

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

Faunenvergleich Rhenotherzyuikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 9

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

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

Zusammenfassung

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

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

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

Summary

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

* Anschriften der Verfasser:

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

Dr. Claus-Dieter Clausen,

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

Dr. Zdzislaw Belka,

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

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

Friedrich Wilhelm Luppold,

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

Dr. Raimund Feist,

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

Dr. Dieter Weyer, Löwestraße 15, 10249 Berlin.

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

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

Inhaltsverzeichnis

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

1. Einleitung/Historischer Überblick (D. KORN)

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

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

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

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

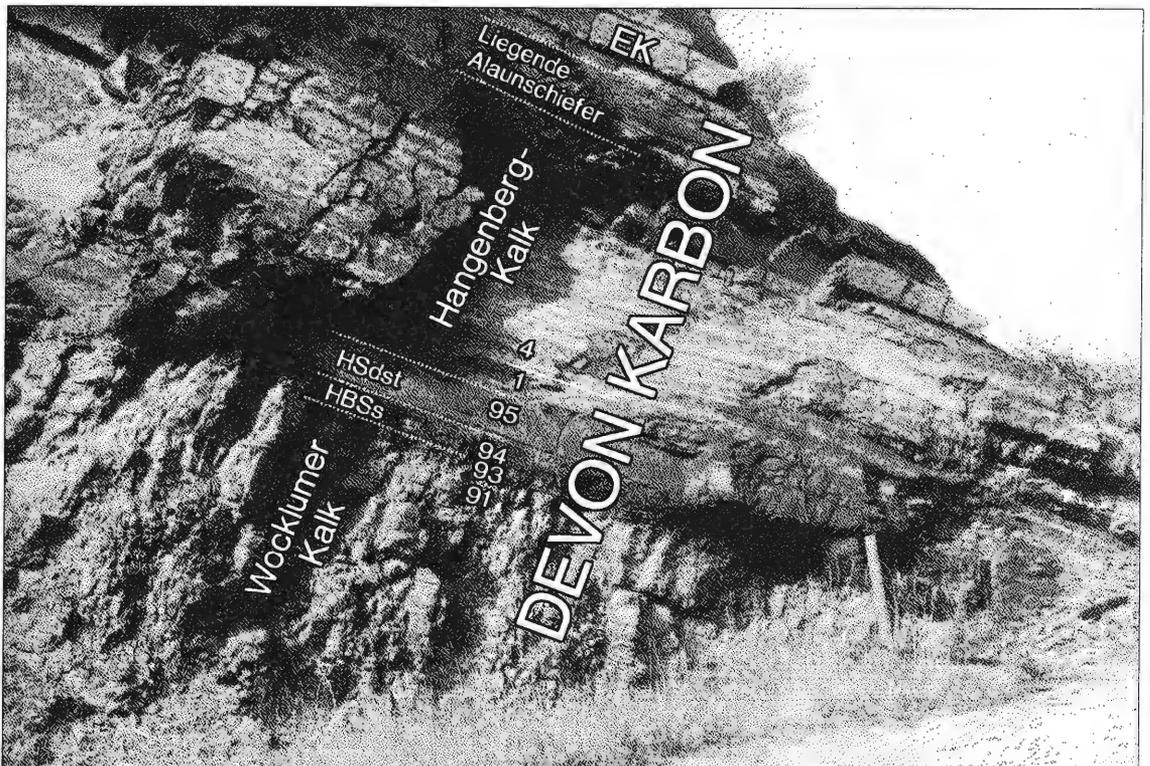


Abb. 1: Ansicht des Profils am ehemaligen Nordwest-Ausgang (Foto: Th. PITZ, Oktober 1972). EK = Erdbacher Kalk, HSdst = Hangenberg-Sandstein, HBSs = Hangenberg-Schwarzschiefer.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

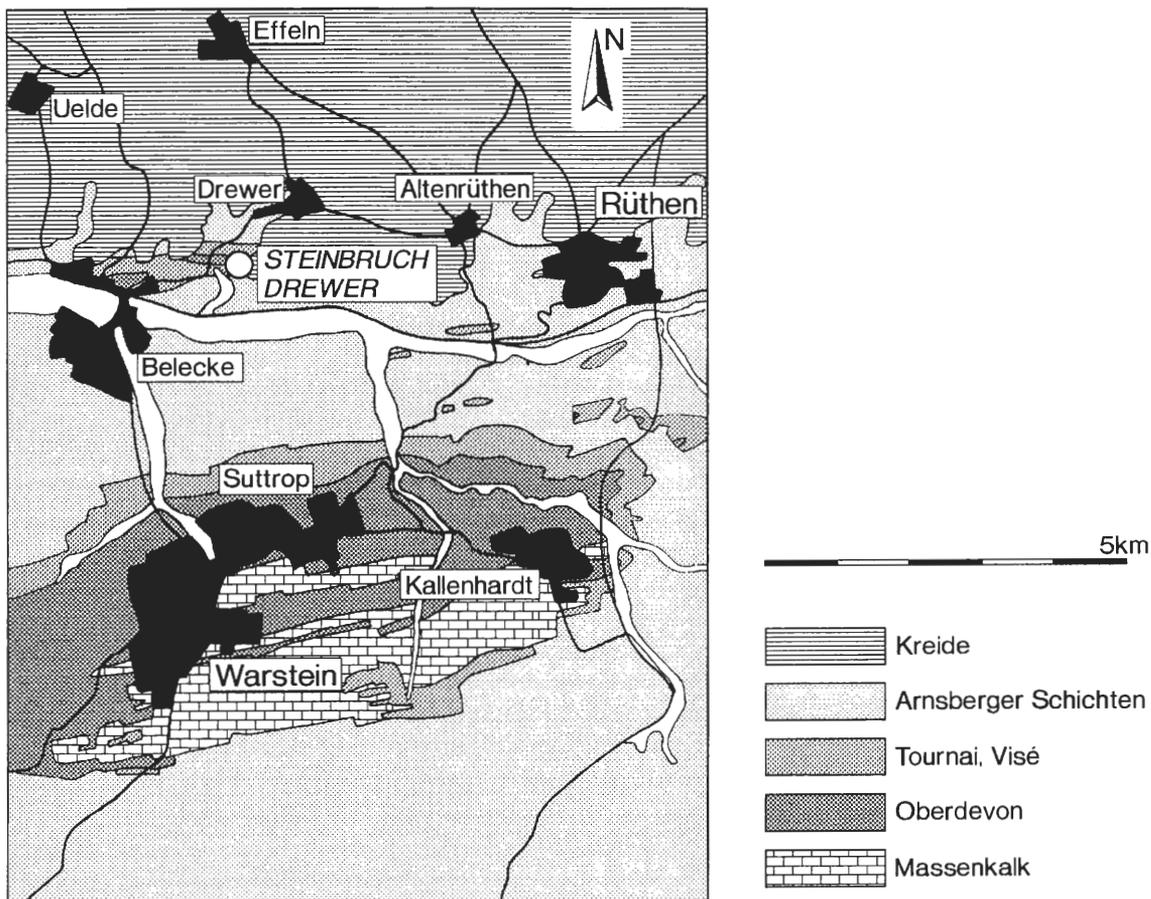


Abb. 2: Geologische Übersicht von Warsteiner Sattel und Belecker Sattel mit Lage des Steinbruchs Drewer.

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

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

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

Der Belecker Sattel besteht aus zwei Teilsätteln:

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

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

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

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

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

Bank-Nr.	Proben-Nr.	% ges.C.	% CO ₂	% C _{CO₂}	% C _{org}	% CaCO ₃
7	25190	7,30	28,23		0	64,18
6	25191	4,14	15,54		0	35,53
5	25192	3,14	11,35	3,10	0,04	25,80
4	25193	7,25	27,75		0	63,10
3a	25194	5,12	19,43		0	44,19
3	25195	6,95	27,51		0	62,56
100	25196	4,51	15,77	4,30	0,21	35,85
99	25197	7,54	29,71		0	67,56
93	25198	7,82	30,91		0	70,28

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

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

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

Eine erhöhte Inkohlung (5,5 bis 7,2% Rmax) und die relativ hohe Illitkristallinität (160 bis 250 Hbrel. bei Fraktion <2 µm) bei fehlender synkinematischer Rekristallisation der Phyllosilikate deuten im Belecker Sattel auf eine postkinematische Temperung hin (M. & R. TEICHMÜLLER & WEBER 1979). Dies spricht zusammen mit den von KOSCHINSKI (1979) gemessenen Bildungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (bis 360°) für eine zusätzlich zu der regionalen Anchimetamorphose auftretende Wärmezufuhr (CLAUSEN 1990; ? Ausläufer einer telemagmatischen Aufheizung des hypothetischen jungpaläozoischen Intrusivs von Soest-Erwitte). Zusätzlich zu den oben erwähnten Belegen sei auf die „Verkieselungsdome“ hingewiesen, die ihre Entstehung ascendenten kieselensäurehaltigen Hydrothermen verdanken. Durch die Verkieselung wurden die Primärgefüge der Sedimente bis zur Unkenntlichkeit verändert: der Grundmasscalcit des Mineralbestandes und der Calcit der Fossilschalen wurde durch SiO₂ ersetzt. Auch im weiteren Umkreis der in dieser Arbeit beschriebenen Profile WI (Westwand) und NF/G (Nordwand) treten Verkieselungen auf. Die die karbonatischen oberdevonischen Sedimente durchtränkenden Kieselensäurelösungen stauten sich hier an den unterkarbonischen Tonsteinen und Kieselchiefern. Ihrem weiteren Aufstieg wurde dadurch ein Ende gesetzt. Die bearbeiteten Profile befinden sich allerdings an beiden Wänden dort, wo sie entweder ganz oder wenigstens im Bereich der für die Untersuchung wichtigen Devon/Karbon-Grenzschichten von einer Silifizierung unbeeinträchtigt sind.

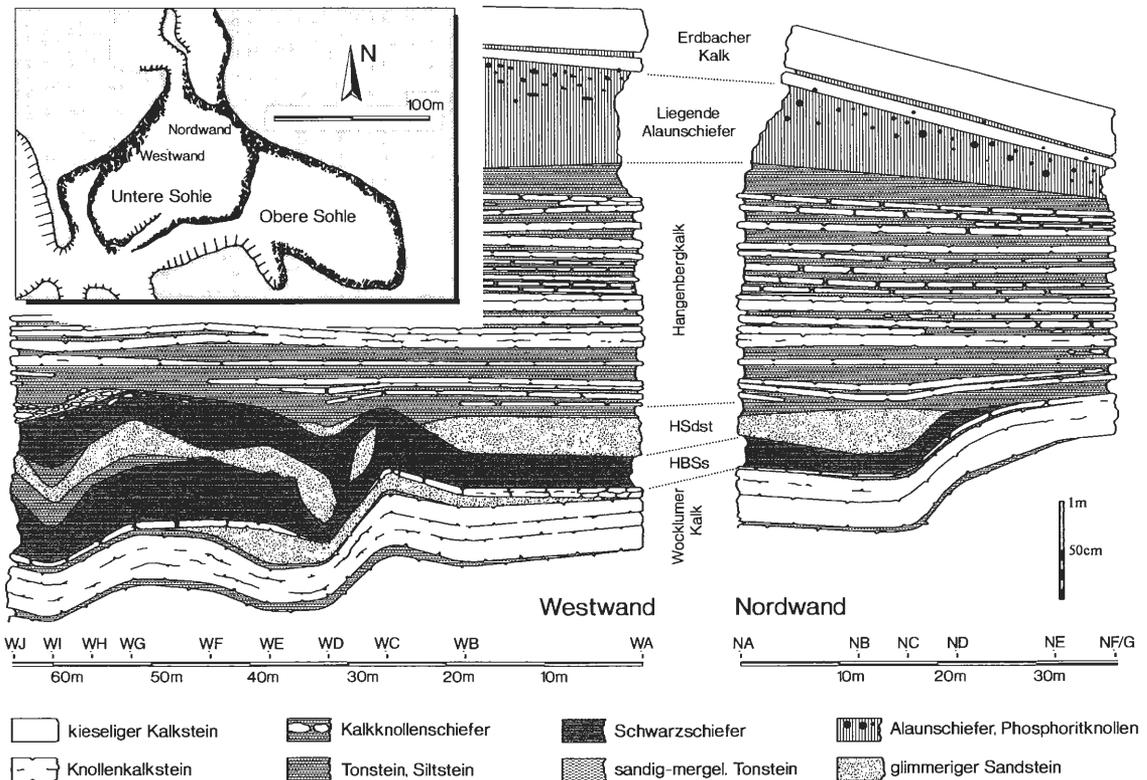


Abb. 3: Übersichtsdarstellung von West- und Nordwand im Steinbruch Dreuer auf der Basis von 16 einzeln aufgenommenen Säulenprofilen.

