

# I. Zu den altvariscischen Bewegungen an der Wende Devon/Karbon

## Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges

VON PETER KRONBERG, ANDREAS PILGER, ADALBERT SCHERP UND WILLI ZIEGLER\*

Mit 7 Tafeln, 13 Abbildungen und 3 Tabellen

**Zusammenfassung:** Die Literatur-Angaben über Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges wurden gesichtet und durch umfangreiche neue Profilaufnahmen und Kartierungen bei Trockenbrück (Lenne), Nehden, Scharfenberg, Messinghausen und anderenorts im östlichen Sauerland ergänzt. Bei diesen Untersuchungen zeigte sich, daß die Schichten von der oberen Dasberg-Stufe bis zum tieferen Visé sich immer wieder durch Schichtlücken, Geröllbänke, kleinere Diskordanzen und rasche Fazies- und Mächtigkeits-Schwankungen auszeichnen. Die Aufarbeitung von 80—100 m Sediment ist dabei nicht ungewöhnlich. Dieser Zeit tektonischer Unruhe ging eine Zeit ruhigerer Entwicklung mit verstärkter Absenkung voraus.

Man darf wohl annehmen, daß die Spuren schwacher altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges den viel stärkeren bretonischen Faltungen entsprechen, die sich im Siegerland (und vielleicht auch bei Marburg und im Kellerwald) ereigneten, d. h. in den inneren Zonen des Rheinischen Schiefergebirges. Da sie dort nur sehr schwer zeitlich genauer zu datieren sind, wurde versucht, die Bewegungen in den äußeren Zonen des Rheinischen Schiefergebirges, in denen die Sedimentation nur kurzfristig unterbrochen wurde, stratigraphisch einzuengen. Das gelang vor allem mit Hilfe der Conodonten, die sich auch in sonst sehr fossilarmen Schichten fanden.

### A. Spuren altvariscischer Bewegungen im Ostteil der Attendorn-Elsper Doppelmulde

#### 1. Die bisher bekannten Spuren (A. PILGER)

VON DECHEN (1884) beobachtete nördlich von Elspe Quarz- und Kalkkonglomerate in einer von ihm als Oberdevon erkannten Schichtenfolge. Näher beschrieben wurden sie zuerst von HENKE (1912, W. HENKE & W. E. SCHMIDT 1922), der sie in das Etroengt stellte. Die Gerölle sind im östlichen Teil der Attendorn-Elsper Doppelmulde verbreitet, insbesondere im Bereich des Meßtischblattes Altenhündem. LOTZE (1928) fand oberdevonische Geröll-Horizonte weiter östlich bei Frielinghausen (südlich von Meschede) und konstatierte als erster eine Diskordanz an ihrer Basis. HERMANN SCHMIDT (1931) deutete die Diskordanz als Folge altbretonischer (marsischer) Bewegungen. — Mit den Geröllen im Nordostteil der Attendorn-Elsper Doppelmulde befaßten sich dann WEBER (1934) und

\* Anschrift der Autoren: Dr. P. KRONBERG und Prof. Dr. A. PILGER, Geologisches Institut der Bergakademie Clausthal, Dr. A. SCHERP und Dr. W. ZIEGLER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124.

MEMPEL (1937) näher. Sie verfolgten die Geröll-Vorkommen zwischen Kobbenrode, Frielinghausen und Beisinghausen (Meßtischblätter Endorf und Eslohe) über etwa 15 km im Streichen des variscischen Gebirges. Quer dazu wiesen sie die Geröll-Vorkommen über etwa 3 km nach (WEBER 1943, Abb. 12). Über den Geröll-Lagen fand WEBER (S. 543) *Drevermannia schmidti* RUD. RICHTER, das Charakterfossil der Zone to4 $\beta$  (= oberes toV). Diskordant unter den Geröll-Lagen findet sich eine konkordante Schichtenfolge von der *Manticoceras*- bis in die *Gonioclymenia*-Stufe<sup>1</sup>. Die Bewegungen erfolgten also innerhalb der *Gonioclymenia*-Stufe und fallen nach WEBER in die altbretonische (marsische) Faltungsphase. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus mittel- und tiefoberdevonischen Kalken: Massenkalk, Adorfer Kalk und Beisinghausener Kalk. Da die nuß- und faust-, z. T. bis kopfgroßen, oft gut gerundeten Gerölle nach S hin kleiner werden, schließt WEBER — auch bei Berücksichtigung anderer fazieller Beobachtungen — auf einen Transport von N.

Westlich von Kobbenrode treten bei Fretter und Schöndelt neben Geröllen in der *Gonioclymenia*-Stufe auch solche in den Hangenberg-Schichten auf, die hier nach WEBER (1934 S. 549) durch eine etwa 150 m mächtige Schichtenfolge von Kalksandsteinen mit bis nußgroßen Kalk- und Quarzgeröllen vertreten werden. Ähnlich sind sie weiter südwestlich bei Förde entwickelt. Kalkgerölle finden sich sowohl im Konglomerat der *Gonioclymenia*-Stufe wie in dem der Hangenberg-Schichten, Quarzgerölle dagegen nur in dem der Hangenberg-Schichten. — MEMPEL (1937) bestätigte bei seiner Kartierung des Geröllvorkommens von Frielinghausen, daß das Konglomerat diskordant über mehrere, schwach gefaltete Oberdevon-Stufen übergreift und etwas anders streicht als die Schichten im Liegenden. Als erster wies MEMPEL unter der Diskordanz Querstörungen nach, die in der marsischen Phase aufgerissen waren.

## 2. Die neuen Geröll-Funde bei Trockenbrück (Lenne) und ihre stratigraphische Einstufung

### a) Beschreibung der Profile (P. KRONBERG, A. PILGER & W. ZIEGLER)<sup>2</sup>

Bei Trockenbrück kommt gegenüber von Grevenbrück Massenkalk des Givet im Kern des Zwischensattels der Attendorn-Elsper Doppelmulde zutage; er wird in großen Steinbrüchen gewonnen. Das Oberdevon darüber besteht in der unteren *Manticoceras*-Stufe aus dick gebankten, z. T. massigen Kalken. Die jüngeren Devon-Stufen werden von geringmächtigen Kalken vertreten; hier liegt somit eine Schwellenbildung vor. Fußend auf den Aufnahmen von PILGER (bei EHRENBERG, PILGER & SCHRÖDER 1954, PILGER 1956) und unveröffentlichten Kartierungen haben wir hier an mehreren Stellen genaue stratigraphische Untersuchungen durchgeführt. Conodonten-Funde erlaubten, die 1952 von PILGER entdeckten Konglomerate im Hangenden des Devons und gewisse merkwürdige Kalkbrekzien zeitlich einzuordnen.

Zunächst seien die einzelnen Profile einander gegenübergestellt, wobei die stratigraphischen Angaben sich meist auf die Conodonten-Funde ZIEGLERS stützen (s. S. 9 ff).

<sup>1</sup> Abgrenzung der *Gonioclymenia*-Stufe gegen die *Wocklumeria*-Stufe nach SCHINDEWOLF 1937.

<sup>2</sup> An der Profil-Aufnahme war zeitweise Herr Dr. E. BöCKH (Clausthal) beteiligt.

## Oberdevon-Profil im Steinbruch an der Pfefferburg bei Grevenbrück

## Hangendes:

ca. 20,00 m	intensiv roter Knollenschiefer und Kalkknotenschiefer	} <i>Platyclymenia</i> -Stufe
ca. 18,00 m	roter Knollenkalk und roter Knotenschiefer mit einzelnen hellen Kalkknollen	
11,10 m	roter Knollenkalk, Rotfärbung nach unten abnehmend	
5,50 m	hellgrauer bis weißer, harter Knollenkalk mit zahlreichen weißen Kalkknollen zwischen hellgrauer, kalkiger Grundmasse	
5,50 m	Aufschlußlücke (davon wahrscheinlich 4,50 m weißer Knollenkalk und 1,0 m schwarzer Tonschiefer)	
0,50 m	schwarzer Tonschiefer	} untere <i>Cheiloceras</i> -Stufe
0,07 m	schwarze Kalkbank	
0,35 m	schwarze Kalkbank	
0,20 m	schwarzer Tonschiefer mit Fossilien	
0,15 m	Kalkbank	
0,90 m	schwarzer Tonschiefer mit Fossilien	
0,15 m	schwarze Kalkbank	
1,10 m	tiefschwarzer, feinblättriger Tonschiefer mit dünnen, schwarzen Kalklinsen	
3,30 m	dunkelgrauer, z. T. schwarzer, blättriger Tonschiefer mit einigen 0,10—0,20 m mächtigen, schwarzen, bituminösen, etwas knolligen Kalklagen und Linsen (? Kellwasserkalk-Äquivalent)	} untere <i>Cheiloceras</i> -Stufe oder obere <i>Mantico-ceras</i> -Stufe
2,55 m	mittelgrauer, z. T. rötlicher und grünlicher langknolliger, linsiger Kalk	} obere <i>Mantico-ceras</i> -Stufe
0,19 m	hellgrauer und hellgrünlich-grauer, z. T. rötlicher und bräunlich-rötlicher, dunklerer Kalk mit vielen rötlichen und grünlichen Linsen	
0,47 m	wie oben, aber heller und stark rötlich	} untere <i>Mantico-ceras</i> -Stufe
1,01 m	hellgrauer und hellgrünlich-grauer, z. T. rötlicher Kalk, knollig-linsig	
0,20 m	grauer, z. T. dunkelgrauer, unregelmäßig plattiger, etwas knolliger, linsiger Kalk, nach oben heller werdend	
0,67 m	wie oben, Bänke 0,01—0,08 m	
0,24 m	dunkelgraue Kalkbank	
0,16 m	grauer, z. T. dunkelgrauer, knollig-unregelmäßig geschichteter Kalk in Bänken von 0,01—0,03 m	
3,00 m	wie oben, Schichtflächen unregelmäßig, knollig, Bänke 0,08—0,40 m	
Liegendes: Massenkalk, mittel- bis dickbankig, hellgrau, glatt gebankt		Givet

Die oberdevonische Schichtenfolge zieht sich von der Pfefferburg über die Lenne nach Trockenbrück, wo sie gleich nordwestlich der Lennebrücke unterhalb der Wilhelmshöhe ansteht (Abb. 1).

Profil von der Karbon/Devon-Grenze am Gasthaus Molitor  
an der Brücke über die Lenne

Hangendes: Kieseliefer und Kieselkalke

0,50 m	dunkler Tonschiefer, mit Tuffmaterial?	}	Unter- karbon
0,07 m	schwarzer Lydit (Probe 6)		
0,60 m	hellgrünlichgrauer, kieseliger Schiefer mit feinen, hellen, Tuff-ähnlichen Lagen (s. S. 21, Probe 5a) (Probe 5b direkt von der Oberkante unter dem Lydit)		
0,15 m	schwarzer Lydit		
0,20 m	heller Schiefer und Tuff-ähnliche Lage		
0,36 m	schwarzer Schiefer		
1,00 m	heller, sandiger, kalkiger Schiefer mit feinen hellen Lagen (Sandstein ?, Tuff ?; Probe a 0,15 m über Unter- kante)		
0,50 m	dunkelblauer, sehr dichter, harter, stellenweise kieseli- ger Kalk mit einzelnen Crinoiden (Probe 4 von der Basis, Probe 5 von der Oberkante)		
3,00 m	dunkle, dichte Kalke (z. T. kieselig) mit einzelnen hellen Kalkknollen und Lagen schwarzgrauer und rötlicher Ton- schiefer und Kalkschiefer (Probe 3 aus dem obersten Teil, Probe 2 aus dem untersten Teil). In dieser Zone steckt die Grenze Devon/Karbon in einer Schichtlücke.		
0,60 m	grünlichgraue, dunkle Kalke und Kalkschiefer mit weni- gen hellen Kalkknollen		
0,40 m	dunkle Kalke bis Kalkschiefer mit rötlichen und grauen Lagen		
0,33 m	dunkelgrauer und grünlichgrauer Kalkschiefer und Ton- schiefer mit einzelnen hellen Kalkknollen		
0,60 m	dunkelgraue Kalke mit einzelnen weißen Kalkknollen		
0,34 m	dunkelgraue Kalkschiefer mit dunklen Kalklinsen		
0,20 m	dunkelgrauer Kalk mit einigen weißen Kalkknollen		
0,25 m	dunkelgrauer, dichter Kalk mit wenigen hellen Kalk- knollen und einigen dunkelgrauen Kalkschieferlagen		
0,15 m	heller Knollenkalk mit nach oben abnehmenden roten Lagen	}	Pjaty- clymenia- Stufe
1,10 m	roter Knollenkalk		
2,10 m	weißer Knollenkalk mit roten Lagen		
12,05 m	weißer Knollenkalk		
0,30 m	mittelgrauer Kalk mit wenig Knollen		
0,65 m	hellgrauer Kalk mit wenig Knollen		
1,63 m	Knollenkalk in zwei Bänken mit vielen Kalkknollen. Kalk ist gelblich dolomitisiert		
0,37 m	weißer, dichter Kalk mit wenig Kalkknollen	}	Cheilo- ceras-Stufe
2,10 m	weißer Knollenkalk in Bänken von 0,5—0,7 m		
ca. 6	m schwarzer und dunkelgrauer Tonschiefer mit dünnen schwarzen, bituminösen Kalklagen und -linsen	}	Mantico- ceras-Stufe
ca. 8	m dünnbankige, flaserig-knollige Kalke, hell- und dunkel- grau, z. T. rötlich und bräunlich-rötlich.		

300 m östlich vom Gasthaus Molitor ist das Oberdevon gegenüber einer Sägemühle in einem Steinbruch und etwas weiter in dem Hohlweg eines alten Bremsberges gut aufgeschlossen (Abb. 2—4). Zwischen Steinbruch und Hohlweg fand PILGER in Kalken große, gerundete und kantengerundete Gerölle von Kalk und schwarzen Kieselieferen (Tafel 5), ferner zwei Geröllager über Clymenien

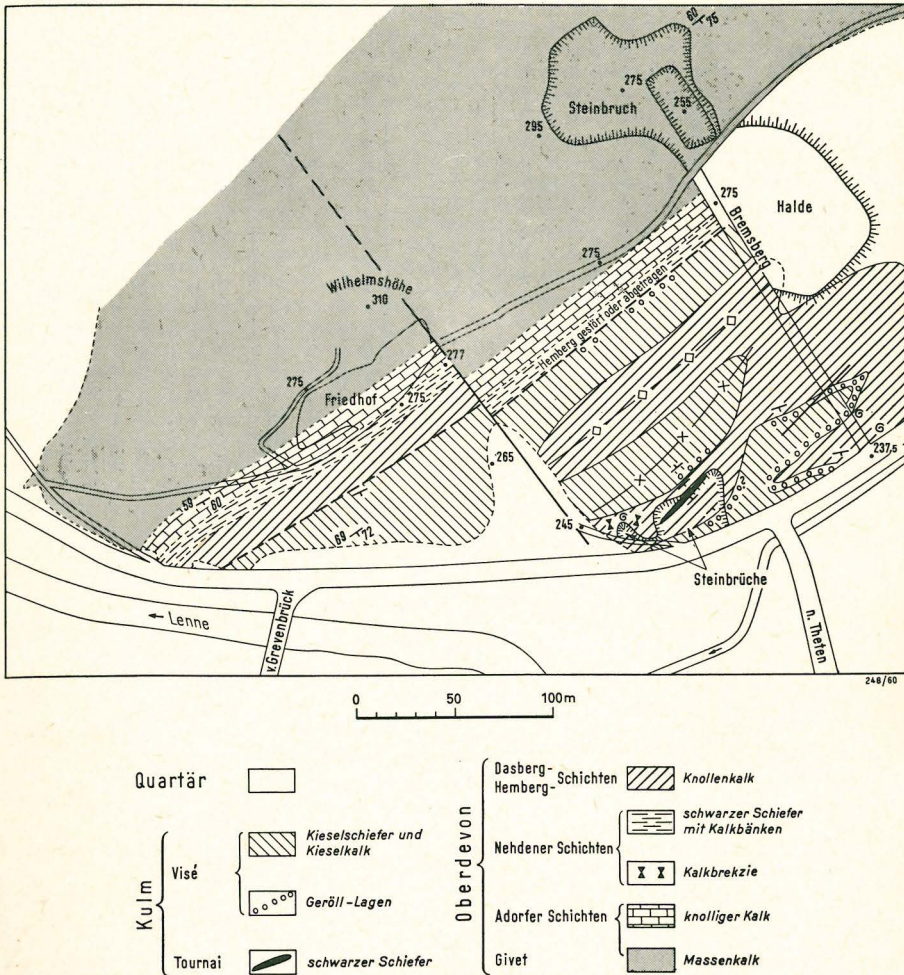


Abb. 1. Geologische Karte der Geröll-Vorkommen bei Trockenbrück (aufgenommen von PILGER & NOA 1953)

führendem Kramenzkalk und unter kulmischem Kieselkalk. Etwa im gleichen Niveau beobachteten PILGER (1952) und F. SCHRÖDER (damals Krefeld) grünliche und gelbliche, tuffartige Lagen, die F. SCHRÖDER unter Vorbehalt als Spilite und Tuffe deutete. Im Herbst 1958 wurden die Profile im Steinbruch von Trockenbrück, im Hohlweg und an der Lennebrücke von den Verfassern zusammen mit E. BöCKH (Clausthal) überarbeitet. Die Altersbestimmung der Schichten erfolgte auch hier mit Hilfe von Conodonten durch W. ZIEGLER.

Der südliche Randbereich des Massenkalkes ist bei Trockenbrück tektonisch besonders kräftig beansprucht worden. Daher sind auch die geröllführenden Schichten an der Grenze Devon/Karbon intensiv verfaultet und zerschert; die Faltenachsen weisen starke Schwankungen im Streichen und Eintauchen auf.

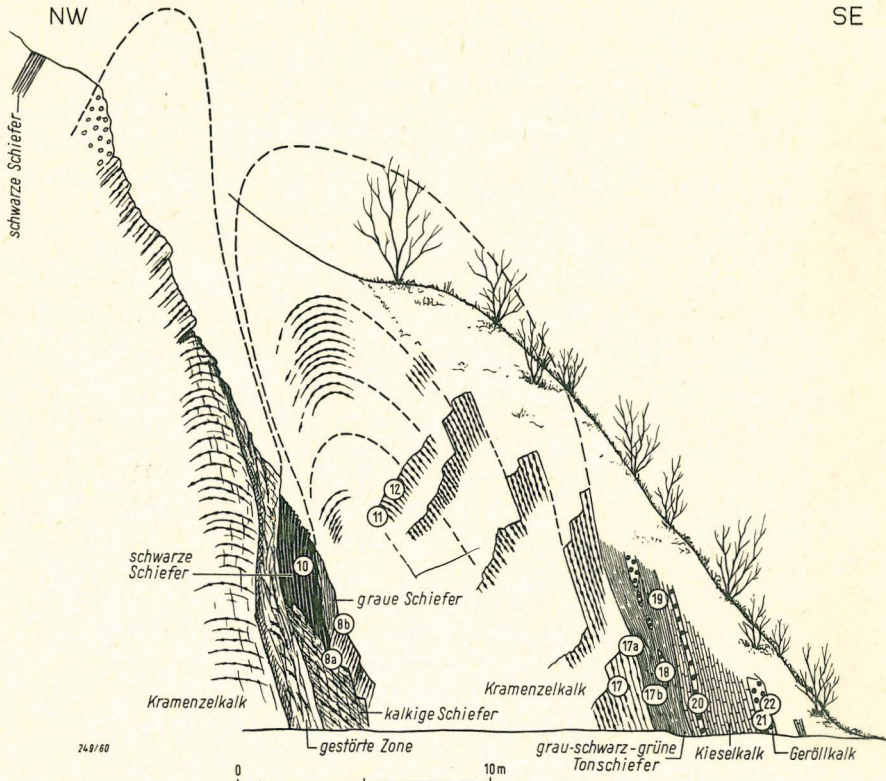


Abb. 2. Profil durch den großen Steinbruch bei Trockenbrück  
(aufgenommen von den Verfassern und Dr. E. Böckh, Clausthal)

Profil an der Ostseite des großen Steinbruchs:

Hangendes:

- 2 m dichter, dunkelblauer Kieselkalk mit dünnplattigen Kieselschiefern
- 1,10 m dunkelbläulicher, kompakter, gut gebankter Kalk mit zahlreichen, bis nußgroßen (selten größeren) gerundeten und eckigen Geröllen: Phosphorite, Hornsteine und rötliche Kalke. Zahlreiche Crinoiden (Proben 21 und 22)
- 1,80 m blaue, z. T. rötliche, dünnplattige, dichte Kieselkalke und Lydite (Bänke 0,01—0,10 m)
- 0,22 m dunkelblauer, kristalliner, harter Kalk mit kleinen runden und z. T. eckigen Geröllen aus Kieselkalken und Tonschiefern (Probe 20)
- 0,32 m dünnplattige Kieselkalke
- 0,60 m z. T. verruscheltes Gestein, Schiefer grünlich-schwarz, mit gelben Sprenkeln und sandigen Streifen, mit Linsen von Geröllkalken (Probe 17b direkt unter 18 und 0,10 m über 17a, ferner Probe 19)

----- Devon/Karbon-Grenze -----

- 0,75 m hell grünlich-grauer, harter Knotenkalk, teilweise rötlich und dunkelgrau gefleckt, oben mit Querschnitten von Cephalopoden (Probe 17a direkt von der Oberkante, Probe 17 0,50 m darunter)
- 0,10 m schwarzer Tonschiefer mit einigen hellen Kalkknoten
- 0,45 m hellgraue, z. T. rötliche Knollenkalke mit Linsen und Flasern von schwarz-grauen Tonschiefern

- 0,50 m hell grünlich-grauer Kalk mit Kalkknollen-Lagen
- 0,80 m rote, knollige Kalke
- 1,00 m grünlich-graue und rote Knollenkalke
- 1,80 m hellgraue, z. T. rötliche, dichte harte Kalke mit Kalkknollen- und Kalkknotenschiefer-Lagen (Cephalopoden-Querschnitte)
- 0,03 m schwarzer, feinstsandiger Tonschiefer
- 3,30 m hellgrauer, dichter, z. T. etwas gelblicher, dunkel gefleckter, durch Tonschieferlagen gefasertes Kalk mit Lagen von Kalkknollen
- 1,90 m hell grünlich-grauer, dichter, rötlich-bräunlicher Kalk (Proben 11 u. 12)

### Oberdevon-Profil im kleinen Steinbruch in Trockenbrück

Von der Westseite des großen Steinbruches von Trockenbrück führt ein Weg zum Punkt 245, der auf halbem Wege einen kleinen Steinbruch kreuzt. Hier fand PILGER 1952 ein an eine Kalkbrekzie erinnerndes Gestein: kubikmetergroße, durch schiefrige Lagen voneinander getrennte Kalkblöcke, deren Schichtung durch zahlreiche Kleinfossilien (vorwiegend Crinoiden) gekennzeichnet ist. Zum Hangenden werden die Blöcke kleiner und Ton-reicher. Der ganze Komplex ist stark geschiefert, wodurch das ursprüngliche Bild stellenweise verwischt wird. Die Entstehung der „Brekzie“ wurde bereits auf der Exkursion anlässlich der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Arnsberg (1954) diskutiert. Zwei Deutungen sind möglich:

1. könnte die Riff-Fazies hier ausnahmsweise über die Hangendgrenze des höchsten geschlossenen Massenkalkes (*Manticoceras*-Stufe) hinaus bis in noch höhere Horizonte des Oberdevons aufsteigen, wobei die Sedimente allmählich toniger werden;
2. könnte die „Brekzie“ zeitlich den Konglomeraten und tuffverdächtigen Schichten im großen Steinbruch entsprechen. Im Schwellenbereich würden dann Riffkalke des Mitteldevons aufgearbeitet worden sein.

Die Auffindung und Bearbeitung der Conodonten durch ZIEGLER hat die erste Deutung bestätigt (s. u.).

