

Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUD-DIETER CLAUSEN, KLAUS LEUTERITZ und WILLI ZIEGLER,
mit einem Beitrag von DIETER KORN *

Upper Devonian, Lower Carboniferous, limestone, candidate stratotype, cephalopod fauna, conodont fauna, biofacies model, Rhenish massif (eastern Provincial Quarry at Drewer), North Rhine-Westphalia (Sauerland), TK 25: 4612, 4713, 4516, 4517

Kurzfassung: Vom Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges werden aus dem Bereich der Seiler bei Iserlohn und aus der weiteren Umgebung Warsteins ausgewählte Aufschlüsse mit Devon/Karbon-Grenzschiefern vorgestellt. Die Lokalitäten sind Schürfe, Steinbrüche und Straßenböschunganschnitte.

Die vorwiegend karbonatischen Gesteine ermöglichten lückenlose Conodontenuntersuchungen. Mit Hilfe des phylogenetischen Übergangs von *Siphonodella praesulcata* in *S. sulcata* konnte in allen genannten Profilen die Devon/Karbon-Grenze genau festgelegt werden. Vergleichende Untersuchungen führten darüber hinaus zu folgenden Erkenntnissen:

- Die Unterkante des Hangenberg-Kalks ist heterochron.
- Die Devon/Karbon-Grenze liegt deutlich unterhalb des Hangenberg-Kalks im Niveau des Stockumer Kalks.
- Die Stockumer *Imitoceras*-Kalklinse und der Stockumer Kalk stellen eine Sonderfazies innerhalb der Hangenberg-Schiefer dar. Beide enthalten entweder *praesulcata*- und *sulcata*-Zone oder nur die *sulcata*-Zone.
- *Protognathodus kuehni* tritt gleichzeitig mit *Siphonodella sulcata* auf. Wenn *S. sulcata* fehlt, kann *P. kuehni* ersatzweise als vollwertiger Indexconodont für den Beginn des Karbons angesehen werden.
- Der über dem Wocklumer Kalk gelegene höhere Teil der Wocklum-Stufe ist bis zum Beginn des Karbons durchweg in mehr oder weniger gleichmäßiger toniger Fazies (Hangenberg-Schiefer) ausgebildet. Nur in der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer und im Straßenprofil Rütten-Nuttlar fällt die Devon/Karbon-Grenze in eine fast geschlossene Carbonatfolge.
- Der östliche Provinzialsteinbruch Drewer wird als Kandidat für den Stratotyp der Devon/Karbon-Grenze vorgeschlagen.
- Der Hangenberg-Kalk zeichnet sich vielerorts durch eine Conodontenverarmung aus.
- Mit Hilfe von Plattformconodonten wurden Conodonten-Biofaziesmodelle entwickelt, die Rückschlüsse auf eine schwellen- oder beckennahe Position des Absatzortes zulassen.

* Anschriften der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN, Dr. K. LEUTERITZ, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1; D. KORN, Feldstraße 29, D-5768 Sundern 1; Prof. Dr. W. ZIEGLER, Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-6000 Frankfurt 1

**[Selected Devonian/Carboniferous boundary profiles in the Sauerland area
(Rhenish massif)]**

Abstract: Selected sections, containing Devonian/Carboniferous boundary beds, are described from the northern and northeastern margin of the Rhenish massif, especially from the Seiler region near Iserlohn and the Warstein area. These sections are from prospecting trenches, quarries and road cuts.

The dominantly carbonate sequences were investigated in regard to the development of conodonts. The Devonian/Carboniferous boundary could be placed precisely in both areas by means of the phylogenetic transition from *Siphonodella praesulcata* to *S. sulcata*. Compared investigations lead to the following conclusions:

- The basal part of the Hangenberg limestone is heterochronous.
- The Devonian/Carboniferous boundary lies distinctly below the Hangenberg limestone, i. e. at the same stratigraphical level as the Stockum limestone.
- The *Imitoceras* limestone lens of Stockum and the Stockum limestone represent a special facies within the Hangenberg schists. Both belong either to the *praesulcata*- and *sulcata*-zone or are restricted only to the *sulcata*-zone.
- *Protognathodus kuehni* appears together with *Siphonodella sulcata*. Where *S. sulcata* is lacking, *P. kuehni* may be considered as a valid index conodont indicating the beginning of the Carboniferous.
- The upper part of the Wocklum beds, following above the Wocklum limestone, usually consists up to the lower Carboniferous boundary in a more or less consistent facies, that of the Hangenberg schists. Only in the section of the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer and in the road profile Rùthen-Nuttlar, the Devonian/Carboniferous boundary is to be placed in a continuous carbonate sequence.
- The eastern Provincial Quarry at Drewer is therefore proposed as a new candidate section for the Devonian/Carboniferous boundary stratotype.
- In many places the carbonates at the Devonian/Carboniferous boundary and the Hangenberg limestone are characterized by an impoverished conodont fauna.
- Using platform conodonts, biofacies models are developed, permitting to conclude on the position of the respective setting of sedimentation area, either close to a rise or a basin.

**[Coupes sélectionnées de la transition Dévono-Carbonifère dans le Sauerland
(bord nord du massif rhénan)]**

Résumé: On présente des coupes sélectionnées dans les environs des villes d'Iserlohn (lieu-dit «Seiler») et de Warstein, celles-ci montrent la transition Dévono-Carbonifère. Ce sont des coupes dans des tranchées de recherches, dans des carrières et le long des talus de routes.

Il s'agit d'affleurements à faciès calcaire (continus et sans lacunes) qui rendent possible les études de conodontes. Grâce à la transition phylogénétique du conodonte *Siphonodella praesulcata* à *S. sulcata*, on peut déterminer, dans tous les affleurements, d'une façon très précise, la limite Dévono-Carbonifère. En plus, les recherches comparatives ont fourni les résultats suivants:

- La base du calcaire de Hangenberg est hétérochrone.
- La limite Dévono-Carbonifère est placée dans le niveau de calcaire de Stockum au-dessous du calcaire de Hangenberg.
- La lentille de calcaire à *Imitoceras* près de Stockum et le calcaire de Stockum représentent un faciès particulier dans les schistes de Hangenberg. Ils renferment ou bien les zones à *S. praesulcata* et à *S. sulcata* ou seulement la zone à *S. sulcata*.
- L'apparition de *Protognathodus kuehni* a lieu en même temps que celle de *S. sulcata*. En cas d'absence de *S. sulcata*, on peut utiliser *P. kuehni* comme indicateur de rechange pour le début du Carbonifère.
- Le plus souvent, la partie supérieure de l'étage de Wocklum jusqu'à la limite Dévono-Carbonifère est représentée par un faciès argileux (schiste de Hangenberg). C'est seulement dans la «carrière orientale de la province» à Drewer et dans la tranchée de la route de Ruethen à Nuttlar, que la limite Dévono-Carbonifère se trouve dans une succession complètement calcaire.

- La «carrière orientale» à Drewer est proposée comme candidate pour le stratotype de la limite Dévono-Carbonifère.
- Dans beaucoup de localités, la teneur en conodontes dans le calcaire de Hangenberg est très pauvre.
- Basés sur les conodontes, on a développé des modèles de bio-faciès qui permettent des conclusions sur les positions paléogéographiques (fussent-elles voisines de bassins ou voisines de seuils) des lieux de sédimentation.

„Diese Voraussetzungen [für die Devon/Karbon-Grenze] sind ... am besten im deutschen Paläozoikum, im Bereich des Rheinischen Gebirges und des Frankenwaldes, erfüllt, wo stellenweise geschlossene devonisch-karbonische Serien mariner Sedimente mit einer reichen, stetigen Faunenentwicklung vorliegen.“

(PAECKELMANN & SCHINDEWOLF 1937: 705)

1. Einleitung

Nachdem PAECKELMANN & SCHINDEWOLF (1937) auf dem Zweiten Heerlener Kongreß einen neuen Vorschlag zur Festlegung der Devon/Karbon-Grenze unterbreitet hatten, bedeutete dies das Ende jahrzehntelanger Kontroversen. Der mit Hilfe von Cephalopoden, also auf orthochronologischer Grundlage, begründete Vorschlag ging dahin, die Grenze in das Hangende der *Wocklumeria*-Stufe und an die Basis der *Gattendorfia*-Stufe zu legen.

Als Grenzkriterium galt das Verschwinden der Clymenien im Oberdevon und das Auftreten neuer Goniatitengattungen im Unterkarbon. Es zeigte sich sehr schnell, daß die jüngste Clymenie, *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT)¹, schon im mittleren Teil der oberdevonischen Hangenberg-Schiefer ausstirbt (PRICE & HOUSE 1984: 15, Abb. 1 u. 3). Die Grenzziehung mittels Cephalopoden wurde daher zu einer reinen Goniatitengrenze. Die Verarmung an Goniatiten im höheren Teil der Hangenberg-Schiefer („*Imitoceras*“, *Prionoceras* sowie als offenbar jüngste oberdevonische Goniatiten *Acutimitoceras* in der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinse und zeitäquivalenten Schichten) macht im Unterkarbon einer raschen Entwicklung von Goniatiten mit neuen Merkmalen Platz: *Gattendorfia*, *Voehringerites*, *Costimitoceras*, *Paralytoceras*, *Pseudarietites*, *Eocanites* (KORN 1986: 53). Mit dem Erstauftreten von *Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER) an der Basis oder im tieferen Teil des Hangenberg-Kalks wurde die Grenze definiert. Als Referenzprofil diente das Hönnetalprofil.

Erst durch die vorwiegend nach dem Zweiten Weltkrieg entwickelten und laufend verfeinerten Parachronologien mit Hilfe von Conodonten, Trilobiten, Ostracoden, Foraminiferen und Sporen waren weltweite Korrelationen möglich. Die Conodonten erwiesen sich bald als unentbehrlicher Eichstandard. Im Jahr 1979 entschied die Arbeitsgruppe der International Union of Geological Sciences (IUGS) für die Devon/Karbon-Grenze, zur Grenzfestlegung den phylogenetischen Übergang von *Siphonodella praesulcata* in *Siphonodella sulcata* zu benutzen. Das Erstauftreten von *S. sulcata* liegt etwas unterhalb desjenigen von *Gattendorfia*. In diesem Zusammenhang ist auf Tabelle 1 zu verweisen, die eine Conodonten- und Cephalopodengliederung im höheren Oberdevon und tieferen Unterkarbon einander gegenüberstellt.

¹ Nach neuesten Untersuchungen von KORN (1988) ist *Wocklumeria sphaeroides* REINH. RICHTER die jüngste Clymenie (S. 177).

Tabelle 1
Gegenüberstellung von Conodonten- und Cephalopodengliederung
im höheren Oberdevon und tieferen Unterkarbon

	Gliederung nach Conodonten				alte Zonierung vorwiegend nach **		
	neue Zonierung nach *	Einsetzen der Zonen-Conodonten					
Unterkarbon	<i>bilineatus</i> -Zone	<i>Gnathodus bilineatus</i>			<i>Gnathodus</i> - <i>bi</i> - <i>bi</i> -Zone		
	nicht benannt				<i>anchoralis</i> - <i>bilineatus</i> - Interregnum		
	<i>texanus</i> -Zone	<i>Gnathodus texanus</i>					
	<i>anchoralis-latus</i> -Zone	<i>Scaliognathus anchoralis</i>	<i>Doliognathus latus</i>		<i>anchoralis</i> -Zone		
	<i>typicus</i> -Zone	Obere	<i>Pseudopolygnathus oxypaginus</i> (<i>Pseudopolygnathus nudus</i>)			nicht benannt	
		Untere	<i>Gnathodus typicus</i> M 2				
	<i>isosticha</i> -Obere <i>crenulata</i> -Zone		<i>Gnathodus delicatus</i>		Obere	<i>crenulata</i> -Zone	
	Untere <i>crenulata</i> -Zone		<i>Siphonodella crenulata</i>		Untere		
	<i>sandbergi</i> -Zone		<i>Siphonodella sandbergi</i>			<i>Siphonodella</i> - <i>triangulus</i> - <i>triangulus</i> -Zone	
	Obere <i>duplicata</i> -Zone		<i>Siphonodella cooperi</i> M 1			<i>Siphonodella</i> - <i>triangulus</i> - <i>inaequalis</i> -Zone	
	Untere <i>duplicata</i> -Zone		<i>Siphonodella duplicata</i> M 1				
cd <i>sulcata</i> -Zone		<i>Siphonodella sulcata</i> (<i>Protognathodus kuehni</i>)		Obere	<i>kockeli</i> - <i>dentilineatus</i> -Zone, korrespondierend mit <i>sulcata</i> - <i>kockeli</i> -Zone		
					<i>Protognathodus</i> -Fauna		
Oberdevon	<i>praesulcata</i> -Zone	Obere	<i>Protognathodus kockeli</i>		Untere	<i>praesulcata</i>	
		Mittlere	<i>Palmatolepis gracilis gonioclymeniae</i>		Obere		
		Untere	<i>Siphonodella praesulcata</i>		Obere		
	<i>expansa</i> -Zone	Obere	<i>Bispathodus ultimus</i>		Mittlere		<i>costatus</i> -Zone
		Mittlere	<i>Bispathodus aculeatus</i>		Untere		
Untere		<i>Palmatolepis gracilis expansa</i>		Obere	<i>styriacus</i> -Zone		

*MEISCHNER 1970, VOGES 1959, ZIEGLER 1962, 1969, 1971

**LANE & SANDBERG & ZIEGLER 1980, SANDBERG et al. 1978, ZIEGLER & SANDBERG 1984

Die Suche nach einem geeigneten Grenzstratotyp wird dadurch erschwert, daß im höheren Teil der Wocklum-Stufe, über dem Wocklum-Kalk, Tonsteine (Hangenberg-Schiefer) auftreten, in denen sich keine Conodonten gewinnen lassen. Dieses Unterbrechen der Kalksedimentation ist ein weltweites isochrones Ereignis: Ihm liegt offenbar eine kurze Regressionsperiode, verursacht durch ein eustatisches Absinken des Meeresspiegels, zugrunde (ZIEGLER & SANDBERG 1984: 231, PAPROTH

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Gliederung nach Cephalopoden				lithostratigraphische Einheiten
Zonierung vorwiegend nach ***		Einsetzen der Zonen-Cephalopoden		
Pericyclus-Stufe	δ	<i>nasutus</i> -Zone	<i>Entogonites nasutus</i>	Horizont der vorwiegenden Kieselkalke
	γ	<i>kochi</i> -Zone	<i>Ammonellipsites kochi</i>	
	β	<i>plicatilis-corpulentum</i> -Zone	<i>Pericyclus plicatilis</i> <i>Muensteroceras-corpulentum</i>	Horizont der vorwiegenden Lydite Erdbacher Kalk
	α	<i>princeps-complanatum</i> -Zone	<i>Pericyclus princeps</i> <i>Muensteroceras complanatum</i>	Liegende Alaunschiefer
Gattendorfia-Stufe	crassa-Zone	<i>patens</i> -Subzone	<i>"Imitoceras" patens</i>	Hangenberg-Kalk
		<i>westfalicus</i> -Subzone	<i>Pseudarietites westfalicus</i>	
	subinvoluta-Zone	<i>dorsoplanus</i> -Subzone	<i>Pseudarietites dorsoplanus</i>	
		<i>acutum</i> -Subzone	<i>Acutimitoceras acutum</i>	
	<i>prorsum</i> -Zone	<i>Acutimitoceras prorsum</i>	Hangenberg-Schiefer	
Wocklumeria-Stufe		Obere <i>paradoxa</i> -Zone	<i>Parawocklumeria paradoxa</i>	Wocklum-Kalk
		Untere <i>paradoxa</i> -Zone		
		Obere <i>subarmata</i> -Zone	<i>Kalloclymenia subarmata</i>	
		Untere <i>subarmata</i> -Zone		
Clymenia-Stufe		<i>piriformis</i> -Zone	<i>Piricyclomenia piriformis</i>	Dasberg-Schichten
		<i>ornata</i> -Zone	<i>Ornatoclymenia ornata</i>	
		<i>acuticostata</i> -Zone	<i>Progonioclymenia acuticostata</i>	
		<i>serpentina</i> -Zone	<i>Kosmoclymenia serpentina</i>	

***PAPROTH 1960, VÖHRINGER 1960, KORN 1984

& STREEL 1984: 256). Über dem Hangenberg-Schiefer tritt mit scharfer Grenze der Hangenberg-Kalk auf. Da die Unterbrechung durch Hangenberg-Schiefer in den einzelnen Profilen unterschiedlich umfangreich und das Einsetzen des Hangenberg-Kalks heterochron ist, schwankt das Erstauftreten von *S. sulcata* von Aufschluß zu Aufschluß, von Profil zu Profil in geringfügigem Maße (PAPROTH & STREEL 1984: Abb. 1). Die Suche nach dem idealen Stratotyp (geschlossene

Kalksteinfoolge) ist daher noch nicht abgeschlossen. Von den durch eine Einlagerung mit Hangenberg-Schiefen beeinträchtigten Kandidat-Stratotypen hat zur Zeit das Profil im Hasselbachtal die größten Aussichten².

Zweck der vorliegenden Studie ist es, auf einen Stratotyp hinzuweisen, der völlig zu Unrecht bei der Diskussion um ein geeignetes Typusprofil in den letzten Jahren keine Aufmerksamkeit mehr gefunden hat: Es ist der östliche Provinzialsteinbruch Drewer. Im Führer der IUGS-Arbeitsgruppe über die Devon/Karbon-Grenzschiechten im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge (PAPROTH & STREEL 1982) wird er nicht mehr erwähnt.

Die Grenzschiechten des Drewer-Steinbruchs zeichnen sich durch eine reiche Conodontenfauna aus. Sowohl an der Nordwest- als auch an der Nordostwand treten *Siphonodella praesulcata* und *S. sulcata*, in den Reichweiten sich überlappend, auf. Die Nordostwand enthält im Devon/Karbon-Grenzbereich eine geschlossene Kalksteinfoolge. In dem kritischen Bereich des höchsten Oberdevons bilden dort tonig-schluffige Zwischenlagen nur noch vereinzelt millimeterdünne, linsig absetzende Belege an den Schichtflächen der grauen knolligen Kalksteine. Von den fünf Kriterien, die ZIEGLER & SANDBERG (1984: 235) für ein gutes Devon/Karbon-Grenzprofil zugrunde legten, erfüllt der östliche Provinzialsteinbruch Drewer auf Anhieb drei: das Erstauftreten von *Siphonodella praesulcata*, *S. sulcata* und *Gattendorfia subinvoluta*. Cephalopoden sind reichlich vorhanden und können auch heute noch an den der Verwitterung längere Zeit ausgesetzten Kalksteinflächen in ausreichendem Maße gesammelt werden, wie der Beitrag von D. KORN (S. 220 – 222) eindrucksvoll beweist. Die schlechte Erreichbarkeit der Nordostwand ist nur ein technisches Problem und läßt sich ohne Schwierigkeiten lösen. Daß bisher keine durchgehende Sporendokumentation vorhanden ist, liegt zum Teil an den weitgehend geschlossenen Kalksteinfoolgen, in denen keine Sporen zu erwarten sind. Die Nordwestwand dürfte hierfür Abhilfe schaffen und einige Lücken schließen.

Es gibt also viele gute Gründe, den östlichen Provinzialsteinbruch Drewer seiner unverdienten Vergessenheit zu entreißen. Die in dieser Arbeit vorliegenden Ergebnisse werden darlegen, daß jene Lokalität zu den besten Devon/Karbon-Grenzprofilen in der Welt gehört.

2. Geologische Übersicht

Die in dieser Arbeit behandelten Profile (vgl. Kap. 4.) liegen im nordöstlichen Sauerland (Abb. 1). Diese geologisch vielgestaltige Region war im Oberdevon in zahlreiche Becken und Schwellen gegliedert. Der Sedimentationsraum befand sich im Bereich der herzynischen Beckenfazies. Ton-, Schluff- und Kalkschlämme breiteten sich am Meeresboden aus (Cypridinenschiefer- und Foßleyfazies). Die autochthone Schlammanreicherung wurde wiederholt durch episodische Sand-schüttungen unterbrochen, welche als Turbidite in Suspensionen vom Schelfbereich her dem Beckenraum zugeführt wurden (Pönsandsteinfazies). Zufuhr und Platznahme der Schuttströme waren von der Lage aufragender Schwellenrücken abhängig. Hochgebiete wurden umflossen. Auf diese Weise türmten sich nach und

² Auf der im Mai 1988 in Courtmacsherry/Irland abgehaltenen Sitzung der IUGS Working Group on the Devonian-Carboniferous Boundary wurde die Empfehlung ausgesprochen, das Profil La Serre, Montagne Noire (Südfrankreich), als Stratotyp festzulegen und die Profile Nanbiancun, Guangxi (Südchina), und Hasselbachtal in den Rang von regionalen Referenzprofilen zu erheben.

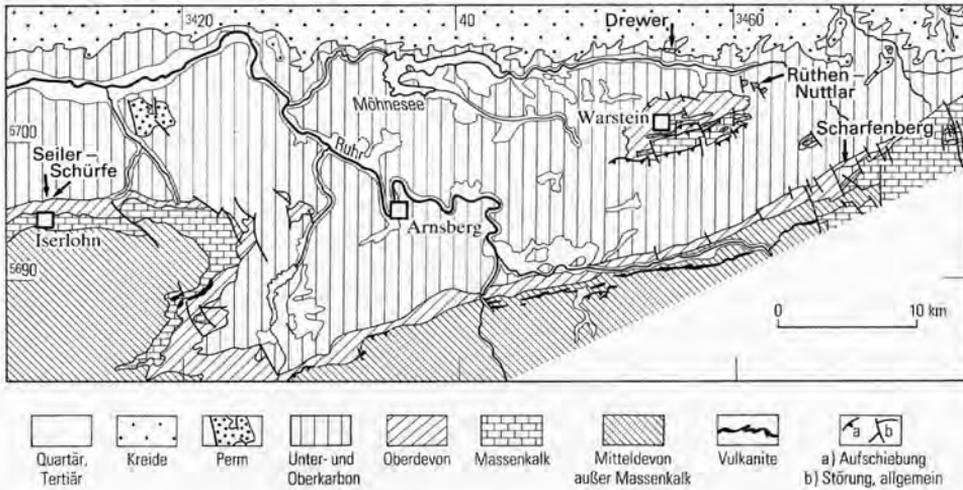


Abb. 1 Lage der beschriebenen Profile an der Grenze Devon/Karbon
 Fig. 1 Position of the described Devonian/Carboniferous boundary profiles

nach große, 1 000 m Mächtigkeit übersteigende Sedimentmengen fein- bis grobklastischen Materials auf. Gleichzeitig sammelten sich auf isolierten Tiefschwellen oder langgestreckten Schwellenrücken zeitäquivalente, nur einige Meter oder Zehner Meter mächtige karbonatische Schlämme an (Cephalopodenkalkfazies). Die Schwellen erfüllten die Funktion von Faziesseiden. Darüber hinaus beteiligten sie sich als Sedimentlieferanten, indem ein Teil der schwelennah gefällten Kalkschlämme von den Schwellenflanken abglitt und, vermischt mit Sand- und Tonsteinfetzen sowie sonstigen Gesteinstrümmern, in tieferen Partien resedimentiert wurde. Besonders deutlich sind die Faziesübergänge auf den ansteigenden Beckenflanken beziehungsweise Schwellenhängen, wo sich Kalkknollentonsteine und flaserige Knollenkalksteine mit den Tonsteinen der Beckenfazies verzahnen.

Diese Art der Sedimentation in den verschiedenen, oben gekennzeichneten Faziesräumen hielt unverändert bis zur Devon/Karbon-Grenze an. Die Grenze fällt in die schon in Kapitel 1. beschriebene Regressionsphase. Auf den Wocklum-Kalkstein folgen als jüngste Ablagerung des Oberdevons die Hangenberg-Schiefer, in welche gelegentlich glimmerführende Carbonatsandsteine und Grauwacken (Hangenberg-Sandstein) eingelagert sind. In einigen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, so in der Attendorn-Elsper Doppelmulde und am Ostrand, setzt sich die Fazies der Hangenberg-Schiefer unverändert in die *Gattendorfia*-Stufe fort. Bei den in dieser Arbeit beschriebenen Profilen wird die *Gattendorfia*-Stufe hauptsächlich durch einen Kalkstein, den Hangenberg-Kalk, vertreten, dessen Basis in etwa der Devon/Karbon-Grenze entspricht. Mit Beginn der *Pericyclus*-Stufe wird die Cypridinschieferfazies zugunsten der Kulm-Fazies abgelöst. Damit bahnt sich eine Sedimentationswende an. Seit KREBS (1968) werden die basalen, durch schwarze, kieselige, pyritreiche Tonsteine und Alaunschiefer mit Phosphoritknollen gekennzeichneten kulmischen Schichten als paläogeographischer Wendepunkt angesehen, durch den eine neue Transgression mit starker Erweiterung und Vertiefung des unterkarbonischen Sedimentations-

raums charakterisiert ist. Die Schwellen verloren allmählich ihre Rolle als faziessteuernde Hochgebiete. Im Warsteiner Raum ist Schwelleneinfluß noch zu Beginn der Transgression durch den an Untiefen fixierten Erdbacher Kalk erkennbar.

Im folgenden werden einige speziellere geologische Merkmale für das Iserlohner und das Warsteiner Gebiet, aus dem die Profile stammen, wiedergegeben.

Am Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels wird im Bereich der Seiler zwischen Iserlohn und Hemer über eine Erstreckung von ca. 4 km die „Normalfazies“ der Nehden- bis Wocklum-Stufe (bunte schluffige Tonsteine, Kalkknotentonsteine, Knollenkalksteine, Sandsteine) durch die „Seiler-Sonderfazies“ (Ton- und Sandsteine, Konglomerate mit Ooid- und Quarzgeröllagen) ersetzt. Dabei stehen während der Nehden- bis Unteren Wocklum-Stufe mehrere hundert Meter mächtigen Sedimenten der Normalfazies nur noch einige Zehner Meter Sedimente der Sonderfazies gegenüber. KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER (1970) sowie HEINKE (1978) erklärten die geringen Mächtigkeiten in der Seiler-Region durch eine zu dieser Zeit dort starke Aufgliederung in Spezialschwellen und Beckenareale. Die eingeschalteten Kalkgeröllagen werden als Residualsedimente der die Schwellen überkleidenden Carbonatmäntel gedeutet. Von der Oberen Wocklum-Stufe an trat eine Mächtigkeitsinversion auf. Durch allmähliches Absinken des Meeresbodens gelangten in das Seiler-Gebiet bis zu 150 m mächtige küstennahe klastische Sedimente (oberdevonische Hangenberg-Schichten) und glichen die bisher bestehenden Reliefunterschiede aus. Ihnen stehen in der Normalfazies nur wenige Zehner Meter Hangenberg-Tonsteine gegenüber. Andere Autoren gehen von einem rinnenartigen Einschneiden der Seiler-Fazies in die normal ausgebildete ältere Unterlage aus. Der größte Teil des Famenne (Nehden-Sandstein bis Wocklum-Kalk) wurde dabei erodiert (vgl. PAPROTH 1986: Abb. 6). Der Nachweis der oben beschriebenen, geringmächtigen Ablagerungen des tieferen Famennes im Bereich der Seiler weist jedoch eindeutig darauf hin, daß der rinnenartige Absatz der Seiler-Fazies nicht durch ein einmaliges, katastrophenartiges Ereignis zustande kam. Die Entstehung der Sedimente verlief viel komplexer: Das Zusammenspiel von wechselnder Paläomorphologie, zeitlich gestaffelten epirogenetischen Schwankungen und dem Zustrom energiereicher sandiger Turbidite war für die Ausbildung der Seiler-Fazies verantwortlich.

Wegen der grobklastischen Ausbildung der Hangenberg-Schichten und ihrer Ähnlichkeit mit der Rheinischen Fazies leiteten KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER (1970) das Material von Nordwesten, von dem dem Nordkontinent vorgelagerten Schelfbereich, her. Für den Plattensandstein der Nehden-Stufe hatte schon KÜHN-VELTEN (1968) im wesentlichen Strömungen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen mit einem gelegentlichen Pendeln und Abschnenken bis in eine südwestliche Richtung festgestellt. PAPROTH (1986) hält eine generelle Herleitung von Süden her, von Schwellenbereichen des zentralen Remscheid-Altenaer Sattels, für wahrscheinlicher.