3. Der Aufschluß (D. KORN)

3.1. Aufschlußverhältnisse

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

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

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

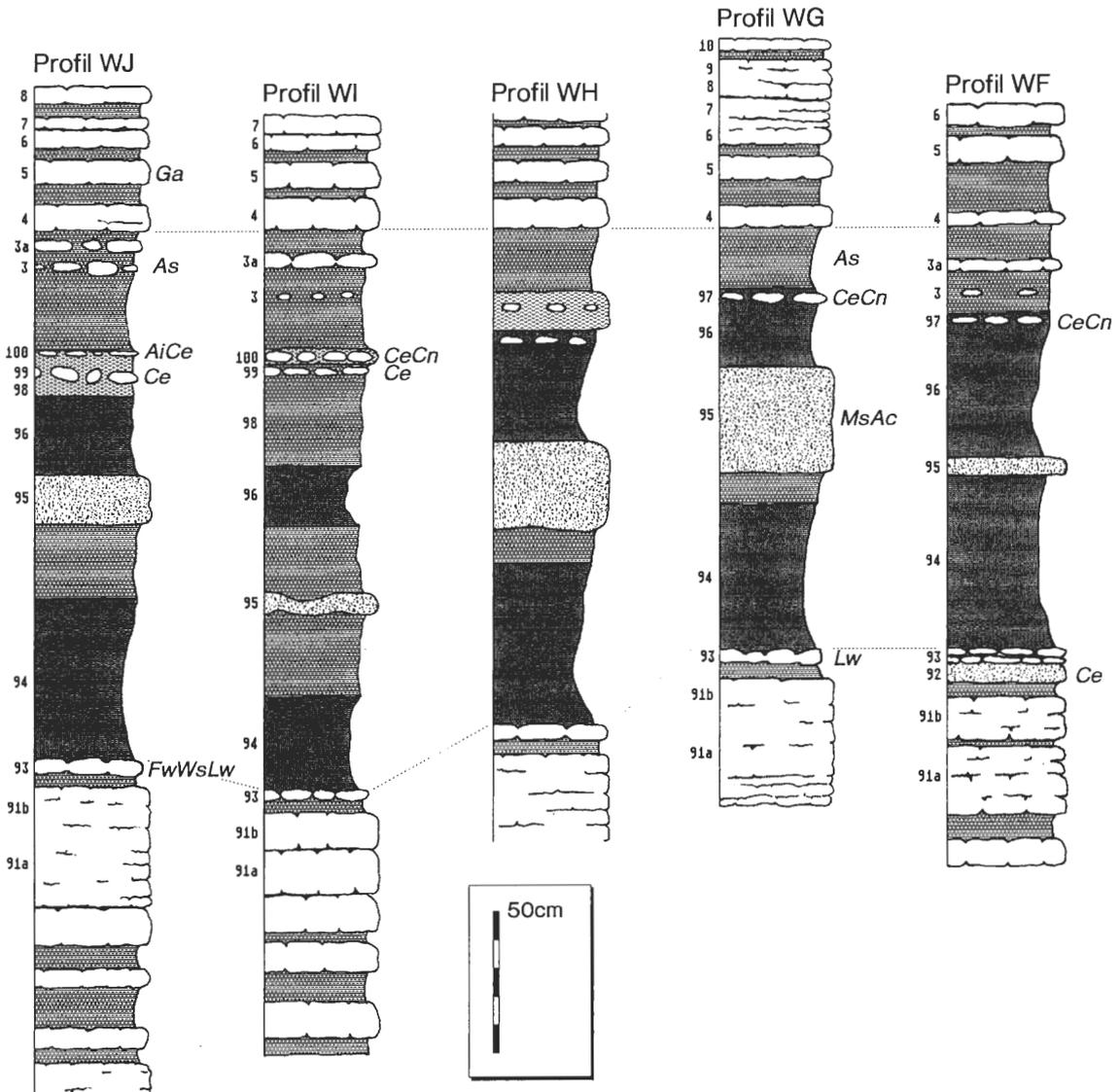


Abb. 4: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Westwand mit Angabe von Ammonoideen-Funden.

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

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

3.2. Profile

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

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

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

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

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

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

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

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

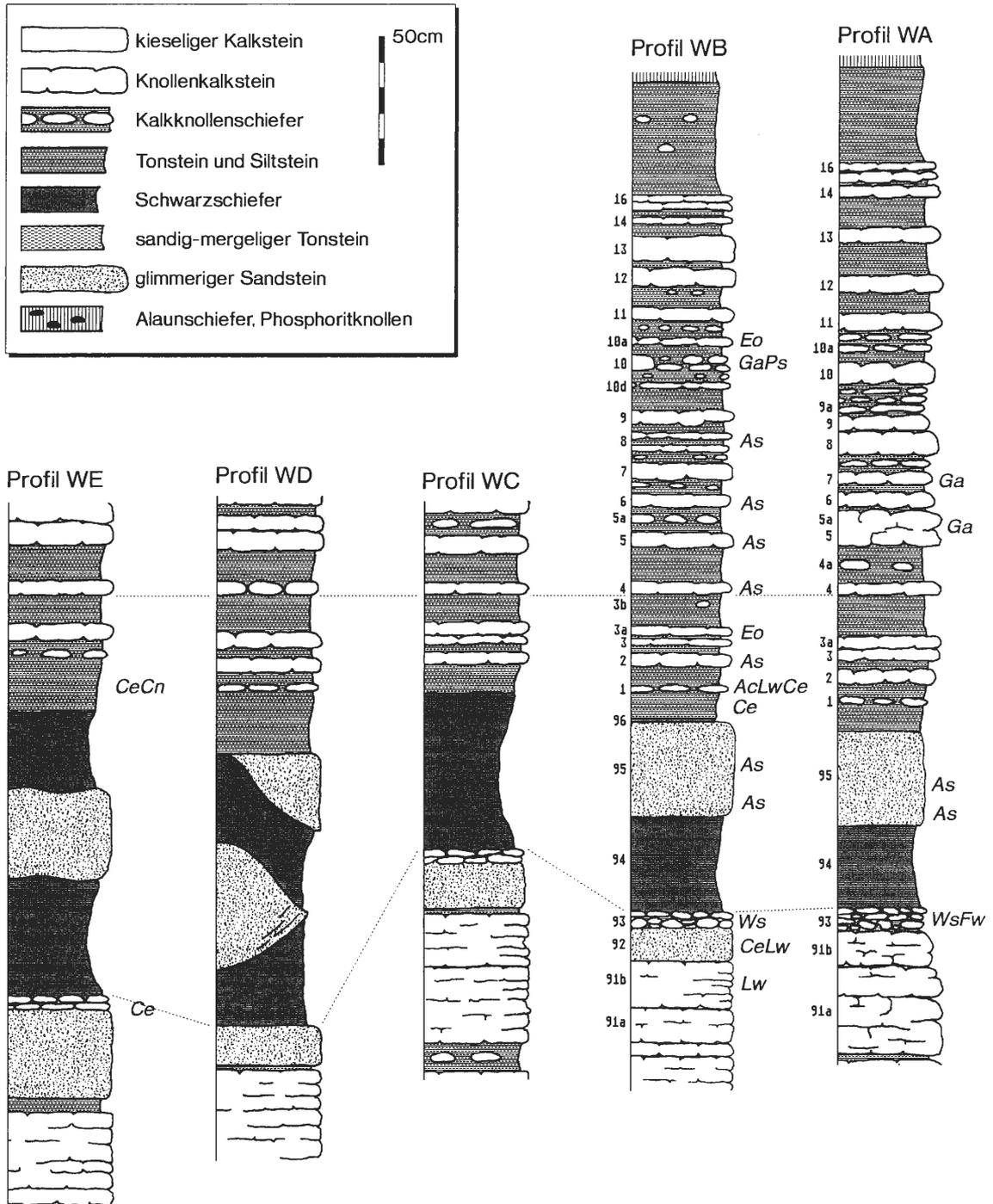


Abb. 5: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Westwand mit Angabe von ausgewählten Ammonoideen-Funden.

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

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

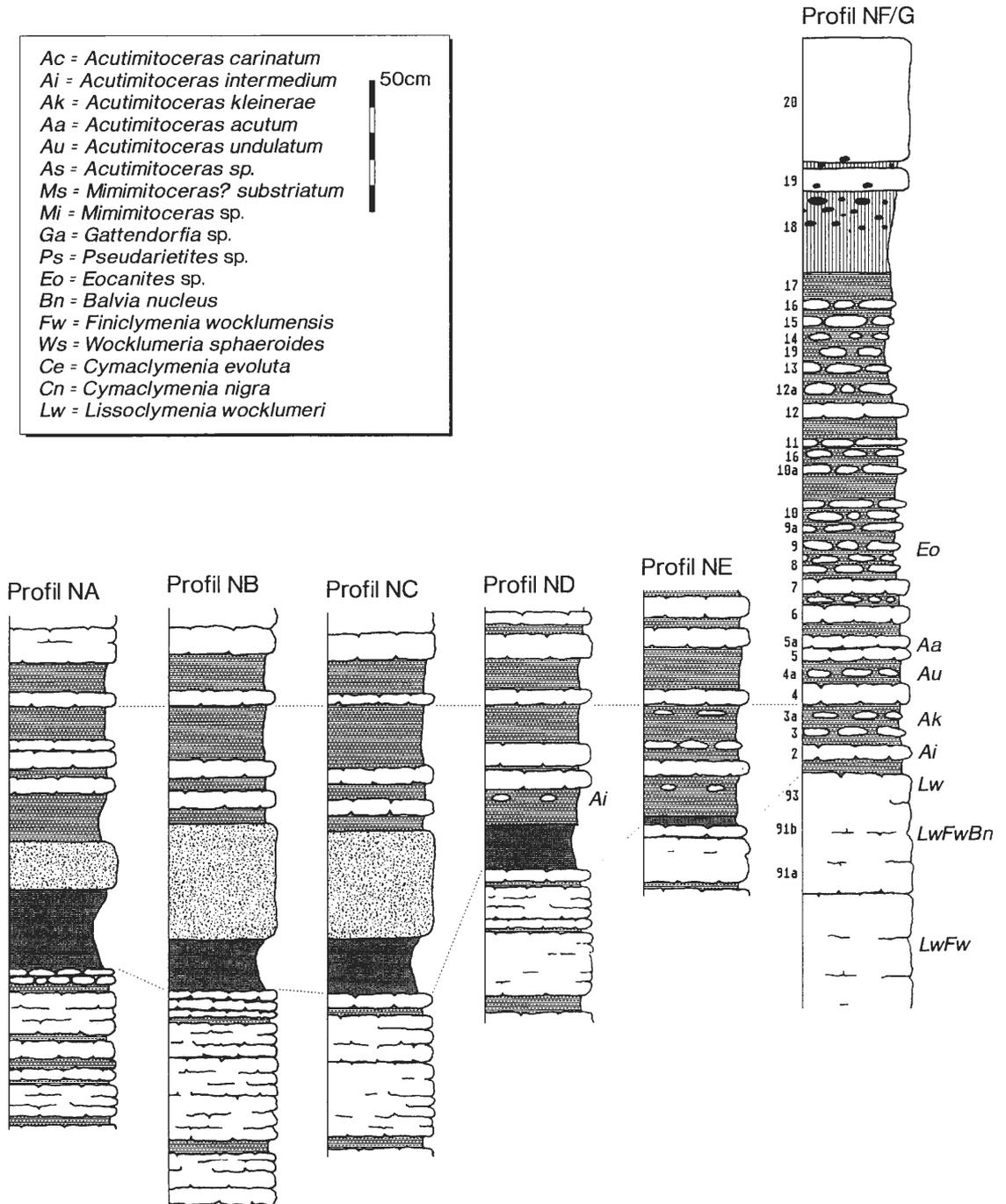


Abb. 6: Lithologie von Devon/Karbon-Profilen der Nordwand mit Angabe von Ammonoideen-Funden.

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

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

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

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

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

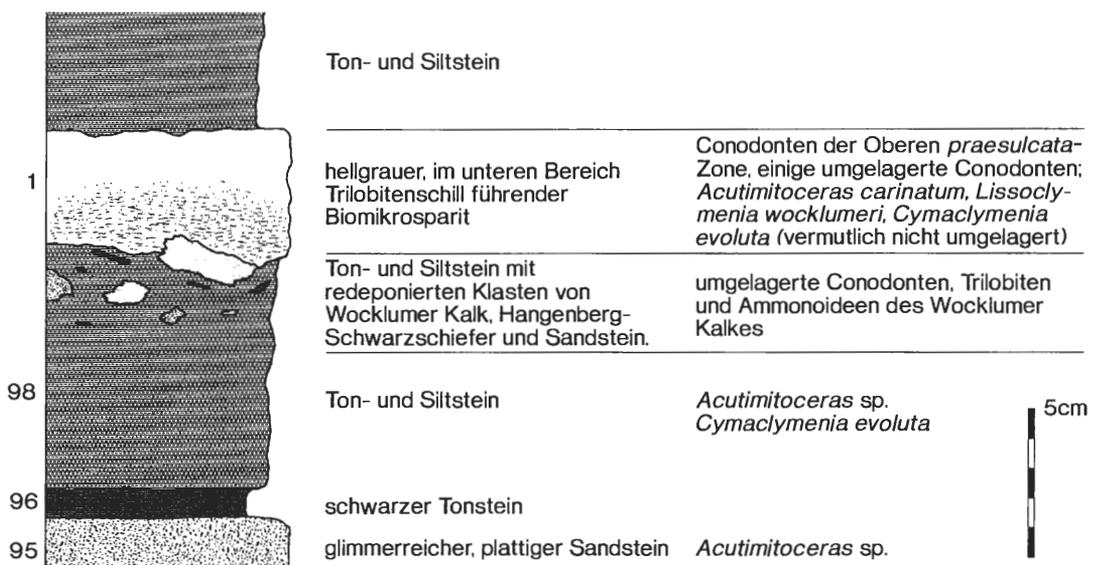


Abb. 7: Detaillierte Darstellung der Basis des Hangenberg-Kalkes im Profil WB.

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

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

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

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

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

5. Biostratigraphie

5.1. Conodonten (Z. BELKA)

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

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

A: WMfN P 17687.

Diagnose: Intraklasten führender Biomikrit bis Biomikrospartit über Siltstein.

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

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

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

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

B: WMfN P 176888.

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

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

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

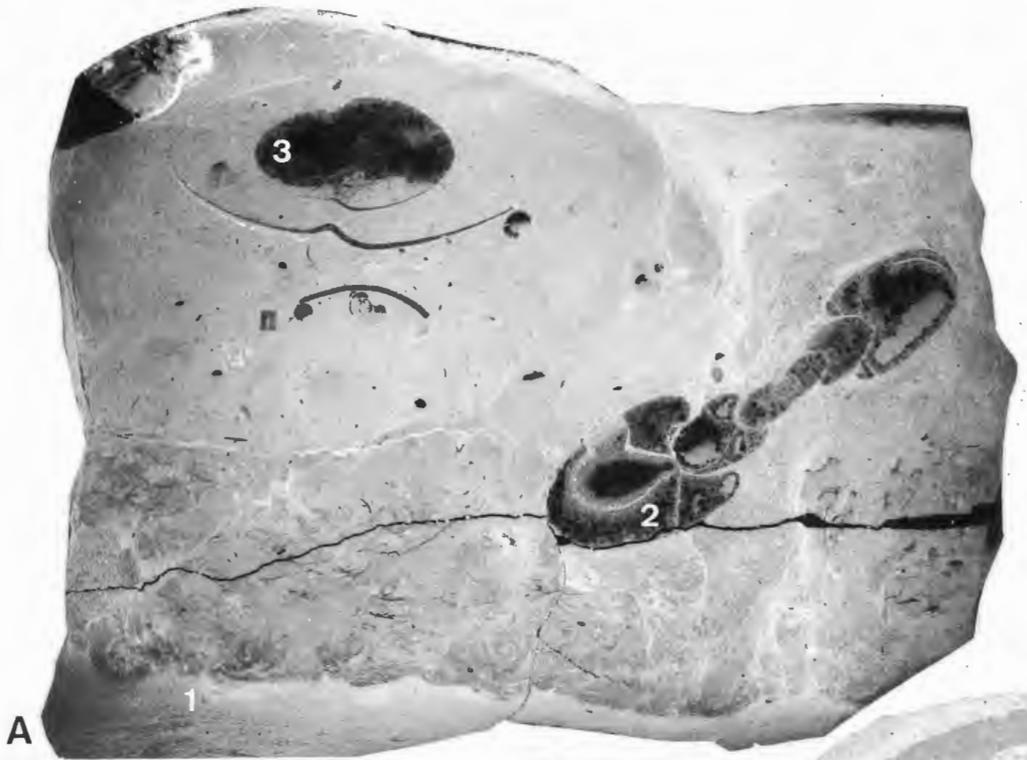
a) Schwarzschiefer-Relikte (1) mit reichlicher Schwefelkies-Führung zwischen dem Siltstein und dem Biomikrit an der Basis.

