

Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen

Band 35

**Das Oberdevon
des Rheinischen Schiefergebirges**

**Datierung und Grenzziehung
als Grundlage für Fazies und Paläogeographie**

Mit Beiträgen von

G. H. B. AMIRIE, C.-D. CLAUSEN, L. FRIMAN, D. KORN, K. LEUTERITZ,
K. RESCHER, R. STRITZKE, H. WILDER, W. ZIEGLER

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Krefeld 1989

Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.	35	413 S.	72 Abb.	40 Tab.	22 Taf.	Krefeld 1989
------------------------------------	----	--------	---------	---------	---------	--------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1989 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
ISSN 0071-8009

Redaktion: Dipl.-Geol. HANNS DIETER HILDEN

Druck: Joh. van Acken, Krefeld
Printed in Germany / Imprimé en Allemagne

Vertrieb: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
De-Greif-Strasse 195, D-4150 Krefeld 1
Best.-Nr. 80-0035

Vorwort

Dieser Band, der 35. in der Reihe „Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen“, stellt den derzeitigen Kenntnisstand über die Geologie des Oberdevons im Rheinischen Schiefergebirge vor. Dabei ist die Grenzziehung zwischen Mittel- und Oberdevon sowie zwischen Oberdevon und Unterkarbon ein besonderer Schwerpunkt. Erst 1982 wurde als neue Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon die Untergrenze der Unteren *asymmetricus*-Zone festgelegt. Die Anwendung dieser auf Conodonten bezogenen Mittel-/Oberdevon-Grenze ergab eine Verschiebung in das Hangende (C.-D. CLAUSEN und W. ZIEGLER).

Dies kommt auch bei der biostratigraphischen Datierung der Kernbohrung Balve 1 zum Ausdruck (C.-D. CLAUSEN). Hier wird darüber hinaus deutlich, daß die herkömmliche Goniatitenchronologie im Devon des Rheinischen Schiefergebirges feinstratigraphischen Anforderungen nicht mehr gewachsen ist und gegenüber der Conodontenchronologie zunehmend ins Hintertreffen gerät. Als Folge der neuen Grenzziehung verbleibt nur mehr ein kleiner Teil der traditionell im Rheinischen Oberdevon angesiedelten *Pharciceras*-Stufe oberdevonisch. Lösungsvorschläge zur praktikablen Untergliederung der sieben Conodontenzonen enthaltenden überlangen Zone werden unterbreitet.

Auch die Hangendgrenze des Oberdevons wird heute mit Conodonten eindeutig belegt. Die Aufnahme mehrerer Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (C.-D. CLAUSEN, K. LEUTERITZ und W. ZIEGLER) belegt den lückenlosen Übergang vom Oberdevon in das Unterkarbon. Dabei konnte durch die Conodontenuntersuchungen so manche liebgewordene Grenze des kartierenden Geologen als heterochron nachgewiesen werden, wie etwa die Unterkante des Hangenberg-Kalks. Aufgrund dieser Untersuchungen wird der östliche Provinzialsteinbruch Drewer als Kandidat für den Stratotyp der Devon/Karbon-Grenze vorgeschlagen.

Insgesamt hat die Bearbeitung der Conodonten des Oberdevons zu einem besseren Verständnis von Biofazies und Paläogeographie geführt. So konnte auch das Phänomen der im Warsteiner Raum lokal ausgebildeten Schlagwasserbreccie gelichtet werden (C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ). 20 Millionen Jahre müssen nunmehr für die Entstehung dieser Breccie angesetzt werden. Diese Zeit tektonischer Unruhe am Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform prägt sich auch in den präoberkarbonischen Spalten der mittel- und oberdevonischen Carbonatgesteine des Warsteiner Raumes aus. Diese Spalten konservieren abgetragene Schichtenfolgen und zeigen Umlagerungsvorgänge durch Mischfaunen an (C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ).

Im Oberdevon ging die Bildung der mächtigen Riffe des Mitteldevons zu Ende. Ursachen hierfür werden einerseits in der intensiveren Landpflanzenausbreitung, der verstärkten chemischen Verwitterung (H. WILDER) und andererseits in der sich ändernden Paläogeographie des mitteleuropäischen Variscikums (R. STRITZKE) gesehen. Die Arbeit über die Sporomorphen aus dem Oberdevon des südwestlichen Bergischen Landes (G. H. B. AMIRIE) ist zukunftsweisend für die weitere Untersuchung klastischer Serien im Oberdevon. Damit wird dem zukünftigen Bearbeiter ein Handwerkszeug an die Hand gegeben, fossilarme, terrestrisch beeinflusste Serien des Oberdevons zu gliedern. Die Übersicht über die Formenvielfalt der oberdevonischen Fischfauna in Deutschland (L. FRIMAN) ergänzt die stratigraphischen und biofaziellen Arbeiten dieses Bandes und wird sich als nützliche Grundlage für weitere Untersuchungen erweisen.

Schließlich gelang C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ im östlichen Sauerland der Nachweis eines Massenvorkommens silikatisierter Ostracoden. Hierdurch ließ sich eine Verbindung zum Thüringer Ökotyp herstellen. Im Quarzgerüst der Ostracodenschalen konnte erstmals Glaukonit im Paläozoikum des rechtsrheinischen Schiefergebirges gefunden werden.

Die Anbindung an den Thüringer Ökotyp im Osten sowie die Annäherung der Mittel-/Oberdevon-Grenze an die in Belgien übliche Basis der Assise de Frasnes im Westen zeigt die überregionale Bedeutung dieses Bandes. Er ist Fundgrube und Anregung für weitere wissenschaftliche Arbeiten im Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges.

Krefeld, im Oktober 1989

Prof. Dr. PETER NEUMANN-MAHLKAU
Präsident
des Geologischen Landesamtes
Nordrhein-Westfalen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
C.-D. CLAUSEN und W. ZIEGLER: Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze – ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge	9
Einleitung S. 10. Übersicht über die Grenzziehung im Devon S. 10. Die Unter-/Mitteldevon-Grenze S. 10. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze S. 10. Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze in regionalen Beispielen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges S. 13. Eifel S. 13. Nord- und Nordostrand des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Hagen und Balve S. 13. Nordostrand und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges S. 16. Warsteiner Sattel S. 16. Profil am Martenberg S. 16. Padberger Kalk und Flinzkalkstein zwischen Briloner Riff und dem Gebiet um Rhenege S. 17. Profil auf der Ense im Kellerwald S. 18. Attendorn-Elsper Doppelmulde S. 21. Lahn-Dill-Mulde S. 23. Südwestliche Dill-Mulde S. 23. Nordöstliche Dill-Mulde S. 25. Lahn-Mulde S. 26. Konsequenzen der neuen Grenzziehung S. 26.	
C.-D. CLAUSEN: Die Goniatiten der Bohrung Balve 1 (Sauerland, östliches Rheinisches Schiefergebirge)	31
Einleitung S. 32. Stratonomie und Taxonomie der aus der Bohrung Balve 1 geborgenen Cephalopoden S. 33. Fossilisation und Erhaltungszustand S. 33. Zusammensetzung und Verteilung der Fauna S. 34. Systematik S. 35. Biostratigraphische Datierung der durchteuften Flinz-Schichten S. 42. Zum gegenwärtigen Stand der Mittel-/Oberdevon-Grenze S. 42. Einstufung der Balver Flinz-Schichten S. 48.	
H. WILDER: Neue Ergebnisse zum oberdevonischen Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Variscikums	57
Problematik und Vorarbeiten S. 58. Lage der untersuchten Profile S. 58. Untersuchungsmethodik S. 58. Darstellung und Interpretation der Profile S. 60. Profil Altbreinig-Schomet S. 60. Profil Bohrung Inde-Mulde I S. 61. Profil Wuppertal-Dornap S. 63. Profil Tailfer-Lustin S. 64. Verteilung und besondere Bedeutung des organischen Materials für das Riffökotop S. 66. Genese des organischen Materials S. 56. Kausalkettenprozesse in der oberdevonischen Biosphäre; Ende des Riffwachstums S. 68. Paläogeographische und klimatische Veränderungen im Oberdevon S. 68. Landpflanzenausbreitung auf dem Festland S. 69. Auswirkungen auf den marinen Bereich; Absterben der Riffe S. 70. Modell der devonischen Riffentwicklung S. 70. Unteres Givetium S. 70. Oberes Givetium S. 71. Frasnium S. 72. Famennium S. 72.	
R. STRITZKE: Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebiets (Ostsauerland)	75
Einleitung S. 76. Zeitliche Einstufungen S. 78. Faziescharakterisierung S. 79. Stromatoporen-Korallenfazies S. 79. Mikritfazies S. 84. Arenitfazies S. 89. Cypridenschieferfazies S. 90. Paläogeographie S. 90. Riffzeit S. 91. Nachriffzeit S. 95. Schlußfolgerungen S. 97. Sedimentologie S. 97. Paläogeographie S. 97. Riffzeit S. 97. Nachriffzeit S. 97.	
G.H.B. AMIRIE: Sporomorphen aus dem Oberdevon (Frasne-Stufe) des südwestlichen Bergischen Landes, Rheinisches Schiefergebirge	107
Einleitung S. 108. Material S. 108. Systematik S. 109. Diskussion S. 125.	

- L. FRIMAN: Die oberdevonischen niederen Wirbeltiere (Pisces s. I.) Deutschlands 143
 Einleitung S. 143. Agnatha S. 144. Gnathostomata S. 144. Placodermi S. 144. Aconthodii S. 154. Crossopterygii S. 154. Dipnoii S. 156. Actinopterygii S. 157.
- C.-D. CLAUSEN, K. LEUTERITZ und W. ZIEGLER, mit einem Beitrag von D. KORN: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge) 161
 Einleitung S. 163. Geologische Übersicht S. 166. Die Faziesverhältnisse im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon (cdI) an den Lagepunkten der Profile S. 169. Beschreibung der Profile S. 174. Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer S. 174. Nordwestwand am ehemaligen Eingang S. 174. Nordostwand S. 181. Eulenspiegel-Sattel an der Straße Rüthen - Nuttlar S. 187. Aufgelassener Steinbruch am östlichen Ortsausgang Scharfenberg S. 188. Die Schürfe an der Seiler bei Iserlohn S. 192. Parallelschurf S. 193. Schurf III S. 195. Schurf II S. 197. Schurf I S. 199. Schurf 0 S. 201. Zusammenfassende Betrachtung der Seiler-Schürfe S. 203. Die Conodontenverteilung in den Einzelprofilen S. 207. Analyse der Conodontenfaunen S. 212. Vorschlag für ein Referenzprofil S. 218. Paläontologischer Anhang: Die Clymenien aus der Schichtenfolge an der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer S. 220. Material S. 220. Systematik S. 220. Stratigraphie S. 222.
- C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ: Nachweis von Glaukonit in den Devon/Karbon-Grenzschichten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer (Belecker Sattel, Rheinisches Schiefergebirge) 227
 Einleitung S. 228. Lithologie S. 229. Biofazies des Cephalopodenkalksteins S. 232. Morphologie des Ostracodengehäuses S. 233. Regionales Auftreten, Gewinnung und Erhaltung silikatisierter Ostracoden S. 235. Ergebnisse röntgenographischer und geochemischer Untersuchungsmethoden bei den silikatisierten Ostracodenschalen S. 237. Voraussetzungen zur Glaukonitbildung S. 242. Kurzer Abriss zum Stand der Glaukonitenstehung S. 242. Ableitung der Glaukonitenstehung am Fundpunkt S. 246. Bemerkungen zur Kristallisationsabfolge S. 248. Bedeutung für die paläogeographische Situation des Fundgebiets S. 248.
- C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ: Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasserbreccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge) 261
 Einleitung S. 263. Vorbemerkungen zur Warsteiner Carbonatplattform S. 265. Die wichtigsten Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie S. 267. Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt S. 267. Vorkommen am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes S. 269. Nordwestwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt S. 272. Westwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt S. 273. Südwand des Steinbruchs Brühne südlich Kallenhardt S. 273. Steinbruch Weiken „Auf dem Stein“ S. 274. Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt S. 275. Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt S. 280. Profil am Campingplatz Kallenhardt S. 282. Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges S. 284. Frankenberg-Breccie S. 286. Steinbruch am Hessenkamp S. 287. Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer S. 289. Die Entstehung der Schlagwasserbreccie in Beziehung zum Warsteiner Riff S. 292. Alter der Schlagwasserbreccie S. 297.
- C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ, mit einem Beitrag von K. RESCHER und K. LEUTERITZ: Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge) . . . 309
 Einleitung S. 311. Ursachen der Spaltenbildung S. 313. Spalten im Warsteiner Raum S. 321. Entstehung von Spalten auf der Warsteiner Carbonatplattform S. 322. Spaltenbildung vor der asturischen Gebirgsbildung S. 322. Die Spaltenbildung nach der asturischen Gebirgsbildung S. 324. Dimension, Orientierung und Beschaffenheit von Spalten S. 325. Verfüllungsmechanismen der Spalten S. 327. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen S. 329. Vorbemerkungen S. 329. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Massenkalk S. 330. Steinbruch am Hessenkamp

S. 330. Steinbruch Brühne südlich Kallenhardt S. 335. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (Aufschluß 3) S. 336. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (Aufschluß 4) S. 339. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (Aufschluß 5) S. 340. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (Aufschluß 6) S. 344. Steinbruch Albers/Dyckerhoff östlich der Bundesstraße 55, gegenüber Altenwarstein S. 348. Steinbruch Hohe Liet der Steinwerke F. J. Risse GmbH & Co KG und der Hartsteinwerke F. Köster S. 349. Steinbruch Hillenberg der H. Brühne GmbH S. 351. Aufgelassener Steinbruch In der Günne S. 352. Aufgelassener Steinbruch der Warsteiner Kalkwerke im Rangetal S. 354. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Cephalopodenkalkstein S. 355. Schurf am Kalvarienberg S. 355. Spaltensysteme in den Klippen am Kalvarienberg S. 360. Steinbruch am Eulenspiegel S. 366. Böschung an der Straße Rüthen – Nuttlar S. 367. Steinbruch am Kattensiepen S. 367. Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt S. 368. Steinbruch am Fuß des Kalvarienbergs S. 369. Schlußfolgerungen S. 369. Mikropaläontologische Untersuchungen postorogener Spalten- und Schlottenfüllung aus unverfestigtem Material S. 372.

Namenregister	392
Sach- und Ortsregister	397

Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze - ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge

Von CLAUS-DIETER CLAUSEN und WILLI ZIEGLER *

Middle Devonian, Upper Devonian (boundary beds, *asymmetricus* zone), critical review, lithofacies, biofacies, paleorelief, Rhenish massif, North Rhine-Westphalia, Rhineland-Palatinate, Hesse

Kurzfassung: Seit 1982 gilt die Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone der Conodonten-chronologie als neue verbindliche Mittel-/Oberdevon-Grenze. Aus verschiedenen links- und rechtsrheinischen Regionen des Rheinischen Schiefergebirges werden die Konsequenzen der neuen Grenzziehung beschrieben. Es zeigt sich, daß in Carbonatbänke enthaltenden Schichtenfolgen die Grenze mit Hilfe der Conodonten immer ausreichend genau fixiert werden kann. Cephalopoden sind hierfür zur Zeit weniger geeignet, da auf die Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone bezogene Leitformen fehlen. Die notwendig gewordene Verschiebung der Mittel-/Oberdevon-Grenze in das Hangende hinein ist in Schwellenarealen unbedeutend, kann aber in Beckengebieten beträchtliche Ausmaße annehmen.

[The new Middle/Upper Devonian boundary - its application and practicability for sequences in the Rhenish massif]

Abstract: In 1982 the base of the Lower *asymmetricus* zone was established as the new Middle/Upper Devonian series boundary. In the present paper the boundary sequences in various regions of the Rhenish massif are discussed with regard to the new boundary level. The boundary can be recognized very precisely in carbonate sequences. The use of goniatites is no longer satisfactory because of missing key forms in the boundary beds. The new boundary is distinctly higher than the historic boundary was in Germany. The transfer, expressed in terms of rock, is neglectable in beds of submarine rise areas. It is, however, considerable in sections of basinal origin.

[Nouvelle limite entre Dévonien moyen et supérieur - les possibilités d'utilisation dans le massif rhénan]

Résumé: Depuis 1982 la base de la zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus* (d'après la chronologie de conodontes) est acceptée comme limite obligée entre Dévonien moyen et supérieur.

Les auteurs décrivent les conséquences de la nouvelle limite. Dans le faciès calcaire, on constate qu'on peut fixer la limite pratiquement toujours de manière suffisante à l'aide de conodontes. Il est plus difficile d'utiliser les céphalopodes, parce qu'on ne connaît pas encore des fossiles caractéristiques qui se réfèrent à la base de la zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus*. Le déplacement de la limite vers le haut est insignifiante dans les régions de seuils, mais elle peut être très considérable dans les bassins.

* Anschriften der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1; Prof. Dr. W. ZIEGLER, Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-6000 Frankfurt 1

1. Einleitung

Die Subkommission für Devon-Stratigraphie (SDS) in der Internationalen Kommission für Stratigraphie (ICS) der Internationalen Union für Geowissenschaften (IUGS) hat sich von 1973 – 1985 intensiv mit der Neufassung von stratigraphischen Grenzen innerhalb des Devon-Systems befaßt. Dabei wurde zunächst die Neudefinition der Grenzen Unter-/Mitteldevon und Mittel-/Oberdevon in den Vordergrund gestellt. Durch diese Absicht wurden innerhalb von zwölf Jahren weltweit stratigraphische Arbeiten stimuliert, wenigstens zwölf Geländekonferenzen in verschiedenen Regionen der Welt durchgeführt sowie mehrere Symposien abgehalten und publiziert (HOUSE & SCRUTTON & BASSETT 1979; ZIEGLER & KLAPPER 1982 c, 1985; ZIEGLER & WERNER 1982, 1985).

Durch die Suche nach geeigneten Grenzen wurde eine ungeheure Fülle von Datenmaterial über die Grenzschichten, deren Stratigraphie, Litho- und Biofazies und über die ihnen innewohnende Fauna und Flora zusammengetragen.

2. Übersicht über die Grenzziehung im Devon

2.1. Die Unter-/Mitteldevon-Grenze

Schon 1979 wurde die biostratigraphische Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon nach dem ersten Auftreten des pelagisch-neritischen Conodonten *Polygnathus costatus partitus* KLAPPER & ZIEGLER & MASHKOVA festgelegt (ZIEGLER & KLAPPER 1982 b, 1982 c), nachdem mehrere andere Grenzhorizonte lange diskutiert worden waren. Im Jahre 1981 wurde als Grenzstratotyp das erweiterte Profil im ehemaligen Richtschnitt RUDOLF RICHTERS bei Wetteldorf in der Eifel bestimmt (ZIEGLER & WERNER 1982). Hierbei ist die Grenze Unter-/Mitteldevon 1,9 m unterhalb des Tops der Heisdorfer Schichten, das heißt etwas unterhalb der Heisdorf/Lauch-Grenze festgelegt worden (Details s. ZIEGLER & KLAPPER 1985). Die Internationale Kommission für Stratigraphie hat diese Festlegungen 1985 anerkannt und bestätigt (BASSETT 1985).

2.2. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze

Die Neufestsetzung der Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon, die von der Subkommission für Devon-Stratigraphie gleichzeitig betrieben wurde, gestaltete sich ungemein schwieriger, weil ein uralter Streit um die „historische“ Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon erneut ausbrach und in die Diskussionen hineinspielte. Die Subkommission hatte 1975 (ZIEGLER 1975) vor den Entscheidungen den Willen bekundet, bei den Neudefinitionen die „Nähe der historischen Grenze“ nicht zu verlassen. Vier Grenzziehungen wurden während der jahrelangen Bemühungen immer wieder als „historisch“ von den jeweiligen Vertretern vorgebracht (hierzu siehe auch summarisch HOUSE & ZIEGLER 1977, ZIEGLER 1979: 39 – 41):

- *Pharciceras-lunulicosta*-Grenze (vorwiegend Ammonoideenforscher und deutsche Stratigraphen)
- Basis der Assise de Fromelennes (F₁) im Sinne des Conseil Géologique de Belgique 1972 (ein Teil der Franko-Belgier)

- Basis der Assise de Frasnes (F₂) (ein anderer Teil der Franko-Belgier)
- *Pharciceras-amplexum*-Grenze (als älteste *Pharciceras*-Art im Tully limestone in New York bekannt; während der Untersuchungen auch in Marokko entdeckt; vgl. ZIEGLER & KLAPPER 1982 a)

Der *Pharciceras-amplexum*-Horizont wurde zeitweilig als ein Teil der *Pharciceras-lunulicosta*-Zone angesehen, und so wurden beide Einheiten als historisch vermerkt. Als ZIEGLER (1982) jedoch darlegte, daß die so umrissene *Pharciceras-lunulicosta*-Zone eine Zeitdauer besaß, welche sieben Conodontenzonen entsprach (Top der Mittleren *varcus*-Zone bis Untere *asymmetricus*-Zone, schied der *Pharciceras-amplexum*-Horizont aus der Diskussion aus. Schließlich konzentrierten sich die Diskussionen auf zunächst noch drei biostratigraphische Horizonte als mögliche Mittel-/Oberdevon-Grenze:

- Untergrenze der Unteren *asymmetricus*-Zone, Einsetzen von *Ancyrodella rotundiloba*
- Beginn der multilobaten *Pharciceras*-Fauna (*Ph. tridens*, *Ph. lunulicosta*)
- Untergrenze der *disparilis*-Zone (Diese Zone war im Laufe der Untersuchungen in der obersten *hermanni-cristatus*-Zone und der tiefsten Unteren *asymmetricus*-Zone abgeschieden worden; sie wurde von ZIEGLER & KLAPPER im Jahre 1981 der SDS vorgestellt und 1982 a publiziert.)

Es fand sich nach mehreren Abstimmungen schließlich eine Mehrheit für die Untergrenze der Unteren *asymmetricus*-Zone (Tab. 1). Diese Zone war von ZIEGLER (1962) aufgestellt und 1971 revidiert worden. Ihre Untergrenze fällt mit dem ersten Auftreten des (jetzt) als neritisch erkannten Conodonten *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) zusammen. Die neue Grenze liegt noch unterhalb der Frasnes-Untergrenze (F₂); *Manticoceras intumescens* tritt erstmals etwas oberhalb auf. Die Grenze befindet sich auch noch gerade innerhalb der ehemaligen *Pharciceras*-Zone (ZIEGLER 1982, HOUSE et al. 1985).

Als Grenzstratotyp wurde ein Profil in der Montagne Noire (Südfrankreich) ausgewählt (FEIST & KIRCHGASSER & KLAPPER 1985), das inzwischen von der Internationalen Kommission für Stratigraphie bestätigt wurde. Im Col du Puech de la Suque, Ostprofil, ist die Grenze innerhalb einer Cephalopodenkalksteinserie aufgeschlossen (s. auch KLAPPER 1985).

Aus traditioneller deutscher Sicht liegt diese Grenze deutlich höher als seit FRECH (1887) üblich. Eine Grenze an der Basis der Oberen *hermanni-cristatus*-Zone (ZIEGLER 1965) wäre etwa mit dem Beginn der multilobaten *Pharciceras* zusammengefallen. Die etwas höher gelegene Grenze an der Basis der *disparilis*-Zone hätte mit dem Beginn der Ponticerasen gleichgesetzt werden können und wäre – wie mehrfach von deutschen Vertretern in der Kommission vorgeschlagen wurde – aus der Sicht des deutschen Gebrauchs näher unserer „historischen Grenze“ gewesen. Beide Grenzanschläge fanden jedoch keine Mehrheit. Es mag hierfür zwei Gründe gegeben haben:

- Das deutsche Referenzprofil am Martenberg bei Adorf, das seit den Zeiten von FRECH, DENCKMANN, WEDEKIND, PAECKELMANN, H. SCHMIDT sowie anderen als das typische goniatitenreiche Mittel-/Oberdevon-Grenzprofil galt, war im Laufe der intensiven Untersuchungen (ZIEGLER 1958, 1965 1971; KULLMANN & ZIEGLER 1970) immer mehr in „Mißkredit“ geraten. PAECKELMANN (1928, 1979) hatte ihm einen Standard gegeben, den es nicht besaß, als er ohne eigene genaue Aufsammlungen die auf Ammonoideen fußenden biostratigraphischen Grenzen

Tabelle 1

Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze und ihre Position innerhalb der Cephalopoden- und Conodontenchronologie (nach ZIEGLER 1982)

Stufe		Gliederung nach Cephalopoden	Conodontenzonen	Stufe				
Oberdevon	Nehden	<i>Cheiloceras curvispina</i>	Obere	Untere Nehden-Stufe	Nehden			
			<i>Palmatolepis-crepida</i> -Zone			Mittlere		
			doll α			Untere		
			?					
	Adorf	<i>Manticoceras cordatum</i> <i>Crickites holzapfeli</i>	post dol δ	<i>Palmatolepis-triangularis</i> -Zone		Obere	Adorf	
			<i>Manticoceras adorfense</i>	dol δ		<i>Palmatolepis-gigas</i> -Zone		Mittlere
				<i>Manticoceras carinatum</i>				dol γ
			<i>Manticoceras nodulosum</i>			dol β		<i>Ancyrognathus-triangularis</i> -Zone
				dol α		Obere		
						Untere		
Mitteldevon	Givet	<i>Ponticeras pernai</i> multilobate Pharciceraten u.a. <i>Pharciceras lunulicosta</i>	Obere	Givet				
			<i>Klapperina-disparilis</i> -Zone		Untere			
			<i>hermanni-cristatus</i> -Zone		Obere			
			<i>Polygnathus-varcus</i> -Zone		Mittlere			
					Untere			
	Eifel	<i>Maeniceras discoides</i> <i>Pharciceras amplexum</i> <i>Maeniceras terebratum</i> <i>Maeniceras molarium</i>	Obere	<i>Polygnathus-ensensis</i> -Zone	Eifel			
			Unterste					

von WEDEKIND (1913) auf dieses Profil übertrug. Diese Tatsache hat die frühen Conodontenforscher bei ihren Versuchen, Conodontenstratigraphie über das „Standardprofil“ am Martenberg mit der Ammonoideenstratigraphie im Grenzbe-
reich zu eichen (HOUSE & ZIEGLER 1977), irreführt. Es kommt hinzu, daß gerade
im Grenzbe-
reich „Mitteldevonischer Roteisenstein / Adorfer Kalk“ (für letzteren
gilt der Martenberg als ein heimlicher Stratotyp) sedimentologische Unregelmä-
ßigkeiten wie extreme Kondensation und/oder Aufarbeitung, Nichtablagerung
oder Abtragung und „overstepping“ von jüngeren Schichten (ZIEGLER in HOUSE &
ZIEGLER 1977: Abb. 2) auftreten. Diese haben auch mit der paläogeographischen
Situation der vulkanisch beeinflussten Martenberg-Schwelle zur Zeit der Ablage-
rung und mit den Eisenabscheidungen und Infiltrationen syn- und postsedimen-
tärer Vorgänge zu tun.

- Die Entscheidung war sicherlich auch politisch gefärbt (manche Kommissions-
vertreter geben der Kommissionsarbeit vorwiegend politische Motive) nach dem

Motto: Wenn schon die unter-/mitteldevonische Grenzneufassung auf einem deutschen Vorschlag fußt, dann sollte die Mittel-/Oberdevon-Grenze einem anderen (belgischen) Vorschlag folgen. Die neue Grenze ist weltweit bereits akzeptiert worden. Ihre Auswirkungen für alle fünf Kontinente wurden publiziert (ZIEGLER & WERNER 1985); eine Zusammenfassung gab ZIEGLER in ZIEGLER & WERNER (1985). Die Bedeutung der neuen Grenze für die verschiedenen Faziesgebiete des deutschen Oberdevons fehlt in dieser Übersicht. Sie wird hier jetzt nachgeholt.

3. Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze in regionalen Beispielen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges

3.1. Eifel

Die von KAYSER (1871) zwischen Mittel- und Oberdevon gezogene Grenze lag zwischen *Stringocephalus*-Kalk und *Cuboides*-Kalk. Im Vergleich mit der belgischen Stratigraphie ist diese Grenze wahrscheinlich mit der Untergrenze der Assise de Frasnes (F₂) korrelierbar. Bei STRUVE (1982) liegt die Mittel-/Oberdevon-Grenze jedoch tiefer, nämlich zwischen seiner *Stringocephalen*fauna und den *Cyrtospiriferiden*, die in Belgien das „oberdevonische“ Fromelennium anzeigen. Die älteste Fauna dieser Vergesellschaftung wurde im Dorp-Kalk gefunden (STRUVE 1982: 408), der deshalb immer als tiefes Frasnium eingestuft wurde.

Im rechtsrheinischen neritischen Bereich vollzieht sich der Wechsel zwischen *Stringocephalen*- und *Cyrtospiriferiden*fauna, bei Elberfeld zwischen Eskesberg-Kalk und Dorp-Kalk, bei Bergisch Gladbach zwischen Hornstein-Folge und Oberem Plattenkalk. Diese Grenzziehung ist jedoch niemals mit der Ammonoideengrenze genau korrelierbar gewesen. Die neue Grenze Mittel-/Oberdevon muß deutlich höher liegen. Wegen der Conodontenarmut der Massenkalk gibt es Schwierigkeiten bei der Festlegung.

Von STRUVE (1982: Abb. 6) stammt die Angabe, daß die *asymmetricus*-Zone in der höchsten Wallersheim-Formation beginnen kann. Das könnte bedeuten, daß die Mittel-/Oberdevon-Grenze etwa mit der Grenze Wallersheim-Dolomit/Ooser Plattenkalk in der Prümer Mulde zusammenfällt. Für die Gegend um Aachen (bei Walheim) lassen sich die von KREBS & ZIEGLER (1965) ermittelten Daten so interpretieren, daß der höchste Teil des Massenkalks unter dem sogenannten Grenzschiefer schon *Ancyrodella rugosa* enthält und eine Probe im tiefsten Grenzschiefer einen jüngeren Teil der Unteren *asymmetricus*-Zone anzeigt (Fauna mit *rotundiloba* und *alata*). Die neue Grenze liegt also im höheren Teil des Massenkalks unter dem Grenzschiefer.

3.2. Nord- und Nordostrand des Remscheid-Altener Sattels zwischen Hagen und Balve

Als DENCKMANN im Jahre 1900 mit der Kartierung des Hönnetals und des unteren Lennetals begann, schloß er sich der noch rein petrographisch orientierten Arbeitsmethodik früherer Bearbeiter an und legte die Mittel-/Oberdevon-Grenze an den im allgemeinen recht scharfen Übergang von Massenkalk zu überlagernden Tonsteinen. Sehr schnell gelangte er jedoch zur Überzeugung, daß eine ausreichend genaue Grenzziehung nur mit Hilfe biostratigraphischer Untergliederungen möglich sei. Funde von Goniatiten (*Maenioceras terebratum* (G. & F.

SANDBERGER), *Agoniatites* sp.) und *Stringocephalus burtini* DEFRANCE in mächtigen schwarzen Flinzkalksteinen und mergeligen Tonsteinen im Hangenden des Massenkalks führten ihn dazu, die ursprüngliche Grenze mehrere Zehner Meter höher zu legen. Die mehrere hundert Meter mächtige Tonsteinsfolge im Hangenden des Massenkalks untergliederte er vom Hangenden zum Liegenden in (DENCKMANN 1901, 1902, 1903, 1905, 1909):

Büdesheimer Schiefer
 Flinz des Unteren Oberdevons
 Prolecaniten-Schichten
 Tentaculitenschiefer des Oberen Mitteldevons
 Flinz des Oberen Mitteldevons

Den Beginn des Oberdevons sah er mit dem Auftreten der ersten Pharciceraten (*Pharciceras tridens* (G. & F. SANDBERGER), *Synpharciceras clavilobum* (G. & F. SANDBERGER), *Pharciceras lunulicosta* (G. & F. SANDBERGER) und *Pharciceras* cf. *becheri* (VON BUCH)) bestätigt und fixierte die Grenze an die Unterkante der „Prolecanitenschiefer“.

Diese „klassische“ Grenzziehung blieb bis zum Beginn der achtziger Jahre unverändert. Der Versuch von HEINKE (1978 b: 20), im Blattgebiet 4612 Iserlohn eine Grenzfestlegung mit Hilfe von Conodonten vorzunehmen, blieb unbefriedigend. Zwar setzen sich die mitteldevonischen Flinzkalksteinbänke unter Abnahme von Mächtigkeit und Anzahl in die braunen dünnplattigen oberdevonischen Bänderschiefer fort, jedoch blieb die Beprobung vieler Kalkmergelsteinbänke aus diesem Bereich ohne Erfolg. Erschwerend wirkte sich überdies die überwiegend schlechte Erhaltung vieler der zu einem Brauneisenmulm zerfallenden pelagischen Makrofossilien (Tentaculiten, Styliolinen, Ostracoden, Cephalopoden) aus. HEINKE (1978 b) legte die Grenze daher dorthin, wo unteradorfische Ostracoden und Brachiopoden zusammen mit Conodonten aus dem Grenzbereich der Oberen *varcus*-Zone bis Unteren *hermanni-cristatus*-Zone vorkommen.

Nach HEINKE (1978 b: 27–32) gehören der Untere Bänderschiefer-Horizont (Prolecaniten-Schichten) der *hermanni-cristatus*-Zone, der Flinz des Unteren Oberdevons dem Top der *hermanni-cristatus*-Zone bis Mittleren *asymmetricus*-Zone und der Obere Bänderschiefer-Horizont (Büdesheimer Schiefer) der Mittleren bis Oberen *asymmetricus*-Zone an.

Somit ist nach heutiger Ansicht die Mittel-/Oberdevon-Grenze im Flinz des Unteren Oberdevons enthalten: Aus detritischen, mit karbonatischen Tonsteinen wechsellagernden Flinzkalksteinen, welche am Nordwesthang des Jüberges und im Stadtgebiet von Hemer anstehen, gewann HEINKE (1978 a, 1978 b: 28 u. Abb. 11) umfangreiche Conodontenfaunen der *hermanni-cristatus*- bis *asymmetricus*-Zone. In der Baugrube „Am Duhloh 41“ in Hemer fand HEINKE etwa 2,5 m oberhalb einer solchen Conodontenlage eine Fundschicht mit *Fitzroyella aurita* STRUVE 1978 (Abb. 1). *Fitzroyella aurita* ist nach STRUVE (1978: 346–347) im Unteradorfium verbreitet. An dieser Einstufung ändert sich auch durch die Verlegung der Mittel-/Oberdevon-Grenze in das Hangende hinein nichts.

Westlich Iserlohn folgt im Eisenbahneinschnitt bei Gerlingsen (TK 25: 4612 Iserlohn, R 07 470, H 94 850) über dem Massenkalk zunächst der etwa 50 m mächtige Untere Bänderschiefer-Horizont mit Brachiopoden (*Bergalaria* HERTA SCHMIDT), Cephalopoden und Styliolinen. *Bergalaria*, nach bisheriger Ansicht auf die Untere Adorf-Stufe (*dola*) beschränkt, rückt infolge der neuen Grenzziehung in das Mitteldevon. Der Bänderschiefer-Horizont wird von dem hier ebenfalls 50 m

mächtigen Flinz des Unteren Oberdevons abgelöst. Sein höherer Abschnitt gehört wegen der in ihm gefundenen Manticoceraten und einer Conodontenfauna der Mittleren *asymmetricus*-Zone schon dem Oberdevon an (HEINKE 1978 b: 30).

Am Husenberg bei Balve folgen über mitteldevonischem Schalstein und einem einige Dezimeter mächtigen *Pharciceras*-Kalkstein Flinzsedimente (PAECKELMANN 1938: 17, Abb. 4). Die biostratigraphische Datierung der in der 1981 abgeteuften Bohrung Balve 1 erbohrten Schichten ergab, daß die gesamte 65 m mächtige durchhörtere Flinzfolge über dem Schalstein nach der neuen Grenzziehung noch dem Mitteldevon angehört (CLAUSEN 1989; dieser Band, S. 31–56). Der alten Grenze zufolge hätten die obersten 55 m noch dem Oberdevon angehört.

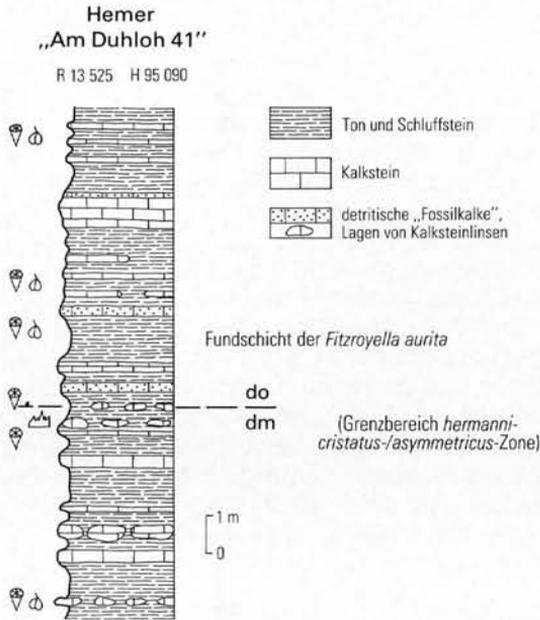


Abb. 1
Flinz-Schichten mit der Mittel-/Oberdevon-Grenze. Profil der Baugrube in Hemer, Am Duhloh 41, TK 25: 4612 Iserlohn (HEINKE 1978 b: 28, Abb. 11)

Fig. 1
Flinz beds with the Middle/Upper Devonian boundary. Profile of the open cut Am Duhloh 41 at Hemer, TK 25: 4612 Iserlohn (HEINKE 1978 b: 28, fig. 11)

Wegen der örtlichen Differenzierung in Riffkalkschwelen und Ton- sowie Flinzschlammbecken werden Teile des Unteren Bänderschiefer-Horizontes und des oberdevonischen Flinzes durch den Massenkalk faziell vertreten. Zwischen Iserlohn und Hemer starben die letzten Riffkomplexe erst in der Mittleren *asymmetricus*-Zone ab. Eine 2 m dicke, innerhalb von flinzartigen Kalk- und Tonsteinen an der Ostwand eines Steinbruchs südlich Höcklingsen (TK 25: 4612 Iserlohn, R 16 200, H 96 360) ausgeilende Massenkalk-Linse mit einer Conodontenfauna der *A. triangularis*-Zone deutet auf ein letztes Aufflackern des Riffwachstums hin (HEINKE 1978 b: 24). Infolgedessen verläuft in solchen Bereichen, bei denen es sich noch um einen geschlossenen oberdevonischen Carbonatkörper handelt, die Mittel-/Oberdevon-Grenze mitten durch den Massenkalk hindurch.

DENCKMANN (1901, 1903: 397–398, 1905) und PAECKELMANN (1924: 54, 56–57) wiesen auf die Kleinräumigkeit und die extrem unterschiedlich ausgebildeten Sedimente der im Balver Raum auftretenden Faziesgebiete hin und schnitten die Frage an, inwieweit die Tonsteine an der Mittel-/Oberdevon-Grenze anderenorts durch die auf den Schwelen lagernden Cephalopodenkalksteine faziell vertreten werden. Nach PAECKELMANN (1924: Taf. 4) liegt am Beil, wo Cephalopodenkalk-

steine den Massenkalk direkt überlagern, die Grenze noch innerhalb des Massenkalks. Conodontenuntersuchungen durch SCHÄFER (1978: 32) ergaben, daß die ältesten Cephalopodenkalksteine am Nordhang des Beils in der Unteren bis Mittleren *asymmetricus*-Zone einsetzen. Die Grenze dürfte damit dort in etwa mit dem petrographischen Wechsel von Massenkalk zu Cephalopodenkalk zusammenfallen. Die Conodontendatierung der ältesten Cephalopodenkalksteinvorkommen an der Hönnetalstraße und in Eisborn ergab die *A.-triangularis*-Zone. Dort liegt die Grenze wieder innerhalb des Massenkalks.

3.3. Nordostrand und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

3.3.1. Warsteiner Sattel

Im Bereich des Warsteiner Sattels kam das Riffwachstum der Warsteiner Carbonatplattform überwiegend im höchsten Mitteldevon zum Erliegen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Nur am Südrand, dem bathymetrisch höchsten Teil der nach Nordwesten abkippenden Plattform, setzte sich der Riffaufwuchs bis in das tiefste Oberdevon fort. Das hier in Dorp-Fazies vorliegende kleine Bioherm starb erst in der Oberen Adorf-Stufe (*dolδ*) ab. Insofern enthält dort – örtlich auf einen kleinen, im Schichtenstreichen verlaufenden Schwellenzug beschränkt – der Massenkalk die Mittel-/Oberdevon-Grenze. Die in großen Teilen des Warsteiner Gebiets das Riff überkleidenden Flinz-Schichten (Schwarzschiefer mit Einlagerung riffdetritischer Kalksteinbänke) reichen von der Mittleren *varcus*- bis zur Unteren *asymmetricus*-Zone und enthalten somit den Grenzbereich. Die Schlagwasserbreccie ist eine am Ost- und Südostrand der Warsteiner Carbonatplattform auftretende Sonderfazies, die sich aus mehreren Schuttströmen zusammensetzt. Die Entstehungszeit des heute als polymikte Breccie vorliegenden Gesteins reichte von der *hermanni-cristatus*-Zone bis zur Unteren *crenulata*-Zone. Die Schlagwasserbreccie enthält damit sowohl die Mittel-/Oberdevon- als auch die Oberdevon/Unterkarbon-Grenze.

3.3.2. Profil am Martenberg

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges liegen die Grenzschiechten innerhalb der pelagischen Beckenfazies. Das Becken ist gegliedert in Tiefschwellen mit Cephalopodenkalkschlamm-Sedimentation und in Tieflagen mit einer Bänderschiefer-Tentaculitenschieferfazies. Vor allem im höheren Givet spielte Diabas- und Schalsteinvulkanismus eine Rolle.

Sedimentäre Roteisenablagerungen und Cephalopodenkalksteine im Grenzbe-reich Mittel-/Oberdevon haben geschichtlich als Lieferant von Goniatiten eine große Bedeutung gehabt. Das Profil am Martenberg ist für die Biostratigraphie seit FRECH, DENCKMANN, WEDEKIND und PAECKELMANN (siehe Überblick bei ZIEGLER 1979: 39–41) von größter Wichtigkeit gewesen. PAECKELMANN (1928) übersah jedoch die sedimentären Unregelmäßigkeiten und unterlegte dem Profil die WEDEKIND'schen Goniatitenstufen-Grenzen, ohne selbst detaillierte Profilauf-sammlungen zu machen (HOUSE & ZIEGLER 1977). HOUSE & ZIEGLER bemühten sich, unter Berücksichtigung erneuter, gleichzeitig aufgesammelter Goniatiten- und Conodontenproben Klarheit zu schaffen. Hierbei ist jedoch – entsprechend dem damaligen Kenntnisstand der Goniatitenfaunen in Marokko und New York und

gemäß der Auffassung, *Pharciceras amplexum* aus dem Tully limestone gehöre zur *lunulicosta*-Zone ($d\alpha$) der deutschen Autoren – die Basis der *lunulicosta*-Zone in die höchste Mittlere *varcus*-Zone gestellt worden (HOUSE & ZIEGLER 1977: Abb. 3). *Pharciceras amplexum*, eine Art mit primitiver Sutur, ist in Martenberg bisher noch nicht gefunden worden. Zwischen dem ersten multilobaten *Pharciceras* und dem letzten *Agoniatites* liegen in allen Profilabschnitten der Martenberger Klippe goniatitenfreie Roteisensteine von wechselnder Mächtigkeit (0,80–0,15 m). Die eingehende Conodontenbearbeitung ist aus KULLMANN & ZIEGLER (1970) und ZIEGLER in HOUSE & ZIEGLER (1977: Abb. 2) zu entnehmen. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze an der Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone liegt somit in allen Profilen im oberen Roteisenstein, der wegen seiner sedimentären Besonderheiten sich in der Mächtigkeit schnell ändert (ZIEGLER in HOUSE & ZIEGLER 1977: Abb. 1 u. 2). In einigen der von ZIEGLER dargestellten Profilen ist wegen Kondensation oder Aufarbeitung die genaue Grenzlage nicht anzugeben. Folgende Positionen der Einzelprofile (ZIEGLER in HOUSE & ZIEGLER 1977: Abb. 2) sind als Grenze derzeit zu akzeptieren:

Profil VI	-	Basis der Probe 13 c
Profil V	-	innerhalb der Probe -2
Profil IV	-	nicht nachgewiesen, aber zwischen -2a (= Unterste <i>asymmetricus</i> -Zone) und -1b (= Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone)
Profil I	-	innerhalb der Probe -2a
ZIEGLER 1971	-	etwa an der Basis der Fe-Probe I
ZIEGLER 1958	-	im Roteisenstein, mindestens 0,8 m unterhalb der Datumprobe α ($\hat{=}$ ehemals PAECKELMANN'S <i>Pharciceras</i> - α -Lage)

Ein Standardprofil mit der Mittel-/Oberdevon-Grenze ist am Martenberg kaum zu geben, da die Mächtigkeit und das Ausmaß der Kondensation entlang der Klippe auf kürzeste Entfernung wechseln. Abbildung 2 gibt ein Sammelprofil am Nordweststoß der Klippe wieder.

3.3.3. Padberger Kalk und Flinzkalkstein zwischen Briloner Riff und dem Gebiet um Rhenege

Der Padberger Kalk, schon früh als laterales Äquivalent des Briloner Massenkalks erkannt, ist in seiner stratigraphischen, sedimentologischen und faziellen Charakteristik seit HOLZAPFEL (1895) immer wieder Gegenstand von Untersuchungen gewesen. Sehr eingehend haben EDER & ENGEL & FRANKE & SADLER (1983: Abb. 3, 4) den Padberger Kalk untersucht. Diesen Autoren zufolge reicht das früher allgemein als mitteldevonisch angesehene Alter des Padberger Kalks nunmehr von der *varcus*-Zone bis zur *asymmetricus*-Zone, lokal auch bis zur *gigas*-Zone. Der Padberger Kalk ist in der Regel sehr conodontenreich und zeichnet sich durch eine *Polygnathus-Ancyrodella*-Conodontenbiofazies aus. Die Untere *asymmetricus*-Zone läßt sich leicht identifizieren (Abb. 3; STRITZKE 1983). Ähnliches gilt für den weiter südlich sich anschließenden Flinzkalkstein, der als das distale Ende des gesamten Schuttkörpers südlich des Briloner Riffs anzusehen ist. Die beckenwärtige Lage der Flinz-Schichten wird durch eine Wechsellagerung von Kalksteinen und styliolinenhaltigen Tonsteinen dokumentiert. Stratigraphisch wurden die Flinz-Schichten teils als mitteldevonisch, teils als oberdevonisch, teils als beides zugleich angesehen. Die ebenfalls conodontenreichen Flinzkalksteine zeigen eine *Palmatolepis-Polygnathus*-Biofazies an. Von ZIEGLER (1965), ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON

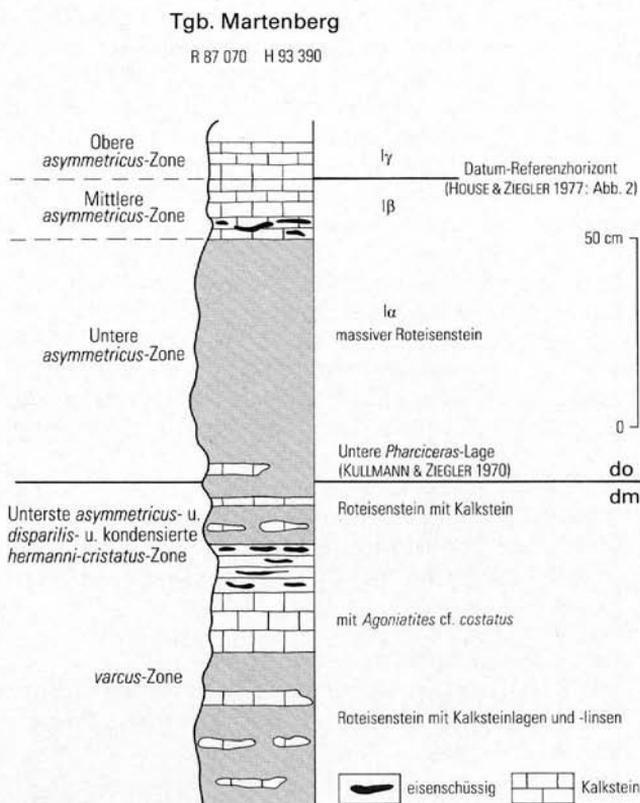


Abb. 2 Profil an der Nordwestseite der Martenberger Klippe im alten Tagebau Martenberg, TK 25: 4618 Adorf (KULLMANN & ZIEGLER 1970: Abb. 1, HOUSE & ZIEGLER 1977: Abb. 2)

Fig. 2 Profile at the northwestern part of the Martenberg outlier in the ancient open mine of Martenberg, TK 25: 4618 Adorf (KULLMANN & ZIEGLER 1970: fig. 1, HOUSE & ZIEGLER 1977: fig. 2)

(1976) sowie ZIEGLER & KLAPPER (1982 a) liegen conodontenstratigraphische Analysen vor. Danach reichen die Schichten von der Mittleren *varcus*-Zone („*Terebratula*“-*pumilio*-Lage) bis in die Untere *asymmetricus*-Zone. An den Profilen Koppen und Giebringhausen (ZIEGLER 1965: Abb. 1 a, 1 b; ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON 1976: Abb. 2, Tab. 13, 15; ZIEGLER & KLAPPER 1982 a: Abb. 2) läßt sich die neue Grenze ziemlich genau festlegen: Sie fällt dort wahrscheinlich mit einem Wechsel zu einer Tonsteinlage zusammen (vgl. Abb. 4).

3.3.4. Profil auf der Ense im Kellerwald

Auf der Ense bei Bad Wildungen (Blauer Bruch, TK 25: 4820 Bad Wildungen; Steinbruch Syring, TK 25: 4920 Armsfeld) ist die Sedimentation der Grenzschichten in der Tiefschwellenfazies der grauen Cephalopodenkalksteine schon seit DENCKMANN (1895) bekannt. Von den *pumilio*-Bänken bis in das Famennium hinein herrscht dort auf der Ense-Schwelle eine durchgehende Kalksteinabfolge vor, die nur gelegentlich durch geringmächtige Tonsteineinlagerungen unterbro-

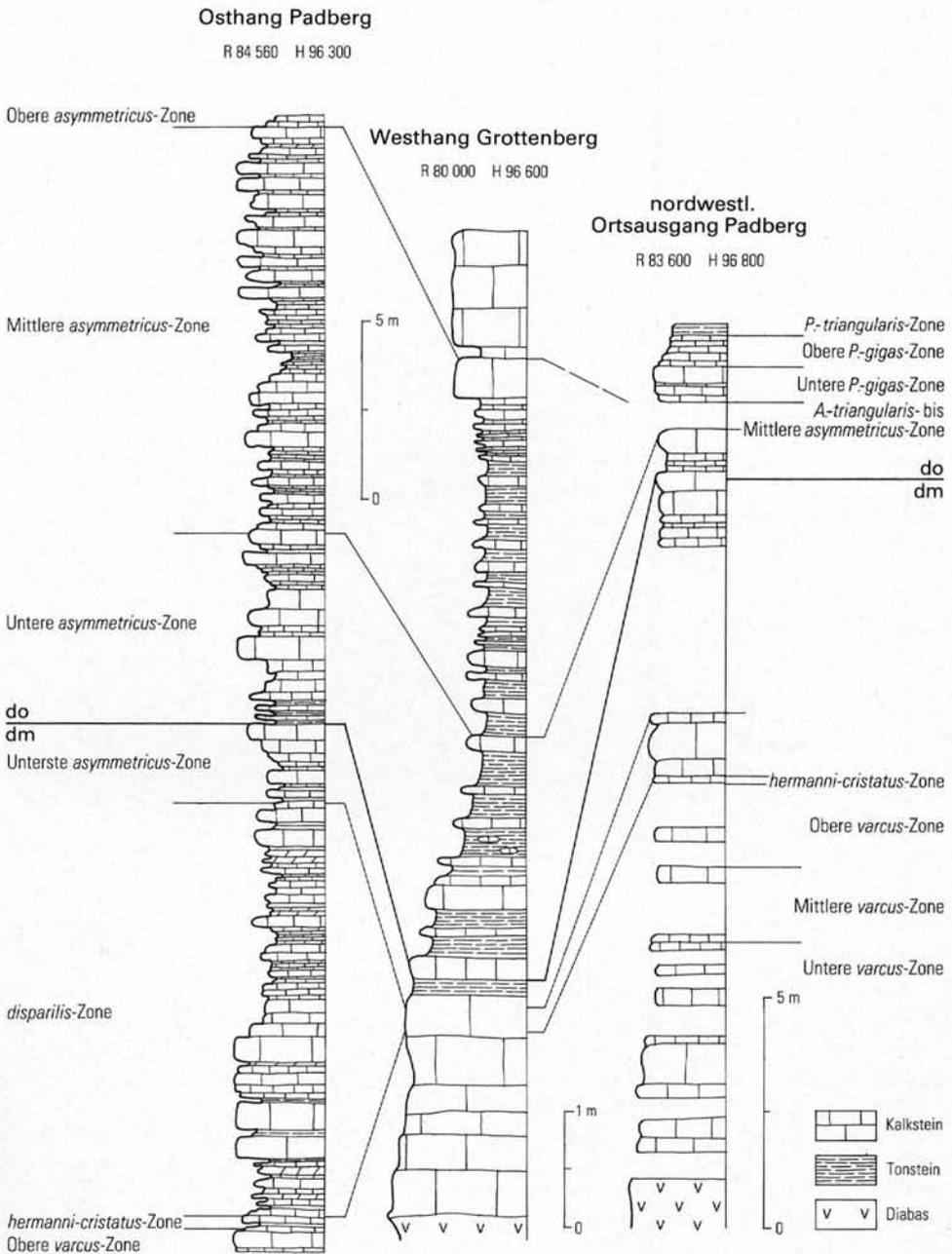


Abb. 3 Korrelation von Profilen zwischen Rösenbeck und Padberg, TK 25: 4518 Madfeld (Profilaufnahmen und Datierung R. STRITZKE 1983)

Fig. 3 Correlation of profiles between Rösenbeck and Padberg, TK 25: 4518 Madfeld (profiling and dating R. STRITZKE 1983)

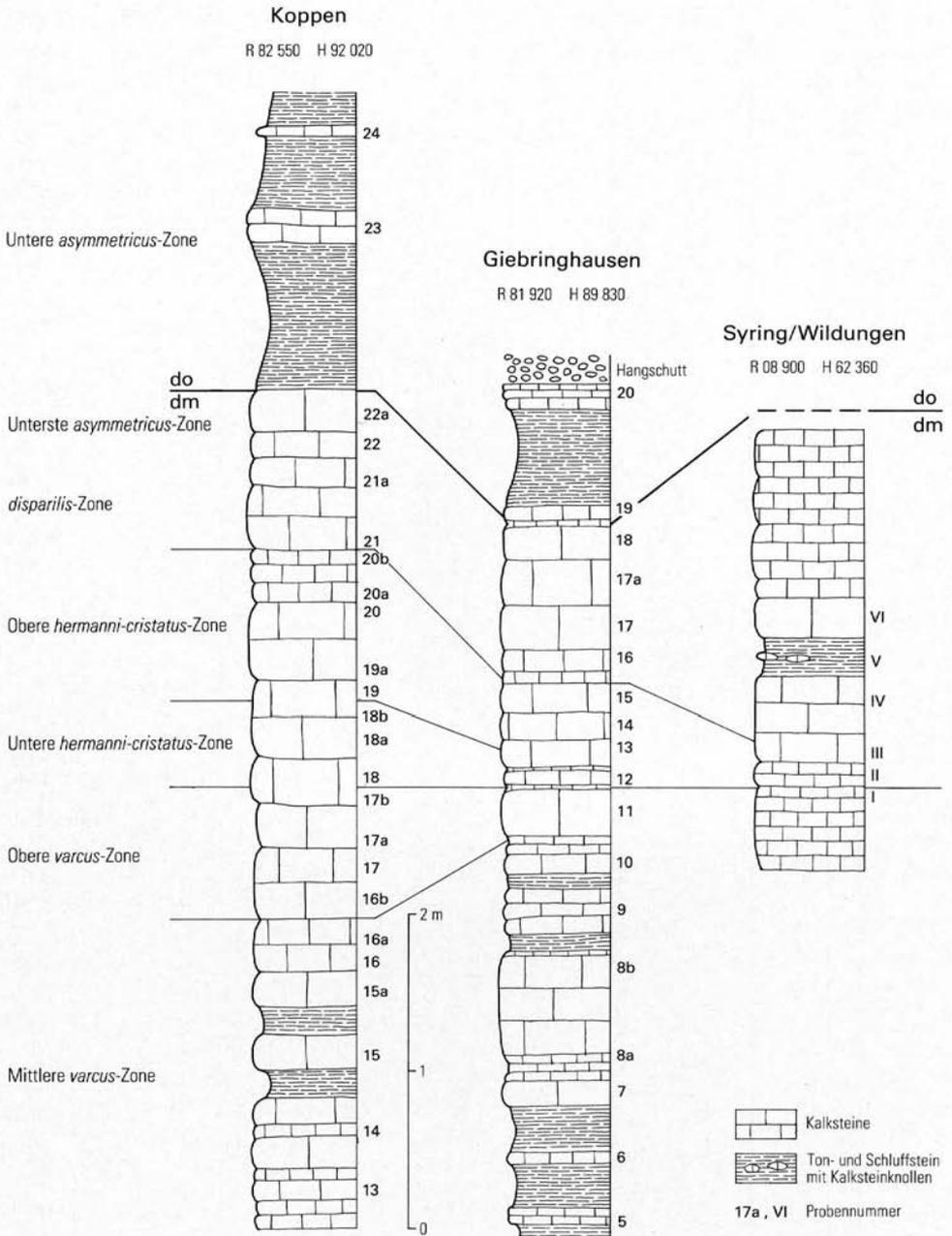


Abb. 4 Korrelation der Profile Koppen, Giebringhausen, TK 25: 4618 Adorf, und Syring/Wildungen, TK 25: 4920 Armsfeld (ZIEGLER 1965: Abb. 1, ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON 1976: Abb. 2, ZIEGLER & KLAPPER 1982 a)

Fig. 4 Correlation of the Koppen, Giebringhausen profiles, TK 25: 4618 Adorf, and Syring/Wildungen, TK 25: 4920 Armsfeld (ZIEGLER 1965: fig. 1, ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON 1976: fig. 2, ZIEGLER & KLAPPER 1982 a)

chen wird. Im Steinbruch Syring (BISCHOFF & ZIEGLER 1957, ZIEGLER 1965: Abb. 1 d) ist der *discoides*-Kalk über dem heute nicht mehr aufgeschlossenen stratum typicum des Odershäuser Kalks in plattigen bis flaserigen, grauen bis graurötlichen Kalksteinen entwickelt. Er enthält zwei *pumilio*-Bänkechen (ZIEGLER & KLAPPER & JOHNSON 1976: Abb. 4) und die von ZIEGLER (1965: Abb. 1 d) dargestellten Schichten der *hermanni-cristatus*-Zone und der *disparilis*-Zone. Die Platten-, Flaser- und Knollenkalksteinfohle über der Probe VI bei ZIEGLER (1965: Abb. 1 d) gehört in die *disparilis*-Zone. Darüber folgen im Steinbruch heute zum größten Teil nicht mehr zugängliche Kalksteine, welche die Adorf-Stufe (Unterste *asymmetricus*-Zone) repräsentieren (Abb. 4).

3.4. Attendorf-Elsper Doppelmulde

Ein geringmächtiger Zug blaugrauer, gut gebankter bis flaseriger Kalksteine zieht am Südflügel der Elsper Mulde von Mecklinghausen bis Dorlar (TK 25: 4813 Attendorf, 4814 Lennestadt, 4815 Schmallenberg, 4715 Eslohe) entlang. Bei Annäherung an das Meggener Lager werden die basalen Teile des Kalksteinzuges durch das Erzlager vertreten, während die höheren Abschnitte ohne fazielle Änderungen über das Lager als Lagerkalk hinweggreifen. Der Lagerkalk läßt sich nach CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER (1979: 11) in zwei Einheiten aufteilen:

- Liegender Lagerkalk (das Meggener Lager an seinen beiden Säumen randlich unterteufender kalkiger Anteil)
- Hangender Lagerkalk (das Meggener Lager überlagernder kalkiger Anteil)

Schon DENCKMANN (1902, 1903) wies darauf hin, daß der Hangende Lagerkalk in einen mitteldevonischen Abschnitt mit *Pinacites discoides* WALDSCHMIDT und *Stringocephalus burtini* DEFRANCE und in einen oberdevonischen Anteil mit Pharciceraten (*Synpharcicerata clavilobum* (G. & F. SANDBERGER)) untergliedert werden könne. Conodontenuntersuchungen erbrachten, daß der Liegende Lagerkalk der Unteren *varcus*-Zone bis möglicherweise Mittleren *varcus*-Zone angehört, während der Hangende Lagerkalk in der Oberen *varcus*-Zone einsetzt und bis in die Untere *asymmetricus*-Zone hineinreicht. Er enthält also gerade noch die Mittel-/Oberdevon-Grenze.

Hangender und Liegender Lagerkalk vereinigen sich südwestlich und nordöstlich außerhalb des Meggener Lagers unter Fortfall des Erzhorizonts zum „Kalkäquivalent des Lagerkalks und des Meggener Lagers“.

KREBS (1970) deutete diese Kalksteine als den Schelfabfall streifenartig überziehende Schlammfächer. Da der Kalkschlamm in einem paläomorphologisch sehr stark differenzierten Sedimentationsraum zum Absatz kam, sind Ausbildung, Mächtigkeit und Reichweite schon über geringe Entfernungen sehr unterschiedlich ausgeprägt. So zeichnet sich südwestlich des Meggener Lagers der tiefere Anteil des Lagerkalkäquivalents durch schwarzgraue flinzartige Kalksteine vom Typ der Beisinghäuser Kalksteine aus, der höhere durch dichte Kalksteine vom Typ der Cephalopodenkalksteine. Die Kalksteine sind stark heterochron, wie Conodontdatierungen an den Profilen Mecklinghausen, Hengstebeck und Rhenert bei Bonzel ergaben (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1979: Abb. 4, 9, Tab. 2 - 3, 5). So gehört der tiefere Flinzkalksteinabschnitt bei Mecklinghausen der *varcus*- bis *hermanni-cristatus*-Zone, bei Hengstebeck der Unteren bis Mittleren *varcus*-Zone und bei Bonzel der *ensensis*-(? bis Unteren *varcus*-)Zone an (Abb. 5).

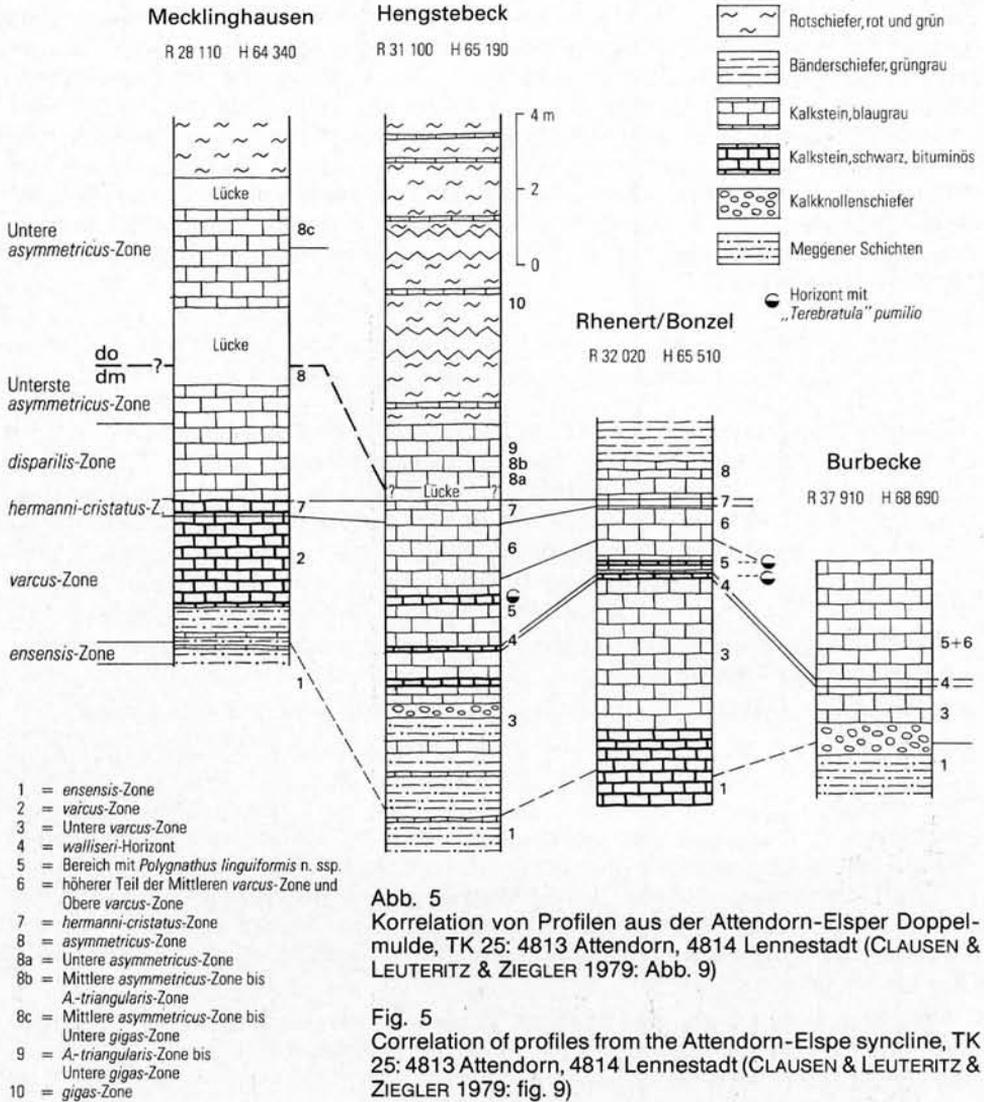


Abb. 5
Korrelation von Profilen aus der Attendorn-Elsper Doppelmulde, TK 25: 4813 Attendorn, 4814 Lennestadt (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1979: Abb. 9)

Fig. 5
Correlation of profiles from the Attendorn-Elspe syncline, TK 25: 4813 Attendorn, 4814 Lennestadt (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1979: fig. 9)

Der höhere Anteil des südwestlichen Lagerkalkäquivalents reicht bei Mecklinghausen bis zur Mittleren *asymmetricus*- / tiefsten Unteren *gigas*-Zone, bei Hengstebeck bis zur *A-triangularis*- / Unteren *gigas*-Zone und bei Bonzel bis zur *disparilis*- / Unteren *asymmetricus*-Zone. Er enthält damit die Mittel-/Oberdevongrenze. Der nordöstlich des Meggener Lagers auftretende Zug des Lagerkalkäquivalents ist noch stärker heterochron als der westliche. Die durchweg als blaugraue Cephalopodenkalksteine ausgebildeten Sedimente beginnen im Profil bei Burbecke in der *ensensis*- / Unteren *varcus*-Zone (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1979: Abb. 9, Tab. 4). Zum Hangenden hin kommt die Kalksteinbildung von Bracht (Unterer Abschnitt der Oberen *gigas*-Zone) bis Oberlandenbeck/Dorlar (*rhomboidea*-Zone) zunehmend später zum Erliegen.

Am östlichen Muldenschluß der Elspers Mulde tritt der Beisinghäuser Kalk, ein aus Absätzen von Riffschuttsuspensionen aufgebauter allodapischer Kalkstein, auf. Nach conodontenstratigraphischen Untersuchungen von ZIEGLER (1964 a, 1964 b) setzt dieser Kalkstein in der Oberen *varcus*-Zone ein und reicht bis in die Untere *asymmetricus*-Zone. Örtlich endet er erst an der Grenze Mittlere/Oberer *asymmetricus*-Zone. Er enthält damit überall die Mittel-/Oberdevon-Grenze. Ähnliche Verhältnisse herrschen im Beisinghäuser Kalk auf dem Nordflügel der Elspers Mulde vor.

Im Bereich der Massenkalk-Fazies des Attendorn-Elspers Riffkomplexes befindet sich die Mittel-/Oberdevon-Grenze innerhalb des Riffkalksteins. GWOSDZ (1972: Tab. 2, Abb. 6) konnte mit Hilfe von Conodonten die Obergrenze der Dorp-Fazies sehr genau festlegen (höheres $\text{dol}(\beta)\gamma$ bis dol/II). Seinen Untersuchungen zufolge reicht östlich der Lennetal-Störung von der Nordflanke der Attendorner Mulde bis zum Nordrand der Elspers Mulde das Riffwachstum schrittweise in immer jüngere Conodontenzonen hinauf.

Der Dünscheder Sattel, welcher die Elspers von der Attendorner Mulde trennt, setzt sich in nordöstlicher Richtung in den Sattelzug von Obervalbert-Niederlandenbeck fort. Im Kern dieses Sattelzuges treten als fazielle Vertretung des Meggener Lagers schwarze bituminöse Kalksteine und spätige Crinoidenschutt-kalksteine auf, welche mit schwarzen Tonsteinen wechsellagern. Gelegentlich überwiegen die schwarzen Tonsteine, in welchen Kalksteine dann nur noch in Form von Linsen und Knollen eingeschaltet sind (CLAUSEN 1972: 153, CLAUSEN 1978: 166 - 167). Von ZIEGLER (leg. 1964) im Cobbenroder Sattelaufbruch durchgeführte umfangreiche Conodontendatierungen ergaben, daß die Kernsedimente vom höheren Teil der *obliquimarginatus*-Zone bis in die Untere *asymmetricus*-Zone reichen und damit die Mittel-/Oberdevon-Grenze enthalten. Die bituminösen Sedimente werden von blaugrauen bis fleischroten, gut gebankten Cephalopodenkalksteinen überlagert. Diese Kalksteine setzen örtlich schon in der *hermanni-cristatus*-Zone, an anderen Stellen erst am Übergang von der Unteren bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone ein (CLAUSEN 1972: 156). Die Grenze zwischen Flinz-Schichten und Cephalopodenkalkstein ist daher heterochron. Wo die Flinz-Schichten schon in der *hermanni-cristatus*-Zone enden, wird die Mittel-/Oberdevon-Grenze in den Cephalopodenkalkstein hineinverlagert.

3.5. Lahn-Dill-Mulde

3.5.1. Südwestliche Dill-Mulde

Im Bereich der Blätter 5215 Dillenburg und 5216 Oberscheld herrschte im Oberen Mitteldevon ein submariner Vulkanismus, welcher am Meeresboden stärkere Reliefunterschiede hervorrief. Die häufige Aufgliederung in Becken und Schwellen verursachte auf engem Raum große Mächtigkeitsunterschiede. Die sich aus Diabastuffen (Schalsteinen) und spilitischen Diabasen zusammensetzenden vulkanischen Ablagerungen werden von den bis zu 200 m mächtigen Dillenburg Schichten, einer aus einer Wechsellagerung von bunten Tuffen, Tuffiten, Tonsteinen, Carbonatbänken und Breccien bestehenden Folge überlagert. Im kondensierten Profil D des Roteisentagebaus Diana (BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1983: 103 - 107, Abb. 3) folgen die Dillenburg Schichten über einem effusiven Spilit mit Pillowabsonderung und Roteisensteinlinsen (vgl. Abb. 6). Die untersten 2,5 m der Dillenburg Schichten lassen sich nach Conodonten in die *disparilis*- und

Unterste *asymmetricus*-Zone datieren, gehören damit noch dem höchsten Teil der Oberen Givet-Stufe an. Die Obergrenze der Dillenburger Schichten liegt im Grenzbereich Obere *asymmetricus*-Zone / *A. triangularis*-Zone. Die Dillenburger Schichten sind mithin die Mittel-/Oberdevon-Grenzsichten. Sie lassen sich als kondensierte Tiefschwellenablagerungen auffassen, welche gegenüber den zeit-

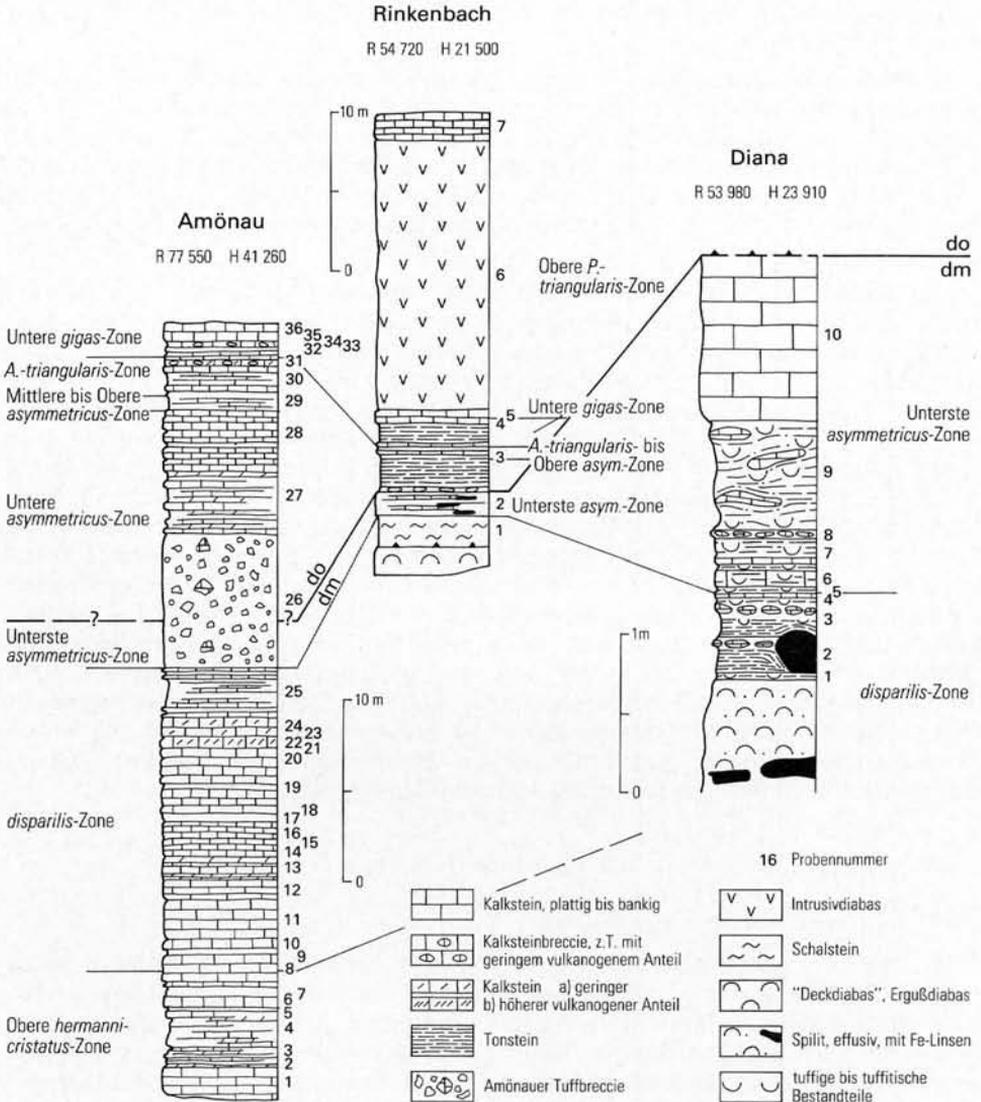


Abb. 6 Korrelation der Profile Amönau, TK 25: 5018 Wetter, Rinkenbachtal und Diana, TK 25: 5216 Oberscheld (BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1980: Abb. 3, BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1983: Abb. 3, BENDER et al. 1984: Taf. 1)

Fig. 6 Correlation of the Amönau profile, TK 25: 5018 Wetter, Rinkenbachtal and Diana profiles, TK 25: 5216 Oberscheld (BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1980: fig. 3, BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1983: fig. 3, BENDER et al. 1984: tab. 1)

äquivalenten tonig-sandigen Beckensedimenten und den auf den Hochschwellen gebildeten Riffcarbonaten nur geringe Mächtigkeiten aufweisen.

Der zum Langenaubach-Breitscheider Kalksteinkomplex gehörende Hunnacker Kalk, ein Korallen-Stromatoporen-Kalkstein, enthält ebenfalls die Mittel-/Oberdevon-Grenze. Er setzt in der Givet-Stufe ein. Im oberen Kalksteinabschnitt sind die Untere- bis Mittlere *asymmetricus*-Zone nachgewiesen (RABIEN in LIPPERT & HENTSCHEL & RABIEN 1970: 103 – 106).

Im Rinkebachtal südlich Oberscheld (vgl. Abb. 6) folgen auf ca. 2 m Schalstein und eine ca. 1,5 m mächtige Roteisengrenzlagerzone, die noch dem höchsten Teil der Oberen Givet-Stufe angehört, mit grauen Tonsteinen wechsellagernde Kalksteine des tiefsten Oberdevons. Der Basisspilit ist auf feinkörnigen, blasigen Deckdiabas des Unterkarbons überschoben (BUGGISCH & RABIEN & HÜHNER 1980: 52, 53, Abb. 3). Das vom Oberen Givet bis zur Dasberg-Stufe reichende, nur wenige Zehner Meter mächtige Gesamtprofil wird von den genannten Autoren zur Schwellen-Becken-Übergangsfazies gerechnet.

3.5.2. Nordöstliche Dill-Mulde

An der Wende Mittel-/Oberdevon standen sich in der nordöstlichen Dill-Mulde zwei Faziesräume gegenüber. Im nordwestlichen Faziesraum wurden als Beckensedimente gebänderte schluffige Tonsteine abgelagert (LEUTERITZ 1968: 19 – 21). Im südwestlichen Bereich entstanden die Buchenauer Schichten, welche aus einem Wechsel grauer, dichter, fein- bis grobkörniger detritischer Kalksteinbänke und feinkörniger, grauer bis dunkelbrauner Tonsteine bestehen. Eingeschlossen sind ferner Fragmente vulkanischer Gesteine (Vulkanitbruchstücke und Fragmente pyroklastischer Förderprodukte). Eingeschaltet in den tieferen Teil der Buchenauer Schichten ist die 6 – 8 m mächtige Amönauer Tuffbreccie, ein aus Carbonatbruchstücken, Tonsteinfragmenten und vulkanogenen Komponenten aufgebautes ungeschichtetes Gestein.

BENDER et al. (1984) unterzogen den südlichen Steinbruch bei Amönau (TK 25: 5018 Wetter) einer genauen biostratigraphischen Analyse. Danach reichen die 45 – 55 m mächtigen Buchenauer Schichten vom Obersten Givet (Obere *varcus*-Zone) bis zur Obergrenze der Adorf-Stufe (*P.-triangularis*- / *crepida*-Zone). Schon früh hatten BISCHOFF & ZIEGLER (1957) eine Conodontenfauna aus einer Lage 6 m über der Tuffbreccie geborgen, welche entsprechend der heutigen Zonierung in die Untere *asymmetricus*-Zone gehört. Da sich in Kalksteinkomponenten der Tuffbreccie neben einigen stratigraphisch wenigen aussagekräftigen Conodonten außer *Polygnathus dengleri* auch *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* fand, datieren BENDER et al. (1984) die gesamte Breccie in die Untere *asymmetricus*-Zone. Die Sedimente unmittelbar im Liegenden der Tuffbreccie gehören schon der mitteldevonischen *disparilis*-Zone an. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze liegt daher an der Basis oder im untersten Abschnitt der Amönauer Tuffbreccie und damit im tieferen Teil der Buchenauer Schichten. Im Amönauer Steinbruch gehören insgesamt die obersten 36 m der Buchenauer Schichten dem Oberdevon an (Abb. 6).

Die Buchenauer Schichten werden von Styliolinenschiefern der Oberen Givet-Stufe unter-, von Rotschiefern, Kalk- und Tonsteinen der Unteren Nehden-Stufe überlagert. Nach KUPFAHL (1985: 19) stellen sie weniger eine stratigraphische Einheit als vielmehr eine Zusammenfassung petrographisch ähnlicher, in einer besonderen Fazies vorliegender Gesteine dar. Die eingeschlossene Tuffbreccie wird als eine unter Einwirkung vulkanischer Agentien entstandene Riffschutt-

breccie gedeutet, welche durch submarinen Transport aus dem Flachwasserbereich einer vulkanischen Schwelle zum bathymetrisch etwas tiefer gelegenen Ablagerungsort gelangte.

3.5.3. Lahn-Mulde

In der Schaumburger Mulde innerhalb der südwestlichen Lahn-Mulde werden im Höllochtaal (TK 25: 5613 Schaumburg) obermitteldevonische Schalsteine von Buchenauer Schichten (Dillenburger Tuffen) überlagert. Sie bestehen – wie in der Dill-Mulde – ebenfalls aus einer Wechselfolge bunter Tuffe und weißgrauer bis rötlicher, plattiger und geflasierter Kalksteine mit Vererzungshorizonten (PAULY 1958: 59–61, REQUADT 1975: 36). Aus dem an der Mittel-/Oberdevon-Grenze auftretenden Roteisengrenzlager ließ sich bei R 25 560, H 77 570 eine Conodontenfauna der *varcus*- bis Mittleren *asymmetricus*-Zone gewinnen. Bei R 26 050, H 77 630 fand sich in einer eisenschüssigen rötlichen Flaserkalksteineinschaltung eine Fauna der Untersten *asymmetricus*-Zone, die wenig südlicher in eine Fauna der Unteren *asymmetricus*-Zone übergeht.

Auch im Fortstreichen der im Höllochtaal anstehenden Buchenauer Schichten nach Nordosten ließen sich in mit Schalsteinen verknüpften tuffitischen Kalksteinlagen Conodontenfaunen der Untersten bis Mittleren *asymmetricus*-Zone bergen (REQUADT 1975: 38). In allen genannten Fällen ist die Mittel-/Oberdevon-Grenze in den Buchenauer Schichten vorhanden.

Ähnliche stratigraphische Verhältnisse liegen in der Weilburger Mulde innerhalb der mittleren Lahn-Mulde vor. Aus tuffitischen Kalksteinen stammen Conodontenfaunen des Mittel-/Oberdevon-Grenzbereichs bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone (RIETSCHEL 1966: 24). In der Grube Waldhausen nördlich Weilburg am Nordflügel der Ahäuser Spezialmulde befindet sich die Untere *asymmetricus*-Zone über dem Roteisengrenzlager. In einer Roteisenbank des Grenzlagers wurde *Pharciceras lunulicosta* (G. & F. SANDBERGER) gefunden.

Die Massenkalk-Komplexe der mittleren Lahn-Mulde gehen noch im höchsten Mitteldevon in plattige, zu oberdevonischen Plattenkalken überleitende Detrituskalksteine über (RIETSCHEL 1966: 51). An verschiedenen Stellen in der gesamten Lahn-Mulde überschreitet jedoch das Riffwachstum in der Fazies des Iberger Kalks die Mittel-/Oberdevon-Grenze (PAULY 1958: 59).

4. Konsequenzen der neuen Grenzziehung

Das Auftreten der multilobaten Pharciceraten fällt etwa mit der Basis der *hermanni-cristatus*-Zone zusammen (ZIEGLER & KLAPPER 1982 c, ZIEGLER & KLAPPER 1985, WALLISER in BENSARD et al. 1985: 299). Die *disparilis*-Grenze hätte – wäre sie beschlossen worden – willkürlich die Evolution der Pharciceraten in einen – allerdings gut erkennbaren – mittel- und oberdevonischen Formenzweig unterteilt, wäre aber durch das Erstauftreten von Vertretern der Gephyrocera-tidae (z. B. *Ponticeras*) auch orthochronologisch noch zu fassen gewesen. Die *asymmetricus*-Grenze trifft hingegen nicht auf einen bestimmten, phylogenetisch auffälligen Eckpunkt der Goniatitenentwicklung. Die Gattung *Manticoceras* erscheint erst in der höheren Unteren *asymmetricus*-Zone. Möglicherweise nimmt *Petteroceras feisti*, welcher bisher nur in der Montagne Noire gefunden wurde (HOUSE et al. 1985), eine grenznahe Position ein. Hierzu sind aber noch regionale Vergleiche nötig. Die *asymmetricus*-Grenze ist eine reine Conodontengrenze (s. Tab. 1, S. 12).

Die in Kapitel 3. beschriebenen Beispiele aus dem Rheinischen Schiefergebirge zeigen überdeutlich, daß bei der neuen Grenzfestlegung die Conodonten die wichtigste Rolle übernommen haben. Das rührt daher, daß Cephalopoden bis auf wenige Ausnahmen nur spärlich oder überhaupt nicht vorhanden sind. Conodonten stehen hingegen in ausreichendem Maße für eine Grenzfixierung zur Verfügung.

Feldgeologisch wirkt sich die Höherlegung der Mittel-/Oberdevon-Grenze vor allem dort aus, wo Beckenablagerungen in Flinzfazies vorliegen. Hier können, wie die Bohrung Balve 1 gezeigt hat, zwischen der alten *hermanni-cristatus*- und der neuen *asymmetricus*-Grenze mehr als 60 m Sediment ausgeschaltet sein. In kondensierten Cephalopodenkalksteinprofilen fällt demgegenüber die Grenzverschiebung kaum ins Gewicht; sie beläuft sich dort nur auf wenige Zentimeter oder Dezimeter.

Dank: Dr. R. STRITZKE, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, sind wir für die freundliche Überlassung von drei noch unveröffentlichten Profilaufnahmen von Blatt 4518 Madfeld zu Dank verpflichtet.

Nachtrag: Nach SANDBERG & ZIEGLER & BULTYNCK (1988) liegt die Mittel-/Oberdevon-Grenze im Grenzstratotyp Col du Puech de la Suque (Montagne Noire) ganz im Gegensatz zum ursprünglich beabsichtigten Vorschlag (FEIST & KIRCHGASSER & KLAPPER 1985, KLAPPER & FEIST & HOUSE 1987) nicht an der Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone, sondern 54 cm tiefer im unteren Abschnitt der Untersten *asymmetricus*-Zone. Diese Grenzverschiebung ergibt sich aus der durch KLAPPER (1985) durchgeführten taxonomischen Revision des grenzentscheidenden Indexconodonten *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT). Denn durch die Einbeziehung phylogenetisch älterer, morphologisch von der Art abweichender Vorläufer wird die stratigraphische Reichweite von *A. rotundiloba* zum Liegenden hin in die Unterste *asymmetricus*-Zone hinein ausgedehnt.

Eine solche Tieferlegung der Grenze, welche dem 1982 von der Subkommission für Devon-Stratigraphie (SDS) gefaßten Beschluß zuwiderläuft, wäre vermeidbar, wenn die phylogenetischen Vorläuferformen aus dem Formenkreis von *A. rotundiloba* ausgeschlossen würden. Nach SANDBERG & ZIEGLER & BULTYNCK (1988) können diese Exemplare entweder als eine Spätform von *Ancyrodella binodosa* UYENO oder als eine neue Art angesehen werden, welche eine vermittelnde Position zwischen *A. binodosa* und *A. rotundiloba* einnimmt.

5. Schriftenverzeichnis

- BASSETT, M. G. (1985): Towards a „Common Language“ in Stratigraphy. – Episodes, **8**: 87 – 92, 11 Abb.; Ottawa.
- BENDER, P., & HÜHNER, G., & KUPFAHL, H.-G., & VOUTTA, U. (1984): Ein Mitteldevon/Oberdevon-Profil bei Amönau auf Bl. 5018 Wetter (Hessen), (Conodonten-Biostratigraphie, Obere Givet- bis Obere Nehden-Stufe, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **112**: 31 – 65, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BENSAID, M., & BULTYNCK, P., & SARTENAER, P., & WALLISER, O. H., & ZIEGLER, W. (1985): The Givetian-Frasnian Boundary in pre-Sahara Morocco. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 287 – 300, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- BISCHOFF, G., & ZIEGLER, W. (1957): Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**: 1 – 136, 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.; Wiesbaden.
- BUGGISH, W., & RABIEN, A., & HÜHNER, G. (1980): Das Oberdevon im Rinkenbach-Tal S Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Stratigraphie, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **108**: 43 – 94, 5 Abb., 12 Tab.; Wiesbaden.
- , & –, & – (1983): Stratigraphie und Fazies des kondensierten Oberdevon-Profiles „Diana“ nördlich Oberscheld (Conodonten- und Ostracoden-Biostratigraphie, hohes Mitteldevon bis tiefes Unterkarbon, Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **111**: 93 – 153, 10 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Wiesbaden.

- CLAUSEN, C.-D. (1972): Geologie der Cephalopodenkalk-Sattelaufbrüche und ihrer Hüllsedimente in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **140** (2): 146–184, 16 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1978), mit Beitr. von FUCHS, W., & GWOSDZ, W., & JÄGER, B., & KAMP, H. VON., & KREBS, W., & REHAGEN, H.-W., & SCHERP, A., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4814** Lennestadt: 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
 - (1989): Die Goniatiten der Bohrung Balve 1 (Sauerland, östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 31–56, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON. & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4515** Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1979): Biostratigraphie und Lithofazies am Südrand der Elser Mulde (hohes Mittel- und tiefes Oberdevon; Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **A 51**: 3–37, 9 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwald und in einigen benachbarten Gebieten. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **15**: 8–64, 4 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1901): Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland). – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst., **21** (Mitt.): I–XIX; Berlin.
 - (1902): Über neue Goniatitenfunde im Devon und im Carbon des Sauerlandes. – Z. dt. geol. Ges., **54** (Prot.): 15–18; Berlin.
 - (1903): Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetale und im Hönnetale. – Z. dt. geol. Ges., **55**: 393–402, 1 Taf.; Berlin.
 - (1905): Über Devon und Carbon des Sauerlandes. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hohenlimburg und Balve in den Jahren 1901 und 1902. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **23** (4): 554–596; Berlin.
 - (1909): Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **27**: 20–47, 1 Taf.; Berlin.
- EDER, F. W., & ENGEL, W., & FRANKE, W., & SADLER, P. M. (1983): Devonian and Carboniferous limestone-turbidites of the Rheinisches Schiefergebirge and their tectonic significance. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 93–124, 13 Abb., 2 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- FEIST, R., & KIRCHGASSER, W. T., & KLAPPER, G. (1985): Proposal for a Middle-Upper Devonian Boundary Stratotype. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 409–410; Frankfurt/Main.
- FRECH, F. (1887): Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). – Z. dt. geol. Ges., **39**: 360–487, zahlr. Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorn-Elsper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **A 2**: 71 S., 23 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HEINKE, H.-J. (1978 a): Ein weiterer Nachweis von *Fitzroyella* bei Hemer (Ober-Devon; W-Deutschland). – Senckenbergiana lethaea, **59** (4/6): 367–375, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- (1978 b): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon am Nordrand des Remscheid-Altener Sattels zwischen Iserlohn und dem Hönnetal (Mbl. 4612 Iserlohn, Mbl. 4512 Menden und Mbl. 4613 Balve). – Dipl.-Arb. Univ. Marburg: 132 S., 47 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Marburg/Lahn. – [Unveröff.]
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das Obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **16**: 459 S., 14 Abb., 19 Taf.; Berlin.
- HOUSE, M. R., & KIRCHGASSER, W. T., & PRICE, J. D., & WADE, G. (1985): Goniatites from Frasnian (Upper Devonian) and adjacent strata of the Montagne Noire. – Hercynia, **1**: 1–19, 14 Abb., 3 Taf.; Montpellier.
- HOUSE, M. R., & SCRUTTON, C. T., & BASSETT, M. G. [Hrsg.] (1979): The Devonian System. – Palaeont. Assoc., spec. Pap. Paleont., **23**: 353 S.; London.

- HOUSE, M. R., & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – *Geol. et Palaeont.*, **11**: 69 – 108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg/Lahn.
- KAYSER, E. (1871): Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devon, 2, Die devonischen Bildungen der Eifel. – *Z. dt. geol. Ges.*, **23**: 289 – 376, 1 Taf.; Berlin.
- KLAPPER, G. (1985): Sequence in conodont genus *Ancyrodella* in Lower *asymmetricus* Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. – *Palaeontographica*, (A) **188**: 19 – 34, 3 Abb., 11 Taf.; Stuttgart.
- KLAPPER, G., & FEIST, R., & HOUSE, M. R. (1987) (with comments by COWIE, J. W.): Decision on the boundary stratotype for the Middle/Upper Devonian Series boundary. – *Episodes*, **10** (2): 97 – 101, 5 Abb.; Ottawa.
- KREBS, W. (1970): Die Faziesverhältnisse des hohen Mitteldevons in der östlichen Attendorn-Elsper Doppelmulde (nach Auswertung der Bohrungen des Rahmenprogrammes). – 15 S. u. mehrere Anl.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- KREBS, W., & ZIEGLER, W. (1965): Über die Mittel-/Oberdevon-Grenze in der Riffazies bei Aachen. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **9**: 731 – 754, 1 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- KULLMANN, J., & ZIEGLER, W. (1970): Conodonten und Goniatiten von der Grenze Mittel-/Oberdevon aus dem Profil am Martenberg (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – *Geol. et Palaeont.*, **4**: 73 – 85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Marburg/Lahn.
- KUPFAHL, H.-G. (1985), mit Beitr. von ANDERLE, H.-J., & BLUM, R., & HÖLTING, B., & SCHRADER, L.: Erläuterungen zu Blatt Nr. 5018 Wetter (Hessen). – *Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl.*, **5018** Wetter: 147 S., 20 Abb., 20 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LEUTERITZ, K. (1968): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde in der Umgebung von Buchenau am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Inaug.-Diss. Nat. Fak. Univ. Marburg: 196 S., 94 Abb., 1 Tab.; Marburg/Lahn.
- LIPPERT, H.-J., & HENTSCHEL, H., & RABIEN, A. (1970), mit Beitr. von KUTSCHER, F., & SCHRICKE, W., & STENGEL-RUTKOWSKI, W., & WENDLER, R., & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zu Blatt 5215 Dillenburg. – *Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl.*, **5215** Dillenburg, 2. Aufl.: 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- PAECKELMANN, W. (1924): Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **44**: 51 – 97, 2 Taf.; Berlin.
- (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **49**: 370 – 412, 15 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1938), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Balve Nr. 2655. – *Geol. Kt. Preussen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000*: 70 S., 7 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1979), mit Beitr. von BOTTKE, H., & DIEDERICH, G., & FICKEL, W., & HÖLTING, B., & HORN, M., & PLAUMANN, S., & ULRICH, H.-J.: Erläuterungen zu Blatt Adorf. – *Geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Erl.*, **4618** Adorf, 2. erg. Aufl.: 127 S., 11 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- PAULY, E. (1958): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **25**: 138 S., 41 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- REQUADT, H. (1975): Zur Gliederung und Tektonik des Oberdevons in der südwestlichen Lahnmulde (Rhein. Schiefergebirge) mit Conodontenfaunen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **126**: 31 – 48, 4 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- RIETSCHEL, S. (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **509**: 1 – 58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt/Main.
- SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W., & BULTYNCK, P. (1988): Middle-Upper Devonian series boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. – *Newsl. Stratigr.*, **18** (2): 117 – 121, 1 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SCHÄFER, W. (1978): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie in Oberdevon und Unterkarbon im Bereich des Balver Riffgebietes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Diss. Univ. Marburg*: 122 S., 24 Abb., 4 Taf.; Marburg/Lahn.
- STRITZKE, R. (1983): Die Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Karbonate im südöstlichen Vorfeld des Briloner Bioherms (Ostsauerland). – *Diss. Univ. Bochum*: 84 S., 45 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Bochum. – [Unveröff.]

- STRUVE, W. (1978): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 19, Arten von *Fitzroyella* (Rhynchonellida; Givetium und Frasnium von Europa und Australien). – *Senckenbergiana lethaea*, **59** (4/6): 329–365, 12 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.
- (1982): The Eifelian within the Devonian Frame, History, Boundaries, Definitions. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 401–432, 6 Abb.; Frankfurt/Main.
- WEDEKIND, R. (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. – *Sitz.-Ber. Ges. naturforsch. Freunde*, **1**: 23–77, 14 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- ZIEGLER, W. (1958): Ein Devon-Karbonprofil westlich von Marburg/Lahn, Stratigraphie und Tektonik. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**: 119–132, 4 Abb.; Wiesbaden.
- (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- (1964 a): Bericht über den Stand der Untersuchungen am Beisinghäuser Kalk (Mbl. Eslohe), Ergänzung zu den Berichten vom 26. 11. 1963 und 22. 12. 1963. – 2 S. Manusk. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld. – [Unveröff.]
- (1964 b): Abschließender Bericht über die stratigraphischen Untersuchungen am Beisinghäuser Kalk (Ergänzung zu den Berichten vom 26. 11. 1963, 22. 12. 1963, 15. 5. 1964). – 5 S., 2 Abb., 2 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1965): Eine Verfeinerung der Conodonten-Gliederung an der Grenze Mittel/Oberdevon. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 647–676, 5 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. – *Geol. Soc. Amer., spec. Mem.*, **127**: 227–284, 3 Abb., 6 Tab.; Boulder/Colorado.
- (1975): Subcommission on Devonian Stratigraphy, Report on fieldtrip in Morocco, March 1975. – *Geol. Newsletter*, **1975** (3): 226–228; Haarlem.
- (1979): Historical subdivisions of the Devonian. – In: HOUSE, M. R., & SCRUTTON, C. T., & BASSETT, M. F. [Hrsg.]: *The Devonian System*. – *Palaeont. Assoc., spec. Pap. Paleont.*, **23**: 23–47, 7 Tab.; London.
- (1982): Conodont age of *Pharciceras lunulicosta*-Zone. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 493–496; Frankfurt/Main.
- ZIEGLER, W., & KLAPPER, G. (1982 a): The *disparilis* Conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 463–492, 3 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.
- , & – (1982 b): Subcommission on Stratigraphy: Decisions since 1983 and present status. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 7–12, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- , & – (1982 c): Devonian Series Boundaries: Decisions of the IUGS Subcommission. – *Episodes*, **1982** (4): 18–21; Ottawa.
- , & – (1985): Stages of the Devonian System. – *Episodes*, **8** (2): 104–109, 9 Abb.; Ottawa.
- ZIEGLER, W., & KLAPPER, G., & JOHNSON, J. G. (1976): Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geol. et Palaeont.*, **10**: 109–140, 5 Abb., 15 Tab., 4 Taf.; Marburg/Lahn.
- ZIEGLER, W., & WERNER, R. [Hrsg.] (1982): On Devonian stratigraphy and palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 498 S.; Frankfurt/Main.
- , & – [Hrsg.] (1985): Devonian Series Boundaries – results of world-wide studies. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 415 S.; Frankfurt/Main.

Die Goniatiten der Bohrung Balve 1 (Sauerland, östliches Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUS-DIETER CLAUSEN *

Borehole, goniatites, biostratigraphy (flint beds), Middle Devonian, Middle/Upper Devonian boundary (Frankfurt decisions, subdivision of the *Pharciceras* stage), Rhenish massif (Sauerland), North Rhine-Westphalia, TK 25: 4613

Kurzfassung: Aus der Kernbohrung Balve 1 werden neben orthoconen Cephalopoden Vertreter der Goniatitengenera *Tornoceras*, *Epitornoceras*, *Pharciceras* und *Agoniatites* beschrieben. Mit Hilfe von Goniatiten und Conodonten läßt sich vor allem der tiefere Bereich der erbohrten Flinz-Schichten zwischen 40 und 60 m unter Flur biostratigraphisch gut gliedern. Die Mittel-/Oberdevon-Grenze im klassischen Sinne (Ablösung der Agoniatiten durch Pharciceraten) liegt zwischen 53,2 m und 55,6 m unter Flur. Nach den Frankfurter Beschlüssen des Jahres 1982 gehören nunmehr die genannten Bohrkerne dem Mitteldevon an.