Vom Südwestfuß des Spitzen Kahlenbergs bei Stockum (Nordflanke des Ebbe-Sattels) sind aus dem obersten Anteil der oberdevonischen Hangenberg-Schichten die Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen bekannt. Sie lassen sich als Einlagerung kalkdetritischen Materials in eine ansonsten klastische Abfolge von Ton- und Sandsteinen deuten (Schwellenhangsedimente mit Übergang zum Becken). Die Herkunft des Materials wird von Süden her (Kern des Ebbe-Sattels) angenommen.

Im Warsteiner Gebiet wird die Fazies des Oberdevons und des tiefsten Unterkarbons weitgehend von der Warsteiner Carbonatplattform und ihren beiden

Satellitenriffen, dem Belecker und dem Scharfenberger Riff, geprägt. Das Belecker Riff ist an der Oberfläche nicht aufgeschlossen, es wurde jedoch durch eine Bohrung in ca. 110 m Teufe unterhalb der Sohle des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer nachgewiesen. Der dort erbohrte Massenkalk gehört der Dorp-Fazies (Riffaußenseite) an. In Richtung auf das weiter im Süden befindliche Warsteiner Riff keilt das Belecker Riff schnell aus und verzahnt sich flankenwärts mit Schuttkalksteinen und flinzartigen Tonsteinen. Während des gesamten Oberdevons und im tiefsten Unterkarbon haben sich über dem abgestorbenen Riffkörper nur wenige Dekameter mächtige, vorwiegend karbonatische Sedimente gebildet. Wiederholt mit den Kalksteinen wechsellagernde alaunschieferartige Tonsteine belegen, daß die Schwelle schon im höheren Oberdevon mehrmals in die Beckensedimentation einbezogen wurde, aber vorerst immer wieder ihren Hochgebietscharakter behaupten konnte. Zum Schwellentop hin keilen die Tonsteine aus. Andererseits glitten vom Schwellenrücken karbonatische Schlämme ab und verzahnten sich flankenwärts mit den Hangsedimenten. Die Rutschmassen sind heute als intraformationale, synsedimentär angelegte Falten mit stark pendelnden Achsen an mehreren Wänden des östlichen Provinzialsteinbruchs zu beobachten. Erst im mittleren Unterkarbon wurde der Einfluß der Belecker Schwelle endgültig zurückgedrängt. Sie verlor – ebenso wie die anderen aus Riffen entstandenen Schwellen – ihre Rolle als faziessteuerndes Hochgebiet und wurde zunächst von fein-, dann von grobklastischen Beckenablagerungen eingedeckt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Am weitaus umfassenderen Warsteiner Riff lassen sich großräumige synsedimentäre Bewegungen ablesen. Schon früh, an der Wende Mittel/Oberdevon, wurde die Carbonatplattform an einem Scharnier nach Norden gekippt. Im nördlichen Plattformabschnitt kam das Riffwachstum zum Erliegen, der Riffwuchs beschränkte sich auf biostromale Korallenbauten. Im südlichen Abschnitt als dem bathymetrisch höchsten Teil der gekippten Scholle setzte sich der Riffaufwuchs mit einem Bioherm fort. Später, gegen Ende der Adorf-Stufe, zerbrach die Plattform an Nord-Süd gerichteten, synsedimentär wirksamen Brüchen. Auf der nur wenig abgesenkten östlichen Hochscholle fand während des gesamten Oberdevons eine Carbonatsedimentation auf Tiefschwellen (Kattensiepen, Eulenspiegel, Kruhberg) statt. Dort herrschten bis in die *Gattendorfia*-Stufe hinein, nur gelegentlich unterbrochen von schwarzen Tonsteinen und Mergeln (z. B. *annulata*-Horizont), dichte Kalksteine, Knollen-, Knoten- und Flaserkalksteine vor. Wocklum-, Hangenberg- und Erdbacher Kalk sind entwickelt. Diese an die fazialen Verhältnisse im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer erinnernde Ausbildung der Tiefschwellen wird von einem nach Nordosten vorstoßenden Sporn der Massenkalk-Plattform (östlichster Ausläufer der oben beschriebenen Hochscholle) gesteuert (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

3. Die Faziesverhältnisse im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon (cdI) an den Lagepunkten der Profile

Die im Osten des Untersuchungsgebiets gelegenen Profile Drewer, Straße Rüthen – Nuttlar und Scharfenberg treten im Bereich von Sattelstrukturen auf, die während der Sedimentationszeit vom Givet bis zum Ende des Unterkarbons I als Schwellenregionen vorlagen.

Im Steinbruch Drewer, der auf dem östlichen Teilsattel des Belecker Sattels liegt und gleichzeitig den Verlauf einer vororogenen Schwelle markiert, gehören die

ältesten aufgeschlossenen Schichten des Oberdevons in die Nehden-Stufe ($doll\alpha$) und bestehen zum Hangenden hin vorwiegend aus Knollen-, Kotten- und Flaserkalksteinen. Im höchsten Teil der Wocklum-Stufe wird im Bereich der Nordwestwand die Kalksteinsedimentation kurz zugunsten von geringmächtigen, alaunschieferartigen Schichten unterbrochen, welche den ältesten Anteil der auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges vorhandenen Hangenberg-Schiefer repräsentieren. Zum Hangenden hin werden die Alaunschiefer durch Sandsteine, linsige bis bankförmige Knollenkalksteine und damit wechsellagernde Ton- und Schluffsteine abgelöst, die noch in das tiefste Unterkarbon hineinreichen. Darüber legt sich die geschlossene Bankfolge des Hangenberg-Kalks. Nur 30–35 m weiter, an der Nordwand dieses Steinbruchs (Abb. 3, S. 174), keilen nicht nur die Schwarzschieferinlagerungen im Oberdevon, sondern auch die Liegenden Alaunschiefer des Unterkarbons II aus. Dort, im eigentlichen Sattelkern, ist eine einheitliche Schwellenkalksedimentation von der *crepida*- bis zur *typicus*-Zone vorhanden, wobei die Cephalopodenkalksteine des Unterkarbons I in kondensierter Form vorliegen.

Das Profil an der Straße Rüthen–Nuttlar, in dem die Schichtenfolge in der *expansa*-Zone beginnt und bis zur Oberen *duplicata*-Zone reicht, befindet sich im Kern des rasch nach Ostnordosten abtauchenden Eulenspiegel-Sattels (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Während dieses Zeitabschnitts wurden vorwiegend Kalksteine sedimentiert, die lediglich im oberen Teil der Mittleren *praesulcata*-Zone einen geringmächtigen, karbonatischen, kieseligen Tonstein enthalten. Stratigraphisch ist dieser Tonstein ein Äquivalent eines älteren Teils der Hangenberg-Schiefer. Der jüngere Abschnitt der Hangenberg-Schiefer, welcher der Zeitspanne der Oberen *praesulcata*-Zone entspricht, enthält im Straßenprofil bereits wieder Kalksteine, welche lückenlos in den Hangenberg-Kalk übergehen.

Das Profil Scharfenberg liegt an der Nordwestflanke des Scharfenberger Sattels. Durch diese paläogeographische Flankenposition bedingt, liegen zu den vorgenannten Profilen deutliche Abweichungen vor. So sind hier die Hangenberg-Schiefer in ihrer typischen Ausbildung entwickelt, aber erreichen stratigraphisch nicht den Devon/Karbon-Grenzbereich. Im oberen Teil der Oberen *praesulcata*-Zone, die orthostratigraphisch noch zur Wocklum-Stufe gehört, setzt faziell bereits der Hangenberg-Kalk ein, also früher als in klassischen Profilen (Hönnetal, Apricke u. a.). Außerdem fällt auf, daß der Hangenberg-Kalk hier deutlich mehr klastische Einlagerungen enthält als die Profile, die in den Schwellenzentren vorkommen. Wichtig ist jedoch die Feststellung, daß der Sedimentationsbeginn des Hangenberg-Kalks am Scharfenberger Sattel nicht gleichzusetzen ist mit der Untergrenze des Unterkarbons, sondern geringfügig älter ist. Weiter ist bemerkenswert, daß die Kalksteine dieses Profils, die die Obere *praesulcata*- und den unteren Abschnitt der *sulcata*-Zone umfassen, auffällig viele Exemplare der Gattung *Protognathodus* enthalten, die im Zentralbereich der Schwellen zurücktreten, gelegentlich sogar ganz fehlen können (s. S. 216–217).

Durch das Vorkommen von Cephalopodenkalksteinen vom höchsten Oberdevon bis zum tiefsten Unterkarbon konnte in den vier genannten Profilen mittels Conodonten die Grenze Devon/Karbon biostratigraphisch genau erfaßt werden.

Die Schürfe an der Seiler bei Iserlohn (s. Abb. 1, S. 167) zeigen besonders im Devon/Karbon-Grenzbereich fazielle Besonderheiten gegenüber den am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges benachbarten klassischen Profilen am Hangenberg, bei Oese, Apricke, Oberrödinghausen und anderenorts (Profilzusam-

menstellung und Literaturangaben in PAPROTH & STREEL 1982), wo vielfach die typische Entwicklung von oberdevonischen Hangenberg-Schiefen und unterkarbonischem Hangenberg-Kalk vorhanden ist.

An der Seiler ist den sehr mächtigen klastischen Äquivalenten der Hangenberg-Schiefer (ca. 150 m nach KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970: Abb. 3) im obersten Abschnitt eine Kalkstein- oder Kalkstein-Tonsteinfohle eingelagert. Diese besteht abweichend von den im Liegenden vorkommenden Wocklumer Knollenkalksteinen, die dem Typ nach auf Schwellen gebildete Cephalopodenkalksteine sind, aus dunkelgrauen bis blaugrauen spätigen, detritischen Kalksteinen. Diese Kalksteine sind lithologisch direkt mit dem Stockumer Kalk (sensu ALBERTI et al. 1974) zu vergleichen, da die gleiche stratigraphische Position es nahelegt, beide Kalksteine als zeit- und faziesäquivalent anzusehen (s. S. 215 – 216). Die oberen detritischen Kalksteine an der Seiler gehören in die *sulcata*-Zone. Das wird biofaziell noch untermauert durch die Mikrofauna, die sowohl bei Stockum als auch an der Seiler nach der Conodontenverbreitung als Protognathodid-Biofazies vorliegt. Sie wurde erstmals von ZIEGLER (1969) aus der *Imitoceras*-Kalklinse von Stockum beschrieben (s. PAPROTH 1962). Die hangenden Kalksteine an der Seiler über den detritischen Bänken entsprechen den typischen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges entwickelten Hangenberg-Kalken, die hier jedoch nicht schon in der *sulcata*-Zone, sondern erst in der Unteren *duplicata*-Zone einsetzen. Lithologisch und biofaziell entsprechen sie typischen, auf Schwellen gebildeten Cephalopodenkalksteinen.

Der Stockumer Kalk wurde in ALBERTI et al. (1974: 263) als Stratotyp der von H. SCHMIDT (1924) beschriebenen *Imitoceras*-Fauna und der von ZIEGLER (1969) publizierten *Protognathodus*-Fauna aufgestellt. Der heute auch international gebrauchte Begriff Stockumer Kalk (außerdem werden noch die Namen „Stockumer Kalk“, Stockumer *Imitoceras*-Linse, Stockumer Linse, Stockumer Fauna, Stockumer *Imitoceras*-Kalklinse verwendet) beruht auf dem Fund einer Kalksteinlinse durch einen Mitarbeiter von W. HENKE am Südfuß des Spitzes Kahlenbergs (TK 25: 4713 Plettenberg, R 30 240, H 84 570), die aus einer Sandstein-Schluffstein-Tonstein-Wechselfolge (also kein Schwellensediment) stammt (vgl. HENKE 1924: 31).

Diese Kalksteinlinse mit einer einmalig reichen *Imitoceras*-Fauna wurde von H. SCHMIDT (1924, 1925) paläontologisch bearbeitet. Die Conodontenfaunen, die ZIEGLER (1969) ausführlich beschrieb, stammen aus abgesägtem Material der Originalfundstücke von H. SCHMIDT. In der unmittelbaren Nachbarschaft der Fundstelle von W. HENKE wurden später von ALBERTI et al. (1974) und GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE (1974) einige Schürfe ausgeführt.

Dabei wurde ein adäquater Kalkstein mit einer reichhaltigen, mehr als 1 000 Exemplare aufweisenden, bis heute aber unbearbeitet gebliebenen Goniatitenfauna aufgefunden. Der Kalkstein wurde in den Schürfen I und II angetroffen. Er ist in eine Wechselfolge von schluffigen Tonsteinen, Schluffsteinen und karbonatischen Sandsteinen eingebettet. Im Durchschnitt nur 7 cm mächtig, läßt er sich in einen detritischen unteren und mikritischen oberen Anteil zweiteilen. *Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER) wurde nicht gefunden. In den Jahren 1981 und 1982 wurden die Schürfe I und II erneut geöffnet und vertieft (PAPROTH & STREEL 1982: 50). Dabei glückte KORN (1984) aus den angetroffenen *Imitoceras*-Kalklinsen der Fund von über 100 Goniatiten, welche er nunmehr sieben Arten von *Acutimitoceras* zuweisen konnte. Welche stratigraphische Position der Kalkstein einnimmt, kann

orthochronologisch nicht zufriedenstellend geklärt werden (KORN 1984: 81). *Acutimitoceras* setzt im Kalkstein ein und läßt sich bis in das tiefere Unterkarbon (*Gattendorfia*-Stufe) verfolgen (KORN 1981, PRICE & HOUSE 1984). Die für das Unterkarbon kennzeichnenden neuen Goniatiten fehlen noch, was angesichts der Menge der im Stockumer Kalkstein gefundenen Cephalopoden ein gewichtiges Argument ist. Auch hinsichtlich ihrer Merkmalsentwicklung tragen die Stockumer Goniatiten noch oberdevonische Züge (KORN 1981: 521, 523; 1984: 81). Der Conodontenchronologie zufolge muß jedoch der Stockumer Kalkstein dem Unterkarbon zugerechnet werden (vgl. unten). Nachdem nunmehr bekannt ist, daß *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* früher als *Gattendorfia subinvoluta* beginnen, kann das Fehlen dieses Goniatiten nicht länger als ein Indiz **gegen** ein unterkarbonisches Alter des Stockumer Kalks gewertet werden.

Nach den von GROSS-UFFENORDE & UFFENORDE (1974: Tab. 1) mitgeteilten Conodontenfaunen enthält der karbonatische Sandstein (Pr. 303) im Liegenden des Kalksteins eine *Protognathodus*-Fauna ohne *Protognathodus kuehni* und der Kalkstein selber die *Protognathodus*-Fauna mit *Protognathodus kuehni* (Pr. 330). Die von HENKE (1924) beschriebene *Imitoceras*-Kalklinse von Stockum führt *Protognathodus meischneri*, *P. collinsoni*, *P. kockeli* und *P. kuehni*³ (vgl. ZIEGLER 1969: 349). Mit Ausnahme von *P. kuehni* setzen die übrigen Conodonten bereits in der *praesulcata*-Zone ein. Da die aus dem abgesägten Material stammenden Conodonten nicht horizontiert sind, kann nicht entschieden werden, ob innerhalb der Linse mehrere kondensierte Conodontenzonen vorliegen oder ob die Linse nur eine einzige Zone, die *sulcata*-Zone, repräsentiert. Eine Überprüfung ist nicht mehr möglich. Wir gehen davon aus, daß die gesamte Linse der *sulcata*-Zone angehört und sie daher – wie es schon ALBERTI et al. (1974: 274) vermuteten – in das Unterkarbon zu stellen ist. Die Devon/Karbon-Grenze liegt mithin an der Unterkante der Linse. Der 1974 erschürfte zweigeteilte Kalkstein mit *Protognathodus kuehni* ist demnach ein direktes Zeitäquivalent der *Imitoceras*-Kalklinse von HENKE (1924).

Der Begriff „Stockumer Kalk“ wurde von ALBERTI et al. (1974) nicht eindeutig definiert. Leider erwies es sich als unmöglich, die aus den Schürfen der Jahre 1981 und 1982 freigelegten Kalksteine und Linsen mit der zweigeteilten Bank von 1974 genau zu parallelisieren. Da die Begriffe „*Imitoceras*-Kalklinse“ und „Stockumer Kalk“ von den einzelnen Autoren, die sich mit den Kalksteinen der Schürfe beschäftigt haben, ganz verschiedenartig verwendet werden, sind neue terminologische Definitionen unumgänglich.

Es ist nach den Schurfergebnissen ganz klar, daß „Bank“ und „Linse“ nicht auf einen Horizont beschränkt sind, sondern übereinander folgen. Dabei ist es stratigraphisch unerheblich, ob die „Bank“ im Hangenden oder Liegenden liegt. Bänke können lateral in Linsen, Linsen andererseits in Bänke übergehen.

Die horizontweise untersuchten, mit der *Imitoceras*-Kalklinse stratigraphisch und faziell vergleichbaren Kalksteine an der Seiler bei Iserlohn wie auch diejenigen bei Scharfenberg enthalten sowohl die *praesulcata*- als auch die *sulcata*-Zone. Dort verläuft die Grenze Devon/Karbon mithin innerhalb der Kalksteine.

Um Begriffsverwirrungen zu vermeiden, halten wir folgende neue terminologische Definitionen für notwendig und legen hiermit verbindlich fest:

– Der Begriff „Stockumer *Imitoceras*-Kalklinse“ sollte auf solche Linsen oder Bänke beschränkt bleiben, die ohne oberdevonisches Pendant ausschließlich

³ Der bei ZIEGLER (1969: 355, Taf. 1, Fig. 26) als *Protognathodus* n. sp. A beschriebene Conodont wurde von LEUTERITZ & ZIEGLER (in KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970: 715, Taf. 8, Fig. 4, 6, 7, 9–16) als *Protognathodus kuehni* bezeichnet.

dem Unterkarbon angehören. Die von ALBERTI et al. (1974) in den Schürfen I und II bei Stockum gefundenen Kalksteine sind ein Zeitäquivalent der *Imitoceras*-Kalklinse.

- Der stratigraphisch umfassendere Begriff „Stockumer Kalk“ sollte solchen Kalksteinflolgen vorbehalten bleiben, die ihrem Conodonteninhalt zufolge sowohl einen oberdevonischen (*praesulcata*-Zone) als auch unterkarbonischen Anteil (*sulcata*-Zone) in einer einheitlichen Kalksteinfazies enthalten.
- Sowohl „*Imitoceras*-Kalklinse“ als „Stockumer Kalk“ sind eine Sonderfazies innerhalb der Hangenberg-Schichten. Der Vorteil der oben gekennzeichneten Einteilung liegt darin, daß der Faziesbegriff „Stockumer Kalk“ auf größere Regionen übertragbar ist.
- Die unmittelbar liegenden und hangenden Schichten sind Ton- und Schluffsteine mit Entomozoen, die ihre Hauptverbreitung in der Beckenfazies haben.

Das meistens linsige und lokal eng begrenzte Vorkommen des Stockumer Kalks läßt auf einen Entstehungsort zwischen Schwelle und Becken schließen, wo geringfügige Reliefunterschiede eine derartige Kalksedimentation zuließen.

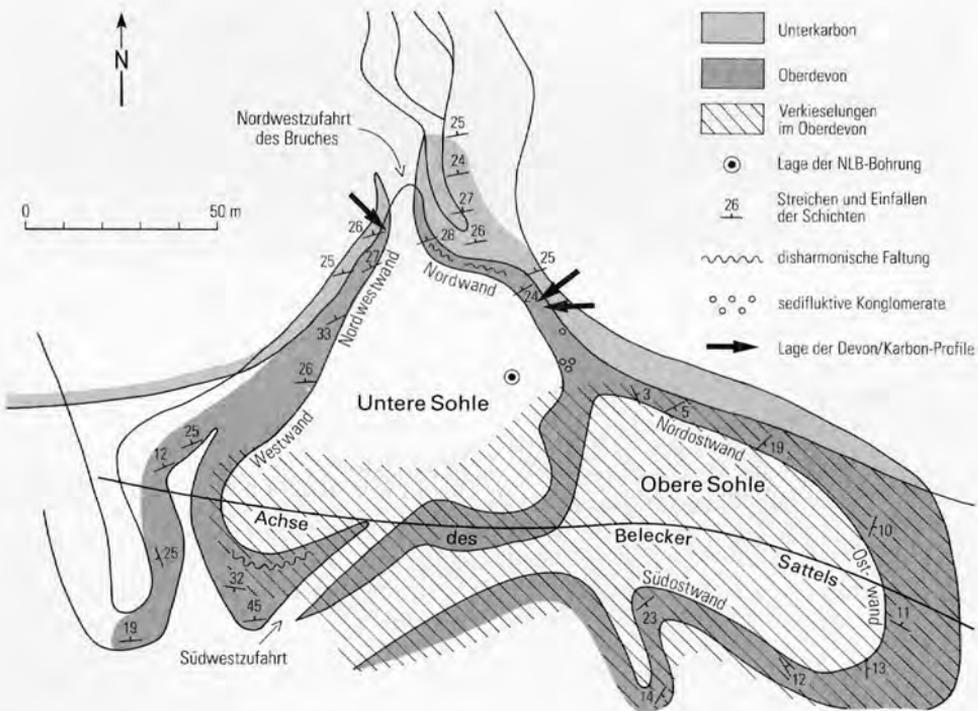


Abb. 2 Geologische Übersicht des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer (nach CLAUSEN 1978)

Fig. 2 Geological outline of the eastern Provincial Quarry at Drewer (after CLAUSEN 1978)

4. Beschreibung der Profile

4.1. Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer (TK 25: 4516 Warstein, R 55 500, H 07 710)

4.1.1. Nordwestwand am ehemaligen Eingang

Unbeeinträchtigt von der Auffüllung der Steinbruchzufahrt ist das von ZIEGLER (1962, 1971) beschriebene Profil noch sehr gut erschlossen (s. Abb. 2, 3, 4, 5).

Die in einer großen, weitgespannten Sattelstruktur (Belecker Sattel; s. Abb. 2) aufgeschlossene Schichtenfolge der Nordwestwand umfaßt die Zeitspanne von der Nehden-Stufe (dolla) bis zum Viséum. Der oberdevonische Anteil besteht vorwiegend aus Knollen-, Knoten- und Flaserkalksteinen, wobei im höheren Abschnitt den Kalksteinbänken Sandsteine und schwarze, geschieferte Tonsteine



Abb. 3 Blick auf Nordwest-, Nord- und Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer (Foto K. N. THOME, März 1968)

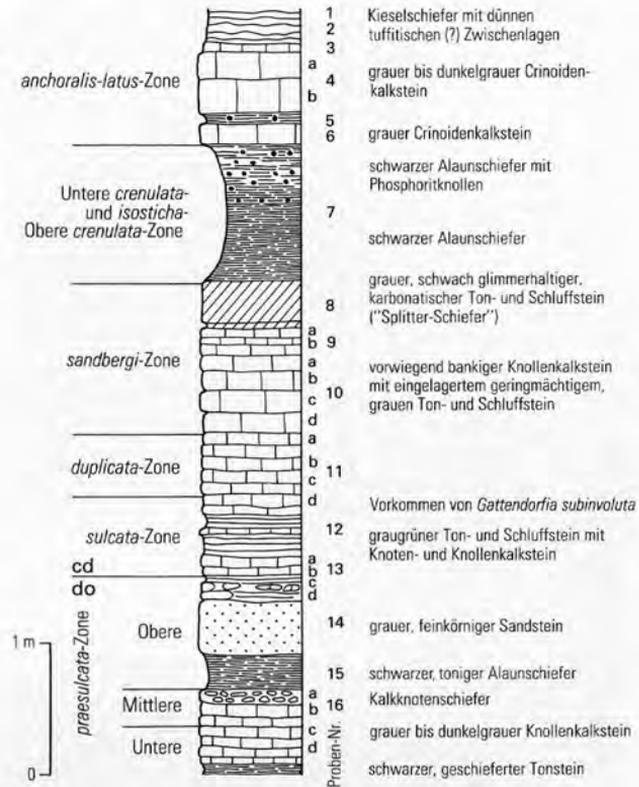
- 6 helle Kieselschiefer, Lydite, Kieselkalke und Tuffite des Unterkarbons
- 5 schwarze Kieselschiefer, Kieselkalke, Lydite, Tonsteine und Tuffite des Unterkarbons
- 4 Erdbacher Kalk
- 3 Liegende Alaunschiefer des Unterkarbons
- 2 Schwarzschiefer der Wocklum-Stufe, darüber Kalkknotentonsteine der höchsten Wocklum-Stufe, dann *Gattendorfia*-Kalk
- 1 Knollenkalksteine, Tonsteine und dünne Schwarzschieferlagen der Nehden- und Dasberg-Stufe

Fig. 3 Total view of the northwestern, northern and northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer (photo by K. N. THOME, March 1968)

- 6 Light siliceous shist, lydite, siliceous limestone and tuffs of the Lower Carboniferous
- 5 Black siliceous shist, siliceous limestone, lydite, shales and tuffs of the Lower Carboniferous
- 4 Erdbach limestone
- 3 "Liegende Alaunschiefer" of the Lower Carboniferous
- 2 Black shales of the Wocklumian, above it nodular limestones of the highest Wocklumian, followed by *Gattendorfia* limestone
- 1 Nodular limestones, shales and thin black shales of the Nehdenian and Dasbergian

Abb. 4
Östlicher Provinzialsteinbruch
Drewer, Profil Nordwestwand
(nach ZIEGLER 1962)

Fig. 4
Eastern Provincial Quarry at
Drewer, profile at the north-
western wall (after ZIEGLER
1962)



vom Typ der Liegenden Alaunschiefer eingelagert sind. Aus den Schichten des höchsten Oberdevons und des Unterkarbons bis zum Erdbacher Kalk wurden in den Jahren zwischen 1960 und 1970 von W. ZIEGLER sowie K. LEUTERITZ & W. ZIEGLER in mehreren Sammelaktionen 39 Conodontenproben aus den Kalksteinen entnommen. Wichtig für unsere Fragestellung zur Festlegung der Devon/Karbon-Grenze waren die Proben 16-4 (s. Abb. 4, 5). Die Conodontenfunde aus dem Liegenden von Probe 16-21a, auf die hier nicht näher eingegangen wird, umfassen stratigraphisch die Zeitspanne von der Unteren *praesulcata*- bis zur Oberen *expansa*-Zone (s. Tab. 1). Ab der Probenfolge 15-14 (s. Abb. 4) beginnt eine für das höchste Oberdevon atypische Entwicklung insofern, als hier keine typischen Hangenberg-Schiefer ausgebildet sind. Die Proben 16d und 16c enthalten noch *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* und gehören somit zur Unteren *praesulcata*-Zone, wobei sie in der für den Wocklumer Kalk typischen Ausbildung als Knollenkalkstein entwickelt sind.

In diesem Kalkstein fanden sich nach SCHINDEWOLF (1937: 43) die folgenden Cephalopoden:

- Kosmoclymenia wocklumeri* (WEDEKIND)
- Wocklumeria sphaeroides* (REINH. RICHTER)
- Wocklumeria plana* SCHINDEWOLF
- Discoclymenia cucullata* (VON BUCH)
- Prionoceras nucleus* (H. SCHMIDT)

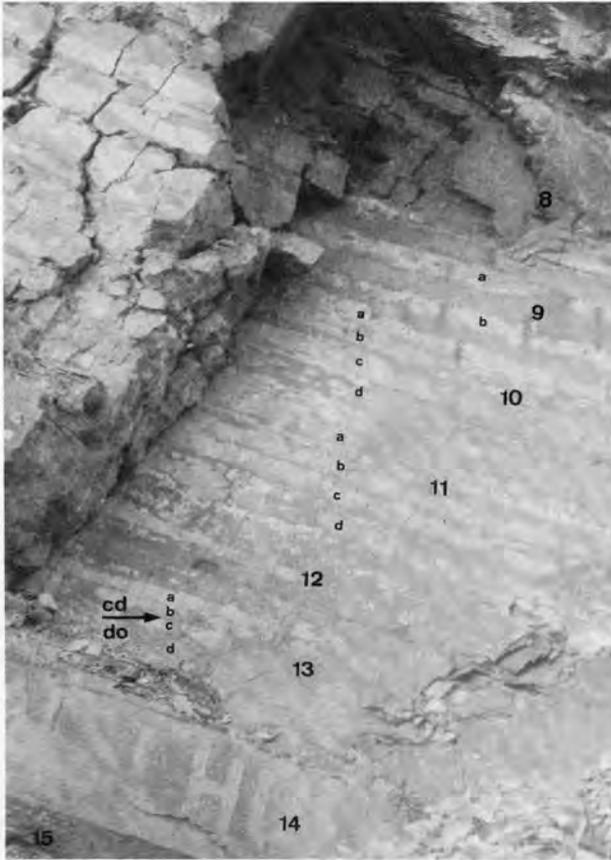


Abb. 5
Ausschnitt aus der Nordwest-
wand des östlichen Provinzial-
steinbruchs Drewer

Fig. 5
Section of the northwestern
wall of the eastern Provincial
Quarry at Drewer

Wie die Abbildung 4 zeigt, beginnt im oberen Teil der Probenfolge 16 bei 16a ein Fazieswechsel, indem sich graue, rostbraun anwitternde Tonsteine einstellen, die – dünnbankig abgesondert – kleine dunkelgraue Kalksteinknollen enthalten. Darüber folgen mit scharfer Grenze schwarze, ungebleichte Alaunschiefer (Pr. 15 in Abb. 4) der Wocklum-Stufe (SCHINDEWOLF 1937: 14). Wiederum mit scharfer Grenze lagern über den Alaunschiefern graue Schluff- und Sandsteine (Pr. 14 in Abb. 4). Sie stellen das Äquivalent der Hangenberg-Schiefer dar (der Begriff „Hangenberg-Sandstein“ wird hier bewußt vermieden). Wiederum an einer deutlichen Grenze schließt sich zum Hangenden die 30 cm mächtige Probenfolge 13 an, die im unteren Teil (13d, 13c) zahlreiche, lagig angeordnete graue Kalkknollen enthält, die teilweise schon einem bankigen Kalkstein entsprechen. Das Zwischenmittel der Kalksteine ist ein dunkelgrauer Tonstein mit nur geringen schluffigen Anteilen.