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

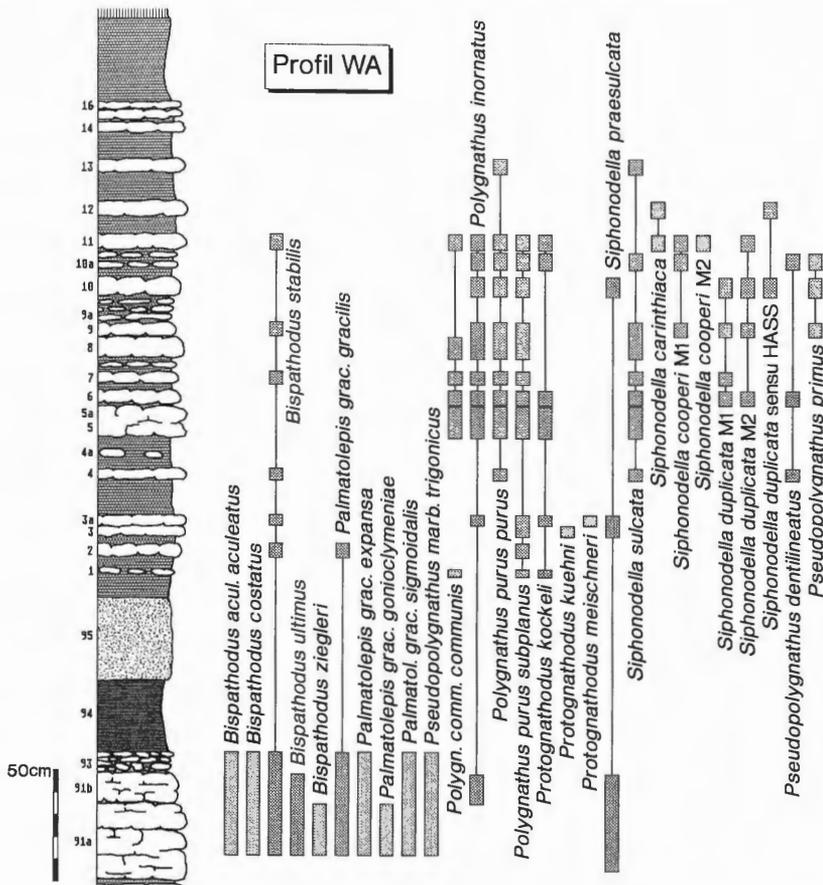


Abb. 9: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WA, aus CLAUSEN et al. (1989).

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

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

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

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

- Bispathodus stabilis*
- Polygnathus communis communis*.

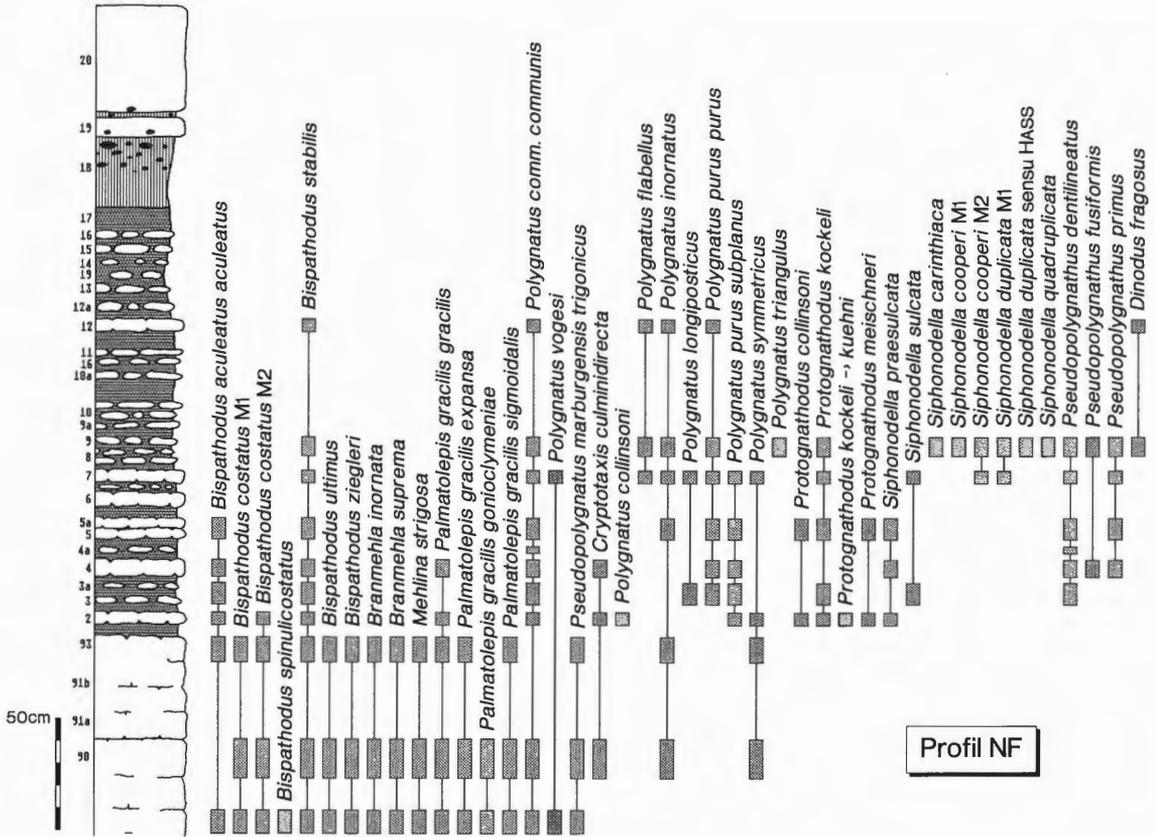


Abb. 10: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil NF, Bestimmungen von Z. BELKA.

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

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

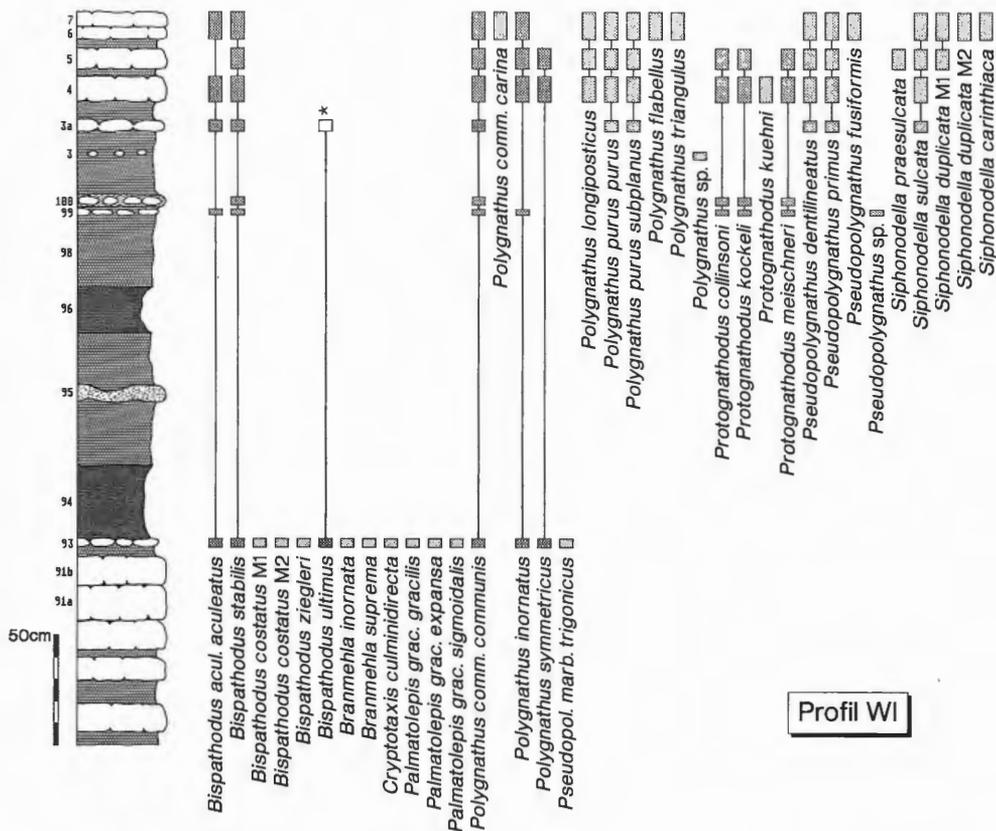


Abb. 11: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WI, Bestimmungen von K. LEUTERITZ und Z. BELKA.

5.2. Ammonoideen (D. KORN)

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

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

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

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

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

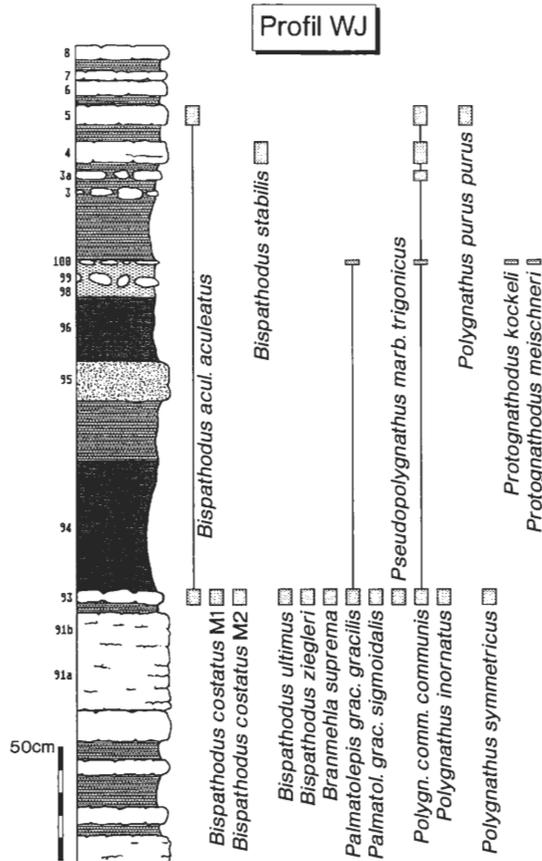


Abb. 12: Die stratigraphische Verbreitung der Conodonten im Profil WJ, Bestimmungen von Z. BELKA.

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

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

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

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

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

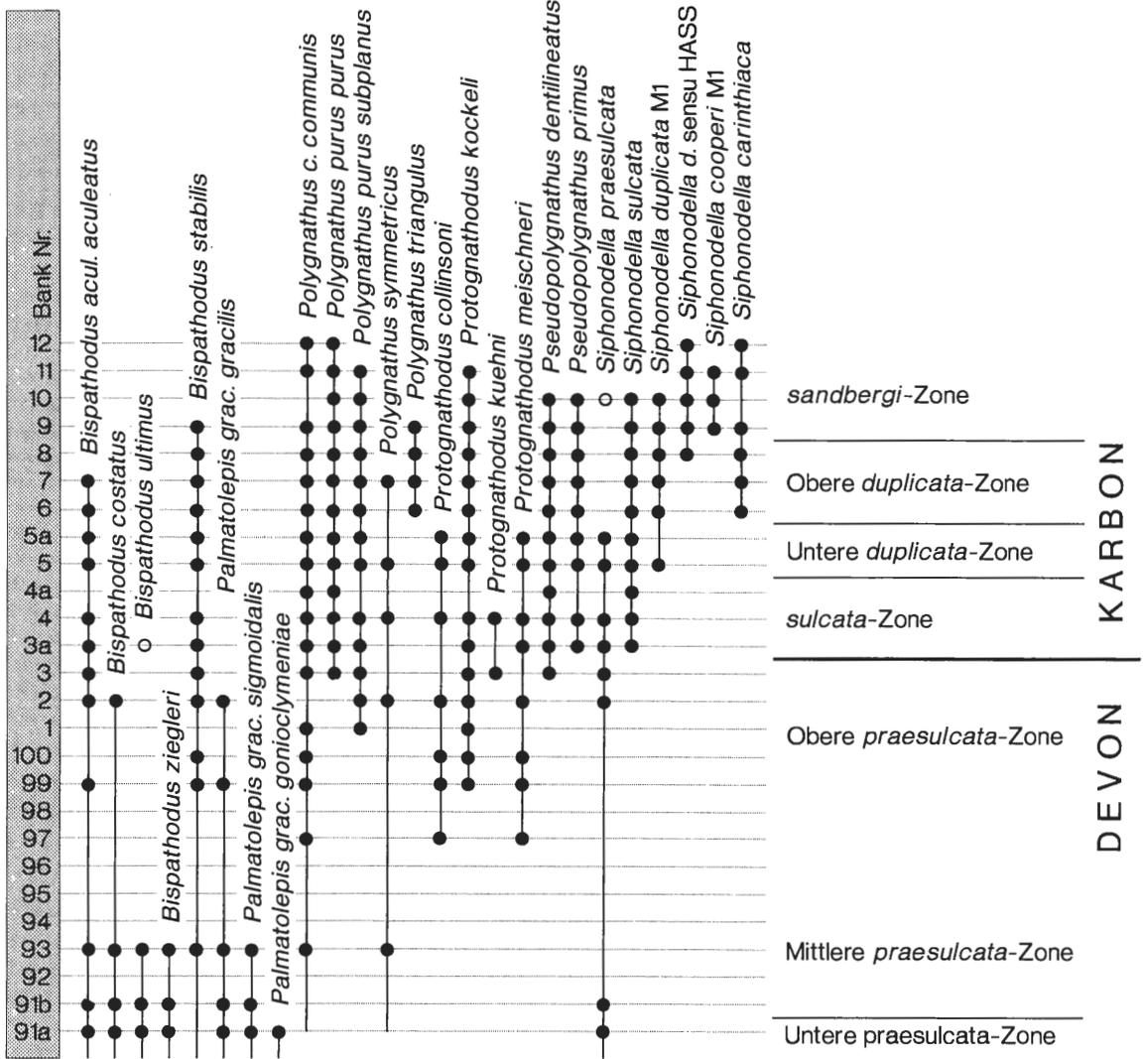


Abb. 13: Zusammenstellung aller Conodonten-Faunen der Devon/Karbon-Grenzsichten von Dreher.

