

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

Faunenvergleich Rhenoharzynikum/Saxothuringikum, Tübingen, Nr. 7

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

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

Zusammenfassung

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

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

Summary

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

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

* Anschriften der Verfasser:

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

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

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

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

1. Einleitung 8

2. Terminologie der Formationen (D. Korn) 9

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

4. Die Devon/Karbon-Grenzprofile 16

4.1. Remscheid-Altenaer Sattel 16

4.1.1. Hasselbachtal, Bachanschnitt 16

4.1.2. Bohrung Hasselbachtal 1 19

4.1.3. Oese 21

4.1.4. Umgebung von Apricke und Riemke 23

4.1.5. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt 26

4.1.6. Ober-Rödinghausen, Straßeneinschnitt 27

4.1.7. Hangenberg 29

4.1.8. Effenberg 30

4.1.9. Müssenberg 33

4.1.10. Wocklum 38

4.2. Lüdenscheider Mulde 39

4.3. Belecker Sattel 39

4.4. Warsteiner Sattel 40

4.4.1. Schießstand an der Bilstein-Höhle 40

4.4.2. Kattensiepen 40

4.4.3. Eulenspiegel 41

4.5. Briloner Sattel 41

4.5.1. Scharfenberg 41

4.5.2. Bohrung Nehden 2 42

4.5.3. Hoppecke-Tal 44

4.6. Attendorn-Elsper Doppelmulde 44

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

6. Dank 46

7. Literatur 46

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

1. Einleitung

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

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

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

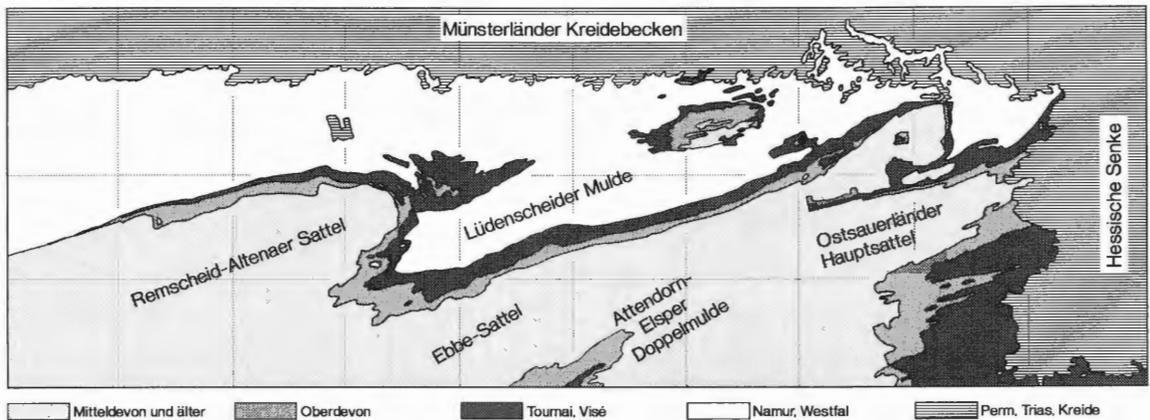
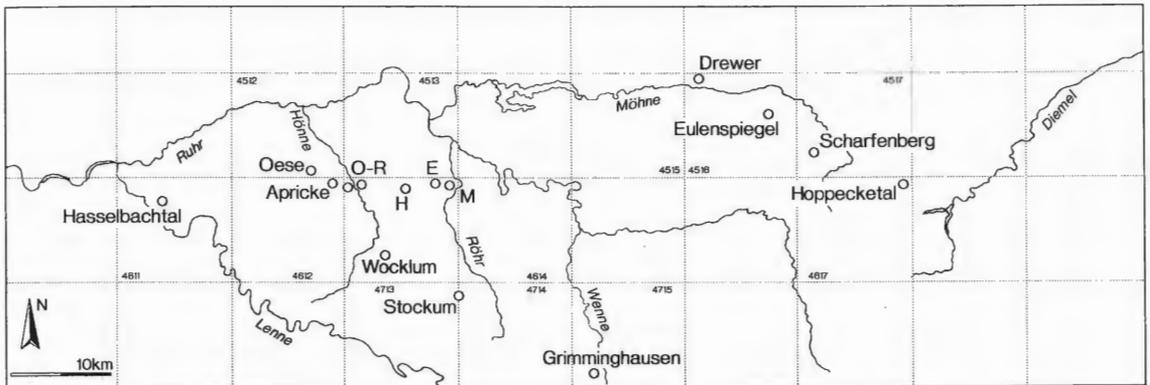


Abb. 1: Übersicht der am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges liegenden Devon/Karbon-Grenzprofile [O-R = Ober-Rödinghausen, H = Hangenberg, E = Effenberg, M = Müszenberg; die in der oberen Karte eingetragenen Zahlen geben die Nummern der Meßtischblätter 1 : 25 000 an].

2. Terminologie der Formationen (D. KORN)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

UNTERKARBON

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

OBERDEVON

- * *Paragattendorfia patens*
- * *Pseudarietites westfalicus*
- * *Paprothites dorsoplanus*
- * *Gattendorfia subinvoluta*
- * *Acutimitoceras carinatum*
- Hangenberg-Schwarzschiefer
- * *Epiwocklumeria applanata*
- * *Wocklumeria sphaeroides*
- * *Parawocklumeria paradoxa*
- * *Parawocklumeria paprothae*
- * *Balvia lens*
- * *Muessenbiaergia bisulcata*
- * *Sphenoclymenia brevispina*
- * *Piricyclomenia piriformis*
- * *Ornatoclymenia ornata*
- *? *Progonioclymenia acuticostata*
- * *Clymenia laevigata*
- * *Franconicyclomenia serpentina*
- * *Protoxyclymenia dunkeri*
- * *Platyclymenia annulata*
- * *Prolobites delphinus*
- * *Pseudoclymenia pseudogoniatites*

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

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

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

Schwellen - FAZIES - Becken

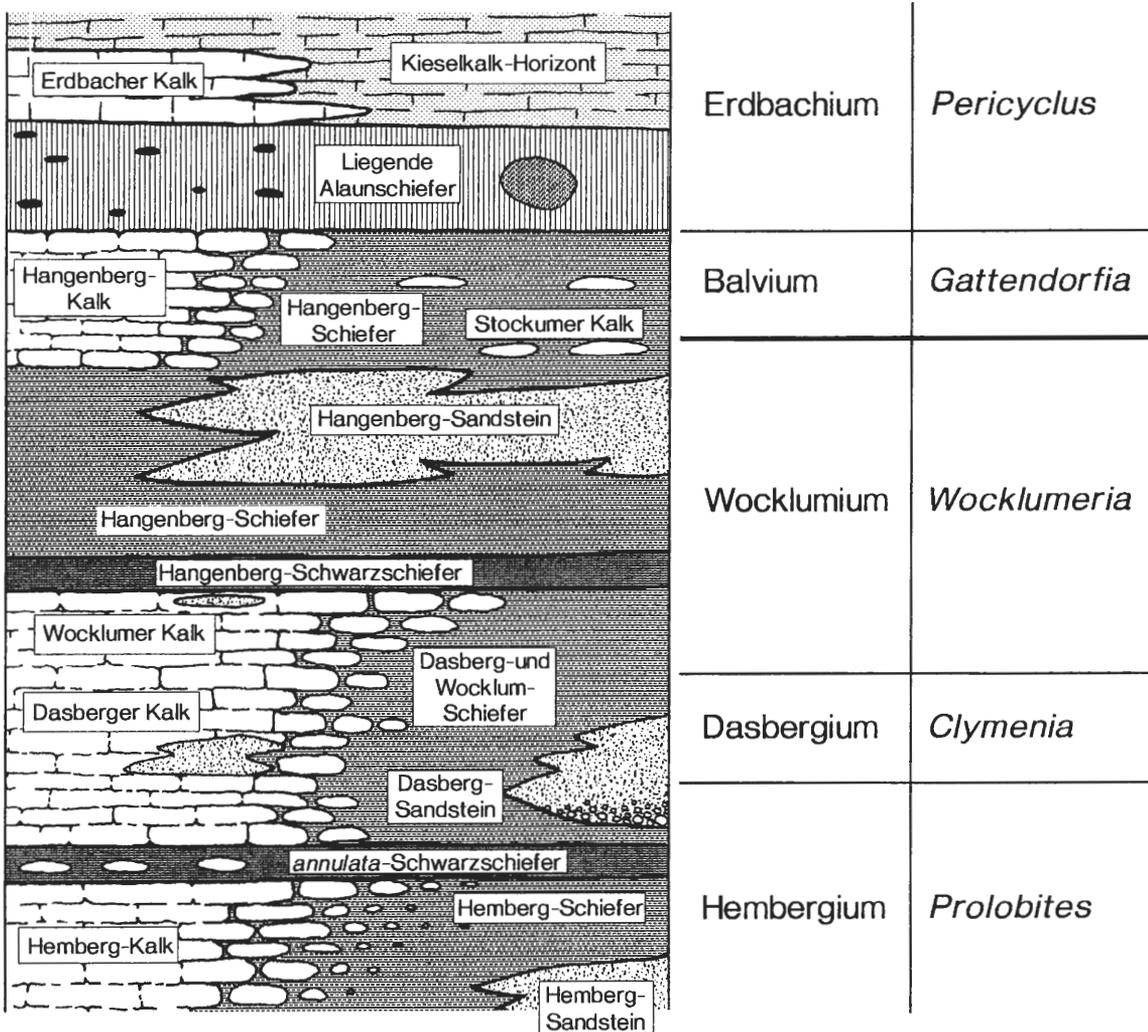


Abb. 2: Korrelation der in dieser Arbeit benutzten Formations- und Schichtnamen. Die rechte Textkolumne zeigt die biostratigraphischen Stufen, wie sie in dieser Arbeit verwendet werden.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4. Die Devon/Karbon-Grenzprofile

