Mächtigkeitsfragen der Roten Schichten (Westfal D) im Gesamtbild der Horsttektonik des Ibbenbürener Schafbergs. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1966**, S. 36-43, Stuttgart.
- KLASSEN, Horst (Ed.) (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes. – Osnabrück: Naturwissenschaftliches Museum, 672 S., 127 Abb., 24 Tab., 10 Taf. sowie einem Anlageband mit 30 Anlagen, 1 Karte.
- KREMP, Gerhard et TEICHMÜLLER, Rolf (1953): Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. Ein Vergleich der Schichtenfolge und Metamorphose. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1953**, 8, S. 343-349, 3 Abb., Stuttgart.

- KUKUK, Paul (1938): Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – Berlin: Springer, 1938, XVII + 706 S., 744 Abb., 14 Taf., 48 Tab.
- PEABODY, Frank E. (1956): Ichnites from the Triassic Moenkopi Formation of Arizona and Utah. – *Journal of Paleontology*, **30**, 3, S. 731-740, 3 Taf.
- POLLARD, John E. et WALKER, Elaine F. (1984): Reassessment of Sediments and Trace Fossils from Old Red Sandstone (Lower Devonian) of Dunure, Scotland, Described by JOHN SMITH (1908). – *Geobios, Mémoire 8 spécial*, S. 215, Lyon [Kurzfassung].
- RAABE, H. et REMY, W. (1964): Pflanzenfunde in den Roten Schichten von Ibbenbüren. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1964**, S. 378-379, Stuttgart.
- REINECK, Hans-Erich (1984): *Aktuogeologie klastischer Sedimente*. – Frankfurt: W. Kramer-Verlag, 348 S., 250 Abb., 12 Tab.
- et SINGH, Indra Bir (1980): *Despositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. – Berlin: Springer-Verlag, 549 S., 683 Abb.
- SAVAGE, N. M. (1971): A varvite ichnocoenosis from Dwyka Series of Natal. – *Lethaia*, **4**, S. 217-233, 17 Abb., Oslo.
- SCHAUMBERG, Günther (1977): Der Richelsdorfer Kupferschiefer und seine Fossilien, IV. Die Pflanzlichen Fossilien des Kuperschiefers, sonstige Lebensspuren, Aufrechnung der Fundhäufigkeit. – *Der Aufschluß*, **28**, 11, S. 427-442, 16 Abb., Heidelberg.
- SCHMIDT, Hermann (1956): Die große Bochumer Oberkarbon-Fährte. – *Paläontologische Zeitschrift*, **30**, 3/4, S. 199-206, 3 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SCHULTKA, Stephan (1988): Beiträge zur Paläontologie der terrestren Räume unter besonderer Berücksichtigung des Ibbenbüren-Osnabrücker Karbons. – Münster: Selbstverlag, 149 S., 74 Abb., 5 Tab. [Inaugural-Dissertation der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, unveröffentlicht].
- SEILACHER, Adolf (1953): Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **98**, S. 87-124.
- SHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*, 507 S. – New York: McGraw-Hill Book.
- STOERMER, Leif (1934): Merostomata from the Downtonian Sandstone of Ringerike, Norway. – *Skr. norske Vid.-Akad., Oslo, I. math.-nat. Kl.*, **1933**, 10, S. 1-125, 39 Abb., 12 Taf., Oslo.
- TEICHMÜLLER, R. (1957): Ein Querschnitt durch den Südtail des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – *Geologisches Jahrbuch*, **73**, S. 39-50, 1 Taf., 8 Abb., Hannover.
- (1964): Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Silesium) in Nordwestdeutschland. – *Compte Rendu du 5ième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Paris: 9-12. Septembre 1963, S. 813-820, 4 Abb., Paris.
- THIERMANN, Arend (1970): Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – *Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000*, 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf., Krefeld.
- (1975): Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten. – *Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000*, 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 5 Taf., Krefeld.
- (1980): Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – *Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000*, 200 S., 23 Abb., 12 Tab., 2 Taf., Krefeld.
- TIETZE, O. (1912): Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. – *Jahrbuch der Königlich-preussischen geologischen Landesanstalt*, **27**, 2, S. 301-353, 6 Abb., 2 Taf., Berlin.
- TURNER, P. (1980): Continental Red Beds. – *Developments in Sedimentology*, **29**, 529 S., Amsterdam.
- WALTER, Harald (1983): Zur Taxonomie, Ökologie und Bistratigraphie der Ichnia limnisch-terrestrischer Arthropoden des mitteleuropäischen Jungpaläozoikums. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 382**, S. 144-193, 8 Abb., 11 Taf., 2 Tab., Leipzig.
- (1984): Zur Ichnologie der Arthropoda. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 391**, S. 58-94, 8 Abb., 4 Taf., Leipzig.
- WEINGARDT, Wilhelm (1961): Tierfährtenfunde aus der Steinkohlenzeit. – *Die Umschau in Wissenschaft und Technik*, **19**, S. 587-590, 15 Abb.
- WILLIAMS, Gordon D. (1966): Origin of Shale-Pebble Conglomerate. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **50**, 3, S. 573-577, 11 Abb.

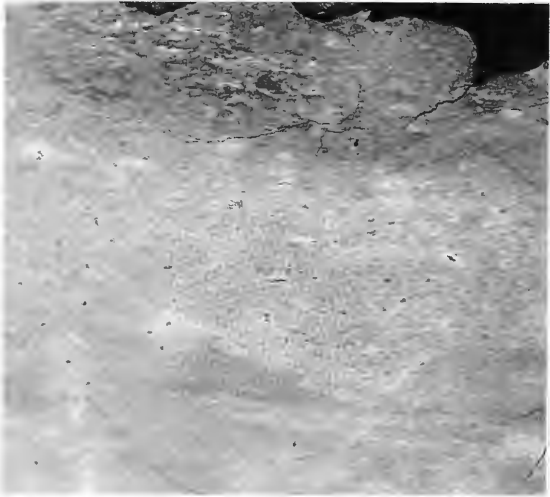
Tafel 1

- Fig. 1** Kupferschiefer-Mergel mit karbonatischen Linsen (weiß) und Bleiglanz (Pfeil), Schicht 6, 4:1, Anschliff
- Fig. 2a** Rinne mit überlagerndem Tongeröll-Horizont, Schicht 13, 1:1, unter Immersion
- Fig. 2b** Ausschnitt auf Fig. 2a, 4:1, unter Immersion
- Fig. 3a** Rinnen und Erosionshorizonte, Schicht 19, im oberen Bereich Rißstrukturen (Pfeil), 1:1, unter Immersion
- Fig. 3b** Ausschnitt aus Fig. 3a, Rißstrukturen, 2:1, unter Immersion
- Fig. 3c** Wurzelröhren mit grünem Hof (Pfeil), 4:1, unter Immersion

