

Geol. Paläont. Westf.	18	7-65	6 Abb. 5 Tab. 13 Taf.	Münster April 1991
--------------------------	----	------	-----------------------------	-----------------------

Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofiles am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge).

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

[Litho- and biofacies of the middle- to Upper Devonian carbonate section at the Beringhausen tunnel (Messinghausen anticline, northern Rhenish Slate Mountains)]

Zusammenfassung:

Das von der Oberen Givet-Stufe (höheres Mitteldevon) bis zur Wocklum-Stufe (höchstes Oberdevon) reichende Karbonatprofil am Beringhäuser Tunnel wird faunistisch (Conodonten und Cephalopoden) und mikrofaziell analysiert. Die Produktion proximaler Riffschuttkalke des Vorriffbereiches hielt bis zur Mittleren Adorf-Stufe (*A. triangularis*-Zone) an. In der Nachriffzeit lagerten sich auf der Riffschwelle kondensierte Cephalopodenkalksteine ab, deren von Algen- zu Crinoidenkalksteinen reichende Abfolge eine allmähliche Vertiefung des Ablagerungsraumes verdeutlicht. Erst im höheren Teil der Dasberg-Stufe, mit dem Beginn der Hangenberg-Schichten, werden die Karbonate durch Silikate abgelöst.

Summary

The carbonate section near the Beringhausen tunnel is investigated by faunal and microfacies analysis. Sediments from the Givetian stage (Upper Middle Devonian) up to the Wocklum stage (Uppermost Upper Devonian) are represented in a continuous carbonate sequence. The production of proximal reef debris limestones of the fore reef area persisted to the Middle Adorfian stage (*A. triangularis*-zone). During the post reef time condensed cephalopod limestones were sedimentated on the Messinghausen anticline. The sequence from algal to crinoid limestone elucidates a gradual deepening of the sedimentation area. First in the upper part of the Dasberg stage (with the beginning of the Hangenberg beds) the carbonates were replaced by silicates.

Key words

Givetian, Upper Devonian, conodont and cephalopod fauna, reef debris limestones, fore reef area, cephalopod limestones, microfacies analysis, paleogeographical environment, Messinghausen anticline, Rhenish Massif, TK 25: 4518, 4618.

* Anschriften der Verfasser:

Dr. C.-D. Clausen,
Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen,
De-Greif-Strasse 195, D-4150 Krefeld.
Dieter Korn,
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie,
Sigwartstraße 10,
D-7400 Tübingen.
Friedrich Wilhelm Luppold,
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Stilleweg 2,
D-3000 Hannover 51.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	8
2. Aussagen zum Liegenden des Massenkalkes (C.-D. Clausen)	9
3. Mikrofaziesanalyse des Massenkalkes (C.-D. Clausen)	9
4. Mikrofaziesanalyse des Cephalopodenkalkes (C.-D. Clausen)	11
5. Faziesräumliche Rekonstruktion und Paläogeographie des Ablagerungsortes (C.-D. Clausen)	14
6. Conodontenbiofazies (F. W. Luppold)	16
7. Conodontensystematik (F. W. Luppold)	19
8. Die Ammonoideen der höheren Adorf-Stufe (C.-D. Clausen)	31
9. Die Ammonoideen des Famennium (D. Korn)	34
10. Literatur	35

1. Einleitung

Der etwa 6 km lange, WSW-ENE streichende Messinghäuser Sattel ist dem Briloner Massenkalksattel südlich vorgelagert. In seinem Kern treten givetische Tentakuliten-Schiefer und die spilittischen Vulkanite des Hauptgrünsteinzuges zutage (PAECKELMANN 1925). Die Kernschichten werden an beiden Sattelflanken von Massenkalk des Oberen Mittel- bis tieferen Oberdevons, von oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und unterkarbonischen Sedimenten in Kulmfazies überlagert.

Der Messinghäuser Sattel geht an seiner Nordflanke in die Rösenbecker Mulde, an seiner Südflanke in die Grottenberg-Poppenberg-Mulde über. An steil nach Südost einfallenden Schubbahnen sind die zum Teil überkippten Sattelsedimente auf die Kulmtonschiefer der Rösenbecker Mulde aufgeglichen, und auch die Südflanke ist örtlich komplizierter gestaltet. Streichende Randstörungen mit Schichtenausfall kennzeichnen so den Übergang des westlichen Sattelabschnittes in den südlichen Muldenbereich, wohingegen der allmählich nach Nordosten abtauchende Ostabschnitt eine geringmächtige, kondensierte, lückenlose Abfolge von Deckschichten aufweist. Am Nordostende des Sattels beim Enkenberg hatte WEDEKIND (1908) den Grundstein für die biostratigraphische Gliederung des in Karbonatfazies ausgebildeten Famenniums gelegt. Oberdevonische Kalksteine sind somit nur am Ostabschnitt des Messinghäuser Sattels erhalten, im Westabschnitt sind sie tektonisch unterdrückt oder primär ausgefallen. Dort grenzt Massenkalk unmittelbar an unterkarbonische Alaun- und Kieselschiefer. BÄR (1968: 281) nahm epirogene Vertikalbewegungen an. Das stellenweise diskordante Übergreifen von Kulmtonschiefern könnte auch auf primäre Schichtenlücken schließen lassen. Es wäre vorstellbar, daß das bewegte Flachwasser auf der westlichen Messinghäuser Riffschwelle während des Oberdevons und tieferen Unterkarbons die Sedimentation mächtigerer silikatischer und karbonatischer Schlämme vereitelte.

Im Übergangsbereich beider Sattelabschnitte tritt auf der Nordflanke östlich von Rösenbeck und auf der Südflanke an der Grenze der Blätter 4618 Adorf und 4518 Madfeld unvermittelt ein dünnes oberdevonisches Kalkband auf, das in seinem Fortstreichen nach Nordosten auf beiden Flanken zunehmend mächtiger wird.

Das bearbeitete Profil befindet sich am Südrande von Blatt 4518 Madfeld ca. 600 m südwestlich des Grottenberges oberhalb des Südportals des Beringhäuser Tunnels (R 79 860, H 96 450 bis R 79 980, H 96 380) und umfaßt einen vom höheren Mitteldevon bis tieferen Unterkarbon reichenden Abschnitt an der Südflanke des Messinghäuser Sattels. Die Kurzbeschreibung eines ganz ähnlich gestalteten, jedoch viel mächtigeren, am Sattelnordflügel am Westhang des Burg-Berges gelegenen Profiles hatten EDER et al. (1977) gegeben.

Zielsetzung der hier vorliegenden Bearbeitung sind die mikrofazielle Analyse der Karbonatfolge, ihre biostratigraphische Gliederung, die taxonomische Bearbeitung der Conodonten und Cephalopoden sowie die Erstellung eines paläogeographischen Modells.

Wir danken Herrn Dr. Dieter STOPPEL für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Für die Genehmigung und Erstellung der REM-Aufnahmen sind wir Herrn Dr. Reinhard WOLFART (ehemals BGR-Hannover) und Herrn Michael ZIKA zu Dank verpflichtet.

Alle abgebildeten Conodonten sind in der Typen-Sammlung der BGR-Hannover unter folgenden Nummern hinterlegt: T 325-T 330, T 420, T 432-T 434. Die An- und Dünnschliffe wurden von F. W. LUPPOLD angefertigt und als Negativ für die Tafelherstellung herangezogen. Sie sind in der BGR-Sammlung unter folgenden Nummern hinterlegt: d 1175-d 1195.

Alle abgebildeten Ammonoideen sind in der Sammlung des Museums für Naturkunde, Münster, hinterlegt.

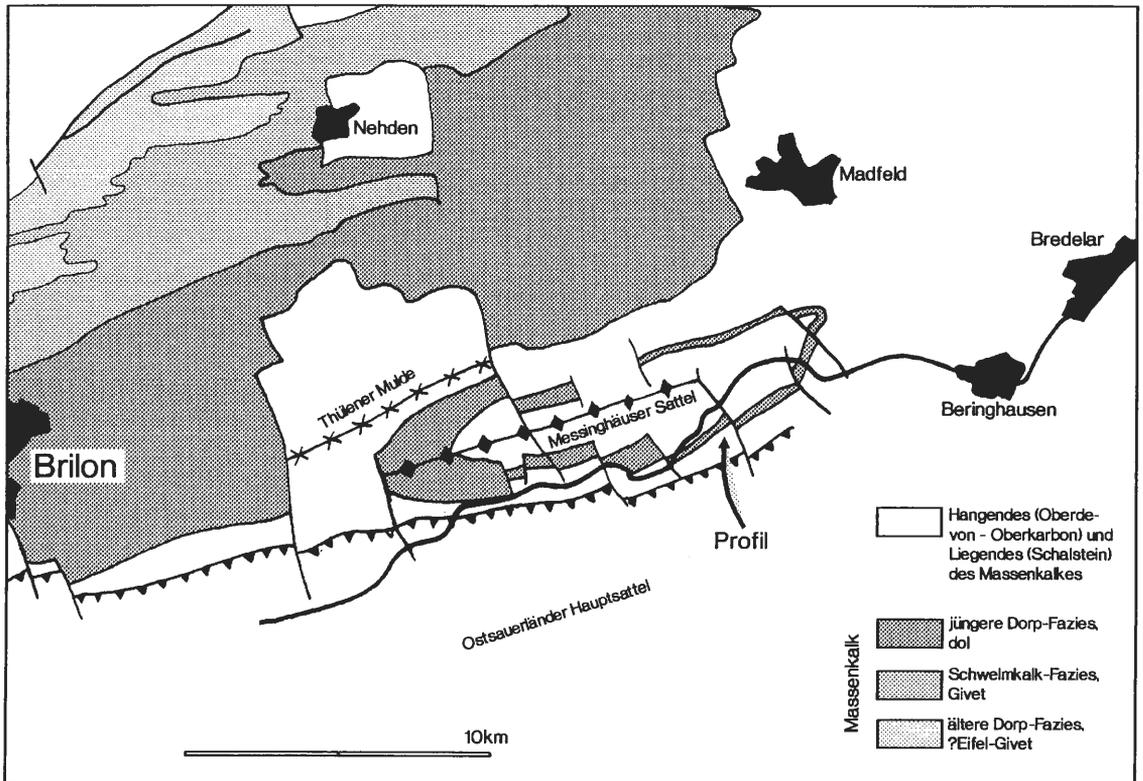


Abb. 1 Geologische Übersicht über das Gebiet des Messinghäuser Sattels und seiner näheren Umgebung.

2. Aussagen zum Liegenden des Massenkalkes (C.-D. Clausen)

Das Liegende des Massenkalkes bilden die Extrusiva und Pyroklastika des Hauptgrünsteinzuges. Unter den Pyroklastika wiegen besonders die spilitischen Tuffe, die sogenannten Schalsteine, vor. Es handelt sich um bunt gesprenkelte Gesteine mit auffälligen, rasch wechselnden Farbtönungen (braunroter Hämatit, grau-grüner Chlorit, weißgrauer Calcit). Nach Dünnschliffuntersuchungen liegen folgende petrographische Merkmale vor:

In einer Matrix aus grobkörnigem, allotriomorphem Calcit mit Zwillingstreifen, ferner aus Quarz und feinblättrigem Chlorit sind 1 bis 3 cm große Schalstein-Lapilli eingebettet. Die Lapilli sind direkt oder über den Matrixzement miteinander verbunden. Sie bestehen aus einer Grundmasse von Chlorit und Hydromuskovit, in welche zahlreiche, 10-200 μm große, calcit- und chloritgefüllte Blasen und langgestreckte Albitleisten eingelagert sind. Die Albite sind meistens chloritisiert oder serizitisiert. Die Blasen enthielten ursprünglich Gas und sind später bei der Umwandlung der Lapilligrundmasse mit Palagonit gefüllt worden, aus welchem wiederum Chlorit hervorging. In anderen Fällen wurden die Blasen Hohlräume mit Calcit und Quarz angereichert.

Das Gestein enthält ferner Pyritaggregate sowie einige feinkörnige Leukoxenbildungen (Verwitterungssäure von Titaneisen). Etliche verbogene Zwillinglamellen in den grobkörnigen Calciten weisen auf eine postkristalline Deformation hin. Ein 400-500 μm breiter pseudosparitischer Gang hat im Schlibbereich die Lapilli durchschlagen.

3. Mikrofaziesanalyse des Massenkalkes (C.-D. Clausen)

Aus dem höchsten, ca. 28 m mächtigen Anteil des grauen bis hellblaugrauen, dichten bis spätigen, fossilreichen Massenkalkes wurde durchschnittlich alle 3 Meter eine Faziesanalyse durchgeführt; die hierfür untersuchten 16 Dünnschliffe entstammen aus insgesamt 10 Entnahmestellen (vgl. Tab. 1). Den Dünnschliffanalysen zufolge liegen bei allen Proben durchweg Biogenschuttkalke vor. Sie lassen sich als ein echinodermen- bis korallenführender Biomicrodit, Biospararenit bis Biosparrudit klassifizieren. Als weitere Mikrofaziestypen treten untergeordnet Biosparit, Biomicrosparit und Biomicrosparrudit auf (Tab. 1).

Die Gesteine sind z.T. dolomitisiert. Gelbbraune bis ockerige, von den Trennflächen aus vorgreifende, unregelmäßig begrenzte Verwitterungsfronten weisen auf Dedolomitierungen hin. Einige mm bis allenfalls weni-

Bezeichnung (Proben-/Dünnschliffnummer) und Lage der Probe im Profil	Beschreibung
601/22 + 23 sowie Stück-Anschliff 1 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biomicrudit bis Biosparrudit Ausgelängte Biofragmente, Ansatz von Faser- oder Drusenzement, reichlich Crinoidenmaterial Fossilien: Korallen, Bryozoen, Algen, Schwämme, Echinodermen, Mollusken, Calcisphären, Filamente <i>Renalcis turbitus</i> WRAY
605/24 4,7 m unter Top Massenkalk	Biomikrosparrit bis Biosparrudit <i>Stromatactis</i> -Structuren, Biofragmente mit Ansatz von Faser- oder Drusenzement Fossilien: Bryozoen, Algen (<i>Renalcis</i>), Brachiopoden, Schwämme, Foraminiferen, Tentaculiten, Echinodermen, Ostracoden <i>Parathuramina dagmarae</i> SULEIMANOV (Foraminifere)
606/25 + 26 6 m unter Top Massenkalk	Biomicrudit, Biospararenit bis Biosparrudit, Biomikrosparrit bis Biomikrosparrudit, z. T. dolomitisiert Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen (Crinoiden), Brachiopoden, Schwämme, Calcisphären
607/27 8 m unter Top Massenkalk	Biomikrosparrit Fossilien: Echinodermen, Algen (<i>Renalcis</i>), Tentaculiten, Ostracoden, Bryozoen, Schwämme, Calcisphären
609/28 10 m unter Top Massenkalk	Biosparrit bis echinodermenführender Biospararenit bis -rudit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, Pseudosparritgänge, Hartgrund Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Ostracoden, Echinodermen (Crinoiden), Algen (<i>Renalcis</i>), Brachiopoden, Schwammfragmente, Calcisphären
610/29 + 30 14 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biosparrudit, z. T. dolomitisiert Fossilien: Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Conodonten, Algen, Schwämme
611/31 + 32 18 m unter Top Massenkalk	Echinodermenführender Biosparrudit, z. T. dolomitisiert, Mikritsäume um Biogenfragmente Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen, Filamente
612/33 + 34 22 m unter Top Massenkalk	Biosparrit, Biospararenit bis -rudit, <i>Stromatactis</i> -Strukturen Fossilien: Korallen, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden-Filamente
613/35 + 36 25 m unter Top Massenkalk	Korallenführender Biosparrudit, Pseudosparritgänge, Korallenpolypare als fossile Wasserwaagen Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, Bryozoen
614/37 28 m unter Top Massenkalk	Korallenführender Biosparrudit Fossilien: Korallen, Stromatoporen, Algen (<i>Renalcis</i>), Echinodermen, ?Brachiopoden (wellenförmig gestaltete Schalenrelikte)

Tab. 1 Mikrofazielle Merkmale des Massenkalks

Erläuterungen zu den Tabellen

Bei den Tabellen 1-3 ist in der rechten Spalte die Anzahl der ausgelesenen Elemente/Probe eingetragen. Zu den Tabellen 1 + 2 befinden sich die Probenpunkte auf der Innenseite der Zonenspalten. Bei den Tabellen 3-5 entsprechen die Mächtigkeitsangaben den Probenpunkten. Zur Übersicht wird auf die nachfolgende Aufstellung verwiesen.

ge cm mächtige, sparitgefüllte Spalten durchschneiden Matrix und die Fossilkomponenten.

Die Biogene sind weitgehend unsortiert und ziemlich regellos in die sparitische Matrix eingebettet (Taf. 1, Fig. 3). Inselartig auftretende mikritische Relikte deuten darauf hin, daß die primäre Grundmasse ursprünglich stärker feinkörnig war, dann später durch bodenberührende Strömungen ausgewaschen, fortgespült und durch Sparit ersetzt wurde. In der Regel weisen die mikritischen Relikte einen sparitischen Überwuchs auf. Die im allgemeinen nur wenig gerundeten bis höchstens kantengerundeten Biogene verdeutlichen einen nur kurzen Transportweg. Sie sind durchweg umkristallisiert und mit dünnen Mikritsäumen versehen. Solche Säume lassen sich besonders bei den örtlich stark angereicherten, in die sparitische Matrix eingebetteten Crinoidenstiengliedern beobachten. Sie können auf die Tätigkeiten von bohrenden Pilzen oder Kalkalgen zurückgeführt werden. *Stromatactis*-Strukturen, sparitische Hohlraumfüllungen und Wasserwaagen sind nicht selten. Fossilienhöhlräume (z. B. Ostracoden, Korallenpolypare) zeigen Geopetalgefüge (Taf. 1, Fig. 4), wobei ein an der Basis angehäuftes mikritisches Internsediment zum Hangenden hin in sparitischen Zement übergeht. Viele Biogene sind angelöst. Im Druckschatten hat sich Calcit abgesetzt, so daß die Fragmente ausgelängt erscheinen. Eine Faserzementkruste in Form speerförmiger Kristalle überkleidet bisweilen den neugebildeten Calcit wie auch die angelösten Partien (Schliff 22 bis 24). Die biogenen Komponenten stützen sich gegenseitig ab oder sind in spätige Grundmasse eingebettet. Hohlräume zwischen den Skelettresten enthalten Säume und Tapeten wandständigen Calcites in faseriger bis säuliger Ausbildung.

An Fossilrelikten liegen solitäre sowie koloniebildende rugose Korallen (*Phillipsastraea*), dendroide und koloniebildende tabulate Korallen (*Thamnopora*; Taf. 1, Fig. 1), dendroide und inkrustierende Stromatoporen, Brachiopoden, Crinoiden, Kalkschwämme, Algen und Bryozoen vor. Die Begleitfauna besteht aus Calcisphären, Foraminiferen, Ostracoden, Conodonten und Trilobiten. Pellets lassen sich in den sparitischen Partien der Grundmasse finden. Kleinindividuen und Fossilschill sind in die Zwickelräume zwischen größeren Skelettresten eingelagert und bilden dort oft monotypische biogene Anreicherungen. Fast in allen Schliffen konnten Algen vom Typ *Renalcis* sp. WRAY gefunden werden, teils in Einzelexemplaren, teils in Kolonien. Algenmatten sind nicht ausgeprägt. Infolgedessen gibt es auch keine in ein Algengeflecht eingebundenen mikritischen Schlammlagen. Die *Renalcis*-Kolonien liegen in einer dichten mikritischen bis mikrosparitischen Grundmasse, die sich deutlich gegen den sich weiter nach außen anschließenden granulären Sparit abhebt.

Nach BÄR (1966) sind die höheren Partien des Massenkalkes an beiden Flanken des Messinghäuser Sattels in Dorp-Fazies, nicht in Iberg-Fazies ausgebildet. Die untersuchten Anteile oberhalb des Südportals des Beringhäuser Tunnels entsprechen dem fore-reef-Typ innerhalb der Dorp-Fazies. Hierauf deutet die Vorherrschaft der Biogenschuttkalke ebenso wie das Vorwiegen von *Renalcis*, einer allerdings fraglichen Alge unsicherer systematischer Stellung, hin. *Renalcis* kann nach den Untersuchungen von PLAYFORD & LOWRY (1966) in den Riffkomplexen Westaustraliens geradezu als ein Indexfossil für die fore-reef-Fazies angesehen werden. Das gilt mit Einschränkung auch für europäische Riffe (KREBS 1974: 194). Vergesellschaftungen von dendroiden Riffbildnern und *Renalcis* sind nach FRANKE (1973: 32) jedoch im Iberger Riff/NW-Harz sowohl im Vorriff- als auch im Hinterriff-Bereich anzutreffen.

4. Mikrofaziesanalyse des Cephalopodenkalkes (C.-D. Clausen)

Aus einem den Massenkalk überlagernden, durchweg aus Cephalopodenkalken bestehenden, ca. 21 m mächtigen Profil wurden 21 Dünnschliffe, 6 Großdünnschliffe und 11 ± senkrecht zur Schichtung gesägte Handstücke untersucht. Die Probendichte war unterschiedlich. Bis auf 4 Dünnschliffe, einen Großdünnschliff und zwei Handstücke entfielen alle anderen Untersuchungsobjekte auf einen 4,5 m umfassenden Bereich unmittelbar über dem Top des Massenkalkes. Der Schwerpunkt der Mikrofaziesanalyse lag mithin bei Cephalopodenkalksteinen des höchsten Frasniums und tiefsten Famenniums, welche das unmittelbare Dach des Massenkalkes bildeten und von denen zu erwarten war, daß sie sich faziell noch stark an den unterlagernden Riffkomplex anlehnen.

Der blaugraue Kalkstein ist teils gut gebankt mit deutlichem Interngefüge, teils flaserig-knollig ausgebildet. Schon makroskopisch fällt eine zum Teil reichhaltige Fossilführung mit sehr viel Kleinschill ins Auge. Die Fossilien sind ungleichmäßig verteilt, zum Teil schichtparallel angereichert. Von den Rändern und von das Gestein durchziehenden Rissen her greift die Verwitterung vor. Pyrite sind in Limonit übergeführt. Die von Eisenlösungen durchtränkten Partien sind gelb, gelbbraun bis ockerig. Verbreitet ist in solchen Fällen eine durch braune, an Porenhöhlräume geknüpft Eisenoxidaggregate verursachte Sprengelung in Form von Pünktchen und Flecken.

Trotz des nur geringmächtigen Profilausschnittes ist eine große Anzahl von Mikrofaziestypen anzutreffen (Tab. 2). Es überwiegen Biomikrit und Biosparit, darüber hinaus sind Biopelmikrit und -sparit, Biointramikrit bis Biointramikrosparit und Biospararenit bis -rudit vorhanden.

Bezeichnung (Proben-/Dünnschliffnummer) und Lage der Probe im Profil	Beschreibung
523/1 + 2 Profilmeter 0	Biomikrit Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Filamente (Brachiopoden, Muscheln), Trilobiten, Bryozoen, Foraminiferen, Conodonten, Crinoiden, Hohlstacheln
525/Großdünnschliff 41 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 2	Ostracodenführender Biopelmikrit bis Biomikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Cephalopoden, Trilobiten, Crinoiden, Bryozoen, Filamente, Conodonten
531/3 + 4 Profilmeter 8	Ostracoden- und crinoidenschillführender Biomikrit bis Biospatit Fossilien: Glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Filamente (Brachiopoden, Muscheln), Crinoiden, Bryozoen, Conodonten
590/Großdünnschliff 38 Profilmeter 16,5	Biomikrit bis Biomikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen Fossilien: Ostracoden, Trilobiten, Conodonten, Crinoiden, Brachiopoden, Orthoceren, Pellets
681/Großdünnschliff 39 Profilmeter 16,7	Biomikrit bis Mikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen Fossilien: Ostracoden, Echinodermen, Bryozoen
680/Großdünnschliff 40 Profilmeter 16,75	Biopelmikrit bis Mikrospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, Pellets Fossilien: Ostracoden, Filamente (Brachiopoden), Bryozoen, Crinoiden, Hohlstacheln
591/5 + 6 + 7 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 17,5	Biomikrit bis Biospatit sowie Biosparrudit Dedolomitierungserscheinungen; Pyritvererzungen, z. T. in Limonit umgewandelt Fossilien: Ostracoden, Crinoiden, Filamente, Trilobiten, Conodonten, Hohlstacheln
-/8 + 9 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 17,9	Tentaculitenführender Biospatit, etwas mikritisch Fossilien: Tentaculiten, Crinoiden, Conodonten, Filamente, Ostracoden, Algen (<i>Renalcis</i>), Hohlstacheln
787 oberhalb Profilmeter 17,9	Fossilführender Intramikrit bis Intramikrospatit Zahlreiche in Limonit umgewandelte Pyritminerale, Birdseyes-Strukturen, mikritische Intraklasten, fossile Wasserwaagen Fossilien: Crinoiden, Ostracoden, Tentaculiten, Filamente
788 unterhalb Profilmeter 17,9	Wechselfolge von fein- bis großkörnigen Mikrospatiten bis Spariten mit Fasercalcitlagen Fossilien: Knochenrelikt (20 x 5 mm), Knochensplitter, Ostracoden, Crinoiden, Tentaculiten, Filamente
Großdünnschliff sowie Stück-Anschliff unterhalb Profilmeter 17,9	An der Basis Mikrit bis Mikrospatit mit schichtparallelen Pseudospatitgängen, zum Hangenden übergehend in einen grobkörnigen Biospatit, der taschenförmig in den basalen Mikrospatit vorgreift. Fossilien: <i>Renalcis</i> sp., Ostracoden, Crinoiden, Tentaculiten, Filamente
541/10 + 11 + 12 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 18	Spatit bis Biomikrospatit, z. T. Mikrospatit, mikritisch, untergeordnet Intraklasten Fossilien: Tentaculiten, Crinoiden, Styliolinen, Algen, Conodonten, Filamente, Hohlstacheln
542/13 + 14 + 15 Profilmeter 19	Biomikrit und Biopelmikrit bis Biospatit, Biosparrudit <i>Stromatactis</i> -Strukturen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Filamente, Conodonten, Crinoiden, Tentaculiten, glatte und stachelbewehrte Ostracoden, Cephalopoden, Bryozoen, Foraminiferen



-/18 + Großdünn Schliff 42 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20 Top	Biointramikrit und -mikrospatit, z. T. grobspatitisch Fossilien: Algen (<i>Renalcis</i>), Bryozoen, Crinoiden, Filamente, Calcisphären, Korallenfragmente, Brachiopoden, Ostracoden, Tentaculiten
543/16 + 17 + 19 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20	Biomikrit/Biopelmikrit bis Biospatit/Biopelspatit, auch Spatit bis mikritischer Spatit Limonit in Porenräumen, fossile Wasserwaagen, Pellets Fossilien: Tentaculiten, Conodonten, Algen (<i>Renalcis</i>), Cephalopoden, Filamente, Ostracoden, Crinoiden, Foraminiferen, Orthoceren, Brachiopoden, Hohlstacheln
-/20 + 21 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 20,3	Renalcisführender Biomikrospatit, Biomikrit bis Biospatit <i>Stromatactis</i> -Strukturen Korallen, Crinoiden, Conodonten, Ostracoden, Trilobiten, Algen (<i>Renalcis</i>), Filamente, Calcisphären, Foraminiferen, Brachiopoden, Bryozoen
595/Großdünn Schliff 43 sowie Stück-Anschliff Profilmeter 21	Fossile Wasserwaagen, Schwefelkiesvererzungen Fossilien: Filamente, Trilobiten, Ostracoden, Tentaculiten, Brachiopoden, Crinoiden

Tab. 2 Mikrofazielle Merkmale des Cephalopodenkalkes

Der mikritische Anteil setzt sich aus einer aus Tonmineralen, Limonit und Grundmassecalcit bestehenden Grundmasse zusammen, in welche sporadisch kleine angulare bis subangulare detritische Quarze eingebettet sind. Eingestreut in Einzelexemplaren oder nesterweise sind Pyritkristalle. Grobkörniger Spatit füllt die Zwischenräume zwischen den Fossilien, vor allem Crinoidenstielgliedern, aus. Schichtflächen sind an einem wiederholten Wechsel von Lagen mit grobkörnigem Spatit und Lagen mit Mikrit und Mikrospatit gut erkennbar. Die Lagen ziehen in den seltensten Fällen durch, sondern sind unterbrochen. Mikritisches Material ist unregelmäßig streifenartig, zum Teil senkrecht zur Schichtfläche gerichtet, mit dem Spatit vermischt. Die Lagen wurden biogen (Wühlgefüge), zum Teil auch durch bodenberührende Strömungen aufbereitet. Die wirr verlaufenden Einzelkomponenten sind durch eine spatitische Sammelkristallisation später miteinander verkittet.