In den schluffig-sandigen Äquivalenten der Hangenberg-Schiefer wurden nach SCHINDEWOLF (1937: 14, 36, 43) folgende Cephalopoden geborgen:

Cymaclymenia sp.
Cymaclymenia evoluta (SCHMIDT)
Cymaclymenia striata (MÜNSTER)
Cyrtoclymenia cf. *angustiseptata* (MÜNSTER)
Kalloclymenia cf. *wocklumensis* LANGE
Kosmoclymenia wocklumeri (WEDEKIND)

Parawocklumeria paradoxa (WEDEKIND)
Wocklumeria sphaeroides (REINH. RICHTER)
„*Imitoceras*“ sp.
Prionoceras varicosum (SCHINDEWOLF)
Prionoceras sp.

KORN (1988: 215) unterzog den oberdevonischen Anteil der Hangenberg-Schichten (höhere Wocklum-Schichten) an der Nordwestwand des Steinbruchs Drewer einer erneuten Einstufung durch Cephalopoden. Nach ihm treten über 16 cm mächtigen, *Cymaclymenia evoluta* enthaltenden sandigen Einlagerungen der Wocklum-Kalksteine 7 cm mächtige dunkelgraue Tonsteine mit kleinen Kalksteinknollen auf, in denen sich *Wocklumeria sphaeroides* fand.

Falls in den weiter darüber folgenden, fast 40 cm mächtigen dunklen Hangenberg-Schiefern, in welchen D. KORN (mdl. Mitt.) trotz intensiven Suchens keine weiteren Individuen von *Cymaclymenia evoluta* finden konnte, wirklich keine *evoluta*-Exemplare mehr auftreten, wäre *Wocklumeria sphaeroides* im Steinbruch Drewer damit die jüngste Clymenie vor Erlöschen der Clymeniina. Es kann aber nicht ganz ausgeschlossen werden, daß nicht doch oberhalb des letzten *sphaeroides*-Fundes irgendwo im Steinbruch Drewer in den erwähnten dunklen Tonsteinen nochmals *Cymaclymenia evoluta* erscheint.

Vorläufig gilt: An der Basis der die dunklen Tonsteine überlagernden Sandsteine tritt die *Acutimitoceras*-Fauna auf. Zwischen ihr und der 40 cm weiter im Liegenden befindlichen Kalkknollenlage mit *Wocklumeria sphaeroides* ist offenbar innerhalb der dunklen Tonsteine der Hangenberg-Schiefer eine Cephalopoden-Überlieferungslücke. Für sie hat BECKER (1988: 197, 200) den Namen „*evoluta-prorsum*-Interregnum“ geschaffen.

Die nomenklatorische Berechtigung dieses Interregnums muß angezweifelt werden:

- werden in Zukunft noch oberhalb der *sphaeroides*-Knollenkalksteinlage *evoluta*-Exemplare gefunden, schrumpft das *evoluta-prorsum*-Interregnum bis zur Unbedeutendheit zusammen und wird entbehrlich;
- werden keine weiteren *evoluta*-Exemplare gefunden (da sie ausgestorben sind), grenzt die *sphaeroides*-Knollenkalksteinlage direkt an das Interregnum. Nicht nur das *evoluta-prorsum*-Interregnum, sondern auch die *evoluta*-Zone wird dann hinfällig, da der in Drewer bisher einzige bekannte Horizont mit *Cymaclymenia evoluta* von der *sphaeroides*-Lage überlagert wird (KORN, in Vorbereitung).

Mit der *Acutimitoceras*-Fauna beginnt die *prorsum*-Zone (PRICE & HOUSE 1984).

In der Conodontenprobe 13d tritt erstmals *Protognathodus kockeli* auf und belegt somit den Beginn der Oberen *praesulcata*-Zone, wobei die stratigraphische Stellung der Probe 14 unklar bleibt. Wenn auch conodontenchronologisch keine Einstufung möglich war, so weist doch das Auftreten der *Acutimitoceras*-Fauna an der Basis von Bank 14 nach der Cephalopodenchronologie auf den Beginn der *prorsum*-Zone hin. Zum Hangenden hin folgen dünnbankige, knollig-knotige Kalksteine, die bankig abgesondert sind (13b, 13a). In der Conodontenprobe 13b tritt erstmals *Protognathodus kuehni* (adultes Exemplar) auf.

Damit liegt hier die Grenze Devon/Karbon zwischen den karbonatischen Proben 13c und 13b, das heißt in einer Kalksteinabfolge, wie es für diese Grenzziehung von besonderer Bedeutung ist (s. S. 219).

Die Probenfolge 13 erinnert dabei aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung (dunkelgraue statt graue bis hellgraue Kalksteine) und der Biofazies (Vorkommen von *Protognathodus*) an den Stockumer Kalk. Vergleicht man die Conodontenführung (s. Tab. 2 u. Abb. 5) in den Wocklumer Schichten mit denen, die als Äquivalent des Stockumer Kalks angesehen werden, so ist eine plötzliche Faunenverarmung in letzteren auffällig, was jedoch für die Festlegung der Devon/Karbon-Grenze

Proben-Nr.																										
17b	17a	16d	16c	16b	16a	13d	13c	13b	13a	12	11d	11c	11b	11a	10d	10c	10b	10a	9b	9a	6	4b2	4b1	4a2	4a1	
2	2	6	14	2	1																					
8	19	11	22	42	4																					
7	22	10	20	16	4	1		3	1			1		1			1					4	3	2		
	2		9	3																						
			4																							
8	12	14	14	29	2	1																				
2	17	1	6	23	2																					
1	1		2																							
4	10	10	11	19	3																					
						1					3	1	2	2				4								
1	1	1		2			1				4	3	6	6	5	5	3	3				5	6	4		
										1	1	14	7	8	7	5	4	15		1						
						1	2	3	3		9	22	9	7	5	2	2	3								
										1		8					1									
		2	1	1	1																					
																						22	26	16	2	
															4	2	2									
						1		1		1	2						1	2								
							1																			
								2																		
																						2	1			
															2		2	4								
																		3								
											1	1		3	2											
											1			2	2		7									
															1							1				
																						1				
																						1	1			
														1												
2			2	5			1	1								1										
										1	1	1	1	1	2		2									
																							4	15	11	4
																							2	2		
																							3			
																							7	16	15	5
																							5	15	20	4
																							1	2	1	
																							1	3	3	
																							25	43	37	1

ohne Bedeutung ist, wenn eine entsprechend große Probenmenge entnommen wird (> 2 kg). Darüber folgen 45 cm graugrüne geschieferte Tonsteine, die im Mittelabschnitt eine wenige Zentimeter dicke Knollenkalksteinlage enthalten, in der erstmals *Siphonodella sulcata* auftritt. Die Tabelle 2 weist darauf hin, daß die Gesamtzahl an Conodonten ebenfalls gering ist. Das Äquivalent der in anderen Profilen in dieser stratigraphischen Position sonst üblichen Hangenberg-Schiefer besteht demnach hier vom Liegenden zum Hangenden aus Alaunschiefern, Sandstein und Kalkstein.

Mit der Probenfolge 11d bis 9a ist der typische Hangenberg-Kalk markiert, der hier eine Mächtigkeit von 1,35 m erreicht. Die Kalksteine sind vorwiegend grau bis hellgrau und entsprechen ihrer lithologischen und biofaziellen Ausbildung nach einem typischen Cephalopodenkalkstein, der jedoch einen etwas geringeren Carbonatgehalt aufweist als die Cephalopodenkalksteine des Oberdevons. Der Hangenberg-Kalk besteht aus 14 Einzelbänken, die nur durch geringmächtige (< 1 cm) Schieferzwischenmittel voneinander getrennt sind. Die unteren und oberen Kalksteinbänke sind als dünnbankig zu bezeichnen, während im Mittelabschnitt Kalksteine dicker als 10 cm auftreten. In der untersten Kalksteinbank wurde von H. SCHMIDT (1924) ein Exemplar von *Gattendorfia* cf. *subinvoluta* gefunden, so daß hier bislang die Grenze Devon/Karbon an die Unterkante der Kalksteinprobe 11d gelegt wurde (s. Abb. 4, S. 175). Die gesamte Kalksteinabfolge zeigt Querschnitte von Goniatiten und weist somit diesen Kalkstein als typischen Cephalopodenkalkstein aus. Nach dem Vorkommen von *Siphonodella lobata* und dem Fehlen von *Siphonodella crenulata* reicht der Hangenberg-Kalk hier bis zum oberen Abschnitt der *sandbergi*-Zone (s. Abb. 4 u. 5).

Neben der bereits oben erwähnten *Gattendorfia* cf. *subinvoluta* (MÜNSTER) wurden im Hangenberg-Kalk an Goniatiten noch *Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF) und *A. substriatum* (MÜNSTER) gefunden. Auch eine reichere Trilobitenfauna hat der Kalkstein geliefert. Nach R. & E. RICHTER (1951) wurden folgende Trilobiten geborgen:

- Archegonus* (*Waribole*) *abruptirhachis* (R. & E. RICHTER)
- A. (Phillibole) drewerensis* (R. & E. RICHTER)
- A. (Phillibole) hercules* (R. & E. RICHTER)
- A. (Phillibole) ogivalis* (R. & E. RICHTER)
- Liobolina* sp., cf. *submonstrans* R. & E. RICHTER

Mit deutlicher Grenze werden die Kalksteine von grauen bis dunkelgrauen, bräunlich anwitternden, glimmerhaltigen, geschieferten Ton- und Schluffsteinen überlagert, die gelegentlich feinsandig ausgebildet sind („Splitterschiefer“). 1,20 m mächtig sind hier die sich deutlich von den liegenden und hangenden Schichten abhebenden schwarzen Ton- und Schluffschiefer, die Liegenden Alaunschiefer. Abbildung 4 (S. 175) verdeutlicht, daß die Liegenden Alaunschiefer besonders im oberen Abschnitt lagig angeordnete Phosphoritknollen enthalten und mit dem „Hauptphosphorit-Horizont“ im Blattgebiet 4516 Warstein (Stbr. Kattensiepen; CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) verglichen werden können.

Wiederum auffällig abgesetzt folgt über den Liegenden Alaunschiefern ein 65 cm mächtiger Kalksteinhorizont (Abb. 4; Pr. 5 bis 4a), der sogenannte Erdbacher Kalk. Die Abfolge besteht aus mehreren Kalksteinbänken, wobei zwischen den Proben 6 und 4b ein bis zu 10 cm mächtiger Alaunschiefer mit Phosphoritknollen eingelagert ist. Die Kalksteine sind von grauer Farbe, teilweise schwach verkieselt und enthalten neben einer reichhaltigen Conodontenfauna der *anchoralis-latus*-Zone wenige Trilobiten und zahlreiche Crinoiden, so daß hier der Erdbacher Kalk als

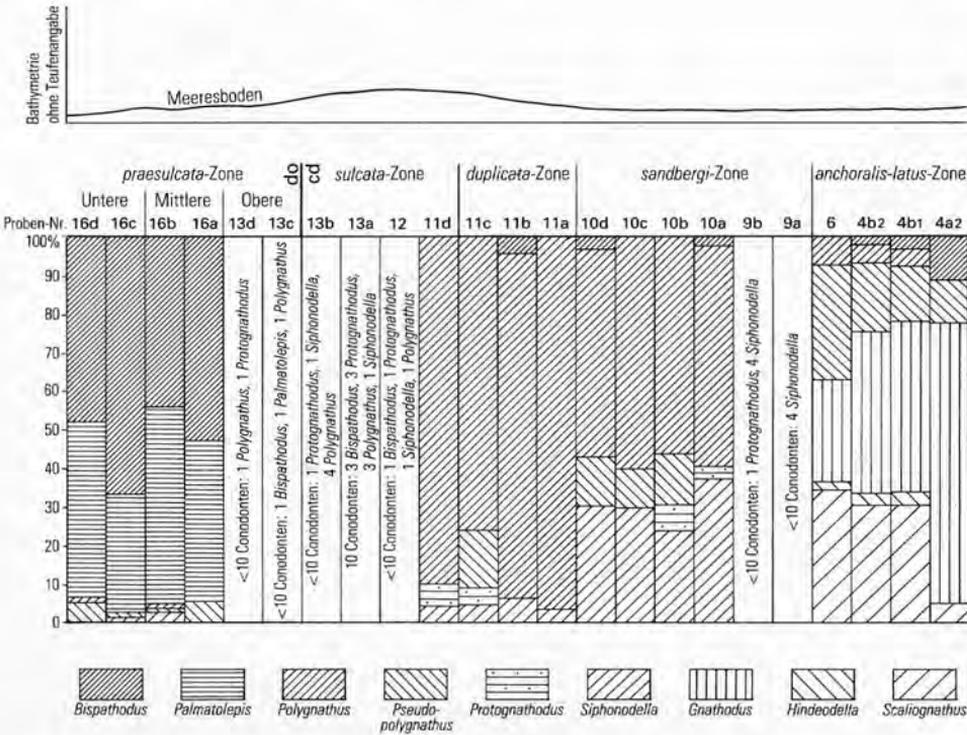


Abb. 6 Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Profil Nordwestwand Drever und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 6 Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the profile at the northwestern wall at Drever with regard to the bathymetry

Crinoidenkalkstein bezeichnet werden kann. Auffällig ist bei dem Conodontenreichtum der hohe Anteil von *Scaliognathus anchoralis* an der Gesamtf fauna im Verhältnis zum Vorkommen der Formen der Gattung *Gnathodus* (Abb. 6). Über dem Erdbacher Kalk folgt noch eine geringmächtige Kalksteinbank (Pr. 3), die wie die obersten 2 cm des Erdbacher Kalks (Pr. 4a; s. Tab. 2, S. 164 – 165) keine Conodonten enthält. Dunkelgraue und schwarze kieselige geschieferte Tonsteine mit kleinen Pyrit- und Carbonatknochen beschließen die hier wichtige Gesteinsabfolge. Dieser Profilabschnitt gehört stratigraphisch in das Niveau des Horizonts der vorwiegenden Kieselkalke. Es wird an dieser Stelle bereits darauf hingewiesen, daß dieses Profil als das Referenzprofil für die Festlegung der Devon/Karbon-Grenze vorgeschlagen wird (vgl. S. 218 – 219).

4.1.2. Nordostwand

Im Gegensatz zur Nordwestwand (s. Abb. 8) im Provinzialsteinbruch Drever weist die ca. 30 m entfernte Nordostwand (s. Abb. 3, 7, 9) einige Besonderheiten auf. Dazu gehört vor allem das Fehlen der Schwarzschiefer und Sandsteine in der Wocklum-Stufe und der Liegenden Alaunschiefer des Unterkarbons. Diese klastischen Schichten werden im Sattelkern des Belecker Sattels faziell durch Kalksteine ersetzt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 55). Es konnte daher davon ausgegangen

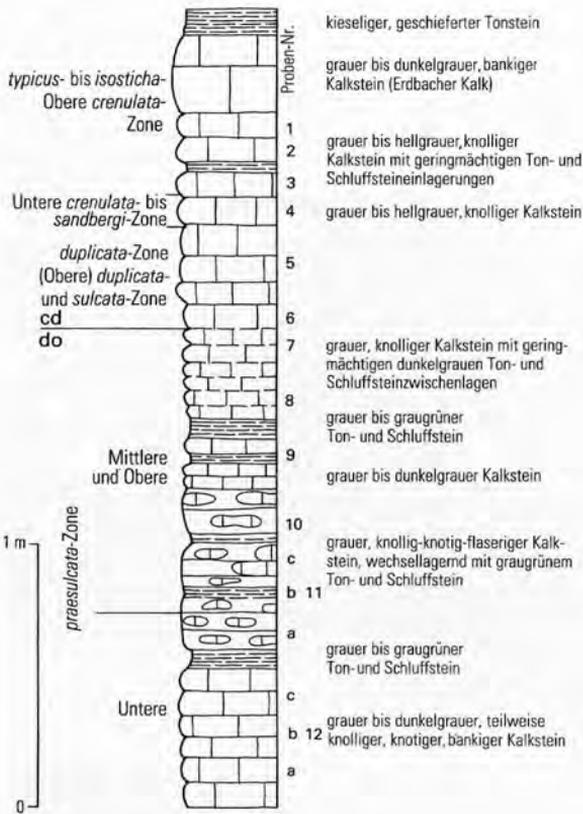


Abb. 7
Östlicher Provinzialsteinbruch
Drever, Profil Nordostwand

Fig. 7
Eastern Provincial Quarry at
Drever, profile at the north-
eastern wall

werden, daß diese Kalksteine eine lückenlose Conodontenabfolge von der *praesulcata*- bis zur *anchoralis-latus*-Zone enthalten (Abb. 7).

Da die ohne technische Hilfsmittel nicht zugängliche Wand zur Klärung der Lage der Devon/Karbon-Grenze beitragen konnte, wurden mit einem Drehleiterfahrzeug der Feuerwehr Warstein in den Jahren 1978 und 1979 Probenentnahmen durchgeführt.

Das 1978 beprobte Profil in der Nordostwand besteht im unteren Abschnitt (Pr. 12a–12c) aus im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten Kalksteinen, die vorwiegend als Knollenkalkstein ausgebildet sind. Die graugrünen Tonsteinzwischenlagen haben eine Mächtigkeit von <1 cm. Darüber folgen graue bis graugüne Ton- und Schluffsteine, die durch wechselnden Glimmergehalt eine engständige Bänderung andeuten. Überlagert werden diese Schichten von knolligen, knotigen, fläserigen, gebankten Kalksteinen, die mit geringmächtigen (<1 cm) graugrünen Ton- und Schluffsteinen wechsellagern. Dieser ca. 1,25 m mächtige Schichtenabschnitt (s. Abb. 9) ist in der für die Wocklum-Stufe typischen Fazies als Wocklumer Kalk ausgebildet und umfaßt die Mittlere *praesulcata*-Zone (Pr. 9 u. 8), während die liegenden Kalksteine mit den Proben 12a–11c durch das Vorkommen von *Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* die Untere *praesulcata*-Zone belegen. Die Probe 10 (s. Abb. 10) enthielt keine Conodontenfauna. Die darüberfolgenden Kalksteine von Probe 8 an sind durchweg heller als die gleichalten Kalksteine im

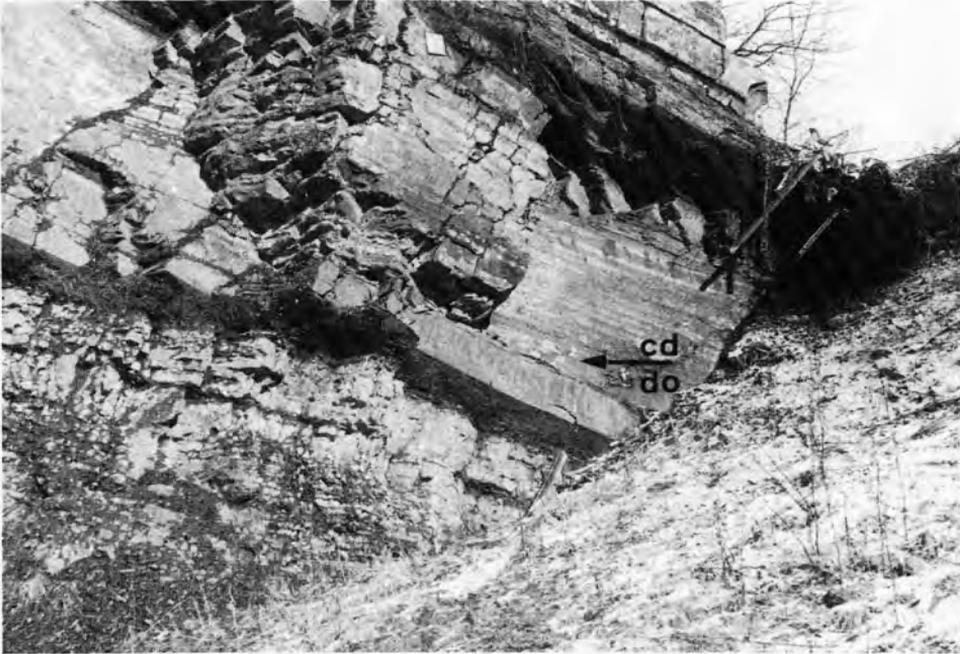


Abb. 8 Ausschnitt aus der Nordwestwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer
Fig. 8 Section of the northwestern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer

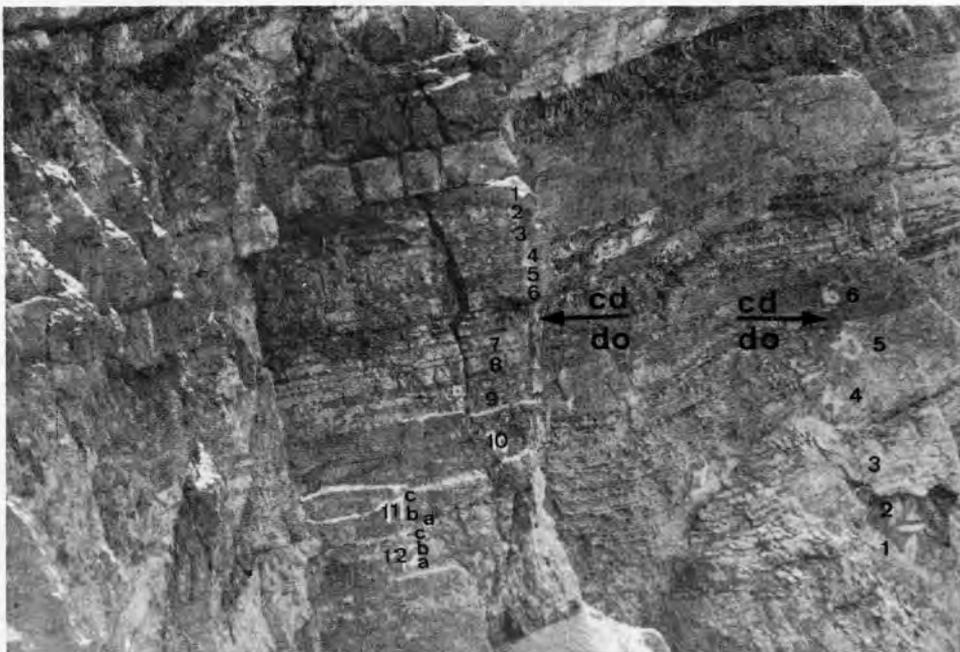


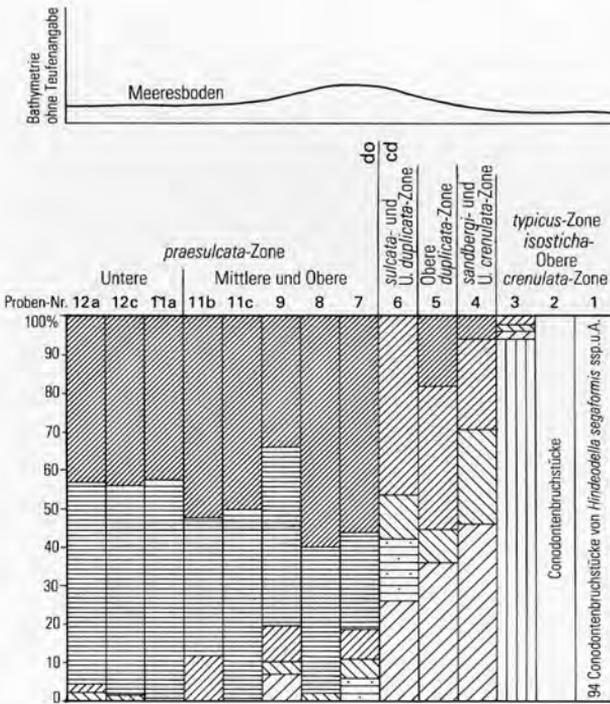
Abb. 9 Ausschnitt aus der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer
Fig. 9 Section of the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer

dicht benachbarten Profil der Nordwestwand. Mit dem Auftreten von *Protognathodus kockeli* ist der Beginn der Oberen *praesulcata*-Zone belegt.

Aus diesen Kalksteinen ließ sich 1979 eine größere Anzahl von Cephalopoden bergen, welche nach KORN (vgl. Kap. 8.) folgenden Gattungen angehören:

- Kalloclymenia cf. subarmata* (MÜNSTER)
- Glatziella glaucopsis* RENZ
- Gl. cf. minervae* RENZ
- Parawocklumeria paradoxa* (WEDEKIND)
- Cymaclymenia costellata* (MÜNSTER)
- C. striata* (MÜNSTER)
- Kosmoclymenia clauseni* KORN & PRICE
- K. sublaevis sublaevis* (MÜNSTER)
- K. similis* (MÜNSTER)
- K. sp.*

In der hangenden 1,75 m mächtigen Kalksteinfohle treten die tonig-schluffigen Zwischenlagen zurück und bilden stellenweise nur noch Belege auf den Schichtflächen der Kalksteinbänke. Die Kalksteine sind vorwiegend grau bis hellgrau und entsprechen in ihrer lithologischen Ausbildung den typischen Hangenberg-Kalken. Die Conodontenprobe 6 an der Basis dieser Abfolge enthält erstmals *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata*, womit bestätigt wird, daß diese beiden Formen gemeinsam einsetzen (ZIEGLER & SANDBERG 1984). Damit liegt in diesem Profil die Grenze Devon/Karbon zwischen Conodontenprobe 7 und 6, also innerhalb einer geschlossenen Kalksteinfohle.