TAFEL 1



1



2a



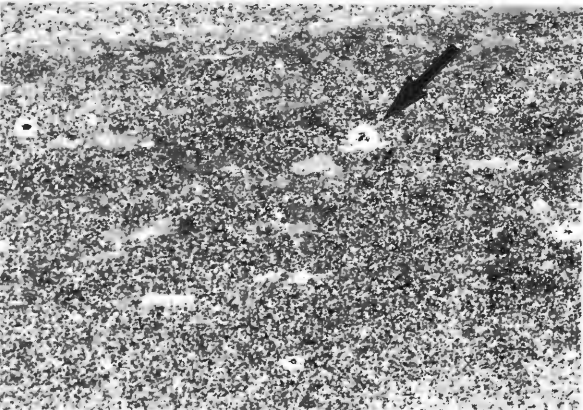
2b



3a



3b



3c

Tafel 2

- Fig. 1** Rinnenbildung mit ? Reduktionshof (Pfeil), Schicht 19, 2:1, unter Immersion
Fig. 2 Rißstrukturen unklarer Genese (? Trockenrisse, ? Syneresisrisse), Schicht 19, 2:1, unter Immersion
Fig. 3 Rißstruktur unklarer Genese (Trockenriß?), Schicht 17, 2:1, unter Immersion
Fig. 4a beginnende Entschichtung eines Tongeröll-Horizonts (? Bodenbildungsvorgänge), Schicht 16, 1:1, unter Immersion
Fig. 4b Ausschnitt aus Fig. 4a, 2:1, unter Immersion

TAFEL 2



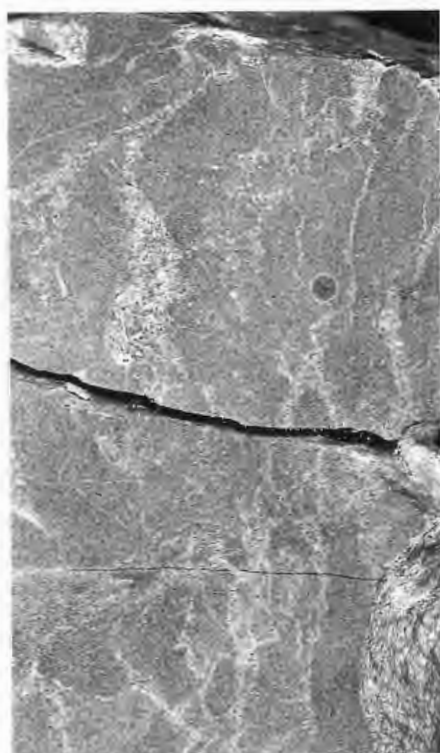
1



3



4a



2

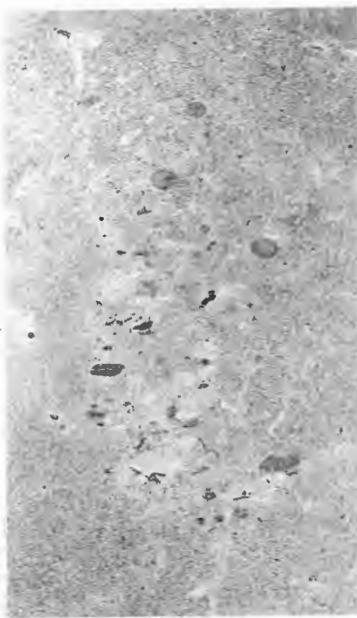


4b

Tafel 3

- Fig. 1** Toneisen-Konkretionen (Anzeichen einer beginnenden Bodenbildung?) Schicht 13, 2:1, unter Immersion
- Fig. 2a, b** schlecht erhaltene Calamitenreste mit Nodiallinie (Außenabdruck), Schicht 16, 2:1
- Fig. 3** *Cordaites principalis* aus dem Hangenden der Schicht 16, mit deutlichen Durchwurzelungsspuren (Pfeil), 2:1, mit MgO bedampft
- Fig. 4a** Körperlich erhaltene Wurzeln, Schicht 15, 2:1, unter Immersion
- Fig. 4b** Wurzelröhre (Querschnitt), Schicht 19, 5:1, unter Immersion
- Fig. 5** Schichtparallele Wurzeln (? Calamiten-Typ), Schicht 14, 2:1

TAFEL 3



1



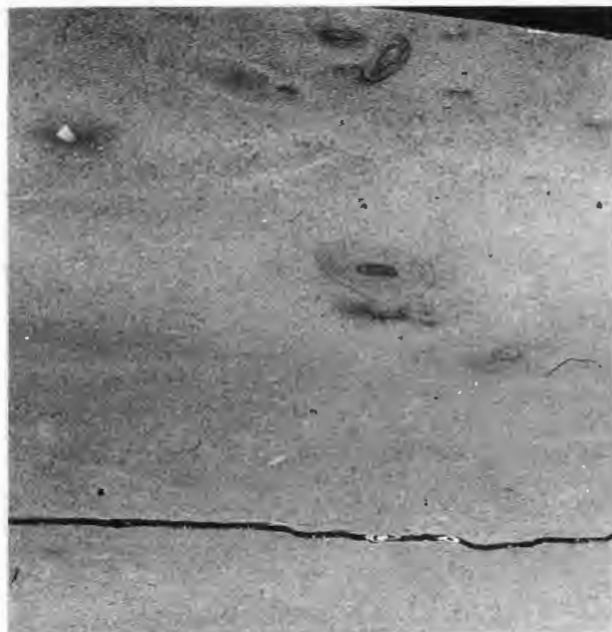
2a



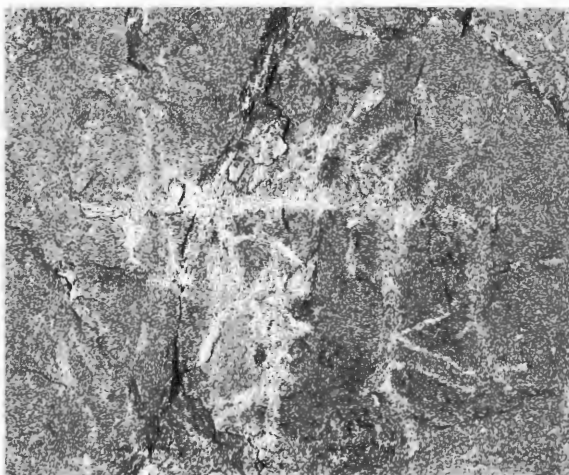
2b



3



4a



5



4b

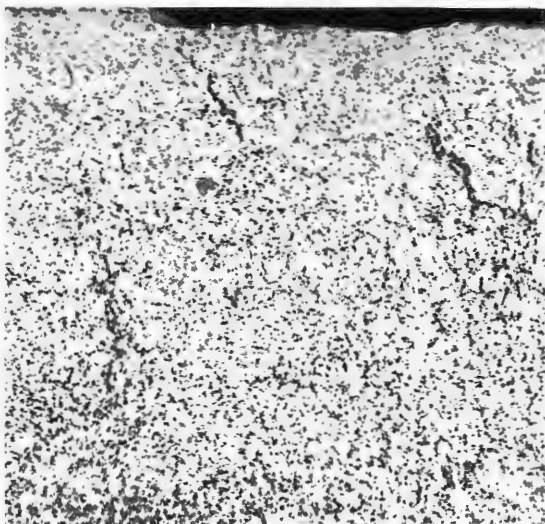
Tafel 4

- Fig. 1** Durchwurzelungsspuren im Liegenden der Schicht 18, Querbruch, 1:1
- Fig. 2** Wurzelspuren im Liegenden der Schicht 18 mit großen ? Hämatit-Kristallaggregaten, 2:1, unter Immersion
- Fig. 3a, b** vermutlich zur Gruppe der *Ullmannia frumentaria* gehörige Koniferenreste, Kupferschiefer, a) Schicht 5; b) Schicht 2, 1:1, unter Immersion
- Fig. 4a** Kopf eines *Palaeniscum freieslebeni* mit gut erhaltenem Gebiß, Kupferschiefer, Schicht 7, 1:1, unter Immersion
- Fig. 4b** Details aus Fig. 4a, hinterer Teil des Unterkiefers, 5:1, unter Immersion