Diskontinuitätsflächen sind häufig beobachtbar (z. B. Schliff 6, 18, 20; Taf. 3, Fig. 2 u. 3). Sie zeichnen sich durch auffallende, wellenförmig bis gezackt verlaufende, in der Regel mit Farbunterschieden verknüpfte Suturen aus. Ockerige bis rostfarbene Färbungen weisen auf Eisenanreicherungen mit Pyritrelikten hin. Die hangende Partie greift bisweilen zapfenartig in das Liegende hinein. Bioturbation ist in manchen Fällen nicht ausgeschlossen. Man wird infolgedessen nicht überall bei den angetroffenen Diskontinuitätsflächen von einem Hartgrund sprechen dürfen. Zeitweilige Sedimentationsunterbrechungen, welche zu einer Mikroreliefbildung und Zementation des Meeresbodens führten, sind für den Bildungsort der beschriebenen Cephalopodenkalksteine jedoch anzunehmen.

Geopetalgefüge sind an Korngradierung und fossilen Wasserwaagen immer wieder erkennbar (Taf. 2, Fig. 1 u. 3, Taf. 3, Fig. 4). In Schliff 15 gehen mehrere 500 bis 850 μm große Fossilenschill-Ansammlungen jeweils in 400 bis 800 μm große Mikritlagen über (Taf. 2, Fig. 4). Zwischen die einzelnen Gradierungsdoppelbänder schieben sich bisweilen 350 bis 1400 μm mächtige Pseudospatitlagen mit zum Hangenden hin zahnartig ausgerichteten, subidiomorph ausgebildeten Calcitkristallen (Taf. 2, Fig. 4). Schichtflächenparallel ausgerichtete Fossilien können als fossile Wasserwaagen dienen, wobei das an der Basis angereicherte mikritische Sediment zum Hangenden hin durch eine Sparithaube abgelöst wird. Auch die vorwiegend spatgefüllten Hohlraumgefüge vom Typ *Stromatactis* zeigen an der Basis feine Mikritlagen. Die Hohlräume können durch die Lösungsfähigkeit kälteren Tiefenwassers vergrößert worden sein. BANDEL & MEYER (1975: 22) diskutieren eine sekundäre Erweiterung der vom Endobenthos geschaffenen Wühl- und Grabgänge durch selektive Kalklösung.

Während oder nach Verfestigung des Sedimentes entstanden durch Setzungen, Sackungen und Rutschungen der noch zum Teil wassererfüllten, zähplastischen Schichten vom feinen Riß bis zur klaffenden Fuge reichende Spalten. Sie wurden von der Oberfläche her submarin mit jungem Sediment angefüllt. Solche Spaltenfüllungen heben sich farblich bisweilen vom Trägergestein gut ab und sind in Bereichen mit größerer Bodenunruhe (z. B. Seebeben mit Verstärkungen des Untergrundes) ein häufiges Merkmal. Im Mikrobereich konnten bei Schliff 5 und 6 solche 500 bis 700 μm große Kleinspalten beobachtet werden: In einer jeweils mikritischen limonitreichen Füllung befanden sich zahlreiche kleinste Ostracoden und Filamente. Die letzteren sind mit ihren Längsachsen parallel zu den Spaltenwänden eingeregelt. Entlang der Begrenzung zum Trägergestein sind Pyritkristalle aufgereiht.

Neben den oben beschriebenen schichtparallelen Pseudospatitlagen sind auch senkrecht bis spitzwinklig zur Schichtung verlaufende grobkörnige Pseudospatitgänge mit granulärem Calcit zu vermerken.

Die fossilreichen Kalksteine enthalten Goniatiten, Orthoceren, Brachiopoden, Trilobiten, Mollusken, Crinoiden, Bryozoen, Ostracoden, Tentaculiten, Styliolinen, Foraminiferen, Conodonten, Algen, Calcisphären und Pellets (Taf. 4, Fig. 7 bis 12, 14). Nur die kleinwüchsigen oder frühontogenetischen Individuen sind gut erhalten; von größeren Exemplaren liegen in der Regel nur Relikte vor. Besonders die Echinodermenreste, aber auch andere Fossilgruppen, sind randlich angelöst und von dünnen mikritischen Säumen umgeben. Schalen von Brachiopoden und Mollusken sind in der „Gewölbt-oben-Lage“, aber auch mit nach oben offenem Hohlraum sedimentiert. Das Schaleninnere diente als Sediment- und Fossilfalle für feinen Mikrit und biogenen Detritus. Algen vom Typ *Renalcis turbitus* WRAY ließen sich in den Schriffen 8 bis 21, d. h. innerhalb der ersten 3 m über dem Massenkalk, nachweisen. In den Schriffen 20 und 21 bildeten sie Kolonien und treten derart häufig auf, daß man von einem Algenkalk sprechen kann (Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 5). Die Festlegung der Frasn/Famenne-Grenze bei Profilmeter 17,9 (entsprechend der neuen internationalen Definition) bringt es mit sich, daß sowohl unterhalb als auch oberhalb der Grenzlage tentaculitenführende Schichten auftreten (Taf. 5, Fig. 1 u. 2). Früher galt als wichtiger Fixpunkt in der Tentaculiten-Phylogenie, daß die Tentaculiten an oder noch vor der Frasn/Famenne-Grenze erlöschen.

Die Kalksteine reichen nicht über die Untere *expansa*-Zone (Dasberg-Stufe, do V α) hinaus, da der die höhere Dasberg- und die Wocklum-Stufe enthaltende Anteil an einer Störung unterdrückt ist. Die Schriffe 1-4 und Großschriff 41 charakterisieren Kalksteine der höheren Hemberg- bis tieferen Dasberg-Stufe. Typisch sind für sie massenhaft auftretende, spatgefüllte, glatte bis stachelbewehrte Ostracoden, wie sie in gleicher Ausbildung auch in anderen Teilen des Rheinischen und des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges in Kalksteinen der Wocklum- bis *Gattendorfia*-Stufe um die Devon/Karbon-Grenze herum auftreten.

5. Faziesräumliche Rekonstruktion und Paläogeographie des Ablagerungsortes (C.-D. Clausen)

Das Briloner Korallenriff wuchs am Schelfrand als atollförmiger Riffkörper auf einer von terrigener Trübe weitgehend abgeschirmten Hochscholle, der Carbonatplattform, empor. Erste Riffansätze reichen im Norden der Plattform bis in die Eifel-Stufe zurück. Dort bildete sich dank fortwährenden Absinkens der Unterlage ein wallartiger biohermaler Riffkörper in Dorp-Fazies. Während der Givet-Stufe verlagerte sich auf der Plattform der Bereich stärkster Absenkung nach Süden. Dort wuchs nun spiegelbildlich zum nördlichen Riffsaum ab dem höheren Givet ein südliches Bioherm empor. Die einzelnen Riffanteile schlossen sich zusammen, das Briloner Atoll entstand.

Südlich des Atolls lag ein ausgedehntes Becken, in welchem sich Tonschlämme in herzynischer Fazies (Tentaculitenschiefer) anreicherten. Gelegentlich strömten am Briloner Atoll vorbei sandige Turbidite (Nenstenquarzit) in dieses Becken ein. In der Oberen Givet-Stufe, während noch auf der Briloner Carbonatplattform das südliche Bioherm emporwuchs, drangen entlang tiefgreifender Bruchzonen spilitsche Vulkanite nach oben, ergossen sich auf den Meeresboden und stapelten mehrere Decken auf. Die Vulkanite, welche heute als Hauptgrünsteinzug vorliegen, bildeten zahlreiche submarine Schwellen und belebten so die Morphologie des vorher nur wenig gegliederten Sedimentationsraumes. Eine dieser Schwellen, unmittelbar südlich des Briloner Atolls, ist die Messinghäuser Schwelle. Nach Abschluß der vulkanischen Fördertätigkeit griff dort die Riff-Fazies mit Korallen- und Stromatoporenbauten auf die spilitsche Unterlage über. Besonders der nordwestliche Teil der Messinghäuser Schwelle wurde von den Riffbildnern besiedelt. Die Mächtigkeit der Riffbauten und der sich innerhalb des Schwellenbereiches nach Südosten anschließenden Riffschuttansammlungen war hier bedeutend geringer als im Briloner Riff und ging nicht über 200 m hinaus, betrug stellenweise wie am Beringhäuser Tunnel nur wenige Zehner Meter oder im Extremfall nur wenige Meter.

Der Bildungsbereich der Riffbauer lag innerhalb der Turbulenzzone. Die durch Wellenschlag aus der Zerstörung des Riffkernes hervorgegangenen Trümmer sammelten sich seeseitig zu einem ausgedehnten Schuttfächer, dem Vorriff, Vorderriff oder „fore-reef“, an. Aus diesem Bereich stammen die untersuchten Massenkalkanteile des Beringhäuser Tunnelportals. Die Riffvorderseite fiel mit 15-35° seewärts ab. Der riffdetritogene Schutt war durch Übergänge mit dem Riffkern verzahnt. Die riffkernnäheren Partien der Außenflanke wurden von lagigen und dendroiden Stromatoporen, die riffkernferneren von Brachiopoden, Echinodermen und Bryozoen besiedelt. Entsprechend ihrem Faunenspektrum lassen sich die untersuchten Kalksteine riffkernferneren tieferen Meeresbereichen innerhalb des fore-reef-Hanges zuweisen (vgl. Abb. 2). Die noch den proximalen Riffschuttkalken zuzuweisenden biogenen Trümmer sedimentierten dort in einem Bereich, in dem die Wellenenergie schon nachließ. Das Auftreten von Algen in den Kalksteinen weist darauf hin, daß das Wasser kaum tiefer als 60 m gewesen sein kann. Die Kalksteine entsprechen dem Typ 6 der fore-reef-facies-Typen nach KREBS (1969: 288) mit Übergängen zu Typ 4. Crinoiden treten überreichlich auf, so daß in vielen Fällen von Crinoidenkalksteinen (Crinoiden-Biospariten) gesprochen werden kann. Zwar fehlen zusammenhängende Stielglieder, jedoch deuten die auf fehlender Abrollung basierenden eckigen Skelettreste sowie die unregelmäßige Einbettung und mangelnde Sortierung dieser wie auch anderer Relikte darauf hin, daß der Ablagerungsort nicht allzu weit vom Lebensraum entfernt gewesen sein kann.

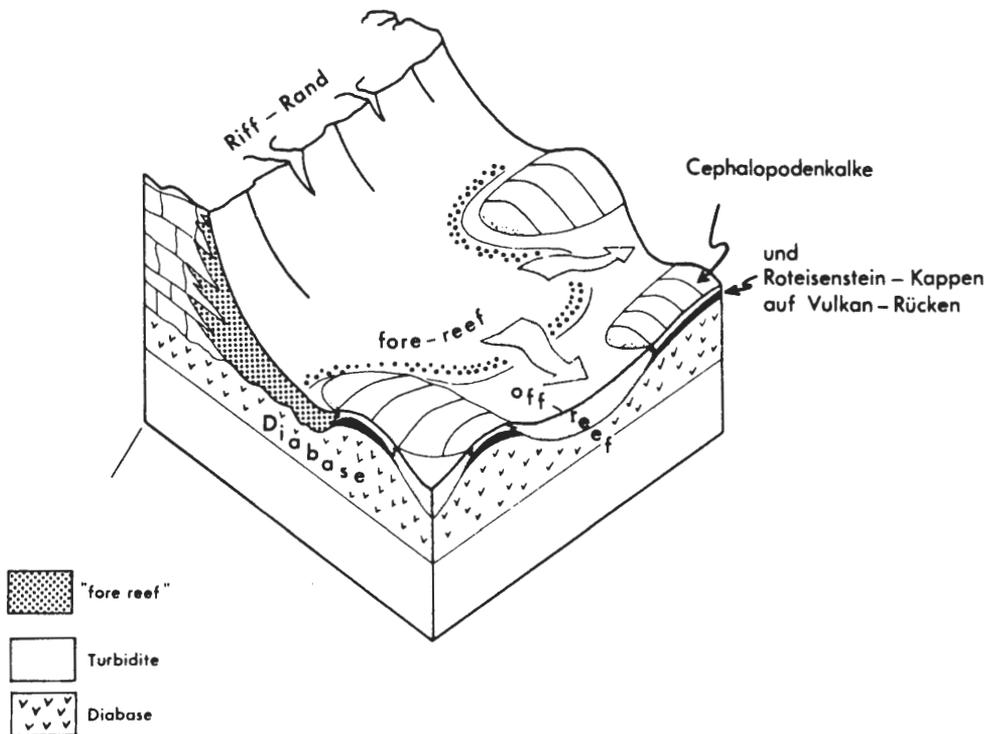


Abb. 2 Schematisiertes Paläorelief der Adorf-Stufe am Südrande des Briloner Riffatolls (nach EDER, ENGEL & FRANKE 1977, Abb. A12).

Nach STRITZKE (1986: Fig. 5 b-f) wechseln sich während des Riffwachstums in dem sich südöstlich an das Messinghäuser Korallen-Stromatoporen-Riff anschließenden Vorriffbereich wiederholt Arenit- und Mikrit-Faziesbezirke ab. Die Mikritfazies weist auf ruhige Sedimentationsbedingungen in einem strömungsärmeren Vorderriffabschnitt, die Arenit-(bis Rudit-)Fazies auf starke Zertrümmerungs- und Transportmechanismen in einem Bewegtwasserbereich hin. Diese Faziesverschiebungen in Raum und Zeit künden das stetige Pendeln und Wechseln unterschiedlich zusammengesetzter Detrituskörper im unmittelbaren Vorfeld des aktiv wachsenden Riffes an und spiegeln sich in der Zusammensetzung der periodisch beckenwärts abströmenden Turbidite wider:

Von den bathymetrischen Hochgebieten des Briloner Atolls und der Messinghäuser Schwelle lösten sich während der Zeit des Riffwachstums riffdetritische Turbidite und wurden nach Süden abtransportiert. Die Suspensionsströme nahmen in den Senken des durch Schalstein- und Cephalopodenkalkschwelen gegliederten Meeresraumes als allodapische Biogenschuttalke Platz. Die proximalen Turbidite verfestigten sich zum Padberger Kalk, die distalen zu feinkörnigen, mit Tonstein wechsellagernden Flinzkalklagen. Deren riffdetritogene Herkunft ist noch erkennbar.

Das Riffwachstum endete im Laufe der Mittleren bis Oberen Adorf-Stufe. Die Riffkomplexe gerieten – zunächst unmerklich, später stärker – in etwas größere Wassertiefe und wurden mit geringmächtigen oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen überkleidet. Hierdurch wird der Übergang vom Hochschwelen- zum Tiefschwelen-Stadium dokumentiert. Auch auf den submarinen Erhebungen des Hauptgrünsteinzuges, die nicht der Bildungsort von Korallenriffen waren, bildeten sich Cephalopodenkalksteine, so daß solche geringmächtigen Karbonatüberkleidungen im Oberdevon sowohl am Rifftrand, am Riffabhang als auch auf den vulkanischen Kuppen zu finden sind. An der Wende Mittel-/Oberdevon stiegen mit Kieselsäure und Eisen angereicherte Hydrothermen empor, welche zur Bildung vorwiegend kieseliger und kalkiger, sich am Top und den Flanken der Schwelle mit Cephalopodenkalken verzahnenden Hämatiterzen führten. Solche linsenförmigen Eisensteinlager befinden sich am Grottenberg wenige 100 m östlich des bearbeiteten Profiles.

Die basalen, ca. 3 m mächtigen Cephalopodenkalksteine über dem Massenkalk enthalten reichlich Algen. Diese Algenkalke sind Anzeiger für flaches und gut durchlichtetes Wasser und kamen oberhalb der 50-m-Tiefenlinie zum Absatz. Die Sedimente entstanden in einer deutlichen Abhängigkeit vom abgestorbenen Riffkörper. Erst vom Famennium ab vertiefte sich der Sedimentationsraum. Kalkschlämme wurden unterhalb der Zone stärkerer Wasserbewegung gefällt, aber nicht tiefer als einige hundert Meter (vgl. TUCKER 1973).

Der Reichtum an freischwimmenden (planktonischen, pseudoplanktonischen und nektonischen) Organismen (Cephalopoden, Conodonten, Tentaculiten, Styliolinen) kennzeichnet den pelagischen Charakter der Kalksteine. Diese Fauna vermischte sich in Taphocoenosen am Bodenbereich mit dem aus Brachiopoden, Trilobiten, Muscheln und Ostracoden bestehenden Benthos. Korallenfragmente in den Kalksteinen (Schliff 18, Großdünn Schliff 42) und zahlreiche große Echinodermerelikte rühren von der Aufbereitung freiliegender Riffabschnitte mit Flachwasserfauna oder der Resedimentierung von Biogenschuttkalken her und zeigen an, daß der Herkunftsort der Biogene bathymetrisch höher als die Region der Platznahme gelegen war.

Karbonate in der Fazies der Cephalopodenkalke vertreten im Profilbereich fast das gesamte Famennium bis in die tiefere Wocklum-Stufe hinein. In der höheren Wocklum-Stufe setzt die Fazies der Hangenberg-Schichten (grüngraue Tonsteine mit Kalksteinknollen) ein, welche – die Devon-/Karbon-Grenze überschreitend – auch noch das Unterkarbon I (*Gattendorfia*-Stufe) umfaßt. Mit dem Unterkarbon II (*Pericyclus*-Stufe) beginnt die Transgression der Liegenden Alaunschiefer. Mit diesem markanten paläogeographischen Wendepunkt trat die Kulmfazies mit ihren gleichförmigeren Sedimenten (Alaunschiefer, Kieselschiefer, Kieselkalke, Lydite) an die Stelle der oberdevonischen Cephalopodenkalkfazies. Ein noch bestehendes Relief über dem Riffbereich wurde nun endgültig ausgeglichen.

6. Conodontenbiofazies (F. W. Luppold)

Das Liegende des Profils bilden ungebankte Stromatoporen-Riffschuttkalke der mittleren *varcus*-Zone, die auf Schalsteinen des Hauptgrünsteinzuges sedimentierten. Eine Probe unmittelbar über dem Top des Schalsteins lieferte folgende Fauna:

Con 5680(545) *Belodella resima* (PHILIP)
Belodella triangularis (STAUFFER)
Bryantodus macrodentatus (BRYANT)
Panderodus sp.
Polygnathus ansatus ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON
Polygnathus sp. aff. *Pol. beckmanni*
Polygnathus linguiformis weddigei CLAUSEN, LEUTERITZ & ZIEGLER
Polygnathus linguiformis Morphotypen indet.
Polygnathus timorensis KLAPPER, PHILIP & JOHNSON
Polygnathus cf. *varcus* STAUFFER
Prioniodina macrodentata BRYANT

Conodontenfazies: *Polygnathus*-Fazies des proximalen Ablagerungsraumes, unmittelbar am Riffabhäng. Die Fazies ändert sich mit dem Erscheinen der Gattung *Ancyrodella*, die hier an der Wende Givetium/Frasnium in einer crinoidenreichen gebankten Riffschuttfazies erscheint und auch prozentual den Faunenanteil gegenüber *Polygnathus* bestimmt. Die *Ancyrodellen* und *Polygnathiden* prägen das Bild des gesamten riffnahen Ablagerungsraumes. Zwei Proben aus dem nicht aufgeschlossenen Bereich zwischen erster Klippe und Beginn des zweiten Profilabschnittes (vgl. CLAUSEN, KORN & LUPPOLD 1990: S. 263, Fig. 2), der aus teilweise dolomitisierten Riffschuttkalken besteht, lieferten die nachfolgenden Faunen: 40 Schritte unt. Pr. 26 m

Con 5785(600) *Ancyrodella africana* → *gigas*
Ancyrodella alata GLENISTER & KLAPPER
Ancyrodella gigas MILLER & YOUNGQUIST
Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL
Nothognathella ziegleri (CLARK & ETHINGTON)
Polygnathus asymmetricus asymmetricus BISCHOFF & ZIEGLER
Polygnathus asymmetricus unilabius HUDDLE
Polygnathus sp. sp.

Datierung: mittlere – obere *Polygnathus asymmetricus*-Zone

Con 5784(599) 10 Schritte unt. Pr. 26 m
Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL
Ancyrodella nodosa BRANSON & MEHL
Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL
Icriodus nodosus (HUDDLE)
Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL
Palmatolepis punctata (HINDE)
Palmatolepis transitans MÜLLER
Polygnathus sp. sp.

Datierung: obere *Polygnathus asymmetricus*-Zone

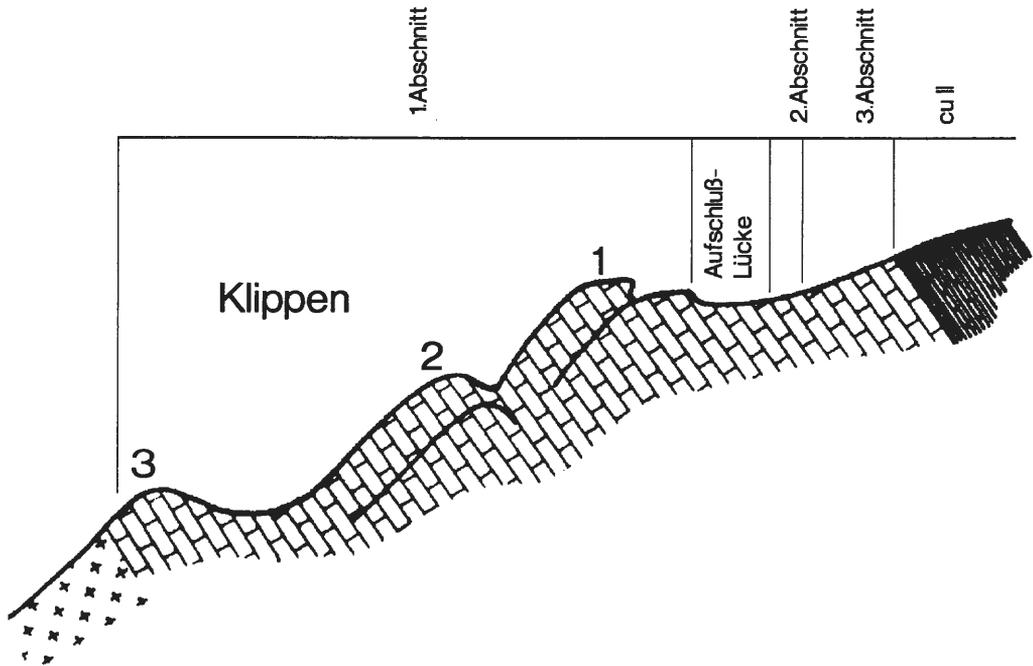


Abb. 3 Schematische Darstellung des Aufschlusses.

Der zweite Profilabschnitt wird von Cephalopodenkalken in sparitisch/mikritischer Fazies gebildet. Dies ist gleichzeitig der Beginn der *Palmatolepis*-Fazies. Dieser Bereich bis zur Frasnium-/Famennium-Grenze wird z. T. noch von riffbildenden Algen (*Renalcis turbitus*) aufgebaut, die den äußeren proximalen Teil des fore-reefs bilden (vgl. CLAUSEN: diese Arbeit).

An der Wende Frasnium/Famennium (3. Profilabschnitt) setzt ein abrupter Fazieswechsel ein. Es kommen keine reinen Biosparite, sondern nur noch Biomikrite in plattiger und knolliger Form (Knollenkalk) mit hohem Schluffanteil vor. Diese Karbonate leiten schon die distale fore-reef-Fazies ein und werden hauptsächlich durch die Gattung *Palmatolepis* repräsentiert. In der *trachytera*-Zone ist die Gattung *Scaphignathus/Alternognathus* neben *Palmatolepis* vorherrschend. Die ersten beiden Gattungen sind Faziesanzeiger für den Gezeiten- und Lagunenbereich [vgl. SANDBERG & ZIEGLER 1979, SANDBERG & DREESEN (1984)], also eine Faziesverzahnung im Sinne von SANDBERG & ZIEGLER (1979: 176). Die Fazies der *postera*- und *expansa*-Zone wird wieder von den Gattungen *Palmatolepis* und *Polygnathus* geprägt. STRITZKE (1989: 77) gibt zwei Profile mit Faunenlisten in unmittelbarer Nähe unseres Profils an. Es sind dies: Profil Niederhof (3) und Westhang Grottenberg (4). Dort sind im unteren Profilabschnitt grobgebauerte debris-flow-Kalke aufgeschlossen, wie sie auch in unserem Profil im ersten Profilabschnitt vorkommen (untere – mittlere *Polygnathus asymmetricus*-Zone). Nach einer Profilunterbrechung beschreibt STRITZKE im Profil 3 Knollenkalksteine mit dünnen Tonschieferlagen, die auch hier die *Palmatolepis*-Fazies repräsentieren.