4.1. Remscheid-Altenaer Sattel

4.1.1. Hasselbachtal, Bachanschnitt

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

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

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

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

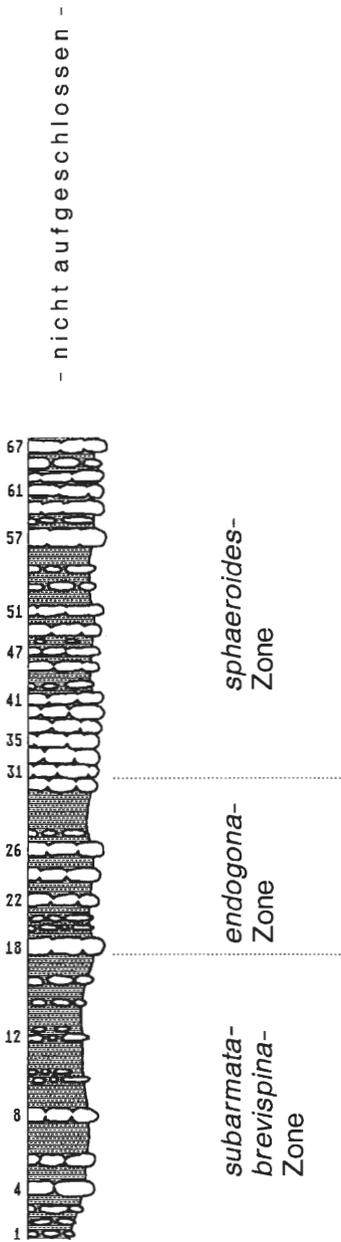
Durch Schurfarbeiten (D.KORN) konnte im Juni 1988 im Hangenden von BECKERs Profil noch eine Folge von etwa 2,5 m mächtigen Kalkknollenschiefern und Knollenkalksteinen aufgeschlossen werden, deren Auflager der an dieser Stelle 15 cm dicke Hangenberg-Schwarzschiefer bildet (Leider wurden wenige Wochen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

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

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

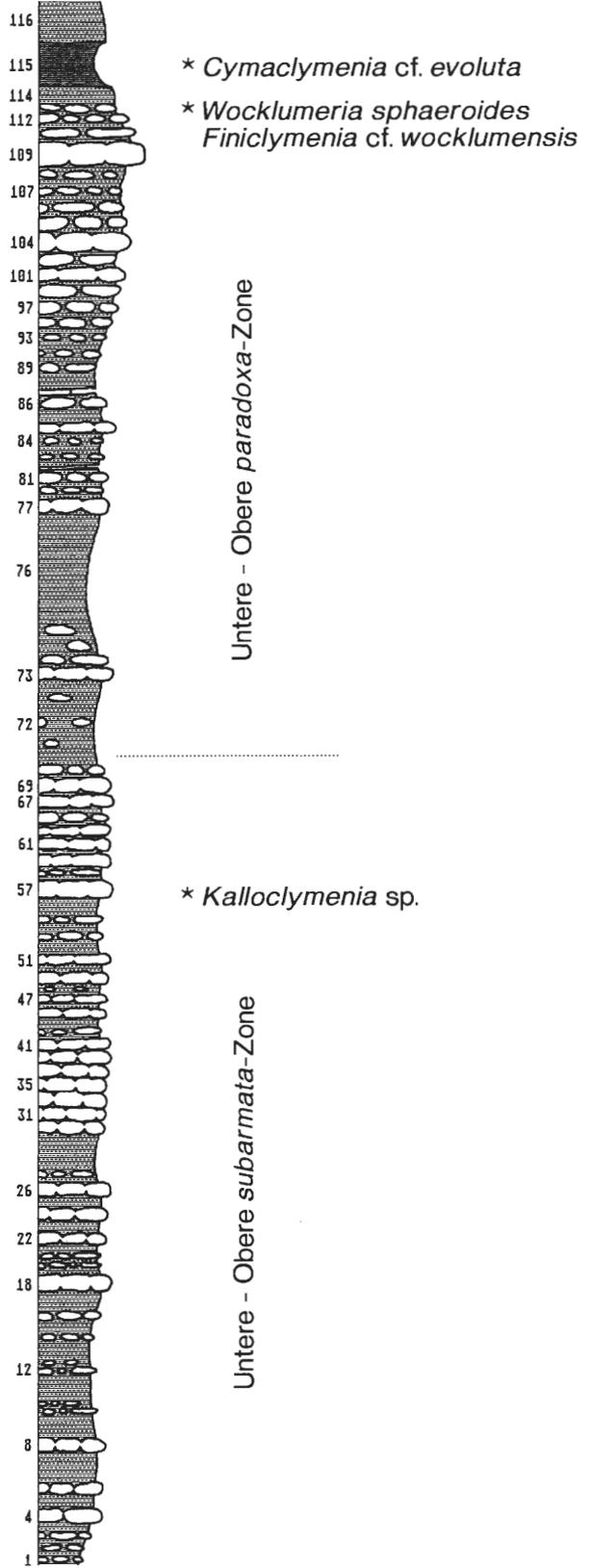
Hasselbachtal

BECKER (1988)



50cm

Aufschürfung
KORN 1988



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

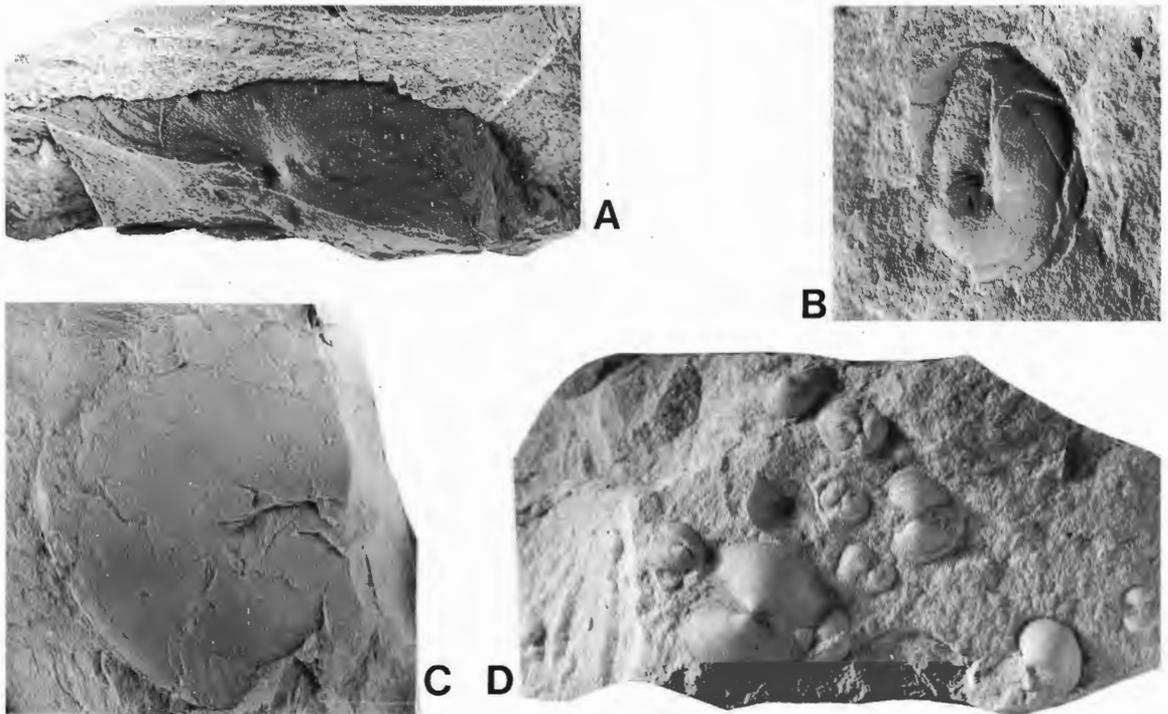


Abb. 4: Fossilien aus dem Hangenberg-Schiefer.