TAFEL 4



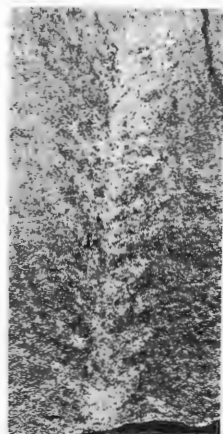
1



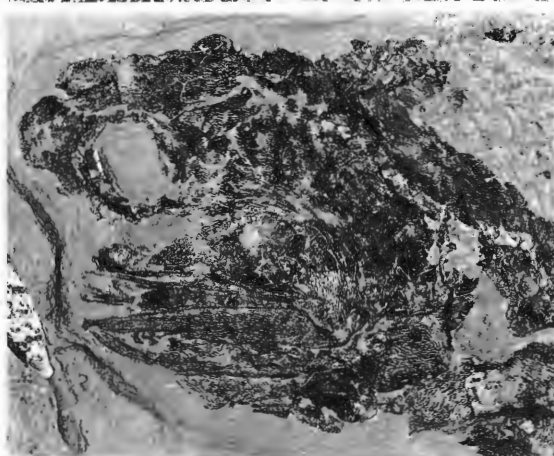
2



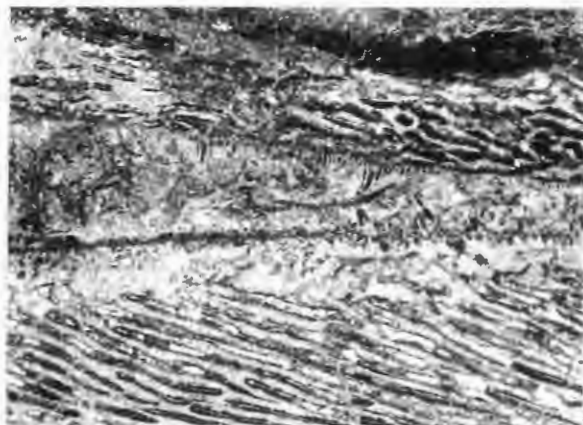
3a



3b



4a

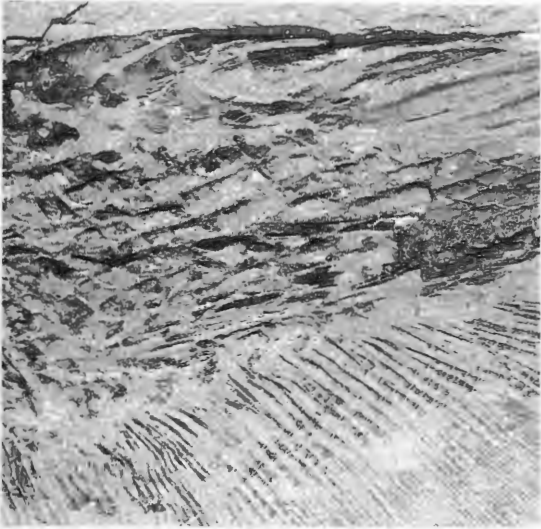


4b

Tafel 5

- Fig. 1** *Platysomus strictus*, Kupferschiefer, Schicht 7, 1:2, unter Immersion
Fig. 2 Fulcra von ? *Pygopterus* sp., Kupferschiefer, Schicht 7, 2:1, unter Immersion (Größe der Schwanzflosse läßt auf ein Individuum von über 600 mm Länge schließen)
Fig. 3 unbestimmbarer Muschelrest, Kupferschiefer, Schicht 2, 2:1
Fig. 4 Fährte mit rundlichen Einzeleindrücken („Perlschnüre“), Schicht 20, 2:1
Fig. 5 Fährte mit stärker differenzierten, Komma-förmigen und mehr Punkt-förmigen Einzeleindrücken, Schicht 20, 1:1

TAFEL 5



Tafel 6

- Fig. 1** Koma-förmige Einzeleindrücke, Schicht 20, 2:1
Fig. 2 kurze Teilstücke einer Fährte, die aus zwei flachen, parallel verlaufenden Schleifspuren besteht, Schicht 20, 2:1
Fig. 3 Fährte mit deutlich erkennbaren Eindrucksgruppen (5 oder 6 Einzeleindrücke), Schicht 20, 1:1, mit MgO bedampft
Fig. 4 sekundäre Sedimentbeeinflussung, ? Zooturbation, ? Rhizoturbation, Schicht 17, 10:1

TAFEL 6



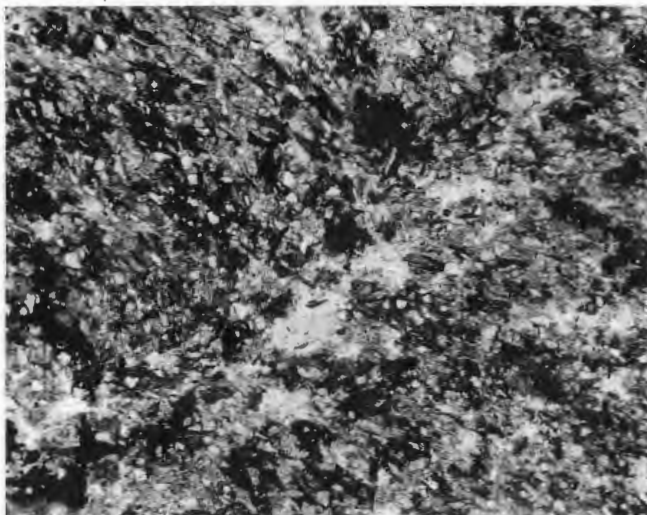
1



2



3



4

Anhang

Profil der Tongrube Wersborg bei Ibbenbüren, Stand vom 21. 4. 1986

20 Liegend

Siltstein, sandig, Sedimentstrukturen durch große, in Eisenhydroxide umgewandelte Kristalle weitgehend verdeckt, vereinzelter Auftreten von Wurzeln, schichtparallel, in den hangenden 40 cm sehr häufiges Auftreten von Fährten, im Hangenden scharf begrenzt und deutlich, zum Liegenden hin undeutlicher werdend.

19 160 cm

Schieferton/Siltstein-Wechselfolge, hell- bis kräftig rot gefärbt, Parallelschichtung bis sehr flache Schrägschichtung vorherrschend, Auftreten enger Folgen von Erosionshorizonten, viele Laminae mit dichtgepackten, flachen Tongeröllern (Durchmesser bis etwa 4 mm), flache Rinnen (bis etwa 2 cm Tiefe) durch schwach schrägschichtete Sedimente verfüllt, im Hangenden Auftreten schmaler, z. T. verzweigter Risse, daneben isoliert erscheinende Nester mit größerem Material; mäßig durchwurzelt, Wurzeln im tonigen Bereich fast ausschließlich schichtparallel, im hangensten Bereich keine Wurzelreste.

18 95 cm

Siltstein, teilweise stark tonig, kräftig rot gefärbt, mit graugrün gefärbten Linsen, Liegendfläche deutlich erosiv, im Liegenden verstärktes Auftreten von Rinnen im cm-Bereich, zum Hangenden hin an Ausdehnung zunehmend, kleinräumige Schrägschichtung, (z. T. „Scour-and-fill“), tonige Bereiche häufig mit Rutschungen, Belastungsmarken und Rißstrukturen, Hangendes sekundär entschichtet, möglicherweise durch Rhizoturbation, in den basalen 35 cm Verwischen der Sedimentstrukturen durch Sammelkristall-artige Bildungen von Eisenhydroxiden; mäßig bis gut durchwurzelt, Wurzeln mit Durchmessern von weniger als 0,5 mm, im Liegenden mit Durchmessern über 2,5 mm, grüne Höfe häufig, im Liegenden etwa 10 cm mächtige Schicht ohne Durchwurzlung.