Als Folge der neuen Grenzziehung ist nur noch ein geringer Teil der Pharciceraten oberdevonischen Alters. Die *Pharciceras*-Stufe beginnt im höheren Teil der Mittleren *varcus*-Subzone und reicht bis in die höhere Untere *asymmetricus*-Zone hinein. Sie überschreitet damit die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze und enthält sieben Conodontenzonen beziehungsweise -subzonen. Ein Vergleich verschiedener Cephalopodenvergesellschaftungen aus Frankreich, Nordafrika und Deutschland läßt die Möglichkeit weiterer Untergliederungen dieser überlangen Stufe in mehrere Zonen offen. In vorliegender Studie wird der Vorschlag einer Aufteilung in die Zone des *Pharciceras amplexum* (höherer Teil der Mittleren *varcus*-Subzone bis tieferer Teil der Unteren *hermanni-cristatus*-Subzone und Zone des *Pharciceras lunulicosta* (Untere *hermanni-cristatus*-Subzone bis Untere *asymmetricus*-Zone) unterbreitet. Eine weitere Untergliederung der noch fünf Conodontenzonen enthaltenden *Pharciceras-lunulicosta*-Zone ist erwünscht und in Zukunft wohl auch möglich.

Der vorliegenden biostratigraphischen Gliederung zufolge lassen sich die erbohrten Flinz-Schichten der Bohrung Balve 1 in die Zone des *Maenioceras terebratum*, des *Pharciceras amplexum* und des *Pharciceras lunulicosta* einstufen.

[The goniatites of the borehole Balve 1 (Sauerland, Eastern Rhenish massif)]

Abstract: Orthocone cephalopods as well as representatives of the goniatite genera *Tornoceras*, *Epitornoceras*, *Pharciceras* and *Agoniatites* are described from the borehole Balve 1. By aid of goniatites and conodonts especially the lower part of the drilled flint beds between 40 and 60 m can be divided biostratigraphically. The Middle/Upper Devonian boundary in classical sense (succession of the agoniatitids by pharciceratids) can be found between 53,2 and 55,6 m below surface. According to the Frankfurt decisions of 1982 all the drill cores now belong to the Middle Devonian.

* Anschrift des Autors: Dr. C.-D. CLAUSEN, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1

On account of the new delimitation only a small part of the pharciceratids has Upper Devonian age. The *pharciceras* stage begins in the upper part of the Middle *varcus* zone and can be followed up to the Lower *asymmetricus* zone, that is: it transgresses the new Middle/Upper Devonian boundary and contains seven conodont zones or subzones. A comparison of cephalopod assemblages from France, North Africa and Germany enables further subdivisions of this overlong stage into several zones. In this paper a division into the zone of *Pharciceras amplexum* (upper part of the Middle *varcus* subzone to lower part of the Lower *hermanni-cristatus* subzone) and the zone of *Pharciceras lunulicosta* (Lower *hermanni-cristatus* subzone to Lower *asymmetricus* zone) is suggested. A supplementary subdivision of the *Pharciceras lunulicosta* zone, still consisting of five conodont zones or subzones, is desirable and seems to be possible in future.

The present biostratigraphical subdivision makes it possible to class the flinz beds of the borehole Balve 1 into the zones of *Maenioceras terebratum*, *Pharciceras amplexum* and *Pharciceras lunulicosta*.

[Les goniatites du sondage Balve 1 (Sauerland, bord nord-est du massif rhénan)]

Résumé: Dans le sondage Balve 1 on a trouvé des céphalopodes des genres *Tornoceras*, *Epitornoceras*, *Pharciceras* et *Agoniatites* et des céphalopodes orthocones. A l'aide de goniatites et de conodontes, on peut subdiviser la partie basale des couches de type «Flinz» (lits centimétriques noirs à débris de récifs ou de carbonates de plate-formes, avec des interstratifications de schistes gris-noirs à petits lits de pyrite) couche qui fut trouvée entre 40 et 60 m de profondeur. L'ancienne limite entre Givétien et Frasnien (séparation des *Agoniatites* par des *Pharciceras*) est à tracer entre 53,2 et 55,6 m de profondeur. D'après la résolution de Frankfurt (1982), on place tous les sédiments de ce sondage dans le Dévonien moyen.

D'après cette résolution, seulement une petite partie du groupe des *Pharciceras* reste dans le Dévonien supérieur. L'étage à *Pharciceras* débute dans la partie supérieure de la zone Moyenne à *Polygnathus varcus* et atteint la partie supérieur de la zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus*. L'étage à *Pharciceras* traverse la nouvelle limite entre le Dévonien moyen et supérieur et renferme sept zones ou sous-zones de conodontes. D'après une comparaison avec des associations de céphalopodes trouvées en France, en Afrique du Nord et en Allemagne, la possibilité d'une subdivision plus fine en quelques zones supplémentaires semble possible.

L'auteur propose une subdivision dans une zone à *Pharciceras amplexum* (= Partie supérieure de la zone moyenne à *Polygnathus varcus* jusqu'à la base de la zone inférieure à *Schmidtofnathus hermanni/Polygnathus cristatus*) et dans une zone à *Pharciceras lunulicosta* (zone inférieure à *Schmidtofnathus hermanni/Polygnathus cristatus* jusqu'à la zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus*). Une subdivision plus détaillée de la zone actuelle à *Pharciceras lunulicosta* qui renferme cinq zones à conodontes semble souhaitable et possible à l'avenir.

D'après la subdivision biostratigraphique actuelle, on peut placer les couches «Flinz» du sondage Balve 1 dans les zones à *Maenioceras terebratum*, *Pharciceras amplexum* et *Pharciceras lunulicosta*.

1. Einleitung

Im Oktober 1981 wurde zur Erkundung lagerförmiger Schwefelkieskonzentrationen, welche im Stadtgebiet von Balve auf der Grube Husenberg im Zusammenhang mit dem dortigen jahrhundertalten Roteisenerzabbau in Stollen erschlossen waren, im Auftrag des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen eine Kernbohrung abgeteuft. Der Bohrpunkt befand sich ca. 200 m östlich der Balver Kirche auf dem Grundstück der Städtischen Johannes-Grundschule (R 34 21 270, H 56 88 290).

Bis 64,07 m unter Flur durchsank die Bohrung Flinz-Schichten, die sich aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen, mikritischen bis sparitischen Kalksteinen sowie grauen bis schwarzen, meist schwach gebänderten Tonmergelsteinen zusammensetzen. Nach einem von 64,07 - 65,55 m unter Flur reichenden, aus Tonmergelsteinen und Schalstein bestehenden, mit schlierig-lagigen, linsenförmigen

gen Schwefelkiesanreicherungen durchsetzten Übergangsbereich durchhörte die Bohrung sodann bis zur Endteufe bei 92,50 m nur noch Schalstein und Spilite (MÜLLER & SCHERP & STADLER 1986).

In den Flinz-Schichten wurden zahlreiche Cephalopoden geborgen, deren taxonomische Bearbeitung neben der biostratigraphischen Einstufung der Balver Flinz-Schichten das Ziel der vorliegenden Studie ist.

2. Stratinomie und Taxonomie der aus der Bohrung Balve 1 geborgenen Cephalopoden

2.1. Fossilisation und Erhaltungszustand

Der überwiegende Anteil der Cephalopoden (orthocone Cephalopoden sowie Goniatiten) ist pyritisiert. Sehr untergeordnet – vor allem in Oberflächennähe, wo die Atmosphärrilien einwirken konnten – ist eine sekundäre Umwandlung in Brauneisenstein vorhanden.

Die gesamte Fauna liegt in Steinkernerhaltung vor. Schalenreste sind nicht erhalten, da alle kalkigen Bestandteile der Subsolution zum Opfer gefallen sind. Die Sauerstoffarmut des durch schwärzliche organische Schlämme gekennzeichneten Balver Flinzschiefer-Beckens verursachte in Bodennähe einen CO_2 -Anstieg. Durch Zersetzung organischer Substanz, welche nach dem Absterben der Cephalopoden und anderer Weichtiere lagenweise in beträchtlicher Menge anfiel, reicherte sich Schwefelwasserstoff an, der zur Fällung S-affiner Kationen wie Fe^{2+} führte. Gleich nach der Einbettung der Gehäuse im Bodenschlamm und noch vor Zerstörung der Schale setzte die Verkiesung ein. Wohn- und Luftkammerabschnitt der Individuen wurden in gleicher Weise davon betroffen. Einige Gehäuseanschnitte zeigen, daß die Pyritisierung weitgehend homogen verlief; von der Verkiesung ausgesparte Resthohlräume konnten nicht beobachtet werden, obgleich mit solchen Lücken zu rechnen ist.

Die Pyritisierung begünstigte die vollkörperliche Erhaltung. Dennoch läßt der Erhaltungszustand der Fauna zu wünschen übrig und war in vielen Fällen einer genauen Bestimmung abträglich, wie aus der in der Fossilliste enthaltenen großen Anzahl an Individuen mit offener Nomenklatur ersichtlich ist. Folgende Faktoren erschwerten eine Zuordnung der Exemplare:

- Gehäuse, die auf den schlecht durchlüfteten Meeresboden herabsanken und nicht schnell genug eingebettet werden konnten, gerieten in ein subsolvierendes Milieu: Freie Kohlensäure konnte längere Zeit auf die Kalkschalen einwirken. Die nach oben gerichtete und erhaben aus der Sedimentationsfläche herausragende Schalenhälfte wurde an-, zum Teil sogar fortgelöst. Das bisweilen entstandene unruhige, pockennarbige Relief auf der Gehäuseoberfläche mit zahlreichen Eintiefungen, Dellen, Gruben und Furchen weist auf die Korrosionseinflüsse hin. Das verbleibende Gehäuserudiment zeigt in vielen Fällen untypische Merkmale, welche eine taxonomische Einordnung unmöglich machen.
- Die stagnierenden, von Strömungen nicht berührten bodennahen Wasserschichten waren mit Schwefelwasserstoff vergiftet. Von aktiven Schwimmern, wie es die Cephalopoden waren, welche sich in höheren sauerstoffreicheren Wasserregionen aufhielten, wurde die lebensfeindliche Region am Boden gemieden. Gerieten die nektonischen und während der Larvalzeit oftmals noch planktonischen Organismen trotzdem in tiefere Wasserbereiche mit reduzierenden

dem Milieu, so waren besonders die durch geringere Mobilität gekennzeichneten jugendlichen Tiere innerhalb kurzer Zeit zum Sterben verurteilt. Hierfür spricht eine große Anzahl larvaler Goniatitengehäuse und indifferenter orthoconer Exemplare, die sich in den Balver Flinz-Schichten finden ließen. Daß es sich bei den Initialgehäusen der Goniatiten nicht um die von der Subsolution ausgesparten internen Windungsfragmente handelt, geht daraus hervor, daß bei manchen Individuen die larvale bis frühadulte Wohnkammer erhalten ist; denn restierende interne Subsolutionsreste würden nur einen Luftkammerabschnitt ohne Wohnraum besitzen. Man kann geradezu davon sprechen, daß der Ablagerungsraum der Balver Flinzschlämme für Cephalopoden einer bestimmten, vom Alter abhängigen Größenordnung als „Fossilfalle“ gewirkt hat.

- Die Gesteinsdeformation während der asturischen Orogenese betraf ebenfalls die in die Tonsteine eingebetteten Cephalopoden. Viele Individuen sind stark verdrückt und verquetscht, in die Schieferungsebene eingeregelt und ausgelängt. Einige Fossilien sind an tektonischen Trennflächen zerschert, manche sogar mehrfach. Die Orthoceren sind bisweilen zusammengedrückt bis flach ausgewalzt mit der für diese Deformation typischen Einwalmung in der Medianebene.

Die Schwefelkiesoberfläche der Goniatiten ist von vielen feinen, mit Calcit ausgefüllten Haarrissen durchzogen. Auch der durch Auflösung der Schale zwischen umgebendem Sediment und Steinkern entstandene Hohlraum wurde vielfach sekundär mit faserigem, bisweilen rhomboedrisch aufspaltendem Calcit ausgekleidet. Auf der an den Steinkern angrenzenden Calcithaut übertrug sich das Muster der Steinkernoberfläche (Rippen, Knoten, Lobenlinie) als Negativrelief. Bei den Goniatiten sind Einzelmerkmale wie Ritzstreifung, Anwachsstreifen, Anwachsrippen, Knoten und Lobenlinien bei intaktem Gehäuse in der Regel gut erhalten. Die orthoconen Cephalopoden waren alle unbestimmbar, da für eine einwandfreie Bestimmung unverzichtbare Merkmale wie Protoconch, Sipholage, Gestalt und Verlauf der Siphonalhüllen und -duten sowie Kammereinlagerungen nicht vorlagen. Ventralloben wurden nicht beobachtet. Daher muß offen bleiben, ob die orthoconen Cephalopoden alle den Nautiloideen angehören oder ob unter ihnen auch Bactriten vorhanden sind. In der Regel kann bei einer umfangreicheren Faunula, wie sie die Bohrung Balve 1 geliefert hat, davon ausgegangen werden, daß orthocone Nautiloideen vom Typ „*Michelinoceras*“ und Bactriten gemeinsam vorkommen.

2.2. Zusammensetzung und Verteilung der Fauna

Die Faunenverteilung in der Bohrung ist sehr auffällig. Größere, gut bestimmbare Gehäuse treten nur von 47–57 m unter Flur auf. Die darüber und darunter befindlichen Bohrmeter lieferten keine oder nur unbedeutende und nicht bestimmbare Relikte. Die Goniatitenfauna setzt sich aus Vertretern der Gattungen *Archoceeras*, *Tornoceras*, *Epitornoceras*, *Pharciceras* und *Agoniatites* zusammen. Goniatiten und orthocone Individuen wurden in folgenden Bohrkernbereichen gefunden:

15,4 m	2 orthocone Cephalopoden, unbestimmbar (Taf. 3: Fig. 4, 7)
16,5–16,7 m	5 orthocone Cephalopoden, unbestimmbar (Taf. 3: Fig. 5 u. 6)
28,38 m	1 orthoconer Cephalopode, unbestimmbar
31,70 m	unbestimmbares Initialgehäuse eines Goniatiten
33,75 m	1 orthoconer Cephalopode, unbestimmbar
36,74 m	1 unbestimmbarer Fossilrest

39,7 m	1 unbestimmbares Windungsfragment eines Goniatiten
42,75 m	1 orthoconer Cephalopode, unbestimmbar
47,4 m	? <i>Pharciceras</i> sp. (Taf. 2: Fig. 3)
47,6 m	1 orthoconer Cephalopode, unbestimmbar
49,3 m	<i>Pharciceras</i> sp., <i>Epitornoceras</i> aff. <i>mithracoides</i> (FRECH) (Taf. 2: Fig. 5; Taf. 3: Fig. 2)
49,45 m	<i>Tornoceras</i> sp.
49,9 m	? „ <i>Pharciceras</i> “ cf. <i>erraticum</i> PETTER (Taf. 3: Fig. 1)
53,17 m	„ <i>Pharciceras</i> “ <i>erraticum</i> PETTER (Taf. 2: Fig. 2)
54,64 m	1 orthoconer Cephalopode, unbestimmbar
55,6 m	<i>Agoniatites</i> sp., ? <i>Agoniatites</i> sp. (Taf. 1: Fig. 2)
55,67 m	<i>Agoniatites</i> sp. (Taf. 1: Fig. 4)
55,78 m	1 unbestimmbarer Fossilrest
55,88 m	<i>Agoniatites</i> sp. (Taf. 1: Fig. 3)
55,97 m	<i>Agoniatites</i> ex gr. <i>costulatus</i> (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL) (Taf. 1: Fig. 1)
56,17 m	4 unbestimmbare juvenile Goniatiten sowie Gehäusefragmente (Taf. 3: Fig. 3)
56,2 m	? <i>Agoniatites</i> sp., <i>Tornoceras</i> sp. sowie 2 Initialgehäuse von Goniatiten, unbestimmbar
56,3 m	? <i>Tornoceras</i> sp.
56,35 m	<i>Agoniatites</i> sp.
56,75 m	1 unbestimmbarer Goniatit
56,88 m	<i>Tornoceras</i> (<i>Tornoceras</i>) <i>frechi</i> WEDEKIND (Taf. 2: Fig. 4)
57,2 m	<i>Agoniatites</i> sp. (evolutes Jugendgehäuse) (Taf. 1: Fig. 5)
57,77 m	2 orthocone Cephalopoden, unbestimmbar, sowie 1 verdrücktes Initialgehäuse eines Goniatiten, unbestimmbar
59,59 m	2 unbestimmbare Goniatitenrelikte
60,1 m	1 unbestimmbarer verdrückter Goniatit
60,67 m	1 unbestimmbarer Fossilrest

Der Tagesaufschluß am Husenberg (R 34 21 600, H 56 89 240) erbrachte den Goniatiten ? *Archoceras* sp., durch den bisher Oberdevon angezeigt war.¹ Der nächste makropaläontologische Fixpunkt befindet sich in der Bohrung Balve 1 erst bei 47,4 m unter Flur, wo sich ? *Pharciceras* sp. fand. Die taxonomische Stellung dieses Goniatiten wird in Kapitel 2.3. diskutiert. Von 49,3–53,17 m treten in guter Erhaltung, größerer Gattungsvariabilität und eindeutiger stratigraphischer Aussage Goniatiten auf, die nach der bisherigen Goniatitengliederung alle für das Oberdevon, und zwar für *dola*, typisch sind¹: *Pharciceras* sp., *Epitornoceras* aff. *mithracoides* (FRECH), „*Pharciceras*“ *erraticum* PETTER sowie ? „*Pharciceras*“ cf. *erraticum* PETTER. Erst danach (ab 55,6 m unter Flur) fanden sich bis 57,2 m zahlreiche *Agoniatites*, welche auf höheres Mitteldevon hinweisen. Auch der bei 56,88 m geborgene *Tornoceras* (*Tornoceras*) *frechi* WEDEKIND ist für das höhere Mitteldevon typisch.

2.3. Systematik

Archoceras SCHINDEWOLF 1938

Diagnose: Eine Gattung der Anarcestidae STEINMANN 1890 mit weitgenabeltem, niedrigmündigem Gehäuse, bikonvexen Anwachsstreifen und trilobater Sutur (ELI).

Generotypus: *Archoceras paeckelmanni* SCHINDEWOLF 1938

Stratigraphische Reichweite: Oberes Mitteldevon, Oberdevon I–II

¹ Aufgrund der Festlegung der neuen Mittel-/Oberdevon-Grenze rücken die Bohrkerne insgesamt in das Mitteldevon (vgl. Kap. 3.).

? *Archoceras* sp. (Taf. 2: Fig. 1)

Beschreibung: Das als Subsolutionsfragment vorliegende, stark verdrückte, juvenile Gehäuse besteht aus Brauneisenstein. Die beiden äußeren Windungen sind erhalten, der interne Windungsabschnitt hingegen herausgebrochen und durch Sediment ersetzt. Der Durchmesser in Richtung der größten Auslängung beträgt 1,1 cm, in Richtung der Stauchung 0,6 cm. Evolute Einrollung mit einander kaum umfassenden Windungen bedingt eine weite Nabelung. Schwach konvexe bis rectiradiäre Anwachsrippen überziehen die narbige äußere Gehäuseflanke. Die Lobenlinie ist nicht erkennbar. Den Gehäusemerkmalen zufolge wird der Goniatit mit Vorbehalt zur Gattung *Archoceras* gestellt.

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Nordwestflanke des Husenbergs (R 34 21 600, H 56 89 240), ca. 470 m nordöstlich der Bohrung Balve 1

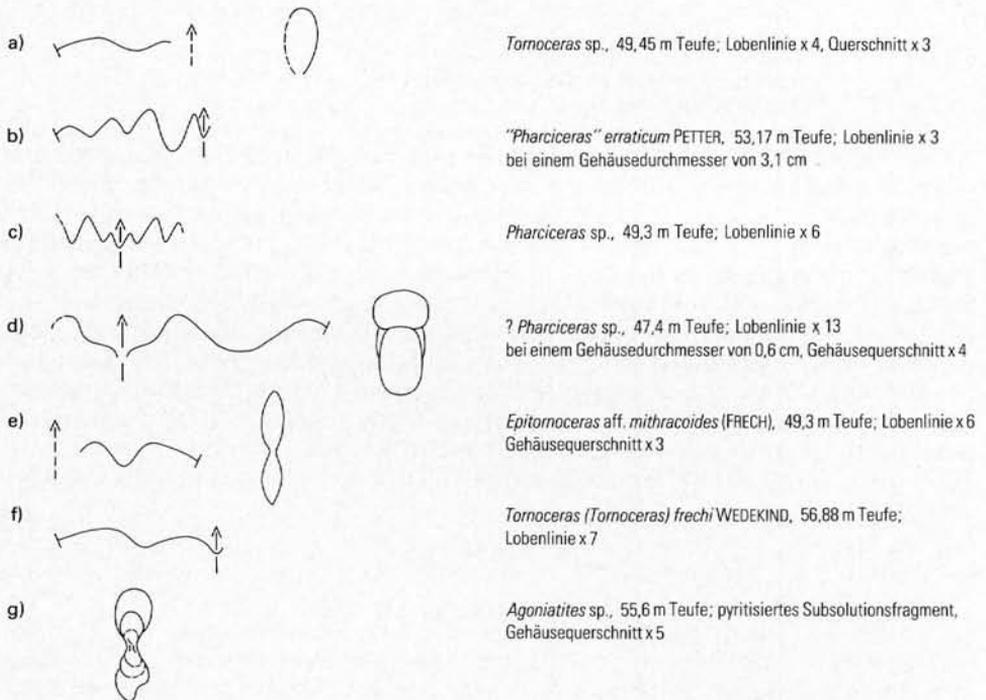


Abb. 1 Lobenlinien und Gehäusequerschnitte verschiedener Goniatiten aus der Kernbohrung Balve 1

Fig. 1 Sutures and cross sections of different goniatites from the borehole Balve 1

Pharciceras HYATT 1884

Diagnose: Eine Gattung der Pharciceratidae HYATT 1900 mit einem flach bis dickscheibenförmigen, im Alter teilweise gekielten Gehäuse und einer durch vier bis fünf Umbilikalloben differenzierten Sutur [(E2E1E2) LU2U4... U3U1I].

Generotypus: *Goniatites tridens* G. & F. SANDBERGER 1850

Stratigraphische Reichweite: dmo bis dol α

Pharciceras sp. (Taf. 3: Fig. 2 u. Abb. 1 c)

Beschreibung: Es liegt ein schlecht erhaltenes, zerquetschtes Gehäuse vor, welches vor seiner Deformation mäßig weit genabelt war und einen Durchmesser von etwa 6 mm gehabt hat. Der Wohnkammerabschnitt fehlt. Ventral- und Lateralseite weisen drei zungenförmig vertiefte Loben auf. Der externe Suturast des Individuums weist einen Extern-, einen Lateral- und einen oder zwei Umbilicalloben auf. Da die Umbilicalpartie weitgehend zusammengedrückt ist, läßt sich nicht entscheiden, ob der externe Suturast noch einen weiteren Lobus besitzt. Die Ventralseite ist von den Flanken durch zwei ventrolaterale Furchen bandartig abgesetzt. Eine zierliche Ritzstreifung überzieht den externen Gehäuseabschnitt. Bei jugendlichen Pharciceraten, wie dem vorliegenden Exemplar, ist das mature Suturmuster noch nicht ausdifferenziert.

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 49,3 m Teufe

? *Pharciceras* sp. (Taf. 2: Fig. 3 u. Abb. 1 d)

Beschreibung: Das vollkörperlich erhaltene, frühadulte, nur mit immaturren Merkmalen ausgestattete Individuum besitzt ein gedrungenes Gehäuse mit einem bananenförmigen Windungsquerschnitt. Es sind drei Windungen vorhanden, die sich jeweils zur Hälfte umfassen. Das Exemplar ist mäßig weit genabelt mit einem treppenförmig abgestuften Nabel. Der Gehäusedurchmesser beträgt 7 mm. Die schwach gerundete Ventralseite wird durch zwei undeutliche Ventrolateralfurchen kielartig betont. Anwachsrippen mit bikonvexem Verlauf treten dorsolateral knotenförmig hervor. Die Flanken sind von einer feinen, zum Nabel abfallenden und dort adoral vorgezogenen Ritzstreifung bedeckt. Die letzte halbe Windung besteht aus dem Wohnkammerteil. Der Luftkammerabschnitt zeichnet sich durch gut erhaltene Lobenlinien aus. Der Externlobus besteht aus einem eigenartig glockenförmig eingestülpten Lobus mit zum Lobengrunde hin geschwungen verlaufenden Flanken. Die Einwalmung an den Flanken ist als Anlage eines neuen Lobenelementes, des adventiv gebildeten E2, aufzufassen (Abb. 1). Der auf der Flanke gelegene Laterallobus ist breit und seicht. Nur der Externast der Lobenlinie ist erschlossen.

Beziehung und Abgrenzung: Die taxonomische Stellung des vorliegenden jugendlichen Goniatiten ist unsicher, da mature Merkmale fehlen. Mit *Maenioceras crassum* BENSARD hat die vorliegende Form die Lobenlinie und die Gehäusegestalt gemeinsam, jedoch ist sie etwas weitnabeliger als *M. crassum*. Allerdings sind bei der als eng bis ungenabelt geltenden Gattung *Maenioceras* in neuerer Zeit (BENSARD 1974) auch weitnabelige Vertreter bekannt geworden wie *M. excavatum* (PHILLIPS) und *M. sulcatostriatum* BENSARD.

Morphologische Beziehungen bestehen auch zur Gattung *Cabrioceras* BOGOSLOVSKY. Die zu dieser Gattung gehörenden Arten sind weitenabelig, besitzen aber nur eine trilobate Sutur und reichen nach bisheriger Kenntnis nicht über das Givetium hinaus. Die frühen Stadien von *Maenioceras* sind *Cabrioceras* so sehr ähnlich, daß HOUSE (1978: 52) für beide Gattungen einen gemeinsamen Ursprung vermutete.

Es bleibt festzuhalten, daß die vorliegende Form sich aufgrund von Lobenlinie, Anwachsstreifen und der für *Maenioceras* typischen Ventrolateralfurchen gut in das für weitenabelige Vertreter dieser Gattung charakteristische Merkmalsmuster einfügt, allerdings sind knotenförmig verstärkte Anwachsstreifen bei dieser Gattung bisher unbekannt. Nach M. HOUSE (schriftl. Mitt. v. 21. 2. 1986) könnte eine Jugendform von *Pharciceras* mit noch nicht ausdifferenzierten Umbilicalloben vorliegen.

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 47,4 m Teufe

„*Pharciceras*“ *erraticum* PETTER (Taf. 2: Fig. 2, Taf. 3: Fig. 1 u. Abb. 1 b)

Beschreibung: Das scheibenförmige, abgeplattete Gehäuse besitzt eine schmal gerundete Externseite, ist relativ weit genabelt und weist einen maximalen Durchmesser von 3,3 cm auf. Die inneren Windungen fehlen, der Nabel ist mit Sediment gefüllt. Das letzte Windungsdrittel wird von der Wohnkammer eingenommen. Eine schwache Eindellung am Übergang von Externseite zur Flanke deutet auf eine seichte Ventrolateralfurchung hin. Ritzstreifung ist dorsolateral sichtbar, sonst weitgehend abgerieben. Die Lobenlinie ist ausdifferenziert. Die Externsutur setzt sich aus den Lobenelementen E₁, E₂, L und U₂ zusammen. Ein weiteres, mit Fragezeichen zu *Pharciceras* gestelltes und als cf. *erraticum* bestimmtes Exemplar stellt ein verquetschtes Subsolutionsfragment dar. Das schlanke, mäßig weit genabelte, einen Durchmesser von 1,2 cm aufweisende Gehäuse besitzt auf der äußeren Windung keine besonderen Merkmale außer schwachen Anwachsrillen. Die nächstinnere Windung zeigt zierliche, engständige, rippenartig verstärkte Anwachsstreifen.

Beziehung und Abgrenzung: Mit *Pharciceras erraticum* PETTER (PETTER 1959: 135–137, Taf. 9: Fig. 17, 17 a, 18, 19 u. Abb. 33 N: N1–N3) stimmt die vorliegende Form in Gehäusemorphologie und dem externen Suturast überein. An der Sutur fällt vor allem der auf der Lateralseite gelegene, breit geschwungene und tief eingeschnittene Lobus ins Auge. Er ist für die Vertreter der Gattung *Pharciceras* ein ganz und gar ungewöhnliches und unübliches Merkmal. PETTER (1959: 137) hatte die Art dennoch zu *Pharciceras* gestellt, weil die jugendliche, noch undifferenzierte, für *Pharciceras* typische Lobenlinie ihrer Ansicht nach eine solche Vorgangsweise rechtfertigen würde. M. HOUSE (schriftl. Mitt. v. 21. 2. 1986) hält allerdings für solche Formen die Errichtung einer neuen Gattung für erforderlich.

In den letzten Jahren wurden Goniatiten mit einem derartigen Merkmalsmuster öfters den Gattungen *Hoeninghausia* oder *Koenenites* zugerechnet (BENSAID 1974, KORN & WUNDERLICH 1982). So unterscheidet sich *Hoeninghausia* (*Koenenites*) *bifurcata* (PAECKELMANN) von der vorliegenden Art hauptsächlich durch die kräftig ausgebildeten ventrolateralen Längsfurchen (KORN & WUNDERLICH 1982: 92). *Hoeninghausia* (*Koenenites*) *juvenocostata* BENSAID besitzt eine weitere Nabelregion, breitere Externseite und auffällige knotenartige Skulptur auf den inneren Windungen (BENSAID 1974: 107–108). *Hoeninghausia* (*Koenenites*) *uralensis*

BOGOSLOVSKY ist enger genabelt und entwickelt im maturen Stadium eine Sutura mit am Lobengrunde zugespitzten Loben (BOGOSLOVSKY 1969: 260).

Der strenge Bezug und die konsequente Beschränkung auf das Typusmaterial (*Hoeninghausia archiaci* GUERICH, *Koenenites lamellosus* G. & F. SANDBERGER) verdeutlichen jedoch, daß Individuen mit einem breitgerundeten Laterallobus aus dem Formenkreis der beiden genannten Gattungen auszugliedern und an die Pharciceratidae anzuschließen sind. Nach HOUSE et al. (1985: 6 u. 10 – 11) zeichnen sich *Hoeninghausia* und *Koenenites* durch eingetiefte, eng gerundete bis zugespitzte Loben, schmal gerundete bis bogig verlaufende Sättel und eine spezifische Ritzstreifung aus. Darüber hinaus sollen Vertreter der Gattung *Koenenites* zeitlebens zwei Umbilicalloben, solche der Gattung *Hoeninghausia* in der Alterslobenlinie drei Umbilicalloben aufweisen. Da in den wenigsten Fällen ohne Zerstörung des Exemplars die Internsutura der Beobachtung zugänglich ist, sind drei Umbilicalloben bisher nur bei *Hoeninghausia uchtensis* (LJASCHENKO) (s. BOGOSLOVSKY 1969: 264, Fig. 87) und *Hoeninghausia* cf. *H. archiaci* GUERICH (s. HOUSE et al. 1985: 6, Fig. 8D, 8E) bekannt. Die Andeutung eines dritten Umbilicallobus zeigt auch der in seiner taxonomischen Stellung noch nicht befriedigend geklärte *Hoeninghausia (Koenenites) juvenocostata* BENSARD (vgl. BENSARD 1974: 108, Fig. 16).

Die phylogenetische Beziehung zwischen *Koenenites* und *Hoeninghausia* ist unklar. Es kann auch durchaus möglich sein, daß die *Hoeninghausia*-Exemplare nur ein spätontogenetisches Stadium von *Koenenites* darstellen (galeate Externseite und dritter Umbilicallobus auf den Alterswindungen). CLAUSEN (1971) schlug deshalb bis zur endgültigen Klärung der Beziehungen eine provisorische Systematik mit den beiden Untergattungen *Hoeninghausia (Koenenites)* und *Hoeninghausia (Hoeninghausia)* vor. Diese vereinfachende, die offenbar engen verwandtschaftlichen Beziehungen stärker betonende Gliederung hat sich in der angelsächsischen Literatur bisher noch nicht durchgesetzt.

Material: zwei Exemplare

Fundpunkt: „*Pharciceras*“ *erraticum*: Bohrung Balve 1, 53,17 m Teufe;
?, „*Pharciceras*“ cf. *erraticum*: Bohrung Balve 1, 49,9 m Teufe

Tornoceras HYATT 1884

Diagnose: Eine Gattung der Tornoceratidae ARTHABER 1911 mit einem ungenabelten bis eng genabelten Gehäuse, bikonvexen Anwachsstreifen und einer durch Adventivlobenbildung differenzierten Sutura (EALI).

Generotypus: *Goniatites uniangularis* CONRAD 1842

Stratigraphische Reichweite: dmo bis dolll

Tornoceras (Tornoceras) frechi WEDEKIND 1917 (Taf. 2: Fig. 4 u. Abb. 1 f)

Beschreibung: Das ungenabelte Gehäuse ist flachgedrückt und weist eine schmal gerundete Externseite auf. Mehr als die Hälfte der letzten Windung wird von der Wohnkammer eingenommen. Der maximale Gehäusedurchmesser beträgt ca. 1,6 cm. Von der Lobenlinie sind der auf der Flanke gelegene tiefe Adventivlobus sowie der breit geschwungene Dorsolateralsattel erhalten. Der Laterallobus liegt im Nabelumschlag.

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 56,88 m Teufe

Tornoceras div. sp. (Abb. 1 a)

Beschreibung: Es liegen das Bruchstück einer Wohnkammer sowie ein Luftkammerfragment vor. Die Luftkammer zeigt einen birnenförmigen Querschnitt und läßt erkennen, daß das Gehäuse ursprünglich mäßig weit bis eng genabelt war. Der externe Suturast mit dem für *Tornoceras* typischen Verlauf ist erhalten.

Material: Bruchstücke von zwei Exemplaren

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 49,45 m Teufe

Ein weiteres stark zerdrücktes, ungenabeltes Gehäuse mit gut ausgebildetem Dorsolateralsattel und teilweise erhaltenem Adventivlobus wird ebenfalls zu *Tornoceras* gestellt.

Material: Bruchstück eines Exemplars

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 56,2 m Teufe

? *Tornoceras* sp.

Beschreibung: Ein eng- bis ungenabeltes, flach scheibenförmiges Gehäusefragment wird mit Vorbehalt zu *Tornoceras* gestellt. Es besitzt schwache dorsolaterale Rippen und eine feine Ritzstreifung. Eine Lobenlinie ist nicht sichtbar.

Material: ein Bruchstück

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 56,3 m Teufe

Epitornoceras FRECH 1902

Diagnose: Eine Gattung der Tornoceratidae ARTHABER 1911. Gehäuse ungenabelt mit sehr schmal gerundeter bis galeater Externseite, bikonvexen Anwachstreifen und einer durch Adventivlobenbildung differenzierten Suture (EAL1).

Generotypus: *Goniatites mithracoides* FRECH 1887

Stratigraphische Reichweite: dmo bis dol α (nach PETERSEN 1975: 18 auch noch im doll α des Canning Basin/Westaustralien vorkommend)

Epitornoceras aff. *mithracoides* (FRECH 1887) (Taf. 2: Fig. 5 u. Abb. 1e)

Beschreibung: Das schlanke, scheibenförmige, ungenabelte Gehäuse hat spitz zulaufende Externseiten und einen maximalen Durchmesser von ca. 1 cm. Der Wohnkammerabschnitt ist nicht erhalten. Die Lobenlinie zeigt einen schmalen, gerundeten, ventrolateralen Sattel (E/A) und einen mäßig breiten, eingetieften Adventivlobus. Ritzstreifung ist nicht sichtbar.

Beziehung und Abgrenzung: Obgleich der für die Gattung *Epitornoceras* typische spitz zulaufende Ventrolateralsattel nicht ausgeprägt ist, wird das vorliegende immature Exemplar zur Verwandtschaft von *E. mithracoides* gerechnet. Es wird vermutet, daß auf spätontogenetischen Windungen der gattungsspezifische Ventrolateralsattel erscheint.

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 49,3 m Teufe

Agoniatites MEEK 1877

Diagnose: Eine Gattung der Agoniatitidae HOLZAPFEL 1899 mit einem schei-

benförmigen, eng- bis mäßig weit genabelten Gehäuse, häufig paarigen Externfurchen, bikonvexen Anwachsstreifen und einer trilobaten Sutur (ELI).

Generotypus: *Goniatites expansus* VANUXEM 1842 (= *Goniatites vanuxemi* HALL 1879)

Stratigraphische Reichweite: Untere Eifel- bis Obere Givet-Stufe

Agoniatites ex gr. *costulatus* (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL 1842) (Taf. 1: Fig. 1)

Beschreibung: Das 2 cm Durchmesser aufweisende Exemplar ist verdrückt und elliptisch deformiert. Das Initialgehäuse ist ziemlich evolut, während die jüngeren Windungen einander stärker umfassen. Auffällig sind zahlreiche Anwachsrillen, welche fast senkrecht zum Nabel abfallen und in Nabelnähe knotenartig verdickt sind. Ritzstreifung ist erhalten. Der Laterallobus nimmt in Form einer breit geschwungenen Bucht die ganze Flanke ein.

Beziehung und Abgrenzung: Die wulstartigen Rippen treten auch auf jüngeren Windungen auf. Es scheint daher gerechtfertigt, die Individuen an den Formenkreis von *Agoniatites costulatus* D'ARCHIAC & DE VERNEUIL anzuschließen, bei welchem auch die Alterswindungen kräftige Rippen aufweisen. Im Gegensatz dazu sind bei *Agoniatites holzapfeli* WEDEKIND nur auf den Jugendwindungen Rippen sichtbar (PETTER 1959: 86, HOUSE & PEDDER 1963: 510).

Material: ein Exemplar

Fundpunkt: Bohrung Balve 1, 55,97 m Teufe

Agoniatites sp.

Beschreibung: Es liegen vier juvenile Gehäuse und ein Windungsfragment vor. Die Initialgehäuse weisen knotenartig verdickte Rippen auf den Flanken und teilweise Ritzstreifung auf. Die Lobenlinie ist nicht erhalten. Das Windungsfragment zeigt auf der Ventrolateralseite adoral vorgezogene Rippen. Es gehört einem mäßig weit genabelten Gehäuse an.

Fundpunkte der juvenilen Gehäuse:

Bohrung Balve 1, 55,67 m Teufe (5 mm Durchmesser) (Taf. 1: Fig. 4)

Bohrung Balve 1, 55,88 m Teufe (7 mm Durchmesser) (Taf. 1: Fig. 3)

Bohrung Balve 1, 56,35 m Teufe

Bohrung Balve 1, 57,2 m Teufe (6 mm Durchmesser) (Taf. 1: Fig. 5)

Fundpunkt des Windungsfragments: Bohrung Balve 1, 55,6 m Teufe (Taf. 1: Fig. 2 u. Abb. 1 g)

? *Agoniatites* sp.

Beschreibung: Es liegen zwei Windungsfragmente vor: Eines besitzt eine schmal gerundete, glatte Externseite und auf den Flanken ventrolateral adoral vorgezogene Rippen. Das andere Fragment weist einen halbmondförmigen Windungsquerschnitt mit einem auf den Flanken gelegenen breiten Laterallobus auf.

Fundpunkte: Bohrung Balve 1, 55,6 m Teufe

Bohrung Balve 1, 56,2 m Teufe

3. Biostratigraphische Datierung der durchteuften Flinz-Schichten

3.1. Zum gegenwärtigen Stand der Mittel-/Oberdevon-Grenze

HOLZAPFEL (1882, 1895), DENCKMANN (1900, 1902, 1903) und vor allem WEDEKIND (1913, 1917) schufen in einem Zeitraum von weniger als 40 Jahren durch systematische biostratigraphische Aufnahmen die in ihren Grundzügen bis heute gültige Cephalopodenorthostratigraphie des höheren Mittel- und tieferen Oberdevons. Mehrere Aufschlüsse im Rheinischen Schiefergebirge, die heute zu klassischen Forschungsstätten rechnen, wurden bearbeitet. Besondere Bedeutung kam der Klippe am Martenberg bei Adorf zu, welche zur Typuslokalität der Adorf-Stufe erklärt wurde. Weitere biostratigraphische Studien in späteren Jahrzehnten führten zu manchen Erweiterungen und Verfeinerungen, ließen aber das Grundgerüst unangetastet.

So wurde seit WEDEKIND (1913, 1917) die Mittel-/Oberdevon-Grenze nach Cephalopoden dort gezogen, wo mit einem deutlichen Faunenschnitt die obergiveitischen Genera *Maenioceras*, *Wedekindella* und *Agoniatites* an die tiefoberdevonischen Pharciceraten stoßen. Direkte phylogenetische Beziehungen und Überlappungen beider Formengruppen waren zunächst nicht bekannt. Eine einige Dezimeter umfassende Cephalopodenüberlieferungslücke im Grenzbereich wurde in Kauf genommen. Später erblickten HOUSE (1968: 1063, 1978: 50, 52) und BENSARD (1973: 40, 1974: 121) in der Gattung *Maenioceras* den phylogenetischen Vorläufer der Pharciceraten. BENSARD (1973, 1974) wies in den cephalopodenführenden Schichten von Tata im AntiAtlas sogar eine Vergesellschaftung beider Gattungen und damit nach damaligem Kenntnisstand den ersten oberdevonischen *Maenioceras* nach. Ein Teil der marokkanischen Goniatiten bedarf aus heutiger Sicht allerdings einer auf einem regionalen Faunenvergleich begründeten Revision. Die in den achtziger Jahren von BENSARD et al. (1985) weitergeführten Untersuchungen in Marokko stellen ebenso wie Profiluntersuchungen in der Montagne Noire (HOUSE et al. 1985, FEIST & KIRCHGASSER & KLAPPER 1985) für die Mittel-/Oberdevon-Grenze den vorläufigen Schlußpunkt der im vorigen Jahrhundert begonnenen Untergliederungsversuche dar.

Die Grundzüge der in Marokko und in der Montagne Noire (Südfrankreich) erarbeiteten stratigraphischen Schemata sind im Vergleich zum Martenberg bei Adorf aus Tabelle 1 ersichtlich.

Die Conodontenparachronologie machte seit den späten fünfziger Jahren große Fortschritte. Am Martenberg bei Adorf und an anderen klassischen, durch Goniatiten gegliederten Lokalitäten wurde durch ZIEGLER (1958, 1962) eine Conodontenchronologie entwickelt. Die Einstufung der Mittel-/Oberdevon-Grenze wurde fortlaufend verfeinert (Tab. 2). Der Beginn des Oberdevons nach Conodonten wurde von ZIEGLER (1965) in den höheren Teil der *hermanni-cristatus*-Zone gelegt, da sich dort durch die explosive Entfaltung breitflächiger *Polygnathus*-Arten eine gute Zeitmarke anbot.

Der direkte Vergleich zwischen Conodonten- und Goniatitenstratigraphie war jedoch bis in die jüngste Zeit sehr erschwert. Das lag unter anderem daran, daß sich am Martenberger Referenzprofil zwischen der letzten Schicht mit *Maenioceras terebratum* und der ersten Lage mit Pharciceraten eine 1,3 m mächtige Partie von Roteisenstein und Kalkstein einschob, in welcher sich zunächst keine Goniatiten finden ließen. Auch die extreme Kondensation der Kalksteine, rasche laterale Mächtigkeitsänderungen einzelner Bänke sowie eine lagen- bis nesterweise

Einlagerung von Roteisenstein in Kalkstein machten die Korrelation nicht gerade einfacher. Diese Dokumentationslücke in der Goniatitenchronologie konnte durch KULLMANN & ZIEGLER (1970: 74) bis auf etwa 10 cm geschlossen werden. Die tiefste Lage mit Pharciceraten fiel nach KULLMANN & ZIEGLER (1970: 74, Abb. 1) mit der Oberen *hermanni-cristatus*-Zone zusammen, so daß sich die schon von ZIEGLER (1965) vermutete Lage der Mittel-/Oberdevon-Grenze nach Conodonten zu bestätigen schien.

Noch tiefer rückten dann allerdings HOUSE & ZIEGLER (1977: 91, Fig. 4) die *terebratum/lunulicosta*-Grenze. Sie sollte nunmehr in die Obere *varcus*-Subzone oder in den höheren Abschnitt der Mittleren *varcus*-Subzone fallen. Diese Tieferlegung hielten die beiden Autoren für nötig, nachdem sie nachgewiesen hatten, daß am Martenberg Conodonten der Unteren *hermanni-cristatus*-Zone mit Pharciceraten auftraten. Auch hat sicherlich die Zeitmarke des viel diskutierten, im Tully limestone Nordamerikas (Mittlere bis Obere *varcus*-Subzone) gefundenen *Pharciceras amplexum* (HALL) beim Herabrücken der Grenze eine Rolle gespielt.

ZIEGLER & KLAPPER (1982 b: 464) schlugen vor, die Mittel-/Oberdevon-Grenze wiederum höher, an die Basis der neugeschaffenen *disparilis*-Zone, zu legen, da *Palmatolepis disparilis* in allen Kontinenten verbreitet ist, oberhalb des Entwicklungsabschnittes der multilobaten Pharciceraten einsetzt und mit der *Ponticeras*-Fauna vergesellschaftet ist. Die *disparilis*-Grenze hatte den Vorteil, daß sie annähernd mit der historischen deutschen *lunulicosta*-Grenze zusammenfällt und daß ihr Indexconodont, *Palmatolepis disparilis*, einer phylogenetischen Entwicklungsreihe entstammt und leicht zu fassen ist.

Seit 1973 wurde von der Internationalen Subkommission für Devon-Stratigraphie über die Mittel-/Oberdevon-Grenze diskutiert. Dabei schälten sich in den späten siebziger Jahren drei Möglichkeiten der Grenzziehung auf biostratigraphischer Basis heraus (ZIEGLER & KLAPPER 1982 a: 10):

- erstes Auftreten von *Pharciceras amplexum* in der höchsten Mittleren *varcus*-Subzone (*amplexum*-Grenze)
- der stratigraphische Bereich zwischen dem Einsetzen der multilobaten Pharciceraten bis zum Beginn der *disparilis*-Zone mit den ersten Ponticercaten (*disparilis*-Grenze)
- die Untergrenze der Unteren *asymmetricus*-Zone (*asymmetricus*-Grenze)

Bei der Sitzung der Subkommission am 22. und 23. August 1982 in Frankfurt wurde durch Abstimmung die *asymmetricus*-Grenze als Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon bestimmt. Die *asymmetricus*-Grenze entspricht in etwa der Basis des Frasniums.

Das hat biostratigraphisch weitreichende Konsequenzen. Da die Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone etwa im Top der alten *lunulicosta*-Zone liegt, fällt letztere nunmehr weitgehend in das Mitteldevon (Tab. 1, S. 44–45). Die ersten Manticoceraten setzen erst etwas höher ein, so daß die neue Grenze nicht ganz mit dem Beginn der *Manticoceras*-Entwicklung zusammenfällt. Den Zeitraum bis zum Erscheinen des ersten *Manticoceras* könnte man als oberen Rumpfabschnitt des *dolä* auffassen. Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze wird daher nur noch schwerlich makrofaunistisch exakt zu fassen sein.

Die ersten Manticoceraten treten im höheren Teil der Unteren *asymmetricus*-Zone, welcher schon dem *dolä* angehört (vgl. Tab. 1) auf (HOUSE & ZIEGLER 1977: Fig. 4; BENSaid et al. 1985: Fig. 2, 290–291; HOUSE et al. 1985: 11). Dieser

Tabelle 1

Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze auf der Grundlage der Cephalopoden- und Conodontengliederung mit Angabe von Cephalopodenvergesellschaftungen verschiedener Lokalitäten

		Cephalopodenorthostratigraphie		Conodontenparastratigraphie		
Frasnium (dol)	Mittlere Adorf-Stufe	Manticoceras-Stufe	Zone des <i>Manticoceras cordatum</i> und <i>carinatum</i> sensu WEDEKIND doly	Untere <i>gigas</i> -Zone		
	Untere Adorf-Stufe		Zone des <i>Manticoceras nodulosum</i> sensu WEDEKIND dolβ	<i>lamellosus</i> -Fauna		
Givetium (dmo)		Pharciceras-Stufe	Zone des <i>Pharciceras lunulicosta</i>	<i>dolα</i>	<i>feisti</i> -Fauna	Untere <i>asymmetricus</i> -Zone
				<i>pernai</i> -Fauna	Unterste <i>asymmetricus</i> -Zone	
				<i>arenicum</i> -Fauna	<i>disparilis</i> -Zone mit <i>P. dengleri</i>	
				<i>lunulicosta</i> -Fauna	<i>disparilis</i> -Zone ohne <i>Polygnathus dengleri</i>	
					Obere <i>hermanni-cristatus</i> -Subzone	
					Untere <i>hermanni-cristatus</i> -Subzone	
					Obere <i>varcus</i> -Subzone	
					Mittlere <i>varcus</i> -Subzone	
					Untere <i>varcus</i> -Subzone	
					<i>ensensis</i> -Zone	
?						
Eifelium (dmu)	Anarcestes- Stufe	Maenioce- ras-Stufe	Zone des <i>Maenioceras terebratum</i>			
			Zone des <i>Maenioceras molarium</i>			
			Zone des <i>Cabrierocheras crispiforme</i>			
			Zone des <i>Foordites occultus</i>	<i>kockelianus</i> -Zone		

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Montagne Noire (HOUSE et al. 1985)	Marokko (BENSAID 1974, BENSAID et al. 1985)	Martenberg bei Adorf (KULLMANN & ZIEGLER 1970, HOUSE & ZIEGLER 1977)
		<i>Manticoceras adorfense</i> <i>M. carinatum</i> <i>M. cordatum</i> <i>M. intumescens</i> <i>M. serratum</i> <i>Probeloceras forcipiferum</i> <i>P. planorbe</i> <i>P. sandbergeri</i>
<i>Probeloceras</i> sp. <i>Hoeninghausia</i> cf. <i>archiaci</i> <i>Koenenites lamellosus</i>		<i>Manticoceras inversum</i> <i>M. lamed</i> <i>M. nodulosum</i> <i>M. tuberculatum</i> <i>M. schellwieni</i> <i>Maternoceras calculiforme</i> <i>Trimanticoceras retrorsum</i>
<i>Koenenites</i> sp. <i>Pharciceras</i> sp. <i>Petteroceras feisti</i> <i>Probeloceras</i> sp.		
<i>Ponticeras</i> cf. <i>kayseri</i> <i>Pseudoproboloceras</i> cf. <i>nebechense</i> <i>Petteroceras</i> sp. <i>Pharciceras</i> aff. <i>kiliani</i>		
<i>Ponticeras</i> aff. <i>aequabile</i> <i>P. pernai</i> <i>Pharciceras kiliani</i> <i>Epitomoceras mithracoides</i>	? <i>Petteroceras</i> ? <i>errans</i> <i>Pharciceras taouzense</i> <i>Ph. lunulicosta</i> <i>Ph. kseirensis</i> <i>Ph. applanatum</i> <i>Ph. tridens</i> <i>Ph. aff. becheri</i> <i>Synpharciceras</i>	<i>Ponticeras aequabile</i> <i>P. barroisi</i> <i>P. kayseri</i> <i>P. pernai pernai</i> <i>P. pernai applanatum</i> <i>Pharciceras kayseri</i> <i>Ph. becheri</i> <i>Ph. tridens</i>
<i>Ponticeras</i> sp. <i>Pharciceras arenicum</i> <i>Synpharciceras</i> sp.	dol μ 2 Subzone des <i>Pharciceras lunulicosta</i>	<i>Synpharciceras clavilobum</i> <i>Pseudoproboloceras nebechense</i>
<i>Pharciceras tridens</i> <i>Ph. lunulicosta</i> <i>Ph. cf. erraticum</i>	dol μ 1 Subzone des "Maenioceras" <i>crassum</i>	<i>Atlantoceras tataense</i> "Maenioceras" <i>crassum</i> <i>Pharciceras tridens</i> "Hoeninghausia" <i>juvencostata</i>
	<i>Pharciceras</i> aff. <i>amplexum</i>	
<i>Agoniatites, Maenioceras, Sellagoniatites, Wedekindella,</i> <i>Holzapfeloceras, Foordites, Cabrioceras, Sobolewia, Werneroceras</i>		

Tabelle 2

Verfeinerung der Conodontenchronologie im Bereich der Grenzschichten
Mittel-/Oberdevon zwischen 1962 und 1982

		ZIEGLER (1962)	ZIEGLER (1965)	ZIEGLER (1971)	ZIEGLER & KLAPPER (1982 b)		
Mittel-/Oberdevon-Grenze vor 1982	Untere Adorf-Stufe	Mittlere <i>dubia</i> -Zone	Mittlere <i>asymmetrica</i> -Zone	Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone	Mittlere <i>asymmetricus</i> -Zone	Untere Adorf-Stufe	Mittel-/Oberdevon-Grenze seit 1982
		Untere <i>dubia</i> -Zone	Untere <i>asymmetrica</i> -Zone	Untere <i>asymmetricus</i> -Zone	Untere <i>asymmetricus</i> -Zone		
				Unterste <i>asymmetricus</i> -Zone	Unterste <i>asymmetricus</i> -Zone	Unterste <i>asymmetricus</i> -Zone	
			Obere <i>hermanni- cristata</i> -Zone	Obere <i>hermanni- cristatus</i> -Zone	Obere <i>hermanni- cristatus</i> -Zone	Obere <i>hermanni- cristatus</i> -Subzone	
		Givet-Stufe	Untere <i>hermanni- cristata</i> -Zone	Untere <i>hermanni- cristatus</i> -Zone	Untere <i>hermanni- cristatus</i> -Zone	Untere <i>hermanni- cristatus</i> -Subzone	
	<i>varca</i> -Zone			<i>varca</i> -Zone	<i>varcus</i> -Zone	Obere <i>varcus</i> -Subzone	
			Mittlere <i>varcus</i> -Subzone				
			Untere <i>varcus</i> -Subzone				

Zeitabschnitt entspricht der Zone des *Manticoceras nodulosum* sensu WEDEKIND 1913. HOUSE et al. (1985: 14) möchten für die Montagne Noire und Nordamerika anstatt dieser Zonenbezeichnung den Begriff „*lamellosus*-Zone“ (nach dem dort häufigen *Koenenites lamellosus* (G. & F. SANDBERGER) einführen.

Die Gattungen *Pharciceras* und *Manticoceras* überlappen sich nicht. Wo immer in einem Profil *Pharciceras* von *Manticoceras* abgelöst wird, besteht zwischen ihnen eine Zeitlücke, welche die Hälfte oder ein Drittel einer Conodontenzone umfassen mag. Zusammen mit *Pharciceras* treten nur die direkten phylogenetischen Vorläufer von *Manticoceras* auf: *Ponticeras* und *Probeloceras*. Die phylogenetischen Übergänge dieser beiden Gattungen in *Manticoceras* sind gleitend. Auch zeigen *Ponticeras* und *Probeloceras* untereinander so viele übereinstimmende Züge, daß CLAUSEN (1969: 148, 1971: 184) vorschlug, *Ponticeras* als jüngeres Synonym von *Probeloceras* zu unterdrücken, ein Vorgehen, welchem von

KIRCHGASSER (1975: 70) und HOUSE & ZIEGLER (1977: 77) allerdings nicht gefolgt wurde. Jedenfalls weist das frühe Auftreten von Vertretern der Gephuroceratidae schon in der Oberen *hermanni-cristatus*-Zone und der *disparilis*-Zone ganz deutlich darauf hin, daß die alte orthochronologische Mittel-/Oberdevon-Grenze auf der Grundlage natürlicher, die Evolution und die verwandtschaftlichen Beziehungen berücksichtigender Taxa gezogen wurde (vgl. WALLISER in BENSALD et al. 1985: 299). Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze reißt demgegenüber Familienmitglieder der Gephuroceratidae willkürlich auseinander, und das noch in einem stratigraphischen Niveau, welches sich durch keine auffallenden evolutionären Merkmale der Goniatitenphylogenie auszeichnet: Die *asymmetricus*-Grenze vereitelt eine genaue orthochronologische Grenzziehung; sie ist eine reine Conodontengrenze. Zukünftige Arbeiten werden erweisen, ob bei der Grenzfixierung Goniatitenvergesellschaftungen an die Stelle von Einzelgattungen treten können. Vielversprechende Anfänge wurden mit den *pernai*- und *feisti*-Faunen von HOUSE et al. (1985) begonnen.

In den von HOUSE et al. (1985) bearbeiteten Profilen aus der Montagne Noire tritt an der Basis der Unteren *asymmetricus*-Zone eine durch das Erstauftreten von *Probeloceras*, *Koenenites* und *Petteroceras feisti* HOUSE & KIRCHGASSER gekennzeichnete Goniatitenvergesellschaftung, die sogenannte *feisti*-Fauna, auf. *Petteroceras feisti* HOUSE & KIRCHGASSER scheint auf den höchsten, im Oberdevon verbliebenen Abschnitt des $dol\alpha$ beschränkt zu sein und könnte von daher als ein Charakterfossil dieses Zeitabschnittes angesehen werden. Vor einer solchen Annahme sind jedoch erst Vergleichsuntersuchungen an weiteren wichtigen Profilen sowie Angaben über die regionale Verbreitung dieses Goniatiten notwendig. Zur Vermeidung von Widersprüchen und Unklarheiten sollte mit „ $dol\alpha$ “ künftig nicht mehr die gesamte *lunulicosta*-Zone bezeichnet werden (vgl. Tab. 4 bei KIRCHGASSER & OLIVER & RICKARD 1985: 240), sondern nur noch derjenige Teil, welcher nach der neuen Grenzziehung dem Oberdevon angehört (vgl. Tab. 1, S. 44–45). Die *lunulicosta*-Zone würde somit innerhalb des Givetiums (dmo) beginnen und innerhalb der infolge der Grenzziehung stark reduzierten tieferen Unteren Adorf-Stufe ($dol\alpha$) enden.

Die *Pharciceras*-Stufe sensu HOUSE (1985) umfaßt die Lebenszeit der Gattung *Pharciceras*. Der älteste *Pharciceras*, *Ph. amplexum* (HALL), ist aus dem Tully limestone des Staates New York bekannt und setzt nach bisheriger Kenntnis im oberen Teil der Mittleren *varcus*-Zone ein. Der jüngste *Pharciceras* stammt aus dem höchsten $dol\alpha$ (tiefer Teil der Unteren *asymmetricus*-Zone). Die *Pharciceras*-Stufe enthält damit sieben Conodontenzonen (vgl. ZIEGLER 1982). Erste vorläufige Ansätze einer orthochronologischen Untergliederung dieser weitreichenden Stufe wurden von HOUSE et al. (1985) unternommen. Regional scheint es vorerst nur möglich zu sein, die *Pharciceras*-Stufe in die Zonen des *Ph. amplexum* (unten) und *Ph. lunulicosta* (oben) zu unterteilen.

Ph. amplexum ist außer in Nordamerika nur noch in Marokko bekannt. Dort wurde die Art als *Ph. aff. amplexum* beschrieben (BENSALD et al. 1985: Fig. 2). Die offenbar nur geringe regionale Verbreitung dieses Goniatiten steht allerdings seiner Bedeutung als Zonen-Indexfossil entgegen. Faßt man die stratigraphischen Reichweiten von *Ph. amplexum* sowie *Ph. aff. amplexum* zusammen, so erhält man als Gesamtreichweite für die *amplexum*-Zone den höheren Teil der Mittleren *varcus*- bis tiefsten Teil der Unteren *hermanni-cristatus*-Subzone (vgl. BENSALD et al. 1985: 290, Fig. 2). Die mit einfacher Sutura versehenen *amplexum*-Exemplare sind

die Vorläufer der multilobaten Pharciceraten, welche in der *hermanni-cristatus*-Zone (? schon in der Unteren *hermanni-cristatus*-Subzone) einsetzen. Mit dem Erstauftreten der multilobaten Pharciceraten beginnt die *lunulicosta*-Zone.

Die *amplexum*-Zone wird zum Liegenden hin von der *terebratum*-Zone abgelöst. Bemerkenswert ist, daß gelegentlich *Agoniatites discoides* (WALDSCHMIDT) noch zwischen der *amplexum*-Zone und dem jüngsten *Maenioceras terebratum* (G. & F. SANDBERGER) auftritt (WALLISER in BENSARD et al. 1985: 299).

Für die obermitteldevonischen bis tiefoberdevonischen Kartiereinheiten, soweit sie Schwellensedimenten angehören, sind die Konsequenzen der neuen Mittel-/Oberdevon-Grenze gering. An der Martenberger Klippe umfaßt der Schwankungsbereich zwischen alter und neuer Grenze nur einige Zentimeter Kalkstein, an anderen Cephalopodenkalkstein-Lokalitäten einige Dezimeter. Gravierender sind die Änderungen bei den Beckensedimenten. Ein nicht unbeträchtlicher Anteil des oberdevonischen Flinzes, so auch des Balver Flinzes, rückt nunmehr in das Mitteldevon.

3.2. Einstufung der Balver Flinz-Schichten

DENCKMANN (1901: 4–6; 1903: 395–397, Taf. 18) rechnete die Balver Flinz-Schichten aufgrund von *Pharciceras*-Funden, welche auf der Halde der Grube Husenberg bei Balve gemacht wurden, dem Oberdevon zu. Er betonte die unterschiedliche Auflagerung des Flinzes auf Massenkalk und Schalstein und bezeichnete die Schichten im Gegensatz zum „Flinz des oberen Mitteldevons“ als „Prolecaniten-führenden Flinz des älteren Oberdevons“. PAECKELMANN (1938: 19–20) hob die Fauna hervor, welche außer „Styliolinen auch *Pharciceras*, *Koenenites* und *Gephyroceras*-Arten in Schwefelkieserhaltung“ führe. Er wies darauf hin, daß die Flinz-Schichten eine fazielle Vertretung des *Pharciceras*-Kalksteins vom Husenberg und von Langenholthausen darstellen. Er vermutete, daß sie nicht nur das $dol\alpha$, sondern auch tiefere Abschnitte des $dol(\beta)\gamma$ vertreten würden, da die *Pharciceras*-Kalksteine noch von flinzartigen Tonsteinen überlagert würden.

Die durchteuften Flinz-Schichten der Bohrung Balve 1 zeichnen sich bis etwa 53 m untertage durch eine Goniatitenvergesellschaftung von *Pharciceras*, *Epitornoceras* und *Tornoceras* aus, welche für das $dol\alpha$ typisch ist. Bei 55,6 m, also nur ca. 2,5 m unter dem letzten Exemplar von „*Pharciceras*“ *erraticum* PETTER, tritt der höchste *Agoniatites* auf (Abb. 2). Dieses Ergebnis stimmt mit Marokko überein, wo in den Profilen Achguig II und Bou Tchrafine (ZIEGLER & KLAPPER 1982 b: 477, Fig. 2) der höchste *Agoniatites* ca. 3 m unterhalb der primitiven Pharciceraten auftritt. In der Bohrung Balve 1 fällt nach der Cephalopodenorthostratigraphie die Mittel-/Oberdevon-Grenze alten Sinnes mithin in den Abschnitt zwischen 53,2 m und 55,6 m unter Flur. Die erbohrten Sedimente lieferten aus verschiedenen, in die Flinz-Schichten eingeschalteten Kalksteinen Conodonten. Die Einstufungen durch LEUTERITZ und ZIEGLER (mdl. Mitt.) sind aus Abbildung 2 ersichtlich. Danach wurde bei 11,20–11,60 m die *disparilis*-Zone nachgewiesen, in den tieferen Kernabschnitten bis 52,8 m die *hermanni-cristatus*-Zone. Daß zwei Kernstücke (7,35–7,5 m; 9,00–9,13 m) oberhalb der nachgewiesenen *disparilis*-Zone in die *hermanni-cristatus*-Zone eingestuft wurden, läßt sich dadurch erklären, daß die beiden Zonen mehrere Conodonten gemeinsam haben, wie zum Beispiel *Schmidtoognathus pietzneri*, *Schmidtoognathus wittekindti*, *Polygnathus ordinatus* und *Polygnathus cristatus*. Wenn die drei Conodonten, durch deren Einsetzen die *disparilis*-

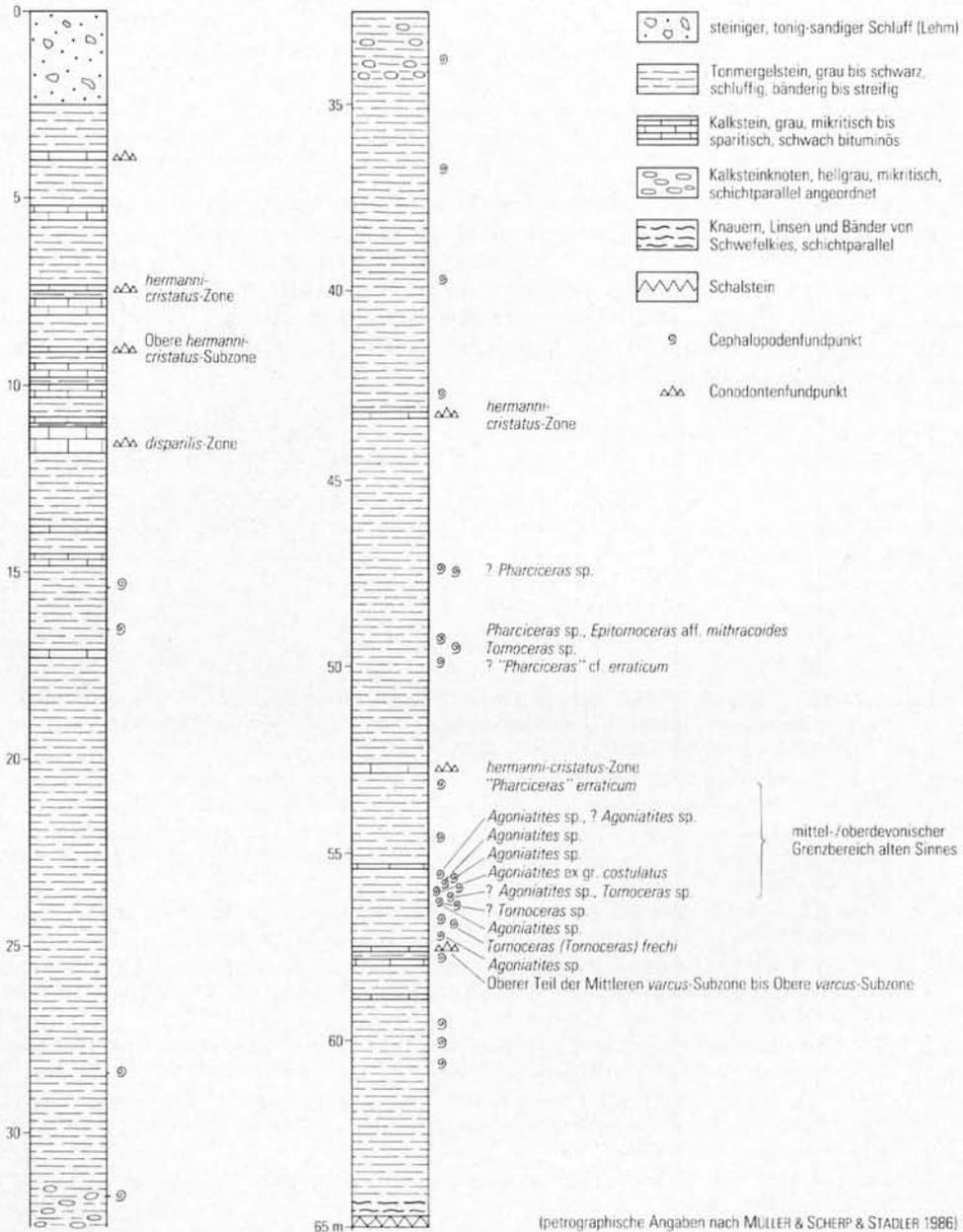


Abb. 2 Übersicht über Verteilung und stratigraphische Einstufung der Conodonten und Cephalopoden im sedimentären Abschnitt der Bohrung Balve 1

Fig. 2 Synopsis of distribution and stratigraphical classification of conodonts and cephalopods in the sedimentary part of the borehole Balve 1

Zone definiert ist (*Palmatolepis disparata*, *Palmatolepis disparilis*, *Palmatolepis disparalvea*; vgl. ZIEGLER & KLAPPER 1982 b: 472, Fig. 1) fehlen, kann die stratigraphische Bestimmung nur „Obere *hermanni-cristatus*-Subzone“ oder allgemein „*hermanni-cristatus*-Zone“ lauten. Dies ist offensichtlich im höheren Abschnitt der Bohrung Balve 1 der Fall. Etwa 1,9 m unterhalb des höchsten *Agoniatites* (57,45 – 57,58 m) konnte durch das Auftreten von *Polygnathus latifossatus*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Polygnathus ovinodosus* und *Polygnathus varcus* der obere Teil der Mittleren *varcus*-Subzone bis Obere *varcus*-Subzone nachgewiesen werden (Abb. 2).

Festzuhalten bleibt, daß nach den Frankfurter Beschlüssen die conodontenstratigraphischen Befunde eine Einstufung der gesamten erbohrten Schichten in das Mitteldevon nahelegen (vgl. Tab. 1, S. 44 – 45). Nimmt man eine einsinnige Abfolge dieses Schichtenabschnittes an, so bleibt die große, im Rheinischen Schiefergebirge sonst nicht übliche Mächtigkeit der *disparilis*- und *hermanni-cristatus*-Zone überraschend. Bei der Annahme eines durchschnittlichen Einfallens von 40° dürfte die Mächtigkeit 35 – 40 m betragen.

Dank: Prof. M. R. HOUSE (University of Hull, England) möchte ich für die freundliche Überprüfung einiger Goniatitenbestimmungen und für Diskussionen herzlich danken.

Nachtrag: Während der Drucklegung erschien eine Arbeit von SANDBERG & ZIEGLER & BULTYNCK (1988) zur Grenzziehung Mitteldevon/Oberdevon (s. hierzu Nachtrag bei CLAUSEN & ZIEGLER 1989, dieser Band, S. 9 – 30).

4. Schriftenverzeichnis

- BENSAID, M. (1973): Résultats préliminaires d'une étude des goniatites et de la stratigraphie à la limite du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur du versant sud de l'Anti-Atlas (Maroc). – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **277**: 37 – 40, 3 Abb.; Paris.
- (1974): Étude sur des Goniatites à la limite du Dévonien moyen et supérieur, du Sud marocain. – Notes Serv. géol. Maroc, **36** (264): 81 – 140, 26 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Rabat.
- BENSAID, M., & BULTYNCK, P., & SARTENAER, P., & WALLISER, O. H., & ZIEGLER, W. (1985): The Givetian-Frasnian Boundary in pre-Sahara Morocco. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 287 – 300, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- BOGOSLOVSKY, B. I. (1969): Devonische Ammonoideen, 1, Agoniatiten [russ. Orig.-Titel]. – Trudy paleont. Inst. Akad. Nauk. SSSR, **124**: 341 S., 104 Abb., 29 Taf.; Moskau.
- CLAUSEN, C.-D. (1969): Oberdevonische Cephalopoden aus dem Rheinischen Schiefergebirge, 2, Gephuroceratidae, Beloceratidae. – Palaeontographica, (A) **132**: 95 – 178, 23 Abb., 11 Tab., 5 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Geschichte, Umfang und Evolution der Gephuroceratidae (Ceph.; Oberdevon) in heutiger Sicht. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137**: 175 – 208, 8 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & ZIEGLER, W. (1989): Die neue Mittel-/Oberdevon-Grenze – ihre Anwendungsmöglichkeiten im Rheinischen Schiefergebirge. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 9 – 30, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- DENCKMANN, A. (1900): Vorkommen von Prolecaniten im Sauerlande. – Z. dt. geol. Ges., **52**: 112 – 116, 1 Abb.; Berlin.
- (1901): Über das Oberdevon auf Blatt Balve (Sauerland). – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **21**: 1 – 19; Berlin.
- (1902): Goniatiten aus dem unteren Oberdevon der Gegend von Iserlohn-Letmathe. – Z. dt. geol. Ges., **54**: 16 – 18; Berlin.
- (1903): Über die untere Grenze des Oberdevon im Lennetal und im Hönnetal. – Z. dt. geol. Ges., **55**: 393 – 402, 1 Taf.; Berlin.

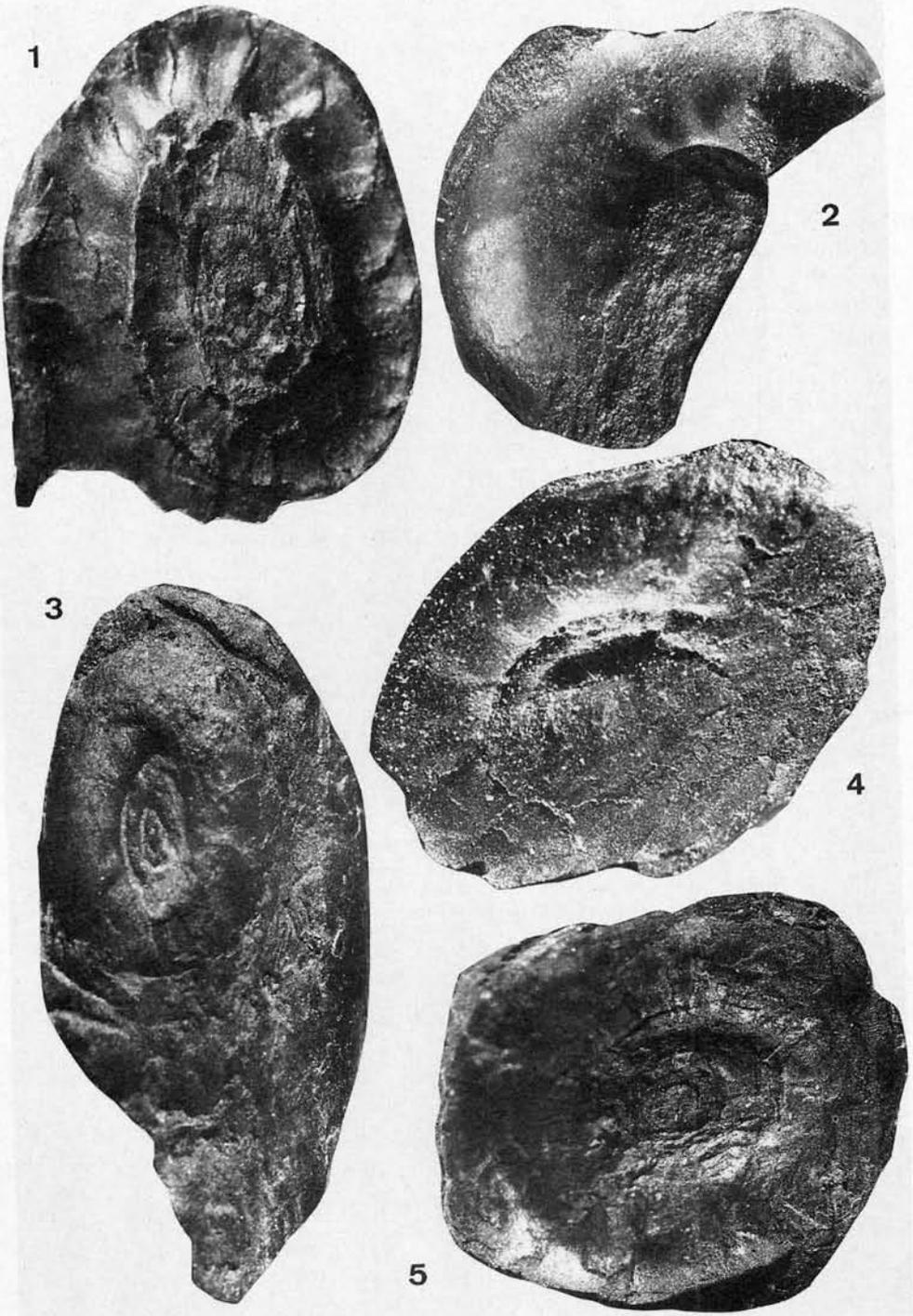
- FEIST, R., & KIRCHGASSER, W. T., & KLAPPER, G. (1985): Proposal for a Middle-Upper Devonian boundary stratotype. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 409–410; Frankfurt/Main.
- HOLZAPFEL, E. (1882): Die Goniatiten-Kalke von Adorf in Waldeck. – Palaeontographica, **28**: 225–262, 6 Taf.; Kassel.
- (1895): Das Obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **16**: 459 S., 14 Abb., 19 Taf.; Berlin.
- HOUSE, M. R. (1968): Devonian ammonoid zonation and correlations between North America and Europe. – Internat. Symp. Devonian Syst., Calgary 1967, **2**: 1 061–1 068; Calgary.
- (1978): Devonian ammonoids from the Appalachians and their bearing on international zonation and correlation. – Spec. pap. Palaeont., **21**: V u. 70 S., 12 Abb., 10 Taf.; London.
- (1985): Correlation of Mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. – Nature, **313** (3): 17–22, 6 Abb.; London.
- HOUSE, M. R., & KIRCHGASSER, W. T., & PRICE, J. D., & WADE, G. (1985): Goniatites from Frasnian (Upper Devonian) and adjacent strata of the Montagne Noire. – Hercynia, **1** (1): 1–21, 14 Abb., 3 Taf.; Rennes.
- HOUSE, M. R., & PEDDER, A. E. H. (1963): Devonian goniatites and stratigraphical correlations in Western Canada. – Palaeontology, **6**: 491–539, 15 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; London.
- HOUSE, M. R., & ZIEGLER, W. (1977): The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geol. et Palaeont., **11**: 69–108, 4 Abb., 6 Taf.; Marburg.
- KIRCHGASSER, W. T. (1975): Revision of *Probeloceras* CLARKE, 1898 and related ammonoids from the Upper Devonian of western New York. – J. Paleont., **49** (1): 58–90, 11 Abb., 3 Taf.; Tulsa/Okla.
- KIRCHGASSER, W. T., & OLIVER, W. A., Jr., & RICKARD, L. V. (1985): Devonian Series Boundaries in the Eastern United States. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 233–260, 7 Tab.; Frankfurt/Main.
- KORN, D., & WUNDERLICH, K. (1982): Ammonoideen aus der *Pharciceras*-Zone (Oberdevon Ia) von Wuppertal. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **35**: 89–95, 4 Abb.; Wuppertal.
- KULLMANN, J., & ZIEGLER, W. (1970): Conodonten und Goniatiten von der Grenze Mittel-/Oberdevon aus dem Profil am Martenberg (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – Geol. et Palaeont., **4**: 73–85, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Marburg.
- MÜLLER, H., & SCHERP, A., & STADLER, G. (1986): Stratiforme Schwefelkiesvererzung im obermitteldevonischen Schalstein (Diabastuff) bei Balve (Sauerland), Ergebnisse einer Erkundungsbohrung. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **34**: 281–317, 3 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- PAECKELMANN, W. (1938), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Balve. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000 : 70 S., 7 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- PETERSEN, M. S. (1975): Upper Devonian (Fammenian) ammonoids from the Canning Basin, Western Australia. – Paleont. Soc., Mem., **8** (J. Paleont., **49** (5) suppl.): 1–55, 27 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Tulsa/Okla.
- PETTER, G. (1959): Goniatites dévoniennes du Sahara. – Thèse à la fac. sci. univers. Paris; publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie, N.S., Paléont. Mém., **2**: 313 S., 58 Abb., 26 Taf.; Alger.
- SANDBERG, Ch. A., & ZIEGLER, W., & BULTYNCK, P. (1988): Middle-Upper Devonian series boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. – Newsl. Stratigr., **18** (2): 117–121, 1 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- WEDEKIND, R. (1913): Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. – Sber. Ges. naturforsch. Freunde, **1**: 23–77, 14 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- (1917): Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). – Palaeontographica, **62**: 85–184, 54 Abb., 9 Taf.; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 7–77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden.
- (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**: 1–166, 18 Abb., 9 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.

- (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 647 – 676, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
 - (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. – In: SWEET, W. C., & BERGSTRÖM, S. M. [Hrsg.]: Symposium on conodont biostratigraphy. – Geol. Soc. Amer., Mem., **127**: 227 – 284, 3 Abb., 6 Tab., Boulder/Col.
 - (1982): Conodont age of *Pharciceras lunulicosta*-Zone. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 493 – 496; Frankfurt/Main.
- ZIEGLER, W., & KLAPPER, G. (1982 a): Subcommittee on Devonian stratigraphy: Decisions since 1973 and present status. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 7 – 12, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- , & - (1982 b): The *disparilis* conodont zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 463 – 492, 3 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.

Eingang des Manuskriptes: 15. 8. 1986

Tafel 1 / Plate 1

- Fig. 1 *Agoniatites* ex gr. *costulatus* (D'ARCHIAC & DE VERNEUIL)
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 55,97 m (GLA NW De 515, Vergr. 9,4 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 55,97 m (GLA NW De 515, magn. 9,4 x)
- Fig. 2 *Agoniatites* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 55,6 m (GLA NW De 516, Vergr. 10,9 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 55,6 m (GLA NW De 516, magn. 10,9 x)
- Fig. 3 *Agoniatites* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 55,88 m (GLA NW De 517, Vergr. 9,3 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 55,88 m (GLA NW De 517, magn. 9,3 x)
- Fig. 4 *Agoniatites* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 55,67 m (GLA NW De 518, Vergr. 15,6 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 55,67 m (GLA NW De 518, magn. 15,6 x)
- Fig. 5 *Agoniatites* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 57,2 m (GLA NW De 519, Vergr. 11,6 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 57,2 m (GLA NW De 519, magn. 11,6 x)



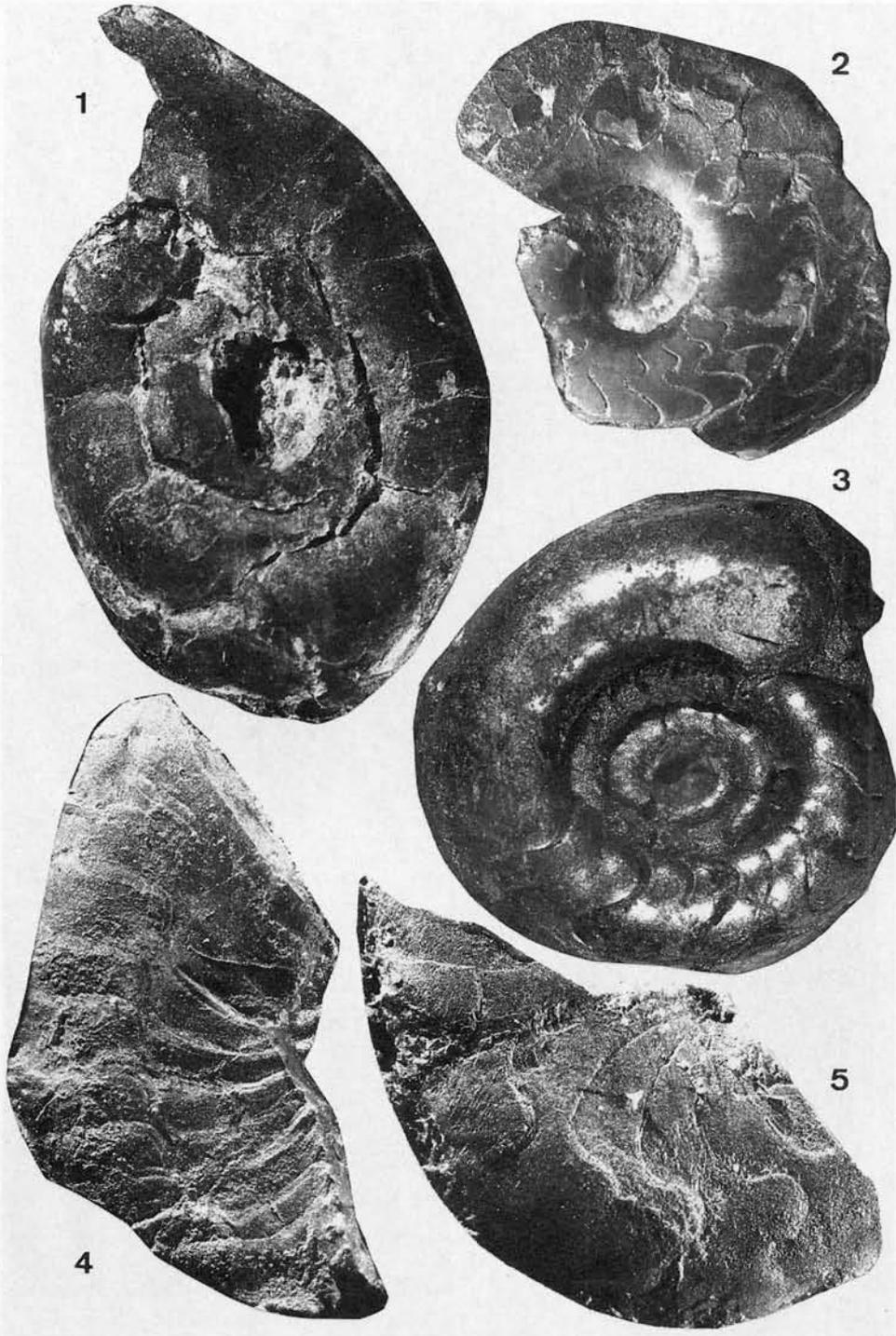
Tafel 1

Tafel 2 / Plate 2

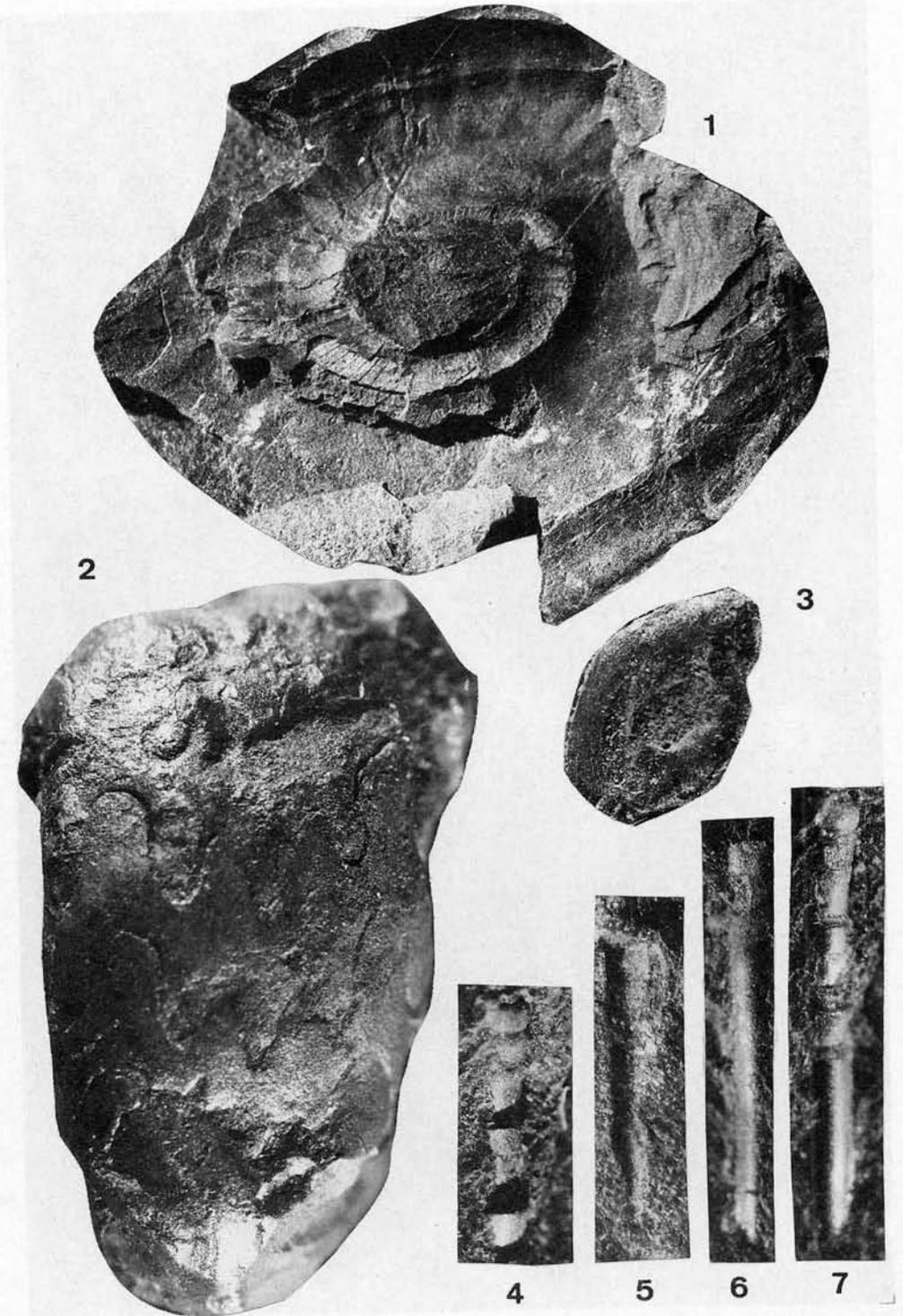
- Fig. 1 ? *Archoceras* sp.
Nordwestflanke des Husenbergs, R 21 600, H 89 240 (GLA NW De 520, Vergr. 9,5 x)
Northwestern flank of Husenberg, R 21 600, H 89 240 (GLA NW De 520, magn. 9,5 x)
- Fig. 2 „*Pharciceras*“ *erraticum* PETTER
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 53,17 m (GLA NW De 521, Vergr. 2,1 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 53,17 m (GLA NW De 521, magn. 2,1 x)
- Fig. 3 ? *Pharciceras* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 47,4 m (GLA NW De 522, Vergr. 7,4 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 47,4 m (GLA NW De 522, magn. 7,4 x)
- Fig. 4 *Tornoceras (Tornoceras) frechi* WEDEKIND
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 56,88 m (GLA NW De 523, Vergr. 5,8 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 56,88 m (GLA NW De 523, magn. 5,8 x)
- Fig. 5 *Epitornoceras* aff. *mithracoides* (FRECH)
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 49,3 m (GLA NW De 524, Vergr. 8,5 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 49,3 m (GLA NW De 524, magn. 8,5 x)

Tafel 3 (S. 56) / Plate 3 (p. 56)

- Fig. 1 ? „*Pharciceras*“ cf. *erraticum* PETTER
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 49,9 m (GLA NW De 525, Vergr. 7 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 49,9 m (GLA NW De 525, magn. 7 x)
- Fig. 2 *Pharciceras* sp.
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 49,3 m (GLA NW De 526, Vergr. 13,5 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 49,3 m (GLA NW De 526, magn. 13,5 x)
- Fig. 3 Indifferentes Initialgehäuse eines Goniatiten
Bohrung Balve 1, Bohrteufe 56,17 m (GLA NW De 527, Vergr. 10,8 x)
Borehole Balve 1, drilling depth 56,17 m (GLA NW De 527, magn. 10,8 x)
- Fig. 4-7 *Michelinoceras* sp. vel *Sphaerorthoceras* sp.
Bohrung Balve 1
Fig. 4: Bohrteufe 15,4 m (GLA NW De 528, Vergr. 17,5 x)
Fig. 5: Bohrteufe 16,5 - 16,7 m (GLA NW De 529, Vergr. 8,4 x)
Fig. 6: Bohrteufe 16,5 - 16,7 m (GLA NW De 530, Vergr. 16,8 x)
Fig. 7: Bohrteufe 15,4 m (GLA NW De 531, Vergr. 20 x)
Borehole Balve 1
Fig. 4: drilling depth 15,4 m (GLA NW De 528, magn. 17,5 x)
Fig. 5: drilling depth 16,5 - 16,7 m (GLA NW De 529, magn. 8,4 x)
Fig. 6: drilling depth 16,5 - 16,7 m (GLA NW De 530, magn. 16,8 x)
Fig. 7: drilling depth 15,4 m (GLA NW De 531, magn. 20 x)



Tafel 2



Tafel 3

Neue Ergebnisse zum oberdevonischen Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Variscikums

Von HEINZ WILDER*

Reef environment, sedimentation, benthic fauna, extinction, organic matter, geochemistry, facies model, Givetium, Frasnium, Variscides, Belgium, North Rhine-Westphalia (Eifel, Bergisches Land)

Kurzfassung: Das weltweite devonische Riffwachstum wird im Oberdevon $l\gamma/\delta$ (*triangularis*- bis *gigas*-Zone) in weiten Bereichen beendet. Zur Klärung dieses Phänomens wurden sechs Profile aus dem Bereich Riff-/Nichtriff-Fazies von Namur (Belgien) bis Wuppertal (Bergisches Land) mikrofaziell und geochemisch untersucht.

Es stellte sich heraus, daß eine periodisch erhöhte Produktion und Sedimentation von organischem und feinklastischem Material einen direkten steuernden Einfluß auf das Riffwachstum hatte und schließlich zu dessen Ende führte.

Plattentektonische Bewegungen während des Oberdevons verursachten hierbei folgende entscheidende Kausalkette: periodische und insgesamt erhöhte Niederschlagsraten \rightarrow intensivere Landpflanzenausbreitung \rightarrow verstärkte chemische Verwitterung \rightarrow periodisch erhöhte Nährstoff- und Pelitzufuhr in das Riffökotop \rightarrow vermehrte Phytoplanktonproduktion und -sedimentation \rightarrow Ende des Riffwachstums \rightarrow euxinische Sedimentation (Unterer Kellwasserkalk, $l\delta$).

[New results on the termination of the Upper Devonian reef growth along the northern Mid-European Variscides]

Abstract: The worldwide Devonian reefgrowth was terminated in large areas during the *triangularis* and *gigas* zone (Upper Devonian $l\gamma/\delta$). To explain this phenomenon six profiles with the transition from reef to non-reef facies ranging from Namur (Belgium) to Wuppertal (Germany) were investigated microscopically and geochemically.

It turned out that the periodically increased production and sedimentation of clayey and mainly organic material directly controlled the Upper Devonian reefgrowth and finally caused its termination.

Increased plate tectonical shifting of the land areas during the Upper Devonian finally triggered off the following chain of events: increasing rates of periodical rainfalls \rightarrow intensified spreading of land plants \rightarrow increased chemical weathering \rightarrow periodically increased transport of nutrients and clastic material into the reef habitat \rightarrow increased production and sedimentation of phytoplankton \rightarrow termination of reefgrowth \rightarrow finally euxinic sedimentation (Lower Kellwasser limestone, Upper Devonian $l\delta$).

[Résultats récents concernant la disparition des récifs du Dévonien supérieur sur la bordure Nord de la chaîne herzynienne de l'Europe centrale]

Résumé: La croissance mondiale des récifs dévoniens (zones de *triangularis* à *gigas*, Dévonien supérieur ($l\gamma/\delta$)) prend fin dans des régions étendues. Pour éclaircir ce phénomène, on

* Anschrift des Autors: Dr. H. WILDER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-
Straße 195, D-4150 Krefeld 1

a analysé au microscope et par des procédés géochimiques six profils des régions du faciès récifal et nonrécifal, de Namur (Belgique) à Wuppertal (Allemagne fédérale).

On a pu constater que la production et la sédimentation périodiquement élevée de matériel organique et pélitique (clastique) ont eu une influence déterminante et directe sur la croissance des récifs et ont finalement conduit à sa fin.

Pendant le Dévonien supérieur, des mouvements tectoniques des plaques continentales ont provoqué la chaîne de causalité suivante: Pluviosités périodiques dans l'ensemble élevées → étendues intensives des plants sur le continent → augmentation de la décomposition chimique → nutriments périodiquement élevés, transport des pélites dans les régions récifales → accroissement de la production et de la sédimentation de phytoplancton → fin de la croissance des récifs → sédimentation euxinique (Calcaire inférieur de Kellwasser, Dévonien supérieur 18, ≙ Assise de Matagne).

1. Problematik und Vorarbeiten

Der Abschnitt Mittel- bis Oberdevon war weltweit eine Zeit intensiver Riffbildung. Besonders in Nordamerika und Europa sind diese Riffkomplexe von großer wirtschaftlicher Bedeutung, da sie lokal wichtige Kohlenwasserstoffmutter- und vor allem -speichergesteine darstellen (GOTTHARDT & MEYER & PAPROTH 1978). Oft sind sie auch Träger primärer und sekundärer Sulfidmineralisationen. Sie sind regional wichtige Aquifere und Thermalwasserleiter. Eine überragende wirtschaftliche Bedeutung kommt den Riffkalksteinen als Rohstoff in der Steine-und-Erden-Industrie besonders in Nordrhein-Westfalen zu.

Zur Frage des oberdevonischen Riffsterbens liegen einige Publikationen vor (Übersicht in MOUNTJOY & KREBS 1983: 12, vgl. auch DREESEN et al. 1985). Als Hauptgründe werden Subsidenz, Transaggressionen, aber auch Wasserverflachung für das Riffsterben angeführt. EDER & FRANKE (1976, 1982) vermuteten in dem weltweiten Auftreten euxinischer Horizonte (Kellwasserkalk, dol8) einen möglichen Zusammenhang mit dem Riffsterben, ohne dieses jedoch näher auszuführen.

Eigene Arbeiten zu dieser Problematik wurden erstmalig 1979 durchgeführt. Sie bauen auf den von KASIG (1967) erarbeiteten faziellen Ergebnissen im Raum südöstlich von Aachen auf. Die mikrofaziell-geochemische Untersuchung eines 12,5 m langen Profils aus dem Übergangsbereich Riff-Fazies/überlagernde Nichtriff-Fazies bei Walheim lieferte erste deutliche Hinweise darauf, daß in den quantitativen Schwankungen des Gehalts an organischem Material im Kalkstein der wesentliche Schlüssel zum Verständnis des Riffsterbens liegt (WILDER 1979, WILDER & KASIG 1979, KASIG & WILDER 1983).

2. Lage der untersuchten Profile

Zur Erfassung einer größeren Region wurden sechs Profile aus dem Übergangsbereich Riff-/Nichtriff-Fazies entnommen (Abb. 1). Auf dieser Basis wurde die Dissertation von WILDER (1985) erstellt. Die Profile Walheim-Nord (1) und Pepinster (5) wurden bereits in DREESEN et al. (1985) vorgestellt, auf eine erneute Darstellung wird daher hier verzichtet.

3. Untersuchungsmethodik

Zur Klärung der Frage des oberdevonischen Riffsterbens wurden verschiedene Methoden kombiniert. Die Proben wurden im Gelände als durchgehende Schlitz-

profile entnommen (KASIG 1974) und sorgfältig makroskopisch aufgenommen. Durch die mikrofazielle Dünnschliffanalyse wurde die jeweilige Information qualitativ wie auch quantitativ erfaßt. Ferner wurde der Stoffbestand nach den wichtigsten Haupt- und Nebenelementen bestimmt. Beide Methoden lieferten wertvolle Informationen über die Fazies des Ablagerungsraums, über diagenetische Vorgänge sowie über die Verteilung des organischen Materials.

Es zeigte sich, daß Genese und Sedimentation des organischen Materials einen wesentlichen Einfluß auf die Entwicklung der Riffbionten ausübten (WILDER 1979). Aus diesem Grund wurde dem organischen Material besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Zunächst wurde die Menge des organischen Kohlenstoffs bezogen auf den carbonatfreien, HCl-unlöslichen Rückstand ($C_{org. (2)}$) ermittelt, dann der Gehalt an organischem Kohlenstoff bezogen auf die karbonatische Gesamtprobe ($C_{org. (1)}$). Der ursprüngliche Gehalt des Sediments an $C_{org.}$ ist zwar in erster Linie von Erhaltung und Menge des produzierten und sedimentierten organischen Materials abhängig; eine Faziesinterpretation des $C_{org.}$ -Gehalts ist jedoch weitgehend von der Kenntnis des Inkohlungsgrades ($R_{max.}$) abhängig, da bei zunehmender Inkohlung eine Degeneration und absolute Abnahme des organischen Materials insbesondere durch Entgasung erfolgt. Diese Effekte können allerdings ebenfalls durch epigenetische Einflüsse eintreten, etwa durch hydrothermale Lösungen oder durch Verwitterungsprozesse. Die hierzu notwendigen Informationen lieferten detaillierte Dünnschliffanalysen.

Eine Analyse des in organischen Lösungsmitteln löslichen organischen Materials (Bitumen) sollte schließlich durch eine gaschromatographische Erfassung des n-Alkan-Spektrums Hinweise darauf liefern, ob es sich bei dem vorliegenden organischen Material um autochthones Phytoplankton oder um allochthones, in den Schelfbereich verfrachtetes Landpflanzenmaterial handelt. Unter den n-Alkanen ist die Fraktion der geradkettigen, unverzweigten gesättigten Kohlenwasserstoffe zu verstehen, die je nach Genese des organischen Materials unterschiedliche typische Verteilungsmuster der Kohlenwasserstoffketten zeigt.