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

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

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

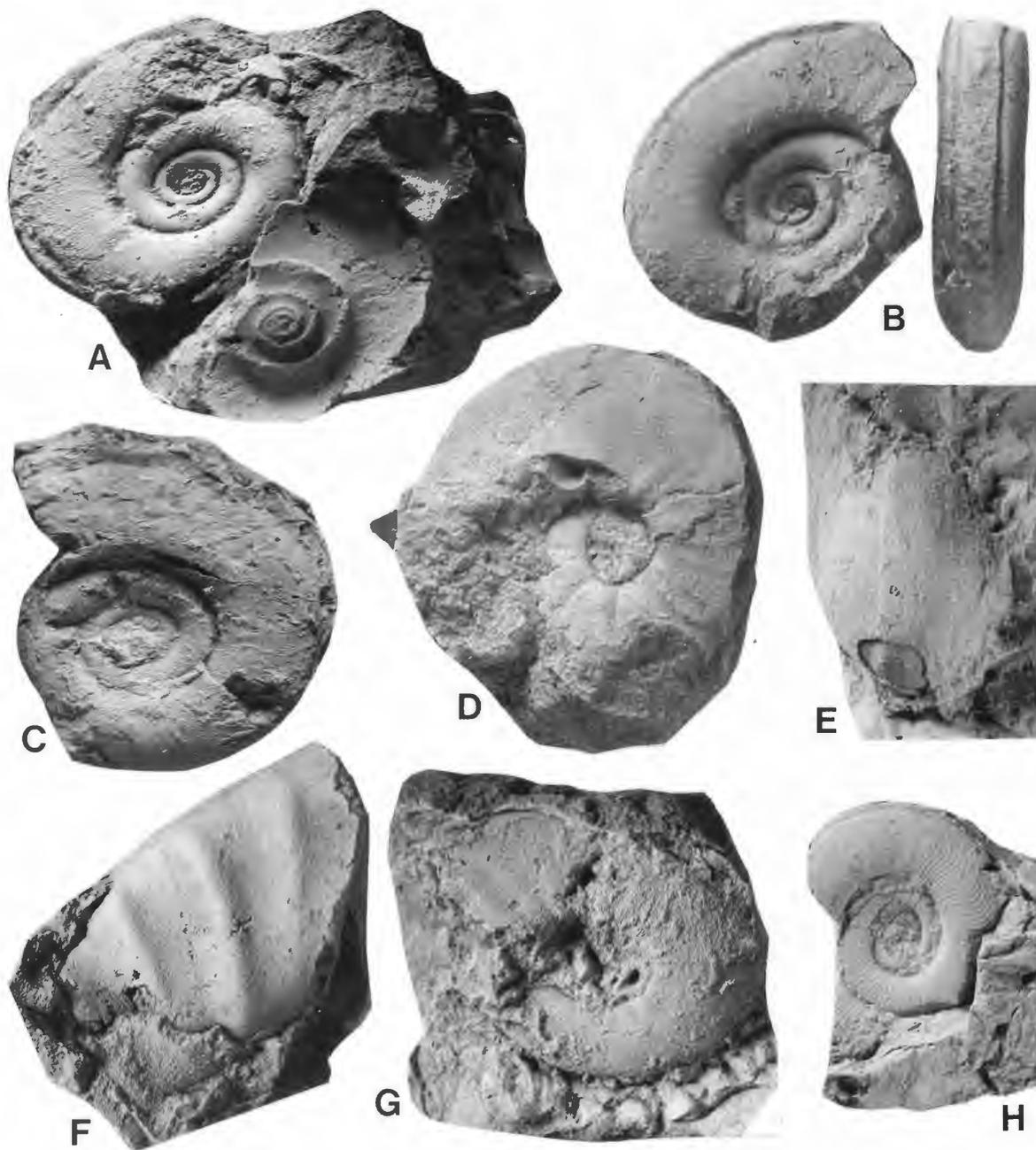


Abb. 14: Ammonoideen aus dem Wocklumer Kalk (obere *subarmata*-Zone bis untere *paradoxa*-Zone) der Probe 1/2 aus der Nordwand von Drewer. Alle coll. CLAUSEN & KORN 1979.

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

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

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

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



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

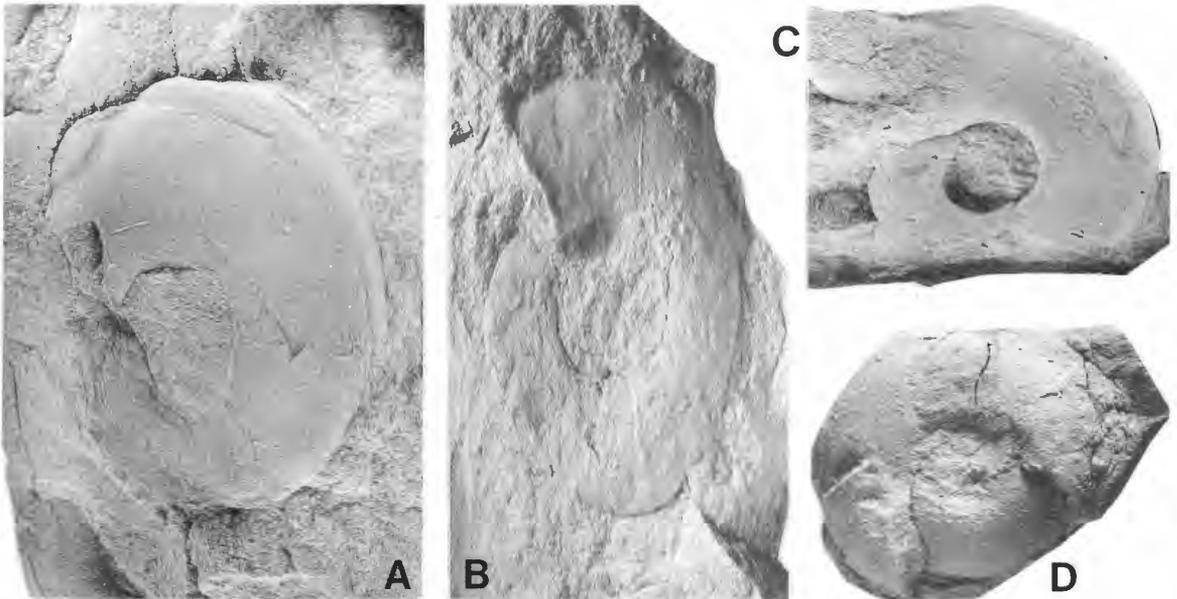


Abb. 16: Ammonoideen aus dem höchsten Oberdevon (obere *paradoxa*-Zone) von Drewer.
A: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); MBG (coll. SCHINDEWOLF), Bank unbekannt; x 1,5.
B: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); SMF 51035 (coll. KORN 1987), Profil WB, Bank 92; x 1,5.
C: *Cymaclymenia evoluta*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

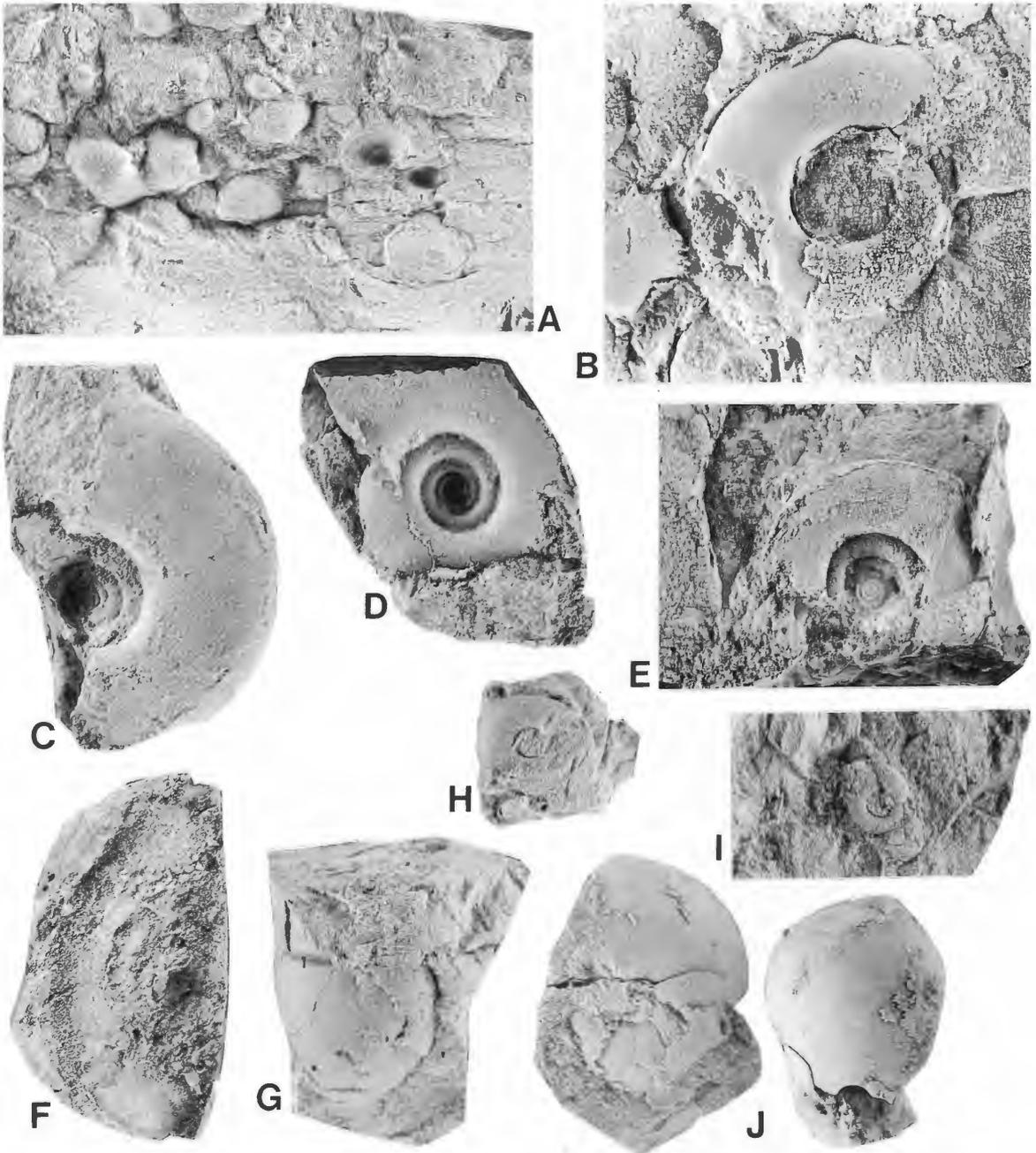


Abb. 17: Fossilien aus dem Hangenberg-Schwarzschiefer von Drewer. Alle coll. KORN 1989.

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

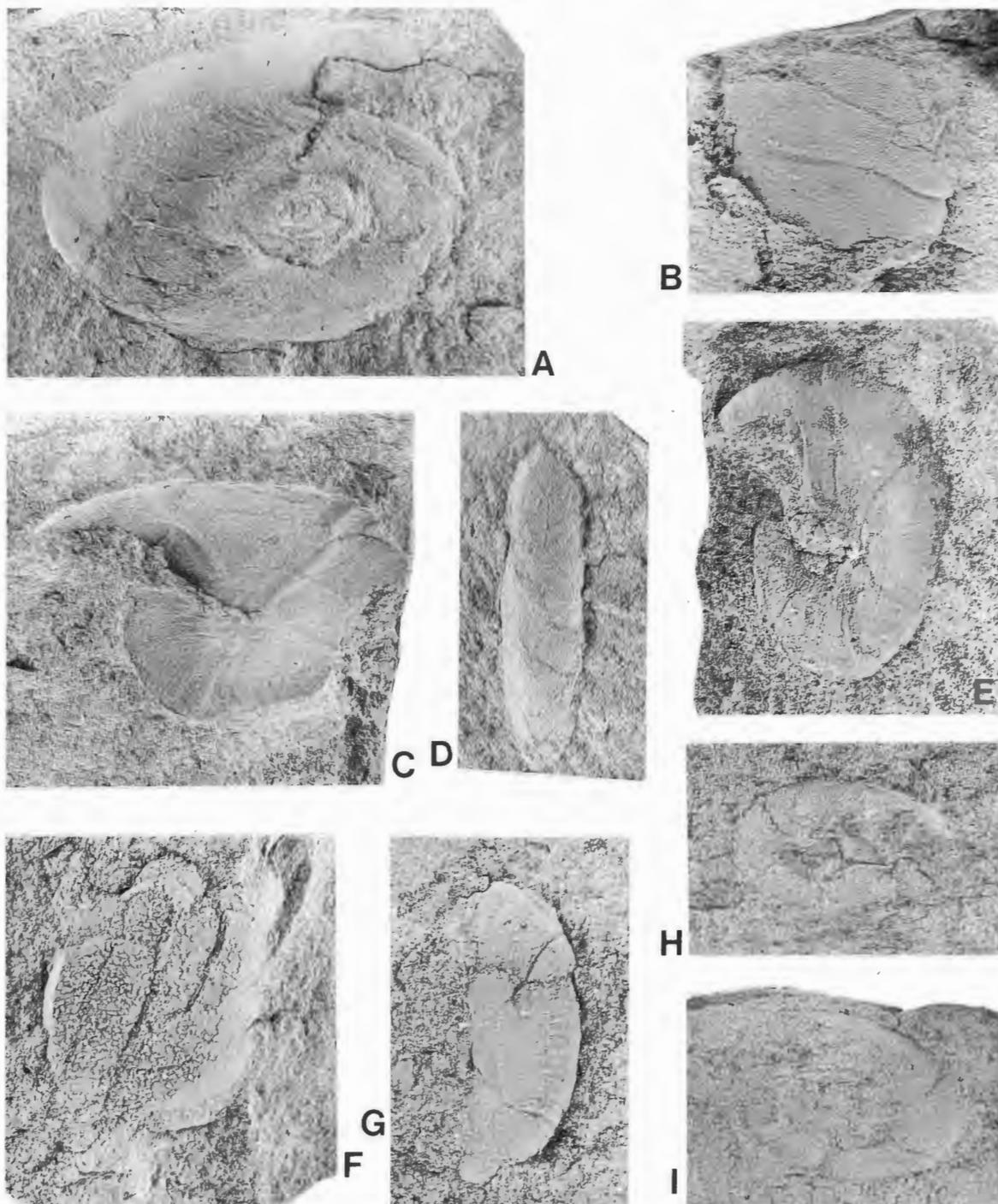


Abb. 18: Ammonoideen aus Sandsteinen an der Devon/Karbon-Grenze von Drewer. Alle coll. KORN 1988.