17 47 cm

Schieferton bis stark toniger Siltstein, kräftig rot gefärbt, deutlich gradiert („fining-up“), angedeutete Parallelschichtung, Auftreten von Rißstrukturen mit schichtparallel in das umgebende Sediment eindringenden Apophysen, lokal ausgebildeter Horizont mit ungeordnet-chaotisch abgelagerten, plattigen, roten Schieferton-Geröllern, kleinräumige Rutschungsharnische häufig; mäßig durchwurzelt, zum Liegenden hin abnehmend, Wurzeln mit Durchmessern von weniger als 0,5 mm, vereinzelter Auftreten sehr schlecht erhaltener Abdrücke von unbestimmbaren Pflanzenresten (? Calamitenreste)

17B 30 cm

Siltstein, hellrot bis grünlichgrau gefärbt, gradiert („coarsening-up“)-Folge, im Liegenden Parallelschichtung nur angedeutet, über einem Erosionshorizont abruptes Auftreten intensiver, planarer Schrägschichtung im dm-Bereich, einzelne Schrägschichtungs-laminae mit interner Schrägschichtung (longitudinale Schrägschichtung?), Auftreten einzelner, über 5 mm großer Siltstein/Schieferton-Gerölle mit interner Wechselfolgschichtung; schwach durchwurzelt, Wurzeln mit Durchmessern bis etwa 5 mm.

16 21 cm

Schieferton, siltig, kräftig rot gefärbt, zum Hangenden hin heller werdend, im mm-Bereich wechselgeschichtet, einzelne Laminae „Girlanden“- bis „tepee“-artig verbogen, zum Hangenden hin zunehmende Entschichtung, Schieferton-Gerölle mit 5 mm Durchmesser z. T. senkrecht im Sediment stehend, ab und zu Auftreten grüner Komponenten in Schieferton/Siltstein-Geröll-führenden Horizonten, bis 0,5 mm tiefe Rinnen nachweisbar; gut durchwurzelt, Wurzeln mit Durchmessern über 5 mm, an der Basis Auftreten vereinzelter, schlecht erhaltener Calamitenreste, etwa 10 cm über der Basis Lage dichtgepackter Cardaitenblätter (Streuhorizont), im Hangenden vereinzelte, stark oxidierte Calamitenreste (Rhizome?).

15 23 cm

Siltstein, tonig, im Liegenden kräftig rot gefärbt, im Hangenden grünlichgrau, Übergangszone sehr schmal, im Liegenden weitgespannt leicht bogig schrägschichtet, im Hangenden angedeutete Parallelschichtung; mäßig bis gut durchwurzelt, im Hangenden nur kleine Wurzeln mit Durchmessern bis 3,5 mm, im Liegenden Durchmesser bis 5 mm erreichend, 20 Wurzeln pro dm² senkrecht zur Schichtung, etwa 2 Wurzeln pro dm² annähernd parallel zur Schichtung.

14 55 cm

Schieferton, siltig, kräftig rot gefärbt, lokale Grünfärbungen, Schichtungsmerkmale kaum feststellbar, ? feine Parallelschichtung, kleinräumige Rutschungsharnische sehr häufig; mäßig durchwurzelt, vornehmlich mit fein verzweigtem Wurzeltyp (? Calamiten-Wurzeln), größere Wurzeln mit Durchmesser bis 5 mm, 4 Wurzeln pro dm² senkrecht zur Schichtung, etwa 15 Wurzeln pro dm² annähernd parallel zur Schichtung.

13

Siltstein, grünlichgrau, lokal vor allem im Liegenden und Hangenden rötlich gefärbt, Parallelschichtung, im Hangenden Rinnen im cm-Bereich, nesterweises Auftreten von Ton-Eisen-Konkretions-artigen Bildungen, (? an das Auftreten von Wurzeln gebunden); schwach durchwurzelt, zum Liegenden hin Abnahme der Durchmesser der Wurzeln von 4 mm auf weniger als 2 mm.

12 15 cm

Siltstein, tonig, überwiegend rot in größeren Bereichen auch grünlichgrau gefärbt, Parallelschichtung, mäßig durchwurzelt, Wurzeln mit Durchmesser um 2 mm

11 25 cm

Siltstein/Schieferton, hellgrau, vom Liegenden zum Hangenden hin kontinuierliche Korngrößenzunahme („coarsening-up“), Parallelschichtung, an der Basis Auftreten von Ton-Eisen-Konkretionen; Einzel-Wurzeln mit Durchmessern um 2 mm.

10/9 59 cm

Schieferton, siltig, an der Basis kräftig, bläulichdunkelgrau sonst vorherrschend hellgelb-bräunlich, in den hangenden 15 cm vereinzelte Rinnenstrukturen im cm-Bereich; schwach durchwurzelt, Wurzeln mit Durchmessern um 1 mm, Vereinzelte, schlecht erhaltene Calamitenreste, z. T. nur noch Kutikulenabdrücke

8 50 cm

Konglomerat, teilweise nur 30 cm mächtig, mit eingelagerten Sandkörpern, Konglomerate erscheinen ungeschichtet, ganz selten Auftreten von Schrägschichtung, die Sandsteine mit ausgeprägter planarer und bogiger Schrägschichtung im cm- bis dm-Bereich, angedeutete Rippelmarken, Liegendfläche schwach erosiv, Erosionsmarken selten mehrere Zentimeter tief

7 20 cm

Mergel, braungrau, stark bituminös, parallelgeschichtet, Schichtflächen unduliert-dendritisch ausgebildet, nach etwa 15 cm ausgeprägte Harnischfläche (teilweise Spiegelharnisch); im Liegenden vollständige Fische häufig.

6 14 cm

Mergel, braungrau, stark kalkig, bituminös, teilweise vermulmt, parallelgeschichtet, eine etwa 0,5 cm mächtige Lamina mit Winkeln um 15° schräggeschichtet, Bleiglanz und Pyrit häufig; vereinzelte Fischschuppen, an der Basis häufiger.

5 15 cm

Mergel, braungrau, stark bituminös, im Hangenden vermulmt, parallelgeschichtet; vereinzeltes Auftreten von Pflanzenresten.

4 25 cm

Mergel, braungrau, stark kalkig, bituminös, parallelgeschichtet; einzelner Knochenrest.

3 7 cm

Mulm, braun.

2 25 cm

Mergel, braungrau, stark bituminös, parallelgeschichtet; vereinzelt Fischschuppen, ? pflanzliche Reste.

1 Hangend

Mergelige Kalke (Stinkkalk), grau, fein parallel geschichtet; Bryozoen-Kolonien, nesterweises Auftreten kleinwüchsiger Brachiopoden.

Geol. Paläont. Westf.	17	71–84	2 Abb. 5 Taf.	Münster März 1991
--------------------------	----	-------	------------------	----------------------

Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Ober-Alme im Grubental

Hans Kampmann*

Etwa 1,5 km nordwestlich der „Sauriergrube“ bei Brilon/Nehden befindet sich im sogenannten Grubental (1 km südlich von Ober-Alme, vgl. Abb. 1) ein Steinbruch), (Abb. 2) in dem bis zum Herbst 1986 Kalkspat abgebaut wurde. Die kalzitgefüllte Höhle scheint ein Teilstück eines weitverzweigten Kluftsystems zu sein und stellt die Füllung eines unterirdischen Flußlaufes dar.