### Profil von der Devon/Karbon-Grenze am Bremsberg in Trockenbrück

Von der Straße in Trockenbrück führt als Hohlweg ein alter Bremsberg zu einem oberhalb liegenden, jetzt aufgelassenen Kalksteinbruch (s. Abb. 1). An der Westwand des Bremsberges wurde folgendes Profil aufgenommen (Abb. 4):

Hangendes:

- 0,33 m Kieselkalk
- 0,03 m rötlicher und grauer Tonschiefer
- 0,19 m Kieselkalk
- 0,95 m Kieselkalk in Platten von 0,03—0,08 m Mächtigkeit, mit schiefrigen Lagen
- 0,45 m dünnplattige Kieselkalke von 0,02—0,04 m Mächtigkeit, mit dünnen Schieferlagen
- 0,50 m dunkelblauer, kristalliner Kalk mit Geröllen von Phosphorit, kieseligen Kalken und Kalken. Crinoiden-Anhäufungen = oberer Geröllkalk (Proben 35 u. 36)
- 0,78 m blaue und rötliche Kalke, Kieselkalke in Bänken von 0,03—0,07 m (Probe 34a)
- 0,50 m gestörte Zone (Abschiebung) mit kristallinem Kalk, Kieselkalk und dunklen bis schwarzen Tonschiefern
- 0,19 m schwärzliches, steifiges Gestein, Tuffit-artig (Probe 33)
- 0,60 m dunkelblaugrauer, kristalliner Kalk mit Phosphoritknollen (Probe 32a u. b)
- 0,24 m graues, feingebändertes, feinlagiges Gestein mit Tonstein-Anteil, obere 0,06 m schwärzlich gefärbt (tuffitisch?) (Probe 31)

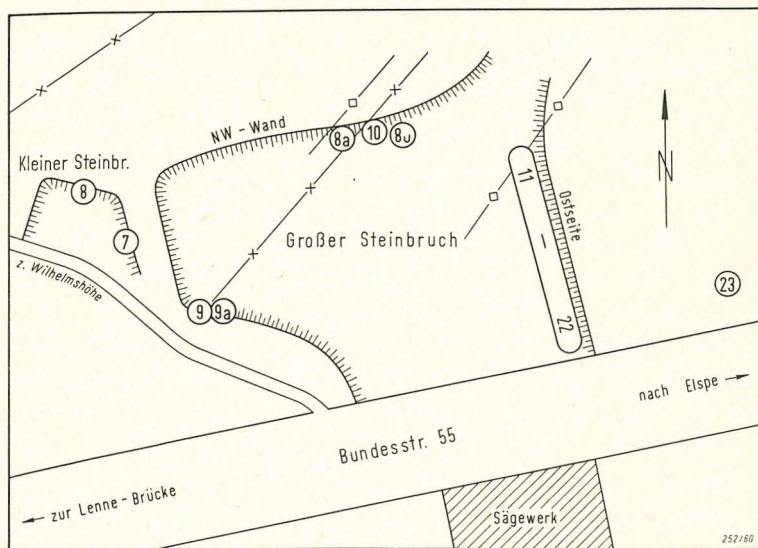


Abb. 3. Lageskizze der Conodonten- und petrographischen Proben im großen und kleinen Steinbruch bei Trockenbrück

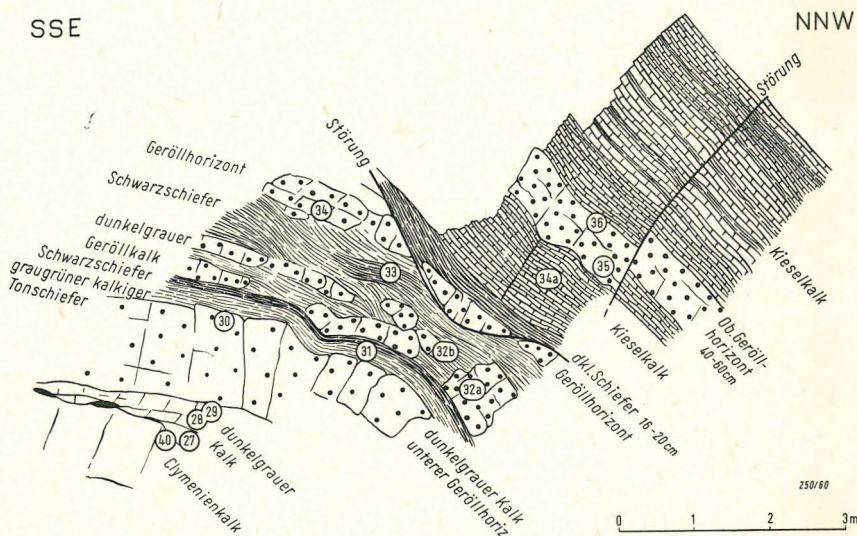


Abb. 4. Profil an der Westseite des Bremsberges bei Trockenbrück

- 0,90 m dunkel bläulich-grauer, grobkristalliner Kalk mit Geröllen, Phosphoritknollen, Schieferfetzen, Kalkbrocken und zahlreichen Crinoidenstiel-Gliedern (unterer Geröllkalk) (Probe 30)
- 0,30 m bläulich-grauer, feinkristalliner Kalk in zwei Bänken (Probe 29 u. 28)
- 2,00 m Knollen und Krammenzelkalke mit Clymenien-Querschnitten. Die Oberkante ist taschenartig vertieft und mit schwarzen, grün gebänderten Schieferrn sowie mit feinkristallinen Kalken ausgefüllt (Probe 27 u. 40, direkt darunter liegt Krammenzelkalk).



Die oben beschriebenen Gerölle im Hangenden der devonischen Schichten stehen ferner hinter einem Haus gegenüber der Lennebrücke nach Förde an (östliche Brücke auf Abb. 1) (= Probe 23). Hier werden sie sogar am größten. Man beobachtet faust- bis kindskopfgroße, gut gerundete Kalkgerölle neben nur kantengerundeten, ferner finden sich Bruchstücke von schwarzem Kieselschiefer (Taf. 5). Über das Profil an der Ostseite des Bremsberges siehe Abb. 5.

## b) Die stratigraphische Einstufung der Profile nach Conodonten (W. ZIEGLER)

### Oberdevon-Proben

Probe 2 (De2)<sup>2a</sup>: grauer, schiefriger Kalk mit spärlicher Fauna. *Palmatolepis perlobata schindewolfi* u. *Spathognathodus tridentatus?* sprechen für hohes Oberdevon.

Probe 7 (Fa Ch 17): hellgrauer, grobspätiger Kalk, oft mit Anreicherungen von Crinoiden und fraglichen Bryozoen. Stellenweise schwach geschiefert. — Nach dem Auftreten von *Palmatolepis quadrantinodosalobata*, *P. subperlobata*, *P. triangularis* und *P. tenuipunctata* muß die Fauna in die untere *Cheiloceras*-Stufe gestellt werden. Möglicherweise gehört die Fauna auch noch an die Grenze zwischen *Manticoceras*- und *Cheiloceras*-Stufe.

Probe 8 (Fa Ch 18): hellgrauer bis blaugrauer, plattiger Kalk, grobspätig, mit zahlreichen Querschnitten von Crinoidenstielgliedern und unbestimmbaren anderen Fossilresten („*Orthoceras*“?, Bryozoen?). — Die Fauna führt *Palmatolepis crepida*, *P. quadrantinodosalobata*, *P. termini*, *P. tenuipunctata* und gehört demnach in die untere *Cheiloceras*-Stufe.

Probe 8a (Fa Ch 19): kalkiger Schiefer, grau bis schwarz, im Liegenden des schwarzen Schiefers in der Nordwand des großen Steinbruchs: *Palmatolepis distorta* und *Polygnathus nodocostata* sprechen für obere *Cheiloceras*-Stufe. Zahlreiche Fischreste (unbestimmbar).

Probe 8b (Fa Ch 20): schiefriger, grauer Kalk im Hangenden des schwarzen Schiefers in der Nordwand. — *Palmatolepis glabra* und Unterarten, *P. quadrantinodosa marginifera*, *P. distorta* und *P. rugosa ampla?* sprechen für Grenze *Cheiloceras*-/*Platyclymenia*-Stufe.

Probe 11 (Fa Ch 21): graugrünlischer, sehr schieferreicher, etwas zerscherter Knotenkalk. — Nach *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera*, *P. distorta*, *P. glabra* mit Unterarten und *Polylophodonta linguiformis* dürfte er in die obere *Cheiloceras*-Stufe gehören. Tiefe *Platyclymenia*-Stufe ist nicht ganz auszuschließen.

Probe 12 (Fa Pl 1): grünlichgrauer, schwach sandiger, schiefriger Kalk (wie Probe 11). — Er lieferte u. a. *Palmatolepis distorta*, *P. rugosa ampla*, *P. quadrantinodosa marginifera* und *Polygnathus glabra* n. subsp. und gehört demnach in die untere *Platyclymenia*-Stufe.

Probe 17 (Fa Go 2): graue Kalkknoten und -knollen in grünlichem Schiefer, unbestimmbare Cephalopoden-Querschnitte (Clymenien?). — Die wichtigsten Conodonten sind: *Palmatolepis gonioclymeniae*, *Spathognathodus costatus*, *S. tridentatus* und *S. spinulicostatus ultimus?* Danach gehört die Fauna in die *Gonioclymenia*-Stufe. Das Auftreten von *S. spinulicostatus ultimus?* zeigt vielleicht die Nähe der *Wocklumeria*-Stufe an.

Probe 17a (Fa Go 3): Gestein und Fauna wie bei Probe 17.

Probe 24 (Fa Go 4): Kalkknollenschiefer, grau bis braun, mit unbestimmbaren Cephalopodenresten. — Nach *Palmatolepis basilica delectens*, *P. gonioclymeniae*, *P. rugosa postera* n. subsp., *Spathognathodus inornatus*, *stabilis* und *Pseudopolygnathus marburgensis* gehört die Fauna dem hohen Oberdevon (*Gonioclymenia*-Stufe) an.

Probe 25 (Fa Go 5): typischer Kalkknotenschiefer, mit grauen bis braunen, z. T. fleischroten Kalkknollen und grauen Schieferpartien. — Es kommen vor: *Spathognathodus tridentatus*, *S. crassidentatus*, *Polygnathus styriaca*, *P. communis*. Danach liegt ebenfalls hohes Oberdevon vor.

<sup>2a</sup> Nummern der Belegstücke (hier Sammel-Faunen) in der Original-Sammlung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld.

Probe 38 (Fa Go 6): grauer Kalk mit Cephalopoden-Querschnitten und starkem grünlichem Schieferanteil. — Nach der Fauna mit *Palmatolepis basilica deflectens*, *P. rugosa postera*, *Polygnathus styriaca*, *Spathognathodus costatus*, *S. crassidentatus* und *S. inornatus* gehört die Probe in das hohe Oberdevon.

Probe 39 (Fa Go 7): brauner, dichter, schiefrieger Kalk mit einzelnen Crinoiden. — Charakteristische Formen, wie *Spathognathodus inornatus* und *S. tridentatus*, weisen ebenfalls auf hohes Oberdevon (*Gonioclymenia*-Stufe) gesichert.

Probe 40 (Fa Go 8): graue, dichte Kalkknoten in braunen Schiefen. — Durch *Palmatolepis gonioclymeniae*, *Polygnathus styriaca* und *Pseudopolygnathus marburgensis* ist die Zugehörigkeit zum hohen Oberdevon (*Gonioclymenia*-Stufe) gesichert.

Das untersuchte Oberdevon von Trockenbrück umfaßt demnach die Schichtenfolge von der Basis der *Cheiloceras*-Stufe bis in die *Gonioclymenia*-Stufe hinein. Die genaue stratigraphische Grenze zwischen dem Massenkalk und überlagerndem Oberdevon konnte nicht festgelegt werden, da die entsprechenden Proben fossilleer waren (Profil an der Pfefferburg). Die oben beschriebene „Brekzie“ (Proben 7 u. 8) wurde in die untere *Cheiloceras*-Stufe gestellt, da sie nur Conodontenfaunen dieser Stufe lieferte, ohne Beimengungen jüngerer oder älterer Formen. Die Brekzie ist wohl eine lokale Riffbildung. Vielleicht ist sie auch durch Zusammenschwemmung von Riff-Detritus (Korallen, Crinoiden und Bryozoen) entstanden, obwohl im Rheinischen Schiefergebirge derartige Bildungen in der *Cheiloceras*-Stufe nicht bekannt sind. Die höhere *Cheiloceras*-Stufe ist wieder kalkig-tonig entwickelt (NW-Wand, großer Steinbruch, Proben 8a und b). Zwischen den Proben 12 (untere *Platyclymenia*-Stufe) und 17a (*Gonioclymenia*-Stufe) liegen 6,50 m Kramenzelkalke und Kalkknotenschiefer. Die *Wocklumeria*-Stufe konnte mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. Lediglich in den Proben 17 und 17a wird durch *Spathognathodus spinulicostatus ultimus?* die Nähe dieser Stufe angedeutet. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Verbreitung der Conodonten in den Proben aus dem Oberdevon von Trockenbrück.

#### Unterkarbon-Proben

Probe 3 (Kar 676): blaugrauer, schwach sandiger, oft schiefrieger Kalk mit fleischroten Kalkspatadern. Nach dem Ätzen werden feinste Lagen von Tonschieferschüppchen sichtbar. — *Gnathodus texanus?*, *Hindeodella* sp., *Pseudopolygnathus triangula pinnata* umfassen die Gesamtfaua. — Die Exemplare sind beschädigt, stark korrodiert und deformiert. Bei der als *G. texanus?* beschriebenen Form handelt es sich um eine Art aus der Gruppe (*texanus*—*semiglaber*—*punctatus*—*delicatus*). Danach kann die Fauna nicht älter als Dinant IIa sein, wahrscheinlich gehört sie in die *anchoralis*-Zone.

Probe 4 (Kar 677): blaugrauer bis schwarzer, dichter Kalk, der nach dem Ätzen ein lagenweise angeordnetes, poröses Gewebe zurückläßt. Dichte Teile sind gespickt mit Glimmerschüppchen ohne Regelung. Stellenweise ist der Kalk kieselig. — Die Fauna ist sehr klein, stellenweise korrodiert und deformiert. *Gnathodus semiglaber*, *texanus*, *Siphonodella* sp. indet. — Unterkarbon, nicht älter als *anchoralis*-Zone.

Probe 5 (Kar 678): blaugrauer, dichter, splittriger Kalk, schwach sandig und z. T. kieselig. — *Gnathodus commutatus commutatus*, *G. delicatus*, *G. semiglaber*. Einstufung wie Probe 4.

Probe 10 (Kar 679): schwarzer Alaunschiefer mit zahlreichen Abdrücken von herausgewitterten Pyritkristallen und Sprenkeln von gelblich-weißen Sulfatausblühungen. — Die Schichtflächen dieses Schiefers tragen zahlreiche Abdrücke von Conodonten. In den meisten Fällen ist die Conodonten-Substanz nicht mehr erhalten und nur die charakteristischen Formen lassen sich bestimmen. — Von über 100 beobachteten Abdrücken waren 41 bestimmbar. Davon umfassen Formen der Gattung *Siphonodella* 76% (*Siphonodella duplicata* und *S. sp. indet.*), *Gnathodus* ist vertreten mit *G. punctatus* und *G. sp. indet.* Diese und *Polygnathus communis* machen 12% aus. Der Rest sind *Hindeodella*- und *Priodontina*-Formen. — Danach entspricht die Fauna der oberen *Siphonodella crenulata*-Zone

Tabelle 1  
Verbreitung der Conodonten in den Oberdevon-Proben von Trockenbrück

	Nr. der Proben													
	2	7	8	8a	8b	11	12	17	17a	24	25	38	39	40
<i>Icriodus cornutus</i>					+	+								
<i>Nothognathella abnormis</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>N. sublaevis</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>N. typicalis</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Palmatodella delicatula</i>										+				
<i>Palmatolepis crepida</i>	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. deflectens</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+
<i>P. distorta</i>	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. glabra glabra</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. glabra elongata</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. glabra pectinata</i>	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. gonioclymeniae</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	—	+	—	+
<i>P. minuta minuta</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. quadrantinodosalobata</i>	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. perlobata perlobata</i>	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. regularis</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. rugosa ampla</i>	—	—	—	—	?	—	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. rugosa postera</i> n. subsp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	—	—
<i>P. subperlobata</i>	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. tenuipunctata</i>	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. termini</i>	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. triangularis</i>	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polygnathus communis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—
<i>P. cf. decorosa</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. glabra</i> n. subsp.	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. nodocostata</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. procera</i>	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. sinelamina</i>	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. styriaca</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+
<i>Polylophodonta linguiformis</i>	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pseudopolygnathus marburgensis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	+
<i>Spathognathus costatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—
<i>S. crassidentatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—
<i>S. disparilis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—
<i>S. inornatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+
<i>S. spinulicostatus spinulicostatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—
<i>S. spin. ultimus?</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—
<i>S. stabilis</i>	+	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+	+
<i>S. tridentatus</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	+	—

von VOGES (1959). Sie liegt stratigraphisch unter der *anchoralis*-Zone (siehe unten), und umfaßt somit wahrscheinlich den höheren Teil des Dinant IIa.

Probe 17b (Kar 680): gebänderter, harter, gelb gesprenkelter, sandstreifiger Schiefer vom Typ der Probe 19. — Auf den Schichtflächen liegen zahlreiche körperlich erhaltene Reste von Conodonten. Bestimmt werden konnte *Gnathodus* sp. Dabei handelt es sich höchstwahrscheinlich um *Gnathodus texanus*. — Diese Probe wird in die *anchoralis*-

Tabelle 2

Verbreitung der wichtigsten Conodonten in den Unterkarbon-Proben von Trockenbrück

	3	4	5	18	19	20	21	22	23	26	27	28	29	30	32a	32b	34	34a	35	36	10
<i>Elictognathus</i>										+								+			
<i>Bactrognathus</i> n. sp.				+							+										
<i>Cavusgnathus cristata</i>				+																	
<i>Doliognathus lata</i>				+						+	+										
<i>Gnathodus commutatus commutatus</i>			+	+					+	+	+	+	+					+	+		
<i>G. com. homopunctatus</i>									+	+	+	+	+					+			+
<i>Gnathodus delicatus</i>				+				+	+	+	+	+	+			+		+			+
<i>G. punctatus</i>				+					+		+	+	+					+			+
<i>G. semiglaber</i>		+	+	+			+				+	+	+	+		+		+		+	+
<i>G. texanus</i>	+	+		+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+	
<i>G. sp. juv.</i>			+						+		+	+	+	+		+		+			
<i>Hindeodella segaformis</i>										+	+	+	+					+			
<i>Mestognathus beckmanni</i>				+																	
<i>Metalonchodina bidentata</i>										+	+							+			
<i>Polygnathus communis</i>										+								+			+
<i>P. inornata</i>										+	+	+	+		+			+			
<i>P. cf. allocota</i>										+											
<i>Pseudopolygnathus triangula triangula?</i>													+								
<i>P. t. pinnata</i>				+					+	+	+	+	+	+	+			+			
<i>Scaliognathus anchoralis</i>										+	+	+						+			
<i>Siphonodella crenulata</i>										+	+		+					+			+
<i>S. duplicata</i>				+						+	+							+		+	+
<i>S. obsoleta</i>											+							+			
<i>S. sp.</i>		+																			+

<i>Palmatolepis crepida</i>				
<i>P. deflectens</i>		+	+	+
<i>P. distorta</i>		+	+	
<i>P. glabra glabra</i>		+		
<i>P. glabra elongata</i>		+		
<i>P. glabra pectinata</i>		+		
<i>P. gonioclymeniae</i>		+		
<i>P. minuta minuta</i>		+		
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>			+	
<i>P. quadrantinodosalobata</i>		+	+	
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	+	+	+	+
<i>P. regularis</i>			+	
<i>P. rugosa ampla</i>				
<i>P. rugosa trachytora</i>			+	
<i>P. rugosa grossi</i>				
<i>P. rugosa n. subsp.</i>			+	
<i>P. superlobata</i>		+	+	
<i>P. tenuipunctata</i>				
<i>P. termini</i>		+	+	
<i>P. triangularis</i>				
<i>Spathognathodus spinulicostatus spinulicostatus</i>			+	+
<i>S. tridentatus</i>				+
<i>S. stabilis</i>				
<i>S. costatus</i>			+	

Unterhalb des dicken schwarzen Striches sind die aufgearbeiteten Oberdevonformen aufgeführt. oberhalb die primär vorkommenden Unterkarbonformen.

Zone gestellt. Möglicherweise kann sie noch in das höchste Tournai<sup>3</sup> gehören, ist aber keinesfalls älter.

Probe 18 (Kar 681): grobkristalliner, blaugrauer Kalk mit gelben, pulvrigen Sprenkeln. Nach dem Ätzen bleibt stellenweise ein poröses, schwammartiges Gewebe zurück. — Die Fauna ist etwas reicher als die der anderen Geröllkalke. Mit 51 % stellt die Gattung *Gnathodus* den größten Anteil (*G. commutatus commutatus*, *G. punctatus*, *G. semiglaber*, *G. texanus*). — *Doliognathus lata*, *Cavusgnathus cristata*, *Polygnathus inornata* und *Pseudopolygnathus triangula pinnata* kommen in einzelnen Exemplaren vor. Bemerkenswert sind 12 Exemplare von *Mestognathus beckmanni* und einzelne Exemplare von *Bactrognathus* (*B. n. sp. aff. inornata*). *Mestognathus* wird von BISCHOFF (1957) aus der *Goniaitites*-Stufe angegeben. VOGES (1960) erwähnt jedoch bereits ein Exemplar aus der *anchoralis*-Zone, während das Vorkommen von *Bactrognathus* neu für Deutschland ist. — Die Fauna wird in die *anchoralis*-Zone gestellt.

Probe 21 (Kar 682): grobkörniger Kalk mit gelben, schiefrigen Fremdbestandteilen und großen Crinoiden. Stellenweise ist der Kalk ankeritisiert. Weißliches, weiches Pulver, das einigen Stellen anhaftet, erweist sich als Kaolinit (STADLER: Diagramm 729). — Die Fauna ist mit *Gnathodus texanus* und *semiglaber* sehr klein und nicht älter als *anchoralis*-Zone.

Probe 22 (Kar 683): dichter, feinkörniger Kalk mit vereinzelt großen Crinoiden und Fremdbestandteilen. Letztere sind langgestreckte ankeritisierte Tongesteine. — Nach *Gnathodus texanus*, *G. semiglaber*, *G. delicatus* und *G. commutatus commutatus* ist die Einstufung dieselbe wie bei Probe 21.

Probe 23 (Kar 684): brekziöser Kalk mit den größten Fremdbestandteilen, die bei Trokenbrück beobachtet wurden. — In einer körnigen Grundmasse mit Anhäufungen von Crinoiden und Korallen liegen eckige Brocken von Tonsteinen, Phosphoritknollen, Hornsteinknollen und Massenkalkbrocken, von denen einige bis zu 4 cm groß werden. — Die Fauna ist eine *Gnathodus*-Fauna mit *G. texanus*, *G. commutatus homopunctatus*, *G. punctatus*, *G. delicatus*, *G. semiglaber*. Ein Exemplar von *Pseudopolygnathus triangula pinnata* kommt vor. Die Fauna weist auf die *anchoralis*-Zone, auch wenn *Scaliognathus anchoralis* fehlt. — Besonders auffällig ist, daß sich in dieser Brekzie keine aufgearbeiteten Conodonten aus oberdevonischen Schichten fanden. Offenbar sind alle fremden Bestandteile der Brekzie in Essigsäure unlöslich (Hornsteine, Tonsteine, Phosphoritknollen). Löslich waren von den Fremdfragmenten nur Brocken eines grauen, feinkörnigen Kalkes, der völlig feinkörnigen Partien des Massenkalkes gleicht. Auch hier ist das Fehlen von Conodonten verständlich, da diese in Massenkalken fehlen oder doch zumindest sehr selten sind.

Probe 26 (Kar 685): graue Kalke, z. T. schiefrig-sandig. Nach dem Ätzen bleibt ein poröses, gelbbraunes (eisenhaltiges) Gewebe zurück, in dem sich Conodonten in großen Anhäufungen finden (bone-bed-artig). Feinste Geröllagen wurden beobachtet. — Von der Fauna sind 65 % Unterkarbon-Formen, der Rest sind oberdevonische Formen (die Prozentzahlen wurden auf 123 herausgelöste, isolierte Stücke bezogen). — Nach der *Gnathodus*-Fauna, *Scaliognathus anchoralis* und *Doliognathus lata* wird die Fauna in die *anchoralis*-Zone gestellt. Von den aufgearbeiteten Oberdevon-Formen gehören 41 % der Gattung *Palmatolepis* an. Aufgearbeitet sind aus der *Cheiloceras*-Stufe: *P. quadrantinosalobata*, *P. termini*, *P. subperlobata*; aus der *Platyclymenia*- und *Gonioclymenia*-Stufe: *P. rugosa ampla* etc.