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

4.1.2. Bohrung Hasselbachtal 1

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

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

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

Bohrung Hasselbachtal

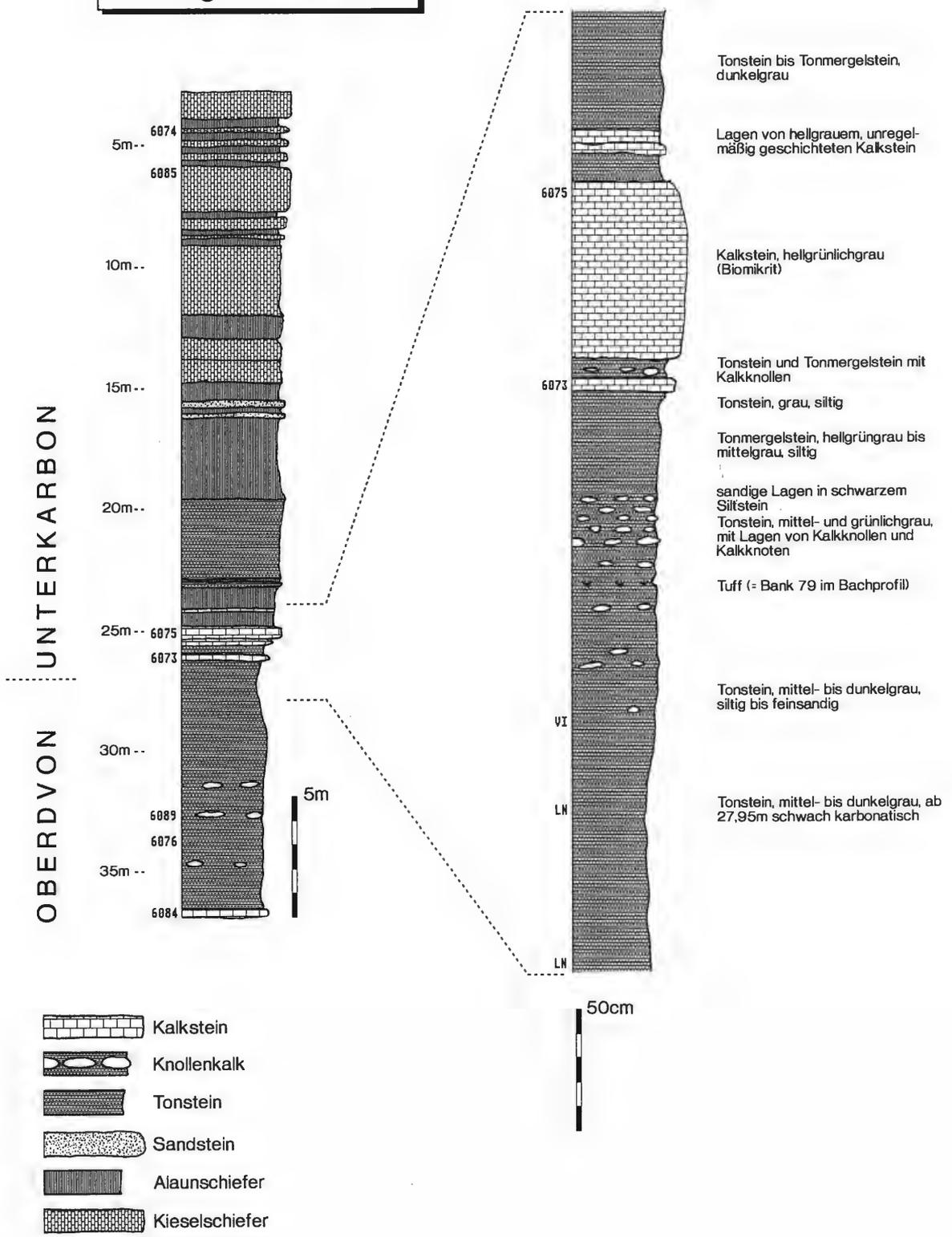


Abb. 5: Lithologie und Conodonten-Proben im Bohrprofil Hasselbachtal 1.

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

4.1.3. Oese

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

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

Wocklumeria sphaeroides
Parawocklumeria paradoxa
Finiclymenia wocklumensis
Lissoclymenia wocklumeri etc.

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

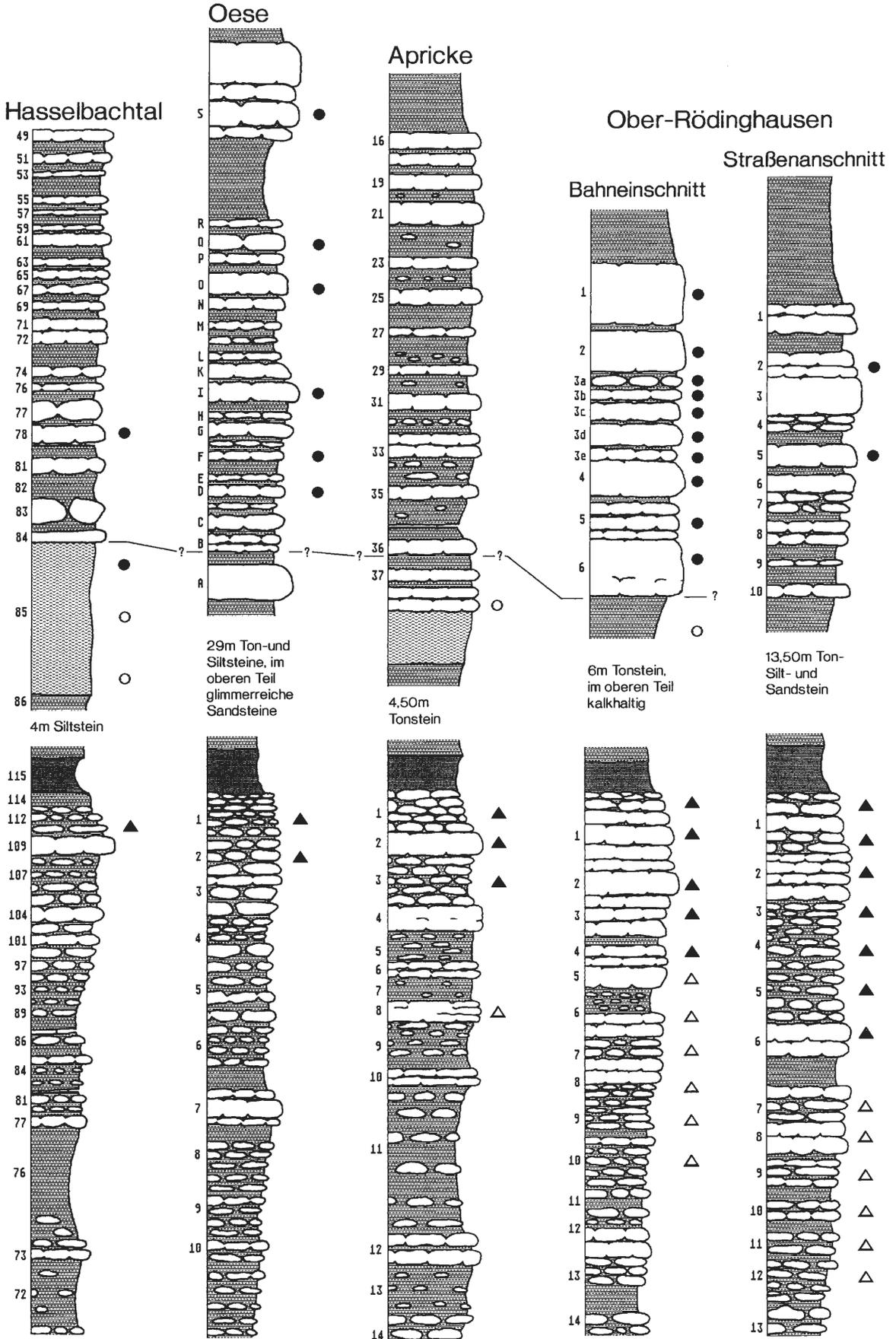
Der etwa 1,5 m mächtige Hangenberg-Kalk beginnt mit der kompakteren Kalkbank A, die massenhaft Glimmerschüppchen an der Basis enthält. Höhere Abschnitte des Hangenberg-Kalkes lieferten zahlreiche Ammonoideen (KULLMANN in PAPROTH & STREEL 1982), die eine Untergliederung in mehrere Ammonoideen-Zonen ermöglichen.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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

4.1.4. Umgebung von Apricke und Riemke

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

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

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

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



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

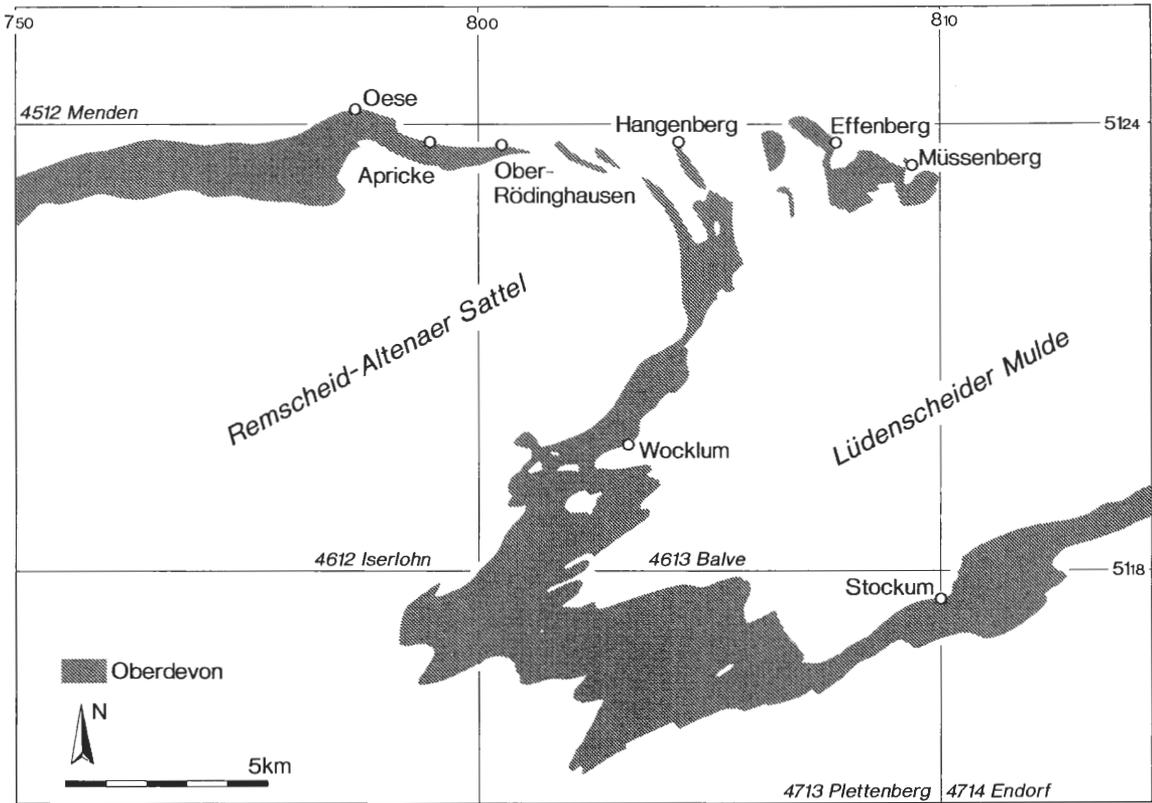


Abb. 7: Geographische Übersicht der Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel und Lüdenscheider Mulde.