Da die Lagerverhältnisse hier ähnlich oder gar gleich den Verhältnissen in der nahegelegenen „Sauriergrube“ sind, erhebt sich die Frage, ob beide Lagerstätten gleichen Alters sind und in unterirdischem Verbund gestanden haben.

Während in Nehden das tonige Sediment bis 20 m stark ist, zeigt sich in Ober-Alme dicht unter dem Höhlendach (siehe Pfeil) eine nur 10 bis 20 cm starke Verunreinigung, die in einigen Lagen stark gehäckselte, inkohlte aber überwiegend limonitische Pflanzenreste führt.

Eine chemische Analyse¹ des schluffigen, sedimentären Materials hat in Prozenten folgende Zusammensetzung ergeben:

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust
71,8	1,0	17,2	0,05	0,8	1,3	0,1	1,9	6,1

(In der Nehdener Grube betrug der Quarzanteil 80% bzw. 70%.)

Die horizontale – nur durch Eisenoxid lagenweise unterschiedlich gefärbte Schichten – Ablagerung des Materials läßt auf ein langsam geflossenes Wasser mit zeitweiligem Stillstand schließen.

Die wenigen fossilen Stücke sind entweder stark gehäckselt oder an den Kanten stark gerundet; beides deutet auf einen langen Transportweg hin.

Eine gleichzeitig durchgeführte Röntgenbeugungsanalyse wies

70% Quarz (SiO₂)

25% Sericit (Tonmineral) K Al₂ Si₃ Al₁₀ (OH)₂

5% Pb CO₃ (vermutlich aus Pb S verwittert) aus.

¹ Für die chemischen Analysen danke ich dem Labor der Dolomit Wülfrath in Hagen-Halden.

* Anschrift des Verfassers:
Dr. Hans Kampmann,
Sauerlandstr. 170,
D-3538 Marsberg 2.

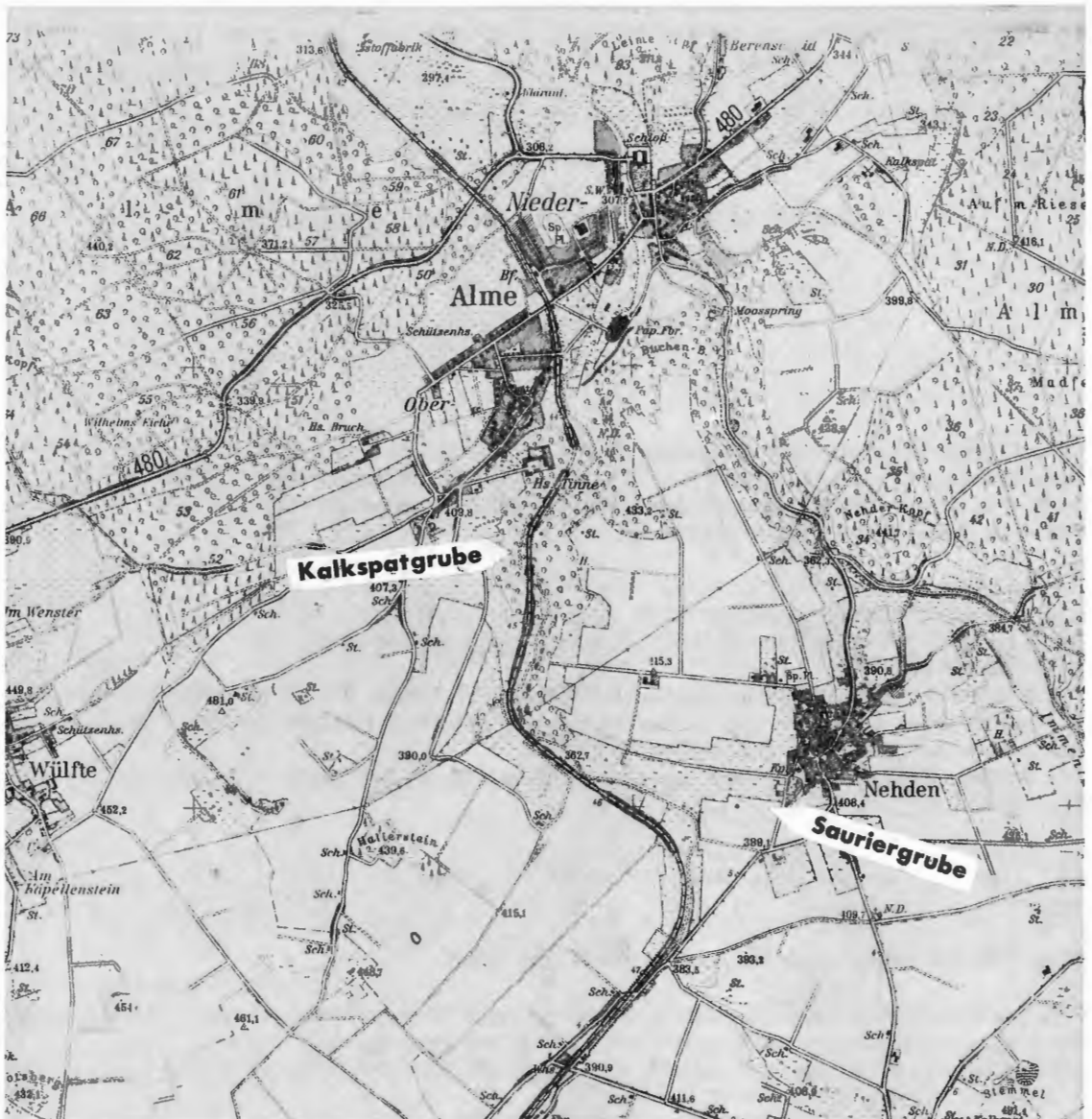


Abb. 1: Lage des Kalkspatsteinbruchs.



Abb. 2: Der aufgelassene Kalkspatbruch in Brilon/Ober-Alme.

Fossilfunde

A. Tierische Reste

Foraminiferen (Kämmerlinge) sind seit dem Ordovizium mit ständig steigender Tendenz bis zur Gegenwart nachgewiesen. Diese Lebewesen sind vorwiegend marin oder benthisch lebende einzellige Organismen. Das einzelne Tier besteht aus einem endo- und ectoplasmatischen Weichkörper mit einem oder mehreren Zellkernen in einem ein- oder mehrkammerigen Gehäuse. Teile des Cytoplasmas treten in Form langer Pseudopodien, die der Nahrungsaufnahme dienen, durch die Mündung nach außen. Das schützende Gehäuse besteht aus agglutiniertem, mit Kalk verzeimentiertem Material und weist artspezifische Strukturen und Skulpturen auf.