Probe 27 (Kar 686): grünlich-grauer, spätiger Kalk, mit Schiefen durchsetzt. — Von der Gesamt-Fauna (251 Exemplare) entfallen 64 % auf Unterkarbon und 36 % auf Oberdevon. Von den Unterkarbon-Formen haben die *Gnathodus*-Arten 43 % der Fauna inne (*G. delicatus* 15,7, *G. girtyi* 0,6, *G. homopunctatus* 1,9, *G. punctatus* 9,4, *G. semiglaber* 1,9, *G. texanus* 15,7). — *Scaliognathus anchoralis* und *Doliognathus lata* (25 %). Ebenfalls kommen vor: *Hindeodella segaformis* (8 %), *Pseudopolygnathus triangula pinnata* und *Polygnathus inornata* (3 %) und Arten der Gattung *Siphonodella* (3 %). — Die Fauna

<sup>3</sup> Als „Tournai“ werden hier mit VOGES (1959, 1960) die Dinant-Stufe I und die Zone IIa zusammengefaßt.

gehört in die *anchoralis*-Zone. — Die oberdevonischen Formen zeigen, daß aufgearbeitet sind: *Cheiloceras*-Stufe: (z. B. *Palmatolepis subperlobata*, *P. termini*, *P. regularis*, *P. quadrantinodosalobata*); *Platyclymenia*-Stufe: (*glabra*-Unterarten, *rugosa trachytera* n. subsp.); *Gonioclymenia*-Stufe: (*Spathognathodus*-Arten, *Polygnathus stryriaca*, *Pseudopolygnathus marburgensis*).

Probe 28 (Kar 687): gelb anwitternder, grauer, körniger Kalk mit gelben Sprenkeln. Nach dem Ätzen bleibt — wie bei Probe 26 — ein poröses Gewebe zurück, das Anhäufungen von Conodonten zeigt. Das Gewebe ist ein Filz von Foraminiferen und Ostracoden. Herausgelöst wurden mehrere hundert Exemplare von Conodonten, von denen 246 bestimmbar waren. Sie gehören alle dem Unterkarbon an, es sind also keine faunistischen Anzeichen einer Aufarbeitung des tieferen Untergrundes vorhanden. Neben *Scaliognathus anchoralis* (nur noch 0,4%) kommen *Gnathodus texanus* (33%), *G. punctatus* (4%), *G. delicatus* (4%), *G. semiglaber* (39%), *Pseudopolygnathus triangula pinnata* (4%), *P. inornata* (1%) vor. — Nach diesen Befunden muß die Fauna in die *anchoralis*-Zone gestellt werden.

Probe 29 (Kar 688): grobspätiger, graublauer Kalk ohne erkennbare Fremdbestandteile. Die Fauna (483 Exemplare) ist ausschließlich unterkarbonisch und enthält keine aufgearbeiteten Formen. Es überwiegen die *Gnathodus*-Arten: *G. texanus* (31%), *G. semiglaber* (31%), *G. delicatus* (3%), *G. punctatus* (0,5%); juvenile, nicht sicher bestimmbare *Gnathodus*-Formen 8,5%. — *Polygnathus inornata* (6,5%), *Pseudopolygnathus triangula pinnata* (6,0%). — Die Fauna führt keine Exemplare von *Scaliognathus anchoralis*, *Hindeodella segaformis* und *Doliognathus lata*, die sichere Anzeichen der *anchoralis*-Zone sind. Trotzdem muß sie noch in die *anchoralis*-Zone gestellt werden wegen des Auftretens der *Pseudopolygnathus triangula pinnata* und *P. inornata*, die 60 Exemplare ausmachen.

Probe 30 (Kar 689): grobkörniger, spätiger Kalk, dunkelgrau mit dottergelber Verwitterungsrinde. Nach dem Ätzen bleiben ein poröses Gewebe und ungelöste Partien zurück, die sich als äußerst phosphorreich erwiesen (Phosphoritknollen). Das poröse Gewebe, in dem häufig Negative von Crinoidenstiel-Gliedern beobachtet wurden, ist selbst auch stark P-haltig (chem. Nachweis). Der P-Gehalt ist wohl in fein verteilten Phosphoritbröckchen zu suchen, die auch eine dunkle Sprenkelung des Ätzrückstandes verursachen. — Die Fauna ist relativ dürrtig (40 Exemplare): *Gnathodus texanus*, *G. semiglaber*, *G. girtyi*?, *Pseudopolygnathus triangula pinnata*. — Danach kann die Probe nach der Fauna in die *anchoralis*-Zone oder in das *anchoralis-bilineatus-Interregnum* gehören.

Probe 32a u. b (Kar 690—691): grobkörniger, dunkelgrauer Kalk mit grauen und grünlichen Tonschieferflatschen. Nach dem Ätzen bleibt ein poröses Gewebe mit nicht gelösten Phosphoritknollen zurück. Die Hohlräume des schwammigen Rückstandes zeigen häufig Abdrücke herausgelöster Crinoidenstiele. Der P-Gehalt der Probe 32b ist wesentlich größer als der der Probe 32a. — Die Fauna ist wie bei allen P-reichen Proben sehr dürrtig. Es kommen vor: *Gnathodus texanus*, *G. semiglaber*, *G. girtyi*?, *G. delicatus* und *Polygnathus inornata*. — Stratigraphisch entspricht diese Probe der Probe 30.

Probe 34 (Kar 692): Zusammensetzung wie bei 32. — Fauna: 1 Exemplar von *Polygnathus inornata*.

Probe 34a (Kar 693): blaugrauer, grobkörniger, dünnplattiger Kalk. Nach dem Ätzen zeigen sich unzusammenhängende, parallel zur Schichtung verlaufende Lagen von bräunlichen Schüppchen (Tonschiefer?). — Die Probe lieferte eine sehr reiche Fauna von Hunderten von Exemplaren, von denen 539 bestimmbar waren. — 2% der Fauna umfassen oberdevonische Formen. Der Unterkarbon-Anteil zeigt im einzelnen folgende Zusammensetzung:

<i>Gnathodus commutatus commutatus</i>	6,5 %
<i>Gnathodus commutatus homopunctatus</i>	6,5 %
<i>Gnathodus delicatus</i>	3,5 %
<i>Gnathodus punctatus</i>	0,2 %
<i>Gnathodus semiglaber</i>	8,9 %
<i>Gnathodus texanus</i>	49,2 %
<i>Gnathodus juv. indet</i>	1,1 %

*Siphonodella*-Arten 1,9%, *Polygnathus communis*, *Pseudopolygnathus triangula pinnata*, *inornata* zusammen 2,4%, *Scaliognathus anchoralis* 0,4%. — Auffallend ist der starke

Rückgang der *Siphonodella*- und *Polygnathus*-Arten. *Scaliognathus anchoralis* ist nur noch in zwei Exemplaren vorhanden. Damit dürfte die Obergrenze der *anchoralis*-Zone erreicht sein. — Die wenigen Oberdevon-Formen zeigen, daß die Schichten der hohen *Cheiloceras*- bis tiefen *Platyclymenia*-Stufen aufgearbeitet wurden.

Probe 36 (Kar 694): Zusammensetzung des Gesteins genau wie bei den Proben 32a + b. — Die Conodonten-Faunen sind etwas individuenreicher als bei diesen. — *Gnathodus texanus* und *G. semiglaber*. Ein Exemplar von *Siphonodella duplicata*. — Datierung: wahrscheinlich *anchoralis-bilineatus*-Interregnum. — Aufgearbeitet ist höchstes Oberdevon, wie je ein Exemplar von *Spathognathodus spinulicostatus ultimus* ? und *S. tridentatus* zeigt.

### c) Stratigraphische Schlußfolgerungen (W. ZIEGLER)

Das vollständigste Unterkarbon-Profil ist das der Bremsberg-Westseite. Die tiefsten Lagen gehören hier in die *anchoralis*-Zone (Proben 27—29). Diese Zone, von BISCHOFF 1957 als Subzone aufgestellt, wurde von VOGES (1959, 1960) neu definiert und mit der Orthostratigraphie in Beziehung gesetzt. Danach umfaßt sie wahrscheinlich die basalen Teile des Visé bzw. die Dinant II $\beta$ -Zone und den tieferen Teil der II $\gamma$ -Zone. Es ist nach VOGES jedoch nicht ganz auszuschließen, daß ihr vielleicht auch noch geringfügige Teile der II $\alpha$ -Zone (Tournai) angehören. Die *anchoralis*-Zone kann bis zur Probe 34a im Bremsberg nachgewiesen werden. Die Proben 30—32 und 34 führen zwar nicht *Scaliognathus anchoralis*, aber die Faunenbeziehungen erlauben trotzdem eine Einstufung in diese Zone. — Die höchsten untersuchten Schichten im Bremsberg-Profil können nach ihrer Fauna bereits in das *anchoralis-bilineatus*-Interregnum gehören (Probe 36).

Dieses Interregnum liegt über der *anchoralis*-Zone; es umfaßt etwa die höheren Teile der cu II $\gamma$ - und die tieferen Teile der cu II $\alpha$ -(*Entogonites nasutus*) Zone der Orthostratigraphie. In den anderen Profilen um Trockenbrück wurde in keiner Fauna *Scaliognathus anchoralis* entdeckt. Im Profil an der Ostseite des großen Steinbruchs, zwischen Probe 17a und 18 (0,10 m Schiefer), fehlen die dichten Kalke mit *Scaliognathus anchoralis*, die im Bremsbergprofil zuunterst im Karbon liegen (Proben 27—29). Hier folgen über den Dasberg-Schichten gleich die groben Geröllkalke (Probe 18), die im Bremsberg den Geröllkalcken ab Probe 30 entsprechen und noch in die *anchoralis*-Zone zu stellen sind). — Im Profil am Gasthaus Molitor (an der Brücke über die Lenne) lieferten die basalen Lagen des Karbons ebenfalls nicht *Scaliognathus anchoralis*. Hier konnte an Hand der dürftigen Faunen nur die Zugehörigkeit zum Visé erkannt werden. In diesem Profil wurden keine Geröllkalke beobachtet.

Die Devon/Karbon-Grenze ist bei Trockenbrück an drei Stellen abgeschlossen:

1. Im Profil an der Ostseite des großen Steinbruchs liegen gegenüber dem Sägewerk direkt über den Knollenkalken und Knotenschiefern der *Gonioclymenia*-Stufe grünlichgraue, oft dunkle, harte, gelb gefleckte und gesprenkelte, oft auch sandstreifige Schiefer, die 0,10 m über ihrer Grenzfläche zum Devon bereits die ersten Linsen des Geröllkalkes (Probe 18) enthalten. Sowohl die Schiefer als auch die Kalke wurden in die *anchoralis*-Zone eingestuft. Die tiefsten Teile des Unterkarbons sind hier etwas verruschelt. — In der NW-Wand desselben Steinbruchs sind in Kalke der *Cheiloceras*-Stufe Alaunschiefer der oberen *Siphonodella-crenulata*-Zone eingefaltet, die nach ihrer Fauna älter als die streifigen Schiefer an der Ostseite des großen Steinbruchs sind. Dort wurden die Alaunschiefer aber nicht beobachtet. Ob sie hier ursprünglich fehlen oder tektonisch ausgemerzt wurden, muß dahingestellt bleiben.



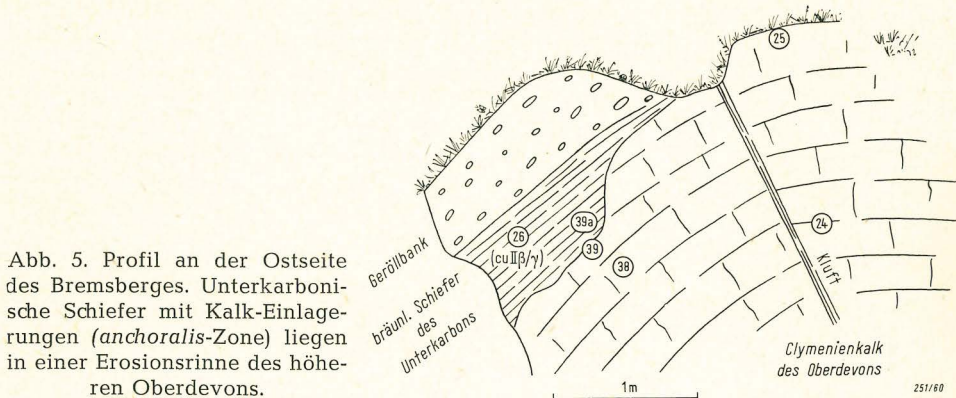


Abb. 5. Profil an der Ostseite des Bremsberges. Unterkarbonsche Schiefer mit Kalk-Einlagerungen (*anchoralis*-Zone) liegen in einer Erosionsrinne des höheren Oberdevons.

2. An der Ostseite des Bremsberg-Profiles liegen über Kalkknotenschiefern die groben Geröllbänke des Unterkarbons; die oberste Lage der bisher insgesamt in das Oberdevon gestellten Kalke enthielt jedoch eine Fauna der *anchoralis*-Zone. Die genaue Grenze zwischen Devon und Karbon läßt sich hier nicht festlegen; vermutlich liegt sie an der Basis von bräunlichen Schiefen, die den Dasberg-Schichten ungleichförmig (mit einer Erosionsdiskordanz ?) aufliegen (Probe 39a (s. Abb. 5) enthielt einen einzigen Conodonten, der vermutlich eine Jugendform von *Pseudopolygnathus triangula pinnata* ist. Das Stück ist leider verloren gegangen).

3. Auf der Westseite des Bremsberg-Profiles sind die Verhältnisse ähnlich. Die tiefste Bank des *anchoralis*-Kalkes (Probe 27) ist innig mit dem oberdevonischen Knotenkalk verbunden (Probe 40). Die Grenzfläche ist stark verwischt und muß in wenigen cm-dicken braunen Schiefen zwischen beiden Proben gesucht werden. In taschenartigen kleinen Vertiefungen liegen im gleichen Profil, an anderer Stelle, direkt unter dem *anchoralis*-Kalk wenige cm-mächtige grünliche, gestreifte Schiefer mit Conodonten, die an ein bone bed erinnern und den Schiefen an der Karbon-Basis auf der Ostseite des großen Steinbruchs gegenüber dem Sägewerk gleichen. Auch hier spricht die Lagerung für eine geringfügige Erosionsdiskordanz.

Die Grenze zwischen Oberdevon und Unterkarbon bei Trockenbrück wird also durch eine Schichtlücke markiert, die die Zeit zwischen dem hohen Oberdevon und der *anchoralis*-Zone — etwa Dinant II( $\beta$ ) $\gamma$  — umfaßt (s. Tabelle 3). Sichere Anzeichen der *Wocklumeria*-Stufe sind nicht gefunden worden; ebenso scheint das gesamte tiefere Unterkarbon ( $\approx$ Tournai) zu fehlen. Da das höchste Tournai in der nächsten Nachbarschaft jedoch vorhanden ist — die schwarzen Schiefer in der NW-Wand des großen Steinbruchs dürften Äquivalente der Liegenden Alaun-schiefer sein — umfaßt die Schichtlücke die Zeit zwischen höheren Dasberg-Schichten (*Gonioclymenia*-Stufe) und dem höheren Dinant II $\alpha$ . Die Bewegungen, die zu dieser Schichtlücke führten, umspannen also den Bereich der marsischen und nassauischen Phase.

Viele Unterkarbon-Faunen von Trockenbrück enthalten umgelagerte Formen des Oberdevons. So finden sich im Bremsberg-Profil in der tiefsten Unterkarbon-Probe 27 36% oberdevonische Formen! Aufgearbeitet wurde danach das gesamte Oberdevon von der unteren *Cheiloceras*-Stufe an aufwärts. In den höheren Proben wurden selbst in sehr reichen Faunen keine sicheren Oberdevon-Formen mehr beobachtet. Erst Probe 34a enthält wieder oberdevonische Formen, die aber nur 2% der Gesamt-Fauna ausmachen. Sie weisen auf *Cheiloceras*- und untere *Platy-*

Tabelle 3

Die Schichtlücke an der Devon/Karbon-Grenze in den einzelnen Aufschlüssen bei Trockenbrück

Molitor	Bremsberg	großer Steinbruch	Faunenfolge z. T. n. VOGES 1959/60)	
Kieselkalke und Lydite	Kieselkalke und Lydite	Kieselkalke und Lydite	<i>anchoralis-bilineatus</i> Interregnum	~ II $\gamma/\delta$
? tuffige Schiefer? Sandsteine	Geröllkalke	Geröllkalke	<i>anchoralis</i> -Zone	~ II $\beta/\gamma$
kieselige Kalke	kieselige Kalke (Platten)	kieselige Kalke (Platten)		
	Geröllkalke mit schwarzen, gestreiften Schieferzwischenlagen	schwarze Schiefer mit Geröllkalcken		
	grün-schwarze Schiefer in Taschen (Conodonten-bone bed)	grün-schwarze Schiefer		
		schwarze Alaunschiefer	ob. <i>Siphonodella</i> - unt. <i>crenulata</i> - Zone	~ II $\alpha$
			<i>Siph. triangula</i> <i>triangula</i> -Z. <i>Siph. triangula</i> <i>inaequalis</i> -Z. <i>kockeli-dentili-</i> <i>neata</i> -Zone	I Dinant
			<i>Wocklumeria</i> -St.	Oberdevon VI
Kalkschiefer und kleinknotige Kalke	Kramenzel-Kalk kleinknotige Kalke	Kramenzel-Kalk kleinknotige Kalke	<i>Goniclymenia</i> - bis <i>Cheiloceras</i> - Stufe	V IV III II

Palmatolepis u. Spathognathodus

*clymenia*-Stufe. Probe 36, die die höchste untersuchte Unterkarbon-Fauna enthält, zeigt geringfügige Reste aus dem höchsten Oberdevon. Je jünger die Schichten des Unterkarbons sind, desto seltener findet sich in ihnen aufgearbeitetes Oberdevon. Während sich im älteren Unterkarbon Reste aus allen Schichten

des Oberdevons finden, enthält das jüngste Unterkarbon nur noch solche des oberen Oberdevons. Bemerkenswerterweise finden sich im Unterkarbon keine aufgearbeiteten Formen, die das untere Unterkarbon (*Gattendorfia*-Stufe) belegen. Diese Schichten dürften hier also primär nicht abgelagert worden sein.

Eine Aufarbeitung und Umlagerung von Oberdevon-Conodonten im tieferen Unterkarbon ist schon wiederholt beschrieben worden. So entdeckten erstmals BISCHOFF & ZIEGLER (1956) im ostrheinischen Schiefergebirge oberdevonische Conodonten in einem Unterkarbon-Kalk. HASS (1959) fand bei der Bearbeitung des Chappel-Limestone in Texas, der etwa unserer *Pericyclus*-Stufe entspricht, immer wieder oberdevonische Conodonten. COLLINSON & SCOTT (1958) haben beim Springville Shale in Illinois dieselbe Erscheinung beobachtet und dabei auch eine Abnahme der alten Formen im jüngeren Unterkarbon festgestellt (COLLINSON & SCOTT 1958, Tab. 1 auf S. 10 u. Fig. 6 auf S. 11).

#### d) Fauna und Beschaffenheit der Geröllkalke (W. ZIEGLER)

Wie erwähnt, zeichnen sich die Geröllbänke durch einen auffallend hohen Gehalt an Phosphor aus, der sowohl an Phosphorit-Knollen und -Flatschen als auch an feine Gemengteile gebunden ist. In diesen P-reichen Bänken wurden auffallend wenige Conodonten gefunden, die meist stark korrodiert sind. Besonders zahlreich sind in diesen Bänken Crinoidenstiel-Glieder. Häufig haben die Phosphoritknollen die gleiche Beschaffenheit wie die, die aus den Liegenden Alaunschiefern bekannt sind (s. u.). Sie dürften also aus diesen Schiefern aufgearbeitet sein. Dafür spricht das Auftreten von tektonischen Resten der Liegenden Alaunschiefer bei Trockenbrück. Das Auftreten des fein verteilten Phosphors in den Geröllbänken dürfte sich aber anders erklären: Da sich alle anderen Kalkbänke im Unterkarbon von Trockenbrück durch eine sehr reiche und gut erhaltene Conodonten-Fauna auszeichnen, während die Geröll-Bänke wenige und korrodierte Conodonten führen, liegt die Annahme nahe, daß der fein verteilte Phosphor in diesen Bänken aus zersetzten Conodonten stammt. In einem gut durchlüfteten Wasser, in dem die Crinoiden prächtig gediehen, könnten — bei gleichzeitigem Rückgang der normalen Sedimentation — die zu Boden fallenden Conodonten längere Zeit allmählich zersetzt worden sein.

#### e) Zur Petrographie der Devon/Karbon-Gesteine (A. SCHERP)

Einige Gesteine der Oberdevon-Unterkarbon-Profile von Trockenbrück wurden petrographisch untersucht, und zwar besonders die Geröllkalk-Bänke und tuffverdächtigen Lagen.

Lydit (Probe 6, D. 574)<sup>4</sup>. Aus einer etwa 8 cm dicken Lydit-Bank. Das gräulich-schwarze Gestein besteht aus feinkristallinem Quarz mit einem geringen Anteil an Sericit-Illit. Feinste Teilchen von organischer Substanz und Pyrit-Kriställchen, die häufig idiomorph sind, durchsetzen das Gestein. Vereinzelt treten etwas größere Quarz-Körner, meist allothigener Entstehung auf. Radiolarien kommen nicht vor.

Kalkbänke und Geröllkalk-Bänke (Probe 9a, D 657 und D 658). Grau-grünlicher schwach sandiger Kalk mit mm-großen, flachen, dunklen Einschlüssen und gelegentlichen rötlichen Flecken (dieses Gestein wurde früher (PILGER 1956) nach dem makroskopischen Befund für einen Spilit angesehen).

In der karbonatischen Grundmasse liegen meist eckige Quarzkörner der Feinsand-Fraktion sowie wenige nicht idiomorphe Albite. Einige der Quarze könnten authigen aus einem Gel entstanden sein; auch für die Albite ist eine authigene Bildung nicht ausgeschlossen.

<sup>4</sup> D 574 ist die Bezeichnung des Dünnschliffs in der Sammlung des geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen.

Die dunklen Einschlüsse sind Flatschen von Illit, der aus Gel-artiger Substanz hervorgegangen zu sein scheint.

Verschiedene meist karbonatisierte Fossilreste (u. a. von Korallen) sowie Conodonten-Fragmente sind im Kalk eingebettet. Die rötlichen Flecken sind auf Eisenoxyd-Bildungen zurückzuführen.

Probe 18 (D 572 und D 571). Dieser blau-graue Kalk besteht aus einem Gemenge von grobkörnigem Kalk mit  $\pm$  lagig angeordneten Flatschen von feinsandigem Tonstein. Zum Teil nimmt der Kalk überhand, zum Teil auch der grau-grünliche Tonstein. Der sandige Tonstein geht partienweise über in einen Tonstein, der dann fast nur aus Illit besteht. Die Grenzen zwischen Kalk und Tonstein sowie auch die Kalkfragmente gegeneinander sind meist durch Säume von überwiegend Eisenhydroxyd gekennzeichnet (Taf. 5 Fig. 2). Im sandigen Tonstein sind kleine Flocken von Eisenhydroxyd mehr oder weniger gleichmäßig verteilt. Offenbar handelt es sich um ehemalige feine Siderit- bzw. Ankerit-Ausscheidungen, deren Fe-Gehalt zu Eisenhydroxyd oxydiert wurde.

Hier und da kommen auch mm-große dunkle Gerölle vor, die sich zumeist als Phosphorite erweisen. Sie bestehen aus bräunlicher, zum Teil wohl noch gelförmiger Apatit-Substanz und haben in manchen Fällen auch unregelmäßige Einlagerungen von feinkristallinem Quarz. In einem Schliff wurden zwei große Orthoklas-Kristalle mit Karlsbader Zwillingsbildung beobachtet. Das Gestein wird als Ganzes von schmalen Äderchen, die Quarz und Kalkspat enthalten, durchtrüert.

Probe 23 (D 506, 575, 591, 592, 616, 617). Dunkelgrauer Trümmerkalk mit Kalkfragmenten — unter ihnen Massenkalk-Bröckchen —, länglichen Flatschen von feinsandigem Tonstein, Phosphoritknollen und massenhaft Crinoiden-Stielgliedern (Taf. 5 Fig. 1). An einer Stelle wurde auch ein 20 cm langes flaches Fragment von Lydit, das nur an den Kanten abgerundet ist, beobachtet.

Die bis zu 3 cm großen Tonstein-Flatschen haben zumeist punktförmig verteilte Aggregate eines ankeritischen Karbonates. Vielfach ist das Eisen des Ankerits auch oxydiert zu Eisenhydroxyd. In solchem Fall haben diese sonst grauen Tonstein-Einlagerungen eine schmutzig gelb-bräunliche Farbe. Trotz des etwa gleichen Mineralbestandes gleichen die eisenkarbonatischen Tonsteine doch nicht den aus dem Oberkarbon bekannten Toneisensteinen. Die Phosphoritknollen sind rundliche, oft auch flach ellipsoidische Gerölle mit größten Durchmesser bis zu 5 cm. Sie bestehen aus meist Gel-förmigem bzw. feinstkristallinem hellbräunlichem Apatit, der mit Kalkspat oft dicht verfigert ist (Taf. 6 Fig. 3). Das Gemenge ist von flockigem bituminösem Material durchsetzt. Gelegentlich sind auch andere kleinere Gel-Apatit-Aggregate zu beobachten.