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

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

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

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

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

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

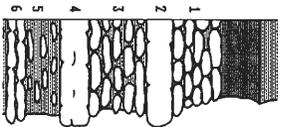
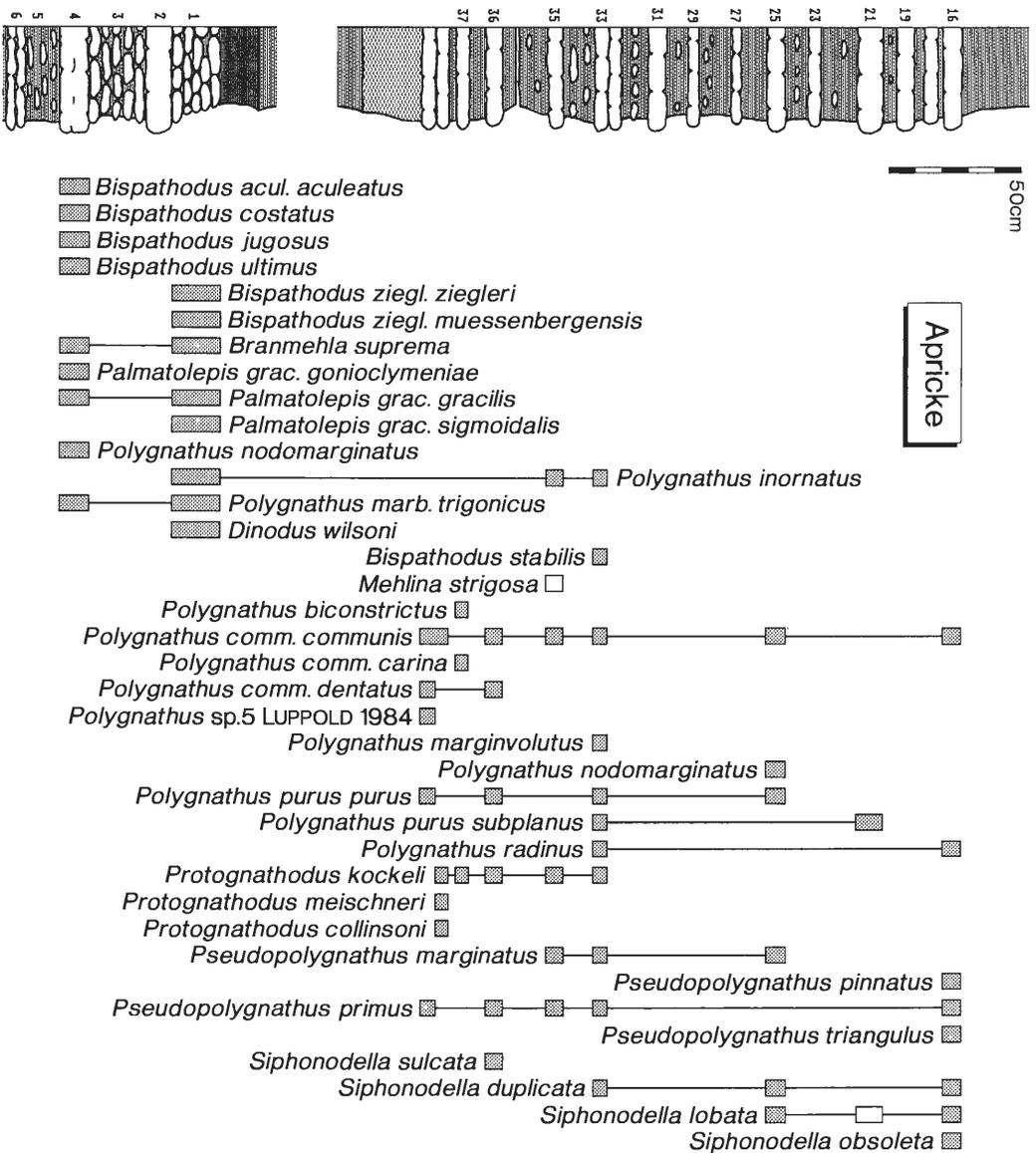


Abb. 8: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil des Bacheinschnittes bei Apricke.

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

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

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

4.1.5. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt

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

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

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

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

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

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

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

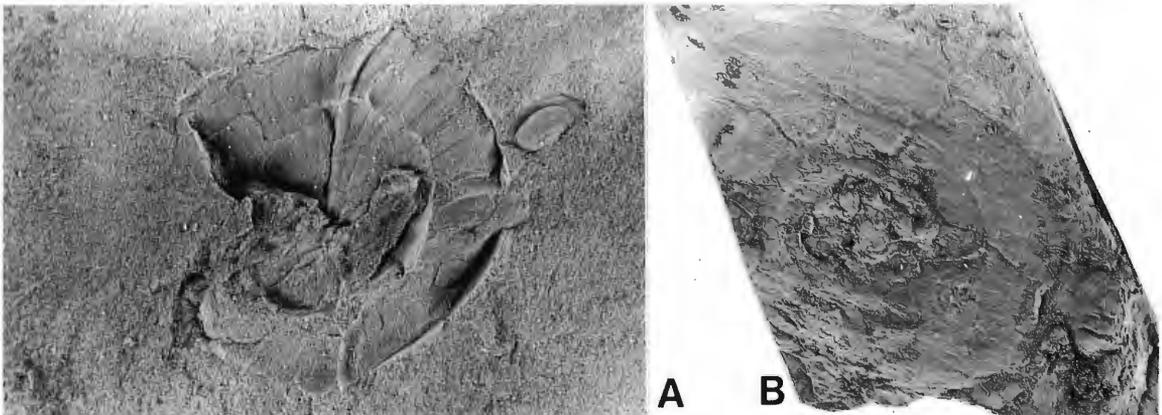


Abb. 9: Ammonoiden aus dem Hangenberg-Schiefer des Bahneinschnittes von Ober-Rödinghausen.

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

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

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

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

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

Dinodus cf. wilsoni
Polygnathus obtectus und
Elictognathus tylus auf.

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

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

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

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

Siphonodella sulcata
Pseudopolygnathus primus
Polygnathus spicatus.

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

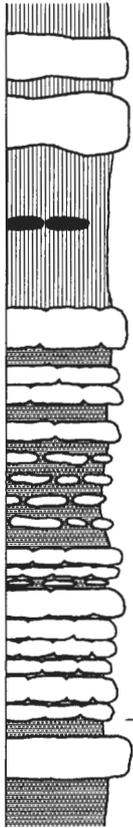
4.1.6. Ober-Rödinghausen, Straßeneinschnitt

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

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

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

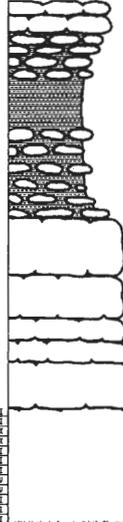
Wocklum



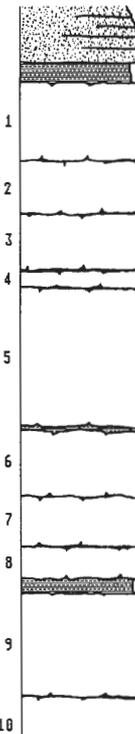
0,9m
Tonstein



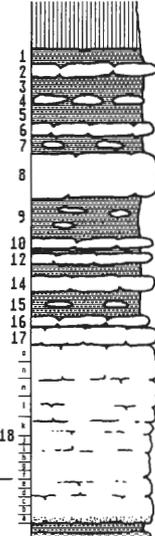
Hangenberg



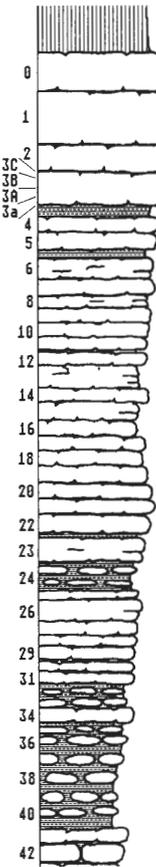
26,5m Ton- und
Siltstein mit
glimmerreichem
Sandstein



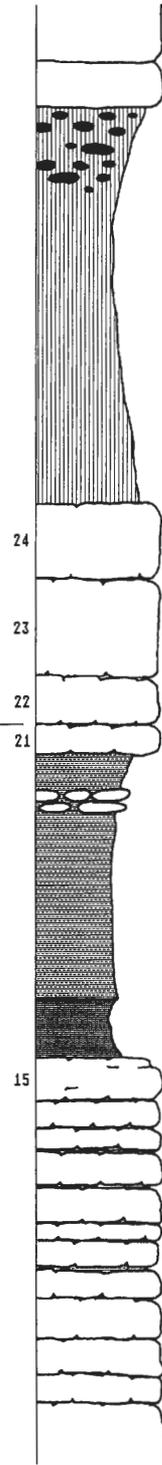
Effenberg



Müssenberg



Eulenspiegel



Ammonoideen-Faunen

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

50cm

4.1.7. Hangenberg

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

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

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

Palmatolepis gracilis gracilis
Bispathodus ziegleri ziegleri.

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

Siphonodella sulcata
Protognathodus kuehni.