Bei den gefundenen Foraminiferen handelt es sich um unvollständige Exemplare. Es sind nicht alle Merkmale erkennbar, die zu einer Bestimmung notwendig sind (z. B. Anfangskammern, Endkammer mit Mündung [Proloculus], Innen- und Außenstrukturen). Wenn auch eine genaue Artbestimmung der Frondicularia und Pal-mula nicht vorgenommen werden kann, so vermag diese Fauna doch einiges auszusagen: die abgebildeten Foraminiferen sind keine ausgesprochenen Leitfossilien, so daß eine weitere artliche Untersuchung ohnehin nicht zu einer stratigraphischen Aussage beitragen kann. Vielmehr sind es Foraminiferen, wie man sie gelegentlich in Oberkreidesedimenten unterschiedlicher Fazies antrifft. Die beiden lituoliden Formen sind nach HISS typisch in den sandigen und sandig-kalkigen Transgressionssedimenten des Cenomans am Haarstrang und im Ruhrgebiet. Beide Formen scheinen etwas tieferes, ruhiges Wasser bevorzugt zu haben. Es liegt die Vermutung nahe, daß die gefundenen Foraminiferen umgelagertes, aus verschiedenen Horizonten zusammengeschwemmtes Ober-Kreidematerial sind, welches möglicherweise erst viel später – bei der Hebung des Schiefergebirges und der damit verbundenen Abtragung der Kreide-Ablagerungen im Bereich der Briloner Hochfläche – in die Karstspalte gelangt ist. Für einen weiten Transportweg dieser Foraminiferen spricht die bruchstückhafte Erhaltung aller abgebildeten Formen sowie die leicht abgerundete Kante am oberen Ende der Frondicularia.

Tafel 1

Fig. 1 *Frondicularia angusta* (NILSSON 1827)
wahrscheinlich
Frondicularia angusta marginata (REUSS 1860)

Diese Foraminifere ist vom Perm bis zur Gegenwart weltweit nachgewiesen. Sie hat ein seitlich stark abgeflachtes, deutlich beripptes Gehäuse. Die Kammern sind zopf- oder ährenförmig angeordnet. Die Rippung läßt evtl. eine stratigraphische Aussage zu: Die vor dem Lias auftretenden Frondicularien haben im wesentlichen ein glattes Gehäuse. Im unteren und mittleren Lias sind dagegen schmale, berippte Formen kennzeichnend. Im oberen Lias, Dogger und Malm finden sich berippte Frondicularien wieder selten. Sie erreichen erst in der Kreide eine größere Formenfülle.

Fig. 2 *Pulmula* sp. cf. *Pulmula limbata* (LOEBLICH & TAPPAN 1941)

In Europa und in Nordamerika ist diese Foraminifere seit dem Lias bekannt. Bruchstücke einer eiförmigen bzw. elliptischen Schalenform. Die spirale Kammeranordnung ist hier durch Oberflächenwülste überdeckt.

Fig. 3 u. 4 Aus der Foraminiferenfamilie *Lituolidae* stammen diese beiden Präparate. In der Karbonzeit traten diese Foraminiferen erstmals auf. Heute sind sie weltweit in seichten bis tiefen Bereichen kalter Meere anzutreffen. Sie leben frei oder angewachsen im Meer. In frühen Stadien sind die Gehäuse aufgerollt, später können sie gestreckt sein.

Die Gehäusewand ist mit kalkigem Zement agglutiniert: die Mündung an der Stirnseite ist siebartig.

Bei den abgebildeten Exemplaren handelt es sich wahrscheinlich um

Fig. 5 *Haplophragmium aequale* (ROEMER 1871).

Diese Foraminifere konnte vom Cenoman bis zum Maastricht, besonders aber im Coniac-Santon, nachgewiesen werden.



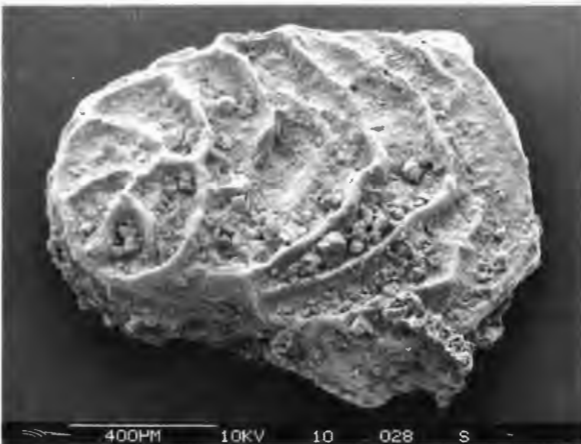
1



2



3



4



5

B. Pflanzenreste

In der systematischen Gliederung der Pflanzen gehören zur Familie der Araucariaceae u. a. die Gattungen *Brachyphyllum* und *Pagiophyllum*. Die Zweige haben dicke Schuppenblätter, die gestaltlich an manche Cupressaceen erinnern. In der Anatomie der Epidermiszellen sind sie jedoch unterschiedlich.

Tafel 2

Fig. 1 *Brachyphyllum* ist besonders aus dem oberen Jura und der untersten Kreide bekannt. Die Sprosse tragen kurze, stumpfe, schuppenförmige, mosaikartig zusammenstoßende Blätter, die breiter als lang sind und in eine freie Spitze enden. Außen weisen diese Blätter (hier gut erkennbar) einen Kiel oder eine bucklige Erhöhung auf.

Fig. 2 zeigt vermutlich ein Sproßstück der Araucariengattung *Pagiophyllum*. Nach ZIMMERMANN kommen derartige Blätter, die ebenfalls dick und dreieckig sind und sich nur geringfügig von den Blättern des *Brachyphyllum* unterscheiden, in der Jura- und Kreideformation vor.

Megasporen

Von der Vielzahl, der in Form und Farbe in der „Sauriergrube“ sehr gut erhaltenen Megasporen war im Spatbruch Ober-Alme nicht viel zu finden. Nur eine isoliert auftretende, trilete Spore konnte aus dem Sediment herausgeschlämmt werden.

Der Erhaltungszustand dieser Megaspore ist sehr schlecht. Durch einen weiten Wassertransport ist die Exoexine der Spore völlig zerstört, so daß keine Anhalte für eine mögliche Bestimmung und Zuordnung gegeben sind.

Fig. 3 Auf dem Bild sind oben links die drei Keimfalten (Laesuren) zu erkennen. Die Megaspore hat einen Durchmesser von 350 µm.

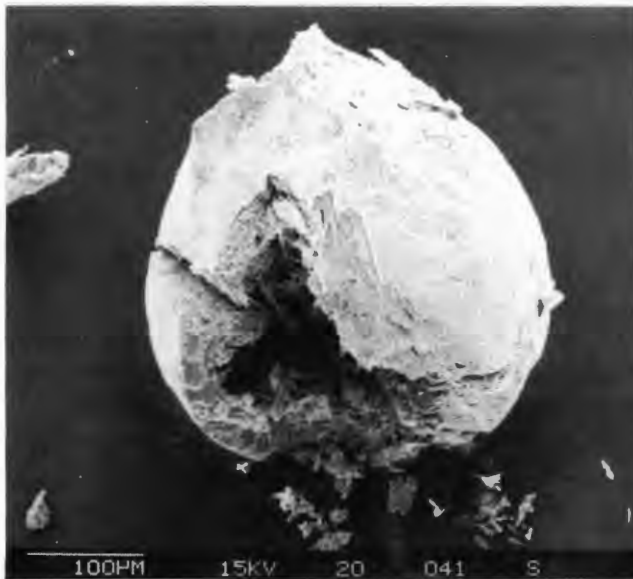
Sie gehört mit Sicherheit zu den Pteridophyten, den fossilen Wasser- und Moosfarren.



1



2



3

Tafel 3

Limonitische und inkohlte Holzreste

Fig. 1-3 Dieses in Limonit (Brauneisenstein) erhaltene Holz ist sehr brüchig und zerfällt an der Luft.