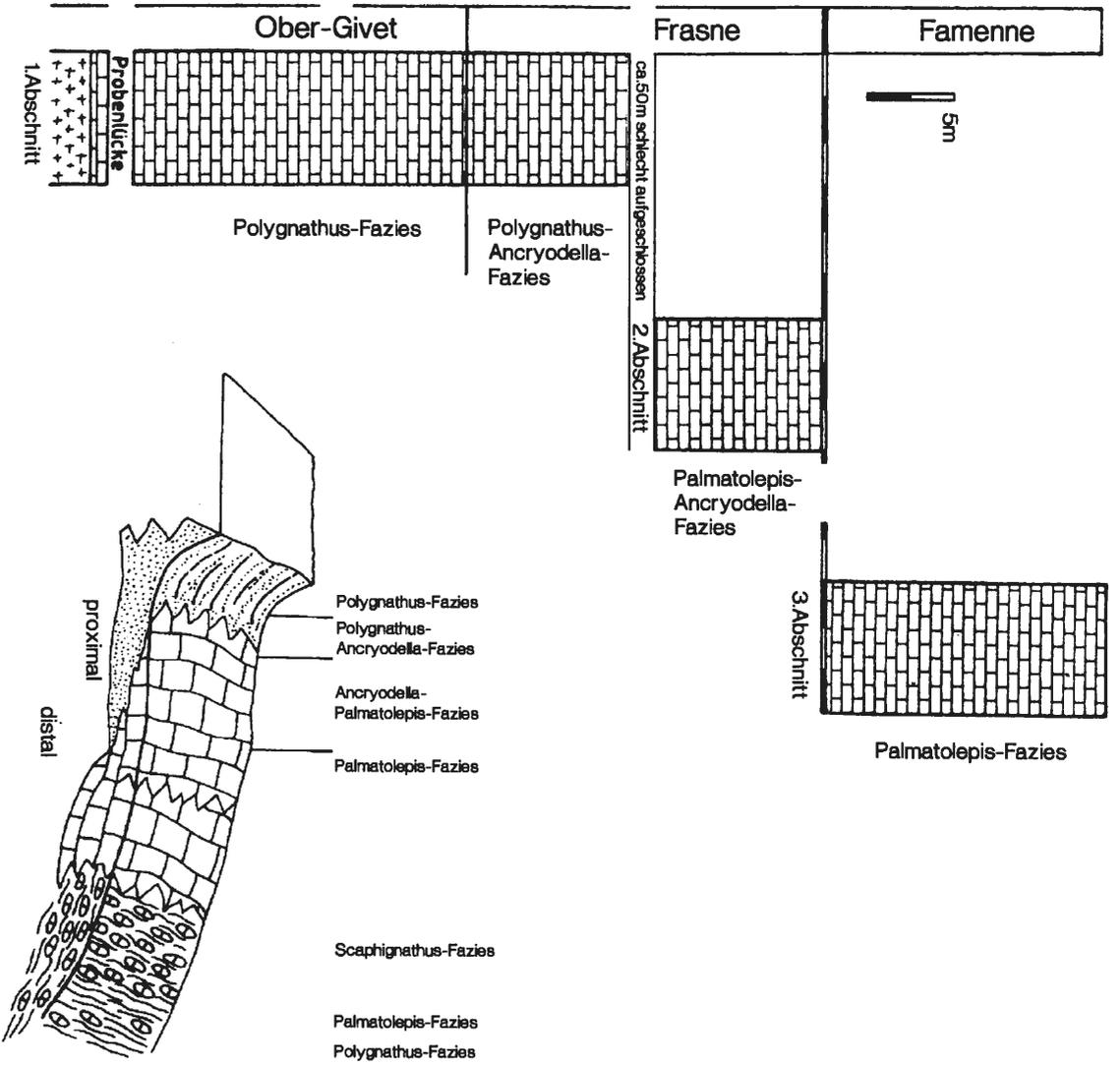


Abb. 4 Schematische Darstellung der Conodontenbiofazies.

7. Conodontensystematik (F. W. Luppold)

Ancyrodella binodosa UYENO, 1967

Taf. 6, Fig. 1-4

Vorbemerkung:

Seit einiger Zeit hat sich um die Gattung *Ancyrodella* und deren Ursprungsarten *binodosa* und *rotundiloba* ein Meinungsstreit über die Ontogenese entfacht. Ich möchte dazu keine Stellung nehmen, lediglich Meinungen gegenüberstellen. Dabei beziehe ich mich auf die Arbeit von UYENO (1967), der die Art aufgestellt hat.

Aus der Probe Con 5851 stammen mehrere Exemplare dieser Art. Auffälliges Merkmal ist die große ausge-dehnte Basalgrube, die fast die gesamte Plattformunterseite einnimmt (Taf. 6, Fig. 2, 3). BULTYNCK & JACOBS (1981) unterschieden drei Morphotypen. Alle hier abgebildeten Arten gehören demnach zum Morphotyp α . Sie repräsentieren das phylogenetische Frühstadium der Gattung *Ancyrodella* (vgl. BULTYNCK & JACOBS 1981, Taf. 8, Fig. 1-8). Es können je nach Entwicklungsgrad ein oder mehrere Knoten am äußeren Plattformrand angeordnet sein. KLAPPER (1985) dagegen stellt die bei BULTYNCK & JACOBS (1981) als *Ancyrodella binodosa* dargestellten Formen zum größten Teil zu *Ancyrodella rotundiloba* (Früh-Form).

Ancyrodella* aff. *Ancyrodella binodosa

Taf. 6, Fig. 5

Ein Exemplar, das eine deutliche triangulare Plattform mit randständigen Knoten aufweist (vgl. KLAPPER 1985, Taf. 1, Fig. 2, 3 und BULTYNCK & JACOBS 1981, Taf. 8, Fig. 6, 7).

Ancyrodella rotundiloba (BRYANT, 1921)

Taf. 6, Fig. 6-12

Die hier abgebildeten Exemplare stellen einen Teil der Variationsbreite dieser Art dar. Die Merkmale sind: breite- bis spitztriangulare Plattform mit grober und feiner Beknotung. Ausbildung eines Sekundärkiels, der von der auslaufenden Basalgrube, die mal größer und mal kleiner ausgebildet sein kann, bis kurz vor den Außenrand verläuft. Der Größenunterschied bei der Ausbildung der Basalgrube ist für KLAPPER (1985) das Unterscheidungsmerkmal zwischen ontogenetischer Früh- und Spät-Form.

Ancyrodella alata GLENISTER & KLAPPER, 1966

Taf. 6, Fig. 13, 16, 17

Ancyrodella alata unterscheidet sich von *Ancyrodella rotundiloba* durch die feinere Beknotung der Plattformoberseite. Der Sekundärkiel ist besonders stark ausgeprägt (Taf. 6, Fig. 13). Auffällig ist auch die Abwandlung von einer einfach triangularen Plattform zu einer lobenbetonten Plattform.

Ancyrodella africana GARCÍA – LÓPEZ, 1981

Taf. 6, Fig. 14

Besonderes Merkmal dieser Art ist die Zweiteilung des Sekundärkiels, der im Gegensatz zu *Ancyrodella alata* nur sehr mäßig entwickelt ist. Die Basalgrube ist klein bis mäßig groß.

Ancyrodella pramosica PERRI & SPALLETTA, 1981 b

Taf. 6, Fig. 15

Die Art zeichnet sich durch einen fast symmetrischen Aufbau der Plattform aus. Das abgebildete Exemplar zeigt jeweils zwei große Knoten auf den Loben, die im gleichen Abstand voneinander stehen.

Ancyrodella rugosa BRANSON & MEHL, 1934

Taf. 6, Fig. 18

Der Plattformumriß ist wieder triangular. Der Sekundärkiel ist gut ausgebildet und reicht bis an die Lobenenden. Die Basalgrube ist klein bis mäßig groß ausgebildet.

Ancyrognathus ubiquitous SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN, 1988

Taf. 8, Fig. 8

Einziges Exemplar aus der *linguiformis*-Zone. *Ancyrognathus ubiquitous* wurde von SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN (1988) als wichtiges Indexfossil für die *linguiformis*-Zone ausgewiesen.

Alternognathus beulensis ZIEGLER & SANDBERG, 1984

Taf. 11, Fig. 5, 9

Bei dem vorliegenden Material fällt, im Gegensatz zu den Exemplaren bei BEINERT et al. (1971), Taf. 1, Fig. 14-17, der asymmetrische Plattformaufbau auf. Die Berippung zeigt stets zur Carina. Das freie Blatt ist kurz und hoch.

***Hemilistrona depkei* CHAUFF & DOMBROWSKI, 1977**

Taf. 11, Fig. 7

Charakteristisch für die Gattung *Hemilistrona* sind der große Hauptzahn und eine nach innen ausgeweitete Plattform. Eine Plattformaußenseite sowie ein freies Blatt sind nicht entwickelt. Auf der Plattform sind kleine Knoten, die sich perlschnurartig aneinanderreihen.

***Icriodus* sp. aff. *Icriodus cornutus* SANNEMANN, 1955**

Taf. 10, Fig. 5

Die Spindel ist gerade bis schwach nach innen gebogen. Die Lateralknoten sind kleiner als die Medianknoten. Zum Hinterende werden die Knotenabstände größer. Die Medianknoten sind am Vorderende zu einem Grat zusammengewachsen. Lateralknoten fehlen im vorderen Teil der Spindel. Der Sporn wird von zwei Zähnen gebildet, der aber nicht so kräftig entwickelt ist wie bei *Icriodus cornutus*. Eine große, fast symmetrische Basalgrube befindet sich unter dem vorderen Teil der Spindel.

***Icriodus* sp. A**

Taf. 9, Fig. 7

Ein *Icriodus* mit unregelmäßig aufgebauter Spindel mit alternierenden Zahnleisten. Eine Medianreihe ist nicht vorhanden. Das Hinterende wird durch einen kräftigen Sporn gebildet, ähnlich wie bei *Icriodus cornutus*. Beziehungen bestehen zu *Icriodus deformatus* (vgl. auch Taf. 8, Fig. 7).

***Icriodus* sp. B**

Taf. 9, Fig. 16

Außergewöhnlich schmale Spindel mit weitständigen flachen Knotenreihen. Da eine Medianreihe nicht vorhanden ist, werden die Knotenreihen von zwei sehr dichtstehenden Knoten gebildet.

***Icriodus* sp. C**

Taf. 8, Fig. 7

Bemerkenswerte Form mit weitständigen Zahnleisten und einem Hauptzahn, der ebenfalls als Zahnleiste ausgebildet ist. Die Spindel ist stark nach innen gebogen. Die Basalgrube ist im hinteren Teil beidseitig der Spindel fast symmetrisch stark gewölbt. Beziehungen bestehen zu *Icriodus deformatus* HAN, 1987 (vgl. HUI-CHEN et al. 1988, Taf. 3, Fig. 11-15).

***Nothognathella? abnormis* BRANSON & MEHL, 1934**

Taf. 10, Fig. 14, 15

Bemerkenswert ist die Bildung eines Seitenastes, wie ihn SANNEMANN (1955), Taf. 6, Fig. 16, 17, aus dem Oberdevon II α angibt. SANNEMANN deutet die Seitenastbildung als pathologisch.

***Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS, 1959**

Taf. 10, Fig. 9

Eine untypische Form mit *quadrantinodosa*-Skulptur auf der Plattforminnenseite.

***Palmatolepis quadrantinodosa* subsp. indet.**

Taf. 10, Fig. 8

Eine Art aus der *quadrantinodosa*-Reihe mit kräftigen Längsknoten auf der Außenseite, wie sie bei *Palmatolepis rugosa* vorhanden sind. Die Plattform-Innenseite wird ebenfalls von kräftigen Knoten gebildet, die aber zum Vorderende kleiner werden.

***Palmatolepis* sp. aff. *Palmatolepis rhenana* BISCHOFF, 1956**

Taf. 8, Fig. 9

Einziges Exemplar mit extrem langen Außenlappen und einer zweiten Carina, die vom Außenrand bis zum Zentralknoten deutlich entwickelt ist. Beziehungen bezüglich des Außenlappens bestehen zu *Palmatolepis semichatovae* und *Palmatolepis* aff. *Palmatolepis rhenana* (vgl. KLAPPER & LANE, 1988, Taf. 1, Fig. 6-13).

***Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST, 1947**

Taf. 7, Fig. 4, 5

Beide Figuren zeigen die Bildung einer zweiten Carina, wie sie typisch für *Palmatolepis semichatovae* OVNATANOVA, 1976 ist. Bemerkenswert ist die Bildung einer dritten Carina und eines zweiten Zentralknotens; beide Merkmale werden als pathologisch gedeutet.

***Palmatolepis* sp.**

Taf. 7, Fig. 16

Ein untypisches Exemplar der Gattung *Palmatolepis* mit fehlendem Ansteigen der Carina zum freien Blatt. Das Plattform-Vorderende ist krankhaft verändert. Ebenso fehlt die Bildung eines abgesetzten Außenlappens. Die Plattformoberfläche ist mit feinen Knoten überzogen.

***Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957**

Taf. 7, Fig. 1

Das eher untypische Exemplar hat eine unregelmäßig beknotete Plattformoberfläche. Ein freies Blatt ist nicht deutlich ausgebildet (vgl. HUDDLE 1981, Taf. 8, Fig. 2). Typische Exemplare mit feiner Beknotung kommen erst im oberen Klippenbereich vor.

***Polygnathus caelatus* BRYANT, 1921**

Taf. 11, Fig. 14a-b, 16a-b

Figur 14 zeigt ein juveniles Exemplar mit geringer Beknotung. Ein freies Blatt ist hier nicht entwickelt. Die Unterseite wird in der Mitte von einer sehr großen Basalgrube geprägt. (vgl. HUDDLE 1981, Taf. 13, Fig. 6). Das Exemplar der Fig. 16 zeigt eine kräftige Beknotung der schmalen Plattform und kräftige hohe Zähnnchen der Carina, die zu einem Grat zusammengewachsen sind.

***Polygnathus cristatus* HINDE, 1879**

Taf. 7, Fig. 2, 3

Sehr breite Formvariante mit kurzem freiem Blatt. Die Beknotung wird zum Plattformrand feiner. Beziehungen bestehen zu *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* (vgl. Taf. 7, Fig. 1).

***Polygnathus glaber* subsp. indet.**

Taf. 10, Fig. 6

Das freie Blatt zeigt alternierende Zähnnchen, die auf der Plattform zu einem Grat verschmelzen; zum Vorderende löst sich der Grat wieder in einzelne Zähnnchen auf. Der hintere Teil der Plattform wird beidseitig von kurzen Rippen gebildet, die aber nicht bis an die Carina reichen.

Polygnathus* ex gr. *nodocostatus

Taf. 9, Fig. 10, 13-15

Die Abbildungen zeigen verschiedene Varianten aus der *Polygnathus nodocostatus*-Gruppe, die z. T. aber deutlich andere Merkmale aufweisen.

Besonders deutlich wird das bei den Figuren 10 und 14. Die Figur 10 zeigt eine ovale, gekrümmte Plattform ohne freies Blatt. Die Oberfläche wird durch unregelmäßige Knoten und Knotenleisten gebildet. Eine Carina ist angedeutet. Hier bietet sich ein Vergleich mit *Nothognathella? cerebriiformis* SANDBERG & ZIEGLER, 1979 an. Allerdings fehlt bei *Nothognathella cerebriiformis* eine Carina (vgl. SANDBERG & ZIEGLER, 1979, Taf. 3, Fig. 24-26). Bei Fig. 14 ist eine Einschnürung zum freien Blatt angedeutet, aber ein freies Blatt ist nicht voll ausgebildet, so daß der Eindruck einer Gesamtplattform mit Ausbildung einer Carina entsteht. Die Figuren 13 und 15 stehen der *nodocostatus*-Gruppe am nächsten. Ausbildung eines kurzen freien Blattes und deutliche Beknotung, z. T. in Längsreihen angeordnet, auf der Plattformoberfläche. Hier zeichnen sich Entwicklungstendenzen ab.

***Polygnathus norrisi* UYENO, 1967**

Taf. 7, Fig. 12, 14

SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK (1989) stellen diese Art zu einer neuen Gattung *Skeletognathus*. Sie unterscheiden ein Pa-Element und ein Pb-Element. Bei dem Pa-Element (Taf. 7, Fig. 12) handelt es sich um eine „*Spathognathodus*-Form“ mit meist asymmetrischer Plattform; das Pb-Element, eine „*Ozarkodina*-Form“ (Taf. 7, Fig. 14), weist im Gegensatz zum Pa-Element ein abknickendes freies Blatt mit einem nach hinten weisenden Hauptzahn auf. Das Pb-Element hat Ähnlichkeiten mit *Ozarkodina lacera* HELMS.

***Polygnathus* sp. nov. aff. *Pol. ordinatus* BRYANT, 1921**

Taf. 7, Fig. 7, 8

Ein *Polygnathus* mit länglich-ovaler Plattform und 6 dichtstehenden Knotenreihen, die parallel zur Carina verlaufen. Die Knoten der Carina sind etwas weitständiger als die sie begleitenden Nebenreihen. Bemerkenswert ist der Verlauf der Knotenreihen zum Vorderende. Sie passen sich nicht dem Plattformumriß an, sondern verlaufen gerade über den Plattformrand hinaus, so daß der Eindruck einzelner Loben entsteht. Das freie Blatt knickt scharf nach innen ab. Die Basalgrube ist länglich-oval und befindet sich dicht unterhalb des Plattform-

anfangs. HUDDLE (1981) bildet zahlreiche *Polygnathus* der *ordinatus*-Reihe ab. Sie zeigen einige Abweichungen der Oberflächenstrukturierung. So weist *Polygnathus ordinatus* (HUDDLE 1981, Taf. 16, Fig. 6) einige Ähnlichkeiten zu der hier vorgestellten Art auf. Es liegen 7 Exemplare aus Con 5854 (22 m unt. Top Klippe) vor.

***Polygnathus (Alternognathus) pseudostrigosus* DREESEN & DUSAR, 1974**

Taf. 10, Fig. 1-3

Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit lanzettförmiger, schmaler Plattform. Die Oberfläche ist mit wenigen Knoten bzw. Zahnleisten versehen. Das freie Blatt steigt nach vorn steil an. Die Carina überragt die Plattform deutlich und löst sich zum Hinterende in Einzelzähne auf. Ein ähnliche Form beschreiben KLAPPER & LANE (1985) als *Polygnathus gracilis* aus dem älteren Oberdevon in *Polygnathus*-Fazies NW-Canadas. SANDBERG & ZIEGLER (1984) stellen die Art zur Gattung *Alternognathus* (vgl. SANDBERG & ZIEGLER 1984: 188).

***Polygnathus unilabius* HUDDLE, 1981**

Taf. 7, Fig. 9

Kennzeichnend für diese Art ist die spitzovale, asymmetrische Plattform mit feiner Beknotung. Die Unterseite wird von einer asymmetrischen Basalgrube geprägt.

***Polygnathus* sp. aff. *Polygnathus rhomboideus* ULRICH & BASSLER, 1926**

Taf. 11, Fig. 2

Abweichend von *Polygnathus rhomboideus* hat dieses Exemplar eine perlschnurartige Berippung, die in konzentrischen Ringen die Plattform nachzeichnet. Unterbrochen wird die Berippung von einer flachen Carina. Beiderseits der Carina sind am Vorderende kurze, kragenartige Rostren entwickelt, wie sie bei *Polygnathus perplexus* THOMAS entwickelt sind.

***Polygnathus* n. sp.?**

Taf. 9, Fig. 19, 20

Ein *Polygnathus* mit asymmetrischer Plattform und schwach angedeuteten Knotenreihen auf der Plattform. Die Carina ist in Form eines höckerigen Grates entwickelt. Das freie Blatt wird von 5-6 freistehenden Zähnen gebildet. Die Unterseite zeigt eine Einschnürung im inneren Teil der Plattform und eine große asymmetrische Basalgrube, die sich dem Plattformumriß anpaßt.

***Polygnathus* sp. A**

Taf. 7, Fig. 6, 13

Eine robuste Art der Gattung *Polygnathus* mit wulstartigen Plattformrändern und einer zweiten Carina am Plattformende. Die Ornamentierung der Plattformoberfläche setzt sich aus Knötchen und Leisten zusammen. Die Form weist Ähnlichkeiten mit *Polygnathus bifurcatus* HASS (1959) aus dem höchsten Oberdevon auf.

***Polygnathus* sp. B**

Taf. 7, Fig. 10

Die Plattformrippen sind weitständig und robust. Beziehungen bestehen zu *Polygnathus morgani* KLAPPER & LANE (1985).

***Polygnathus* sp. C**

Taf. 7, Fig. 11

Eine aberrante Form von *Polygnathus* mit krankhaft entwickelter Plattformaußenseite.

***Polygnathus* sp. D**

Taf. 7, Fig. 15

Stark taillierte *Polygnathus*-Art mit tiefen adcarinalen Trögen. Die Plattform ist bis zu $\frac{2}{3}$ mit feinen, dichtstehenden Querleisten versehen. Zum Vorderende hin fehlt jegliche Ornamentierung. Beziehungen zum Rippenverlauf bestehen zu *Polygnathus imparilis* KLAPPER & LANE (1985).

***Polygnathus* sp. E**

Taf. 7, Fig. 17

Ebenfalls wie *Polygnathus* sp. D hat diese Form dichtstehende feine Querleisten auf der Plattform; sie erscheint jedoch in einem stratigrafisch höheren Niveau.

***Polygnathus* sp. F**

Taf. 10, Fig. 11

Ein gestreckter *Polygnathus* mit einer bifurcaten Carina am Plattformvorderende. Die Plattform wird von unregelmäßig großen Rippen gebildet, die zum Vorderende ausgerichtet sind.

***Polygnathus* sp. G**

Taf. 11, Fig. 6

Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit taillierter Plattformaußenseite, so das ein Rostrum vorgetäuscht wird. Die Plattform ist mit feinen, dichten Querrippen versehen. Am Hinterende löst sich die Berippung in feine Knötchen auf.

***Polygnathus* sp. sp.**

Taf. 9, Fig. 1-3

Die Figur 1 zeigt ein Exemplar mit aberranter Plattformaußenseite. Durch ein paar Knoten wird eine zweite Carina angedeutet, die rechtwinklig zum Plattformaußenrand verläuft. Das freie Blatt ist mit sehr kräftigen Zähnchen ausgestattet.

Figur 2 zeigt einen *Polygnathus* mit rund-ovalem Umriß. Die Plattform wird von kurzen, kräftigen Querrippen gekreuzt. Das freie Blatt ist wiederum sehr kräftig.

Wie bei Figur 1 ist auch bei Figur 3 die Plattformaußenseite ungewöhnlich ausgeweitet. Die Plattformoberseite ist wieder gerippt.

***Scaphignathus velifer velifer* HELMS, 1959**

Taf. 11, Fig. 12, 13

Typisches Exemplar mit schmaler Plattform und sehr kurzem freien Blatt.

Scaphignathus velifer* → *Alternognathus regularis

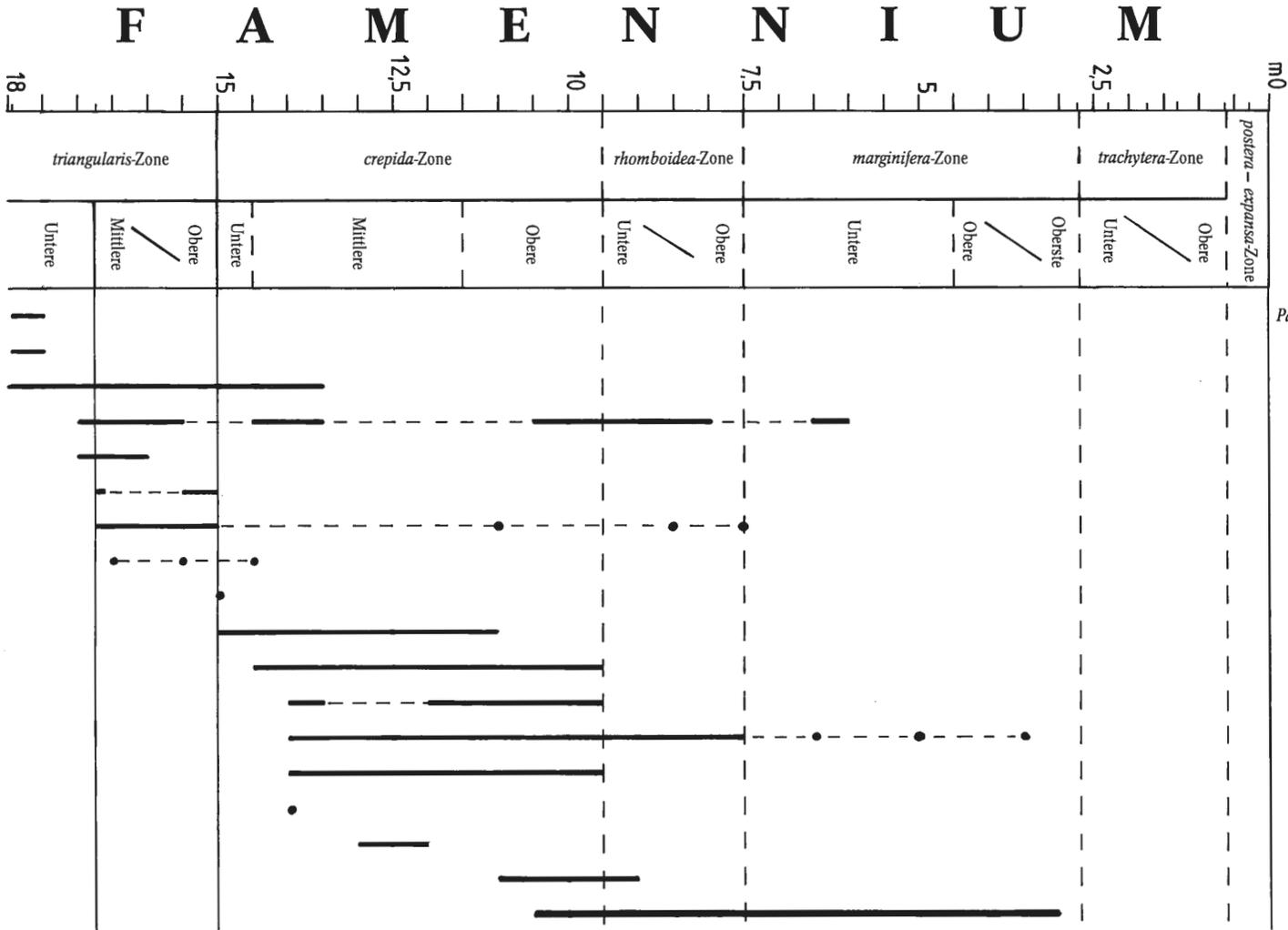
Taf. 11, Fig. 8, 11

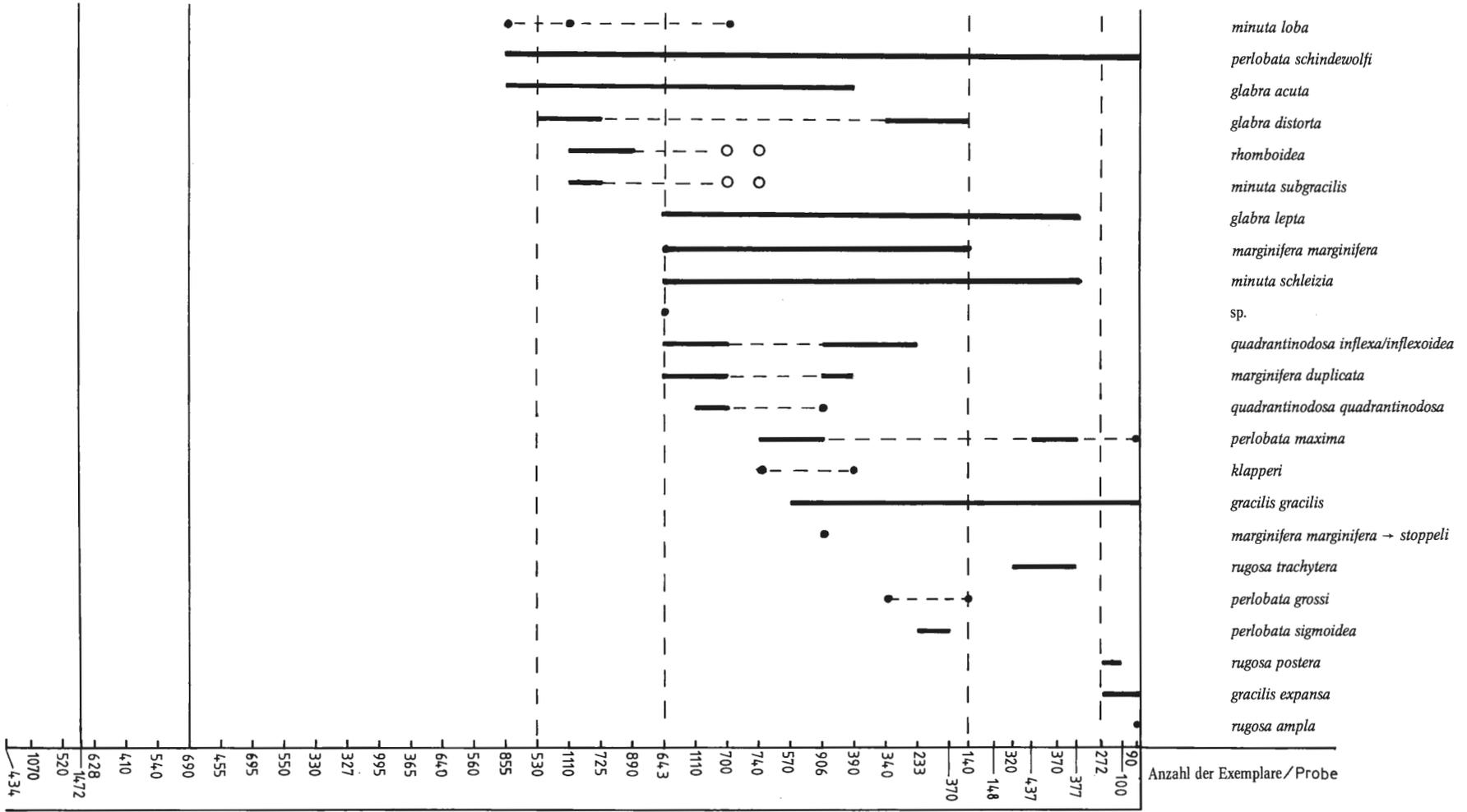
Bei den abgebildeten Exemplaren handelt es sich um Übergangsformen.