Die Geröllkalk-Bänke (Probe 18 und 23), von denen die der Probe 23 am größten ausgebildet ist, machen einen sehr heterogenen Eindruck. Offensichtlich stellen sie Aufbereitungshorizonte kurz zuvor gebildeter Sedimente dar. Kalk- und Tonstein-Komponenten sowie häufig auch flache und ellipsoidische Phosphoritknollen herrschen vor.

Die Phosphorit-Gerölle der Probe 23 unterscheiden sich etwas von den kleinen Fragmenten, die in der Probe 18 auftreten, gleichen aber sehr den Phosphorit-Konkretionen, die in den Liegenden Alaunschiefern auf den nördlichen Meßtischblättern Balve und Arnsberg Süd gefunden worden sind (z. B. in den Liegenden Alaunschiefern des Bönkhauserbach-Stollens). Im Steinbruch von Trockenbrück ist nur die kleine eingeschuppte Scholle der Probe 10 von ZIEGLER als Liegender Alaunschiefer bestimmt worden. Dieser führt zwar hier keine Phosphorite, — läßt jedoch vermuten, daß die Phosphorit-Gerölle der Geröllbänke aus Alaunschiefern der nächsten Umgebung aufgearbeitet worden sind.

Tuffverdächtige Lagen. In den unterkarbonischen Schichten von Trockenbrück treten verschiedentlich, meist nur wenige cm dicke, grau-gelbliche und grün-gelbliche Lagen auf, die zunächst als Tuffbänder (s. PILGER 1956) angesprochen wurden.

Probe 5a (D 655) stammt aus einer etwa 1 m mächtigen Bank eines mittelgrauen, geschieferten und verhältnismäßig weichen Gesteins. Mikroskopisch zeigen sich in einem parallel s langgezogenen Netzwerk von Sericit-Illit augenartige Aggregate von chloritischer Substanz, einzelne Quarz-Körner (zum Teil Gelquarz) und zersetzte Feldspate. In der Grundmasse, die fleckenweise um in Brauneisen umgewandelte kleine Pyritkristalle herum gefärbt ist, tritt noch idiomorpher, sicher sekundär gebildeter Apatit auf. Ferner werden vereinzelte abgerollte Zirkone beobachtet.

Nach der Röntgenanalyse<sup>5</sup> besteht das Gestein im wesentlichen aus: Muskovit-Illit ca 35—45 %, chloritisches Mineral ca. 25—35 %, Feldspat (Albit?) ca. 10—12 %, Quarz ca. 15—20 %, Apatit? Epidot?. Trotz des Anteils von 10—12 % Feldspat fehlen sowohl im Gesamtmineralbestand als auch in der Gesteinsstruktur eindeutige Anzeichen für einen Tuff. Allenfalls stellen einzelne Komponenten umgelagertes vulkanisches Material dar.

Probe 5b (D 656). Das hellgraue, schwach geschieferte Gestein besteht in der Hauptsache aus Sericit, dem kleinste Quarzkörner der Silt- und Feinsandfraktion eingelagert sind. Auch vereinzelte Feldspat-Körner treten auf. In dieser Grundmasse liegen ellipsoidische Gebilde aus Gel-artiger bzw. ehemals Gel-artiger und jetzt zum Teil feinstkristalliner Substanz. Vermutlich sind dies Gel-Graupen kaolinitischer Zusammensetzung, wie sie z. B. im flözführenden Ruhrkarbon häufig auftreten. Auch der geringe Anteil an idiomorphem Apatit, der ebenfalls in solchen Kaolinit-Tonsteinen auftritt, spricht dafür. Einzelne kleine epigenetische Pyrit-Kristalle sind in Brauneisen übergeführt und färben den Sericit stellenweise gelb-bräunlich. Das Vorherrschen von Sericit erlaubt die Bezeichnung Sericitschiefer.

Probe 9 (D 605). Hier liegt ein etwa 1,5 cm breites, gelb-bräunliches bis gelb-grünliches, flaseriges Band in schwarzbraunen, eisenführenden Tonschiefern. Die Flaserigkeit ist wohl hauptsächlich auf Schieferungsbewegungen zurückzuführen. Das schmale Band ist nicht einheitlich, sondern teilt sich auf in mm-breite hellere Lagen, zwischen denen dunkle (an Gel-Ausscheidungen erinnernde) Bildungen, die offenbar auch Gel-Apatit enthalten, und Calcit in innigem Gemenge liegen. Die hellen, schlierig verlaufenden Lagen bestehen im wesentlichen aus meist sehr feinem Illit, der in wechselndem Maße mit Feinsand bzw. Silt durchsetzt ist. Die Körner des Silt-Anteils sind meist kantengerundete, zum Teil auch scharfkantige Quarze. Feldspat kommt nur sehr untergeordnet vor. Die Illit-Masse ist schlierig mit Eisenhydroxyd und Huminsäuren durchsetzt und enthält mehrfach Conodonten-Fragmente. In den hellen Bändern müssen zeitweilig kleine Spalten geklafft haben, denn es treten parallel zu den Salbändern auch schmale Lagen mit radialstrahligen Bildungen eines apfelgrünen Chlorits und idiomorphen Quarz-Kriställchen auf, die senkrecht stehen.

Probe 19 (D 576). Im schwarzen bituminösen Schiefer liegen cm- und mm-breite gelbliche Lagen: Diese Lagen bestehen aus Illit und Sericit-Muskovit mit wechselnden Anteilen von Quarz in den Korngrößen von 0,03 bis 0,1 mm sowie einem Feldspat-Anteil (Zersetzer Orthoklas? und saurem Plagioklas) von etwa 5 %. Die Quarz-Körner sind zum Teil leicht kantengerundet, zum Teil aber auch ausgesprochen eckig und stellen dann vermutlich sekundär gebildeten Gel-Quarz dar. Von der illitischen Grundmasse umflossen, treten vier-eckige bis ellipsoidische pseudomorphe Teilchen auf (Durchmesser 0,05—0,08 mm), die größtenteils aus chloritischer Substanz bestehen. Lagenweise finden sich ferner oft Conodonten bzw. andere Gel-Apatit-Fragmente anreichert. Auch idiomorpher Pyrit kommt vor (Taf. 6 Fig. 4). Der bituminöse Schiefer, in dem die gelblichen Lagen auftreten, führt in einer mit kohlig-bituminöser Substanz durchsetzten feinen Grundmasse aus Illit, Sericit und feinkristallinem Quarz ebenfalls kleine eckige bis leicht kantengerundete Quarzkörner und Conodonten-Fragmente. Außerdem tritt Pyrit in idiomorphen Kristallen mit Quarz-gefüllten Zerrungshohlräumen auf. Die wesentlichen Unterschiede zu den hellen Bändern bestehen nur in dem Anteil an kohlig-bituminöser Substanz und dem Zurücktretten einer Feinsand- bzw. Silt-Komponente einschließlich der pseudomorphen Teilchen.

<sup>5</sup> Die Ausführung einiger Röntgen-Analysen verdanken wir Kollegen Dr. G. STADLER, Krefeld.

Probe 29 (D 573). Blau-grauer, organogener Fe-führender Kalk, der randlich durch Oxydation des Eisens bräunlich verwittert ist. Ein cm-breites, gelbliches Band durchzieht das Gestein. Da das Band im Bereich des Aufschlusses plötzlich auskeilt, könnte es sich hier ebenso gut um eine Spaltenfüllung als um eine schichtparallele Ablagerung handeln. Das Material besteht aus Illit Sericit (50—60%), feinstkristallinem Quarz (25—35%) und feinflechtig verteilten Aggregaten von Fe-führendem Calcit. Der oxydierte Eisen-Anteil des Calcits gibt dem Material die gelb-bräunliche Farbe. Feldspat kommt nicht vor.

Probe 31 (D 593 und D 594). In einer etwa 15 cm mächtigen Partie von schwarzen bituminösen Schiefen liegen in einem Bereich von 5 cm Mächtigkeit gelblich-braune, feinsandig-tonige Einschaltungen. Es ist im wesentlichen illitisch-sericitisches Material mit kleinen, zum Teil eckigen Quarzkörnern, die lagenweise zunehmen, so daß toniger Feinsand bzw. Silt vorliegt. Im ganzen Gestein ist ein Fe-führendes Karbonat fein verteilt; in den sandigen Lagen kommen auch größere Karbonat-Fragmente vor, die detritischen Ursprungs sein können. Diese Lagen zeichnen sich durch vermehrten Eisenhydroxyd-Anteil (braune Farbe) aus. Neben Quarz (Durchmesser 0,04—0,07 mm) treten primäre Muskovit-Schüppchen und leicht kantengerundete Körner von teilweise zersetzten Feldspaten (saurer Plagioklas und Orthoklas) mit Korngrößen von 0,03 bis 0,04 mm auf. Ihr Anteil beträgt schätzungsweise 15%. Die illitische Grundmasse ist durch feinste organische Substanz verunreinigt.

Probe 33 (D 577). Dunkle, eisenschüssige Tonschiefer enthalten hier mehrere cm-breite Lagen von braunem, porösem Material. Dieses Material setzt sich zusammen aus Illit mit etwa 10—20% feinverteilten Quarzkörnchen und ist von Eisenhydroxyd durchsetzt. Vielfach liegen kleine, unregelmäßig begrenzte Flatschen von Tonstein bzw. feinsandigem Tonstein in diesem Gemenge. Die Einlagerungen sind dann stets mit einer Kruste von Eisenhydroxyd umrandet. Ein Anteil von  $\pm 10\%$  Karbonat ist ungleichmäßig verteilt.

Die petrographische Untersuchung der gelblich-braunen, äußerlich tuffähnlichen Lagen in den bituminösen Tonschiefern hat also keine Beweise für ihre Tuffnatur erbracht. Wenn die eckigen Quarze und die K- und Na-Feldspate tuffogenen Ursprungs wären, so kämen nur saure Tuffe in Betracht. Dann müßten aber auch die für solche Tuffe charakteristischen gekrümmten und bogigen Aschenteilchen auftreten. Diese wurden aber niemals beobachtet, auch nicht in Pseudomorphosen. Eine vollständige Überführung solcher Teilchen in die Grundmasse ist kaum zu erwarten, da sie sogar in den unterdevonischen Keratophyr-Tuffen — wenigstens pseudomorph — noch erhalten geblieben sind. Immerhin ist bei einzelnen Lagen die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß sie etwas vulkanisches Material enthalten. So könnten z. B. die mit chloritartiger Substanz gefüllten Teilchen der Probe 19 vielleicht von basischem Glas herrühren. Die Zunahme des Feinsand- bzw. Siltanteils sowohl in den hellen Lagen (bei im übrigen etwa gleichem Mineralbestand) als in den über- und unterlagernden schwarzen Schiefen legt eine andere Deutung für die Bildung der gelblich-braunen Lagen nahe: Möglicherweise wurde schon bei der Sedimentation der Sapropelite zeitweilig die Grenze von reduziertem zu oxydierendem Milieu verschoben; das Milieu wurde kurzfristig besser durchlüftet. Auch die Zunahme der Kurzschweb-Komponente spricht dafür. Die gelblich-braune Farbe, die den Verdacht auf Tuffe weckte, ist lediglich auf Verbindungen des dreiwertigen Eisens zurückzuführen.

f) Zusammenfassende Betrachtung über die Entwicklung des höheren Devons und Unterkarbons bei Grevenbrück und Trockenbrück (vgl. Abb. 6). (P. KRONBERG, A. PILGER, A. SCHERP, W. ZIEGLER)

Während des Mitteldevons lag am Südostrande der Attendorn-Elsper Doppelmulde im Bereich des Meggener Lagers eine Schwelle, die sich durch geringmächtige Ablagerungen auszeichnete. Gleichzeitig bildete sich bei Grevenbrück und Trockenbrück ein Becken, in dem der Massenkalk mehrere 100 m mächtig wird. Nach der *Pharciceras*-Zone der unteren *Manticoceras*-Stufe entstand hingegen

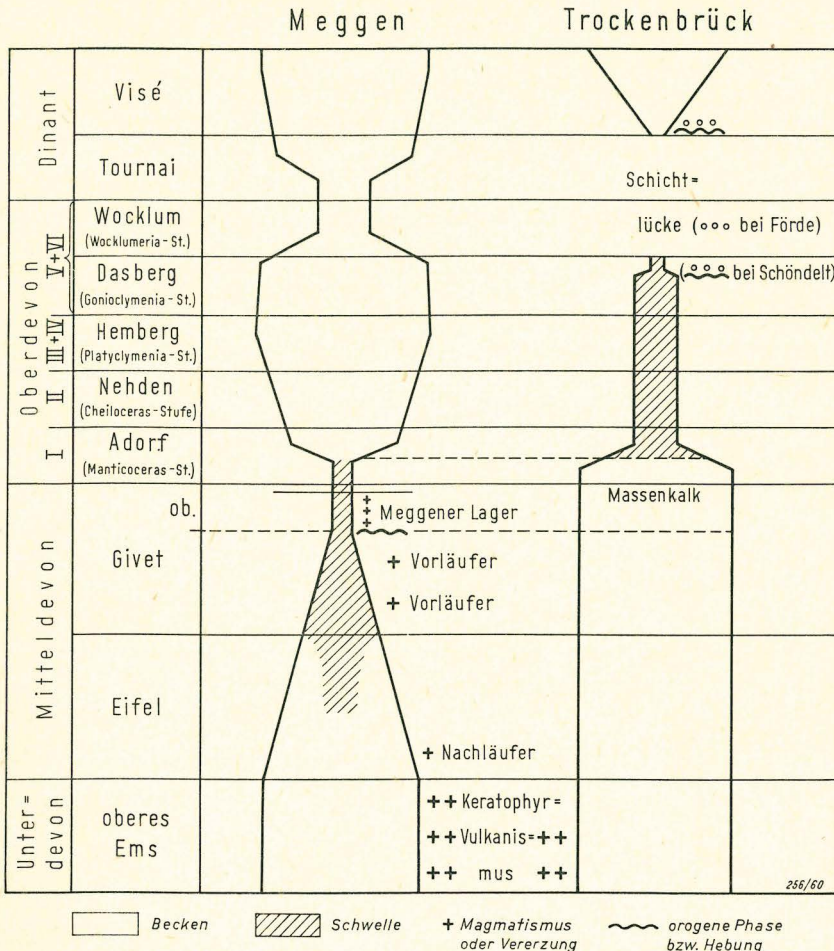


Abb. 6. Schematische Darstellung vom Ablauf der Becken- und Schwellen-Entwicklung bei Trockenbrück

bei Meggen im Oberdevon ein Becken mit mächtigen sandig-tonigen Schichten, während bei Grevenbrück und Trockenbrück jetzt nur noch geringmächtige Schwellenkalke sedimentiert wurden. Die unteren Teile der *Manticoceras*-Stufe dürften hier noch vom Massenkalk vertreten werden; die oberen Teile bestehen aus 8,5 m dünnbankigen, knolligen, oft rötlichen Kalken. Es folgen darüber 6,30 m schwarze Tonschiefer mit schwarzen Kalkbänken, in denen HENKE (1907, 1922) bei St. Claas eine Fauna der *Cheiloceras*-Stufe nachwies; der tiefste Teil der Tonschiefer könnte vielleicht noch in die *Manticoceras*-Stufe gehören. Die Hemberg-Schichten (*Platyclymenia*-Stufe) sind als graue und rote Knollen- und Knotenkalke und -kalkschiefer bzw. Kramenzelkalk entwickelt. Die Mächtigkeit der Hemberg-Schichten, welche auf Grund der Conodonten recht genau erfaßt werden konnte, nimmt von Grevenbrück nach Trockenbrück von etwa 60 m auf 10 m ab. Die Hangenberg-Schichten fehlen nach ZIEGLER in allen bei Grevenbrück und Trockenbrück aufgenommenen Profilen, obwohl sie etwas weiter östlich mit Goniatiten von WEBER (1936) nachgewiesen wurden. Angefangen von der *Manticoceras*-Stufe bis in das

höchste Oberdevon und tiefe Tournai macht sich also bei Trockenbrück immer deutlicher ein Mächtigkeitsschwund bemerkbar, der hier auf eine Schwelle schließen läßt. Diese ist lokal übrigens auch durch ein Riffwachstum bis in die *Cheiloceras*-Stufe hinein gekennzeichnet.

Vom Unterkarbon sind nur Äquivalente der Liegenden Alaunschiefer in einem kleinen Rest vorhanden.

Auf der Schwelle transgrediert das Visé mit Kieselkalk, Kieselschiefern und Geröll-Bänken. An der Basis des Visé beobachtete ZIEGLER eine schwache Erosionskonkordanz. Unter einer Geröllbank blieben hier Schieferreste in kleinen Taschen erhalten. Man kann in den Schichten unter dem Transgressions-Niveau sowohl mit Abtragungen als auch mit (primären) Schichtlücken rechnen.

Da die Conodonten-Faunen des Unterkarbons (ab *anchoralis*-Zone) keine Hinweise auf aufgearbeitetes tiefstes Karbon geben, darf man für diese Zeit vielleicht eine primäre Schichtlücke bis zur Sedimentation der Liegenden Alaunschiefer annehmen. Schon vor der Visé-Transgression waren auch die Liegenden Alaunschiefer wieder bis auf kleine Reste abgetragen. Aus ihnen stammen die Phosphorit-Knollen der Geröllbänke.

Die im Visé aufgearbeiteten ältesten Conodonten weisen nach ZIEGLER auf die *Cheiloceras*-Stufe. Wahrscheinlich wurden im Visé sogar Schichten der oberen *Manticoceras*-Stufe sowie Massenkalk abgetragen.

## B. Die bretonischen Bewegungen im östlichen Sauerland

(P. KRONBERG)

Während Spuren bretonischer Bewegungen sich in der Attendorn-Elsper Doppelmulde nur vereinzelt finden, sind solche im östlichen Sauerland weiter verbreitet. Die wichtigsten seien im folgenden kurz beschrieben. Conodonten-Funde von ZIEGLER erlaubten zum Teil die Bewegungen noch genauer zu datieren als dies KRONBERG 1958 möglich war.

### 1. Die Nehdener Mulde

PAECKELMANN'S Karten des Nehdener Gebietes zeigen eine steile Kulm-Mulde im Massenkalk mit einer streichenden Störung im Muldenkern. Die Schichtenfolge soll vom Massenkalk des Givet bis zu den Kulm-Tonschiefern  $\pm$  lückenlos sein. Im W und E wird die Nehdener Mulde von etwa N—S streichenden, steilen Störungen gegen Massenkalk verworfen. Nach der Neukartierung von KRONBERG sind die oberdevonischen Schichten spezialgefaltet. So lassen sich westlich des Immentales drei Mulden mit Dasberg-Schichten im Kern erkennen (Abb. 7, Profil B). Diese Falten zeigen eine deutliche, nach N stärker werdende NW-Vergenz. Auf dem gefalteten Oberdevon liegt ziemlich flach das Dinant. Ob es abgesichert ist oder diskordant übergreift, war angesichts der schlechten Aufschlüsse nicht zu entscheiden. Darum wurden Schürfe angelegt. Sie klärten zunächst das Alter der jüngsten Schichten unter dem Dinant: In grüngrauen, feinsandigen Schiefen unmittelbar unter Kieselkalken des Unterkarbons fanden sich im östlichen Schurf folgende Ostracoden:

- Richterina (Richterina) striatula* (R. RICHTER)
- Richterina (Richterina) cf. tenuistriata* (KUMMEROW)
- Richterina (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN)
- Richterina (Maternella) hemisphaerica* (R. RICHTER)



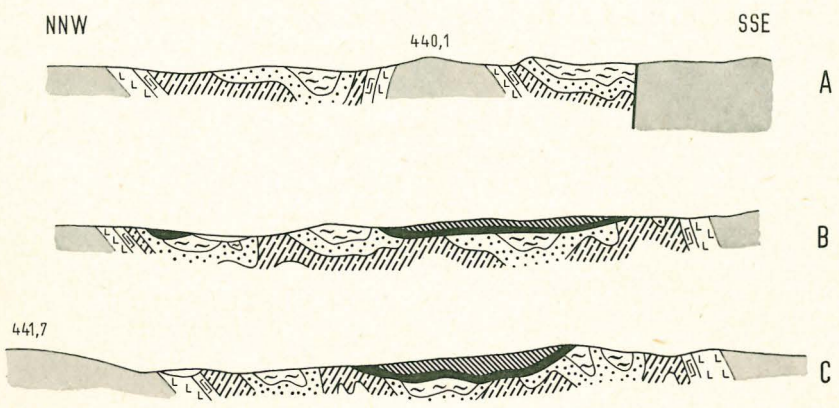
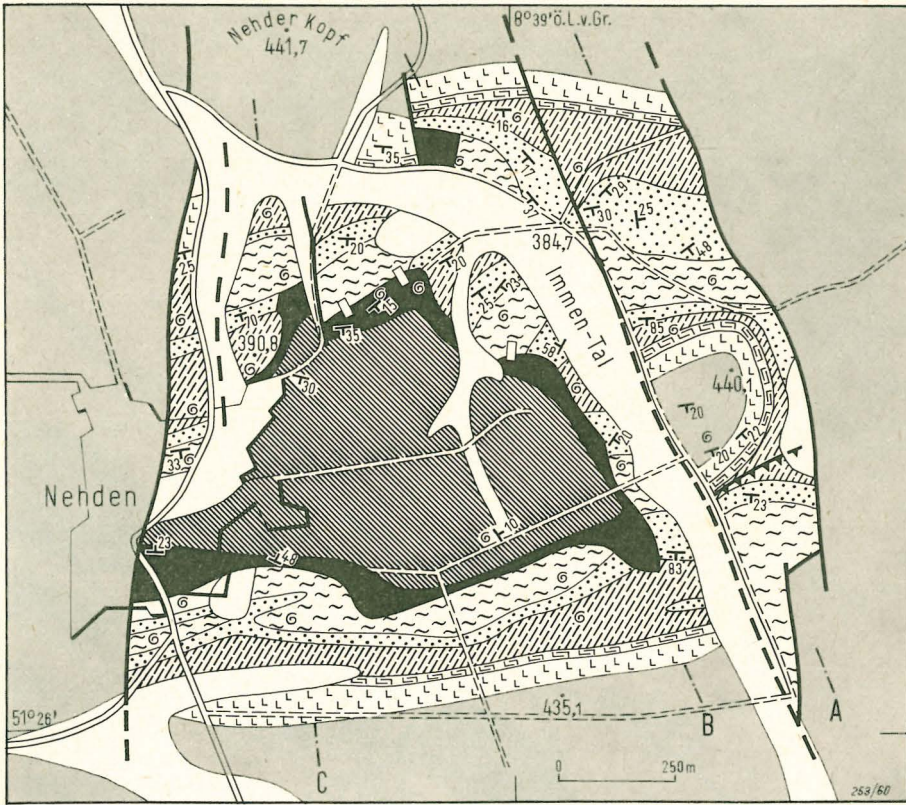


Abb. 7. Geologische Karte der Nehdener Mulde mit Profilen (Legende siehe S. 28)