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

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

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



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

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

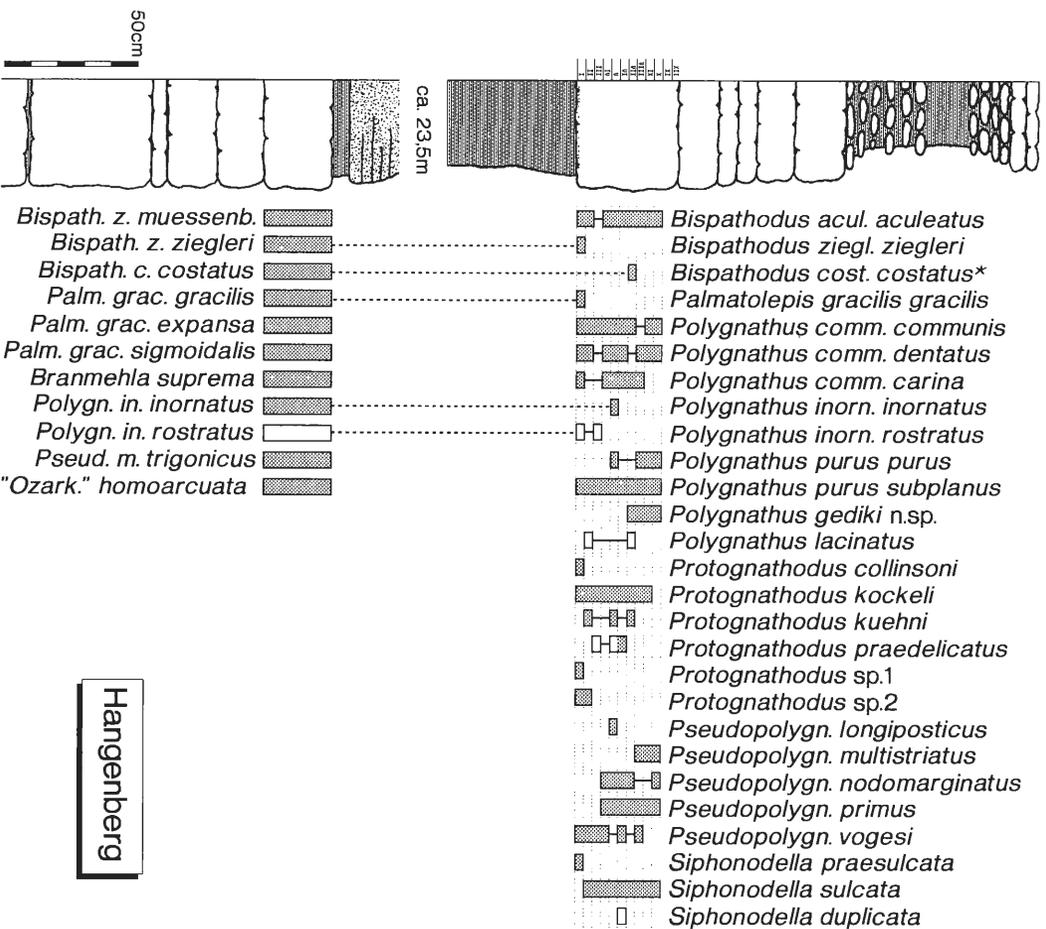


Abb. 11: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil am Hangenberg (* = umgelagertes Exemplar).

4.1.8. Effenberg

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

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

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

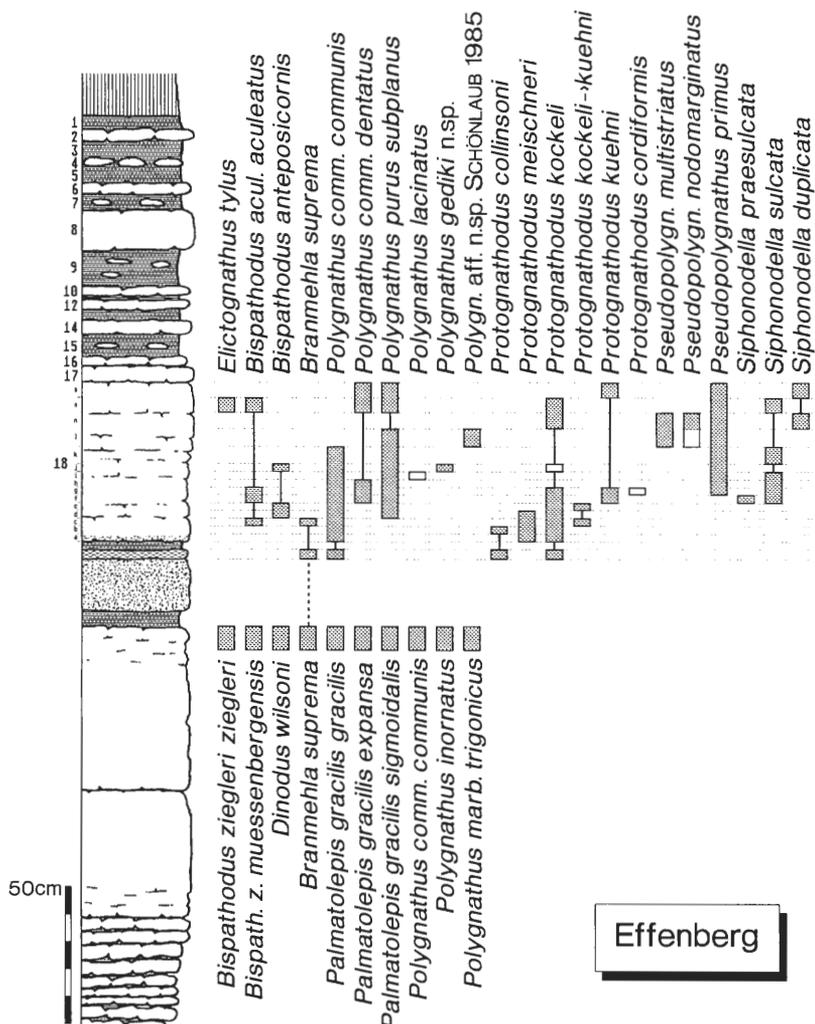


Abb. 12: Verbreitung der Conodonten-Arten im Profil auf dem Effenberg.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.1.9. Müssenberg

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

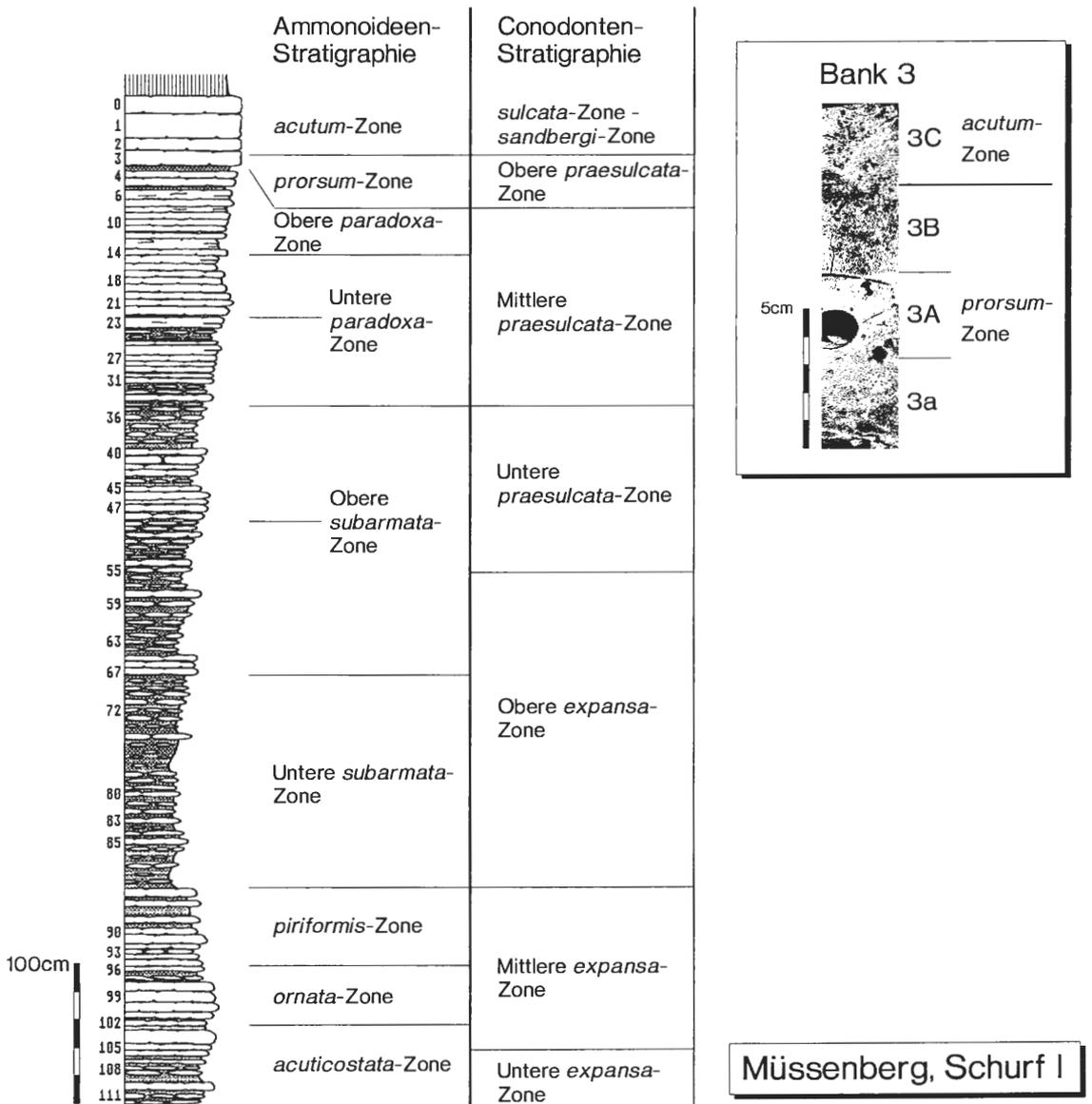
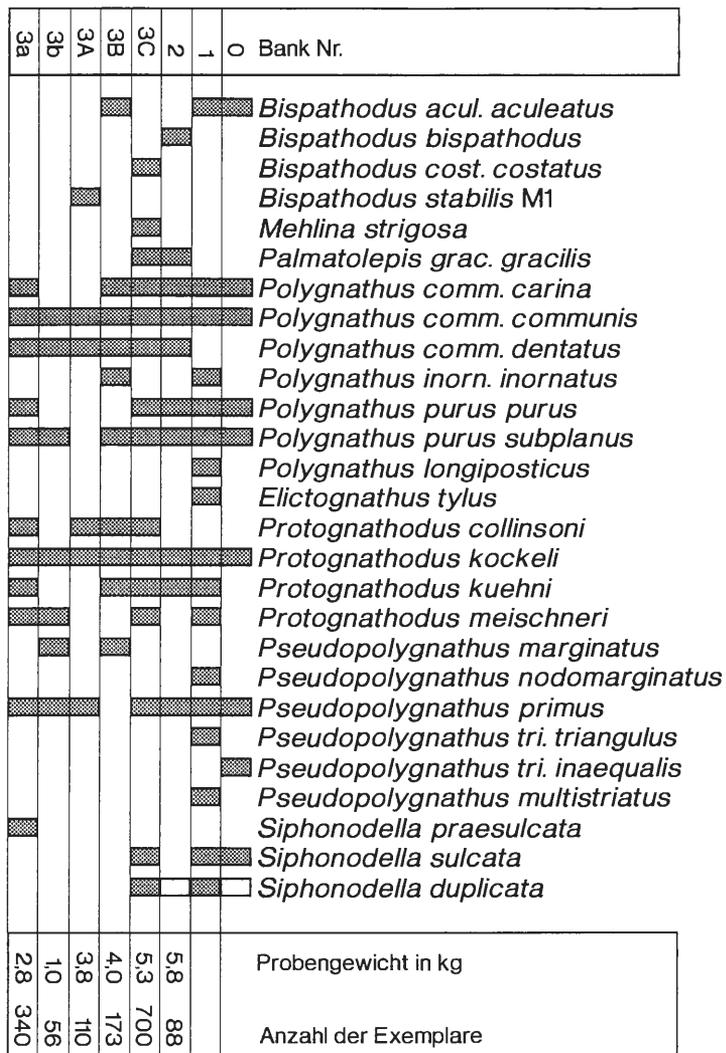