***Scaphignathus* sp. indet.**

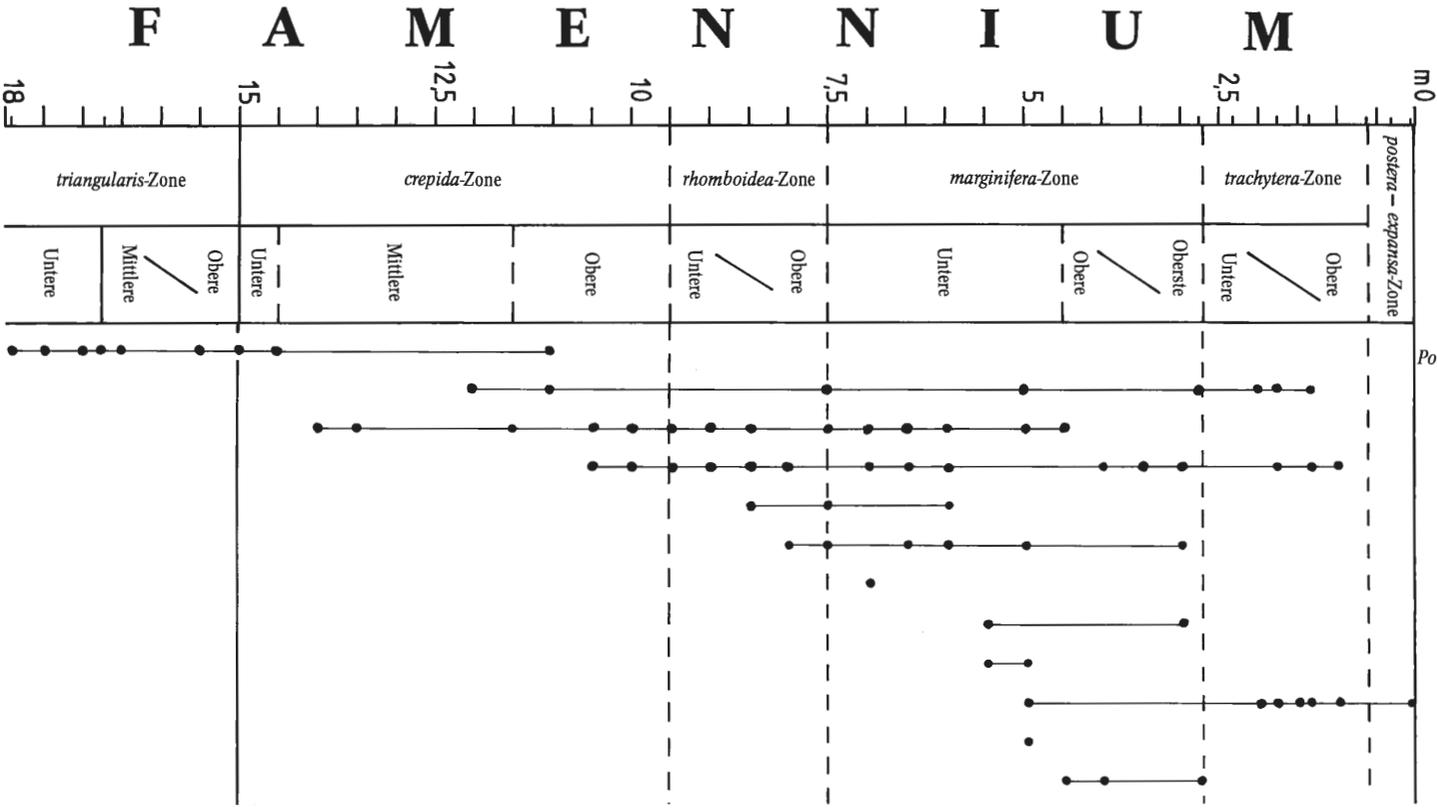
Taf. 11, Fig. 10

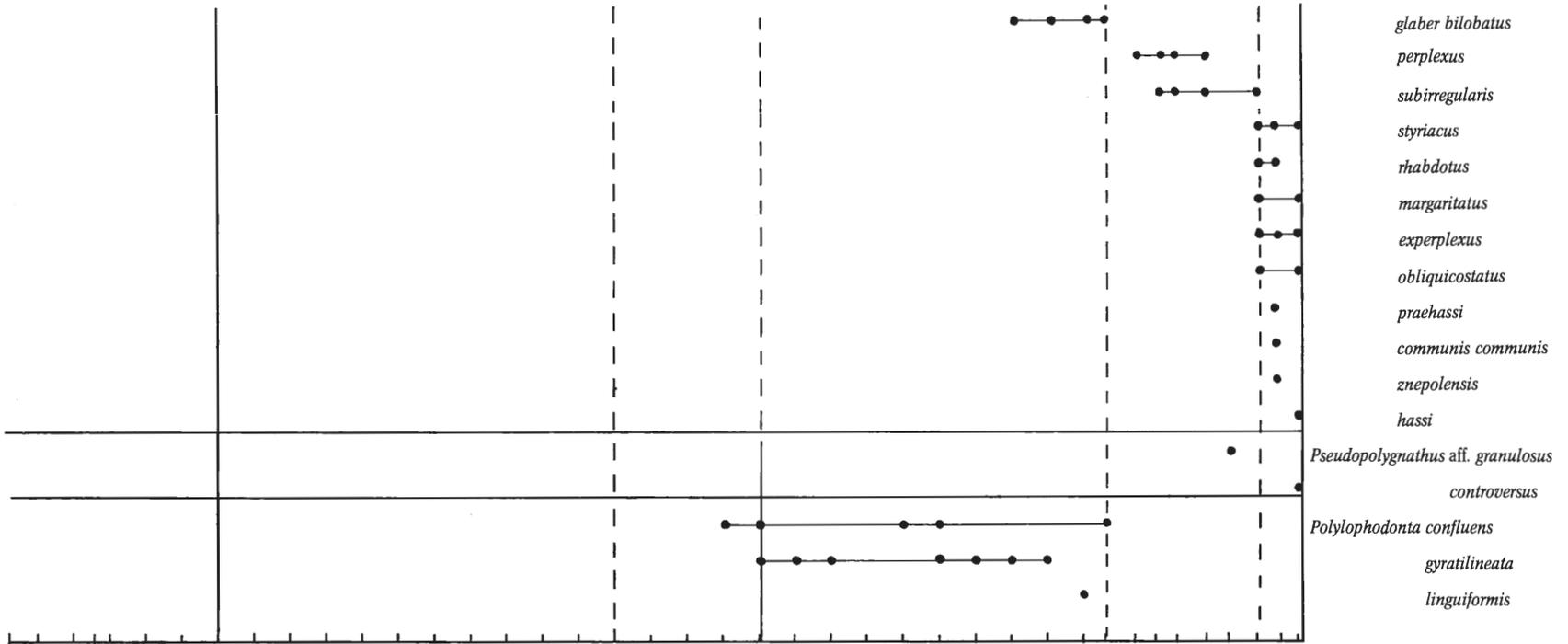
Unregelmäßig geformte Plattform mit Beknotung auf der äußeren Plattformhälfte.

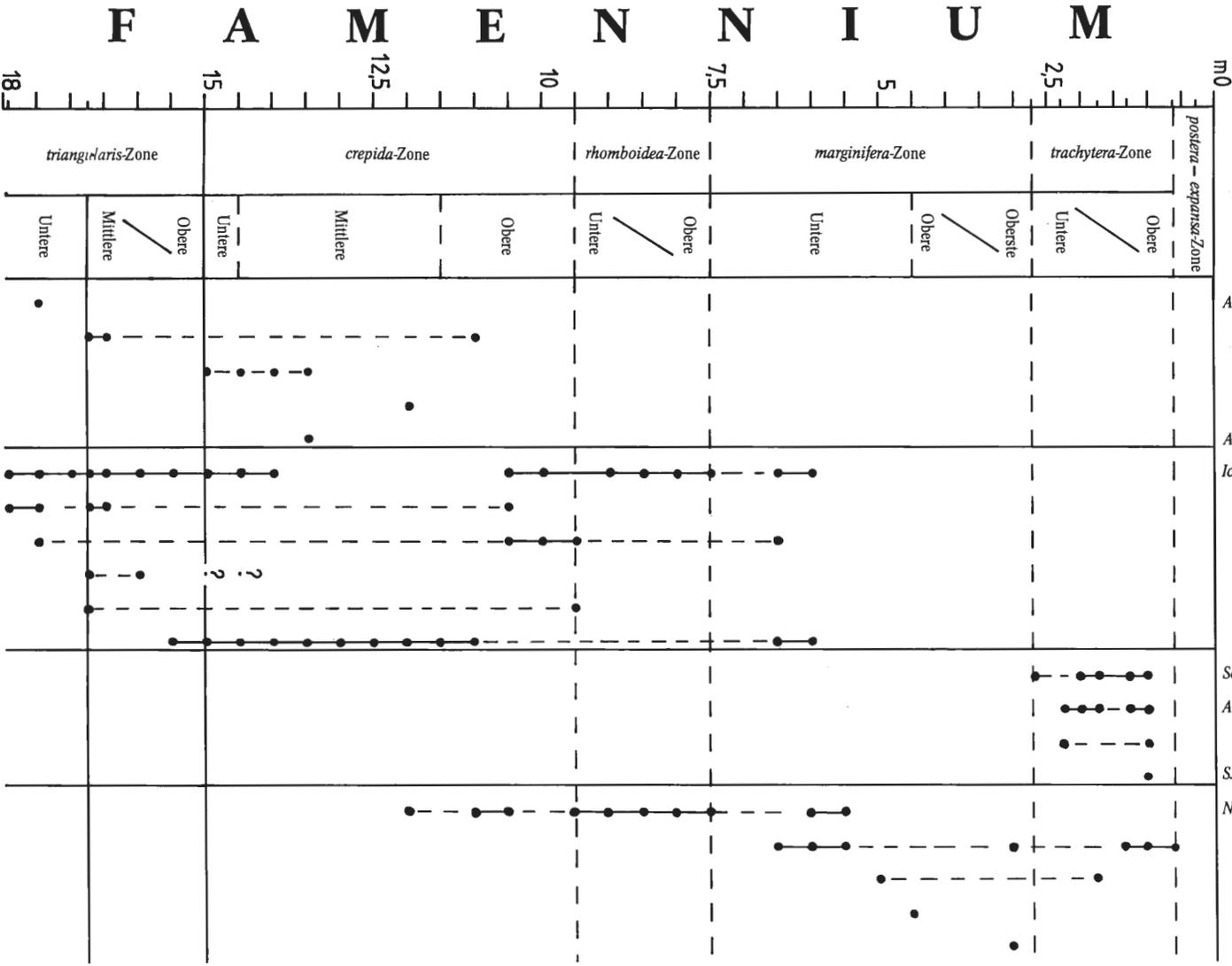




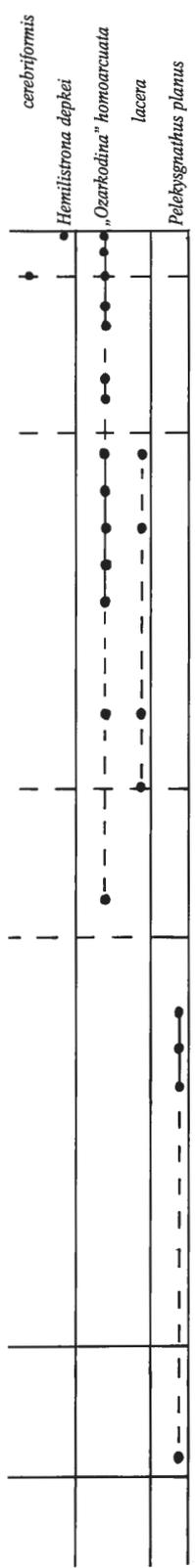
Anzahl der Exemplare/Probe







- Ancyrognathus ancyrognathoides*
- cryptus*
- sinelaminus*
- sp.
- Ancyrolepis cruciformis*
- Icriodus alternatus alternatus*
- alternatus helmsi*
- sp.
- incrassatus*
- iowaensis*
- cornutus*
- Scaphignathus velifer*
- Alternognathus beulensis*
- regularis*
- S. velifer* → *A. regularis*
- Nothognathella sublaevis*
- ziegleri*
- gigantea*
- palmatoformis*
- brevidonta*



Übersicht über die am Beringhäuser-Tunnel entnommenen Conodontenproben

BGR-Nummern	Entnahmepunkt im Profil
Con 5680	Basis Massenkalk-Klippe, direkt über Schalstein
Con 6092	Top 2. Klippe
Con 5793	Basis 1. Klippe
Con 5868	28 m unter Top Massenkalk
Con 5855	25 m unter Top Massenkalk
Con 5854	22 m unter Top Massenkalk
Con 5853	18 m unter Top Massenkalk
Con 5852	14 m unter Top Massenkalk
Con 5851	10 m unter Top Massenkalk
Con 5792	8 m unter Top Massenkalk
Con 5791	6 m unter Top Massenkalk
Con 5790	4,7 m unter Top Massenkalk
Con 5789	4 m unter Top Massenkalk
Con 5788	3 m unter Top Massenkalk
Con 5787	2 m unter Top Massenkalk
Con 5786	1 m unter Top Massenkalk
Con 5679	Top Massenkalk-Klippe
Con 5785	40 Schritte unt. Pr. 26 m
Con 5784	10 Schritte unt. Pr. 26 m
Con 5783	26 m
Con 5782	24 m
Con 5781	22 m
Con 5780	21 m
Con 5779	20,5 m
Con 5678	20 m
Con 5778	19,5 m
Con 5677	19 m
Con 5777	18,5 m
Con 5676	18 m
Con 6241	unter 17,9 m
Con 6240	über 17,9 m
Con 6177	unter 17,5 m
Con 5776	17,5 m
Con 6176	direkt über 17,5 m
Con 5675	17 m
Con 6078	16,75 m
Con 6079	16,7 m
Con 5775	16,5 m I
Con 6077	16,5 m II
Con 5674	16 m
Con 5774	15,5 m
Con 5673	15 m
Con 5773	14,5 m
Con 5672	14 m
Con 5772	13,5 m
Con 5671	13 m
Con 5771	12,5 m
Con 5670	12 m
Con 5770	11,5 m
Con 5669	11 m
Con 5769	10,5 m
Con 5668	10 m
Con 5768	9,5 m
Con 5667	9 m
Con 5767	8,5 m
Con 5666	8 m

Con 5766	7,5 m
Con 5665	7 m
Con 5765	6,5 m
Con 5664	6 m
Con 5764	5,5 m
Con 5663	5 m
Con 5763	4,5 m
Con 5662	4 m
Con 5762	3,5 m
Con 5661	3 m
Con 5761	2,7 m
Con 5760	2,3 m
Con 5660	2 m
Con 5759	1,7 m
Con 5758	1,3 m
Con 5659	1 m
Con 5757	0,6 m
Con 5756	0,3 m
Con 5658	0 m
Con 5755	18 Schritte über 0 m

8. Die Goniatiten der höheren Adorf-Stufe (C.-D. Clausen)

Aus den Bankbereichen 19 m, 18,3 m und unterhalb 17,9 m (= Frasnium/Famennium-Grenze) stammen 31 Goniatiten, welche den Gattungen *Manticoceras*, *Ponticeras* vel *Maternoceras*, *Tornoceras* und *Beloceras* angehören. Die den Gehäusen und dem sie umkrustenden Nebengestein anhaftende Begleitfauna setzt sich aus „Orthoceren“ und Vertretern von *Buchiola* sp. zusammen.

***Manticoceras* HYATT**

Der überwiegende Anteil der Goniatiten (24 Exemplare) gehört der Gattung *Manticoceras* an. Es liegen alle ontogenetischen Stadien vom indifferenten juvenilen Gehäuse (Durchmesser 0,9 cm) bis zum spätadulten ausgewachsenen Exemplar (Durchmesser > 9 cm) vor. Die meisten Gehäusediameter fallen in einen von 3 bis 4,5 cm reichenden Schwankungsbereich. Der Erhaltungszustand ist im allgemeinen gut. Kalkige Schalenreste, teilweise auch pseudomorph in Brauneisen oder Ankerit umgewandelt, sind inselartig auf allen Partien der externen Windungen konserviert. Auf ihnen sowie auf den Steinkernen lassen sich fragmentarisch erhaltene Ritzstreifen beobachten. Zu Rippen verstärkte bikonvexe Anwachsstreifen beleben in einigen Fällen das Skulpturmuster. Die gattungsspezifische externe Lobenlinie setzt sich aus Median-, Extern- und Laterallobus mit einem auf der Flanke gelegenen, auffallend großen, breit gerundeten, nabelwärts übergeneigten Lateral-sattel (E/L-Sattel) zusammen. E- und L-Lobus laufen bei ontogenetisch ausdifferenzierten Formen am Lobengrunde spitz zu (Abb. 6a, b).

- Bank 19: *Manticoceras carinatum* WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 10, 11)
M. intumescens (BEYRICH) (Abb. 6 b, Taf. 12 Fig. 12, 13)
M. intumescens (BEYRICH) → *M. crassum* WEDEKIND (Abb. 6a, Taf. 1 Fig. 5, 6)
M. cf. crassum WEDEKIND (Abb. 5a)
? *M. sp.*
- Bank 18,3: *Manticoceras cordatum* WEDEKIND
M. intumescens (BEYRICH) (2) Abb. 5b)
M. crassum WEDEKIND
M. adorfense WEDEKIND (Taf. 13 Fig. 2, 3)
M. cf. adorfense WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 7, 8)
M. drevermanni WEDEKIND → *M. carinatum* WEDEKIND (4) (Abb. 6c)
M. sp. (2)

Genauere Bank-

lage unsicher: *M. of. carinatum* WEDEKIND (Taf. 12 Fig. 9)

M. of. intumescens (BEYRICH)

M. intumescens (BEYRICH) → *M. crassum* WEDEKIND

M. of. crassum WEDEKIND

M. crassum WEDEKIND → *M. cordatum* WEDEKIND

M. of. adorfense WEDEKIND (Taf. 13 Fig. 1)

unterhalb

Bank 17,9: *Manticoceras* sp.

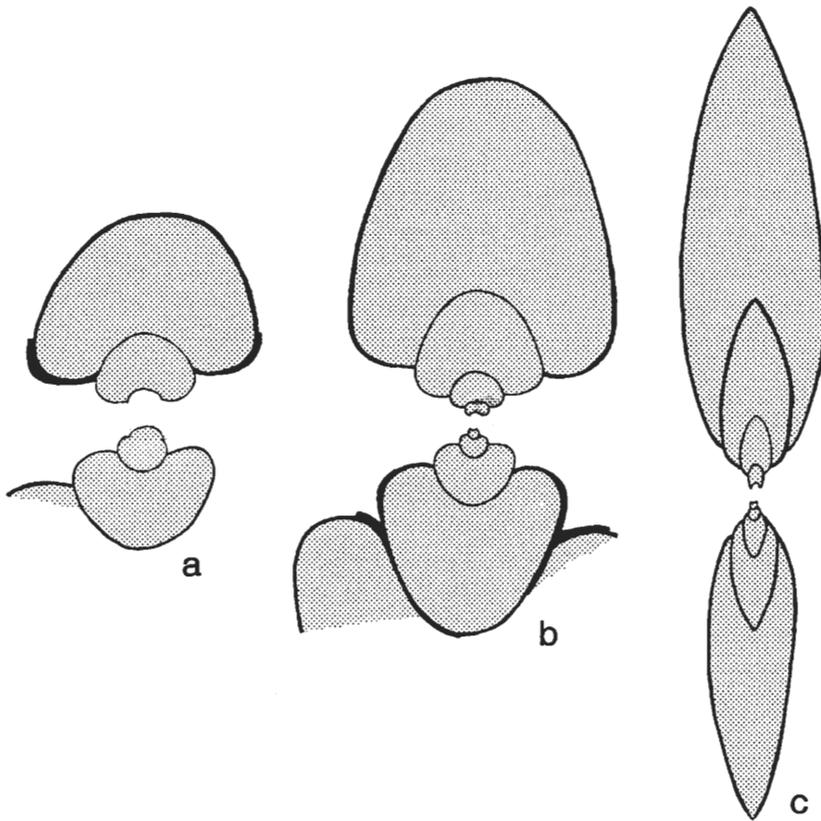


Abb. 5 Querschnitte von Ammonoideen aus der Adorf-Stufe.

a) *Manticoceras* cf. *crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 1,25.

b) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles x 1,25.

c) *Beloceras* cf. *sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *Beloceras subacutum* PETTER, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1,25.

***Ponticeras* CLARKE vel *Maternoceras* CLAUSEN**

Es liegen drei Exemplare vor, die sich durch ein weitgenabeltes bis mäßig weitgenabeltes, demzufolge evolutives und nur eine geringe konkave Windungszone aufweisendes Gehäuse auszeichnen. Die Externseite ist gerundet, der Windungsquerschnitt breiter als hoch. Lobenlinien sind nirgendwo sichtbar. Eines der beiden kleineren Individuen besitzt retriradiäre, zu undeutlichen Rippen verstärkte Anwachsstreifen. Das größere, mit Vorbehalt zu *Maternoceras* sp. gestellte frühadulte Exemplar (Durchmesser 1,6 cm; Nabelweite 0,9-1 cm) weist auf dem letzten Wohnkammerviertel eine ventrolaterale Furche auf, welche adapical in einer prorsiradiären, die Flanke überziehenden Eintiefung endet. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß diesen Einwalmungen sekundäre (? tektonische) Ursachen zugrunde liegen.

Die Gattung *Maternoceras* besitzt einen (frühontogenetischen) Umbilicallobus, während ein solcher bei *Ponticeras* fehlt. Außer Betracht bleiben hier die bei *Ponticeras/Probeloceras* einerseits, *Manticoceras/Maternoceras* andererseits vermittelnden phylogenetischen Übergangsformen mit spätontogenetischem Umbili-

callobus. Da über den Lobenlinienverlauf der vorliegenden Exemplare gar keine Anhaltspunkte bestehen, muß die genaue Gattungszugehörigkeit offen bleiben.

Bank 18,3: *Ponticeras* vel *Maternoceras* sp. (2)
? *Maternoceras* sp. (1) (Taf. 12 Fig. 3)

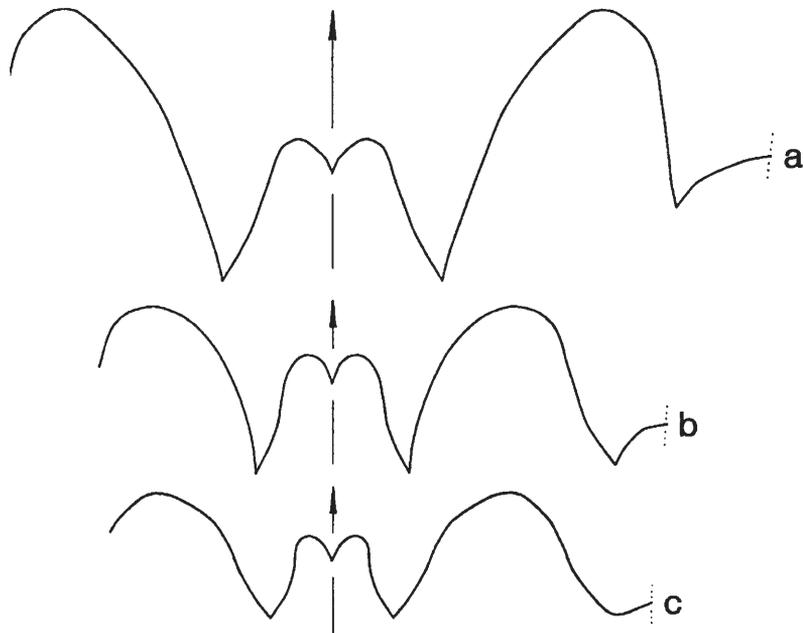


Abb. 6 Lobenlinien von Ammonoideen aus der Adorf-Stufe.