Legende siehe Abb. 5

Abb. 10
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Profil Nordostwand Dreyer und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 10
Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the profile at the northeastern wall at Dreyer with regard to the bathymetry

Tabelle 3

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im
Devon/Karbon-Grenzbereich im östlichen
Provinzialsteinbruch Drewer, Nordostwand
(1978 beprobtes Profil)

	Proben-Nr.													
	12a	12c	11a	11b	11c	9	8	7	6	5	4	3	2	1
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>	5	3	4	4	1		2							
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>														
<i>B. costatus</i>	32	16	18	5	4	7	19	26						
<i>B. stabilis</i>	36	14	5	3	7	4	16	17		2	2			
<i>B. ultimus</i>				1	1			4						
<i>B. ziegléri</i>														
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	44	25	17	3	8	6	11	16						
<i>P. gracilis expansa</i>	28	14	8	5	2	5	9							
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>	5	2	3											
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>	16		9	1	3	4	4	9						
<i>Polygnathus communis communis</i>								2	4	3	1	3		
<i>P. communis carina</i>						2								
<i>P. inornatus</i>	3		3					6						
<i>P. purus purus</i>											5	2		
<i>P. purus subplanus</i>									8	1	2			
<i>P. vogesi</i>						1								
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>											1	1		
<i>P. marburgensis marburgensis</i>														
<i>P. marburgensis trigonicus</i>	3	1				1	1	2						
<i>P. pennatus</i>														
<i>P. triangulus triangulus</i>											3	3		
<i>P. triangulus inaequalis</i>									3	1	4			
<i>Protognathodus collinsoni</i>								1	1					
<i>P. kockeli</i>								1	1					
<i>P. kuehni</i>									2					
<i>P. meischneri</i>														
<i>Siphonodella carinthiaca</i>														
<i>S. cooperi 1</i>										1				
<i>S. cooperi 2</i>											4	1		
<i>S. duplicata 1</i>									6					
<i>S. duplicata 2</i>														
<i>S. duplicata sensu HASS</i>													1	
<i>S. isosticha</i>													1	
<i>S. lobata</i>											2			
<i>S. obsoleta</i>										1	3	1		
<i>S. praesulcata</i>						2		1			1			
<i>S. quadruplicata</i>														
<i>S. sulcata</i>									1	3	1			
<i>Gnathodus delicatus</i>													21	
<i>G. pseudosemiglaber</i>														
<i>G. punctatus</i>													14	
<i>G. semiglaber</i>													107	
<i>G. typicus 1</i>											27			
<i>G. typicus 2</i>												67		
<i>Dinodus latus</i>														
<i>Siphonodella crenulata 1,2</i>											2	1		
<i>S. isosticha</i> → <i>obsoleta</i>											1?	1		
<i>Hindeodella segaformis 1</i>														20
<i>H. segaformis 2</i>														14
<i>Protognathodus collinsoni</i> → <i>kockeli</i>									1					

Tabelle 4

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer, Nordostwand (1979 beprobtes Profil)

	Proben-Nr.					
	1	2	3	4	5	6
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>	35			42	9	
<i>B. aculeatus anteposicomis</i>						
<i>B. costatus</i>	125	116	132	138	47	
<i>B. stabilis</i>	88	94	81	28	37	
<i>B. ultimus</i>	24	12	16	19	5	
<i>B. zieglerei</i>	8	4				
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	91	101	125	146	58	
<i>P. gracilis expansa</i>	14	12	24	36	12	
<i>P. gracilis goniclymeniae</i>						
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>	29	27	25	24	19	
<i>Polygnathus communis communis</i>						1
<i>P. communis carina</i>						
<i>P. inornatus</i>				27	9	4
<i>P. purus purus</i>						
<i>P. purus subplanus</i>						
<i>P. vogesi</i>	7					
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>						1
<i>P. marburgensis marburgensis</i>						
<i>P. marburgensis trigonicus</i>	8	2	3	19	6	
<i>P. pennatus</i>						
<i>P. triangulus triangulus</i>						
<i>P. triangulus inaequalis</i>						
<i>Protognathodus collinsoni</i>						
<i>P. kockeli</i>						
<i>P. kuehni</i>						
<i>P. meischneri</i>						
<i>Siphonodella carinthiaca</i>						
<i>S. cooperi 1</i>						
<i>S. cooperi 2</i>						
<i>S. duplicata 1</i>						
<i>S. duplicata 2</i>						
<i>S. duplicata sensu Hass</i>						
<i>S. isosticha</i>						
<i>S. lobata</i>						
<i>S. obsoleta</i>						
<i>S. praesulcata</i>						
<i>S. quadruplicata</i>						
<i>S. sulcata</i>						

zur *sulcata*-Zone durchgeführt. Dabei stellte sich heraus, daß dort ebenfalls die Grenze Devon/Karbon innerhalb einer Kalksteinabfolge genau festzulegen ist (s. Tab. 4). Die Faunenverteilung und -häufigkeit entspricht der von dem unmittelbar benachbarten Profil.

Beide Profile sind zwar nicht direkt zugänglich, könnten aber durchaus mit technischen Hilfsmitteln erreicht werden, so daß sie sich ebenfalls wie das Profil an der Nordwestwand als Referenzprofile eignen.

Eine Besonderheit ist hier das Fehlen der Liegenden Alaunschiefer, die in der Nordostwand auskeilen (s. Abb. 3, 9). Damit wird eine Sedimentationslücke vorge-täuscht. Die Liegenden Alaunschiefer werden jedoch durch Kalksteinbänke ersetzt, welche die für die Liegenden Alaunschiefer typische Zeitspanne umfassen. So treten in Probe 4 erstmals *Siphonodella crenulata* und in Probe 3 *Siphonodella isosticha* neben Formen, die bereits die *typicus*-Zone markieren, auf. Betrachtet man Tabelle 3, so ist zu bemerken, daß mehrere Conodontenzonen innerhalb einer Kalksteinbank liegen. Demnach liegt hier über der *duplicata*-Zone eine ausgeprägte Kondensation vor, und durch die Vollständigkeit der Conodontenabfolge wird eine Schichtlücke widerlegt.

Auffällig ist das Vorkommen von *Hindeodella segaformis* in Probe 1, die, wie Abbildung 7 zeigt, noch deutlich unterhalb des typischen Erdbacher Kalks liegt und demnach eindeutig unterhalb der *anchoralis-latus*-Zone einsetzt (s. Kap. 7).

Unmittelbar neben dem beschriebenen Profil (Abb. 7, 9) wurde 1979 nochmals eine Probenentnahme von der Unteren *praesulcata*- bis

4.2. Eulenspiegel-Sattel an der Straße Rüthen–Nuttlar (TK 25: 4516 Warstein, R 61 560, H 04 140)

Bei der Neutrassierung der Straße Rüthen–Nuttlar wurde im Jahre 1976 ein Profil im Kern des nach Nordnordosten abtauchenden Sattels am Eulenspiegel freigelegt. Das Profil an der westlichen Straßenböschung wurde 1978 im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattgebiets Warstein aufgenommen. Die Böschung ist heute teilweise begrünt, jedoch sind die hier wichtigen Devon/Karbon-Grenzschichten noch gut erschlossen. Das Profil ist in Gesteinsabfolge und Mächtigkeit abweichend von den gleichalten Schichten in den Steinbrüchen Eulenspiegel und Kattensiepen ausgebildet (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Besonders deutlich ist die abweichende Gesteinsentwicklung in den unmittelbar liegenden und hangenden Schichten des Devon/Karbon-Grenzbereichs (s. Abb. 11).

Das Profil beginnt hier in der *trachytera*-Zone und umfaßt bis zur Oberen *praesulcata*-Zone nur 6 m Mächtigkeit. Lediglich 150 m westlich, im Steinbruch Eulenspiegel, beträgt die Mächtigkeit der gleichalten Schichten des Oberdevons dagegen 15 m. An der Straßenböschung ist somit eine kondensierte Abfolge aufgeschlossen. Zur Beschreibung des Devon/Karbon-Grenzbereichs wurde nur der Profilabschnitt oberhalb der *expansa*-Zone ausgewählt (s. Abb. 11, Tab. 1, Abb. 12, Tab. 5). Dieser Abschnitt besteht vorwiegend aus Kalksteinen vom Typ der Cephalopodenkalksteine, die in ihrer petrographischen Ausbildung jedoch von dem typischen Wocklumer Kalk im Steinbruch Eulenspiegel und Kattensiepen abweichen. Es handelt sich um gutgebankte, dunkelgraue, dichte Kalksteine mit einem Carbonatgehalt $> 80\%$. Die vorwiegend im Dezimeterbereich gebankten Kalksteine sind nur durch geringmächtige (< 1 cm), dunkelgraue, tonig-schluffige Zwischenmittel getrennt. Die entsprechenden Schichten in den genannten Steinbrüchen dagegen sind Knollen-, Knoten- und Flaserkalksteine, in denen die graugrünen Ton- und Schluffsteinzwischenlagen mächtiger und zahlreicher sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 3). Als Besonderheit ist zu bemerken, daß unterhalb der Oberen *praesulcata*-Zone (Pr. 21; Abb. 11) ein 75 cm mächtiger Abschnitt auftritt, der aus splittrigen, inkieselten, stark karbonatischen Ton- und Schluffsteinen besteht und, wie aus Tabelle 5 hervorgeht, keine Conodonten enthält. In der gleichen stratigraphischen Position traten im Steinbruch Drewer ein Alaunschiefer- und ein Sandsteinhorizont auf (vgl. S. 174–175). Das gleiche Gestein tritt hier oberhalb der Probe 24 (s. Abb. 11) nochmals auf und ist mit dem „Splitterschiefer“ im Steinbruch Drewer (s. Abb. 4) zu vergleichen.

Über diesem Schichtenabschnitt, in dem kleine Conodonten nachgewiesen werden konnten, folgt abermals eine Kalksteinfolge von ca. 50 cm Mächtigkeit. Die unterste Bank mit der Probe 21 entspricht lithologisch noch den Kalksteinen der Unteren und Mittleren *praesulcata*-Zone, enthält jedoch *Protognathodus kockeli* und weist somit den Beginn der Oberen *praesulcata*-Zone nach. Die darüber folgenden Kalksteinbänke sind ebenfalls gut gebankt und weisen einen Carbonatgehalt von $> 80\%$ auf. Jedoch weichen sie deutlich von den liegenden Kalksteinen ab. Ab Probe 22 herrschen in den Gesteinen graue bis hellgraue Farbtöne vor, wie sie typisch für den Hangenberg-Kalk sind. Das wird noch untermauert durch das erste Auftreten von *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* gemeinsam in Bank 22. Auffällig ist hier das deutliche Überwiegen von *Siphonodella* gegenüber *Protognathodus*, so daß hier gegensätzliche Verhältnisse gegenüber dem Stockumer Kalk vorliegen (s. Tab. 5 u. S. 171). Demnach liegt in diesem Profil die Grenze Devon/Karbon zwischen der Probe 21 und 22, also in einer geschlossenen Kalksteinabfolge.

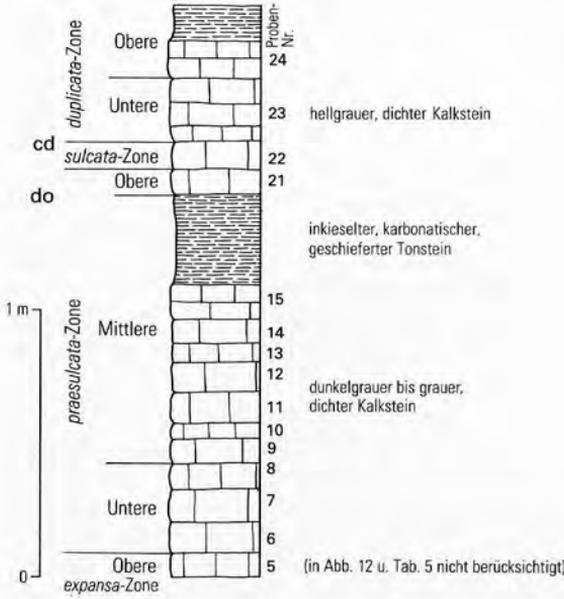


Abb. 11
 Profil an der Straße Rüthen – Nuttlar
 Fig. 11
 Profile at the road Rüthen – Nuttlar

4.3. Aufgelassener Steinbruch am östlichen Ortsausgang Scharfenberg (TK 25: 4517 Alme, R 67 670, H 98 630)

Das seit PAECKELMANN & KÜHNE (1936) nicht mehr bearbeitete Profil an der Ostseite der Straße Scharfenberg – Brilon umfaßt eine Abfolge von der Dasberg-Stufe bis zu den unterkarbonischen Kulm-Tonschiefern. Die Devon/Karbon-

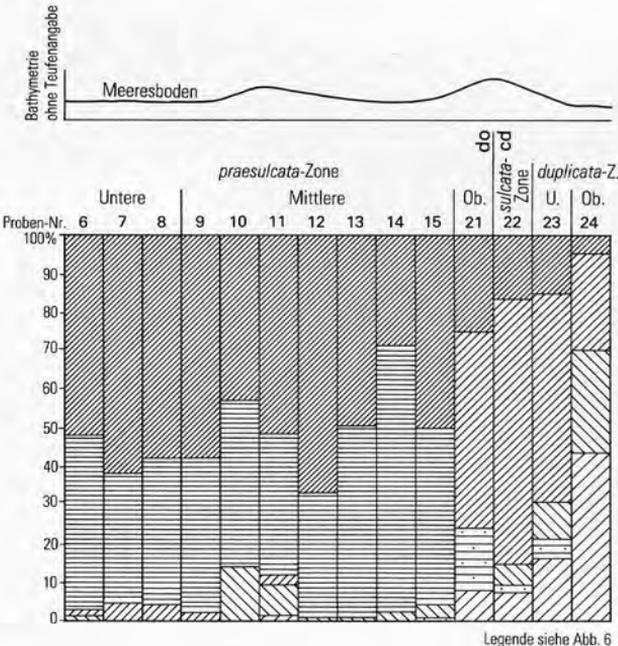


Abb. 12
 Stratigraphische Verteilung von Plattformconodontengattungen im Profil an der Straße Rüthen – Nuttlar (Eulenspiegel-Sattel) und ihr Bezug zur Bathymetrie
 Fig. 12
 Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the profile at the road Rüthen – Nuttlar (Eulenspiegel anticline) with regard to the bathymetry

Grenzschiechten wurden 1967 von K. LEUTERITZ und W. ZIEGLER aufgenommen und beprobt (s. Abb. 13). Danach sind durch umfangreiche Straßenbauarbeiten die ehemals aufgeschlossenen Schichten weitgehend abgedeckt worden, aber leicht freizulegen.

Der hier beschriebene Schichtenkomplex (Abb. 9) umfaßt lediglich die Devon/Karbon-Grenzschiechten. Das Profil beginnt mit olivgrünen bis graugrünen, geschieferten Tonsteinen, die gelegentlich schluffige Anteile enthalten und vorwiegend griffelig zerfallen. Als Besonderheit ist diesen geschieferten Gesteinen

Tabelle 5

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich im Profil an der Straße Rüthen – Nuttlar (am Eulenspiegel-Sattel)

	Proben-Nr.													
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	21	22	23	24
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>	4	3	3	2	4	8	2					6	1	
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>														
<i>B. costatus</i>	22	23	24	17	8	22	43	52	10	41	2	17	2	
<i>B. stabilis</i>	12	9	11	8	3	14	32	33	14	23	1	23	7	4
<i>B. ultimus</i>		2	2						1	3				
<i>B. zieglerei</i>				1						1				
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	18	8	10	5	6	16	11	29	11	36				
<i>P. gracilis expansa</i>	6	4	7	9	7	7	19	35	10	8				
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>	3	2	4	4										
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>	7	7	4	3	2	9	8	23	4	17				
<i>Polygnathus communis communis</i>											2	38	18	19
<i>P. communis carina</i>														
<i>P. inornatus</i>						2				2	1	56		
<i>P. purus purus</i>												5		1
<i>P. purus subplanus</i>											3	93	14	4
<i>P. vogesi</i>	1	3	1	1										
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>												14	9	8
<i>P. marburgensis marburgensis</i>														
<i>P. marburgensis trigonicus</i>	1				5	7	1	1	2	5				
<i>P. pennatus</i>														
<i>P. triangulus triangulus</i>														
<i>P. triangulus inaequalis</i>														16
<i>Protognathodus collinsoni</i>													1	1
<i>P. kockeli</i>											2	1	1	
<i>P. kuehni</i>												1	1	
<i>P. meischneri</i>										1	2			
<i>Siphonodella carinthiaca</i>														
<i>S. cooperi</i> 1														3
<i>S. cooperi</i> 2														
<i>S. duplicata</i> 1													8	9
<i>S. duplicata</i> 2														14
<i>S. duplicata</i> sensu Hass														10
<i>S. isosticha</i>														
<i>S. lobata</i>														
<i>S. obsoleta</i>														
<i>S. praesulcata</i>						1					1	12		
<i>S. quadruplicata</i>														
<i>S. sulcata</i>												9	3	5

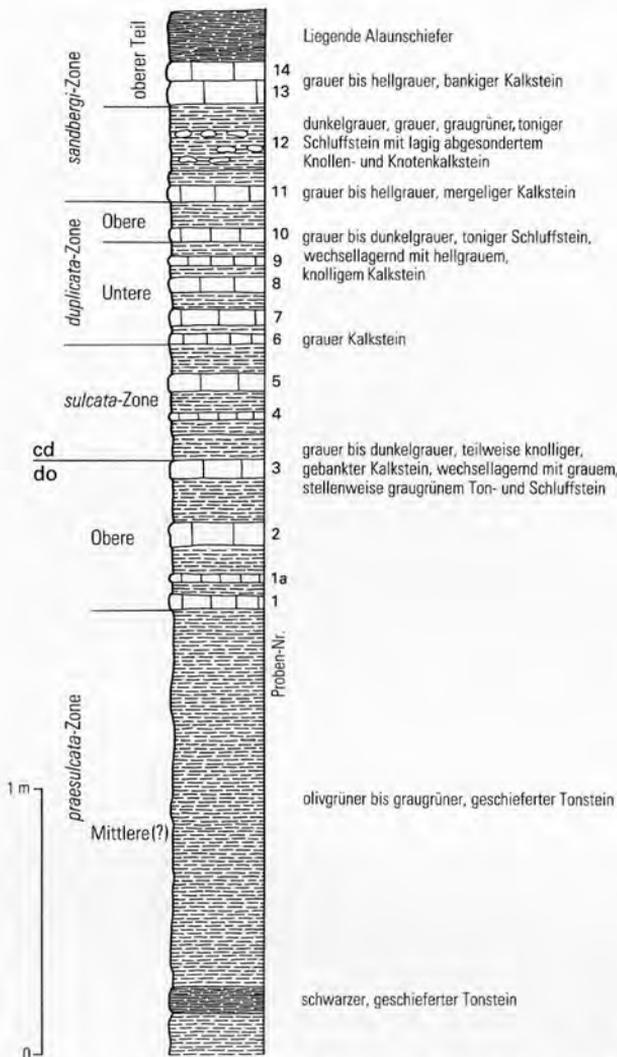


Abb. 13
 Profil Scharfenberg am süd-
 östlichen Ortsausgang Schar-
 fenberg

Fig. 13
 Scharfenberg profile at the
 southeastern end of Scharfen-
 berg

ein dunkelgrauer bis schwarzer, geschieferter Tonstein eingelagert, wie er in ähnlicher stratigraphischer Position in der Nordwestwand des Steinbruchs Drewer vorkommt. Dieser Schichtenabschnitt unterhalb der hangenden, vorwiegend karbonatischen Abfolge (s. Abb. 13) gehört lithostratigraphisch zu den Hangenberg-Schiefen (vgl. Tab. 1, S. 164 – 165). Die 155 cm mächtigen Schichten im Hangenden der geschieferten Ton- und Schluffsteine bestehen aus einer Wechselfolge von Kalksteinen und tonigen Schluffsteinen. Die Kalksteine sind in Probe 1 – 8 vorwiegend grau bis dunkelgrau gefärbt und nehmen in Probe 9 – 14 graue bis hellgraue Farbtöne an. Die wellige Ausbildung der Schichtunter- und -oberseiten sowie der Wechsel im Carbonatgehalt innerhalb der Kalksteinbänke verleihen ihnen oft ein knolliges Aussehen, ohne daß es zur Bildung von isolierten Kalkknollen kommt. Die tonig-schluffigen Zwischenmittel sind im Gegensatz zu den Hangenberg-Schiefen vorwiegend grau bis dunkelgrau gefärbt. Im oberen Abschnitt der karbonatischen Folge sind den Ton- und Schluffsteinen (Pr. 12) lagig

Tabelle 6
Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im
Devon/Karbon-Grenzbereich im Profil Scharfenberg
am östlichen Ortsausgang

	Proben-Nr.															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>																
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>																
<i>B. costatus</i>																
<i>B. stabilis</i>	1					3										
<i>B. ultimus</i>																
<i>B. ziegléri</i>																
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>																
<i>P. gracilis expansa</i>																
<i>P. gracilis gonioctymeniae</i>																
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>																
<i>Polygnathus communis communis</i>					3	1	5	1		2	1	2	1			
<i>P. communis carina</i>																
<i>P. inornatus</i>																
<i>P. purus purus</i>																
<i>P. purus subplanus</i>																
<i>P. vogesi</i>																
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>																
<i>P. marburgensis marburgensis</i>																
<i>P. marburgensis trigonicus</i>																
<i>P. pennatus</i>																
<i>P. triangulus triangulus</i>																
<i>P. triangulus inaequalis</i>											2					
<i>Protognathodus collinsoni</i>	1	1	1			1		1					1			
<i>P. kockeli</i>	4	3	5	7		6	4	6					1			
<i>P. kuehni</i>				1												
<i>P. meischneri</i>	3					1										
<i>Siphonodella carinthiaca</i>												2				
<i>S. cooperi</i> 1											4	2	1			
<i>S. cooperi</i> 2														14		
<i>S. duplicata</i> 1						1	1	2				3	2			
<i>S. duplicata</i> 2									3	1	1	2	2	1	1	12
<i>S. duplicata</i> sensu Hass										1	1					1
<i>S. isosticha</i>																
<i>S. lobata</i>													2	1	4	
<i>S. obsoleta</i>														1	1	8
<i>S. praesulcata</i>																
<i>S. quadruplicata</i>															1	8
<i>S. sulcata</i>																5

angeordnete Kalkknollen- und Kalkknotenschiefer eingelagert. Wie aus Tabelle 6 hervorgeht, gehören die Conodontenproben aufgrund des Vorkommens von *Protognathodus kockeli* zur Oberen *praesulcata*-Zone und bilden somit die jüngsten Schichten des Oberdevons. In Probe 4 treten erstmals *Siphonodella sulcata* und *Protognathodus kuehni* auf. Dieser Bankabschnitt ist somit in die unterkarbonische *sulcata*-Zone zu stellen. Die hangenden Kalksteinbänke umfassen bis zur Conodontenprobe 14 eine lückenlose Conodontenabfolge bis zum oberen Abschnitt der *sandbergi*-Zone (s. Abb. 13, 14). Diese Kalk-Ton-Schluffstein-Wechselfolge bildet den Hangenberg-Kalk, der nach dem Vorkommen und der Verbreitung der Conodonten hier bereits im höchsten Oberdevon einsetzt. Auffällig

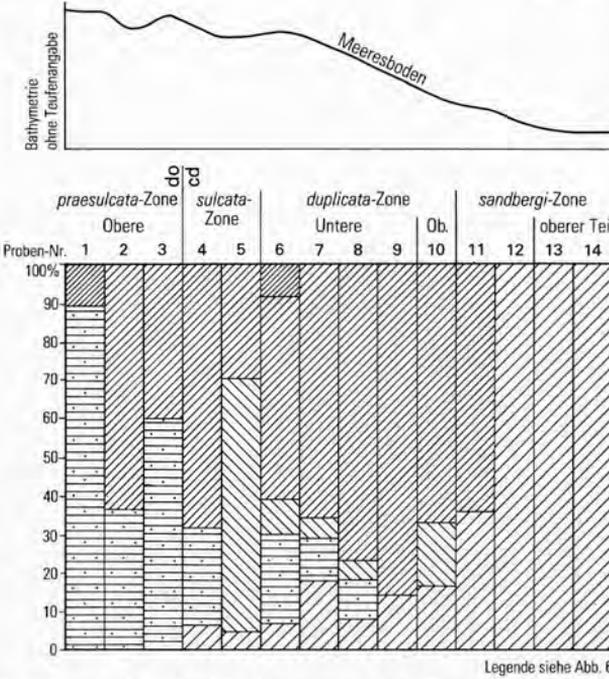


Abb. 14
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Profil Scharfenberg und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 14
Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the Scharfenberg profile with regard to the bathymetry

ist das gehäufte Vorkommen von Formen der Gattung *Protognathodus* bis zur Conodontenprobe 8, also in Kalksteinen, die von grauer bis dunkelgrauer Farbe sind und bio- und lithofaziell an den Stockumer Kalk erinnern (s. S. 216).

4.4. Die Schürfe an der Seiler bei Iserlohn
(TK 25: 4612 Iserlohn; zentraler Wert bei R 10 580, H 96 400)

Die Schürfe an der Seiler (Abb. 15) hatten ursprünglich das Ziel, stratigraphische und paläogeographische Fragen zur „Seiler-Fazies“ (GALLWITZ 1927) zu klären. Die erste Schürffaktion fand im Jahre 1968 statt. Der Schurfbeginn wurde stets in die

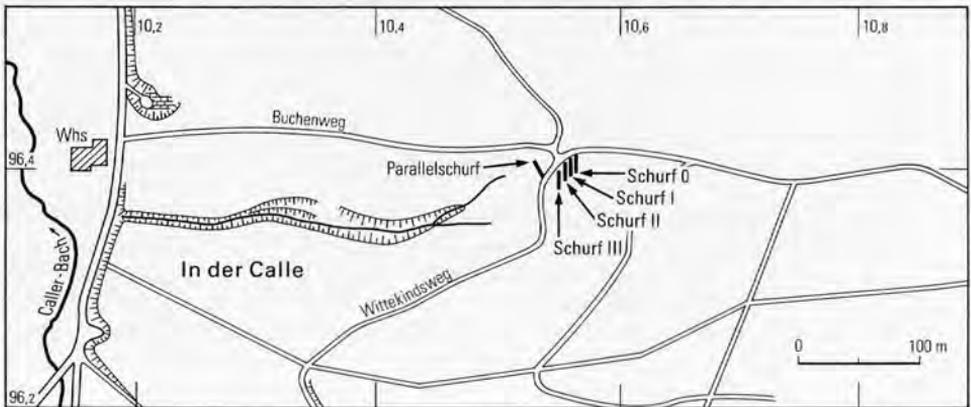


Abb. 15 Lage der Schürfe an der Seiler bei Iserlohn

Fig. 15 Position of the prospecting trenches at the Seiler near Iserlohn

Liegenden Alaunschiefer gelegt, um von einer gesicherten Zeitmarke (Untere *crenulata*-Zone) ausgehen zu können. Nachdem die Arbeit von ZIEGLER (1969) über die *Protognathodus*-Fauna aus der *Imitoceras*-Kalklinse von Stockum erschienen war und die gleiche Conodontenbiofazies in den Seiler-Schürfen nachgewiesen werden konnte, kam es zu einer weiteren Schürffaktion, die im Jahre 1969 durchgeführt wurde und nunmehr die Lage der Devon/Karbon-Grenze klären sollte.

Dabei wurden lediglich wenige Meter quer zum Streichen der Schichten aufgefahren, die die Gesteinsabfolge von den Liegenden Alaunschiefern bis zu den Hangenberg-Schiefern umfaßte. Es wurden aus den Kalksteinbänken umfangreiche Conodontenproben mit einem Gewicht von 3 – 5 kg entnommen. Für interessierte Fachkollegen (H. ALBERTI, O. H. WALLISER, H. GROSS-UFFENORDE, Göttingen; M. STREEL, Lüttich; D. STOPPEL, Hannover; u. a.) wurden im Jahre 1970 abermals zwei Schürfe zur Entnahme von Conodonten-, Ostracoden- und Sporenproben angelegt (PAPROTH & STREEL 1982). Die Schürfe werden im folgenden von Westen nach Osten vom Parallelschurf über Schurf III, II, I bis Schurf 0 (s. Abb. 15) beschrieben. Vorarbeiten für die Schürfe zeigten, daß Fazieswechsel auf engstem Raum auftreten, so daß zwischen den Aufgrabungen Abstände von nur 7 – 8 m eingehalten wurden. Lediglich zwischen dem aus dem Jahre 1969 stammenden Parallelschurf (= Schurf 1b in KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970) und dem Schurf III ist der Abstand größer. Er beträgt 35 m. Entsprechend der Anlage der Schürfe erfolgt die Beschreibung der Schichtenfolge vom Hangenden zum Liegenden.