Abb. 14: Korrelation der Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie im Müssenberg-Profil.

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

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



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

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

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

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

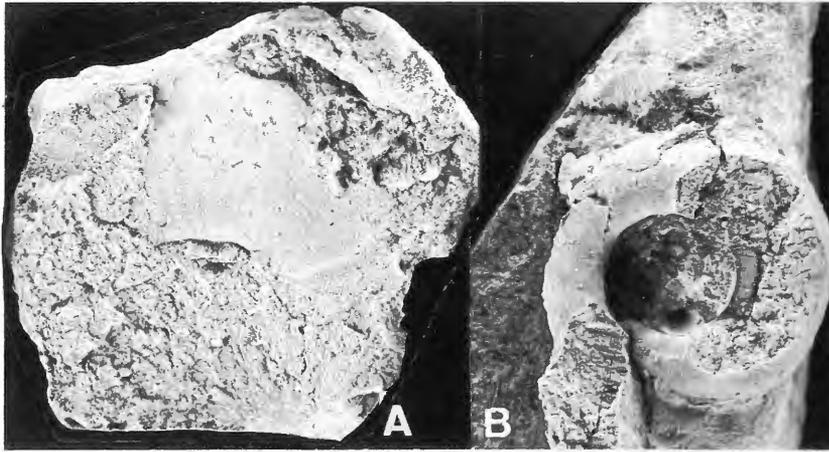


Abb. 15: Ammonoideen aus der Bank 3 des Müssenbergschurfes.

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

4.1.10. Wocklum

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

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

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

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

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

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

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

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

Protognathodus kockeli
Protognathodus kuehni
Protognathodus collinsoni
Polygnathus communis communis.

4.2. Lüdenscheider Mulde

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

4.3. Belecker Sattel

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

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

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

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

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

4.4. Warsteiner Sattel

4.4.1. Schießstand an der Bilstein-Höhle

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

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

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

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

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

4.4.2. Kattensiepen

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

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

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

4.4.3. Eulenspiegel

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

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

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

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

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

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

4.5. Briloner Sattel

4.5.1. Scharfenberg

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

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

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

Datierungen

anchoralis-latus-Zone
Tournai 3c

sulcata-sand-bergi-Zone
Tn 1b

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

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

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

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

4.5.3. Hoppecke-Tal

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

4.6. Attendorn-Elsper Doppelmulde

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

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

Polygnathus gediki n.sp.

Taf. 5 Fig.7,8

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

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

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

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

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

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

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

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

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

***Pseudopolygnathus* sp. A**

Taf. 6 Fig.6

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

***Pseudopolygnathus* sp. B**

Taf. 6 Fig.7a,b

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

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

Taf. 6 Fig.3

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

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

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

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

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

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

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

6. Dank

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

7. Literatur

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

1. Oese

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

Diagnose: Fossilführender Pelmikrit bis Mikrosparit über Grobsiltstein.

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

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

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

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

2. Apricke

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

Diagnose: Carbonatreicher Siltstein über Mikrosporit.

Mikroskopische Beschreibung: Der Schliff läßt sich dreiteilen.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

3. Ober-Rödinghausen, Bahneinschnitt

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

Banklage 6A (Schliff 731)

Diagnose: Fossilführender Mikrit bis Biomikrit sowie Mikrosporit.

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

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

1 – basale Mikrosparithaube, 50 bis 150 µm;

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

3 – mikrosparitischer Hauptteil des eigentlichen Filamentes, 600 µm;

4 – Grobsparitlage über dem Filament, 200 µm;

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

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

Fossilien: Überwiegend fragmentarisch erhalten.

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

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

Anteil c): Filamente, Ostracoden, Trilobiten.

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

Diagnose: Intraklastenhaltiger fossilführender Mikrit bis Mikrosporit.

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

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

Fossilien: Trilobiten, Echinodermen, Filamente.

Banklage 6C (Großdünnschliff 733)

Diagnose: Fossilhaltiger Mikrosparit bis Biomikrosparit.

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

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

Banklage 6D (Großdünnschliff 734)

Diagnose: Biomikrosparit.

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

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

4. Hangenberg

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

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

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

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

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

Hangenberg-Kalk, basale Lage I (Schliff 765)

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

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

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

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

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

Diagnose: Bioturbater Biomikrit bis Biomikrosparit.

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

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

Fossilien: Echinodermen, Ostracoden, Filamente, Trilobiten.

Hangenberg-Kalk, Lage III (Schliff 767)

Diagnose: Trilobitenführender Biomikrit, bereichsweise echinodermenhaltiger Biomikrosparit.

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

Hangenberg-Kalk, Lage IV (Schliff 768)

Diagnose: Echinodermenhaltiger Biomikrosparit, untergeordnet trilobitenführender Biomikrit.

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

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

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

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

Diagnose: Biomikrosparit bis Biosparit.

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

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

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

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

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

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

Hangenberg-Kalk, Lage VII (Schliff 771)

Diagnose: Biomikrosparit bis Biosparit.

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

Fossilien: Echinodermen, Trilobiten, Filamente, Ostracoden.

Hangenberg-Kalk, Lage VIII (Schliff 772)

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

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

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

Diagnose: Schillführender Biomikrosparit bis Biosparit.

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

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

Hangenberg-Kalk, Lage X (Schliff 774)

Diagnose: Biosparit bis Biosparrudit mit Lithoklasten.

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

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

Hangenberg-Kalk, Lage XI (Schliff 775)

Diagnose: Biosparrudit.

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

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

5. Effenberg

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

Die Untersuchung erfolgt vom Liegenden zum Hangenden.

Lage unter dem Hangenberg-Kalk (Schliff 748)

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

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

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

Diagnose: Karbonatischer Siltstein.

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

Fossilien: Sehr wenige Filamente, 1 vermuteter Korallenrest.

Hangenberg-Kalk, Lage 18b (Schliff 750)

Diagnose: Tonig-siltiger, echinodermenschuttführender Biomikrospartit.

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

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

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

Diagnose: Biomikrospartit bis Biosparrudit.

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

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

Hangenberg-Kalk, Lage 18d (Schliff 752)

Diagnose: Trilobitenschillführender Biomikrit bis Biomikrospartit.

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

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

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

Diagnose: Echinodermenführender Biomikrospartit.

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

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

Fossilien: Crinoiden, Filamente, Trilobiten, Korallenreste.

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

Fossilien: Crinoidenfragmente.

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

Fossilien: Crinoidenfragmente (teils einzeln, teils angereichert).

Hangenberg-Kalk, Lage 18f (Schliff 754)

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

– Unterer Abschnitt, 10 mm mächtig

Diagnose: fossilführender Mikrit.

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

– Mittlerer Abschnitt, 13 mm mächtig

Diagnose: Echinodermenführender Biomikrospartit.

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

– Oberer Abschnitt, 7 mm mächtig

Diagnose: Filamente enthaltender Biomikrit.

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

Hangenberg-Kalk, Lage 18g (Schliff 755)

Diagnose: Biomikrit mit Übergängen zu Biomikrosparrit und Biomikrosparrudit.

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

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

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

Diagnose: Echinodermenführender Intramikrudit bis Intrasparrudit.

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

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

Hangenberg-Kalk, Lage 18i (Schliff 757)

Diagnose: Biomikrit bis bereichsweise Biomikrosparrit.