- 1 = Walheim-Nord
- 2 = Alt-Breinig-Schomet
- 3 = Inde-Mulde I
- 4 = Wuppertal-Dornap
- 5 = Pepinster
- 6 = Tailfer-Lustin

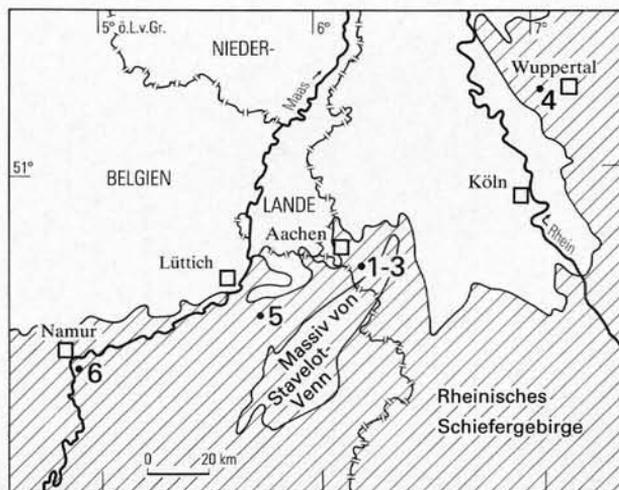


Abb. 1 Lage der Profile
 Fig. 1 Location of the profiles

Tabelle 1
Erklärung der lithologischen Symbole
in Tabelle 2 – 5

	Calcilutit (≙ Mikrit), Flaserschichtung
	Calcarenit (≙ Sparit), normal gebankt
	Calcilutit (≙ Mikrit), normal gebankt
	Laminit (Calcilutit), Algen?
	Calcilutit, disharmonisch kleingefaltet
	Calcilutit, geschiefert
	Calcilutit mit Bentonit (Tuffit)
	Calcilutit, pyritführend
	Calcilutit mit Intraklasten und Brachiopoden
	Calcarenit mit Biodeitritus (Brachiopodenschill)
	Calcilutit mit dendroiden Korallen und Gastropoden
	Biostrom: koloniebildende rugose Korallen
	Biostrom: globulare Stromatoporen
	Biostrom: fladige (inkrustierende) Stromatoporen
	Amphiporenrasen
	Mikrit mit stylolithischer Lage
	mergelig-stylolithische Calcilutite

4. Darstellung und Interpretation der Profile

Zum Verständnis der lithologisch-geochemischen Profilbeschreibungen in den Tabellen 2–5 wird eine Erklärung der lithologischen Symbole beigefügt (Tab. 1). Auf gesonderte Schichtenverzeichnisse der einzelnen Profile wird daher verzichtet.

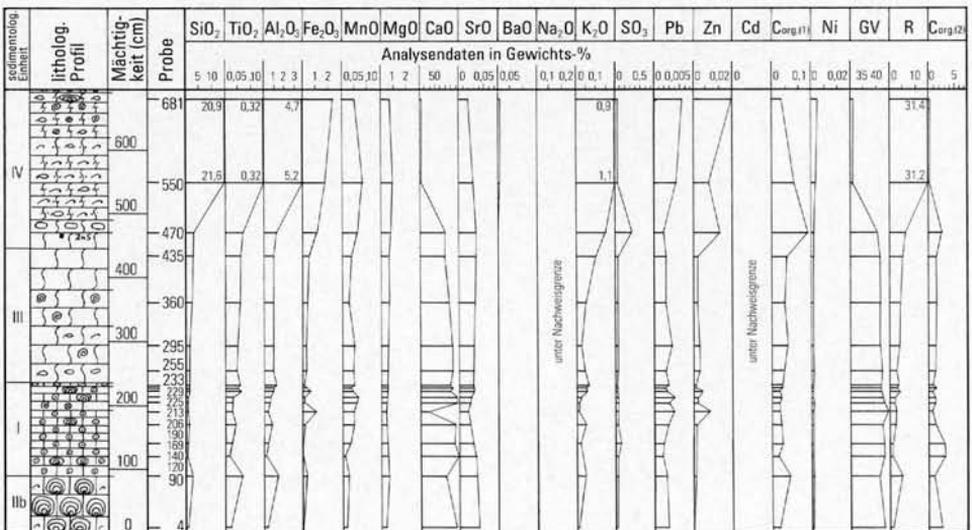
Als „sedimentologische Einheiten“ sind in den Tabellen 2–5 lithologische Bereiche ähnlicher Fazies, also untereinander vergleichbare Bereiche mit ähnlichem Stoffbestand und Komponentenspektrum, gegeneinander abgegrenzt, die unter ähnlichen Sedimentationsbedingungen entstanden sind.

4.1. Profil Alt-Breinig-Schomet (2)

Das Profil Alt-Breinig-Schomet liegt im Blattgebiet 5203 Stolberg bei R 15 840, H 21 230.

Man erkennt eine markante makropetrographische Gliederung in vier sedimentologische Einheiten, die sich teilweise auch in der Elementverteilung widerspiegeln (Tab. 2). Das Profil ist durch einen sehr hohen Verwitterungsgrad gekennzeichnet.

Tabelle 2
Lithologisch-geochemisches Profil Alt-Breinig-Schomet



GV = Glühverlust; R = HCl - unlöslicher Rückstand (silikoklastisch-authigene Fraktion plus organisches Material);
C_{org}(1) = organischer Kohlenstoff bezogen auf Gesamtprobe; C_{org}(2) = organischer Kohlenstoff bezogen auf R

net. Charakteristisch sind limonitische Kluftbeläge, die durch deszendente Verwitterungslösungen entstanden sind, sowie stellenweise eine selektive epigenetische (deszendente) Dolomitisierung. Der primär höhere Gehalt an $C_{org.}$ ist stark reduziert worden; die Gesteinsfarbe hat sich von ursprünglich schwarzgrau nach beige-grau verändert.

Ein weiterer Beweis für die starke Verwitterung ist die sekundäre Rotfärbung des Gesteins im Bereich der sedimentologischen Einheit IV. Schon im liegenden dunkelgrauen Gestein ist der Pyrit meist aufoxidiert. Im Bereich der Rotfärbung sind in der Übergangszone noch dunkelgraue Flecken als Beweis einer sekundären Aufoxidation erhalten geblieben.

Sedimentologische Einheiten:

- IIb Oberer Bereich des jüngsten Stromatoporenbiostroms. Nach oben steigen der klastische Anteil (hauptsächlich die pelitische Komponente) sowie $C_{org.}$ (1) stärker an.
- I Amphiporenrasen, vereinzelt treten massive Stromatoporen auf. $C_{org.}$ (2) zeigt hier die höchsten Werte.
- III Flasermikrit mit zunehmender Stylolithisierung. Neben Brachiopoden dominieren Gastropoden. Korallen fehlen im Gegensatz zum Profil Walheim-Nord (DRESEN et al. 1985) fast vollständig. Es fällt eine kontinuierliche Zunahme der Rückstandsfraktion (besonders TiO_2 , K_2O) auf.
- IV Dieser Abschnitt ist charakterisiert durch eine starke Zunahme der Neben- und Spurenelementgehalte, deren Verlauf zusammen mit SiO_2 und Al_2O_3 sich umgekehrt proportional zum Carbonatgehalt verhält. Der hohe Quarzanteil ist nur mikroskopisch erkennbar. Während die Bleigehalte schon im liegenden Bereich überproportional hoch sind, nimmt auch der Zinkgehalt im Bereich der sedimentologischen Einheit IV zu. Wie im Profil Walheim-Nord deutet eine Korrelation mit den silikatischen Elementen auf einen detritischen Ursprung und unmittelbare Landnähe. Auch die Brachiopodenschill-Lagen deuten auf eine Verflachung und auf Küstennähe. Das vereinzelte Auftreten von Volvocalen liefert nach KAZMIERCZAK (1975) Hinweise auf eine mögliche Verbrückung des Ablagerungsraums.

Neben einer starken Stylolithisierung wurden bei 466 cm 1 cm große Honigblendeaggregatneubildungen (ZnS) angetroffen. Offensichtlich handelt es sich um eine Remobilisation sedimentärer Zinkblende.

Die starke Abnahme des $C_{org.}$ (1) und $C_{org.}$ (2) in diesem Bereich ist zum einen durch das zunehmend oxidierende Ablagerungsmilieu, zum anderen durch die lange Exposition und damit verbundene atmosphärische Verwitterung bedingt.

4.2. Profil Bohrung Inde-Mulde I (3)

Die Bohrung Inde-Mulde I liegt im Blattgebiet 5202 Aachen bei R 11 440, H 18 525. Das Abteufen dieser Bohrung diente der Exploration der sulfiderzhöflichen Frasnium-Schwarzschiefer. Eine Darstellung des Gesamtprofils findet sich in VOGTMANN & SCHEPS & FRIEDRICH (1986).

Das in der Tabelle 3 dargestellte Teilprofil umfaßt den tiefsten und stratigraphisch ältesten Bereich dieser Bohrung.

Sedimentologische Einheiten:

- I Dendroide Korallen führten mit ihrem Netzwerk zu einer Wasserberuhigung.
- IIb Es herrschten gute Lebensbedingungen für massive Stromatoporen. Dennoch scheint die Sedimentation von Mikrit und abgestorbenem organischem Material zeitweise so stark gewesen zu sein, daß Stromatoporen teilweise abstarben, Sediment inkorporierten und dann weiterwuchsen (Abb. 2).
- I Auf derartige Beeinträchtigungen des Wachstums deutet auch der relativ hohe $C_{org.}$ (2)-Gehalt bei geringer pelitischer Sedimentationsrate.

Tabelle 3
Lithologisch-geochemisches Teilprofil der Bohrung Inde-Mulde I

Sedimentolog. Einheit	litholog. Profil	Teufe (m)	Probe	Analysendaten in Gewichts-%																																						
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Pb	Zn	Cd	C _{org} (1)	Ni	GV	R	C _{org} (2)																			
				5	10	0,05	10	1	2	3	1	2	0,05	10	1	2	50	0	0,05	0,05	0,1	0,2	0,1	0	0,5	0,0005	0	0,02	0	0	0,2	0	0,02	35	40	0	10	0	5			
		11																																								
III		337,0																																								
IIb		337,5																																								
I																																										
IIb		338,0																																								
I																																										

IIb Nach kurzer Unterbrechung durch dendroide Riffbildner setzt das massive Stromatoporenwachstum noch einmal ein. Das Kümmerwachstum und der rhythmische Latilaminae-Bau (Abb. 3) zeigen aber, daß periodisch (jahreszeitlich?) erhöhte Sedimentationsraten von organischem Material das Wachstum stark behinderten und es schließlich ganz beendeten. In diese Richtung deutet der Aufbau des Coenosteum (Kalkgerüst der Stromatopore, Abb. 3): Keimbereich und Primärlaminae über den Latilaminae sind sehr hell, das heißt arm an organischem Material. Vermehrte Sedimentation von organischem Material führte neben einem verstärkten Einbau desselben zu einer Verlangsamung und schließlich zu einem Ende des Wachstums.

Der Stromatoporenorganismus (Coenosark) war aber offensichtlich in der Lage, ausgehend von dem vor der Sedimentation geschützten Bereich (unterer Flankenbereich) das

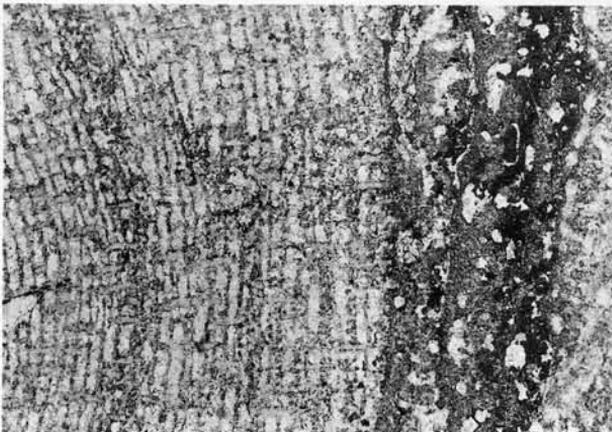


Abb. 2
Actinostroma sp. mit eingebauter, an organischem Material reicher mikritischer Matrix (Probe 15, Vergr. 3x)

Fig. 2
Actinostroma sp. with inbuilt micrite rich in organic matter (sample 15, magn. 3x)

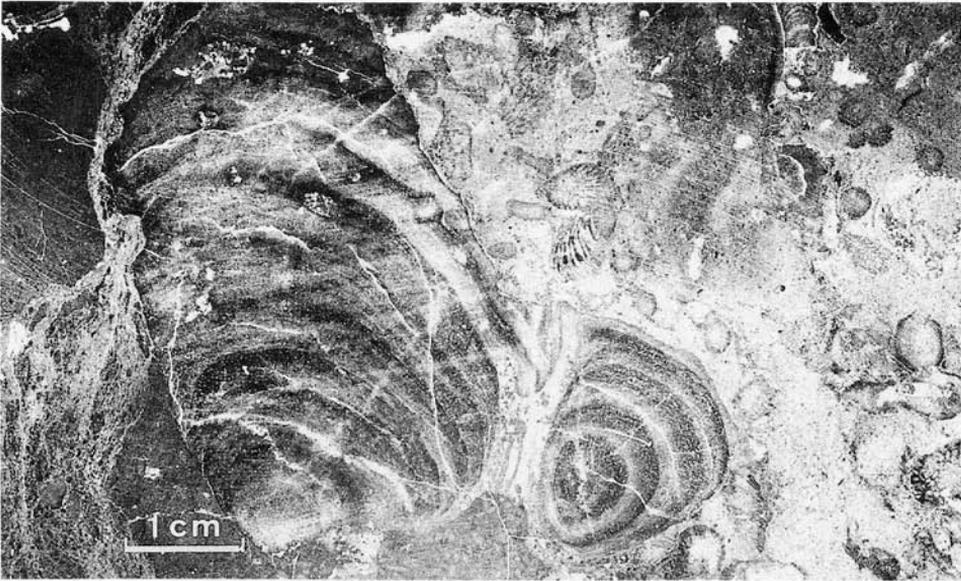


Abb. 3 Übergangsbereich vom Top des höchsten Stromatoporenbiostroms zur riffüberlagernden Flaserkalkfazies; globulare Stromatoporen (Kümmerwachstum) mit extrem ausgeprägtem Latilaminae-Bau (Anreicherung von organischem Material); sonstige Biogene: dendroide Korallen, Amphiporen, Gastropoden (Profil Brg. Inde-Mulde I, 337,36 – 337,45 m Bohrteufe)

Fig. 3 Transition from the top of the highest stromatoporoid biostrome to the overlying Flaserkalk-facies; globular stromatoporoids show reduced growth with extreme latilaminae (enrichment of organic matter); otherwise: dendroid corals, amphipores, gastropods (profile borehole Inde-Mulde I, drilling depth 337,36 – 337,45 m)

Coenosteam mit seinen Einlagerungen wieder zu überwachsen (vgl. Abb. 2), wenn die Umweltbedingungen wieder günstig waren.

- III Die sedimentologische Einheit III ist sehr biogenarm. Wenige Gastropoden deuten auf ein sauerstoffarmes Sedimentationsmilieu. Der detritisch-klastische Anteil liegt etwas höher (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , BaO , K_2O). Syndimentäre oder frühdiagenetische Prozesse können stellenweise zu einer stärkeren Verminderung des primären Gehalts an organischem Material geführt haben.

4.3. Profil Wuppertal-Dornap (4)

Das Profil Wuppertal-Dornap stammt aus dem Steinbruch „Hahnenfurth“ der Rheinisch-Westfälischen Kalkwerke Dornap. Es liegt im Blattgebiet 4708 Wuppertal-Elberfeld bei R 73 820, H 80 420. Der untersuchte Bereich wird in Tabelle 4 dargestellt.

Sedimentologische Einheiten:

- IIb Die sedimentologische Einheit IIb bildet den Top des jüngsten Stromatoporenbiostroms mit Kümmerwachstum bei relativ hohen $C_{\text{org.}(1)}$ - und $C_{\text{org.}(2)}$ -Gehalten. Der silikatische Anteil tritt zurück; hohe Strontiumwerte (Sr) korrelieren mit Calciumcarbonat (CaCO_3).
- I In diesem Bereich kommt das Stromatoporenwachstum zum Erliegen. Auffällig ist ein relativ hoher Siliciumoxidgehalt, der zum Teil als authigener Quarz vorliegt, sowie viel spätdiagenetischer Pyrit. $C_{\text{org.}(1)}$ erreicht hier die höchsten Werte.

- IIc Der Abschnitt zeigt eine Verbesserung der Lebensbedingungen durch das vereinzelt Auftreten von Stromatoporen und Korallen an. Stärkere pelitische Sedimentation verhinderte aber ein erneutes Riffwachstum.
- III Diese Einheit umfaßt einen vulkanisch beeinflussten lebensfeindlichen Abschnitt mit einer Bentonitschicht (Pr. 19). Auffallend ist in dieser Probe der hohe Kaliumgehalt (6 Gew.-% in Pr. 19). Loferite und mudcracks deuten auf sehr flaches Wasser.
- IIc,III Diese kurzen biogenen Phasen wurden durch einen Wechsel der Sedimentationsbedingungen abgelöst. Ähnlich wie bei den Profilen Pepinster und im Raum südlich Aachen tritt eine „gefälte Bank“ auf. Die hier zu beobachtende disharmonische Kleinfaltung im Zentimeterbereich wurde vermutlich durch Seebeben ausgelöst. Insgesamt ist diese sedimentologische Einheit durch höhere Magnesiumoxidgehalte gekennzeichnet. Dieses deutet auf eine mögliche syngenetische Dolomitisierung hin: Bei massiven Stromatoporen wurde lagenweise zum Rand hin zunehmend Dolomit eingebaut. Für eine erhöhte Salinität ergeben sich aufgrund niedriger Natrium- und Strontiumwerte keine Hinweise.
- IIc Dieser Abschnitt enthält die jüngsten Stromatoporen. Eine schwarze mikritische Matrix mit hohen Gehalten an organischem Material signalisiert sauerstoffärmere Bedingungen. Es treten endemische Stromatoporen und verstärkte Kalkalgen auf, die gemeinsam mit Korallen höhere Sedimentationsraten an organischem Material kurzzeitig tolerieren konnten.

Nach oben zu beendet eine stärker werdende klastische Sedimentation (im Profil nicht aufgeschlossen) die karbonatische Fazies.

5. Verteilung und besondere Bedeutung des organischen Materials für das Riffökotop

Trotz unterschiedlicher räumlicher Lage der untersuchten Profile steht die Verteilung des organischen Materials im Riffgestein in einer bestimmten, offensichtlich gesetzmäßigen Beziehung zur Fazies der jeweiligen biostromalen Wachstumsphase.

Der biostromale Kernbereich (sedimentologische Einheiten IIa, IIb) besteht meist aus massiven großen Stromatoporen mit geringem mikritischen Matrixanteil. Eine äußerst geringe silikatische Sedimentation begünstigte dieses intensive Riffwachstum. Wie schon die helle Gesteinsfarbe makroskopisch andeutet, liegt auch der absolute Gehalt an organischem Kohlenstoff mit 0,05 % nur durchschnittlich hoch.

Zum Top des Biostroms nimmt der Gehalt des organischen Materials bei fortwährend konstant geringer feinklastischer Sedimentation plötzlich zu; $C_{org.}$ (2) erreicht mehr als 5 %. Das Gestein zeigt eine dunklere Farbe; vermehrt treten bituminöse Stylolithen auf. Diese vermehrte Phytoplanktonproduktion und -sedimentation (s. Kap. 6.) führte zu einer Stagnation des Riffwachstums. Das spezifisch sehr leichte und damit volumenintensive abgestorbene organische Material deckte die langsam wachsenden massiven Stromatoporen zu.

Zwar versuchten diese, das vermehrt sedimentierte organische Material durch verstärkte Latilaminaebildung zu inkorporieren, doch war dieses Kümmerwachstum nur von kurzer Dauer. Das häufige Auftreten von Gastropoden deutet auf zunehmend euxinische Verhältnisse. In der sedimentologischen Einheit IIc schließlich tritt zusätzlich eine erhöhte silikatische Sedimentation auf. Anhaltend hohe Gehalte an organischem Material können hier zum Teil aus eingeschwemmtem Landpflanzendetritus bestehen (vgl. Kap. 6.). Insgesamt bot diese stärkere Gesamtsedimentation in Verbindung mit einer verstärkten Wassertrübe nur noch den Korallen zeitweise eine ökologische Nische, wobei besonders dendroide Biogene aufgrund ihres stärkeren Vertikalwachstums besondere Vorteile hatten.

6. Genese des organischen Materials

Zur Klärung der Frage, ob das vorliegende organische Material allochthonen oder autochthonen Ursprungs ist, wurden organisch-geochemische Untersuchungen an folgenden Proben durchgeführt:

- Profil Inde-Mulde I 337,30 – 337,35 m Profillänge, 43 ppm Extrakt
- Profil Wuppertal-Dornap 0 – 11 cm Profillänge, 17 ppm Extrakt
- Profil Pepinster 0,37 – 0,45 cm Profillänge, 22 ppm Extrakt
- Profil Tailfer-Lustin 6,90 – 6,97 m Profillänge, 15 ppm Extrakt

Alle vier Proben wurden aus dem Grenzbereich Riff-/Nichtriff-Fazies entnommen.

Wegen des makroskopisch erkennbaren höheren Verwitterungsgrades wurden die Profile Walheim-Nord und Alt-Breinig-Schomet nicht beprobt. Aufgrund der geringen Extraktmenge (15 ppm) konnte für das Profil Tailfer-Lustin kein gaschromatographisches Ergebnis erzielt werden.

Die fehlende statistische Signifikanz wegen der geringen Probenzahl wird dadurch ausgeglichen, daß in jedem Fall faziell ähnliche Bereiche beprobt worden sind. Es überrascht daher nicht, daß die n-Alkan-Verteilungsmuster trotz der regionalen Entfernungen große Ähnlichkeiten untereinander aufweisen. Als Beispiel sei hier die n-Alkan-Kurve der Probe aus dem Profil Inde-Mulde I dargestellt, da bei dieser Kernbohrung eine Degeneration des organischen Materials am wenigsten zu befürchten war (Abb. 4).

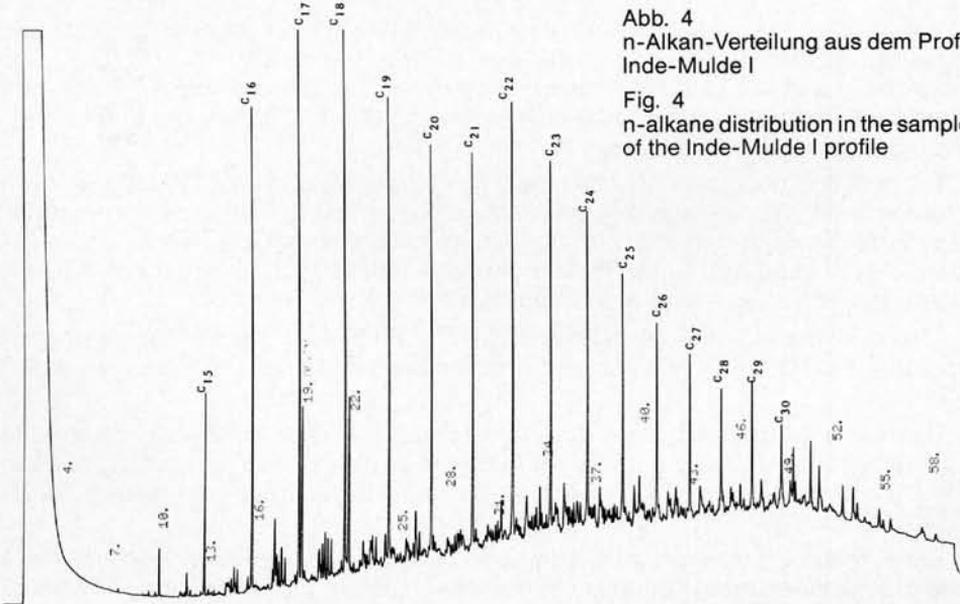


Abb. 4
n-Alkan-Verteilung aus dem Profil Inde-Mulde I

Fig. 4
n-alkane distribution in the sample of the Inde-Mulde I profile

Es ist zu erkennen, daß die Hauptverteilung der n-Alkane im Bereich n-C₁₆ bis n-C₃₀ liegt, wobei die Maxima bei n-C₁₇ und n-C₁₈ auftreten. Die Profile Dornap und Pepinster zeigen ähnliche n-Alkan-Verteilungsmuster, wobei hier n-C₂₀ (Phytan) und n-C₂₁ dominieren.

Die vorliegenden n-Alkan-Verteilungsmuster lassen nach POWELL & MCKIRDY (1973) den Schluß zu, daß das untersuchte organische Material autochthon entstanden ist. Die beobachteten n-Alkane mittlerer Kettenlänge sind als Abbauprodukte des Chlorophylls von Phytoplankton zu interpretieren. Weitere kleine Maxima im Bereich n-C₂₉ deuten bei der Probe aus dem Profil Inde-Mulde I darauf hin, daß sehr geringe Mengen des organischen Materials aus Cuticularresten von Landpflanzen abstammen könnten (ALBRECHT & OURISSON 1971).

Diese Tendenzen stehen in Übereinstimmung mit dem mikrofaziell-chemischen Befund, der für die organisch-geochemisch untersuchten Bereiche keine erhöhten Elementgehalte kontinentaler Herkunft aufweist. Eine erhöhte Sedimentation von Landpflanzendetritus in das Riffökotop während oder kurz nach dem Riffsterben erscheint daher als unwahrscheinlich.

7. Kausalkettenprozesse in der oberdevonischen Biosphäre; Ende des Riffwachstums

Wie sich aus den vorliegenden Untersuchungen ergibt, übte die periodisch erhöhte Produktivität des Phytoplanktons und dessen Sedimentationsrate eine entscheidende Kontrollfunktion auf das Wachstum besonders der massiven Stromatoporen während des Oberdevons aus.

Es stellt sich nun die Frage, wie es zu dieser Entwicklung kommen konnte, ob übergeordnete Kontrollmechanismen oder sonstige Kausalketten vorliegen.

7.1. Paläogeographische und klimatische Veränderungen im Oberdevon

Während das Mitteldevon durch eine bemerkenswerte paläogeographische und klimatische Stabilität gekennzeichnet war, stellten HECKEL & WITZKE (1979) für das Oberdevon weltweit größere Plattenbewegungen fest. Dieses hatte zur Folge, daß auch die Klimagürtel relativ verlagert wurden und daß das System der Meeresströmungen sich ebenfalls änderte.

BLESS & BOUCKAERT & PAPROTH (1984) postulieren aufgrund der Wanderung von Faziesgürteln eine Verlagerung des Paläoäquators von Spitzbergen während des Givetiums bis nach Dänemark im Namurium sowie eine entsprechende Verschiebung der Klimagürtel. Nach TOTMAN PARRISH (1982: 766) erreichte der Äquator Dänemark schon während des Famenniums.

Dieses bedeutet, daß der mitteleuropäische Riffbildungsbereich und sein entsprechendes Hinterland in eine zunehmend humidere Klimazone hineingewandert sein muß.

Hierdurch wurden günstige Voraussetzungen für eine erstmalige dauerhafte Landpflanzenbesiedlung geschaffen. Einen Hinweis in diese Richtung gibt auch das vermehrte Auftreten von oberdevonischen Pflanzenresten in diesem Raum (MÄGDEFRAU 1968: 121).

Die verstärkten klastischen Schüttungen im Oberdevon (Famenne-Sandstein) deuten ebenfalls darauf hin, daß neben einer schwachen Reliefbelebung oder einer

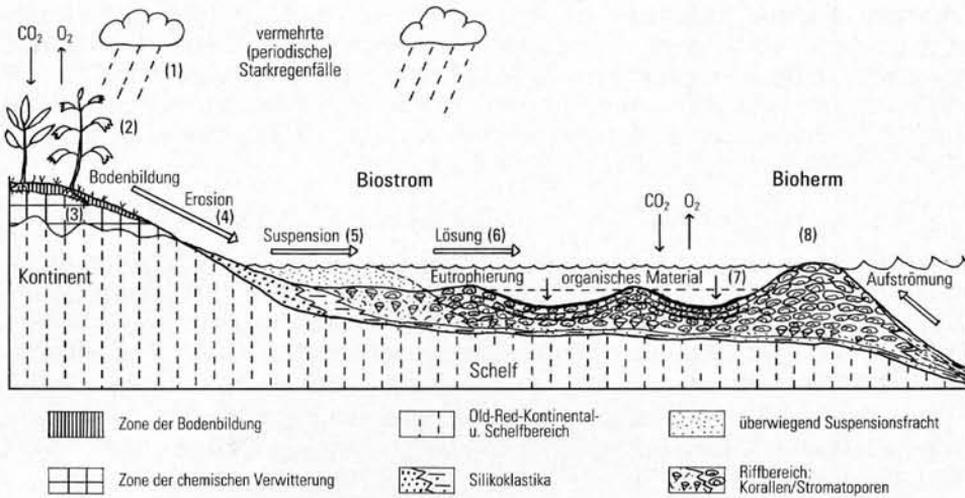


Abb. 5 Kausalkettenprozesse im Bereich der oberdevonischen Biosphäre
 Fig. 5 Chain of events in the Upper Devonian biosphere

Regression erst verstärkte Niederschläge die nötigen Voraussetzungen für derartige Sedimenttransporte schafften.

Durch diese Schüttungen und sonstige Flächenereignisse, wie zum Beispiel vulkanische Tuffschüttungen (vgl. Prof. Tailfer-Lustin; Pr. 19), wurde die Riff-Fazies zusätzlich weiter zurückgedrängt.

Insgesamt wurde durch diese Änderungen des oberdevonischen Paläoenvirons eine Kausalkette von Ereignissen ausgelöst, die schließlich zum Ende des Riffwachstums führten. Die schematische Darstellung dieser Prozesse (Abb. 5) wird in den Kapiteln 7.2. und 7.3. erläutert.

7.2. Landpflanzenausbreitung auf dem Festland

Eine Zunahme der Niederschläge (Abb. 5: 1) führte zu einer intensiveren chemischen Verwitterung auf dem Festland (3). Zusätzlich begünstigte sie die erstmalige Ausbreitung der Landpflanzen (2). Die an der Grenze Mittel-/Oberdevon auftauchenden Pteridophyten (Farnpflanzen) waren in der Lage, über die bisherigen stark grundwassergeprägten und brackigen Standorte hinausgehend allmählich das gesamte Festland zu erobern (MÄGFRAU 1968, W. REMY & R. REMY 1977, ROSELT 1980).

Durch die Landpflanzen wurde die chemische Verwitterung im Bereich der Wurzelzone und darunter in ihrer Aggressivität noch einmal entscheidend gesteigert, da dort die H-Ionenkonzentration der Porenlösungen zunahm und so Hydrolyse und Ionenaustausch erheblich zunahm (YARIV & CROSS 1979, YOUNG 1976). Diese Vorgänge müssen besonders intensiv gewesen sein, da der Vorgang der Landpflanzenausbreitung ein erstmaliges Ereignis war. Das Angebot des Festlandes an leicht verwitterbaren Primärsilikaten, Carbonaten und Sulfiden muß daher sehr groß gewesen sein. Höhere Temperaturen beschleunigten die Carbonatverwitterung ebenso wie die Zersetzung der Primärsilikate. Die hierbei in Lösung gegangenen Kationen wurden einerseits aszendend im Bereich der

Geländeoberfläche zusammen mit organischer Substanz angereichert. Andererseits gelangte ein anderer Teil dieser Pflanzennährstoffe deszendend in das Grundwasser. Die im Bereich einer Anreicherungszone von organischem Material angereicherten Nährstoffe waren für lange Zeit den periodischen Starkregenfällen ausgeliefert und wurden intensiv erodiert (4), da eine durchgehende, schützende Pflanzendecke sich erst im Karbon entwickelte.

7.3. Auswirkungen auf den marinen Bereich; Absterben der Riffe

Jahreszeitlich-periodisch brachten die Flüsse vom Old-Red-Kontinent größere Partikelfrachten in das Schelfmeer, die dann küstennah abgelagert wurden (Abb. 5:5). Dieser Bereich war aufgrund der höheren Sedimentationsraten relativ lebensfeindlich für benthonische Organismen. Dort siedelten sich lokal Brachiopoden und Korallen an.

Die periodisch in den landferneren Schelfbereich transportierte Lösungsfracht (6) löste dort eine höhere Phytoplanktonproduktion aus, die folgende Wirkung auf das Riffbenthos hatte:

- Der für die assimilierenden Rifforganismen notwendige Lichteinfall wurde reduziert.
- Höhere Produktions- und Sedimentationsraten des organischen Materials führten in geschützten Schelfbereichen zu einer zeitweisen Eutrophierung (7). Hierbei kam es in der tieferen Wassersäule zu einer für die Rifforganismen gefährlichen Sauerstoffabnahme.
- Das Riffbenthos wurde im doppelten Sinne „erstickt“: Die erhöhte Sedimentation von organischem Material und Peliten deckte das Benthos zu. Während dendroide Organismen eine erhöhte Sedimentation durch Vertikalwachstum teilweise ausgleichen konnten, wurden massive (runde) Organismen wegen Licht- und Sauerstoffmangel abgetötet. Für diesen Prozeß kann als zusätzlicher verstärkender Faktor im Bereich der tieferen Schelflagune eine deutliche Schichtung des Wassers mit zeitweise reduzierenden Bedingungen im Grenzbe-
reich Wasser/Sediment nicht ausgeschlossen werden.

Letztendlich wurde durch diese Vorgänge das Riffbenthos im Bereich der Schelflagune großflächig abgetötet. Lediglich im Bereich der Bioherme (8, landferne Saumriffe) lagen bessere Bedingungen vor; durch intensive Strömung und Wellenbewegung blieben dort für entsprechend adaptierte Riffbildner (z. B. fladige, inkrustierende Stromatoporen) bessere Lebensbedingungen bestehen. Globulare, runde Stromatoporen konnten nur in Ruhigwassernischen überleben und von dort aus die Schelflagune wieder zurückerobern, wenn sich die Lebensbedingungen hier wieder verbessert hatten.

8. Modell der devonischen Riffentwicklung

Die Auswertung der Profildaten sowie die Ausführungen der Kapitel 7.2. und 7.3. erlauben die Erstellung eines schematischen Raum-Zeit-Modells der devonischen Riffentwicklung am Nordrand der Varisciden in drei Stufen (s. Abb. 6-8).

8.1. Unteres Givetium

Vom Gedinnum bis zum Eifelium war der im Nordwesten liegende Old-Red-Kontinent das Liefergebiet für klastische Schüttungen in den Schelfbereich.

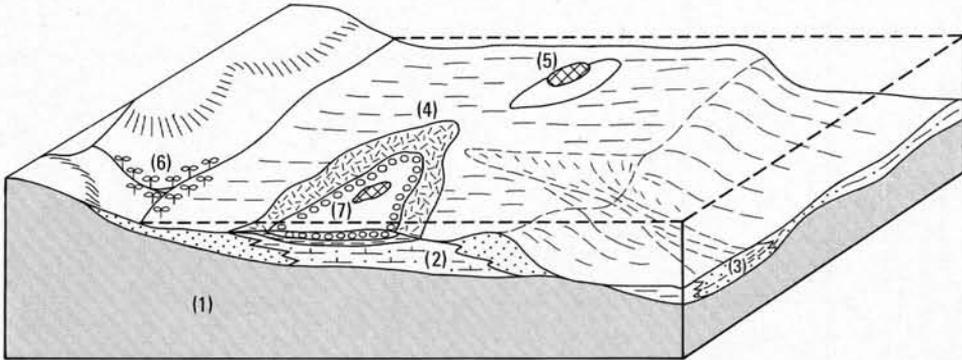


Abb. 6 Unteres Givetium – Expansion biostromaler Faunenassoziationen
 Fig. 6 Lower Givetium – expansion of biostrome-builders

Abbildung 6:1 kennzeichnet das kaledonisch konsolidierte Basement. Lokal schon im Gedinnium, vorherrschend dann im oberen Eifelium setzt eine kalkige Sedimentation ein (2). Auf dem Schelf breiten sich Riff-Pionierfaunen aus (Thamnoporen- und Amphiporenrasen, 4), die eine Bindung der Tontrübe beschleunigten und das Substrat für *Hexagonaria*-patchreefs vorbereiten (5). Zu Beginn des Givetiums (Stufe 1, Abb.6), ist die Reliefenergie des Old-Red-Kontinents soweit reduziert worden, daß massive Stromatoporen bei einem Minimum an klastischen Einschüben optimale Lebensbedingungen vorfanden (7). Sie bauten im Schelfbereich großflächige massive Biostrome auf. Distal wurden turbiditische Beckenkalke (allodapische Kalke) abgelagert (3). Das Pflanzenwachstum war an nasse Standorte (z. B. Deltabereiche) gebunden (6).

8.2. Oberes Givetium

Im oberen Givetium erreichte das biostromale Riffwachstum (Stufe 2, Abb. 7) seinen Höhepunkt. Im belgischen Raum bauten sich Barriereriffe auf. Der leicht transgressive Charakter hielt an, die Riff-Fazies breitete sich bis in den Raum der zentralen Nordsee aus. Ein arid geprägtes Klima begünstigte weltweit die Ablagerung von Evaporiten. Die Pflanzen lösten sich langsam vom offenen Wasser und eroberten hydromorphe Standorte (z. B. Flußauen).

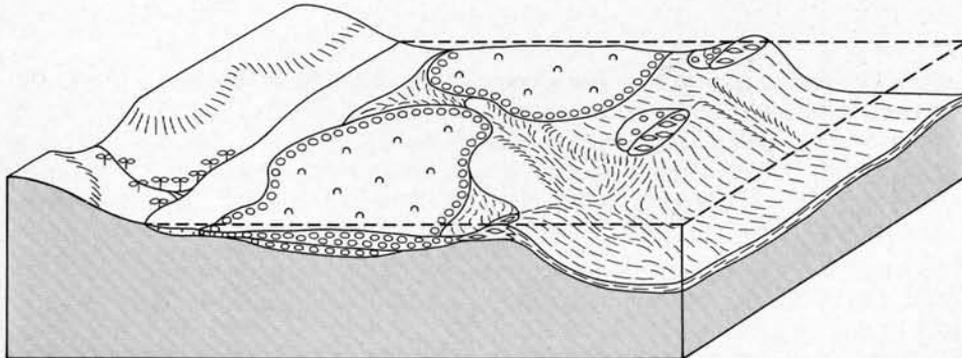


Abb. 7 Oberes Givetium – Höhepunkt biostromalen Riffwachstums
 Fig. 7 Upper Givetium – peak of biostromal reef growth

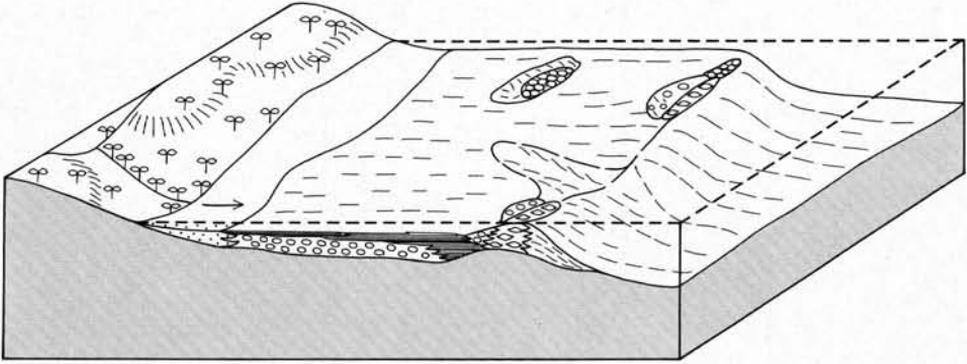


Abb. 8 Frasnium - Ende des Riffwachstums

Fig. 8 Frasnium - termination of reef growth

8.3. Frasnium

Begünstigt durch ein humideres Klima breiteten sich die Pteridophyten (Farnpflanzen) im Frasnium (Stufe 3, Abb. 8) auf dem gesamten Festland aus. Hierdurch wurden periodisch größere Nährstoffmengen (Lösungsfracht) und Suspensionsfrachten in den Schelfbereich eingebracht. Die nun ausgelösten periodischen Planktonblüten führten wiederholt zu einem großflächigen Absterben der Riffe; die suspensionsempfindlichen Riffbildner wurden in vom Land weiter entfernte Bereiche zurückgedrängt. Im Schelfbereich sedimentierten unterdessen die eingetragenen Suspensionsfrachten; es kam zur Ablagerung von Laminiten. Schließlich drangen dendroide Pionierfaunen wieder in den Riffbereich vor, um dann von den massiven Stromatoporen gefolgt zu werden.

So schließt sich der Kreis eines Zyklus, wie er von KASIG (1980) beschrieben wurde. Der Höhepunkt dieser Eutrophierungszyklen wurde im Oberdevon Iδ (Matagne-Schiefer/Kellwasserkalk) erreicht. Die lagunäre Stromatoporen-Rifffazies wurde nun extrem zurückgedrängt.

8.4. Famennium

Den Riffbildnern blieb keine Zeit, den angestammten Schelfbereich zurückzuerobern, da eine Belebung des Paläoreliefs bei verstärkter vulkanischer Tätigkeit zu großflächigen klastischen Schüttungen führte (Famenne-Sandstein). Aufgrund großräumiger Plattenbewegungen trug eine veränderte paläogeographische Situation eventuell mit dazu bei, daß durch veränderte Wind- und Strömungssysteme eine erneute Ausbreitung der Stromatoporen zusätzlich erschwert wurde.

Lediglich während des Struniums (Oberdevon/Unterkarbon) konnten Stromatoporen wieder in den alten Schelfbereich vordringen (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1975; Forschungsbohrung Süchteln-Sittard I (1983) des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalens). Erneute Eutrophierungstendenzen (*peracuta*-Schichten - Shistes de Pont d'Arcole) führten im mitteleuropäischen Raum dann zu einem endgültigen Ende des Stromatoporen-Riffwachstums.

9. Schriftenverzeichnis

- ALBRECHT, P., & OURISSON, G. (1971): Biogene Substanzen in Sedimenten und Fossilien. – *Angew. Chem.*, **83** (1): 221 – 238, 16 Abb.; Berlin.
- BLESS, M. J. M., & BOUCKAERT, J., & PAPROTH, E. (1984): Migration of facies belts as a response to continental drift during the Late Devonian and Carboniferous. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** (1 – 2): 189 – 195, 8 Abb.; Brüssel.
- DREESEN, R., & KASIG, W., & PAPROTH, E., & WILDER, H. (1985): Recent Investigations within the Devonian and Carboniferous North and South of the Stavelot-Venn Massif. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **171** (1 – 3): 237 – 265, 8 Abb.; Stuttgart.
- EDER, W., & FRANKE, W. (1976): Death and post-mortem history of Devonian carbonate complexes in Germany – local aspects of a world-wide phenomenon. – *Reef Newsl.*, **3**: 7; Cardiff.
- , & – (1982): Death of Devonian reefs. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **163** (2): 241 – 243; Stuttgart.
- FLÜGEL, E., & FLÜGEL-KAHLER, E. (1975): Stromatoporen aus dem Unteren Kohlenkalk (Tn1b, Stunium) von Aachen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **149** (1): 1 – 38, 7 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- GOTTHARDT, R., & MEYER, O., & PAPROTH, E. (1978): Gibt es Massenkalk im tiefen Untergrund NW-Deutschlands, und können sie Kohlenwasserstoffe führen? – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1978** (1): 13 – 24, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HECKEL, P. H., & WITZKE, B. J. (1979): Devonian world paleogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. – *Spec. Pap. Palaeont.*, **23**: 99 – 123, 8 Abb.; London.
- KASIG, W. (1967): Biofazielle und feinstratigraphische Untersuchungen im Givetium und Frasnium am Nordrand des Stavelot-Venn-Massivs. – *Diss. RWTH Aachen*: 177 S., 25 Abb., 11 Taf.; Aachen.
- (1974): Eine Methode der Probenentnahme aus massigen Sedimentgesteinen (A method of sampling massive sedimentary rocks). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **2**: 65 – 71, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1980): Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **32** (3): 26 – 29, 3 Abb.; Haarlem.
- KASIG, W., & WILDER, H. (1983): The sedimentary development of the Western Rheinisches Schiefergebirge and the Ardennes (Germany/Belgien). – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts*: 185 – 208, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- KAZMIERCZAK, J. (1975): Colonial Volvocales (Chlorophyta) from the Upper Devonian of Poland and their palaeoenvironmental significance. – *Acta Palaeont. Polonica*, **20** (1): 73 – 85, Taf. 17 – 20; Warschau.
- MÄGDEFRAU, K. (1968): *Paläobiologie der Pflanzen*. – 549 S., 395 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- MOUNTJOY, E. W., & KREBS, W. (1983): Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe – a comparison. – *Z. dt. geol. Ges.*, **134**: 5 – 60, 12 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- POWELL, T. G., & MCKIRDY, D. M. (1973): The effect of source material, rock type and diagenesis on the n-alkane content of sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**: 623 – 633, 6 Abb.; Oxford.
- REMY, W., & REMY, R. (1977): *Die Floren des Erdaltertums*. – 468 S., 248 Abb.; Essen (Glückauf).
- ROSELT, G. (1980): Zur Entwicklung und Veränderung organischer Substanz und Bildung fossiler Brennstoffe. – *Z. angew. Geol.*, **26** (7): 342 – 350, 1 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- TOTMAN PARRISH, J. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Palaeozoic. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **66** (6): 750 – 774, 12 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- TSIEN, H. H., & DRICOT, E., & MOURAVIEFF, A. N., & BOUCKAERT, J. (1973): Le Frasnien de la coupe de Tailfer. – *Prof. Pap.*, **1973** (11): 1 – 13, 2 Tab., 1 Anl.; Bruxelles (Serv. Géol. Belg.).
- Vogtmann, R., & Scheps, V., & Friedrich, G. (1986): Geochemie und Sulfidführung oberdevonischer Schwarzschiefer und Knollenkalke der Inde-Mulde. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **34**: 103 – 131, 6 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- WILDER, H. (1979): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen im Übergangsbereich Stromtoporen-Riffkalke/Korallenkalke im oberen Frasnium südlich von Aachen. – *Dipl.-Arb. RWTH Aachen*: 199 S., 46 Abb., 11 Tab., 1 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]

- (1985): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen zum oberdevonischen Stromatoporen-Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Varistikums. – Diss. RWTH Aachen: 178 S., 49 Abb., 13 Tab., 6 Anl.; Aachen.
- WILDER, H., & KASIG, W. (1979): Petrological and geochemical investigations of the termination of Devonian reef growth in the Upper Devonian south of Aachen (northwestern Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – Reef Newsl., 6: 34 – 35; Cardiff.
- YARIV, S., & CROSS, H. (1979): Geochemistry of colloid systems. – 450 S., 86 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- YOUNG, A. (1976): Tropical soils and soil survey. – 468 S., 23 Abb., 37 Tab.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

Eingang des Manuskriptes: 24. 11. 1986

Stratigraphie, Faziesanalyse und Paläogeographie im Oberdevon des Briloner Vorriffgebiets (Ostsauerland)

Von RÜDIGER STRITZKE *

Reef (fore-reef), Givetium, Frasnium, Famennium, sedimentation, facies, milieu, Rhenish massif (Sauerland, Brilon), North Rhine-Westphalia

Kurzfassung: Die oberdevonischen Sedimente des Briloner Vorriffgebiets sind Pelite, Roteisensteine und vor allem Kalksteine. Letztere können durch drei Faziestypen mit insgesamt zehn Untertypen charakterisiert werden, wobei ein Subtyp das eigentliche Riff definiert. Es läßt sich belegen, daß Riffschutt in Sedimentschwereströmen transportiert wurde: riffnah in debris flows, sonst in turbidity currents. Die famennischen Nachriffgesteine sind durch Ichnofauna intensiv durchwühlt. Gemeinsam mit synsedimentären Gleitvorgängen sowie Kompaktion und Zementation führt dies zur Bildung von Knollenkalksteinen (Cephalopodenkalksteine).

Durch sedimentologische und biostratigraphische Daten ist die Paläogeographie des Vorriffgebiets für jede oberdevonische Conodontenzone rekonstruierbar. Die Fazies ist während der frasnischen Riffzeit sehr variabel. Rhythmisch produzierter Riffschutt verzahnt mit autochthonen Kalksteinen, Ton- und Eisensteinen.

Im mittleren Frasnium stirbt das Riff allmählich ab. In der folgenden oberdevonischen Nachriffzeit sedimentieren im Becken Cypridinenschiefer, auf Untiefen bilden sich geringmächtige Cephalopodenkalksteine mit Mischfaunen. Das ehemalige Riff wird teilweise in den Ablagerungsraum einbezogen.

[Stratigraphy, facies analysis, and paleogeography in the Upper Devonian of the Brilon fore-reef area (East Sauerland)]

Abstract: The Upper Devonian of the Brilon fore-reef area is characterized by pelites, red iron ores and above all limestones. These limestones can be defined by three main facies-types with a total of ten subtypes, one subtype defining the real reef. It is shown that reef debris was transported in sedimentary gravity flows: proximally by debris flows, farther off by turbidity currents.

The Famennian, post-reefal limestones are intensively rooted up by ichnofaunas; in connection with synsedimentary gliding and compaction this leads to the formation of nodular limestones (Cephalopodenkalk).

By means of sedimentologic as well as biostratigraphic methods the paleogeography of the fore-reef area can be reconstructed. The facies is highly variable during Frasnian reef time. The rhythmically produced debris interfingers with autochthonous limestones, claystones and red iron ores.

During the middle Frasnian the reef withers slowly. All through the rest of the Upper Devonian cypridinic shales settle in the basin, whereas thin nodular limestones form on shoales, where the sequences are sometimes even condensed. Thus the former reef reaches down to the level of sedimentation.

* Anschrift des Autors: Dr. R. STRITZKE, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-
Straße 195, D-4150 Krefeld 1

**[Stratigraphie, analyse de faciès et paléogéographie
en Dévonien supérieur du récif frangeant de Brilon
(Sauerland de l'Est)]**

Résumé: Dans le Dévonien supérieur la région du récif frangeant de Brilon est caractérisée par les pélites, les minéraux de fer rouge et surtout par les roches calcaires. Il y a trois types principaux de faciès avec totalement dix types secondaires en celles roches calcaires avec un subtype caractérisant le faciès récifal réel.

Il est démontré que le débris récifal fut transporté en circulations par gravités sédimentaires: approximativement soit en coulées de débris, soit par courants de turbidité. Les roches calcaires de la phase post-récifale faménien sont fouillées intensivement par les ichno-faunes. Cela mène par le glissement synsédimentaire et la compaction à la formation de calcaires nodulaires (Calcaires des Céphalopodes).

Aussi bien par les résultats sédimentologiques que biostratigraphiques la paléogéographie du récif frangeant peut être reconstituée pour chaque zone de conodontes du Dévonien supérieur. Le faciès est très variable pendant le temps récifal frasnien. Le débris produit selon un rythme sagglomère aux roches calcaires autochtones et argiles et aux minéraux de fer rouge.

Pendant le Frasnien moyen le récif dépérie lentement. Pendant le Dévonien supérieur suivant, les schistes argilleux des Cypridinés forment les sédiments bassines. Calcaires nodulaires se déposent sur les seuils où la suite géologique est quelquefois condensée. Par ici l'ancien récif s'affaisse au niveau de sédimentation.

1. Einleitung

Das Briloner Riff wird seit Mitte des letzten Jahrhunderts geologisch untersucht (VON DECHEN 1845, STEIN 1860). Dann folgten umfassendere Abhandlungen von SCHLÜTER (1928), AHRENS (1928), PAECKELMANN (1920, 1921, 1922, 1924, 1926, 1928, 1932, 1933), EBERT (1954, 1965), BÄR (1966), KREBS (1966, 1979), WAHBA (1978) und MORITZ (1983). Dennoch fehlen detaillierte Bearbeitungen der Vorriffgesteine. BOTKE erforschte vorrangig die synsedimentär gebildeten Roteisensteinlagerstätten (1962, 1965, 1979) sowie die Tektonik (1978). EDER & ENGEL & FRANKE (1975) und EDER et al. (1977) stellten anlässlich einer Geotagung das Profil des Burgberges grobfaziell dar.

Die Vorriffgesteine spiegeln die sedimentologische Evolution eines Riffs sehr gut wider, da sie sich im Gegensatz zu den eigentlichen Riffgesteinen stratigraphisch meist besser gliedern lassen. Oft sind auch Unregelmäßigkeiten in der Ablagerung (Erosion, Omission) kennzeichnend, besonders zum Ende des aktiven Riffwachstums, wie schon BÄR (1968) im Briloner und CLAUSEN (1973) im Attendorn-Elsper Riff nachwiesen. Ursachen sind synsedimentär-tektonische Ereignisse (GALLWITZ 1927, KRONBERG et al. 1960, SCHÄFER 1975) oder Hebungsphasen im Riffgebiet mit Mangelsedimentation, Nichtsedimentation und Verkarstung des Riffkörpers (CLAUSEN et al. 1978, STOPPEL 1976).

Die Abhandlung enthält eine detaillierte Darstellung der sedimentologisch-paläogeographischen Verhältnisse des Briloner Vorriffgebiets im Oberdevon. Dies geschah auf der Basis der Chronologie der Conodonten. Besonders verwickelt sind die Faziesverhältnisse im Bereich der Grünstein-Vulkanite. Es galt, Gebiete mit Mangelsedimentation, Erosionen und Omissionen sowie solche mit bevorzugter Sedimentation zu erkennen und ihre Verteilung in Raum und Zeit zu verfolgen. Besonders auffallend ist der Einschnitt im tiefen Oberdevon, als das Riff abstarb. Welche Aussagen lassen sich zur Ursache des Riffsterbens machen? Zur Diskussion steht ferner die Entstehung der Knollenkalksteine.

Im Vorriffbereich wurden neun natürliche Aufschlüsse, zwei Schürfe (s. Abb. 1 u. Tab. 1) sowie kürzere Profilabschnitte beprobt und mehrere tausend Conodonten

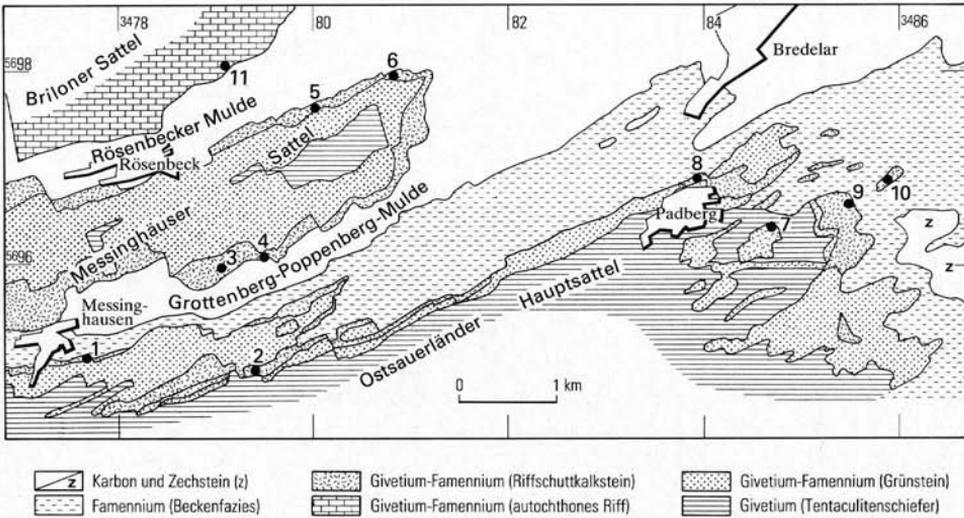


Abb. 1 Geologischer Überblick und Lage der Profile, Nordteil TK 25: 4618 Adorf, Südteil TK 25: 4518 Madfeld (umgezeichnet nach PAECKELMANN 1924)

Fig. 1 Geological survey and position of profiles, northern part TK 25: 4618 Adorf, southern part TK 25: 4518 Madfeld (redrawn after PAECKELMANN 1924)

zur Einstufung isoliert. Diese Einstufung richtet sich nach dem stratigraphischen Konzept von KLAPPER & ZIEGLER (1979), modifiziert nach ZIEGLER & WERNER (1985), wonach die Grenze Mittel-/Oberdevon an der Basis der Unteren *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone liegt. Ca. 500 Dünn- und Anschliffe wurden ausgewertet. Die Sedimentparameter wurden auf dem Wege der Clusteranalyse per ADV geordnet.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Waldecker Hügelland (Ostsauerland) etwa 10–12 km östlich Brilon (Abb. 1). Es wird von mitteldevonischen bis oberkarbonischen Folgen aufgebaut (Tab. 2). Die im Oberen Mitteldevon (Givetium) angelegte Gliederung des Vorriffgebiets durch Seeberge bleibt auch im Frasnium faziesbe-

Tabelle 1

Geographische Lage der Aufschlüsse und Schürfe

Profil-Nr.	geographische Lage	TK 25	R	H
1	Pirige am Nordwesthang des Eisenbergs	4618 Adorf	78 550	95 385
2	Profil am Südhang des Eisenbergs	4618 Adorf	79 020	95 215
3	Profil am Niederhof	4518 Madfeld	79 800	96 380
4	Profil am Westhang des Grottenbergs	4518 Madfeld	80 000	96 600
5	Profil am Westhang des Burgbergs	4518 Madfeld	79 800	97 600
6	Schurf auf dem Enkenberg	4518 Madfeld	80 750	97 300
7	Profil am Osthang des Padbergs	4518 Madfeld	84 560	96 300
8	Schurf am nördlichen Ortsausgang von Padberg	4518 Madfeld	83 600	96 800
9	Profil im Giershagener Wald	4518 Madfeld	86 650	97 200
10	Profil im Nordwesten von Giershagen	4518 Madfeld	86 650	98 940
11	Profil im Steinbruch "Lahrman", südlich Madfeld	4518 Madfeld	79 900	98 940

Tabelle 2
Die Schichtenfolge im Arbeitsgebiet und deren biostratigraphische Gliederung

Stufen	Ammonoideenzonen	Conodontenzonen	Schichtenfolge	
Wocklum	Kalloclym.-Wocklumeria	<i>Acutimitoceras prorsum</i>	Siphonodella sulcata	Alaunschiefer
		evoluta-prorsum-Interregnum		
		<i>Cymaclymenia evoluta</i>		
		<i>Epiwocklumeria applanata</i>		
		<i>Wocklumeria sphaeroides</i>		
		<i>Parawocklumeria paradoxa</i>		
		<i>Muessenbiaergia bisulcata</i>		
Dasberg	Gonioclym.	<i>Finiclymenia brevispina</i>	Siph. praesulcata	Alaunschiefer
		<i>Piriclymenia piriformis</i>		
		<i>Ornatoclymenia ornata</i>		
		<i>Progonioclymenia acuticostata</i>		
		<i>Franconioclymenia serpentina</i>		
Hemberg	Protob.-Platyclym.	<i>Pa. postera</i>	Pa. trachytera	Cephalopodenkalkstein
		<i>Prionoceras divisum</i>		
		<i>Prolobites delphinus</i>		
		<i>Pseudoclymenia sandbergeri</i>		
Nehden	Cheiloceras	<i>Sporadoceras contiguum</i>	Pa. marginifera	Cephalopodenkalkstein
		<i>Maenoceras biferum</i>		
		<i>Paratornoceras acutum</i>		
		Gen. nov. aff. <i>Dimeroceras petterae</i>		
		<i>Paratorleyoceras globosum</i>		
		<i>Cheiloceras (Ch.) subpartitum</i>		
		<i>Cheiloceras (Ray.) verneuii</i>		
		Gen. nov. aff. <i>Tornoceras frechi</i>		
Adorf	Manticoceras	<i>Pa. rhomboidea</i>	Pa. gigas	Cephalopodenkalkstein
		<i>Crickites holzapfeli</i>		
		<i>Manticoceras cordatum</i>		
		" <i>Maternoceras</i> " <i>nodulosum</i>		
		<i>Koenenites styliophilum</i>		
		<i>Petteroceras feisti</i>		
		<i>Ancyrognathus triangularis</i>		Riff-carbonate
		<i>Polygnathus asymmetricus</i>		Fe Riffschutt und Pelite

stimmend und bewirkt eine große Variabilität der Riffschuttgesteine, die beckenwärts mit Beckenpeliten (Flinz) verzahnen. Am Ende der aktiven Riffzeit werden die Faziesverhältnisse aufgrund des Reliefausgleichs einheitlicher. Im Becken lagern sich bunte Cypridinschiefer ab, die im Famennium auch im Riffgebiet sedimentieren, aber noch hochgelegene Partien des Vorriffbereichs freilassen. Dort entstehen geringmächtige Knollen- oder Cephalopodenkalksteine. Die gesamte Gesteinsfolge wird an der Wende Oberdevon/Unterkarbon von dunklen Alaun- und Kieselschiefern überlagert.

2. Zeitliche Einstufungen

Die biostratigraphische Gliederung der Profile 1–11 geht aus Abbildung 2 hervor. Die Zuordnung der Conodontenfaunen zu Zonen oder Subzonen ist nur in den geringmächtigen Profilen der Seeberge und des Famenniums nicht immer eindeutig.

Die Schichtenfolge der Profile 3 und 5 sind vollständig, mächtig und bis zum Unterkarbon kalkig, im hohen Oberdevon in Cephalopodenkalkfazies. Es folgen die Liegenden Alaunschiefer. Dieser Fazieswechsel ist nicht zeitgleich, sondern setzt lokal schon im obersten Oberdevon, in der *Palmatolepis-trachytera*-Zone, ein (Abb. 2). Im Profil 2 dominieren Tonsteine; Kalksteine sind nur dünn zwischengelagert.

Diese Wechselfolge geht schon in der *Ancyrognathus-triangularis*-Zone in die rein pelitische Cypridinschieferfazies über.

Die Profile 1, 4 und 6 liegen im Bereich von Seebergen. Die Kalkstein- oder Roteisensteinfolgen sind geringmächtig. Es gelang, Conodonten aus den Roteisensteinen zu isolieren; es sind wahrscheinlich alle Zonen vom Givetium bis Adorfium in rascher Abfolge ausgebildet. Die Roteisensteinproduktion währt örtlich unterschiedlich lange. Im Profil 6 sind die Kalksteine unterstes (Mittlere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone), im Profil 1 mittleres Adorfium (*Ancyrognathus-triangularis*-Subzone).

Auf den Untiefen wurde nur wenig sedimentiert. Die Conodontenzonen folgen dicht aufeinander; im Gegensatz zu gut ausgebildeten Profilen benachbarter Bereiche sind die Subzonen ab der *Palmatolepis-gigas*-Zone nicht mehr eindeutig voneinander zu trennen. Mischfaunen gibt es nur selten: Die Zonen sind untereinander deutlich abgrenzbar. Im stark reduzierten Profil 1 allerdings sind die Conodontenzonen der *crepida*- und *triangularis*-Zone miteinander vergesellschaftet. Es liegen zwei derartige Kondensationshorizonte, getrennt durch Kalksteine einer klar definierbaren Zone, vor (Abb. 2).

Die Kalkturbidite der Profile 7–10 enthalten immer reichlich Conodonten. Alle Zonen des Frasniums sowie einige des Famenniums sind nachgewiesen. Trotz des Transports von Sedimenten sind nie Mischfaunen ausgebildet, wahrscheinlich infolge der großen Zeitdauer einer Zone (500 000 Jahre, s. SANDBERG 1980) im Vergleich zur schnellen Schuttsedimentation.

Die bunten Cypridinschiefer überlagern alle Kalksteine heterochron.

3. Faziescharakterisierung

Mittels der Q-Mode-Clusteranalyse unterscheiden sich in den untersuchten Profilen und Gebieten drei Fazieshaupttypen mit insgesamt zehn Untertypen (Abb. 3).

In der folgenden Gesteinsbeschreibung sind nur solche diagenetischen Merkmale berücksichtigt, die zur sedimentologischen und paläogeographischen Deutung beitragen.

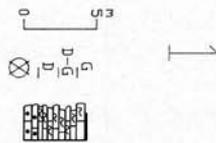
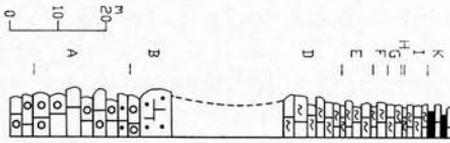
3.1. Stromatoporen-Korallenfazies (1)

Für die autochthonen Riffkalksteine sowie riffen abgelagerten Vorriffcarbonate mit einem 90%igen Anteil an Stromatoporen und Korallen ist eine hohe Korrelation des Probeninhalts kennzeichnend (Abb. 3). Die Ähnlichkeit mit anderen Faziestypen ist niedrig ($r < 0,1$). Es lassen sich zwei Unterfaziestypen unterscheiden:

Abb. 2 (S. 80–82) Die Profile und ihre Stratigraphie (zur Lage der Profile s. Abb. 1)

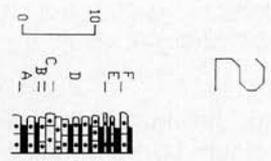
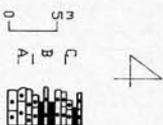
A = Untere <i>Polygnathus-asymmetricus</i> -Subzone	A = <i>Ancyrodella</i>
B = Mittlere <i>Polygnathus-asymmetricus</i> -Subzone	An = <i>Ancyrognathus</i>
C = Obere <i>Polygnathus-asymmetricus</i> -Subzone	B = <i>Bispathodus</i>
D = <i>Ancyrognathus-triangularis</i> -Zone	Gn = <i>Gnathodus</i>
E = <i>Palmatolepis-gigas</i> -Zone	I = <i>Icriodus</i>
F = <i>Palmatolepis-triangularis</i> -Zone	P = <i>Polygnathus</i>
G = <i>Palmatolepis-crepida</i> -Zone	Pa = <i>Palmatolepis</i>
H = <i>Palmatolepis-rhomboidea</i> -Zone	Ps = <i>Pseudopolygnathus</i>
I = <i>Palmatolepis-marginifera</i> -Zone	Sc = <i>Scaphignathus</i>
K = <i>Palmatolepis-trachytera</i> -Zone	Siph = <i>Siphonodella</i>
L = <i>Palmatolepis-postera</i> -Zone	
M = <i>Palmatolepis-expansa</i> -Zone	
N = <i>Siphonodella-praesulcata</i> -Zone	

Fig. 2 (p. 80–82) The profiles and their stratigraphy (for position of profiles see fig. 1)



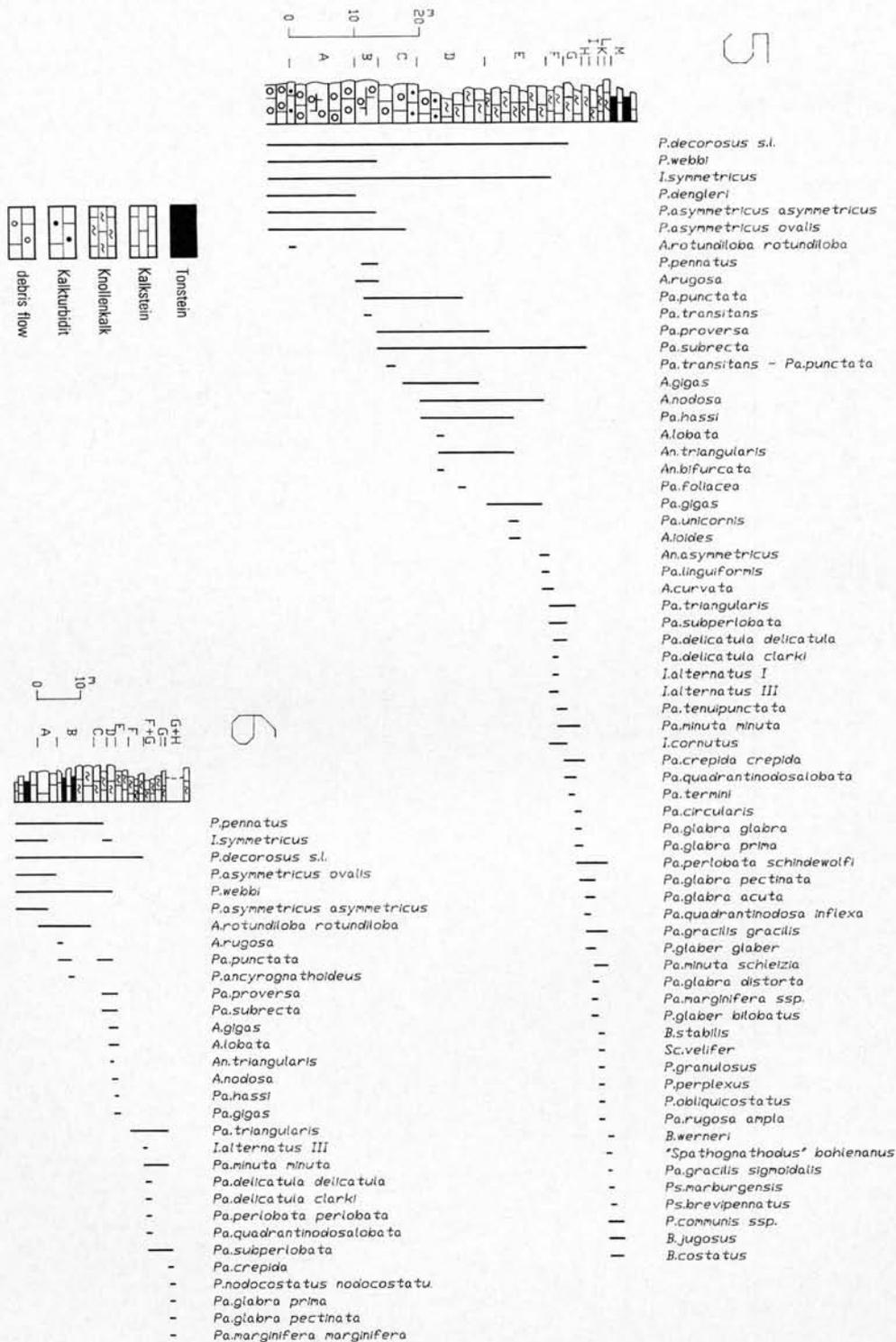
- *P.decorosus s.l.*
- *P.pennatus*
- *P.rugosus*
- *P.ordinatus*
- *P.dengleri*
- *P.asymmetricus asymmetricus*
- *P.webbi*
- *A.rotundiloba rotundiloba*
- *A.rotundiloba alata*
- *A.rugosa*
- *Pa.transitans*
- *Pa.symmetricus ovalis*
- *Agigas*
- *I.symmetricus*
- *Pa.proversa*
- *Abuckeyensis*
- *Pa.hassi*
- *Alobata*
- *Pa.subrecta*
- *An.asymmetricus*
- *Pa.punctata*
- *Pa.gigas*
- *A.curvata*
- *Pa.triangularis*
- *Pa.triangularis-Pa.quadrantinodosa*
- *I.alternatus III*
- *Pa.tenuipunctata*
- *I.alternatus I*
- *Pa.subperlobata*
- *Pa.crepida crepida*
- *Pa.quadrantinodosalobata*
- *P.nodocostatus ovatus*
- *Pa.glabra elongata*
- *Pa.minuta minuta*
- *Pa.glabra glabra*
- *Pa.glabra pectinata*
- *Pa.minuta loba*
- *Pa.glabra lepta*
- *Pa.quadrantinodosa inflexa*
- *Pa.rhombodea*
- *P.nodocostatus nodocostatus*
- *P.rhombodeus*
- *Pa.marginifera marginifera*
- *Pa.glabra distorta*
- *Pa.perlobata schindewolfi*
- *Pa.quadrantinodosa duplicata*
- *Pa.gracilis gracilis*
- *Pa.linguiiformis*
- *P.triphyllatus*
- *P.glaber bilobatus*
- *Sc.vellifer*
- *B.stabilis*

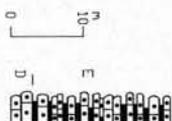
- *P.varcus*
- *P.decorosus s.l.*
- *Pa.cf.hassi*
- *I.symmetricus*
- *P.cf.webbi*
- *Pa.hassi*
- *An.triangularis*
- *Pa.punctata*
- *Alobata*
- *A.curvata*
- *Anodosa*
- *Pa.subrecta*
- *Pa.gigas*
- *I.cornutus*
- *Pa.tenuipunctata*
- *Pa.minuta minuta*
- *Pa.perlobata perlobata*
- *Pa.crepida crepida*
- *P.nodocostatus nodocostatus*
- *Pa.quadrantinodosalobata*
- *I.alternatus III*
- *Pa.delicatula clarki*
- *Pa.triangularis triangularis*
- *Pa.glabra pectinata*
- *Aioides*
- *Pa.subperlobata*
- *Pa.glabra lepta*
- *Pa.glabra acuta*
- *Pa.rhombodea*
- *Pa.perlobata schindewolfi*



- *P.pennatus*
- *P.dengleri*
- *Pa.symmetricus ovalis*
- *P.webbi*
- *P.decorosus s.l.*
- *Abinodosa*
- *A.rotundiloba alata*
- *P.rugosus*
- *Agigas*
- *Pa.symmetricus asymmetric*
- *Pa.transitans*
- *I.symmetricus*
- *P.procerus*
- *A.rugosa*
- *Pa.subrecta*

- *Pa.symmetricus ovalis*
- *P.pennatus*
- *P.webbi*
- *P.decorosus s.l.*
- *P.dengleri*
- *P.rugosus*
- *A.rotundiloba rotundiloba*
- *Pa.symmetricus asymmetricus*
- *A.rugosa*
- *I.symmetricus*
- *Alobata*
- *Agigas*
- *Pa.proversa*
- *Pa.punctata*
- *Pa.subrecta*
- *A.curvata*
- *Pa.hassi*
- *Anodosa*
- *An.bifurcatus*
- *An.triangularis*
- *Abuckeyensis*
- *Aioides*
- *Pa.gigas*
- *Pa.triangularis*

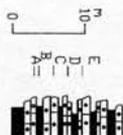




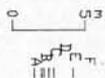
- P.webbi
- Agigas
- Pa.proversa
- Pa.subrecta
- Anodosa
- P.procerus
- Pa.hassi
- I.symmetricus
- Abuckeyensis
- P.decorosus s.l.
- An.bifurcatus
- An.triangularis
- Pa.gigas
- Pa.punctata
- A.loides
- Pa.foliacea



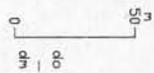
- P.dengleri
- P.symmetricus asymmetricus
- P.asymmetricus ovalis
- P.rugosus
- P.pennatus
- P.decorosus s.l.
- P.webbi
- P.caelatus
- P.decorosus - P.pennatus
- Arugosa
- I.symmetricus
- Sp.n.sp. ZIEGLER 1958
- Arotundiloba rotundiloba
- Arotundiloba alata
- Alobata
- Pa.transitans
- P.procerus
- Agigas
- Abuckeyensis



- P.cristatus
- P.asymmetricus ovalis
- P.decorosus s.l.
- P.dengleri
- P.caelatus
- P.pennatus
- P.webbi
- Arotundiloba rotundiloba
- Arotundiloba alata
- Arugosa
- I.symmetricus
- Agigas
- Abuckeyensis
- Pa.proversa
- Pa.punctata
- Pa.subrecta
- Acurvata
- Pa.hassi
- Anodosa
- Pa.gigas
- A.loides



- P.decorosus s.l.
- P.pennatus
- P.dengleri
- P.webbi
- I.symmetricus
- Arotundiloba rotundiloba
- Pa.punctata
- Pa.subrecta
- Abuckeyensis
- An.triangularis
- Pa.hassi
- Pa.gigas
- An.asymmetricus
- Acurvata
- Pa.triangularis



- Spangophyllum parvistella
- Columnaria wirbelauense
- Pexiphyllum ultimum
- Hankaxis sp.
- Pexiphyllum rectum
- Tabulophyllum gracile
- Phillipsastrea ananas
- Pa.cf.subrecta
- Pa.triangularis
- Pa.perlobata ssp.
- Gn.semiglaber

Abb. 3
Dendrogramm der Faziestypen. Der Korrelationskoeffizient r, der auf den Skalen oben und unten aufgetragen ist, dient der Ähnlichkeitsberechnung der Faziestypen untereinander. Werte um 1 bedeuten große Ähnlichkeiten.

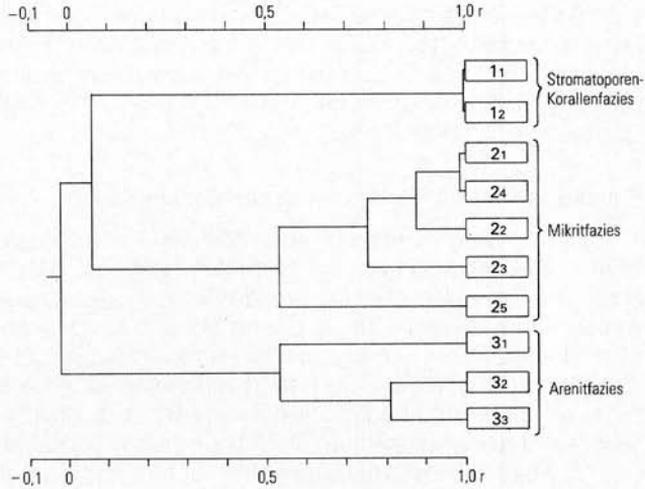


Fig. 3
Dendrogramme of facies types. With the correlation coefficient r on the scales, the similarity within the facies types is calculated. Values about 1 represent great similarities.

Autochthone Stromatoporen-Korallenfazies (11)

Ausbildung: Große (um 10 cm), fladenförmige oder kugelige Stromatoporen (15–85 %) mit zumeist gerader Auflagefläche sowie Tabulata und Rugosa (zus. 10–80 %) sind die in situ lithifizierte Gesteinsbildner. Es sind Arten der Gattungen *Actinostroma* und *Stachyodes* (Stromatoporen) sowie *Columnaria*, *Pexiphyllum*, *Philipsastraea* (Rugosa) und *Favosites* (Tabulata). Daneben gibt es articulate Brachiopoden (1 %). Die Biogene sind oft randlich mikritisiert (Taf. 1: Fig. 2); gelegentlich sind die Urheber (Blaugrünalgen) erhalten. Die inter- (10 %) als auch intrapartikulären Hohlräume erfüllen Minimikrit, Mikrit oder Mikrospartit (Taf. 1: Fig. 1). Selten sind sie Fe-kalzitisch zementiert.

Tabelle 3

Die Ablagerungstiefen der Carbonate des Untersuchungsgebietes aufgrund ihrer faziiellen Merkmale

	Profil							
	1 Frasium Famennium	2 Givetium Frasium	3 Givetium Frasium Famennium	4 Givetium Frasium	5 Givetium Frasium Famennium	6 Frasium Famennium	7 Givetium Frasium	8 Frasium
Anreicherung von Spurenelementen	x					x	x	
gehäuft grobes Korn			x x	x	x x	x		x x
gehäuft kleines Korn	x x	x x	x	x	x	x		
Turbiditsequenzen		x		x x				x
vertikale Gänge	x		x		x	x		
Aggregatkörner			x		x x		x	
Flaserschichtung	x x		x		x			
flache Stromatoporenlaminae							x	
häufiger Korallen als Stromatoporen			x x		x			
bohrende Algen							x	
articulate Brachiopoden			x x x		x x			
Tentaculiten		x x		x		x		x
<i>Arthropoda</i> und <i>Mollusca</i>			x x					
Wassertiefe (m)	10-30 10-30	100-300 100-300	10-100 30-100 10-100	100-300 300	10-100 10-100 10-100	10-30 10-30	0-10 0-10	300

Entstehung: Nach Gefüge und vollständiger Ausbildung der Biogene gehören die autochthonen Gesteine dem äußeren Rifftrand an. Die kugelige oder laminierte Form der Stromatoporen sowie die dendroide Gestalt vieler Korallen deuten auf eine Entstehung in nicht mehr als 10 m Wassertiefe hin (Tab. 3, vgl. auch BENEDICT & WALKER 1978).

Detritische Stromatoporen-Korallenfazies (12)

Ausbildung: Die hellgrauen Kalksteine führen große (1 – 15 cm), meist zerbrochene Stromatoporen und Korallen (zus. 60–90 %) eines der autochthonen Stromatoporen-Korallenfazies identischen Artenspektrums. Crinoidendebris ist besonders häufig (1 – 30 %); die im Mittel 500 µm großen, isolierten Stengelglieder sind ungerundet. Untergeordnet sind articulate Brachiopodenreste (5 %) und Aggregatkörner (1 %). Die häufig mikritisch umkrusteten Komponenten liegen in einer durch Krümelbildung inhomogenen, mikritischen Matrix (5 %). Die Kontakte untereinander entsprechen Punkt- und Langkontakten sensu TAYLOR 1950 (Taf. 1: Fig. 3). Fossile Wasserwaagen sind nicht schichtparallel angeordnet.

Entstehung: Die Gesteinsfolge enthält deutlich mehr Crinoidendebris als die autochthone Stromatoporen-Korallenfazies, was ein wesentlicher Hinweis auf ein topographisch tiefer gelegenes Herkunftsgebiet der Komponenten ist, sofern man dem Zonierungskonzept von LECOMPTE (1970) folgt. Die Ablagerung geschah bei hoher Energie; die Riffkomponenten wurden nicht gerundet oder sortiert, aber rotiert (gekippte Wasserwaagen). Dies sind typische Merkmale für Breccien des proximalen Rifftalus (COOK et al. 1972, GOREAU & LAND 1974, JAMES & GINSBURG 1979). Allerdings ist die Summenkorngröße der vorliegenden Komponenten im Briloner Vorriff deutlich geringer: Es fehlen große Blöcke in Metergröße (Abb. 4).

Die detritische Stromatoporen-Korallenfazies im Bereich der Profile 5, 6 und 8 dokumentiert also einen Sedimentationsraum am proximalen Rifftalus, wo sich herabstürzender Riffdetritus sammelte, und ein Weiterrutschen in die distalen Gebiete. Diese Fazies tritt gehäuft an der Wende Mittel-/Oberdevon auf. Tektonische Beben mit Kollaps der Riffänder wären als Ursache deshalb plausibel. Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kommen MOUNTJOY et al. (1972) sowie COOK et al. (1972) in Bearbeitungen devonischer Folgen Kanadas. Der Energiewechsel in der Sedimentation dieser Zeit weist auch darauf hin, daß größere Riffschuttmengen periodisch anfielen und im Vorriff mit den pelagischen Gesteinen dort wechsellaagern (Überlagerungsrhythmite).

3.2. Mikritfazies (2)

Fünf Subfaziestypen bilden die arenitfreie Mikritfazies (Abb. 3, s. S. 83). Bei einem Mikritanteil von durchschnittlich 70 % sind Komponenten untergeordnet vertreten.

Riffnahe Mikritfazies (21)

Ausbildung: Die hellgrauen, dickbankigen Kalksteine führen große (0,5–5 cm) Bruchstücke rugoser Korallen (Taf. 1: Fig. 4) und kugelförmiger Stromatoporen (zus. 25 %), Crinoidenstielglieder von durchschnittlich 1,6 mm Durchmesser, Brachiopodenreste (zus. 5 %) sowie untergeordnet Klaster von Cephalopoden und Bryozoen, Aggregatkörner, Intraklaster und Calcisphären (zus. 2 %, Taf. 1: Fig. 5).

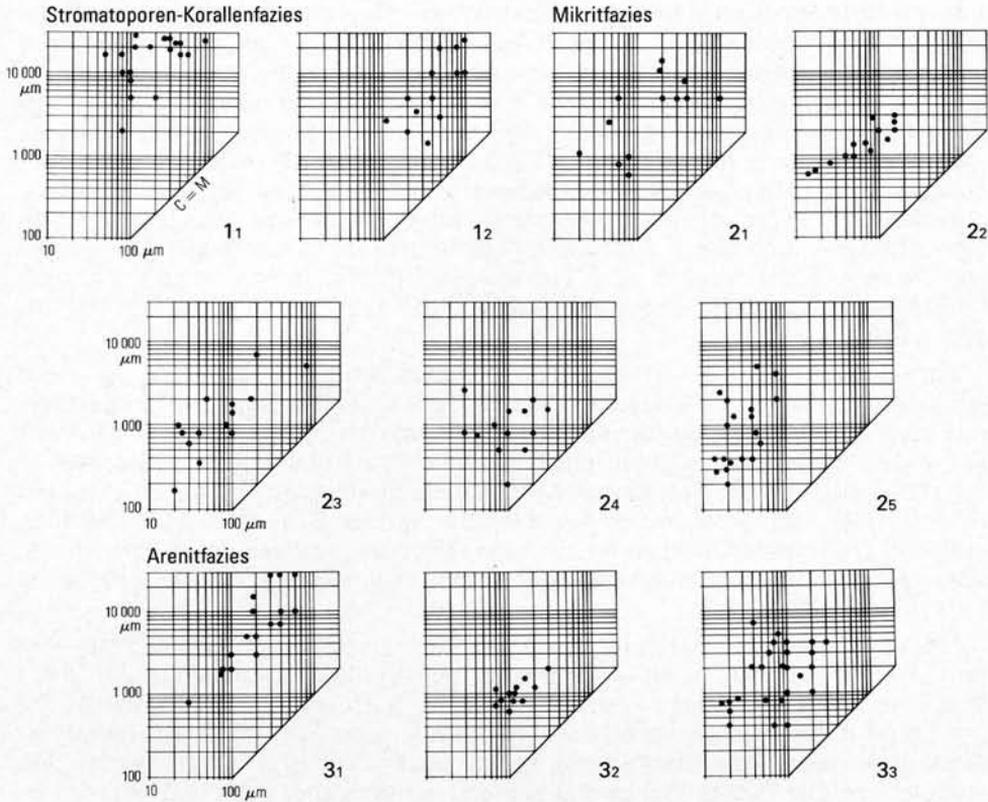


Abb. 4 Korngrößen Darstellung nach PASSEGA für jeden Faziestyp. Die C = M-Linie bezeichnet die Linie, wo die maximale Korngröße (C) mit der medianen (M) Korngröße formal identisch wird. Die Verteilung der Korngrößenverhältnisse parallel zur C = M-Linie ist für weit transportiertes Sediment typisch. Der Vollständigkeit halber wurde auch die autochthone Stromatoporen-Korallenfazies (11) dargestellt.

Fig. 4 Grain size presentation after PASSEGA for each facies type. The C = M-line defines the line where the maximal (C) and median (M) grain size are formally identical. The distribution of the grain size relations parallel to the C = M-line typifies far transported sediments. For an entire view the autochthonous stromatoporoid-coral facies (11) is presented likewise.

Die häufig mikritisch umkrusteten Komponenten berühren sich höchstens punktförmig (Offenheitsgrad > 2, Taf. 1: Fig. 5). Sie sind in einer inhomogen minimikritischen bis mikrosparitischen Matrix (50 %), die auch intragranulare Hohlräume erfüllt, ungeordnet verstreut. Dünne (100 μm), mikrosparitisch zementierte und senkrecht zur Schichtung angeordnete Spaltrisse durchziehen selten eine gesamte Bank (Taf. 1: Fig. 6). Die unteren Bankabschnitte sind laminiert oder invers gradiert.

Entstehung: Das Gestein ist allochthon, da die Biogene dem back-reef (Calcisphären), dem Riffrand (dendroide Korallen, Stromatoporen, Crinoiden) und dem Talus (Cephalopoden) entstammen. Das Sediment wurde in einem Massenstrom (sediment gravity flow) abgelagert, in dem der Auftrieb größerer Komponenten kohäsiv in einer elastisch-mechanischen Matrix erfolgte. Die Textur ist nämlich

invertiert (hochenergetische, ungerundete Klaster in einer mikritischen Matrix), der Offenheitsgrad groß, und es sind Entwässerungsstrukturen vorhanden. Der Kontakt zum Meeresboden blieb meist bestehen (Lamination, Schervorgänge in den unteren Abschnitten). Sowohl diese Merkmale als auch eine positiv schiefe Korngrößenverteilung mit einer Häufung im feinen Bereich (vgl. PASSEGA-Darstellung, Abb. 4) kommen bei turbidity currents nicht vor (MIDDLETON & HAMPTON 1976), sondern in sediment gravity flows größerer Dichte (fluidized flows, debris flows, grain flows). Die vorhandenen Parameter erlauben keine eindeutige Zuordnung zu einem dieser Endglieder, wie dies auch schon bei rezenten analogen Vorgängen sehr schwierig ist (MIDDLETON & HAMPTON 1976). Für debris flows spricht die Parallellamination, die textuelle Inversion und das mud-supported Gefüge (NARDIN et al. 1979).

Das Gestein entstand in Riffnähe. Herabstürzende Schuttmassen, die am proximalen Talus als detritische Stromatoporen-Korallenkalke sedimentierten, rutschten auf dem Talus weiter und vermengten sich mit pelagischem, conodontenführendem Kalkschlamm; denn die Conodontenhäufigkeit nimmt distalwärts zu (STRITZKE 1986). Dieser Kalkschlamm ergab in Verbindung mit Wasser eine viskose Matrix, in der auch größere Komponenten bis zu einer Größe von 15 cm Auftrieb erhielten. Das Wasser-Schlamm-Gemenge steigerte gleichzeitig den Porendruck, Voraussetzung für einen debris flow (MOUNTJOY et al. 1972, MIDDLETON & HAMPTON 1976, VISSER 1983).

Mass flows kommen zur Ruhe, wenn der Porendruck abrupt absackt (NARDIN et al. 1979). Im Briloner Vorriff erfolgte dies beim Auflaufen auf Seeberge. Dabei entwässerte das Sediment. Mittlerer und hinterer Teil des mass flow wurden an Ort und Stelle abgelagert, der vordere wurde geteilt und um den Höhenzug herumgeleitet (flow separation phenomena sensu HAMPTON 1972). Dabei entstanden Turbulenzen: Der debris flow ging in turbidity currents über (Abb. 6, S. 92).

Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies (22)

Ausbildung: Die grauen Gesteine führen ungerundete, oft mikritisch zementierte Reste articulatier Brachiopoden und Crinoiden (zus. 40–50 %, Durchmesser 0,4–10 mm, Taf. 1: Fig. 7). In riffnahen Zonen treten Aggregatkörner, Korallenbruchstücke sowie karbonatische Intraklasten (zus. 10 %) hinzu. Die Biogene sind oft parallelgeschichtet oder gradiert. Interstitielle, grobsparitisch zementierte Hohlräume vom microvuggy type (sensu MURRAY 1960, CHOQUETTE & PRAY 1970, 7–40 Vol.-%, Durchmesser 1–5 mm, Taf. 1: Fig. 8) sind unregelmäßig verteilt. Komponenten sind aber nicht abgeschnitten, gelöst oder verdrängt.

Entstehung: Crinoiden- und Brachiopodenreste sedimentierten zusammen mit Korallenbruchstücken und Aggregatkörnern in turbidity currents (vgl. PASSEGA-Verteilung, Abb. 4) im untersuchten Beckenbereich. Die vuggy-Hohlräume entstanden frühdiagenetisch, da keine Komponenten durchschnitten sind. Sie bildeten sich entweder infolge unterschiedlicher Setzung bei der Entwässerung (vgl. SEMENIUK 1970) oder bei Rutschbewegungen im Kalkschlamm, vor allem im Flankenbereich von Schwellen (vgl. SCHWARZACHER 1961).

Riffnahe Crinoiden-Mikritfazies (23)

Ausbildung: Gesteine dieser Fazies sind während des Riffwachstums im nahen Vorriff, im Famennium, nur in den Profilen 5 und 6 verbreitet. Es sind Lutite. Ungeordneter und nicht gerundeter Crinoidenschutt (1 mm, 10–50 %) ist in einer

Abb. 5
Herausgewitterte Grabbauten vom *Thalassinoides*-Typ, Knollenkalkstein (Profil 5)

Fig. 5
Weathered burrows of *Thalassinoides* type, nodular limestone (profile 5)



inhomogen minimikritischen Matrix (30–70 %) unregelmäßig verteilt (Taf. 2: Fig. 1). Korallenbruchstücke und Krümel sind in Riffnähe häufig (10–20 %); ihr Anteil nimmt beckenwärts ab. Aggregatkörner gibt es nur riffnah, articulate Brachiopoden (3 %) überall im Beckengebiet. Muscheln, Cephalopoden, Ostracoden, Calcisphären und Foraminiferen sind selten (zus. max. 1 %). Riffnah sind die Bioklasten häufig randlich mikritisiert. Charakteristisch sind intergranulare, untereinander verbundene und sparitisch zementierte Hohlräume (microvuggy porosity type, Taf. 2: Fig. 2). In den famennischen Kalksteinen dieses Faziestyps sind Grabbauten entwickelt (Taf. 2: Fig. 3), die denen von *Thalassinoides* ähneln (vgl. KENNEDY & GARRISON 1975). Die obersten Bankabschnitte sind am intensivsten durchwühlt (Taf. 2: Fig. 4). Entlang der häufig erosiv erweiterten Grabgänge konnte das Sediment gelöst werden. Es bildeten sich Knollenkalksteine (Abb. 5). Die Zwischenräume der Einzelknollen, welche oft ein gutes fitting untereinander kennzeichnet, sind mit Areniten der zwischenlagernden Horizonte erfüllt (Taf. 2: Fig. 4).

Entstehung: Die Biogene der frasnischen Kalksteine sind oft mehrmals zementiert und wurden demnach aufgearbeitet. Aus der PASSEGA-Darstellung (Abb. 4) ist der Ablagerungsmechanismus der Kalksteine nicht eindeutig zu folgern. Gelegentlich sind es Turbidite (Gradierung), zumeist jedoch autochthone Kalkschlämme, in die Crinoiden eingeschwemmt wurden. Dies gilt besonders für die famennischen Knollenkalksteine dieses Faziestyps. Sie treten nur begrenzt im Bereich von Seebergen (Tiefschwellen sensu RABIEN 1956) in geringer Mächtigkeit auf (Abb. 6). Endobionten (? Krebse) durchwühlten das Sediment. Es war zu diesem Zeitpunkt schon fest, aber noch nicht lithifiziert, da die Wände der Gänge oft verstürzt sind und ihre Dichte hoch ist (Grad 3 der Konsolidierung eines bioturbaten Gefüges im Sinne von GOLDRING & KAZMIERCZAK 1974). Sie wurden von Arenit verfüllt, das Gefüge wurde später tektonisch überprägt. Besonders in schichtparallelen Fugen wurde Carbonat gelöst und Ton angereichert (Drucklösung, vgl. TUCKER 1973).

Im Bereich der Seeberge herrschte also offensichtlich Mangelsedimentation (geringmächtige Folge), lokal auch Kondensation (Mischfaunen im Prof. 6) und

starke Bioturbation. Die Poren vom microvuggy type wurden selektiv gelöst. Dies ging vermutlich von den Crinoidenstielgliedern aus Mg-Calcit aus. Sie fehlen nämlich im größeren Umfeld der Hohlräume, die möglicherweise durch grabende Organismen erweitert wurden. Ähnliches beschreiben BANDEL & MEYER (1975) aus dem südlichen Rheinischen Schiefergebirge sowie CLAUSEN et al. (1982) aus Cephalopodenkalksteinen des Warsteiner Raums. Die vollständige Zementation kann mit Blockzement B wenige Zentimeter unterhalb des Sediment-Wasser-Kontaktes erfolgen und den Porenraum bis 60 cm unterhalb dieser Linie eliminieren (KREBS 1960b, FRIEDMAN & AMIEL & SCHNEIDERMAN 1974). Dies trifft in den meisten Fällen wohl zu, doch wurden die Poren auch später geschlossen, da sie gelegentlich faserigen, spätdiagenetischen Fe-Calcit enthalten (vgl. SCHNEIDER 1977).

Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies (24)

Ausbildung: Die mit Tonstein wechsellagernden, dunkelgrauen, im Zentimeterbereich geschichteten Lutite enthalten ungerundete Crinoidenstielglieder (300 µm, 10 %, Taf. 2: Fig. 5) und Tentaculiten (1 000 µm, 5 %, Taf. 2: Fig. 6) in einer inhomogen minimikritischen bis mikritischen Matrix (80 %). Schalenbruchstücke artikulärer Brachiopoden (1 %) sind untergeordnet. Die Crinoidenreste und Tentaculiten sind oft in den untersten Bankabschnitten angehäuft und eingeregelt (Taf. 2: Fig. 6). Dieser Faziestyp ist im Famennium als Knollenkalkstein ausgebildet, im Unterschied zur riffnahen Crinoiden-Mikritfazies (2) jedoch wesentlich tonreicher, ohne Hohlräume und ohne rhythmisch zwischengelagerte Arenite. Das fitting ist schlechter. Das Sediment ist durchwühlt.

Entstehung: Die Crinoiden- und Brachiopodenreste sind allochthon, da sie teilweise zementiert sind. Sie wurden durch niedrigenergetische turbidity currents (Energieindex I3) ins Becken transportiert und dort in Tiefen von vielleicht 300 m (Tab. 3, s. S. 83) abgelagert. Sie vermengten sich mit pelagischen Tentaculiten und Conodonten.

Komponentenarme Mikritfazies (25)

Ausbildung: Die dunkel- bis hellgrauen, dichten Lutite sind arm an unregelmäßig verteilten Komponenten (max. 10 %). Als solche überwiegen zerbrochene Crinoidenstielglieder (5 %, Taf. 2: Fig. 7). Riffnah kommen Korallen- und Brachiopodendebris sowie Cephalopoden, riffern Tentaculiten hinzu. Die Matrix (90 – 98 %) ist homogen bis schwach inhomogen, minimikritisch bis mikritisch. Im Famennium ist dieser Faziestyp knollig ausgebildet. Das fitting ist meist schlecht, die Interstitien sind tonreich, die einzelnen Knollen wittern stark heraus. Grabbauten lassen sich auch hier feststellen (Taf. 2: Fig. 8).

Entstehung: Die Kalke bildeten sich energiearm (Energieindex I1) und gemäß der Komponentenverteilung autochthon im Becken bis fernen Vorriff unter Einschwemmung von Crinoiden. Die Knollenkalksteine sind durchwühlt. Die Anreicherung von Tonhäuten, authigenen Quarzen und Calcitkristallen in den Zwischenräumen wie auch erhöhte Mn-Werte sind Folge einer Carbonatlösung. Vermutlich nahmen zirkulierende Wässer den Weg der Grabbauten und verstärkten die Rundung der Knollen. Die Lösung erfolgte möglicherweise im untersättigten Milieu (vgl. HOLLMANN 1962, 1964; BJORLYKKE 1973; TUCKER & KENDALL 1973; EDER 1974).

3.3. Arenitfazies (3)

Die Matrix der Gesteinstypen dieses Fazieshaupttyps ist immer arenitisch, gelegentlich tritt Mikrit hinzu. Der Offenheitsgrad beträgt durchschnittlich 1,5.

Arenitische Korallen-Stromatoporenfazies (31)

Ausbildung: Biogene der grobspätigen, hellgrauen Kalksteine sind große (um 10 cm) Bruchstücke von Stromatoporen (10–20 %) der Gattungen *Stachyodes* und *Actinostroma* sowie Korallen (20–30 %), daneben disarticulate Brachiopodenschalen (3 %, Taf. 3: Fig. 1). Die häufig mehrmals zementierten Komponenten sind zerbrochen, ungerundet und in einer überwiegend homogen-arenitischen (1 200 µm, 50 %) Matrix, meist mit Punktkontakt untereinander verstreut. Mikritische Matrix (5 %) hielt sich nur im Strömungsschatten größerer Komponenten oder intragranular. Senkrecht zur Schichtung sind feine (500 µm breite), sparitisch zementierte Risse ausgebildet (Taf. 3: Fig. 2). Sie durchziehen nicht die Gesamtbank.