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

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

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

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

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

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

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

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

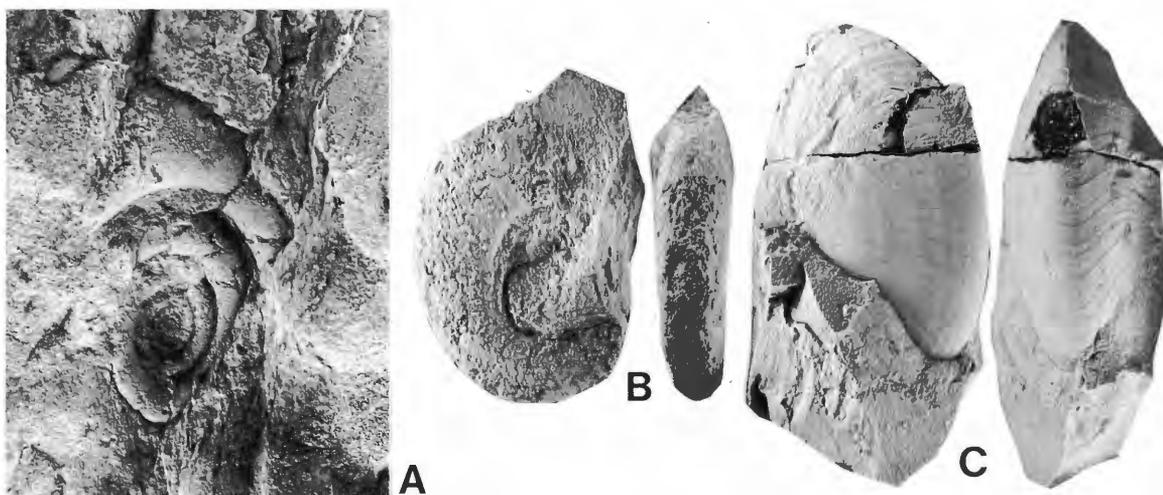


Abb. 19: Ammonoideen aus Bank 1 (*prorsum*-Zone) des Profiles WB von Drewer.

A: *Lissoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND 1914); WMfN P 17651 (coll. BARTZSCH 1992); x 1,5.

B: *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT 1924); WMfN P 17652 (coll. FEIST 1992); x 1,5.

C: *Acutimitoceras carinatum* (H. SCHMIDT 1925); WMfN P 17653 (coll. WEYER 1992); x 1,5.

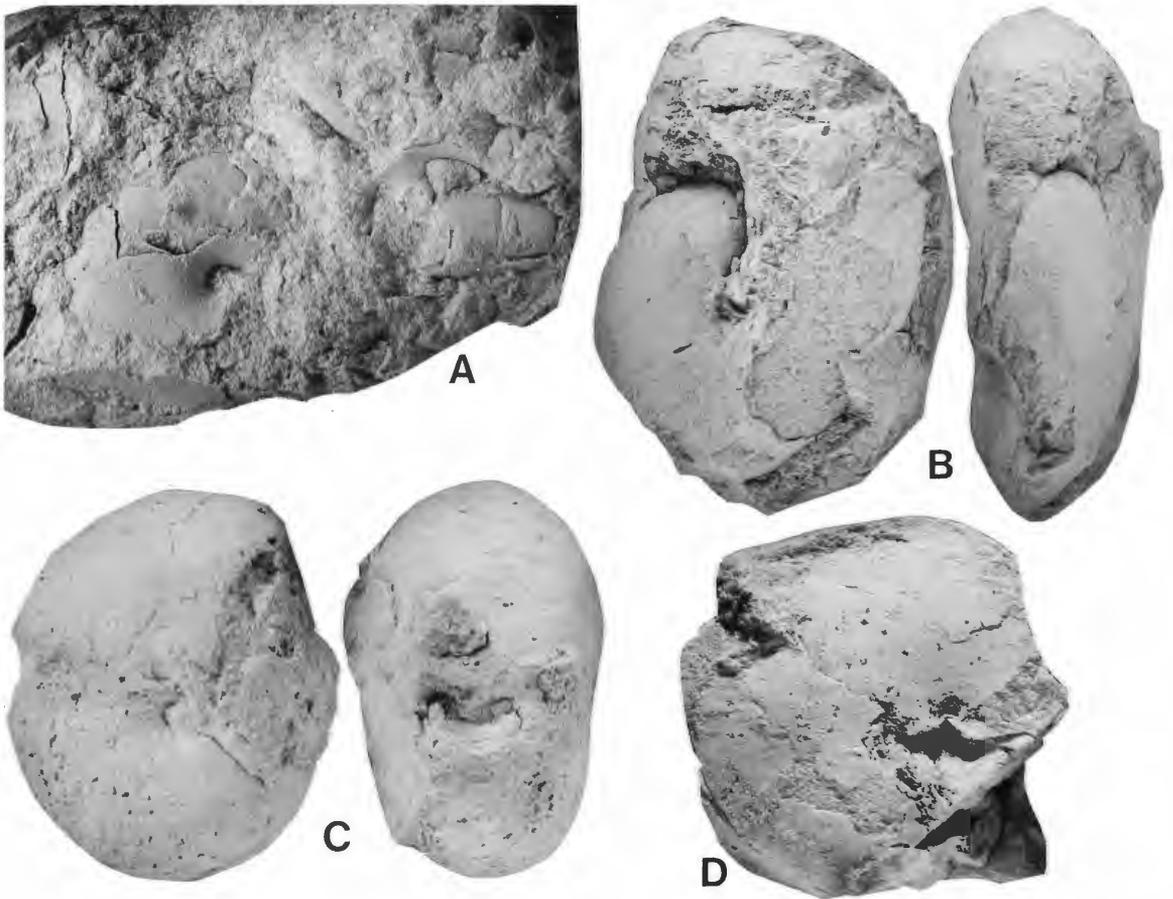


Abb. 20: Ammonoideen aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NG von Drewer. Alle coll. KORN & CLAUSEN 1989.

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

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

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

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

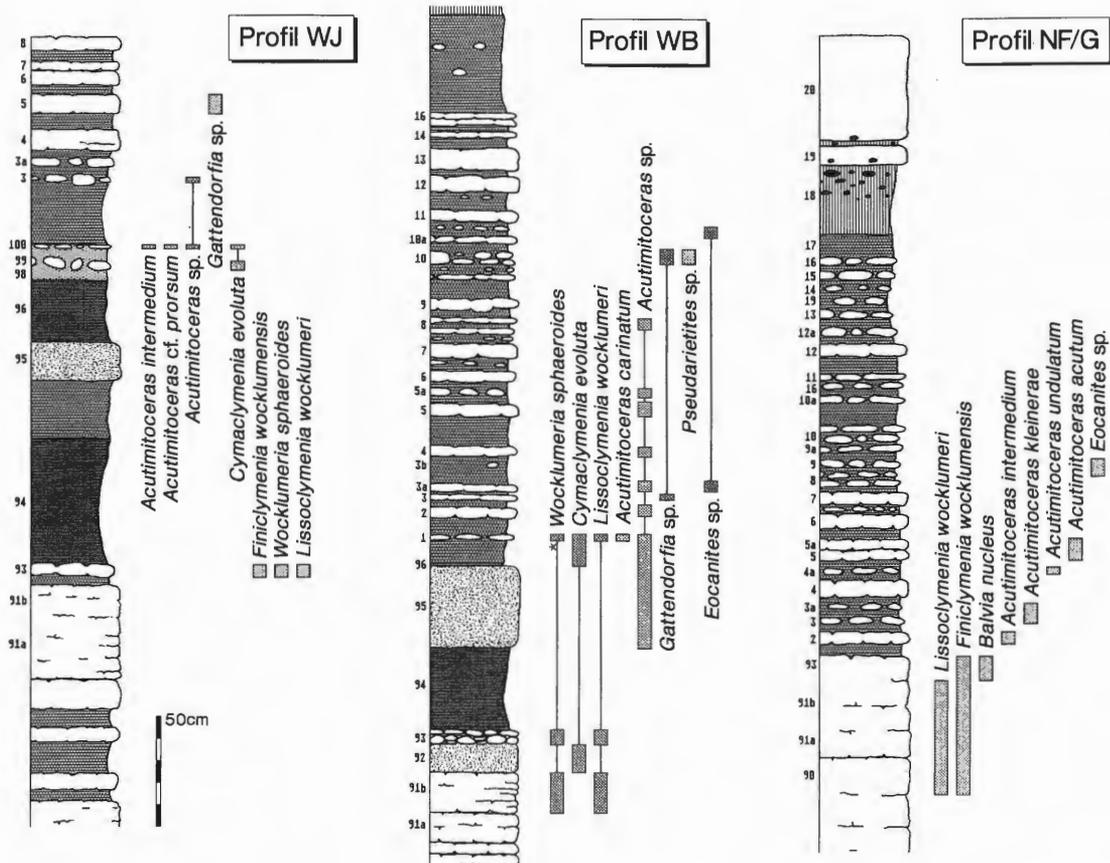


Abb. 21: Die stratigraphische Verbreitung der Ammonoideen in den Profilen WJ, WB und NF, Bestimmungen von D. KORN.

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

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

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

5.3. Trilobiten (R. FEIST)

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

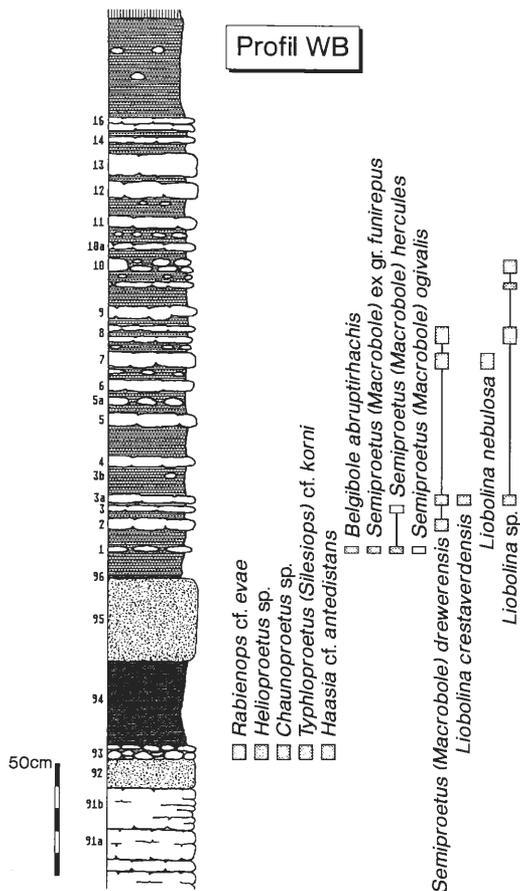


Abb. 22: Die stratigraphische Verbreitung der Trilobiten im Profil WB, Bestimmungen von R. FEIST.

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

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

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

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

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

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

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

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

6. Dank

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

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

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

7. Literatur

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

8. Anhang:

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

1. Westwand, Profil WJ

Bank 100 (Schliff 5184)

Diagnose: Quarzhaltiger fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

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

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

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

2. Westwand, Profil WI

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

Bank 93 (Schliff 5175)

Diagnose: Biomikrit mit Übergängen zu Biomikrospatit.

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

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

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

Bank 99 (Schliff 5176)

Diagnose: Fossilführender, quarzreicher Sparit.

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

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

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

Bank 100 (Schliff 5177)

Diagnose: Quarz- und glimmerreicher Mergelstein.

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

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

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

Bank 3 (Schliff 5178)

Diagnose: Eisenhydroxidhaltiger Mikrospatit.

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

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

Fossilien: Wenige Filamente und unbestimmbare Reste.

Bank 3a (Schliff 5179)

Diagnose: Quarzreicher Mikrit.

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

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

Fossilien: Filamente, Trilobitenschill.

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

Diagnose: Trilobitenschillführender Biomikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Stark eisenschüssiger blaugrauer Kalkstein mit Pseudosparitgängen.

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

Fossilien: Reichlich Trilobitenschill, Filamente, Ostracoden.

Bank 5 (Schliff 5181)

Diagnose: Fossilführender Mikrospatit.

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

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

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

Bank 6 (Schliff 5182)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrospatit.

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

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

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

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

Diagnose: Trilobitenführender Biomikrit bis Biosparrudit.

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

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

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

3. Nordwestwand, Profil WB

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

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

Diagnose: Pelletführender Biomikrosparit.

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

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

Bank 91b (Schliff 735b)

Diagnose: Biosparit.

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

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

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

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

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

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

Bank 93 (Schliff 736b)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

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

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

Bank 1 (Schliff 740a)

Diagnose: Biomikrit.

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

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

Bank 1 (Schliff 740b)

Diagnose: Biointramikrit.

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

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

Bank 1 horizontal (Schliff 740c)

Diagnose: Biomikrit.

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

krospartische Sammelkristallisation. Fossilien z.T. spätig.
Fossilien: Überaus zahlreiche Filamente in allen Schnittlagen, Crinoiden, Bryozoen (?).

Bank 2 (Schliff 739a)

Diagnose: Trilobiten- und Crinoidenschillführender Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Zweiteilung in einen tieferen, 2,8 cm mächtigen Mikrit aus Grundmassecalcit und Eisenhydroxid und einen höheren, 4 bis 5 mm mächtigen mikritischen Abschnitt mit Quarzen in Siltkorngroße, Glimmern und Schwefelkies.

Fossilien: Im tieferen Teil: Ostracoden; im höheren Teil: Trilobitenschill, Crinoiden, Ostracoden. Fossilien mit körnigem Rindenzement.

Bank 2 (Schliff 739b)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrit.