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

Fossilien: Ostracoden, Crinoiden, Trilobiten.

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

Diagnose: Biomikrosparrit bis untergeordnet Biomikrosparrudit.

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

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

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

Diagnose: Biomikrit bis Biomikrosparrit mit vereinzelt großen Bioklasten.

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

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

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

Diagnose: Biomikrosparrit, bereichsweise Biomikrit.

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

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

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

Diagnose: Fossilführender Mikrosparrit bis Sparit.

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

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

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

Diagnose: Biomikrit, bereichsweise Biomikroparität.

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

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

6. Wocklum

Basis des Hangenberg-Kalkes (Schliff 745)

Diagnose: Mikrit bis Mikroparität.

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

Fossilien: Spärlich vorhanden sind Ostracoden, Filamente und Calcisphaeren.

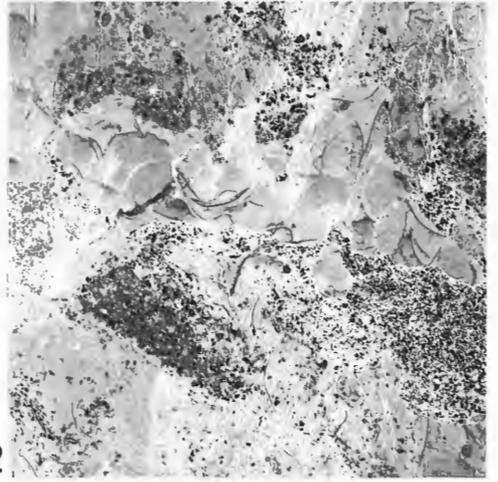
Tafel 1

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

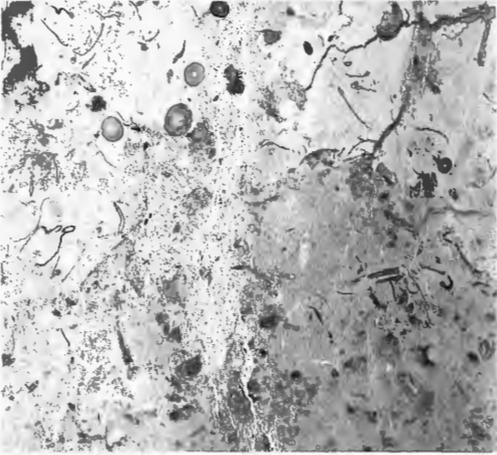
- Fig. 1:** Hangenberg, Top des Wocklumer Kalkes, BGR Ma 12299 (Schliff 764): Biomikrit bis Biomikrospartit. Wolkige Eisenhydroxidschlieren. Senkrecht zur Schichtung gerichtete Fugen trennen unterschiedliche Mikrofaziesbereiche voneinander ab. Sparithauben (fossile Wasserwaagen). Filamente mit angelagerten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



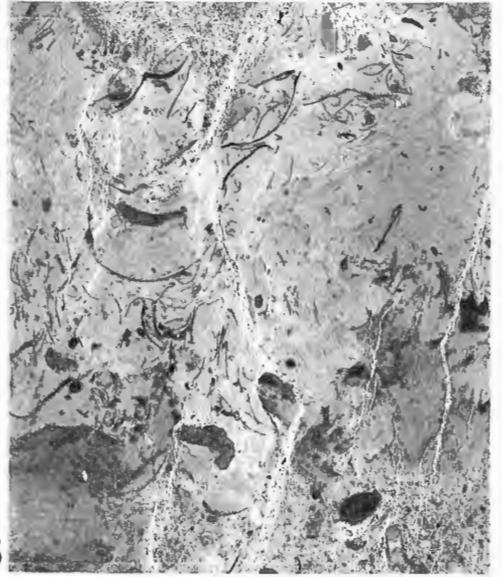
1



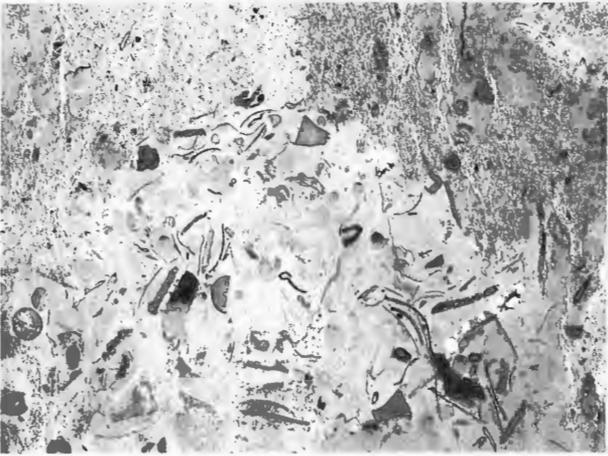
2



3



5



4



6

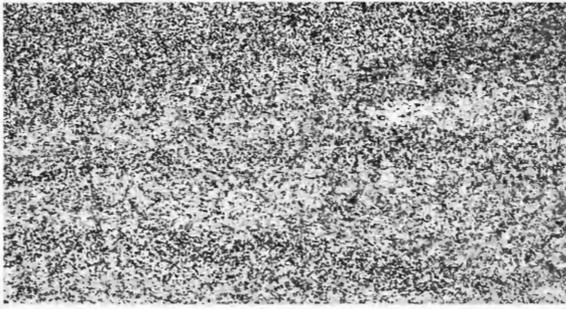


7

Tafel 2

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

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



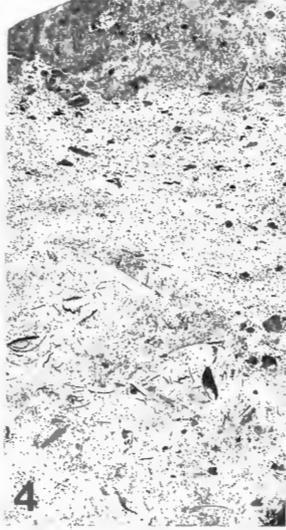
1



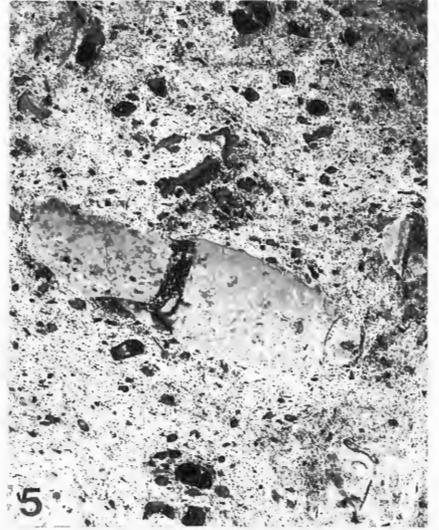
2



3



4



5



6



7

Tafel 3

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

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

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

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

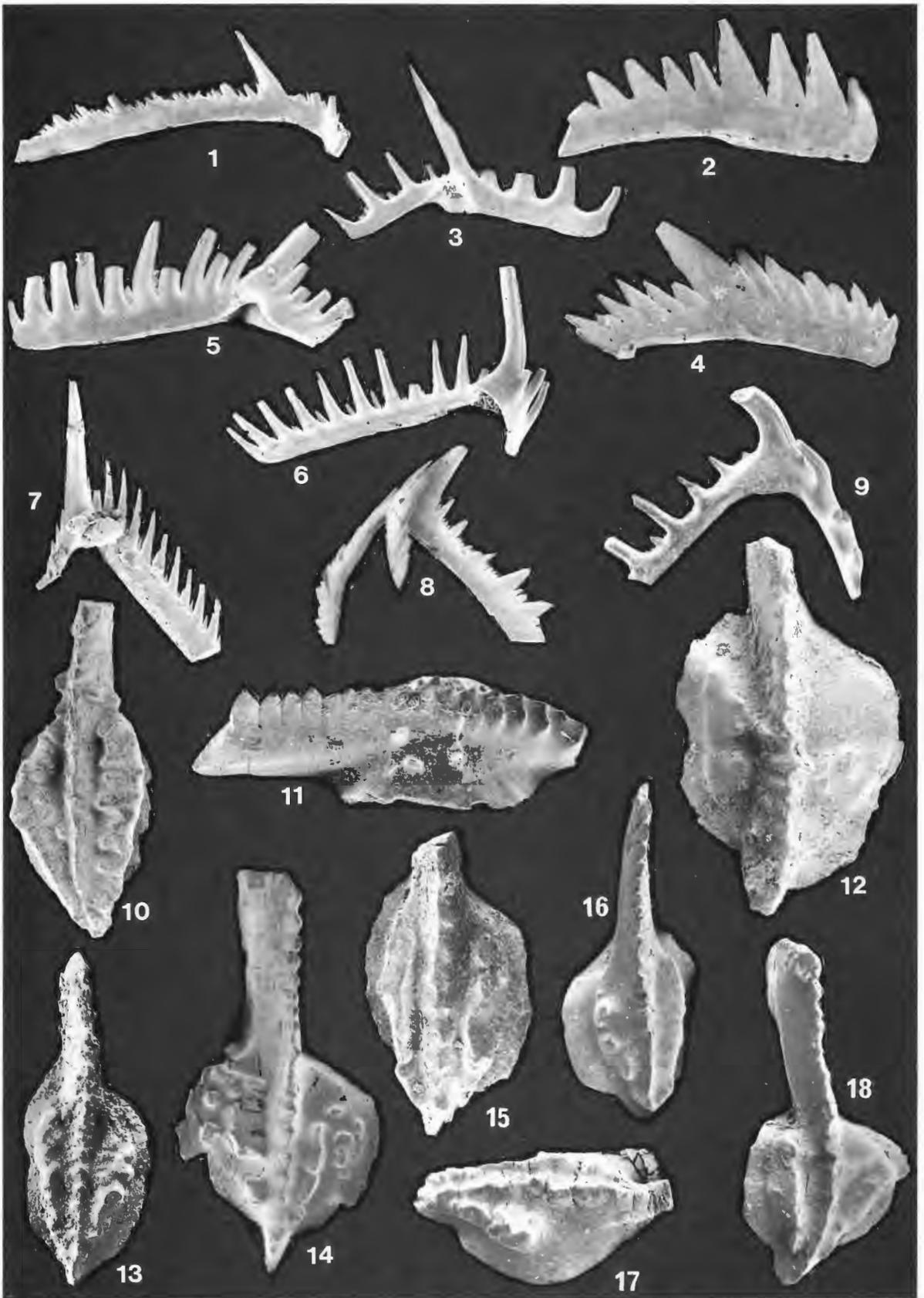
Bereich 3a – Mikrit mit zahlreichen Brauneisenaggregaten, welche aus der Zersetzung von Schwefelkies hervorgegangen sind.