- a) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH) → *Manticoceras crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 22,0 mm Windungsbreite und 20,2 mm Windungshöhe.
- b) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 13,1 mm Windungsbreite und 14,9 mm Windungshöhe.
- c) *Manticoceras drevermanni* WEDEKIND → *Manticoceras carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2,5, bei 11,9 mm Windungsbreite und 16,0 mm Windungshöhe.

***Tornoceras* HYATT**

Es ist nur der skulpturlose Steinkern eines einzigen vollkommen erhaltenen Individuums vorhanden. In der diesem Goniatiten anhaftenden Gesteinsmatrix sind weitere tornoceratide Fragmente eingebettet.

Das vorliegende ungenabelte Gehäuse wird zu *Tornoceras simplex* (VON BUCH) gestellt. Es ist hochmündig mit nur schwach gerundeten Flanken, die in etwa parallel zueinander gestellt sind und eine schmal gerundete Externseite umschließen. Lobenlinie sowie Anwachs- und Ritzstreifen sind nicht erhalten.

Bank 19: *Tornoceras simplex* (VON BUCH) (Taf. 12 Fig. 4)

***Beloceras* HYATT**

Drei engenabelte Exemplare mit dem für *Beloceras* charakteristischen hochmündigen, flach scheibenförmigen Gehäuse. Die abgeplatteten Flanken konvergieren zu einer bei zwei Individuen zugespitzten, schneidend scharfen Externseite, während dieselbe bei dem dritten Exemplar schmal und von den Flanken abgesetzt ist. Die letzte Windung umhüllt jeweils die älteren vollständig. Anwachsstreifen und Skulpturmerkmale fehlen. Am Steinkern anhaftende Schalenrelikte sind erhalten.

Die Externsutura zeigt die typische, durch Medianlobenbildung vermehrte Lobenzahl, die ein Gegenstück zu der hier nicht sichtbaren, durch Umbilicallobenbildung stärker differenzierten Internsutura darstellt. Die drei Goniatiten werden zu dem im deutschen Oberdevon nicht selten auftretenden *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) gerechnet. Es muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß *sagittarium*-Exemplare an der Ventralseite gewöhnlich abgeflacht bis leicht konkav eingestülpt sind (Externfurche). Die beiden vorliegenden galeaten *sagittarium*-Exemplare tendieren daher zu *B. subacutum* PETTER, von dem sie sich aber außer in der Gehäusemorphologie auch durch die höhere Lobenzahl unterscheiden.

Bank 19,3: *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) (Taf. 13 Fig. 4, 5)
B. cf. sagittarium (G. & F. SANDBERGER) → *B. subacutum* PETTER (Abb. 5c)

Genauere Bank-

lage unsicher: *B. cf. sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *B. subacutum* PETTER (Taf. 12 Fig. 1, 2)

9. Die Ammonoideen des Famennium (D. Korn)

Im hangenden Profilabschnitt konnten Ammonoideen-Faunen aus verschiedenen Horizonten gewonnen werden:

Profilmeter 0: *Platyclymenia* ? sp.
Protoxyclymenia ? sp.
Cymaclymenia ? sp.
Sporadoceras sp.

Profilmeter 4,80: *Cyrtoclymenia involuta* (WEDEKIND 1908)
Pricella stuckenbergi (TOKARENKO 1903)
Genuclymenia sp.
Sporadoceras sp.
Prolobites delphinus (G. & F. SANDBERGER 1853)

Profilmeter 5,50: *Pseudoclymenia* sp.

Profilmeter 7,00: *Paratornoceras lentiforme* (SANDBERGER 1857).

Die stratigraphische Einstufung der drei unteren Fossilhorizonte ist einfach: Das Massenvorkommen von *Paratornoceras lentiforme* bei Profilmeter 7,00 charakterisiert den höheren Teil der *Cheiloceras*-Stufe.

Bei 5,50 m liegen mehrere dicht aufeinander folgende Lagen, die *Pseudoclymenia*-Exemplare führen, in denen aber *Prolobites* sowie Clymenien fehlen. Sie sind in die *sandbergeri*-Zone zu stellen. Die fossilreiche Lage bei Profilmeter 4,80 enthält vor allem *Sporadoceras*-Exemplare in großer Anzahl, daneben seltener *Prolobites*- und *Clymenien*-Arten. Die Vergesellschaftung ist typisch für die *delphinus*-Zone.

Schwieriger ist die Einstufung der höchsten Kalkstein-Lage des Profiles. Eindeutige Leitfossilien treten hier nicht auf; aufgrund der Faunenkomponenten ist am ehesten an eine Einordnung in den oberen Teil der *annulata*-Zone zu denken

Systematik

Ordnung **Clymeniida**

Familie **Cyrtoclymeniidae**

Pricella n. gen.

Derivatio nominis: Nach John Price – der als erster die generische Selbständigkeit erkannte – benannt.

Typus-Art: *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO 1903, 31, Taf. 3 fig. 4.

Diagnose: Gehäuse kleinwüchsig, flachscheibenförmig mit konkaver, gegen die Flanken durch eine scharfe Kante abgetrennte Externseite. Ornamentierung mit bikonvex verlaufenden Anwachsstreifen, teilweise mit Rippen. Lobenlinie mit breitem, gerundetem Laterallobus.

Zugehörige Arten:

glabra: *Clymenia Stuckenbergi* var. *glabra* PERNA 1914: 69. *Delphinus*-Zone, Süd-Ural.

lotzi: *Protactoclymenia Lotzi* WEDEKIND 1908: 611. *Delphinus*-Zone, Rheinisches Schiefergebirge (Synonym von *Clymenia Stuckenbergi*).

stuckenbergi: *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO 1903: 31. *Delphinus*-Zone, Süd-Ural.

Abgrenzung: Wegen der konkav geformten Externseite ist *Pricella* nicht mit anderen Gattungen der Familie Cyrtoclymeniidae zu verwechseln.

***Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO 1903)**

Taf. 13 fig. 8-10

- * 1903 *Clymenia Stuckenbergi* TOKARENKO: 31, Taf. 3 Fig. 4.
- v 1908 *Protactoclymenia Lotzi* WEDEKIND: 611, Taf. 43 Fig. 8.
- 1914 *Cyrtoclymenia Stuckenbergi*. – PERNA: 68, 109, Taf. 3 Fig. 1-3, Taf. 14 fig. 11, 16
- v 1914 *Protactoclymenia Lotzi*. – WEDEKIND: 23, Taf. 1 Fig. 13-15.
- 1944 *Cyrtoclymenia stuckenbergi*. – KIND: 151, Taf. 1 Fig. 7.
- 1953 *Cyrtoclymenia stuckenbergi*. – NALIVKINA: 105, Taf. 4 Fig. 5.
- 1985 *Cyrtoclymeniidae* n. gen. *stuckenbergi*. – BECKER: 31, Abb. 3d.

Lectotyp: Das von TOKARENKO (1903: Taf. 3 Fig. 4) abgebildete Exemplar.

Loc. typ./Strat. typ: Verkhneuralsk; Oberdevon.

Diagnose: Typus-Art der Gattung *Pricella* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse flachscheibenförmig (Wb/Dm = 0,28), Nabel eng bis mäßig weit (Nw/Dm etwa 0,30). Ornamentierung mit in Nabelnähe am kräftigsten ausgeprägten Rippen, welche auf der ventralen Seite der Flanken ausdünnen.

Beschreibung: Das Exemplar (Taf. 13 Fig. 8, 9) ist ein recht gut erhaltenes Exemplar von 15 mm Durchmesser mit birnenförmigem Windungsquerschnitt, dessen breiteste Stelle in der Nähe des Nabels liegt. Die konkav geformte Externseite ist durch abgerundete Kanten von den Flanken abgegrenzt.

Der letzte halbe Umgang trägt 10 abgerundete und besonders in Nabelnähe stärker hervortretende Rippen mit konkavem Verlauf. Im ventralen Flankendrittel lösen sich diese Rippen auf – hier sind die sonst sehr feinen Anwachsstreifen besonders gut zu erkennen.

Sie bilden einen breiten Ventrolateralvorsprung auf den Flanken und einen Sinus auf der Externseite. Das kleinere Exemplar (Taf. 13 Fig. 19) unterscheidet sich durch die schwächeren und in geringeren Abständen stehenden Rippen vom ersten Exemplar.

Abmessungen in mm:

Dm	Wb	Wh	Nw
14,6	3,9	5,7	4,2

Bemerkungen: Die auffällige Art ist bereits mehrfach erwähnt, abgebildet und beschrieben worden, und dennoch ist die Kenntnis noch immer recht lückenhaft. Diese Lücken – besonders in der Kenntnis der Lobenlinie – können auch mit dem neu aufgesammelten Material noch nicht gefüllt werden. Die Lobenlinie ist auch weiterhin noch nicht mit Sicherheit bekannt. Daher ist es unklar, ob ein Externlobus vorhanden ist (PERNA 1914, NALIVKINA 1953) oder nicht (WEDEKIND 1908, 914). Wegen der konkaven Externseite ist wahrscheinlich, daß ein flacher Externlobus ausgebildet ist.

Stratigraphische und geographische Verbreitung: Alle stratigraphisch horizontiert gesammelten Stücke stammen aus der *delphinus*-Zone. Die Art ist von mehreren Fundpunkten im Süd-Ural, Mugodzhur und Rheinischen Schiefergebirge bekannt.

10. Literatur

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen: 31 S., 9 Abb., 1 Kte.; Gießen.
- (1968): Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ostsauerland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **131** (3): 263-288, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BANDEL, K. & MEYER, D. E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Rifflöcke und autochthone Beckenkalke im Südteil der Rheinischen Eugeosynklinale. – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 5-65, 7 Abb., 10 Taf.; Mainz.
- BECKER, R. T. (1985): Devonische Ammonoiten aus dem Raum Hohenlimburg-Letmathe (Geologisches Blatt 4611 Hohenlimburg). – Dortm. Beitr. Landeskd. naturwiss. Mitt., **19**: 19-34, Abb. 1-3, Tab. 1-2; Dortmund.
- BEINERT, R. J. et al. (1971): Revision of *Scaphignathus* and description of *Clydagnathus? ormistoni* n. sp. (Conodonta, Upper Devonian). – *Geologica et Palaeontologica*, **5**: 81-91, 1 Fig., 2 Taf., Marburg.
- BULTYNCK, P. & JACOBS, L. (1981): Conodontes et sédimentologie des couches de passage du Givetien au Frasnien dans le nord du Tafilalet et dans le Ma'der (Maroc Présaharien). – *Sciences de la terre*, **53/2**: 24 S., 6 Fig., 10 Taf., Brüssel.

- BOTTKE, H. (1978): Zur Faziesgebundenen Tektonik der Briloner Scholle (Ostsauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129**: 141-151, 3 Abb.; Hannover.
- CLAUSEN, C.-D. (1969): Oberdevonische Cephalopoden aus dem Rheinischen Schiefergebirge. II. Gephuroceratidae, Beloceratidae. – Palaeontographica, A, **132**: 95-178, 23 Abb., 11 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Geschichte, Umfang und Evolution der Gephuroceratidae (Ceph.; Oberdevon) in heutiger Sicht. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137** (2): 175-208, 8 Abb.; Stuttgart.
- , KORN, D. & LUPPOLD, F. W. (1990): Zur Biostratigraphie und Fazies des Mittel-/Oberdevon-Profiles am Beringhauser Tunnel (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: 261-266, 3 Fig.; Frankfurt a. M.
- DREESEN, R. & DUSAR, M. (1974): Refinement of conodont-biozonation in the Famenne-type area. – Int. Symp. on Belgian Micropal. limits from Emsian to Visean Namur 1974, Publ. **13**: 36 S., 24 Fig., 5 Tab., 7 Taf.; Brüssel.
- & HOULLEMBERGHS, E. (1980): Evolutionary trends of Famennium Icriodids in the Dinant and Vesdre basins (conodonts, Belgian Upper Devonian). – Annales de la Société Géologique de Belgique, **103**: 111-141. 2 Fig., 8 Taf.; Brüssel.
- DRUCE, E. C. (1976): Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – Bull. of Mineral Resources, Geology and Geophysics, **158** Vol. 1+2: 303 S., 26 Fig., 11 Kart., 97 Taf.; Canberra.
- EDER, W., ENGEL, W., FRANKE, W., LANGENSTRASSEN, F., WALLISER, O. H. & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen, I: 2-11, 6 Abb.; Göttingen.
- EDER, W., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1977): Paläogeographie an der Wende Mittel-/Oberdevon (Faziesübergang Schelf/Becken am Beispiel von Briloner Massenkalk, Padberger Kalk und Flinz; Aufschlüsse 4 bis 6). – Exkursionsführer Geotagung '77 Göttingen. I: 22-29, 4 Abb.; Göttingen.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **43** (1): 1-38, 41 Fig., 2 Tab.; Tulsa (Okla.).
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jb., **A 11**: 3-127, 15 Abb., 8 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- (1974): Zur Genese von „Cephalopodenkalken“ im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Nachr. Deutsch. Geol. Ges., **11**: 17; Hannover.
- GLENISTER, B. F. (1958): Upper Devonian ammonoids from the *Manticoceras* Zone, Fitzroy Basin, Western Australia. – J. Paleont., **32**: 58-96, 11 Taf.; Tulsa, Okla.
- HELMS, J. (1959): Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). – Geologie, Jg., **8/1-8**: 634-677, 3 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- (1961): Die „*nodocostata*“-Gruppe der Gattung *Polygnathus*. – Geologie, Jg., **10/6**: 674-711, 17 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, **11**: 69-108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- HUDDLE, J. W. (1981): Conodonts from the Genesee-Formation in Western New York. – Geological Survey, Professional Paper, **1032-B**: 66 S., 1 Fig., 6 Tab., 32 Taf.; Washington.
- HUI-CHEN, J. et al. (1988): An ideal Frasnian/Famennian Boundary in Ma-Anshan, Zhongping, Xiangzhou, Guangxi, South China. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 79-92, 3 Fig., 4 Taf.; Calgary.
- JOHNSON, G. (1989): Base of the Upper Devonian in the conodont zonation. – Newsl. Stratigr., **21/1**: 11-14, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- KIND, N. V. (1944): Goniatity i klimenii zapatnogo sklona Mugodzarskikh gor. – Uch. zap. Leningr. Inst., ser. geol.-pochv. nauk, byp., **11**: 137-166, Abb. 1, Taf. 1; Leningrad.
- KLAPPER, G. (1985): Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in lower *asymmetricus* Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. – Palaeontographica Abt. A, **188/1-3**: 19-34, 3 Fig., 11 Taf.; Stuttgart.
- (1988): Intent and reality in biostratigraphic zonation: a reply to SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK (1988). – Newsl. Stratigr., **19/3**: 179-183, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- (1988): The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 449-468, 4 Fig., 4 Taf.; Calgary.
- & LANE, H. R. (1985): Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada. – J. Paleont., **59/4**: 904-951, 21 Fig., 3 Tab.; Tulsa.

- , FEIST, R. & HOUSE, M. R. (1987): Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. – Episodes, **10/2**: 97-101, 5 Fig.; Ottawa.
- & LANE, H. R. (1988): Frasnian (Upper Devonian) conodont sequence at Luscar Mountain and Mount Haultain, Alberta Rocky Mountains. – in: MC MILLAN, N. J. (ed.): Devonian of the world, **Vol. III**: 469-478, 2 Fig.; 2 Taf.; Calgary.
- KREBS, W. (1969): Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). – Sedimentology, **12**: 279-299, 8 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- (1974): Devonian carbonate complexes of central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Okla.
- MATYJA, H. (1987): Conodont biofacies in the Famennian stage of Pomeriana, northwestern Poland. – in: AUSTIN, R. L. (ed.): Conodonts: Investigative techniques and applications. British Micropalaeontological Society Series. Ellis Harwood Ltd.
- MEISCHNER, K.-D. (1971): Clastic sedimentation in the variscan geosyncline east of the river Rhine. – In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. – VIII. intern. Sediment. Congr. 1971, Heidelberg: 9-43, 19 Abb.; Frankfurt/M. (Kramer).
- NALIVKINA, A. K. (1953): Verkhnedevonskie goniatity i klimenii Mugodzhara. – Trudy Vses. nef. nauchno-issled. geol. Inst., nov. ser., **72**: 60-125, Abb. 1-37, Taf. 1-5; Moskva.
- PAECKELMANN, W. (1925): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 210-230, 3 Abb.; Berlin.
- (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**: 370-412, 15 Fig.; 1 Taf.; Berlin.
- & KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Madfeld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000: 79 S., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1979), mit Beitr. von BOTTKE, H., DIEDERICH, G., FICKEL, W., HÖLTING, B., HORN, M., PLAUMANN, S. & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zu Blatt Adorf. – Geol. Kt. Hessen 1:25 000: 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden [2., ergänzte Aufl.].
- PERNA, E. (1914): Ammonoidei verkhnyago Neodevona vostochnago sklona Urala (Die Ammonoiten des oberen Neodevon vom Ostabhang des Südurals). – Trudy geol. Kom., nov. ser. **99**: 1-114, Abb. 1-86, Taf. 1-4; St. Petersburg.
- PETTER, G. (1959): Goniatites Dévoniennes du Sahara. – Thèse à la fac. sci. univers. Paris; publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie. N. S., Paléont. Mém., **2**: 313 S., 58 Abb., 26 Taf.; Alger.
- RABIEN, A. (1969): Geologie des Naturparks Diemelsee. – In: STRENGE, B. VON (Hrsg.): Landschaftsrahmenplan Naturpark Diemelsee, IX (3) 11-17, 1 Kt.; Darmstadt (Inst. f. Naturschutz).
- SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1973): Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and Western Germany. – Geologica et Palaeontologica, **7**: 97-122, 3 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Marburg.
- & DREESEN, R. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – Geological Society of America, Spec. Paper, **196**: 143-178, 8 Fig.; 4 Taf.; Washington.
- & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian *styriacus*-Zone, United States and Germany. – Geologica et Palaeontologica, **13**: 173-212, 2 Abb., 7 Taf.; Marburg.
- , – & BULTYNCK, P. (1988): Middle – Upper Devonian Series Boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. – Newsl. Stratigr., **18/2**: 117-121, 1 Fig.; Berlin – Stuttgart.
- , –, DREESEN, R. & BUTLER, J. L. (1988): Late Frasnian Mass extinction: Conodont event stratigraphy global changes and possible causes. – in: ZIEGLER, W. (ed.): 1st International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V) Contribution I, part 1-3. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**: 267-307, 15 Fig.; 3 Tab., 2 Taf.; Frankfurt.
- SANNEMANN, D. (1955): Oberdevonische Conodonten (to II α) Senck. Ieth., **36/1-2**: 123-156, 3 Abb., 6 Taf.; Frankfurt.
- STRITZKE, R. (1986): Conodont biofacies of Middle and Upper Devonian limestones, Brilon area, West-Germany. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **52**: 215-226, 5 Fig.; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- (1989): Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebietes (Ostsauerland). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 75-106, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SZULCZEWSKI, M. (1971): Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial developments in the Holy Cross Mts. – Acta Geologica Polonica, **21/1**: 129 S., 11 Fig.; 9 Tab., 34 Taf.; Warschau.
- TOKARENKO, L. (1903): Fauna verkhnedevonskikh izvestnyakov okrestnostey g. Verkhneural'skaya Orenburgskoy gub. – Trudy Obs. estestv. pri Kazank. univ., **37** (2): 1-40, Taf. 1-3; Kazan.

TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142** (3): 320-350, 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

UYENO, T. T. (1967): Conodont zonation, Waterways Formation (Upper Devonian), northeastern and central Alberta. – Geol. Surv. Can., Paper **67-30**: 20 S.; Ottawa.

WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Diss. Univ. Clausthal: 219 S., 4 Abb., 32 Gefügediagr., 15 Tab., 6 Ktn.; Clausthal.

WEDEKIND, R. (1908): Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd. (B) **26**: 565-634, Abb. 1-3, 1 Tab., Taf. 39-45; Stuttgart.

– (1914): Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. – Abh. kgl. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., n. F., **10** (1): 1-73, Taf. 1-7; Berlin.

ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 7-77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden.

– (1962): Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.

– & KLAPPER, G. (1985): Stages of the Devonian System. – Episodes, **8/2**: 104-109, 9 Fig.; Ottawa.

– & SANDBERG, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geological Society of America, Spec. Paper, **196**: 179-194, 4 Fig., 2 Taf.; Washington.

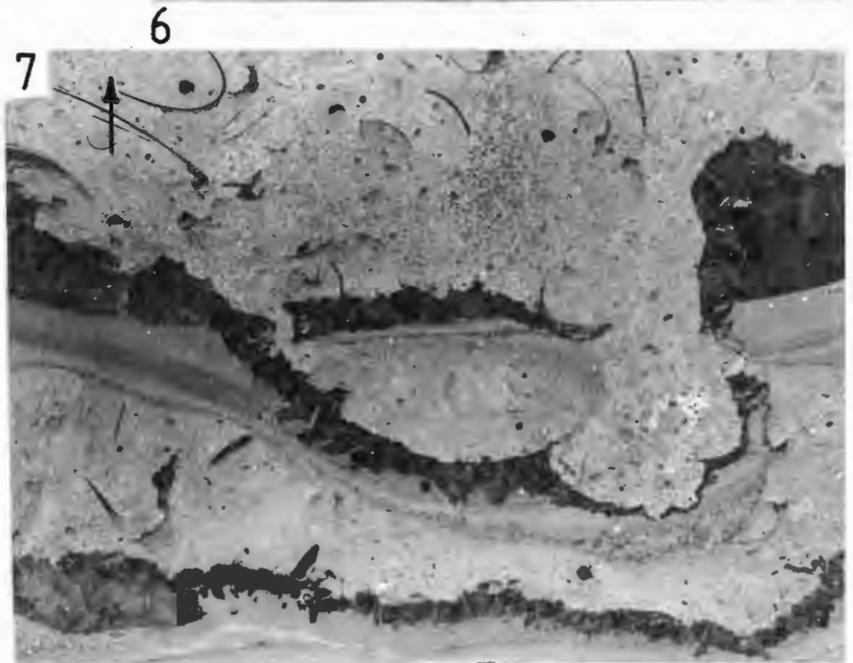
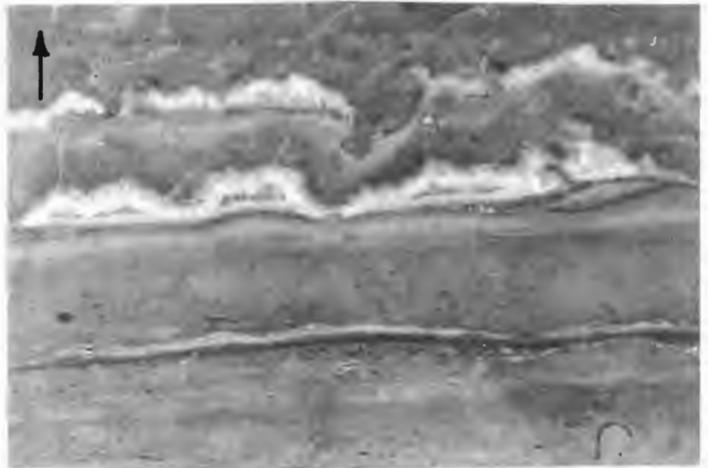
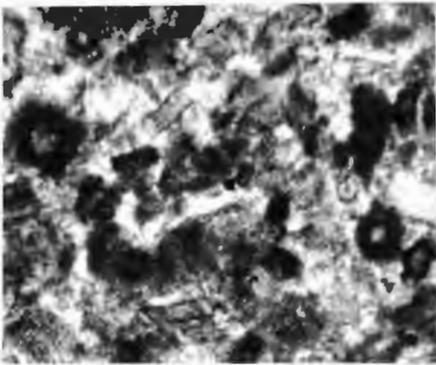
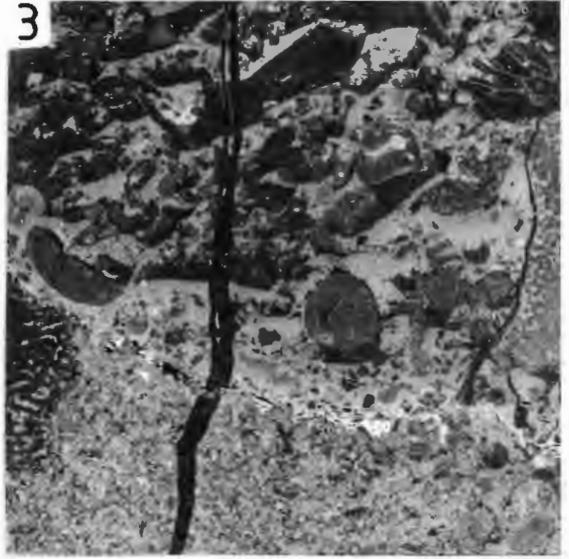
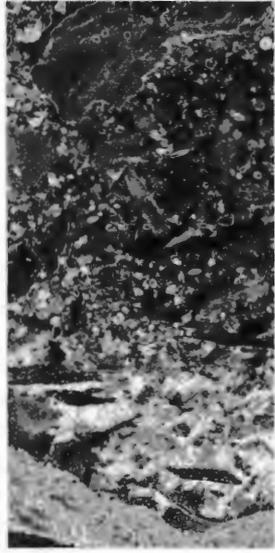
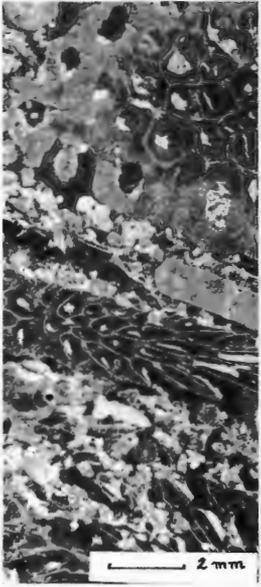
Im Juni 1989 erschien von SANDBERG, ZIEGLER & BULTYNCK eine Arbeit über eine Revision der *Polygnathus asymmetricus*-Zone, die uns aber erst im April 1990 vorlag und somit nicht mehr in diese Arbeit einfließen konnte.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & BULTYNCK, P. (1989): New Standard Conodont zones and early *Ancyrodella* phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **110**: 195-230, 4 Fig., 5 Taf.; Frankfurt.