Entstehung: Das Sediment aus Riffdetritus bildete sich in Riffnähe. Der erhöhte Anteil an großen Korallen- und Stromatoporenfragmenten entstammt dem intertidal gelegenen, die Crinoiden- und Brachiopodenreste einem subtidalen Riffbereich. Conodonten sind selten; es ist also eine Ablagerung jenseits des Riffabfalls. Die Sedimentationsenergie war sehr hoch (Energieindex V1), denn feineres Korn unterhalb des Sandbereichs fehlt weitgehend. Ähnlich wie in der riffnahen Mikritfazies (Faziestyp 21) wurde der Riffschutt in einem laminar fließenden Massenstrom transportiert: Die kaum sortierten und ungerundeten Komponenten „schwimmen“ in der Matrix, das Gestein durchziehen Entwässerungsstrukturen. Diese Merkmale sind überwiegend für debris flows typisch.

Schwach ausgewaschene Crinoidenfazies (32)

Ausbildung: Ungerundete, randlich mikritisierte Crinoidenstielglieder (15 %), Klasten artikulater Brachiopoden (5 %) sowie Krümel (5 %), seltener Tentaculiten (< 1 %) liegen zumeist zufallsverteilt in der arenitischen (30 %) sowie mikritischen (30 %) Matrix (Taf. 3: Fig. 3). Die mikritische Matrix ist bevorzugt im Strömungsschatten größerer Komponenten ausgebildet. Gelegentlich sind diese im Basisteil angereichert oder gradiert.

Entstehung: Die Komponenten entstammen zumeist dem Riffabfall und wurden zusammen mit arenitisch zerkleinertem Debris in einem Turbidit abgelagert. In der PASSEGA-Darstellung (Abb. 4) belegt dies eine Ausrichtung der Korngrößenverhältnisse parallel zur C = M-Linie. Die Ablagerungsenergie (Energieindex V2) reichte allerdings nicht aus, alle mikritischen Bestandteile – vor allem im Strömungsschatten – auszuwaschen wie in der arenitischen Korallen-Stromatoporenfazies, deren beckenwärtige Fortsetzung der vorliegende Faziestyp ist. Während des Transports wurden Tentaculiten und Conodonten des Vorriffs aufgenommen.

Komponentenarme Arenitfazies (33)

Ausbildung: Die dunkelgrauen Kalkbänke sind gradiert und laminiert, haben oft ein ausgeprägtes Hyporelief (load, groove casts) und wechsellagern mit dünnen Ton- und Mergellagen. Komponenten (3–20 %) sind zumeist mikritisierte Crinoidenstielglieder (5 %, Taf. 3: Fig. 4). Riffnah sind zusätzlich Korallenbruchstücke (3 %, 1 mm), rifffern Tentaculiten (3–15 %) verbreitet. Selten sind Krümel, Brachiopoden

und Calcisphären (zus. max. 1 %). Die Korngrößen der Komponenten und arenitischen Matrix (80–90 %) schwanken (50–1 300 µm).

Entstehung: Die sedimentologischen Merkmale weisen die Gesteine als Kalkturbidite aus. Organismenhardtteile des back-reef (Calcisphären), der Riffkante (Korallen) und des -abfalls (Crinoiden, Brachiopoden) wurden durch turbidity currents ins Becken transportiert. Dort wurden pelagische Tentaculiten und Conodonten eingearbeitet. Die Ablagerungstiefe betrug mehrere 100 m (unteres Fondothem-Clinothem, vgl. Tab. 3, S. 83). Profile dieses Faziestyps weisen häufiger als andere Dolomitierungen auf. Dies ist aber weder sedimentologisch noch paläogeographisch, sondern tektonisch begründet (UFFENORDE 1976).

3.4. Cypridinschieferfazies

Im Famennium dominiert im Becken die pelitische (tonige) Fazies mit Ostracoden der Familie Cypridinaceae (Cypridinschiefer). Vermutlich Schwankungen des Eh-Werts am Meeresboden (BUGGISCH 1973) verursachten unterschiedliche Färbungen des Sediments von grau und grün (Nehden- und Dasberg-Schiefer, PAECKELMANN 1928) bis tiefrot (Hemberg-Schiefer oder Foßley, PAECKELMANN 1928). Eingelagert in diese eintönige, etwa 10–300 m mächtige Folge sind Sandsteine, besonders im oberen Adorfium, sowie stratiforme, meist 5 cm im Durchmesser messende, isolierte Kalkknollen (= Kalkknotenschiefer). Ihre Entstehung wird konkretionär im Sediment/Wasser-Übergangsbereich (GRÜNDEL & RÖSLER 1963) oder synsedimentär als gerutschte und boudinierte Kalksteinbänke gedeutet (TUCKER 1973). Der Anteil an Kalkknollen nimmt zu den Schwellen hin zu, wo die Cypridinschiefer mit den Cephalopodenkalksteinen (= Knollenkalksteinen) verzahnen. Im Briloner Raum gehören sie dem Adorfium bis oberen Dasbergium an. Gleiche Alter bestimmten ZIEGLER (1960) und GWOSDZ (1972) in anderen Gebieten.

4. Paläogeographie

Die Faziesdaten und Conodonteneinstufungen ermöglichen eine zonare paläogeographische Rekonstruktion im Vorriffgebiet (Abb. 6). Es zeichnen sich zwei Entwicklungsphasen ab:

Zur Riffzeit im unteren und mittleren Adorfium sind ebenso wie schon im Givetium Fazies und Mächtigkeit der Gesteine sehr variabel. Das ändert sich an der Wende *Ancyrognathus-triangularis*-/*Palmatolepis-gigas*-Zone, als das Riff abstirbt. In der folgenden Nachriffzeit werden die Schichten deutlich geringmächtiger und eintöniger mikritisch oder tonig. Dieses verstärkt sich im Unterkarbon.

Das Riffwachstum setzt im Gebiet des Briloner Sattels bereits im Eifelium ein (mdl. Mitt. D. STOPPEL, B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover) und ist zunächst biostromal. Südlich davon herrscht ab dem Mittelgivetium ein intensiver initialer Vulkanismus (Hauptgrünstein), dessen nördliche Ausläufer bis ins Briloner Vorriff reichen und hier den Meeresboden stark gliedern. Es bilden sich die Seeberge des Eisenbergs (Prof. 1), des Grottenbergs (Prof. 4) sowie des Enkenbergs (Prof. 6), in deren Bereiche teilweise metasomatische Roteisensteine entstehen. Sie beschränken sich allerdings auf das Givetium.

In dieses Vorriffgebiet sedimentiert Riffschutt, dessen Mächtigkeit in Abhängigkeit vom Relief stark schwankt. Um annähernd reelle Dimensionen darzustellen,

wurden für die paläogeographische Rekonstruktion (Abb. 6) die Falten mathematisch geglättet. Aus der bekannten Faltengeometrie und Lage der Profile ließen sich durch Kurvenintegration die Ausmaße des Arbeitsgebiets vor der variscischen Gebirgsbildung errechnen. Sedimentationsraten ergaben sich durch Division der Zonenmächtigkeiten durch die Dauer einer Conodontenzone im Oberdevon (ca. 500 000 Jahre, SANDBERG 1980).

4.1. Riffzeit

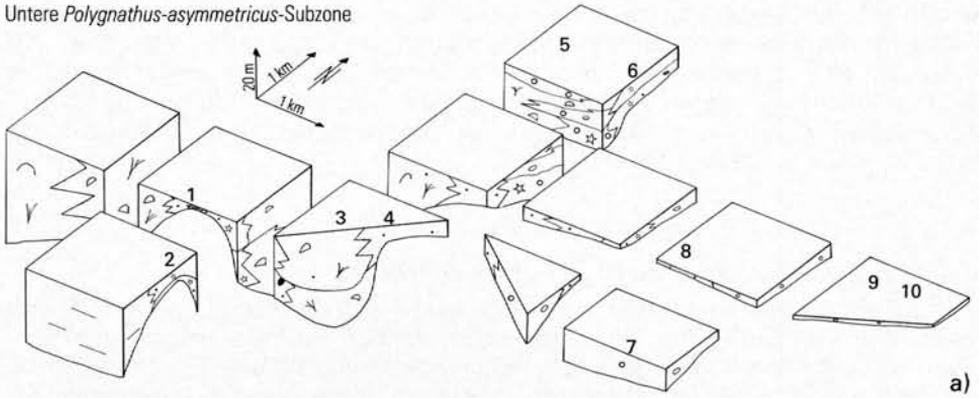
Untere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone (Abb. 6a)

Das Sedimentationsgebiet ist wie im Givetium durch die Eisenberg- (Prof. 1) und Grottenberg-Schwelle (Prof. 4) gegliedert. Im Bereich des Eisenergs bilden sich eisenreiche Ablagerungen. Daneben sedimentieren wie auf dem Enkenberg (Prof. 6) crinoidenhaltige Mikrite. Riffschutt gelangt vor allem aus dem Messinghäuser Bereich ins Becken, doch rückt das Lieferzentrum des Riffschutts – ablesbar am Ausgleich der Ablagerungsraten im Norden und Süden (ca. 80 mm/1 000 a) – nach Norden. Dadurch sedimentieren im südlichen Becken nur noch Pelite. Das nördlich davon gelegene Hauptbecken nimmt die Hauptmasse des Riffschutts auf. Die Ablagerungsenergie nimmt im Laufe der Zone deutlich ab. Werden zunächst noch detritische Stromatoporen-Korallenkalke abgelagert, sind die jüngeren Sedimente mikritreicher; der Anteil groben Korns schwindet. Die Grottenberger Schwelle (Prof. 4) markiert die östliche Ausdehnung dieser Sedimente. Turbidity currents umgehen die Schwelle auf ihrem Weg in das Becken. Der nördliche Teiltrog wird durch die Grottenberger Schwelle nach Süden begrenzt. Sie erfährt eine Verlängerung in östlicher Richtung bis Padberg (Prof. 8). Nördlich dieses Höhenkomplexes ist die Fazies sehr variabel. Es wechsellagern Stromatoporen und Korallen des Riffkamms mit Crinoiden und Brachiopoden des Talus. Gelegentlich sind Turbidite zwischengeschaltet, die sich bis ins Becken verfolgen lassen.

Mittlere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone (Abb. 6b)

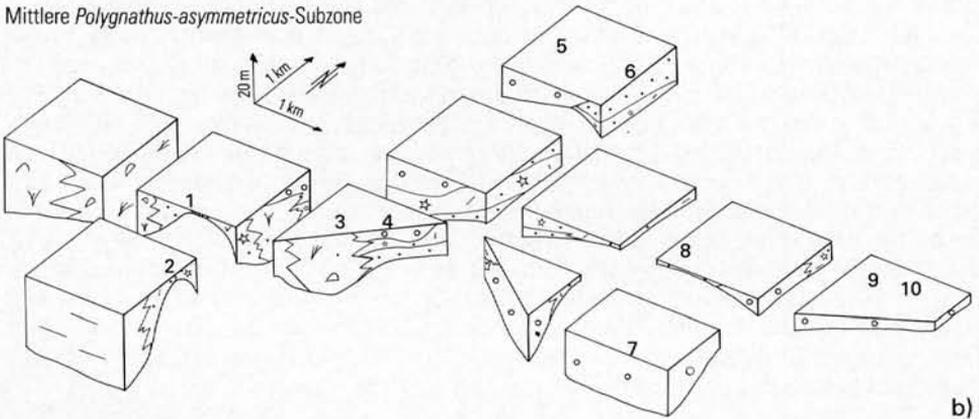
Die Paläogeographie ändert sich wenig. An der Eisenberg-Schwelle (Prof. 1) endet das Vorriffbecken im Süden. Das Riffschuttzentrum bei Messinghausen verlagert sich weiter nach Norden. Es liefert Korallen- und Stromatoporendebris, vornehmlich in mikritischer Fazies (Faziestyp 21). Die Ursache hierfür ist vermutlich ein Zurückweichen des Riffrandes nach Nordwesten. Die Ausdehnung dieser Fazies ist deutlich eingeengt und endet vor der Eisenberg- (Prof. 1) und Grottenberg-Schwelle (Prof. 4). Im Gebiet der Grottenberg-Schwelle sedimentieren jetzt geringmächtige, teilweise tentaculitenhaltige Mikritfolgen. Auch das Schwellengebiet von Padberg (Prof. 8) ist durch geringe Sedimentationsraten (5 mm/1 000 a) markant. Es begrenzt den nördlichen Trog nach Osten. Dieser wird von mikritischen, crinoiden- und tantaculitenhaltigen Folgen erfüllt. In der Spätphase der Mittleren *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone werden Turbiditfolgen abgelagert, deren Transportrichtung Nord – Süd ist und die an der Grottenberg-Schwelle (Prof. 4) auflaufen. Sie dokumentieren die Existenz eines neuen Schuttliefergebiets im Nordwesten des Vorriffs. Die Schwellen im Bereich Grottenberg, Eisenberg und Padberg verhindern weitgehend ein Übergreifen der Vorriffcarbonate ins Becken. Nur zwischen der Eisenberg- und Grottenberg-Schwelle ist offensichtlich ein Paß für turbulente Strömungen vorhanden: Mächtigere Turbidite dehnen sich nur dort im südlichen Beckenbereich aus. Die Mächtigkeit nimmt nach Norden in Annäherung an die Padberger Schwelle deutlich ab.

Untere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone



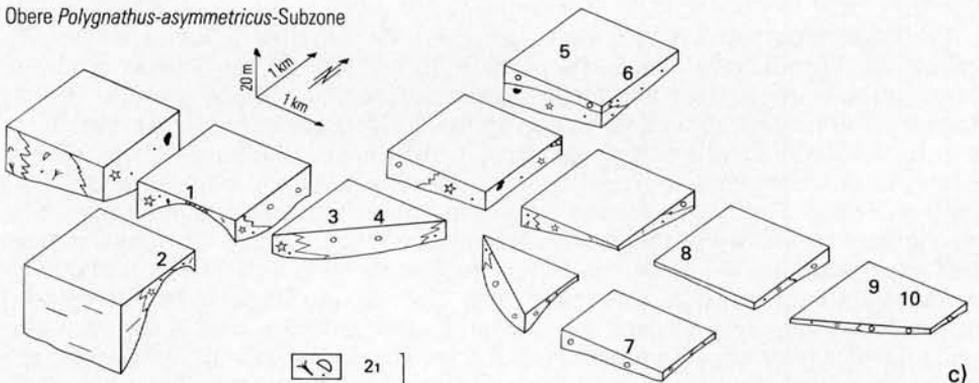
a)

Mittlere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone



b)

Obere *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone



c)

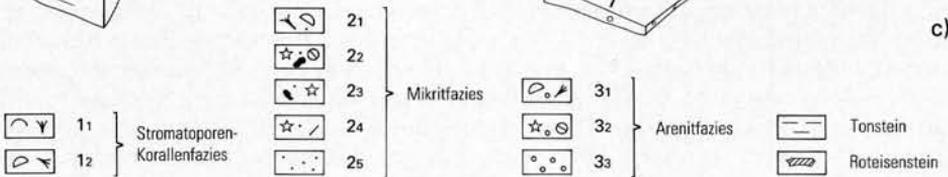
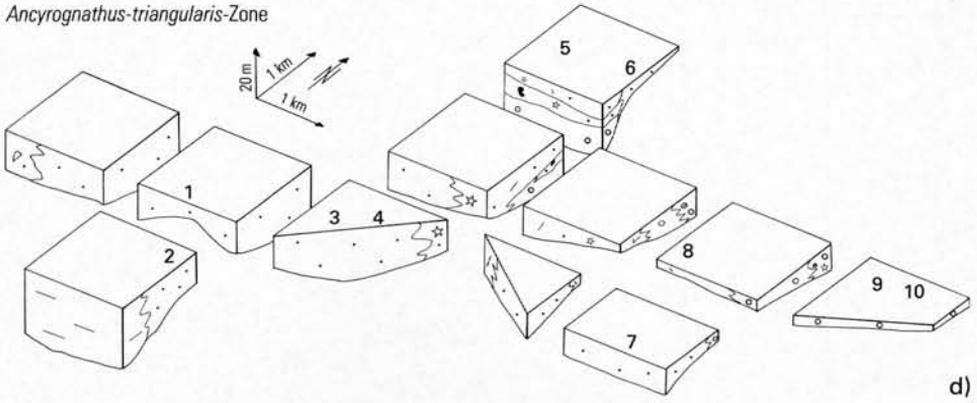


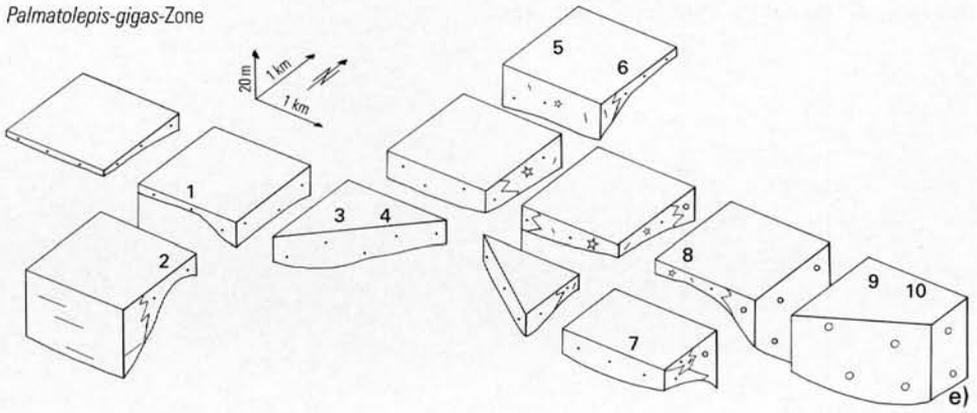
Abb. 6 Paläogeographie während des Oberdevons im südöstlichen Vorfeld des Briloner Riffs (Vorriff). Die Ziffern bezeichnen Profilagen (vgl. Abb. 1, S. 77).

Ancyrognathus-triangularis-Zone



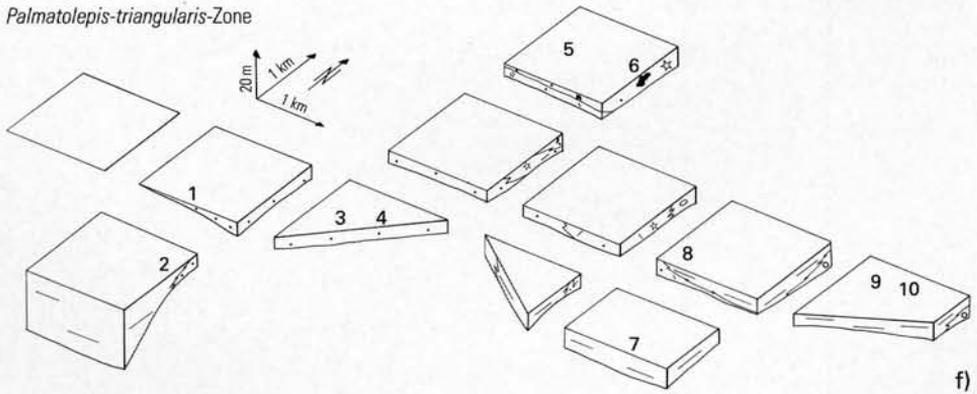
d)

Palmatolepis-gigas-Zone



e)

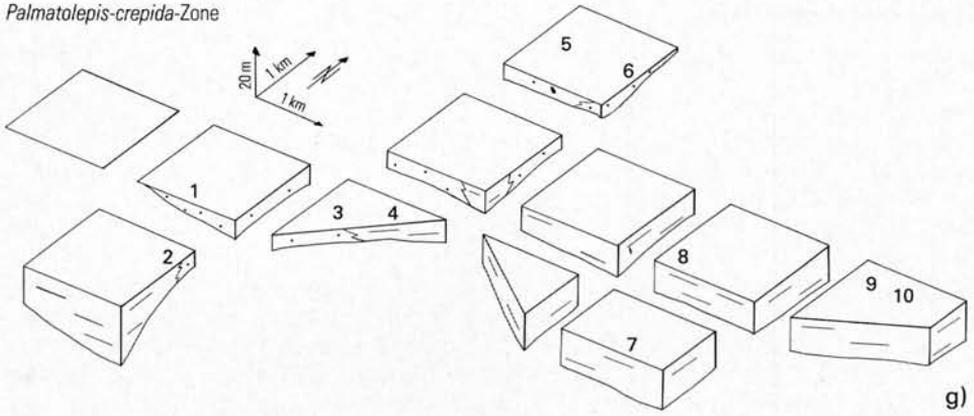
Palmatolepis-triangularis-Zone



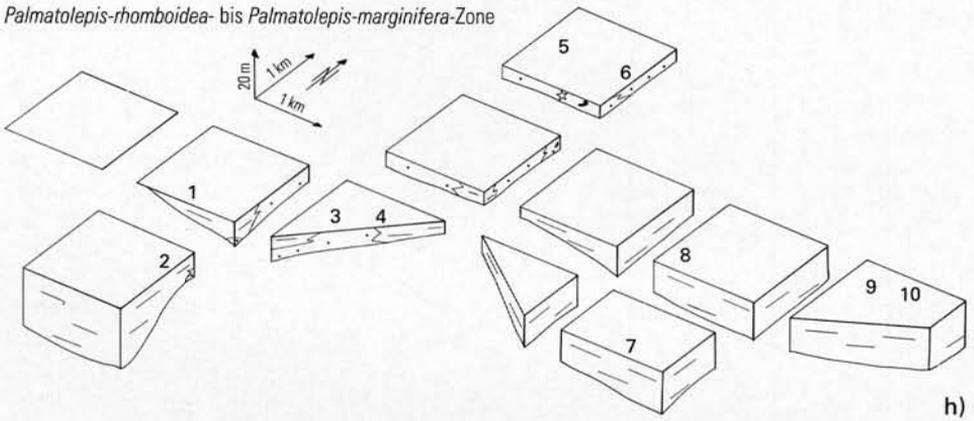
f)

Fig. 6 The paleogeography southeast of the Brilon reef (fore-reef) during the Upper Devonian. Figures mark the position of profiles (s. fig. 1, p. 77).

Palmatolepis-crepida-Zone



Palmatolepis-rhomboidea- bis Palmatolepis-marginifera-Zone



Palmatolepis-trachytera- bis Palmatolepis-expansa-Zone

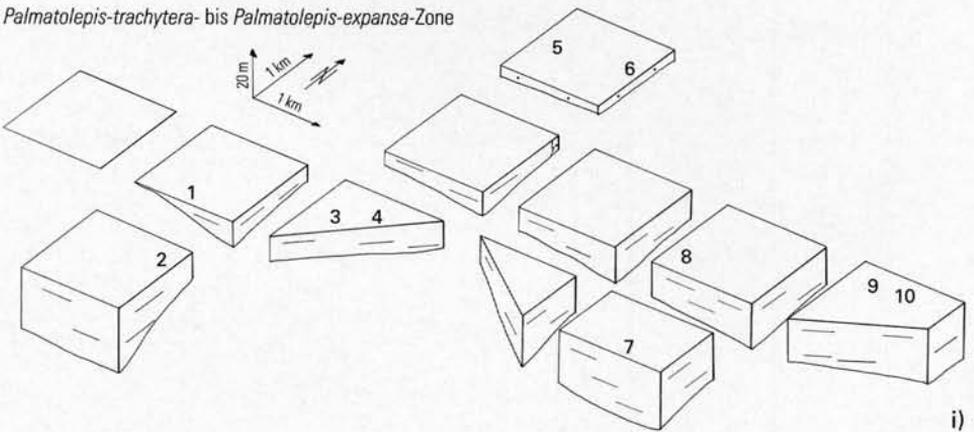


Abb. 6 (Fortsetzung)

Fig. 6 (continued)

Obere Polygnathus-asymmetricus-Subzone (Abb. 6c)

Der Riffrand verlagert sich aus dem Messinghäuser Gebiet nach Nordwesten. Auf der Eisenberg-Schwelle (Prof. 1) entstehen immer noch Roteisenschlämme; im Raum der Padberg- (Prof. 8) und Enkenberg-Schwelle (Prof. 6) herrschen geringe Sedimentationsraten. Der Eisenberghöhenrücken verhindert ein Übergreifen der pelitischen Beckenfazies nach Norden, die Padberg-Schwelle hohe Sedimentationsraten im Beckennordteil. Zwischen diesen Schwellen ist die Fazies weitgehend einheitlich mikritisch mit mäßigem Crinoidenanteil. Tentaculiten treten im Padberger Gebiet hinzu. Auffällig ist die weite Verbreitung der Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies (Faziestyp 24), die bisher auf Schwellen beschränkt war. Das Sedimentationsgebiet ist vermutlich ausgeglichener. Offenbar erosiv greifen gegen Ende der Subzone Turbidite in das Beckengebiet über. Zwei Hauptströmungsrichtungen lassen sich rekonstruieren: Der erste, mächtigere Verband durchströmt das Gebiet zwischen Eisenberg- (Prof. 1) und Padberg-Schwelle (Prof. 8), der zweite ist parallel dazu zwischen Padberg- und Enkenberg-Schwelle (Prof. 6) versetzt. Die Strömungsrichtung ist Nordwest – Südost; das Liefergebiet lag vermutlich im Nordwesten des Vorriffs im Raum Rösenbeck.

Ancyrognathus-triangularis-Zone (Abb. 6d)

Die Riffschuttproduktion läßt deutlich nach. Korallendebris findet sich nur noch untergeordnet. Das Hochgebiet des Eisbergs (Prof. 1) ist nicht mehr deutlich. Statt Roteisenstein sedimentieren dichte Mikrite (Faziestyp 25). Die Sedimentationsrate nimmt zu, dennoch trennt die Schwelle weiterhin das Vorriff vom fernen Becken. Im südlichen Teiltrog bis zur Padberg-Schwelle (Prof. 8) lagern sich nur Mikrite ab. Die Faziesvariabilität nördlich der Padberg-Schwelle ist größer. Arenitische Turbidite gehen im Laufe der Zeit in crinoiden- und tentaculitenhaltige Mikrite über. Diese sind bis zur Enkenberg-Schwelle (Prof. 6) im Norden und bis zum Padberger Hochgebiet im Osten verbreitet. Jenseits letzterer existieren nur dünne Turbiditfolgen.

4.2. Nachriffzeit

Palmatolepis-gigas-Zone (Abb. 6e)

Die Messinghäuser Gegend liefert keinen Detritus mehr. Die Sedimentationsraten sinken (ca. 3 mm/1 000 a), besonders am Eisenberg (Prof. 1). Dort sind sie so gering, daß Conodontenmischfaunen entstehen. Der Eisenberg grenzt weiterhin das Vorriffgebiet nach Süden gegen das Becken mit seinen Peliten ab. Zwischen der Eisenberg- (Prof. 1), der Enkenberg- (Prof. 6) sowie der Padberg-Schwelle (Prof. 8) sedimentieren Mikrite: Die Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies (Faziestyp 24) enthält Debris, die komponentenarme Mikritfazies (Faziestyp 25) ist autochthon, denn es fehlen allochthone Faunen. Beide Faziestypen sind knollig ausgebildet und wechsellagern mit dünnen (3 cm), gradierten Arenitbänken allochthonen Ursprungs. Diese Folgen verzahnen sich östlich der Padberg-Schwelle mit mächtigen, crinoidenhaltigen Turbiditeinheiten des Beckens, die aus Norden geschüttet werden. Vermutlich werden in dieser Zeit Teile des abgestorbenen Riffs durch Crinoidenkolonien neu besiedelt (vgl. BÄR 1966).

Palmatolepis-triangularis-Zone (Abb. 6f)

Pelitische Beckensedimente (Cypridinschiefer) greifen mehr und mehr auf das ehemalige Vorriffgebiet über, wo nur noch im Schwellenbereich der Profile 2–6

und 8 Kalksteine, meist Cephalopodenkalksteine (Knollenkalksteine), ausgebildet sind. Im Laufe der Oberen *Palmatolepis-triangularis*-Zone überlagern Pelite auch die Kalksteine der Schwellenprofile 2 und 8. Im Profil 1 der Eisenberg-Schwelle herrscht in Annäherung an das Riff Mangelsedimentation (Mischfaunen). Die Kalksteine im Gebiet der Padberg-Schwelle (Prof. 8) sind nicht knollig ausgebildet. Geringmächtige Turbidite aus dem Norden sedimentieren zu Beginn der Zone im entfernteren Becken (Prof. 11 u. 12).

Palmatolepis-crepida-Zone (Abb. 6g)

Die Schwellenfazies in Cephalopodenkalksteinprägung besteht nur noch im unmittelbaren Rifftrandbereich der Profile 1, 4 und 5. Die Padberg-Schwelle existiert nicht mehr. Faunenvermischungen gibt es nur noch zu Beginn der Zone im Eisenbergprofil (Prof. 1), neu sind derartige Kondensationen am Enkenberg (Prof. 6). Dort beträgt die Mächtigkeit nur 80 cm. Erklärbar wäre dies durch das Vorrücken einer synsedimentären Tektogenese, die nun auch nördliche Gebiete des Arbeitsbereichs erfaßt. Aus dieser Zeit gibt es die ältesten „Geisterfaunen“ in Riff- und proximalen Vorriffkalksteinen (Prof. 11: *Palmatolepis triangularis*, *Pa. perlobata* ssp., *Pa. minuta minuta*, *Polygnathus nodocostatus nodocostatus*). War der Riffkörper bisher topographisch so hoch gelegen, daß er erodiert werden konnte, so beweisen diese Conodonten, daß er wieder in das Sedimentationsniveau einbezogen ist. Diese Absenkung erfolgt nach BÄR (1966) nicht gleichzeitig, sondern in Form einer Schollenkipfung. Der Bereich Rösenbeck bleibt wie zur Zeit des oberen Adorfiums ablagerungsfrei.

Palmatolepis-rhomboidea- und *Palmatolepis-marginifera*-Zone (Abb. 6h)

Das paläogeographische Bild ist weitgehend einheitlich. Die Schwelle am Eisenberg wird durch eine neue am Niederhof abgelöst. Die Cypridinenschiefer dehnen sich bis an den Rifftrand bei Messinghausen aus, wo sie ausdünnen. Geringmächtige Cephalopodenkalksteinefolgen bestehen nur noch auf der Schwelle Niederhof-Burgberg/Enkenberg (Prof. 3, 5, 6). Sie sind im Burgbergbereich als Crinoiden-Tentaculiten-Mikrite, ansonsten als komponentenarme Mikrite ausgebildet. Auf dem ehemaligen Riff wird ebenfalls sedimentiert: Die Kalkknotenschiefer reichen bis in die Nehdener Mulde (Mächtigkeit > 20 m). In Erosionsspalten sammeln sich Conodontengeisterfaunen (Prof. 11; s. Abb. 2, S. 80–82). Südlich Messinghausen rutschen dickere Kalkknollenhorizonte in die Cypridinenschiefer. Dies weist auf ausdauernde tektonische Aktivitäten hin.

Palmatolepis-trachytera- bis *Palmatolepis-expansa*-Zone (Abb. 6i)

Die Cypridinenschiefer herrschen im gesamten Vorriffgebiet mit Ausnahme der Burg- und Enkenberg-Schwelle (Prof. 5, 6). Dort sedimentieren bis zur Mittleren *Palmatolepis-expansa*-Subzone rein mikritische, dünnmächtige Cephalopodenkalksteine. Der Riffkörper selbst wird teilweise auch von Cypridinenschiefern bedeckt.

Siphonodella-praesulcata-Zone (= *Wocklumeria*-Stufe)

Die Paläogeographie ist einheitlich und daher in Abbildung 6 nicht dargestellt. An den südlichen Teil des Riffkörpers grenzen zunächst dunkelgrüne (Hangenberg-Schichten), dann schwarze (Liegende Alaunschiefer) Tonsteine, die das Paläorelief weiter ausgleichen. Eingelagert in diese Folge sind Kalksteinbänke aus allochthonem Debris und geringer Dicke (max. 10 cm).

5. Schlußfolgerungen

Die Bearbeitung der oberdevonischen Kalksteine im Briloner Vorriffbereich lieferte neue Ergebnisse zur Sedimentologie und Paläogeographie des Riffgebiets.

5.1. Sedimentologie

In den sedimentologisch bisher ungegliederten oberdevonischen Kalksteinen konnten insgesamt zehn Faziestypen unterschieden werden. Zur Riffzeit ist die Faziesvariabilität am größten (Abb. 6, S. 92–94). Ursachen sind die intensive Riffschuttproduktion am Rifftrand und die Untergliederung des Vorriffbereichs durch Seeberge. Die Schuttbildung und -ablagerung erfolgte rhythmisch. Die periodische Schuttproduktion weist auf periodische Wachstumsphasen der Rifforganismen hin. Auf den Seebergen im Vorriff entstehen Roteisensteine, später dünnmächtige Lutite. In den Becken dazwischen sammelt sich Riffschutt. Er wird in debris flows oder turbidity currents transportiert und wechsellagert vor allem rifferner mit Peliten (Flinzfazies).

Nach dem Rifftod nimmt die Faziesvariabilität ab. Die Seeberge und das Riff hinterlassen noch Untiefen, auf denen im Famennium dünne Kalklagen zum Absatz gelangen. Sie sind häufig von Endobionten durchwühlt. Die Bauten, dann Stagnation und Omission verknüpft mit Hartgründen sind teilweise Ausgang und Ursache einer Knollenbildung. Crinoidenschutt, der möglicherweise vom abgestorbenen Briloner Riff stammt, wechsellagert mit ihnen. In den Senken ist das Sediment tonig (Cypridinenschiefer).

5.2. Paläogeographie

5.2.1. Riffzeit

Auf den Förderzentren des Vulkanismus, den Seebergen, entsteht im Adorfium (im Givetium beginnend) Roteisenstein, später geringmächtiger Kalkstein. Die Senken füllen Riffschuttfolgen, deren Liefergebiete im Laufe der Zeit nördlich wandern und im Verlauf der *Polygnathus-asymmetricus*-Zone im Raum Rösenbeck liegen.

Die Sedimentströme werden durch Schwellen des Vorriffs in vorgezeichnete Bahnen ins Becken gelenkt; ihre Energie verliert sich dort allmählich. Diese Untiefen verlagern sich im Laufe der Zeit und verhindern ein Übergreifen der Beckenpelite von Süden.

An der Wende *Ancyrognathus-triangularis*-/*Palmatolepis-gigas*-Zone erlischt die Riffschuttbildung. Dies ist kein plötzliches Ereignis infolge einer zu starken epirogenetischen Absenkung (BÄR 1966, Gwoszd 1972), sondern die Sedimente werden in der Mittleren und Oberen *Polygnathus-asymmetricus*-Subzone sowie *Ancyrognathus-triangularis*-Zone allmählich mikritreicher und geringmächtiger im Vergleich zur Vorzeit. Auch Mangelsedimentation und Bioerosion, wie sie für die Nachriffzeit typisch sind, sind gelegentlich in der Riffzeit bereits vorhanden. Die Mobilität des Meeresbodens läßt also nach, die Riffsubsidenz wird sehr gering. Dies wirkt sich nachteilig auf die Rifforganismen aus: Sie sterben.

5.2.2. Nachriffzeit

Die Nachriffzeit im Oberdevon ist durch den faziellen Gegensatz der Beckenpelite (Cypridinenschiefer) und Schwellenkalksteine (Cephalopodenkalksteine) ge-

prägt. Letztere autochthone Bildungen wechsellagern oft mit Erosionsschutt des abgestorbenen Riffs. Sie sind im ehemaligen proximalen Vorriff verbreitet, weichen aber im Laufe des Famenniums den Peliten, bis sich im hohen Oberdevon nur noch ein Restvorkommen von Cephalopodenkalksteinen im Burgberger Raum (Prof. 5) findet. Während dieser Zeit bleibt das abgestorbene Riff in Meeresspiegelhöhe und verkarstet stellenweise. Andernorts siedeln Crinoiden. Dann gelangt es durch orogenetische Vorgänge (Schollenkipfung) vor allem in seinem Nordostteil unter das Sedimentationsniveau.

Dank: Die vorliegende Arbeit ist Teil meiner Dissertation, deren Gesamtdruck im Geologischen Jahrbuch vorgesehen ist und die die gesamte Vorriffgeschichte vom Givetium bis ins Unterkarbon behandelt. Sie entstand im Rahmen eines Forschungsprojekts der Arbeitsgruppe Paläontologie der Ruhr-Universität Bochum, welches vom Land Nordrhein-Westfalen gefördert wurde. Prof. Dr. H. MENSINK, Stud.-Prof. Dr. A. DÜRKOOP und Dr. K. W. MALMSHEIMER regten die Studien an. Durch sie erhielt ich in vielen Diskussionen wertvolle Anregungen und Hilfestellungen. Prof. Dr. W. ZIEGLER (Frankfurt), Dr. D. STOPPEL (Hannover), Prof. Dr. H. KEUPP (Berlin) und Dr. D. RICHTER (Bochum) halfen bei der Bearbeitung spezieller Probleme. Darüber hinaus sage ich Dr. G. BIJVANK, M. RESS, R. MILBRADT, W. GILSING und R. EICKHOFF aus dem Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum Dank für vielfältige technische Hilfe.

6. Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W. (1928): Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes. Tl. 1. Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. – Geol. Jb., **49** (2): 947–994, 18 Abb.; Berlin.
- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalksattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen: 31 S., 9 Abb., 1 Kt.; Gießen. – [Unveröff.]
- (1968): Die devonisch-unterkarbonische Schichtlücke über dem Massenkalksattel des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131** (3): 263–288, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BANDEL, K., & MEYER, D. E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Riffblöcke und autochthone Beckenkalke im Südteil der Rheinischen Geosynklinale. – Mainzer geowiss. Mitt., **4**: 5–65, 7 Abb., 10 Beil.; Mainz.
- BENEDICT, G. L., & WALKER, K. R. (1978): Paleobathymetric analysis in Paleozoic sequences and its geodynamic significance. – Amer. J. Sci., **278**: 579–607, 7 Abb., 1 Tab.; New Haven.
- BJORLYKKE, K. (1973): Origin of limestone nodules in the Lower Paleozoic of the Oslo Region. – Norsk geol. Tidsskr., **53** (4): 419–431, 19 Abb.; Oslo.
- BOTTKE, H. (1962): Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes und seine Beziehungen zur Stratigraphie und Fazies des oberen Givets und der Adorfstufe. – Roemeriana, **6**: 17–86, 13 Abb., 6 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- (1965): Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisensteinlagerstätten des Ostsauerlandes. – Beih. geol. Jb., **63**: 147 S., 27 Abb., 19 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- (1978): Zur faziesgebundenen Tektonik der Briloner Scholle (Ost-Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129** (1): 141–151, 3 Abb.; Hannover.
- (1979): Die geologischen Grundlagen und die bergwirtschaftliche Bedeutung des Roteisensteinbergbaus im Kreis Waldeck-Frankenberg und in den angrenzenden Gebieten. – Gesch.-Bl. Waldeck, **66**: 7–99, 12 Tab., 3 Taf.; Korbach.
- BUGGISCH, W. (1973): Stratigraphie, Fazies und Geochemie der oberdevonischen und unterkarbonischen Sedimente in der mittleren Elspe Mulde. Mit einem Vergleich zur Dillmulde und zur Waldecker Hauptmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 99–149, 19 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden.
- CHOQUETTE, P. W., & PRAY, L. C. (1970): Geological and mineralogical classification of porosity in sedimentary carbonates. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **54**: 207–250, 1 Tab.; Tulsa.
- CLAUSEN, C. D. (1973): Petrographie, zeitliche Einstufung und Paläogeographie hoch-oberdevonischer Konglomerate in der Attendorn-Elseper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (10): 577–598, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- CLAUSEN, C. D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241 – 319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 – 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- COOK, H. E., & MCDANIELS, P. M., & MOUNTJOY, E. W., & PRAY, L. C. (1972): Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank (reef) margins, Alberta, Canada. – Bull. canad. Petrol. Geol., **20**: 439 – 497, 11 Abb., 9 Taf.; Ottawa.
- DECHEN, H. VON (1845): Das Vorkommen des Roteisensteins und der damit verbundenen Gebirgsarten in der Gegend von Brilon. – Karstens u. von Dechens Arch. Mineral., **19**: 5 – 57, 1 Abb.; Berlin.
- EBERT, A. (1954): Bemerkungen über den Bau des Ostsauerländer Hauptsattels. – Geol. Jb., **69**: 1 – 20, 2 Abb.; Hannover.
- (1965): Das untere Mitteldevon und der Bau des westlichen Ostsauerländer Hauptsattels. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**: 589 – 620, 13 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- EDER, F. W. (1974): Frühdiagenetische Umlösungen an gebankten devonischen Kalken. – Nachr. dt. geol. Ges., **1974** (11): 13 – 14; Hannover.
- EDER, F. W., & ENGEL, W., & FRANKE, W. (1975): Facie distribution of the Middle/Upper Devonian Reef and contemporaneous limestone-turbidites. – In: FLÜGEL, E. [Hrsg.]: International Symposium Fossil Algae, Erlangen 1975, Guide Book: 37 – 43, 2 Abb.; Erlangen.
- EDER, F. W., & ENGEL, W., & FRANKE, W., & LANGENSTRASSEN, F., & WALLISER, O. H., & WITTEN, W. (1977): Überblick über die paläogeographische Entwicklung des östlichen Rheinischen Schiefergebirges, demonstriert an einem Querschnitt. – Exk.-Führer Geotag. '77, **1** (Exk. A): 2 – 57, 26 Abb.; Göttingen.
- FRIEDMAN, G. M., & AMIEL, A., & SCHNEIDERMAN, N. (1974): Submarine cementation in reefs: Example from the Red Sea. – J. sediment. Petrol., **44** (3): 816 – 825, 18 Abb.; Tulsa.
- GALLWITZ, H. (1927): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbonengrenze des Sauerlandes. – Geol. Jb., **48**: 487 – 527, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- GOLDRING, R., & KAZMIERCZAK, J. (1974): Ecological succession in intraformational hardground formation. – Paleontology, **17** (4): 949 – 962, 2 Abb., 2 Tab.; London.
- GOREAU, T., & LAND, L. (1974): Fore-reef morphology and depositional processes, North Jamaica. – In: LAPORTE, L. [Hrsg.]: Reefs in Time and Space, selected examples from the recent and ancient. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ., **18**: 77 – 89, 13 Abb.; Tulsa.
- GRÜNDEL, J., & RÖSLER, M. (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. – Geologie, **12**: 1 009 – 1 038, 23 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- GWOSDZ, W. (1972): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Oberdevons und Unterkarbons im Bereich des Attendorf-Elsper Riffkomplexes (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb., **1972** (2): 1 – 71, 23 Abb., 1 Kt.; Hannover.
- HAMPTON, M. A. (1972): The role of sub-aqueous debris flow in generating turbidity currents. – J. sediment. Petrol., **42**: 775 – 793, 14 Abb., 3 Tab.; Tulsa.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**: 163 – 179, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1964): Subsolutions-Fragmente. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **119** (1): 22 – 82, 7 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- JAMES, N. P., & GINSBURG, R. N. (1979): The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. – Internat. Assoc. Sediment., spec. publ., **3**: 151 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Oxford.
- KENNEDY, W. J., & GARRISON, R. E. (1975): Morphology and genesis of hardgrounds and nodular chalks in the Upper Cretaceous of southern England. – Sedimentology, **22**: 311 – 386, 37 Abb.; Oxford.
- KLAPPER, G., & ZIEGLER, W. (1979): Devonian Conodont Biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 199 – 224, 8 Abb.; Tulsa.

- KREBS, W. (1960): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenheim (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**: 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenau-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **511**: 1 – 105, 18 Abb., 13 Taf., 1 Beil.; Frankfurt/Main.
- (1979): Devonian Basinal Facies. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 125 – 139, 6 Abb., 4 Tab.; Tulsa.
- KRONBERG, P., & PILGER, A., & SCHERP, A., & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariszischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 1 – 46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**: 25 – 71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- MIDDLETON, G., & HAMPTON, M. (1976): Subaqueous transport and deposition by sediment gravity flows. – In: STANLEY, D., & SWIFT, D. [Hrsg.]: *Marine Transport and Environmental Management*: 197 – 218, 10 Abb.; New York (Wiley-Intersci.).
- MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonatkomplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Diss. TU Braunschweig: 180 S.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- MOUNTJOY, E. W., & COOK, H. E., & PRAY, L. C., & MCDANIEL, P. M. (1972): Allochthonous carbonate debris flows – worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. – 24. internat. Geol. Congr. Montreal, **6**: 172 – 189, 6 Abb.; Montreal.
- MURRAY, R. (1960): Origin of porosity in carbonate rocks. – *J. sediment. Petrol.*, **30** (1): 59 – 84, 19 Abb.; Tulsa.
- NARDIN, T., & HEIN, F., & GORSILINE, D., & EDWARDS, B. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ.*, **27**: 61 – 73, 3 Tab.; Tulsa.
- PAECKELMANN, W. (1920): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend Brilon i. Westf. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **46**: 210 – 230, 3 Abb.; Berlin.
- (1921): Zur Stratigraphie des sauerländischen Oberdevons. – *Z. dt. geol. Ges., Mber.*, **73**: 40 – 46; Berlin.
- (1922): Oberdevon und Unterarbon der Gegend von Barmen. – *Geol. Jb.*, **41** (1): 52 – 147, 1 Tab.; Berlin.
- (1924): Der geologische Bau des Velberter Sattels in der Gegend von Wülfrath (Rheinld.). – *Geol. Jb.*, **44**: 243 – 279, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- (1926): Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. – *Geol. Jb.*, **47**: 19 – 35, 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Jb.*, **49**: 370 – 412, 15 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- (1932): Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **52**: 472 – 512; Berlin.
- (1933): Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **54**: 217 – 260, 6 Abb., 4 Taf.; Berlin.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. – *J. sediment. Petrol.*, **34** (4): 830 – 847, 11 Abb.; Tulsa.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- SANDBERG, C. A. (1980): Utility of conodonts in determining rates of synorogenic sedimentation and in timing antler orogenic events, western United States. – Abh. geol. Bundesanst. Wien, **35**: 209; Wien.
- SCHÄFER, W. (1975): Eine oberdevonisch-unterkarbonische Schichtlücke im Bereich des Balver Riffgebietes (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1975** (4): 228 – 241, 4 Abb.; Stuttgart.

- SCHLÜTER, H. (1928): Das Mitteldevon im oberen Diemelgebiete und der geologische Bau des Martenberges bei Adorf. – Geol. Jb., **48**: 175–214, 13 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb., **D 21**: 3–109, 11 Abb., 7 Tab., 8 Beil.; Hannover.
- SCHWARZACHER, W. (1961): Petrology and structure of some lower Carboniferous reefs in northwestern Ireland. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **45** (9): 1 481–1 503, 17 Abb., 2 Tab.; Tulsa.
- SEMENIUK, V. (1970): The lower-middle Paleozoic stratigraphy of the Bowan Park area, central-western New South Wales. – Roy. Soc. N. S. W., J. Proc., **103** (1): 15–30, 7 Abb.; Sydney.
- STEIN, R. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Brilon. – Z. dt. geol. Ges., **12**: 208–272; Berlin.
- STOPPEL, D. (1976): Ergebnisse von Bohrungen auf den Massenkalkvorkommen von Brilon und Warstein. – Nachr. dt. geol. Ges., **1976** (15): 5–6; Hannover.
- STRITZKE, R. (1986) Conodont biofacies of Middle and Upper Devonian Limestones, Brilon area, West Germany. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **52**: 215–226, 5 Abb.; Amsterdam.
- TAYLOR, J. M. (1950): Pore-space reduction in sandstones. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **34**: 701–716; Tulsa.
- TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian Pelagic Limestone (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142** (3): 320–350, 24 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1974): Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). – In HSÜ, K. J., & JENKINS, H. C. [Hrsg.]: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. – Internat. Assoc. Sediment., spec. publ., **1**: 71–92, 10 Abb.; Oxford.
- TUCKER, M. E., & KENDALL, A. (1973): The diagenesis and low-grade metamorphism of Devonian styliolinid-rich pelagic carbonates from West Germany: possible analogues of recent pteropod oozes. – J. sediment. Petrol., **43** (3): 672–687, 16 Abb.; Tulsa.
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152** (1): 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- VISSER, J. N. J. (1983): Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. – Sedimentology, **30** (4): 511–523, 9 Abb.; Oxford.
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – Diss. natur-geisteswiss. Fak. TU Clausthal: 218 S., 36 Abb., 15 Tab., 6 Kt., 8 Beil.; Clausthal-Zellerfeld.
- ZIEGLER, W. (1960): Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerats von Rossenray (südwestl. Rheinberg/Niederrhein) mit der Beschreibung einiger neuer Conodontenformen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 391–406, 1 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, W., & WERNER, R. [Hrsg.] (1985): Devonian Series Boundaries – Results of world-wide Studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 416 S.; Frankfurt/Main.
- Eingang des Manuskriptes: 12.9.1988

Tafel 1–3 (S. 102–106)

Mikrofaziestypen im Briloner Vorriffgebiet. Die Bildbreite beträgt – sofern nicht anders vermerkt – jeweils 11 mm.

Plate 1–3 (p. 102–106)

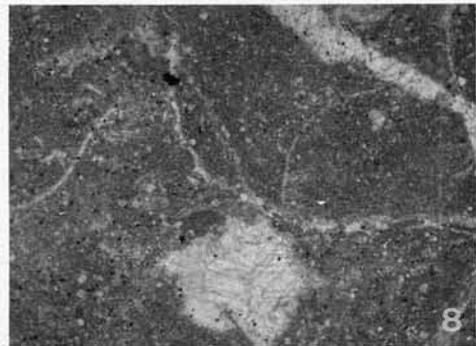
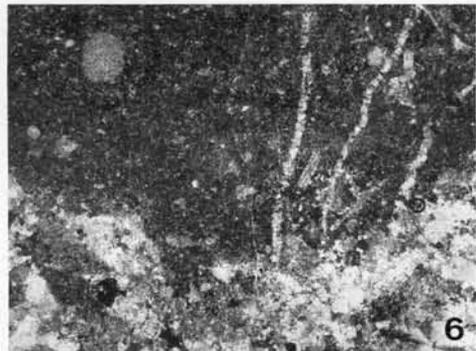
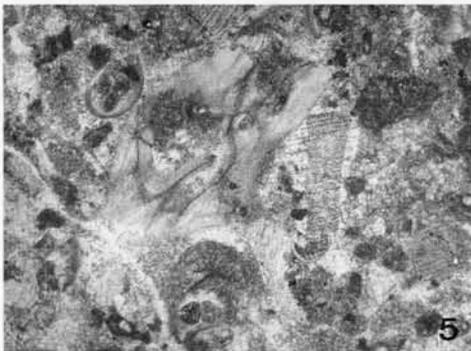
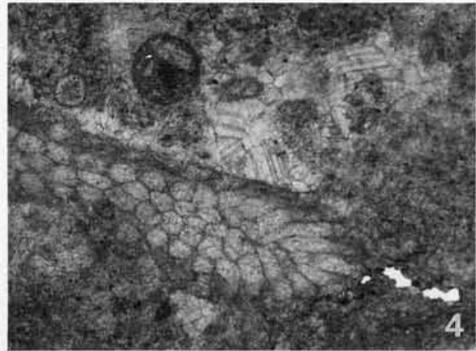
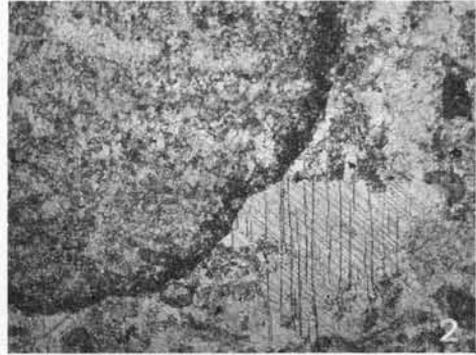
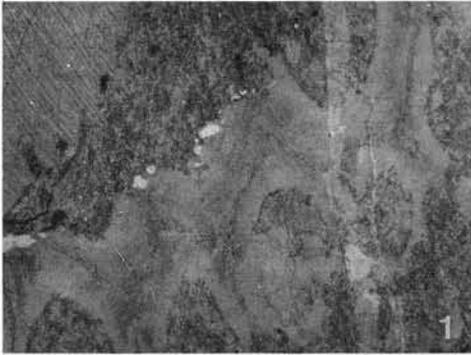
Microfacies types in the Brilon fore-reef area. The width of each picture is 11 mm if not marked differently.

Tafel 1

- Fig. 1 Autochthone Stromatoporen-Korallenfazies (1₁)
Die Koralle rechts ist intergranular mikritisch erfüllt. (Profil 11)
- Fig. 2 Autochthone Stromatoporen-Korallenfazies (1₁)
Die Stromatopore links ist randlich mikritisiert. Die Matrix ist krümelhaltig. (Aufschluß bei Messinghausen)
- Fig. 3 Detritische Stromatoporen-Korallenfazies (1₂)
Das Gestein wird von Stromatoporen (unten), Korallen (links), Brachiopoden (Mitte oben) und Crinoiden (oben links und rechts) aufgebaut. (Profil 5)
- Fig. 4 Riffnahe Mikritfazies (2₁)
Die rugose Koralle links liegt in einer inhomogen minimikritischen bis mikrosparitischen Matrix. (Profil 3)
- Fig. 5 Riffnahe Mikritfazies (2₁)
Die Koralle (Mitte links), die Crinoiden (Mitte) und die Brachiopoden (oben rechts und links) haben kaum Kontakt untereinander. Die inhomogene Matrix ist krümelhaltig. Das Gefüge wird von Entwässerungsstrukturen (links unten) durchzogen. (Profil 3)
- Fig. 6 Riffnahe Mikritfazies (2₁)
Das Gefüge ist von senkrecht zur Schichtung orientierten Spaltrissen (rechts) durchzogen. (Profil 5, Polarisatoren gekreuzt)
- Fig. 7 Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies (2₂)
Lockere Ansammlung von Crinoiden und Brachiopoden (Profil 2)
- Fig. 8 Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies (2₂)
Microvuggy-Hohlraum (Profil 5)

Plate 1

- Fig. 1 Autochthonous stromatoporoid-coral facies (1₁)
The individual coral on the right is intergranularly filled with micrite (profile 11)
- Fig. 2 Autochthonous stromatoporoid-coral facies (1₁)
The individual stromatopore on the left is marginally micritized. The matrix shows "structure grumeleuse". (outcrop near Messinghausen)
- Fig. 3 Detritic stromatoporoid-coral facies (1₂)
The rock is built by stromatoporoids (below), corals (left), brachiopods (upper centre) and crinoids (upper left and right). (profile 5)
- Fig. 4 Perireefal micrite facies (2₁)
The rugose coral on the left is situated in an inhomogenous minimicritic to microsparitic matrix. (profile 3)
- Fig. 5 Perireefal micrite facies (2₁)
The coral (left centre), the crinoids (centre) and the brachiopods (upper right and left) have no mutual contact. The inhomogenous matrix shows "structure grumeleuse". Dewatering structures run through the sediment (lower left). (profile 3)
- Fig. 6 Perireefal micrite facies (2₁)
Fissures oriented perpendicularly to the stratum run through the sediment. (profile 5, crossed nicols)
- Fig. 7 Crinoid-brachiopod micrite facies (2₂)
Loose accumulation of crinoids and brachiopods (profile 2)
- Fig. 8 Crinoid-brachiopod micrite facies (2₂)
Microvuggy caverns (lower part) (profile 5)



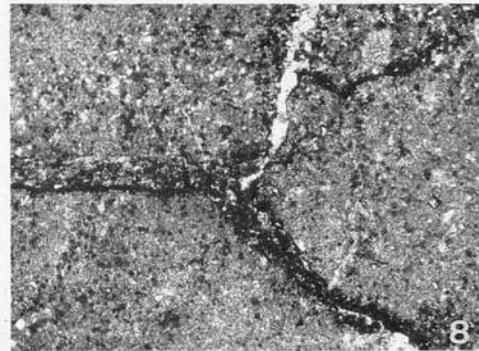
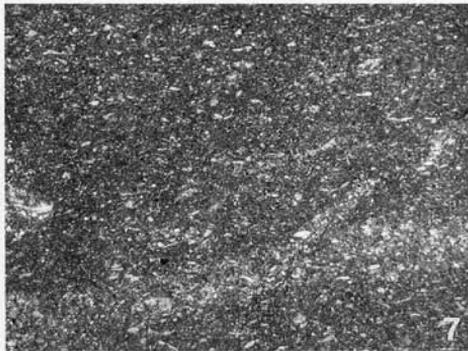
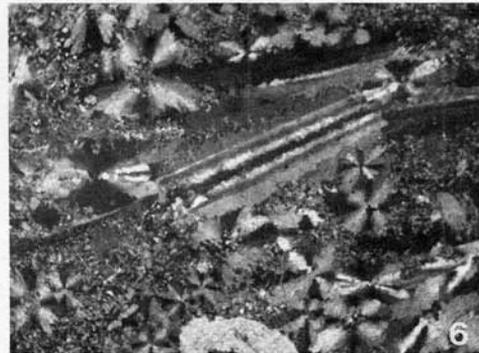
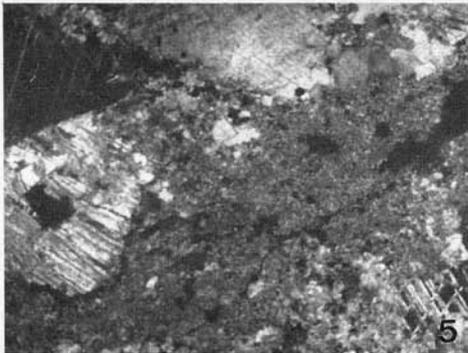
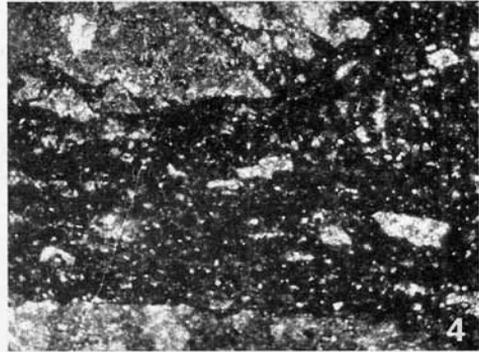
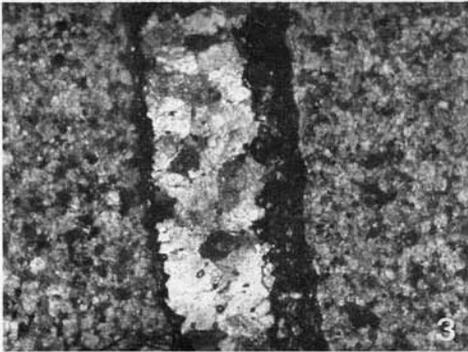
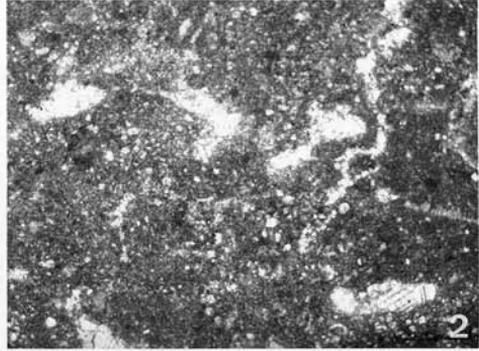
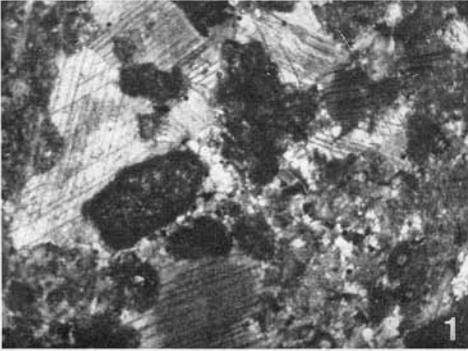
Tafel 1

Tafel 2

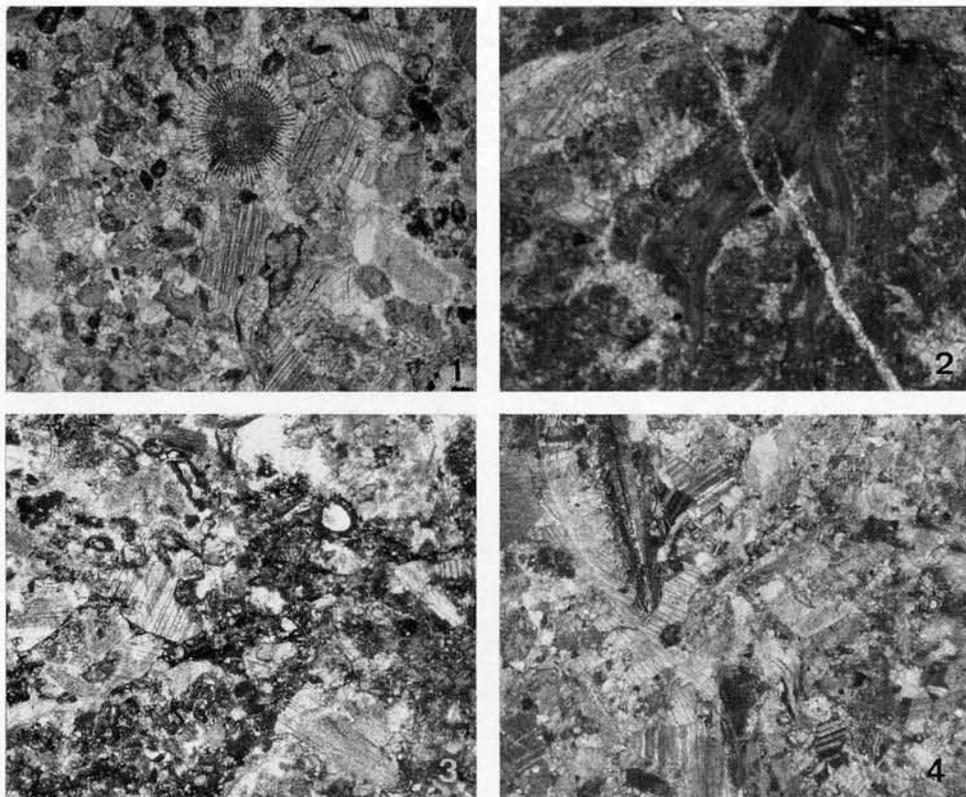
- Fig. 1 Riffnahe Crinoiden-Mikritfazies (2₃)
Rekristallisierte Crinoidenfragmente liegen in einer inhomogen krümelhaltigen Matrix. (Profil 5)
- Fig. 2 Riffnahe Crinoiden-Mikritfazies (2₃)
Microvuggy-Hohlräume (Profil 5)
- Fig. 3 Riffnahe Crinoiden-Mikritfazies (2₃)
Das Gefüge ist durch einen senkrecht angelegten Grabgang gestört. Der Bau ist von überlagernden Areniten verfüllt. (Profil 5, Polarisatoren gekreuzt, Bildbreite 9,6 mm)
- Fig. 4 Riffnahe Crinoiden-Mikritfazies (2₃) in Knollenkalkausbildung
In den schichtparallelen Grabgängen ist vermehrt Ton angereichert. (Profil 6, Bildbreite 9,6 mm)
- Fig. 5 Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies (2₄)
Crinoidenstielglieder-Ansammlung (Profil 5)
- Fig. 6 Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies (2₄)
Tentaculiten-Anhäufung der Elemente (Profil 1, Polarisatoren gekreuzt)
- Fig. 7 Komponentenarme Mikritfazies (2₅)
Die seltenen Komponenten sind meist klein. Oben sind Crinoidenbruchstücke erkennbar. (Profil 8)
- Fig. 8 Komponentenarme Mikritfazies (2₅) in Knollenkalkausbildung
Die Interstitien sind sehr tonreich. Ihre Form ist typisch für Grabbauten. (Profil 6)

Plate 2

- Fig. 1 Perireefal crinoid micrite facies (2₃)
Recrystallized fragments of crinoids lie in an inhomogenous matrix with "structure grumeleuse". (profile 5)
- Fig. 2 Perireefal crinoid micrite facies (2₃)
Microvuggy cavern (profile 5)
- Fig. 3 Perireefal crinoid micrite facies (2₃)
The texture is interrupted by a perpendicularly oriented burrow which is filled by overlying arenites. (profile 5, crossed nicols, width of picture 9,6 mm)
- Fig. 4 Perireefal crinoid micrite facies (2₃) developed as nodular limestone
The burrows which run parallel to the structure are enriched with clay. (profile 6, width of picture 9,6 mm)
- Fig. 5 Crinoid-tentaculite micrite facies (2₄)
Association of crinoid columns (profile 5)
- Fig. 6 Crinoid-tentaculite micrite facies
Accumulation of tentaculites (profile 1, crossed nicols)
- Fig. 7 Micrite facies poor in components (2₅)
The few components are mostly small. In the upper part crinoid fragments are visible. (profile 8)
- Fig. 8 Micrite facies poor in components (2₅) developed as nodular limestone
The interstices are rich with clay. Their form typifies burrows. (profile 6)



Tafel 2



Tafel 3

- Fig. 1 Arenitische Korallen-Stromatoporenfazies (3₁)
Gesteinsbildend sind Korallen (Mitte links) sowie zumeist rekristallisierte Crinoiden. Die Matrix ist arenitisch. (Profil 8)
- Fig. 2 Arenitische Korallen-Stromatoporenfazies (3₁)
Im Strömungsschatten der Crinoide (oben) und des Brachiopoden (rechts) ist mikritische Matrix erhalten. Die Spalten rechts sind sparitisch zementierte Entwässerungsstrukturen. (Aufschluß bei Messinghausen)
- Fig. 3 Schwach ausgewaschene Crinoidenfazies (3₂)
Die meist rekristallisierten oder randlich mikritisierten Crinoidenreste liegen in einer inhomogen mikritischen und arenitischen Matrix. (Profil 5)
- Fig. 4 Komponentenarme Arenitfazies (3₃)
Tentaculiten (links) und Crinoiden (rechts) sind rar. (Profil 8)

Plate 3

- Fig. 1 Arenitic coral stromatoporoid facies (3₁)
Corals (centre left) and crinoids – mostly recrystallized – are rock-forming. The matrix is arenitic. (profile 8)
- Fig. 2 Arenitic coral stromatoporoid facies (3₁)
In the area of low currents behind the crinoid (upper part) and the brachiopod (right) micritic matrix has been preserved. The fissures on the right are sparitically cemented dewatering structures. (outcrop near Messinghausen)
- Fig. 3 Weakly washed crinoid facies (3₂)
The crinoid fragments which are mostly recrystallized or marginally micritized are preserved in an inhomogenous micritic and arenitic matrix. (profile 5)
- Fig. 4 Arenitic facies poor in components (3₃)
Tentaculites (left) and crinoids (right) are rare. (profile 8)

Sporomorphen aus dem Oberdevon (Frasne-Stufe) des südwestlichen Bergischen Landes, Rheinisches Schiefergebirge

Von GHULLAM HUSSEIN BARES AMIRIE *

Sporomorphs, systematics, biostratigraphy, Frasnian, Rhenish massif (Bergisches Land, Bergisch Gladbach-Paffrath syncline), North Rhine-Westphalia

Kurzfassung: Von insgesamt 48 Gesteinsproben aus dem marinen Adorf-Profil (Frasnium) der Bergisch Gladbach-Paffrath Mulde enthielten 12 Proben (25 %) Sporomorphen. Daraus wurden 25 Sporengattungen mit 52 Arten bestimmt und in ihrer vertikalen Verbreitung erörtert.

Fast 80 % der nachgewiesenen Sporenarten (75 % der Gattungen) stammen aus den Hombacher Schichten. Bis auf eine Art (*Ancyrospora melvillensis*) kommen alle Sporen mit bifurkaten Fortsätzen nur in diesem Profilabschnitt vor. Bezeichnende Formen der Frasn-Stufe gibt es mit Ausnahme der Sander Schichten allerdings überall. Biostratigraphisch wichtig sind folgende Arten:

Verrucosporites bullatus; *Acanthotriletes acerossus*; *Geminospora antaxios*, *G. punctata*; *Hytriosporites reflexus*, *H. furcatus*; *Ancyrospora involucre*, *A. cf. furcula*, *A. melvillensis*; *Apiculiretusispora nitida*; *Stenozonotriletes opimus*; *Planisporites furfuris*; *Dictyotriletes retiformis*.

Fast 70 % der festgestellten Sporenarten sind nur aus dem Devon, 17 % aus dem Devon und Karbon und 13 % nur aus dem Karbon bekannt. Von den devonischen Formen sind bis zu 58 % oberdevonisch (fast 45 % nur aus dem Frasnium) und ca. 12 % auch unter- und mitteldevonisch verbreitet.

Etwa 37 % der identifizierten Arten (19 Arten) sind bereits aus dem Unter- und Mitteldevon Deutschlands (Eifel und Bergisches Land) und ca. 27 % (14 Arten) aus der mittleren Siegen- bis Eifel-Stufe des südlichen Bergischen Landes beschrieben worden.

[Sporomorphs from the Upper Devonian (Frasnian) of the southwestern Bergisches Land, Rhenish massif]

Abstract: From 48 rock samples of the late Devonian sections (Frasnian) in the Bergisch Gladbach-Paffrath syncline, 12 samples (25 %) yielded sporomorphs. From these samples 25 genera (52 species) were recognized. The vertical distribution of the species identified is discussed.

Nearly 80 % of the species (75 % of the genera) were recognized within the Hombach formation. Except one (*Ancyrospora melvillensis*), all the spores with bifurcate processes due only occur in this unit. Index fossils of Frasnian age could be identified in almost all the mentioned formations with the exception of the Sand formation. The following species are of biostratigraphic significance:

Verrucosporites bullatus; *Acanthotriletes acerossus*; *Geminospora antaxios*, *G. punctata*; *Hytriosporites reflexus*, *H. furcatus*; *Ancyrospora involucre*, *A. cf. furcula*, *A. melvillensis*; *Apiculiretusispora nitida*; *Stenozonotriletes opimus*; *Planisporites furfuris*; *Dictyotriletes retiformis*.

Nearly 70 % of the species are only known from Devonian, 17 % from Devonian-Carboniferous and 13 % only from Carboniferous deposits. Referring to the Devonian species, up to 58 % are

* Anschrift des Autors: Dr. G. H. B. AMIRIE, Wiesenweg 4, D-5300 Bonn 1

restricted to Late Devonian (nearly 45% are only known from Frasnian) and approx. 12% to both Lower and Middle Devonian.

Approximately 37% of the identified species (19 species) were already recorded in the German Lower and Middle Devonian (Eifel and Bergisches Land) whereas approx. 27% (14 species) are known to appear in middle Siegenian to Eifelian rocks of the southern Bergisches Land.

[Des sporomorphs du Dévonien supérieur (Frasnien) de la partie sud-ouest de Bergisches Land, massif rhénan]

Résumé: Des 48 échantillons de la coupe stratigraphique d'Adorf (Frasnien) du Bergisch Gladbach-Paffrath bassin 12 échantillons (25%) ont livré des sporomorphs. 25 genres (52 espèces) ont été déterminés et analysés.

À peu près 80% des espèces (75% des genres) sont venues de Hombach série. Toutes les spores avec des prolongations bifurquées à l'exception de *Ancyrospora melvillensis* sont venues de cette série. Des formes caractéristiques pour Frasnien ont été trouvées dans toutes les séries, excepté la Sand série. Les espèces suivantes ont une importance biostratigraphique:

Verrucosisporites bullatus; *Acanthotriletes aceropus*; *Geminospora antaxios*, *G. punctata*; *Hystricosporites reflexus*, *H. furcatus*; *Ancyrospora involucrea*, *A. cf. furcula*, *A. melvillensis*; *Apiculiretusispora nitida*; *Stenozonotriletes opimus*; *Planisporites turfuris*; *Dictyotriletes retiformis*.

Environ 70% des espèces sont connues seulement du Dévonien, 17% du Dévonien-Carbonifère et 13% seulement du Carbonifère. Jusqu'à 58% des formes d'âge Dévonien font partie du Dévonien supérieur (presque 45% provenant du Frasnien) et presque 12% appartiennent aux Dévonien inférieur et moyen.

19 espèces (37%) du Dévonien inférieur et moyen d'Eifel et de Bergisches Land et 14 espèces (27%) du Siegenien moyen jusqu'au Eifélien de la partie sudique de Bergisches Land sont déjà connues.

1. Einleitung

Im Devon des südlichen Bergischen Landes sind seit über zehn Jahren vom Kölner Geologischen Institut palynologische Untersuchungen durchgeführt worden. Es handelt sich dabei um folgende Veröffentlichungen: EDALAT (1974), HAMID (1974), JUX (1975, 1984), TILLMANN (1978), AMIRIE (1984) und VOLKMER (1984).

Im Sommer 1979 habe ich Gesteinsproben aus den Oberdevon-Schichten (Frasnium) der Bergisch Gladbach-Paffrath Mulde, südwestliches Bergisches Land, auf Palynomorphe untersucht, um die biostratigraphische Verbreitung von Acritarchen und Sporen festzustellen. Dabei wurden viele und vorzüglich erhaltene Mikroflorenreste (marines Phytoplankton und Sporomorphen) nachgewiesen.

In der Dissertation (AMIRIE 1984) sind aber nur die Acritarchen ausführlich behandelt worden. Die vorliegende Arbeit soll daher, in Ergänzung zum behandelten Phytoplankton (AMIRIE 1984), die systematische und stratigraphische Auswertung der Sporomorphen vorstellen.

2. Material

Aus den tonig-mergeligen, kalkigen und zum Teil feinsandig ausgebildeten Oberdevon-Schichten (Frasnium) der Bergisch Gladbach-Paffrath Mulde wurden insgesamt 48 Gesteinsproben entnommen, chemisch aufbereitet und die darin enthaltene Mikroflora in den säure-resistenten Rückständen angereichert (vgl. hierzu AMIRIE 1984: 4-12). 25% des herangezogenen Gesteinsmaterials (zwölf Proben) enthielten Sporomorphen, die in günstiger Erhaltung, guter Konzentration und großem Artenreichtum vorliegen. Die zwölf ergiebigen Gesteinsproben verteilen sich im aufgenommenen Profil folgendermaßen (vgl. Tab. 1):

Besonderheiten sind besonders vermerkt worden. Fehlen die Bemerkungen zu den Gattungen oder Arten, so besteht die beste Übereinstimmung mit dem Holotypus.

Um die stratigraphische Eignung der Sporomorphen zu überprüfen und um die Systematik übersichtlich zu halten, wurde versucht, mit bereits eingeführten und für den Zeitabschnitt typischen Taxa auszukommen.

Die Häufigkeitsangaben der Arten beziehen sich jeweils auf Streupräparate und bedeuten:

- sehr häufig (massenhaft) = 16 - 20 Exemplare (und mehr)
- häufig = 11 - 15 Exemplare
- mäßig = 6 - 10 Exemplare
- selten (vereinzelt) = 1 - 5 Exemplare der Sporenssoziation

Anteturma Proximegerminantes POTONIÉ 1970

Turma Triletes (REINSCH) DETTMANN 1963

Suprasubturma Acavatitriletes DETTMANN 1963

Subturma Azonotriletes (LUBER) DETTMANN 1963

Infraturma Laevigati (BENNIE & KIDSTON) POTONIÉ 1956

Genus *Leiotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Leiotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP: 120, Taf. 4, Fig. 1 - 3

1955 *Leiotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 36

1967 *Leiotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP; SMITH & BUTTERWORTH: 121

Leiotriletes priddyi (BERRY) POTONIÉ & KREMP 1955

Taf. 1: Fig. 1 u. 2

1937 *Zonales-sporites priddyi* BERRY: 156, Fig. 2

1955 *Leiotriletes priddyi* (BERRY) POTONIÉ & KREMP: 38

1964 *Leiotriletes* cf. *priddyi* (BERRY); SULLIVAN: 356, Taf. 57, Fig. 1

1967 *Leiotriletes priddyi* und *L. cf. priddyi* (BERRY); SMITH & BUTTERWORTH: 122 - 123, Taf. 1, Fig. 5 - 6

Sporengröße: 25 - 35 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1a (2,6/100,0); 11 = Sa II (REM)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig); Sander Schichten (selten)

Leiotriletes rotundus NAUMOVA 1953

Taf. 1: Fig. 3

1953 *Leiotriletes rotundus* NAUMOVA: 22, Taf. 1, Fig. 6; 43, Taf. 5, Fig. 3 - 4

1984 *Leiotriletes rotundus* NAUMOVA; VOLKMER: 13, Taf. 3, Fig. 3 - 4; Abb. 5/5

Sporengröße: 35 - 45 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1a (Einzelkornpräparat)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Leiotriletes ornatus ISHCHENKO 1956

Taf. 1: Fig. 4

1956 *Leiotriletes ornatus* ISHCHENKO: 22, Taf. 2, Fig. 18 - 21

1962 *Leiotriletes ornatus* ISHCHENKO; PLAYFORD: 575, Taf. 78, Fig. 7 - 8

1984 *Leiotriletes ornatus* ISHCHENKO; VOLKMER: 12, Taf. 2, Fig. 12; Taf. 3, Fig. 1; Abb. 5/4

Sporengröße: 20 - 30 µm

Belegpräparat-Nr.: 07 = Ho 9 (REM)

Bemerkungen: Das vorliegende Exemplar ist kleiner als *L. ornatus* ISHCENKO (1956), zeigt aber sonst alle Merkmale dieser Art. *L. laevis* NAUMOVA (1953: 21, Taf. 1, Fig. 3) und *L. parvus* NAUMOVA (1953: 44, Taf. 5, Fig. 10) haben die gleiche Größe; sie besitzen aber im Gegensatz zu *L. ornatus* ISHCENKO (1956) kurze Y-Strahlen und sind außerdem nicht mit prominentem Tectum versehen.

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Leiotriletes microrugosus (IBRAHIM) NAUMOVA 1953

Taf. 1: Fig. 5

1933 *Laevigati-sporites microrugosus* IBRAHIM: 18, Taf. 1, Fig. 9; Taf. 2, Fig. 12 a, b, c

1953 *Leiotriletes microrugosus* (IBRAHIM) NAUMOVA: 21, Taf. 1, Fig. 1; 42, Taf. 5, Fig. 1

Sporengröße: 35 – 45 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1a (2,3/83,1)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Leiotriletes dissimilis MCGREGOR 1960

Taf. 1: Fig. 6

1960 *Leiotriletes dissimilis* MCGREGOR: 27, Taf. 11, Fig. 1

Sporengröße: 45 – 55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (4,0/85,1)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Leiotriletes sp.

Taf. 1: Fig. 7

Sporengröße: 55 – 65 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1a (0,6/103,2)

Bemerkungen: Als Einzelfund und wegen schlechter Erhaltung konnte eine genaue Zuordnung nicht erfolgen. Äußerlich läßt sie sich aber mit folgenden Formen vergleichen:

L. dicksonialis NAUMOVA (1953: 104, Taf. 16, Fig. 7; 121, Taf. 18, Fig. 9); Größe: 30 – 40 µm

L. adnatus (KOSANKE 1950) POTONIÉ & KREMP (1955: 39, Taf. 11, Fig. 111); Größe: 30 – 40 µm

Vorkommen: Hombacher Schichten (Einzelfund)

Genus *Punctatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Punctatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: 120, Taf. 4, Fig. 4

1955 *Punctatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 41

1967 *Punctatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP; SMITH & BUTTERWORTH: 124

Punctatisporites obliquus KOSANKE 1950

Taf. 1: Fig. 8

1950 *Punctatisporites obliquus* KOSANKE: 16, Taf. 2, Fig. 5

1955 *Punctatisporites obliquus* KOSANKE; POTONIÉ & KREMP: 44, Taf. 11, Fig. 121

1967 *Punctatisporites obliquus* KOSANKE; SMITH & BUTTERWORTH: 128, Taf. 1, Fig. 21 – 22

Sporengröße: 40 – 55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (0,3/96,7)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Punctatisporites minutus KOSANKE 1950

Taf. 1: Fig. 9

1950 *Punctatisporites minutus* KOSANKE: 15, Taf. 16, Fig. 31955 *Punctatisporites minutus* KOSANKE; POTONIÉ & KREMP: 43, Taf. 11, Fig. 1201967 *Punctatisporites minutus* KOSANKE; SMITH & BUTTERWORTH: 126, Taf. 1, Fig. 15-161984 *Punctatisporites minutus* KOSANKE; VOLKMER: 16, Taf. 3, Fig. 11, Abb. 6/1

Sporengröße: 25-35 µm

Belegpräparat-Nr.: 07 = Ho 9 (REM)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Punctatisporites nitidus HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY 1955

Taf. 1: Fig. 10

1955 *Punctatisporites nitidus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY: 393, Taf. 36, Fig. 41967 *Punctatisporites nitidus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY; SMITH & BUTTERWORTH: 126-127, Taf. 1, Fig. 13-141968 *Punctatisporites nitidus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY; LANNINGER: 107, Taf. 20, Fig. 11

Sporengröße: 35-45 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (2,3/97,3)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Infraturma *Retusotrileti* STREEL 1974Genus *Retusotriletes* (NAUMOVA) STREEL 19641953 *Retusotriletes* NAUMOVA: 291964 *Retusotriletes* (NAUMOVA) STREEL; OWENS: 9-111971 *Retusotriletes* (NAUMOVA) STREEL; OWENS: 9-111973 *Retusotriletes* (NAUMOVA) STREEL; MCGREGOR: 181976 *Retusotriletes* (NAUMOVA) STREEL; PLAYFORD: 9*Retusotriletes simplex* NAUMOVA 1953

Taf. 1: Fig. 11

1953 *Retusotriletes simplex* NAUMOVA: 29, Taf. 2, Fig. 9; S. 97, Taf. 15, Fig. 141973 *Retusotriletes simplex* NAUMOVA; MCGREGOR: 19, Taf. 2, Fig. 2

Sporengröße: 30-40 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 10a (19,0/93,5)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Infraturma *Apiculati* (BENNIE & KIDSTON) POTONIÉ 1956Subinfraturma *Granulati* DYBOVÁ & JACHOWICZ 1957Genus *Granulatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP 19541954 *Granulatisporites* (IBRAHIM 1933) POTONIÉ & KREMP: 126, Taf. 4, Fig. 91955 *Granulatisporites* (IBRAHIM 1933) POTONIÉ & KREMP: 56-571967 *Granulatisporites* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: SMITH & BUTTERWORTH: 138*Granulatisporites adnatooides* (POTONIÉ & KREMP)

SMITH & BUTTERWORTH 1967

Taf. 1: Fig. 12

1955 *Leiotriletes adnatooides* POTONIÉ & KREMP: 38, Taf. 11, Fig. 112-1151967 *Granulatisporites adnatooides* (POTONIÉ & KREMP) SMITH & BUTTERWORTH: 139, Taf. 3, Fig. 12-14

Sporengröße: 35 – 40 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1a (1,6/103,6)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Granulatisporites frustulentus (BALME & HASSEL) PLAYFORD 1971

Taf. 1: Fig. 13 u. 14

1962 *Granulatisporites frustulentus* BALME & HASSEL: 6–7, Taf. 1, Fig. 8–9

1971 *Granulatisporites frustulentus* (BALME & HASSEL) PLAYFORD: 13

1976 *Granulatisporites frustulentus* (BALME & HASSEL) PLAYFORD: 12, Taf. 1, Fig. 18–22

1978 *Granulatisporites frustulentus* (BALME & HASSEL) PLAYFORD: 115, Taf. 3, Fig. 1–10

Sporengröße: 30 – 45 µm

Belegpräparat-Nr.: To a (13,9/95,0); 02 = Ho 1 (REM)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig): Tonschiefer-Horizont (selten)

Granulatisporites granulatus IBRAHIM 1933

Taf. 1: Fig. 15 u. 16

1933 *Granulatisporites granulatus* IBRAHIM: 22, Taf. 6, Fig. 51

1955 *Granulatisporites granulatus* IBRAHIM; POTONIÉ & KREMP: 58, Taf. 12, Fig. 157–160

1968 *Granulatisporites granulatus* IBRAHIM; LANNINGER: 117, Taf. 21, Fig. 12

Sporengröße: 30 – 40 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (6,6/107,2)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Granulatisporites parvus (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP 1955

Taf. 1: Fig. 17

1955 *Granulatisporites parvus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: 59, Taf. 12, Fig. 161–171

1968 *Granulatisporites parvus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP; SCHULTZ: 19, Taf. 2, Fig. 5, 5a, 5b

Sporengröße: 35 – 45 µm

Belegpräparat-Nr.: To a (12,9/111,1)

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (mäßig)

Genus *Cyclogranisporites* POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Cyclogranisporites* POTONIÉ & KREMP: 126, Taf. 4, Fig. 8; Taf. 20, Fig. 103

Cyclogranisporites sp. A

Taf. 2: Fig. 1

Sporengröße: 50 – 55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (3,7/109,1)

Bemerkungen: Trilete Spore mit annähernd kreisförmigem und leicht gekörntem Äquatorumriß. Die Exine ist dünn (ca. 1,5 µm), verfaltet und mit einer granulaten Skulptierung ($\varnothing \pm 1,0 \mu\text{m}$) bedeckt. Die Y-Strahlen sind einfach, gerade verlaufend und erreichen $1/2$ bis $2/3$ Radius des Sporenkörpers. Das vorliegende Exemplar läßt sich in Form, Größe und Skulptierung mit folgenden Arten vergleichen:

C. aureus (LOOSE) POTONIÉ & KREMP (1955: 61, Taf. 13, Fig. 184–186), Größe: 50–80 µm, Karbon

C. lasius (WALTZ) PLAYFORD (1962: 585, Taf. 79, Fig. 19–20), Größe: 50–88 µm, Unterkarbon

C. plicatus ALLEN (1965: 695, Taf. 94, Fig. 6–9), Größe: 51–82 µm, Gedinnium bis Givetium

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Cyclogranisporites sp. B

Taf. 1: Fig. 18

Sporengröße: 35–50 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 7a (14,9/96,5)

Bemerkungen: Dieses Exemplar hat große Ähnlichkeit mit *Cyclogranisporites pisticus* PLAYFORD (1978: 114, Taf. 2, Fig. 11–16), die aus dem Unterkarbon (Ducabrook Formation, Drummond Basin) von Queensland beschrieben worden ist. Letztere ist nur etwas dickwandiger (1,3–2,5 µm als das vorliegende Exemplar ($\pm 1,0$ µm)).

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Subinfraturma Verrucati DYBOVÁ & JACHOWICZ 1957

Genus *Verrucosisporites* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH 1967

1933 *Verrucosisporites* IBRAHIM: 25

1967 *Verrucosisporites* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH: 147

Verrucosisporites bullatus TAUGOURDEAU-LANTZ 1967

Taf. 2: Fig. 2

1967a *Verrucosisporites bullatus* TAUGOURDEAU-LANTZ: 50, Taf. 2, Fig. 9, 10

Sporengröße: 45–55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (4,9/90,3)

Bemerkungen: Diese Art hat weitgehende Ähnlichkeit mit *V. morulatus* (KNOX 1950) SMITH & BUTTERWORTH (1967: 152, Taf. 5, Fig. 15, 16), die allerdings aus dem Karbon beschrieben worden ist.

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Subinfraturma Nodati DYBOVÁ & JACHOWICZ 1957

Genus *Lophotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Lophotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP: 129, Taf. 5, Fig. 11, 12

1955 *Lophotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 72

1967 *Lophotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP; SMITH & BUTTERWORTH: 155

Lophotriletes gibbosus (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP 1954

Taf. 2: Fig. 3

1933 *Verrucosi-sporites gibbosus* IBRAHIM: 25, Taf. 6, Fig. 49

1954 *Lophotriletes gibbosus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: 129, Taf. 20, Fig. 94

1955 *Lophotriletes gibbosus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 74, Taf. 14, Fig. 220, 221

Sporengröße: 45–50 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1b (16,1/97,0)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Genus *Anapiculatisporites* POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Anapiculatisporites* POTONIÉ & KREMP: 130

1955 *Anapiculatisporites* POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 81

Anapiculatisporites coniungens KAISER 1971

Taf. 2: Fig. 4 u. 5

1971 *Anapiculatisporites coniungens* KAISER: 135, Taf. 35, Fig. 10, 11, Abb. 7

Sporengröße: 45 – 60 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (10,6/94,8); 07 = Ho 9 (REM)

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare ähneln sehr stark *A. spinellosus* (NAUMOVA 1953) LANNINGER (1968: 124, Taf. 22, Fig. 12), die allerdings aus älteren Schichten (Unteremsium und Oberes Givetium) beschrieben worden ist.

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Genus *Apiculatisporites* POTONIÉ & KREMP 1956

1956b *Apiculatisporites* POTONIÉ & KREMP: 94

1967 *Apiculatisporites* POTONIÉ & KREMP; SMITH & BUTTERWORTH: 169

Apiculatisporites aculeatus (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH 1967

Taf. 2: Fig. 6

1967 *Apiculatisporites aculeatus* (IBRAHIM 1933) SMITH & BUTTERWORTH: 170, Taf. 7, Fig. 12, 13

Sporengröße: 35 – 55 µm

Belegpräparat-Nr.: To b (11,4/88,3)

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (selten)

Apiculatisporites variocorneus SULLIVAN 1964

Taf. 2: Fig. 7

1964 *Apiculatisporites variocorneus* SULLIVAN: 363, Taf. 58, Fig. 4 – 8

1967 *Apiculatisporites variocorneus* SULLIVAN; SMITH & BUTTERWORTH: 173, Taf. 7, Fig. 24, 25

Sporengröße: 50 – 75 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (5,4/84,2)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Genus *Apiculiretusispora* (STREEL) STREEL: 1967

1964 *Apiculiretusispora* STREEL: 239

1967 *Apiculiretusispora* (STREEL) STREEL: 32

Apiculiretusispora nitida OWENS 1971

Taf. 2: Fig. 8

1971 *Apiculiretusispora nitida* OWENS: 17, Taf. 3, Fig. 9 – 11

Sporengröße: 40 – 50 µm

Belegpräparat-Nr.: To a (9,2/91,6)

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (selten)

Genus *Apiculatasporites* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH 1967

1933 *Apiculata-sporites* IBRAHIM: 37

1967 *Apiculatasporites* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH: 176

Apiculatasporites spinulistratus (LOOSE) IBRAHIM 1933

Taf. 2: Fig. 9 u. 10

1933 *Apiculata-sporites spinulistratus* (LOOSE 1932) IBRAHIM: 371960 *Apiculatasporites spinulistratus* (LOOSE) IBRAHIM; POTONIÉ: 381967 *Apiculatasporites spinulistratus* (LOOSE) IBRAHIM; SMITH & BUTTERWORTH: 176, Taf. 8, Fig. 4-61968 *Planisporites* cf. *spinulistratus* (LOOSE) POTONIÉ & KREMP; LANNINGER: 121, Taf. 22, Fig. 51984 *Planisporites spinulistratus* (LOOSE) POTONIÉ & KREMP; VOLKMER: 23, Taf. 5, Fig. 7-8, Abb. 7/4

Sporengröße: 40-60 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 10a (16,8/94,8; 11,1/96,0)

Vorkommen: Hombacher Schichten (sehr häufig)

Genus *Planisporites* (KNOX) POTONIÉ 19601950 *Plani-sporites* KNOX: 3151960 *Planisporites* (KNOX) POTONIÉ: 391967 *Planisporites* (KNOX) POTONIÉ; SMITH & BUTTERWORTH: 174*Planisporites furfuris* BALME & HASSEL 1962

Taf. 2: Fig. 11

1962 *Planisporites furfuris* BALME & HASSEL: 6, Taf. 1, Fig. 19-21

Sporengröße: 55-70 µm

Belegpräparat-Nr.: Ref 1a (4,0/99,6)

Vorkommen: Refrath Schichten (selten)

Genus *Acanthotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP 19541954 *Acanthotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP: 133, Taf. 5, Fig. 141955 *Acanthotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 83*Acanthotriletes acerosus* NAUMOVA 1953

Taf. 2: Fig. 12 u. 13

1953 *Acanthotriletes acerosus* NAUMOVA: 48, Taf. 5, Fig. 271970 *Acanthotriletes acerosus* NAUMOVA; KAISER: 90, Taf. 17, Fig. 13, Abb. 12

Sporengröße: 30-40 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (0,5/88,6; 6,7/89,9)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Acanthotriletes castanea BUTTERWORTH & WILLIAMS 1958

Taf. 2: Fig. 14 u. 15

1958 *Acanthotriletes castanea* BUTTERWORTH & WILLIAMS: 365, Taf. 1, Fig. 35

Sporengröße: 30-50 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (2,6/87,8; 3,4/88,0)

Vorkommen: Hombacher Schichten (sehr häufig)

Genus *Dibolisporites* (RICHARDSON) PLAYFORD 19761965 *Dibolisporites* RICHARDSON: 5681976 *Dibolisporites* (RICHARDSON) PLAYFORD: 14-16

Dibolisporites microspicatus PLAYFORD 1978

Taf. 2: Fig. 16; Taf. 3: Fig. 1 u. 2

1978 *Dibolisporites microspicatus* PLAYFORD: 120, Taf. 5, Fig. 1–9, Abb. 6

Sporengröße: 35–45 µm

Belegpräparat-Nr.: 07 = Ho 9 (REM); 05 = Ho 4 (REM); 13 = Sa 2 (REM)

Bemerkungen: Eine recht ähnliche Art wurde von KAISER (1971: 136, Taf. 36, Fig. 4–7, Abb. 9) aus der Misery-Serie (Oberdevon) der Bäreninsel als *D. triumlaciniosus* beschrieben, die allerdings etwas größer (45–65 µm) und mit wesentlich größeren Skulpturierungen (Coni: 3–6 µm hoch und breit) verziert ist.

Vorkommen: Hombacher und Sander Schichten (mäßig)

Infraturma Muronati POTONIÉ & KREMP 1954

Genus *Dictyotriletes* (NAUMOVA) SMITH & BUTTERWORTH 19671954 *Dictyotriletes* (NAUMOVA 1937) POTONIÉ & KREMP: 144, Taf. 8, Fig. 29, 301955 *Dictyotriletes* (NAUMOVA 1937) POTONIÉ & KREMP; POTONIÉ & KREMP: 1061967 *Dictyotriletes* (NAUMOVA) SMITH & BUTTERWORTH: 194*Dictyotriletes bireticulatus* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH 1967

Taf. 3: Fig. 3

1933 *Reticulati-sporites bireticulatus* IBRAHIM: 35, Taf. 1, Fig. 11954 *Dictyotriletes bireticulatus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: 144, Taf. 20, Fig. 981955 *Dictyotriletes bireticulatus* (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP: 108, Taf. 16, Fig. 296–3021967 *Dictyotriletes bireticulatus* (IBRAHIM) SMITH & BUTTERWORTH: 194, Taf. 11, Fig. 14, 15

Sporengröße: 40–60 µm

Belegpräparat-Nr.: O. Pl 1a (17,3/95,5); Ref 1a (9,5/105,1)

Bemerkungen: Nach SMITH & BUTTERWORTH (1967) haben Sporen dieser Zuordnung eine große Variabilität in der Größe (27–60 µm).

Vorkommen: Oberer Plattenkalk (häufig); Refrather Schichten (mäßig)

Dictyotriletes retiformis (NAUMOVA) KAISER 1971

Taf. 3: Fig. 4

1953 *Archaeozonotriletes retiformis* NAUMOVA: 87, Taf. 14, Fig. 11971 *Dictyotriletes retiformis* (NAUMOVA) KAISER: 143, Taf. 38, Fig. 5, 6

Sporengröße: 50–70 µm

Belegpräparat-Nr.: O. Pl 1a (17,4/99,9)

Vorkommen: Oberer Plattenkalk (häufig)

Genus *Camptotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP 19541954 *Camptotriletes* NAUMOVA 1937; POTONIÉ & KREMP: 142, Taf. 7, Fig. 251955 *Camptotriletes* NAUMOVA 1937; POTONIÉ & KREMP: 103*Camptotriletes* sp.

Taf. 3: Fig. 5

Sporengröße: 60–75 µm

Belegpräparat-Nr.: To a (11,5/111,0)

Bemerkungen: Trilete Spore mit einem deutlich triangulären, scharfkantigen beziehungsweise stark zackigen Äquatorumriß. Die Dreieckspitzen der Spore sind leicht abgerundet oder stumpf eckig und die Seiten ein wenig ausgebuchtet (konvex). Die Y-Strahlen sind mit einem breiten (3–5 µm), prominenten Tectum versehen, schwach undulieren und reichen bis an den Äquatorrand. Die Skulptierung der Exine stimmt mit der bei der Gattung angegebenen Diagnose völlig überein.

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (selten)

Subturma Zonotriletes WALTZ 1935

Infraturma Auriculati (SCHOPF 1938) DETTMANN 1963

Genus *Triquitrites* (WILSON & COE 1940) POTONIÉ & KREMP 1954

1954 *Triquitrites* (WILSON & COE 1940) POTONIÉ & KREMP: 153, Taf. 11, Fig. 44

1967 *Triquitrites* (WILSON & COE 1940) POTONIÉ & KREMP; SMITH & BUTTERWORTH: 201

Triquitrites protensus KOSANKE 1950

Taf. 3: Fig. 6 u. 7

1950 *Triquitrites protensus* KOSANKE: 40, Taf. 8, Fig. 2

1967 *Triquitrites* cf. *protensus* KOSANKE; SMITH & BUTTERWORTH: 203, Taf. 12, Fig. 8, 9

Sporengröße: 30–40 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 10b (18,2/84,0)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Infraturma Cingulati (POTONIÉ & KLAUS 1950) DETTMANN 1963

Genus *Stenozonotriletes* (NAUMOVA 1937) POTONIÉ 1958

1958 *Stenozonotriletes* (NAUMOVA 1937) POTONIÉ: 25

1967 *Stenozonotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ; SMITH & BUTTERWORTH: 216

1976 *Stenozonotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ; PLAYFORD: 25

Stenozonotriletes opimus TAUGOURDEAU-LANTZ 1967

Taf. 3: Fig. 8

1967 a *Stenozonotriletes opimus* TAUGOURDEAU-LANTZ: 51, Taf. 2, Fig. 1, 2, 4, Abb. 3a, b

Sporengröße: 33–55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ref 1a (8,7/108,1)

Bemerkungen: Nach TAUGOURDEAU-LANTZ (1967 a) haben Sporen dieser Zuordnung eine größere Variabilität in der Größe (30–75 µm).

Vorkommen: Refrakter Schichten (häufig)

Suprasubturma Laminatitriletes SMITH & BUTTERWORTH 1967

Subturma Azonolaminatitriletes SMITH & BUTTERWORTH 1967

Infraturma Tuberculornati SMITH & BUTTERWORTH 1967

Genus *Geminospora* (BALME 1962) OWENS 1971

1962 *Geminospora* BALME: 4

1965 *Geminospora* BALME; ALLEN: 695

1971 *Geminospora* (BALME) OWENS: 59

1973 *Geminospora* (BALME) OWENS; MCGREGOR: 52

Bemerkungen: Die systematische Zuordnung der Gattung *Geminospora* wird unterschiedlich und stark abweichend behandelt. Bei der vorliegenden Arbeit wurde der Systematik von MCGREGOR (1973) gefolgt.

Geminospora lemurata BALME 1962

Taf. 3: Fig. 9

1962 *Geminospora lemurata* BALME: 5, Taf. 1, Fig. 5–10

1971 *Geminospora lemurata* BALME; KAISER: 131, Taf. 33, Fig. 8–12; Taf. 34, Fig. 1, Abb. 1

Sporengröße: 40–60 µm

Belegpräparat-Nr.: To a (15,5/104,1)

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (selten)

Geminospora svalbardiae (VIGRAN) ALLEN 1965

Taf. 3: Fig. 10

1964 *Lycospora svalbardiae* VIRGAN: 23, Taf. 3, Fig. 4, 5; Taf. 4, Fig. 1, 2

1965 *Geminospora svalbardiae* (VIGRAN) ALLEN: 696, Taf. 94, Fig. 12–16

Sporengröße: 45–60 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 10a (12,3/96,3)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Geminospora antaxios (CHIBRIKOVA) OWENS 1971

Taf. 3: Fig. 11

1962 *Archaeozonotriletes antaxios* CHIBRIKOVA: 412, Taf. 6, Fig. 10

1971 *Geminospora antaxios* (CHIBRIKOVA) OWENS: 60–61, Taf. 18, Fig. 3–6

Sporengröße: 60–80 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 2a (6,4/86,8)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Geminospora punctata OWENS 1971

Taf. 3: Fig. 12

1971 *Geminospora punctata* OWENS: 61–63, Taf. 19, Fig. 1–9

Sporengröße: 45–55 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 10b (19,1/82,5)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Genus *Hystricosporites* MCGREGOR 1960

1960 *Hystricosporites* MCGREGOR: 31

1971 *Hystricosporites* MCGREGOR; OWENS: 26

1976 *Hystricosporites* MCGREGOR; PLAYFORD: 32–34

Bemerkungen: MCGREGOR (1960, 1973), ALLEN (1965), OWENS (1971), KAISER (1971) und RIEGEL (1973) haben die Gattung *Hystricosporites* systematisch folgendermaßen zugeordnet:

Subturma Azonotriletes LUBER 1935

Infraturma Apiculati (BENNIE & KIDSTON) POTONIÉ 1956

Bei dieser Arbeit wurde die systematische Zuordnung von PLAYFORD (1976) übernommen.