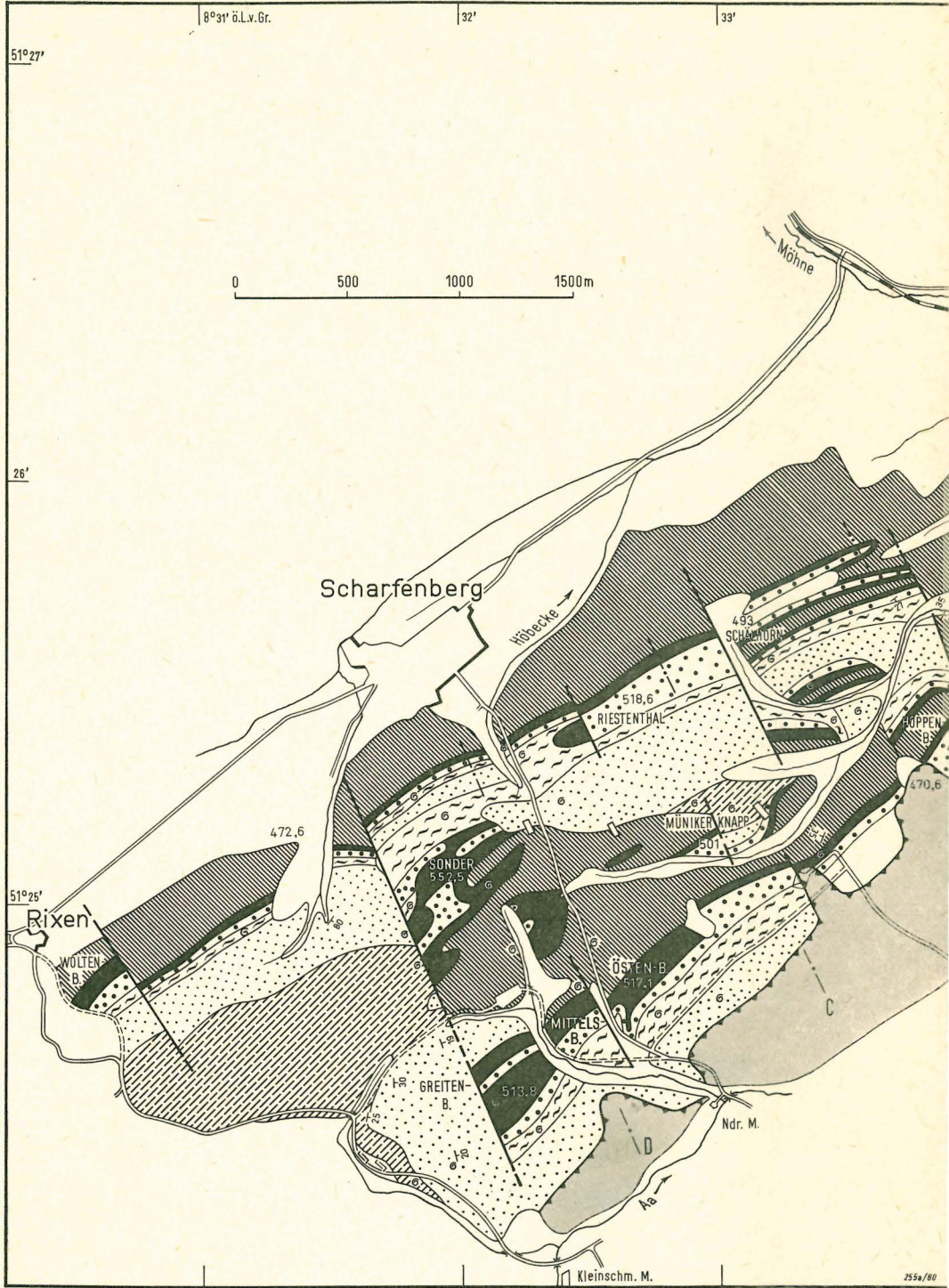
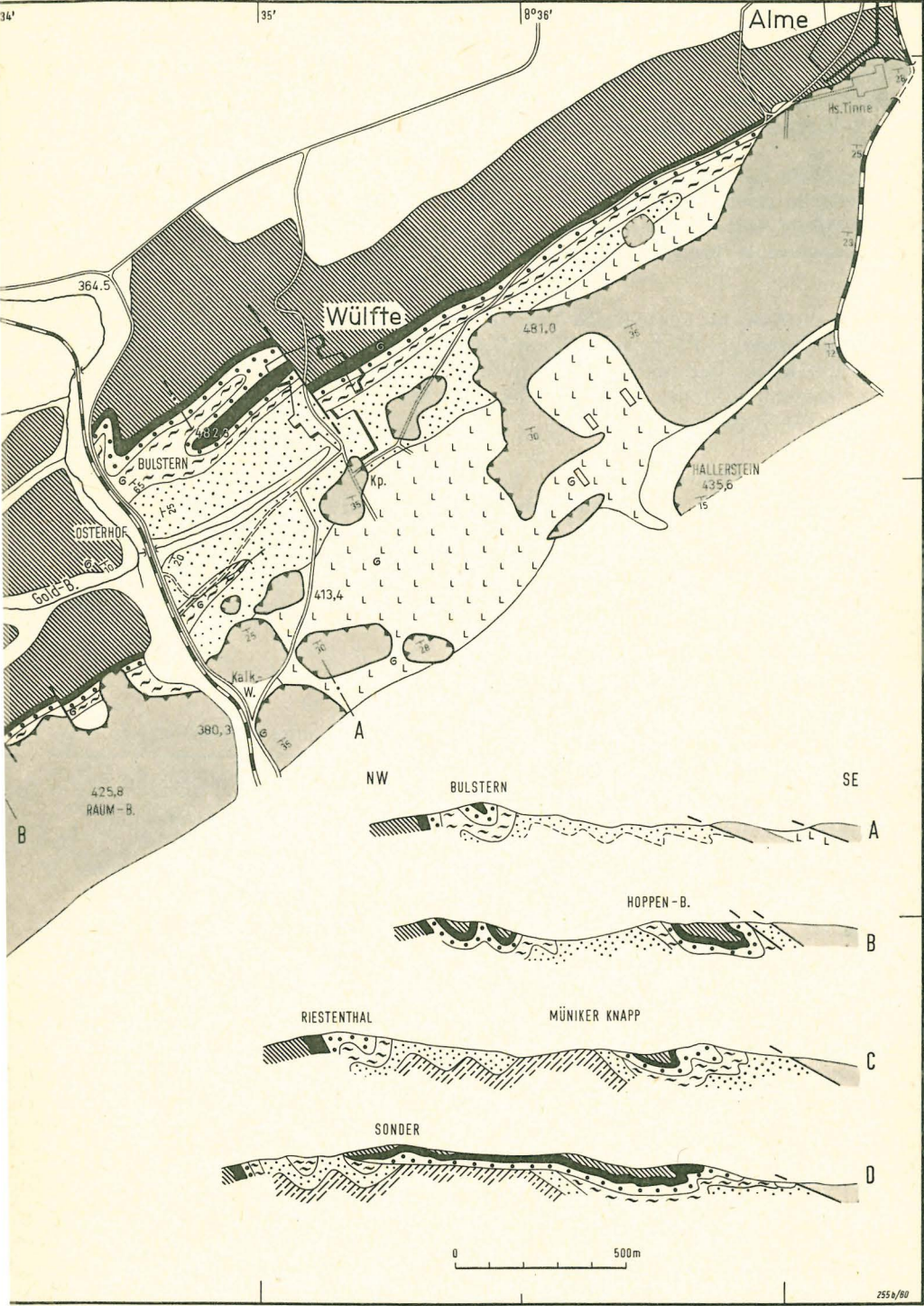


Abb. 8. Geologische Karte des Gebietes zwischen Rixen



Alme und Profile durch den Scharfenberger Sattel (Legende s. S. 28)

Diese Formen sprechen für die „jüngere *maternella*-Zeit“ RABIENS (1954), also für die obere Dasberg-Wocklum-Stufe. Damit dürfte das höchste Oberdevon bei Nehden wenigstens lokal vollständig entwickelt sein. — Die Einstufung der fossilarmen Kieselkalke des Unterkarbons ergibt sich aus folgenden Trilobiten-Funden, die am Hohlweg westlich B 384,7 gemacht wurden:













	Vorkommen
<i>Phillibole aprathensis</i> (R. & E. RICHTER 1937)	Dinant III
<i>Phillibole (Liobole) glabra glabra</i> (HOLZAPFEL 1889)	Dinant II
<i>Phillibole (Liobole) subaequalis</i>	Dinant II
<i>Cyrtosymbole (Waribole) abruptirhachis</i> (R. & E. RICHTER 1919)?	
	Vorkommen der Art: Dinant I

Danach dürften die Kieselkalke bei Nehden die Liegenden Alaunschiefer und die Lydite vertreten. (Vgl. auch KÜHNE & PAECKELMANN 1929 S. 1241). Eine merkliche Schichtlücke liegt im Bereich dieser Fossilpunkte an der Devon-Karbon-Grenze demnach nicht vor. Die Annahme einer Störung oder Abscherung erübrigt sich an dieser Stelle.

## 2. Der Scharfenberger Sattel

PAECKELMANN (1926, 1936) verstand unter „Scharfenberger Sattel“ den im folgenden als „Spezialsattel“ am „Hessenkamp“ bezeichneten Massenkalk-Rücken im Hessenkamp etwa 2 km nordwestlich von Scharfenberg. Wir möchten dagegen als „Scharfenberger Sattel“ den Oberdevon-Kulm-Zug zwischen der Straße Rixen—Brilon im Westen und der Ortschaft Wülfe im Osten bezeichnen, da er unmittelbar bei Scharfenberg liegt und einen selbständigen Charakter hat.

Legende zu Abb. 7—9

Nehdener Mulde	Scharfenberger Sattel	Sattel am Hessenkamp
 Kulmtonschiefer (cdt)	Kulmtonschiefer (cdt)	Kulmtonschiefer (cdt)
 Kulmkieselkalke (cdl-cdk)	Posidonienschiefer, helle Lydite u. Kalkbänderschiefer	helle Lydite und Kalkbänderschiefer (cdk)
 —	schwarze Kulmlydite und Alaunschiefer (cdl)	schwarze Kulmlydite und Alaunschiefer (cdl)
 Dasbergschiefer (to4t)	Dasbergschiefer (to4t)	—
 Hembergschiefer (to3t)	Hembergschiefer (to3t)	—
 Nehdenschiefer (to2n)	Nehdenschiefer (to2n)	—
 Adorfer Kalk (to1)	gebänderte Kalkschiefer (to1)	—
 Dorper Kalk (to1k)	—	—
 Eskesberger Kalk (tm2k2)	Schwelmer Kalk (tm2k1) und Eskesberger Kalk (tm2k2)	Dorper Kalk (to1k)
 Überschiebung	Überschiebung	
 Schurf	Schurf	
 Fossilfundpunkt	Fossilfundpunkt	

Oberdevon und Kulm des Scharfenberger Sattels und der ihn im NW und SE begleitenden Mulden sind intensiv spezial gefaltet. Die Falten vergieren nach NW (siehe Abb. 8). Im Möhne-Tal wird der einheitliche Sattel vom Osterhof-Graben abgeschnitten. Hier sind Kulm-Tonschiefer des Dinant III an NW-SE-streichenden Störungen gegenüber oberdevonischen und kulmischen Schichten abgesunken. Im Kern des Scharfenberger Sattels liegt Kulm auf verschiedenen Oberdevon-Schichten.

Am Müniker Knapp ruht Kulm auf Nehdener Schichten mit

*Entomozoe (Richterina) serratostrata* (G. SANDBERGER)

*Entomozoe (Nehdentomis) tenera vel tenuistriata* (GÜRICH)

*Entomozoe (Nehdentomis) sp.*

*Entoprimitia?*

sowie zahlreichen nicht näher bestimmbareren Formen der *serratostrata*-Gruppe.

Zwischen Sonder- und Müniker Knapp findet sich Kulm auf Hemberg-Schichten<sup>6</sup> mit

*Richterina (Richterina) striatula* (R. RICHTER)

*Richterina (Fossirichterina)?*

*Richterina (Richterina) tenuistriata* (R. RICHTER)

Am Nordhang des Sonder erscheinen unter dem Kulm Schichten der Dasberg-Wucklum-Stufe mit

*Richterina (Richterina) striatula* (R. RICHTER)

*Richterina (Maternella) hemisphaerica* (R. RICHTER)

*Richterina (Maternella) dichotoma* (PAECKELMANN)

Im tiefsten Teil des Kulms liegen schwarze Lydite, die im Scharfenberger Bruch aufgeschlossen sind. Diese schwarzen Lydite gehören zusammen mit Alaunschiefern in das Dinant II. Im Hangenden folgen wie im Scharfenberger Bruch Kalkbänderschiefer, helle Lydite sowie Posidonienschiefer, die Goniatiten des Dinant III geliefert haben.

Nach PAECKELMANN (1936) soll zwischen Sonder und Müniker Knapp eine Kulm-Mulde „auf den nördlichen Oberdevon-Sattel aufgeschoben sein“. Die Kartierung von KRONBERG ergab jedoch, daß der Kulm zwischen Sonder und Müniker Knapp und der Kulm zwischen Greitenberg und Ostenberg eine tektonische Einheit bilden; sie scheint an der Südflanke — wie auch an der Nordflanke — des Scharfenberger Sattels normal mit den oberdevonischen Schichten verbunden zu sein. Die Aufschlüsse sind allerdings so schlecht, daß eine definitive Entscheidung nicht möglich ist.

### 3. Der Spezialsattel am Hessenkamp

Im Hessenkamp nordwestlich von Scharfenberg liegt inmitten kulmischer Schichten ein aus oberdevonischem Massenkalk aufgebaute Sattel (Abb. 9). Der Massenkalk wird unter Ausfall der Stufen des höheren Oberdevons unmittelbar von schwarzen Lyditen (und Alaunschiefern ?) des Dinant überlagert. Folgende Deutungen sind möglich:

1. Der Kulm griff auf die Riffkalke über, die sich infolge ihrer geringeren Setzung als Rücken über ihre Umgebung erhoben. Das setzt voraus, daß die Massenkalke nördlich und südlich von Mergeln vertreten werden.

<sup>6</sup> Wenn es auch unter den Ostracoden keine Leitformen für die Hemberg-Schichten gibt, so sind diese doch durch das Fehlen der für die Nehdener und Dasberg-Schichten typischen Formen hinreichend gut zu erkennen (RABIEN 1954).

2. Der Sattel am Hessenkamp wurde vor Ablagerung des Kulms angelegt und denudiert.
3. Der Sattel ist erst postkulmisch angelegt. Streichende steile Störungen begrenzen den Sattel im Süden und Norden.

PAECKELMANN entschied sich 1926 und 1936 wieder für die letzte Annahme; das Oberdevon wäre also tektonisch unterdrückt. Wir fanden nun in den alten Steinbrüchen ca. 75 m nordwestlich vom Jagdhaus Dr. Flick einen Aufarbeitungshorizont. Er besteht aus wenig gerundeten, bis 2 cm großen Massenkalk-Brocken, Bruchstücken von schwarzen, bisweilen schwach kalkigen Tonschiefern und Phos-

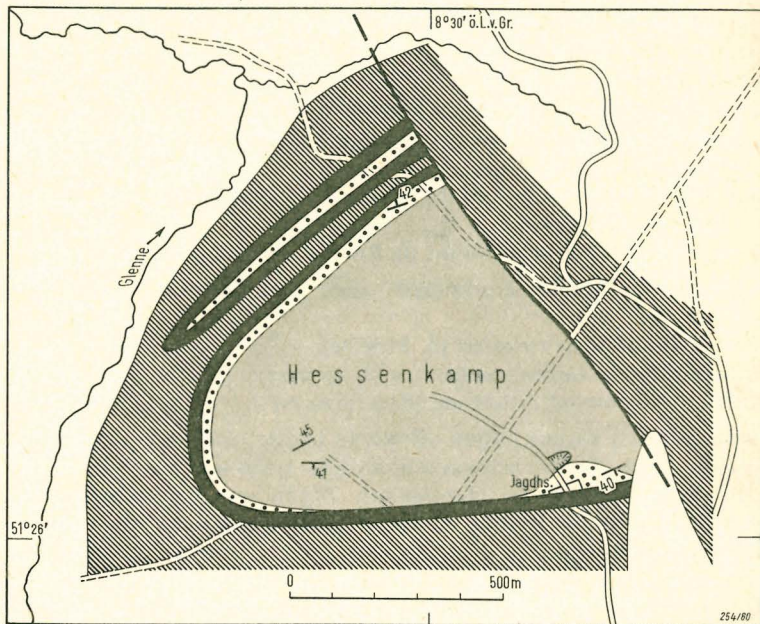


Abb. 9. Geologische Karte des Hessenkamps (Legende siehe S. 28)

phoritknollen in kalkigem Bindemittel. Bestimmbare Makrofossilien wurden nicht beobachtet, dagegen sehr viele Conodonten (Kar 695). Die Fauna umfaßt nur 16% unterkarbonische Formen (der größere Teil der Fauna stammt aus aufgearbeitetem Oberdevon), 49% davon gehören zur Gattung *Siphonodella*. Das Auftreten von *Siphonodella crenulata* beweist, daß die übergreifenden Schichten in die *Siphonodella crenulata*-Zone (Voges 1959, 1960) gehören, d. h. etwa dem höchsten Tournai<sup>7</sup> (= Dinant IIa), entsprechen. (Eine Probe (Kar 719) enthielt eine Fauna der *anchoralis*-Zone, die über der *Siphonodella crenulata*-Zone liegt.) Die Fauna dürfte mit der oberen Gladenbacher Fauna von Bischoff (1957) zu parallelisieren sein (Voges 1959, 1960). Als *Gnathodus*-Element kommt hier allerdings nicht, wie in Gladenbach, *G. semiglaber* vor, sondern die in etwa entsprechenden Schichten aus Amerika bekannten Arten *G. delicatus* und *G. punctatus*. Da diese drei Formen eng miteinander verwandt sind und später in der *anchoralis*-Zone auch nebeneinander vorkommen, hat das Fehlen von *G. semiglaber* hier also keine stratigraphische Bedeutung. Genau genommen umfaßt somit der Aufarbeitungshorizont über dem

<sup>7</sup> Auf Grund einer unvollständigen Conodontenfauna (bearbeitet durch K. J. Müller 1957) ergab sich in der Arbeit Kronberg 1958 eine abweichende stratigraphische Deutung.

Massenkalk des Givet den oberen Teil der *Siphonodella crenulata*-Zone, der bisher nur aus Gladenbach in der Dill-Mulde bekannt und Teil der *anchoralis*-Zone war. Die aufgearbeiteten oberdevonischen Conodonten, die 84% umfassen, stammen aus der oberen *Manticoceras*-, der gesamten *Cheiloceras*- und der tieferen *Platyclymenia*-Stufe. Die Aufarbeitungen hängen also offenbar mit schwachen bretonischen Bewegungen im Bereich des heutigen Sattels am Hessenkamp zusammen. Die Bewegungen sind jünger als die tiefe *Platyclymenia*-Stufe und älter als das Dinant II. Die Frage, ob kieselige Schiefer (Dinant I + II) nach einer ersten Aufwölbung abgelagert und wieder aufgearbeitet wurden, ist derzeit nicht eindeutig zu beantworten. Jedenfalls fanden sich diese Schichten noch in geringer Mächtigkeit auf dem oberdevonischen Massenkalk der *Manticoceras*-Stufe an der NW- und SW-Flanke des Sattels.

#### 4. Der Messinghäuser Sattel

Der Messinghäuser Sattel liegt zwischen dem Briloner Massenkalk-Sattel im N und dem Ostsauerländer Hauptsattel im S. Er wird aus mittel- und oberdevonischen Schichten aufgebaut und im N und S von Kulm-Mulden begleitet. PAECKELMANN nimmt wieder im N und S des Sattels streichende steile Störungen an. Auffällig ist aber, daß an diesen Störungen an der Nord- und Südflanke des Sattels in gegenüberliegender Position jeweils gleichalte Horizonte des Mittel- und Oberdevons an die gleichen Stufen des Unterkarbons grenzen:

Im Westteil Givet gegen Kulm-Kieselkalke,  
 südlich Rösenbeck (Nordflanke) und nordöstlich von Messinghausen (Südflanke)  
 Massenkalk und Hauptgrünstein des Givet gegen Kulm-Tonschiefer,  
 wenig östlich: Cephalopoden-Kalke des unteren Oberdevons gegen Kulm-Tonschiefer.

Außerdem läßt sich in dem Aufschluß westlich der „Burg“ keine Andeutung einer Störung zwischen den hier schwach überkippten oberdevonischen Schiefen (mit Kalkflatschen) und den Kulm-Tonschiefen des Visé erkennen. Man gewinnt am Messinghäuser Sattel also den Eindruck, daß Kulm-Kieselkalke und Kulm-Tonschiefer auf verschiedene Horizonte des Mittel- und Oberdevons übergreifen. Dabei scheint eine sattelartige Aufwölbung im Bereich des Messinghäuser Sattels bereits vorkulmisch teilweise denudiert worden zu sein. Der zentrale Teil des Gewölbes wäre demnach erst zuletzt von der Transgression erreicht worden, da hier erst Tonschiefer des Visé auf Givet übergreifen. Vieles spricht also dafür, daß der Messinghäuser Sattel und die ihn im N und S begleitenden Mulden an der Wende Devon/Karbon angelegt sind.

#### 5. Zur südlichen Begrenzung des Briloner Massenkalk-Sattels

Der Massenkalk fällt nach S auf eine Erstreckung von 15 km mit etwa 25° unter die Kulm-Tonschiefer des höheren Dinant III. Vermutlich greifen die Schiefer transgressiv auf den Massenkalk über. Schürfe an der Grenze Massenkalk/Kulm-Tonschiefer bestärkten diese Annahme, wenn auch angesichts der tiefgreifenden Verwitterung das Auflager selbst nicht genauer studiert werden konnte.

#### 6. Zur „marsischen“ Faltung bei Drewer

Bretonische Bewegungen waren bisher im nordöstlichen Sauerland nur von Warstein-Beleke und Drewer bekannt. HERM. SCHMIDT (1922) und SCHINDEWOLF (1923) konstatierten hier eine marsische Faltung zwischen der *Laevigites*-Stufe (= *Gonioclymenia*-Stufe) und der oberen *Wocklumeria*-Stufe. Als PAECKELMANN &

G. RICHTER (1937) in den Provinzial-Steinbrüchen bei Drewer unter Hangenberg-schiefern (obere *Wocklumeria*-Stufe) noch Wocklumer Kalk fanden, konnten sie die Schichtlücke und damit das Alter der Bewegungen weiter einengen. Sie glaubten, in den marsischen Falten gegenüber den postkulmischen eine deutliche Abweichung des Achsenstreichens nach N sowie eine ausgeprägte NW-Vergenz erkennen zu können. Im Jahre 1957 boten die Aufschlüsse der Westwand im östlichen Steinbruch von Drewer wieder ein Bild, das der von PAECKELMANN & G. RICHTER (1937) gegebenen Skizze ähnlich war (Abb. 10): eine Aufwölbung von Enkeberg-Kalk<sup>8</sup>, die im Südteil der Wand von flachgelagertem Wocklumer Kalk

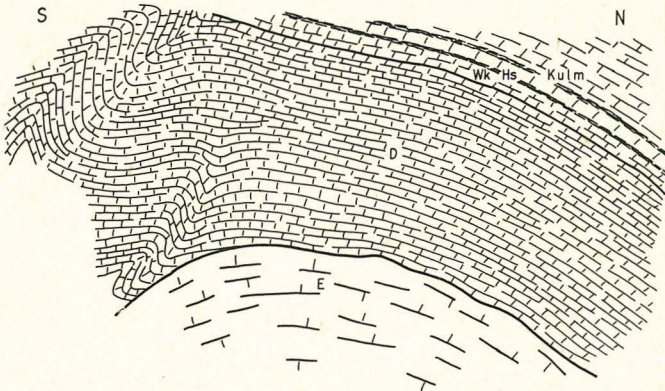


Abb. 10. Ansichtsskizze der Westwand des östlichen Steinbruchs bei Drewer. Der Dasberg-Kalk ist etwa 8 m mächtig. Hs Hangenberg-Schiefer, Wk Wocklumer Kalk, D Dasberg-Kalk, E Enkeberg Kalk

scheinbar diskordant überlagert wird. Im Mittel- und Nordteil der Wand liegt der Wocklumer Kalk konkordant über dem Dasberger Kalk. In den Jahren 1958 und 1959 war an der Aufwölbung des Enkeberg-Kalkes umlaufendes Streichen zu beobachten. Die Faltenachsen des Dasberger Kalkes zeigen ebenfalls umlaufendes Streichen. Es gibt also keine marsische Streichrichtung und keine marsische Vergenz im Enkeberger und Dasberger Kalk.

Es erhebt sich vielmehr nun die Frage, ob die Aufwölbung des Enkeberger Kalkes und die Spezialfaltung des darüber liegenden Dasberger Kalkes überhaupt auf eine tangential Einengung nach Art echter Faltung schließen läßt und wenn ja, ob die Faltung im Dasberger Kalk (Südteil der Wand) tatsächlich am Ausgang der *Gonioclymenia*-Stufe entstanden ist. Es scheint uns, als hinge die Spezialfaltung des Dasberger Kalkes mit der Aufwölbung des Enkeberger Kalkes zusammen. KIENOW (1933) spricht von „NW-gerichteter Gleitfaltung“. Im Gegensatz zu PAECKELMANN & RICHTER setzt er damit eine postdevonische Faltung voraus, denn Gleitfaltung kann nur in einer dafür empfänglichen Schicht, zwischen zwei kompetenten Schichtkomplexen, entstehen. Der Dasberger Kalk müßte also bei Entstehen der „Gleitfaltung“ zumindest vom Wocklumer Kalk überlagert gewesen sein. Dieser unterscheidet sich aber petrographisch nur unwesentlich vom Dasberger Kalk, der also allein kaum als kompetenter Komplex in Frage kommt. — Nimmt man mit KIENOW an, daß die Dasberg-Schichten postdevonisch gefaltet sind, so ist auch eine andere Deutung möglich: die domartige Aufwölbung des Enkeberger Kalkes ist eher auf eine vertikale als auf eine tangential Beanspruchung zurückzuführen. Als Ausgleich für das Aufsteigen des Domes fand in dem wohlgeschichteten und darum faltungsfreudigen Dasberger Kalk eine vom Zentrum der Aufwölbung weggerichtete Materialwanderung statt, die zur Spezialfaltung an den Flanken des Domes führte. Allerdings könnte der Enkeberger Kalk als Folge tangentialer und (oder?) vertikaler Kräfte auch vor Ablagerung des

<sup>8</sup> = *Cheiloceras*-Stufe und *Prolobites*-Stufe



Wocklumer Kalkes aufgewölbt worden sein. Dabei könnte es lokal in den noch kaum verfestigten Dasberger Kalken zur Hanggleitung gekommen sein.