Tafel 1

Pfeile weisen zum Hangenden hin. Vergrößerungen von Fig. 2-4, 6-7 wie bei Fig. 1.
Arrows point towards roof. Enlargement of fig. 2-4, 6-7 as fig. 1

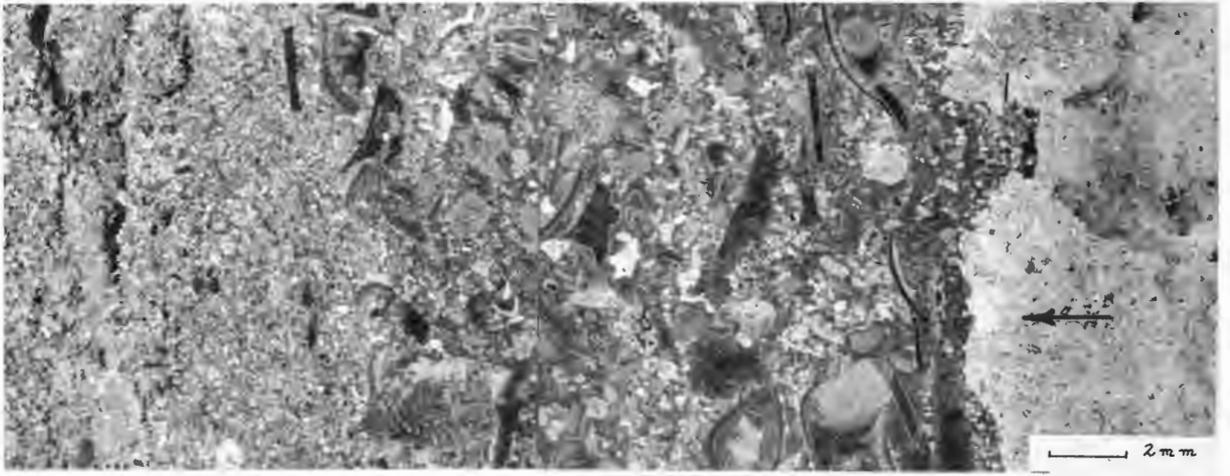
- Fig. 1** Biosparrudit mit unterschiedlich angeschnittenen Relikten von *Thamnopora* sp. in einer crinoidenreichen orthosparitischen Matrix.
Dünnschliff 35, Probe 613, 25 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 1** Biosparrudite with different fragments of *Thamnopora* sp., embedded in an orthosparite matrix, rich in crinoids.
Thin section 35, sample 613, 25 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 2** Echinodermenschillführender Biospararenit mit orthosparitischer Matrix.
Dünnschliff 31, Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 2** Biospararenite in sparite matrix, with echinoderm debris.
Thin section 31, sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 3** Echinodermenführender Biosparrudit (obere Hälfte) wird von einem mikritreichen feinarenitischen Sediment mit *Renalcis* sp. unterlagert (untere Hälfte). Am rechten oberen und linken mittleren Bildrand *Thamnopora*-Bruchstücke. Der Schliff wird in der Mitte von einem Pseudosparitgang durchzogen.
Dünnschliff 28, Probe 609, 10 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 3** Echinoderm biosparrudite (upper part) is underlain by a micritic fine-arenitic sediment with *Renalcis* sp. Fragments of *Thamnopora* can be seen (margin, upper right and middle left). The material is intersected by a pseudosparite vein (middle part).
Thin section 28, sample 609, 10 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 4** Mikritreicher Biomikrosparit (obere Hälfte) mit Korallen- und Crinoidenrelikten wird von Biospararenit (untere Hälfte) mit Algen, Bryozoen, Foraminiferen, Crinoiden und Brachiopodenfilamenten unterlagert. Schalenhohlräume sind z. T. geopetal verfüllt, Biogene mit Mikrithüllen.
Dünnschliff 24, Probe 605, 4,7 m unter Top Massenkalk; Vorriffbereich.
- fig. 4** Micrit-rich biomicrosparit (upper part) with coral and crinoid fragments is underlain by biospararenit (lower part). With algae, bryozoa, foraminifera, crinoids and brachiopod coquina. Geopetal filling of cavities. Biogenic components with micritic rims.
Thin section 24, sample 605, 4,7 m below top Massenkalk; fore reef area.
- Fig. 5** Algenkolonie in mikritreicher Matrix.
Dünnschliff 20, Cephalopodenkalk (Typ Algenkalk) bei Profilmeter 20,3 m; Vergr. 48 x.
- fig. 5** Colony of algae in micrit-rich matrix.
Thin section 20, cephalopod limestone (type algal limestone) at profile metre 20,3 m; enlarged 48 x.
- Fig. 6** Lagig aufgebauter Biopelmikrit bis Biosparit. *Stromatactis*-Strukturen sind geopetal mit Mikrit gefüllt.
Stück-Anschliff; Cephalopodenkalk bei Profilmeter 21.
- fig. 6** Biopelmicrite to biosparite, forming interlaminated layers. *Stromatactis* structures show geopetal infilling of micrite.
Polished section; cephalopod limestone at profile metre 21.
- Fig. 7** Laminoide Sparitgefüge in Form gestreckter *Stromatactis*-Strukturen. Basis der Gefüge aus feingeschichtetem, mikritischem Internsediment bestehend. Bioturbat verwühlt.
Großdünnschliff 43, Probe 595, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 21.
- fig. 7** Laminated sparite fabric due to linear *stromatactis* structures. Base of fabric with fine-laminated micritic internal sediment. Disturbed by bioturbation.
Large thin section 43, sample 595, cephalopod limestone at profile metre 21.



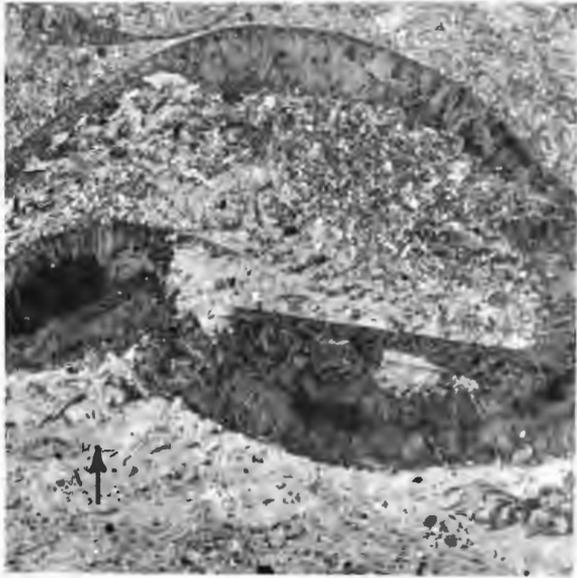
Tafel 2

Pfeile weisen zum Hangenden hin. Vergrößerungen von Fig. 2-4 wie bei Fig. 1.
Arrows point towards roof. Enlargement of fig. 2-4 as fig. 1.

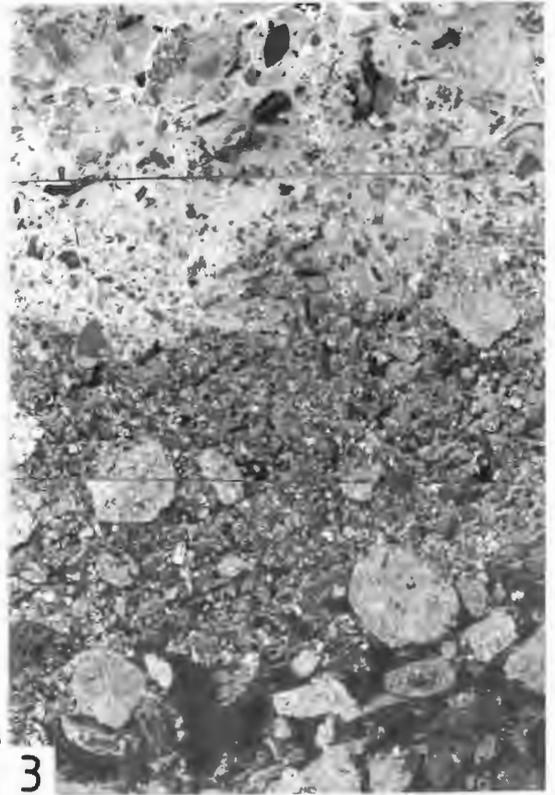
- Fig. 1** Gradierte Schichtung. Ein basaler, *Renalcis*-führender Biomikrit wird von einem Biospararenit mit zum Hangenden hin abnehmender Größe der biogenen Relikte (Echinodermen, Korallen, Algen, Filamente) überlagert.
Dünnschliff 21, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20,3 m.
- fig. 1** Graded bedding. A basal biomicrite with *Renalcis* is overlain by biospararenite. Largeness of the biogenic components (echinoderms, corals, algae, filaments) decreases to the roof.
Thin section 21, cephalopod limestone at profile metre 20,3 m.
- Fig. 2** Ausfüllung eines Wandungen aus grobkörnigem, stengeligem Calcit aufweisenden Hohlraumes (Fossilenschale ?) mit Biopelmikrit (*Renalcis* sp., Tentaculiten, Filamente, Ostracoden, Pellets). Der unscharfe Übergang des Mikrits in den hangenden Sparit könnte auf geopetales Gefüge schließen.
Dünnschliff 17, Probe 543, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20.
- fig. 2** Filling of a cavity by biopelmicrite. Wall of the cavity covered by coarse-grained columnar calcite. With *Renalcis* sp., tentaculites, filaments, ostracodes and pellets). The not very sharp transition from micrite-floors into the roof sparite could be due to geopetal infilling.
Thin section 17, sample 543, cephalopod limestone at profile metre 20.
- Fig. 3** Biointramikrosparit. Aus Biomikrit bestehende, 1-3 m große Intraklasten gehen zum Hangenden in eine sparitische Grundmasse über, welche im oberen Drittel von einem Echinodermen- und *Renalcis*-Biomikrit abgelöst wird.
Großdünnschliff 42, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 20 Top.
- fig. 3** Biointramicrosparite. Intraclasts (1-3 mm, consisting of biomicrite) change into a sparitic matrix, which is followed in the upper third part by a biomicrite with abundant echinoderms and specimens of *Renalcis* sp.
Large thin section 42, cephalopod limestone at profile metre 20 Top.
- Fig. 4** Gradierte Schichtung (Wechsel von Fossil- und Feinmikritlagen) mit zahnartig in den nachfolgenden Mikrit vorstoßenden Pseudosparitlagen.
Dünnschliff 15, Probe 542, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 19.
- fig. 4** Graded bedding (alternation of layers with abundant fossils and with fine-micrite). Pseudosparite beds with ragged boundary lines extend into the adjacent micrite.
Thin section 15, sample 542, cephalopod limestone at profile metre 19.
- Fig. 5** Algenkolonie in mikritischer Fazies.
Dünnschliff 18, Cephalopodenkalk (Typ Algenkalk) bei Profilmeter 20 Top; Vergr. 68 x.
- fig. 5** Colony of algae in micritic facies.
Thin section 18, cephalopod limestone (type algal limestone) at profile metre 20 top; enlargement 68 x.



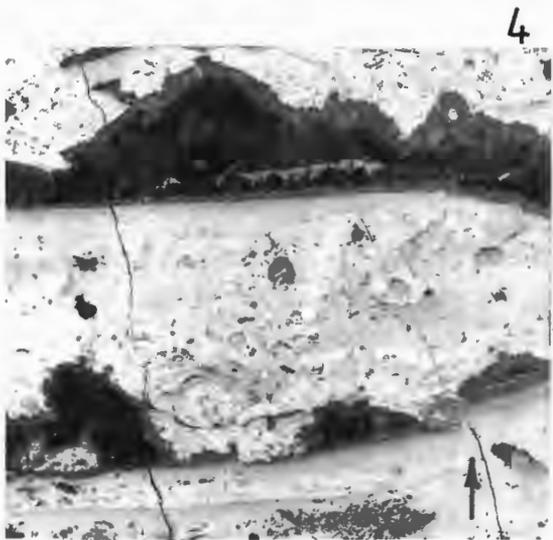
1



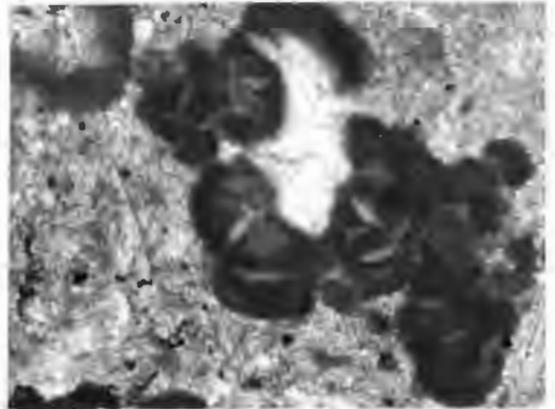
2



3



4

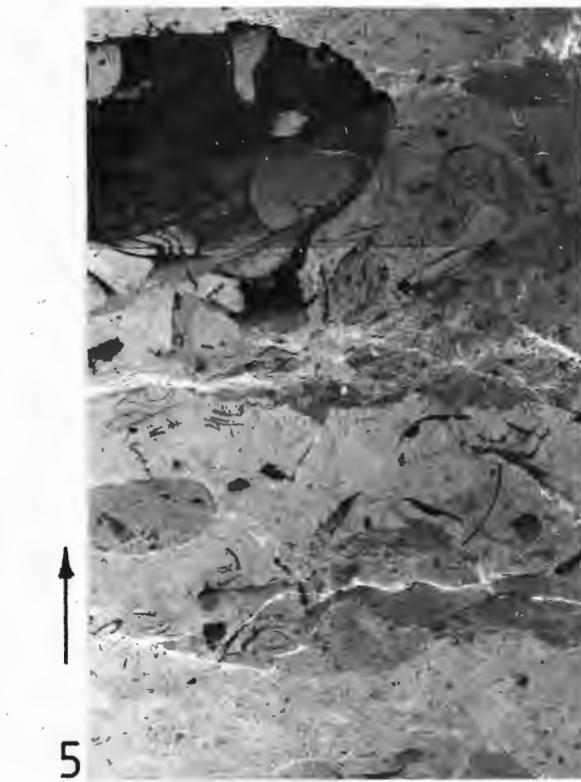
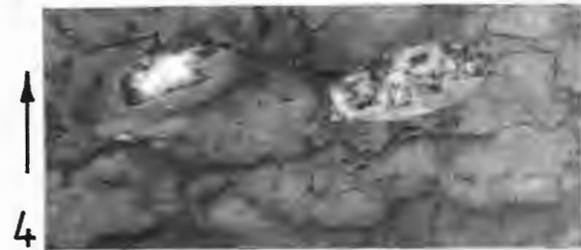
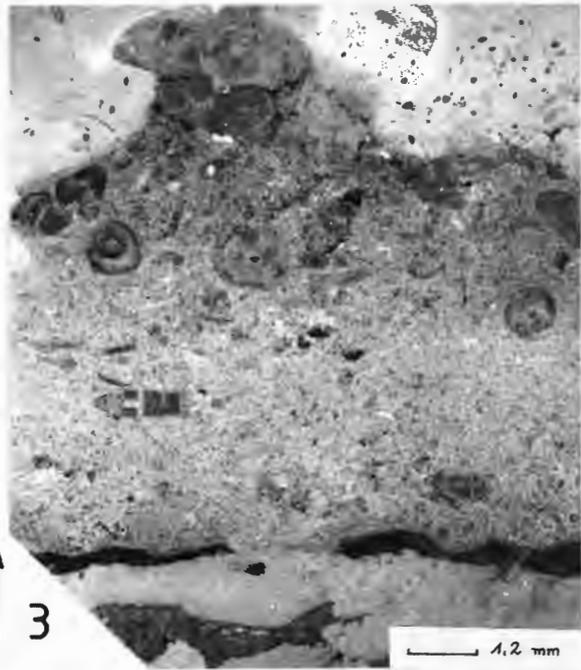
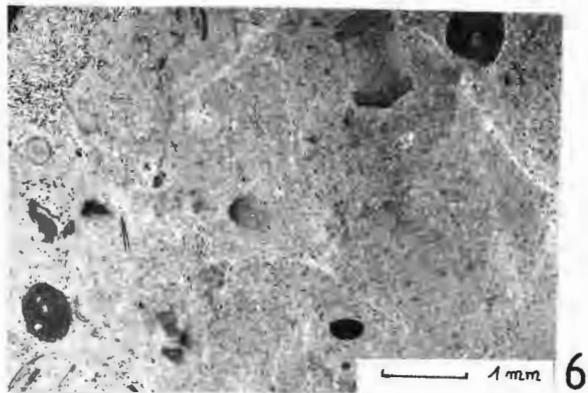
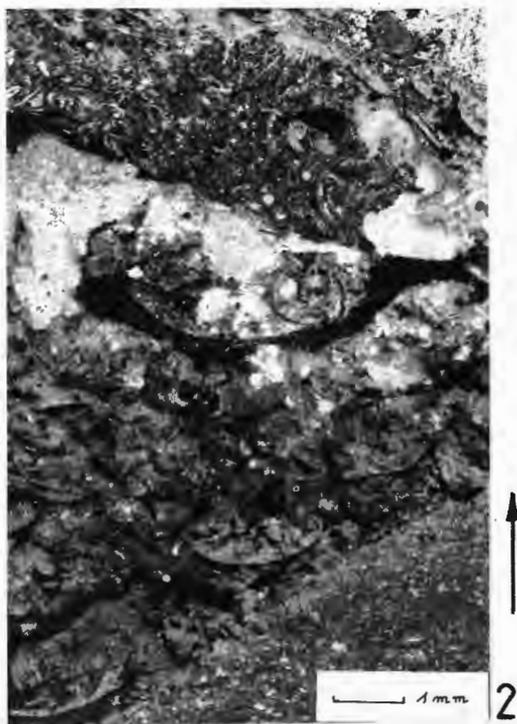
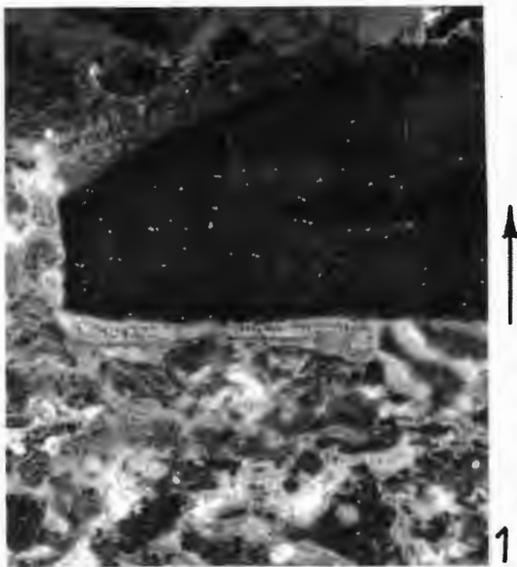


5

Tafel 3

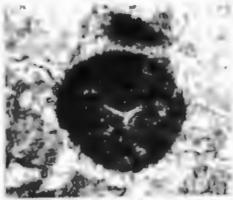
Pfeile weisen zum Hangenden hin.
Arrows point towards roof.

- Fig. 1** Biointrasparit mit einem aus feinmikritischem Material bestehenden Intraklasten. An der Unterseite des Intraklasten eine 3 mm mächtige gebänderte Calcitlage.
Stück-Anschliff, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 18; Länge des abgebildeten Intraklasten 4,7 cm.
- fig. 1** Biointrasparite with an intraclast consisting of fine-micritic material. Below the intraclast a 3 mm thick laminated calcite layer.
Polished section; cephalopod limestone at profile metre 18; length of the figured intraclast 4,7 cm.
- Fig. 2** Biomikrosparit. Eine fossilarme mikrosparitische Lage (unten rechts) wird von einer fossilreichen, vornehmlich aus Tentaculiten, Crinoiden und Filamenten bestehenden Sparitlage überschichtet. Im oberen Drittel ein durch Bioturbation zerstörter Hartgrund.
Dünnschliff 11, Probe 541, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 18.
- fig. 2** Biomicrosparite. A microsparitic layer poor in fossils (lower right) is overlapped by a fossil-rich sparitic layer, mainly containing tentaculites, crinoids and filaments. In upper third part a hardground is destroyed by bioturbation.
Thin section 11, sample 541, cephalopod limestone at profile metre 18.
- Fig. 3** Crinoidenführender Biomikrit bis Biosparrudit. Eine Crinoidenschill enthaltende Sparitlage geht zum Hangenden hin über einen Hartgrund in Mikrit über. Der Hartgrund ist durch eine 500-700 μm mächtige, aus zersetzten Pyritkristallen hervorgegangene Eisenhydroxidlage gekennzeichnet. An der Basis schichtparallel ausgerichtete grobkörnige Sparitlagen.
Dünnschliff 7, Probe 591, Cephalopodenkalk bei Profilmeter 17,5.
- fig. 3** Biomicrit and biosparrudite with crinoids.
A sparitic layer including a crinoid coquina borders on a hardground and grades into micrite. The hardground is characterized by an iron-hydroxide layer, which is the result of weathered pyrite crystals. At the base bedding-parallel coarse sparitic layers. Thin section 7, sample 591, cephalopod limestone at profile metre 17,5.
- Fig. 4** Oberdevonischer Knollenkalkstein mit zwei schichtparallel eingeregelteten Cephalopodenrelikten. Im unteren Drittel geopetal mit Kalkschlamm, darüber mit Sparit gefüllt.
Stück-Anschliff, Profilmeter 2. Länge des rechten Cephalopoden 2,4 cm.
- fig. 4** Upper Devonian nodular limestone with bedding-parallel cephalopod fragments, partly filled with mudstone in the lower third part and with sparite at the top.
Polished section, Profile metre 2. Length of the right cephalopod 2,4 cm.
- Fig. 5** Ostracodenführender Biopelmikrit bis Biomikrosparit. Eine insgesamt 3,7 cm mächtige Sedimentsäule mit dünnen, \pm schichtparallelen Pyritbändern (hell), *Stromatactis*-Strukturen, fossilen Wasserwaagen und fossilreichem Mikrit, in welchem Filamente sowie glatte und stachelbewehrte Ostracoden vorwiegen.
Großdünnschliff 41, Probe 525, Profilmeter 2; Vergrößerung wie Fig. 3.
- fig. 5** Biopelmicrite and biomicrosparite with abundant ostracodes. The sediment includes thin bedding-parallel pyrite layers, *Stromatactis*-structures and fossil-rich micrite. Filaments and ostracodes with smooth just as spinous shells.
Large thin section 41, sample 525, profile metre 2; enlargement as fig. 3.
- Fig. 6** Biomikrit. Vornehmlich Crinoiden, Ostracoden und Brachiopodenfilamente. Unregelmäßig verteilter, zu Eisenhydroxid zersetzter Pyrit.
Dünnschliff 2, Probe 523, Profilmeter 0.
- fig. 6** Biomicrite. Abundant crinoids, ostracodes and brachiopod filaments. Pyrite is irregularly disseminated and disintegrated to iron-hydroxide.
Thin section 2, sample 523, profile metre 0.

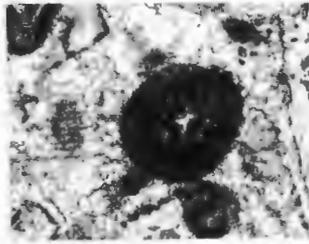


Tafel 4

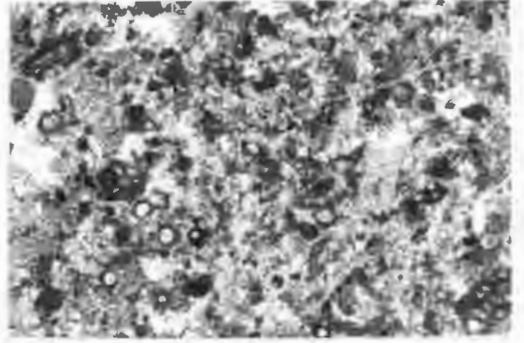
- Fig. 1** Algenkolonie?
Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich, Vergr.: 54 x.
- fig. 1** Colony of algae?
Sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area; enlarged 54 x.
- Fig. 2** Algenkolonie.
Probe 611, 18 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich. Vergr.: 40 x.
- fig. 2** Colony of algae.
Sample 611, 18 m below top Massenkalk; fore reef area; enlarged 40 x.
- Fig. 3** Calcisphären in orthosparitischer Matrix.
Schliff 28, Probe 609, 10 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich. Vergr.: 22 x.
- fig. 3** Calcispheres in orthosparitic matrix.
Thin section 28, sample 609, 10 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 22 x.
- Fig. 4** Sparitischer Crinoidenrest mit äußerer Algenkruste.
Schliff 27, Probe 607, 8 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich, Vergr.: 13 x.
- fig. 4** Sparitic crinoid fragment with external algal coating.
Thin section 27, sample 607, 8 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 13 x.
- Fig. 5 und 6** Benthonische Foraminiferen.
Probe 606, 6 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich,
Fig. 5: Vergr. 22 x, Fig. 6: Vergr. 27 x.
- fig. 5 and 6** Benthonic foraminifera.
Sample 606, 6 m below top Massenkalk, fore reef area;
fig. 5: enlarged 22 x, fig. 6: enlarged 27 x.
- Fig. 7** Renalcis-Kolonie.
Cephalopodenkalk; Profilmeter 20,3 m; vergr. 18 x.
- fig. 7** Colony of *Renalcis* sp.
Cephalopod limestone; profile metre 20,3; enlarged 18 x.
- Fig. 8** Tentaculiten-Anschnitte, z. T. mit Geopetalgefüge.
Cephalopodenkalk, Probe 543, Profilmeter 20 m; Vergr.: 18 x.
- fig. 8** Cuts of tentaculites, partly with geopetal fillings.
Cephalopod limestone: sample 543, profile metre 20; enlarged 18 x.
- Fig. 9** Algenkolonie (? *Sphaerocodium*-Typus).
Cephalopodenkalk, Profilmeter 20,3 m; vergr. 22 x.
- fig. 9** Colony of algae (? *Sphaerocodium*-type).
Cephalopod limestone, profile metre 20,3 m; enlarged 22 x.
- Fig. 10** Algenkolonie (? *Sphaerocodium*-Typus).
Cephalopodenkalk, Probe 543, Profilmeter 20,3 m; vergr. 58 x.
- fig. 10** Colony of algae (? *Sphaerocodium*-type).
Cephalopod limestone, sample 543, profile metre 20 m; enlarged 58 x.
- Fig. 11** Ostracodenschale mit Mikritfüllung.
Cephalopodenkalk, Probe 591, Profilmeter 17,5 m; vergr. 36 x.
- fig. 11** Shell of an ostracode with micritic filling.
Cephalopod limestone, sample 591, profile metre 17,5 m; enlarged 36 x.