Hystricosporites reflexus OWENS 1971

Taf. 3: Fig. 13 u. 14

1971 *Hystricosporites reflexus* OWENS: 29, Taf. 7, Fig. 1–4, Abb. 7

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 90–140 µm; Länge der Anhänge: 10–30 µm; Basisbreite der Anhänge: 4–10 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (14,6/88,3; 4,3/101,3)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Hystricosporites furcatus OWENS 1971

Taf. 4: Fig. 1–3

1971 *Hystricosporites furcatus* OWENS: 28, Taf. 6, Fig. 7–9, Abb. 6

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 80–125 µm; Länge der Anhänge: 15–40 µm; Basisbreite der Anhänge: 5–12 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9a (19,3/94,8); 01 = Ho 1 (REM)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Hystricosporites gravis OWENS 1971

Taf. 4: Fig. 4

1971 *Hystricosporites gravis* OWENS: 31, Taf. 8, Fig. 1–3, Abb. 9

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 90–170 µm; Länge der Anhänge: 25–55 µm; Basisbreite der Anhänge: 7–15 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9a (15,4/88,8)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Hystricosporites microancyreus RIEGEL 1973

Taf. 4: Fig. 5

1973 *Hystricosporites microancyreus* RIEGEL: 88, Taf. 12, Fig. 6–8; Taf. 13, Fig. 1–3

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 70–90 µm; Länge der Anhänge: 10–15 µm; Basisbreite der Anhänge: 3–6 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (5,8/99,2)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Hystricosporites corystus RICHARDSON 1962

Taf. 4: Fig. 6

1962 *Hystricosporites corystus* RICHARDSON: 173, Taf. 25, Fig. 1–2, Abb. 2; und *H. ? corystus*, Taf. 25, Fig. 3

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 110–200 µm; Länge der Anhänge: 20–55 µm; Basisbreite der Anhänge: 6–12 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (8,3/96,4)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Hystricosporites porrectus (BALME & HASSEL) ALLEN 1965

Taf. 4: Fig. 7–9

1962 *Archaeotriletes porrectus* BALME & HASSEL: 10, Taf. 5, Fig. 1–41965 *Hystricosporites porrectus* (BALME & HASSEL) ALLEN: 698, Taf. 95, Fig. 1–31976 *Hystricosporites porrectus* (BALME & HASSEL) ALLEN; PLAYFORD: 34, Taf. 6, Fig. 18–23

Sporengroße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 85 – 150 µm; Länge der Anhänge: 15 – 35 µm; Basisbreite der Anhänge: 5 – 10 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (9,1/86,2); 07 = Ho 9 (REM)

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Hystricosporites sp. A

Taf. 4: Fig. 10 – 12

Sporengroße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 75 – 90 µm; Länge der Anhänge: 15 – 25 µm; Basisbreite der Anhänge: 3 – 5 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9b (4,8/83,2); 07 = Ho 9 (REM)

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare zeigen äußerlich große Ähnlichkeit zu *H. porrectus* (BALME & HASSEL 1962) ALLEN 1965. Letztere ist aber wesentlich größer und weist auch mehrere und relativ längere sowie breitere Anhänge auf. Eine recht ähnliche Art wurde von RIEGEL (1973: 87, Taf. 12, Fig. 1, 2) aus den Heisdorfer, Laucher und Nohner Schichten (Oberes Emsium bis Unteres Eifelium) der Eifel als *H. sp.* beschrieben, die allerdings längere (17 – 40 µm, vorwiegend zwischen 25 und 35 µm) Anhänge haben.

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Hystricosporites sp. B

Taf. 5: Fig. 1 – 4

Sporengroße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 60 – 85 µm; Länge der Anhänge: 4 – 10 µm; Basisbreite der Anhänge: 2 – 3 µm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9a (1,7/88,6); Ho 9b (9,6/87,9); 02 = Ho 1 (REM)

Bemerkungen: Die bergischen Exemplare ähneln in der Größe und im Aufbau der Trilete-Marke (Form, Höhe und Länge) *H. microancyreus* RIEGEL 1973. Sie unterscheiden sich aber deutlich von dieser Art durch ihre Anhänge (Dichte, Form, Länge und Breite).

Vorkommen: Hombacher Schichten (häufig)

Subturma Zonolaminatitriletes SMITH & BUTTERWORTH 1967

Infraturma Cingulicavati SMITH & BUTTERWORTH 1967

Genus *Cristatisporites* (POTONIÉ & KREMP) BUTTERWORTH & JANSONIUS & SMITH & STAPLIN 1964

1954 *Cristatisporites* POTONIÉ & KREMP: 142, Taf. 7, Fig. 26; Taf. 20, Fig. 100

1964 *Cristatisporites* (POTONIÉ & KREMP) BUTTERWORTH et al.; STAPLIN & JANSONIUS: 108

1965 *Samarisporites* RICHARDSON: 581

1967 *Cristatisporites* (POTONIÉ & KREMP) BUTTERWORTH et al.; SMITH & BUTTERWORTH: 253

1978 *Cristatisporites* (POTONIÉ & KREMP) BUTTERWORTH et al.; PLAYFORD: 137

Bemerkungen: In dieser Arbeit wurde die Diskussion von PLAYFORD (1971: 40) berücksichtigt, wobei er *Samarisporites* RICHARDSON 1965 als Synonym für *Cristatisporites* (POTONIÉ & KREMP) BUTTERWORTH et al. 1964 hält. Deshalb hat PLAYFORD die Gattung *Samarisporites* in die Gattung *Cristatisporites* mit einbezogen und die Systematik von SMITH & BUTTERWORTH (1967) übernommen (vgl. hierzu PLAYFORD 1976: 36; 1978).

Cristatisporites triangulatus (ALLEN 1965) nov. comb.

Taf. 5: Fig. 5

1965 *Samarisporites triangulatus* ALLEN: 716, Taf. 99, Fig. 1–61979 *Samarisporites triangulatus* ALLEN; LOBOZIAK & STREEL in BRICE et al. 327, Taf. 26, Fig. 12

Sporengroße: Äquatordurchmesser: 50–76 µm (63 µm); Zentralkörper: Ø 35–53 µm (44 µm); Breite des Cingulums: 8–18 µm (13 µm)

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (7,8/104,3)

Bemerkungen: Eine recht ähnliche Art wurde von TAUGOURDEAU-LANTZ (1967 a: 52, Taf. 2, Fig. 7, 8) aus dem französischen Frasnium als *Samarisporites euglyphus* beschrieben, die auch nach LOBOZIAK & STREEL (1979) aufgrund der gleichen Merkmale mit *Samarisporites triangulatus* ALLEN 1965 (= *Cristatisporites triangulatus* (ALLEN 1965 nov. comb.) identisch sein könnte.

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Genus *Hymenozonotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ 19581958 *Hymenozonotriletes* (NAUMOVA 1937) POTONIÉ: 291976 *Hymenozonotriletes* (NAUMOVA) POTONIÉ; PLAYFORD: 36–37*Hymenozonotriletes elegans* (WALTZ) NAUMOVA 1953

Taf. 5: Fig. 6

1953 *Hymenozonotriletes elegans* (WALTZ 1941) NAUMOVA: 59, Taf. 8, Fig. 21968 *Hymenozonotriletes elegans*; LANNINGER: 144, Taf. 24, Fig. 17

Sporengroße: Äquatordurchmesser: 45–60 µm; Zentralkörper: 40–50 µm; Zona: 5–15 µm breit

Belegpräparat-Nr.: Ho 4a (2,3/105,8)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Hymenozonotriletes commutatus NAUMOVA 1953

Taf. 5: Fig. 7

1953 *Hymenozonotriletes commutatus* NAUMOVA: 113, Taf. 17, Fig. 12, 131968 *Hymenozonotriletes commutatus* NAUMOVA; SCHULTZ: 37, Taf. 4, Fig. 15

Sporengroße: Äquatordurchmesser: 45–70 µm; Zentralkörper: 30–40 µm; Zona: 10–25 µm breit

Belegpräparat-Nr.: Ho 3a (11,1/87,4)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Infraturma Patinati (BUTTERWORTH & WILLIAMS 1958) SMITH & BUTTERWORTH 1967

Genus *Archaeozonotriletes* (NAUMOVA) ALLEN 19651953 *Archaeozonotriletes* NAUMOVA: 301965 *Archaeozonotriletes* (NAUMOVA) ALLEN: 721*Archaeozonotriletes variabilis* (NAUMOVA) ALLEN 1965

Taf. 5: Fig. 8

1953 *Archaeozonotriletes variabilis* NAUMOVA: 30, Taf. 2, Fig. 12–13; 80, Taf. 12, Fig. 8–11; 83, Taf. 13, Fig. 7–91965 *Archaeozonotriletes variabilis* (NAUMOVA) ALLEN: 721–722, Taf. 100, Fig. 3–61971 *Archaeozonotriletes variabilis* (NAUMOVA) ALLEN; OWENS: 38, Taf. 10, Fig. 4, 7, 8, 11, 12

Sporengroße: 45–50 µm

Belegpräparat-Nr.: Ref 1a (4,0/99,6)

Vorkommen: Refrather Schichten (selten)

Genus *Cymbosporites* ALLEN 1965

1965 *Cymbosporites* ALLEN: 725

Cymbosporites catillus ALLEN 1965

Taf. 5: Fig. 9

1965 *Cymbosporites catillus* ALLEN: 727, Taf. 100, Fig. 11 – 12

Sporengröße: 35 – 55 μm

Belegpräparat-Nr.: Ho 1b (4,8/84,1)

Vorkommen: Hombacher Schichten (mäßig)

Incertae Sedis

Genus *Ancyrospora* (RICHARDSON 1960) RICHARDSON 1962

1960 *Ancyrospora* RICHARDSON: 55

1962 *Ancyrospora* (RICHARDSON) RICHARDSON: 175 – 176

1969 *Ancyrospora* (RICHARDSON); URBAN: 103 – 114

1973 *Ancyrospora* RICHARDSON 1969; RIEGEL: 99

Ancyrospora involucra OWENS 1971

Taf. 5: Fig. 10

1971 *Ancyrospora involucra* OWENS: 74, Taf. 24, Fig. 5 – 6; Taf. 25, Fig. 1 – 2, Abb. 14

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 80 – 120 μm ; Länge der Anhänge: 20 – 45 μm ; Basisbreite der Anhänge: 10 – 20 μm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9a (16,0/96,0)

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Ancyrospora melvillensis OWENS 1971

Taf. 5: Fig. 11 u. 12

1971 *Ancyrospora melvillensis* OWENS: 72, Taf. 23, Fig. 5 – 6

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 85 – 112 μm ; Länge der Anhänge: 10 – 25 μm ; Basisbreite der Anhänge: 5 – 15 μm

Belegpräparat-Nr.: To a (15,3/91,9); 19 = To (REM)

Vorkommen: Tonschiefer-Horizont (mäßig)

Ancyrospora cf. furcula OWENS 1971

Taf. 5: Fig. 13

1971 *Ancyrospora furcula* OWENS: 71, Taf. 23, Fig. 1 – 4, Abb. 12

Sporengröße: Äquatordurchmesser ohne Anhänge: 75 – 105 μm ; Länge der Anhänge: 10 – 30 μm ; Basisbreite der Anhänge: 5 – 15 μm

Belegpräparat-Nr.: Ho 9a (6,7/97,3)

Bemerkungen: Da die Endspitzen der Anhänge meistens abgebrochen sind, konnten die Furkationen nicht genau erkannt werden. Deshalb erscheinen die Anhänge kürzer und stumpfer als es die Diagnose vorgibt (10 – 38,2 μm). Ansonsten stimmen die Merkmale mit dem Holotyp überein.

Vorkommen: Hombacher Schichten (selten)

Tabelle 2
Verteilung der Sporenarten im untersuchten Profil

Sporenarten	Stratigraphie	Frasnium				
		Oberer Plattenkalk	Refrather Schichten	Tonschiefer-Horizont	Hombacher Schichten	Sander Schichten
<i>Leiotriletes priddyi</i>					△	0
<i>Leiotriletes rotundus</i>					X	
<i>Leiotriletes ornatus</i>					0	
<i>Leiotriletes microrugosus</i>					△	
<i>Leiotriletes dissimilis</i>					0	
<i>Leiotriletes</i> sp.					0	
<i>Punctatisporites obliquus</i>					△	
<i>Punctatisporites minutus</i>					0	
<i>Punctatisporites nitidus</i>					X	
<i>Retusotriletes simplex</i>					0	
<i>Granulatisporites adnatoides</i>					△	
<i>Granulatisporites frustulentus</i>				0	△	
<i>Granulatisporites granulatus</i>					X	
<i>Granulatisporites parvus</i>				△		
<i>Cyclogranisporites</i> sp. A					△	
<i>Cyclogranisporites</i> sp. B					△	
<i>Verrucosisporites bullatus</i>					0	
<i>Lophotriletes gibbosus</i>					△	
<i>Anapiculatisporites coniungens</i>					X	
<i>Apiculatisporites aculeatus</i>				0		
<i>Apiculatisporites variocorneus</i>					0	
<i>Apiculiretusispora nitida</i>				0		
<i>Apiculatisporites spinulistratus</i>					XX	
<i>Planisporites furfuris</i>			0			
<i>Acanthotriletes acerosus</i>					X	
<i>Acanthotriletes castanea</i>					XX	
<i>Dibolisporites microspicatus</i>					△	△
<i>Dictyotriletes bireticulatus</i>		X	△			
<i>Dictyotriletes retiformis</i>		X				
<i>Campotriletes</i> sp.				0		
<i>Triquirites protensus</i>					0	
<i>Stenozonotriletes opimus</i>			X			
<i>Geminospora lemurata</i>				0		
<i>Geminospora svalbardiae</i>					△	
<i>Geminospora antaxios</i>					△	
<i>Geminospora punctata</i>					△	
<i>Hystricosporites reflexus</i>					△	
<i>Hystricosporites furcatus</i>					△	
<i>Hystricosporites gravis</i>					X	
<i>Hystricosporites microancyreus</i>					△	

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Sporenarten	Stratigraphie	Frasnium				
		Oberer Plattenkalk	Pfaffrather Schichten	Tonschiefer-Horizont	Hombacher Schichten	Sander Schichten
<i>Hystricosporites corystus</i>					X	
<i>Hystricosporites porrectus</i>					X	
<i>Hystricosporites</i> sp. A					△	
<i>Hystricosporites</i> sp. B					X	
<i>Cristatisporites triangulatus</i>					0	
<i>Hymenozonotriletes elegans</i>					0	
<i>Hymenozonotriletes commutatus</i>					0	
<i>Archaeozonotriletes variabilis</i>			0			
<i>Cymbosporites catillus</i>					△	
<i>Ancyrospora involucre</i>					0	
<i>Ancyrospora melvillensis</i>				△		
<i>Ancyrospora</i> cf. <i>furcula</i>					0	

XX = sehr häufig (massenhaft), X = häufig, △ = mäßig, 0 = selten (vereinzelt)

4. Diskussion

Im Oberdevon (Frasnium) der Bergisch Gladbach-Pfaffrather Mulde wurden insgesamt 25 Sporengattungen mit 52 Arten festgestellt. Diese verteilen sich in den einzelnen Schichten des untersuchten Profils folgendermaßen (vgl. Tab. 2):

- Sander Schichten: 2 Gattungen mit 2 Arten

Im Vergleich zu der Acritarchen-Ausbeute aus den Sander Schichten sind die beiden Proben (2, 4) hinsichtlich der Sporomorphen artenarm (AMIRIE 1984: 76). Die beiden Arten (*Leiotriletes priddyi*, *Dibolisporites microspicatus*) wurden zuerst aus dem Karbon beschrieben.

- Hombacher Schichten: 19 Gattungen mit 41 Arten (darunter auch *Cristatisporites triangulatus* (ALLEN 1965) nov. comb.)

Die sieben ergiebigsten Proben (9, 10, 11, 12, 15, 17, 18) aus den Hombacher Schichten erbrachten die artenreichste Sporenausbeute. Fast 80 % der identifizierten Arten (75 % der Gattungen) wurden nur in diesen sieben Proben angetroffen. Dabei handelt es sich meistens um Arten, die zum ersten Mal aus dem Oberdevon beschrieben wurden und zum Teil auf die Frasn-Stufe beschränkt bleiben. Dazu gehören *Verrucosisporites bullatus*; *Acanthotriletes acerosus*; *Geminospora antaxios*, *G. punctata*; *Hystricosporites reflexus*, *H. furcatus*; *Ancyrospora involucre*, *A. cf. furcula*.

- Tonschiefer-Horizont: 6 Gattungen und 7 Arten

Nur eine Probe (25) enthielt Sporomorphen, wobei auch diese Probe mehr Acritarchen als Sporomorphen erbrachte (AMIRIE 1984: 79). Darunter sind aber einige Sporenarten, die erstmalig aus dem Frasnium beschrieben wurden, wie *Apiculiretusispora nitida*, *Ancyrospora melvillensis*.

- Refrathere Schichten: 4 Gattungen mit 4 Arten

Die einzige ergiebige Probe (35) erbrachte allerdings mehr Sporomorphen als Acritarchen. Zwei Arten daraus sind zuerst aus dem Frasnium beschrieben worden: *Stenozonotriletes opimus* und *Planisporites furfuris*.

- Oberer Plattenkalk: 1 Gattung mit 2 Arten

Nur in einer Probe wurden die beiden Arten angetroffen. Sie wurden häufig festgestellt, doch ist davon nur *Dictyotriletes retiformis* auf die Frasnium-Stufe beschränkt.

Biostratigraphisch können die Sporenfunde aus dem Frasnium der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde folgendermaßen charakterisiert werden:

Fast 70 % der festgestellten Sporensorten sind aus dem Devon, etwa 17 % aus dem Devon und Karbon und 13 % aus dem Karbon bekannt. Bis zu 58 % devonischer Formen wurden erstmalig aus dem Oberdevon (fast 45 % nur aus dem Frasnium) und etwa 12 % aus dem Unter- und Mitteldevon (Siegenium bis Givetium) beschrieben. Die Beschreibungen der Sporomorphen stammen aus Nordamerika (Kanada, USA), Spitzbergen, Bäreninsel, Großbritannien, Rußland, Australien, Frankreich, Belgien und Deutschland.

Von den 52 bestimmten Arten sind insgesamt 19 Arten (ca. 37 %) schon aus dem Unter- und Mitteldevon (Siegenium bis Eifelium) von Deutschland (Eifel und Bergisches Land) beschrieben worden. Im einzelnen handelt es sich um folgende Arten:

- Leiotriletes rotundus* NAUMOVA 1953
- L. ornatus* ISHCHENKO 1956
- L. dissimilis* MCGREGOR 1960
- Punctatisporites obliquus* KOSANKE 1950
- P. minutus* KOSANKE 1950
- P. nitidus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY 1955
- Retusotriletes simplex* NAUMOVA 1953
- Granulatisporites frustulentus* (BALME & HASSEL 1962) PLAYFORD 1971
- G. granulatus* IBRAHIM 1933
- G. parvus* (IBRAHIM 1933) POTONIÉ & KREMP 1955
- Apiculiretusispora nitida* OWENS 1971
- Apiculatasporites spinulistratus* (LOOSE 1932) IBRAHIM 1933 (= *Planisporites spinulistratus* (LOOSE 1932) POTONIÉ & KREMP 1955)
- Planisporites furfuris* BALME & HASSEL 1962
- Geminospora lemurata* BALME 1962
- Hystricosporites microancyreus* RIEGEL 1973
- H. porrectus* (BALME & HASSEL 1962) ALLEN 1965
- H. corystus* RICHARDSON 1962
- Hymenozonotriletes elegans* (WALTZ 1941) NAUMOVA 1953
- H. commutatus* NAUMOVA 1953

Die Angaben für das deutsche Unter- und Mitteldevon stützen sich vor allem auf die Sporenbearbeitungen der Ems- und Eifel-Stufe (LANNINGER 1968, SCHULTZ 1968, RIEGEL 1973) in der Eifel sowie der Siegen-, Ems- und Eifel-Stufe im südlichen Bergischen Land (EDALAT 1974, HAMID 1974, VOLKMER 1984).

Vergleicht man die oberdevonische (Frasnium) Sporenausbeute der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde mit den unter- und mitteldevonischen (Mittleres Siegenium, Emsium und Eifelium) Sporomorphen des südlichen Bergischen Landes, so gibt es insgesamt 14 gemeinsame Arten (ca. 27 %). Ihre stratigraphische Verbreitung zeigt Tabelle 3. Sie ist zusammengestellt nach Angaben von EDALAT

Tabelle 3

Stratigraphische Verbreitung gemeinsamer Sporenarten im Bergischen Devon

Formation	Stufe	Schichtenfolge	gemeinsame Sporenarten																
			<i>Leiotriletes rotundus</i>	<i>Leiotriletes ornatus</i>	<i>Leiotriletes dissimilis</i>	<i>Punctatisporites obliquus</i>	<i>Punctatisporites minutus</i>	<i>Punctatisporites nitidus</i>	<i>Retusotriletes simplex</i>	<i>Granulatisporites frustulentus</i>	<i>Granulatisporites granulatus</i>	<i>Granulatisporites parvus</i>	<i>Apiculiretusispora nitida</i>	<i>Planisporites furfuris</i>	<i>Hymenozonotriletes elegans</i>	<i>Hymenozonotriletes commutatus</i>			
Devon	Ober-	Frasnium	Sander Schichten	+	+	+	+	+	+	+	+	+							
			Hombacher Schichten	+	+	+	+	+	+	+	+								
	Tonschiefer-Horizont																		
	Refrather Schichten																		
	Oberer Plattenkalk																		
	Mittel-	Eifelium	Brandenberg-Schichten																+
		Mühlenberg-Schichten																	
		Höbräcker Schichten				+	+	+											
		Laucher Schichten																	
Unter-	Emsium	Heisdorfer Schichten																	
			Remscheider Schichten																
		Bensberger Schichten	Quarzit-Sandstein-Folge																
			Obere Buntschiefer-Folge																
	Mittlere Sandstein-Folge																		
	Untere Buntschiefer-Folge																		
Siegenium	Ob.	Obere Siegener Schichten	Odenspieler Schichten	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
			Wahnbach-Schichten	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Mittl.	Mittlere Siegener Schichten	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	

(1974: Emsium), HAMID (1974: Eifelium), VOLKMER (1984: Mittleres Siegenium bis Unteres Emsium) und eigenen Ergebnissen (Frasnium). Die von RIEGEL (1968) erwähnten Sporen (Eifelium) kommen hier im untersuchten Oberdevon nicht vor.

Dank: Die Untersuchungen wurden im Geologischen Institut der Universität Köln durchgeführt. In diesem Zusammenhang bin ich Prof. Dr. ULRICH JUX für Anregungen und Betreuung zu Dank verpflichtet. Ich danke auch W. MACKOWIAK für die freundliche Hilfe bei den rasterelektronenmikroskopischen Arbeiten.

Diese Arbeit wurde in zuvorkommender Weise von der Otto-Benecke-Stiftung (Bonn) finanziell unterstützt.

5. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, K. C. (1965): Lower and Middle Devonian spores of North and Central Vestspitsbergen. – *Palaeontology*, **8** (4): 687–748, 15 Taf.; London.
- AMIRIE, G. H. B. (1984): Phytoplankton aus dem Frasn des Bergischen Landes, Rheinisches Schiefergebirge. – *Sonderveröff. geol. Inst. Köln*, **49**: 1–99, 2 Abb., 5 Tab., 16 Taf.; Köln.
- BALME, B. E. (1962): Upper Devonian (Frasnian) spores from the Carnarvon Basin, Western Australia. – *Palaeobotanist*, **9** (1,2): 1–10, 2 Taf.; Lucknow.
- BALME, B. E., & HASSEL, C. W. (1962): Upper Devonian spores from the Canning Basin, Western Australia. – *Micropaleontology*, **8** (1): 1–28, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; New York.
- BECKER, G., & BLESS, M. J. M., & STREEL, M., & THOREZ, J. (1974): Palynology and ostracod distribution in the Upper Devonian and basal Dinantian of Belgium and their dependence on Sedimentary facies. – *Meded. Rijks geol. Dienst, N. S.*, **25**: 9–99, 30 Taf.; Maastricht.
- BERRY, W. (1937): Spores from the Pennington Coal, Rhea County, Tennessee. – *Amer. Midl. Nat.*, **18**: 155–160; Notre Dame/Ind.
- BRICE, D., & BULTYNCK, P., & DEUNFF, J., & LOBOZIAK, S., & STREEL, M. (1979): Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais, France). – *Ann. Soc. géol. Nord*, **48**: 325–344, 4 Tab., 3 Taf.; Lille.
- BUTTERWORTH, M. A., & WILLIAMS, R. W. (1958): The small spore floras of coals in the Limestone Coal Group and Upper Limestone Group of the Lower Carboniferous of Scotland. – *Trans. roy. Soc. Edinburgh*, **63** (2): 353–392, 6 Abb., 4 Taf.; Edinburgh.
- CHALONER, W. G. (1959): Devonian Megaspores from Arctic Canada. – *Palaeontology*, **1** (4): 321–332, 2 Abb., 55 Taf.; London.
- CHIBRIKOVA, E. V. (1959): Spores from the Devonian and older deposits of Bashkiria. – *Akad. Nauk SSSR, Bashkir. Filial, Data on Palaeont. and Stratigr. of Devonian and Older Deposits of Bashkiria*, **3**: 116 S., 28 Taf.; Bashkiria. – [In Russisch]
- (1962): Spores from Devonian terrigenous deposits of western Bashkiria and the western slopes of the southern Urals. – *Akad. Nauk SSSR, Bashkir. Filial, Gorno-Geol. Inst., Brachiopods, Ostracods and Spores of the Middle and Upper Devonian of Bashkiria*: 353–476, 22 Taf.; Bashkiria. – [In Russisch]
- DETTMANN, M. E. (1963): Upper Mesozoic microfloras from southeastern Australia. – *Proc. roy. Soc. Victoria*, **77**: 1–148, 27 Taf.; Queensland.
- DYBOVÁ, S., & JACHOVICZ, A. (1957): Microspores from the Upper Silurian Coal Measures. – *Prace Inst. geol.*, **23**: 1–328, 185 Tab., 91 Taf.; Warschau. – [In Polnisch u. Tschechisch]
- EDALAT, B. (1974): Sporenvergesellschaftungen und Acritarchen aus dem Unterdevon (Ems) des südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Sonderveröff. geol. Inst. Köln*, **24**: 1–75, 10 Abb., 3 Taf.; Köln.
- HACQUEBARD, P. A. (1957): Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia. – *Micropaleontology*, **3** (4): 301–324, 2 Abb., 3 Taf.; New York.
- HACQUEBARD, P. A., & BRASS, M. S. (1957): A Carboniferous spore assemblage in coal from the south Nahanni River area, Northwest Territories. – *Bull. geol. Surv. Canada*, **40**: 1–63, 6 Taf.; Ottawa.
- HAMID, M. E. P. (1974): Sporenvergesellschaftungen aus dem unteren Mitteldevon (Eifel-Stufe) des südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **147** (2): 163–217, 10 Abb.; Stuttgart.
- HOFFMEISTER, V. S., & STAPLIN, F. L., & MALLOY, R. E. (1955): Mississippian plant spores from the Hardingsburg Formation of Illinois and Kentucky. – *J. Paleont.*, **29** (3): 372–399, 4 Taf.; Tulsa.
- IBRAHIM, A. C. (1933): Sporenformen des Ägir-Horizontes des Ruhr-Reviers. – *Diss. TH Berlin*: 1–46, 1 Abb., 8 Taf.; Würzburg.
- ISHCHENKO, A. M. (1956): Spores and Pollen from the Lower Carboniferous sediments of the western extension of the Donetz Basin and their stratigraphic importance. – *Trudy Inst. geol. Nauk, Ser. stratigr. Paleont.*, **11**: 185 S., 20 Taf.; Kiev. – [In Russisch]
- JUX, U. (1975): Phytoplankton aus dem mittleren Oberdevon (Nehden-Stufe) des südwestlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – *Palaeontographica*, (B) **149**: 113–138, 3 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.

- (1982), mit Beitr. von BASTIN, H.-A., & HILDEN, H. D., & JUX, E., & KAMP, H. VON, & LEHMANN, H., & SCHERP, A., & SCHNEIDER, F. K., & STADLER, G., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5009 Overath. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **5009** Overath: 198 S., 11 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1984): Observations on Upper Devonian acritarch communities from the southern Bergisches Land (Rhenish Massive). – J. Micropalaeont., **3** (2): 35 – 40, 2 Abb., 1 Taf.; London.
- KAISER, H. (1970): Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel, 3, Mikroflora des höheren Oberdevons und des Unterkarbons. – Palaeontographica, (B) **129**: 71 – 124, 35 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel, 4, Mikroflora der Misery-Serie und der flözleeren Sandstein-Serie. – Palaeontographica, (B) **135**: 127 – 164, 41 Abb., 11 Taf.; Stuttgart.
- KEDO, G. I. (1955): Sporen aus dem Mitteldevon der nordöstlichen Bjeloruss. S. S. R. – Palaeont. i. Stratigr. BSSR, Akad. Nauk, BSSR, **1**: 1 – 59, 12 Taf.; Minsk. – [In Russisch]
- KNOX, E. M. (1950): The spores of *Lycopodium*, *Phyllogossum*, *Selaginella* and *Isoëtes* and their value in the study of Microfossils of Palaeozoic age. – Trans. bot. Soc. Edinburgh, **35** (3): 209 – 357, 12 Taf.; Edinburgh.
- KOSANKE, R. M. (1950): Pennsylvanian spores of Illinois and their use in correlation. – Bull. Illinois state geol. Surv., **74**: 1 – 128, 7 Abb., 1 Tab., 16 Taf.; Urbana/III.
- LANNINGER, E. P. (1968): Sporen-Gesellschaften aus dem Ems der SW-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontographica, (B) **122**: 95 – 170, 7 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Stuttgart.
- LOOSE, F. (1934): Sporenformen aus dem Flöz Bismarck des Ruhrgebiets. – Arb. Inst. Palaeobot. Berlin, **4**: 127 – 164; Berlin.
- LUBER, A. A. (1955): Atlas von Sporen und Pollen paläozoischer Ablagerungen von Kasachstan. – Trudy Akad. Nauk, Kasachstan, SSSR: 1 – 125, 32 Taf.; Alma-Ata. – [In Russisch]
- MCGREGOR, D. C. (1960): Devonian spores from Melville Island, Canadian Arctic Archipelago. – Palaeontology, **3** (1): 26 – 44, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; London.
- (1961): Spores with proximal radial pattern from the Devonian of Canada. – Bull. geol. Surv. Canada, **76**: 1 – 11, 1 Tab., 1 Taf.; Ottawa.
- (1964): Devonian miospores from the Ghost River Formation, Alberta. – Bull. geol. Surv. Canada, **109**: 1 – 31, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Ottawa.
- (1967): Composition and range of some Devonian spore assemblages of Canada. – Rev. Palaeobot. Palynol., **1**: 173 – 183, 3 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- (1973): Lower and Middle Devonian spores of eastern Gaspé, Canada, 1, Systematics. – Palaeontographica, (B) **142**: 1 – 177, 38 Abb., 9 Taf.; Stuttgart.
- (1977): Lower and Middle Devonian spores of eastern Gaspé, Canada, 2, Biostratigraphy. – Palaeontographica, (B) **163**: 111 – 142, 9 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- MCGREGOR, D. C., & OWENS, B. (1966): Illustrations of Canadian Fossils: Devonian spores of Eastern and Northern Canada. – Pap. geol. Surv. Canada, **66 – 30**: 1 – 66, 29 Taf.; Ottawa.
- NAUMOVA, S. N. (1953): Sporenkomplexe des Oberdevons der russischen Tafel und ihre Bedeutung in der Stratigraphie. – Trudy Inst. geol. Nauk, Akad. Nauk, SSSR, geol. Ser., **143** (60): 1 – 201, 19 Taf.; Moskau. – [In Russisch]
- OWENS, B. (1971): Miospores from the Middle and early Upper Devonian rocks of the Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago. – Pap. geol. Surv. Canada, **70 – 38**: 1 – 157, 15 Abb., 28 Taf.; Ottawa.
- PLAYFORD, G. (1962, 1963): Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. – Palaeontology, **5** (3): 550 – 618 [= Tl. 1]; **5** (4): 619 – 678 [= Tl. 2]; London.
- (1971): Lower Carboniferous spores from the Bonaparte Gulf Basin, Western Australia and Northern Territory. – Bull. Bur. miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., **115**: 1 – 105, 18 Taf.; Canberra City.
- (1976): Plant microfossils from the Upper Devonian and Lower Carboniferous of the Canning Basin, Western Australia. – Palaeontographica, (B) **158**: 1 – 71, 5 Abb., 3 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- (1978): Lower Carboniferous spores from the Ducabrook Formation, Drummond Basin, Queensland. – Palaeontographica, (B) **167**: 105 – 160, 10 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.

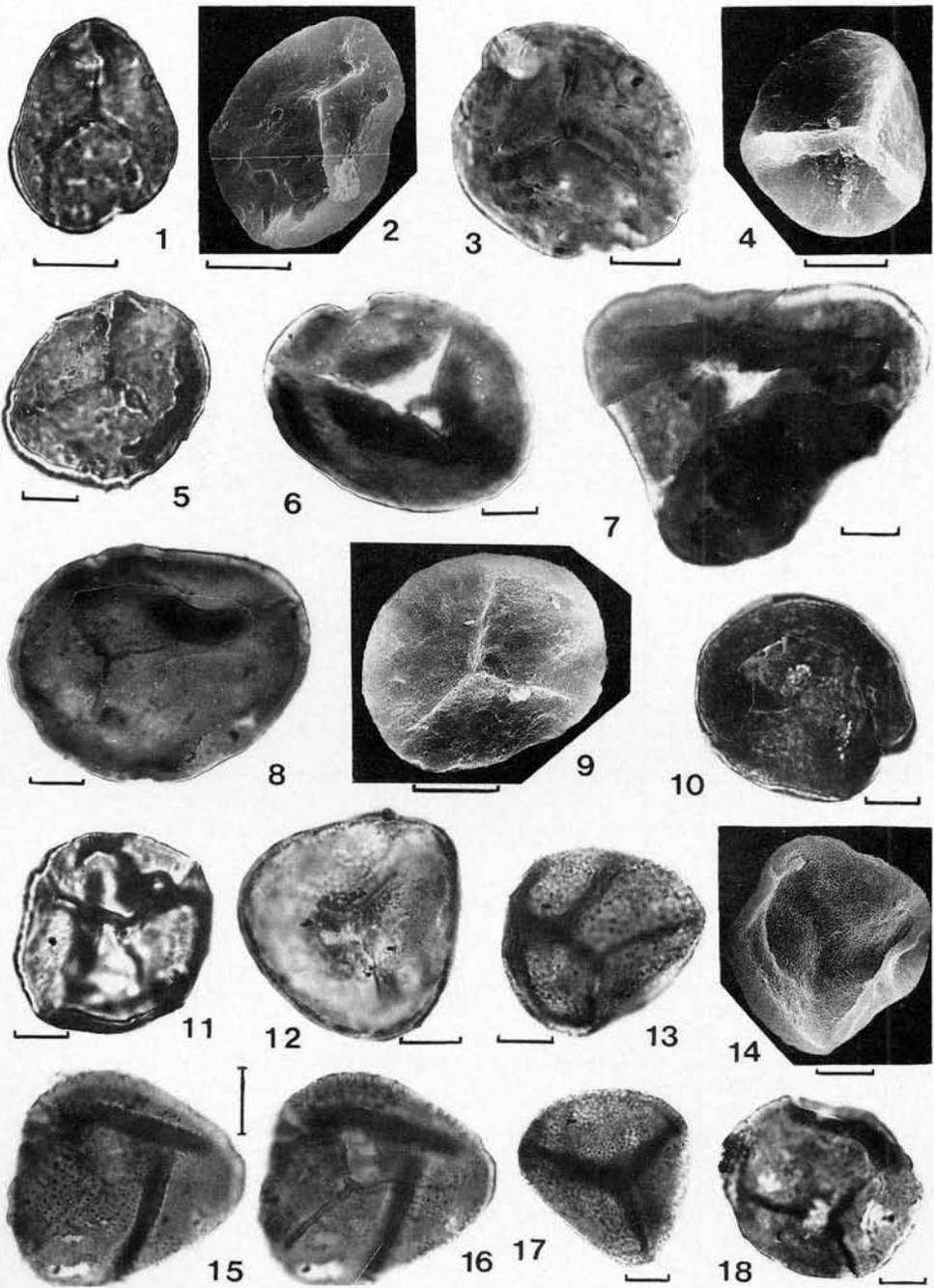
- (1983): The Devonian miospore genus *Geminospora* BALME 1962: A reappraisal based on topotypic *G. lemurata* (type species). – Assoc. Australian Palaeont., Mem., **1**: 311–325. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- POTONIÉ, R. (1956): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, Tl. 1. – Beih. geol. Jb., **23**: 1–103, 11 Taf.; Hannover.
- (1958): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, Tl. 2. – Beih. geol. Jb., **31**: 1–114, 11 Taf.; Hannover.
- (1960): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, Tl. 3. – Beih. geol. Jb., **39**: 1–189, 9 Taf.; Hannover.
- (1966): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, Tl. 4. – Beih. geol. Jb., **72**: 1–244, 15 Taf.; Hannover.
- (1970): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, Tl. 5. Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). – Beih. geol. Jb., **87**: 1–222, 24 Taf.; Hannover.
- (1975): Beiträge zur Sporologie. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **25**: 1–282, 19 Taf.; Krefeld.
- POTONIÉ, R., & KREMP, G. (1954): Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. – Geol. Jb., **69**: 111–194, 5 Abb., 17 Taf.; Hannover.
- (1955, 1956 a, 1956 b): Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte. – Palaeontographica, (B) **98**: 1–136, 37 Abb., 1 Tab., 16 Taf. [= Tl. 1]; (B) **99**: 85–191, 51 Abb., 6 Taf. [= Tl. 2]; (B) **100**: 65–121, 3 Tab. [= Tl. 3]; Stuttgart.
- RICHARDSON, J. B. (1960): Spores from the Middle Old Red Sandstone of Gromarty, Scotland. – Palaeontology, **3**(1): 45–63, 8 Abb., 1 Taf.; London.
- (1962): Spores with bifurcate processes from the Middle Old Red Sandstone of Scotland. – Palaeontology, **5**(2): 171–194, 15 Abb., 3 Taf.; London.
- (1965): Middle Old Red Sandstone spore assemblages from the Orcadian Basin, north-east Scotland. – Palaeontology, **7**(4): 559–605, 10 Abb., 6 Taf.; London.
- (1967): Some British Lower Devonian spores assemblages and their stratigraphic Significance. – Rev. Palaeobot. Palynol., **1**: 111–129, 2 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Amsterdam.
- RIEGEL, W. (1968): Die Mitteldevon-Flora von Lindlar (Rheinland), 2, Sporae dispersae. – Palaeontographica, (B) **123**: 76–96, 5 Taf.; Stuttgart.
- (1973): Sporenformen aus den Heisdorf-, Lauch- und Nohn-Schichten (Emsium und Eifelium) der Eifel, Rheinland. – Palaeontographica, (B) **142**: 78–104, 4 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.
- SCHOPF, J. M., & WILSON, L. R., & BENTALL, R. (1944): An annotated Synopsis of Paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. – Illinois state geol. Surv., Rept. Invest., **91**: 1–72, 5 Abb., 3 Taf.; Urbana/Ill.
- SCHULTZ, G. (1968): Eine unterdevonische Mikroflora aus den Klerfer Schichten der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontographica, (B) **123**: 5–42, 1 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- SMITH, A. H. V., & BUTTERWORTH, M. A. (1967): Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. – Palaeontology, spec. pap., **1**: 1–324, 72 Abb., 5 Tab., 27 Taf.; London.
- STAPLIN, F. L. (1960): Upper Mississippian plant spores from the Golata Formation, Alberta, Canada. – Palaeontographica (B) **107**: 1–40, 2 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Stuttgart.
- STAPLIN, F. L., & JANSONIUS, J. (1964): Elucidation of some Palaeozoic *Densosporites*. – Palaeontographica, (B) **114**: 95–117, 2 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- STREEL, M. (1964): Une association de spores du Givétien inférieur de la Vesdre, a Goé (Belgique). – Ann. Soc. géol. Belg., **87**(7): 233–262, 5 Taf.; Liège.
- (1967): Associations de spores du Dévonien inférieur Belge et leur Signification stratigraphique. – Ann. Soc. géol. Belg., **90**(1): 11–54, 5 Tab., 5 Taf.; Liège.
- (1974): Similitudes des assemblages de spores d'Europe, d'Afrique du Nord et d'Amérique du Nord, au Dévonien terminal. – Bull. Sci. Géol., **27**: 25–38, 3 Taf.; Strasbourg.
- SULLIVAN, H. J. (1964): Miospores from the Drybrook Sandstone and associated measures in the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. – Palaeontology, **7**(3): 351–392, 5 Taf.; London.

- TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1960): Sur la microflore du Frasnien inférieur de Beaulieu (Boulonnais). – Rev. Micropaléont., **3** (3): 144 – 154, 3 Taf.; Paris.
- (1967 a): Spores nouvelles du Frasnien du Bas Boulonnais (France). – Rev. Micropaléont., **10** (1): 48 – 60, 4 Abb., 3 Taf.; Paris.
- (1967 b): Les spores du Frasnien du Bas Boulonnais (France). – Rev. Palaeobot. Palynol., **1**: 131 – 139, 2 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- TILLMANN, W. (1978): Zur Sporenführung der obersten Siegener Schichten bei Unkelmühle (Eitorf/Sieg). – Sonderveröff. geol. Inst. Köln, **33**: 81 – 90, 1 Abb.; Köln.
- URBAN, J. B. (1969): A study of morphology of the spore genus *Ancyrospora* RICHARDSON. – Rev. Palaeobot. Palynol., **9**: 103 – 114, 2 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- VIGRAN, J. O. (1964): Spores from Devonian deposits, Mimerdalen, Spitsbergen. – Norsk Polarinst. Skr., **132**: 1 – 32, 6 Taf.; Oslo.
- VOLKMER, U. (1984): Palynologie des Unterdevons (Siegen – Ems) im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Sonderveröff. geol. Inst. Köln, **54**: 1 – 95, 24 Abb., 14 Taf.; Köln.
- WICANDER, R., & PLAYFORD, G. (1985): Acritarchs and spores from the Upper Devonian Lime Greek Formation, Iowa, U. S. A. – Micropaleontology, **31** (2): 97 – 138, 5 Abb., 10 Taf.; New York.
- WILSON, L. R., & COE, E. A. (1940): Description of some unassigned plant microfossils from the Des Moines series of Iowa. – Amer. Midl. Nat., **23** (1): 182 – 186; Notre Dame/Ind.

Eingang des Manuskriptes: 7. 10. 1985

Tafel 1 / Plate 1

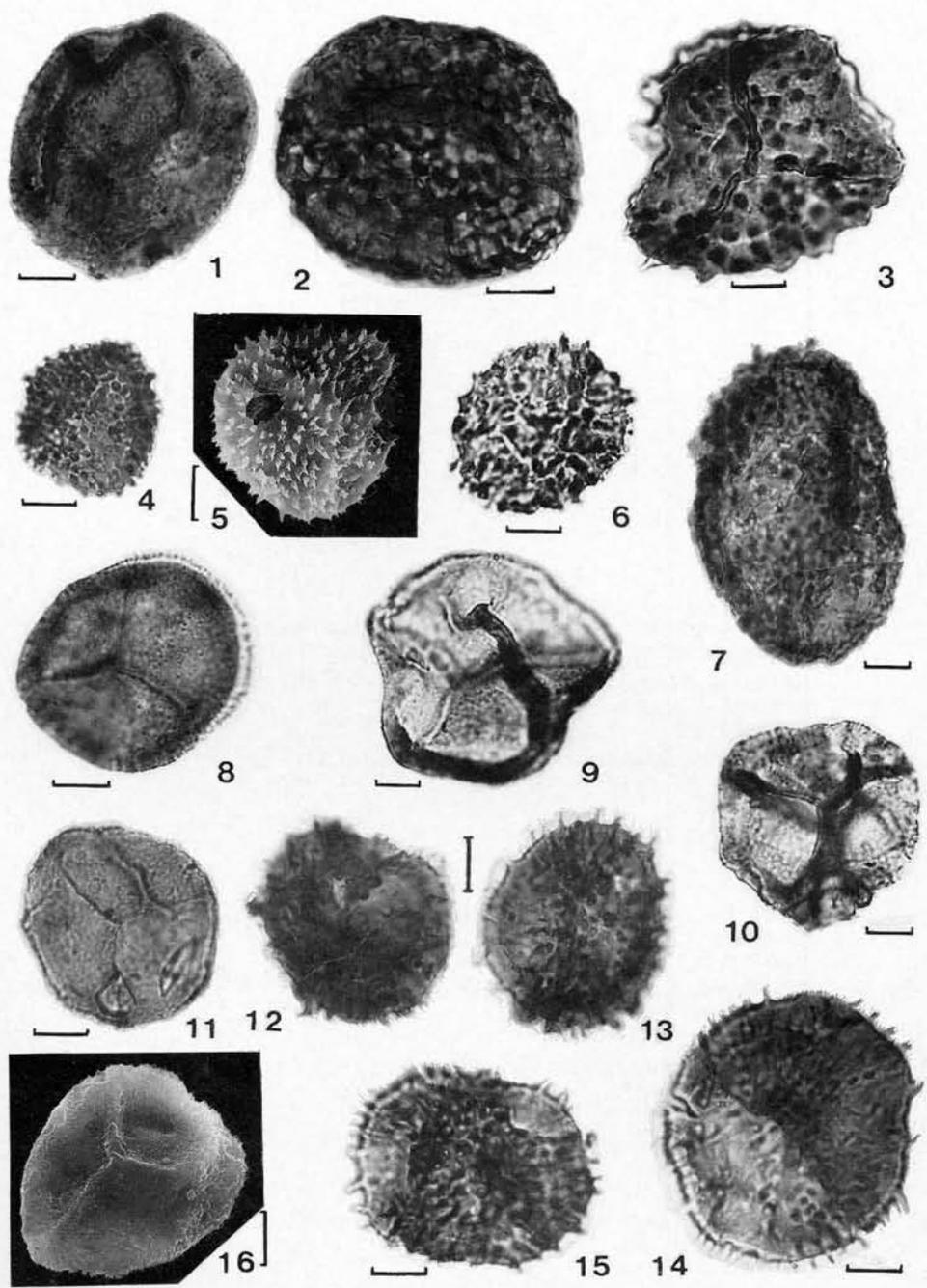
- Fig. 1 u. 2 *Leiotriletes priddyi* (BERRY 1937) POTONIÉ & KREMP 1955
(Fig. 2: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme, Maßstab = 10 µm)
(fig. 2: scanning electron microscope photograph, bar = 10 µm)
- Fig. 3 *Leiotriletes rotundus* NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 4 *Leiotriletes ornatus* ISHCHENKO 1956
(Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme, Maßstab = 10 µm)
(scanning electron microscope photograph, bar = 10 µm)
- Fig. 5 *Leiotriletes microrugosus* (IBRAHIM 1933) NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 6 *Leiotriletes dissimilis* MCGREGOR 1960
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 7 *Leiotriletes* sp.
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 8 *Punctatisporites obliquus* KOSANKE 1950
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 9 *Punctatisporites minutus* KOSANKE 1950
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 10 *Punctatisporites nitidus* HOFFMEISTER & STAPLIN & MALLOY 1955
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 11 *Retusotriletes simplex* NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 12 *Granulatisporites adnatooides* (POTONIÉ & KREMP 1955) SMITH & BUTTERWORTH 1967
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 13 u. 14 *Granulatisporites frustulentus* (BALME & HASSEL 1962) PLAYFORD 1971
(Fig. 14: Rasterelektronenmikroskop-Ansicht der Distalseite, Maßstab = 10 µm)
(fig. 14: scanning electron microscope view of distal part, bar = 10 µm)
- Fig. 15 u. 16 *Granulatisporites granulatus* IBRAHIM 1933
(Proximal- und Äquatorialansicht, Maßstab = 10 µm)
(proximal and equatorial view, bar = 10 µm)
- Fig. 17 *Granulatisporites parvus* (IBRAHIM 1932) POTONIÉ & KREMP 1955
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 18 *Cyclogranisporites* sp. B
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)



Tafel 1

Tafel 2 / Plate 2

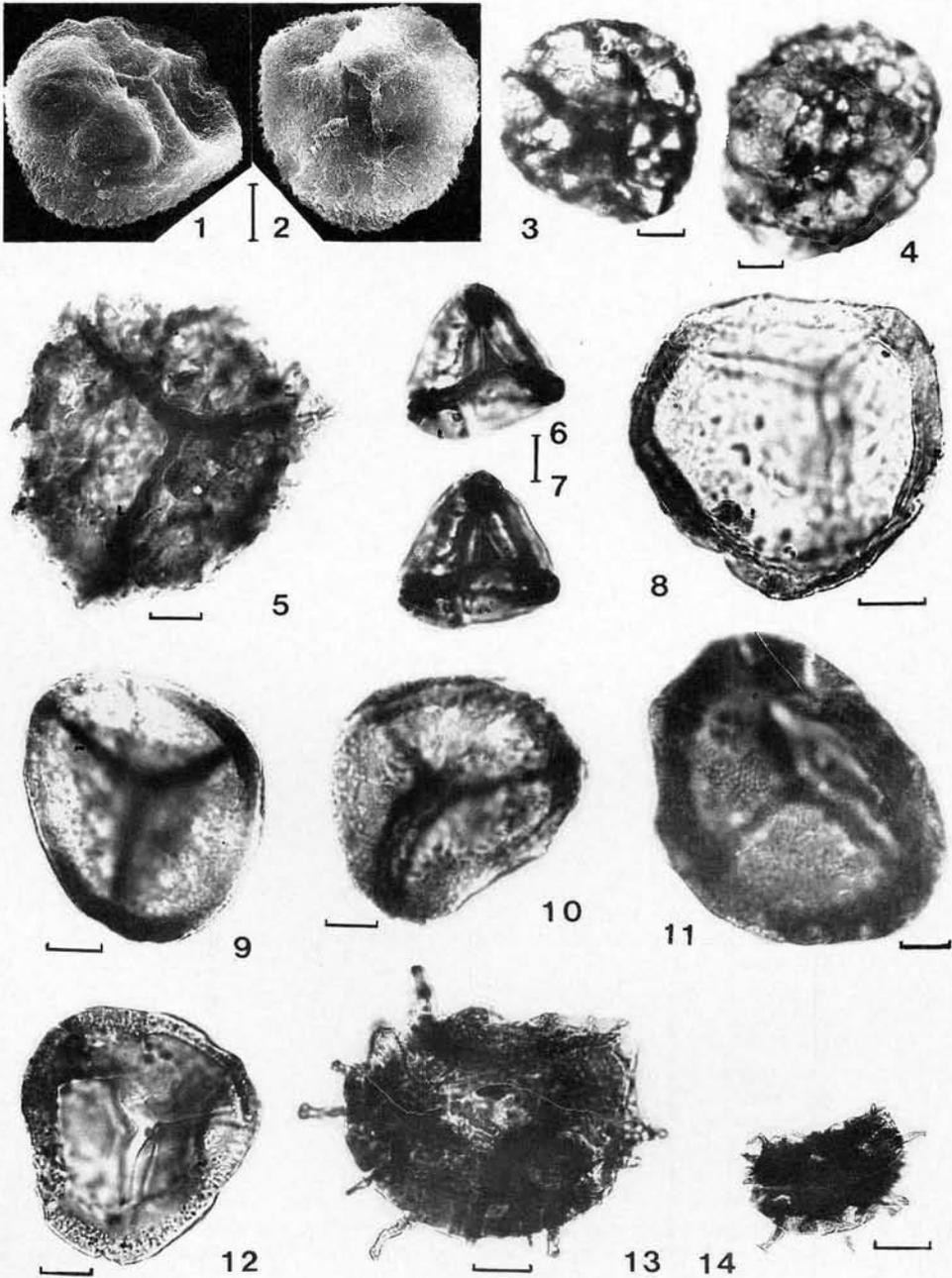
- Fig. 1 *Cyclogranisporites* sp. A
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 2 *Verrucosisporites bullatus* TAUGOURDEAU- LANTZ 1967
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 3 *Lophotriletes gibbosus* (IBRAHIM 1933) POTONIÉ & KREMP 1954
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 4 u. 5 *Anapiculatisporites coniungens* KAISER 1971
(Fig. 4: Distalansicht, Maßstab = 20 µm; Fig. 5: Rasterelektronenmikroskop-
Aufnahme, Maßstab = 15 µm)
(fig. 4: distal view, bar = 20 µm; fig. 5: scanning electron microscope photograph,
bar = 15 µm)
- Fig. 6 *Apiculatisporites aculeatus* (IBRAHIM 1933) SMITH & BUTTERWORTH 1967
(Maßstab = 15 µm)
(bar = 15 µm)
- Fig. 7 *Apiculatisporites variocorneus* SULLIVAN 1964
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 8 *Apiculiretusispora nitida* OWENS 1971
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 9 u. 10 *Apiculatisporites spinulistratus* (LOOSE 1932) IBRAHIM 1933
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 11 *Planisporites furturis* BALME & HASSEL 1962
(Maßstab = 15 µm)
(bar = 15 µm)
- Fig. 12 u. 13 *Acanthotriletes acerosus* NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 14 u. 15 *Acanthotriletes castanea* BUTTERWORTH & WILLIAMS 1958
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 16 *Dibolisporites microspicatus* PLAYFORD 1978
(Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme, Maßstab = 10 µm)
(scanning electron microscope photograph, bar = 10 µm)



Tafel 2

Tafel 3 / Plate 3

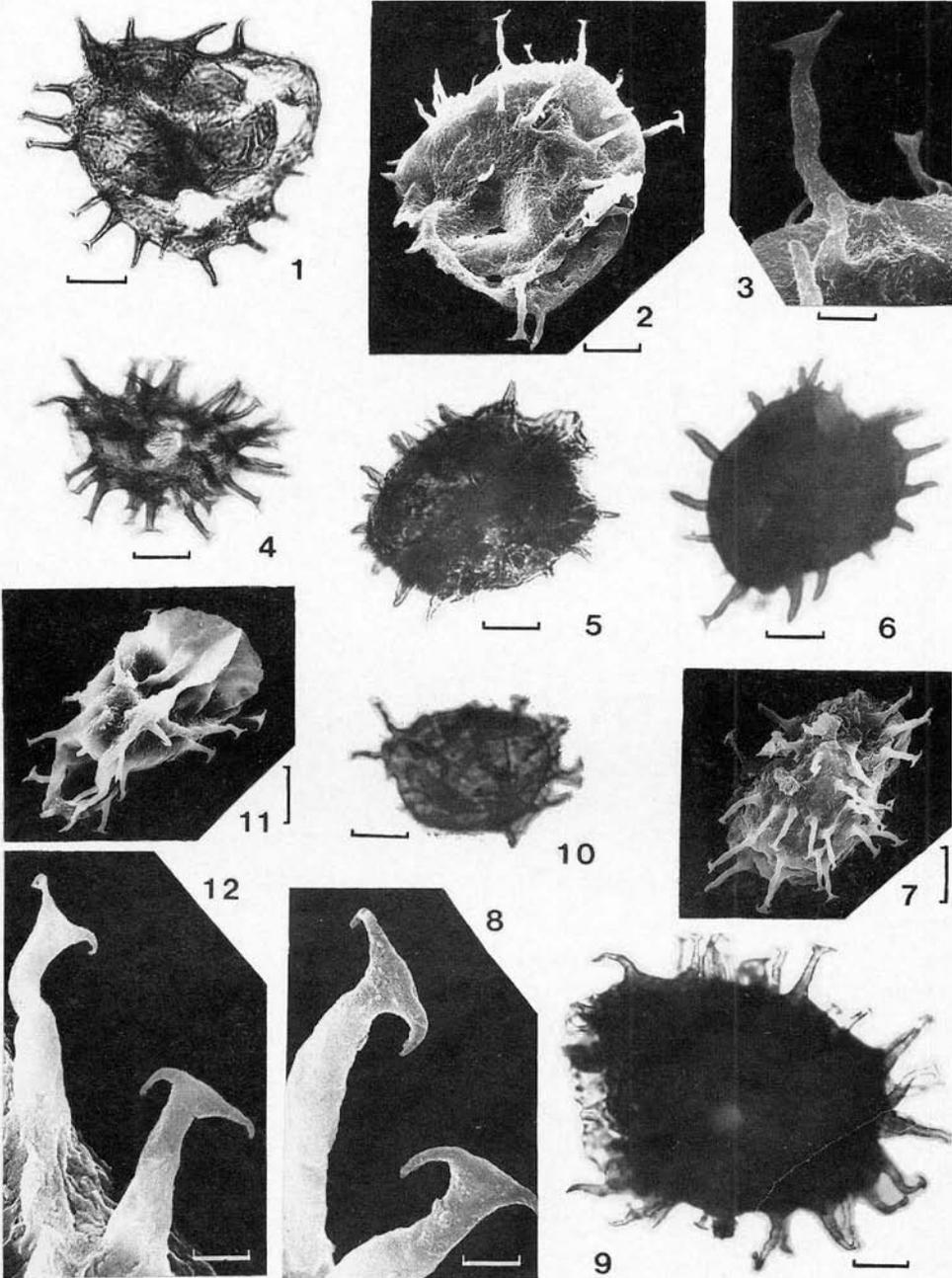
- Fig. 1 u. 2 *Dibolisporites microspicatus* PLAYFORD 1978
(Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen, Maßstab = 10 µm)
(scanning electron microscope photographs, bar = 10 µm)
- Fig. 3 *Dictyotriletes bireticulatus* (IBRAHIM 1933) SMITH & BUTTERWORTH 1967
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 4 *Dictyotriletes retiformis* (NAUMOVA 1953) KAISER 1971
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 5 *Campotriletes* sp.
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 6 u. 7 *Triquitrites protensus* KOSANKE 1950
(Proximal- und Äquatorialansicht, Maßstab = 10 µm)
(proximal and equatorial view, bar = 10 µm)
- Fig. 8 *Stenozonotriletes opimus* TAUGOURDEAU-LANTZ 1967
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 9 *Geminospora lemurata* BALME 1962
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 10 *Geminospora svalbardiae* (VIGRAN 1964) ALLEN 1965
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 11 *Geminospora antaxios* (CHIBRIKOVA 1962) OWENS 1971
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 12 *Geminospora punctata* OWENS 1971
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 13 u. 14 *Hystricosporites reflexus* OWENS 1971
(Fig. 13: Maßstab = 25 µm; Fig. 14: Maßstab = 50 µm)
(fig. 13: bar = 25 µm; fig. 14: bar = 50 µm)



Tafel 3

Tafel 4 / Plate 4

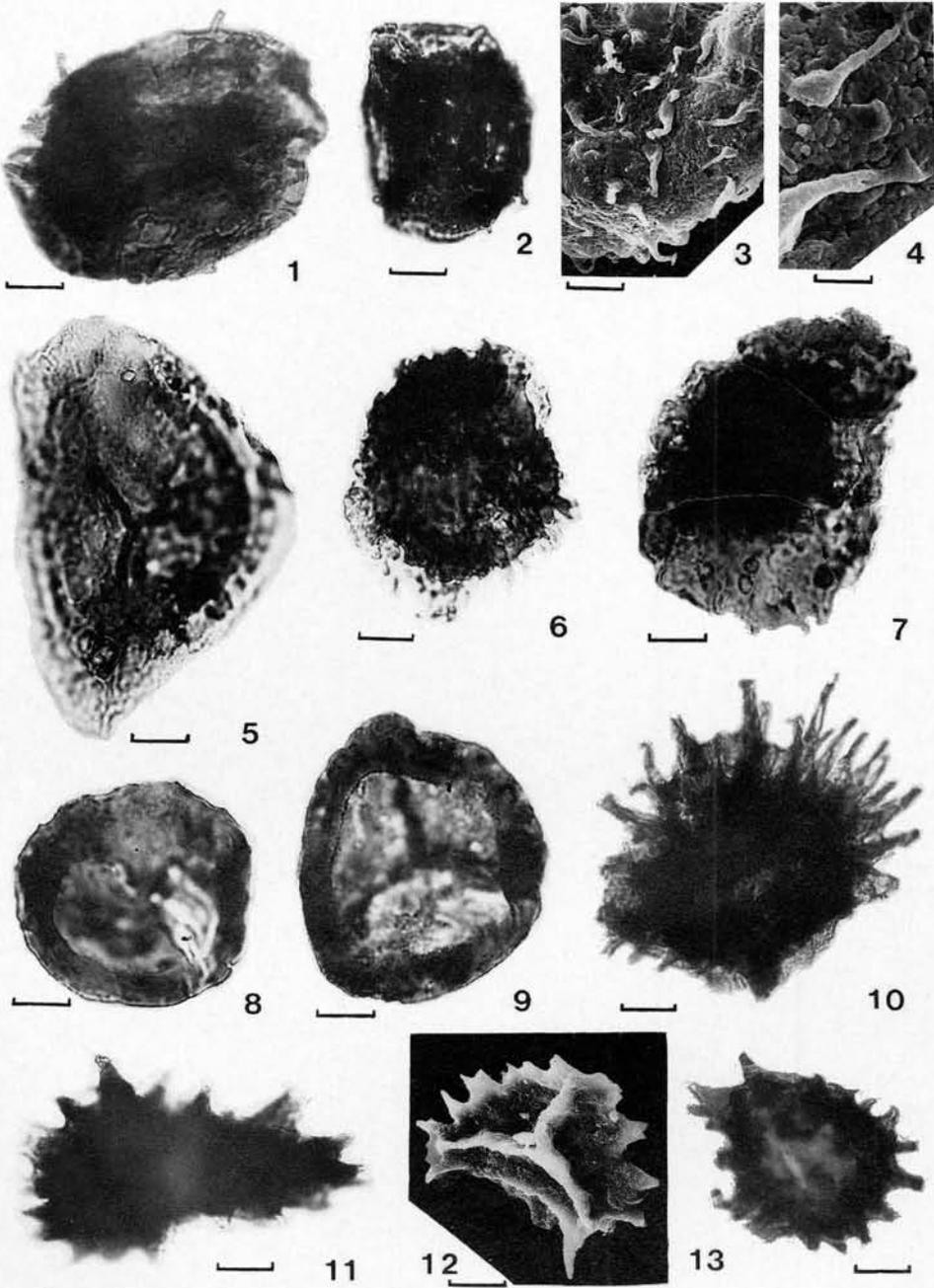
- Fig. 1–3 *Hystricosporites furcatus* OWENS 1971
(Fig. 2 u. 3: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen; Fig. 1 u. 2: Maßstab = 25 µm;
Fig. 3: Maßstab = 8 µm)
(fig. 2, 3: scanning electron microscope photographs; fig. 1, 2: bar = 25 µm;
fig. 3: bar = 8 µm)
- Fig. 4 *Hystricosporites gravis* OWENS 1971
(Maßstab = 50 µm)
(bar = 50 µm)
- Fig. 5 *Hystricosporites microancyreus* RIEGEL 1973
(Maßstab = 20 µm)
(bar = 20 µm)
- Fig. 6 *Hystricosporites corystus* RICHARDSON 1962
(Maßstab = 50 µm)
(bar = 50 µm)
- Fig. 7–9 *Hystricosporites porrectus* (BALME & HASSEL 1962) ALLEN 1965
(Fig. 7 u. 8: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen; Fig. 7: Maßstab = 30 µm;
Fig. 8: Maßstab = 5 µm; Fig. 9: Maßstab = 25 µm)
(fig. 7, 8: scanning electron microscope photographs; fig. 7: bar = 30 µm;
fig. 8: bar = 5 µm; fig. 9: bar = 25 µm)
- Fig. 10–12 *Hystricosporites* sp. A
(Fig. 11 u. 12: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen; Fig. 10: Maßstab = 25 µm;
Fig. 11: Maßstab = 20 µm; Fig. 12: Maßstab = 3 µm)
(fig. 11, 12: scanning electron microscope photographs; fig. 10: bar = 25 µm;
fig. 11: bar = 20 µm; fig. 12: bar = 3 µm)



Tafel 4

Tafel 5 / Plate 5

- Fig. 1-4 *Hystricosporites* sp. B
(Fig. 3 u. 4: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen; Fig. 1: Maßstab = 10 µm;
Fig. 2: Maßstab = 20 µm; Fig. 3: Maßstab = 6 µm; Fig. 4: Maßstab = 2 µm)
(fig. 3, 4: scanning electron microscope photographs; fig. 1: bar = 10 µm;
fig. 2: bar = 20 µm; fig. 3: bar = 6 µm; fig. 4: bar = 2 µm)
- Fig. 5 *Cristatisporites triangulatus* (ALLEN 1965) nov. comb.
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 6 *Hymenozonotriletes elegans* (WALTZ 1941) NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 7 *Hymenozonotriletes commutatus* NAUMOVA 1953
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 8 *Archaeozonotriletes variabilis* (NAUMOVA 1953) ALLEN 1965
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 9 *Cymbosporites catillus* ALLEN 1965
(Maßstab = 10 µm)
(bar = 10 µm)
- Fig. 10 *Ancyrospora involucre* OWENS 1971
(Maßstab = 20 µm)
(bar = 20 µm)
- Fig. 11 u. 12 *Ancyrospora melvillensis* OWENS 1971
(Fig. 12: Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme; Fig. 11: Maßstab = 20 µm;
Fig. 12: Maßstab = 25 µm)
(fig. 12: scanning electron microscope photograph; fig. 11: bar = 20 µm;
fig. 12: bar = 25 µm)
- Fig. 13 *Ancyrospora* cf. *furcula* OWENS 1971
(Maßstab = 25 µm)
(bar = 25 µm)



Tafel 5

Die oberdevonischen niederen Wirbeltiere (Pisces s. l.) Deutschlands

Von LARS FRIMAN *

Inventory, pisces, Upper Devonian, Germany

Kurzfassung: Die oberdevonischen Gattungen und Arten niederer Wirbeltiere (außer den Elasmobranchii) aus Deutschland sind aufgelistet. Die Sammlungsnummern und die Fundschichten beziehungsweise -orte werden angegeben. Es sind insgesamt 75 Formen.

[The Upper Devonian lower vertebrates (pisces s. l.) of Germany]

Abstract: All Upper Devonian lower vertebrates (pisces s. l., except the elasmobranchii) from Germany are listed, the catalogue numbers, locus typicus and stratum typicum for the fossils are given. There are 75 different forms altogether.

[Les vertébrés primitifs (pisces s. l.) du dévonien supérieur d'Allemagne]

Résumé: Les genres et les espèces du dévonien supérieur de vertébrés primitifs (excepté les Elasmobranches) d'Allemagne sont écrits. Les numéros de collection et la couche de trouve c'est à dire trouche de trouve sont donnés. Se sont 75 formes ensemble.

1. Einleitung

Die oberdevonischen niederen Wirbeltiere Deutschlands sind, verglichen mit anderen europäischen beziehungsweise außereuropäischen Lokalitäten, in den letzten ca. 30 - 50 Jahren recht wenig berücksichtigt worden. Nur die Fische der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde sind ausführlicher bearbeitet worden (ØRVIG 1960, 1961; JESSEN 1966, 1968, 1973; MILES 1966). Die fossilen Fische des Kellwasserkalks sind dagegen fast vergessen worden, seit STENSIÖ (1959, 1963) sie anatomisch untersucht hat. Die Auflistung der Holotypen (und Formen, die als sp. indet. einer sonst nicht erwähnten Gattung erwähnt worden sind) soll eine Übersicht der Formenvielfalt der oberdevonischen Fischfauna in Deutschland geben.

* Anschrift des Autors: Dr. L. FRIMAN, Kulturtechnik GmbH, Friedrich-Mißler-Straße 42, D-2800 Bremen

Das untersuchte Material befindet sich in folgenden Sammlungen:

- Britisches Museum für Naturhistorie, London
- Geologisches Institut der Universität Uppsala
- Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Köln
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld
- Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Bonn
- Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen
- Naturhistorisches Nationalmuseum, Paris
- Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin (Ost)
- Karl-Geib-Museum, Bad Kreuznach
- Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt
- Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm
- Staatliches Museum für Paläontologie und historische Geologie, München

2. Agnatha

Bemerkungen: Aus den oberdevonischen Ablagerungen Deutschlands sind bisher keine Formen der Agnatha (Kieferlose) bekannt (vgl. aber Baltikum, Sowjetunion, Schottland, Spitzbergen, Irland, TARLO 1964: 86 – 92, 1965).

3. Gnathostomata

Bemerkungen: In den letzten Jahren ist eine Diskussion über die Frage entflammt, welche Merkmale als „primitiv“ (plesiomorph) und welche als eine Art „Weiterentwicklung“ (apomorph) angesehen werden können. Da über diese Frage bisher keine Einigkeit herrscht, kann die Phylogenie (und die Systematik) der einzelnen Formen beziehungsweise Gruppen (Familien, Ordnungen usw.), die ja gerade abhängig von den apomorphen Merkmalen ist, als unsicher betrachtet werden. Die hier verwendete Systematik lehnt sich (teilweise) an die Arbeiten von BERG (1940 bzw. 1957), LEHMAN (1959), STENSIÖ (1959, 1963), DENISON (1978) und JARVIK (1980) an.

3.1. Placodermi

Bemerkungen: Im Gegensatz zu den mitteldevonischen Formen, deren Fundpunkte sehr zerstreut liegen (und deren stratigraphisches Alter sehr unterschiedlich ist), kommen die oberdevonischen Formen fast ausschließlich in den wenigen Fundpunkten des Kellwasserkalks der *Manticoceras*-Stufe (Unteres Oberdevon) vor (vgl. STENSIÖ 1963). Formen aus folgenden Gruppen (Ordnungen) der Placodermi sind bekannt:

Rhenanida (1 Gattung)	Euarthrodira (22 Gattungen)
Ptyctodontida (2 Gattungen)	Placodermi incertae sedis (1 Gattung)
Petalichthyida (1 Gattung)	Antiarchi (1 Gattung)

Rhenanida

Bemerkungen: Die Rhenanida waren eigentümliche, rochenähnliche „Bodenbewohner“. Sie weisen meines Erachtens bestimmte Beziehungen zu den Ptyctodontiden auf.

Jagorina pandora JAEKEL 1921

Holotypus: *Jagorina pandora* JAEKEL (1921 und insbesondere in STENSIÖ 1966), ein gut erhaltener Schädelrest

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 510

Ptyctodontida

Bemerkungen: Die Ptyctodontiden sind, in Form von losen Kauplatten, insbesondere aus dem Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges bekannt (vgl. FRIMAN 1981). Vollständige Exemplare sind dagegen sehr selten. Die bestbekannte Form ist wohl *Ctenurella gladbachensis* (ØRVIG 1960) aus dem Unteren Oberdevon der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde.

Ctenurella gladbachensis ØRVIG 1960

Holotypus: *Ctenurella gladbachensis* ØRVIG (1960: Taf. 26), ein gut erhaltenes Exemplar mit nahezu allen Knochenplatten des Schädels und des Schultergürtels

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde), Bergisch Gladbach, Steinbruch Heiligenstock

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 4813

Rhynchodus eximius JAEKEL 1919

Holotypus: *Rhynchodus eximius* JAEKEL (1919: Abb. 16), Kauplatten und Teile des Palatinums

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 496

Rhynchodus tetrodon (JAEKEL 1903)

Holotypus: *Ramphodus tetrodon* JAEKEL (1903: Abb. 1), Kauplatten

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 497

Rhynchodus wildungensis (JAEKEL 1929)

Holotypus: *Rhynchognathus wildungensis* JAEKEL (1929, besser abgebildet in GROSS 1933: Taf. 7, Fig. 3–5), Kauplatten

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 500

Petalichthyida

Bemerkungen: Die Petalichthyida bilden eine Gruppe primitiver Placodermen (vgl. GOUJET 1968). Die meisten Petalichthyida in Deutschland sind unter- oder mitteldevonischen Alters, nur die Art *Epipetalichthys wildungensis* kommt im Oberdevon vor.

Epipetalichthys wildungensis STENSIÖ 1925 (ex JAEKEL Ms.)

Holotypus: *Epipetalichthys wildungensis* STENSIÖ (1925: Taf. 27, Fig. 1 – 2), ein Schädelrest

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Euarthrodira

Bemerkungen: Die gattungs- und artenreiche Gruppe der Euarthrodira ist heterogen. Es ist deshalb sinnvoll, sie in kleineren Untergruppen zu gliedern; sämtliche oberdevonische Formen gehören entweder zu der Untergruppe von *Coccosteina* oder *Pachyosteina*.

Coccosteina

Brachydeirus bicarinatus STENSIÖ 1963

Holotypus: *Brachydeirus bicarinatus* STENSIÖ (1963: Taf. 49), ein gut erhaltener Schädel

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 560-3

Brachydeirus carinatus (VON KOENEN 1880)

Holotypus: *Coccosteus (Brachydeirus) carinatus* VON KOENEN (1880, abgebildet in VON KOENEN 1883: Taf. 2, Fig. 1), ein Schädelrest

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 474-1

Brachydeirus gracilis GROSS 1932

Holotypus: *Brachydeirus gracilis* Gross (1932: Abb. 16a), ein Schädel

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 245

Brachydeirus grandis GROSS 1932

Holotypus: *Brachydeirus grandis* GROSS (1932: Abb. 15 a – b), ein Schädel mit dem Schultergürtel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 222

Brachydeirus minor GROSS 1932

Holotypus: *Brachydeirus minor* GROSS (1932: Abb. 16 b – c, vgl. STENSIÖ 1963: Taf. 53, Fig. 5 – 6), ein Schädelrest

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 246

Brachydeirus scaber (VON KOENEN 1883)

Holotypus: *Anomalichthys scaber* VON KOENEN (1883: Taf. 3, Fig. 2, vgl. GROSS 1937: Taf. 4, Fig. 2), ein Schädelfragment

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellerwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Universität Marburg?

Oxyosteus magnus GROSS 1932

Holotypus: *Oxyosteus magnus* GROSS (1932, nicht abgebildet/gewählt)

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Das GROSS'sche Material befindet sich im Geologisch-Paläontologischen Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Oxyosteus rostratus GROSS 1932

Holotypus: *Oxyosteus rostratus* GROSS (1932: Abb. 17), ein Schädelfragment

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 292

Synauchenia coalescens GROSS 1932

Holotypus: *Synauchenia coalescens* GROSS (1932: Taf. 2, Fig. 5, vgl. STENSIÖ 1963: Taf. 57), ein Schädel und der Schultergürtel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 360

Leptosteus bickensis (VON KOENEN 1883)

Holotypus: *Coccosteus bickensis* VON KOENEN (1883: 667), ein Schädel

Fundschrift/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk) bei Bicken (bei Marburg)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen

Coccosteus sp.

Wenige Reste, die als *Coccosteus* sp. bestimmt worden sind (vgl. ØRVIG 1960)

Fundschrift/-ort: Oberer Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm

Plourdosteus sp.

Wenige (fragliche) Reste dieser Form hat ØRVIG (1971) beschrieben.

Fundort: Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm

Torosteus submarginatus KÜSTER (in Vorbereitung.)

Holotypus: *Torosteus submarginatus* KÜSTER (in Vorbereitung.), ein nahezu vollständiger Fisch

Fundschrift/-ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk) bei Bergisch Gladbach (Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Köln, noch ohne Nummer

Pholidosteus bidorsatus (VON KOENEN 1880)

Holotypus: *Coccosteus bidorsatus* VON KOENEN (1880: Taf. 1, Fig. 2, 4), ein Schädelrest

Fundschrift/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk) bei Bicken

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 469-1

Pholidosteus friedeli JAEKEL 1907

Lectotypus: *Pholidosteus friedeli* JAEKEL (1907, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 6), ein Schädel und der Schultergürtel

Fundschrift/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 7

Pholidosteus laevior GROSS 1932

Holotypus: *Pholidosteus laevior* GROSS (1932, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 10, Fig. 1, 2), ein Schädelrest

Fundschrift/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 4

Pholidosteus pygmaeus GROSS 1932

Holotypus: *Pholidosteus pygmaeus* GROSS (1932: Taf. 1, Fig. 7), ein Schädel und ein Schultergürtel

Fundschicht/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 5

Tapinosteus heintzi STENSIÖ 1963

Holotypus: *Tapinosteus heintzi* STENSIÖ (1963: Taf. 11, Fig. 3), Schädel-Schultergürtel-Komplex

Fundschicht/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Göttingen

Rachiosteus pterygiatus GROSS 1938

Holotypus: *Rachiosteus pterygiatus* GROSS (1938: Taf. 1), ein vollständiger Fisch

Fundschicht/-ort: Unteres (?) Oberdevon (Oberer Plattenkalk?, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Bonn, Slg. W. GROSS

Pachyosteina

Hadrosteus rapax GROSS 1932

Holotypus: *Hadrosteus rapax* GROSS (1932, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 22), ein Schädel

Fundschicht/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 163

Erromenosteus brachyrostris (STENSIÖ 1953)

Holotypus: *Leiosteus ? brachyrostris* STENSIÖ (1963: Taf. 23, Fig. 2–4), ein Schädelrest

Fundschicht/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 111

Erromenosteus concavus (GROSS 1932)

Holotypus: *Leiosteus concavus* GROSS (1932: Abb. 8a), ein Schädel

Fundschicht/-ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 103

Erromenosteus diensti (STENSIÖ 1959)

Holotypus: *Paraleiosteus diensti* STENSIÖ (1959, vgl. 1963: Taf. 33), ein Schädel und der Schultergürtel sowie einige Wirbel

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 114

Erromenosteus inflatus (VON KOENEN 1883)

Holotypus: *Cocosteus inflatus* VON KOENEN (1883, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 24), ein Schädel

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen

Erromenosteus koeneri (STENSIÖ 1963)

Holotypus: *Leiosteus koeneri* (STENSIÖ 1963: Taf. 29), ein Schädel mit Teilen des Schultergürtels

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisches Institut der Universität Uppsala, Nr. P. 1359

Erromenosteus lucifer JAEKEL 1919

Holotypus: *Erromenosteus lucifer* JAEKEL (1919: Abb. 9, vgl. STENSIÖ 1963: Taf. 36), ein Schädelrest

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 164

Erromenosteus platycephalus (GROSS 1932)

Holotypus: *Leiosteus platycephalus* GROSS (1932: 24, noch nie abgebildet), ein Schädelrest

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 120

Belosteus elegans JAEKEL 1919

Holotypus: *Belosteus elegans* JAEKEL (1919), ein Schädel

Fundschrift / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Brachyosteus dietrichi GROSS 1932

Holotypus: *Brachyosteus dietrichi* GROSS (1932: Abb. 14b), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 177

Brachyosteus oosensis GROSS 1937

Holotypus: *Brachyosteus oosensis* GROSS (1937: Taf. 3, Fig. 6), ein Anterolaterale (ADL)

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (?) bei Oos (Südeifel)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 766

Cyrtosteus inflatus (VON KOENEN 1880)

Holotypus: (e. p.) *Coccosteus inflatus* VON KOENEN (1880, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 44, Fig. 1), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bicken

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen

Parabelosteus acuticeps (GROSS 1932)

Holotypus: *Belosteus acuticeps* GROSS (1932: Abb. 13c), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 211

Parabelosteus pusillus GROSS 1932

Holotypus: *Parabelosteus pusillus* GROSS (1932: Abb. 13b), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 213

Parabelosteus tuberculatus (STENSIÖ 1963)

Holotypus: *Belosteus tuberculatus* STENSIÖ (1963: Taf. 42, Fig. 3), die hintere Hälfte eines Schädels

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 4670

Trematosteus fontanella GROSS 1932

Holotypus: *Trematosteus fontanella* GROSS (1932: Abb. 13d, besser abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 43, Fig. 4), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 216

Braunosteus schmidti STENSIÖ 1959

Holotypus: *Braunosteus schmidti* STENSIÖ (1959, vgl. STENSIÖ 1963: Taf. 18, Fig. 4), ein Schädel mit dem Schultergürtelanteil

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen

Enseosteus jaekeli GROSS 1932

Holotypus: *Enseosteus jaekeli* GROSS (1932, abgebildet in STENSIÖ 1963: Taf. 59, Fig. 6), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 54

Enseosteus hermanni (STENSIÖ 1959)

Holotypus: *Otonosteus hermanni* STENSIÖ (1959, vgl. STENSIÖ 1963: Taf. 15, Fig. 4), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen

Enseosteus pachyosteides (STENSIÖ 1959)

Holotypus: *Walterosteus pachyosteides* STENSIÖ (1959), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 131 (139)

Mikrosteus angusticeps STENSIÖ 1963

Holotypus: *Mikrosteus angusticeps* STENSIÖ (1963: Taf. 14, Fig. 1, 2), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 4707

Mikrosteus dubius GROSS 1932

Holotypus: *Mikrosteus dubius* GROSS (1932: Abb. 12 e), ein Schädelrest

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 172

Pachyosteus bulla JAEKEL 1903

Holotypus: *Pachyosteus bulla* JAEKEL (1903: Abb. 7), GROSS (1932: Abb. 4a), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 43

Platyaspis tenuis VON KOENEN 1895

Holotypus: *Platyaspis tenuis* VON KOENEN (1895: Taf. 4, Fig. 1), ein schlecht erhaltener Schädelrest

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon bei Weilburg (westlich Giese)

Sammlung: Technische Hochschule Aachen

Rhinosteus parvulus GROSS 1932

Holotypus: *Rhinosteus parvulus* GROSS (1932: Abb. 7b), ein Schädel mit Teilen des Schultergürtels

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 57

Rhinosteus traquairi JAEKEL 1911

Holotypus: *Rhinosteus traquairi* JAEKEL (1911, vgl. STENSIÖ 1942: Abb. 9), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 1310

Rhinosteus tuberculatus GROSS 1932

Holotypus: *Rhinosteus tuberculatus* GROSS (1932: Abb. 6a), ein Schädel und Reste des Schultergürtels

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. Wf. 67

Placodermi incertae sedis

Bemerkungen: Die meisten Placodermi, deren Zuordnung zu einer Familie nicht sicher ist (insertae sedis) sind unterdevonischen Alters. Nur eine Gattung aus dem Oberdevon wird hierzu gezählt.

Aspidichthys ingens VON KOENEN 1883

Holotypus: *Aspidichthys ingens* VON KOENEN (1883; vgl. H. SCHMIDT 1938), ein unvollständiger Schädelrest

Fundschicht / -ort: Oberdevon bei Waldeck (Grube Martenberg?)

Sammlung: Typus verlorengegangen

Antiarchi

Bemerkungen: Die Antiarchi stellen wahrscheinlich die Schwestergruppe der Euarthrodira dar. Sie weisen einen merkwürdigen, stäbchenförmigen, manchmal gegliederten Pectoralanhang auf. Der Schultergürtel ist stark entwickelt, kofferartig. Die meisten Antiarchi Deutschlands sind mitteldevonisch, nur eine Gattung kommt im Oberdevon vor (vgl. FRIMAN 1986).

Lepadolepis stensioei (GROSS 1933)

Holotypus: *Ceratolepis stensioi* GROSS (1933: Taf. 3), ein Schultergürtel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 765

3.2. Acanthodii

Bemerkungen: Es wird hier auf eine Großgliederung der Formen verzichtet, da zu wenige anatomische Merkmale bekannt sind.

Atopacanthus sp.

Bemerkungen: Kieferreste aus dem Oberen Plattenkalk (Oberdevon, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach werden von ØRVIG (1960) in die Gattung *Atopacanthus* gestellt.

Sammlung: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Nr. Gi-0-10

Homacanthus jaekeli (GROSS 1933)

Holotypus: *Ctenacanthus jaekeli* GROSS (1933: Taf. 11, Fig. 9), ein Abdruck eines Stachels

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 206

Protogonacanthus juergeni MILES 1966

Holotypus: *Protogonacanthus juergeni* MILES (1966: Taf. 1-2), ein nahezu kompletter Fisch

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk) bei Bergisch Gladbach (Stbr. An der Loh)

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 5208

3.3. Crossopterygii

Bemerkungen: Die Crossopterygii werden hier in drei übergeordneten Gruppen gegliedert: Coelacanthiformes, Osteolepiformes und Struniformes.

Coelacanthiformes

Diplocercides jaekeli STENSIÖ 1937

Holotypus: *Diplocercides jaekeli* STENSIÖ (1937: Taf. 8, Fig. 1), ein Schädelrest

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Ense (Bad Wildungen)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Nesides ? heiligenstockiensis JESSEN 1966

Holotypus: *Nesides ? heiligenstockiensis* JESSEN (1966: Taf. 21, Fig. 2–3, Taf. 22), Schädel- und Axialskelettreste

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 5377 a (b)

Nesides schmidti (STENSIÖ 1937)

Holotypus: (e. p.) *Diplocercides kayseri* STENSIÖ (1937: Taf. 10, Fig. 2–3), ein Schädelrest

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Braunau (Bad Wildungen)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 470-1

Osteolepiformes

Latvius deckerti JESSEN 1966

Holotypus: *Latvius deckerti* JESSEN (1966: Taf. 1), ein Schädel

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 5030

Latvius niger JESSEN 1973

Holotypus: *Latvius niger* JESSEN (1973: Taf. 19, Fig. 1), ein recht vollständiger Fisch

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 5029

Thursius ? sp.

Bemerkungen: Hierhin gehören Fischreste, die ØRVIG (1960–1961) aus dem Oberen Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde beschrieben hat.

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm

Struniformes

Onychodus jaekeli GROSS 1933

Holotypus: *Onychodus jaekeli* GROSS (1933: Abb. 18d), vier Symphysialzähne

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 185

Strunius walteri JESSEN 1966

Holotypus: *Strunius walteri* JESSEN (1966: Taf. 11, Fig. 1), ein Schädel

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 4999

3.4. Dipnoii

Bemerkungen: Es sind sechs Lungenfischformen bekannt.

Archaeonectes pertusus VON MEYER 1859

Holotypus: *Archaeonectes pertusus* VON MEYER (1859: Taf. 2, Fig. 1–2), eine Unterkieferzahnplatte

Fundschicht/ -ort: Oberdevon (?) der südlichen Eifel

Sammlung: Britisches Museum für Naturgeschichte, London, Nr. P. 33596 (Abguß im Geologisch-Paläontologischen Museum der Humboldt-Universität, Berlin)

Chirodipterus wildungensis GROSS 1933

Holotypus: *Chirodipterus wildungensis* GROSS (1933: Taf. 11, Fig. 1–3), ein Schädelrest

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Dipterus oervigi GROSS 1964

Holotypus: *Dipterus oervigi* GROSS (1964: Taf. 3), ein Schädelfragment

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach (Stbr. Flora)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, ohne Nr.

Dipterus cf. *D. valenciennesi* SEDGWICK & MURCHISON 1828

Bemerkungen: Zahnplatten, die als *D. cf. D. valenciennesi* bestimmt worden sind (ØRVIG 1961), sind aus dem Oberen Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde bekannt.

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm

Griphognathus sculpta SCHULTZE 1969

Holotypus: *Griphognathus sculpta* SCHULTZE (1969: Taf. 1), ein vollständiger Fisch

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm

Rhinodipterus ulrichi ØRVIG 1961

Holotypus: *Rhinodipterus ulrichi* ØRVIG (1961: Taf. 2, Fig. 1), ein Schädelfragment

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach (Stbr. Heiligenstock)

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 4728

3.5. Actinopterygii

Bemerkungen: Es ist nur eine Gattung aus Deutschland bekannt.

Moythomasia laevigata GROSS 1953

Holotypus: *Moythomasia laevigata* GROSS (1953: Taf. 6, Fig. 1), eine Schuppe

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 249

Moythomasia nitida GROSS 1953

Holotypus: *Moythomasia nitida* GROSS (1953: Taf. 4), ein fast vollständiger (kleiner) Fisch

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach (Stbr. Hövel)

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 515-1

Moythomasis striata GROSS 1953

Holotypus: Nicht festgelegt. GROSS (1953) erwähnt zwei Knollen mit Schuppen.

Fundschicht / -ort: Unteres Oberdevon (Kellwasserkalk, *Manticoceras*-Stufe) bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin, Nr. f. 248 und 500

Pisces incertae sedis

Bemerkungen: Die Zuordnung der beiden hier genannten Formen ist unsicher.

?Glyptopomus traquairi VON KOENEN 1895

Holotypus: *Glyptopomus traquairi* VON KOENEN (1895: Taf. 2, Fig. 7), Knochenplatte

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon bei Bad Wildungen

Sammlung: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen, Nr. 476-18

Holopterygius nudus JESSEN 1973

Holotypus: *Holopterygius nudus* JESSEN (1973: Taf. 27, Fig. 7), ein recht vollständiger Fisch

Fundschicht/ -ort: Unteres Oberdevon (Oberer Plattenkalk, Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde) bei Bergisch Gladbach

Sammlung: Naturhistorisches Reichsmuseum, Stockholm, Nr. P. 7789 (a - c)

4. Schriftenverzeichnis

BERG (1940): zitiert in BERG (1957)

BERG, L. S. (1957): System der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische. - 9 u. 310 S., 263 Abb.; Berlin. - [Übersetz. d. Beitr. von BERG 1940 durch W. GROSS]

DENISON, R. H. (1978): Placodermi. - In: SCHULTZE, H.-P. [Hrsg.]: Handbook of Paleichthyology, **2**. - 128 S., 94 Abb.; Stuttgart, New York (Springer).

FRIMAN, L. (1981): *Gerdalysis jesseni* n. sp. aus dem Mitteldevon der Eifel (Sötenicher Mulde). - Paläont. Z., **51**: 1 - 11, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

- (1986): Die devonischen Agnatha des Rheinischen Schiefergebirges unter besonderer Berücksichtigung ihrer Histologie. - Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **64**: 1 - 91, 8 Abb., 11 Taf.; Münster.

GOUJET (1968): zitiert in STENSJÖ (1969)

GROSS, W. (1932): Die Arthrodira Wildungens. - Geol.-paläont. Abh., **19**: 1 - 61, 26 Abb., 2 Taf.; Jena.

- (1933): Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. - Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **154**: 83 S., 20 Abb., 11 Taf.; Berlin.

- (1937): Wirbeltiere des rheinischen Devons, Tl. 2. - Abh. preuss. geol. L.-Anst., N. F., **176**: 83 S., 29 Abb., 10 Taf.; Berlin.

- (1938): *Rachiosteus pterygiatus* n. gen. n. sp. (Euarthrodira, Brachythoraci). - Decheniana, **97A**: 183 - 208, 6 Abb., 4 Taf.; Bonn.

- (1953): Devonische Palaeonisciden-Reste in Mittel- und Osteuropa. - Paläont. Z., **27** (1/2): 85 - 112, 13 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

JAEKEL (1903, 1911, 1919, 1929): zitiert in STENSJÖ (1969)

JESSEN, H. L. (1966): Die Crossopterygier des oberen Plattenkalkes (Devon) der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde (Rheinisches Schiefergebirge) unter Berücksichtigung von amerikanischem und europäischem Onychodus-Material. - Ark. Zool., (2) **18**: 305 - 389, 15 Abb., 22 Taf.; Stockholm.

- (1968): *Moythomasia nitida* GROSS und *M. cf. striata* GROSS, devonische Palaeonisciden aus dem Oberen Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). - Palaeontographica, (A) **128**: 87 - 114, 8 Abb., 7 Taf.; Stuttgart.

- (1973): Weitere Fischreste aus dem oberen Plattenkalk der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde (Oberdevon, Rheinisches Schiefergebirge). - Palaeontographica, (A) **143**: 159 - 187, 6 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.

KOENEN, VON (1883, 1895): zitiert in STENSJÖ (1969)

- LEHMAN, J.-P. (1959): Les Dipneustes du Dévonien supérieur du Groenland. – Medd. Grønland, **160** (4): 58 S., 30 Abb., 21 Taf.; Kopenhagen.
- MILES, R. S. (1966): The acanthodian fishes of the Devonian Plattenkalk of the Paffrath Trough in the Rhineland. – Ark. Zool., (2) **18** (9): 147 – 194, 18 Abb., 10 Taf.; Stockholm.
- ØRVIG, T. (1960): New finds of acanthodians, arthrodires, crossopterygians, ganoids and dipnoans in the Upper Middle Devonian calcareous flags (Oberer Plattenkalk) of the Bergisch Gladbach – Paffrath Trough, Tl. 1. – Paläont. Z., **34**: 295 – 335, 6 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- (1961): New finds of acanthodians, arthrodires, crossopterygians, ganoids and dipnoans in the Upper Middle Devonian calcareous flags (Oberer Plattenkalk) of the Bergisch Gladbach – Paffrath Trough, Tl. 2. – Paläont. Z., **35**: 10 – 27, 5 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.
 - (1971): zitiert in JESSEN (1973)
- SCHMIDT (1938): zitiert in STENSIÖ (1969)
- STENSIÖ (1925, 1937, 1953, 1966): zitiert in STENSIÖ (1969)
- STENSIÖ, E. (1959): On the pectoral fin and shoulder girdle of the arthrodires. – K. svenska Vetensk Akad. Handl., (4) **8** (1): 5 – 226; 105 Abb.; Stockholm.
- (1963): Anatomical studies on the arthrodiran head, 1, Preface, geological and geographical distribution, the organisation of the arthrodires, the anatomy of the head in Dolichothoraci, Coccosteomorhi and Pachyosteomorhi. Taxonomic appendix. – K. svenska Vetensk Akad. Handl., (4) **9** (2): 419 S.; Stockholm.
 - (1969): Arthrodires. – In: PIVETEAU, J. [Hrsg.]: Traite de Paleontologie, **4** (2): 71 – 692, 279 Abb.; Paris.
- SCHULTZE, H.-P. (1969): *Griphognathus* GROSS, ein langschnautziger Dipnoer aus dem Oberdevon von Bergisch Gladbach (Rheinisches Schiefergebirge) und von Lettland. – Geologica et Palaeontographica, **3**: 21 – 79, 43 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Marburg.
- TARLO, L. B. (1964): *Psammosteiformes* (Agnatha), a review with descriptions of new material from the Lower Devonian of Poland, Tl. 1, Histological Part. – Palaeontologia pol., **14**: 150 S.; Warszawa.