Tafel 4

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

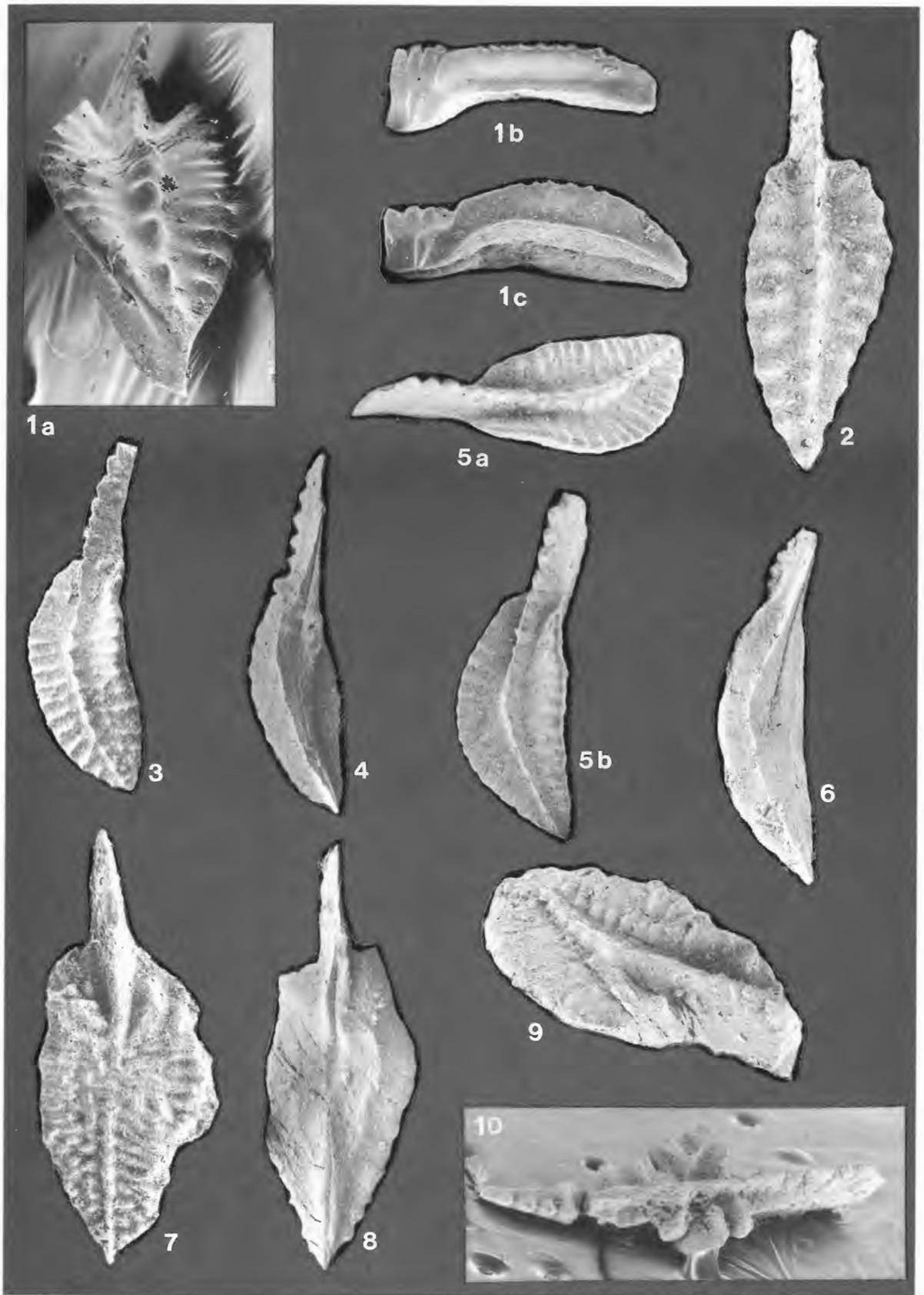
- Fig. 1:** *Hindeodella* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14396, T 593/1; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 45.
- Fig. 2:** *Spathognathodus* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14397, T 593/2; Stockum, Schurfgraben, Bank 100; x 50.
- Fig. 3:** *Plectospathodus* sp.; BGR Con 6181, Typ-Nr. 14398, T 593/3; Stockum,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



Tafel 5

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

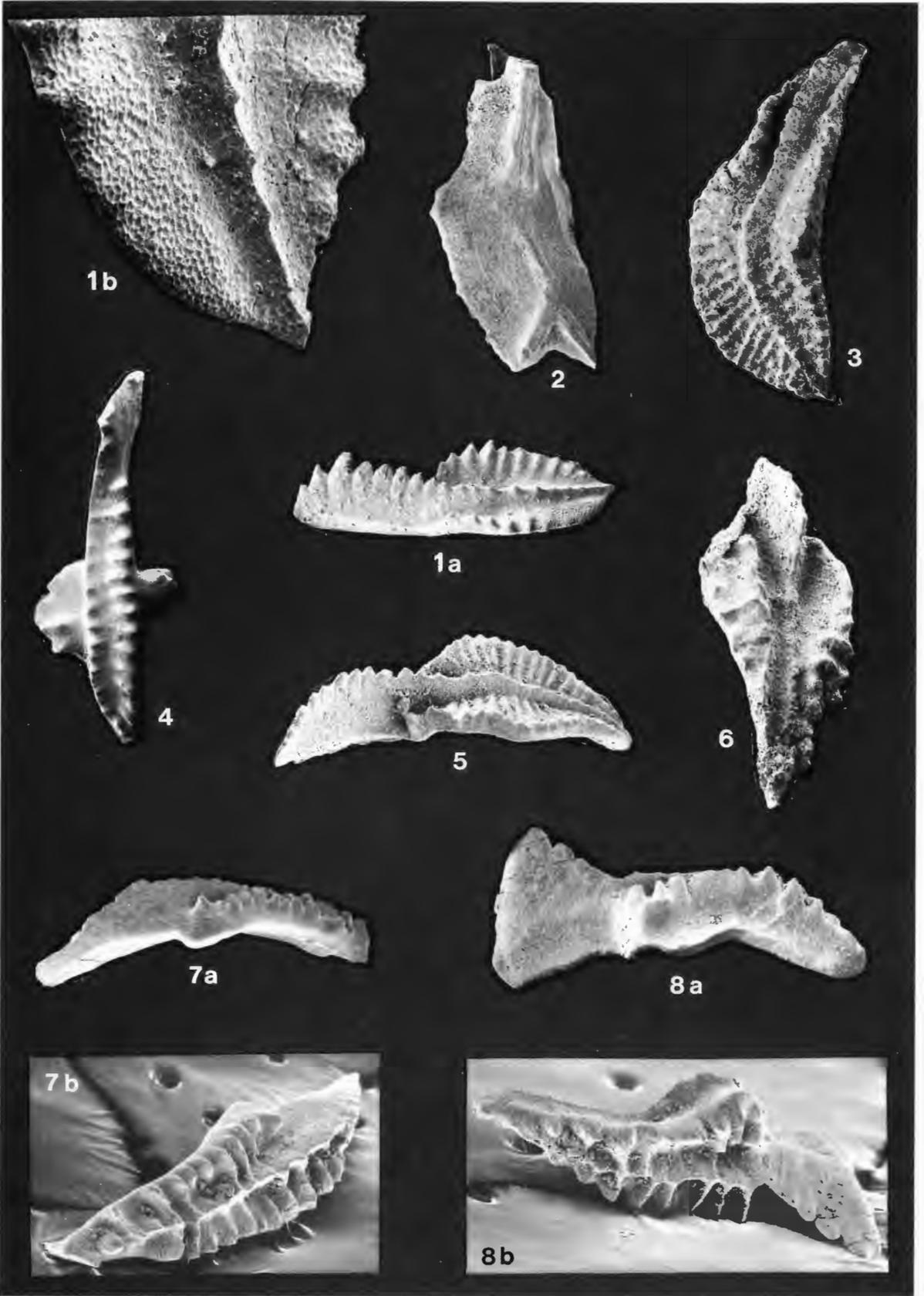
- Fig. 1:** *Siphonodella praesulcata* SANDBERG 1972; BGR Con 6229, Typ-Nr. 14414, T 593/15, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage I; a: x 100, b: x 60, c: x 70.
- Fig. 2:** *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); BGR Con 6236, Typ-Nr. 14415, T 594/13, Hangenberg, Hangenberg-Kalk, Lage VIII; x 80.
- Fig. 3:**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



Tafel 6

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

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



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): Luppold Friedrich Wilhelm, Clausen Claus-Dieter, Korn Dieter, Stoppel Dieter

Artikel/Article: [Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde \(Rheinisches Schiefergebirge\) 7-69](#)