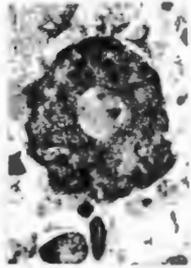
1



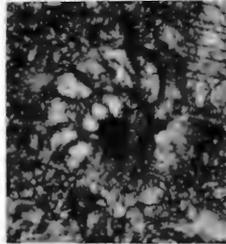
2



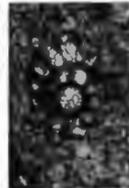
3



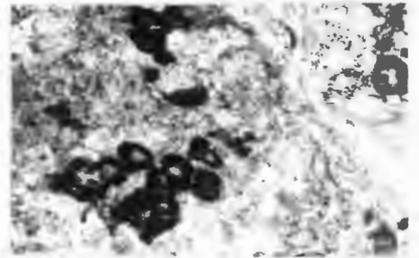
4



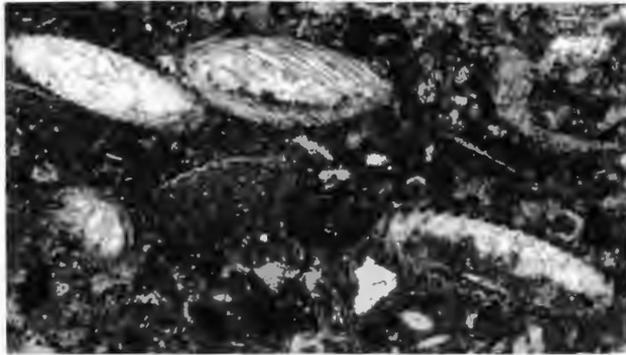
5



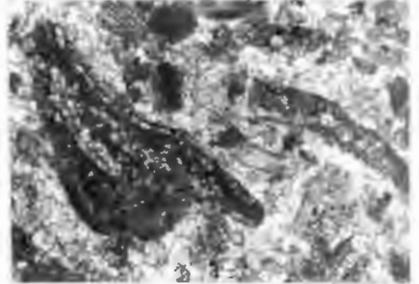
6



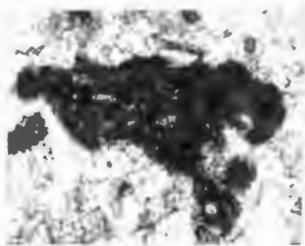
7



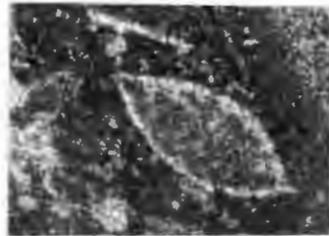
8



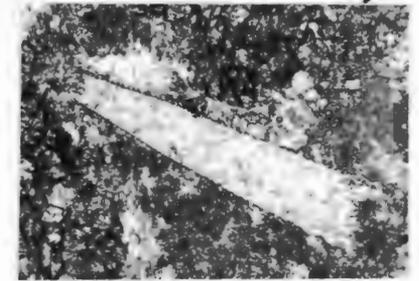
9



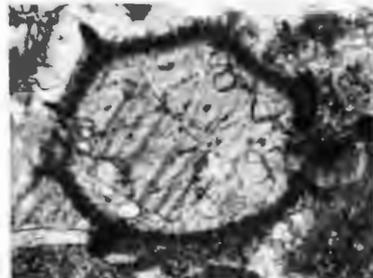
10



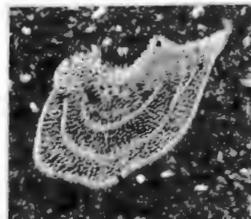
11



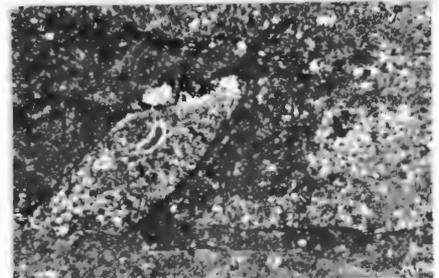
12



13



14



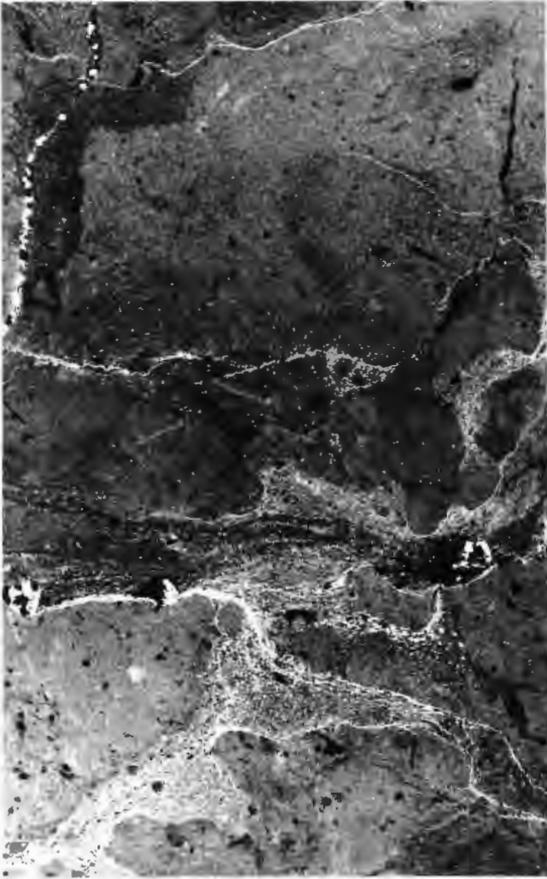
15

- Fig. 12** Tentaculit mit Sparitfüllung.
Cephalopodenkalk, Probe 541, Profilmeter 18; vergr. 28 x.
- fig. 12** Tentaculite with sparitic filling.
Cephalopod limestone, sample 541, profile metre 18; enlarged 28 x.
- Fig. 13** *Parathuramina dagmarae* SULEIMANOV (Foraminifere).
Schliff 24, Probe 605; 4,7 m unter Top Massenkalk, Vorriffbereich; vergr. 36 x.
- fig. 13** *Parathuramina dagmarae* SULEIMANOV (foraminifera).
Thin section 24, sample 605; 4,7 m below top Massenkalk, fore reef area; enlarged 36 x.
- Fig. 14** ? Brachiopodenschale.
Probe 523, Profilmeter 0; vergr. 21 x.
- fig. 14** ? Shell of a brachiopod.
Sample 523, profile metre 0; enlarged 21 x.
- Fig. 15** Schluffige Linsen in feinmikritischer Matrix.
Probe 523, Profilmeter 0; vergr. 22 x.
- fig. 15** Silty lenses in micritic matrix.
Sample 523, profile metre 0; enlarged 22 x.

Tafel 5

Mikrofazies im Bereich der Frasn/Famenne-Grenze.
Microfacies around the Frasnian/Famennian boundary.

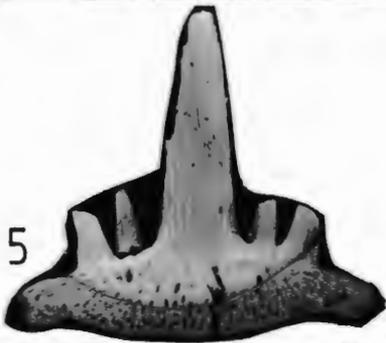
- Fig. 1** Fossilführender Intramikrit bis Intramikrosparit. Zahlreiche, durch Eisenhydroxidlagen hervorgehobene Diskontinuitätsflächen (z. B. Hartgrundbildung) mit abrupten Wechselfolgen von mikritischen und mikrosparitischen Lagen. Einlagerung von feinmikritischen Intraklasten. Die Eisenhydroxidlagen sind aus zersetzten Pyritkristallen hervorgegangen. Oben links ein Pseudosparitgang mit Pyriten. Im ganzen Sediment sind feinste, 5–50 μm große verwitterte Pyrite vorhanden.
Dünnschliff 787, Cephalopodenkalk oberhalb Profilmeter 17,9 m. x 4,5.
- fig. 1** Fossiliferous intramicrite and intramikrosparite. Numerous discontinuity surfaces (e. g. hard grounds), pointed out by iron-hydroxide seams, with abrupt alternate bedding of micrite and microsparitic layers. Fine micritic intraclasts are embedded. The iron-hydroxide seams are originated by disintegrated pyrites. A pseudosparitic vein with pyrites is developed (upper left). In the sediment very fine, 5–50 μm great, weathered pyrites are distributed.
Thin section 787, cephalopod limestone above profil metre 17,9. x 4,5.
- Fig. 2** Ein 2 cm langes und 5 mm breites spongiöses Knochenfragment (? Relikt eines placodermen Deckknochenpanzers) lagert über einem Mikrosparit (Bildmitte). An der Basis des Fragmentes eine 1 bis 3 mm mächtige Sparitlage mit Knochensplintern, Crinoiden und Ostracoden. In die Hohlräume des porösen Knochengengerüsts sind Pyrit, Calcit und Quarz eingelagert. Darüber folgt ein Parallel- und Querspalten ausfüllender Fasercalcit, der zum Hangenden in grobkörnigen, ostracoden- und tentaculitenführenden Sparit übergeht. Dünnschliff 788, Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9 m. x 4,5.
- fig. 2** A spongy bone fragment (20 x 5 mm; ? relict of a bony cuirass covering a placoderm fish) overlies a microsparite (middle of the picture). A sparite, 1–3 mm thick, with bony slivers, crinoids and ostracodes underlies the fragment. The empty spaces of the porous osseous frame are infilled with pyrite, calcite and quartz. Above the bone fragment a fibrous calcite, crystallized inside parallel and transverse cracks, grades towards the top into a coarse-grained sparite with ostracodes and tentaculites.
Thin section 788, cephalopod limestone below profil metre 17,9. x 4,5.



1



2



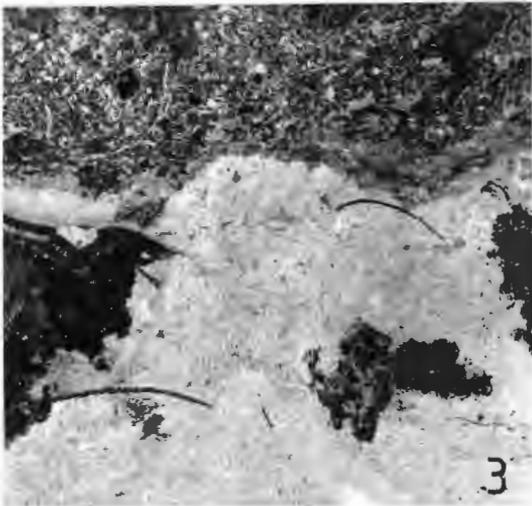
5



6



7



3



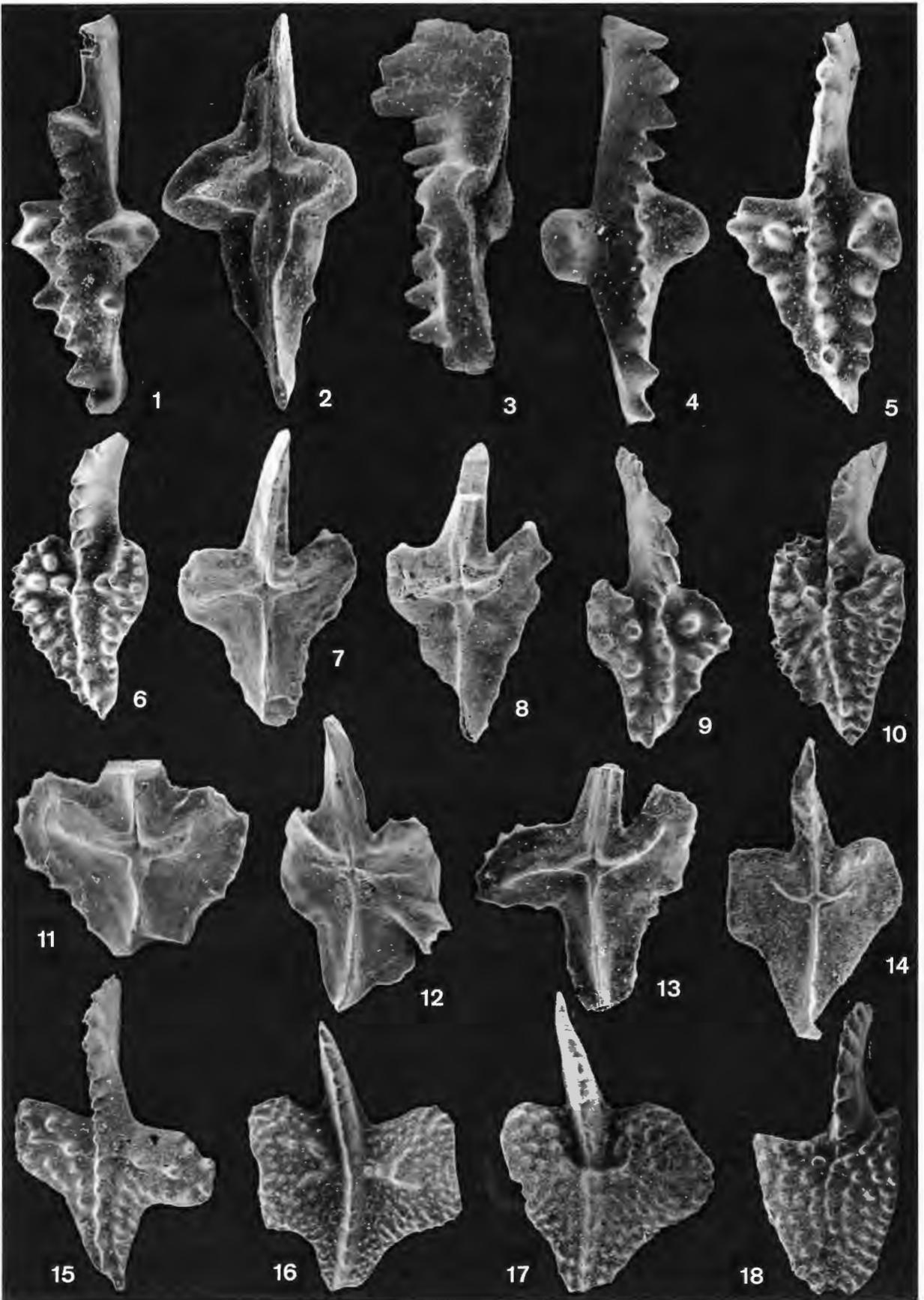
4

- Fig. 3** Ein basaler Mikrit bis Mikrospartit geht zum Hangenden in einen grobkörnigen Biospartit mit Ostracoden, Crinoiden, Filamenten und Tentaculiten über. Der Biospartit greift taschenförmig in den Mikrospartit hinein. Das ganze Sediment ist von feinsten, z. T. $< 1 \mu\text{m}$ großen Pyritfitterchen durchstäubt. Großdünnschliff und polierter Anschliff, Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9. x 3.
- fig. 3** A basal micrite and microsparite grades towards the top into a coarse-grained biosparite with ostracodes, crinoids, filaments and tentaculites. The biosparite dips like a pocket into the microsparite. The sediment is filled by disseminated pyrite crystals ($< 1 \mu\text{m}$). Large thin section and polished section, cephalopod limestone below profile meter 17,9. x 3.
- Fig. 4** Mikrit bis Mikrospartit. Außer *Renalcis* sp. und wenigen fossilen Relikten keine Fauna. Das Sediment ist durchzogen von schichtparallelen $< 1 \mu\text{m}$ großen Pseudospartitgängen mit Eisenhydroxidreicherungen. Großdünnschliff und polierter Anschliff, basaler Anteil von Fig. 3. Cephalopodenkalk unterhalb Profilmeter 17,9. x 3.
- fig. 4** Micrite and microsparite. No faunal elements can be seen without *Renalcis* sp. and some fossil fragments. The sediment is intersected by bedding-parallel pseudosparite veins ($< 1 \mu\text{m}$) with iron-hydroxide accumulations. Large thin section and polished section, basal part of fig. 3, cephalopod limestone below profile metre 17,9. x 3.
- Fig. 5** Fischzahn, 65 x, Con 5772, 13,5 m, untere crepida-Zone.
- Fig. 6, 7** Fischzähne, 40 x, 30 x, Con 5670, 12 m, mittlere crepida-Zone.

Tafel 6

- Fig. 1** *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 2 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 72 x
Fig. 3 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 4 *Ancyrodella binodosa* UYENO, 63 x
Fig. 5 *Ancyrodella* aff. *A. binodosa* UYENO, 60 x
Fig. 1-5 aus Con 5851, Untere *Pol. asymmetricus*-Zone
- Fig. 6-12** *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT)
Fig. 6 Con 5792, 27 x
Fig. 7 Con 5792, 32 x
Fig. 8 Con 5792, 40 x
Fig. 9 Con 5792, 34 x
Fig. 10 Con 5791, 30 x
Fig. 11 Con 5791, 34 x
Fig. 12 Con 5791, 36 x
- Fig. 13** *Ancyrodella alata* GLENISTER & KLAPPER
 Con 5789, 36 x
- Fig. 14** *Ancyrodella africana* GARCÍA-LÓPEZ
 Con 5788, 29 x
- Fig. 15** *Ancyrodella pramosica* PERRI & SPALLETTA
 Con 5679, 45 x
- Fig. 16-17** *Ancyrodella alata* GLENISTER & KLAPPER
Fig. 16 Con 5786, 36 x
Fig. 17 Con 5788, 36 x
- Fig. 18** *Ancyrodella rugosa* BRANSON & MEHL
 Con 5787, 36 x

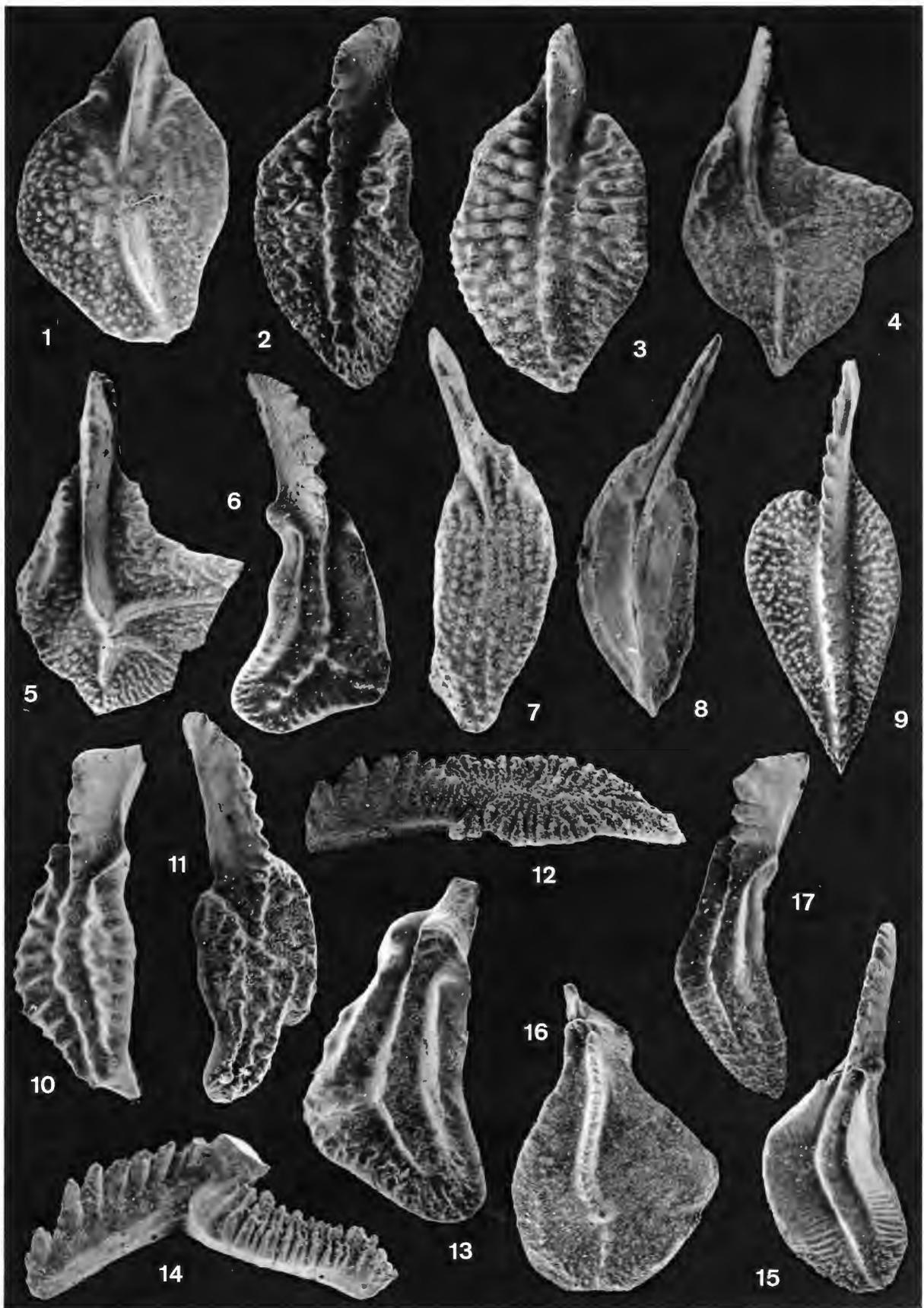
Alle Figuren 6-18 Untere *Pol. asymmetricus*-Zone



Tafel 7

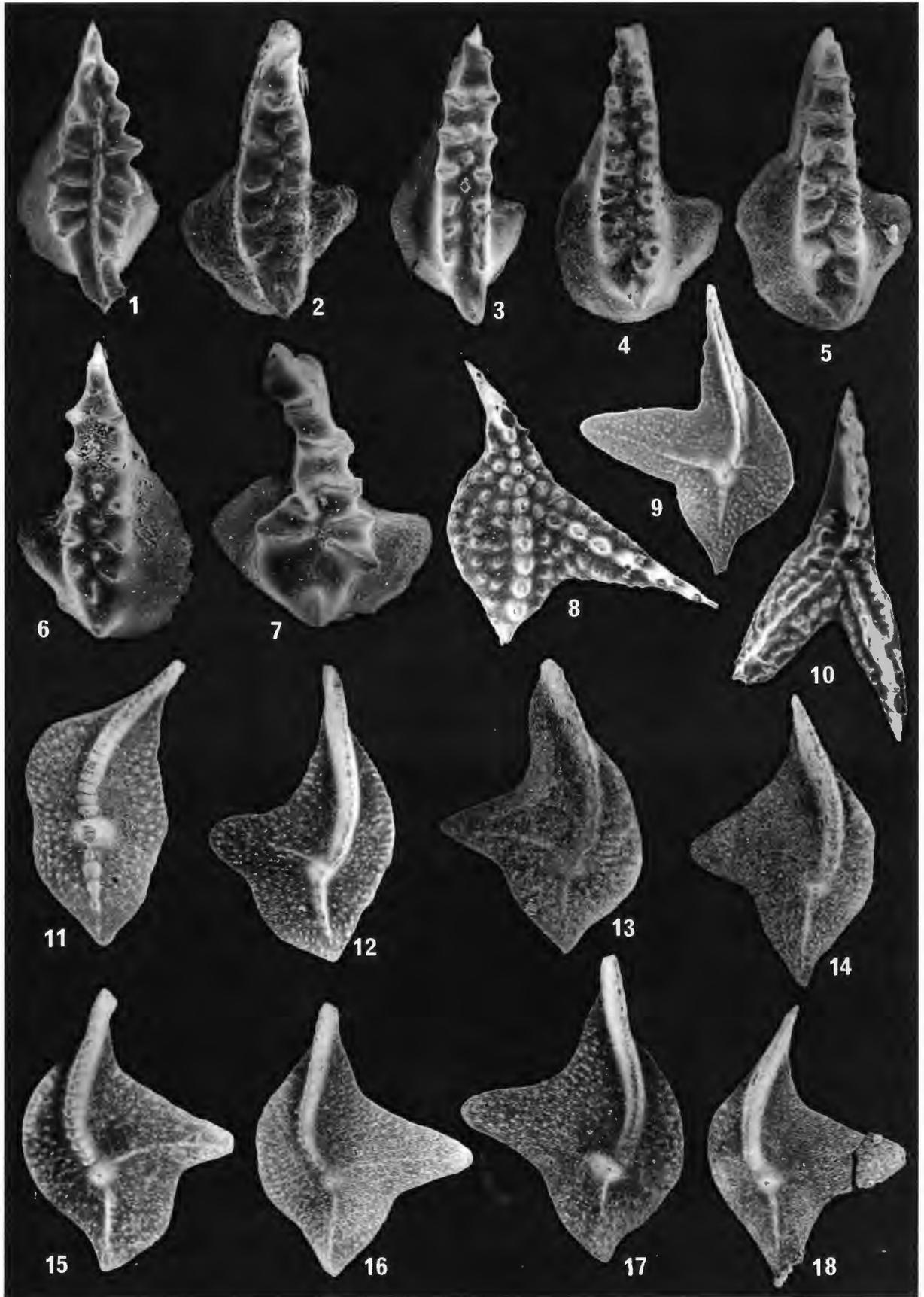
- Fig. 1** *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER
Con 5853, 34 x
- Fig. 2-3** *Polygnathus cristatus* HINDE
Con 5853, 36 x
- Fig. 4-5** *Palmatolepis unicornis* MILLER & YOUNGQUIST
Con 5677, 36 x, Obere *gigas*-Zone
- Fig. 6, 13** *Polygnathus* sp. A
Con 5791, 36 x
- Fig. 7, 8** *Polygnathus* sp. nov. aff. *Pol. ordinatus*
Con 5854, 36 x, 45 x
- Fig. 9** *Polygnathus unilabius* HUDDLE
Con 5786, 36 x
- Fig. 10** *Polygnathus* sp. B
Con 5853, 36 x
- Fig. 11** *Polygnathus* sp. C
Con 5853, 45 x
- Fig. 12, 14** *Polygnathus norrisi* UYENO, 1967
Con 5853, Pa-Element 63 x
Pb-Element 54 x
- Fig. 15** *Polygnathus* sp. D
Con 5786, 36 x
- Fig. 16** *Palmatolepis* sp.
Con 5777, 45 x, Obere *gigas*-Zone
- Fig. 17** *Polygnathus* sp. E
Con 5676, 36 x, Obere *gigas-linguiformis*-Zone

Alle Figuren Untere *Pol. asymmetricus*-Zone, wenn nicht anders vermerkt.