Eingang des Manuskriptes: 18. 10. 1988

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

(PAECKELMANN & SCHINDEWOLF 1937: 705)

1. Einleitung

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Tabelle 1 (Fortsetzung)

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

***PAPROTH 1960, VÖHRINGER 1960, KORN 1984

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

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

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

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

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

2. Geologische Übersicht

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

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

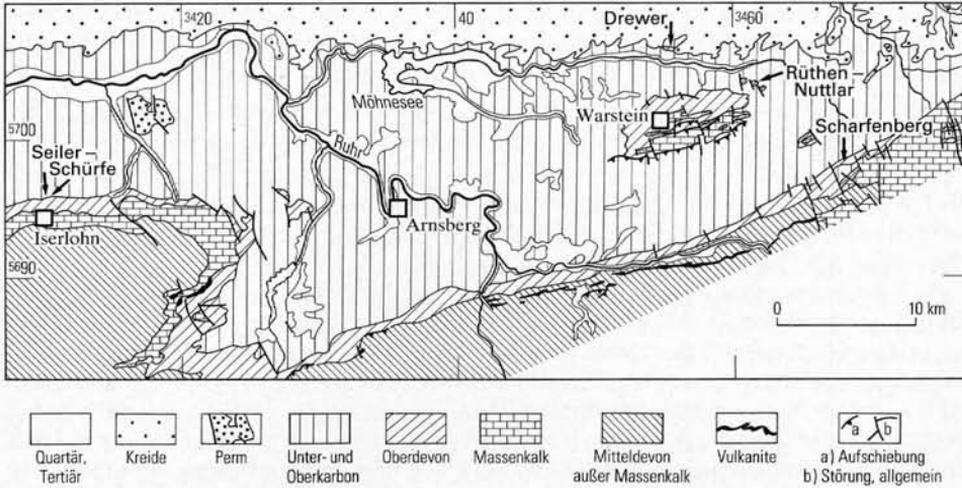


Abb. 1 Lage der beschriebenen Profile an der Grenze Devon/Karbon

Fig. 1 Position of the described Devonian/Carboniferous boundary profiles

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Dabei wurde ein adäquater Kalkstein mit einer reichhaltigen, mehr als 1000 Exemplare aufweisenden, bis heute aber unbearbeitet gebliebenen Goniatitenfauna aufgefunden. Der Kalkstein wurde in den Schürfen I und II angetroffen. Er ist in eine Wechselfolge von schluffigen Tonsteinen, Schluffsteinen und karbonatischen Sandsteinen eingebettet. Im Durchschnitt nur 7 cm mächtig, läßt er sich in einen detritischen unteren und mikritischen oberen Anteil zweiteilen. *Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER) wurde nicht gefunden. In den Jahren 1981 und 1982 wurden die Schürfe I und II erneut geöffnet und vertieft (PAPROTH & STREEL 1982: 50). Dabei glückte KORN (1984) aus den angetroffenen *Imitoceras*-Kalklinsen der Fund von über 100 Goniatiten, welche er nunmehr sieben Arten von *Acutimitoceras* zuweisen konnte. Welche stratigraphische Position der Kalkstein einnimmt, kann

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

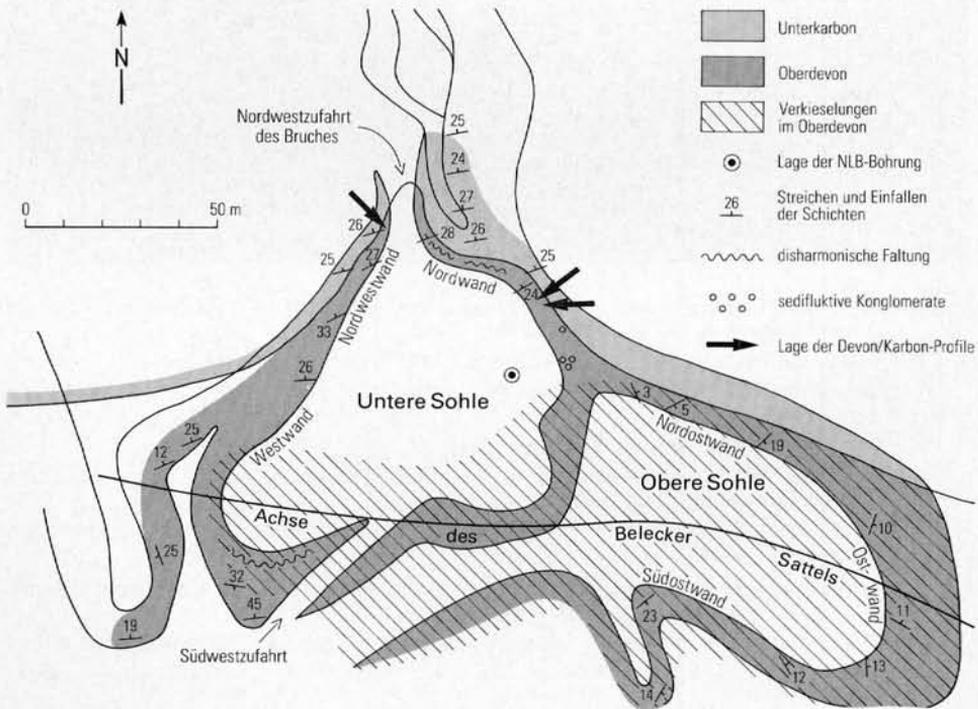


Abb. 2 Geologische Übersicht des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer (nach CLAUSEN 1978)

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

4. Beschreibung der Profile

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

4.1.1. Nordwestwand am ehemaligen Eingang

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

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

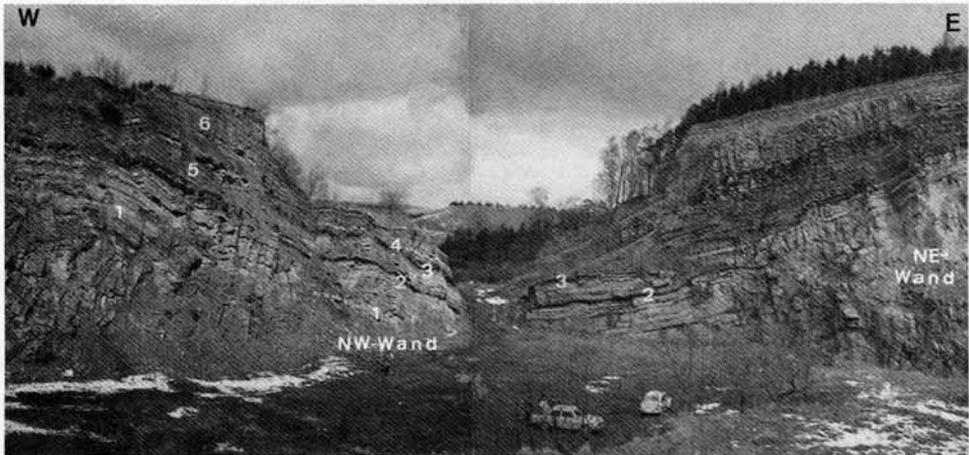


Abb. 3 Blick auf Nordwest-, Nord- und Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer (Foto K. N. THOME, März 1968)

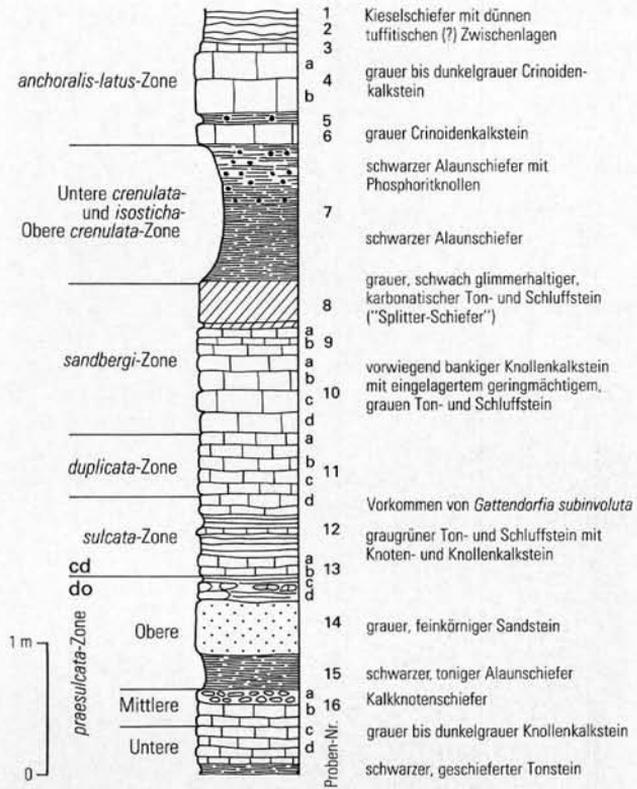
- 6 helle Kieselschiefer, Lydite, Kieselkalke und Tuffite des Unterkarbons
- 5 schwarze Kieselschiefer, Kieselkalke, Lydite, Tonsteine und Tuffite des Unterkarbons
- 4 Erdbacher Kalk
- 3 Liegende Alaunschiefer des Unterkarbons
- 2 Schwarzschiefer der Wocklum-Stufe, darüber Kalkknotentonsteine der höchsten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

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

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

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

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



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

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

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

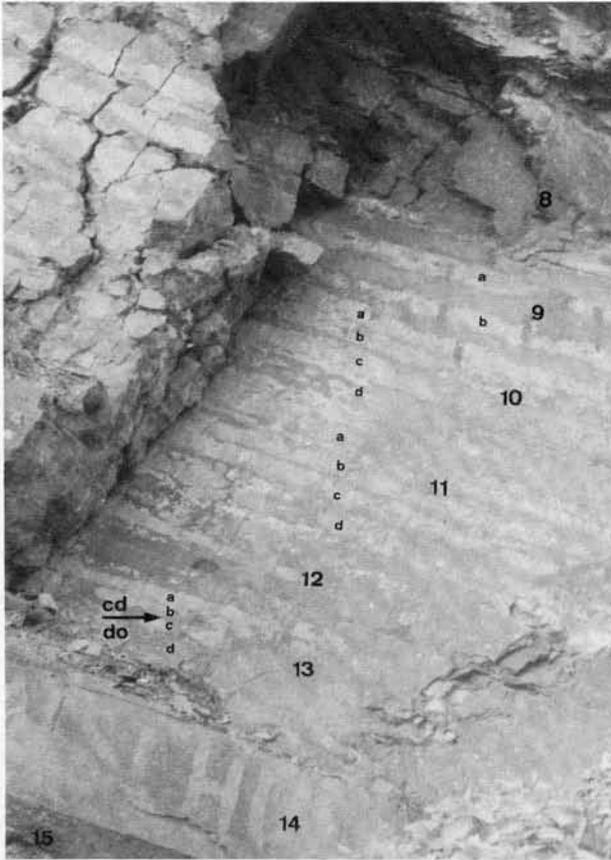


Abb. 5
Ausschnitt aus der Nordwest-
wand des östlichen Provinzial-
steinbruchs Drewer

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

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

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

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

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

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

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

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

Die nomenklatorische Berechtigung dieses Interregnums muß angezweifelt werden:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

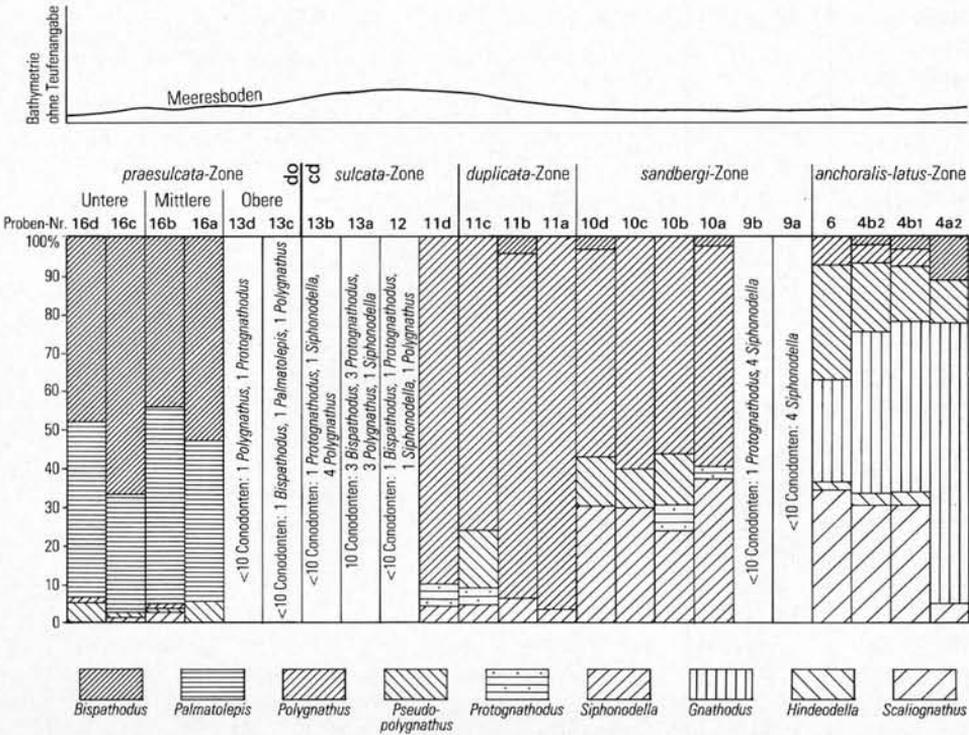


Abb. 6 Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Profil Nordwestwand Drever und ihr Bezug zur Bathymetrie

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

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

4.1.2. Nordostwand

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

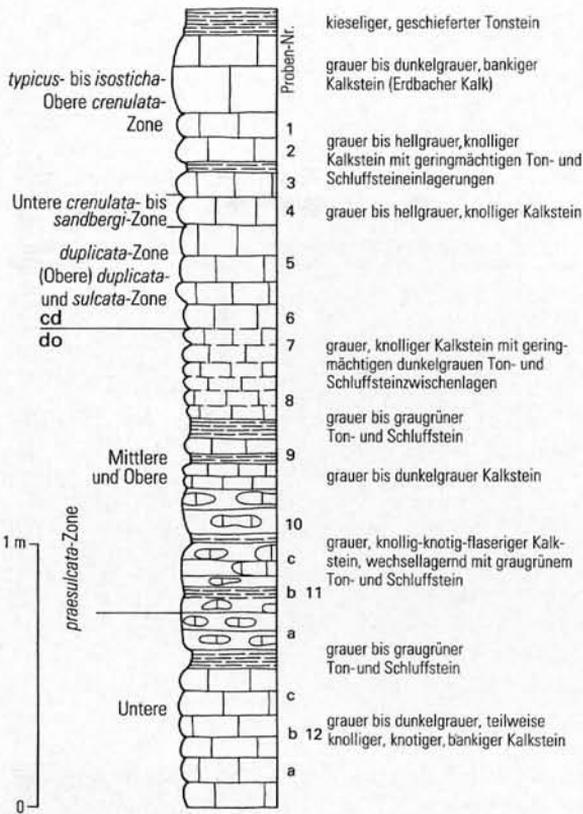


Abb. 7
Östlicher Provinzialsteinbruch
Drewer, Profil Nordostwand

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

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

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

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

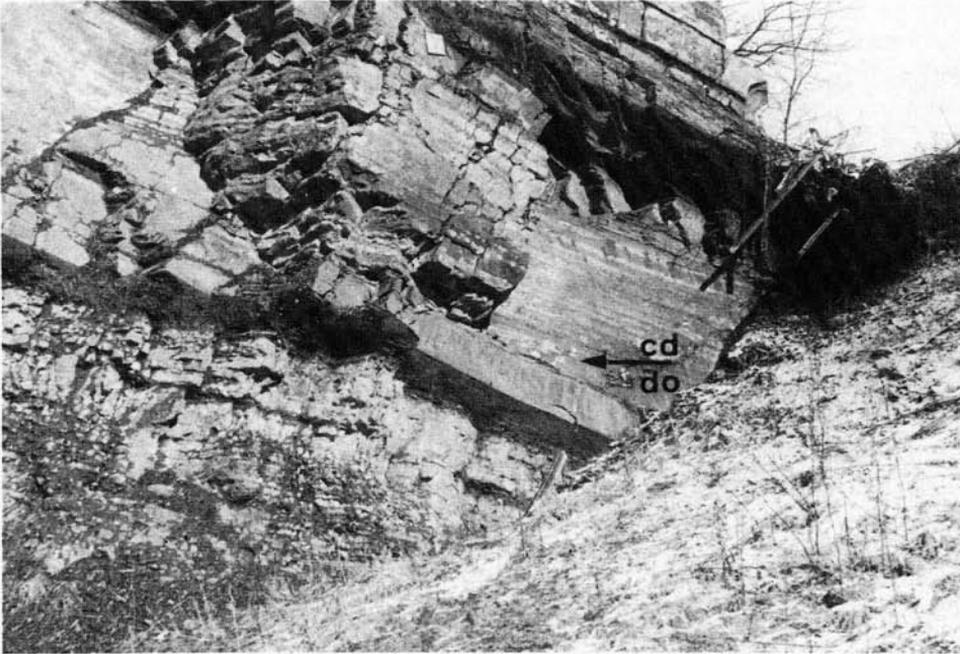


Abb. 8 Ausschnitt aus der Nordwestwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer
Fig. 8 Section of the northwestern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer

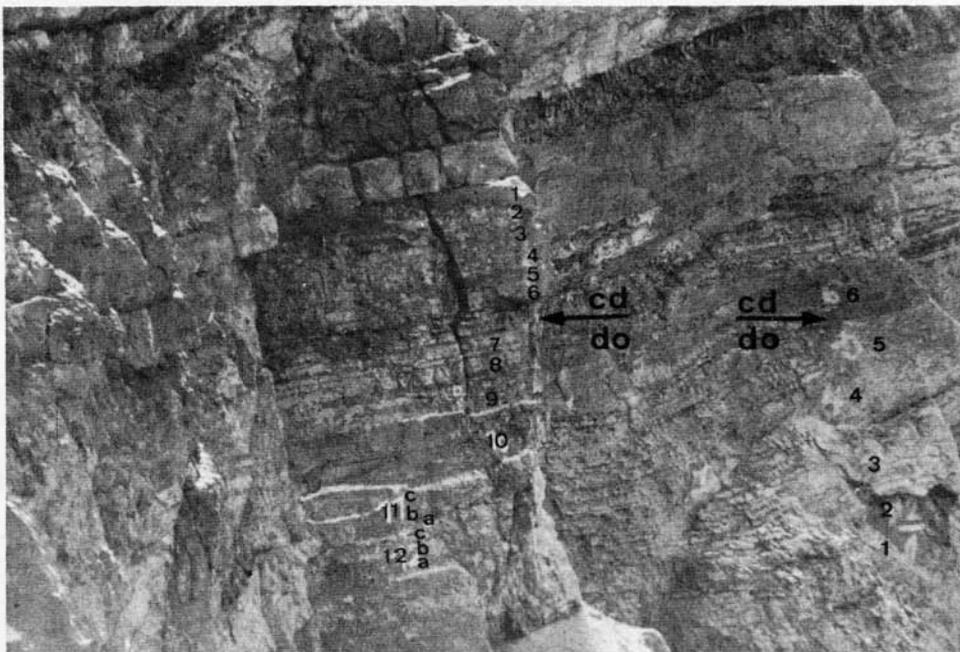


Abb. 9 Ausschnitt aus der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer
Fig. 9 Section of the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer

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

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

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

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

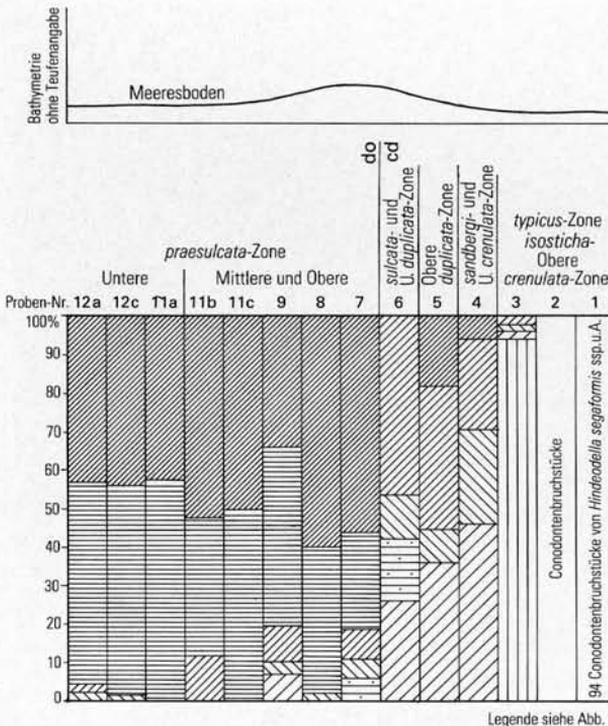


Abb. 10
Stratigraphische Verteilung
der Plattformconodonten-Gat-
tungen im Profil Nordostwand
Dreier und ihr Bezug zur Ba-
thymetrie

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

Tabelle 3

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

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

Tabelle 4

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

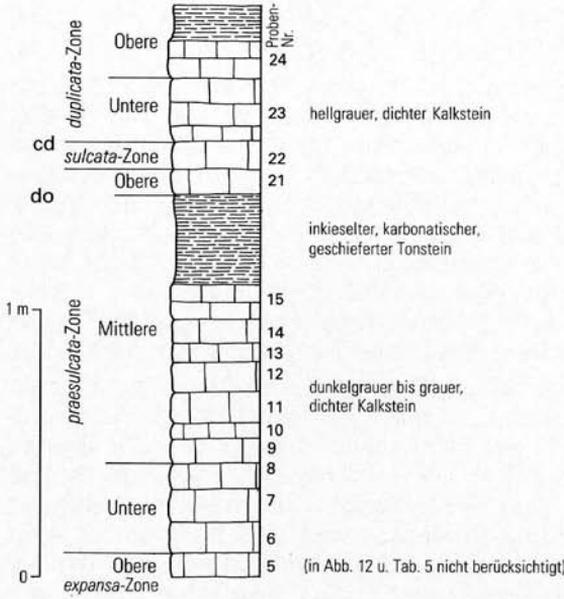


Abb. 11
 Profil an der Straße Rütthen - Nuttlar
 Fig. 11
 Profile at the road Rütthen - Nuttlar

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

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

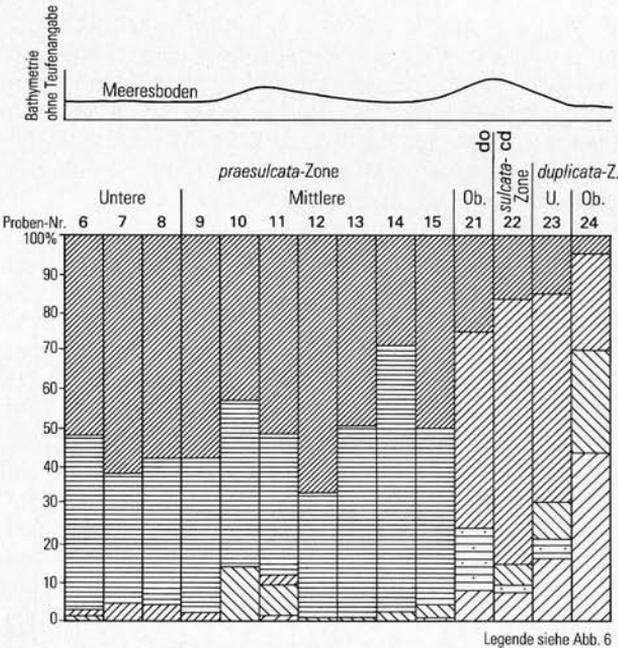


Abb. 12
 Stratigraphische Verteilung von Plattformconodontengattungen im Profil an der Straße Rütthen - Nuttlar (Eulenspiegel-Sattel) und ihr Bezug zur Bathymetrie

Fig. 12
 Stratigraphical distribution of platform conodont genera in the profile at the road Rütthen - Nuttlar (Eulenspiegel anticline) with regard to the bathymetry

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

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

Tabelle 5

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

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

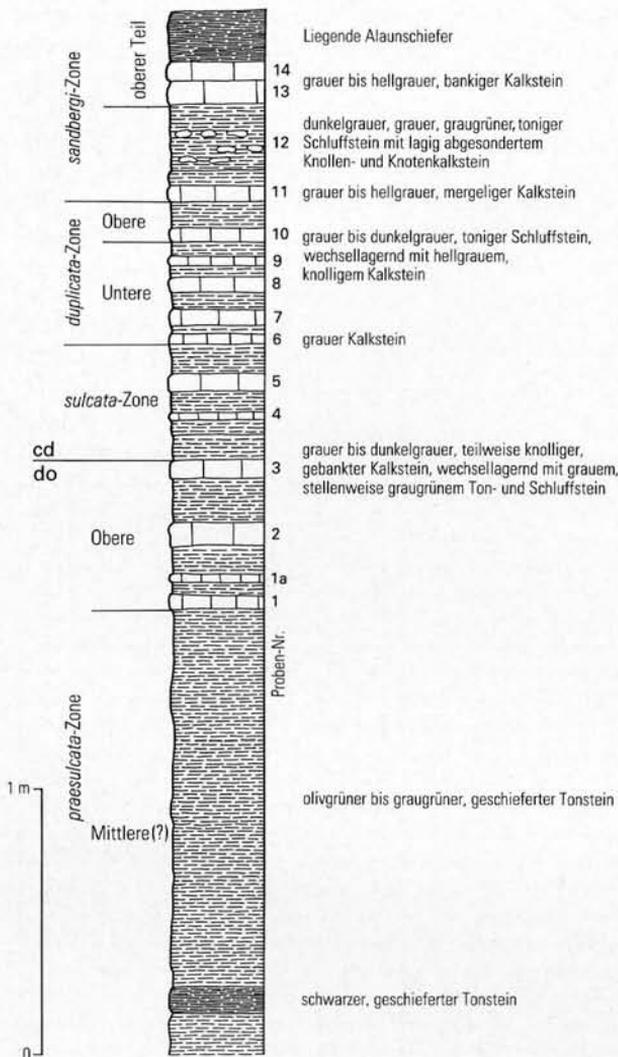


Abb. 13
Profil Scharfenberg am süd-
östlichen Ortsausgang Schar-
fenberg

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

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

Tabelle 6

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

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

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

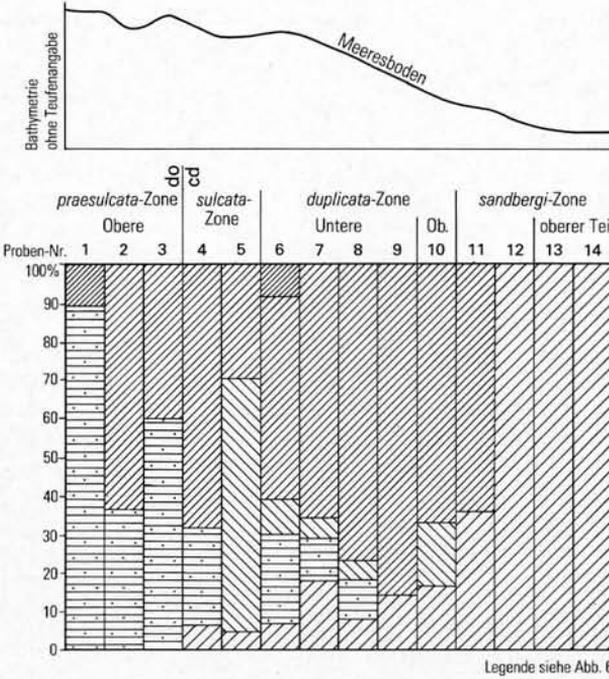


Abb. 14
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Profil Scharfenberg und ihr Bezug zur Bathymetrie

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

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

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

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

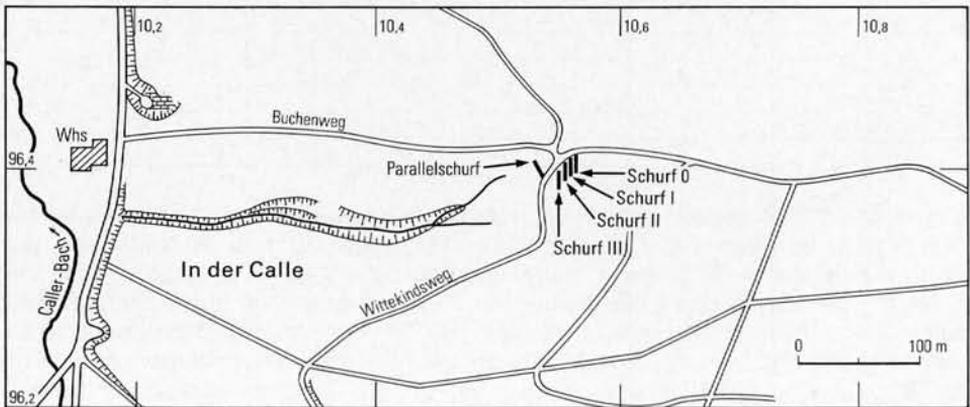


Abb. 15 Lage der Schürfe an der Seiler bei Iserlohn

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

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

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

4.4.1. Parallelschurf

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

Tabelle 7

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

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

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

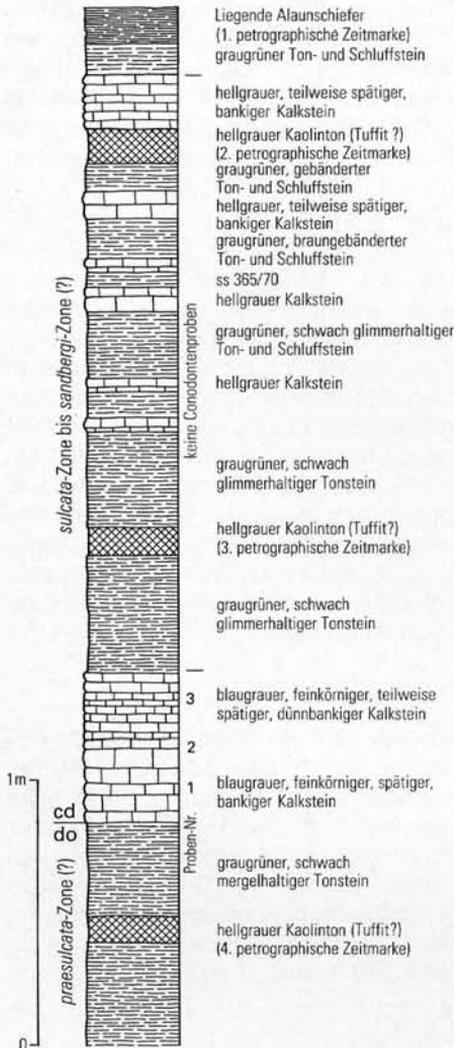


Abb. 16 Profil Seiler, Parallelschurf
Fig. 16 Seiler profile, parallel prospecting trench

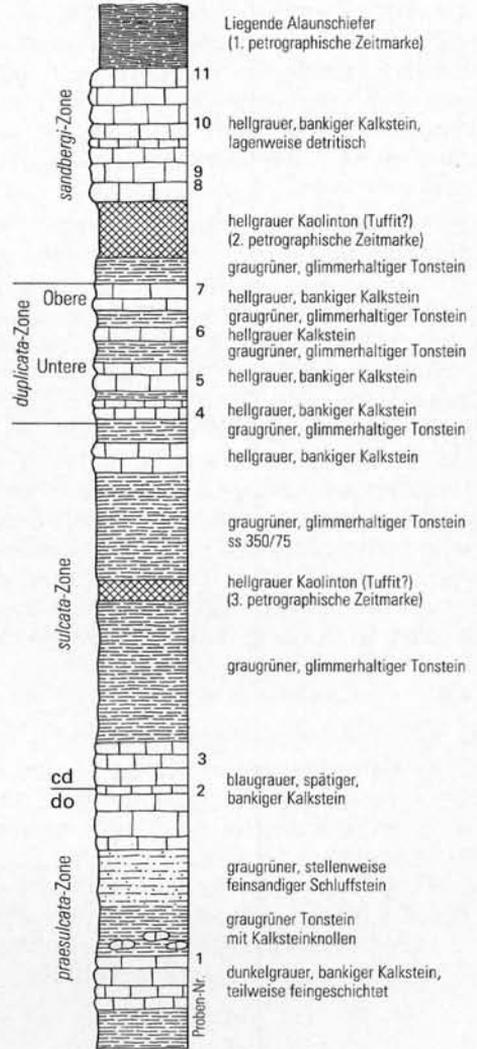


Abb. 17 Profil Seiler, Schurf III
Fig. 17 Seiler profile, prospecting trench III

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

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

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

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

4.4.2. Schurf III

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

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

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

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

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

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

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

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

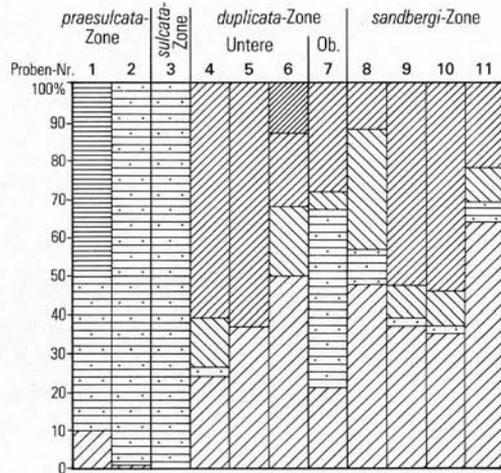
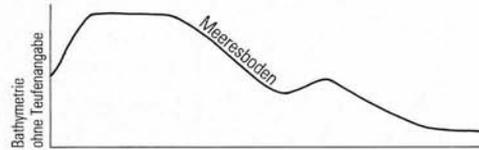


Abb. 18
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf III und ihr Bezug zur Bathymetrie

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

Legende siehe Abb. 6

4.4.3. Schurf II

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

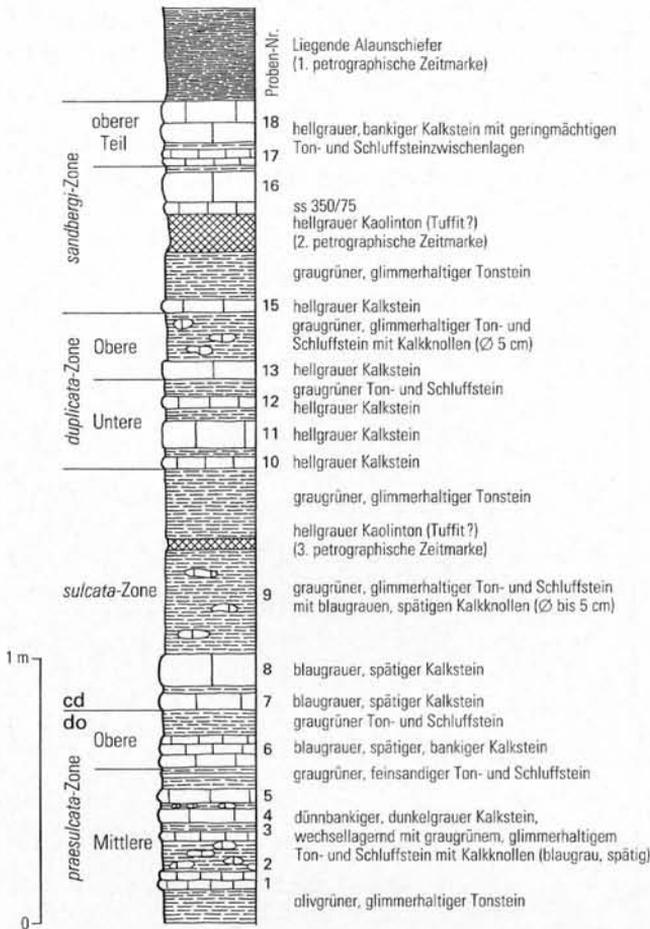


Abb. 19
 Profil Seiler, Schurf II
 Fig. 19
 Seiler profile, prospecting
 trench II

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

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

Tabelle 9

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

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

4.4.4. Schurf I

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

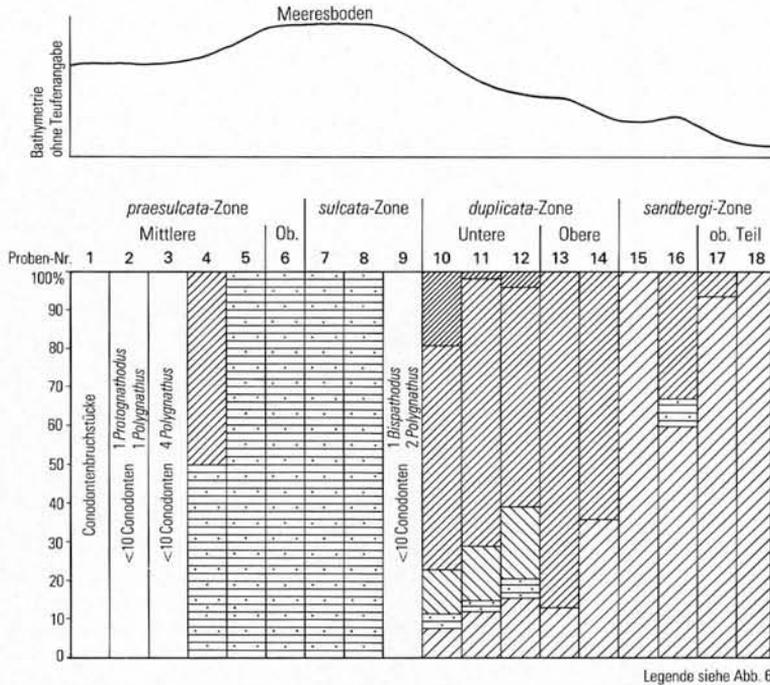


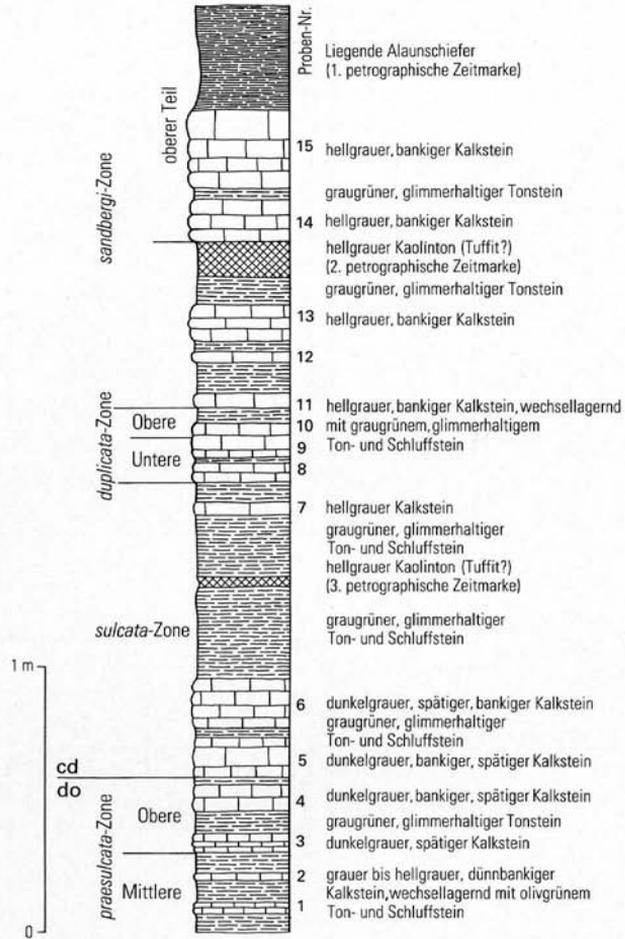
Abb. 20 Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf II und ihr Bezug zur Bathymetrie

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

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

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

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



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

4.4.5. Schurf 0

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

Tabelle 10
Verbreitung und Häufigkeit der Conodonten im
Devon/Karbon-Grenzbereich im Seiler-Schurf I

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

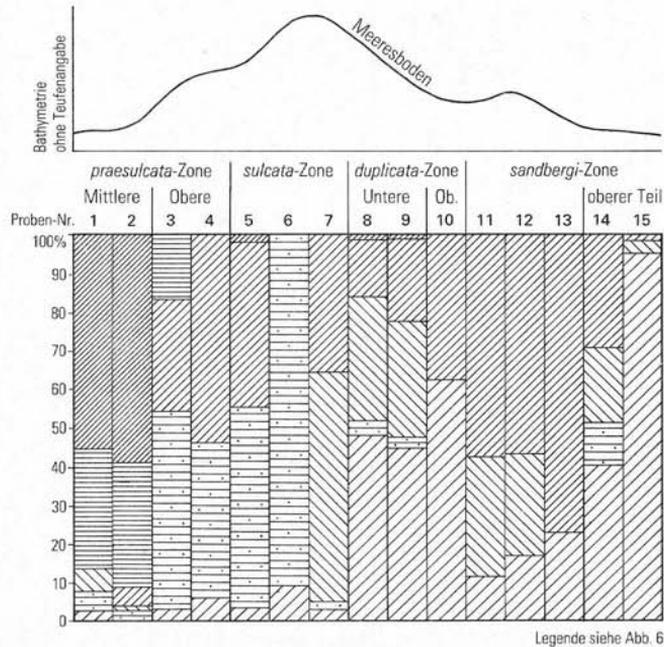
unterste Kalksteinbank (Pr. 2) innerhalb dieser Wechselfolge ist im Gegensatz zu den hangenden dunkelgrau bis blaugrau und spätig. In ihr treten erstmals *Protognathodus kuehni* und *Siphonodella sulcata* auf, die die *sulcata*-Zone belegen. Die liegenden 1,2 m mächtigen Schichten sind kalksteinfrei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

Abb. 22

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

Fig. 22

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



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

4.4.6. Zusammenfassende Betrachtung der Seiler-Schürfe

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

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

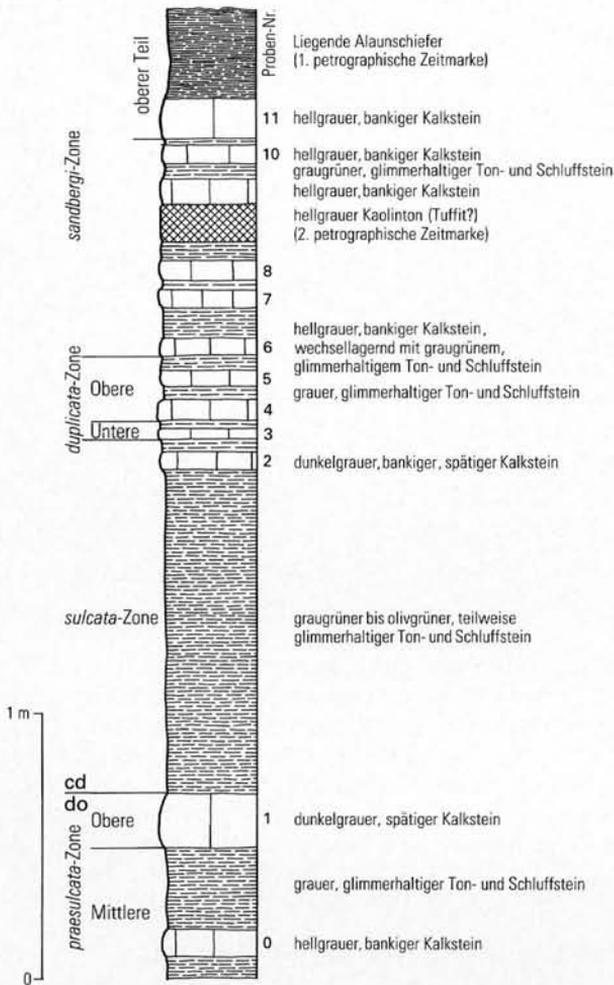


Abb. 23
 Profil Seiler, Schurf 0
 Fig. 23
 Seiler profile, prospecting
 trench 0

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

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

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

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

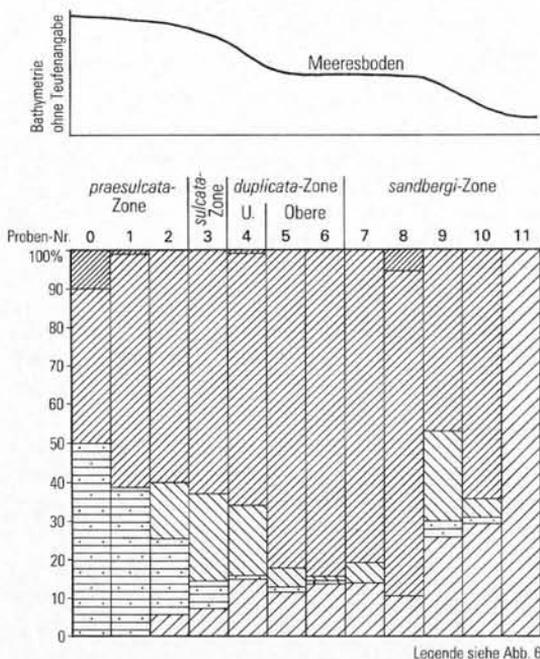


Abb. 24
Stratigraphische Verteilung der Plattformconodonten-Gattungen im Schurf 0 und ihr Bezug zur Bathymetrie

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

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

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

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

5. Die Conodontenverteilung in den Einzelprofilen

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

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

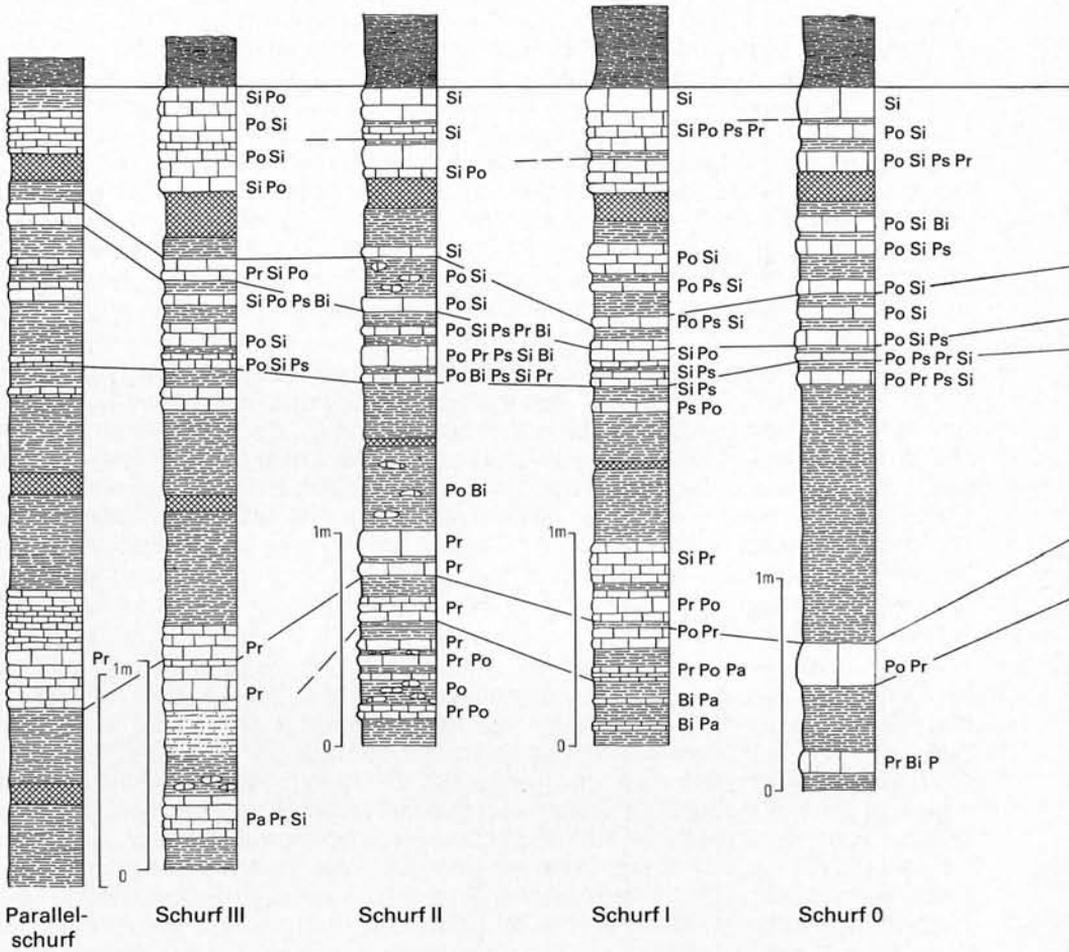
Ganz anders dagegen sind die Verhältnisse im Profil Scharfenberg (s. Tab. 6, S. 191, u. Abb. 14, S. 192). So ist die Anzahl der Conodonten in der *praesulcata*-Zone geringer als in den unterkarbonischen Profilabschnitten. Dort spielt offensichtlich die lithologische Ausbildung der Kalksteine eine ausschlaggebende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

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

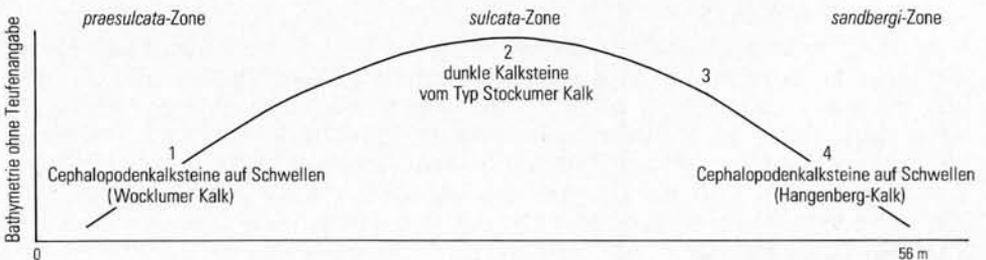
Wiederum ganz andere Verhältnisse liegen im Profil I vor, zumal die Kalksteine der Mittleren *praesulcata*-Zone typische Cephalopodenkalksteine sind und nicht wie in den vorgenannten Profilen Äquivalente des Stockumer, sondern des Wocklumer Kalks. Sie enthalten eine wesentlich geringere Anzahl an Conodonten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

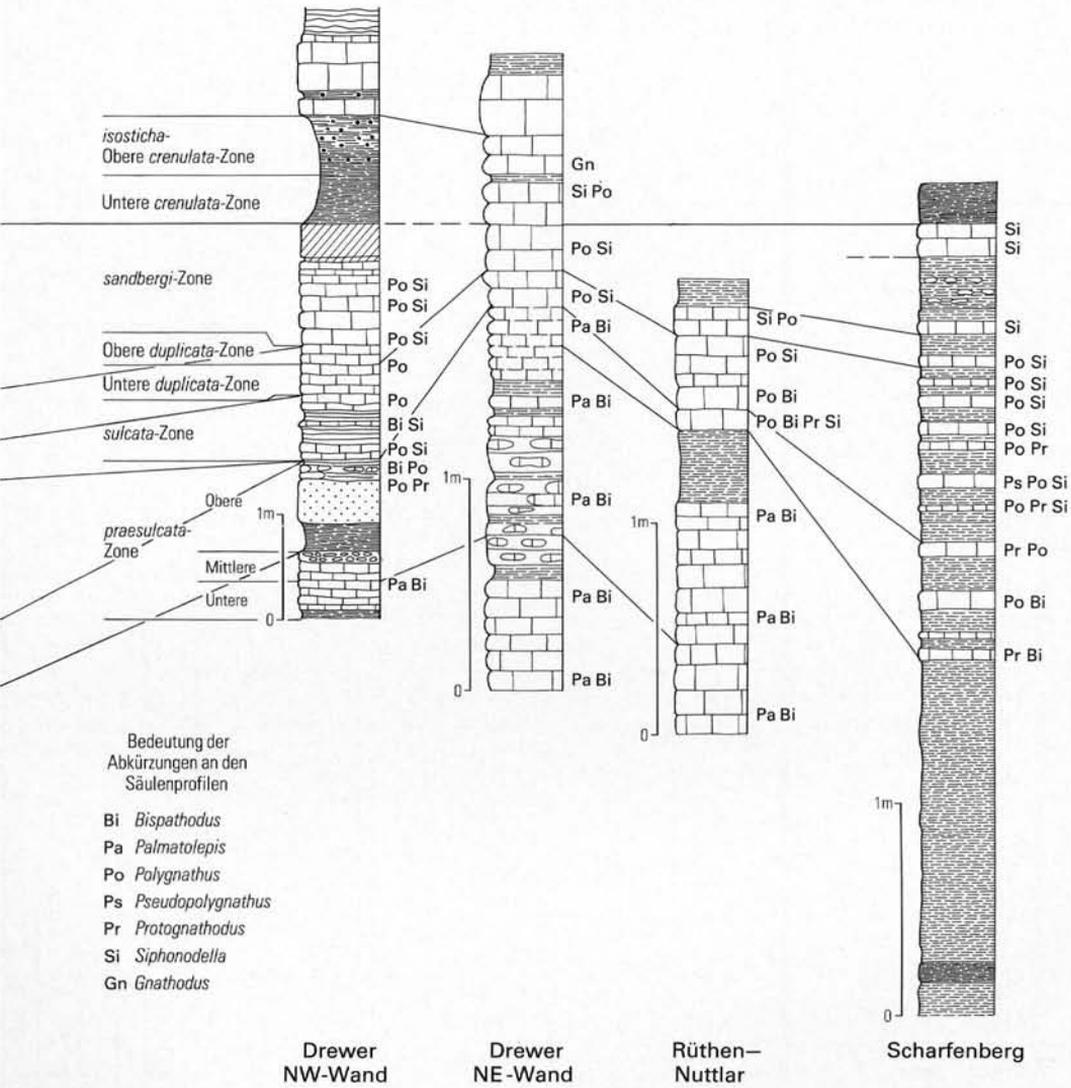
Abb. 25 Parallelisierung der in Kapitel 4. beschriebenen Einzelprofile mit Angabe ihrer Position zur Bathymetrie

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



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





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

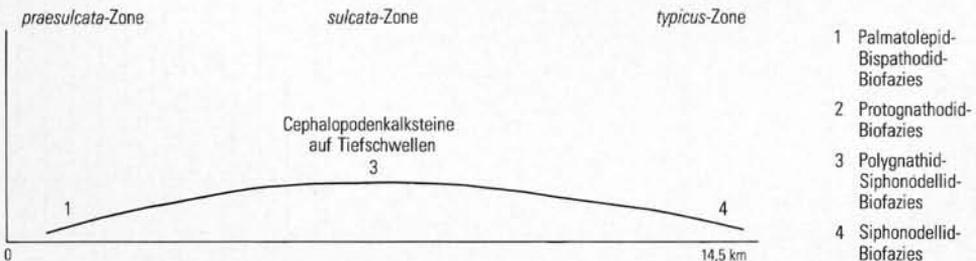


Tabelle 12
 Verbreitung der stratigraphisch wichtigen Conodonten
 im höchsten Oberdevon und tieferen Unterkarbon

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

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

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

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

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

6. Analyse der Conodontenfaunen

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7. Vorschlag für ein Referenzprofil

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

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

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

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

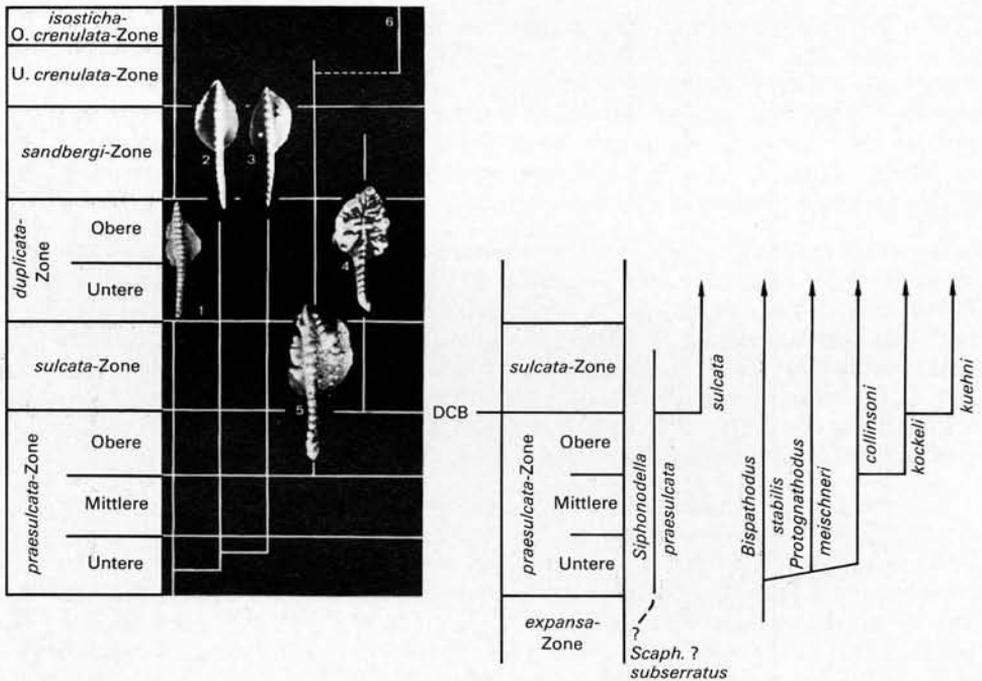


Abb. 26 Verbreitung der Gattung *Protognathodus* im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon (links) und phylogenetische Entwicklung der wichtigen Conodontengattungen *Siphonodella* und *Protognathodus* (rechts)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

8.1. Material

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

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

8.2. Systematik

Clymeniina HYATT 1884

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

8.3. Stratigraphie

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

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

9. Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, H., & GROOS-UFFENORDE, H., & STREEL, M., & UFFENORDE, H., & WALLISER, O. H. (1974): The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge). – *Newsl. Stratigr.*, **3**, **4**: 263–276, 2 Abb.; Leiden.
- BECKER, T. (1988): Ammonoids from the Devonian-Carboniferous boundary in the Hasselbach valley (northern Rhenish slate mountains). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 193–213, 6 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- BECKER, T., & BLESS, M. J. M., & BRAUCKMANN, C., & FRIMAN, L., & HIGGS, K., & KEUPP, H., & KORN, D., & LANGER, W., & PAPROTH, E., & RACHEBOEUF, P., & STOPPEL, D., & STREEL, M., & ZAKOWA, H. (1984): Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 181–191, 6 Abb., 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- CLAUSEN, C.-D. (1978): Bericht über die Kartierung 1977 auf Blatt 4516 Warstein. – 56 S., 25 Abb., 1 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1: 25 000, Erl., **4516** Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DRESEN, R., & SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W. (1986): Review of late Devonian and early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies models as applied to the Ardenne shelf. – *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**: 27–42, 11 Abb.; Lüttich.
- FLAJS, G., & FEIST, R., & ZIEGLER, W. [Hrsg.] (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**: 245 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Frankfurt/Main.
- GALLWITZ, H. (1926): Vorläufige Mitteilung über stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont. (B)* **1926** (8): 260–265; Stuttgart.
- (1927): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **48**: 487–527, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- GROOS-UFFENORDE, H., & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 58–87, 7 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- HEINKE, H.-J. (1978): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon am Nordrand des Remscheid-Altener Sattels zwischen Iserlohn und dem Hönnetal (Mbl. 4612 Iserlohn, Mbl. 4512 Menden und Mbl. 4613 Balve). – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*: 132 S., 47 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Marburg. – [Unveröff.]
- HENKE, W. (1924): Erläuterungen zu Blatt Endorf Nr. 4714. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten* 1: 25 000: 44 S.; Berlin.

- KOCH, M., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679–732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KORN, D. (1981): Ein neues, Ammonoiten-führendes Profil an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland (Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981** (9): 513–526, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 71–89, 6 Abb., 4 Taf.; Frankfurt/Main.
 - (1986): Ammonoid evolution in late Fammenian and early Tournaisian. – In: BLESS, M. J. M., & STREEL, M. [Hrsg.]: Late Devonian events around the Old Red Continent. – Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 49–54, 2 Abb., 1 Tab.; Lüttich.
 - (1988): On the stratigraphical occurrence of *Cymaclymenia evoluta* (H. SCHMIDT, 1924) at the type locality. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**: 215–216, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
 - : Zur Ammonoiten-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze. – 2 Abb., 1 Taf. – [In Vorbereitung]
- KORN, D., & PRICE, J. (1987): Taxonomy and phylogeny of the Kosmoclymeniinae subfam. nov. (Cephalopoda, Ammonoidea, Clymeniida). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**: 5–75, 27 Abb., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
- KÜHN-VELTEN, H. (1968): Struktur, Orientierung und Richtung in sandigem Oberdevonsediment (Plattensandstein der Nehden-Stufe) des nördlichen Sauerlandes. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 239–268, 15 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- LANE, H. R., & SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**: 117–164, 3 Abb., 11 Tab., 10 Taf.; Marburg.
- MEISCHNER, D. (1970): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. – C. R. 6. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, **3**: 1169–1180, 3 Abb.; Sheffield.
- PAECKELMANN, W., & KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme Nr. 2585. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000: 61 S., 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PAECKELMANN, W., & SCHINDEWOLF, O. H. (1937): Die Devon-Karbon-Grenze. – C. R., 2. Congr. Avanc. Et. Strat. Carbonif., Heerlen 1935, **2**: 703–714; Maastricht.
- PAPROTH, E. (1960): Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 385–422, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1962): Bericht über die Aufnahme des Profils an der Grenze zwischen Devon und Karbon bei Stockum im Sauerland. – 2 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
 - (1986): An introduction to a field trip to the late Devonian outcrops in the Northern Rheinisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). – In: BLESS, M. J. M., & STREEL, M. [Hrsg.]: Late Devonian events around the Old Red Continent. – Ann. Soc. géol. Belg., **109**: 275–284, 7 Abb., 4 Tab.; Lüttich.
- PAPROTH, E., & STREEL, M. [Hrsg.] (1982): Devonian-Carboniferous transitional beds of the northern „Rheinisches Schiefergebirge“. – Guidebook, IUGS, Commiss. Stratigr. Work. Group on the Devonian/Carboniferous Boundary: 63 S., 34 Abb., 9 Tab.; Lüttich.
- , & – (1984): Precision and practicability: On the definition of the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 255–258, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
 - , & – (1985 a): In search of a Devonian-Carboniferous boundary. – Episodes, **8** (2): 110–111; Ottawa/Ontario.
 - , & – (1985 b): Devonian-Carboniferous boundary: Last call for candidate stratotypes. – Ir. J. Earth Sci., **7**: 7; Dublin.
- PRICE, J. D., & HOUSE, M. R. (1984): Ammonoids near the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**: 15–22, 3 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- RICHTER, R., & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel des Trilobiten. – Senckenbergiana, **32** (1/4): 219–266, 10 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/Main.

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

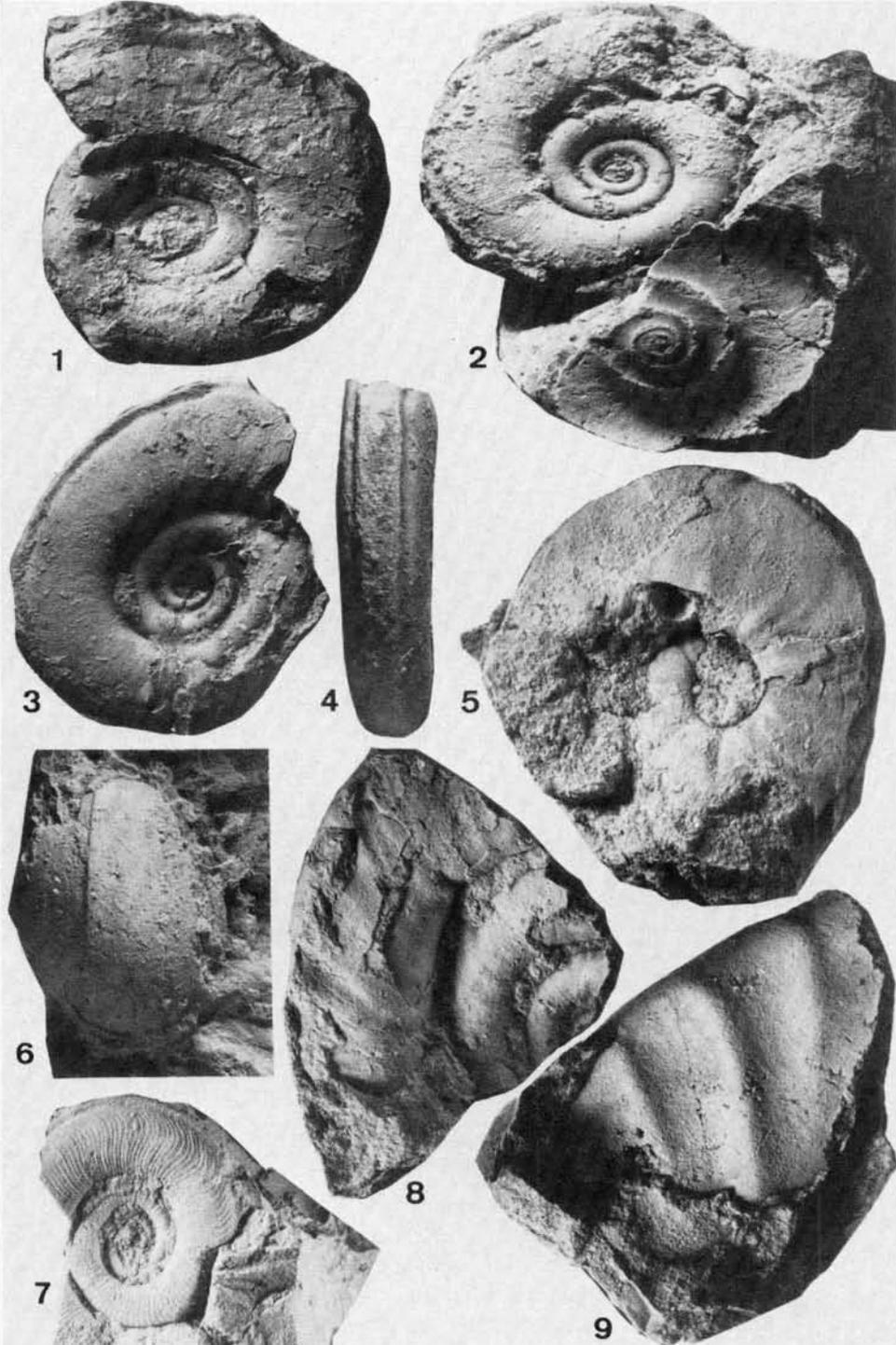
Eingang des Manuskriptes: 9. 12. 1986

Tafel 1 / Plate 1

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

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

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



Tafel 1

Nachweis von Glaukonit in den Devon/Karbon-Grenzschiefern im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer (Belecker Sattel, Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ *

Upper Devonian, Lower Carboniferous (boundary beds), ostracod fauna (Thuringian ecotype), glauconite genesis, Rhenish massif (eastern Provincial Quarry at Drewer), North Rhine-Westphalia (Sauerland), TK 25: 4516

Kurzfassung: An der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer wurden Litho- und Biofazies der Devon/Karbon-Übergangsschiefern, einer ca. 30 cm mächtigen, vorwiegend aus Carbonatgesteinen bestehenden Abfolge, Bank für Bank untersucht. Dabei wurde ein Massenvorkommen silikatisierter Ostracoden (> 10 000 Exemplare pro kg Kalkstein) entdeckt, welches mit dem „Thüringer Ökotyp“ vergleichbar ist.

Die einzelnen Ostracodenschalen weisen sehr abweichende spezifische Gewichte auf, was darauf hinweist, daß sie aus unterschiedlicher Mineralsubstanz aufgebaut sind. In der Tat ließen sich in dem durch Silikatisierung der Kalkschalen entstandenen Quarzgerüst nesterartig verbreitete Glaukonitkristallite nachweisen.

Die Verwesung von Ostracodenweichteilen und der Zersatz von an Außen- und Innenlamelle der Schalen geknüpfter organischer Substanz schufen bei erhöhten pH-Werten reduzierende Bedingungen, welche eine frühdiagenetische Glaukonitbildung ermöglichten. Der pseudomorphe Ersatz des Schalencalcits durch Kieselsäure erfolgte erst nach der Glaukonitbildung bei niedrigeren pH-Werten. Die Silikatisierung trat spätdiagenetisch während der Kompaktionsphase der die Schalen umgebenden Calcilitite ein.

[Proof of glauconite in the Devonian/Carboniferous boundary beds in the eastern Provincial Quarry at Drewer (Belecke anticline, northeastern Rhenish massif)]

Abstract: In the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer litho- and biofacies of the Devonian/Carboniferous boundary beds, an about 30 cm thick carbonate sequence, have been investigated layer by layer. Thereby silicified ostracods have been discovered in large numbers (more than 10 000 specimens per kg limestone). They can be compared with the "Thuringian ecotype".

Various ostracod valves show very divergent specific gravities pointing to different mineral substances in the valves. Indeed nidiform glauconite crystallites could be identified in the quartz framework which had been arisen from silification of calcareous shells.

* Anschrift der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN und Dr. K. LEUTERITZ, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1

The decay of ostracod soft bodies and the decomposition of organic matter, attached to the outer and inner lamella of the valves, produced reducing conditions. Those conditions, together with higher pH values, enabled an early diagenetical genesis of glauconite. The pseudomorphic substitution of calcite by silicic acid happened after the genesis of glauconite. The replacement was due to lower pH values and linked to the compaction phase of the calcilutite surrounding the valves.

[Preuve de l'existence de glauconite dans les couches de passage du Dévonien au Carbonifère dans la «carrière orientale de la province» („Provinzialsteinbruch“) à Drewer (anticlinale de Belecke, partie nord-est du massif rhénan)]

Résumé: Au mur escarpé nord-est de la «carrière orientale de la province» sud-ouest de Drewer (Westphalie), on a étudié les litho- et biofaciès des couches de transition entre Dévonien et Carbonifère. Dans une succession de carbonates de 30 cm d'épaisseur, on a trouvé des valves d'ostracodes silicifiées en masse (plus de 10 000 valves par kg de calcaire). On peut les comparer avec l'écotype de la Thuringe.

Les poids spécifiques des valves d'ostracodes et leur composition minéralogique sont très différents. Dans le squelette du quartz formé par la silification des valves, on peut constater des cristallites de glauconite sous forme de nids. Sous des valeurs pH élevées, la putréfaction des parties molles d'ostracodes et la désagrégation de la substance organique située au lamelles extérieures et intérieures de valves formaient des conditions réductrices, qui rendaient possible une formation de glauconite pendant le début de diagénèse. La substitution pseudomorphe de la calcite des valves par du quartz eut lieu sous des valeurs pH basses après la formation de glauconite. La silification eut lieu vers de fin de la diagénèse pendant la compaction des calcilutites de l'entourage des valves.

1. Einleitung

Ca. 2,5 km nördlich des Warsteiner Sattels tritt der Belecker Sattel zutage, welcher sich aus zwei Abschnitten, dem westlichen und östlichen Teilsattel, zusammensetzt. Der östliche ist gegenüber dem westlichen, etwa 1,5 km langen Teilsattel kulissenartig nach Norden verschoben. Weist schon der westliche Teilsattel an seiner Nordflanke mehrere gute Aufschlüsse auf, so ist der östliche fast über seine gesamte Länge von 1 200 m und Breite von 450 m durch zwei riesige Steinbrüche, den westlichen und den östlichen Provinzialsteinbruch Drewer, ganz vorzüglich erschlossen.

Beide Steinbrüche sind in zahlreichen Publikationen aus der Sicht mehrerer geowissenschaftlicher Teildisziplinen (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie, Paläogeographie, Tektonik) detailliert beschrieben, so daß es sich erübrigt, hierauf weiter einzugehen. Hier sei auf das von CLAUSEN & LEUTERITZ (1984) gegebene umfassende Literaturverzeichnis verwiesen. Zu den zahlreichen, Aufsehen erweckenden geologischen Besonderheiten, welche sich vornehmlich im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer dem Geowissenschaftler erschließen (eine ca. 60 Mio. Jahre umfassende, kondensierte, vorwiegend karbonatische Abfolge vom tiefen Frasnium bis zum höheren Viséum; ein nur durch eine Bohrung erkundetes Massenkalk-Riff im Untergrund des Steinbruchs, welches die Sedimentationsgeschichte ihrer Deckschichten gesteuert hat; intraformationale, synsedimentär angelegte, disharmonische Rutschfallen im höheren Oberdevon; einige mehrere Meter hochaufragende, sich zum Hangenden hin verjüngende Verkieselungsdome, welche ihre Entstehung azendenten Hydrothermen verdanken; endemische Clymenienfaunen), kommen in dieser Arbeit zwei weitere Eigenarten hinzu: Ein Massenvorkommen silikatisierter Ostracoden und der erste Nachweis paläozoisch gebildeten Glaukonits im Rheinischen Schiefergebirge. Die beiden letzten Phänomene wurden bei der sedimentpetrographischen und cono-

dontenchronologischen Bearbeitung der Devon/Karbon-Übergangsschichten entdeckt. CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER (1987) schlugen dieses Schichtenpaket als Grenzstratotypus der Devon/Karbon-Grenze vor.

Zur Festlegung dieser Grenze wurden die Nordwestwand und die Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer für die Entnahme von Conodontenproben mehrmals befahren (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987).

Im höchsten Teil der Wocklum-Stufe ist im Bereich der Nordwestwand (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1989, dieser Band, S. 161 – 226) die Kalksteinsedimentation durch alaunschieferartige, geringmächtige Schichten unterbrochen. Sie dokumentieren dort den in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges verbreiteten ältesten Teil der Hangenberg-Schiefer. Das Hangende bilden ebenfalls geringmächtige Sandsteine (Hangenberg-Sandstein?) sowie Ton- und Schluffsteine, die mit bankigen Knollenkalksteinen wechsellagern. Darüber folgt die geschlossene bankige Cephalopodenkalksteinabfolge des Hangenberg-Kalks.

Im Gegensatz zur Nordwestwand weist die nur ca. 30 m entfernte Nordostwand im gleichen stratigraphischen Bereich lithologische Besonderheiten auf. So fehlen dort Schwarzschiefer und Sandsteine in der Wocklum-Stufe sowie die Liegenden Alaunschiefer. Das Nichtvorhandensein dieser vielerorts typischen Sedimente im Grenzbereich Devon/Karbon ist nicht auf Schichtlücken zurückzuführen, vielmehr wurden solche Schichten an der Nordostwand durch Kalksteine ersetzt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Der gesamte Belecker Sattel ist aus einer Tiefschwelle hervorgegangen. Der Zentralteil der Schwelle wurde weitgehend von klastischer Trübe ausgespart. Silikatische Partikel reicherten sich vor allem an den Schwellenflanken an. Die Schwellenstruktur wird unter anderem verdeutlicht durch geringmächtige Ton-Schluffstein-Zwischenlagen innerhalb der knollig-bankigen Kalksteinabfolge (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987), durch eine conodontbiostratigraphische Kondensation sowie durch Fließfalten ganzer Schichtenpakete an der Nordwestflanke der Schwelle (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die heute vorliegende Sattelstruktur im Steinbruch Drewer ist somit ein einzigartiges Belegbeispiel einer Tiefschwelle, die bei der asturischen Gebirgsbildung nur geringfügig tektonisch überprägt wurde.

Nach den genannten Befunden konnte davon ausgegangen werden, daß innerhalb der Cephalopodenkalksteinabfolge ein lückenloses Profil von der *praesulcata*- bis zur *anchoralis*-Zone anzutreffen ist und somit der Devon/Karbon-Grenzbereich genau markiert werden kann (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987).

Die bislang nur mit technischen Hilfsmitteln (Feuerwehr, Kran) zugängliche Steinbruchwand wurde engmaschig in dicht beieinanderliegenden Profilen in den Jahren 1978, 1979 und 1986 beprobt, wobei Schicht für Schicht umfangreiches Material entnommen wurde.

2. Lithologie

Cephalopodenkalkstein- und Kalkknollenschieferfazies beherrschten während des Famenniums und Tournaisiums die Sedimentation auf der Belecker Schwelle. Auf den Schwellenhängen stellen sich fazielle Änderungen und die daraus resultierenden, ganz andersgearteten Ablagerungen (Schwarzschiefer, Mergel, Ton-, Schluff- und Sandsteine) ein.

Eine uniforme lückenlose Kalksteinabfolge kennzeichnet im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer an der Nordwest- wie auch an der Nordostwand den

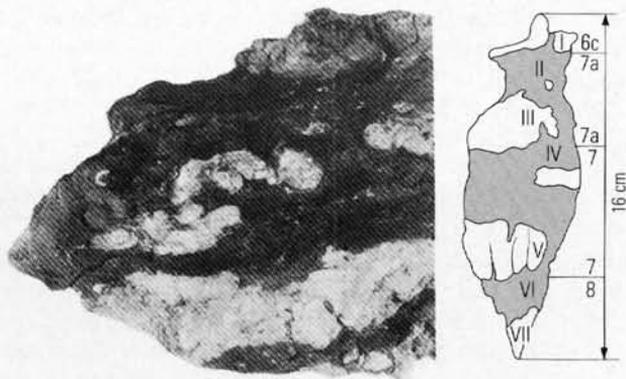
engeren Bereich der Devon/Karbon-Übergangsschichten. Während an der Nordwestwand Carbonate vielfach zugunsten von Tonsteinen zurücktreten, so daß in der Regel nur schmale, knollig und linsig auflösende Kalksteinbänke in einer Tonsteinmatrix vorkommen, ist die Ausbildung der Cephalopodenkalksteine an der Nordostwand geschlossener. Aber auch dort ist die Lithologie des karbonatischen Trärgesteins vertikal wie horizontal sehr unterschiedlich. Selbst innerhalb ein und derselben Bank treten auf kurze Entfernungen Inhomogenitäten auf, die sich vor allem in Mächtigkeitsschwankungen im Millimeter- bis Zentimeterbereich niederschlagen. Das beruht hauptsächlich auf dem An- und Abschwellen der in die Kalksteine eingeschalteten Tonsteinlagen, welche – ausgehend von einigen Zentimetern Dicke – bis zu kaum erkennbaren Schichtbelegen ausdünnen können. Jedoch auch das linsige und knotig-knollige Anschwellen mancher Carbonatbänke führt schon über eine Entfernung von nur wenigen Metern zu unregelmäßigen bankinternen Mächtigkeitsänderungen, ohne daß allerdings Schichten ausfallen.

Abb. 1

Handstück aus den Devon/Karbon-Grenzschiefern im Bereich der Nordostwand des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer. Der Querschnitt bezieht sich auf die Schnittfläche an der rechten Begrenzung des Handstücks. Die Bedeutung der im Querschnitt eingezeichneten Ziffern ist aus Tabelle 1 ersichtlich (vgl. auch CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987: Abb. 4, 6 u. Tab. 1).

Fig. 1

Specimen from the Devonian/Carboniferous boundary beds in the northeastern wall of the eastern Provincial Quarry at Drewer. The cross section refers to the surface of the section at the right border of the specimen. Concerning the numbers at the section see table 1 (s. also CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987: fig. 4, 6 and tab. 1).



Die Kalksteine sind im frischen Zustand blaugrau, grau bis hellgrau gefärbt. In dem jahrzehntelang der Verwitterung ausgesetzten Wandbereich weisen sie jedoch beige, graubraune bis gelbbraune Farben auf. Die grauen, grünlich- bis dunkelgrauen Zwischenmittel besitzen ebenfalls beige bis graubraune Anwitterungsfarben.

Die makropetrographische Profilaufnahme der Devon/Karbon-Übergangsschichten an der Nordostwand ist bei CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER (1987: 473–474, Fig. 6, Tab. 1) ersichtlich. Abbildung 1 zeigt die Sedimente der Devon/Karbon-Grenze in einem 16 cm Gesteinssäule umfassenden Handstück. Der in Abbildung 1 wiedergegebene Anschnitt dieses Mikroprofils zeigt eine besonders große Tonsteinvormacht. Aber schon 9 cm weiter in streichender Erstreckung schließen sich die Abschnitte III und V (s. Abb. 1) zu einer einzigen, nur von einer

0,8 cm mächtigen Tonsteinfuge getrennten Kalksteinbank zusammen. Das gleiche gilt für die grenzentscheidenden Abschnitte V und VII (s. Abb. 1), zwischen denen die Devon/Karbon-Grenze liegt. Die Numerierung aller Bänke (= Abschnitte in Abb. 1), ihre Mächtigkeiten und conodontenstratigraphischen Einstufungen sowie ihre von Dünnschliffen überdeckten Bereiche sind aus Tabelle 1 ersichtlich. Die Lage des bearbeiteten Ausschnitts im Gesamtprofil ist bei CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER (1987: Fig. 4) zu ersehen.

Der Dünnschliff D 5097 bezieht sich auf die Devon/Karbon-Grenze. Die erste unterkarbonische, der *sulcata*-Zone angehörige Kalksteinlage setzt sich aus einem feinkörnigen Biomikrit mit sporadisch eingestreuten, würfelförmigen Pyritkristallen zusammen. Brachiopoden- und Ostracodenschill treten spärlich auf. Der den Kalkstein unterlagernde feinkörnige, schwach geschieferte Tonstein leitet in das Oberdevon über.

Tabelle 1

Petrographie und Datierung des in Abbildung 1 wiedergegebenen Abschnitts der Devon/Karbon-Grenzschiefern aus der Nordostwand

Numerierung der Bänke nach CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER (1987)	Mächtigkeit (cm)	Einstufung	Dünnschliff
6c	1,5 (Kalkstein)	tieferer Anteil der Oberen <i>duplicata</i> -Zone	Abschnitt I D 5094
7a	2,3 (Tonstein)	Untere <i>duplicata</i> -Zone	Abschnitt II D 5094
	2,0 (Kalkstein)		Abschnitt III D 5095
7	3,1 (Tonstein)	<i>sulcata</i> -Zone	Abschnitt IV D 5096
	2,1 (Kalkstein)		Abschnitt V D 5097
8	2,6 (Tonstein)	Obere <i>praesulcata</i> -Zone	Abschnitt VI D 5097
	1,5 (Kalkstein)		Abschnitt VII

Der Dünnschliff D 5096 betrifft einen feinkörnigen karbonatischen Tonstein der *sulcata*-Zone. Die Schieferungsbahnen sind nicht sehr deutlich ausgeprägt. Aus Brachiopodenschalenresten bestehender Fossilschill tritt untergeordnet auf.

Der Dünnschliff D 5095 bezieht sich auf den Kalkstein der Unteren *duplicata*-Zone. Es handelt sich um einen organischen Relikten sehr reichen Biomikrit. Trilobitenschill, Reste von Cephalopodengehäusen und Brachiopodenschalen, Ostracoden, Crinoiden und Foraminiferen sind reichlich eingestreut.

Der Dünnschliff D 5094 betrifft einen Tonstein der Unteren *duplicata*-Zone und einen dem tieferen Anteil der Oberen *duplicata*-Zone angehörenden Kalkstein. Der feinkörnige, enggeschieferte, mikrosparitische Tonstein weist sehr wenige, längliche, schmale Schalenrelikte auf (vermutlich Brachiopoden). Muskovitschüppchen

und Limonitschlieren verlaufen parallel zu den Schieferungsbahnen. Der überlagernde feinkörnige, limonithaltige Biomikrit enthält nur sporadisch Fossildetritus, vor allem Brachiopoden- und Ostracodenschalen.

Von der Nordwestwand wurden zum Vergleich aus der *sulcata*-Zone (Profilabschnitt 12 dieses Wandprofils; vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1989, dieser Band, S. 161 – 226) die Dünnschliffe D 5098 – 5100 hergestellt. Lithofazielle Verhältnisse und Fossilgehalt sind grundsätzlich vergleichbar. Besonders der Schliff D 5100 aus einer Kalkbank unmittelbar oberhalb des die Devon/Karbon-Grenze enthaltenden Profilabschnitts 13 (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1989, dieser Band) ist sehr reich an Fossilschill. Die Fauna setzt sich aus Resten von Brachiopoden, Trilobiten, Ostracoden und Foraminiferen zusammen. Besonders auffällig sind unverkieselte, stachelbewehrte Ostracodenschalen, die mit ähnlich aussehenden, aber verkieselten Ostracoden aus dem Grenzbereich der Nordostwand direkt vergleichbar sind.

3. Biofazies des Cephalopodenkalksteins

Der in Kapitel 2. beschriebenen Lithofazies entspricht eine eigenständige, ökologisch bedingte Biofazies. Die pelagischen Tiefschwellen bildeten „inselartige“ Erhebungen. Sie wurden von Klastika führenden Suspensionsströmen umflossen, so daß auf ihnen vorwiegend chemische Sedimente zum Absatz kamen. Lediglich im Bereich der Schwellenflanken lagerten sich distale Anteile von Suspensionsströmen ab.

Die auf den Schwellen gebildeten Cephalopodenkalksteine enthalten an Makrofossilien vorwiegend Clymenien und Goniatiten, weniger Trilobiten und nur gelegentlich articulate Brachiopoden, Bivalven und Crinoiden. Die Mikrofossilien setzen sich vorwiegend aus Conodonten, verkieselten und unverkieselten Ostracoden, untergeordnet Radiolarien, Foraminiferen und Bryozoen zusammen. Ostracoden der Entomozoidae, die repräsentativ für die Beckenfazies sind, wurden nur durch drei Exemplare belegt. Besonders die Mikrofossilien geben wichtige Hinweise für ökologische Besonderheiten innerhalb der uniformen Cephalopodenkalksteinfazies. Bei Drewer sind in lithologisch einheitlichen Kalksteinen im Dekameterbereich sowohl in der Conodonten- als auch in der Ostracodenbiofazies Unterschiede festzustellen (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1989, dieser Band, S. 161 – 226).

Die Conodontenbiofazies des östlichen Provinzialsteinbruchs Drewer ist pelagisch. Die prozentuale Zusammensetzung der Plattformconodontengattungen weist Unterschiede auf, welche besonders bei der Berücksichtigung der Gattung *Protognathodus* deutlich werden. So macht an der Nordwestwand im Devon/Karbon-Grenzbereich der Anteil der Gattung *Protognathodus* an der Gesamtf fauna weniger als 2 % aus, während er an der Nordostwand 14 % beträgt. Das bedeutet für die Obere *praesulcata*- und die *sulcata*-Zone nach ZIEGLER & SANDBERG (1984) eine kurzfristige relative Verflachung des Sedimentationsraums, die jedoch keine Auswirkungen auf die Lithofazies hatte.

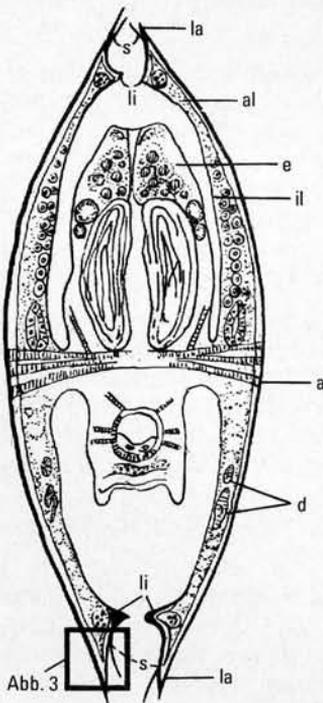
Für die Ostracodenbiofazies ist dieser Fundpunkt im Rheinischen Schiefergebirge hinsichtlich seiner Höffigkeit und seines Artenspektrums als einmalig zu bezeichnen. Den Ostracodenvertretern der Entomozoidae (Beckenfazies) steht dort eine besonders individuenreiche Ostracodenfauna in silikatisierter Schalenerhaltung (Schwellenfazies) gegenüber. Fundpunkte von Cephalopodenknollenkalksteinen mit silikatisierten Ostracoden werden in Thüringen als „Thüringer Ökotyp“

bezeichnet (BARTZSCH & WEYER 1980, 1982, 1985, 1986). Von BLUMENSTENGEL (1965) wurden allein für das höhere Oberdevon sieben Gattungen mit 51 Arten und von GRÜNDEL (1961) für die *Gattendorfia*-Stufe drei Gattungen mit 23 Arten neu beschrieben. In Thüringen steht der Faziesbegriff „Thüringer Ökotyp“ demjenigen der „Cypridinschiefer-Fazies“ gleichwertig gegenüber. Außerhalb des Thüringer Trogs sind bisher nur wenige Vorkommen des „Thüringer Ökotyps“ bekanntgeworden. Auch auf diese Lokalitäten sollte der Faziesbegriff übertragen werden, obwohl aus ihm eine direkte Beziehung zur Biofazies nur schwer abzuleiten ist.

Im Steinbruch Drewer ist das Massenvorkommen verkieselter Ostracoden (> 10 000 Exemplare pro kg Kalkstein) auf die Nordostwand beschränkt. Die weiter oben beschriebene kurzfristige Verflachung (Protognathid-Biofazies) des Sedimentationsraums hatte keinen Einfluß auf die Ostracodenbiofazies. An der Nordwestwand sind in der gleichen stratigraphischen Position und im gleichen Trärgestein abweichende biofazielle Merkmale zu verzeichnen. Die Protognathid-Biofazies wird durch eine Polygnathid-Biofazies ersetzt (CLAUSEN & LEUTERITZ & ZIEGLER 1987). Verkieselte Ostracoden fehlen völlig. Jedoch sind stachelbewehrte Ostracoden, wie sie für den „Thüringer Ökotyp“ typisch sind, in unverkieseltem Zustand häufiger anzutreffen. Die Verkieselung der Ostracoden an der Nordostwand steht sicherlich in einem direkten Zusammenhang mit paläozoischen, azendenten, kieselsäurehaltigen Thermen, welche in unmittelbarer Nähe an der gleichen Wand einen meterhohen „Verkieselungsdom“ aus silifizierten Gesteinen geschaffen haben. Die Ursachen für die abweichenden Biofazies an beiden Steinbruchwänden sind in ihrer verschiedenartigen paläogeographischen Position (Nordostwand: zentraler Teil der Schwelle; Nordwestwand: Übergang von der Schwelle zum Schwellenhang) zu suchen.

4. Morphologie des Ostracodengehäuses

Zum Verständnis der in den Kapiteln 6. und 7. beschriebenen komplexen geochemischen Abläufe ist ein kurzes Eingehen auf die Morphologie des Ostracodengehäuses notwendig.



- | | | |
|------------------------------|--------------------|---------------|
| al = Außenlamelle | il = Innenlamelle | e = Eierstock |
| la = Außenleiste | li = Innenleiste | s = Saum |
| a = Schließmuskel (Adduktor) | d = Schalendrüsen | |
| al = outer lamella | il = inner lamella | e = eggs |
| la = flange | li = list | s = selvage |
| a = adductor scars | d = glands | |

Abb. 2
Schematischer Längsschnitt durch eine rezente Süßwasserostrocode (nach POKORNY 1958)

Fig. 2
Schematic longitudinal section through a recent freshwater ostracode (after POKORNY 1958)

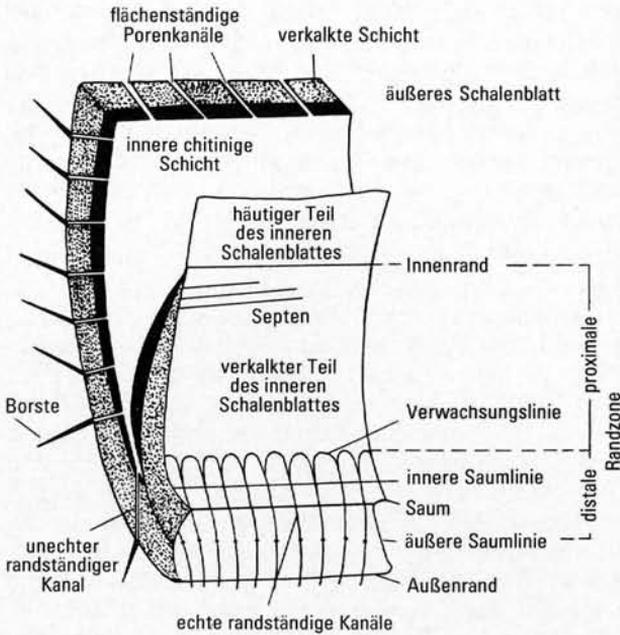


Abb. 3

Schematischer Schnitt durch den freien Schalenrand bei einigen Vertretern der Ostracoden (nach POKORNY 1958)

Fig. 3

Schematic section through the free margin of some representatives of the ostracodes (after POKORNY 1958)

Das den Weichkörper umschließende doppelklappige Gehäuse ist teils bilateral-symmetrisch, teils asymmetrisch gestaltet. Beide Klappen sind durch ein Ligament mit dem Dorsalrand, welcher in vielen Fällen mit dem Schloßrand identisch ist, verbunden.

Nach POKORNY (1958) und A. H. MÜLLER (1963) besteht jede Klappe aus zwei Schalenblättern (Schalenlamellen). Diese sind an den Schalenrändern fest miteinander verknüpft, trennen sich aber im Gehäuseinneren voneinander und bilden als Aussackung der Leibeshöhle einen mit Weichteilmasse (Blut, Drüsen, zellige Gebilde) ausgefüllten Hohlraum, das Vestibulum, welcher in die eigentliche, zentrodorsalwärts gelegene Weichteilkammer übergeht (Abb. 2). Die beiden Lamellen werden entsprechend ihrer Lage zum Weichteilkörper als äußeres Schalenblatt (Außenlamelle) und inneres Schalenblatt (Innenlamelle) bezeichnet.

Die Verkalkung erlangt bei beiden Lamellen unterschiedliches Ausmaß. Die Außenlamelle ist in ihrer ganzen Erstreckung verkalkt, die Innenlamelle demgegenüber nur in ihren Randbereichen. Der zentrale Abschnitt bleibt unverkalkt und weichhäutig (Abb. 3). Die verkalkten Abschnitte des inneren sind mit entsprechenden Teilen des äußeren Schalenblattes verschmolzen. Der verschmolzene Abschnitt beider Blätter heißt äußere oder distale Randzone (Abb. 3). Die Innenlamelle verkalkt bis zum Innenrand. Die Umgrenzung desjenigen Bereichs, bis zu dem beide Schalenblätter miteinander verwachsen sind, wird als Verwachsungslinie bezeichnet (Abb. 3).

Da die Kalkschicht beidseitig von Chitin umkleidet wird, sind beide Lamellen in den kalzifizierten Bereichen dreischichtig aufgebaut: Man kann dort in eine äußere und innere Chitin- und eine mittlere Kalkschicht differenzieren. Die äußere Chitinschicht verkalkt öfters und verschmilzt in einem solchen Falle mit der

mittleren Kalkschicht. Nur die innere Chitinschicht ist dann deutlich von der Kalkschicht abgegrenzt.

Nach G. W. MÜLLER (1894) ist die verkalkte Schicht rezenter Ostracoden amorph oder feinkörnig oder aus senkrecht zur Oberfläche stehenden Prismen aufgebaut. Hierbei handelt es sich weitgehend um Calcit, seltener Vaterit. Wandstrukturen der fossilen und rezenten Ostracoden entsprechen sich weitgehend.

5. Regionales Auftreten, Gewinnung und Erhaltung silikatisierter Ostracoden

Bei der Aufbereitung von Conodontenproben aus dem Bohlengebiet (Thüringen) fand HELMS (1957) als erster in Deutschland in den Resten der mit Monochloressigsäure aufgelösten Kalksteine eine reichhaltige Ostracodenfauna. Die Schalen dieses bis dahin einmaligen Fundes lagen in silikatisierter¹ Form vor. Ihre genaue chemische Zusammensetzung wurde bislang nicht ermittelt.

GRÜNDEL (1961) bearbeitete eingehend Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe an der Südostflanke der Schwarzburg-Antiklinale (Thüringen), wobei er ebenfalls eine bis dahin unbekannte arten- und individuenreiche, gleichfalls silikatisierte Ostracodenfauna gewinnen konnte. Die taxionomische Bearbeitung dieser Formen ergab, daß sie sich gegenüber der stratigraphischen Untergliederung mit Entomozoen als gleichwertig erwiesen. Das gemeinsame Vorkommen von Vertretern der Familie Entomozoidae und silikatisierten Formen der Ordnungen Beyrichida und Palaeocopida (s. BLUMENSTENGEL 1965) weist auf einen scharfen Schnitt in der Erhaltungsweise der Schalen hin. Erstere sind vorwiegend in Form von Abdrücken oder Steinkernen erhalten, letztere dagegen ausschließlich als silikatisierte Schalenexemplare. Steinkerne und Abdrücke sind bislang nicht beschrieben worden. Abdrücke aus dem Steinbruch Drewer sind aus Tafel 2: Figuren 1 und 9–12 ersichtlich.

Ein derart krasser Unterschied in der Erhaltungsweise kann nur mit primären Verschiedenheiten im Schalenaufbau erklärt werden. Gegenüber den Entomozoidae besaßen die im Thüringer Gebiet vorkommenden anderen Ostracodengruppen zumindest eine verkalkte Außenlamelle. Während und nach der Sedimentation wurden die kalkigen Schalenteile durch SiO_2 ersetzt.

Wurden dort nach BLUMENSTENGEL (1965: 9) neben den Ostracoden die kalkigen Skeletteile von Foraminiferen, Trilobiten, Brachiopoden, Tentaculiten, Bryozoen, Lamellibranchiaten und Gastropoden von der Silikatisierung mitbetroffen, so geschah das am Fundpunkt Drewer nur in geringem Umfang. Lediglich wenige Trilobiten (Kleinformen), Foraminiferen und Clymenien wurden neben den Ostracoden silikatisiert, während die Hauptmenge der Fossilien in den Cephalopodenkalksteinen davon nicht betroffen wurde.

GRÜNDEL (1961, 1962, 1963, 1966) wies silikatisierte Ostracoden im Oberdevon und Unterkarbon Thüringens nach und erarbeitete aufgrund der Artenmannigfaltigkeit und Höffigkeit eine eigenständige Zonengliederung, angepaßt an die schon bestehenden Zonierungen von RABIEN (1954) und ZIEGLER (1962).

Außerhalb Thüringens sind bisher aus dem Rhenohercynicum nur wenige Einzelfunde bekannt geworden und noch nicht taxionomisch bearbeitet (GROOS-UFFENORDE & UFFENORDE 1974).

¹ Der Begriff „silikatisiert“ wird auf Seite 237 erläutert.

Die Proben aus dem Steinbruch Drewer wurden mit Monochloressigsäure aufgelöst und die Rückstände mittels Bromoform ($D = 2,81$) in schwere und leichte Fraktion getrennt (jede zusätzliche mechanische Beanspruchung wie Absieben, Magnetscheider wurde bewußt ausgelassen). Dabei war auffällig, daß silikatisierte Ostracoden in beiden Fraktionen auftreten, ohne merkliche Unterschiede im äußeren Erscheinungsbild, wie Oberfläche, Schalenaufbau, Farbe, und taxionomischer Zugehörigkeit zu zeigen. Diese voneinander abweichenden spezifischen Gewichte der Ostracodenschalen sind demnach chemische Differenzierungen im Mikrobereich, das heißt, daß die Schalen neben SiO_2 noch andere Mineralien enthalten müssen (s. Kap. 6.). Der Erhaltungszustand der silikatisierten Ostracoden ist unterschiedlich und im allgemeinen als gut zu bezeichnen. Im vorliegenden Falle sind die Einzelklappen, zusammenhängende Klappen, Wölbungen, Anhänge und die teilweise sehr langen Dornen unverdrückt erhalten. Da die silikatisierten Ostracoden unter dem Mikroskop vorwiegend Quarzkriställchen erkennen lassen, erhält die Oberfläche ein grubiges, rauhes Aussehen, so daß feinere Schalenmerkmale der ehemals kalkigen Außenlamelle nicht mehr erhalten sind. Hierzu gehören besonders die Porenkanäle, Muskelflecke, der Feinbau des freien Randes und der Schloßbau. Diese Erhaltungsform bietet für den taxionomisch arbeitenden Mikropaläontologen jedoch nicht nur Nachteile, sondern auch Vorteile, da die Formen isoliert vorliegen, leicht zu vermessen sind sowie problemlos aufbewahrt werden können. Außerdem ist eine absolute Angabe der Anzahl der Individuen aus einer vorgegebenen Probenmenge möglich.

Die Farbe der hier vorkommenden Ostracodenschalen ist grauweiß bis schneeweiß, die des Trägergesteins dunkelgrau bis graugelb. Sie haben demnach nicht dessen Farbe angenommen, wie es BLUMENSTENGEL (1965: 9) für die Ostracoden aus dem Thüringer Oberdevon beschreibt. Die späte Entdeckung der silikatisierten Ostracoden ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß sie weder im frischen noch im angewitterten Gestein ohne Hilfsmittel zu erkennen sind. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß sie in dieser Erhaltungsweise erst durch die Aufbereitung des Trägergesteins mit Monochloressigsäure (HELMS 1957) oder bei mikroskopischen Arbeiten aufgefunden werden konnten. So erwies sich ein von 0,01–0,2 mm mächtigen, parallelen Calcitgängen durchschwärmter rötlichbrauner Knollenkalkstein aus dem Bohlengebiet/Thüringen (s. S. 235) im Dünnschliff (D 5103) als ein Biomikrosparit mit reichlich Fossilschill und kleineren Fossilanschnitten, unter denen glattschalige und stachelbewehrte Ostracoden überwiegen. Es bestehen in Litho- und Biofazies große Ähnlichkeiten mit altersgleichen Kalksteinen von der Nordwest- und Nordostwand des Steinbruchs Drewer (vgl. Kap. 2. u. 3.). Deutlich fossilärmer war ein fossilschillführender Mikrit (D 5109) aus einer Kalkknollenlage (Schicht 10/M9) von Fischersdorf-West/Thüringen. Die Schille waren nicht identifizierbar. Infolgedessen ließen sich keine Aussagen darüber machen, ob Ostracodengehäuse vorhanden sind.

Aus Cephalopodenkalksteinen, die von der Nordostwand des Steinbruchs Drewer stammen, konnten nur wenige Einzelklappen (15 in-situ-Funde) ohne Säureaufschluß isoliert werden. Sie zeigen weder unter dem Mikroskop noch bei rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen (Taf. 1: Fig. 1) Unterschiede in der Schalenerhaltung zu denen, die mit Monochloressigsäure behandelt wurden (keine Salzsäure; vgl. dazu BLUMENSTENGEL 1965: 10).

Starke Vergrößerungen (stufenweise bis ca. 8 000fach) ergaben, daß die Ursache für die rauen und porösen Außen-, Innen- und Bruchflächen der Ostracoden auf

der Umwandlung der ursprünglichen Schalensubstanz Calcit in Quarz beruht. Unterschiedlich große Quarzkriställchen sind hierfür verantwortlich (Kap. 6.). Das bedeutet, daß die ursprüngliche Kalkschale nicht durch SiO_2 -Gel ersetzt wurde, da sonst auch das Trägergestein verkieselt worden wäre. Die Figuren 5 und 6 auf Tafel 1 verdeutlichen bei unterschiedlichen Vergrößerungen die idiomorphe Ausbildung der Quarzkristalle und die gelegentliche Ausrichtung in c. Dadurch wurden spezielle Merkmale der ursprünglichen Kalkschale nur unvollständig nachgezeichnet.

6. Ergebnisse röntgenographischer und geochemischer Untersuchungsmethoden bei den silikatisierten Ostracodenschalen

Die nach der Auflösung der Cephalopodenkalksteine mit Monochloressigsäure angefallenen Lösungsrückstände < 2 mm wurden lediglich der Schwereretrennung mit Bromoform ($D = 2,81 - 2,83$) unterworfen. Da die silikatisierten Ostracoden sowohl in der schweren als auch in der leichten Fraktion vorkommen, mußte davon ausgegangen werden, daß optisch nicht erkennbare Mineralaggregate zusammen mit SiO_2 in der umkristallisierten Schale auftreten. Aus diesem Grunde wird hier nicht von silifizierten, sondern von silikatisierten Ostracoden gesprochen. Die von BLUMENSTENGEL (1965: 9) angewandte Magnetscheidung der Rückstände wurde nicht durchgeführt, da sie zu vier statt nur zu zwei auszulesenden Fraktionen geführt hätte. Weiterhin verbot sich jede zusätzliche mechanische Beanspruchung der Ostracoden von selbst, damit die zum Teil sehr langen Dornenfortsätze nicht abbrechen. Es galt nunmehr das oder die Mineralaggregate aufzuspüren, die für die Dichteunterschiede innerhalb der vorwiegend aus Quarz bestehenden ehemals kalkigen Schale infrage kommen.

Wichtigster Punkt der Untersuchung war damit die möglicherweise phasenartig verlaufende Umkristallisation und Mineralneubildung im Schalenbereich.

Folgende Untersuchungsmethoden wurden angewandt:

- Rasterelektronenmikroskopie
- Röntgenbeugungsanalyse (Gandolfi-Kamera)
- qualitative Röntgenspektrometeranalyse am Rasterelektronenmikroskop
- qualitative und quantitative (Punktmessungen) Elementbestimmungen mit der Mikrosonde

Für die rasterelektronenmikroskopischen Abbildungen der Oberflächen wurden willkürlich Einzelexemplare aus leichten und schweren Fraktionen ausgewählt, die keine anhaftenden Sedimentreste zeigten.

Aufgenommen wurden Teile von Oberflächen, Innenflächen, Querschnitten und künstlich erzeugten Bruchflächen. Die Objekte wurden auf dem Probenhalter mit einer wasserlöslichen Substanz fixiert, um eine allseitige Betrachtung zu ermöglichen. Gleichfalls kann bei dieser Art der Fixierung, wie sonst üblicherweise nicht möglich, das Belegmaterial unbeschädigt und ohne Bruchbildung aufbewahrt werden.