Leider erlauben die heutigen Aufschlüsse keine eindeutige Erklärung der Lagerungsverhältnisse. KRONBREG möchte mit PAECKELMANN & RICHTER annehmen, daß die bretonischen Bewegungen im Gebiet Warstein-Beleke und bei Drewer mit der *Gonioclymenia*-Stufe einsetzen und örtlich bis zum Visé anhielten.

### C. Weitere Anzeichen bretonischer Bewegungen im Rheinischen Schiefergebirge (W. ZIEGLER)

GALLWITZ vermutete 1927 an der Seiler bei Iserlohn in den mittleren Dasberg-Schichten eine echte Winkeldiskordanz. Grauwacken, Sandsteine und Kalk-Konglomerate liegen dort auf älterem Oberdevon, das auch in Geröllen des Basalkonglomerates aufgearbeitet gefunden wurde. H. SCHMIDT bewies jedoch 1937, daß Schichtlücke, Diskordanz und Konglomerate auf eine Erosionsrinne zurückzuführen sind, die nicht unbedingt mit tektonischen Bewegungen in Zusammenhang zu stehen braucht.

Zwei Konglomerate im höheren Oberdevon von Diedenshausen bei Berleburg wurden 1926 von H. REICH beschrieben. Sie enthalten neben Sandstein- und Tonschiefer-Geröllen auch nuß- bis faustgroße, oft sogar noch größere Kalkgerölle. REICH vermutete, daß hier Dasberg-Schichten unter Ausfall von Rotschiefern („Fossley“) auf Nehdener Schichten und unteres Oberdevon übergreifen. Ungeklärt bleibt, woher die Gerölle von (fraglichem) Adorfer Kalk stammen, da ähnliche Kalke in dieser Gegend unbekannt sind. — Ein zeitliches Äquivalent der Schichtlücke von Diedenshausen kann — entgegen einer Vermutung von REICH — weiter im SE bei Amönau (Blatt Wetter) nicht vorliegen, da die dortige Tuffbrekzie an die Grenze Mittel-/Oberdevon und ein Konglomeratbänkchen darüber in die *Manticoceras*-Stufe zu stellen sind (STOPPEL & ZIEGLER 1958; KOCKEL 1958 S. 25ff. und S. 58—59).

Südlich des Wollenberg-Gebietes bei Marburg wurden von BISCHOFF & ZIEGLER (1956) in den Dasberger Kalken brekziöse Horizonte beobachtet, die Gerölle aus dem gesamten tieferen Oberdevon führen.

Westlich Marburg scheinen die bretonischen Bewegungen stellenweise sehr intensiv gewesen zu sein. ZIEGLER (1957, 1958) gewann den Eindruck, daß die silurisch-devonische Schichtenfolge vor Ablagerung der Kulm-Grauwacke verschuppt wurde und daß hochoberdevonische, klastische Gesteine dort noch in den Schuppenbau einbezogen sind. — Die Kulm-Grauwacke liegt im Bereich des Blattes Marburg an vielen Stellen flach auf gestörtem Devon (ZIEGLER 1955, 1958 S. 131), wobei es allerdings dahingestellt bleiben muß, ob diese Diskordanz nicht durch eine mittelvariscische Faltungs-Disharmonie vorgetäuscht wird.

### Ergebnis

(A. PILGER)

Das Devon des Rheinischen Schiefergebirges ist von mindestens zwei großen variscischen Faltungen betroffen worden. In den inneren und südlichen Teilen, so z. B. im Siegerland, wurde es altvariscisch<sup>9</sup> gefaltet. So haben THIENHAUS

<sup>9</sup> Unter „altvariscisch“ werden die Einzelphasen der Faltung an der Devon/Karbon-Wende, unter „mittelvariscisch“ die Einzelphasen der Faltung an der Grenze Unterkarbon/Oberkarbon und unter „jungvariscisch“ die der Faltung im jüngeren Oberkarbon und Perm zusammengefaßt.

(1954), BAUER (1954) und KNEUPER (1954) im Siegerland gezeigt, daß der Eisenspat während der Faltung ausgeschieden wurde. Auf der Grube Füsseberg wird er von einem Diabas durchbrochen und zu Magnetit verändert. Der Diabas ist offensichtlich jünger als die Faltung. Wäre der Diabas devonischen Alters, müßte die Faltung im Sinne von DENKMANN (1912, 1918) präsideritisch (devonisch) sein. Da der Diabas aber sehr wahrscheinlich zum Deckdiabas gehört (vgl. GUNDLACH 1933, S. 33), ergibt sich für diesen Raum ein bretonisches Alter der Hauptfaltung. Für altvariscische Bewegungen in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges spricht auch die übergreifende Lagerung der Gießener Grauwacke und der Kieselschiefer an ihrer Basis (KEGEL 1925 S. 292).

In den äußeren Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, im Sauerland und in Teilen des Bergischen Landes sowie im Ruhrgebiet wurden Devon und Karbon

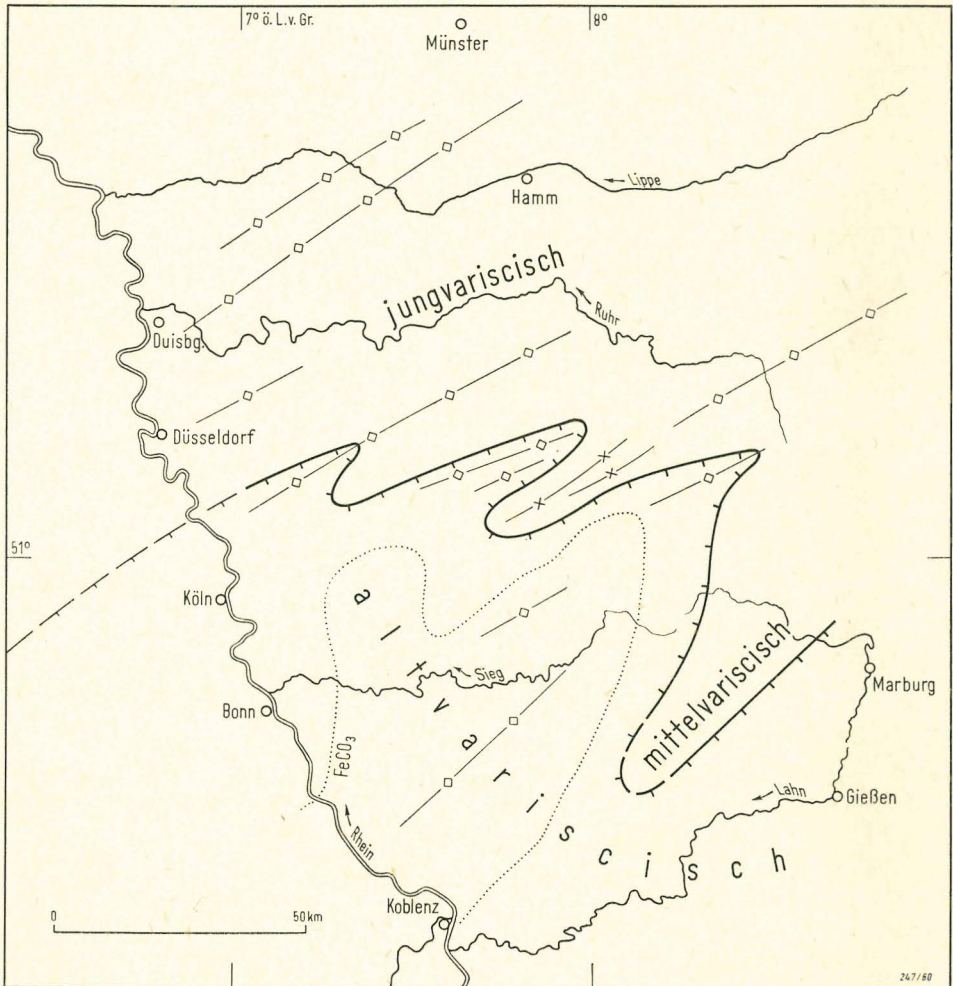


Abb. 11. Verbreitung der variscischen Faltungsphasen im Rheinischen Schiefergebirge. Der altvariscische Faltungsbereich stößt mit Faltungsspornen in den jungvariscisch gefalteten Bereich vor (nach PILGER 1952)

in  $\pm$  konkordantem Verband erst jungvariscisch gefaltet. Alt- und jungvariscischer Faltungsbereich überschneiden sich etwas, wobei die Grenzzone des altvariscischen Faltungsbereiches mit nordöstlich eintauchenden Faltenspornen in den jungvariscischen Faltungsbereich eingreift (Abb. 11).

Nach dem Geröll-Bestand des Namurs im Sauerland liegt es nahe, wie GUTHEIL (1960) und KULICK (1960) gezeigt haben, zwischen der altvariscischen Faltungszone und der jungvariscischen auch noch eine mittelvariscisch schwach gefaltete Zone anzunehmen, über deren Ausdehnung aber kaum exakte Aussagen möglich sind.

In vielen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges sind nun auch Spuren schwächerer Bewegungen bekannt geworden, die nur zu kleineren Schichtlücken und Aufarbeitung geführt haben, aber wichtige Hinweise auf die Alterseinstufung der starken Faltungen geben bzw. überhaupt erst eine altersmäßige Fixierung der Bodenunruhen ermöglichen. In der vorliegenden Arbeit wurde auf die Spuren altvariscischer (bretonischer) Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges an Hand von Literaturangaben, vor allem aber auch auf Grund neuer Profilaufnahmen, Kartierungen und Fossilauflösungen eingegangen.

Schon seit dem höheren Mitteldevon zeigen sich in der Rheinischen Geosynklinale verstärkte Fazies- und Mächtigkeits-Schwankungen, die auf eine zunehmende Boden-Unruhe hinweisen. Diese erreicht einen ersten Höhepunkt nach der *Gonoclymenia*-Stufe. Damals kam es stellenweise zu beträchtlichen Hebungen und auch Abtragungen. Die Bewegungen haben stellenweise wohl sogar das Ausmaß einer schwachen Faltung erreicht, denn in der östlichen Attendorner Mulde greifen obere Dasberg-Schichten diskordant über schwach gefaltetes tieferes Oberdevon hinweg. Dort sind sogar Querstörungen nachweisbar, die in der marsischen d. h. altbretonischen, Phase aufgerissen waren. Das Liegende wurde lokal mindestens bis zur Adorf-Stufe abgetragen. Es liegen aber auch noch Gerölle aus dem oberen Mitteldevon vor.

Die Bodenunruhe war mit der marsischen Phase noch nicht beendet, wie Gerölle in der *Wocklumeria*-Stufe und im Unterkarbon beweisen. Vor allem im östlichen Sauerland greifen verschiedene Stufen des Unterkarbons, als letzte das Visé, bis auf Massenkalk über. Nördlich und südlich des Ostsauerländer Hauptsattels wird stellenweise ein schwacher Faltenbau bretonischen Alters diskordant vom Unterkarbon überlagert. Auch bei Trockenbrück in der Attendorn-Elsper Doppelmulde liegt unter Geröllkalken der *anchoralis*-Zone (Visé-Basis) eine Schichtenlücke. Schichten vom tieferen Dinant an bis hinunter in die Dasberg-Schichten wurden abgetragen. Vom Visé ab verklingen hier die Bodenbewegungen. Somit kann die Zeit von der oberen *Gonoclymenia*-Stufe bis in das Visé hinein, in die STILLES altbretonische und jungbretonische Phase fallen, im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges als ein Abschnitt verstärkter Bodenunruhe angesehen werden. Wahrscheinlich entsprechen diese schwachen altvariscischen Bewegungen in den äußeren Teilen des Gebirges den sehr viel kräftigeren Bewegungen in seinen inneren Zonen.

### Paläontologischer Anhang

(W. ZIEGLER)

#### 1. Bemerkungen zur Systematik und Taxionomie einiger Conodonten

In einigen noch nicht veröffentlichten Arbeiten des Verfassers über oberdevonische Conodonten wurden einige neue Arten der Gattung *Palmatolepis* erwähnt, die im folgenden beschrieben werden sollen. Insbesondere gilt dies

für neue Unterarten von *Palmatolepis rugosa* BRANSON & MEHL (1934). Ferner soll noch kurz auf die taxionomischen Merkmale einiger *Gnathodus*-Arten eingegangen werden. Schließlich wird eine Form beschrieben, die zur Gattung *Bactrognathus* gestellt wird. Bei der Bestimmung der Unterkarbon-Conodonten wird nach VOGES (1960) und BISCHOFF (1957) vorgegangen.

Genus ***Palmatolepis*** ULRICH & BASSLER 1926<sup>10</sup>

***Palmatolepis rugosa*** BRANSON & MEHL 1934

1934 *Palmatolepis rugosa* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 236, Taf. 18, Fig. 15, 16, 18, 19

Lectotyp (hiermit): Das bei BRANSON & MEHL 1934, Taf. 18, Fig. 18 abgebildete Exemplar.

Bemerkungen: In Amerika wurde die Art nicht sehr häufig gefunden. In Deutschland ist sie weit verbreitet und häufig. Der bisher als *P. rugosa* zusammengefaßte Formenkreis wird in Unterarten aufgeteilt. Diese erweisen sich als gute Leitformen im höheren Oberdevon von der *Platyclymenia*-Stufe an bis in die *Gonioclymenia*-Stufe hinein.

***Palmatolepis rugosa rugosa*** BRANSON & MEHL

- \* 1934 *Palmatolepis rugosa* n. sp. — B. & M., S. 236, Taf. 18, Fig. 15, 16, 18, 19
- v • 1956 *Palmatolepis (Palmatolepis)* n. sp. aff. *rugosa* B. & M. — MÜLLER, S. 29, Taf. 9, Fig. 34a—c
- 1957 *Palmatolepis rugosa* B. & M. — CLOUD, BARNES & HASS, Taf. 4, Fig. 11

Holotyp: = Lectotyp der Art.

Beschreibung: Die Plattform ist sigmoidal gebogen und in der Seitenansicht schwach gewellt. Das Vorderende ist abwärts, das Hinterende aufwärts gebogen. Die Innenhälfte ist vorne schmal, der Innenrand verläuft parallel zum Blatt (direkt am Vorderende beginnend), biegt dann vor dem Zentralknoten um zum geraden oder schwach nach hinten zeigenden, dornartigen schmalen Innenlappen. Direkt hinter diesem schnürt der Innenrand sich stark ein, um dann in konvexem Bogen zum Hinterende zu gelangen. Bevor dieses jedoch ganz erreicht ist, muß noch eine kleine Einschnürung überwunden werden. Der Plattform-Außenrand beginnt etwa in der Mitte zwischen Vorderende und Zentralknoten, ist schmal und verläuft parallel zum Blatt und passiert hinter dem Zentralknoten eine konkave Einschnürung. Die Ornamentierung setzt sich vor dem Innenlappen aus einigen in einer Längs-Reihe angeordneten, relativ großen, runden Knoten zusammen. Der Innenlappen trägt eine Reihe wulstiger, dicker, dicht oder verschmolzen stehender Knötchen. Die Hinterhälfte der Innenseite ist mit niedrigen, vereinzelt, unregelmäßig angeordneten Knötchen besetzt. Der wulstförmige Außenrand trägt Querrippen, die senkrecht auf das Blatt zulaufen. Das Blatt bildet einen durchlaufenden scharfen Grat. Die Unterseite zeigt einen niedrigen Kiel, der im Zentrum undeutlich wird. Über die Unterseite des Innenlappens zieht ein schwacher Kiel.

Beziehungen und Bemerkungen:

Die Nominat-Unterart unterscheidet sich von den anderen Unterarten durch die weniger stark sigmoidale Verbiegung (z. B. im Gegensatz zu *P. r. ampla*), durch den wulstförmigen Außenrand mit den kräftigen Querrippen. Weitere Unterscheidungsmerkmale siehe bei den anderen Unterarten.

<sup>10</sup> Über die nomenklatorische Gültigkeit des Namens *Palmatolepis* und die Beziehungen zu *Panderodella* BASSLER 1925 siehe ZIEGLER 1961.

***Palmatolepis rugosa grossi* n. subsp. ZIEGLER**

Taf. 1, Fig. 1, 2

v • 1956 *Palmatolepis (Palmatolepis) maxima* n. sp.? — MÜLLER, Taf. 10, Fig. 11  
 ? 1956 *Palmatolepis* sp. B. — HASS, Taf. 3, Fig. 18

Derivatio nominis: Nach Prof. Dr. W. Gross, Humboldt-Universität, Berlin.  
 Holotyp: Das auf Taf. 1, Fig. 1 abgebild. Exempl. (Geol. Inst. Mbg. Zi 1960b/1).

Loc. typicus: Sessacker bei Oberscheld (Dill-Mulde; genaue Angaben bei ZIEGLER 1958)

Strat. typ.: Schurf II, Bk. 6, rötliche Kalke mit *Pseudoclymenia sandbergeri*, *P. weissii* = toIIIa

Material: ca. 50 Exemplare.

Diagnose: Eine neue Unterart von *P. rugosa*, die sich vor allem durch ihre schlanke Form auszeichnet. Der Außenrand ist schmal und ähnlich wie bei der Nominatunterart durch Querrippen verstärkt. Die sigmoidale Biegung der Plattformform ist nicht so stark wie bei den anderen Unterarten. Der hintere Innenrand der Plattform ist nicht so stark ausgeweitet.

Beschreibung: Der Außenrand setzt etwas vor der Hälfte der Strecke Vorderrand-Zentralknoten an, ist schmal, manchmal etwas aufgebogen und durch eine Querrippenreihe verstärkt. Die Rippen verlaufen radial auf das Blatt. Die Querrippen enden meist in Höhe des Zentralknotens oder kurz dahinter, an ihre Stelle treten dann Knötchen, die in einer zum Blatt parallel verlaufenden Reihe bis fast ans Hinterende ziehen. Der Innenrand beginnt am Vorderende des Blattes, verläuft parallel zum Blatt, bis er dann vor dem Zentralknötchen bis zu dem mit diesem auf einer Höhe liegenden schmalen, schwach nach hinten gerichteten Innenlappen umbiegt. Hinter dem Lappen liegt eine starke Einschnürung, dann führt der Innenrand über eine konvexe Ausweitung und schwache Einschnürung zum spitzen Hinterende. Der Innenrand der Plattform trägt in seinem vorderen Teil meist ein kurzes Stück eine Knötchenreihe. Der direkt vor dem Zentralknötchen liegende Teil und die Vorderhälfte der Innenlappenfläche ist übersät mit zahlreichen rundlichen Knötchen. Im hinteren Teil der inneren Plattform-Hälfte sind sie sehr viel niedriger und werden undeutlich. In der Seitenansicht ist das Hinterende nach oben gebogen. Das Blatt ist vorne am höchsten und besteht aus weitgehend verschmolzenen Zähnen. Das Zentralknötchen ist das größte in der Reihe, ist aber oft mit den benachbarten ebenfalls verschmolzen. Das Blatt hinter dem Zentralknötchen ist sehr viel niedriger und reicht bis zum Hinterende. Die Unterseite trägt einen durchlaufenden Kiel, der mit dem Blatt korrespondiert. Der Kiel auf der Unterseite des Innenlappens ist an dessen Spitze am höchsten und verliert sich zum Zentrum hin. Anwachsstreifung ist stets zu beobachten, der Umschlag ist schmal.

Beziehungen und Bemerkungen: Das von MÜLLER 1956, Taf. 10, Fig. 1 als *P. maxima?* abgebildete Exemplar gehört sicher zu der neuen Unterart, das von HASS 1956, Taf. 3, Fig. 18 abgebildete wird fraglich dazugestellt.

Die neue Unterart unterscheidet sich durch ihre schlanke Form von den anderen. Sie zeigt dadurch enge Beziehungen zu *P. perlobata schindewolfii*, von der sie herzu-leiten ist. Durch die Ornamentierung, die sich in verstärktem Maße der Beknötelung und Behöckerung bedient, unterscheidet sie sich aber von dieser. Die Ausweitung der hinteren Plattform-Innenhälfte ist noch nicht so weit fortgeschritten wie bei den anderen Unterarten.

Lebenszeit: Die Form wurde an der Grenze *Cheiloceras*-Stufe/*Platyclymenia*-Stufe erstmals beobachtet, sie erscheint zusammen mit *P. r. ampla* und verschwindet sehr bald wieder, und zwar noch in der unteren *Platyclymenia*-Stufe.

***Palmatolepis rugosa ampla* MÜLLER**

Taf. 1, Fig. 3—5

\* v 1956 *Palmatolepis (Palmatolepis) ampla* n. sp. — MÜLLER, S. 28, Taf. 35, 36Holotyp: *Palmatolepis (Palmatolepis) ampla* MÜLLER 1956, Taf. 9, Fig. 35.

Beziehungen und Bemerkungen: Diese Form unterscheidet sich von den anderen Unterarten durch die sehr viel schwächere, aber immer noch deutliche Skulptur der Plattform-Oberfläche, die sich aus zahllosen unregelmäßig angeordneten Knötchen und bei adulten Exemplaren aus einer groben Riefelung zusammensetzt. Der hintere Innenrand zwischen dem deutlich dornartigen, schräg nach hinten gerichteten Innenlappen und dem Hinterende ist viel stärker ausgeweitet als bei den anderen Unterarten. Dadurch bedingt liegt das abgerundete Hinterende noch weiter außen. Häufig erfolgt die Ausweitung des erwähnten Randes so stark, daß er weit über das Hinterende hinausragt. Das Blatt ist direkt vor und hinter dem Zentralknoten am stärksten sigmoidal verbogen, entweder gezackt, gewellt oder als durchlaufender Grat entwickelt. Der Außenrand ist vorne gratartig verstärkt, wird aber schon vor dem Zentralknötchen niedriger und läuft bald flach aus. Oft zeigt er Querriefelung oder undeutliche Querrippung. Das Zentralknötchen ist bei vielen Exemplaren zwar noch zu erkennen, aber doch undeutlicher geworden. Der Innenlappen trägt oben ein bis zwei Reihen verschmolzener Knötchen und unten einen deutlichen Kiel. Die Plattform-Unterseite zeigt einen Umschlag, der geringfügig schmaler ist als bei den anderen Unterarten, der Kiel ist meist etwas schwächer. Die größte Breite liegt bei dieser Form — im Gegensatz zu *P. r. grossi* — hinter dem Zentralknötchen, der vordere Teil der Plattform ist sehr schmal im Gegensatz zu *P. r. trachytera*.

Der Holotyp MÜLLER's ist etwas unglücklich ausgewählt, da er die für die Unterart typische Ausweitung der hinteren Plattform nicht zeigt.

Lebenszeit: Die Unterart tritt an der Grenze *Cheiloceras-/Platyclymenia*-Stufe erstmals auf und ist bisher nur in der Unteren *Platyclymenia*-Stufe beobachtet worden. Von MÜLLER (1956) wird die Art aus der Oberen *Platyclymenia*-Stufe Thüringens angegeben. Allerdings ist diese Datierung nicht durch Goniatiten und Clymenien belegt. Möglicherweise handelt es sich um *P. r. postera* n. subsp.

***Palmatolepis rugosa trachytera* n. subsp. ZIEGLER**

Taf. 2, Fig. 1—9

Taf. 1, Fig. 6

v • 1955a *Palmatolepis rugosa* BR. & M. — SANNEMANN, Taf. 24, Fig. 10

Derivatio nominis: Nach der Ornamentierung der Plattform-Oberfläche; *τραχύς* = griech. rau; *τραχυτέρα* = rauher.

Holotyp: Das auf Taf. 2, Fig. 8 abgebildete Exemplar (Geol. Inst. Mbg. Zi 1960 a/13).

Loc. typicus: Kleiner Steinbruch an der Straße Beckum—Hövels (Blatt Balve, r 24600, h 92240).

Strat. typ.: 0,30 m über einer Bank mit *Prolobites delphinus* und *Platyclymenia involuta* = 0,70 m unter der Basis des Dasberger Kalkes (nach PAECKELMANN, 1924, S. 73) (siehe auch Erläuterung zu Taf. 2).

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Diagnose: Eine Unterart von *P. rugosa* mit stark sigmoidaler Verbiegung, weniger stark entwickelten Innensporen und einer im Vergleich mit der Nominat-Unterart breiteren Innenhälfte der Plattform in bezug auf die Länge. Das Hinterende der Plattform ist stärker nach außen gebogen als bei der Nominat-Unterart.