4.4.1. Parallelschurf

Im Parallelschurf folgen unter den Liegenden Alaunschiefern (erste petrographische Zeitmarke) mit deutlicher Grenze (Abb. 16) graugrüne Ton- und Schluffsteine, die von hellgrauen, gutgebankten, teilweise spätigen Kalksteinen unterlagert werden. Anschließend tritt als zweite petrographische Zeitmarke ein hellgrauer Kaolinton auf, der möglicherweise aus tuffitischem Material hervorgegangen ist. Die liegenden 1,2 m Sediment bestehen aus einer Wechsellagerung von Tonsteinen, Schluffsteinen und Kalksteinen, wobei die klastischen Sedimente überwiegen. Im unteren Teil dieses Schichtenverbands befindet sich als dritte petrographische Zeitmarke wiederum ein hellgrauer Kaolinton (Tuffit?). Darunter folgen 60 cm

Tabelle 7

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich
im Seiler "Parallelschurf"

	Proben-Nr.		
	1	2	3
<i>Polygnathus communis communis</i>	x	x	x
<i>Polygnathus inornatus</i>			x
<i>Protognathodus collinsoni</i>		+	+
<i>Protognathodus kuehni</i>	+	+	y
<i>Protognathodus kockeli</i>	+		y
<i>Protognathodus meischneri</i>	+	+	
<i>Bispathodus costatus</i>			x

x = sehr selten, + = häufig, y = sehr häufig

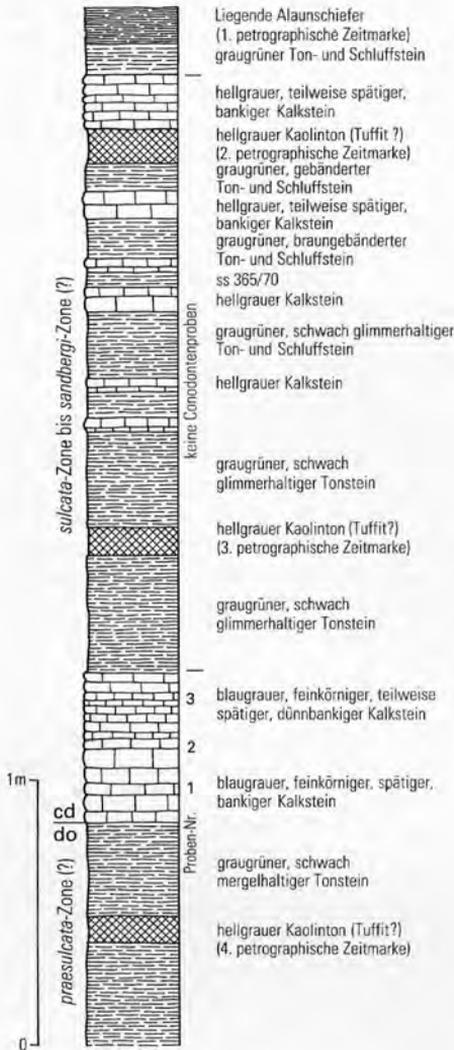


Abb. 16 Profil Seiler, Parallelschurft
 Fig. 16 Seiler profile, parallel prospecting
 trench

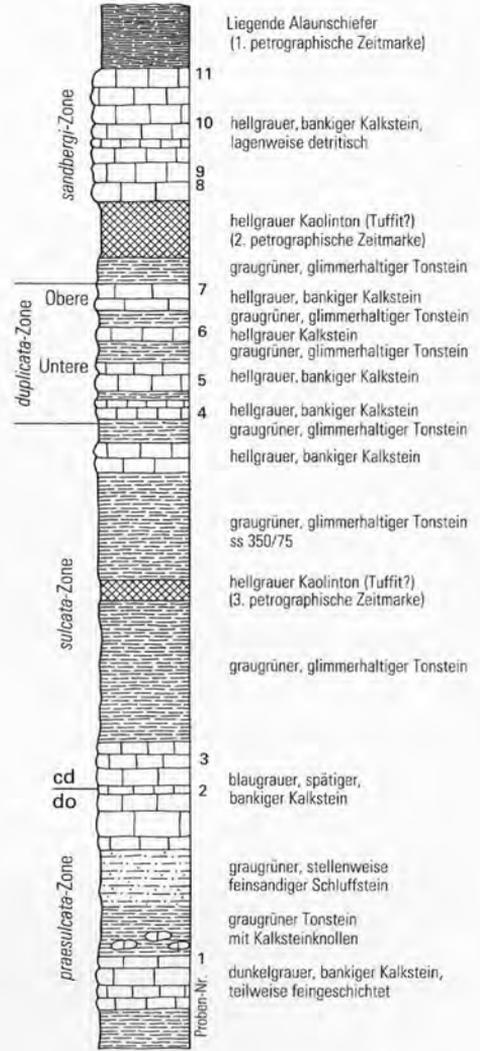


Abb. 17 Profil Seiler, Schurft III
 Fig. 17 Seiler profile, prospecting
 trench III

gutgebankte Kalksteine, aus denen die Conodontenproben 3–1 stammen (s. Tab. 7). Der letzte Schurfabschnitt wird von ca. 80 cm graugrünen, schwach glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen gebildet, die im mittleren Teil als vierte petrographische Zeitmarke abermals einen hellgrauen Kaolinton (Tuffit?) enthalten. Dieser Kaolinton ist nur 35 m westlich von dort, im Schurf III, nicht mehr ausgebildet (s. S. 195–197).

Starker Wassereintritt bei fehlender Vorflut verhinderte eine systematische Probenentnahme in den einzelnen Kalksteinbänken. So konnten lediglich drei

Conodontenproben aus dem unteren Profilabschnitt entnommen werden. Dabei handelt es sich um Kalksteine, die eine dunkelgraue bis blaugraue Farbe und einen Carbonatgehalt von mehr als 80 % besitzen. Die im Hangenden vorkommenden Kalksteine sind dagegen hellgrau und stellenweise schwach mergelig ausgebildet. Dabei handelt es sich nach Vergleichen mit den östlich gelegenen Schürfen um den Hangenberg-Kalk. Die Kalksteine, aus denen die drei Conodontenproben stammen, sind dagegen älter, da sie die typische *Protognathodus*-Fauna enthalten, also denjenigen Zeitabschnitt, der früher als Obere *Protognathodus*-Fauna bezeichnet wurde und nunmehr der *sulcata*-Zone, also dem Unterkarbon I, zuzurechnen ist (SANDBERG et al. 1978).

Da im Liegenden keine Kalksteine mehr erschürft wurden (im Gegensatz zu den weiter östlich gelegenen Schürfen), wird im Parallelschurf die Grenze Devon/Karbon an die Basis der Conodontenprobe 1 gelegt (Abb. 16). Auffällig ist, daß in den Conodontenfaunen die für das Unterkarbon typischen Formen wie *Siphonodella sulcata*, *Polygnathus purus subplanus*, *Polygnathus purus purus* und der Gattung *Pseudopolygnathus* fehlen. Bemerkenswert ist auch das gehäufte Vorkommen von *Protognathodus kuehni* und *Protognathodus kockeli* in Probe 3. Aufgrund der Conodontenverteilung liegen in den beprobten Kalksteinen die gleichen biofaziellen Verhältnisse vor, wie sie ZIEGLER (1969) von der Kalklinse des *Imitoceras*-Kalks bei Stockum beschreibt. Demnach tritt diese Sonderfazies zwischen Wocklum- und Hangenberg-Kalk nicht nur bei Stockum, sondern auch an der Seiler bei Iserlohn auf (vgl. S. 171).

4.4.2. Schurf III

Der Schurf III, 1969 ausgeführt, befindet sich an der gleichen Stelle, wo 1968 Schurf 2, Abschnitt a, aufgefahren wurde (KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970). Die Fragestellung war jedoch nunmehr wie in den übrigen Schürfen auf die Klärung der Conodontenverteilung im Devon/Karbon-Grenzbereich gerichtet.

In Schurf III wurden direkt unter den Liegenden Alaunschiefern (erste petrographische Zeitmarke) im Gegensatz zum Parallelschurf mit scharfer Grenze hellgraue, gebankte Kalksteine angetroffen, die gelegentlich feindetritisch ausgebildet sind. Aus dieser Abfolge stammen die Conodontenproben 11–8 (s. Tab. 8). Darunter lagert deutlich abgesetzt als zweite petrographische Zeitmarke ein hellgrauer Kaolinton (Tuffit?). Im Liegenden folgt dann ein 80 cm mächtiges Schichtenpaket, das aus graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen besteht, denen geringmächtige, hellgraue, gebankte Kalksteine eingelagert sind (Conodontenproben 7–4). Graugrüne, glimmerhaltige 1 m mächtige Tonsteine enthalten im Mittelabschnitt als dritte petrographische Zeitmarke abermals einen hellgrauen Kaolinton (Tuffit?). Unter den Tonsteinen lagert eine 43 cm mächtige Kalksteinfolge, die aus gutgebankten, blaugrauen, spätigen Gesteinen besteht und sich damit deutlich von den hangenden Kalksteinen unterscheidet. Aus den blaugrauen Kalksteinen stammen die Conodontenproben 3 und 2. Graugrüne, stellenweise feinsandige Schluffsteine, graugrüne Tonsteine mit lagig angeordneten dunkelgrauen Kalksteinknollen (\varnothing 5 cm) bilden das Liegende. Am Schurfende wurden 30 cm dunkelgraue, gutgebankte Kalksteine, aus denen die Conodontenprobe 1 stammt, erschlossen. Auffällig ist hier, daß die im Parallel-Schurf angetroffene vierte petrographische Zeitmarke, der hellgraue Kaolinton (Tuffit?), fehlt.

Bemerkenswert ist die Conodontenfauna in den Proben 3–1, die vorwiegend von der Gattung *Protognathodus* gebildet wird. In Probe 3 tritt erstmals sehr häufig

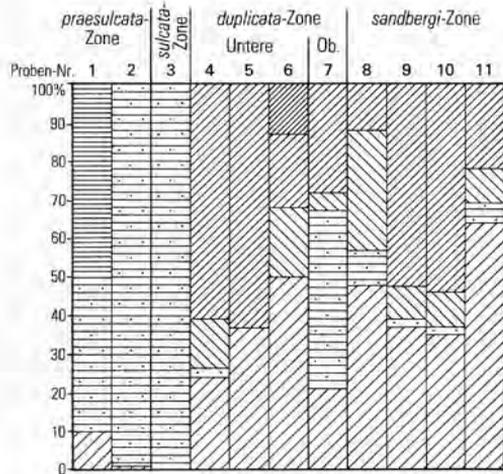
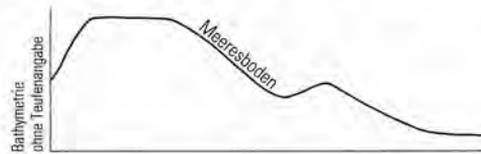
Tabelle 8
Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im
Devon/Karbon-Grenzbereich im Seiler-Schurf III

	Proben-Nr.											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>												
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>												
<i>B. costatus</i>												
<i>B. stabilis</i>						2						
<i>B. ultimus</i>												
<i>B. ziegleri</i>												
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	1											
<i>P. gracilis expansa</i>	2											
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>												
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>	1											
<i>Polygnathus communis communis</i>				25	14	2	4	1	12	9		
<i>P. communis carina</i>												
<i>P. inornatus</i>				12	5	1	5	9	17	12	8	
<i>P. purus purus</i>					2	1	1	1	12	37	5	
<i>P. purus subplanus</i>				34	6		2		11	22		
<i>P. vogesi</i>												
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>				14		2	2	14	12	8	5	
<i>P. marburgensis marburgensis</i>												
<i>P. marburgensis trigonicus</i>												
<i>P. pennatus</i>												
<i>P. triangulus triangulus</i>						1		9		4		
<i>P. triangulus inaequalis</i>				1				4				
<i>Protognathodus collinsoni</i>	2	32										
<i>P. kockeli</i>	2	64	3	2			10	7	3	2	3	
<i>P. kuehni</i>			42	1			10	1	1			
<i>P. meischneri</i>		9										
<i>Siphonodella carinthiaca</i>							2		1	4		
<i>S. cooperi</i> 1							1	8				
<i>S. cooperi</i> 2							2	5	11	9		
<i>S. duplicata</i> 1				15	9	5		7		4		
<i>S. duplicata</i> 2				6	6	2	3	3		3	3	
<i>S. duplicata</i> sensu Hass								4		5	2	
<i>S. isosticha</i>									2	2		
<i>S. lobata</i>									12	2	12	
<i>S. obsoleta</i>								6	14	17	11	
<i>S. praesulcata</i>	1	1									2	
<i>S. quadruplicata</i>									4	4	5	7
<i>S. sulcata</i>				7	1	1	1	2	1			
<i>S. sandbergi</i>										2	1	

(s. Tab. 8) *Protognathodus kuehni* auf, so daß hier die Grenze Devon/Karbon zwischen den Kalksteinbänken 2 und 3 liegt, also in einer geschlossenen Kalksteinfolge, wie die Abbildung 17 zeigt. In den hangenden Kalksteinbänken nimmt der Anteil der Gattung *Protognathodus* rasch ab (Abb. 18), und es stellen sich zahlreiche Formen der Gattungen *Polygnathus* und *Siphonodella* ein (s. Kap. 5.). Demnach handelt es sich im unteren Profilabschnitt aufgrund der Verteilung der Plattformconodonten biofazial zweifelsfrei um ein Äquivalent des Stockumer Kalks. Dabei enthält die untere Kalksteinfolge mit den Proben 2 und 1 die *Protognathodus*-Fauna ohne *Protognathodus kuehni*, die obere dagegen die *Protognathodus*-

Fauna mit *Protognathodus kuehni* und gehört somit in die unterkarbonische *sulcata*-Zone. Die petrographische Ausbildung der Kalksteine dieser Grenzschichten ist ebenfalls ähnlich der des Stockumer Kalks. Nicht selten enthalten die Kalksteine Initialformen von Goniatiten (nicht bestimmbar).

Die hangenden Kalksteinbänke sind durch die helleren Farben und den höheren Tongehalt deutlich unterschieden, ebenso durch ihre Conodontenführung und entsprechen somit dem eigentlichen Hangenberg-Kalk (s. Tab. 8 u. Abb. 17).



Legende siehe Abb. 6

Abb. 18
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf III und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 18
Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the prospecting trench III with regard to the bathymetry

4.4.3. Schurf II

Der Schurf II, 1969 ausgeführt, liegt 7 m westlich von Schurf III (vgl. Abb. 15, S. 192). Er weist trotz der kurzen Entfernung im Streichen in der Abfolge der Kalksteinbänke deutliche Unterschiede auf (s. Abb. 19). Der Schurfbeginn liegt wiederum in den Liegenden Alaunschiefern, der ersten petrographischen Zeitmarke. Darunter folgen mit scharfer Grenze hellgraue, unterschiedlich mächtige, gutgebankte Kalksteine, die mit geringmächtigen Ton- und Schluffsteinen wechsellagern. Die Conodontenfaunen aus den Proben 18 – 15 weisen diesen Schichtenabschnitt der *sandbergi*-Zone zu. Innerhalb dieser Zone liegt wiederum als zweite petrographische Zeitmarke ein hellgrauer Kaolinton (Tuffit?). Im Liegenden der *sandbergi*-Zone hält in der *duplicata*-Zone die Wechselfolge von gebankten, hellgrauen Kalksteinen mit graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen an, wobei jedoch die nichtkarbonatischen Gesteine deutlich zunehmen. Die Conodontenproben enthalten die für die Obere (Pr. 14 u. 13) und Untere (Pr. 12 – 10) *duplicata*-Zone typische Conodontenvergesellschaftung. Unterhalb der *duplicata*-Zone folgen ca. 1 m mächtige, graugrüne, glimmerhaltige Ton- und Schluffsteine, die als dritte petrographische Zeitmarke (in gleicher stratigraphischer Position wie in den Nachbarschürfen) einen hellgrauen Kaolinton (Tuffit?) enthalten, der aber im Verhältnis zu den

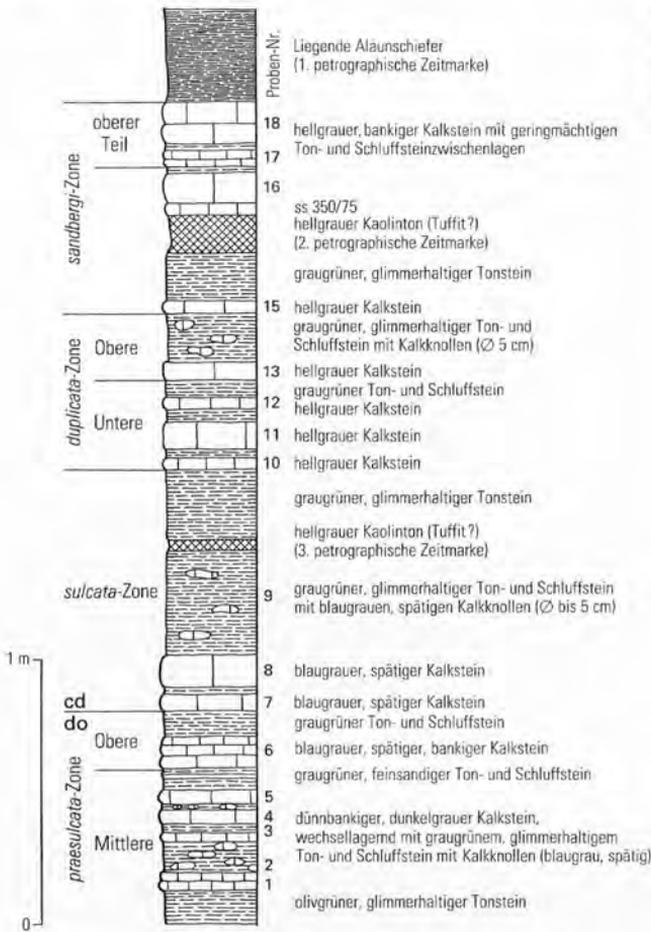


Abb. 19
 Profil Seiler, Schurf II
 Fig. 19
 Seiler profile, prospecting
 trench II

Vorkommen in den schon genannten Profilen hier wesentlich geringmächtiger ist. Im unteren Teil dieses Schichtenabschnitts treten vereinzelt bis zu 5 cm große blaugraue, spätige Kalksteinknollen auf, die nur eine spärliche Conodontenfauna enthalten.

Darunter folgt ein Schichtenabschnitt, der aus einer engständigen Wechselfolge (s. Abb. 19) von Kalksteinen und klastischen Sedimenten besteht. Im Gegensatz zu den hangenden Kalksteinen sind diese dunkelgrau bis blaugrau, teilweise spätig und besitzen einen höheren Carbonatgehalt. Sie wechsellagern mit graugrünen, stellenweise olivgrünen Ton- und Schluffsteinen, die besonders im unteren Teil dieses Profilabschnitts lagig angeordnete blaugraue, spätige Kalkknollen mit einem Durchmesser bis zu 4 cm enthalten. Diese untere Kalksteinabfolge ist wiederum mit dem Stockumer Kalk zu vergleichen. Dies wird biofaziell durch die Conodontenfaunen aus den Proben 8–1 bestätigt, die fast ausschließlich von der Gattung *Protognathodus* beherrscht werden (s. Abb. 20, Tab. 9). In Probe 7 kommt erstmals *Protognathodus kuehni* vor, so daß die Grenze Devon/Karbon an die Unterkante der Kalksteinbank gelegt wird, aus der diese Probe stammt (s. Abb. 19). *Protognathodus kockeli* tritt erstmals in der Probe 6 auf, so daß die untersten Kalksteinbänke der Oberen und Mittleren *praesulcata-Zone* zugeordnet werden können.

Tabelle 9

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich im Seiler-Schurf II

	Proben-Nr.																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>																		
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>																		
<i>B. costatus</i>																		
<i>B. stabilis</i>									1	16	2	3						
<i>B. ultimus</i>																		
<i>B. zieglerei</i>																		
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>																		
<i>P. gracilis expansa</i>																		
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>																		
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>																		
<i>Polygnathus communis communis</i>									1	4	25	5	4	2				
<i>P. communis carina</i>		1		7					1	5								1
<i>P. inornatus</i>										14	48	23	11	3			2	
<i>P. purus purus</i>										25	52	14	9	2				
<i>P. purus subplanus</i>													3	2			1	4
<i>P. vogesi</i>																		
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>										10	9	4						
<i>P. marburgensis marburgensis</i>																		
<i>P. marburgensis trigonicus</i>																		
<i>P. pennatus</i>																		
<i>P. triangulus triangulus</i>																		
<i>P. triangulus inaequalis</i>												12	9					
<i>Protognathodus collinsoni</i>			2	4	3	1	5	8										
<i>P. kockeli</i>							1	12	1		3	4					1	
<i>P. kuehni</i>								3	1									
<i>P. meischneri</i>		1	2	3	2	1	5	8										
<i>Siphonodella carinthiaca</i>													1		1	3	3	3
<i>S. cooperi</i> 1													2	1	2			
<i>S. cooperi</i> 2															2	4		
<i>S. duplicata</i> 1										2	9	4		2				
<i>S. duplicata</i> 2											9	3	2	2			19	28
<i>S. duplicata sensu Hass</i>																	11	24
<i>S. isosticha</i>																		
<i>S. lobata</i>																	9	11
<i>S. obsoleta</i>																	22	14
<i>S. praesulcata</i>																		
<i>S. quadruplicata</i>															2	2	11	8
<i>S. sulcata</i>										4	1	2	1	1				

4.4.4. Schurf I

Der Schurf I, ebenfalls 1969 angelegt, liegt 8 m westlich von Schurf II. Die Liegenden Alaunschiefer (erste petrographische Zeitmarke) werden in diesem Schurf von hellgrauen, gutgebankten Kalksteinen unterlagert (s. Abb. 21), die in ihrem Mittelabschnitt graugrüne, glimmerhaltige Tonsteine enthalten. Die Conodontenproben 15 und 14 weisen durch das Vorkommen von *Siphonodella lobata* diese Kalksteine dem oberen Teil der *sandbergi*-Zone zu. Als zweite petrographische Zeitmarke tritt im Liegenden wiederum ein hellgrauer Kaolinton (Tuffit?) auf. Darunter folgt eine engständige Abfolge von ca. 90 cm mächtigen hellgrauen gebankten Kalksteinen, die mit graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffstei-

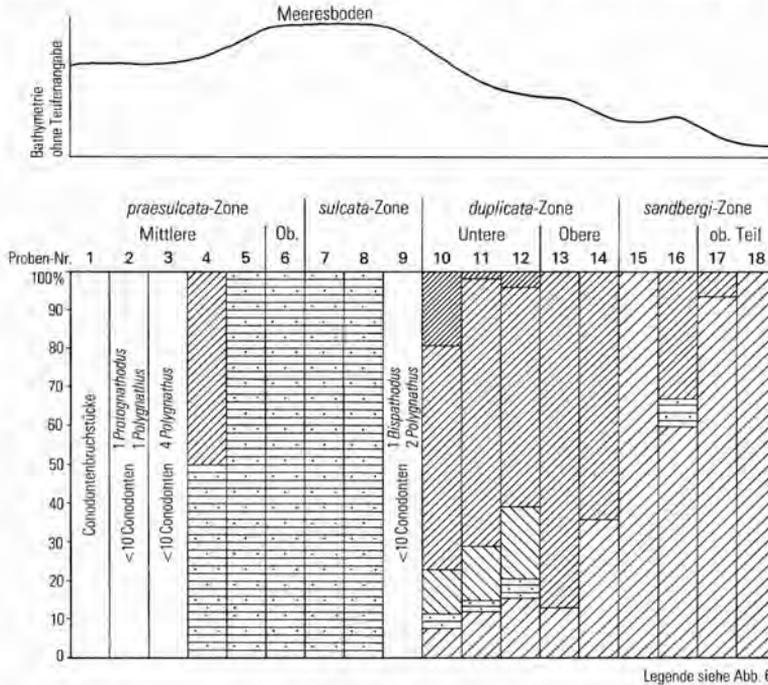


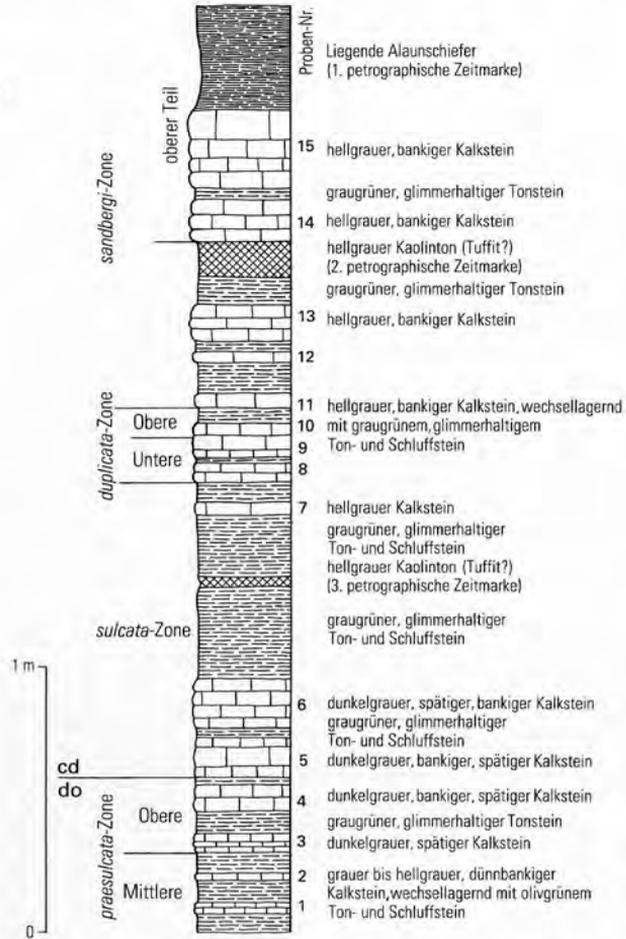
Abb. 20 Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf II und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 20 Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the prospecting trench II with regard to the bathymetry

nen wechsellagern. Die Ton- und Schluffsteinanteile nehmen in diesem Profilabschnitt deutlich zu. Stratigraphisch umfaßt diese Abfolge die *sandbergi*-Zone (Pr. 13–11), die *duplicata*-Zone (Pr. 10–8) und den oberen Abschnitt der *sulcata*-Zone (Pr. 7). Diese Abfolge unter den Liegenden Alaunschiefern entspricht nach ihrer lithologischen Ausbildung und stratigraphischen Reichweite dem Hangenberg-Kalk, was noch biofaziell durch die Faunenvergesellschaftung unterstrichen wird (s. S. 203). Der Hangenberg-Kalk wird von 60 cm mächtigen graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen unterlagert. In ihrem Mittelabschnitt enthalten sie als dritte petrographische Zeitmarke abermals einen hellgrauen Kaolinton (Tuffit?), der jedoch im Gegensatz zu den vorher in dieser stratigraphischen Position genannten nur noch eine Mächtigkeit von 3 cm besitzt.

Im Liegenden lagern 50 cm gutgebankte, dunkelgraue bis blaugraue Kalksteine, die mit wenigen geringmächtigen, graugrünen Ton- und Schluffsteinen wechsellagern. Auffällig ist wieder die abweichende petrographische Ausbildung gegenüber den hellgrauen Kalksteinen im Hangenden. Die Conodontenproben 6–4 enthalten hohe bis sehr hohe Anteile der Gattung *Protognathodus* (s. Abb. 22). In Probe 5 tritt erstmals *Protognathodus kuehni* gemeinsam mit *Siphonodella sulcata* auf, so daß in diesem Profil die Grenze Devon/Karbon an die Unterkante der Kalksteinbank, aus der die Conodontenprobe 5 stammt, gelegt wird. Diese Kalksteinsfolge ist aufgrund ihrer lithologischen und biofaziellen Ausbildung (in diesem Profil deutlich geringmächtiger) direkt mit dem Stockumer Kalk zu vergleichen. Darunter folgen überwiegend graugüne Ton- und Schluffsteine, in die dünnbankige, graue bis

Abb. 21
 Profil Seiler, Schurf I
 Fig. 21
 Seiler profile, prospecting trench I



hellgraue Kalksteine eingelagert sind, vergleichbar mit dem Wocklumer Kalk. Nach den Conodontenproben 3–1 gehört diese Abfolge der Oberen und Mittleren *praesulcata*-Zone an (s. Tab. 10).