Bei der Untersuchung mit dem Rasterelektronenmikroskop wurden Serienfotos trägergesteinsfreier Oberflächenteile von 60- bis gelegentlich 8 000facher Vergrößerung hergestellt. Dabei zeigte sich, daß die Schalensubstanz vorwiegend aus Quarzkristallen aufgebaut ist, die Pseudomorphosen von Quarz nach Calcit zeigen können. Sie bilden ausschließlich gutkristallisierte Bereiche von idiomorphen Quarzen, selten lappige Kristallite. Atmorphe Abschnitte, die auf Kieselsäuregel hinweisen, fehlen völlig (Taf. 1: Fig. 1 - 6).

Nach dem Ersatz des Calcits durch SiO_2 kam es bereichsweise zu Pyritisierungen, wobei die Ostracodenschale von Pyrit durchwachsen wurde. Die Quarzkristallite richteten sich dabei an den Seitenflächen des Pyrits auf (Taf. 2: Fig. 5–8).

Daneben treten in Zwischenräumen der Quarzkristalle, nesterartig ausgebildet, blättchenförmige, kleinere Kristallite auf (Taf. 1: Fig. 7–12). Die Aufnahmen machen deutlich, daß neben SiO_2 noch andere, in Monochloressigsäure ebenfalls nicht lösliche Mineralaggregate vorkommen. Sie sind vorwiegend submikroskopisch und zeigen sich als kristallisierter Bestandteil der Schale erst bei > 1200 facher Vergrößerung (Taf. 3: Fig. 1, 2). Diese nesterartigen, zwischen den Quarzen vorkommenden Kristallite sind völlig unregelmäßig verteilt und kommen sowohl bei Ostracoden der leichten als auch der schweren Fraktion vor. Die Kristallite und wenige braune bis dunkelgrüne Schalen und Steinkerne (insgesamt sechs Exemplare, die nur selten idiomorphe Quarze enthalten) machten weitere Untersuchungen nötig, um die chemische Differenzierung im Schalenaufbau zu klären. Drei Formen, die sich durch ihr Farbmerkmal (braun, dunkelgrün) von den überwiegend weißgrau gefärbten Exemplaren abheben, wurden mit der Röntgenbeugungsanalyse näher untersucht (Gandolfi-Kamera). Wie zu erwarten zeigte sich, daß der Hauptbestandteil SiO_2 ist. Um so überraschender war der Nachweis von Glaukonit als Nebenbestandteil (vermutlich 1-Md-Typ; s. S. 243–244) mit den für ihn typischen d-Werten, die teilweise starke bis sehr starke Reflexionen anzeigten, wie aus der Auflistung der Filmausmessungen hervorgeht. Es muß demnach davon ausgegangen werden, daß die zwischen den idiomorphen Quarzkriställchen nesterartig vorkommenden, vorwiegend submikroskopischen

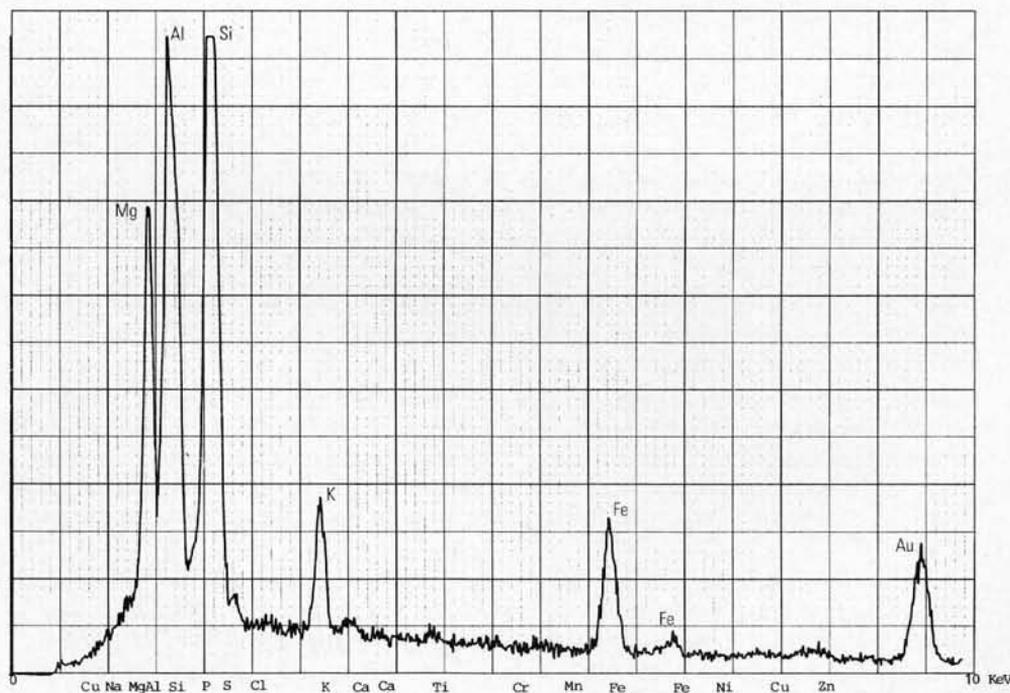


Abb. 4 Energiedisperse Röntgenmikroanalyse eines Glaukonitrestes

Fig. 4 Energy disperse X-ray microanalysis of a glauconite residual

Kristallite aus Glaukonit bestehen. Der Nachweis von Glaukonit erklärt vorläufig die unterschiedlichen spezifischen Gewichte der mikroskopisch einheitlich aussehenden Ostracodenschalen.

Aus diesem Grunde wurden die bei entsprechender Größe nur unter dem Rasterelektronenmikroskop sichtbaren (Taf. 3: Fig. 4) nesterartigen, aus blättchenförmigen Kristalliten bestehenden Bereiche mit einem zugeschalteten Röntgenspektrometer qualitativ analysiert. Dabei war nach der Summenformel für Glaukonit (s. ICPDS-Kartei, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, BISPING 1981 u. a.) besonders der Nachweis von Si, Al, Fe, Mg und K (Ca) wichtig, um entsprechende Punkte für die quantitative Messung auszuwählen. Das Auffinden geeigneter Meßpunkte erwies sich als schwierig, da die „Glaukonit-Nester“ nach den rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen nur bei relativ starker Vergrößerung sichtbar werden. Es wurden deshalb solche Stellen ausgewählt, wo der umgebende kristalline Quarz nur in den Randzonen noch zu erkennen war (Taf. 3: Fig. 3, 9), um das Ergebnis durch zu hohe SiO_2 -Gehalte nicht zu verwischen.

Figur 9 auf Tafel 3 zeigt den Zentralbereich eines derartigen nesterartigen Vorkommens auf der Schalenoberseite einer Ostracode (Pr. 7044). Er besteht aus kleinblättrigen, wirt verwachsenen Kristalliten, die von $> 1 \mu\text{m}$ großen Quarzkristallen umgeben sind. Die Elementverteilungskurve der Röntgenspektrometeruntersuchung zeigt die für Glaukonit wichtigen Elemente Si, Al, Mg, Fe, K (s. Abb. 4). Einen weiteren Mikrobereich einer Schaleninnenseite (Pr. 7043) zeigt die Figur 4 der Tafel 3. Dort umgeben Kristallite Quarzkristalle, die im Verhältnis zur vorhergenannten Probe größer sind. Sie besitzen ebenfalls eine blättchenförmige Ausbildung, sind

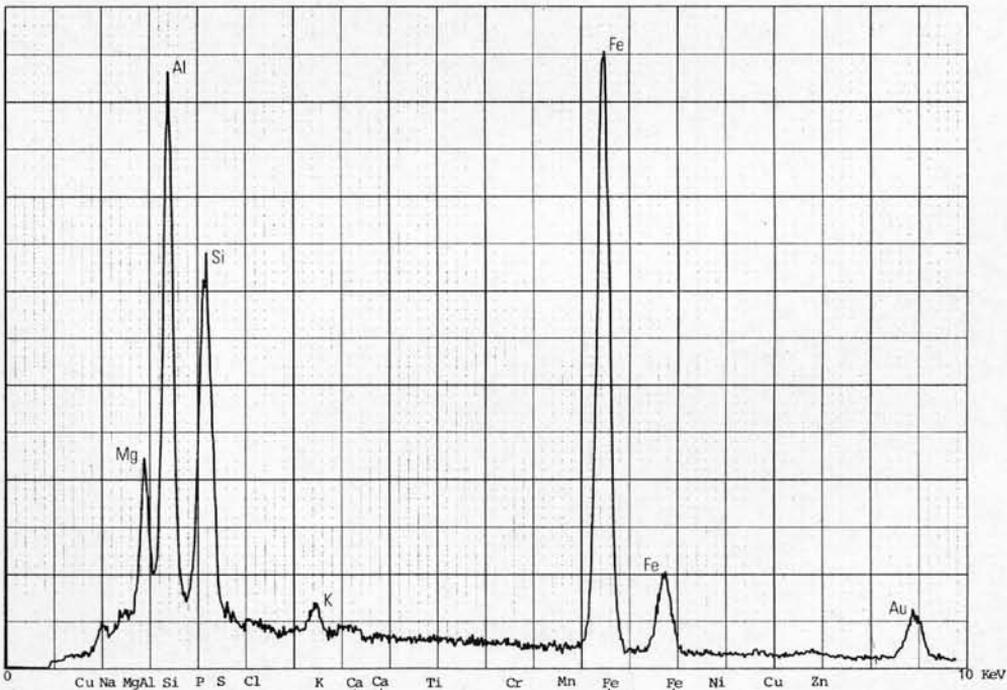


Abb. 5 Energiedisperse Röntgenmikroanalyse eines Fe-reichen Glaukonitrestes

Fig. 5 Energy disperse X-ray microanalysis of an iron-rich glauconite residual

jedoch nicht so stark verwachsen (Taf. 3: Fig. 9). Die Elementverteilung ist die gleiche wie bei Probe 7044, zeigt jedoch abweichende Intensitäten, was auf abweichende Konzentrationen der für Glaukonit wichtigen Einzelelemente hinweist (Abb. 5). Besonders instruktiv ist ein Glaukonitrest auf der Innenseite der Schale von Probe 7049, der in der Bildmitte von Figur 9 auf Tafel 1 ein hexagonales Täfelchen zeigt, dessen röntgenspektrometrische Daten auf einen aluminiumreichen Glaukonit hinweisen.

Ein hier nicht abgebildetes Röntgenspektrogramm ergab zwei Datenkurven, die von einer Ostracode mit Steinkern und Schale stammen. Daraus läßt sich schließen, daß die Si- und Al-Verteilung in beiden Bereichen ungefähr die gleiche ist, während die Impulsraten für die Elemente Mg, Fe und K im Bereich des Steinkerns deutlich über denen der Schale liegen. Das bedeutet, daß die Hohlräumfüllung der Ostracode aus Probe 7047 merkbar glaukonitreicher ist als der Schalenbereich. Die unterschiedliche Größe der Glaukonitkristallite wird besonders bei Figur 3 auf Tafel 5 verdeutlicht. Dabei zeigt sich wiederum, daß die kleinen Kristallite dieses Minerals erst bei hohen Vergrößerungen sichtbar werden. Die übrigen Röntgenspektrogramme von willkürlich ausgewählten Ostracodenschalen aus den sonstigen Proben zeigen im Prinzip das gleiche und belegen, daß die Glaukonitkristallite in allen Schalenbereichen zwischen den Quarzkristallen in unterschiedlicher Zusammensetzung auftreten (Abb. 4, 5).

Auf den ehemals kalkigen Aufbau der Schale weisen gelegentlich CaCO_3 -Reste hin, die nicht metasomatisch durch SiO_2 ersetzt wurden (Taf. 3: Fig. 10 u. Abb. 6). Die Abbildung 7 zeigt einen glaukonitfreien Bereich. Nachdem nunmehr der Glaukonit unter dem Rasterelektronenmikroskop röntgenspektrometrisch lokalisiert war, die

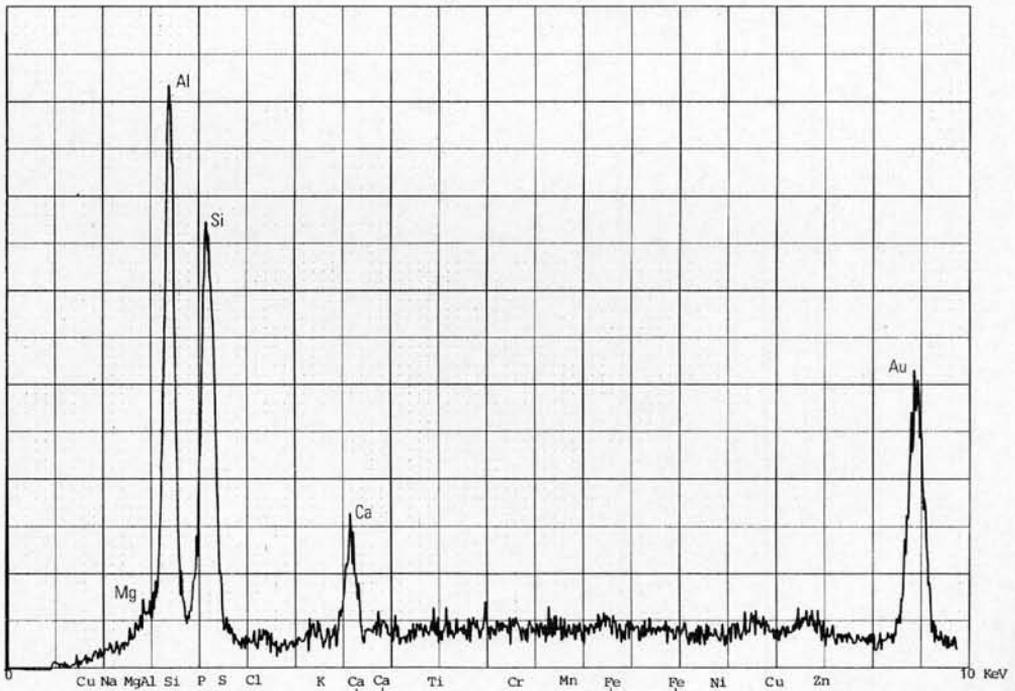


Abb. 6 Energiedisperse Röntgenmikroanalyse von Restcalcit

Fig. 6 Energy disperse X-ray microanalysis of residual calcite

Elementverteilungskurven jedoch nur qualitativ auszuwerten sind, wurden zusätzlich Untersuchungen mit der Mikrosonde angefertigt. Neben den Elementverteilungsbildern wurden Punktmessungen durchgeführt, um quantitativ SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO und K_2O zu bestimmen.

Die ausschließlich hohlen Ostracodenschalen lassen licht- und elektronenoptisch (Taf. 4: se⁺) einen deutlich zweischichtigen Aufbau erkennen. Dabei ist der äußere Abschnitt der Schale kompakt und hohlraumarm. Der Schalenrand zeigt zum Trägergestein hin einen unregelmäßigen Verlauf, der megaskopisch mit einer Anätzung zu vergleichen ist (Taf. 4, se⁺), woraus jedoch nicht geschlossen werden kann, daß die primäre Oberfläche der Schale nicht glattschalig war. Vielmehr dürfte hierfür der Grund bei dem Ersatz des CaCO_3 durch SiO_2 liegen. Außerdem können Calcitreste, welche nicht pseudomorph durch Quarz ersetzt wurden, in Lösung gegangen sein.

Der innere Bereich der Schale zeigt dagegen ohne scharfe Abgrenzung nach außen hin eine auffallend poröse Struktur, die keinesfalls durch die Säurebehandlung hervorgerufen wurde (Taf. 4: Si), wie Schliiffuntersuchungen von Schalenresten im festen Gestein erhärten.

Ganz deutlich belegen die Elementverteilungsbilder geochemisch den sekundären zweischichtigen Schalenbau. So ist der komplexe äußere Abschnitt vorwiegend aus Si (SiO_2) aufgebaut (Taf. 4: Si). Geringer ist im gleichen Schalenbereich die Konzentration von Ca (CaCO_3), während die für Glaukonit signifikanten Elemente Al, Mg, K und Fe fehlen (Taf. 4: Ca). Der Nachweis von Ca läßt auf Restcalcit der primär kalkigen Schale schließen. Im inneren Teil der Schale ist

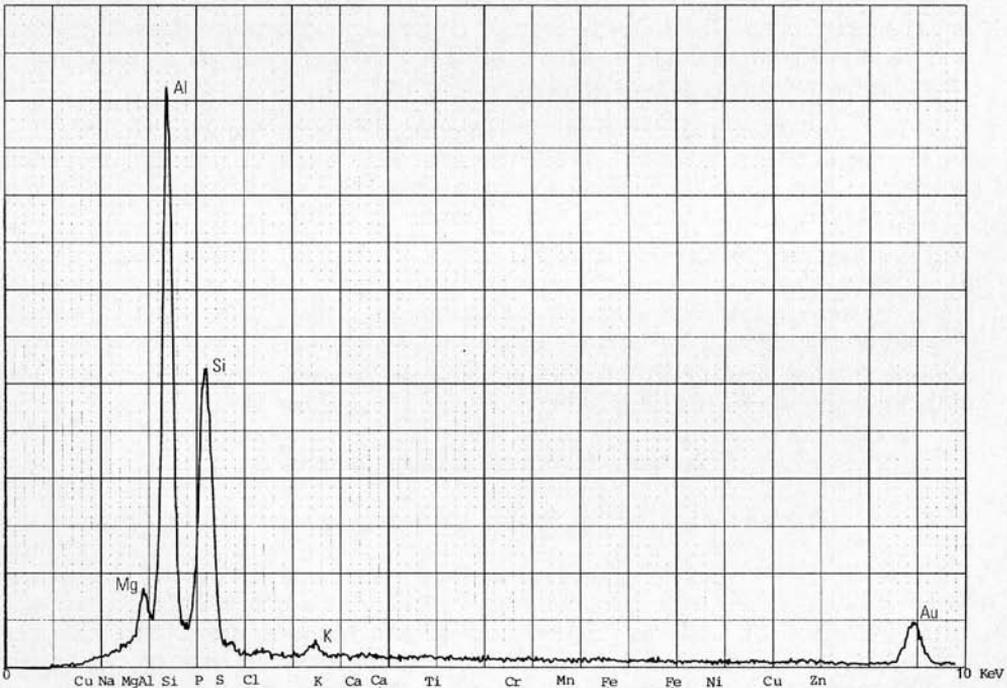


Abb. 7 Energiedisperse Röntgenmikroanalyse des Schalenbereichs ohne Glaukonitnachweis

Fig. 7 Energy disperse X-ray microanalysis of the shell region without proof of glauconite

Tabelle 2

Übersicht über die Mittelwerte der mit der Mikrosonde durchgeführten Punktmessungen

MS-Proben-Nr.	1001	1002	1003	1004
Labor-Nr. Conodontenproben	7045	7044	7045	7045
SiO ₂ (Gew.-%)	46,33	51,51	48,56	49,35
Al ₂ O ₃ (Gew.-%)	32,06	34,89	34,00	38,46
MgO (Gew.-%)	0,821	1,37	0,597	0,779
CaO (Gew.-%)	0,301	0,135	0,350	0,195
FeO (Gew.-%)	9,17	3,43	7,74	5,15
K ₂ O (Gew.-%)	11,32	8,66	8,76	6,06
FeO/Al ₂ O ₃	0,29	0,10	0,23	0,13
FeO/K ₂ O	0,81	0,39	0,88	0,85

dagegen neben Si vor allem Al angereichert. Daneben wurden noch die Elemente K, Mg und Fe nachgewiesen. Die Anreicherung der letztgenannten Grundstoffe sind unlösliche, tonige Reste des Cephalopodenkalksteins.

Die Elementverteilungsbilder weisen demnach darauf hin, daß die hauptsächlich im Glaukonit vorkommenden Elemente auf den inneren Schalenbereich beschränkt sind.

Weitere Schalenbereiche, die teilweise noch Reste der ehemals verkalkten Innenlamelle zeigen (Taf. 4: Ca), weisen auf einen vergleichbaren morphologischen und geochemischen Aufbau hin (Taf. 4: Si, Al, K, Ca, Mg, Fe; verkalkte Innenlamelle ohne Probenstrombild; untere u. rechte Bildreihe).

An jeder untersuchten Probe wurden jeweils drei Abschnitte mit gleichfalls drei Einzelmessungen untersucht. Die Punktanalysen erfolgten an ausgewählten Bereichen nach den Elementverteilungsbildern (K). In der Tabelle 2 sind die Meßergebnisse als arithmetische Mittel zusammengefaßt.

Zur Abrundung und wichtigen Bestätigung der vorangegangenen Untersuchungen (Rasterelektronenmikroskopie, Röntgenographie, Röntgenspektroskopie), stellt die Mikrosondenuntersuchung die wichtigste dar, da qualitativ und quantitativ die Glaukonithöflichkeit im Schalenbereich lokalisiert werden konnte. Nach den obengenannten Analysewerten bestätigt sich, daß es sich bei dem untersuchten Material um einen Al-reichen Glaukonit handelt (s. S. 243 - 244).

7. Voraussetzungen zur Glaukonitbildung

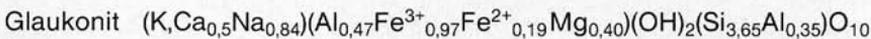
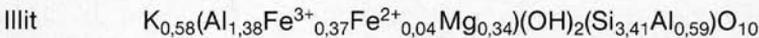
7.1. Kurzer Abriß zum Stand der Glaukonitentstehung

Von BRONGNIART (1823) wurde Glaukonit als Mineral erstmals genauer beschrieben. Die Fachliteratur ist inzwischen bezüglich des Vorkommens, der Klassifizierung, der Analytik und der Entstehung so umfangreich geworden, daß es unmöglich ist, im Rahmen dieser Arbeit darauf einzugehen. Es wurden deswegen zum Stand der Glaukonitentstehung nur einige Publikationen ausgewählt, die zur Klärung unserer Fragestellung beitragen und gleichzeitig einen ausführlichen bibliographischen Anhang enthalten.

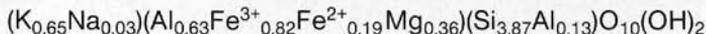
Hervorzuheben ist die Arbeit von BORCHERT & BRAUN (1964) zum Chemismus von verschiedenen Glaukonittypen. Das wichtigste Ergebnis dieser Veröffentlichung ist die aus zahlreichen Analysen gewonnene Erkenntnis, daß die eisenreichen Glaukonite bevorzugt im flachen, die aluminiumreichen dagegen vorwiegend in tieferen Meeresbereichen gebildet wurden (s. S. 246). In jüngerer Zeit ist eine grundlegende Diplomarbeit von BISPING (1981) erschienen, die zahlreiche Aspekte zur Glaukonitstehung in Abhängigkeit von der marinen Fazies herausstellte. Auf rezente Glaukonitstehung gehen besonders PIETZNER & RICHTER (1986) ein. Ihre Ergebnisse erlangten sie durch die Untersuchung von Probenmaterial der „Meteor“-Fahrt 36 (Expedition „Auftrieb“), wobei sie weitgehend die Resultate von BORCHERT & BRAUN (1964) bestätigen. Eine umfangreiche Bibliographie zum Stand der Glaukonitforschung nebst einer Definition dieses komplexen Minerals wurde von KOHLER (1977) erarbeitet. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) und anderen ist der Glaukonit ein Indexmineral für die marine Sedimentation und das bekannteste sowie charakteristischste Mineral der Halmyrolyse. Seine Bildung findet heute noch in vielen Teilbereichen der Weltmeere statt, die sich besonders durch eine niedrige Sedimentationsrate auszeichnen. Die in der umfangreichen Literatur angegebenen Entstehungsteufen schwanken sehr stark und liegen nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) zwischen 20 und 700 m, also in Schelfregionen und auf den Kontinentalabhängen. PIETZNER & RICHTER (1986) konnten dagegen Alreiche Glaukonite im Tiefwasserbereich > 1 000 m (bei 2 786 – 2 898 m = Station 99 der „Meteor“-Fahrt 36) nachweisen, wobei besonders hervorzuheben ist, daß die dort nachgewiesenen Glaukonite autochthon gebildet wurden und werden.

Zuerst vereinzelt und später als gesteinsbildendes Mineral ist Glaukonit seit dem Präkambrium bekannt und wird heute in eindrucksvoller Weise vor der nigerianischen Küste im Bereich des Niger-Deltas gebildet (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970: 180). Die chemische Untersuchung und eine damit verbundene Charakterisierung und Klassifizierung erfolgte meist an megaskopisch sichtbaren, unregelmäßig rundlichen, braunen, gelbgrünen und blaugrünlichen, körnigen Pillen. Dabei zeigte sich, daß Glaukonit kein chemisch und kristallographisch fest definierbares Mineral ist, sondern eine in Grenzen variable Gruppe von Tonmineralien darstellt (Illit → Glaukonit).

Hier sei die Summenformel von Illit der des Glaukonits nach FÜCHTBAUER (1970: 179) gegenübergestellt:



Die ICPDS-Kartei gibt für Glaukonit folgende Summenformel an:



Die Reihe unterschiedlicher Analysen ließe sich beliebig fortführen, doch wenn man die Bildungsbedingungen des Glaukonits berücksichtigt, ist geradezu gefordert, daß die Zusammensetzung dieses Minerals nur in einer idealisierten Formel wiederzugeben ist (KOHLER 1977).

Hauptunterschiede zwischen Illit und Glaukonit sind das Nebeneinandervorkommen von zwei- und dreiwertigem Eisen im Glaukonit sowie der höhere Gesamteisenanteil auf Kosten des Aluminiums. Weiterhin sind die Si-Gehalte höher als bei Illit. Nach YODER & EUGSTER (1955) sind die Glaukonite ebenso wie Illite und

Montmorillonite als Mischkristalle zwischen Seladonit [$\text{KFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{MgSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$], Muskovit [$\text{KAl}_2\text{Si}_4\text{P}_{10}(\text{OH})_2$] und Pyrophyllit [$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] anzusehen.

Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) ergeben sich aus der sehr umfangreichen Literatur drei mineralogisch unterschiedliche Glaukonitvaritäten:

- gutgeordneter Glaukonit (1-M-Polytyp)
- ungeordneter Glaukonit (1-Md-Polytyp)
- unregelmäßige Wechsellagerung Glaukonit – Montmorillonit

Dabei nehmen als weiteres Unterscheidungsmerkmal in dieser Reihenfolge die K-Werte ständig ab. Der fast fehlende Ersatz von Si durch Al sowie der vorwiegend dreiwertige Charakter des Eisens verursachen eine Herabsetzung der Aufladung der komplexen Schichtionen und damit einen weitgehenden Ersatz der K-Ionen durch neutrale Wassermoleküle zwischen den Schichten (MACHATSCHKI 1953).

Für die Bildung der verschiedenen Glaukonite gibt es zahlreiche Möglichkeiten. So nennen FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) zehn Varianten der Glaukonitenstehung, die alle eines gemeinsam haben, daß dieses Mineral marinen Ursprungs ist und wegen des zweiwertigen Eisens im reduzierenden Milieu entsteht. Nach BISPING (1981) und anderen haben sich im wesentlichen vier Theorien zur Glaukonitenstehung durchgesetzt. Danach kann das Mineral Glaukonit entstehen:

- aus Montmorillonit durch Austausch von Ionen und Ionenkomplexen (HOWER 1961)
- aus klastischen Mineral- und Gesteinsrelikten im diagenetisch unverfestigten Sediment (OJAKANGAS & KELLER 1964)
- durch Umwandlung von Biotit oder ähnlichen Glimmermineralen (GALLIHER 1935, SEED 1965)
- durch Diagenese aus Gelen im Sediment (HADDING 1932, BISPING 1981)

Von KOHLER & KÖSTER (1976) werden die ersten drei genannten Möglichkeiten zur Glaukonitbildung in Frage gestellt. Sie begründen dies mit der völlig unterschiedlichen Verteilung der Kationenladungen bei Glaukoniten im Verhältnis zu Glimmern, wodurch eine Glaukonitenstehung durch Umwandlung von Biotit, Muskovit oder Phengit auszuschließen ist. Nur wenn die Kristallgitter dieser Glimmer völlig aufgelöst und anschließend neu kristallisiert wären, hätte es zur Bildung von Glaukoniten kommen können. Ebenso zweifelhaft ist die Entstehung von Glaukonit aus Montmorillonit, da auch hier durch die unterschiedliche Kationenverteilung nur durch die Zerstörung der ursprünglichen Schichtstruktur eine Mineralneubildung möglich ist. Gleichfalls fraglich ist die Glaukonitneubildung aus Einzelmineralien und Gesteinsresten im diagenetisch unverfestigtem Sediment. Nachweislich kommen in den meisten glaukonitführenden Trägergesteinen in deren Matrix (BISPING 1981) so wenig Mineralreste vor, daß deren Bestand bei einem Ionenaustausch nicht zur Glaukonitenstehung ausreichen würde.

Die oben letztgenannte Möglichkeit zur Glaukonitbildung umfaßt das geochemische Gebiet der Halmyrolyse, wo durch submarine Lösung von Tonmineralen die für die Glaukonitenstehung nötigen Kationen und Anionen entstehen. Bei entsprechenden Redoxverhältnissen kommt es zuerst zu einer Gelbildung. Aus diesen Gelen entsteht meist frühdiagenetisch ein Glaukonit von einem der oben genannten Typen. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970), KOHLER & KÖSTER (1976), BISPING (1981) und anderen ist nach dieser durch Laborversuche untermauerten Modellvorstellung die Glaukonitenstehung am wahrscheinlichsten. Die dafür nötigen

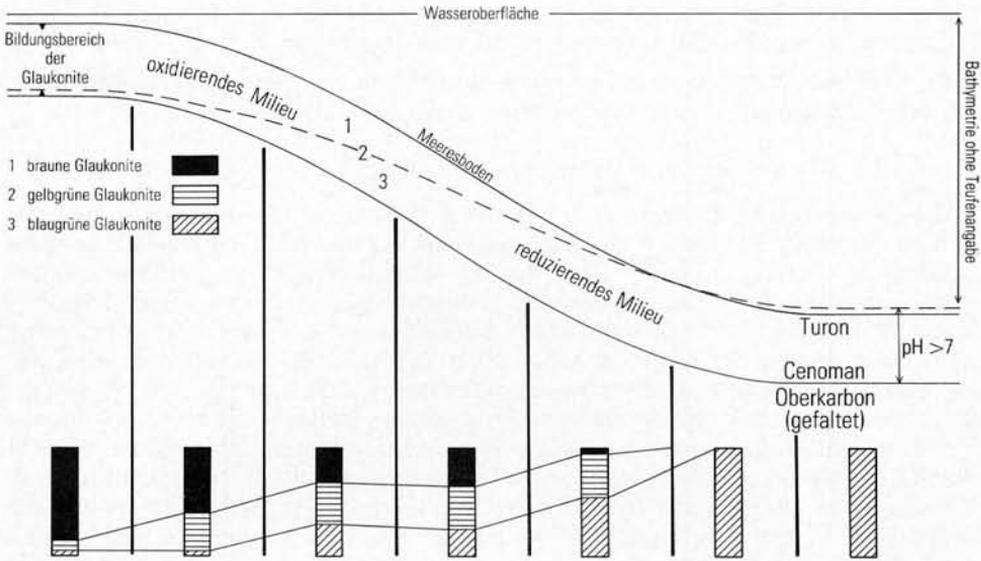


Abb. 8 Schematische Darstellung der Glaukonitbildung innerhalb von Lateralprofilen aus Homogenbereichen im Raum Bochum (nach BISPING 1981, wenig verändert)

Fig. 8 Schematic representation of the genesis of glauconite inside of lateral profiles of homogeneous areas in the Bochum region (slightly modified after BISPING 1981)

Voraussetzungen sind am ehesten in fossilreichen, das heißt mit organischer Substanz angereicherten Sedimenten zu finden, da dort neben den durch Halmyrolyse angereicherten Kationen die für die Glaukonitbildung durch Zersetzung der organischen Bestandteile nötigen reduzierenden Bedingungen entstehen.

Die Abbildung 8 zeigt die Bedingungen der Glaukonitbildung in den Kreide-Basisschichten zwischen Bochum und Essen nach BISPING (1981: Abb. 28). Sie

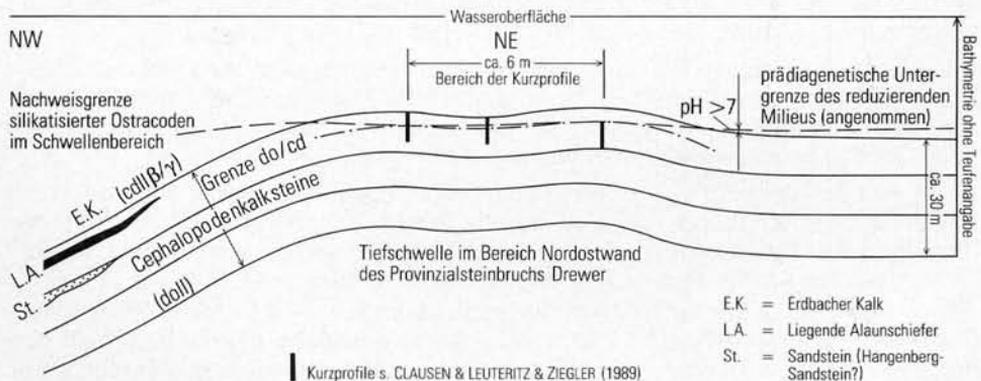


Abb. 9 Schematische Darstellung des Glaukonitbildungsraumes am Top der Cephalopodenkalkstein-Tiefschwelle (gestrichelte Linie) im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer. Glaukonit wurde dort innerhalb silikatisierter Ostracodenschalen gebildet.

Fig. 9 Schematic representation of the region on the top of submarine limestone rises (dotted line) in the eastern Provincial Quarry at Drewer. There glauconite is formed inside of silicitized ostracode shells.

bezieht sich im wesentlichen auf die Bildung von Pellets, ist aber auf zahlreiche Entstehungsbereiche und andere Formationen übertragbar.

In ähnlicher Weise ist die Abbildung 9 zu lesen, die auf pelagischen Tiefschwellen des Paläozoikums zur Glaukonitbildung Stellung nimmt.

7.2. Ableitung der Glaukonitentstehung am Fundpunkt

Die genannten Vorstellungen zur Glaukonitbildung sind auf unseren Fall nur bedingt übertragbar. Nach dem bisherigen Kenntnisstand sind submikroskopische Glaukonite noch nicht beschrieben worden. Weiterhin ist ihr Vorkommen bemerkenswert, da sie unregelmäßig verteilt in silikatisierten, ehemals kalkigen Ostracodenschalen auftreten. Gleichfalls ist der Fundpunkt ungewöhnlich, da es sich bei dem Trägergestein um einen paläozoischen Cephalopodenkalkstein handelt, der auf einer pelagischen Tiefschwelle sedimentiert wurde. Die meisten bisherigen Beobachtungen über Vorkommen und Entstehung von Glaukonit wurden in meso- bis neozoischen Sedimenten mit makroskopischen Pellets gemacht. Über weite Flächen trat Glaukonit dort als wichtiger Gesteinsbestandteil auf (Grünsandsteine). In Drewer allerdings ist das Vorkommen von Glaukonit auf einen engen, lateral und vertikal den Meterbereich nicht übersteigenden Raum beschränkt. Es handelt sich also nicht um ein stratiformes, weit ausgedehntes Vorkommen, sondern der Fundpunkt ist örtlich eng an den Zentralbereich einer Tiefschwelle gebunden. Hieran ist ein Massenvorkommen von silikatisierten Ostracoden des „Thüringer Ökotyps“ geknüpft. Nur in diesen silikatisierten Formen ließ sich Glaukonit nachweisen.

Diese ehemals kalkigen Ostracoden fehlen bisher völlig in der oberdevonischen und unterkarbonischen Beckenfazies (hier schon auf den Schwellenhängen). Nach POKORNY (1958), GRÜNDEL (1961), BLUMENSTENGEL (1965) lebten die hier vorkommenden Ostracoden nicht benthonisch, sondern vorwiegend planktonisch. Die Formen besitzen mehr oder weniger lange Dornenfortsätze, die als Haftorganellen gedeutet werden, um eine Verankerung an Tangen zu ermöglichen. Offen bleibt dabei die Frage, ob diese marinen Pflanzen, die fossil nicht überliefert sind, sessil am Top der Schwelle aufwuchsen oder angedriftet wurden. Es kann wohl davon ausgegangen werden, daß beide Möglichkeiten in Frage kommen.

Der nicht bekannten Zahl von Häutungsfragmenten steht eine ebenso unbekannte Zahl von abgestorbenen Tieren gegenüber. Vollständig erhaltene Gehäuse in nicht unbeträchtlicher Anzahl lassen den Schluß zu, daß diese Tiere zweiklappig in der letalen Phase sedimentiert wurden.

Bei Halbschalenexemplaren (vermutlich Häutungsstadien), aber auch bei kompletter Schalenerhaltung entstand durch Zersatz des organischen Anteils der nichtverkalkten Innenlamelle unter anderem NH_4 . Das bedeutet auf engstem Raum eine Veränderung des Redoxpotentials durch Erhöhung des pH-Werts. Das heißt weiter, daß eine Grenzfläche zwischen reduzierendem und oxydierendem Milieu bestanden hat. Nach BISPING (1981) ist diese Grenzfläche einmal innerhalb des diagenetisch unverfestigten Sediments in Küstennähe und flachem Meereswasser angesiedelt. Dabei werden vorwiegend „braune Glaukonite“ gebildet. Mit Zunahme der Wassertiefe, die mit größerer Entfernung von der Küste verbunden sein kann, wandert diese Trennfläche im Sediment nach oben und liegt schließlich an der Grenze Meereswasser/unverfestigtes Sediment. Dort können vorwiegend die „blaugrünen Glaukonit-Pellets“ entstehen. Diese Modellvorstellung kann jedoch nur auf spezielle geologische Situationen bezogen werden, wie sie für die

Glaukonitentstehung in den unterkretazischen Essener und Bochumer Grünsandsteinen vorhanden war.

In unserem Falle handelt es sich jedoch um Glaukonitbildung im Zusammenhang mit paläozoischen Cephalopodenkalksteinen, die auf pelagischen Tiefschwellen mit geringer Sedimentationsrate gebildet wurden.

Geht man davon aus, daß der Glaukonit ein Produkt der Halmyrolyse ist, so bieten die günstigsten Entstehungsbedingungen für Glaukonitgele nicht die Oberflächen- oder Tiefenwässer der Meere, sondern die Porenlösungen in unverfestigten Tiefsee-, Schelf- oder Schwellensedimenten. In fröhdiagenetischen Kalklutiten, aus denen die Cephalopodenkalksteine entstanden sind, herrschen reduzierende Bedingungen vor (pH 7–8), um ein Ausfällen von CaCO_3 zu ermöglichen. Höhere pH-Werte (> 8) sind möglich in unmittelbarer Fossilnähe, wo noch vorhandene organische Substanz zersetzt wird. Letzteres und der pH-Wert des Porenwassers weichen demnach nur geringfügig voneinander ab.

Das reduzierende Milieu im Porenwasser einer Kalklutitbank hat demnach eine Glaukonitbildung ermöglicht oder begünstigt. Da, wie auf Seite 242 beschrieben, der kryptokristalline Glaukonit vorwiegend im Schaleninneren anzutreffen ist, muß dort noch organische Substanz im Zustand der Zersetzung vorhanden gewesen sein, die später in tieferen Bankabschnitten mit Beginn der Kompaktion nach ihrem Zerfall nicht mehr zur Verfügung stand. Weiterhin spricht für eine Entstehung des Glaukonits in einer sich im fröhdiagenetischen Zustand befindlichen Kalksteinbank das ausreichende Angebot von Kationen (vor allem Fe) im Porenwasser. Das Beispiel einer Silikatvollanalyse aus dem Hangenberg-Kalk (Tab. 3) weist darauf hin, daß die Kationen durchaus genügten, um Glaukonitgele, die in kryptokristallinen Glaukonit übergingen, zu bilden. Ferner muß davon ausgegangen werden, daß die Glaukonitbildung den Komplex der Biomineralisation berührt oder ihm angehört, da der Zersatz der organischen Ostracodensubstanz diejenigen reduzierenden Bedingungen schuf, welche die Glaukonitbildung ermöglichten.

Die unterschiedlich großen Glaukonitnester (Taf. 3: Fig. 3, 4, 9) sowie deren Häufigkeitsvarianz untermauern die Annahme einer Biomineralisation. Außerdem handelt es sich in unserem Falle nicht um Glaukonit-Pellet-Bildung in klastischen Sedimenten, sondern um kryptokristalline Glaukonitnester in silikatisierten Ostracodenschalen, die speziell in Cephalopodenkalksteinen vorkommen. Es ist davon auszugehen, daß jedes Individuum für sich während der Sedimentation voneinander abweichende Mengen organischer Reste enthält. Dadurch hielt im Schalenbereich bei dem Zersatz der organischen Substanz die NH_4 -Bildung unterschiedlich lange an, was zu unterschiedlichen Glaukonitmengen und damit zu unterschiedlichen spezifischen Gewichten der Einzelexemplare führte. Eine konstante, über die Schale gleichmäßig verteilte Glaukonitmenge kann also gar nicht erwartet werden.

Tabelle 3

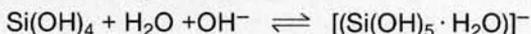
Typische Silikatvollanalyse des Hangenberg-Kalks
(TK 25: 4613 Balve, R 42 208, H 68 865) nach SCHULZ-DOBRICK (1975)

	Gew.-%		Gew.-%
SiO_2	21,0	Na_2O	0,26
TiO_2	0,27	K_2O	1,43
Al_2O_3	5,30	H_2O^+	2,00
FeO	1,90	H_2O^-	0,30
Fe_2O_3	1,10	P_2O_5	0,04
MnO	0,19	CO_2	29,24
MgO	1,50	C_{org}	0,03
CaO	36,20	Summe:	100,8

7.3. Bemerkungen zur Kristallisationsabfolge

Die Schalen der sedimentierten Ostracoden bestanden primär aus Calcit, die heute in silikatisierter Form vorliegen. Nach den vorgenannten Untersuchungsergebnissen ist die Bezeichnung „silikatisiert“ gegenüber „verkieselt“ oder „silifiziert“ durchaus berechtigt, da neben SiO_2 noch Glaukonit am sekundären Schalen Aufbau beteiligt ist.

Die Bildung von Glaukonit aus Glaukonitgel als Produkt der Halmyrolyse erfolgte im frühest-diagenetischen Zustand im oberflächennahen Teil der Kalksteinbank. Die Anreicherung von Glaukonit im inneren Schalenabschnitt ist auf die organische Substanz der nichtkalkigen Innen- und Außenlamelle und die gelegentlich noch vorhandene Substanz des Weichkörpers des abgestorbenen Tieres zurückzuführen. Der Anstieg des pH-Werts beim vermutlich bakteriellen Zersatz ermöglichte die Ausfällung von Glaukonit. War zu diesem Zeitpunkt die Kalkschale noch vorhanden, wovon auszugehen ist, existierten auch noch deren Porenkanäle, die möglicherweise den Kationenzufluß zwischen Porenwasser und Schaleninnerem ermöglichten sowie regulierten. Die pH-Wertdifferenz zwischen diesen beiden Medien war gering, entsprechend verlangsamt der Kationenaustausch, so daß die Glaukonitbildung relativ ungestört verlaufen konnte. Inwieweit die Silikatisierung mit der Glaukonitentstehung einherging, wird dahingehend beantwortet, daß bei erhöhtem pH-Wert SiO_2 nach der Formel



nicht ausfallen konnte, sondern in Lösung verblieb.

Es wird davon ausgegangen, daß die Kieselsäure des Porenwassers bei fortschreitender Diagenese erst nach der Glaukonitbildung auskristallisieren konnte, nachdem der pH-Wert abgesenkt wurde. Das bedeutet, der pseudomorphe Ersatz des Schalencalcits erfolgte spätdiagenetisch während und nach der Kompaktionsphase des Kalksteinsediments. Auffällig ist, daß weder das Trägergestein noch größere, ebenfalls kalkige Fossilien mit verkieselt wurden. Die Verkieselung im Aufschluß Drewer ist demnach selektiv, deren Ursachen nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970: 392) noch weitgehend ungeklärt sind.

Die primäre Kieselsäurekonzentration entsprach vermutlich hier nur dem durchschnittlichen Si-Gehalt der Weltmeere mit 3 ppm (= 6,4 ppm SiO_2), da bei höheren Werten kein Restcalcit in den silikatisierten Schalen verblieben wäre. Die heute als Cephalopodenkalksteine vorliegenden Sedimente besitzen einen relativ hohen Tonmineralgehalt von ca. 30%. Hierbei kann nicht entschieden werden, wieviel SiO_2 während der Diagenese in die Tonminerale eingebaut wurde. Möglicherweise wurden sie auch ohne Ionenaustausch als Tonfracht sedimentiert. Letzteres dürfte am ehesten zutreffen, so daß eine besondere SiO_2 -Anreicherung am Top der pelagischen Tiefschwelle nicht vorhanden war.

8. Bedeutung für die paläogeographische Situation des Fundgebiets

In den vorangegangenen Kapiteln wurde herausgestellt, daß die Nordostwand im Steinbruch Drewer dem Zentralteil einer von klastischer Trübe weitgehend ausgesparten Schwelle angehört. Es reicherten sich vorwiegend Carbonatschlämme an, deren Sedimentation in Ruhepausen immer wieder von der Platznahme dünner Mergellagen unterbrochen wurde. Die geringe Mächtigkeit aufeinanderfolgender Conodontenzonen weist vom höheren Oberdevon bis tieferen Unterkarbon darauf hin, daß nur in geringem Maße Sedimentpartikel zugeführt und gefällt

wurden: Die Schichtenfolge war kondensiert, jedoch komplett und ohne Schichtlücken sowie reichhaltig mit Makro- und Mikrofossilien verschiedener Tierklassen versehen. An den Schwellenflanken gerieten die wassergesättigten Schlämme ins Rutschen, hobelten ihre Unterlage ab und wurden zu Fließfalten aufgestaucht. Der Transport reichte nur über wenige Meter, die Verbandsverhältnisse blieben gewahrt, die Verfrachtung ging über ein parautochthones Ausmaß nicht hinaus.

Die für den Devon/Karbon-Grenzbereich charakteristische pelagische bis hemipelagische Conodontenbiofazies mit einem Anstieg der Gattung *Protognathodus* spiegelt die zu dieser Zeit im Rheinischen Schiefergebirge allgemein üblichen regressiven Tendenzen wieder. Diese äußern sich in einer kurzfristigen relativen Verflachung des Sedimentationsraums, welche wohl Auswirkungen auf die Conodonten-, aber nur in geringem Maße auf die Ostracodenbiofazies gehabt hat.

Nach I. & K. ZAGORA (1968), JORDAN (1970), BLUMENSTENGEL (1973), BANDEL & BECKER (1975) sowie BLESS et al. (1986) werden für Ostracoden des Thüringer Ökotyps hemipelagische Faziesbedingungen (tieferes Wasser, keine oder nur geringe, periodisch auftretende Sedimentzufuhr, keine oder nur geringe Bodenströmung) angenommen. Die stachel- und dornenbewehrten Ostracoden sind an eine benthonische Lebensweise mit gleichbleibenden, ruhigen Umweltbedingungen (spezifische Wassertiefe, Wassertemperatur, Salinität, Durchlüftung und Durchlichtung, Substratbeschaffenheit) angepaßt. Nach dem substrat- und bathymetriebezogenen Faziestypenschema von BLUMENSTENGEL (1973: 77) gehören die verkieselten Ostracoden zum hemipelagischen, kalkig-tonigen Typ (Ballersbacher Fazies). Ihr Lebensraum war der relativ tiefe, offene, ruhige Schelfmeerbereich (off-shore-Fauna). Über die Entfernung zur Küste ist damit nichts ausgesagt. Hierfür sprechen auch die in den Ostracodenschalen gefundenen submikroskopischen, Al-reichen Glaukonite, welche sich in tiefen Meeresbereichen unter anderem auf pelagischen Tiefschwellen bildeten. Auf solchen Schwellen oder gar Inseln kann es zu einer Mischung von sich in der Morphologie unterscheidenden near-shore- und off-shore-Faunen kommen. Die Trennung zwischen beiden Faumentypen liegt nach JORDAN (1970: 34–35) in etwa bei der 100-m-Isobathe. Unter Annahme der beschriebenen regressiven Tendenzen im Devon/Karbon-Grenzbereich sind solche bathymetrischen Verhältnisse bei der Drewer-Schwelle denkbar.

Nach BANDEL & BECKER (1975: 59) lebten die Ostracoden auf dem Bodensubstrat oder in großlumigen, von der Oberfläche aus erreichbaren Hohlräumen in Gangsystemen. Bei Formen mit seitwärts gerichteten Stacheln war ein Auftrieb und Aufschwimmen möglich, was ein zeitweiliges Schweben im bodennahen Wasser (pseudoplanktonische Lebensweise) ermöglichte. Vielleicht wurden zur Zeit des höheren Oberdevons bestachelte Ostracoden, verhakt in driftende Algen- und Tangrasen, dem Schwellenbereich zugeführt, wo sie sich dann unter idealen Lebensbedingungen explosionsartig vermehren konnten. Ostracoden als Tangrasenbewohner werden auch aus Thüringen beschrieben (GRÜNDEL 1961, BLUMENSTENGEL 1965, JORDAN 1970). Die Frage nach Endemismen bei Ostracoden des Thüringer Ökotyps wurde sehr kontrovers diskutiert (I. & K. ZAGORA 1968, JORDAN 1970). Aus der Sicht der Drewer-Fauna kann hierüber zur Zeit noch nichts gesagt werden.

Für die energiedispersive Röntgenstrahlmikroanalyse sei an dieser Stelle Dipl.-Phys. M. BAHL (Rhein.-Westf. Elektrizitätswerke, Niederaussem) besonders gedankt. Ebenso gilt unser Dank Dr. H. PIETZNER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld), der die qualitativen und quantitativen Mikrosondenuntersuchungen ausführte, sowie Dr. D. STOPPEL (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover), der die französische Übersetzung der Zusammenfassung besorgte.

9. Literaturverzeichnis

- BANDEL, K., & BECKER, G. (1975): Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – *Senckenbergiana lethaea*, **56**(1): 1–83, 7 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- BARTZSCH, K., & WEYER, D. (1980): Neue Ostracoda aus der *Wocklumeria*-Stufe (Oberdevon) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – *Abh. u. Ber. Naturkde. u. Vorgesch.*, **12**(2): 34–51, 7 Abb.; Magdeburg.
- , & – (1982): Zur Stratigraphie des Untertournai (*Gattendorfia*-Stufe) von Saalfeld im Thüringischen Schiefergebirge. – *Abh. u. Ber. Naturkde. u. Vorgesch.*, **12**(4): 3–53, 14 Abb., 6 Taf.; Magdeburg.
- , & – (1985): Zur Stratigraphie der Oberdevon-Quarzite von Saalfeld im Thüringer Schiefergebirge. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 400**: 5–36; Leipzig.
- , & – (1986): Biostratigraphie der Devon/Karbon-Grenze im Bohlen-Profil bei Saalfeld (Thüringen, DDR). – *Z. geol. Wiss.*, **14**(2): 147–152, 1 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BISPING, D. (1981): Die Glaukonit-Bildung in den Kreide-Basis-Sedimenten von Bochum und Essen. – *Dipl.-Arb. Univ. Münster*: 83 S., 28 Abb., 12 Tab.; Münster. – [Unveröff.]
- BLESS, M. J. M., & CRASQUIN, S., & GROOS-UFFENORDE, H., & LETHIERS, F. (1986): Late Devonian to Dinantian ostracodes (comments on taxonomy, stratigraphy and paleoecology). – *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**: 1–8, 3 Abb.; Liège.
- BLUMENSTENGEL, H. (1965): Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostrakoden aus dem Thüringer Oberdevon. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 183**: 127 S., 16 Abb., 9 Tab., 29 Taf.; Leipzig.
- (1973): Zur stratigraphischen und faziellen Bedeutung der Ostracoden im Unter- und Mittelharz. – *Z. geol. Wiss., Themenh.*, **1**: 67–79, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- BORCHERT, H., & BRAUN, H. (1964): Zum Chemismus von drei Glaukonitypen. – *Chemie d. Erde*, **23**: 82–90, 1 Abb., 2 Tab.; Jena.
- BRONGNIART, A. (1823): *Mémoire sur les Terrains de Sédiments Supérieurs Calcaréo-Trappeens du Vicentin*. – 85 S.; Paris (Levrault).
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt Warstein. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1: 25 000, Erl., **4516** Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1987): The eastern Provincial Quarry at Drewer (northeastern Rhenish Slate Mountains), a stratotype candidate for the Devonian/Carboniferous Boundary. – *Senckenbergiana lethaea*, **87**(5/6): 467–477, 7 Abb., 2 Tab.; Frankfurt/Main.
- , & –, & – (1989), mit einem Beitr. von KORN, D.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **35**: 161–226, 27 Abb., 12 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine*, Tl. 2. – 726 S., 326 Abb., 66 Tab.; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- GALLIHER, E. W. (1935): *Petrology of the Sedimentary Rocks*. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **19**: 1569–1601; Tulsa.
- GROOS-UFFENORDE, H., & UFFENORDE, H. (1974): Zur Mikrofauna im höchsten Oberdevon und tiefen Unterkarbon im nördlichen Sauerland (Conodonta, Ostracoda, Rheinisches Schiefergebirge). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 58–87, 7 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- GRÜNDEL, J. (1961): Zur Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 111**: 53–173, 17 Abb., 3 Tab., 14 Taf.; Berlin.
- (1962): Zur Taxionomie der Ostracoden der *Gattendorfia*-Stufe Thüringens. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 151**: 51–105, 14 Abb., 14 Tab., 4 Taf.; Berlin.
- (1963): *Pokornina* n. gen. – eine neue Ostracodengattung aus dem deutschen Unterkarbon. – *Geologie*, **12**: 611–614, 1 Abb.; Berlin.

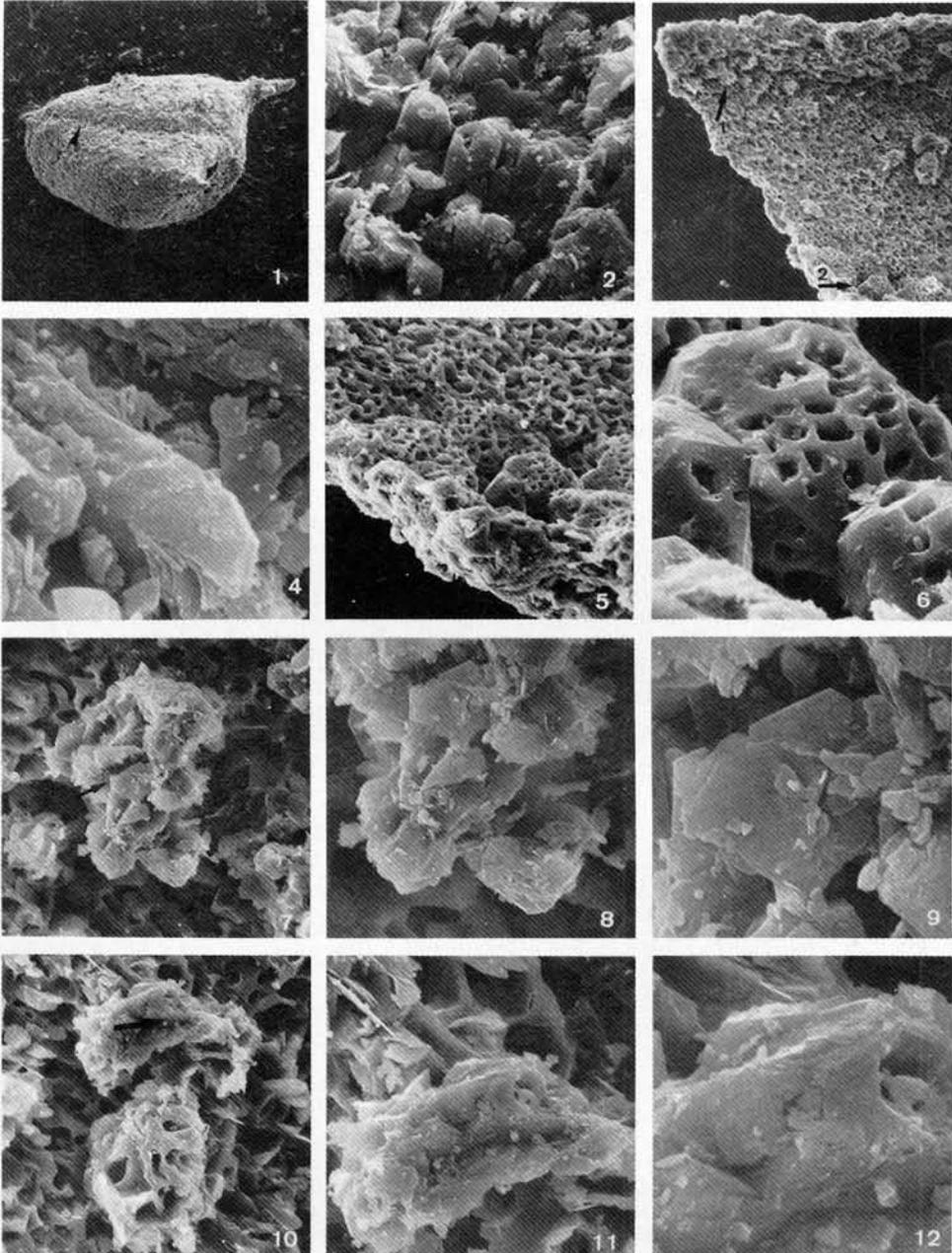
- (1966): Zur Entwicklung und Taxionomie der Tricornidae (Ostracoda) in Mitteleuropa. – *Paläont. Z.*, **40**: 89–102, 2 Abb.; Stuttgart.
- HADDING, A. (1932): The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, 4, Glauconite and glauconitic rocks. – *Acta Univ. Lund*, **28**: 1–175; Lund.
- HELMS, J. (1957): Conodontenstratigraphie am Bohlen bei Saalfeld (Oberdevon – Unterkarbon). – *Dipl.-Arb. Humboldt-Univ. Berlin*; Berlin. – [Unveröff.]
- HOWER, J. (1961): Some factors concerning in the nature and origin of glauconite. – *Amer. Mineralogist*, **46**: 313–334; Washington.
- JORDAN, H. (1970): Die Ostracoden im Paläozoikum des zentralen Mitteleuropas. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 265**: 5–40, 20 Abb., 2 Tab.; Leipzig.
- KOHLER, E. E. (1977): Zum Stand der Glaukonitforschung – Eine Bibliographie. – *Zbl. Geol. Paläont.*, **1** (5/6): 974–1017; Stuttgart.
- KOHLER, E. E., & KÖSTER, H. M. (1976): Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie von kretazischen Glaukoniten. – *Clay Minerals*, **11**: 273–302; Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- MACHATSCHKI, F. (1953): Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Mit einem Anhang: Ein kristallchemisches Mineralsystem. – 378 S., 228 Abb., mehrere Tab.; Wien (Springer-Verl.).
- MÜLLER, A. H. (1963): Lehrbuch der Paläozoologie, **2** Invertebraten, Tl. 3 Arthropoda 2 – Stomochorda. – 698 S., 854 Abb., 5 Tab.; Jena (VEB G. Fischer Verl.).
- MÜLLER, G. W. (1894): Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte. – In: *Fauna u. Flora Golf von Neapel*, **21**: VIII u. 404 S., 40 Taf.; Berlin (Friedländer).
- OJAKANGAS, R. W., & KELLER, W. D. (1964): Glaukonitization of rhyolite sand grains. – *J. sediment. Petrol.*, **34**: 84–90; Tulsa.
- PIETZNER, H., & RICHTER, G. (1986): Rezente Phosphorit-Bildung im Auftriebsgebiet vor der NW-afrikanischen Küste. – *Senckenbergiana marit.*, **17**: 333–337, 5 Tab., 12 Taf.; Frankfurt/Main.
- POKORNY, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, **2**. – 456 S., 528 Abb., mehr. Tab.; Berlin (Dt. Verl. Wiss.).
- RABIEN, A. (1954): Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **9**: 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenohertzynikum. – *Diss. Univ. Göttingen*: 86 S., 15 Abb., 33 Tab., Anh.; Göttingen (Fotodr.).
- SEED, D. P. (1965): The formation of vermicular pellets in New Zealand glauconites. – *Amer. Mineralogist*, **50**: 1097–1106; Washington.
- YODER, H. S., & EUGSTER, H. P. (1955): Synthetic and natural muscovites. – *Geochim. cosmochim. Acta*, **8**: 225–280, 19 Abb., 8 Tab.; London, New York.
- ZAGORA, I., & ZAGORA, K. (1968): Die Ostracodengemeinschaften des Unter- und Mitteldevons von Ostthüringen. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, (A) **13** (2): 185–190, 1 Tab.; Berlin.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **38**: 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W., & SANDBERG, CH. A. (1984): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **67**: 231–239, 6 Abb., 2 Taf.; Frankfurt/Main.

Tafel 1

- Fig. 1 Silikatisierte Ostracode der Gattung *Triplacera* (Probe 7, Labor-Nr. 7045; Vergr. 37,5 x)
- Fig. 2 Oberflächenausschnitt von Figur 1 (s. Pfeil) mit vorwiegend metasomatisch entstandenen kryptokristallinen Quarzkristalliten (Vergr. 350 x)
- Fig. 3 Innenseite eines silikatisierten Ostracodenbruchstücks (Probe 7, Labor-Nr. 7045; Vergr. 37,5 x)
- Fig. 4-6 Innenflächenausschnitte von Figur 3 mit metasomatisch entstandenen kryptokristallinen Quarzkristalliten (Vergr. Fig. 4: 4 000 x, s. Pfeil 1 in Fig. 3; Vergr. Fig. 5: 325 x, Fig. 6: 1 600 x, s. Pfeil 2 in Fig. 3)
- Fig. 7-9 Vergrößerungen eines Glaukonitrestes mit deutlicher tafelig-schichtiger Ausbildung der Glaukonitkristallite (Vergr. Fig. 7: 700 x; Vergr. Fig. 8: 1 600 x, Fig. 9: 4 000 x, s. Pfeil in Fig. 7)
- Fig. 10-12 Vergrößerungen des oberen Abschnitts des zweigeteilten Glaukonitrestes mit deutlicher tafelig-schichtiger Kristallitusbildung (Vergr. Fig. 10: 700 x; Vergr. Fig. 11: 1 600 x, Fig. 12: 4 000 x, s. Pfeil in Fig. 10)

Plate 1

- Fig. 1 Silicitized ostracode of the genus *Triplacera* (sample 7, lab.-no. 7045; magn. 37,5 x)
- Fig. 2 Surface section of figure 1 (s. arrow) with chiefly metasomatic cryptocrystalline quartz crystallites (magn. 350 x)
- Fig. 3 Inner side of a silicitized ostracode fragment (sample 7, lab.-no. 7045; magn. 37,5 x)
- Fig. 4-6 Inner surface sections of figure 3 with metasomatic cryptocrystalline quartz crystallites (magn. fig. 4: 4 000 x, s. arrow 1 in fig. 3; magn. fig. 5: 325 x, fig. 6: 1 600 x, s. arrow 2 in fig. 3)
- Fig. 7-9 Enlargements of a glauconite residual with distinctly tabular composition of glauconite crystallites (magn. fig. 7: 700 x; magn. fig. 8: 1 600 x, fig. 9: 4 000 x, s. arrow in fig. 7)
- Fig. 10-12 Enlargements of the upper part of the bipartite glauconite residual with distinctly tabular composition of crystallites (magn. fig. 10: 700 x; magn. fig. 11: 1 600 x, fig. 12: 4 000 x, s. arrow in fig. 10)



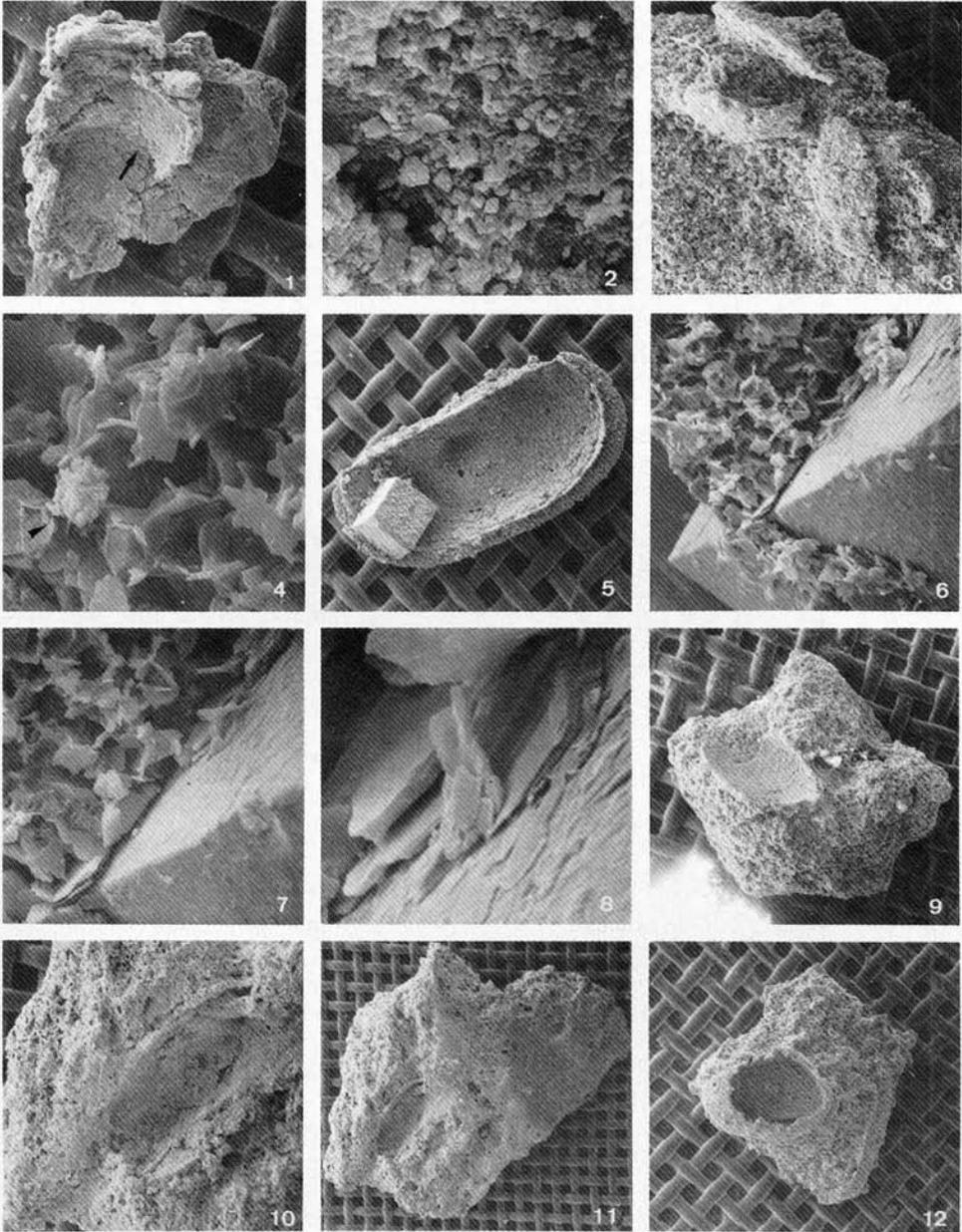
Tafel 1

Tafel 2

- Fig. 1 In-situ-Vorkommen eines in Cephalopodenkalkstein eingebetteten Ostracodenbruchstückes mit teilweise erhaltenem Steinkern; Schale und Steinkern in Glaukoniterhaltung (Probe 7a, Labor-Nr. 7044; Vergr. 70 x)
- Fig. 2 Ausschnitt aus der Schalenbruchfläche von Figur 1 (s. Pfeil) mit teilweise angedeuteter schichtiger Kristallisation des Glaukonits (Vergr. 1 600 x)
- Fig. 3 Anhäufung von silikatisierten Ostracodenschalen, eingelagert in Cephalopodenkalkstein (Probe 7a, Labor-Nr. 7044; Vergr. 70 x)
- Fig. 4 Ausschnittvergrößerung von der Innenseite der rechten oberen Schale von Figur 5. Die Schale besteht vorwiegend aus kryptokristallinem Quarz mit kleinen Glaukonitnestern (s. Pfeil) (Vergr. 4 000 x)
- Fig. 5–8 Silikatisierte Art der Gattung *Amphissites*. Die Photos zeigen eine nach dem metasomatischen Ersatz des Calcits durch SiO_2 nachträglich erfolgte Pyritisierung, deutlich erkennbar an der Durchwachsung der Ostracodenschale und der Aufrichtung der Quarzkristallite an der Seitenfläche des Pyritwürfels. (Probe 7a, Labor-Nr. 7044; Vergr. Fig. 5: 35 x, Fig. 6: 325 x, Fig. 7: 700 x, Fig. 8: 4 000 x)
- Fig. 9–12 In-situ-Funde von silikatisierten Ostracoden in Cephalopodenkalkstein (Probe 8, Labor-Nr. 7046; Vergr. 25 x)

Plate 2

- Fig. 1 In situ-occurrence of an ostracode fragment embedded in cephalopod limestone with partly preserved internal mould; shell and internal mould in glauconite preservation (sample 7a, lab.-no. 7044; magn. 70 x)
- Fig. 2 Section of a shell fracture surface of figure 1 (s. arrow) with partly indicated lamellar crystallisation of the glauconite (magn. 1 600 x)
- Fig. 3 Accumulation of silicized ostracode shells, embedded in cephalopod limestone (sample 7a, lab.-no. 7044; magn. 70 x)
- Fig. 4 Enlarged section of the inner side of the right upper shell of figure 5. The shell predominantly consists of cryptocrystalline quartz with small glauconite nests (s. arrow) (magn. 4 000 x)
- Fig. 5–8 Silicized species of the genus *Amphissites*. The photos show a pyritization, which took place subsequently after the metasomatic substitution of the calcite by SiO_2 . It is distinctly recognizable by the intergrowth of the ostracode shell and the uplift of the quartz crystallites on the lateral face of the pyrite cube. (sample 7a, lab.-no. 7044; magn. fig. 5: 35 x, fig. 6: 325 x, fig. 7: 700 x, fig. 8: 4 000 x)
- Fig. 9–12 In situ-findings of silicized ostracodes in cephalopod limestone (sample 8, lab.-no. 7046; magn. 25 x)



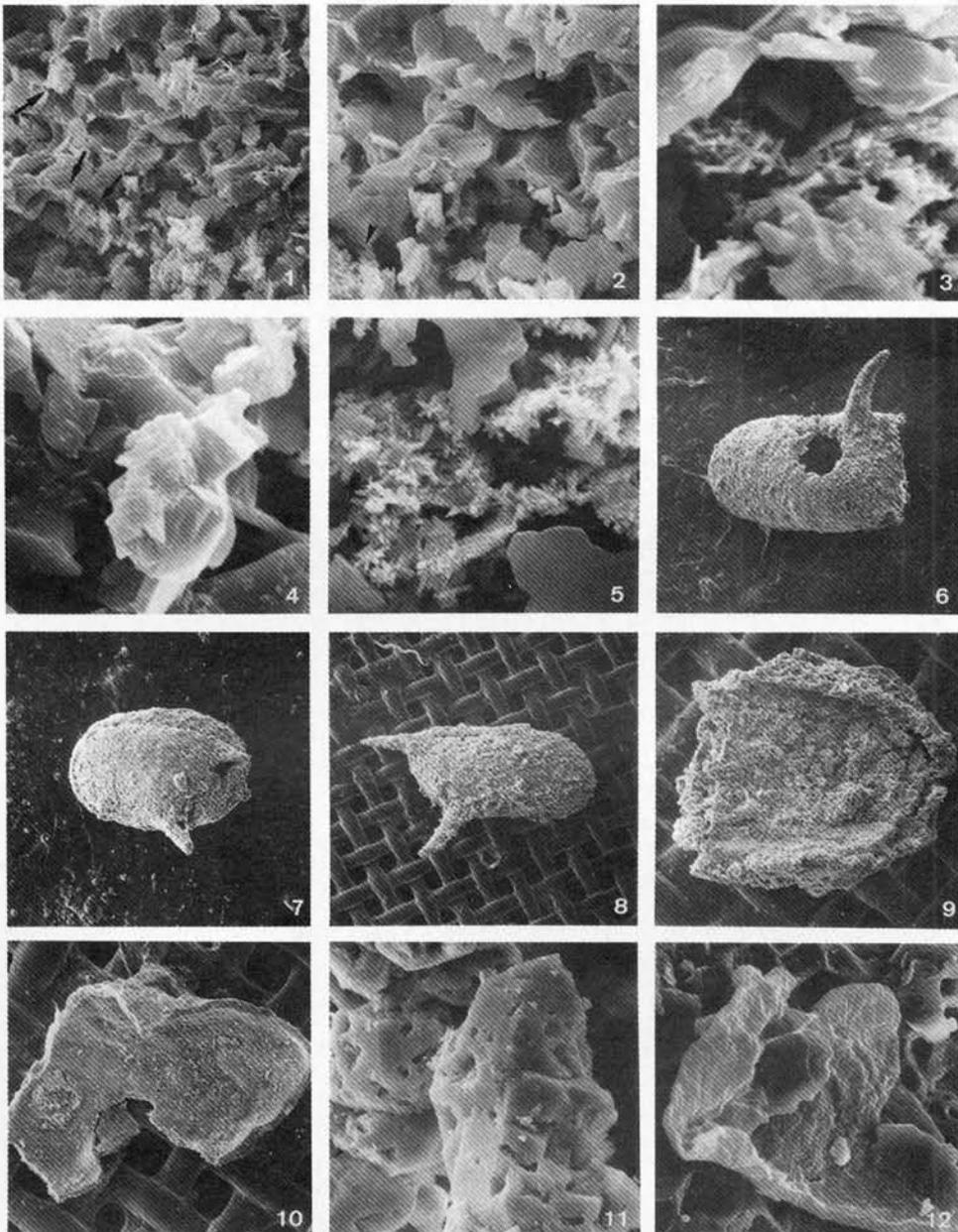
Tafel 2

Tafel 3

- Fig. 1–5 Ausschnitte der Innenseiten von Ostracodenbruchstücken mit kryptokristallinen Quarzkristalliten (dunkel) und Glaukonitnestern (Pfeile) in der Bildmitte (hell) (Probe 6c, Labor-Nr. 7041; alle Vergr. 3 000 x)
- Fig. 6–8 Silikatisierte Formen der Gattung cf. *Rectonaria* (mit künstlich erzeugter rundlicher Schalenfraktur bei Figur 6) (Probe 8, Labor-Nr. 7046; Vergr. 37,5 x)
- Fig. 9 Bruchstücke einer Ostracodenschale mit Resten des Steinkerns, die beide vollständig aus dunkel- bis blaugrünem Glaukonit bestehen (Probe 8, Labor-Nr. 7046; Vergr. 60 x)
- Fig. 10 Schalig-schichtiger Fossilrest aus dunkel- bis blaugrünem Glaukonit (Probe 8, Labor-Nr. 7046; Vergr. 55 x)
- Fig. 11 Ausschnittvergrößerung der Bruchkante von Figur 6, wobei der Frakturrand idiomorphe, porige, kryptokristalline Quarzkristallite zeigt (Vergr. 1 600 x)
- Fig. 12 Schalenquerschnitt und -innenseite einer silikatisierten Ostracode mit Restcalcit (Probe 6c, Labor-Nr. 7041; Vergr. 150 x)

Plate 3

- Fig. 1–5 Sections of inner sides of ostracode fragments with cryptocrystalline quartz crystallites (dark) and glauconite nests (s. arrows) in the centre of the picture (light) (sample 6c, lab.-no. 7041; all magn. 3 000 x)
- Fig. 6–8 Silicatisated forms of the genus cf. *Rectonaria* (with artificial rotund shell fracture of figure 6) (sample 8, lab.-no. 7046; magn. 37,5 x)
- Fig. 9 Fragments of an ostracode shell with remains of the internal mould, both completely consisting of dark to blue-green glauconite (magn. 60 x)
- Fig. 10 Shelley fossil remnant consisting of dark to blue-green glauconite (sample 8, lab.-no. 7046; magn. 55 x)
- Fig. 11 Enlarged section of the breaking edge of figure 6, the fracture margin showing idiomorphic porous cryptocrystalline quartz crystallites (magn. 1 600 x)
- Fig. 12 Cross section of shell and inner side of a silicatisated ostracode with residual calcite (sample 6c, lab.-no. 7041; magn. 150 x)



Tafel 3

Tafel 4

Die Tafel 4 enthält Untersuchungen mit der Mikrosonde CAMECA MS 46 – Nr. 135

Aufnahmedaten:

Foto oben links ohne Kennzeichnung: Probenstrombild, positive Polarität 15 kV/10 nA, se^+ = Sekundärelektronenbild, positive Polarität 15 kV/0,3 nA

Elementverteilungsbilder: 15 kV/50 nA

Si	=	Si _{Kα} -Strahlung	TIAP-Kristall
Ca	=	Ca _{Kα} -Strahlung	PET-Kristall
Al	=	Al _{Kα} -Strahlung	TIAP-Kristall
Mg	=	Mg _{Kα} -Strahlung	TIAP-Kristall
K	=	K _{Kα} -Strahlung	PET-Kristall
Fe	=	Fe _{Kα} -Strahlung	PET-Kristall

Linke und mittlere Fotoreihen ohne untere Bildreihe:

Das Probenstrombild zeigt den Ausschnitt einer Ostracodenschale. Der kompakte äußere Schalenbereich ist wesentlich dicker als der poröse innere Abschnitt (leichte Fraktion, Probe 7, Lab.-Nr. 7045). Hauptbestandteil der Schale ist SiO₂ mit wenig gleichmäßig verteiltem Restcalcit. Die für Glaukonit signifikanten Elemente sind besonders auf die Randbereiche konzentriert. Die Anreicherung von Al an der äußeren Schalenwand ist vermutlich anhaftendes Sediment.

Rechte und untere Bildreihe:

Silikatisiertes Ostracodenschloß (Probe 7, Lab.-Nr. 7045). Das se^+ -Bild zeigt einen deutlichen zweigeteilten, kompakten äußeren und porösen inneren Schalenabschnitt. Der kompakte Außenteil besteht vorwiegend aus SiO₂, während im porösen Innenabschnitt die Indexelemente für Glaukonit angereichert sind. Wenig Restcalcit befindet sich im äußeren Schalenbereich.

Plate 4

Plate 4 contains investigations with the aid of the microanalyzer CAMECA MS 46 – Nr. 135

Surveying data:

Photo upper left without markings: sample current picture, positive polarity 15 kV/10 nA, se^+ = secondary electron picture, positive polarity 15 kV/0,3 nA

Elementary distribution pictures: 15 kV/50 nA

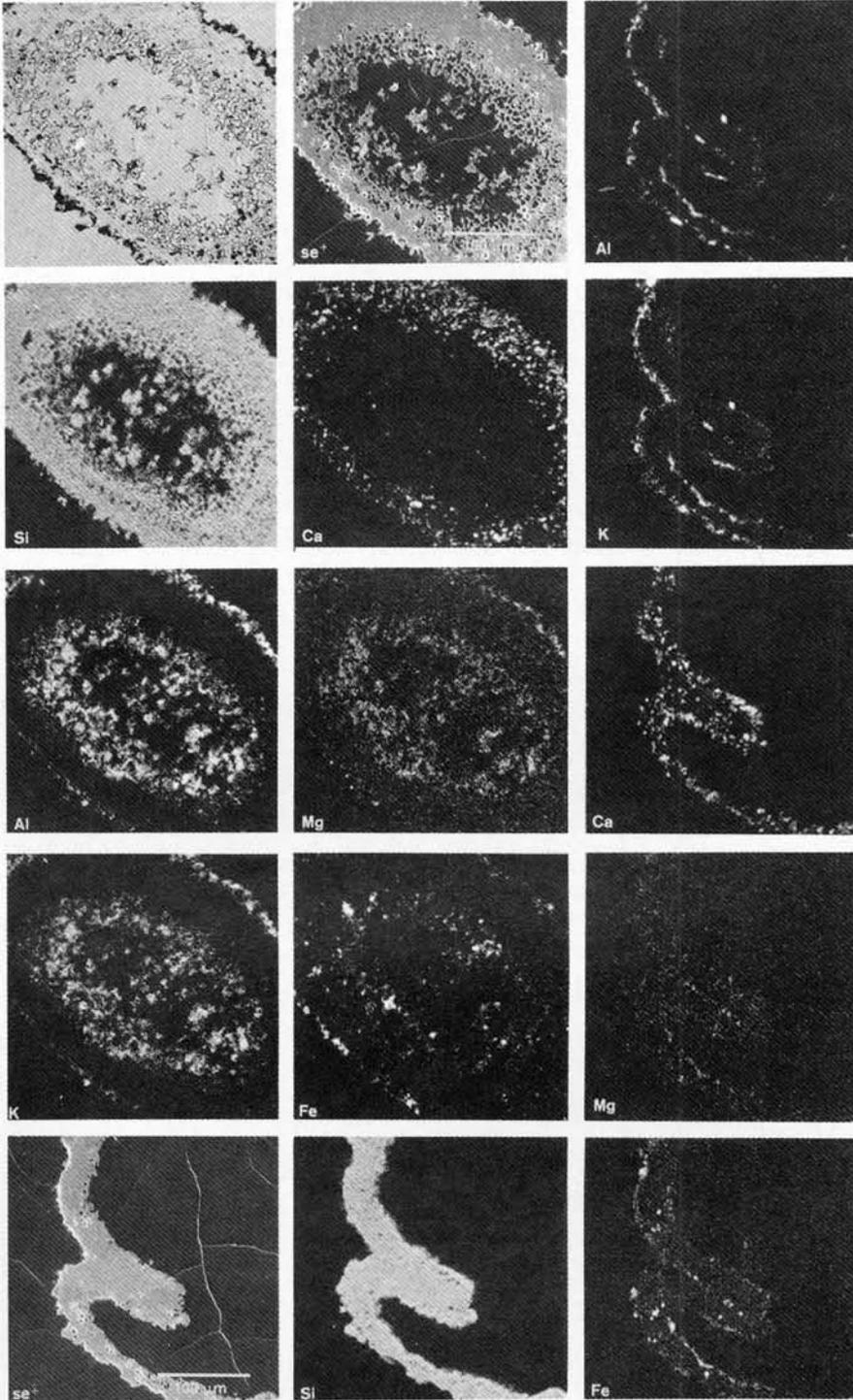
Si	=	Si _{Kα} -emission	TIAP-crystal
Ca	=	Ca _{Kα} -emission	PET-crystal
Al	=	Al _{Kα} -emission	TIAP-crystal
Mg	=	Mg _{Kα} -emission	TIAP-crystal
K	=	K _{Kα} -emission	PET-crystal
Fe	=	Fe _{Kα} -emission	PET-crystal

Left and middle series without lower picture series:

The sample current picture shows the section of an ostracode shell. The compact outer shell area is essentially thicker than the inner part (light fraction, sample 7, lab.-no. 7045). Main constituent of the shell is SiO₂ with little regularly distributed residual calcite. The elements significant for glauconite are especially concentrated up on the margin areas. The enrichment of Al at the outer shell wall presumably is attaching sediment.

Right and lower picture series:

Silicized hinge of an ostracode (sample 7, lab.-no. 7045). The se^+ -picture shows a distinctly bipartite compact outer and porous inner shell section. The compact outer part predominantly consists of SiO₂, the index elements with respect to glauconite being enriched in the porous section. Little residual calcite is situated in the outer shell area.



Tafel 4

Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasserbreccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUDIUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ *

Breccia (Schlagwasser breccia), Upper Devonian, Lower Carboniferous, genesis, age, range, Rhenish massif (Warstein anticline), North Rhine-Westphalia (Sauerland), TK 25: 4516

Kurzfassung: Unter dem Begriff „Schlagwasserbreccie“ werden im Warsteiner Raum Schuttströme verstanden, die von der Warsteiner Carbonatplattform (und untergeordnet auch vom Scharfenberger Riff) hergeleitet werden. Die Breccie ist nur lokal ausgebildet. Gleichwohl spielt sie für das Verständnis ostsauerländischer Paläogeographie und Sedimentologie eine große Rolle. Denn mit ihrer Hilfe können gravitativ-resedimentäre Rutschbewegungen zwischen einem Hochgebiet und einem diesem vorgeschalteten Flinzschieferbecken nachgewiesen werden.

Mehrere Rutschungen lieferten im Zeitraum höchstes Mitteldevon bis unteres Unterkarbon die Sedimentkomponenten, aus denen sich die zwischen 30 und 50 m mächtige polymikte Breccie zusammensetzt. Eine markante Hauptrutschung konnte nicht nachgewiesen werden. Bei einigen Breccienkörpern kam es zu Mehrfachumlagerungen, wie unterschiedliche Conodontenmaxima in Einzelproben belegen.

Liefergebiet war der westliche Abschnitt der Warsteiner Hochscholle, von der aus die Rutschmassen nach Osten und Südosten, seltener nach Westen und Westsüdwesten vorgriffen. Da sämtliche Conodontenzonen vom höheren Mitteldevon bis zum Beginn des Unterkarbons in der Schlagwasserbreccie nachgewiesen werden konnten, muß im Liefergebiet eine lückenlose und kontinuierliche Sedimentation geherrscht haben; heute ist dieses Gebiet weitgehend von Flinz-Schichten und Cephalopodenkalkstein entblößt.

Die Rutschmassen griffen nach Osten transgressiv auf eine aus unterschiedlichen Gesteinen bestehende Unterlage (Massenkalk, Flinz-Schichten, Cephalopodenkalkstein) über; sie werden von Hangenberg-Schichten, Liegenden Alaunschiefern und Kulm-Kieselschiefern überlagert. Anteile der Unterlage wurden beim Vormarsch der Rutschmassen mitverfrachtet. Proximale und distale Anteile der Schüttungskörper lassen sich mit Hilfe der Gerölldurchmesser unterscheiden. Gradierung und Bankung sind nur selten ausgeprägt. Der Transportweg betrug maximal 3 km. Unterschiedlich alte Rutschkörper liegen nicht immer übereinander, sondern auch nebeneinander. In der Regel fächerten die Rutschmassen bei ihrer Platznahme nicht breitflächig auf, sondern bildeten eng begrenzte Schuttströme.

Auslösemechanismen für die Rutschungen waren synsedimentäre Zerblockung und Kippung der Rifftafel, epirogene Bewegungen und Seebeben. Die gesamte Bildungsdauer der Breccie umfaßte ca. 20 Mio. Jahre. Die Langfristigkeit der Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin.

[Distribution, genesis and age of the Schlagwasser breccia (Warstein anticline, Rhenish massif)]

Abstract: The name "Schlagwasser breccia" is a synopsis of several debris flows in the Warstein area, which can be derived from the Warstein carbonate platform and the Scharfenberger reef. Though only locally developed, the breccia is important for the understanding of

* Anschrift der Autoren: Dr. C. D. CLAUSEN und Dr. K. LEUTERITZ, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1

paleogeography and sedimentology in the Eastern Sauerland. Considering this breccia some gravitational-resedimentary slide movements between a high, consisting of reef carbonates, and a basin with flinz beds can be pointed out.

From the uppermost Middle Devonian to the lowermost Lower Carboniferous several slides yielded the sedimentary components building up the 30 to 50 m thick polymict breccia. Some breccias were redeposited repeatedly as can be verified by different conodont maxima in single samples.

Supplying area was the western part of the Warstein high, from which the slide masses glided off to the East and Southeast, more seldom to the West and Westsouthwest. All conodont zones from the upper Middle Devonian up to the lowermost Carboniferous could be identified in the Schlagwasser breccia. Therefore, an uninterrupted continuous sedimentation must have been prevalent in the supplying area; today this area nearly is denuded of flinz beds and cephalopod limestones.

The slide masses spread transgressively to the East up to a substratum consisting of different units as massive limestone, flinz beds and cephalopod limestone; they are overlapped by Hangenberg beds, alum schists and siliceous rocks of the Lower Carboniferous. Parts of the substratum were transported during the progress of the slide masses. Proximal and distal parts of the flow masses can be distinguished by the diameter of the pebbles. Graded bedding and banking structures are marked only rarely. Way of transport was up to 3 km. Differently aged slide masses do not always overlap, but are placed side by side, too. Usually the slide masses do not spread out upon a greater area during sedimentation, but form closely limited debris flows.

Synsedimentary fracturing and tilting of the reef platform, epirogenetic movements and seaquakes caused the slides. The entire formation period of the breccia includes about 20 millions of years. The longevity of the events points to solid paleomorphological situations around the eastern margin of the carbonate platform.

[La distribution, l'origine et l'âge de la «brèche de Schlagwasser» (anticlinal de Warstein, massif rhénan)]

Résumé: Les coulées boueuses qui ont dérivé de la plate-forme des carbonates de Warstein et du récif de Scharfenberg sont connues sous le nom de «brèche de Schlagwasser». Quoique le gisement de cette brèche soit local, il joue un rôle important pour la compréhension de la paléogéographie et la sédimentologie de la partie orientale du Sauerland (massif rhénan du nord-ouest). Une étude détaillée de cette brèche explique des glissements gravitationnels et leur resédimentation entre un bloc soulevé (ancien récif ou plate-forme) et le bassin voisin avec une sédimentation de type «Flinz».

Pendant le sommet du Givétien et le début du Carbonifère, plusieurs glissements ont livré les composants de la brèche polygénique qui a entre 30 et 50 m d'épaisseur. L'existence d'un glissement principal ne fut pas prouvé. Quelques corps de brèche furent resédimentés à différentes reprises comme on peut le prouver à l'aide de la distribution de conodontes dans des échantillons particuliers.

Les masses glissées vinrent de la partie occidentale du bloc soulevé de Warstein. De là, elles glissèrent vers l'est et le sud-est, quelques parties aussi vers l'ouest et l'ouest-sud-ouest. Parce qu'on peut trouver dans la brèche des conodontes de toutes les zones du Givétien supérieur jusqu'à la base du Carbonifère, on peut supposer une sédimentation continue sans lacunes dans la région d'origine des glissements. A présent, cette région est dépouillée des couches «Flinz» et des calcaires à céphalopodes.

Vers l'est, les masses empiétèrent sous forme d'une transgression sur un relief qui était constitué de roches différentes (calcaire massif d'une plate-forme, couches «Flinz», calcaire à céphalopodes). Les masses glissées sont surmontées par les schistes et calcaires de Hangenberg, les schistes à alun et les lydiennes de Kulm. Des parties des couches du mur furent entraînées par la marche en avant des masses glissées. Par des mesures de diamètre des galets, on peut constater les parties proximales et distales des corps glissés. Granoclassement et stratification en bancs sont rarement marqués. La distance de transport va jusqu'à 3 km. On trouve des masses glissées de différents âges, les unes sur les autres mais aussi les unes à côté des autres.

Il est de règle que les masses glissées ne se dispersèrent pas sous forme de larges éventails, elles formèrent d'étroites coulées boueuses.

Les slumpings furent provoqués par le morcellement syngédimentaire et le renversement de la plate-forme calcaire, par des mouvements épirogénétiques et par des séismes. La brèche s'est formée au cours de 20 millions d'années. La formation pendant une période très longue indique une situation paléomorphologique stable au bord oriental de la plate-forme calcaire.

1. Einleitung

Am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges liegt zwischen Hirschberg im Westen und Kallenhardt im Osten der Warsteiner Sattel (Abb. 1). Schon durch andersartigen Bewuchs und seine Morphologie hebt er sich im Landschaftsbild deutlich von seiner Umgebung ab.

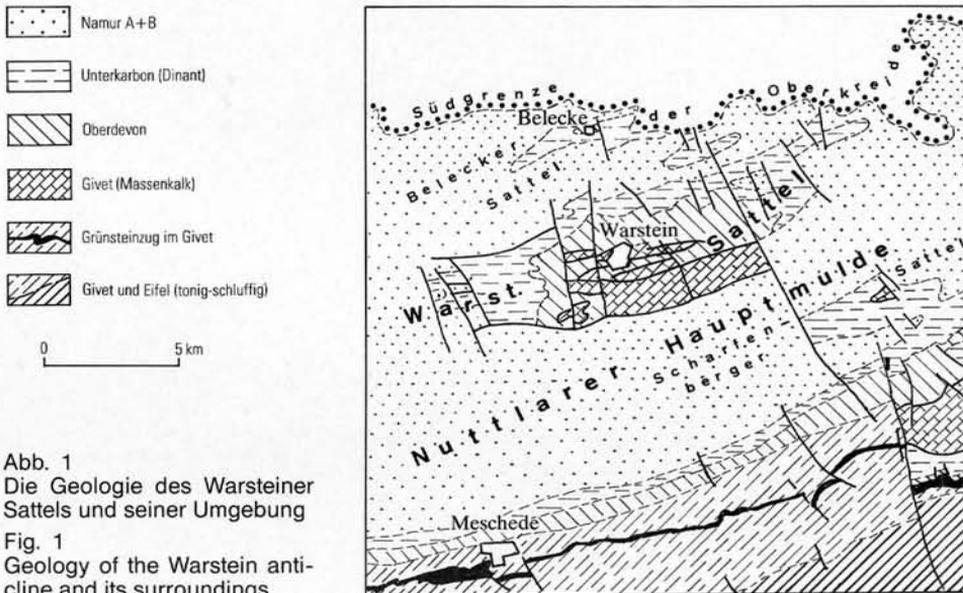


Abb. 1
Die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner Umgebung
Fig. 1
Geology of the Warstein anticline and its surroundings

Seit mehr als 100 Jahren fand dieses Gebiet ein ständig steigendes Interesse als Forschungsobjekt im Rhenoherynikum. H. SCHMIDT (1922) legte dort mit seinen Untersuchungen eine wichtige Grundlage für eine verbesserte Oberdevon/ Unterkarbon-Stratigraphie dieses Gebiets und fertigte die erste brauchbare geologische Karte an. Durch seine Ergebnisse angeregt, wurde dieser Teil des Rheinischen Schiefergebirges Objekt mannigfaltiger Untersuchungen, nicht zuletzt auch, um Parallelen und Unterschiede zu ähnlichen geologischen Strukturen herauszustellen. Die Vielfalt des geomorphologischen, hydrogeologischen, tektonischen, stratigraphisch-faziellen und mineralogischen Inventars lockte zahlreiche Geologen und Mineralogen an. Begünstigt wurden und werden die Arbeiten durch die umfangreichen Aufschlüsse der Steinbruchbetriebe und der heute nicht mehr betriebenen Stollen und Mutungen für die Erzgewinnung.

Die große Anzahl von Publikationen zeigt eine ständige Fortentwicklung des Kenntnisstandes über den Warsteiner Sattel und seiner näheren und weiteren Umgebung.

Gegenstand dieser Arbeit ist ein auffälliges Gestein, die Schlagwasserbreccie. Mit Hilfe der Schlagwasserbreccie können gravitativ-resedimentäre Bewegungen

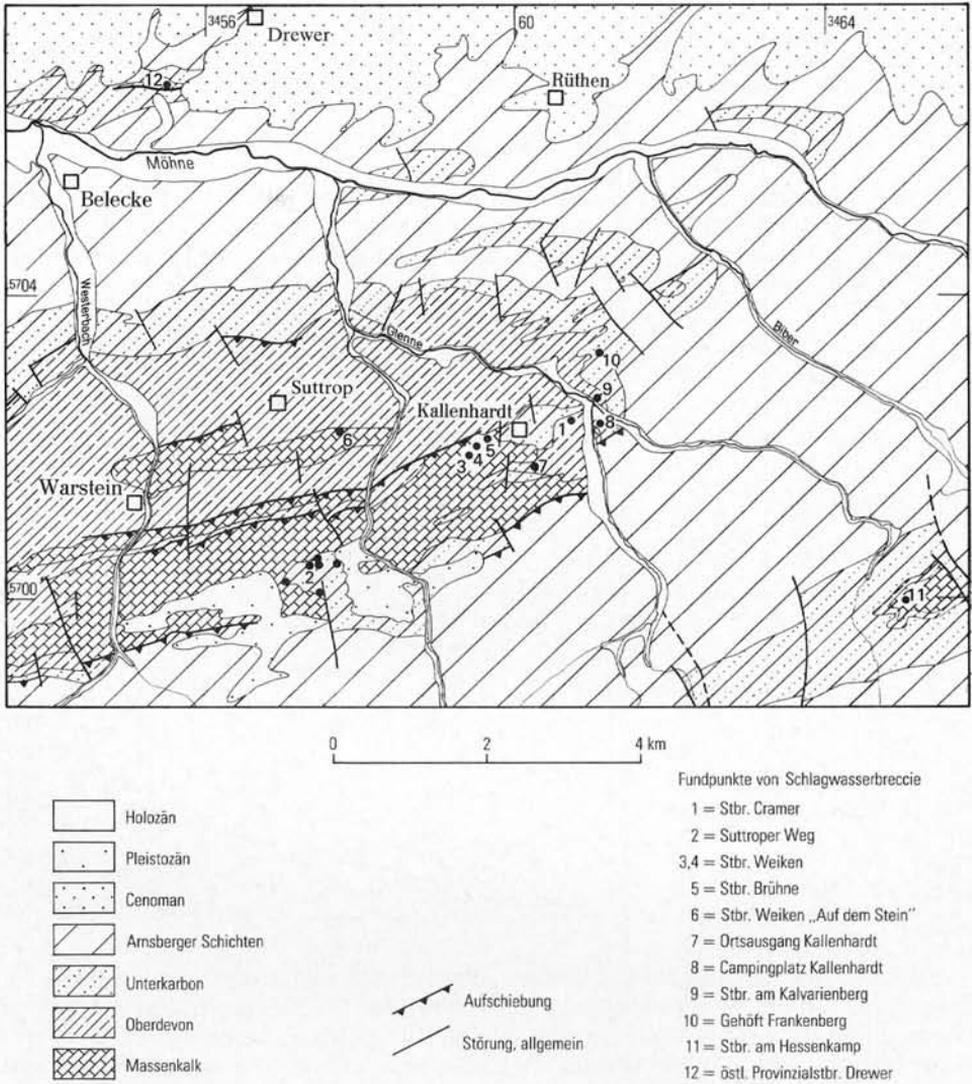


Abb. 2 Der Ostteil des Warsteiner Sattels mit den beschriebenen Fundpunkten von Schlagwasserbreccie

Fig. 2 The eastern part of the Warstein anticline with the described sites of Schlagwasser breccia

zwischen einer Hochschwelle – dem in der Oberen Adorf-Stufe abgestorbenen Warsteiner Riff – und einem diesem Riffkörper südöstlich vorgelagerten Flinzschieferbecken nachgewiesen werden. Die Namengebung und eine erste Bearbeitung der Schlagwasserbreccie erfolgten durch H. SCHMIDT (1922: 305 u. 306). Auf Fragen zur Altersstellung und Entstehung dieses Sediments gehen besonders STASCHEN (1968: 89 – 96) und UFFENORDE (1976: 90 – 94) ein.

Durch die in den Jahren 1976–1981 durchgeführte geologische Aufnahme der Blattgebiete 4515 Hirschberg (CLAUSEN 1984) und 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) wurde die Grundlage für die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geschaffen. Die Fundpunkte der Schlagwasserbreccie im Ostteil des Warsteiner Sattels zeigt die Abbildung 2.

2. Vorbemerkungen zur Warsteiner Carbonatplattform

Der Massenkalk bei Warstein ist das älteste zutage tretende Gestein der nach diesem Ort benannten Carbonatplattform. Die Mächtigkeit dieses biogenen Sediments beträgt mehrere 100 m; das Liegende ist unbekannt. In Analogie zum Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels vermuteten KREBS & WACHENDORF (1979: 33) mächtige obermitteldevonische nichtkarbonatische Schelfablagerungen im Untergrund, die den Honseler oder Newberrien-Schichten entsprechen könnten.