Mikroskopische Beschreibung: Im tieferen Abschnitt Mikrit mit zahlreichen Crinoidenfragmenten, von diagonal und senkrecht zur Schichtung gerichteten, mit Eisenhydroxid ausgekleideten Scherfugen durchzogen; im höheren Abschnitt eine 0,8 bis 1 cm mächtige carbonathaltige Siltsteinlage mit ca. 40 µm großen detritischen Quarzen, schichtparallelen Glimmern, Schwefelkiesaggregaten und flächigen Eisenhydroxidimprägnationen. Pellets.

Fossilien: Crinoiden, Filamente.

Bank 3 (Schliff 738)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Mikrospartit.

Mikroskopische Beschreibung: Heller Mikrit mit Filamenten, Calcisphaeren, Crinoiden und nur schemenhaft auftretenden Ostracoden; dunkler Mikrit, von vielen kleinen Schwefelkieskörnern durchstäubt, die z.T. in Brauneisen umgewandelt sind. Mikrospartische Sammelkristallisation.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Calcisphaeren.

Bank 3a (Schliff 737)

Diagnose: Fossilführender, eisenhydroxidhaltiger Mikrit bis Mikrospartit.

Mikroskopische Beschreibung: In die mikritische bis mikrospartische Matrix sind sporadisch Quarz und Glimmer eingestreut. Die Matrix ist von einem dichten Eisenhydroxidfilz imprägniert. Reichlich Pyrit; die größeren Kristalle und Aggregate sind von Brauneisenhöfen umgeben. Das Sediment ist von zahlreichen, in feinste Fiedern aufgabenden Trennflächen durchzogen.

Fossilien: Crinoidenrelikte, Ostracoden.

4. Nordostwand, Profil NG

12 Dünnschliffe: 5163, 5164, 5165, 5166, 5167, 5168, 5169, 5170, 5171, 5172, 5173, 5174

Wocklumer Kalk 80 cm unter Top (Schliff 5163)

Diagnose: Biomikrit.

Makroskopische Beschreibung: Stark verwitterter gelbbrauner Kalkstein. Braunfärbung verstärkt von Fugen und Rissen ausgehend. Pyrit z.T. idiomorph, z.T. in unregelmäßigen Aggregaten.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische, etwas quarzführende, stark mit Eisenhydroxid verfilzte Matrix.

Fossilien: Brachiopoden-Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Querschnitte, Ostracoden (mit geopetalem Gefüge).

Wocklumer Kalk 50 cm unter Top, Bank 90 (Schliff 5164)

Diagnose: Trilobitenschillführender Biospartit bis Biomikrospartit.

Makroskopische Beschreibung: Knollenkalkstein mit einer stark durch Eisenhydroxid imprägnierten Tonmatrix in den Fugen zwischen den Kalkknollen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit angularen Quarzen bis 50 µm Größe. Mikrospartische Sammelkristallisation. Stromatactis-Gefüge. Etwas Wühlspuren, Geopetales Gefüge.

Fossilien: Ostracoden, reichlich Trilobitenschill, Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Reste, Fragmente orthoconer Gehäuse.

Wocklumer Kalk 10 cm unter Top, Bank 91b (Schliff 5165)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrospartit.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit detritischen Quarzen in Siltkorngroße. Sammelkristallisation. Eisenhydroxidische Imprägnierung sowie krustenförmige Brauneisenanlagerungen an den Filamenten. Viele Fossilreste treten im Eisenhydroxidfilz nur schemenhaft auf.

Fossilien: Filamente, ss-parallel in „Gewölbt-unten-Position“ eingeregelt; Ostracoden (mit geopetalem Gefüge); Trilobitenschill, Crinoiden, Initialgehäuse von Cephalopoden.

Top des Wocklumer Kalkes, Bank 93 (Schliff 5166; Taf. 1 Fig. 5)

Diagnose: Biomikrit sowie fossilführender Mikrit bis Mikrospartit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterte Abfolge geringmächtiger Knollenkalkbänke und zwischengelagerter Tonsteinlagen, von einem Pseudosparitgang durchsetzt.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit dichtem Eisenhydroxidfilz und eingestreuten angularen bis subangularen Quarzen von 30 bis 40 µm Größe. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Trennfugen. Geopetales Gefüge.

Fossilien: Filamente, Ostracoden, Calcisphaeren, Crinoiden, Cephalopoden-Fragmente.

Bank 2 (Schliff 5167; Taf. 1 Fig. 7)

Diagnose: Crinoidenführender Biomikrudit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbrauner knolliger Kalkstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische, völlig mit Eisenhydroxid verfilzte Grundmasse. Einlagerung detritischer, ca 30 µm großer Quarze. Geopetales Gefüge. Reichlich Fossilschill, vor allem Filamente, statistisch eingeregelt. Ansammlung von etwas Fossilschill in den Hohlräumen größerer Schalenrelikte. 0,7 bis 1 mm große Crinoidenfragmente.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Cephalopoden-Reste.

Bank 3 (Schliff 5168)

Diagnose: Mikrit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugraue, gelbbraun verwitterte Kalkknollen in einer gelbbraunen bis ockerigen Kalkmergelmatrix. Die Kalkknollen sind von mit Eisenhydroxid ausgekleideten Scherrissen durchzogen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit, bestehend aus Grundmassecalcit, Tonmineralen und einem dichten Eisenhydroxidfilz mit zahlreichen 40 bis 50 µm großen angularen bis subangularen Quarzen und länglichen Glimmermineralen. Mikrosparitische Sammelkristallisation.

Bank 4 (Schliff 5169)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrit.

Makroskopische Beschreibung: Verwitterter, mit Eisenhydroxid imprägnierter, gelbbrauner Kalkstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit, bestehend aus Grundmassecalcit, sporadischen Quarzen, Tonmineralen und zahlreichen Goethitaggregaten von <10 bis 40 µm Größe. Sammelkristallisation (Pflastergefüge). Pseudosparitgang.

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Ostracoden, Trilobitenschill.

Bank 4a (Schliff 5170)

Diagnose: Crinoidenhaltiger Biomikrudit bis Biosparrudit.

Makroskopische Beschreibung: Überaus fossilreiche, in Kalkmergel eingelagerte, Pyritkristalle enthaltende und von Eisenhydroxid imprägnierte Kalksteinlinse.

Mikroskopische Beschreibung: In eine zahlreiche Goethitaggregate enthaltende Grundmasse aus Mikrit und Mikrosparit sind große Sparitflecken eingelagert. Pseudosparitgang. Mit Eisenhydroxid ausgekleidete Scherrisse.

Fossilien: Filamente, Crinoiden (groß und zahlreich), Cephalopodenreste.

Bank 5 (Schliff 5171; Taf. 1 Fig. 6)

Diagnose: Biomikrudit bis Biosparrudit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterter Kalkstein mit reichlich Fossilschill.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische bis mikrosparitische Grundmasse, stark von Eisenhydroxidpigmenten durchsetzt. Fossile Wasserwaagen (Geopetales Gefüge). Diskontinuitätsflächen (Hartgründe).

Fossilien: Filamente, Crinoiden, Trilobiten-Schill, Initialgehäuse convoluter Cephalopoden, orthocone Cephalopoden.

Bank 7 (Schliff 5172)

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparit.

Makroskopische Beschreibung: Gelbbraun verwitterter Kalkstein, von den Rändern her kräftig mit Eisenhydroxid imprägniert, von Trennflächen durchzogen. Großer Pseudosparitgang.

Mikroskopische Beschreibung: Mikritische Matrix mit angularen 10 bis 20 µm großen Quarzen und zahlreichen 10 bis 30 µm großen Goethit-Aggregaten. Zwischen einzelnen Komponenten befinden sich Orthosparitfüllungen.

Fossilien: Filamente, Trilobitenschill, Crinoiden.

Bank 9 (Schliff 5173)

Diagnose: Quarzführender fossilhaltiger Mikrit.

Makroskopische Beschreibung: In eine Mergelsteinmatrix eingebettete Kalksteinknollen.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit Grundmassecalcit, z.T. mit durch Sammelkristallisation zustandekommenen größeren Calcitflecken >20 bis 30 µm, ferner mit sehr viel Quarz von 30 bis 50 µm Größe und Goethitaggregaten. Von mehreren mit Eisenhydroxid bekleideten Trennflächen durchzogen.

Fossilien: Fossilumrisse nur schemenhaft, vor allem Filamente, vereinzelt Ostracoden, Pellets bis zu 140 µm Durchmesser und Crinoidenfragmente.

Bank 12 (Schliff 5174)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Mikrospatit.

Makroskopische Beschreibung: Blaugrauer, gelbbraun verwitterter Knollenkalkstein, eingelagert in Mergelstein.

Mikroskopische Beschreibung: Mikrit mit 50 µm großen Quarzen und zahlreichen <10 µm großen Goethitaggregate, von mit Eisenhydroxid imprägnierten Scherzonen durchzogen.

Fossilien: Brachiopoden- und Trilobitenreste, Crinoiden, Cephalopodenfragmente, Ostracoden.

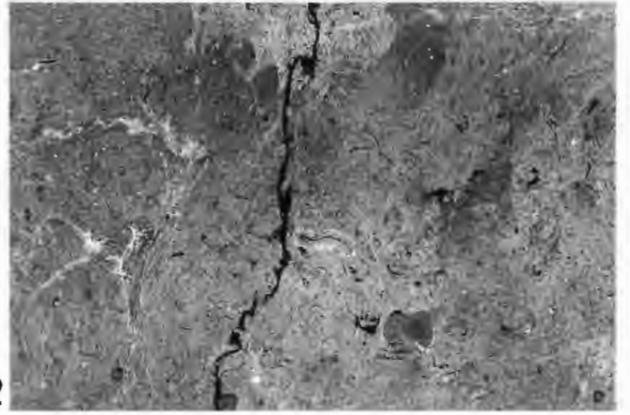
Tafel 1

Carbonat-Mikrofazies der Profile WI, WB und NF/G, Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3 [ausführliche Beschreibung der abgebildeten Schliffe im Anhang (Kap. 8.2. bis 8.4.)].

- Fig. 1:** Profil WI, Hangenberg-Kalk, Bank 7, GLA NW De 734 (Schliff 5183): Pyrit- und eisenhydroxidhaltiger Biomikrit bis Biosparrudit mit Trilobitenschill (reichlich), Crinoidenresten und Cephalopodenfragmenten.
- Fig. 2:** Profil WI, Hangenberg-Kalk, Bank 4, GLA NW De 735 (Schliff 5180): Eisenhydroxidhaltiger und pyritführender Biomikrosparrudit mit Trilobitenquerschnitten, Filamenten und Ostracoden. In Schliffmitte ein Pseudosparritgang mit feinwelligem Verlauf.
- Fig. 3:** Profil WB, Wocklumer Kalk, Bank 93, BGR Ma 12316 (Schliff 736a): Biomokrit mit fleckenweise mikrosparitischer Sammelkristallisation. Mikritgefüllte Fossilquerschnitte mit Sparithauben (geopetales Gefüge). Ostracoden, Crinoiden, orthocone Cephalopoden.
- Fig. 4:** Profil WB, Wocklumer Kalk, Bank 91b, BGR Ma 12317 (Schliff 735a: Querschnitt von *Wocklumeria sphaeroides*. Windungshohlräume ausgefüllt mit Mikrosparrudit, welcher von durch Eisenhydroxid eingefärbte Drucksuturen (Mikrostylolithen) durchzogen wird. Zahlreiche Kleinstfossilien in den Windungshohlräumen eingeschlossen.
- Fig. 5:** Profil NF/G, Top des Wocklumer Kalkes, Bank 93, GLA NW De 736 (Schliff 5166): Mikrit bis Mikrosparrudit mit Eisenhydroxid entlang von Trennfugen und in Form von Aggregaten. Mikrosparitische Sammelkristallisation. Filamente, Ostracoden, Echinodermen.
- Fig. 6:** Profil NF/G, Hangenberg-Kalk, Bank 5, GLA NW De 737 (Schliff 5171): Biomikrudit bis Biosparrudit mit überaus zahlreichen Filamenten, Crinoiden, Trilobiten und Initialgehäusen convoluter Cephalopoden. Fossile Wasserwaagen. Es handelt sich insgesamt um eine Einschwemmungslage ohne erkennbare Einregelung.
- Fig. 7:** Profil NF/G, Hangenberg-Kalk, Bank 2, GLA NW De 738 (Schliff 5167): Mikritische eisenhydroxidhaltige Grundmasse mit Filamenten und großen Crinoidenfragmenten. Keine erkennbare Einregelung. Fossile Wasserwaagen.



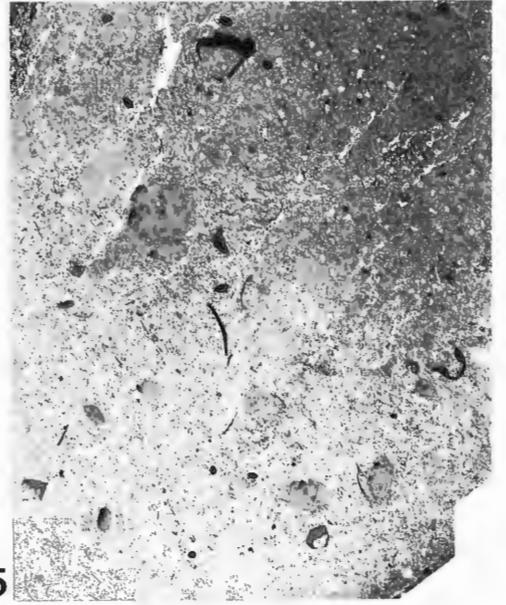
1



2



3

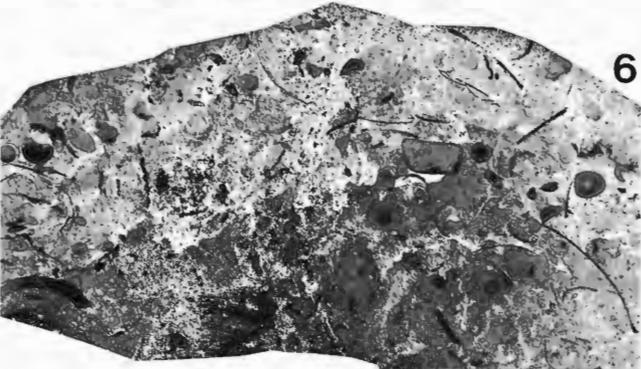


5



4

7



6



Tafel 2

Carbonat-Mikrofazies der Basis des Hangenberg-Kalkes im Profil WB, Dünnschliff-Negative, Vergrößerung stets x 3.

Fig. 1: Dünnschliff von Bank 1, WMfN P 17685.