4.4.5. Schurf 0

Der Schurf 0 wurde im Jahre 1969 angelegt und liegt etwa 8 m östlich von Schurf I (s. Abb. 15). Unter der ersten petrographischen Zeitmarke, den Liegenden Alaunschiefern, liegt in diesem Schurf eine ca. 40 cm mächtige, aus hellgrauen, gutgebankten Kalksteinen und graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen bestehende Wechselfolge (Abb. 23). In Probe 11 tritt erstmals *Siphonodella lobata* auf, so daß diese Kalksteinbank den oberen Teil der *sandbergi*-Zone umfaßt. Unmittelbar im Liegenden der Kalksteine folgt als zweite petrographische Zeitmarke ein hellgrauer Kaolinton (Tuffit?). Diesem schließt sich eine Wechselfolge von vorwiegend hellgrauen, gutgebankten Kalksteinen an, die mit grauen bis graugrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen wechsellagern. Die Conodontenproben 8–6 weisen den oberen Teil dieser Wechselfolge der *sandbergi*-Zone zu. Der untere Abschnitt mit den Proben 5–3 markiert die *duplicata*-Zone (Tab. 11). Die

Tabelle 10

Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich im Seiler-Schurf I

	Proben-Nr.														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>	2	6						1							
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>															
<i>B. costatus</i>	7	29													
<i>B. stabilis</i>	9	37		3			1	1							
<i>B. ultimus</i>	2	1													
<i>B. zieglerei</i>															
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	4	19	4												
<i>P. gracilis expansa</i>	6	10													
<i>P. gracilis gonoclymeniae</i>															
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>	1	11	3												
<i>Polygnathus communis communis</i>			4	11	14		2			2	5	2	4	2	1
<i>P. communis carina</i>			6	4	2										
<i>P. inornatus</i>		7	2	1				10	15	3	17	7	4	5	
<i>P. purus purus</i>					16		1	1	1	5	8	7	8	4	
<i>P. purus subplanus</i>					36		12		11	5	6	11			
<i>P. vogesi</i>															
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>							24	39	27		10	6		3	2
<i>P. marburgensis marburgensis</i>															
<i>P. marburgensis trigonicus</i>	2	1													
<i>P. pennatus</i>															
<i>P. triangulus triangulus</i>											5	3			
<i>P. triangulus inaequalis</i>									11		4	4		4	
<i>Protognathodus collinsoni</i>	1	1	4	3	8	2									
<i>P. kockeli</i>			8	9	56	6	1	3	4					3	
<i>P. kuehni</i>					12										
<i>P. meischneri</i>	1	1	9	2	7										
<i>Siphonodella carinthiaca</i>									1	1		1		1	
<i>S. cooperi</i> 1										3	3	1	1	2	
<i>S. cooperi</i> 2									3			3	1	3	14
<i>S. duplicata</i> 1								37	22	1	1	1	1	1	
<i>S. duplicata</i> 2								19	20	1	2	2	1	4	28
<i>S. duplicata sensu Hass</i>								3	11						
<i>S. isosticha</i>															
<i>S. lobata</i>														2	7
<i>S. obsoleta</i>														2	7
<i>S. praesulcata</i>	1		1	2	1										
<i>S. quadruplicata</i>											1	2			3
<i>S. sulcata</i>					4	1	1	1				1	1		

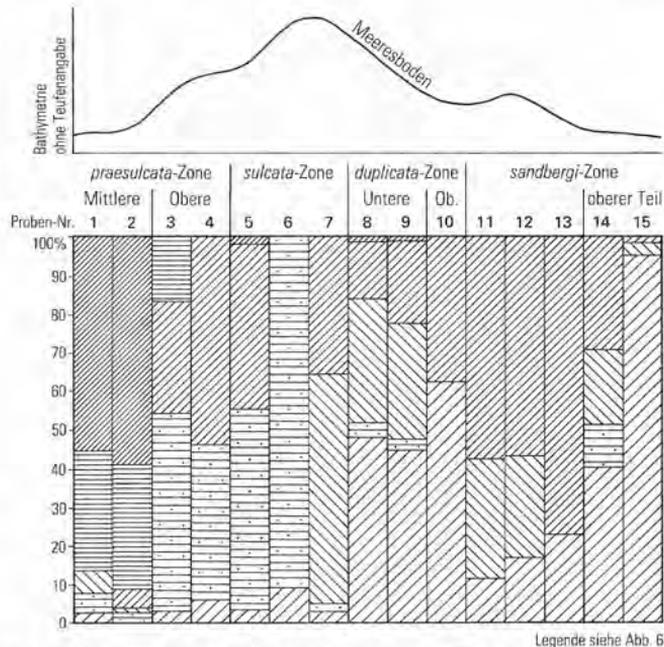
unterste Kalksteinbank (Pr. 2) innerhalb dieser Wechselfolge ist im Gegensatz zu den hangenden dunkelgrau bis blaugrau und spätig. In ihr treten erstmals *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata* auf, die die *sulcata*-Zone belegen. Die liegenden 1,2 m mächtigen Schichten sind kalksteinfrei und bestehen aus graugrünen bis olivgrünen, glimmerhaltigen Ton- und Schluffsteinen. Die weiter westlich gelegenen Schürfe haben in diesem Profilabschnitt die hier schon nicht mehr vorkommende dritte petrographische Zeitmarke, den hellgrauen Kaolinton (Tuffit?), angetroffen. Die Grenze Devon/Karbon wird in diesem Profil an die Unterkante der Kalksteinbank, aus der die Conodontenprobe 2 stammt, gelegt.

Abb. 22

Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf I und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 22

Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the prospecting trench I with regard to the bathymetry



Legende siehe Abb. 6

Die Conodontenprobe 1 im Liegenden der geschlossenen Tonstein-Schluffstein-Wechselfolge (s. Abb. 19) entspricht litho- und biofazial wiederum dem Stockumer Kalk und enthält besonders zahlreiche *Protognathodus kockeli* (s. Abb. 24). Sie belegt somit, da *Protognathodus kuehni* noch nicht vorkommt, die Obere *praesulcata*-Zone. Die unterste Kalksteinbank enthält nicht mehr die typische *Protognathodus*-Fauna und wird durch das Fehlen von *Protognathodus kockeli* der Mittleren *praesulcata*-Zone zugerechnet. Außerdem ist diese Kalksteinbank hellgrau und weist bereits anteilmäßig 10 % der Gattung *Bispathodus* auf, liegt also unterhalb des Niveaus des Stockumer Kalks und entspricht dem Wocklumer Kalk.

4.4.6. Zusammenfassende Betrachtung der Seiler-Schürfe

Die fünf Schürfe an der Seiler bei Iserlohn unterscheiden sich in ihrer lithologischen Ausbildung beträchtlich voneinander. Die andersartigen Befunde in den einzelnen Schürfen gewinnen noch an Bedeutung, wenn man die kurzen Abstände in Streichrichtung berücksichtigt. Betrachtet man makroskopisch die Kalksteinbänke, die Kaolintone (Tuffite?) und die Ton- und Schluffsteine, so fallen besonders die Unterschiede in Mächtigkeit und Anzahl der am Profilaufbau beteiligten Gesteinskomponenten auf.

Das Einsetzen der Liegenden Alaunschiefer, der ersten petrographischen Zeitmarke, wird als orthochron angesehen. Dieser Horizont, der den Beginn der Unteren *crenulata*-Zone markiert, wird von Schichten der *sandbergi*-Zone unterlagert. Bis auf den Parallelschurf (s. Abb. 15, S. 192), in dem graugrüne Ton- und Schluffsteine die Liegenden Alaunschiefer unterlagern, folgen in den übrigen Schürfen ohne Zwischenmittel direkt darüber gebankte, hellgraue Kalksteine. Diese Kalksteine, die zur *sandbergi*-Zone gehören, enthalten im Schurf III noch keine tonig-schluffigen Einlagerungen, während sich diese nach Osten in den übrigen Schürfen rasch einstellen. Der hellgraue Kaolinton (Tuffit?) kann ebenfalls als orthochron angesehen werden.

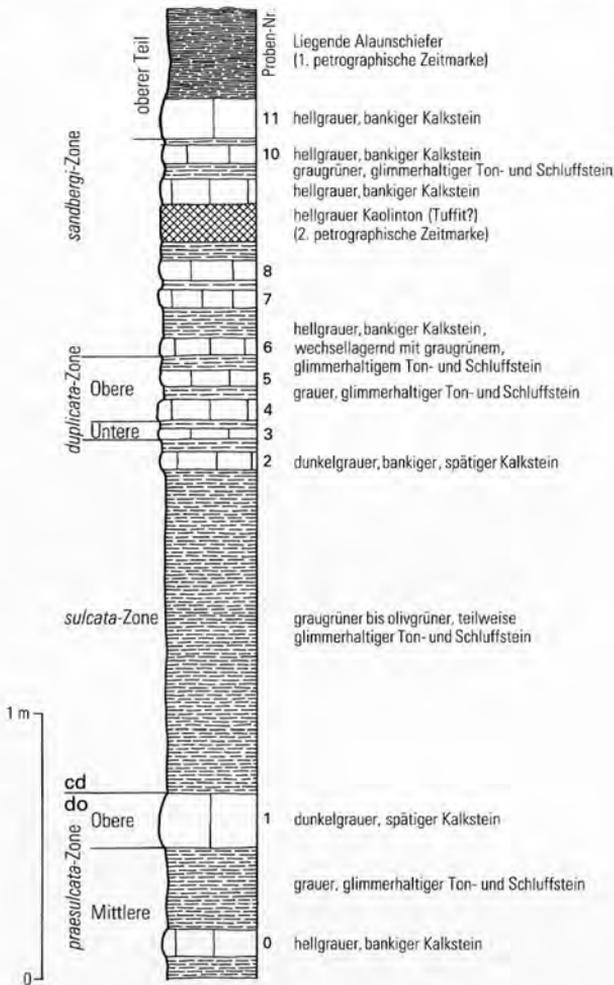


Abb. 23
Profil Seiler, Schurf 0
Fig. 23
Seiler profile, prospecting
trench 0

Vergleicht man die Schichten unterhalb dieser zweiten petrographischen Zeitmarke, die innerhalb der *sandbergi*-Zone liegt, stellt man fest, daß diese immer von Ton- und Schluffsteinen unterlagert wird. Gleichzeitig fällt auf, daß nach Osten, mit Beginn der *sandbergi*-Zone, Kalksteinbänke auftreten, die im Schurf III fehlen, im Schurf II eine und in den Schürfen I und 0 drei Kalksteinbankfolgen umfassen. Die Schichten, die stratigraphisch in die Untere und Obere *duplicata*-Zone gehören, sind – von geringen Mächtigkeitsschwankungen abgesehen – relativ einheitlich als Kalkstein-Tonstein-Schluffstein-Wechselfolge ausgebildet. Lediglich im Schurf II sind in der Oberen *duplicata*-Zone den Ton- und Schluffsteinen Kalkknollen eingelagert. Die obengenannten Schichten, die den eigentlichen Hangenberg-Kalk darstellen, sind trotz der petrographischen Abweichungen biostratigraphisch gut und vollständig zu erfassen. Die Schichten unterhalb der Unteren *duplicata*-Zone enthalten besonders in ihrem oberen Abschnitt nur wenige kalkige Einlagerungen und fehlen im Schurf II völlig. Vorwiegend graugüne bis olivgrüne Ton- und Schluffsteine beherrschen somit den oberen Abschnitt der *sulcata*-Zone. Die in den Profilen III, I und 0 vorkommenden wenigen Kalksteine

Tabelle 11
Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im
Devon/Karbon-Grenzbereich im Seiler-Schurf 0

	Proben-Nr.											
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>				2								
<i>B. aculeatus anteposicornis</i>												
<i>B. costatus</i>												
<i>B. stabilis</i>		1	1						1			
<i>B. ultimus</i>												
<i>B. ziegleri</i>												
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>												
<i>P. gracilis expansa</i>												
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>												
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>												
<i>Polygnathus communis communis</i>		4	133	23	48	233	91	14	5	4	3	28
<i>P. communis carina</i>				7								
<i>P. inornatus</i>				5	17	47	31	41	14	3	5	33
<i>P. purus purus</i>					4	71	14	47	36	7	4	78
<i>P. purus subplanus</i>				27	8	82	10	59	21	2		24
<i>P. vogesi</i>												
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>				15	24	103	9	2	5		4	4
<i>P. marburgensis marburgensis</i>												
<i>P. marburgensis trigonicus</i>												
<i>P. pennatus</i>												
<i>P. triangulus triangulus</i>							12			2		10
<i>P. triangulus inaequalis</i>					5	14						
<i>Protognathodus collinsoni</i>			8	2	1	1						
<i>P. kockeli</i>			19	5	6	2	2	1		1		3
<i>P. kuehni</i>				12	1							
<i>P. meischneri</i>		5	12	1								
<i>Siphonodella carinthiaca</i>						5	1			1		3
<i>S. cooperi</i> 1						19	5		3	2		1
<i>S. cooperi</i> 2						18	3	5	4	2	16	2
<i>S. duplicata</i> 1					5	14	1		3	1		
<i>S. duplicata</i> 2					1	23	7	14		2	14	6
<i>S. duplicata sensu Hass</i>								3			4	
<i>S. isosticha</i> (cf.)											4	
<i>S. lobata</i>												1
<i>S. obsoleta</i>									2	1	16	2
<i>S. praesulcata</i>				1								
<i>S. quadruplicata</i>								2			2	
<i>S. sulcata</i>				5	3	21	4	3				

enthalten jedoch *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata*, so daß die hier als Hangenberg-Schichten bezeichneten Ablagerungen zum Unterkarbon I zu stellen sind, auch wenn sie lithologisch den Hangenberg-Schiefern entsprechen (s. SANDBERG et al. 1978: Abb. 2). Der Hangenberg-Kalk stellt also nicht die Basis des Unterkarbons I dar. Der hellgraue Kaolinton (Tuffit?) im Mittelabschnitt dieser Tonstein-Schluffstein-Folge, deren Mächtigkeit innerhalb der *sulcata*-Zone variiert und 135 - 60 cm betragen kann, bildet die dritte petrographische Zeitmarke. Seine Mächtigkeit nimmt von West nach Ost stetig ab. Im Schurf 0 ist er nicht mehr nachzuweisen.

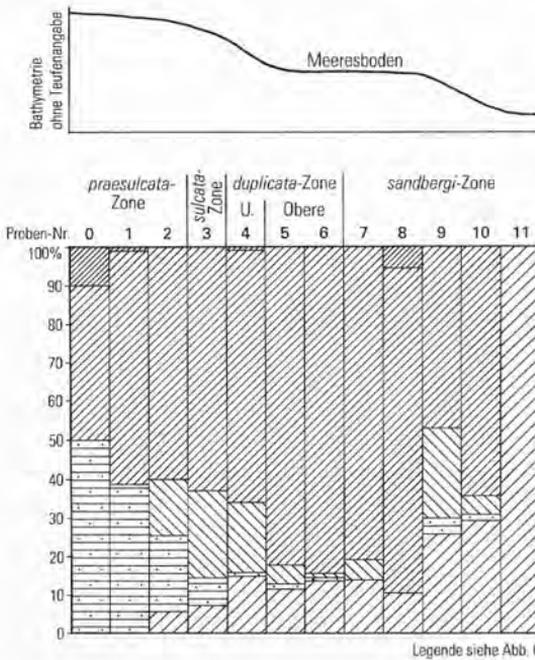


Abb. 24
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf 0 und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 24
Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the prospecting trench 0 with regard to the bathymetry

Die Basisschichten der *sulcata*-Zone werden von dunkelgrauen bis blaugrauen, gebankten, spätigen Kalksteinen gebildet. Handelt es sich im Westen, im Parallelschurf und im Schurf III um eine geschlossene Kalksteinfolge, so schalten sich nach Osten in den Schürfen II, I und besonders 0 geringmächtige, graugrüne Ton- und Schluffsteine ein. Das bedeutet, daß in den Schürfen III, II, I und 0, wo diese Kalksteine noch Teile der *praesulcata*-Zone umfassen, die Grenze Devon/Karbon problemlos festzulegen ist. Sie liegt in einer Gesteinsabfolge, die lithologisch, biostratigraphisch und biofaziell ein Äquivalent des Stockumer Kalks darstellt. Im Parallelschurf tritt als vierte petrographische Zeitmarke ein weiterer Kaolinton (Tuffit?) auf, der in den östlich davon gelegenen Schürfen nicht mehr vorkommt.

Die lithologischen Unterschiede in den dicht benachbarten Aufschlüssen lassen auf ein ausgeprägtes Kleinrelief während der Sedimentation und auf geringfügige Meeresströmungen schließen, die sich besonders im Devon/Karbon-Grenzbereich bemerkbar machten, ohne daß es zu biostratigraphischen Schichtausfällen kam.

Auch Cephalopoden lassen sich gelegentlich in den oberdevonischen und unterkarbonischen Kalksteinbänken, -knollen und -linsen finden. Wenn sie auch rar sind, so bestätigen sie doch die in den Seiler-Schürfen mit Hilfe der Conodonten gemachten Altersverhältnisse. Im Hangenden der Seiler-Konglomerate fand SCHINDEWOLF (1927: 114, 1937: 42) in Bänkchen und Linsen eines rauen, splitterigen, hellgrau gefärbten Kalksteins innerhalb der Wocklum-Sandsteine die Clymenien *Parawocklumeria* sp. ex gr. *paradoxa* (WEDEKIND) und *Cymaclymenia* cf. *striata* (MÜNSTER). In der weiteren Umgebung der Seiler erwähnte GALLWITZ (1926, 1927) Cephalopodenfunde aus dem höheren Oberdevon.

5. Die Conodontenverteilung in den Einzelprofilen

Abhängig von der lithologischen Ausbildung und der stratigraphischen Position ist die Conodontenverteilung in den Einzelprofilen recht unterschiedlich.

Auffällig ist der Conodontenreichtum innerhalb der *praesulcata*-Zone in den Profilen östlich der Seiler bei Iserlohn (s. Abb. 1, S. 167, u. Kap. 4.) im Steinbruch Drewer sowohl an der Nordwest- als auch an der Nordostwand. Dort verarmt rasch die Fauna mit dem Beginn der *sulcata*-Zone (s. Tab. 2, S. 178 – 179, Tab. 3, S. 185, u. Abb. 6, S. 181, Abb. 10, S. 184), nimmt dann innerhalb der *duplicata*-Zone wieder zu und erreicht oberhalb der Unteren *crenulata*-Zone einen erneuten Höhepunkt. Trotz der verringerten Anzahl von Conodonten im tiefsten Unterkarbon ist die Grenze Devon/Karbon mit dieser Fossilgruppe hier immer festzulegen, wenn eine entsprechend große Probenmenge aufgelöst wird. Die Verarmung der Conodontenfaunen auch in Kalksteinen vom Typ eines Cephalopodenkalksteins ist vermutlich auf ein geologisches Ereignis zurückzuführen (s. Kap. 3.). Im Profil an der Straße Rütten – Nuttlar dagegen (s. Tab. 5, S. 189, u. Abb. 11, S. 188), wo die Kalksteine sowohl im Oberdevon als auch im Unterkarbon relativ gleichförmig ausgebildet sind, ist auch die Anzahl der Conodonten nur geringfügigen Schwankungen unterworfen.

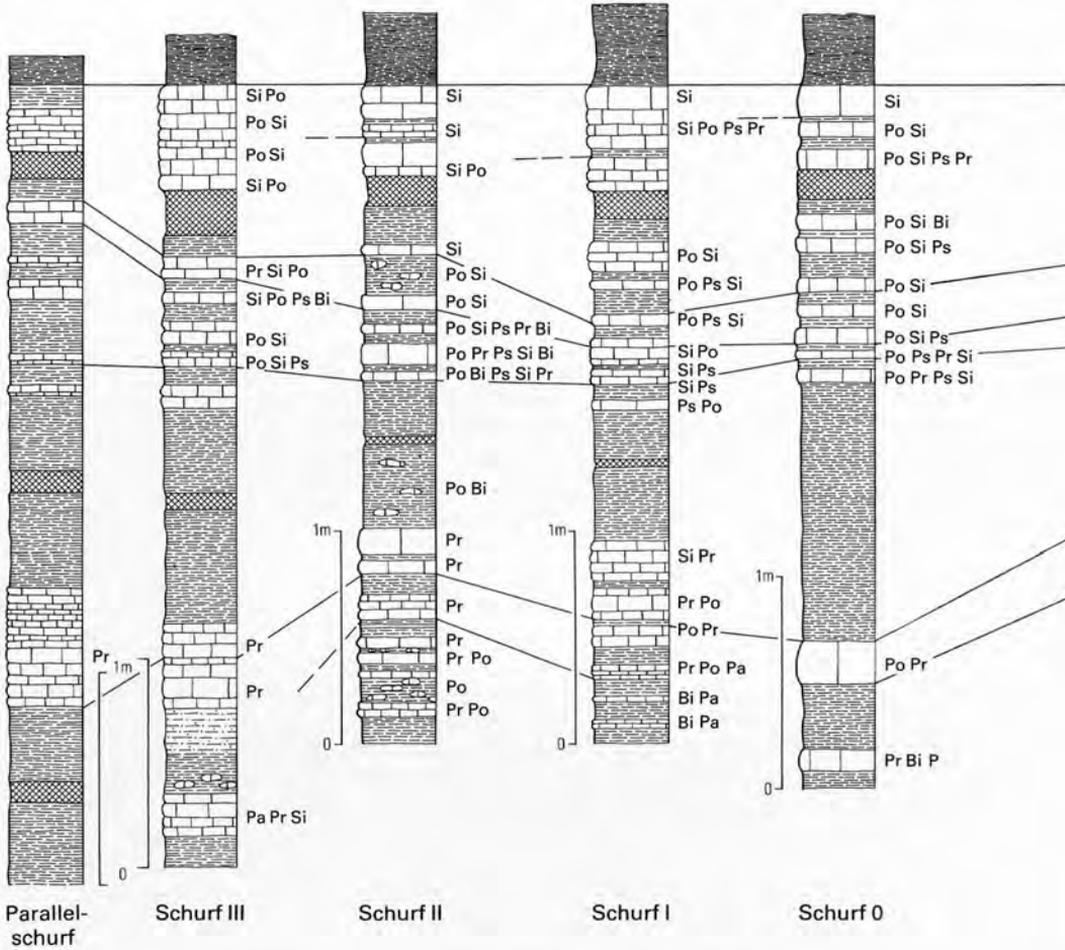
Ganz anders dagegen sind die Verhältnisse im Profil Scharfenberg (s. Tab. 6, S. 191, u. Abb. 14, S. 192). So ist die Anzahl der Conodonten in der *praesulcata*-Zone geringer als in den unterkarbonischen Profilabschnitten. Dort spielt offensichtlich die lithologische Ausbildung der Kalksteine eine ausschlaggebende Rolle für die Conodontenführung. Die Proben mit einer geringen Anzahl von Conodonten bei gleicher Probenmenge stammen aus dunkelgrauen bis blaugrauen Kalksteinen, die lithologisch und biofaziell (*Protognathodus*-Anteile) mit dem Stockumer Kalk zu vergleichen sind. Dagegen stammen die conodontenreicheren Proben aus hellgrauen Kalksteinen vom Typ eines Cephalopodenkalksteins, wie sie für den Hangenberg-Kalk typisch sind.

In den Seiler-Profilen (s. Abb. 25 u. Tab. 12) sind besonders die unteren Profilabschnitte deutlich anders ausgebildet als in den vorgenannten Aufschlüssen. So sind in den Basisschichten die Kalksteine stets von dunkelgrauer bis blaugrauer Farbe und enthalten gelegentlich Initialformen von Goniatiten. Auch der Carbonatgehalt ist höher als in den hangenden Cephalopodenkalksteinen, die den eigentlichen Hangenberg-Kalk darstellen. In dem Profil III ist trotz der lithologischen Unterschiede die Conodontenführung in den Einzelproben relativ gleich. Lediglich im oberen Teil der *sandbergi*-Zone ist eine deutliche Verarmung in der Fauna festzustellen. Bei gleicher lithologischer Ausbildung, gleicher Probenmenge und nur geringem lateralen Abstand unterscheidet sich Profil II deutlich von Profil III. Die Anzahl der Conodonten in der *praesulcata*-Zone ist wesentlich zurückgegangen und steigt mit Beginn der *sulcata*-Zone deutlich an, verarmt in deren oberem Teil abermals, um mit dem Beginn der *duplicata*-Zone eine Anzahl zu erreichen, die der von Profil III entspricht.

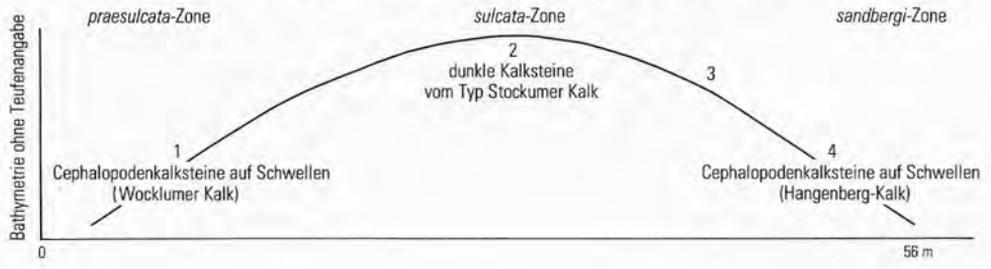
Wiederum ganz andere Verhältnisse liegen im Profil I vor, zumal die Kalksteine der Mittleren *praesulcata*-Zone typische Cephalopodenkalksteine sind und nicht wie in den vorgenannten Profilen Äquivalente des Stockumer, sondern des Wocklumer Kalks. Sie enthalten eine wesentlich geringere Anzahl an Conodonten als die hangenden dunklen Kalksteine vom Typ Stockumer Kalk der Oberen *praesulcata*-Zone und des unteren Abschnitts der *sulcata*-Zone. Demnach liegt hier keine Verarmung an Conodonten im Devon/Karbon-Grenzbereich vor, wie sie im Schurf II zu beobachten war. Die Kalksteine der *duplicata*- und *sandbergi*-Zone,

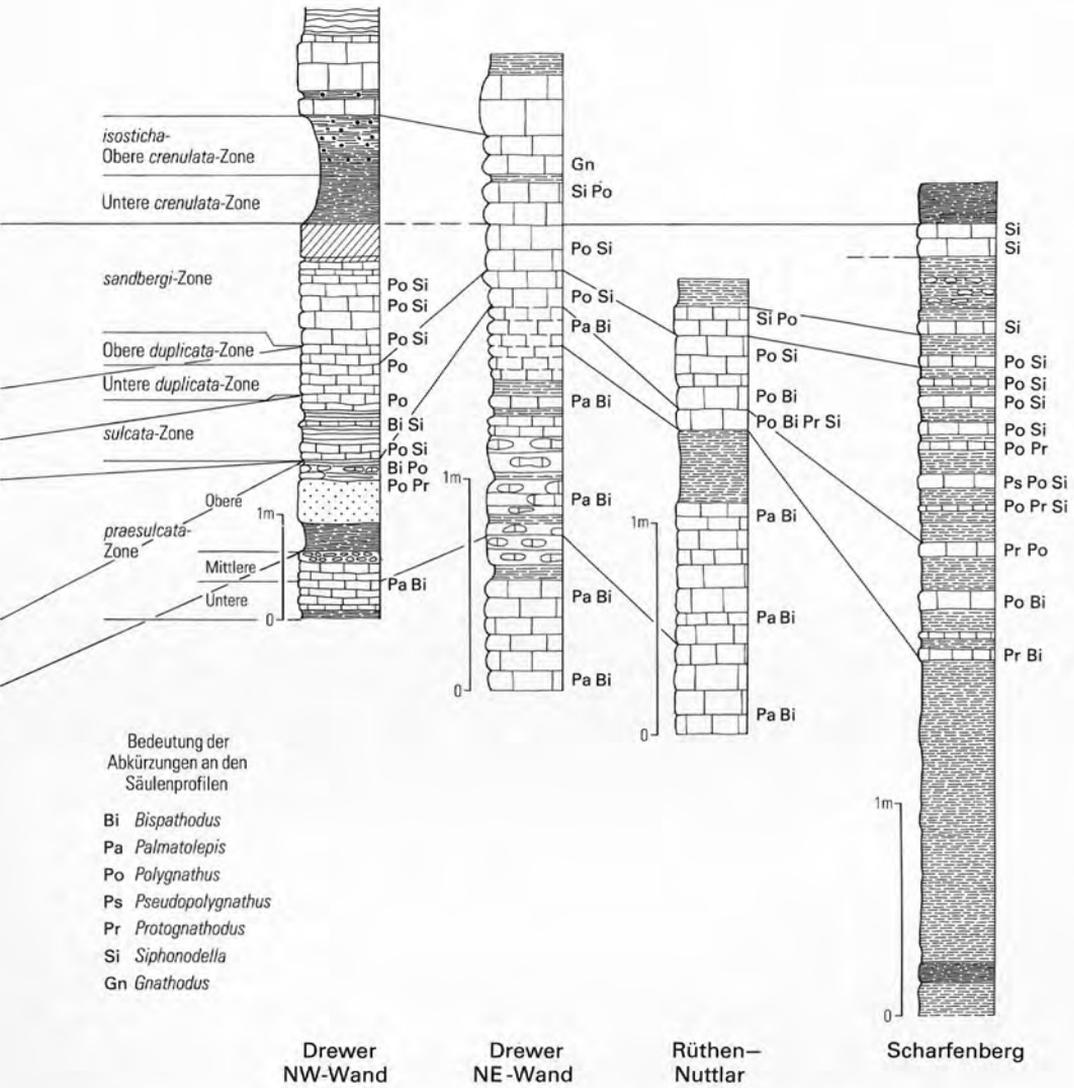
Abb. 25 Parallelisierung der in Kapitel 4. beschriebenen Einzelprofile mit Angabe ihrer Position zur Bathymetrie