In der „Sauriergrube“ ist diese Baumart in pyritisiertem Zustand erhalten. Das abgebildete Präparat läßt erkennen, daß es sich bei diesem Holz um einen anatomischen Zellbau handelt, den es bei rezenten Hölzern nicht mehr gibt. Lange, quadratische Zellen mit langen, einzeilig angeordneten Hoftüfelreihen bilden den Holzkörper. Waagrecht verlaufende, einschichtige, gleichgeformte Zellenreihen mit hoftüfelähnlichen Durchbrüchen – ähnlich den Markstrahlen erdgeschichtlich jüngerer Hölzer – erlauben einen horizontalen Assimilatfluß.

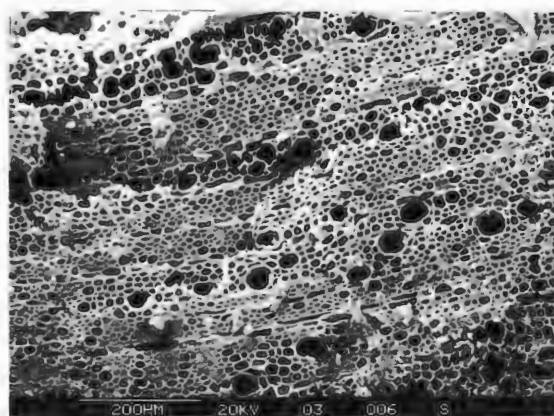
Eine Zuordnung dieses Holzes zu einer bestimmten Baumart kann z. Zt. noch nicht erfolgen.

Fig. 4-6 Der Hirnschnitt dieses fossilen Kreideholzes läßt keine Jahrringbildung erkennen. Auch bei diesem Holz wechseln große und kleine, senkrecht verlaufende Interzellularräume in ungeordneter Folge.

Im Tangentialbruch sind in den Tracheiden mehrreihig angeordnete Hoftüpfel zu sehen. Markstrahlen scheint dieses Holz nicht gehabt zu haben.



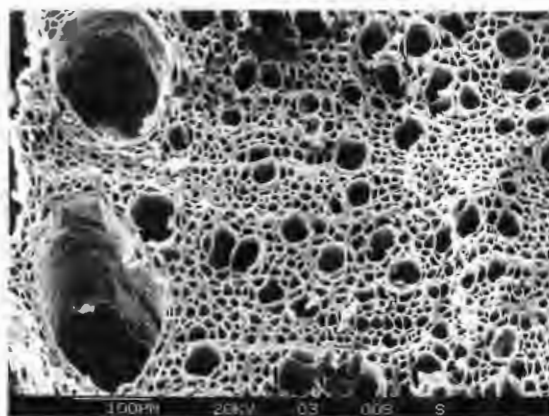
1



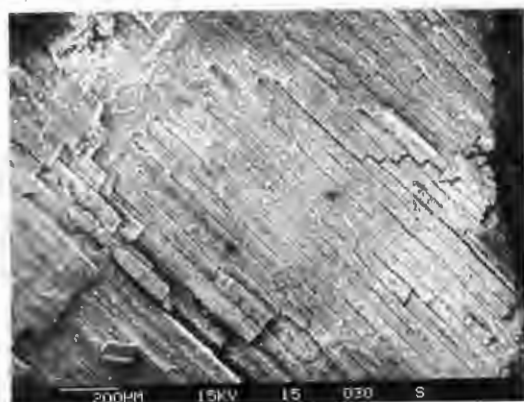
4



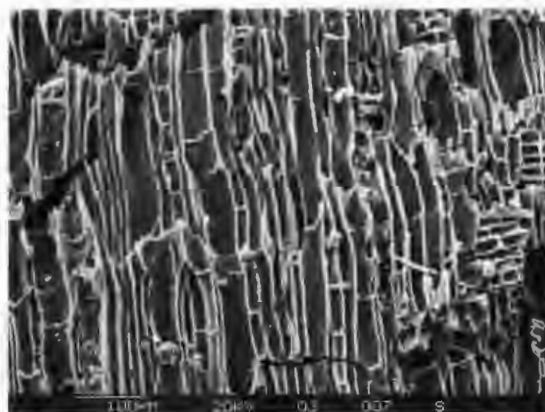
2



5



3



6

Tafel 4

Fig. 1-3 Drei Aufnahmen von einem anderen Nadelholz.

1) Schrägansicht:

rechts: Hirnschnitt, links: Tangentialschnitt

Dieses Holz zeigt keinerlei Jahrringbildung. Der Querschnitt der Tracheiden ist annähernd gleich groß.

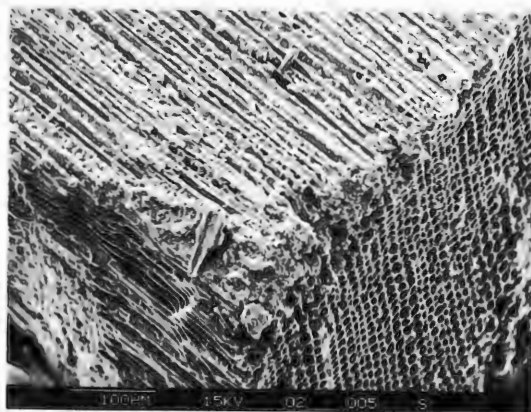
2) und 3) Aufgerissene Tracheiden, oben (2) im Überblick, unten (3) im Detail. Auffallend ist die spärliche Ausstattung der Tracheiden mit Hoftüpfeln. Diese Holzstruktur ist der des rezenten Riesenmammutbaumes (*Sequoiadendron giganteum*) (LINDL.) (BUCHHOLZ) ähnlich.

Fig. 4-6 Hirnschnitt eines Kreidezeit-Nadelbaumes.

Die beiden oberen Abbildungen (4 u. 5) zeigen eine gut erkennbare Jahrringbildung mit weiten und engen Holzzellen aus den subtropischen Regen- und Trockenzeiten der Unterkreide.

Das untere Bild (6) zeigt im Hirnschnitt zwei Interzellularräume, die möglicherweise Harzkanäle waren.

Eine Zuordnung dieses Holzes zu einer rezenten Nadelholzart ist nicht möglich.



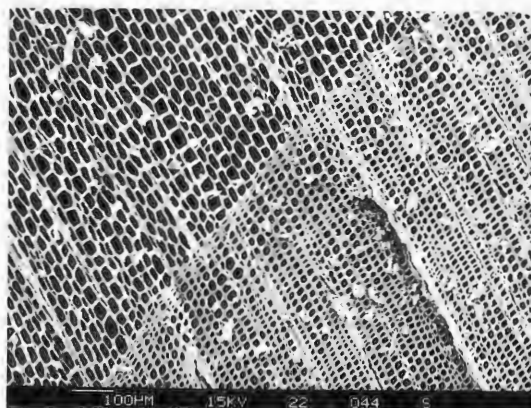
1



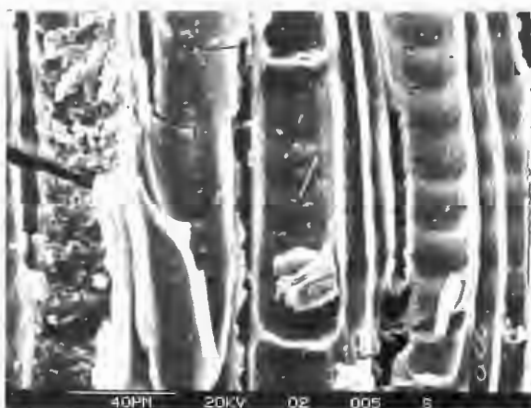
4



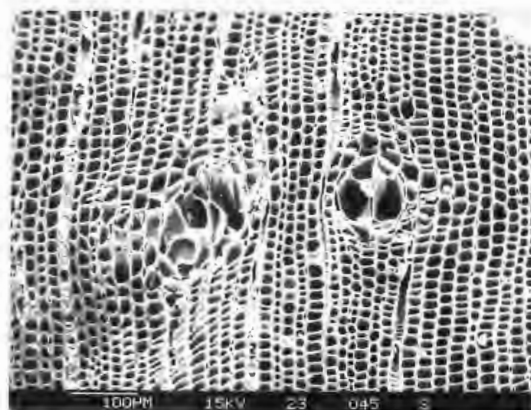
2



5



3



6

Tafel 5

Fig. 1-3 Inkohelter Nadelholztrieb von 4 mm Länge. Die dazugehörige Holzart kann z. Zt. nicht bestimmt werden.