Beschreibung: Der Innenrand beginnt am Vorderende des Blattes, verläuft etwa parallel zum Blatt, biegt noch vor dem Zentralknoten um zum kleinen, spitzen, meist schwach nach hinten gerichteten Innenlappen. Hinter diesem schnürt es sich schwach konkav ein, um dann wieder im großen konvexen Bogen zum Hinterende zu verlaufen. Dabei verlagert sich die stärkste Krümmung mehr zum Hinterende als bei *P. r. rugosa*, wodurch viele Exemplare einen senkrecht zur Längserstreckung verlaufenden Hinterrand zeigen, den die kleine Spitze des Hinterendes nur wenig überragt. Der Außenrand setzt etwas vor der Mitte der Strecke zwischen Vorderkante des Blattes und Zentralknoten an. Er ist hochgebogen, durch eine Rinne vom Blatt getrennt und besteht aus einem scharfen Grat, der sich bei vielen Exemplaren aus einzelnen Zacken zusammensetzt bzw. in solche auflöst. Er verläuft parallel zum Blatt bis kurz vor das Hinterende, wird allerdings vom Zentralknoten an immer niedriger und löst sich in einzelne Knötchen auf, die auch in der immer flacher werdenden Rinne von einer zweiten, aus einzelstehenden Knötchen zusammengesetzten Reihe begleitet werden können. Letztere reicht oft vom Außenrande, etwas nach innen versetzt, bis an die Hinter Spitze.

Die Innenhälfte der Plattform trägt in dem vor dem Zentralknötchen gelegenen Teil längliche, kräftige Knötchen bzw. kurze Grate in großer Zahl (oft in zwei Reihen), die mit ihren Längsachsen meist auf das Blatt ausgerichtet sind. Sie stehen auf Lücke, wenn es mehrere Reihen sind. Am Ende dieses grobskulptierten Teiles verläuft ein im Querschnitt runder, länglicher, wulstförmiger Grat zum Vorderende des kleinen Innenlappens, erreicht aber in einigen Fällen nicht ganz das Blatt, noch die Spitze des Lappens. Hinter diesem deutlichen Grat, der immer vor dem Zentralknoten liegt, ist die Plattform-Oberfläche mit niedrigen, oft undeutlichen Knötchen meist ohne Anordnung besetzt. Dicht vor dem Hinterrand ist die Oberfläche oft ohne Skulptur und glatt. Das Blatt, häufig aus einem durchgehenden Grat bestehend, ist oben oft gezackt, vorne am höchsten und steht meist etwas schräg auf der Plattform. Nach hinten wird es stetig niedriger und setzt sich hinter dem im Vergleich zu den anderen Arten der Gattung kleiner, im Vergleich zu *P. r. ampla* aber deutlicher gewordenen Zentralknötchen nur noch ein kleines Stück fort, ohne das stark nach außen (siehe oben) versetzte Hinterende zu erreichen.

Die Unterseite trägt einen durchlaufenden Kiel, der im Zentrum am niedrigsten ist. Über die Unterseite des Innenlappens zieht sich ein Kiel, der den Hauptkiel nicht erreicht. Der Umschlag ist mäßig breit.

Beziehungen und Bemerkungen: Die neue Unterart unterscheidet sich durch die stärker sigmoidale Biegung und, dadurch bedingt, durch das weiter außen liegende Hinterende von der Nominatunterart. Außerdem ist hier die vordere Innenhälfte der Plattform reicher skulptiert. Von *P. r. ampla* unterscheidet sie sich durch den kleineren Innenlappen, der bei der vorliegenden Form stets vor dem Zentralknoten sitzt.

Lebenszeit: Vom oberen Teil der Unteren *Platyclymenia*-Stufe bis dicht unter ihre Obergrenze (to III $\beta$  bis to IV).

***Palmatolepis rugosa postera*** n. subsp. ZIEGLER

Taf. 2, Fig. 10, 11

Derivatio nominis: posterus = lat., nachfolgend, später kommend. Die Unterart ist das Endglied der *rugosa*-Gruppe.

Holotyp: Das auf Taf. 2, Fig. 10 abgebildete Exemplar (Geol. L. A. Fa Go 4a).

Loc. typ.: Hohlweg bei Trockenbrück, Probe 25.

Strat. typ.: *Gonioclymenia*-Stufe (nach Conodonten).

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Eine neue Unterart von *P. rugosa* mit folgenden Besonderheiten: Der Außenrand ist nicht mehr gratartig hochgebogen, sondern flach; er trägt keine Querrippen. Der Innenlappen ist nicht ausgebildet. Die gesamte Plattform-Oberfläche trägt einheitlich kleine Knötchen, die nach hinten kleiner werden.

Beschreibung: Der Innenrand beginnt an der Vorderkante des freien Blattes, hat vor dem Zentralknoten eine schwache Einschnürung, weitet sich dahinter wieder stark aus und verläuft in weitem konvexem Bogen zum etwas nach außen versetzten Hinterende. Der Außenrand beginnt vor der Hälfte der Strecke Vorderkante/Zentralknoten, verläuft etwa parallel zum deutlich sigmoidalen Blatt an das Hinterende. Das Blatt setzt sich aus einer Reihe von kleinen, teils miteinander verschmolzenen Zähnen zusammen. Das Zentralknötchen ist im Verhältnis zu dem Blattknötchen sehr hoch und dick. Dahinter setzt sich das Blatt noch fort, ist niedriger und erreicht das Hinterende nicht.

Die Plattform-Oberfläche ist gleichmäßig dicht mit Knötchen besetzt, die auf dem Vorderteil der Außenhälfte meist etwas kräftiger werden können. Dadurch wird dieser Rand oft etwas höher als die übrige Plattform. Er ist im ganzen gesehen aber weder aufgebogen noch durch einen Grat verstärkt.

Auf dem hinteren Teil der Innenfläche verlaufen die Knötchen oft in Reihen, die parallel zum Plattformrand angeordnet sind.

In der Seitenansicht ist das Hinterende der Plattform nach oben gebogen. Die Unterseite zeigt noch einmal deutlich die sigmoidale Verbiegung des gesamten Conodonten in der Längsachse. Besonders deutlich wird beobachtet, daß kein Innenlappen, nicht einmal mehr eine Anlage dazu, vorhanden ist. Anwachsstreifen sind vorhanden, der Umschlag ist schmal.

Lebenszeit: Diese Form ist das Endglied der *rugosa*-Gruppe. Sie wurde in der *Gonioclymenia*-Stufe beobachtet.

## 2. Zur stammesgeschichtlichen Ableitung und innerartlichen Entwicklung von *Palmatolepis rugosa*

Die *rugosa*-Gruppe leitet sich von der *perlobata*-Gruppe an der Grenze *Cheiloceras*-/*Platyglymenia*-Stufe ab. Die erste Unterart, *P. r. grossi*, zeigt in der Gesamtentwicklung der Plattform, besonders im Längen-Breiten-Verhältnis, starke Anlehnung an die Formen von *Palmatolepis perlobata schindewolfi*. Sie unterscheidet sich nur durch die grobe Skulptur von dieser Form. Die für die Entfaltung der anderen Unterarten von *P. rugosa* wichtige Verbreiterung der hinteren Plattform-Innenfläche ist auch bei einigen Exemplaren von *P. p. schindewolfi* schon angedeutet und bei *P. r. grossi* noch nicht weiterentwickelt. Der Plattform-Außenrand bei *P. p. schindewolfi* ist breit ausladend, halbkreisförmig ausgebildet und sitzt in der hinteren Hälfte der Strecke Vorderrand-Zentralknoten. Bei *P. r. grossi* verschmälert sich dieser Rand deutlich, verlängert sich etwas nach vorn und trägt erstmals eine deutliche Querrippen-Verstärkung. Die sigmoidale Verbiegung der Längsachse ist bei *grossi* gegenüber *schindewolfi* etwas stärker geworden.

Diese Verbiegung nimmt dann bei *P. r. ampla* sehr stark zu, bei gleichzeitiger starker Verbreiterung der hinteren Plattform-Innenhälfte. Die Skulptur-Elemente der Oberfläche werden zahlreicher und auf dem Seitenlappen kräftiger. Der Außenrand ist ähnlich wie bei *grossi*, zeigt aber keine Querrippung, sondern wie die hintere Hälfte der Plattform starke Riefelung. Der Seitenlappen ist etwas kräftiger geworden und stärker nach hinten gerichtet.



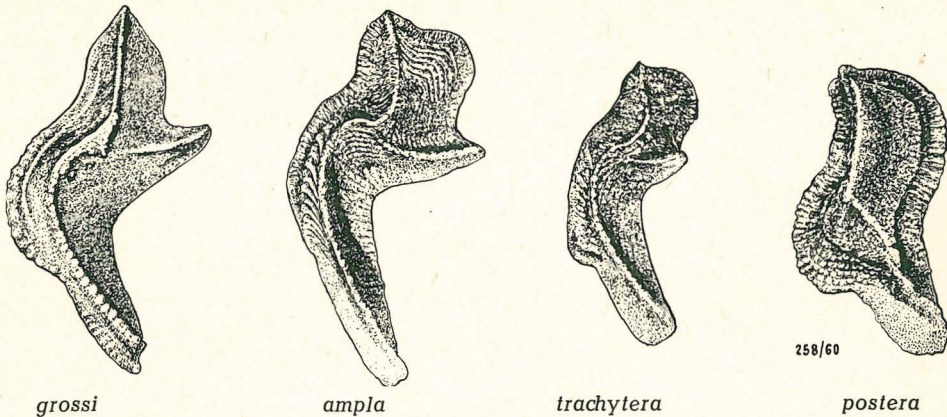


Abb. 12. Unterflächen der *rugosa*-Unterarten. Die Reduktion des Innenlappens und die Wanderung der stärksten Krümmung nach hinten wird deutlich. Die Exemplare sind in der Zeichnung auf dem Vorderrand gestellt

Bei der nächsten Unterart, *P. r. trachytera*, ist die sigmoidale Verbiegung der Längsachse noch ebenso stark wie bei *ampla* (die stärkste Krümmung ist etwas nach hinten gerutscht), während die Skulptur sich deutlich vergrößert hat. Der Innenlappen ist stark reduziert. Bei dieser Unterart wird an reichem Material auch deutlich, daß die sigmoidale Verbiegung der Längsachse mit zunehmendem Alter stärker wird (siehe Taf. 2, Fig. 1—9).

Bei der jüngsten Unterart der Gruppe, *P. r. postera*, zeigen viele Merkmale eine rückläufige Tendenz. Die Skulptur ist nicht mehr so grob, der Innenlappen ist völlig verschwunden. Die stärkste Krümmung liegt jedoch noch weiter hinten als bei *P. r. trachytera* (siehe Abb. 12 u. 13).

Auf Grund noch nicht veröffentlichter Untersuchungen des Verfassers von Oberdevon-Profilen des Harzes, des Sauerlandes und der Dillmulde haben die Unterarten von *Palmatolepis rugosa* folgende Lebenszeiten:

*Palmatolepis rugosa rugosa*: (nach MÜLLER 1956 = n. sp. aff. *rugosa*) wahrscheinlich *Platyclymenia*-Stufe; in Amerika im Upper Devonian.

*Palmatolepis rugosa grossi*: von der Grenze *Cheiloceras*-Stufe/*Platyclymenia*-Stufe bis einschließlich fast der ganzen unteren *Platyclymenia*-Stufe (= Grenze to II/III bis to IIIa).

*Palmatolepis rugosa ampla*: Beginn wie bei *P. r. grossi*, lebt etwas länger, vermutlich gerade noch bis in das to III $\beta$ .

*Palmatolepis rugosa trachytera*: von der Basis des to III $\beta$  bis dicht unter die Grenze zur *Goniclymenia*-Stufe (= to III $\beta$  — to IV).

*Palmatolepis rugosa postera*: in der *Goniclymenia*-Stufe (nach Conodonten), setzt aber vermutlich im hohen to IV schon ein<sup>11</sup>.

#### Genus *Bactrognathus* BRANSON & MEHL 1941

#### *Bactrognathus* n. sp. aff. *B. inornata* B. & M.

vgl. 1941 *Bactrognathus inornata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 100, Taf. 19, Fig. 14—15

Es liegen drei Exemplare vor aus der Probe 18. Sie zeigen eine mehr plattformähnliche Ausbildung, als es für die sonst blattähnliche Gattung üblich ist. Aber wegen der Tatsache, daß vom Hinterende der Plattform nach der einen Seite ein

<sup>11</sup> Herr WITTEKINDT, Marburg, erlaubte freundlicherweise die Einsichtnahme einer Fauna aus dem höchsten to IV, in der diese Form bereits auftritt.

Fortsatz abzweigt, werden sie zu *Bactrognathus* gestellt. Durch die Lage der Abzweigung unterscheiden sie sich von der eng verwandten Gattung *Doliognathus* BRANSON & MEHL 1941, deren Seitenfortsätze stets vor dem Hinterende abzweigen. Das Blatt zieht über die Mitte der Plattform und über den Seitenfortsatz. Am Abzweigpunkt sitzt ein die anderen überragendes Zähnchen. Auf der Unterseite ist eine Basalgrube am Abzweigpunkt ausgebildet, von der je ein Kiel zum Vorderende und über den Seitenfortsatz läuft.

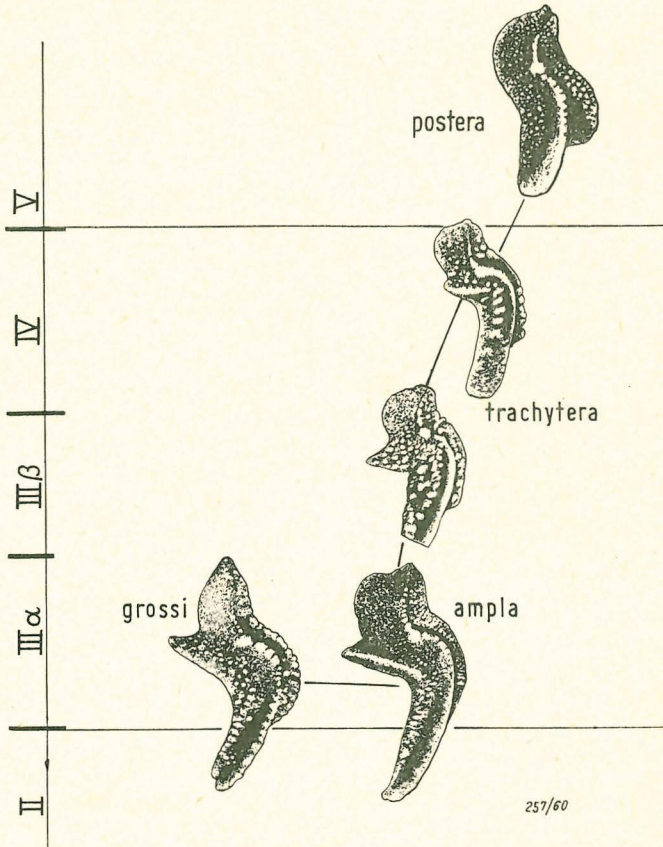


Abb. 13. Stratigraphisch-phylogenetische Entwicklung der *Palmatolepis rugosa*-Unterarten. II *Cheiloceras*-Stufe, III u. IV *Platyclymenia*-Stufe, V *Goniclymenia*-Stufe. Die einzelnen Abb. sitzen etwa an der Stelle des ersten Auftretens der entsprechenden Form

#### Genus *Gnathodus* PANDER 1856

Die Arten der Gattung, die sich in der *Pericyclus*-Stufe besonders stark entfalten, sind vor allem im Jugendstadium äußerst schwer voneinander zu unterscheiden (vgl. VOGES 1960). Es handelt sich um eine Gruppe, die zu einer Entwicklungsreihe gehört. Die einzelnen Arten oder, wenn man so will, Unterarten, sind durch Übergangsformen miteinander verbunden. Eine Beschreibung der einzelnen Arten bringt VOGES 1960. Die *Gnathodus*-Arten der *Pericyclus*-Stufe entwickeln sich folgendermaßen:

*texanus* → *semiglaber* → *punctatus*  
 ↓  
*delicatus* → *bilineatus*

Die Arten *commutatus* + Unterarten — *girtyi* gehören einer anderen Entwicklungsreihe an, die sich direkt von *Spathognathodus* (z. B. *stabilis*) durch Vergrößerung der Basalgrube zu einem Gewölbe und Ausbildung der verschiedenen Gewölbe-Oberflächenskulpturen ableiten lassen. Auch die Ursprünge der Art *texanus* sind bei *Spathognathodus* zu suchen. Die älteste *Gnathodus*-Art — *kockeli* — scheint sich selbständig aus *Spathognathodus* entwickelt zu haben, da ihr Gewölbe schon weitgehend spezialisiert ist (Neigung zur Asymmetrie). Deshalb kann sie nicht als Stammform der Reihe *commutatus* + Unterarten — *girtyi* angesehen werden.

### Literatur

- ANDREE, J.: Geologie der Umgebung von Brilon/Westf. — Jb. preuß. geol. L. A., **45**, S. 851 bis 886, Berlin 1925
- BAUER, G.: Tektonik der Siegener Schichten im mittleren Wied-Tal (Westerwald). — Geol. Rdsch. **44**, S. 193—208, Stuttgart 1955
- BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des Rheno-hercynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. L. A. Bodenforsch., **19**, 64 S., Wiesbaden 1957
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Das Alter der „Urfer Schichten“ im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. L. A. Bodenforsch., **84**, S. 138—169, Wiesbaden 1956
- BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Teil I, 483 S., Arch. Lagerstättenforsch., H. 2, Berlin 1910, Teil 2, H. 8, 415 S., Berlin 1912
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont Studies No. 3, — Univ. Missouri Studies, **8**, No. 3, Columbia, Mo., 1934
- COLLINSON, C. & SCOTT, A. J.: Age of Springville Shale (Mississippian) oft Southern Illinois. — Illinois State Geol. Surv., Circular **254**, 12 S., Urbana, Illinois 1958
- DECHEN, H. von: Geologische Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1: 500 000, 1866 und 1883
- Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, **2**, 933 S., 1884
- DENCKMANN, A.: Devon und Karbon des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L. A., **23**, S. 554 bis 596, Berlin 1905
- EBERT, A.: Bemerkungen über den Bau des Ostsauerländer Hauptsattels. — Geol. Jb., **69**, S. 1—10, Hannover 1955
- EHRENBURG, H., PILGER, A. & F. SCHRÖDER: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Lager von Meggen a. d. Lenne (Westf.). — Monograph. d. Dtsch. Blei-Zinkerz-Lagerstätten, Nr. 7, Geol. Jahrb., Beih. **12**, 352 S., Hannover 1954
- FUCHS, A.: Über die Hauptauffaltung der devonischen Schichten im Siegerland. — Sitzber. preuß. geol. Landesanst. H. 1, S. 47—51, Berlin 1926
- GALLWITZ, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-/Karbon-grenze des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L. A., **48**, S. 487—527, Berlin 1928
- GUTHEIL, F.: Die grobklastischen Schüttungen im Unteren Flözleeren auf dem Südflügel der Lüdenscheider Mulde und ihre Beziehungen zur variscischen Tektonik. — N. Jb. f. Geol. u. Paläontol., Monatsh., 1960, H. 7, S. 313—327, Stuttgart 1960
- HASS, W. H.: Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. — U. S. Geol. Surv., prof. Paper, **294-J**, Washington 1959
- HENKE, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Diss. Göttingen 1907, 39 S.
- Exkursionführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Sb. Niederrh. geol. Ver. 1912, S. 1—24, 1 Krt., Bonn 1912

- Aufnahmebericht von Blatt Altenhündem. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **32**, II, S. 426 bis 428, Berlin 1914
- Untersuchungen über die Faziesverhältnisse im Unter-, Mittel- und Oberdevon des südlichen Sauerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **77**, S. 246—252, Berlin 1925
- Geologische Spezialkarte d. Preuß. geol. Landesanst., Blatt Endorf, Berlin 1924
- Erläuterungen zu Blatt Endorf, 43 S., Berlin 1924
- HENKE, W. & SCHMIDT, W. E.: Geologische Spezialkarte der Preuß. geol. Landesanst., Blatt Altenhündem, Berlin 1922
- KEGEL, W.: Über Transgressionen im Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L. A., **47**, S. 350—356, Berlin 1926
- Das Unterkarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. — Jb. preuß. geol. L. A., **45**, S. 287—306, Berlin 1925
- Geologie der Dillmulde. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **160**, 48 S., Berlin 1934
- Sedimentation und Tektonik in der Rheinischen Geosynklinale. — Z. deutsch. Geol. Ges., **100**, S. 267—289, Hannover 1950
- KIENOW, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. — Geol. Rdsch., **41**, S. 110—128, Stuttgart 1953
- KNEUPER, G.: Die Tektonik der Eisenspatgänge von Grube „Georg“ im Westerwald. — Geol. Rdsch., **44**, S. 376—391, Stuttgart 1955
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. Sammlung Geol. Führer, **37**, 248 S., Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee 1958
- KRONBERG, P.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen von Devon und Kulm des nordöstlichen Sauerlandes (Dissertation, Berlin 1958, im Selbstdruck)
- KÜHNE, F. & PAECKELMANN, W.: Die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Carbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. — Jb. preuß. geol. L. A., **49**, S. 1229—1254, Berlin 1929
- KULICK, J.: Zur Stratigraphie und Paleogeographie der Kulm-Sedimente im Eder-Gebiet des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, Krefeld 1960
- LANGE, W. Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **119**, 132 S., Berlin 1929
- LOTZE, FR.: Das Mitteldevon des Wennetales nördlich der Elspers Mulde. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **104**, 104 S., Berlin 1928
- MEMPPEL, G.: Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorf-Elspers Mulde. — Jb. preuß. geol. L. A. 1937, **58**, S. 566—585, Berlin 1938
- MÜLLER, K. J.: Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, 1. Die Gattung *Palmatolepis*. — Abh. senck. naturf. Ges., **494**, 70 S., 11 Taf., Frankfurt/Main 1956
- PAECKELMANN, W.: Zur Stratigraphie des sauerländischen Oberdevons. — Z. deutsch. Geol. Ges., Mber., **73**, S. 40—46, Berlin 1921
- Das Devon und Karbon in der Gegend von Balve in Westfalen. — Jb. preuß. geol. L. A., **44**, S. 51—97, Berlin 1924
- Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon in Westfalen. — Jb. preuß. geol. Landesanst., **46**, S. 210—230, Berlin 1925
- Der Briloner Massenkalk, die Devon-Carbon-Mulde von Nehden und das Oberdevon-Culm-Gebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. — Jb. preuß. geol. L. A., **47**, S. 19 bis 35, Berlin 1926
- Der Scharfenberger Sattel bei Brilon in Westfalen. — Jb. preuß. Geol. L. A., **49**, S. 254 bis 262, Berlin 1928
- Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L. A., **49**, S. 370—412, Berlin 1928
- Über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. deutsch. Geol. Ges., **82**, S. 590—598, Berlin 1930
- Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L. A., **54**, S. 217—260, Berlin 1934

- Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L. A., **58**, S. 82—104, Berlin 1938
- PAECKELMANN, W. & SCHINDEWOLF, O. H.: Die Devon-Karbon-Grenze. — Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère, Heerlen 1935
- & KÜHNE, F.: Erläuterungen und Karte Blatt Alme. — Geol. Karte v. Preußen Lfg. 341, 61 S., Berlin 1936
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern mit Erläuterungen: Blatt Brilon, Lfg. 341, 67 S., Berlin 1936
- — Erläuterungen: Blatt Madfeld, Lfg. 341, 79 S., Berlin 1936
- — Erläuterungen: Blatt Adorf, Lfg. 341, 66 S., Berlin 1936
- PAECKELMANN W. & Richter, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. — Jb. preuß. geol. L. A., **58**, S. 256—276, Berlin 1938
- PAUL, H.: Das Unterkarbon in Deutschland. — Geol. Rdsch., **31**, S. 374—394, Berlin 1940
- Die Transgression der Visé-Stufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **179**, 117 S., Berlin 1937
- PILGER, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. Geol. Ges., **104**, S. 198—218, Hannover 1952
- Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Lager von Meggen/Westf. — Geol. Jb., Beiheft **12**, 352 S., Hannover 1954
- Geologie der Umgebung von Meggen. — Z. deutsch. geol. Ges. **106**, S. 350—352, Hannover 1956
- Exkursion in das Gebiet der mittleren Lenne (Bilstein—Grevenbrück—Meggen). — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 404—409, Hannover 1956
- Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch. **46**, S. 197—212, Stuttgart 1957
- RABIEN, A.: Die stratigraphische Bedeutung der oberdevonischen Ostracoden. — Z. deutsch. geol. Ges., **106**, S. 217—226, Hannover 1956
- Zur Taxonomie und Chronologie der oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L. A. f. Bodenforsch., **9**, 268 S., 7 Abb., Wiesbaden 1954
- Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L. A. f. Bodenforsch., **16**, 83 S., Wiesbaden 1956
- REICH, H.: Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dtsh. geol. Ges., **78**, Mber., S. 16—32, Berlin 1926
- RICHTER, R. & E.: Kulm-Trilobiten von Aprath und Herborn. — Senckenbergiana, **19**, 1/2, S. 108—115, Frankfurt/M., 1937
- Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. — Senckenbergiana, **32**, S. 219 bis 226, Frankfurt/M. 1951
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes bei Warstein in Westfalen. — Z. deutsch. geol. Ges., **104**, S. 94—98, Hannover 1952
- SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze in Deutschland. — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 88—133, Berlin 1926
- SCHMIDT, H.: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland. — Jb. preuß. geol. L. A., **44**, S. 98—171, Berlin 1924
- Die karbonischen Goniatiten Deutschlands. — Jb. preuß. geol. L. A., **45**, S. 489—609, Berlin 1925
- Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 680 bis 686, Berlin 1937
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 443 S., Berlin 1924
- Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, S. 1—25, Berlin 1928
- Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beihefte z. Geol. Jb., H. **2**, 138 S., Hannover 1951
- STOPPEL, D. & ZIEGLER, W.: Zum Alter der „Buchenauer Schichten“ bei Buchenau/Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L. A. f. Bodenforsch., **86**, S. 153—158, Wiesbaden 1958