Diagnose: Biomikrosparit (bereichsweise Biomikrit) über Intramikrosparit.

Beschreibung: Der Schliff zeigt einen zweigliedrigen Aufbau:

Der Intramikrosparit an der Basis stellt eine 1 bis 11 mm mächtige, lithoklastenführende, eisenhydroxidhaltige Lage aus Grundmassecalcit, Glimmern und vereinzelt Quarzen dar. Mehrere längliche, mit 60 bis 80 µm breiten dunklen, stark schwefelkiesführenden peripheren Hüllen versehene Lithoklasten sind eingelagert. Der größte dieser Art von Klasten ist 1 mm breit und 7 mm lang. Ganz an der Basis liegt ein 7 x 20 mm großer, eckiger Intraklast (vermutlich des Wocklumer Kalkes), der sich in die unterlagernde Siltsteinlage eindrückt. Er unterscheidet sich durch die erheblich dunklere Färbung vom überlagernden Biomikrosparit und ist von zahlreichen schichtparallelen, sich örtlich verästelnden, gezackt verlaufenden, durch Schwefelkies bzw. Eisenhydroxid besonders markierten Trennflächen durchdrungen. An ihnen hat ein geringfügiger Sedimentversatz stattgefunden.

Fossilien: Crinoiden- und Cephalopodenrelikte.

Mit scharfem Übergang folgt darüber ein 3,9 cm mächtiger, von Schwefelkieskörnern durchsetzter Biomikrosparit (=Trilobitenschill führender Horizont) mit überaus zahlreichen, weitgehend schichtparallel angeordneten, bogenförmigen Filamenten. Die Filamente sind teils nach oben, teils nach unten gewölbt und liegen zum Teil dachziegelförmig übereinander, zum Teil auch greifen sie schüsselförmig ineinander. Einige Filamente sind diagonal bis senkrecht zur Schichtebene angeordnet. Auffällig sind mehrere, sich an die nach oben gerichteten Filamentbögen anschmiegende Sparithauben. Durch Abnahme des Grundmassecalcits sind bereichsweise Biomikritflecken entwickelt. Zum Hangenden hin (=oberste 4 bis 5 mm) läßt die Filamentführung spürbar nach.

Fossilien: Trilobitenfilamente (massenhaft), Crinoiden, Ostracoden. Geopetale Gefüge (fossile Wasserwaagen und die oben erwähnten Sparithauben) im Zusammenhang mit den Fossilien.

Fig. 2: Dünnschliff aus dem unmittelbar Liegenden von Schicht 1 WMfN P 17686.

Diagnose: Intramikrit bis Intramikrosparit.

Beschreibung: Schwach parallelstreifiger, schwefelkieshaltiger und eisenhydroxidführender Mikrit bis Mikrosparit mit Intraklasten unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft. Unter ihnen wiegen längliche, mit dunklen peripheren schwefelkieshaltigen Hüllen versehene Gerölle, ferner ovale, teils angerundete, teils subangulare, trilobitenfilamentführende Gerölle sowie schließlich subangulare bis abgerundete glimmerführende Siltsteine vor. Das Längenverhältnis der beiden Hauptachsen bei den zwei größten filamenthaltigen Geröllen beträgt 5 : 2 mm bzw. 5 : 3 mm.

Fossilien: In den Geröllen: Trilobiten, in der Matrix: Conodonten.

Entstehung: Die Intraklasten haben keinen weiten Transportweg gehabt, wie an den verformten Oberflächen der Weichgerölle zu erkennen ist. Das Geröllmaterial wurde bei der Einschwemmung der biodetritischen Schuttlage aus dem Liegenden mitgerissen und in nächster Umgebung abgelagert. Es wurden vorwiegend unverfestigte Bestandteile der vom Schuttstrom überwältigten und aufbereiteten Unterlage resedimentiert.



Tafel 3

Conodonten aus dem Wocklumer Kalk des Profiles NF (alle Aufnahmen von oben).

Fig. 1, 2: *Bispathodus zieglerei* (RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969);

- 1: GLA NW De 739; Bank 90; x 65,
- 2: GLA NW De 740; Bank 90; x 65.

Fig. 3, 4: *Bispathodus costatus* (E.R. BRANSON 1934) Morphotyp 2;

- 3: GLA NW De 741; Bank 93; x 65,
- 4: GLA NW De 742; Bank 93, x 50.

Fig. 5: *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* MÜLLER 1956; GLA NW De 743; Bank 89; x 65.

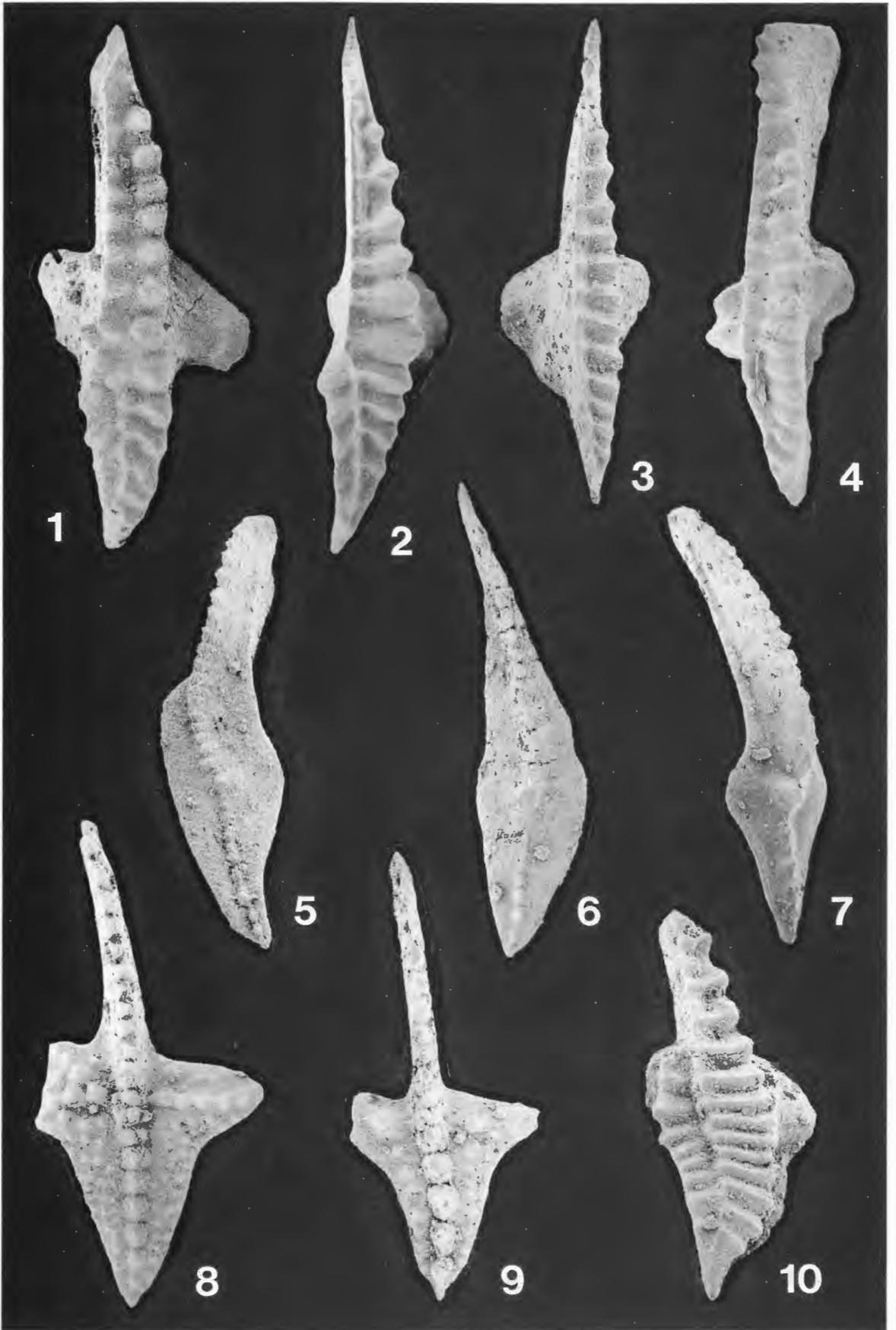
Fig. 6: *Palmatolepis gracilis expansa* SANDBERG & ZIEGLER 1979; GLA NW De 744; Bank 93; x 50.

Fig. 7: *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL 1934; GLA NW De 745; Bank 93; x 65.

Fig. 8, 9: *Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus* ZIEGLER 1962;

- 8: GLA NW De 746; Bank 90; x 50,
- 9: ein juveniles Exemplar, GLA NW De 747; Bank 93; x 80.

Fig. 10: *Bispathodus ultimus* (BISCHOFF 1957); GLA NW De 748; Bank 89; x 65.



Tafel 4

Conodonten aus dem Wocklumer Kalk und Hangenberg-Kalk des Profiles NF.

Fig. 1: *Branmehla inornata* (BRANSON & MEHL 1934); Seitenansicht, GLA NW De 749; Bank 89; x 95.

Fig. 2,3: *Branmehla suprema* (ZIEGLER 1962);

2: von oben, GLA NW De 750; Bank 93; x 65,

3: von der Außenseite, GLA NW De 751; Bank 93; x 65.

Fig. 4: *Bispathodus aculeatus aculeatus* (BRANSON & MEHL 1934); von oben, GLA NW De 752; Bank 2; x 50.

Fig. 5: *Polygnathus cf. inornatus* E.R. BRANSON 1934; von oben, GLA NW De 753; Bank 90; x 30.

Fig. 6,7: *Polygnathus cf. longiposticus* BRANSON & MEHL 1934;

6: von unten, GLA NW De 754; Bank 90; x 95,

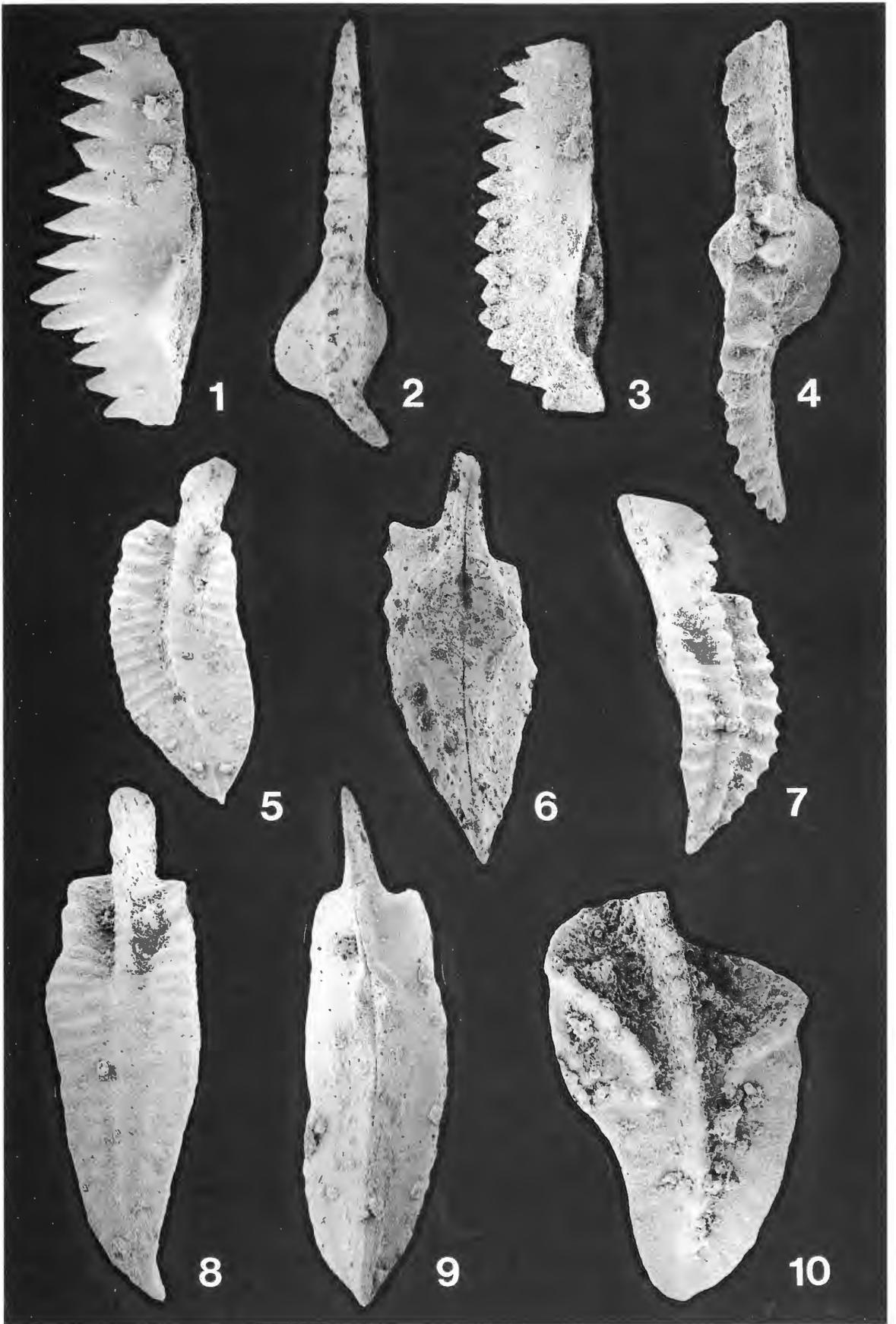
7: schräg von oben, GLA NW De 755; Bank 90; x 65.

Fig. 8,9: *Polygnathus elongonodosus* DRUCE 1969;

8: von oben, GLA NW De 756; Bank 90; x 65,

9: von unten, GLA NW De 757; Bank 90; x 65.

Fig. 10: *Polygnathus vogesi* ZIEGLER 1962; von oben, GLA NW De 758; Bank 89; x 110.