Fig. 25 Parallelization of the single profiles described in chapter 4 regarding their position to bathymetry

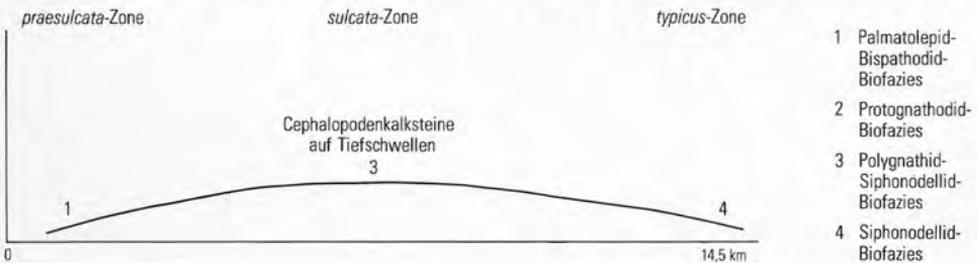


Idealisierte bathymetrische Kurve an der Seiler (TK25: 4612 Iserlohn)





Idealisierte bathymetrische Kurve der Profile auf Tiefschwellen (TK 25: 4516 Warstein, TK 25: 4517 Alme)



- 1 Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies
- 2 Protognathodid-Biofazies
- 3 Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies
- 4 Siphonodellid-Biofazies

Tabelle 12

Verbreitung der stratigraphisch wichtigen Conodonten im höchsten Oberdevon und tieferen Unterkarbon

	alte Zonierung vorwiegend nach *	neue Zonierung nach **	Einsetzen der Zonen-Conodonten		Palmatolepis gracilis expansa	Pa. gracilis sigmoidalis	Polynathodus inornatus	Bispathodus aculeatus aculeatus	Bi. ultimus	Bi. zieglei	Pa. gracilis gonioclymeniae	Bi. costatus	Pa. communis carina	Pa. gracilis gracilis	Bi. stabilis	Bi. aculeatus anteposicarmis	Pseudopolynathodus marburgensis trigonicus	Siphonodella praesulcata	Protognathodus meischneri	
			Scalio-gnathus anchoralis	Dolio-gnathus latus																
	<i>Gnathodus-bilineatus-bilineatus-Zone</i>	<i>bilineatus-Zone</i>	<i>Gnathodus bilineatus</i>																	
	<i>anchoralis-bilineatus-Interregnum</i>	nicht benannt																		
		<i>texasus-Zone</i>	<i>Gnathodus texanus</i>																	
	<i>anchoralis-Zone</i>	<i>anchoralis-latus-Zone</i>	<i>Scalio-gnathus anchoralis</i>	<i>Dolio-gnathus latus</i>																
	nicht benannt	<i>typicus-Zone</i>	Obere	<i>Pseudopolynathodus oxypagenus (Pseudopolynathodus nudus)</i>																
			Untere	<i>Gnathodus typicus</i> M2																
Obere	<i>crenulata-Zone</i>	<i>isosticha-Obere crenulata-Zone</i>	<i>Gnathodus delicatus</i>																	
Untere		Untere <i>crenulata-Zone</i>	<i>Siphonodella crenulata</i>																	
	<i>Siphonodella-triangularis-triangularis-Zone</i>	<i>sandbergi-Zone</i>	<i>Siphonodella sandbergi</i>																	
			<i>Siphonodella-triangularis-inaequalis-Zone</i>	Obere <i>duplicata-Zone</i>	<i>Siphonodella cooperi</i> M1															
	Untere <i>duplicata-Zone</i>	<i>Siphonodella duplicata</i> M1																		
	<i>kockeli-dentilineatus-Zone, korrespondierend mit sulcata-kockeli-Zone</i>	<i>sulcata-Zone</i>	<i>Siphonodella sulcata (Protognathodus kuehni)</i>																	
Obere	Protognathodus-Fauna	<i>praesulcata</i>	<i>Protognathodus kockeli</i>																	
Untere			<i>praesulcata-Zone</i>	<i>Palmatolepis gracilis gonioclymeniae</i> ausgestorben																
Obere	<i>costatus-Zone</i>	<i>praesulcata</i>		<i>Siphonodella praesulcata</i>																
Mittlere			<i>expansa-Zone</i>	<i>Bispathodus ultimus</i>																
Untere				<i>Bispathodus aculeatus</i>																
Obere	<i>styriacus-Zone</i>		<i>Palmatolepis gracilis expansa</i>																	

*MEISCHNER 1970, VOGES 1959, ZIEGLER 1962, 1969, 1971

**LANE & SANDBERG & ZIEGLER 1980, SANDBERG et al. 1978, ZIEGLER & SANDBERG 1984

also des Hangenberg-Kalks, weisen in der Conodontenverteilung keine wesentlichen Abweichungen zu den liegenden Kalksteinen auf. Die Verteilung der Conodonten zwischen den Schürfen 0 und I zeigt nur geringfügige Unterschiede.

Zusammenfassend kann zu den Schürfen an der Seiler gesagt werden, daß die Anzahl der Conodonten in den einzelnen Profilabschnitten trotz der kurzen lateralen Entfernung in gleichen lithologischen und stratigraphischen Profilabschnitten sehr unterschiedlich ist.

6. Analyse der Conodontenfaunen

Die Analyse der Conodontenfaunen in den Einzelprofilen beschränkt sich auf das Vorkommen der Plattformgattungen *Bispathodus*, *Polygnathus*, *Pseudopolygnathus*, *Protognathodus* und *Siphonodella* im höchsten Oberdevon und Unterkarbon I. Zusätzlich wurden in den Conodontenproben aus den Profilen im Steinbruch Drewer die Gattungen *Gnathodus*, *Scaliognathus* und *Hindeodella* oberhalb des Unterkarbons I berücksichtigt.

Nach dem gleichzeitigen Vorkommen einzelner oder mehrerer Gattungen in verschiedenartigen Kalksteintypen wurden aufgrund der Vergesellschaftung Biofaziesmodelle abgeleitet, die auf die Lebensräume von Conodonten Rückschlüsse zulassen und eine oder mehrere Conodontenzonen umfassen können. Besonders im Devon und Karbon (nicht aber speziell für den Grenzbereich) wurden derartige Modellvorstellungen von ZIEGLER (1969), SANDBERG (1976), SANDBERG & GUTSCHICK (1979), ZIEGLER & SANDBERG (1984), SANDBERG & DREESEN (1984), DREESEN & SANDBERG & ZIEGLER (1986) und anderen beschrieben. Die im folgenden genannten Vergesellschaftungen oder Einzelvorkommen bestimmter Plattformgattungen sind vorerst als Empfehlung für eine bestimmte Biofazies zu werten, solange nicht genügend entsprechend gleichwertige Faunenkombinationen des hier beschriebenen Zeitabschnitts bekanntgeworden sind. Bei den genannten Vorkommen ist zu berücksichtigen, daß im Devon/Karbon-Grenzbereich wichtige Conodontengattungen aussterben und neue einsetzen. Ebenso ist die unterschiedliche Lithofazies zu beachten.

In dem Profil an der Nordwestwand im Steinbruch Drewer, wo die Beschreibung in der Unteren *praesulcata*-Zone beginnt, herrscht bis zur Mittleren *praesulcata*-Zone eine *Palmatolepid-Bispathodid*-Biofazies vor. Mit dem Aussterben der Gattung *Palmatolepis* geht gleichzeitig eine Verarmung der Gesamtfaua einher, obwohl die Kalksteine als Trägergesteine mit sehr wenig Conodonten dem Typ nach einem Cephalopodenkalkstein entsprechen. Ab dem oberen Abschnitt der *sulcata*-, der *duplicata*- und der *sandbergi*-Zone ist eine *Polygnathodid-Siphonodellid*-Vergesellschaftung anzutreffen und die Gattungen *Protognathodus*, *Bispathodus* und *Pseudopolygnathus* spielen nur eine untergeordnete Rolle. Trotzdem kann in diesem Profil auch bei einer Verarmung der Gesamtfaua im höchsten Oberdevon und tiefsten Unterkarbon die Grenze zwischen diesen Formationen genau festgelegt werden. In diesem Profil sei ausnahmsweise noch auf die Vergesellschaftung oberhalb der *isosticha*-/Obere *crenulata*-Zone eingegangen, die als *Gnathodid-Scaliognathodid* zu bezeichnen ist (s. oben).

Nicht wesentlich anders liegen die Verhältnisse im Profil in der Nordostwand, wo die Faunenvergesellschaftung in der Unteren und Mittleren *praesulcata*-Zone eine *Palmatolepid-Bispathodid*-Biofazies ist. Mit dem Beginn der *sulcata*-Zone tritt in den hier kondensierten Cephalopodenkalksteinen wiederum eine Verarmung der

Gesamtfaua ein, wobei *Protognathodus* und *Pseudopolygnathus* nur vereinzelt auftreten. Trotzdem ist nach der Häufigkeit eine Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies festzustellen, die während der *sulcata*- bis in die Untere *duplicata*-Zone anhält. In der *isosticha*-/Obere *crenulata*-Zone herrscht mit 95% die Gattung *Gnathodus* vor und ist somit als Gnathodid-Biofazies zu bezeichnen.

Im Profil an der Straße Rüthen – Nuttlar ist die Untere und Mittlere *praesulcata*-Zone als *Palmatolepid*-*Bispathodid*-Biofazies entwickelt, während andere Gattungen weniger als 5% in der Gesamtfaua einnehmen. Ab der Oberen *praesulcata*-Zone, die von der Mittleren durch einen verkieselten, nicht datierbaren Horizont getrennt ist und wo die Gattung *Palmatolepis* nicht mehr vorkommt, ist eine Polygnathid-*Bispathodid*-Vergesellschaftung vorhanden. Diese Biofazies, in der die Gattungen *Protognathodus* und *Siphonodella* nur vereinzelt vorkommen, hält während der *sulcata*- und Unteren *duplicata*-Zone an, dabei gehen die Anteile von *Bispathodus* zurück und die von *Siphonodella* und *Pseudopolygnathus* nehmen entsprechend zu. Die Obere *duplicata*-Zone dagegen stellt eine Siphonodellid-Polygnathid-Vergesellschaftung dar, die geringe Anteile der Gattungen *Pseudopolygnathus* und *Bispathodus* enthält.

Ganz andere Verhältnisse liegen im Profil Scharfenberg vor. Es beginnt in der Oberen *praesulcata*-Zone und enthält vorwiegend (89%) Arten der Gattung *Protognathodus*, so daß hier von einer Protognathodid-Biofazies zu sprechen ist (vgl. auch die paläogeographische Situation des Profils S. 209). Im höheren Teil der Oberen *praesulcata*-Zone tritt plötzlich neben *Protognathodus* *Polygnathus* auf, so daß hier eine Protognathodid-Polygnathid-Vergesellschaftung vorhanden ist. Die gleichen Verhältnisse herrschen in dem unteren Abschnitt der *sulcata*-Zone vor, wo lediglich ein geringer Anteil der Gattung *Siphonodella* (7%) dazukommt. Auffallend ist, daß diese Vergesellschaftung an dunkelgraue bis blaugraue, bankige Kalksteine gebunden ist, wie sie in den vorgenannten Profilen nicht vorkommen und die dementsprechend eine andere Biofazies verkörpern. Ab dem oberen Abschnitt der *sulcata*-Zone ändern sich die lithologischen Verhältnisse, indem sich hellgraue Cephalopodenkalksteine mit einer andersartigen Conodontenvergesellschaftung einstellen. So ist für den oberen Teil der *sulcata*-Zone eine Pseudopolygnathid-Polygnathid-Biofazies bezeichnend, die nur einen geringen Anteil von der Gattung *Siphonodella* (5%) enthält. Die *duplicata*-Zone wird beherrscht von der Gattung *Polygnathus* mit Anteilen von 60 – 85%, während die Gattungen *Pseudopolygnathus*, *Protognathodus* und *Siphonodella* nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die *sandbergi*-Zone beginnt mit einer reinen Polygnathid-Siphonodellid-Vergesellschaftung. Im oberen Teil der *sandbergi*-Zone tritt dann ausschließlich eine Siphonodellid-Biofazies auf, wie sie in dieser Zusammensetzung in keinem anderen Profil beobachtet wurde.

Abweichende Conodontenvergesellschaftungen liegen an der Seiler bei Iserlohn vor. Dort treten unterhalb des eigentlichen Hangenberg-Kalks Kalksteine auf, die ein Äquivalent des Stockumer Kalks sind. In diesen Kalksteinen ließ sich immer in einem engen Bereich die Grenze Devon/Karbon nachweisen. Mangels entsprechender Proben muß hier der Parallelschurf außer acht gelassen werden (s. S. 195).

Im Schurf III enthält die erste Kalksteinbank der Oberen *praesulcata*-Zone eine Conodontenfaua, die als *Palmatolepid*-*Protognathodid*-Biofazies zu bezeichnen ist. Der obere Abschnitt dieser Zone ist dagegen als reine Protognathodid-Biofazies entwickelt, was ebenfalls noch für die *sulcata*-Zone zutrifft.

Nach einer 1 m mächtigen Tonschieferfolge, die petrographisch den Hangenberg-Schiefern entspricht, jedoch bereits unterkarbonisches Alter besitzt, folgt der eigentliche Hangenberg-Kalk. Dieser ist vorwiegend als hellgrauer Cephalopodenkalkstein ausgebildet. Schlagartig tritt in diesem Kalkstein mit dem Beginn der Unteren *duplicata*-Zone eine Faunenvergesellschaftung auf, die eine Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies darstellt. Zum Hangenden hin nehmen bis zur Oberen *duplicata*-Zone die Anteile von *Siphonodella* ständig zu, so daß ab Probe 6 (s. Abb. 17, S. 194) von einer Siphonodellid-Polygnathid-Biofazies zu sprechen ist. Innerhalb der *sandbergi*-Zone ist zuerst von einer Siphonodellid-Pseudopolygnathid-Vergesellschaftung zu sprechen, die im oberen Teil der *sandbergi*-Zone wie in der Unteren *duplicata*-Zone in eine Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies übergeht. In der letzten Kalksteinbank dieses Profils herrscht dann abermals die Gattung *Siphonodella* neben *Polygnathus* vor. Auffällig ist in diesem Profil, daß in der gesamten Kalksteinabfolge immer *Protognathodus* vertreten ist, dessen Häufigkeit zum Hangenden hin stetig abnimmt.

Gegenüber dem Schurf III ändert sich im unteren Bereich von Schurf II, bei nur geringem seitlichen Abstand, die Bankabfolge der Kalksteine in der Oberen *praesulcata*-Zone. Sie ist im Schurf II wesentlich geringmächtiger entwickelt. Die Kalksteine von der Mittleren *praesulcata*-Zone bis zur *sulcata*-Zone stellen lithologisch und biofaziell abermals ein Äquivalent des Stockumer Kalks dar. Dementsprechend ist in diesem Zeitabschnitt die Conodontenfauna als reine Protognathodid-Biofazies zu bezeichnen. Lediglich in Probe 4 (s. Abb. 19, S. 198) der Mittleren *praesulcata*-Zone kommt gehäuft die Gattung *Polygnathus* vor. Auch hier liegt dementsprechend die Grenze Devon/Karbon in einem Äquivalent des Stockumer Kalks. Der obere Abschnitt der *sulcata*-Zone umfaßt wiederum einen tonigen Schluffstein, der faziell den Hangenberg-Schiefern entspricht. Rasch ändern sich mit dem Beginn der *duplicata*-Zone Litho- und Biofazies. Die Kalksteine, typische Hangenberg-Kalke, enthalten in der *duplicata*-Zone eine Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies, wobei der Anteil von *Siphonodella* zum Hangenden hin ständig zunimmt. Ab der *sandbergi*-Zone dominiert *Siphonodella*, und ab der Probe 16 (s. Abb. 19, S. 198) ist von einer Siphonodellid-Biofazies zu sprechen.

Wenige Meter nach Osten ändern sich im Schurf I die Verhältnisse abermals erheblich gegenüber Schurf II. Die Kalksteine der Mittleren *praesulcata*-Zone sind dort hellgraue Cephalopodenkalksteine und mit dem Wocklumer Kalk zu vergleichen. Entsprechend anders ist die Faunenvergesellschaftung: Sie stellt eine Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies dar. In der Oberen *praesulcata*-Zone stellen sich dunkle Kalksteine ein, die vergleichbar dem Stockumer Kalk ausgebildet sind. Sie enthalten dementsprechend eine Protognathodid-Polygnathid-Vergesellschaftung. Diese Fazies hält bis in den unteren Teil der *sulcata*-Zone an, und der oberste Abschnitt dieser dunklen Kalksteine enthält eine ausgesprochene Protognathodid-Biofazies mit geringen Anteilen von *Siphonodella*. Darüber folgen abermals tonig-schluffige Sedimente, die faziell dem Hangenberg-Schiefer entsprechen. Darin kommt eine dünne Kalksteinlage vor, die stratigraphisch noch zur *sulcata*-Zone gehört, lithologisch jedoch mit dem Hangenberg-Kalk zu vergleichen ist. Entsprechend ist die Biofazies als Pseudopolygnathid-Polygnathid-Vergesellschaftung entwickelt. Mit dem Beginn der *duplicata*-Zone steigt in den hellgrauen Cephalopodenkalksteinen der Anteil von *Siphonodella* sprunghaft an. Dabei liegt in der Unteren *duplicata*-Zone eine Polygnathid-Pseudopolygnathid- und in der Oberen *duplicata*-Zone eine Siphonodellid-Polygnathid-Biofazies vor. In der

sandbergi-Zone ist, wie in den vorgenannten Profilen an der Seiler, der Anteil von *Siphonodella* zurückgegangen und der von *Polygnathus* entsprechend angestiegen, so daß hier eine Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies vorliegt. Im oberen Teil der *sandbergi*-Zone ist dagegen in Probe 15 (s. Abb. 21) eine Siphonodellid-Biofazies ausgebildet.

Im Schurf 0, nur wenige Meter östlich von Schurf I gelegen, sind völlig abweichende lithologische Verhältnisse vorhanden. Innerhalb des Bereichs von der Mittleren bis zur Oberen *praesulcata*-Zone überwiegen bis zum Beginn der *sulcata*-Zone graugrüne bis olivgrüne Ton- und Schluffsteine, die zu den Hangenberg-Schiefern zu stellen sind. Sie enthalten im unteren Profilabschnitt lediglich zwei Kalksteinbänke, also deutlich weniger als in den westlich davon gelegenen Schürfen.

In der Probe 0, die zur Mittleren *praesulcata*-Zone gehört, überwiegt deutlich *Protognathodus* und *Polygnathus* gegenüber *Bispathodus*, so daß von einer Protognathodid-Polygnathid-Biofazies zu sprechen ist.

In der Probe 1, direkt an der Basis der Oberen *praesulcata*-Zone lagernd, ist eine sehr reichhaltige Conodontenfauna nachgewiesen, die ebenfalls fast ausschließlich aus den Gattungen *Polygnathus* und *Protognathodus* besteht, wobei die Höflichkeit von *Protognathodus* gegenüber der Probe 0 sprunghaft angestiegen ist. Besonders zahlreich tritt hier *Protognathodus kockeli* auf. Die Vergesellschaftung ist als Polygnathid-Protognathodid-Biofazies zu bezeichnen.

In der Probe 2, oberhalb der ca. 1,2 m mächtigen Tonschieferfolge, kommt neben *Polygnathus* ebenfalls noch häufig *Protognathodus* vor, wobei besonders die hohe Anzahl von *Protognathodus kuehni* auffällt und durch das gemeinsame Vorkommen mit *Siphonodella sulcata* den Beginn des Unterkarbons I markiert. Die Conodontenvergesellschaftungen sowie die lithologische Ausbildung der Kalksteine lassen dadurch die Verwandtschaft zum Stockumer Kalk erkennen. Dieser enthält hier jedoch wesentlich weniger Kalksteinbänke, so daß davon ausgegangen werden kann, daß noch weiter östlich die Äquivalente des Stockumer Kalks in eine klastische Fazies übergehen.

Die hangenden Kalksteine ab Probe 3 stellen aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung den eigentlichen Hangenberg-Kalk dar. Ebenfalls hat sich die Conodontenbiofazies rasch geändert. Hier herrscht in den Faunen von der Unteren *duplicata*- bis zur *sandbergi*-Zone *Polygnathus* vor, wobei vom Liegenden zum Hangenden die Anteile von *Siphonodella* gegenüber *Polygnathus* ständig zunehmen und im oberen Teil der *sandbergi*-Zone ausschließlich *Siphonodella* vorkommt. Innerhalb des Hangenberg-Kalks ist in diesem Profil von einer Polygnathid-Siphonodellid-Vergesellschaftung zu sprechen, die in eine reine Siphonodellid-Biofazies übergeht.

Vergleicht man biofaziell die Profile der Seiler-Schürfe im Westen mit den Profilen im Osten bei Drewer, an der Straße von Rüthen – Nuttlar und von Scharfenberg, so lassen sich sowohl beträchtliche Abweichungen als auch Gemeinsamkeiten feststellen. Die altersgleichen biofaziellen Änderungen sind vorwiegend an andersartige lithologische Merkmale geknüpft, die sich besonders an der Seiler bei Iserlohn bemerkbar machen. Dort lagert zwischen dem Wocklumer Kalk des Oberdevons und dem Hangenberg-Kalk des Unterkarbons, die beide dem Typ nach Cephalopodenkalksteine sind, ein Äquivalent des Stockumer Kalks. Dieser Kalkstein unterscheidet sich besonders lithologisch durch seine Farbe und den höheren Carbonatgehalt von den Cephalopodenkalksteinen, wobei er stratigra-

phisch als Sonderfazies innerhalb der Hangenberg-Schichten auftritt. Das Äquivalent des Stockumer Kalks ist gekennzeichnet durch seine besondere Conodontenfauna, die überwiegend oder vollständig von der Gattung *Protognathodus* beherrscht wird und somit eine Protognathodid-Biofazies darstellt, was überhaupt erst conodontenstratigraphische Vergleiche mit der „*Imitoceras*“-Kalklinse von Stockum (Stockumer Kalk) zuläßt.

Dieser Kalkstein ist für die Festlegung der Devon/Karbon-Grenze besonders wichtig.

In seinem oberdevonischen Anteil, welcher übrigens in den Stockumer Schürfen (vgl. S. 171 – 172) und im Hasselbach (vgl. S. 219 – 220) fehlt, kommt *Protognathodus kuehni* noch nicht vor; der unterkarbonische Anteil enthält jedoch diese Art zusammen mit *Siphonodella sulcata* (SANDBERG et al. 1978, ZIEGLER & SANDBERG 1984: 233). Besonders in den Seiler-Schürfen III, II, I konnte die Grenze Devon/Karbon innerhalb einer Kalksteinfohle, des Stockumer Kalks, genau festgelegt werden.

Der Hangenberg-Kalk an der Seiler, mit dessen Einsetzen bisher lithologisch der Beginn des Unterkarbons festgelegt war, weicht litho- und biofaziell wenig von den Aufschlüssen auf den Blättern Warstein und Alme ab.

Die Profile im Steinbruch Drewer enthalten nicht den Stockumer Kalk wie an der Seiler bei Iserlohn, sondern in gleicher stratigraphischer Position graue Knoten- und Knollenkalksteine mit einer andersartigen Conodontenvergesellschaftung, die eine Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies darstellt. Ebenfalls graue Cephalopodenkalksteine sind die Äquivalente des oberdevonischen Anteils des Stockumer Kalks im Profil an der Straße Rüthen – Nuttlar, die eine Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies enthalten. Anders dagegen ist die lithologische Beschaffenheit der Devon/Karbon-Grenzsichten bei Scharfenberg. Graue bis dunkelgraue Kalksteine enthalten in der Oberen *praesulcata*-Zone zahlreiche Exemplare der Gattung *Protognathodus*, die jedoch innerhalb dieser Subzone zum Hangenden abnehmen und biofaziell keine reine Protognathodid-Biofazies darstellen.

Wie schon auf Seite 212 ausgeführt, wurden für die statistische Auswertung des Conodonteninhalts in den Einzelproben nur die Plattformconodontengattungen berücksichtigt, da sie im Gegensatz zu den Zahntypen, wenn sie in entsprechender Anzahl auftreten, Anzeiger für die Faziesverhältnisse des Ablagerungsraums sind. Trotz des Aussterbens wichtiger Conodontengattungen und -arten (*Palmatolepis*) im Devon/Karbon-Grenzbereich und des Einsetzens neuer Formen (*Siphonodella*, *Polygnathus*, *Pseudopolygnathus*) lassen sich wertvolle Rückschlüsse bezüglich des Ablagerungsraums ziehen, wenn man gleichzeitig die lithologische Ausbildung des Trägergesteins mit berücksichtigt (DREESEN & SANDBERG & ZIEGLER 1986).

Die im Kapitel 4. beschriebenen Einzelprofile im Westen im Blattgebiet 4612 Iserlohn sowie im Osten in den Blattgebieten 4516 Warstein und 4517 Alme (s. Abb. 1, S. 167) zeigen im Detail, unabhängig von ihrer orographischen Lage, lithologische und biofazielle Abweichungen, wobei aber immer eine stratigraphische Parallelisierung möglich war. Ebenso konnte stets der Devon/Karbon-Grenzbereich festgelegt werden.

Die in den Profilen angetroffenen Cephalopodenkalksteine des Oberdevons (Wocklumer Kalk) und des Unterkarbons (Hangenberg-Kalk) sind typische Schwelkenkalksteine mit einer entsprechenden Conodontenvergesellschaftung. In der *praesulcata*-Zone dominieren in den Cephalopodenkalksteinen die pelagischen bis hemipelagischen Gattungen *Palmatolepis* und *Bispathodus*. Sie bilden eine

Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies nach SANDBERG (1976) und belegen einen Sedimentationsraum, der demnach gleichfalls als pelagisch bis hemipelagisch anzusprechen ist. Die geringen klastischen Einlagerungen in den Cephalopodenkalksteinen weisen gleichzeitig auf Tiefschwellen hin, die von der Fracht aus Suspensionsströmen weitgehend unbeeinflusst blieben. Diese Verhältnisse treffen besonders für die Profile Drewer (s. Kap. 4.1.4.2.), Eulenspiegel-Sattel an der Straße Rüthen - Nuttlar (s. Kap. 4.3.) und teilweise für das Profil am östlichen Ortsausgang Scharfenberg (s. Kap. 4.4.) zu.

Ganz anders dagegen sind die Verhältnisse in den Seiler-Schürfen. Dort wird die Obere *praesulcata*- und die *sulcata*-Zone durch das Vorherrschen der Gattung *Protognathodus* markiert und somit eine Protognathodid-Biofazies belegt, die nach ZIEGLER & SANDBERG (1984) auf eine deutliche Verflachung des Sedimentationsraums hinweist. Das wird lithologisch noch untermauert durch eine Veränderung der Conodontenträgergesteine, die hier ein Äquivalent des Stockumer Kalks (s. S. 206) bilden. In den weiter östlich gelegenen Schwellenkalksteinprofilen dagegen tritt ohne Änderung der Biofazies lediglich eine generelle Verarmung der Conodontenfauna auf. Stellenweise schon in der *sulcata*-Zone beginnend, also lithologisch im Hangenberg-Kalk (Cephalopodenkalkstein), gewinnen die Gattungen *Siphonodella*, *Polygnathus* und *Pseudopolygnathus* an Bedeutung (*Palmatolepis* ist ausgestorben).

Von geringen Schwankungen abgesehen, ist ab der Unteren *duplicata*-Zone für alle Profile eine Polygnathid- bis Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies bezeichnend, die auf eine deutliche Vertiefung des Ablagerungsraums der Kalksteine hinweist. Zum Hangenden hin nehmen die Anteile der Gattung *Siphonodella* ständig zu, bis schließlich mit dem Vorherrschen von *Siphonodella* in der *sandbergi*-Zone pelagische bis hemipelagische Verhältnisse wiederkehren, die die Bezeichnung Siphonodellid-Biofazies rechtfertigen.