Fig. 4-6 Beim Schlämmen des Materials fielen kleine Kugeln von ca. 1 mm Durchmesser auf. Sie waren nicht zahlreich, aber auch nicht gerade selten.

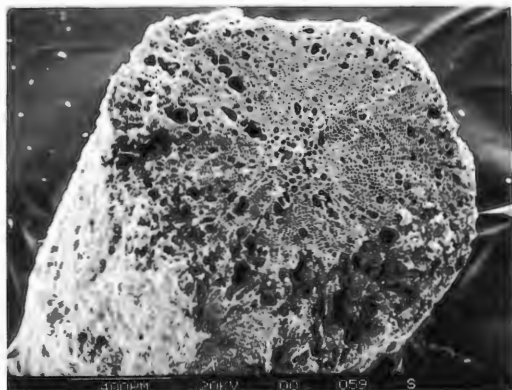
Im Querschnitt erkennt man eine vom Mittelpunkt ausgehende strahlige Konstruktion. Eine elektronenmikroskopische Punkt- und Flächenanalyse (Fig. 6) hat ergeben, daß es sich hierbei um eine Bleiverbindung handelt.



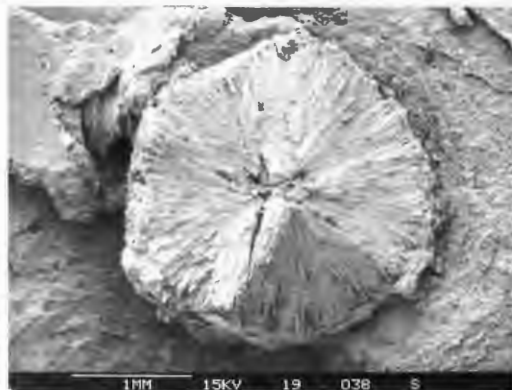
1



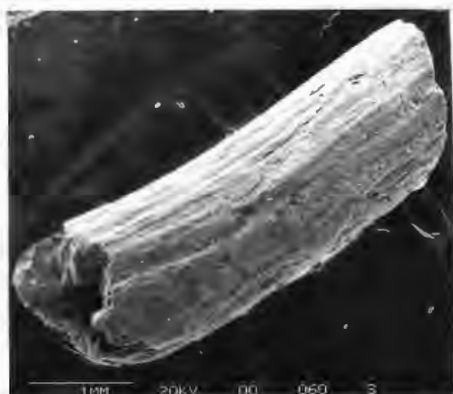
4



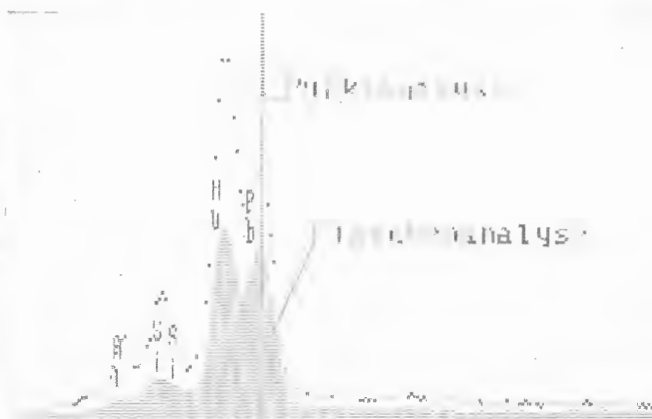
2



5



3



6

Vergleich der Funde mit denen der „Sauriergrube“

Die Sedimentanalysen haben eine weitgehende Übereinstimmung der beiden Aufschlüsse gezeigt. Die Fossilien in der Kalkspatgrube in Ober-Alme sind wesentlich schlechter erhalten als die in der nur 4 km entfernt gelegenen „Sauriergrube“ und sind nur schwer bestimmbar. Alle in diesem Steinbruch gefundenen pflanzlichen Reste sind auch in der „Sauriergrube“ gefunden worden. Dieser Tatbestand läßt den Schluß zu, daß beide Kalkspatgruben miteinander verbunden gewesen sind und die Füllung eines unterirdischen Karstgewässers darstellen.

Danksagung

Herrn Dr. M. HISS danke ich für die Hilfe bei der Bestimmung der Foraminiferen und Herrn M. OLY für die Fertigung der REM-Aufnahmen.

Literaturverzeichnis:

KAEVER, M. – OEKENTROP, K. – SIEGFRIED, P. (1977): Fossilien Westfalens; Teil I: Invertebraten der Kreide. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, Heft **33/34**.

KAMPMANN, H. (1983a): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Geol. Paläont. Westf., **1**, Münster.

MÜLLER, A. H. (1980): Lehrbuch der Palaeozoologie. Bd. II Invertebraten, T. 1 Protozoa – Mollusca 1. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.

NUGLISCH, K. (1985): Foraminiferen – marine Mikroorganismen. A. Zienssen Verlag, Wittenberg (Die Neue Brehm-Bücherei).

STOCKEY, R. A. (1982): The Araucariaceae: An Evolutionary Perspective. – Review of Palaeobotany and Palynology, **37**, S. 133-154.

ZIMMERMANN, W. (1959): Die Phylogenie der Pflanzen. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

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.

Nov. 1983, 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.

DM 28,00

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 16,00

Heft 3

BRAUCKMANN, Carsten; KOCH, Lutz; KEMPER, Michael:

Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (West-Deutschland.)

Jan. 1985, 132 S., 57 Abb., 23 Taf.

DM 25,00

Heft 4

AVLAR, Hüseyin; DOHMEN, Maria:

Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE-Kierpse (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 16,00

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 14,00

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 19,50

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 (Ostvacoda) 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 24,00

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 19,50

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 18,50

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 19,50

Heft 11

KORN, Dieter:

Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge).

November 1988, 293 S., 88 Abb., 60 Taf.

DM 65,00

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 *Eubostrioceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands.

Juni 1988, 90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.

DM 21,00

Heft 13

LIEBAU, Alexander:

Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer Quadracytheren.

März 1991, 395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.

Preis bei Drucklegung
noch nicht bekannt.

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.

Preis bei Drucklegung
noch nicht bekannt.

Heft 15

KAPLAN, ULRICH & SCHUBERT, Siegfried:

Metatrychoceras 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 35,00

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 25,00

Bestellungen an das

Westf. Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 4400 Münster
Tel.: 02 51/8 20 84

Preise zuzüglich Porto und Verpackung.