Tafel 5

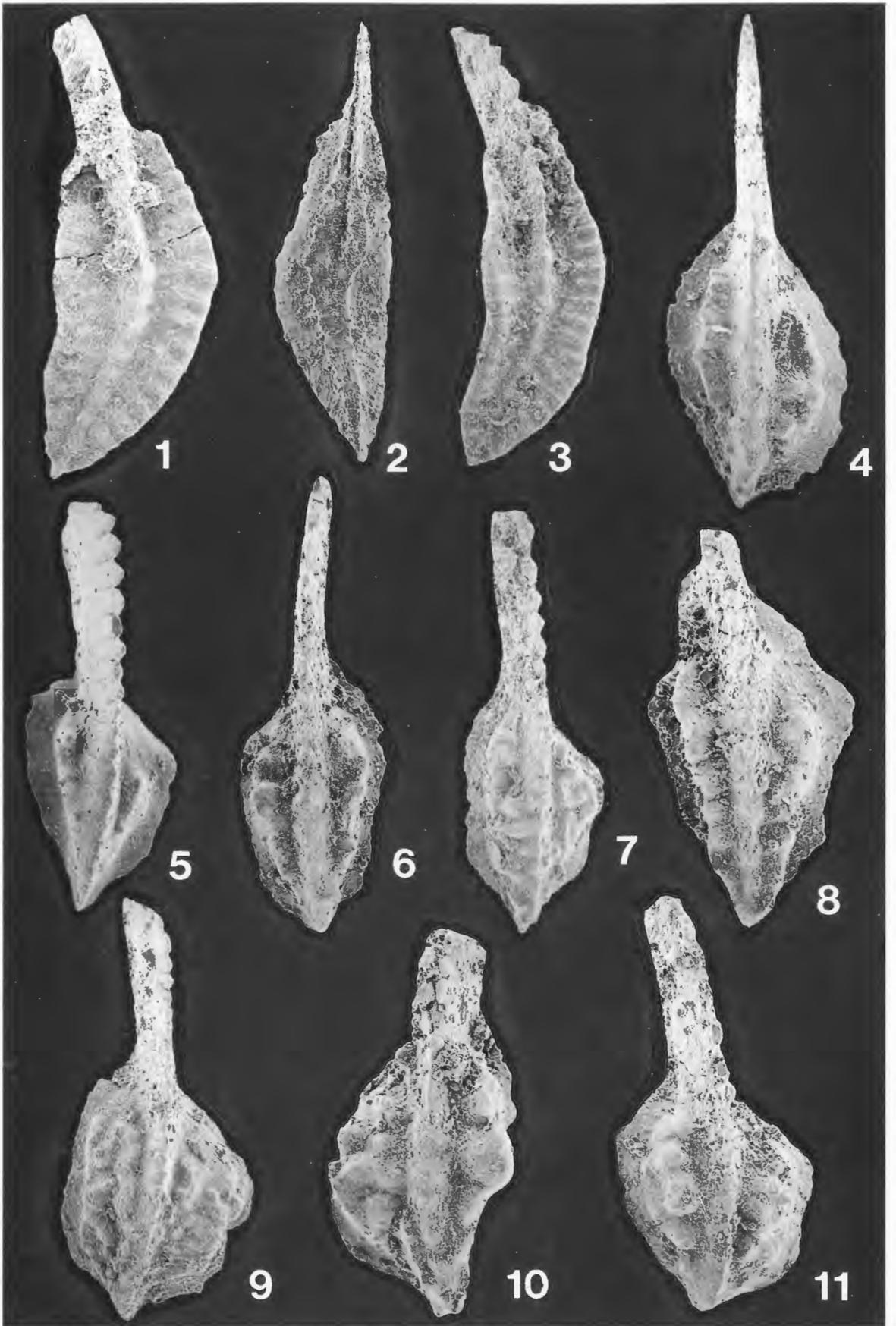
Conodonten von der Basis des Hangenberg-Kalkes aus dem Profil NF.

Fig. 1-3: *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934);

- 1: von oben, GLA NW De 759; Bank 3a; x 100,
- 2: von unten, GLA NW De 760; Bank 3a; x 80,
- 3: von oben, GLA NW De 761; Bank 3a; x 75.

Fig. 4-11: *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957);

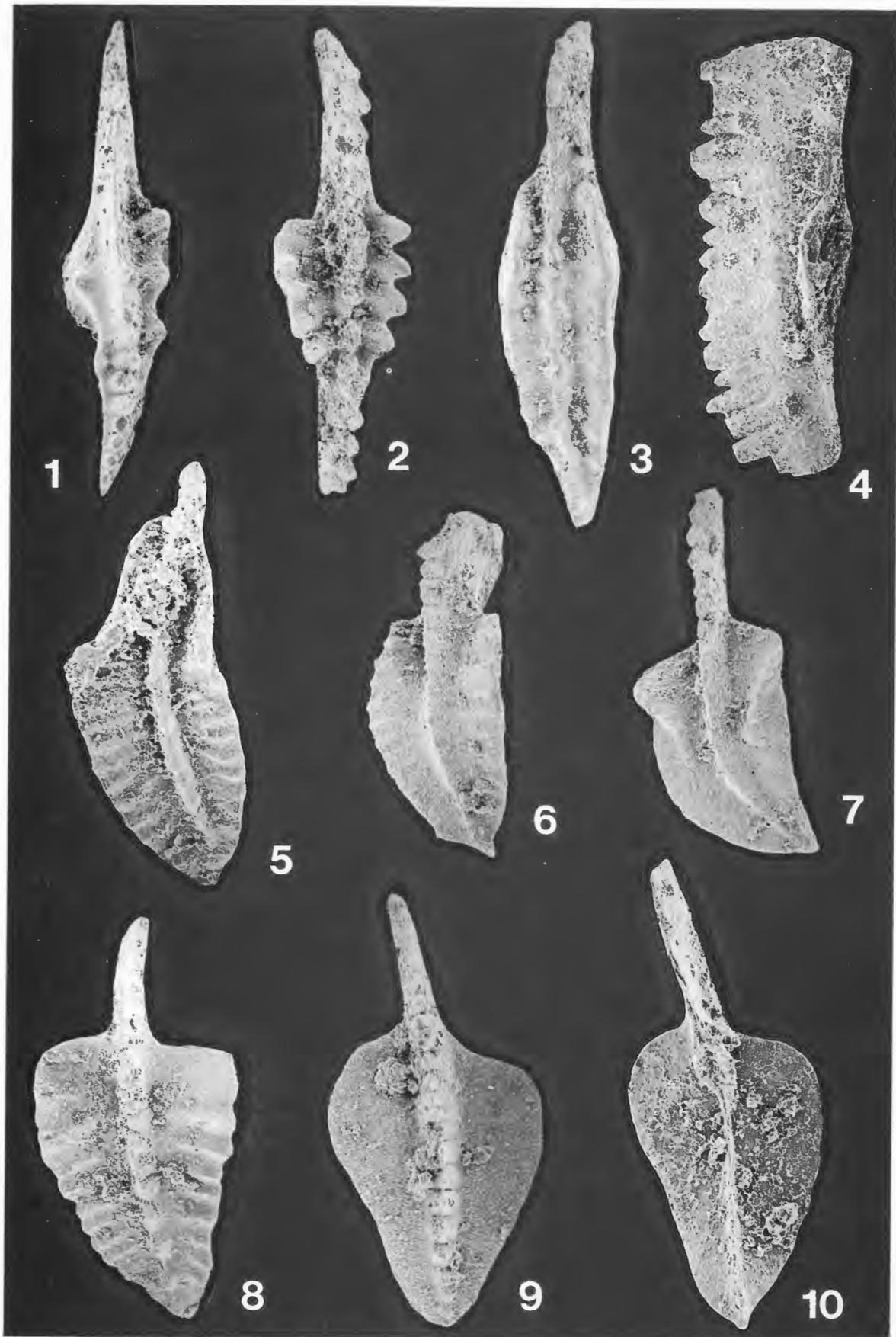
- 4: von oben, GLA NW De 762; Bank 2; x 80,
- 5: von oben, GLA NW De 763; Bank 2; x 80,
- 6: von oben, GLA NW De 764; Bank 2; x 75,
- 7: Übergangsform zu *Protognathodus kuehni*, von oben, GLA NW De 765; Bank 2; x 50,
- 8: von oben, GLA NW De 766; Bank 2; x 100,
- 9: von oben, GLA NW De 767; Bank 2; x 50,
- 10: Übergangsform zu *Protognathodus kuehni*, von oben, GLA NW De 768; Bank 2; x 90.
- 11: von oben, GLA NW De 769; Bank 2; x 80.



Tafel 6

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NF.

- Fig. 1:** *Pseudopolygnathus dentilineatus* E.R. BRANSON 1934; von oben, GLA NW De 770; Bank 4; x 75.
- Fig. 2:** *Pseudopolygnathus primus* BRANSON 1939; von oben, GLA NW De 771; Bank 4; x 65.
- Fig. 3:** *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL 1934; von oben, GLA NW De 772; Bank 4; x 50.
- Fig. 4:** *Cryptotaxis culminidirecta* (SCOTT 1961); Seitenansicht, GLA NW De 773; Bank 2; x 65.
- Fig. 5:** *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934), Morphotyp 1; von oben, GLA NW De 774; Bank 7; x 110.
- Fig. 6:** *Polygnathus flabellus* BRANSON & MEHL 1938; schräg von oben, GLA NW De 775; Bank 7; x 55.
- Fig. 7:** *Polygnathus vogesi* ZIEGLER 1962; von oben, GLA NW De 776; Bank 7; x 65.
- Fig. 8:** *Polygnathus triangulus* (VOGES 1959); von oben, GLA NW De 777; Bank 9; x 75.
- Fig. 9,10:** *Polygnathus purus purus* VOGES 1959;
9: von oben, GLA NW De 778; Bank 9; x 80,
10: ein juveniles Exemplar, von unten, GLA NW De 779; Bank 9, x 120.



Tafel 7

Conodonten aus dem Hangenberg-Kalk des Profiles NF (alle Aufnahmen von unten).

Fig. 1,2: *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934);

1: GLA NW De 780; Bank 7; x 65,

2: ein vorne beschädigtes Exemplar, GLA NW De 781; Bank 7; x 100.

Fig. 3: *Polygnathus* sp. mit Tendenz zu *Siphonodella sulcata*; GLA NW De 782; Bank 7; x 85.

Fig. 4: *Siphonodella* cf. *S. isosticha* (COOPER 1939); GLA NW De 783; Bank 9; x 100.

Fig. 5: *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON & MEHL 1934); GLA NW De 784; Bank 9; x 30.

Fig. 6,7: *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934) Morphotyp 1;

6: GLA NW De 785; Bank 9; x 100,

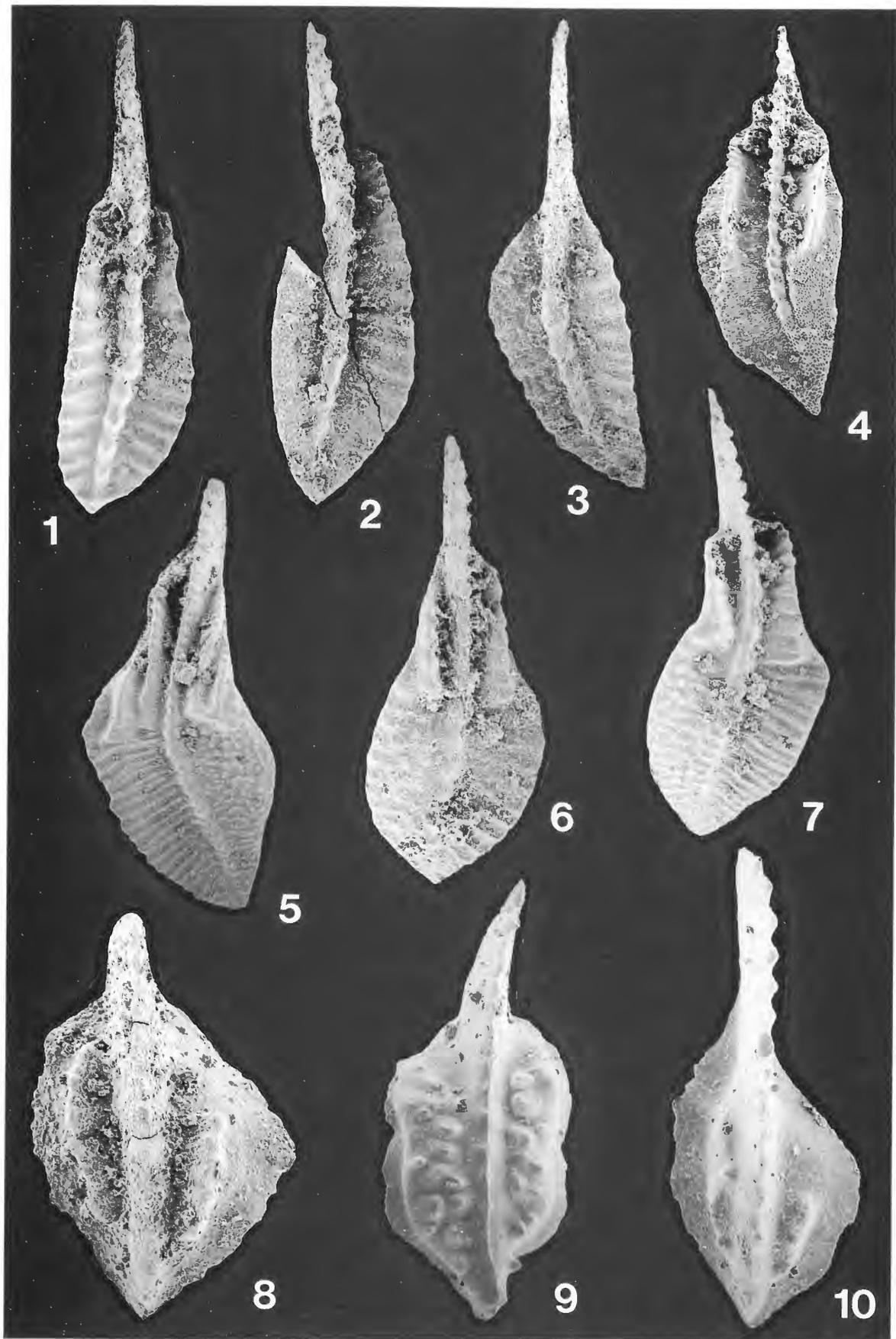
7: GLA NW De 786; Bank 9; x 60.

Fig. 8,9,10: *Protognathodus kockeli* (BISCHOFF 1957);

8: GLA NW De 787; Bank 2; x 100,

9: GLA NW De 788; Bank 7; x 80,

10: GLA NW De 789; Bank 2; x 120.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1994

Band/Volume: [29](#)

Autor(en)/Author(s): Korn Dieter, Clausen Claus-Dieter, Belka Zdzislaw, Leuteritz Klaus, Luppold Friedrich Wilhelm, Feist Raimund, Weyer Dieter

Artikel/Article: [Die Devon/Karbon-Grenze bei Drewer \(Rheinisches Schiefergebirge\) 97-147](#)