Generalisiert man die Conodontenbiofazies von der *praesulcata*- bis zur *sandbergi*-Zone der Einzelprofile (s. Abb. 21), so ergibt sich für die Seiler-Profile als bathymetrische Kurve eine nach unten geöffnete Parabel. Diese Kurve dokumentiert auf ihren Schenkeln den Ablagerungsraum von Cephalopodenkalksteinen im Oberdevon (Wocklumer Kalk) und im Unterkarbon (Hangenberg-Kalk), während der Scheitelpunkt der Kurve mit der Ablagerung des Stockumer Kalks die Verflachung des Sedimentationsraums belegt. Änderungen der Litho- und Biofazies bilden hier deutlich ablesbare Zusammenhänge.

Während des gleichen Zeitraums werden im Osten lithologisch einheitliche Cephalopodenkalksteine sedimentiert. Die Änderungen von bathymetrischen Schwankungen sind deutlich geringer und lediglich biofaziell zu belegen. Danach ergibt sich eine sehr flache, nach unten offene Parabel, deren Scheitelpunkt durch das Vorherrschen von *Polygnathus* hemipelagische Verhältnisse mit Tendenz zu pelagischen beschreibt, während auf den Schenkeln pelagische bis hemipelagische Verhältnisse vorherrschen (s. Abb. 25 u. Tab. 12).

Aufgrund der lithologischen und vor allem der biofaziellen Änderungen im Devon/Karbon-Grenzbereich ist von einem weltweiten geologischen Ereignis auszugehen, von welchem neben der Conodontenevolution auch andere Fossilgruppen erfaßt wurden. Hier sei besonders auf die Entwicklung der Cephalopoden (VÖHRINGER 1960) und Trilobiten (R. & E. RICHTER 1951) hingewiesen.

7. Vorschlag für ein Referenzprofil

Im Jahr 1979 beschloß die „Working Group on the Devonian-Carboniferous Boundary“ der IUGS, das Karbon mit dem Einsetzen des Zonenfossils *Siphonodella sulcata* beginnen zu lassen.

Die Gattung *Siphonodella* hat ihren Ursprung im höheren Oberdevon und entwickelt sich vermutlich aus *Scaphignathus subserratus* (s. Abb. 26 links). Mit dem Einsetzen des Zonenfossils *Siphonodella praesulcata*, der ältesten Art dieser Gattung, ist die Untergrenze der *praesulcata*-Zone definiert, die biostratigraphisch das Liegende der *sulcata*-Zone darstellt.

Die evolutionäre Entwicklung der Gattung *Siphonodella* (sowie der Gattung *Protognathodus*) vollzieht sich unbeeinflußt von einem geologischen Ereignis an der Wende Devon/Karbon. An der Grenze Devon/Karbon spaltet von der Stammform *Siphonodella praesulcata* die Art *Siphonodella sulcata* ab (ebenso entwickelt sich im gleichen Zeitabschnitt das Leitfossil *Protognathodus kuehni* aus *Protognathodus kockeli*; s. Abb. 26 rechts).

Damit ist klar ausgesagt, daß ein Stratotyp zu benennen ist, in dem nach der Conodonten-Parastratigraphie diese beiden Zonen ohne Lücken (bio- und lithostratigraphisch) aufeinander folgen. Die obengenannte Arbeitsgruppe veranlaßte

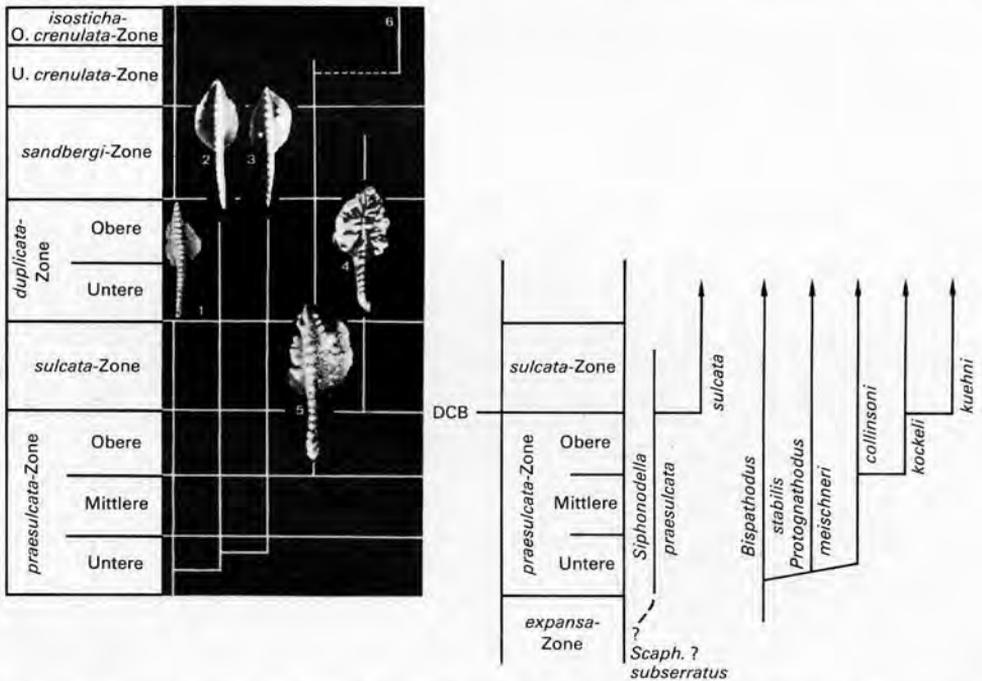


Abb. 26 Verbreitung der Gattung *Protognathodus* im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon (links) und phylogenetische Entwicklung der wichtigen Conodontengattungen *Siphonodella* und *Protognathodus* (rechts)

Fig. 26 Distribution of the genus *Protognathodus* in the uppermost Upper Devonian and the lowermost Lower Carboniferous (left) and phylogenetical evolution of the conodont genera *Siphonodella* and *Protognathodus* (right)

eine globale Suche nach einem geeigneten Stratotyp, der dieser Forderung gerecht wird.

Nach ZIEGLER & SANDBERG (1984: 231) und anderen gestaltet sich diese Suche schwierig, da infolge eustatischer Bewegungen kurz vor Ende des Oberdevons vielerorts die pelagische Siphonodellid-Biofazies (vgl. Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies) unterbrochen ist durch eine küstennähere (?) und flachere Verhältnisse anzeigende Protognathodid-Biofazies (ZIEGLER & SANDBERG 1984, ZIEGLER 1969). Davon waren nicht nur die Conodonten betroffen, sondern auch zahlreiche andere Fossilgruppen wurden in ihrer evolutionären Entwicklung beeinflusst (WALLISER 1984). Lithofaziell ist diese Regression durch das Ausfallen von Schichten oder durch die Sedimentation von Klastika (Hangenberg-Schiefer, Hangenberg-Sandstein) gekennzeichnet.

Die weitgehend ungestört verlaufende Evolution der Conodontengattungen *Siphonodella* und *Protognathodus* im höheren und höchsten Oberdevon sowie im tieferen Unterkarbon ermöglichte jedoch, sofern kalkige Sedimente vorhanden sind (Stockumer Kalk, wenige durchgehende Cephalopodenkalksteinprofile), definitionsgemäß die Grenze Devon/Karbon festzulegen. Das gelang in allen hier vorgestellten Profilen.

Die Profile, die von PAPROTH & STREEL (1985 a, 1985 b) in die Vorauswahl einbezogen wurden, zeigen dagegen Nachteile gegenüber den hier vorgestellten Schürfen und Aufschlüssen, da die Obere *praesulcata*-Zone nicht schlüssig belegt werden konnte. Außerdem ist die Lithofazies nicht einheitlich entwickelt.

PAPROTH & STREEL (1985 a) bemerken dazu folgendes: „The operational definition of the Devonian-Carboniferous boundary is linked to a level near the base of the *Gattendorfia* goniatite Zone, and the level with the oldest representative of the conodont species *Siphonodella sulcata* in an evolutionary lineage. However, it has not yet proved possible to find a section in which specimens of *Siphonodella praesulcata* are followed by transitional *S. praesulcata-sulcata* specimens, followed by *S. sulcata* specimens. Everywhere, there appear to be gaps, at least in the representation of these conodonts.“

Die Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer hat demgegenüber conodontenstratigraphische Vorzüge, wie sie bisher von keinem anderen Profil in der Welt erreicht werden. Da der Wandabschnitt darüber hinaus auch weitere biofazielle Qualitäten aufweist und aus einem einheitlichen Carbonatkörper in Cephalopodenkalksteinfazies besteht, besitzt er alle Voraussetzungen für einen Grenzstratotypus. Es wird deshalb vorgeschlagen, das Profil in die engere Wahl zu ziehen. Ständige Begehrbarkeit der Lokalität und Erreichbarkeit der Grenzschichten sind oder werden gewährleistet.

Gegenüber dem von PAPROTH (in BECKER et al. 1984) vorgeschlagenen Profil Hasselbachtal (TK 25: 4611 Hohenlimburg, R 00 700, H 94 220) ist zu bemerken, daß dort die nachgewiesene Conodontenabfolge nicht lückenlos ist. Nach GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE (1974: Tab. 2) ist dort vom Äquivalent des Stockumer Kalks lediglich der unterkarbonische Anteil entwickelt, der *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata* enthält. Außerdem enthält dieser Kalkstein noch umgelagerte Conodonten der gesamten *praesulcata*-Zone (Pr. 956). Unter dem Äquivalent des Stockumer Kalks folgen ca. 4,5 m Tonsteine (im oberen Abschnitt schwach karbonatisch), in denen ca. 50 cm unterhalb der Kalksteine nach der Sporenparastratigraphie die Zonen LN und VI nachgewiesen wurden (PAPROTH & STREEL 1982: Abb. 10 u. Tab. 3). Diese Zonen markieren sporologisch den Devon/Karbon-

Grenzbereich. Die Grenze zwischen diesen beiden Zonen liegt nach PAPROTH (1986: Tab. 1) unterhalb der zusammenfallenden ortho- und conodontenparastratigraphischen Devon/Karbon-Grenze im Bereich der oberen *Wocklumeria*-Stufe. Auch nach ZIEGLER & SANDBERG (1984: Abb. 3), bei denen die Devon/Karbon-Grenze an der Basis des Stockumer Kalks liegt, befindet sich der Nachweis der Sporenzone VI und LN deutlich darunter.

Das bedeutet, daß die Grenze würde dieses Profil im Hasselbachtal als Stratotyp für den Devon/Karbon-Grenzbereich angenommen, auf zwei nur schwer miteinander korrelierbaren Parastratigraphien basiert. Erschwerend kommt noch hinzu, daß in den Kalksteinen und deren tonigen Zwischenmitteln keine Sporen enthalten sind (BECKER et al. 1984).

Auf die während der Drucklegung erschienenen Arbeiten (u. a. FLAJS & FEIST & ZIEGLER 1988) zu dem Thema Grenze Devon/Karbon kann in diesem Zusammenhang nicht mehr eingegangen werden. Es bleibt jedoch festzuhalten, daß alle weiteren vorgestellten Profile für eine Grenzziehung nicht so günstige Voraussetzungen erfüllen, wie sie im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer gegeben sind. Ganz gleich, welches Profil als Stratotyp durch Beschluß angenommen wird, die Qualität und die Vorzüge im Steinbruch Drewer werden erhalten bleiben.

8. Paläontologischer Anhang: Die Clymenien aus der Schichtenfolge an der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer (D. KORN)

8.1. Material

Aus dem Profil wurden insgesamt 67 Clymenienexemplare gesammelt, welche im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen unter den Katalognummern De 517 – 583 hinterlegt sind. Alle Stücke sind mehr oder minder stark verkieselt und verzerrt, dennoch lassen sie sich meist recht sicher bestimmen. Schalensculpturen sind häufig erhalten, daneben treten aber auch nahezu unkenntliche Stücke auf.

Kosmoclymenia ist mit 56 Exemplaren die dominierende Gattung, andere Gattungen treten stark zurück. Unter den aufgesammelten Exemplaren der Gattung *Kosmoclymenia* überwiegt die Art *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni* KORN & PRICE 1987.

8.2. Systematik

Clymeniina HYATT 1884

Kalloclymenia cf. *subarmata* (MÜNSTER 1832): Zwei Bruchstücke (De 553, 554) aus Probe 1/2 (Taf. 1: Fig. 8, 9) sind für eine sichere Bestimmung nicht gut genug erhalten. Das kleinere der Stücke (De 553) zeigt gegenüber dem Lectotyp der Art eine schwächere Berippung. Auch die charakteristischen Parabel-„Ohren“ sind nicht wahrzunehmen, was aber auch durch den Erhaltungszustand bedingt sein könnte.

Glatziella glaucopsis RENZ 1914: Zwei Bruchstücke (De 555, 558) aus den Proben 1/2 und 4 lassen sich eigentlich nicht mit irgendeiner anderen Clymenie verwechseln (Taf. 1: Fig. 6).

Glatziella cf. *minervae* RENZ 1914: Ein Bruchstück (De 556) aus Probe 1/2 zeigt die flachen ventrolateralen Furchen. Auf der gerundeten Externseite treten deutliche Rippen hervor.

Parawocklumeria paradoxa (WEDEKIND 1917): Ein Bruchstück (De 557) aus Probe 3.

Cymaclymenia costellata (MÜNSTER 1832): Ein Exemplar (De 552) aus Probe 1/2.

Cymaclymenia striata (MÜNSTER 1832): Drei Exemplare (De 549 – 551) aus Probe 1/2 und eines (De 560) aus Probe 5. Die kennzeichnenden Einschnürungen des Steinkerns sind mehrfach vorhanden (Taf. 1: Fig. 5).

Kosmoclymenia (Muessenbiaergia) sublaevis sublaevis (MÜNSTER 1832): Ein jugendliches, aber recht gut erhaltenes Exemplar (De 559) aus Probe 5.

Kosmoclymenia (Linguaclymenia) similis (MÜNSTER 1839): Ein recht gut erhaltenes, vollständig beschaltes Stück (De 548) aus Probe 1/2 (Taf. 1: Fig. 7).

Kosmoclymenia sp.: 23 Exemplare (De 561 – 583) aus Probe 1/2, deren mäßig gute Erhaltung keine nähere Bestimmung zuläßt.

Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni KORN & PRICE 1987
(Taf. 1: Fig. 1 – 4)

v * 1986 *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni* KORN & PRICE (1987: Taf. 8: Fig. 57a, b)

Holotyp: De 517 (coll. CLAUSEN & KORN 1979)

Locus typicus: östlicher Provinzialsteinbruch Drewer, Nordostwand, 1,2 km südwestlich von Drewer (TK 25: 4516 Warstein, R 55 500, H 07 710)

Stratum typicum: Probe 1/2, vermutlich Obere *subarmata*-Zone, Famennium

Paratypen: 30 Exemplare (De 518 – 547, coll. CLAUSEN & KORN 1979) vom locus typicus aus den Proben 1/2, 3 und 4

Diagnose: Art der Untergattung *Kosmoclymenia (Linguaclymenia)* mit recht engem Nabel, der bis 40 % des Durchmessers erreicht; Flanken und Externseite abgeflacht; Anwachsstreifen fein, stark prorsiradiat mit deutlichem Dorsolateralvorsprung.

Beschreibung: Der etwas verzerrte Holotyp (Taf. 1: Fig. 3, 4) zeigt alle bezeichnenden Merkmale der Art. Bei 32 mm Durchmesser sind die Flanken abgeflacht. Die durch die scharfen ventrolateralen Furchen deutlich abgegrenzte Externseite ist völlig flach und am Windungsende sogar etwas konkav. Feine Anwachsstreifen, etwa 70 auf einer Strecke von 1 cm (auf der äußeren Hälfte der Flanken gezählt), erscheinen bei 10 mm Durchmesser. Bei 30 mm Durchmesser zeigen sie ihren kennzeichnenden Verlauf mit dem sehr deutlich ausgeprägten Ventrolateralvorsprung; auch ein dorsolateraler Vorsprung ist entwickelt. Die Ventrolateralfurchen sind ab 25 mm Durchmesser ausgebildet.

Beziehungen: Die beiden anderen Arten von *Kosmoclymenia (Linguaclymenia)*, *similis* (MÜNSTER 1839) und *dzikowiecensis* KORN & PRICE 1987, sind weitnabeliger, mit einem mehr gerundeten Windungsquerschnitt. Beide zeigen einen weniger ausgeprägten Dorsolateralvorsprung der Anwachsstreifen. *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) similis* hat gröbere Anwachsstreifen, und *dzikowiecensis* besitzt ein schwach entwickeltes Externband.

Vorkommen: Die Art ist bisher nur von Drewer bekannt. Der Begleitfauna zufolge stammen die Exemplare aus der Oberen *subarmata*-Zone und der Unteren *paradoxa*-Zone.

8.3. Stratigraphie

Obwohl vergleichsweise artenarm, zeigt diese Clymenienfauna als eigenständige Besonderheit das sehr häufige Auftreten von *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni*. Diese Art ist von keinem anderen Fundpunkt bekannt und ist hier in Drewer die dominierende Art mit einer doch recht erheblichen vertikalen Verbreitung. Das ist eine für Clymenien ungewöhnliche Erscheinung. Arten mit geringer horizontaler Verbreitung sind gewöhnlich recht selten und nur auf einen sehr eng begrenzten Horizont beschränkt (z. B. Arten von *Kamptoclymenia*, *Piriclymenia*, *Ornatoclymenia*, *Postglatziella*). Es liegt daher der Verdacht nahe, daß die Proben 1/2, 3 und 4 aus demselben Horizont stammen, der sich dann allerdings an dieser Stelle über ein 2,5 m mächtiges Schichtenpaket erstreckt.

Die Probe 1/2 lieferte keine Leitformen und ist in die Obere *subarmata*-Zone zu stellen. Die Proben oberhalb von 3 gehören in die Untere *paradoxa*-Zone.

9. Schriftenverzeichnis

- 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, 2 Abb.; Leiden.
- BECKER, T. (1988): Ammonoids from the Devonian-Carboniferous boundary in the Hasselbach valley (northern Rhenish slate mountains). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 193–213, 6 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- BECKER, T., & BLESS, M. J. M., & BRAUCKMANN, C., & FRIMAN, L., & HIGGS, K., & KEUPP, H., & KORN, D., & LANGER, W., & PAPROTH, E., & RACHEBOEUF, 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, 6 Abb., 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- CLAUSEN, C.-D. (1978): Bericht über die Kartierung 1977 auf Blatt 4516 Warstein. – 56 S., 25 Abb., 1 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. 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: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DRESEN, R., & SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W. (1986): Review of late Devonian and early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies models as applied to the Ardenne shelf. – *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**: 27–42, 11 Abb.; Lüttich.
- FLAJS, G., & FEIST, R., & ZIEGLER, W. [Hrsg.] (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 245 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Frankfurt/Main.
- GALLWITZ, H. (1926): Vorläufige Mitteilung über stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont. (B)* **1926** (8): 260–265; Stuttgart.
- (1927): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **48**: 487–527, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- 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, 7 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- 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 Menden und Mbl. 4613 Balve). – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*: 132 S., 47 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Marburg. – [Unveröff.]
- HENKE, W. (1924): Erläuterungen zu Blatt Endorf Nr. 4714. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten* 1: 25 000: 44 S.; Berlin.

- KOCH, M., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679–732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KORN, D. (1981): Ein neues, Ammonoideen-führendes Profil an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland (Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981** (9): 513–526, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 71–89, 6 Abb., 4 Taf.; Frankfurt/Main.
 - (1986): Ammonoid evolution in late Fammenian and early Tournaisian. – In: BLESS, M. J. M., & STREEL, M. [Hrsg.]: Late Devonian events around the Old Red Continent. – Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 49–54, 2 Abb., 1 Tab.; Lüttich.
 - (1988): On the stratigraphical occurrence of *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT, 1924) at the type locality. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 215–216, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
 - : Zur Ammonoideen-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze. – 2 Abb., 1 Taf. – [In Vorbereitung.]
- KORN, D., & PRICE, J. (1987): Taxonomy and phylogeny of the Kosmoclymeniinae subfam. nov. (Cephalopoda, Ammonoidea, Clymeniida). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**: 5–75, 27 Abb., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- 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, 15 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- LANE, H. R., & SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**: 117–164, 3 Abb., 11 Tab., 10 Taf.; Marburg.
- MEISCHNER, D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. – C. R. 6. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, **3**: 1169–1180, 3 Abb.; Sheffield.
- PAECKELMANN, W., & KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme Nr. 2585. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000: 61 S., 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W., & SCHINDEWOLF, O. H. (1937): Die Devon-Karbon-Grenze. – C. R., 2. Congr. Avanc. Et. Strat. Carbonif., Heerlen 1935, **2**: 703–714; Maastricht.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385–422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1962): Bericht über die Aufnahme des Profils an der Grenze zwischen Devon und Karbon bei Stockum im Sauerland. – 2 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
 - (1986): An introduction to a field trip to the late Devonian outcrops in the Northern Rhenish Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). – In: BLESS, M. J. M., & STREEL, M. [Hrsg.]: Late Devonian events around the Old Red Continent. – Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 275–284, 7 Abb., 4 Tab.; Lüttich.
- PAPROTH, E., & STREEL, M. [Hrsg.] (1982): Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern „Rhenisches Schiefergebirge“. – Guidebook, IUGS, Commiss. Stratigr. Work. Group on the Devonian/Carboniferous Boundary: 63 S., 34 Abb., 9 Tab.; Lüttich.
- , & – (1984): Precision and practicability: On the definition of the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 255–258, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
 - , & – (1985 a): In search of a Devonian-Carboniferous boundary. – Episodes, **8** (2): 110–111; Ottawa/Ontario.
 - , & – (1985 b): Devonian-Carboniferous boundary: Last call for candidate stratotypes. – Ir. J. Earth Sci., **7**: 7; Dublin.
- PRICE, J. D., & HOUSE, M. R. (1984): Ammonoids near the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 15–22, 3 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- RICHTER, R., & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, **32** (1/4): 219–266, 10 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/Main.

- SANDBERG, CH. A. (1976): Conodont biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* Zone in western United States. – In: BARNES, C. R. [Hrsg.]: Conodont paleoecology. – Geol. Assoc. Canada, spec. pap., **15**: 171 – 186, 2 Tab., Ottawa.
- SANDBERG, CH. A., & DREESEN, R. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – In: CLARK, D. L. [Hrsg.]: Conodont biofacies and provincialism. – Geol. Soc. Amer., spec. pap., **196**: 143 – 178, 8 Abb., 4 Taf.; New York.
- SANDBERG, CH. A., & GUTSCHICK, R. C. (1979): Guide to conodont biostratigraphy of Upper Devonian and Mississippian rocks along the Wasatch Front and Cordilleran Hingeline, Utah. – In: SANDBERG, CH. A., & CLARK, D. L. [Hrsg.]: Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. – Brigham Young Univ., Geol. Stud., **26** (3): 107 – 134, 16 Abb.; Provo/Utah.
- SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W., & LEUTERITZ, K., & BRILL, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsl. Stratigr., **7** (2): 102 – 120, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1927): Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **78**: 88 – 133, 5 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **178**: 1 – 132, 27 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H. (1924): Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 98 – 171, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1925): Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **45**: 489 – 609, 3 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- VÖHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 107 – 196, 53 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. – Paläont. Z., **33**: 266 – 314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- WALLISER, O. H. (1984): Pleading for a natural D/C-boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 241 – 246; Frankfurt/Main.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 1 – 166, 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 343 – 360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. – In: SWEET, W. C., & BERGSTRÖM, S. M. [Hrsg.]: Symposium on Conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. Amer., Mem., **127**: 227 – 284, 6 Tab.; Boulder/Col.
- ZIEGLER, W., & SANDBERG, CH. A. (1984): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 231 – 239, 6 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/Main.

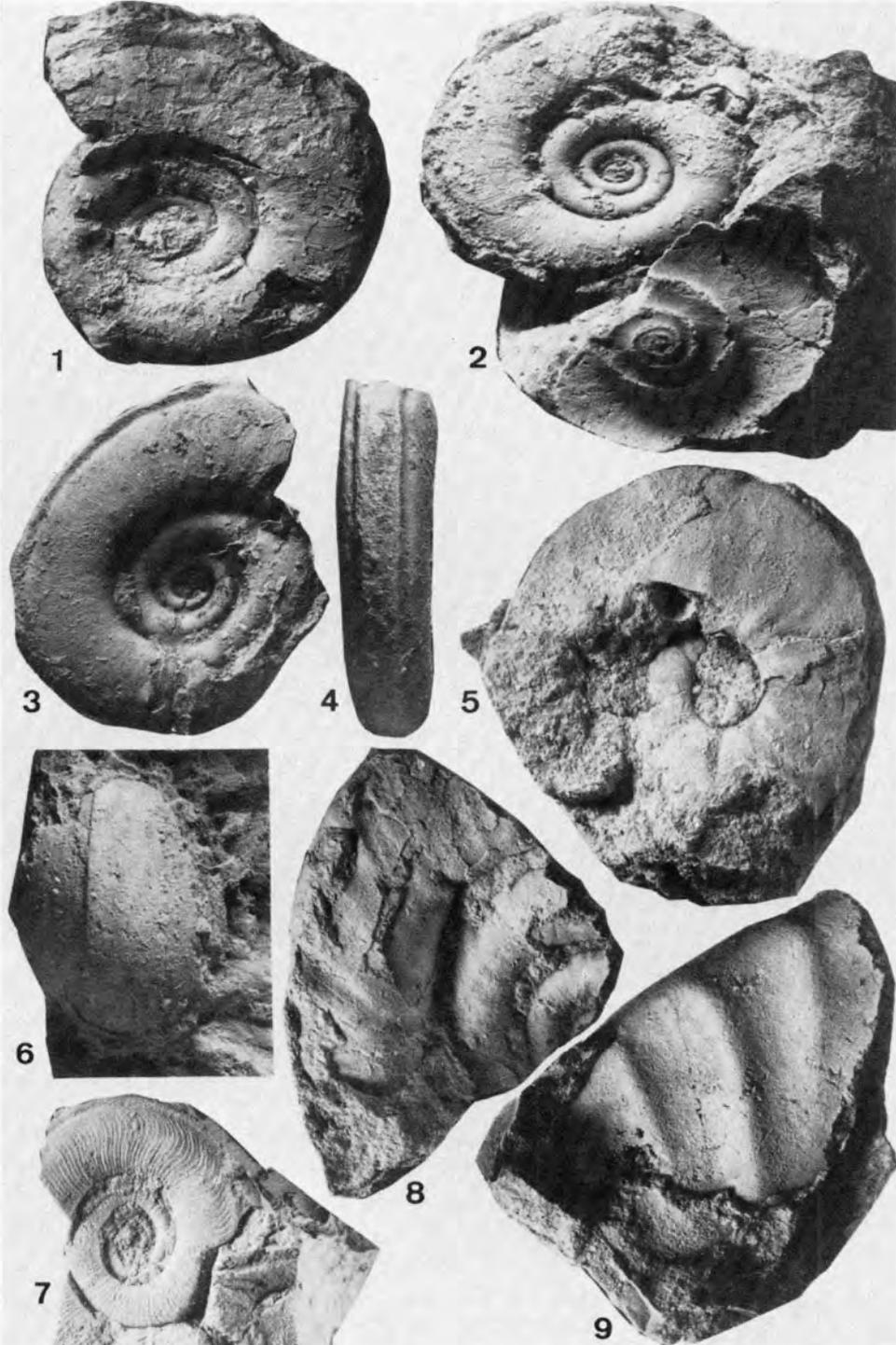
Eingang des Manuskriptes: 9. 12. 1986

Tafel 1 / Plate 1

Clymenien aus der Nordostwand des Steinbruchs Drewer (Probe 1/2)

Clymeniae from the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer

- Fig. 1 – 4 *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni* KORN & PRICE 1986
Fig. 1 GLA NW De 519, Paratyp x 1,5
Fig. 2 GLA NW De 520, Paratyp x 1,5
Fig. 3 u. 4 GLA NW De 517, Holotyp x 1,5
- Fig. 5 *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832), De 549, x 1,5
- Fig. 6 *Glatziella glaucopis* RENZ 1914, De 555, x 2,5
- Fig. 7 *Kosmoclymenia (Linguaclymenia) similis* (MÜNSTER 1839), De 548, x 2,5
- Fig. 8 u. 9 *Kalloclymenia cf. subarmata* (MÜNSTER 1832)
Fig. 8 De 534, x 2,5
Fig. 9 De 554, x 1,5



Tafel 1