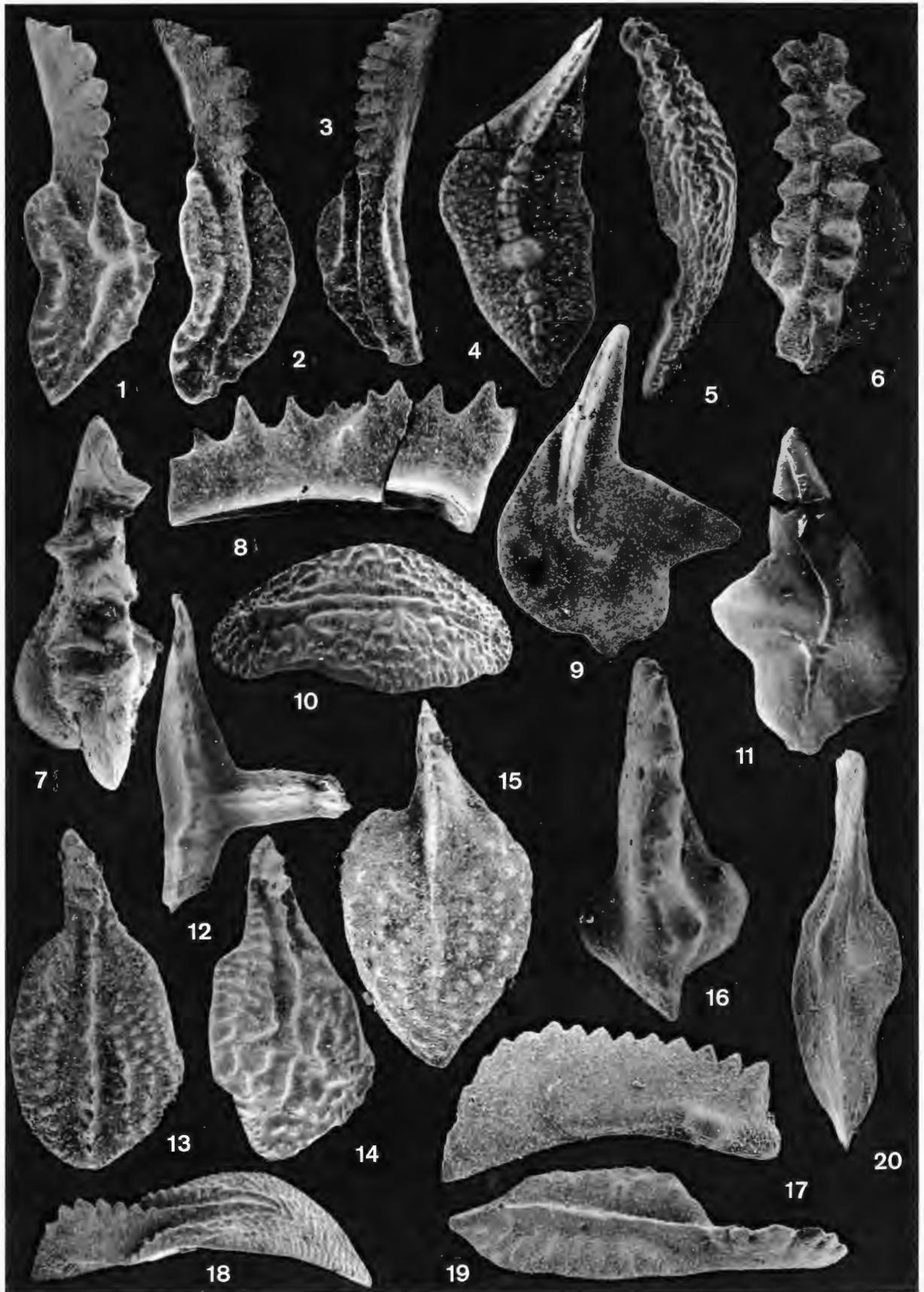
Tafel 8

- Fig. 1** *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 6241, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 2-3** *Icriodus alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN
Con 6241, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 4** *Icriodus alternatus* subsp.
Con 6240, 45 x
- Fig. 5** *Icriodus alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN
Con 6240, 45 x
- Fig. 6** *Icriodus alternatus alternatus* BRANSON & MEHL
Con 6240, 63 x
- Fig. 7** *Icriodus* sp. C
Con 6240, 63 x
- Fig. 4-7** alle Basis Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 8** *Ancyrognathus ubiquitus* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 5676, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 9** *Palmatolepis* sp. aff. *Pal. rhenana* BISCHOFF
Con 6176, 36 x, Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 10** *Ancyrognathus asymmetricus* (ULRICH & BASSLER)
Con 5676, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 11** *Palmatolepis linguiformis* MÜLLER
Con 6241, 45 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 12** *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST
Con 6240, 36 x
- Fig. 13** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN
Con 6240, 45 x
- Fig. 14** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN, progressive Form
- Fig. 12-14** Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 15-16** *Palmatolepis praetriangularis* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 6241, 45 x
- Fig. 17** *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN
Con 6240, 36 x Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 18** *Palmatolepis praetriangularis* SANDBERG, ZIEGLER & DREESEN
Con 6241, 36 x, *linguiformis*-Zone



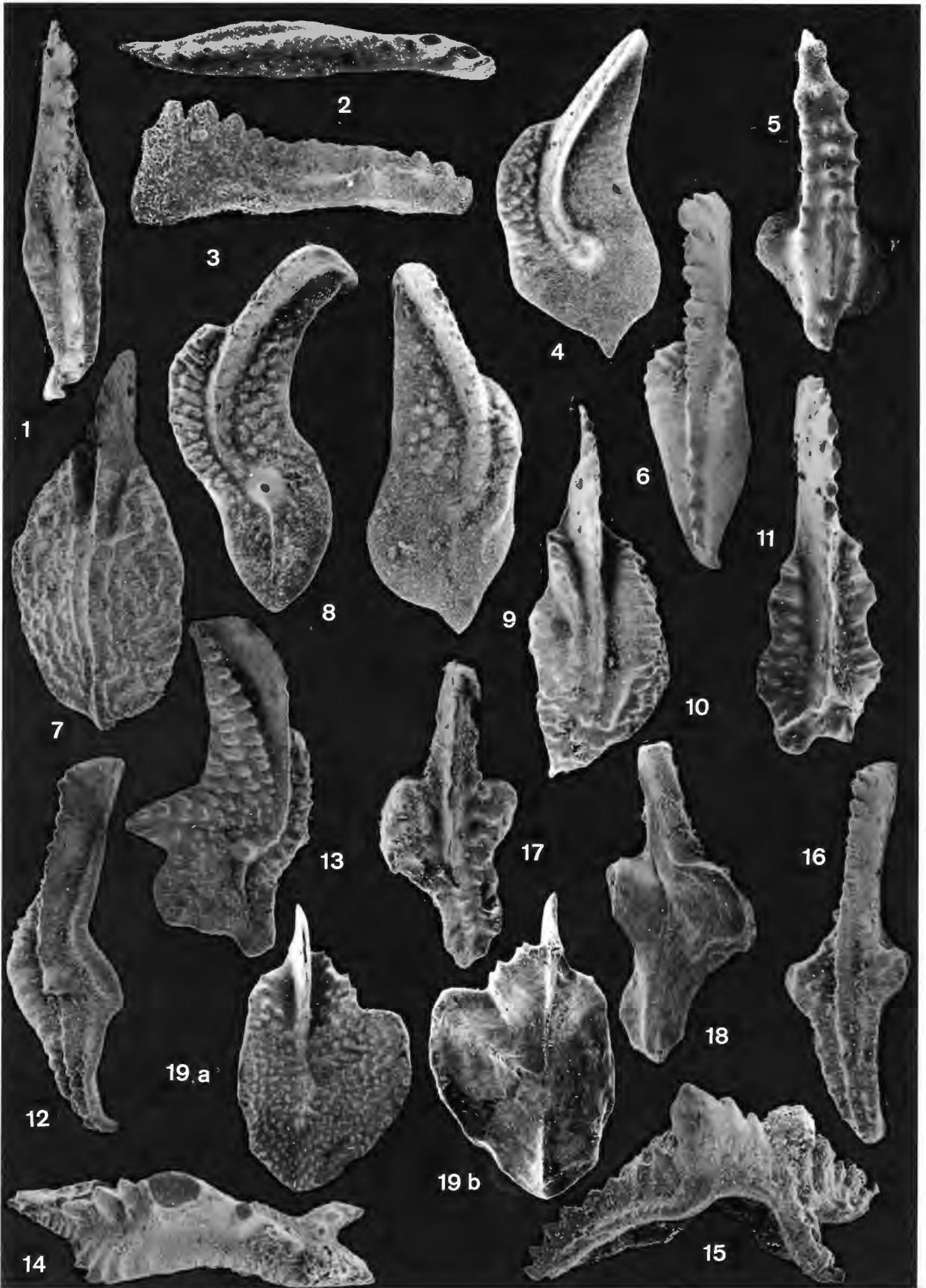
Tafel 9

- Fig. 1-3** *Polygnathus* sp. sp.
Con 5675
- Fig. 1** 38 x,
Fig. 2-3 45 x, Untere *triangularis*-Zone
- Fig. 4** *Palmatolepis linguiformis* MÜLLER
Con 5676, 36 x, *linguiformis*-Zone
- Fig. 5** *Ancyrognathus sinelaminus* (BRANSON & MEHL)
Con 5673, 30 x, Untere *crepida*-Zone
- Fig. 6** *Icriodus* sp. aff. *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 5672, 45 x, Untere – Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 7** *Icriodus* sp. A
Con 5672, 54 x, Untere – Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 8** *Icriodus iowaensis* subsp.
Con 5669, 72 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 9, 11** *Palmatolepis circularis* SZULCZEWSKI
Fig. 9 Con 5672, 40 x
Fig. 11 Con 5672, 25 x, Mittlere *crepida*-Zone
- Fig. 10, 13-15** *Polygnathus* ex gr. *nodocostatus*
Fig. 12 *Ancyrognathus ancyrognathoideus* ZIEGLER
Con 5777, *Linguiformis*-Zone
- Fig. 10** Con 5670, 36 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 13 Con 5670, 45 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 14 Con 5670, 36 x, Mittlere *crepida*-Zone
Fig. 15 Con 5669, 63 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 16** *Icriodus* sp, B
Con 5669, 72 x, Obere *crepida*-Zone
- Fig. 17** *Palmatolepis minuta subgracilis* BISCHOFF
Con 5667, 54 x, *rhomboidea*-Zone
- Fig. 18** *Polylophodonta confluens* ULRICH & BASSLER
Con 5666, 32 x, Obere *rhomboidea*-Zone
- Fig. 19-20** *Polygnathus* n. sp.?
Con 5667, Fig. 19 36 x, Fig. 20 45 x, *rhomboidea*-Zone



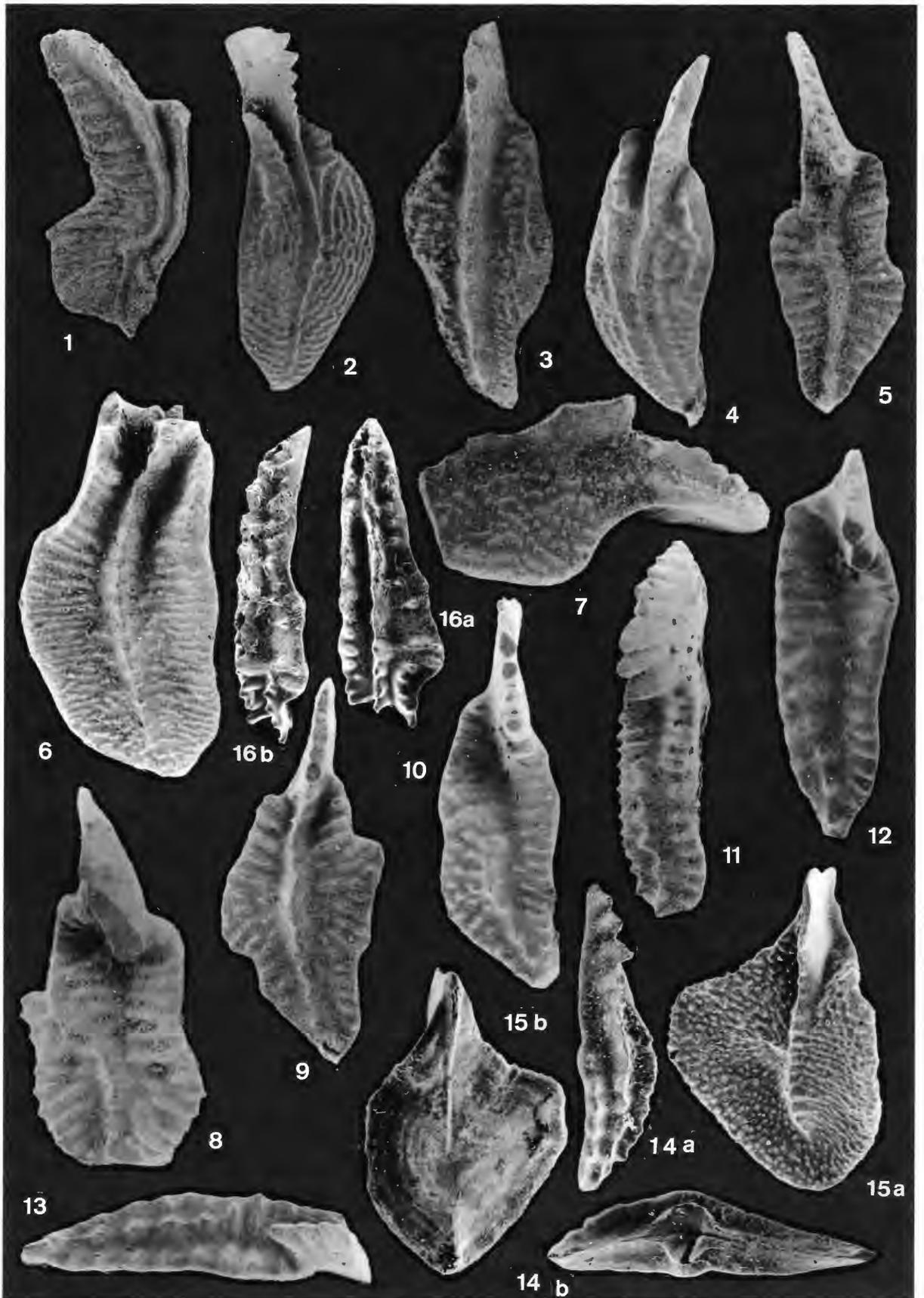
Tafel 10

- Fig. 1-3** *Polygnathus (Alternognathus) pseudostrigosus* (DREESEN & DUSAR)
Con 5667, 45 x, *rhomboidea*-Zone
- Fig. 4** *Palmatolepis quadrantinodosa quadrantinodosa* BRANSON & MEHL
Con 5666, 36 x, Obere *rhomboidea*-Zone – Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 5** *Icriodus* sp. aff. *Icriodus cornutus* SANNEMANN
Con 5763, 36 x, Obere *marginifera*-Zone
- Fig. 6** *Polygnathus glaber* subsp.
Con 5665, 36 x, Obere *marginifera*-Zone
- Fig. 7** *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL
Con 5659, 36 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 8** *Palmatolepis quadrantinodosa* subsp.
Con 5663, 54 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 9** *Palmatolepis marginifera marginifera* HELMS
Con 5665, 72 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 10** *Polygnathus perplexus* THOMAS
Con 5660, 36 x, Untere *trachytera*-Zone
- Fig. 11** *Polygnathus* sp. F
Con 5661, 36 x, Oberste *marginifera*-Zone
- Fig. 12** *Palmatolepis minuta schleizia* HELMS
Con 5663, 32 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 13** *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Con 5660, 36 x, Untere *trachytera*-Zone
- Fig. 14-15** *Nothognathella ? abnormis* BRANSON & MEHL
- Fig. 14** Con 5664, 63 x
- Fig. 15** Con 5664, 63 x, Untere *marginifera*-Zone
- Fig. 16-18** *Pseudopolygnathus controversus* SANDBERG & ZIEGLER
- Fig. 16** Con 5659, 36 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 17** Con 5659, 40 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 18** Con 5659, 40 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 19a, b** *Klapperina disparilis* (ZIEGLER & KLAPPER)
Con 6092, 18 x, *disparilis*-Zone



Tafel 11

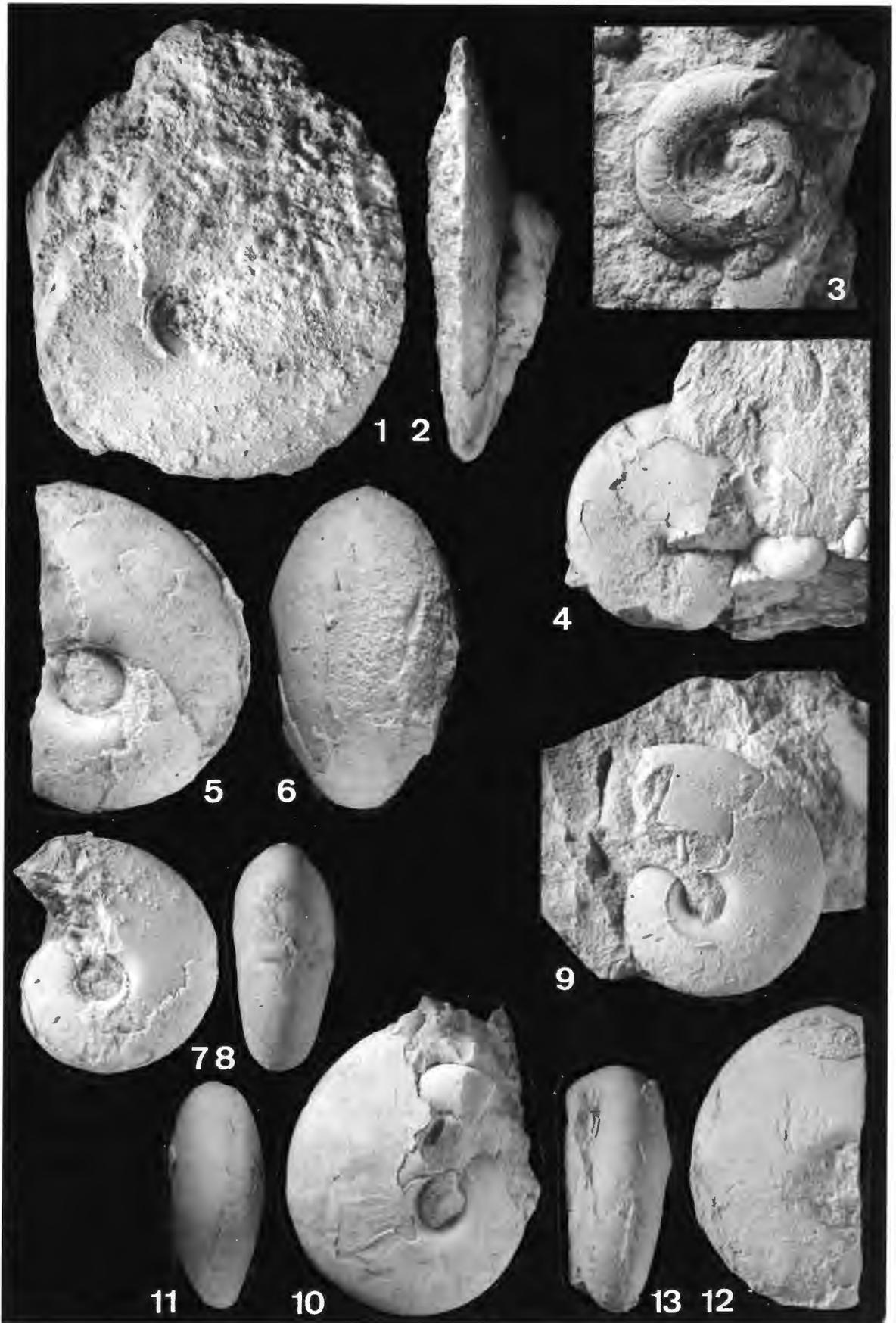
- Fig. 1** *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Con 5659, 27 x, Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 2** *Polygnathus* sp. aff. *Pol. rhomboideus* ULRICH & BASSLER
Con 5758, 27 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 3** *Polygnathus* cf. *granulosus* BRANSON & MEHL
Con 5758, 27 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 4** *Polygnathus margaritatus* SCHÄFER
Con 5757, 27 x, *postera*-Zone
- Fig. 5, 9** *Alternognathus beulensis* ZIEGLER & SANDBERG
Fig. 5 Con 5759, 36 x
Fig. 9 Con 5758, 40 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 10** *Scaphignathus* sp. indet.
Con 5759, 32 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 6** *Polygnathus* sp. G
Con 5759, 45 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
- Fig. 7** *Hemilistrana depkei* CHAUFF & DOMBROWSKI
Con 5757, 45 x, *postera*-Zone
- Fig. 8, 11** *Scaphignathus velifer* → *Alternognathus regularis*
Fig. 8 Con 5758, 36 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
Fig. 11 Con 5661, 36 x, Oberste *marginifera*-Zone
- Fig. 12, 13** *Scaphignathus velifer velifer* ZIEGLER
Fig. 12 Con 5759, 54 x, Untere – Obere *trachytera*-Zone
Fig. 13 Con 5757, 63 x, *postera*-Zone
- Fig. 14, 16** *Polygnathus caelatus* BRYANT
Fig. 14 Con 5855, 45 x
Fig. 16 Con 5868, 27 x, *disparilis*-Zone
- Fig. 15a, b** *Klapperina disparilis* (ZIEGLER & KLAPPER)
Con 5868, 27 x, *disparilis*-Zone



Tafel 12

Ammonoideen aus dem Oberdevon-Profil am Beringhäuser Tunnel.
Ammonoids from the Upper Devonian section near the Beringhausen Tunnel.

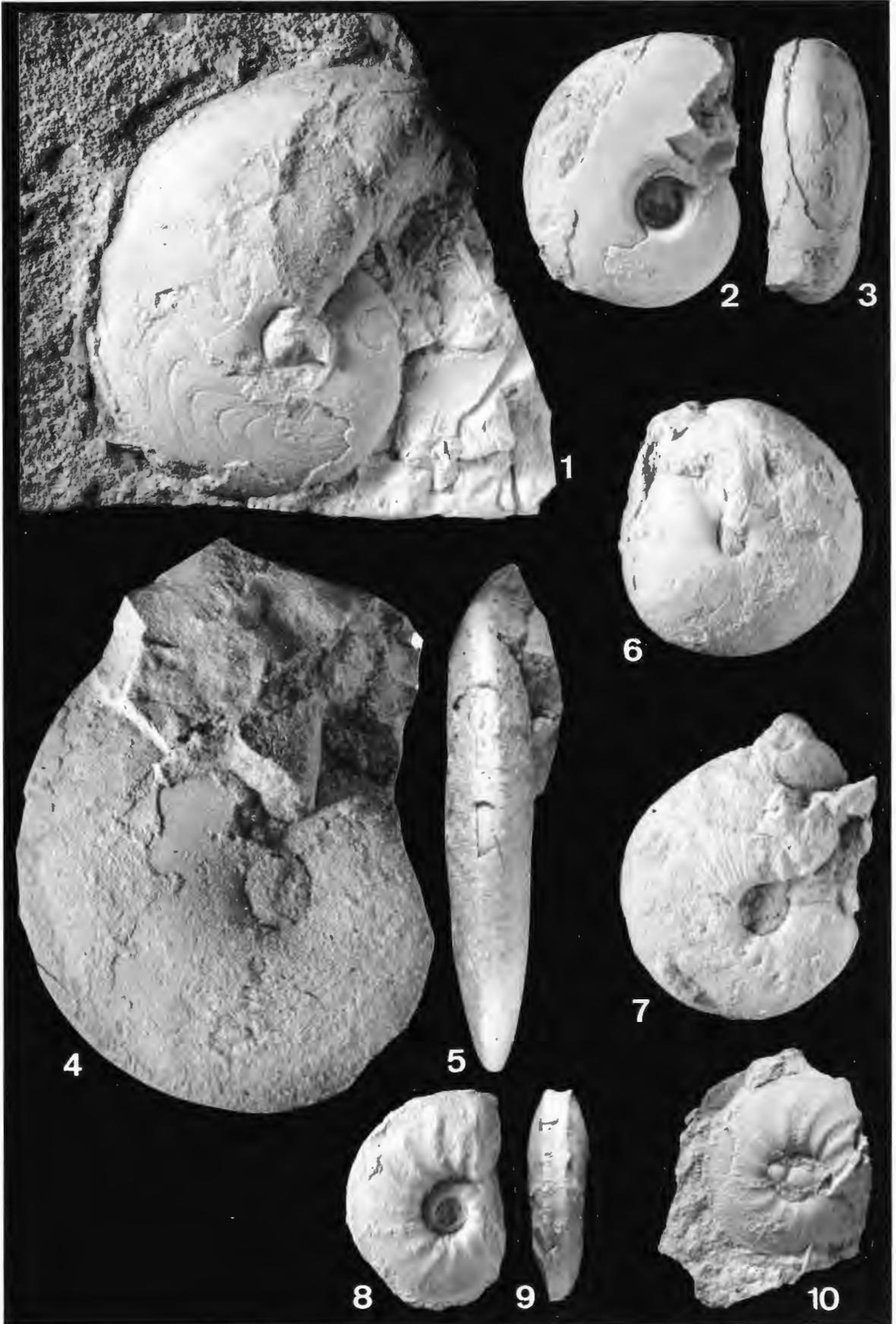
- Fig. 1, 2** *Beloceras* cf. *sagittarium* (G. & F. SANDBERGER) → *Beloceras subacutum* PETTER, (Coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1.
- Fig. 3** ? *Maternoceras* sp., (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 4** *Tornoceras simplex* (VON BUCH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 5, 6** *Manticoceras intumescens* (BEYRICH) → *Manticoceras crassum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, x 1,5.
- Fig. 7, 8** *Manticoceras* cf. *adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
- Fig. 9** *Manticoceras* cf. *carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), genauere Banklage unsicher, x 1,5.
- Fig. 10, 11** *Manticoceras carinatum* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, 10: x 1,5, 11: x 1.
- Fig. 12, 13** *Manticoceras intumescens* (BEYRICH), (coll. KORN 1980), 19 m unter Top des Profiles, 12: x 1,5, 13: x 1.



Tafel 13

Ammonoideen aus dem Oberdevon-Profil am Beringhäuser Tunnel.
Ammonoids from the Upper Devonian section near the Beringhausen Tunnel.

- Fig. 1, 2** *Manticoceras cf. adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), genauere Banklage unsicher, x 1,5.
Fig. 2, 3 *Manticoceras adorfense* WEDEKIND, (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 2.
Fig. 4, 5 *Beloceras sagittarium* (G. & F. SANDBERGER), (coll. KORN 1980), 18,3 m unter Top des Profiles, x 1,5.
Fig. 6 *Prolobites delphinus* (G. & F. SANDBERGER), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 7 *Cyrtoclymenia involuta* (WEDEKIND), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 8, 9 *Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.
Fig. 10 *Pricella stuckenbergi* (TOKARENKO), (coll. KORN 1980), 4,8 m unter Top des Profiles, x.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [18](#)

Autor(en)/Author(s): Clausen Claus-Dieter, Korn Dieter, Luppold Friedrich Wilhelm

Artikel/Article: [Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofiles am Beringhäuser Tunnel \(Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge\) 7-65](#)