- THIENHAUS, R.: Das Problem der Entstehung und Altersstellung der Siegerländer Spateisensteingänge. — Geol. Rdsch., **42**, S. 63—79, Stuttgart 1953
- VENZLAFF, H.: Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland. — Geol. Jb. **72**, S. 241—293, Hannover 1957
- VOGES, A.: Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I u. II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, Krefeld 1960
- WEBER, H.: Das Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **86**, S. 537—574, Berlin 1934
- WEDEKIND, R.: Über Transgressionen im Oberdevon. — Jb. d. niedersächs. geol. Vereinig., **7**, S. 34—47, Hannover 1914
- ZIEGLER, W.: Das Marburger Gotlandium. — Notizbl. hess. L. A. f. Bodenforsch., **85**, S. 67 bis 74, Wiesbaden 1957
- Ein Devon/Karbon-Profil westlich von Marburg/Lahn. Stratigraphie und Tektonik. — Notizbl. hess. L. A. f. Bodenforsch., **86**, S. 119—132, Wiesbaden 1958
- Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray/Niederrhein. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**, Krefeld 1961. — [Vorausdruck 1960]
- Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L. A. f. Bodenforsch., **87**, S. 7—77, Wiesbaden 1958

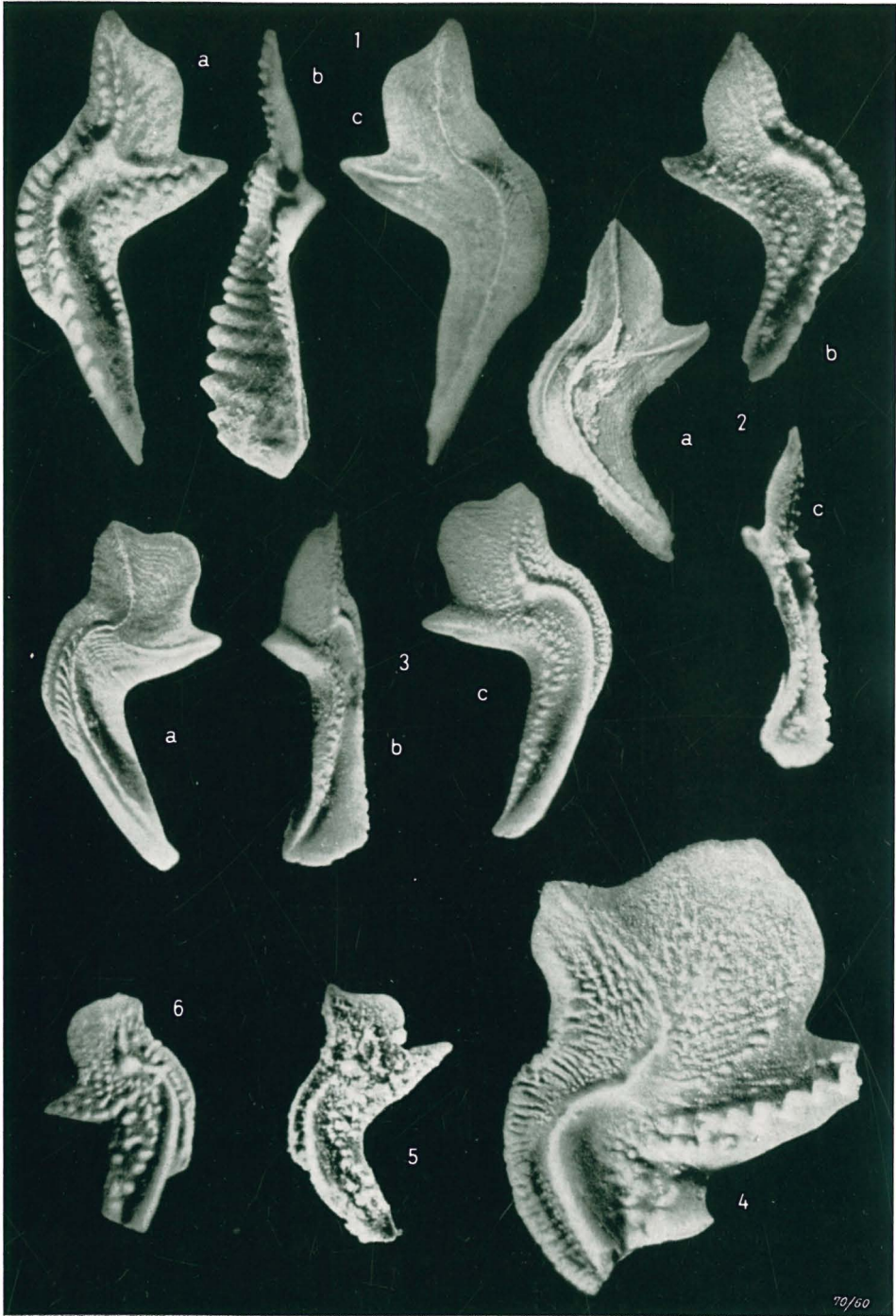
## Tafel 1

### Oberdevon

Alle Vergrößerungen ca. 35 ×

- Fig. 1. *Palmatolepis rugosa grossi* n. subsp. Holotyp (Geol. Inst. Marburg Zi 1960 a/1)  
a) Aufsicht; b) Seitenansicht, zeigt die Knickung des Plattformhinterteils nach oben; c) Ansicht von unten.  
Fundpunkt: Sessackerschurf II, Bank 6 (s. ZIEGLER 1958, S. 25, Abb. 5)  
Rötlicher, dichter Kalk mit *Pseudoclymenia sandbergeri* u. *P. weissii*. to IIIa
- Fig. 2. *P. rugosa grossi* n. subsp. (Geol. Inst. Marburg Zi 1960 a/2)  
a) von unten; b) von oben; c) Seitenansicht  
Fundpunkt wie vorher, Bank 11 = 0,08 m über Fundschicht mit *Cheiloceras enkebergense* und direkt unter Fundschicht mit *Sporadoceras münsteri*, danach Grenzbereich *Cheiloceras*-/*Platyclymenia*-Stufe
- Fig. 3. *Palmatolepis rugosa ampla* MÜLLER (Geol. Inst. Marburg Zi 1960 a/3)  
a) von unten; b) von der Seite; c) von oben  
Fundpunkt wie vorher, Bank 8 = to IIIa
- Fig. 4. *P. rugosa ampla* MÜLLER (Geol. Inst. Marburg Zi 1960 a/4)  
Der Vorderteil des Conodonten ist abgebrochen  
Fundpunkt wie vorher, Bank 7 = to IIIa
- Fig. 5. *P. rugosa ampla* MÜLLER (Geol. L. A. Kar 695 d)  
Hessenkamp. Aufgearbeitet in Unterkarbon-Fauna
- Fig. 6. *Palmatolepis rugosa trachytera* n. subsp. (Geol. Inst. Marburg Zi 1960 a/5)  
Klippe auf der Höhe des Beul (Bl. Balve). 1,50 m unter Oberkante, Bank mit *Sporadoceras münsteri* und *Sp. clarki* = to IIIβ

Anm. während des Druckes: alle Original-Nr. 1960 a tragen jetzt die Bezeichnung 1960 b



Tafel 1

## Tafel 2

### Oberdevon

Alle Vergrößerungen ca. 35 ×

Originale der Fig. 1—9 sind im Geol. Inst. Marburg/Lahn hinterlegt, die der Fig. 10—11 im Geol. Landesamt NW, Krefeld

Die Originale der Fig. 1, 2, 4, 5, 7 u. 8 stammen von einem kleinen Steinbruch an der Straße Beckum—Hövels (Bl. Balve), der von PÆCKELMANN 1924, S. 73 (Jb. preuß. geol. L. A., 44) beschrieben wurde. Genaue Lage der Probe wird jeweils angegeben.

Fig. 1—9 *Palmatolepis rugosa trachytera* n. subsp.

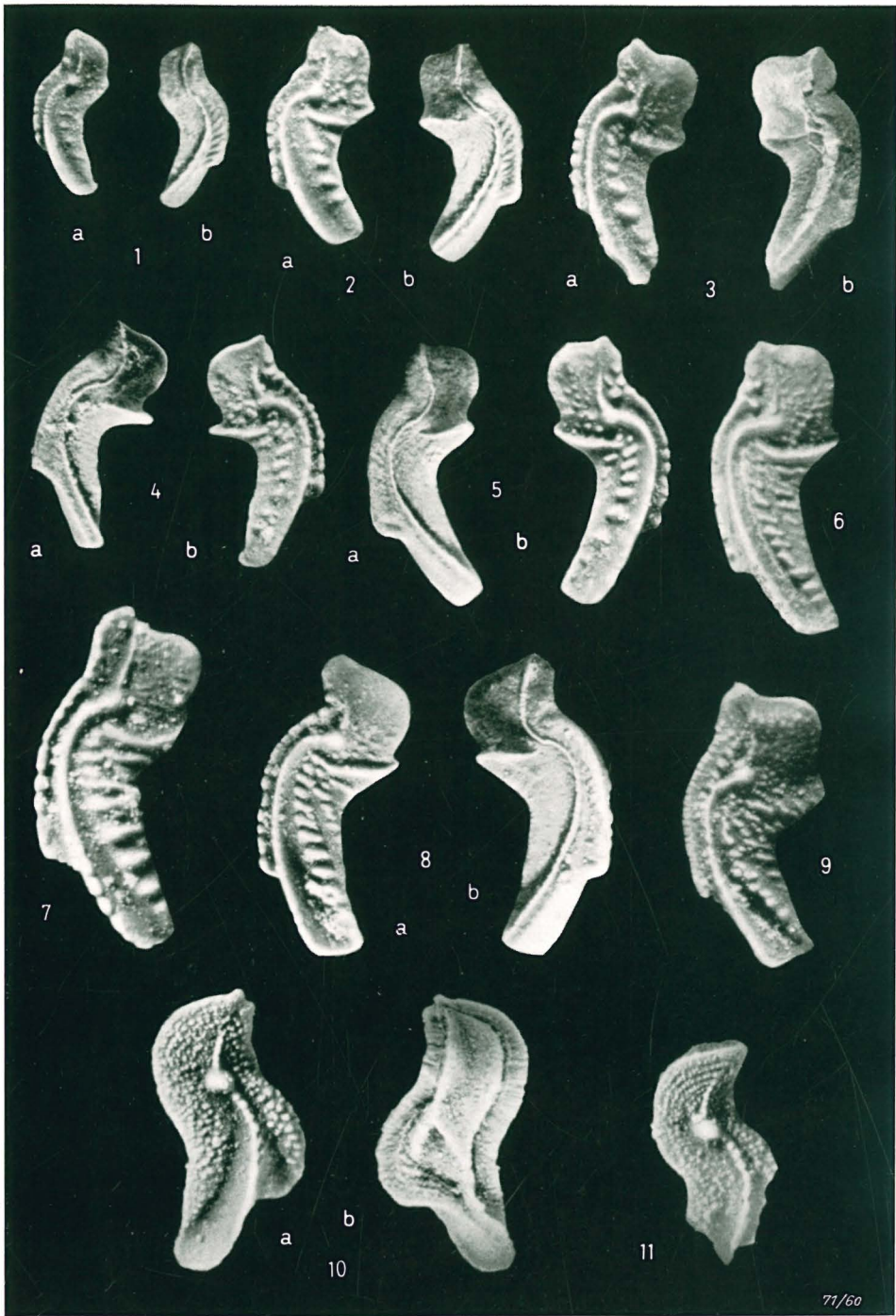
1. Zi 1960 a/6 Probe 10 = 0,30 m über Bank mit *Prolobites delphinus* u. *Platyclymenia involuta* = 0,70 m unter Dasberger Kalk
2. Zi 1960 a/7 Fundschicht wie vorher
3. Zi 1960 a/8 Sessackerschurf II, Bank 2 = 0,40 m über Bank mit *Pseudoclymenia sandbergeri* = to IIIβ?
4. Zi 1960 a/9 Fundschicht wie bei Fig. 1
5. Zi 1960 a/10 Fundschicht wie vorher
6. Zi 1960 a/11 0,20 m über Fundschicht von Fig. 3
7. Zi 1960 a/12 Fundpunkt wie bei Fig. 1, Probe 13 = Bank unter Schieferlage an der Basis des Dasberger Kalkes nach PÆCKELMANN
8. Zi 1960 a/13 Holotyp. Fundschicht wie bei Fig. 1
9. Zi 1960 a/14 Fundschicht wie bei Fig. 6 Taf. 1

Fig. 10, 11. *Palmatolepis rugosa postera* n. subsp.

10. Holotyp. (Geol. L. A. FaGo 4a) Trockenbrück Probe 25 = Dasberg-Schichten nach Conodonten
11. Kleineres Exemplar, vorne abgebrochen, Fundpunkt u. -schicht wie vorher (FaGo 4b)

Anm. während des Druckes: alle Original-Nr. 1960 a tragen jetzt die Bezeichnung 1960 b (s. auch S. 38)





Tafel 2

### Tafel 3

Alle Vergrößerungen ca. 35 ×

- Fig. 1a, b: *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF. Trockenbrück Pr. 18 Kar 681 a  
Fig. 2a, b: *Cavusgnathus cristata* BRANSON & MEHL. Trockenbrück 18. Kar 681b  
Fig. 3a, b: *Doliognathus lata* BRANSON & MEHL. Trockenbrück 26. Kar 685a  
Fig. 4 : *Scaliognathus anchoralis* BRANSON & MEHL. Trockenbrück 26. Kar 685b  
Fig. 5a, b: *Bactrognathus* n. sp. aff. *inornata* BRANSON & MEHL. Trockenbrück 18. Kar 681c  
Fig. 6 : *Doliognathus lata* BRANSON & MEHL. Trockenbrück 26. Kar 685c  
Fig. 7a, b: *Pseudopolygnathus triangula pinnata* VOGES. Trockenbrück 29. Kar 688a  
Fig. 8 : *Siphonodella obsoleta* HASS. Trockenbrück 34a. Kar 693a  
Fig. 9, 10: *Siphonodella duplicata* BRANSON & MEHL. Hessenkamp. Kar 695a, b  
Fig. 11 : *Siphonodella crenulata* COOPER. Hessenkamp. Kar 695c  
Fig. 12 : *Hindeodella segaformis* BISCHOFF. Trockenbrück 27. Kar 686a



Tafel 3

#### Tafel 4

Alle Vergrößerungen ca. 35 ×

Alle Exemplare von Trockenbrück; Proben-Nummer jeweils angegeben

- Fig. 1. *Gnathodus texanus*, ROUNDY, Tr. 34a. Kar 693b
- Fig. 2. *G. texanus*, Übergang zu *G. semiglaber* BISCHOFF, Tr. 34a. Kar 693c
- Fig. 3. *G. semiglaber* BISCHOFF, Tr. 34a. Kar 693d
- Fig. 4. *G. semiglaber* BISCHOFF, Tr. 29. Kar 688b
- Fig. 5. *G. semiglaber* BISCHOFF, Tr. 34a. Kar 693e
- Fig. 6. *G. semiglaber*, Übergang zu *G. delicatus* BR. & M., Tr. 34a. Kar 693f
- Fig. 7. *G. delicatus* juv., Tr. 26. Kar 685c
- Fig. 8. *G. delicatus* juv., Tr. 29. Kar 688c
- Fig. 9. *G. delicatus* BR. & M., Tr. 34a. Kar 693g
- Fig. 10. *G. delicatus*, enge Beziehungen zu *G. texanus*, Tr. 29. Kar 688d
- Fig. 11, 12. *G. delicatus* BR. & M., Tr. 29. Kar 688e, f
- Fig. 13. *G. delicatus*, Übergang zu *G. semiglaber*, Tr. 29. Kar 688g
- Fig. 14. *G. delicatus?*, Beziehungen zu *G. bilineatus*, Tr. 29. Kar 688h
- Fig. 15, 16. *G. punctatus* (COOPER), Tr. 18. Kar 686d, e
- Fig. 17. *G. punctatus* juv., Tr. 27. Kar 686b
- Fig. 18. *G. punctatus* ?, Tr. 29. Kar 688i



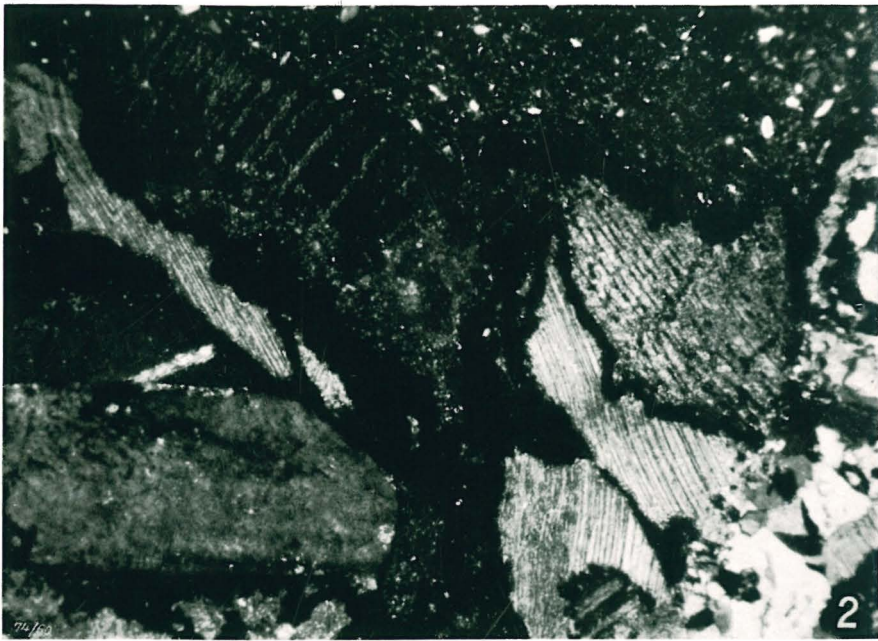
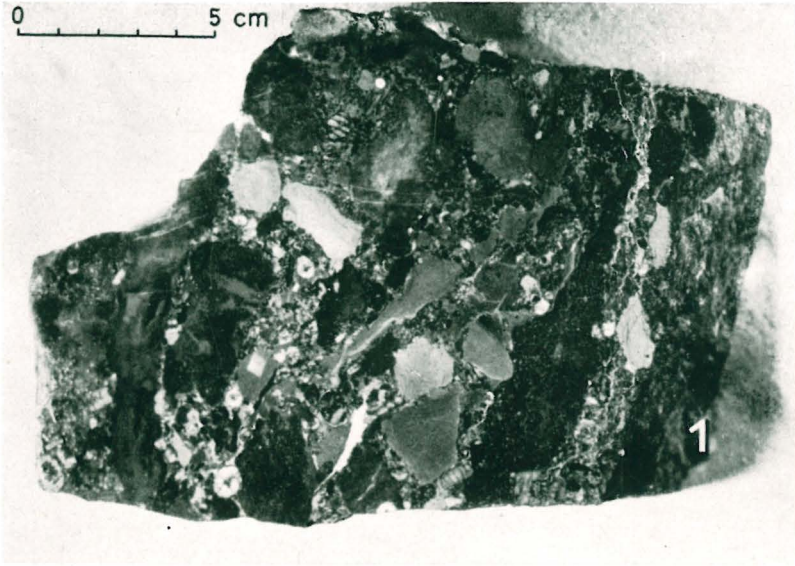
73/60

Tafel 4

## Tafel 5

Zur Petrographie der Gesteine an der Devon/Karbon-Grenze von Trockenbrück

- Fig. 1. Geröllkalk (Probe Nr. 23) mit Kalkfragmenten, Flatschen von feinsandigem bzw. siltigem Tonstein, Phosphoriten und Crinoiden-Stielgliedern (Kar 722)
- Fig. 2. Geröllkalk (Probe Nr. 18). Kalkfragment mit dunklen Säumen aus vorwiegend Fe-Hydroxyd. Oben Teil einer Tonstein-Flatsche; links Orthoklaskristall, verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz, ganz rechts jüngere Quarzader  
Vergr. 40  $\times$ , Nicols +, Beleg-Nr. 68/571

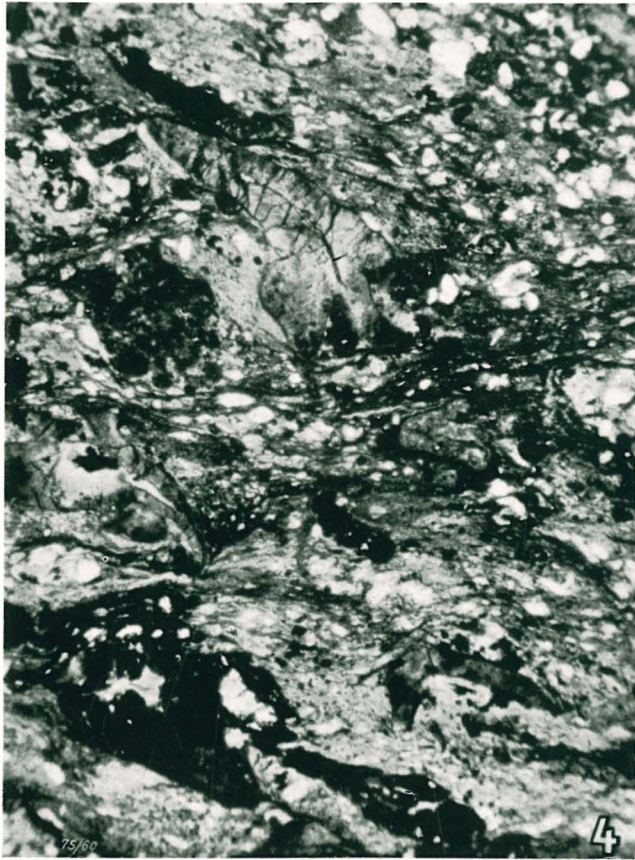
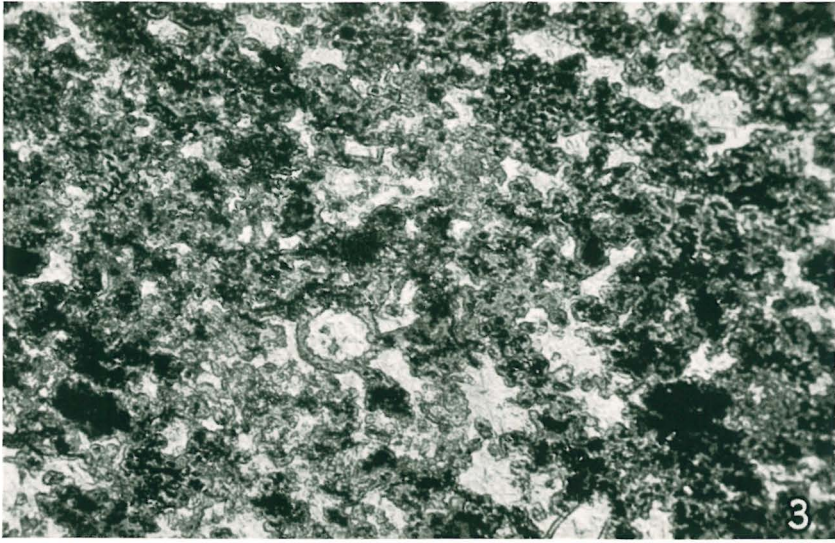


Tafel 5

Tafel 6

- Fig. 3. Phosphoritgeröll aus Geröllkalk-Bank (Probe Nr. 23). Gelapatit (dunkel) und Kalkspat (hell) innig verwachsen  
Vergr. 125  $\times$ , ohne Nicols, Beleg-Nr. 66/592
- Fig. 4. Pseudotuffit (Probe Nr. 19). Feinsandiger Tonstein mit Conodonten-Fragmenten  
Vergr. 40  $\times$ , ohne Nicols, Beleg-Nr. 70/576





Tafel 6



Tafel 7 (in der Anlage)

Tektonische Übersichtskarte des östlichen Sauerlandes nach EBERT (1956). In die Karte wurden die wichtigsten Lokalitäten eingetragen, die in diesem und den nachstehenden Beiträgen erwähnt sind.