Der Massenkalk ist ein fossiles Riffgestein und bildete sich durch den gleichmäßigen Aufwuchs kalkausscheidender Organismen bei gleichzeitiger kontinuierlicher Absenkung des Untergrunds. Wie bei rezenten Riffen wurden die Organismen nach ihrem Aufwuchs zerstört, der Schutt autochthon oder parautochthon sedimentiert und durch biogenen Kalkschlamm zementiert. KREBS (1971, 1974) erarbeitete durch umfassende Untersuchungen für die devonischen Carbonatkomplexe drei Entwicklungsstadien mit unterschiedlichen fazialen Eigenschaften:

- Das Plattformstadium leitet die Carbonatsedimentation mit gebankten Kalksteinen ein. Es handelt sich um horizontal ausgedehnte biostromale Kalkansammlungen, Schwelm-Fazies genannt.
- Das Riffstadium wird Dorp-Fazies genannt und ist durch vertikal aufwachsende Bioherme gekennzeichnet.
- Das Kuppenstadium, die Iberg-Fazies, tritt nur lokal auf und stellt eine Weiterentwicklung der Dorp-Fazies dar. Es ist durch biodetritische und mikritische Kalksteinkuppen am Top der Bioherme gekennzeichnet.

Diese einzelnen Stadien können je nach der paläogeographischen Position, der paläoökologischen Situation, der Beschaffenheit der unterlagernden Sedimente und der Variabilität des tieferen Untergrunds modifiziert und in Subfazies weiter aufgliedert werden.

Im Sinne von KREBS (1968, 1974) gehört der Warsteiner Massenkalk überwiegend zur Schwelm-Fazies. In seinem tieferen unteren Anteil ist der Massenkalk ein grauschwarzer bis blaugrauer, massiger, dickbankiger, bituminöser Kalkstein. Der obere Teil ist dagegen hellgrau bis blaugrau und ebenfalls massig bis dickbankig ausgebildet. Gelegentlich treten gutgebankte Partien auf, bei denen in die Kalksteine dünne und nach den Seiten rasch auskeilende Ton- und Mergelschichten eingelagert sind. Gut hervorgehoben wird die Schichtung auch durch lagig angereicherten Korallen- und Stromatoporenschlutt sowie Stringocephalenschill.

Das Riffwachstum begann im höheren Mitteldevon (Givet-Stufe). Kugelige, knollige, lagige, flachwellige und astförmige Stromatoporen sowie rugose und tabulate Korallen sind die Gerüstbildner des biostromalen Warsteiner Riffs. Die Riffbauten sowie deren Schlutt reicherten sich dabei zu einer flachen, großräumig gesehen wenig differenzierten Carbonatplattform an. Die ausgedehnten und bis zu 80 m hohen Abbauwände der Steinbrüche zeigen, daß auf der Plattform Linsen,

Lagen und Bänke der Rifforganismen abwechseln, ohne daß es zu einer Faziesdifferenzierung wie bei anderen Riffen kam (vgl. Attendorn-Elsper Riffkomplex). Abgesehen von eustatischen Bewegungen senkte sich der Untergrund der Carbonatplattform stetig ab, und eine gleichbleibende geringe Wassertiefe, Voraussetzung für ein Riffwachstum, wurde durch eine fortdauernde Sedimentationsrate gewährleistet (KREBS 1974). UFFENORDE (1975: 60) bezeichnet diesen Zeitabschnitt des Riffs als Konstruktionsstadium.

Ein ausgeprägtes Kleinrelief sorgte dafür, daß es gleichzeitig nebeneinander zur Bildung von Kleinriffen, Riffschutt und bituminösen Ton- und Kalkschlämmen kommen konnte. Häufige, räumlich eng begrenzte Wechsel in Petro- und Biofazies, die sich im Meter- bis Dekameterbereich abspielen, weisen nach KREBS (1974) auf sich ändernde Strömungs- und Windrichtungen hin, beeinträchtigen jedoch nicht das Gesamtbild einer einheitlichen, gleichmäßig aufgebauten Plattform.

Große Teile des Warsteiner Riffs starben schon in der höchsten Givet-Stufe und an der Grenze Mittel-/Oberdevon ab. Im südlichen Bereich des Riffs hielt dagegen die Bildung des Massenkalks bis in die höhere Adorf-Stufe (dol δ) an. Der oberdevonische Anteil des Kalksteins ist dort in Dorp-Fazies entwickelt und wurde von UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982) in fünf Subfazies aufgegliedert.

Ebenso wie am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform ist oberdevonischer Massenkalk im Belecker und Scharfenberger Riff vorhanden. Nordöstlich von Belecke wurde 1975/76 im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer die Forschungsbohrung Rüthen-Drewer 1 niedergebracht. Ab 109 m unter Steinbruchsohle (untere Abbausohle) sind mittel- bis oberdevonische Riff- und Riffschuttkalksteine angefahren worden, in die schwarze Tonsteine eingeschaltet sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 13). Bis zur Endteufe bei 148,7 m verblieb die Bohrung im Massenkalk, der zur „Riffaußenseite“ der Dorp-Fazies gerechnet werden kann.

Im Scharfenberger Sattel wurde 1975 die Forschungsbohrung Scharfenberger Wald 1 niedergebracht. Bis zu einer Teufe von 224,25 m ist gleichfalls mittel- bis oberdevonischer Massenkalk durchörtert worden, der als „Hinterriff“ (back-reef facies) angesprochen werden kann (HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 80).

Infolge der Ergebnisse der geologischen Aufnahme des Blattgebiets 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) und umfangreicher geophysikalischer Untersuchungen (CLAUSEN, im Druck) wird ausgeschlossen, daß Warsteiner, Belecker und Scharfenberger Massenkalk einer zusammenhängenden Carbonatplattform im Untergrund angehören. Ebenso ist eine Verbindung zum Briloner Riffkomplex auszuschließen.

An der Wende Mittel-/Oberdevon wurde die von synsedimentären Brüchen gerahmte Carbonatplattform an einem mobilen Scharnier gekippt. Die Kippung mit West-Ost gerichteter Drehachse verlief so, daß die Plattform in ihrem nördlichen Abschnitt am stärksten gesenkt wurde (KREBS & WACHENDORF 1979: 36). Damit wurde hier das Gleichgewicht zwischen biogenem Aufwuchs und Absenkung des Meeresbodens aufgehoben, was ein Absterben der Riffbildner zur Folge hatte. Hiermit wurde nach UFFENORDE (1975: 60) das Destruktionsstadium eingeleitet.

Flinz-Schichten, geringmächtige Cephalopodenkalksteine und Gesteine des Unterkarbons überlagerten nunmehr nacheinander Teilbereiche des Massenkalks. Damit sind zugleich die Ausgangsgesteine entstanden, welche die Hauptbestandteile der Schlagwasserbreccie bilden.

3. Die wichtigsten Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie

3.1. Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt

Der aufgelassene Steinbruch östlich von Kallenhardt (R 60 790, H 02 090) wird hiermit zur Typuslokalität der Schlagwasserbreccie erklärt (H. SCHMIDT 1922: 305).

An der Südsüdwestseite des Steinbruchs (Abb. 3) ist tiefoberdevonischer Massenkalk aufgeschlossen, der massig bis dickbankig ausgebildet ist und von H. SCHMIDT (1922: 305) als „hausgroßer“ Block in der Schlagwasserbreccie angesprochen wurde. Er ist jedoch der Kern einer kleineren Aufsattelung, denn über dem Massenkalk folgt konkordant und stark spezialgefaltet, gleichsam fingerartig in ihn eingreifend, eine ca. 5 m mächtige und stark geschieferte Abfolge, deren Faltungsintensität nach oben rasch abnimmt. Diese Folge besteht aus schwarzen, dunkelgrauen bis grauen Tonsteinen, die teilweise schluffig und karbonatisch ausgebildet sind. Eingelagert sind wenige 2 – 8 cm dicke dunkelgraue bis grauschwarze Kalksteine. Durch die intensive tektonische Beanspruchung sind die Kalksteinbänke innerhalb des engständigen Faltungsbereichs zerrütet, wobei die tektonische Deformation in den weniger beanspruchten Teilen rasch ausklingt. Hinweise für eine Resedimentation, wie sie UFFENORDE (1976: 84) mitteilte, ließen sich weder bei der Feldaufnahme noch im Anschliff beobachten. Die aus den Kalksteinen entnommenen Conodontenproben 1 und 5 – 14 (vgl. Tab. 1) umfassen den Zeitraum vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur Unteren *gigas*-Zone. Das

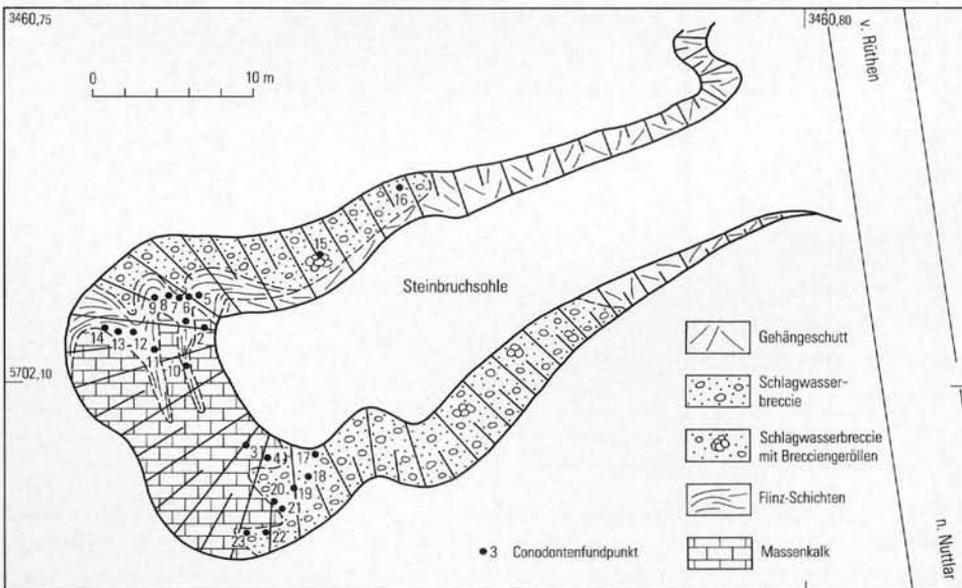


Abb. 3 Geologische Verhältnisse im Steinbruch Cramer, der Typuslokalität der Schlagwasserbreccie

Fig. 3 Geological situation in the Cramer quarry, type locality of the Schlagwasser breccia

Tabelle 1
 Conodontenverbreitung an der
 Typuslokalität Steinbruch Cramer
 östlich Kallenhardt
 (Fundpunkte 1 – 23 s. Abb. 3)

	Proben-Nr.																						
	6287	6288	6289	6290	6291	6292	6293	6294	6295	6296	6297	6298	6299	6300	6301	6302	6303	6304	6305	6306	6426	6427	6428
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>		+										+							+				+
<i>A. curvata</i>															+								+
<i>A. gigas</i>			+							+									+		+		+
<i>A. ioides</i>				+																+			+
<i>A. lobata</i>		+			+							+			+								
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>																				+	+		
<i>A. triangularis</i>		+																		+			
<i>Icriodus cornutus</i>																					+	+	+
<i>I. nodosus</i>										+											+		+
<i>Nothognathella sublaevis</i>																							+
<i>Palmatolepis crepida</i>																+					+	+	+
<i>P. gracilis gracilis</i>																					+	+	
<i>P. gigas</i>																							+
<i>P. glabra glabra</i>																+	+						
<i>P. glabra lepta</i>																					+	+	+
<i>P. glabra pectinata</i>																					+	+	+
<i>P. minuta minuta</i>																+	+				+	+	+
<i>P. minuta schleizia</i>																					+	+	+
<i>P. perlolata schindewolfi</i>																	+				+	+	
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>																						+	
<i>P. quadr. inflexoidea</i>																						+	+
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>																			+			+	
<i>P. quadrantinodosalobata</i>																						+	
<i>P. rhomboidea</i>																						+	+
<i>P. subperlobata</i>																			+	+	+	+	+
<i>P. subrecta</i>				+						+					+							+	
<i>P. tenuipunctata</i>																						+	
<i>P. termini</i>																+					+	+	
<i>P. transitans</i>																						+	+
<i>P. triangularis</i>																						+	
<i>P. unicornis</i>										+												+	
<i>Polygnathus asymm. asymmetricus</i>	+	+							+		+	+	+			+							
<i>P. asymmetricus ovalis</i>			+	+	+	+	+	+			+									+		+	+
<i>P. cristatus</i>	+	+									+												
<i>P. dengleri</i>												+											+
<i>P. linguiformis linguiformis</i>			+			+					+	+					+	+			+	+	+
<i>P. varcus</i>					+	+								+							+	+	+
<i>Scaphignathus velifer</i>															+					+	+	+	+
<i>Schmidtognathus hermanni</i>					+	+																	
<i>S. pietzneri</i>					+																		
<i>S. wittekindti</i>					+																		

Massenkalk und Flinz-Schichten

Schlagwasserbreccie

Alter des Massenkalks reicht hier ebenfalls bis zur Unteren *gigas*-Zone. Es handelt sich hier um die normale stratigraphische Abfolge Massenkalk – Flinz-Schichten. Ohne eine deutlich hervorstechende Grenze und ohne Hinweise für eine Diskordanz oder eine submarine Erosion folgt darüber die Schlagwasserbreccie. Sie ist ein Kalkgestein, sowohl was das Bindemittel als auch was die mehr oder weniger brekziösen Komponenten betrifft. In diesem Aufschluß wird sie als polymikt-konglomeratische Ablagerung angesprochen. Die Matrix ist gelblich, hellgrau, grau

bis dunkelgrau und weist, bedingt durch tonig-schluffige Beimengungen, einen geringeren Carbonatgehalt auf. Das wird besonders deutlich bei der Verwitterung oder durch Ätzung von Anschliffen, wo das Bindemittel dann fischnetzartig hervorsteht. Sind die Breccienanteile toniger und das Bindemittel stärker karbonatisch, tritt – einer Reliefumkehr vergleichbar – der gegenteilige Effekt auf, und zwar meist dann, wenn die Matrix feindetratisch ist (Taf. 1: Fig. 1, 2).

An der Typuslokalität bestehen die brekziösen Anteile aus Massenkalk, Kalksteinen der Flinz-Schichten und Cephalopodenkalksteinen, ganz vereinzelt aus Geröllen von brekziösem Material, das aus verschiedenen Komponenten besteht und Mehrfachumlagerungen belegt. In den tieferen Lagen der Breccie überwiegen Massenkalk und Flinzkalksteine. Die Conodontenverteilung, bezogen auf die einzelnen Subzonen, verdeutlicht diese Beobachtung ebenfalls (vgl. Tab. 1). Die Umrisse der Komponenten sind sehr unterschiedlich ausgebildet. Die Massenkalk- und Flinzkalksteinanteile sind oft kantig oder schwach angerundet, letztere gelegentlich ellipsoid geformt, hervorgerufen durch die vorgegebene dünnbankige Absonderung. Die Cephalopodenkalksteine sind besser gerundet und im Umriss nicht so mannigfaltig. Teilweise wurden sie als Weichkalkgerölle sedimentiert (Taf. 1: Fig. 2). Die Durchmesser der Breccienanteile nehmen generell vom Liegenden zum Hangenden hin ab. Ursache dafür sind der unterschiedlich lange Transportweg und die andersartige Zusammensetzung. Die Durchmesser der Gerölle betragen in diesem Aufschluß bis zu 20 cm, wobei ein Geröllmaximum mit Durchmessern zwischen 3 und 5 cm vorhanden ist (Taf. 1: Fig. 2). Eine bankige oder lagige Ausbildung ist gelegentlich vorhanden, wird jedoch meist erst im Anschliff deutlich. Auch Imbrikation der ellipsoiden Anteile ist hin und wieder zu beobachten.

Altersmäßig umfassen die Geröllanteile den Zeitraum von der Oberen *hermanni-cristatus*- bis zur *velifer*-Zone.

An der Ostsüdostseite des Steinbruchs fehlen die Flinz-Schichten. Der Massenkalk grenzt hier an einem tektonischen Kontakt gegen die hangende Schlagwasserbreccie. Störungen kleineren Ausmaßes durchziehen den Massenkalk und sind zum Teil mit Kalkspat ausgeheilt. Cephalopodenkalksteinkomponenten überwiegen gegenüber den Massenkalk- und Flinzkalkanteilen, so daß vermutlich der tiefere Teil der Schlagwasserbreccie tektonisch unterdrückt wurde.

3.2. Vorkommen am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes

Am Südrand des Warsteiner Sattels, 600 m südöstlich des Großtagebaus Hohe Liet, wird der Massenkalk zwischen Range- und Lörmecketal durch einen maximal 900 m breiten und 1100 m langen Nord-Süd verlaufenden Sporn jüngerer Gesteine unterteilt. Der Sporn taucht nach Osten unter die grobschuttführende Fließerden des Alten Feldes unter und läßt sich östlich der Lörmecke in dem Massenkalk-Anteil zwischen dem Hohen und dem Hohlen Stein nicht mehr verfolgen.

Bei diesen jüngeren Gesteinen handelt es sich vom Hangenden zum Liegenden um Kieselschiefer, Lyditbreccie, Flinz- und Tentaculitenschiefer. Merkwürdig sind die zahlreichen Breccienzüge. In dem eingeebneten Areal beiderseits des Suttroper Weges treten sie in Form mehrerer prägnanter, bis zu 100 m breiter und im Streichen angeordneter, gewölbter Härtlingsrücken in Erscheinung (Abb. 4). Sie bestehen aus einer oligomikten Breccie (Taf. 1: Fig. 2, 4). Nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestehen die Bestandteile aus Lyditfragmenten von maximal 6 cm Größe, kieseligen Tonsteinen und Gangquarzbruch-

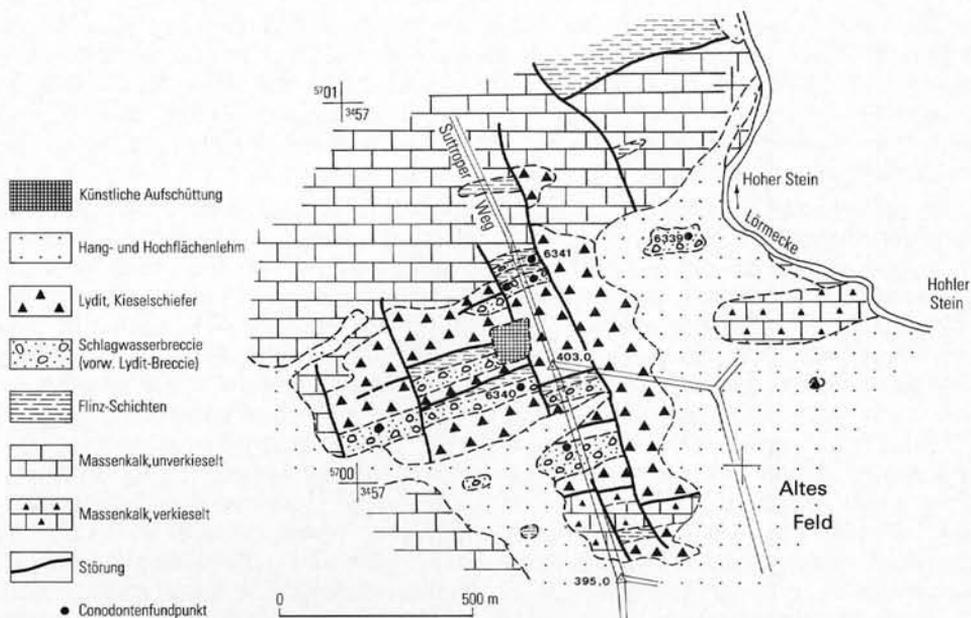


Abb. 4 Die Geologie im Bereich des Alten Feldes

Fig. 4 Geology in the "Altes Feld"-area

stücken. Die Lydite führen zum Teil rekristallisierte Radiolarien. Die dunkelgrauen bis schwarzen, aber auch hellen gebleichten Komponenten sind eckig bis schwach angerundet. Der Gesamtquarzgehalt der Breccie schwankt zwischen 70 und 80 %. Das Bindemittel besteht neben dem vorwiegenden kryptokristallinen Quarz vor allem aus Hämatit, Goethit und Illit, wobei Goethit auch entlang illitreicher Lagen gelegentlich in die Lyditfragmente eindringt. Auffallend sind der hohe Illitgehalt bis zu 20 Gew.-% sowie das völlige Fehlen des Chlorits und/oder Kaolinits.

MUCHOW (1965) hat dieses Gestein als Störungsbreccie gedeutet. Hinsichtlich der Frage, ob es sich bei dem Gestein um eine sedimentäre, sich in den normalen stratigraphischen Verband einfügende Breccie oder um eine tektonische Breccie handelt, ist von Bedeutung, daß die räumliche Anordnung der Komponenten zueinander auf einen sedimentären Transport schließen läßt. Die auffällige mangelhafte Rundung läßt sich zwanglos durch einen nur geringen Transportweg und die hohe Gesteinshärte der Komponenten erklären. Mittels Conodonten (Tab.2) ließ sich nachweisen, daß die Breccien von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II reichen.

In den Proben 6339 (R 57 870, H 00 590) und 6343 (R 57 420, H 00 430) fanden sich ferner unbestimmbare Steinkerne von Ostracoden. Die stratigraphische Position zwischen Flinz-/Tentaculitenschiefer und Kieselschiefer sowie die Reichweite der Conodontenfauna rechtfertigen es, die Lyditbreccie mit der Schlagwasserbreccie zu parallelisieren. Die Breccie vertritt den größten Teil des Oberdevons und reicht bis in das Unterkarbon II. Die in dem kleinräumigen Areal hinsichtlich Art und Form der Komponenten etwas unterschiedliche Ausbildung der Breccie legt den Gedanken nahe, daß die Bestandteile mehrmals aufbereitet und mit dem Bindemittel erneut resedimentiert wurden. Die in Nord-Süd-Richtung bis zu sechsmaliger Wiederholung der Gesteinsfolge wird durch Schuppentektonik her-

Tabelle 2

Conodontenverbreitung in der oligomikten Breccie am Suttroper Weg
(Proben-Nr. s. Abb. 4)

	Proben-Nr.		
	6339 R 57 870 H 00 590	6340 R 57 430 H 00 220	6341 R 57 480 H 00 560
<i>Ancyrodella rotundiloba rotundiloba</i>			+
<i>Bispathodus stabilis</i>	+		
<i>Protognathodus kockeli</i>		+	
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>		+	
<i>Scaliognathus anchoralis</i>		+	
<i>Hindeodella</i> sp.			+
<i>Ozarkodina</i> sp.			+

vorgerufen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Taf. 1, Schnitt G-H). Der gesamte Gesteinssporn ist durch Nord-Süd verlaufende Störungen unterteilt, welche ein staffelförmiges Schollenmosaik mit für jede Scholle unterschiedlichen stratigraphischen Niveauhöhen hervorrufen.

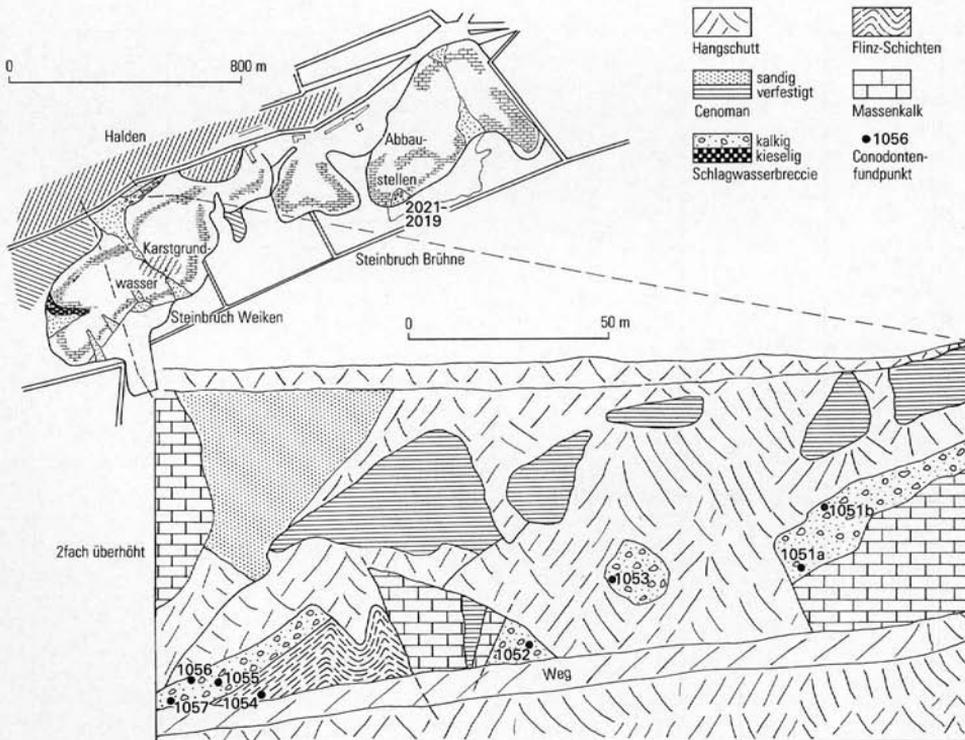


Abb. 5 Die Schlagwasserbreccie in den Steinbrüchen Weiken und Brühne

Fig. 5 Schlagwasser breccia in the Weiken and Brühne quarries

3.3. Nordwestwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt

Die normale aufgeschlossene Abfolge des Steinbruchs Weiken zeigt vorwiegend massigen und nur selten bankig abgelagerten Massenkalk, der an der Nordwestwand (R 58 900, H 01 760) konkordant von Flinz-Schichten überlagert wird. Besonderes Interesse fand dieser Teil des Steinbruchs durch die brekziösen und konglomeratischen Gesteine der Schlagwasserbreccie, die ungestört teils über Massenkalk, teils über Flinz-Schichten liegen (Abb. 5). Sie liegen dort an der Ostseite einer Großspalte und werden von verfestigten und sandigen cenomanen Schichten bedeckt. Die Spalte gehört ihren Ausmaßen entsprechend zu den Großspalten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989) der Paläohohlräume der Warsteiner Carbonatplattform (CLAUSEN et al. 1978). Der Massenkalk fällt an dieser Spalte mit 5–7° nach Nordnordosten ein, der Winkel der Karstspaltenoberfläche, die nach Westen geneigt ist, beträgt ca. 25–30°.

Tabelle 3
Conodontenverbreitung von den Fundstellen in den
Steinbrüchen Weiken (Nordwestwand) und Brühne (Südwand)

	Proben-Nr.																						
	1051a	6713A	1051b	6713B	1052	6206	1053	6416	1054	6415	1055	6208	1056	6205	1057	6414	2021	6319a	2020	6319b	2019	6319c	
<i>Ancyrodella gigas</i>	+	+																+	+	+			
<i>A. ioides</i>																		+	+				
<i>A. lobata</i>	+	+																			+		
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>																		+					
<i>Ancyrognaathus asymmetricus</i>	+	+																					
<i>A. triangularis</i>	+	+				+									+			+					
<i>Icriodus brevis</i>	+																	+					
<i>I. difficilis</i>	+	+																			+		
<i>Palmatolepis gigas</i>	+	+																					
<i>P. subrecta</i>	+																						
<i>P. unicornis</i>		+											+					+	+	+			
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>												+						+					
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	+	+										+						+					
<i>P. cristatus</i>	+	+																					
<i>P. decorosus</i> s.l.																							
<i>P. latifossatus</i>						+																	
<i>P. linguiformis klapperi</i>	+	+				+	+								+								
<i>P. linguiformis linguiformis</i>						+									+								
<i>P. linguiformis</i> ssp.	+																						
<i>P. ordinatus</i>	+	+						+															
<i>P. ovatinodosus</i>											+												
<i>P. varcus</i>			+	+	+						+							+					
<i>P. xylus xylus</i>	+					+	+				+												
<i>Schmidtognathus pietzneri</i>	+														+								
<i>S. wittekindti</i>																							+

Die Schlagwasserbreccie ist aus unterschiedlich kantengerundeten, klotzigen, seltener länglichen, meist überfaustgroßen Kalksteinbrocken zusammengesetzt. Teilweise sind noch Bankteile von Kalksteinen der Flinz-Schichten auszumachen

(Taf. 1: Fig. 5). Das Bindemittel ist karbonatisch und gelegentlich feindetrithisch und weist die gleichen schwarzen, blauschwarzen bis dunkelgrauen Farbmerkmale wie die Breccienkomponenten auf. Die Ton- und Schluffanteile in der Matrix sind gering, so daß die bei Abbauarbeiten von der Kreide-Bedeckung entblößten Schichten der Schlagwasserbreccie nur geringe Verwitterungsunterschiede zwischen Bindemittel und Geröllen aufweisen. Eine Schichtung ist gelegentlich zu erkennen und liefert den Hinweis dafür, daß die Schlagwasserbreccie in diesem Vorkommen nicht durch einen einmaligen Vorgang entstanden ist, sondern, sedifluktiv ausgelöst, mehrphasig abgelagert wurde. Altersmäßig umfaßt die Schlagwasserbreccie dieses Vorkommens den Zeitraum vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur *gigas*-Zone (Tab. 3).

3.4. Westwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt

Das Vorkommen von Schlagwasserbreccie an der Westwand des Steinbruchs Weiken (R 58 800, H 01 610) ist auf die Nordseite einer Großspalte beschränkt. Die Spalte ist asymmetrisch angelegt und besitzt im derzeitigen Zustand eine steile bis senkrechte Südwand und eine zuerst sehr flache, danach sich stärker neigende und schließlich ebenfalls in die Senkrechte übergehende Nordwand. Das sich mit fortschreitendem Abbau ständig ändernde Bild dieses Paläohohlraums wird deutlich durch einen Vergleich der Abbildung 4 in CLAUSEN et al. (1978: 583) mit der Abbildung 5 in dieser Arbeit. Die Schlagwasserbreccie lagert ungestört auf Massenkalk, dessen Oberfläche im Meterbereich unregelmäßig submarin angelöst wurde. Die Gesteinskomponenten bestehen ausschließlich aus hellen und dunklen bis schwarzen Kiesel-schiefern sowie Lyditen, welche die für die unterkarbonischen hellen Kiesel-schiefer typische Feinbänderung erkennen lassen (Taf. 1: Fig. 6). Die Breccienbestandteile sind meist scharfkantig und nur selten angerundet. Der Umriß variiert sehr stark. Treten an den Kiesel-schieferbrocken parallel gegenüberliegende Kanten auf, handelt es sich vorwiegend um ss-Flächen oder ac-Klüfte. Der Durchmesser der Breccienkomponenten beträgt meist 3–5 cm. Längliche Anteile können eine lange Achse bis zu 10 cm erreichen. Die Matrix ist ebenfalls kieselig und meist hellgrau, grau bis gelblichgrau, selten bräunlich gefärbt. In ihr „schwimmen“ gelegentlich kleine Kiesel-schieferbröckchen, deren Durchmesser im Millimeterbereich oder darunter liegen. Die vom Massenkalk gebildeten Spaltenwände und die benachbarten Kreide-Sedimente sind nicht verkieselt, so daß eine sekundäre Inkieselung ausgeschlossen werden kann. Sowohl im Bindemittel als auch in den Kiesel-schieferbestandteilen wurden Bruchstücke von Conodonten gefunden. Sie ließen sich den Gattungen *Hindeodella* und *Gnathodus* zuweisen. Ein Bruchstück wurde als *Gnathodus cf. punctatus* bestimmt. Die Breccie dürfte demnach im Unterkarbon II entstanden sein. Das Fehlen von älteren Gesteinskomponenten dürfte darauf zurückzuführen sein, daß die Spalte mit hoher Wahrscheinlichkeit erst im Unterkarbon gebildet wurde (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Da selbst die Andeutung einer Schichtung in der kieseligen Schlagwasserbreccie fehlt, kann gefolgert werden, daß der Sedimentationsvorgang nicht mehrphasig erfolgt ist.

3.5. Südwand des Steinbruchs Brühne südlich Kallenhardt

In einer wannenartigen Karsthohlform wurden in der Südwand des Steinbruchs (R 59 380, H 01 800) über dem Massenkalk ca. 3 m mächtige Sedimente abgelagert, die als Schlagwasserbreccie angesprochen werden. Sie sind bedeckt von unverfestigten grünen Sanden der Oberkreide.

Mit scharfer Grenze folgt über einer narbigen Massenkalk-Oberfläche ein Carbonatgestein, bestehend aus Massenkalk- und Flinzkalkkomponenten, in einer blauschwarzen bis dunkelgrauen, stellenweise feindetritischen Matrix. Von ihrem Habitus und vom Carbonatgehalt her unterscheidet es sich nur wenig von den Kalksteinen der Flinz-Schichten. Die Geröllanteile der Schlagwasserbreccie variieren im Umriß deutlich; die Kanten sind nur schwach gerundet. Längliche Komponenten, welche teilweise ellipsoide Formen haben, stammen aus den Flinz-Schichten und lassen die ursprünglich geringmächtige Dicke der Kalksteinbänke erkennen. Der Transportweg dürfte nur kurz gewesen sein; der Herkunftsort könnte im Bereich des heutigen Steinbruchs gelegen haben.

Dieses Vorkommen ist nach den Gesteinskomponenten, der stratigraphischen Reichweite und der Entstehung identisch mit der an der Nordwestwand des Steinbruchs Weiken aufgeschlossenen Schlagwasserbreccie. Vergleicht man die Anzahl der Conodonten beider genannter Vorkommen miteinander, so liegt diese im Steinbruch Brühne erheblich höher. Das läßt sich darauf zurückführen, daß dort mehr Flinzkalkkomponenten vorkommen (Tab. 3).

3.6. Steinbruch Weiken „Auf dem Stein“

1984 wurde im Abbaubereich „Auf dem Stein“ (R 57 440, H 01 970) ein Gestein freigeschossen, das in einer wannenartigen Hohlform lagert. Das Anstehende ist nicht zugänglich, so daß sich die Beobachtungen auf die abgesprengten, oft bis zu mehreren Kubikmeter großen Blöcke beschränken müssen.

Die wannenartige Vertiefung, welche in einem dunkelgrauen bis blaugrauen, massigen Kalkstein entstanden ist, hat an der in Ost – West-Richtung angeschnittenen Oberkante eine Ausstrichbreite von ca. 35 – 40 m und eine Tiefe von ca. 5 – 7 m. Das Einfallen der Wannenflanken beträgt 10 – 15°. Die Füllung der Hohlform ist ein konglomeratisches bis brekziöses Gestein, welches als Schlagwasserbreccie angesprochen wird.

S

R 60 200
H 01 500

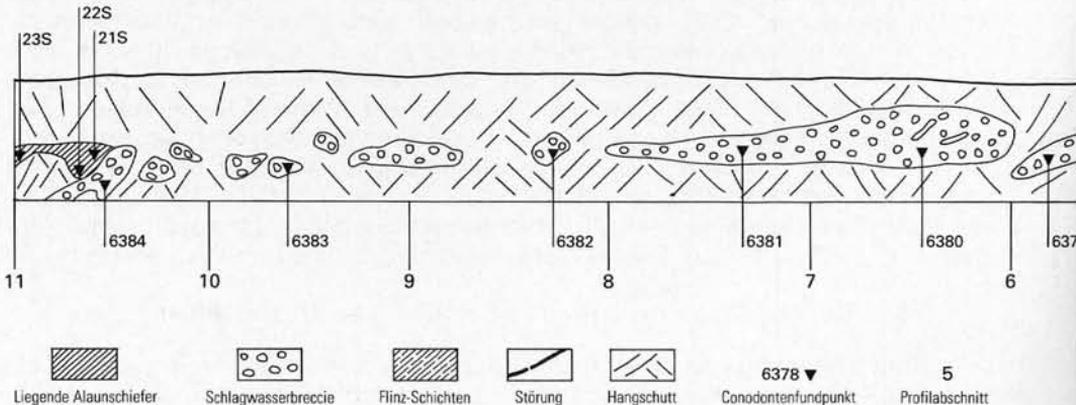


Abb. 6 Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (westliche Straßenseite)

Die Matrix ist ein sparitischer bis mikrosparitischer dunkelgrauer bis blaugrauer Kalkstein, der sich vom Massenkalk nicht unterscheidet. Durch die Anwitterung wird deutlich, daß das Bindemittel die Geröllkomponenten der Schlagwasserbreccie gleichsam „umfließt“. Die Bestandteile der Schlagwasserbreccie sind ausschließlich Massenkalk-Gerölle. Sie sind vorwiegend gut kantengerundet und nur selten eckig bis angerundet. Die Umrißform ist im Vergleich zu anderen Vorkommen nicht so vielfältig. Einige Gerölle kragen seitlich fingerartig vor. Gelegentlich sind die Komponenten ineinandergedrückt, zum Teil auch als Weichkalkgerölle sedimentiert worden. Der maximale Durchmesser beträgt ca. 25 cm. Kleinere längliche Geröllanteile sind vorwiegend eckig oder nur wenig kantengerundet. Die Längung der Komponenten ist vermutlich auf die tektonische Beanspruchung zurückzuführen. Eine Gradierung ist nicht zu beobachten, dagegen aber eine lagige Häufung von länglichen, teilweise eingeregelteten Geröllen. Trotz der Rundung der größeren Gerölle ist ein längerer Transportweg auszuschließen. Ursache für die Rundung dürfte wohl ein Transport im fröhdiagenetischen Zustand und, dadurch bedingt, ein schnellerer Abrieb sein. Die Breccie entstand in der oberen Givet-Stufe noch vor Ablagerung der Flinz-Schichten. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Conodonten.

3.7. Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt

Am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt ist an der Westseite der zur alten Landstraße Rüthen – Nuttlar gehörenden Böschung das umfangreichste und mächtigste Profil aufgeschlossen (R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Abb. 6).

Es beginnt am Haus Schützenstraße 30 und endet an einem Gittermast gegenüber Hof „Dohle“. Eine detaillierte geologische Beschreibung wurde bislang nicht veröffentlicht. Sie wird daher hier zusammengefaßt wiedergegeben, wobei die geologische Aufnahme aus dem Jahre 1979 stammt.

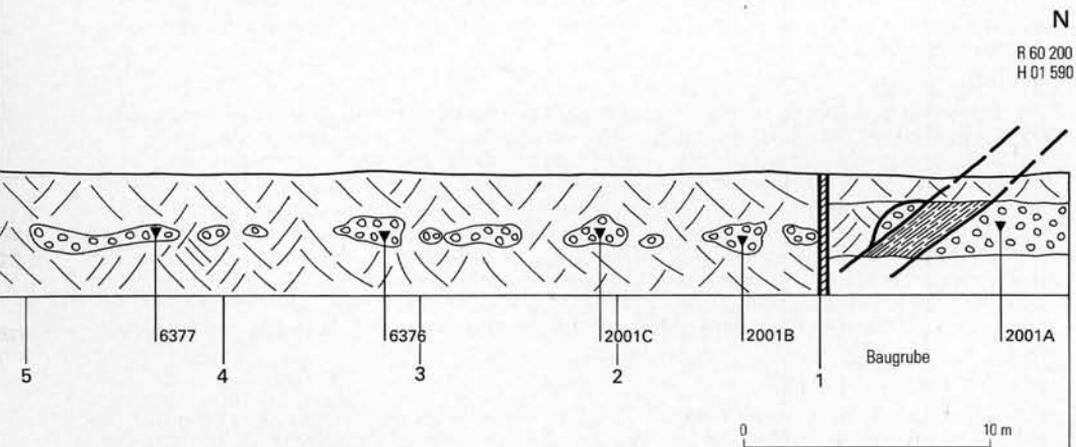


Fig. 6 Road cut at the southern end of Kallenhardt (western side)

STASCHEN (1968: 89) und UFFENORDE (1976: 84, 94, Abb. 4, Nr. 2) erwähnen kurz diesen Aufschluß. KREBS & WACHENDORF (1979: 35, 41) bezeichnen ihn als die einzige Lokalität südlich von Kallenhardt, die nach ihrer Ansicht eine echte sedimentäre Breccie enthält.

Zur Vereinfachung der Beschreibung wurde das Profil in Dekameterbereiche aufgeteilt (Abb. 6).

Abschnitt 1 (Baugrube Schützenstraße 30, Westseite, 9 m westlich des Bürgersteigs)

- An der Basis 7 m polymikte Breccie: Matrix karbonatisch, gelegentlich mergelig, hellgrau, grau, dunkelgrau, im verwitterten Zustand ockerfarben bis dunkelbraun. Die nur wenig kantengerundeten Geröllkomponenten sind hellgrau bis dunkelgrau, wenig kantengerundet und teilweise noch eckig. Im Umriss variieren sie stark. Sie sind erbsen- bis kopfgroß, ohne Maximum eines bestimmten Gerölldurchmessers. Die kleineren Gerölle sind besser gerundet, meist hellgrau gefärbt. Sie entsprechen somit Cephalopodenkalksteinen in ihrer äußeren Ausbildung. Die größeren dunklen Komponenten sind mit den Flinkkalksteinen und dem Massenkalk zu vergleichen (Conodontenprobe 2001A; 17,5 kg).
- 2,10 m Ton- und Schluffsteine von grauer und dunkelgrauer Farbe. In unregelmäßigen vertikalen Abständen tritt bräunliche Bänderung auf. Die Gesteine sind intensiv geschiefert und verwittert, besonders auf den Trennflächen (ss 160/30, sf 170/50).
- 1,9 m mächtige polymikte Breccie: Matrix hellgrau bis dunkelgrau. (Der Carbonatgehalt ist hoch und dürfte nach der Verwitterungsintensität dem Carbonatgehalt der Gerölle entsprechen.) Die Geröllkomponenten sind von den basalen Schichten nicht zu unterscheiden.

Abschnitt 2 (lückenhaft aufgeschlossen)

Dieser Abschnitt schließt sich wie alle übrigen unmittelbar an die in Abschnitt 1 beschriebene Baugrube nach Süden hin an.

- 2 m polymikte Breccie: Matrix tonig bis schluffig, stellenweise kalkig oder feindetrüsch, braun anwitternd, vorwiegend grau bis dunkelgrau, selten hell- oder blaugrau. Die Gerölle sind hell- bis dunkelgrau und blaugrau, wobei die helleren Komponenten überwiegen. Sie sind unterschiedlich kantengerundet, die kleineren überwiegend angerundet, während die größeren teilweise noch eckig sind. Zum Teil wurden die Komponenten als Weichkalkgerölle sedimentiert. Der maximale Gerölldurchmesser beträgt ca. 5 cm. Eine Gradierung oder Bankung ist nicht vorhanden.
- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist grau bis dunkelgrau und vorwiegend kalkig. Die Verwitterungsintensität von Bindemittel und Geröllen ist die gleiche. Die Kalkkomponenten sind hell- bis dunkelgrau und blaugrau, unterschiedlich kantengerundet, teilweise noch eckig bis angerundet, zum Teil ellipsoidisch bis gut gerundet. Das gilt vor allem für die Anteile, die hellgrau bis grau sind und einen Durchmesser von 3 cm nicht übersteigen. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Bei den dunklen Kalkkomponenten sind hin und wieder Bankteile zu erkennen. Die Hauptmenge der brekziösen Kalkkörper besitzt einen Durchmesser von 5–7 cm, selten 10–15 cm (Conodontenprobe 2001 B; 18 kg). Am Top der Kalkbreccie verläuft eine Mikrospalte, deren größte Weite 1 cm beträgt. Sie durchsetzt nur die Matrix und enthält feindetrüsch Material. Farbunterschiede zum Nachbargestein bestehen nicht.
- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m Kalkkonglomerat: teilweise brekziös. Die Matrix ist grau bis dunkelgrau, tonig bis schluffig, schwach karbonatisch, teilweise gebändert, braun verwitternd (ss 160/30; sf 170/60). Die Gerölle sind hell- bis dunkelgrau und bei einem Durchmesser von 2–3 cm erbsenförmig gerundet. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Kalkkomponenten über 5 cm Durchmesser sind selten und oft nur kantengerundet. Eine Gradierung ist angedeutet.
- 1 m nicht aufgeschlossen.

Abschnitt 3 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 3 m polymikte Breccie: Die Matrix ist tonig-schluffig, schwach karbonatisch, gelegentlich mergelig bis kalkig. Die Kalkgerölle sind hellgrau bis grau, nur selten dunkelgrau. Der Umriß der Komponenten variiert sehr stark, dabei sind die hellgrauen und grauen Anteile besser kantengerundet als die dunkelgrauen, welche teilweise noch eckig sind. Der Gerölldurchmesser beträgt bis zu 5 cm. Ein Maximum ist nicht vorhanden. Ebenso fehlen Gradierung und Bankung.
- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 4 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist tonig bis feinschluffig, karbonatisch und braun anwitternd, stellenweise mergelig bis kalkig, grau bis dunkelgrau. Die Gerölle sind vorwiegend hell- bis dunkelgrau. Die dunkelgrauen Bestandteile sind eckig bis wenig kantengerundet mit Durchmessern bis zu 10 cm. Ein Maximum liegt bei 3–5 cm. Die konglomeratischen Anteile sind erbsen- bis nußgroß. Eine Gradierung und Bankung sind nicht ausgebildet. Am Top dieser Folge wurde ein Geröll beobachtet, das aus zahlreichen kleinen Einzelgeröllen besteht, welche in einer kalkigen Grundmasse eingebettet sind. Sie belegen eine Mehrfachumlagerung (Conodontenprobe 2001C; 21 kg).
- 1 m polymikte Breccie: Die Matrix ist mergelig bis kalkig, stellenweise auch stärker kalkig als die Kalkgerölle, wie ein Herauswittern der Komponenten belegt. Sie ist hellgrau bis grau, gelegentlich feindetrüsch. Die Gerölle weisen hell- bis dunkelgraue Farbtönungen auf, wobei die hellen Anteile überwiegen. Sie sind vorwiegend gut kantengerundet und haben einen Durchmesser von bis zu 7 cm, wobei Anteile von 3–5 cm Durchmesser überwiegen. Wenige Komponenten sind erbsengroß und gut gerundet. Eine Gradierung oder Bankung ist nicht vorhanden.

Abschnitt 4 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist im unteren Teil tonig-schluffig, grau bis dunkelgrau, braun verwitternd, zum Hangenden hin zuerst mergelig, dann kalkig. Im karbonatischen Bereich ist sie hellgrau bis grau gefärbt und teilweise feinschichtig (ss 160/25). Die Geröllkomponenten der Breccie sind hell- bis dunkelgrau, selten blaugrau. Letztere sind wenig kantengerundet bis eckig und faust- bis kopfgroß, teilweise ist noch die ehemalige Bankstruktur zu erkennen. Die konglomeratischen Anteile sind meist erbsengroß, selten bis zu 3 cm im Durchmesser. Ihre Farbe ist ausschließlich hellgrau bis grau. Vereinzelt kommen Weichkalkgerölle vor (Conodontenprobe 6376; 25 kg).

Die aus diesem Abschnitt stammende Conodontenprobe ist nach der vorkommenden Artenanzahl die reichhaltigste im gesamten Profil (vgl. Tab. 4). Im oberen Abschnitt des Aufschlusses treten Spalten mit einem Durchmesser von bis zu 3 cm auf (Taf. 1: Fig. 9). Sie sind mit einer hellgrauen bis grauen Kalksteinmatrix verfüllt, die teilweise detritisch ist und hellgraue bis graue, maximal 2 cm große, eckige und gerundete Kalksteingerölle enthält.

- 4 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch (Ausbildung ähnlich wie bei der oben beschriebenen, 3 m mächtigen polymikten Breccie, jedoch ohne Spaltenbildung).

Abschnitt 5 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m polymikte Breccie: hellgraue, kantengerundete und dunkelgraue, eckige bis kantengerundete Kalkgerölle von durchschnittlich 1–2 cm, maximal 5 cm Durchmesser in dunkel- bis blaugrauer, tonig-schluffiger, bisweilen mergeliger Matrix.
- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 7 m polymikte Breccie: hellgraue, gut gerundete, gelegentlich ellipsenförmige, bis 15 cm große Kalkgerölle, teilweise Weichkalkgerölle bis 3 cm Durchmesser, sowie dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete Kalkgerölle in tonig-schluffiger Matrix, Spalte im Probenbereich (Conodontenprobe 6377; 16 kg).

Tabelle 4
Conodontenverbreitung im Straßenprofil am
südlichen Ortsausgang von Kallenhardt

	Proben-Nr.											
	2001 A	2001 B	2001 C	6376	6377	6378	6379	6380	6381	6382	6383	6384
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>				9				3				
<i>A. curvata</i>				1								
<i>A. gigas</i>	4	1		7	1			2	3			
<i>A. ioides</i>				1								
<i>A. lobata</i>								2				
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>				3					1			
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>										2	1	
<i>A. triangularis</i>				1							2	
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>				198				1				1
<i>B. costatus</i>				80								3
<i>B. jugosus</i>				45								
<i>B. spinulicostatus</i>				35								
<i>B. stabilis</i>			3	9		5		4	2	1	1	7
<i>B. ultimus</i>												3
<i>B. ziegleri</i>												1
<i>Icriodus cornutus</i>			1	1					2			2
<i>I. nodosus</i>	1	4	4	1	4				3	3	3	
<i>Nothognathella sublaevis</i>								1	7			
<i>Palmatolepis crepida</i>									2	3	2	1
<i>P. delicatula delicatula</i>	8	6						3	12			
<i>P. delicatula clarki</i>	1	4							2	1		
<i>P. disparilis</i>				17				3				
<i>P. gigas</i>								1	2		2	3
<i>P. glabra glabra</i>	5	9	17	2		7		2	14	2		
<i>P. glabra distorta</i>	3	12	51		1	10			1		5	5
<i>P. glabra lepta</i>	9	8				6			2			3
<i>P. glabra pectinata</i>		2	10			7			6	3		1
<i>P. gracilis gracilis</i>	3	1	8	55	1	3			1		3	3
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>				112								3
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>				23								4
<i>P. marginifera marginifera</i>	2	5				1			3			2
<i>P. minuta minuta</i>		9	16	6	1	4		2	7	9	3	6
<i>P. minuta schleizia</i>		2		4		22				1		
<i>P. perlobata grossi</i>		1				7						1
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	17	10	21			52			5	42	3	6
<i>P. proversa</i>	3	1										
<i>P. punctata</i>	5	1										
<i>P. quadrantinodosalobata</i>			4									
<i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i>				2								
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>			1									1
<i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i>	2	4	41		1	5						1
<i>P. rhomboidea</i>				3					2	5	2	
<i>P. rugosa ampla</i>						1			1			
<i>P. rugosa postera</i>												2
<i>P. rugosa trachytera</i>	2	3				21						
<i>P. subperlobata</i>			3									
<i>P. subrecta</i>		1	5						2			
<i>P. tenuipunctata</i>	4	3	2			4				11	6	4
<i>P. termini</i>		4				1						
<i>P. triangularis</i>	6	5			6			2	3	5	4	3

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Proben-Nr.											
	2001 A	2001 B	2001 C	6376	6377	6378	6379	6380	6381	6382	6383	6384
<i>Palmatolepis unicornis</i>	1	2							4			
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>	8	30		65			2	3				
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	2	12		56	2		4	7				
<i>P. asymmetricus ssp.</i>	9	14		244								
<i>P. decorosus</i>		1										
<i>P. linguiformis linguiformis</i>				1				4				
<i>P. nodocostatus</i>			6			1						
<i>P. ovinodosus</i>					2		2	2				
<i>P. rugosus</i>		1										
<i>P. styriacus</i>											2	
<i>P. varcus</i>				2	2		6	3			3	
<i>P. vogesi</i>				5								1
<i>P. xylus xylus</i>					2			1				
<i>Protognathodus collinsoni</i>								1				2
<i>P. sp.</i>												4
<i>Scaphignathus velifer</i>						6				2		2
<i>Schmidtnathodus hermanni</i>		1		1								
<i>S. pietzneri</i>					1							
<i>Siphonodella duplicata</i>					1							
<i>S. praesulcata</i>												2
<i>S. sp.</i>												2

Abschnitt 6 (lückenhaft bis mäßig aufgeschlossen)

- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 6 m polymikte Breccie: überwiegend dunkelgraue, wenig kantengerundete bis eckige, teilweise kopfgroße Kalkgerölle, Durchmesser durchschnittlich 3–5 cm, in dunkelgrauer, mergelig-kalkiger, zum Teil detritischer Matrix (Conodontenprobe 6378; 11 kg).
- 2 m polymikte Breccie: vorwiegend dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete Gerölle bis 3 cm Durchmesser, in dunkelgrauer, mergeliger bis kalkiger Matrix (Conodontenprobe 6379; 7 kg).

Abschnitt 7 (mäßig aufgeschlossen)

- 10 m polymikte Breccie: überwiegend dunkelgraue, wenig kantengerundete bis eckige, teilweise kopfgroße Kalkgerölle, vereinzelt Bankteile aus dem Flinzkalk, sowie hellgraue, verschieden ausgebildete, gut gerundete Kalkgerölle, überwiegend bis 3 cm groß, gelegentlich als Weichkalkgerölle abgelagert, in dunkel- bis hellgrauer, mergeliger bis kalkiger Matrix, gelegentlich feindetratisch. Gradierung und Bankung vorhanden. Mikrosपालten im unteren Teil, Durchmesser bis zu 3 cm; grauer, feindetritischer Kalkstein als Füllung; Farbe vom Trägergestein nicht unterscheidbar (Conodontenprobe 6380; 8 kg).

Abschnitt 8 (mäßig aufgeschlossen)

- 10 m polymikte Breccie: dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete und hellgraue, gerundete Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser in tonig-schluffiger, teilweise mergeliger bis kalkiger Matrix; kalkige Anteile der Matrix in feindetritischer Ausbildung von hellgrauer Farbe (Conodontenprobe 6381; 10 kg).

Abschnitt 9 (lückenhaft bis mäßig aufgeschlossen)

- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 1,5 m polymikte Breccie: vorwiegend hellgraue, wenig kantengerundete und eckige Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser; daneben gutgerundete, erbsenförmige Komponenten, vereinzelt Weichkalkgerölle.
- 3,5 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: vorwiegend hellgraue, wenig gerundete Kalkgerölle von 1–3 cm Durchmesser; daneben erbsenförmige, teilweise als Weichkalkgerölle abgelagerte Komponenten von unter 1 cm Durchmesser in kalkig-mergeliger, hellgrauer, seltener dunkelgrauer Matrix (Conodontenprobe 6382; 11 kg).

Abschnitt 10 (mäßig bis lückenhaft aufgeschlossen, teilweise freigelegt)

- 3 m polymikte Breccie: wenig kantengerundete Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser, selten 10 cm, in tonig-mergeliger-kalkiger hell- bis dunkelgrauer Matrix.
- 7 m polymikte Breccie: hell- und dunkelgraue, 3–5 cm große Kalkgerölle in dunkelgrauer tonig-schluffiger, gelegentlich mergeliger Matrix (Conodontenprobe 6383; 8 kg).

Abschnitt 11 (mäßig bis lückenhaft aufgeschlossen, teilweise freigelegt)

- 5 m polymikte Breccie: eckige bis wenig kantengerundete, 3–5 cm große Kalkgerölle, unregelmäßig verteilt in tonig-schluffiger, stellenweise mergeliger bis kalkiger Matrix.
- 3 m polymikte Breccie: hell- bis dunkelgraue Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser sowie erbsengroße, gutgerundete Gerölle in dunkelgrauer, tonig-schluffiger, teilweise mergeliger bis kalkiger Matrix (Conodontenprobe 6384; 16 kg; s. Taf. 1: Fig. 10).
- 2 m schwarzer, teilweise verkieselter Tonstein im stratigraphischen Kontakt auf die Schlagwasserbreccie folgend; an der Basis gebleicht. Nach Conodontenfunden: Untere *crenulata*-Zone (Liegende Alaunschiefer).

3.8. Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt

In einer Baugrube südlich des Friedhofs Kallenhardt (R 59 910, H 01 600: A in Abb. 7) kommen in Hang- und Hochflächenlehm kubikdezimetergroße Brocken von Schlagwasserbreccie vor, die dort als polymikte Kalkbreccie ausgebildet ist. Bröckchen dunkelgrauer, karbonatischer, geschieferter Tonsteine, die mulmig dunkelbraun verwittern, lassen auf geringmächtige Tonsteinzwischenmittel innerhalb der Breccie schließen. Die Matrix dieser Breccie ist dunkel- bis blaugrau, gelegentlich feindetrüsch. Das Bindemittel tritt bei der Verwitterung fischnetzartig hervor, was darauf schließen läßt, daß es teilweise tonig-schluffig ist. Die Geröllkomponenten sind vorwiegend dunkel- bis blaugrau und lassen sich makroskopisch mit dem Massenkalk und den Kalksteinen der Flinz-Schichten vergleichen. Sie variieren im Umriß sehr stark, sind vorwiegend eckig bis scharfkantig und nur gelegentlich schwach angerundet. Der Gerölldurchmesser schwankt erheblich und kann bis zu 10 cm betragen. Ein Korngrößenmaximum ist nicht festzustellen. Auffallend ist das völlige Fehlen von grauen und hellgrauen Breccienanteilen des Typs Cephalopodenkalksteine. Diese Beobachtung wird durch die Conodontenfaunen bestätigt.

Aus der Probe L 33 wurden folgende Conodonten bestimmt:

- Polygnathus asymmetricus asymmetricus*
- Polygnathus asymmetricus ovalis*
- Polygnathus cristatus*
- Polygnathus linguiformis linguiformis*
- Polygnathus varcus*
- Schmidognathus hermanni*
- Schmidognathus* sp.

Datierung: oberer Teil der Unteren *varcus*- bis *asymmetricus*-Zone

Eine Baugrube an der Kampstraße (R 60 340, H 01 680) schnitt einen schwach nach Osten geneigten Hang an. Die Westseite des Aufschlusses zeigte ein Profil, das vorwiegend aus Hang- und Hochflächenlehm mit Brocken von Massenkalk und Schlagwasserbreccie bestand. Die südliche Ecke der Baugrube erschloß unter 60 cm Schuttbedeckung auf einer Länge von 3 m eine Schlagwasserbreccie, welche keinerlei Hinweise auf Schichtung und sonstige Trennflächen lieferte. Die Schlagwasserbreccie ist als polymikte Kalkbreccie mit konglomeratischen Anteilen entwickelt. Die Matrix ist dunkelgrau bis grau und gelegentlich mit hellgrauen Schlieren durchzogen. Sie ist durchweg karbonatisch ausgebildet. Die brekziösen Gerölle variieren im Umriß sehr stark, sind weitgehend eckig und nur gelegentlich abgerundet. Die Farbe ist vorwiegend dunkel- bis blaugrau, so daß diese Geröllanteile vermutlich dem Massenkalk und den Kalksteinen der Flinz-Schichten entstammen. Die Durchmesser der brekziösen Komponenten betragen 3 – 8 cm mit einem Maximum bei 5 cm. Die konglomeratischen Anteile besitzen eine vorwiegend graue bis hellgraue Farbe und dürften ihrem Habitus nach aus den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen stammen. Ihre Durchmesser sind kleiner und betragen im Durchschnitt 1 – 3 cm. Ihre Oberfläche ist oft narbig und zeigt hin und wieder bräunliche Rinden. Einige dieser Gerölle sind als Weichkalkgerölle sedimentiert worden.

Die Probe L 34 erbrachte folgende Conodonten:

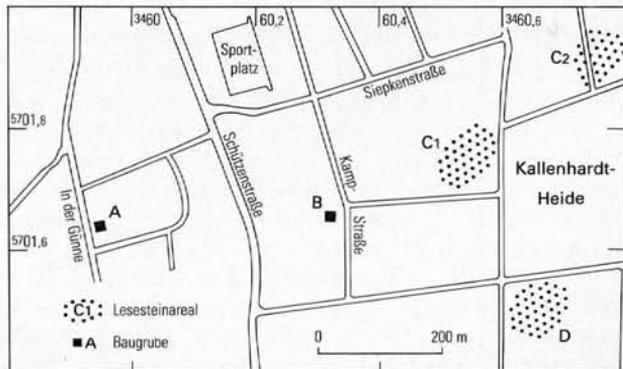
- Palmatolepis crepida*
- Palmatolepis glabra glabra*
- Palmatolepis minuta minuta*
- Palmatolepis termini*
- Palmatolepis triangularis*
- Polygnathus asymmetricus asymmetricus*
- Polygnathus asymmetricus ovalis*
- Scaphignathus velifer velifer*

Datierung: *asymmetricus*- bis *velifer*-Zone

Im Ortsteil Kallenhardt-Heide liegen drei auffallende Häufigkeitsmaxima (C1, C2 und D in Abb. 7) von Lesesteinen der Schlagwasserbreccie. Die Lesesteine in den Arealen C1 und C2 entstammen einer polymikt-konglomeratischen Breccie. Sie ist

Abb. 7
Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt

Fig. 7
Temporary outcrops and areas with bedrock fragments south-east of Kallenhardt



petrographisch und stratigraphisch mit dem Vorkommen der Schlagwasserbreccie an der Typuslokalität zu vergleichen.

Datierung: oberer Teil der Unteren *varcus*- bis *velifer*-Zone. Dabei machen die Conodonten aus dem höheren Oberdevon ca. 80 % der Faunenanteile aus.

Im Lesesteinareal D ist die Schlagwasserbreccie konglomeratisch bis feinkonglomeratisch. Die Matrix ist grau bis hellgrau und von gelegentlichen graugelblichen Schlieren durchzogen. Sie ist generell schwächer karbonatisch als die Gerölle und steht bei der Anwitterung netzartig vor. Die Gerölle sind überwiegend gut gerundete Cephalopodenkalksteine. Gerölldurchmesser von 3 cm werden nur selten überschritten.

Datierung: *P. gigas*- bis Untere *crepida*-Zone und *marginifera*-Zone bis *praesulcata*-Zone

3.9. Profil am Campingplatz Kallenhardt

Östlich der Schlagwasser ist eine Klippe aufgeschlossen (R 61 030, H 02 060), die aus einem dunkel- bis blaugrauen dichten Kalkstein besteht, der keinerlei Bankung oder sonstige Sedimentgefüge aufweist. Seiner Ausbildung und seiner stratigraphischen Position zufolge (Tab. 5) ist er dem oberdevonischen Anteil des Massenkalks zuzuordnen. Er stellt den östlichsten oberflächennahen Ausläufer des nach Osten abtauchenden Massenkalk-Sattels der Warsteiner Carbonatplattform dar und entspricht der oberdevonischen Dorp-Fazies, wie sie entlang der Südrandaufschiebung im Bereich der Ostfazies häufiger anzutreffen ist (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Diese Befunde haben uns veranlaßt, von der bisher gültigen Auffassung abzurücken, daß der Ostrand des Warsteiner Sattels von der im Tal der Schlagwasser verlaufenden Altenbürener Störung, einer tektonischen Leitlinie ersten Ranges, begrenzt wird. Zwar sind auch wir der Ansicht, daß ein westlicher Teilast der Altenbürener Störung, die Kallenhardt-Esshoff-Störung (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 94 u. Taf. 2), bis an den Ostrand des Warsteiner Sattels heranreicht. Auf der Höhe von Kallenhardt ist der Verwurfsbetrag dieser Störung jedoch nur noch sehr gering, denn beiderseits des Schlagwassertals stehen gleichartige und gleichalte Kalksteine in derselben topographischen Höhenlage an.

Über dem Massenkalk folgen ca. 3 m gutgebankte Schichten, deren Bankmächtigkeit im Dezimeterbereich liegt. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von schwach mergeligen Ton- und Schluffsteinen, grauen und hellgrauen Cephalopodenkalksteinen und konglomeratisch-brekziösen Lagen. Wegen der Geringmächtigkeit dieser östlichsten Ausläufer der Schlagwasserbreccie wurden diese bei der Aufnahme des geologischen Kartenblattes 4516 Warstein mit den hangenden Cephalopodenkalksteinen zusammengefaßt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die Schlagwasserbreccie ist in diesem Vorkommen konglomeratisch mit nur geringen Anteilen brekziösen Materials ausgebildet. Die Matrix ist vorwiegend karbonatisch mit geringfügigen tonig-schluffigen Beimengungen. Sie ist grau bis dunkelgrau, gelegentlich hellgrau, und verwittert mit der gleichen Intensität wie die Geröllkomponenten. Die Gerölle besitzen eine hellgraue bis graue Färbung und erinnern sehr stark an die im Hangenden verbreiteten Cephalopodenkalksteine. Dunkel- bis blaugraue Kalkkomponenten treten zurück. Sie lassen sich farblich eher an die Kalksteine der Flinz-Schichten und den Massenkalk anschließen. Die Gerölle, besonders die hellgrauen und grauen, sind vorwiegend kantengerundet und variieren im Umriß nicht so stark wie diejenigen von der unweit östlich gelegenen Typuslokalität. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Die seltene-

Tabelle 5
Conodontenverbreitung im Profil am
Campingplatz Kallenhardt

	Proben-Nr.			
	6429	6722	6717	6431
<i>Ancyrodella gigas</i>	1	1		
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>	5			
<i>Icriodus cornutus</i>				2
<i>I. nodosus</i>				1
<i>Nothognathella sublaevis</i>				2
<i>Palmatolepis glabra glabra</i>		2	17	
<i>P. glabra distorta</i>			21	20
<i>P. glabra lepta</i>			14	17
<i>P. glabra pectinata</i>			1	2
<i>P. gracilis gracilis</i>		3		
<i>P. marginifera marginifera</i>		3	11	29
<i>P. minuta minuta</i>		2	9	8
<i>P. minuta schleizia</i>				2
<i>P. perlobata schindewolfi</i>		1	7	10
<i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i>				1
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>			2	6
<i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i>			12	7
<i>P. rhomboidea</i>				1
<i>P. tenuipunctata</i>			3	
<i>P. termini</i>				2
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>	4			
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	4	5	4	
<i>P. decorosus</i>	8	2		
<i>P. dengleri</i>	6			
<i>P. varcus</i>	2	3		
<i>P. xylus xylus</i>		2		
	varcus- bis Untere gigas-Zone	varcus- bis Untere gigas-Z. Obere P. triangularis- bis Obere marginifera-Zone	P.-asym.-Z., crepida- bis marginifera-Zone	crepida- bis marginifera-Zone
	Massenkalk	Schlagwasserbreccie		
		Basis	1 m über Basis	2 m üb. Basis

ren dunkel- bis blaugrauen Komponenten sind weniger gut gerundet und variieren im Umriß mehr als die Cephalopodenkalksteingerölle. Die Gerölldurchmesser betragen maximal bis zu 4 cm. Ein Maximum ist nicht vorhanden. Die Conodontenverbreitung in dem Kurzprofil zeigt Tabelle 5. Daraus geht hervor, daß in den konglomeratischen Lagen die jüngeren Faunenanteile vom Liegenden zum Hangenden ständig zunehmen. Die Ergebnisse belegen, daß die Ablagerung der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte. Nicht nur die Faunenverteilung, sondern auch die Wechsellagerung von Schlagwasserbreccie mit Ton- und Schluffsteinen sowie Cephalopodenkalksteinen weist auf zeitlich auseinanderliegende

Schüttungen hin. Diese Beobachtung deutet auf die Mehrphasigkeit einer Materialanlieferung, wenn die genannten Einlagerungen fehlen und lediglich die Faunenverteilung zur Klärung der Altersstellung herangezogen werden kann.

Die Tabelle 5 zeigt, daß nach der Conodontenverbreitung der Massenkalk von der *varcus*-Zone bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone reicht. Berücksichtigt man jedoch, daß *Polygnathus varcus* noch in der Untersten *Polygnathus-asymmetricus*-Zone vorkommt, kann für das Alter des Massenkalks die Zeitspanne von der *Polygnathus-asymmetricus*- bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone als ausreichend gesichert angegeben werden.

Conodontenproben zur Datierung der Schlagwasserbreccie wurden direkt am Top des Massenkalks, 1 m darüber und unmittelbar an der Oberkante des Kurzprofils entnommen. Die unterste Probe enthält eine Fauna von der *varcus*- bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone und von der Oberen *Palmatolepis-triangularis*- bis zur Oberen *marginifera*-Zone. Die Conodonten der *varcus*-Zone stammen aus dem unteren Teil der mitteldevonischen Flinz-Schichten, deren blaugraue Geröllkomponenten in dieser Lage vorkommen. Sie weisen auf ein Liefergebiet hin, das nördlich von dem nur am Südrand des Warsteiner Sattels vorkommenden oberdevonischen Massenkalk gelegen haben muß. Bemerkenswert ist das Fehlen von Conodonten aus der Oberen *Palmatolepis-gigas*- und der Unteren bis Mittleren *Palmatolepis-triangularis*-Zone. Die Conodonten, welche bis zur Oberen *marginifera*-Zone reichen, entstammen grauen bis hellgrauen Cephalopodenkalksteingeröllen. Die Conodontenprobe, welche 1 m über dem Massenkalk entnommen wurde, umfaßt die *asymmetricus*-Zone sowie die Zeitspanne von der *crepida*- bis zur *marginifera*-Zone. Die dazwischenliegenden Zonen wurden nicht nachgewiesen. Das bedeutet, daß Gerölle aus dem oberen Teil der Flinz-Schichten und der bereits in der Mittleren Adorf-Stufe auf dem Nordteil der Carbonatplattform östlich von Suttrop abgelagerten Cephalopodenkalksteine fehlen. Damit scheidet dieses Gebiet für die Zulieferung aus (s. S. 294). Ca. 2 m über dem Massenkalk (s. Tab. 5) wurde eine Conodontenfauna gewonnen, welche lückenlos die gesamte *crepida*-, *rhomboidea*- und *marginifera*-Zone umfaßt, also eine Zeitspanne, während der auf der Warsteiner Carbonatplattform Cephalopodenkalkfazies herrschte. Dies drückt sich auch im Geröllspektrum aus, das lediglich von Cephalopodenkalksteinen gebildet wird. Es hat also von der Adorf-Stufe bis in den unteren Abschnitt der Hemberg-Stufe hinein in diesem Profil eine Sortierung der Geröllanteile stattgefunden, welche nur durch eine mehrphasige Geröllanlieferung zu erklären ist.

3.10. Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges

In dem Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580) tritt eine Schichtenfolge auf, die stratigraphisch von den Flinz-Schichten bis zu den Kulm-Kieselschiefern reicht. Der Aufschluß wurde erstmals von STASCHEN (1968: 91) beschrieben, später von UFFENORDE (1976: 84) kurz erwähnt. Weiterhin gingen KREBS & WACHENDORF (1979: 41) und CLAUSEN et al. (1982: 280) auf Entstehung und Alter der hier anstehenden Schichten ein. Dieser Steinbruch erlangte dadurch eine besondere Bedeutung, daß im Mittelteil in einer senkrechten Wand über den Flinz-Schichten und im Liegenden der Liegenden Alaunschiefer eine ca. 7 m mächtige Abfolge aufgeschlossen ist, für deren Entstehung und Alter die genannten Autoren sehr unterschiedliche Deutungen gegeben haben (Taf. 1: Fig. 7).

Rhomboidal und ellipsoidisch geformte, tonig-schluffige, gelegentlich inkieselte, schwach mergelige Gesteinskörper, die vermutlich weitgehend entkalkt sind,

lagern in einer tonigen bis schwach mergeligen Matrix, welche stellenweise ebenfalls schwach inkieselt ist. Die im Bindemittel unregelmäßig verteilten Komponenten variieren in ihrer Größe sehr stark, dagegen weniger im Umriß, wobei die lange Achse bis zu 20 cm betragen kann. Außerhalb des Steinbruchs wurde von uns dieses auffallende Gestein nicht wiedergefunden.

STASCHEN (1968: 91) konnte bei der Neuerschließung des heute weitgehend verfallenen Aufschlusses beobachten, daß im Nordteil des Steinbruchs ungestörte Flinz-Schichten anstehen, die flach nach Süden einfallen. Von hier ausgehend, löst sich die Bankung der in die Flinz-Schichten eingelagerten Kalksteinbänke auf, bis schließlich im Südteil des Steinbruchs Brocken und Bruchstücke der Kalksteine vorkommen. Dieser Aufschlußabschnitt ist heute verstürzt. Während der Aufnahme des geologischen Kartenblattes 4516 Warstein wurde im Nordabschnitt des Steinbruchs ein Schurfgraben gezogen, welcher die schon von STASCHEN (1968: 91) beschriebenen ungestörten Flinz-Schichten freilegte. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen geschieferten Tonsteinen und ebenso gefärbten, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten Kalksteinen. Acht Kalksteinproben lieferten eine Conodontenfauna, welche die Zeitspanne vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone umfaßt. 2 m unterhalb der Oberkante der freigelegten Flinz-Schichten enthält eine Probe (1166/C5) eine Mischfauna. Sie besteht neben den für die Flinz-Schichten typischen Formen aus *Palmatolepis glabra glabra*, *Palmatolepis glabra lepta*, *Palmatolepis glabra pectinata* und *Scaphignathus velifer*. Diese Mischfauna entstammt unauffälligen Mikrospalten, die sich in ihrer Farbe nicht vom Nebengestein abheben. Die darüber beprobten Kalksteine enthalten keine Mischfauna, was aber nicht ausschließt, daß dort ebenfalls Mikrospalten vorhanden sind. Somit ist in diesem Steinbruchabschnitt der obere Teil der Unteren *varcus*-Zone bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone in den Flinzkalksteinen belegt. Die nachfolgende Zeitspanne bis zur *velifer*-Zone konnte durch Sedimentfüllungen in Spalten nachgewiesen werden.

Über den Flinz-Schichten folgt mit scharfer Grenze der zuvor genannte, ca. 7 m mächtige Schichtenabschnitt, welcher von STASCHEN (1968: 91) und UFFENORDE (1976: 84) als Schlagwasserbreccie angesprochen wurde. STASCHEN (1968: 91) übertrug die bei den Flinz-Schichten gemachte Beobachtung, daß sich das Bankgefüge der Flinzkalkbänke allmählich auflöst, auch auf die hangenden Schichten. Er schloß daher analog, daß es sich hierbei ebenfalls um sediflukktiv aufgelöste Flinzkalkbänke handelt, ohne näher auf das Alter und die Entstehung der rhomboidal-ellipsoidischen Form der „Gerölle“ einzugehen. UFFENORDE (1976: 84) läßt die Frage, ob eine Resedimentation oder Schichtlücke zwischen der Mittleren Adorf-Stufe und dem mittleren Unterkarbon vorgelegen hat, offen. KREBS & WACHENDORF (1979: 41) lehnten für dieses besondere Gesteinsvorkommen ebenso wie für die Typuslokalität die Bezeichnung „Schlagwasserbreccie“ ab. Nach ihnen handelt es sich um „tektonisch zerlegte Transportkörper“, die heute als Phacoide vorliegen und nur geringfügig aus dem ehemaligen sedimentären Verband gelöst wurden. Zweifellos wurden die Phacoide tektonisch geprägt, wie es die sie umlaufenden sigmoidal-bogenförmig angelegten Schieferungsflächen belegen. Gleichfalls sind in den Phacoiden auch schalig angelegte Trennflächen ausgebildet. Die tektonische Überprägung schließt jedoch nicht aus, daß die heute als Phacoide vorliegenden Gesteinskörper aus einer Rutschmasse stammen, zumal eine Bankung nicht zu erkennen ist. Dies müßte aber der Fall sein, wenn es sich nach Ansicht von KREBS & WACHENDORF (1979) bei diesen Vorkommen um

rhomboidal zerscherte Flinzkalkbänke handeln soll, welche nur geringfügig aus ihrem ursprünglich sedimentären Verband gelöst wurden. Außerdem wurde bisher nicht belegt, daß die weitgehend entkalkten Phacoide tatsächlich stratigraphisch den Flinz-Schichten entstammen.

Conodontenfunde aus dem tonig-schluffigen, teilweise mergeligen Bindemittel belegen ein Alter für diesen Schichtenabschnitt, das nach der Conodontenparastratigraphie den Zeitraum von der *styriacus*- bis zur *Siphonodella-sulcata*-Zone umfaßt. Die überlagernden Liegenden Alaunschiefer konnten in die Untere *crenulata*-Zone eingestuft werden. In der unmittelbaren Nachbarschaft dieses Aufschlusses kommen keine Gesteine vor, die dem höheren Oberdevon angehören. Es muß also nach dem Alter des Bindemittels gefolgert werden, daß die Phacoide keine tektonischen, sondern sedimentäre Transportkörper darstellen. Damit steht fest, daß dieses auffallende Gestein zur Schlagwasserbreccie gehört. Die Breccie ist lokal durch zwei Störungsflächen im Liegenden und Hangenden begrenzt, welche Ursache für die im Steinbruch beobachtbaren starken tektonischen Überprägungen sind. Stratigraphische Lücken entstanden trotz der kräftigen tektonischen Beanspruchung in der Gesamtabfolge nicht. Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 41, Abb. 8) sollen Kulm-Kieselschiefer und die höchsten Abschnitte der Liegenden Alaunschiefer an einer flachen Überschiebungsbahn die Phacoidabfolge der Flinz-Schichten überfahren haben. Das würde einen erheblichen Schichtenausfall bedeuten, der an die geologischen Verhältnisse im Bereich der Südrandaufschubung der Warsteiner Carbonatplattform erinnert. Die tektonischen Trennflächen im Liegenden und Hangenden der Schlagwasserbreccie konnten ebenso wie die Breccie selber von uns außerhalb des Steinbruchs nicht aufgefunden werden. Berücksichtigt man die stratigraphische Reichweite dieses Breccienvorkommens, seine Gesamtmächtigkeit von 7 m sowie eine die gleiche Reichweite umfassende Schichtlücke an den 600 m weiter nördlich gelegenen Klippen des Kalvarienberges, so läßt sich zwanglos folgern, daß die Rutschmassen nicht von Westen her, sondern von Norden aus der unmittelbaren Nachbarschaft angeliefert wurden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 309 – 391).

3.11. Frankenberg-Breccie

STASCHEN (1968: 96 – 98, Abb. 53 u. 54) beschrieb aus einem kleinen aufgelassenen Steinbruch (R 60 730, H 03 750) ca. 200 m südsüdöstlich des Gehöftes Frankenberg unweit der alten, inzwischen begradigten Straße Rüthen – Kaltenhardt ein brekziöses Gestein, das er Frankenberg-Breccie nannte. Dort sind Schichten des älteren Unterkarbons erschlossen. Die 10 cm mächtige, aus schwarzen Tonsteinkomponenten mit einem tuffitischen Bindemittel bestehende Breccie ist innerhalb geringmächtiger Liegender Alaunschiefer konkordant zwischen Hangenberg-Kalk und Erdbacher Kalk eingeschaltet. Die Komponenten sind länglich-plattig, meist angerundet, selten scharfkantig, und schichtflächenparallel eingeregelt. Sie nehmen zum Hangenden hin ab, was auf gradierte Schichtung hinweist. Auch in der tuffitischen Grundmasse finden sich neben Quarz- und Feldspateinsprenglingen feinste Tonsteinfragmente.

Im Bindemittel konnten Conodonten nachgewiesen werden. STASCHEN (1968: 96, Abb. 53) stufte aufgrund von *Scaliognathus anchoralis* (Dünnschliffbestimmung) die Breccie in die *anchoralis*-Zone (cullß/γ) ein und brachte wegen des tuffitischen Bindemittels die Bildung der Breccie in Zusammenhang mit Bodenunruhen und dem zu dieser Zeit herrschenden Vulkanismus. Die Breccie hat offenbar nur lokalen

Charakter. In anderen Steinbrüchen mit zeitäquivalenten Schichten wie zum Beispiel im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer konnte die Breccie nicht gefunden werden.

UFFENORDE (1976: 84, 91) deutete die Breccie als resedimentäre Einschaltung in das Niveau der „Hauptphosphorit-Schichten“ und stellte einen direkten genetischen Zusammenhang mit ähnlichen Erscheinungen im Belecker Sattel her. Im Gegensatz zu STASCHEN (1968: 98) schloß UFFENORDE (1976: 91) auf einen im Warsteiner Raum verbreiteten geringmächtigen Horizont mit Rutschstrukturen im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer, nur wenig unterhalb des Erdbacher Kalks, und brachte die Resedimentationen mit der Hauptphase der gravitativen Verfrachtung der Schlagwasserbreccie zusammen, welche seiner Ansicht nach im mittleren Unterkarbon (Obere *Siphonodella-crenulata*-Zone) stattfand. Den von STASCHEN (1968: Abb. 53) als *Scaliognathus anchoralis* bezeichneten Conodonten sah er als Fehlbestimmung an.

3.12. Steinbruch am Hessenkamp

Im Kern des Scharfenberger Sattels, auch Hessenkamp-Sattel genannt, steht Massenkalk an, der in Schwelm- und Dorp-Fazies entwickelt ist. Der im Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000) anstehende Massenkalk gehört zur Dorp-Fazies und ist hier als back-reef facies (KREBS 1971, 1974; WILSON 1975; HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979) ausgebildet. Dieser Kalksteintyp entstand in einem tieferen, wenig wellenbewegten Bereich hinter dem eigentlichen Riffkörper. Abgerollte Riffbildner kommen neben Ostracoden, Foraminiferen, Dasycladaceen und Conodonten in einer organogenen mikritischen bis mikrosparitischen Matrix vor.

Der im Steinbruch anstehende Massenkalk besitzt ein oberdevonisches Alter (dola). Er ist grau, dunkel- bis blaugrau und von zahlreichen Mikrospalten durchsetzt, die sich vom Nebengestein nur selten durch Farbunterschiede abheben (HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 80). Im mittleren Abschnitt des Steinbruchs ist eine Großspalte angeschnitten, die dem Generalstreichen des Hessenkamp-Sattels folgt. Die nördliche Flankenseite der Spalte ist an ihrer Oberseite unregelmäßig gestaltet und fällt mit ca. 15 bis 45° nach Süden ein. Die südliche Spaltenflanke ist noch variabler gestaltet und durch tektonische Beanspruchung überprägt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Ihr generelles Einfallen ist steiler und ca. 50–70° nach Norden gerichtet. An der Oberkante des Steinbruchs beträgt die Öffnungsweite der Spalte ca. 20 m. Die Spaltenfüllung ist nach ihrer Ausbildung als Schlagwasserbreccie anzusprechen. An ihrer Nordflanke ist sie eine polymikte Breccie, die mit mehr oder weniger deutlicher Grenze dem Massenkalk auflagert. Die Matrix ist ein sparitischer bis mikrosparitischer Kalkstein, der Ostracoden, Foraminiferen und Conodonten enthält. Nur durch eine dunklere Anwitterungsfarbe unterscheidet sich das Bindemittel vom eigentlichen Massenkalk. Eingelagert sind meist eckige, längliche, bis zu 20 cm große Kalkgerölle, die im Umriß stark variieren (Taf. 1: Fig. 11, 12). Im Farbmerkmal sowie in ihrer mineralogischen und faunistischen Zusammensetzung unterscheiden sie sich nicht von dem unterlagernden Massenkalk, wie bezogen auf das Alter die Conodontenfaunen belegen (s. Tab. 6). Gelegentlich lagern die länglichen Komponenten dachziegelartig übereinander, und ihre langen Achsen sind im unteren Abschnitt der Spaltenfüllung mehr oder weniger parallel zur Spaltenoberfläche eingeregelt. Die Größe der Breccienteile, die schlechte Rundung sowie das Fehlen von Schichtung und Gradierung lassen auf einen nur kurzen Transportweg schließen. Es kann gefolgert werden,

Tabelle 6
Conodontenverbreitung von den Fundstellen
im Steinbruch am Hessenkamp

	Proben-Nr.																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>									+												
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>	+									+											
<i>A. gigas</i>	+				+		+											+	+		+
<i>A. lobata</i>	+	+	+				+														
<i>Ancyrognathus triangularis</i>						+	+												+		
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>																					+
<i>B. stabilis</i>													+								
<i>Icriodus cornutus</i>			+																		
<i>I. nodosus</i>			+																		
<i>Palmatolepis crepida</i>	+								+			+						+			
<i>P. delicatula delicatula</i>			+																		+
<i>P. glabra glabra</i>																					
<i>P. glabra distorta</i>									+			+		+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. glabra pectinata</i>					+							+		+		+		+	+	+	+
<i>P. gracilis gracilis</i>												+		+	+	+		+	+	+	
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>															+						
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>																			+		
<i>P. margin. marginifera</i>		+		+								+		+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. perlobata schindewolfi</i>											+			+							
<i>P. quadrantinodosalobata</i>													+								
<i>P. quadr. quadrantinodosa</i>											+	+			+		+				
<i>P. subperlobata</i>														+		+			+	+	+
<i>P. subrecta</i>		+							+	+	+	+							+	+	+
<i>Polygnathus styriacus</i>																	+				
<i>Protognathodus collinsoni</i>													+								
<i>P. kockeli</i>																+					+
<i>Pseudopolygnathus dentiineatus</i>															+	+	+		+	+	+
<i>Siphonodella crenulata</i>	+											+							+		
<i>S. duplicata</i>												+						+	+	+	
<i>S. praesulcata</i>			+																		
<i>S. sulcata</i>		+							+					+	+	+	+	+	+	+	+
	Massenkalk*								Spaltenfüllung				Massenkalk*								

*Diese Proben werden in CLAUSEN & LEUTERITZ (1989, dieser Band, S. 309 - 391) abgehandelt.

daß dieser Teil der Spaltenfüllung weitgehend durch sediflukative Vorgänge entstanden ist. Im südlichen Bereich der Spalte, deren Flanke wesentlich steiler ist, lagern an deren Basis Massenkalk-Brocken bis zu Kopfgröße, längliche Gerölle fehlen weitgehend. Nur kleinere Komponenten, die im Umriß ebenfalls stark unterschiedlich ausgebildet sind, zeigen gelegentlich Anrundungen. Zum Hangenden hin folgen hier dann kleinere, ebenfalls wenig kantengerundete Gerölle, jedoch mit Anteilen vermischt, die hellgrau bis grau sind. Sie sind besser gerundet und zeigen gelegentlich konglomeratischen Charakter. Sie erreichen Durchmesser bis zu 5 cm und sind nach Alter und Aussehen mit den am südlichen Top der Spaltenfüllung anstehenden Cephalopodenkalksteinen der *marginifera*-Zone identisch (s. Tab. 6). Ebenfalls ändert sich zum Hangenden hin das Bindemittel. Der Kalkgehalt nimmt ab und entsprechend der tonig-schluffige Anteil zu. Das wird besonders deutlich bei der Verwitterung, wo dann die Matrix netzartig vorsteht.

Massenkalk- und Flnzkalkgerölle fehlen. Ebenfalls fehlen Komponenten, die ein jüngeres Alter als die *marginifera*-Zone ausweisen. Dagegen kommen in den Füllungen der Mikrospalten Conodontenfaunen vor, die das gesamte Oberdevon und das Unterkarbon bis zur *Siphonodella-crenulata*-Zone umfassen (s. Tab. 7). Die Mikrospalten durchziehen nicht nur den Massenkalk selbst, sondern auch die Füllung der Großspalte: ein Hinweis dafür, daß die Anlage der Mikrospalten zu unterschiedlichen Zeiten erfolgt ist (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Die Schlagwasserbreccie umfaßt hier den Zeitraum von der *Polygnathus-asymmetricus*- bis zur *marginifera*-Zone. Die petrographischen und altersmäßigen Unterschiede innerhalb der Spaltenfüllung weisen darauf hin, daß die Ablagerung der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte. Ebenfalls aus dem Bereich des Hessenkamp-Sattels beschreiben KRONBERG (1958) und KRONBERG et al. (1960: 29) aus dem Steinbruch Boxen (am Jagdhaus Flick) einen „Aufarbeitungshorizont“, der Conodonten der Oberen Adorf- bis zur Unteren Hemberg-Stufe sowie dem oberen Teil der *anchoralis*-Zone (Niveau Erdbacher Kalk) enthält. Dieses Gestein ähnelt ebenfalls der Schlagwasserbreccie und weist darauf hin, daß im Bereich des Hessenkamp-Sattels Resedimentation oder sogar Nichtsedimentation verbreitet waren (s. S. 297), nicht aber „schwache bretonische Bewegungen“.

3.13. Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer

Im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer östlich der Straße Belecke – Drewer (zentraler R/H-Wert: R 55 500, H 06 710) liefern die Nord- und die Nordostwand des dort erschlossenen Belecker Sattels ein fast lückenloses Profil von der Nehden-Stufe bis zum mittleren Unterkarbon (cull γ / δ). Die oberdevonischen Schichten setzen sich aus teils unverkieselten, teils verkieselten grauen, graubraunen bis rötlichbraunen Knollenkalksteinen und Kalkknotenschiefern in Schwellenfazies zusammen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 13).

Die Gesamtmächtigkeit der an der Nordwand erschlossenen Schichten beträgt ca. 32 m. Im höheren Oberdevon treten zunehmend Schwarzschieferlagen hinzu, die wie der Kellwasserkalk und der *annulata*-Horizont euxinische Bedingungen am Meeresboden widerspiegeln. Das Oberdevon bleibt, obgleich sich in den höheren Schichten zunehmend Alaunschiefer, splitterige Tonsteine sowie Sandsteine einschalten, karbonatisch bis in die Wocklum-Stufe hinein.

Am östlichen Ende der Nordwand tritt, nur wenige Zehner Meter von der Bohransatzstelle der im Frühjahr 1976 abgeteuften Bohrung Rüthen-Drewer 1 entfernt, am Anstieg von der unteren zur oberen Abbausohle eine Breccie auf, die als „toll-Breccie von Drewer“ in die Literatur eingegangen ist (STASCHEN 1968: 85). Mehrere Kramenzelkalkbänke zeigen über eine Entfernung von einigen Metern umfangreiche frühdiagenetische Verformungen. Die einzelnen Kalkknollen weisen ein wirres Durcheinander auf, wobei die Längsachsen der ovalen bis deutlich spindelförmigen Knollen in verschiedene Richtungen weisen. Dabei wurde die sonst in Kramenzelkalkbänken infolge Aneinanderreihung der Kalkknollen gut erkennbare Schichtung völlig zerstört. Größere zusammenhängende Bruchstücke leiten zum ungestörten Gesteinsverband über.

Die Rutschung, welche dieser Breccie ursächlich zugrunde liegt, hat nur Ausmaße von wenigen Metern gehabt. Sie geschah offensichtlich, als die Knollen in dem umgebenden Kalkschlamm schon gebildet waren. Das Sediment glitt im weichplastischen Zustand ab. Dabei wurde der Gesamtverband der perlschnurartig aneinandergereihten Knollen aufgelöst. Mehrere Bankanteile glitten in- und

Tabelle 7
Conodontenverbreitung in den Einzelvorkommen der Schlagwasserbreccie

		Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt (Fundpunkte 15–23, s. Abb. 3)	Vorkommen am Sutroper Weg, westlich „Altes Feld“	Steinbrüche Weiken und Brühne (s. Abb. 5)		
Beschreibung in Kapitel		3.1.	3.2.	3.3.	3.5.	3.4.
Conodontenzonen		Proben-Nr.				
		6301 15 6302 16 6303 17 6304 18 6305 19 6306 20 6426 21 6427 22 6428 23	6339 6340 6341	1051 a 1051 b 1052 1053 1054 1055 1056 1057	2021 2020 2019	15
Horizont der vorwiegenden Lydite	<i>anchoralis-latus</i>					
	<i>typicus</i>	Obere				
Untere						
Erdbacher Kalk	<i>isosticha- Obere crenulata</i>	Obere <i>crenulata</i>				
	Untere <i>crenulata</i>	Untere <i>crenulata</i>				
Liegende Alaun- schiefer						
Hangenberg- Kalk	<i>sandbergi</i>	<i>Siphonodella triangulus triangulus</i>				
	Obere <i>duplicata</i>	<i>Siphonodella triangulus inaequalis</i>				
	Untere <i>duplicata</i>	<i>kockeli-dentilineatus</i>				
	<i>sulcata</i>	<i>Protognathodus-F.</i>				
Hangenberg- Schiefer	<i>praesulcata</i>	Obere Untere				
		<i>costatus</i>				
Dasberg- Schichten		Obere Mittlere Untere				
		<i>styriacus</i>				
Hemberg- Schichten		Obere Mittlere Untere				
		<i>velifer</i>				
Nehden- Schichten		Obere Untere				
		<i>marginifera</i>				
		<i>rhoiboidea</i>				
		Obere Mittlere Untere				
Adorf-Schichten	Obere	Obere Mittlere Untere				
		<i>Palmatolepis triangularis</i>				
		Obere Untere				
	Mittlere	Obere Untere				
		<i>Palmatolepis gigas</i>				
	Untere	Obere Mittlere Untere Unterste				
<i>A. triangularis</i>						
Obere Mittlere Untere Unterste						
<i>asymmetricus</i>						
Schichten der Givet- Stufe	Obere Untere					
	<i>disparilis</i>					
	Obere Untere					
	<i>hermanni-cristatus</i>					
	Obere Mittlere Untere					
	<i>varcus</i>					

übereinander, wobei zahlreiche Einzelknollen bruchhaft verformt wurden (Taf. 1: Fig. 8).

Die Breccie läßt sich nach Conodonten in die Untere *crepida*-Zone (dolla) einstufen. Drei Conodontenproben (CP 4563) lieferten übereinstimmend folgende Fauna:

Icriodus cornutus
Palmatolepis crepida
Palmatolepis minuta minuta
Palmatolepis perlobata perlobata
Palmatolepis tenuipunctata

Palmatolepis crepida ist mit ca. 90% an der Fauna beteiligt.

Alle Merkmale deuten darauf hin, daß die Breccie im Steinbruch Drewer durch Sedifluktion entstanden ist, also durch einen Vorgang, der zu verschiedenen Zeiten und an vielen Orten im Rheinischen Schiefergebirge infolge submariner Rutschung weichplastischer Kalk- und Tonschlämme auf schwach geneigter Unterlage ablief.

Wegen ihrer makropetrographischen Ähnlichkeiten mit der Schlagwasserbreccie und einer diesem Sediment in vielen Punkten vergleichbaren Genese wird die Drewer-Breccie als „Schlagwasserbreccie im weiteren Sinne“ bezeichnet.

4. Die Entstehung der Schlagwasserbreccie in Beziehung zum Warsteiner Riff

Zur Zeit des oberen Mitteldevons wuchsen am Schelfrand des Old-Red-Kontinents Riffe auf. Eines dieser Riffe war im nordöstlichen Sauerland das Warsteiner Riff. Mehrere hundert Meter Kalkstein, bestehend aus biostromalen Riffbauten und deren Schutt, reicherten sich dort zu einem Carbonatkomplex an, welcher in Schwelm-Fazies entwickelt ist (KREBS 1968, 1971, 1974). Er hob sich als submarines Hochgebiet gegenüber der Schelfplattform deutlich ab. Klastisches Material, transportiert durch Suspensionsströme und Meeresströmungen, „umfloß“ die Hochlage. Lediglich feinste Tontrübe gelangte episodisch auf die in sich morphologisch weiter aufgegliederte Carbonatplattform. Sie kam dort in Form von geringmächtigen Schwarzschiefern, flächenhaft wenig ausgedehnt und sich mit dem Riffschutt verzahnend, zur Ablagerung. Die Carbonatplattform blieb von turbulenten Wellenbewegungen weitgehend verschont.

Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 36) sowie CLAUSEN & LEUTERITZ (1984: 104) ergibt sich heute für das Warsteiner Massenkalk-Gebiet das Modell einer allseits von synsedimentär wirksamen Brüchen begrenzten Kippscholle. Die Carbonatplattform kippte an einem in der Nähe des Südrands befindlichen mobilen Scharnier nach Norden ab. Dabei wurde der Südabschnitt der Plattform am stärksten herausgehoben, der Nordabschnitt entsprechend abgesenkt. Die Heraushebung des Südtails an der Südrandstörung ist durch den West - Ost verlaufenden Warsteiner Trümmerzug markiert, der mit seinen Verkieselungen, Breccien und Vererzungen von der Bilsteinhöhle im Westen bis zum Schlagwassertal im Osten zu verfolgen ist (H. SCHMIDT 1922). Weiterhin belegen zahlreiche Spalten, die vorwiegend dem Kluftsystem im Massenkalk folgen, die synsedimentäre Zerblockung am Südrand des Warsteiner Carbonatkomplexes.

Neben H. SCHMIDT (1922: Taf. 12) weisen außerdem PAECKELMANN (1926), RICHTER-BERNBURG (1953: 94), EBERT (1957: Taf. 21), H. SCHMIDT & PLESSMANN (1961:

63), MUCHOW (1965), STASCHEN (1968: 63), RITZEL (1972: 106), HOYER et al. (1974: 164) und UFFENORDE (1976: 94–97, 1977: 256) auf die ca. 8 km lange im Streichen liegende Südrandstörung hin, an der flözleeres Oberkarbon gegen den Massenkalk grenzt. Eine zusammenfassende Wertung befindet sich bei CLAUSEN et al. (1982: 268–271).

Die Hochlage im Warsteiner Raum, die das Riffwachstum begünstigte, erklären KREBS & WACHENDORF (1973, 1974: 39) durch eine Aufwölbung infolge Magmenaufstiegs im tieferen Untergrund. KREBS (1975: 280) und CLAUSEN & LEUTERITZ (1979: 23) erblickten in der von HOYER et al. (1974: 164) angenommenen, tektonisch bedingten Aufragung tieferen Untergrunds unter dem Warsteiner Sattel die Ursache für die Hochlage. Die Aufragung äußert sich durch ein Schweremaximum und könnte einen hochragenden Kern kaledonisch konsolidierten Prädevons darstellen. Eine solche Deutung steht in Übereinstimmung mit dem von THOME (1970: 798–804) angenommenen Vertikalaufstieg synsedimentärer Schwellen, die – wie im Warstein-Belecker Raum – mit zahlreichen Faziesbesonderheiten verknüpft ist.

Die Absenkung der Warsteiner Kippscholle hatte zur Folge, daß auf dem nördlichen abgesenkten Teil das Riffwachstum bereits im Oberen Mitteldevon zum Erliegen kam. Entlang dem gehobenen Südteil dagegen erlaubten die bathymetrischen Verhältnisse eine Fortsetzung des Riffwachstums – nunmehr in Dorp-Fazies – bis in die Obere Adorf-Stufe (Obere *Palmatolepis-gigas*-Zone). Dadurch entstand hier während der Adorf-Stufe eine langgestreckte submarine Schwelle.

Die weitere Sedimentation verlief daher von nun an auf der Kippscholle unterschiedlich. Während auf dem Südteil der Warsteiner Carbonatplattform bis in die Obere Adorf-Stufe weiterhin Massenkalk gebildet wurde, griff auf den gesamten Nordabschnitt des dort nunmehr abgestorbenen Warsteiner Riffkomplexes die Flinz-Fazies über. Die in die bituminösen Tonsteine eingeschalteten Flinzkalksteinbänke sind aus Riffdetritus aufgebaut, der durch von freiliegenden Riffkörpern herleitbare Schuttströme eingeschüttet wurde. Auf der gehobenen Südflanke dagegen verzahnen sich die weiterwachsenden Riffkalke im Frasne mit den Flinz-Schichten.

Vorläufer der eigentlichen Flinz-Schichten sind noch während des Riffwachstums auf der Carbonatplattform in Vertiefungen sedimentierte dunkle bis schwarze Ton- und Kalkschlämme, die ein mitteldevonisches Faziesäquivalent des Massenkalks darstellen.

Die Flinz-Fazies, welche die gesamte Nordflanke des abgestorbenen Warsteiner Riffs bedeckte, wird von der Fazies der Styliolinen-Schichten abgelöst. Das Warsteiner Riffgebiet stand als Lieferant für Kalkdetritus nun nicht mehr zur Verfügung. Der dunkle bis schwarze organische Anteil in diesen Schichten ging ebenfalls zurück, was darauf schließen läßt, daß die Styliolinen-Schichten in einem zwar tieferen, aber besser durchlüfteten Milieu zur Ablagerung kamen. Flinz- und Styliolinen-Schichten verzahnen sich am Glensberg östlich Suttrop miteinander (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 105).

Auch später zur Zeit des jüngeren Oberdevons vollzogen sich in diesem Gebiet zwischen Suttrop und Kuckucksberg wichtige Faziesänderungen. Man darf annehmen, daß die Nord–Süd verlaufende Faziesscheide durch synsedimentär wirksame Flexuren oder Brüche, an welchen die Carbonatplattform unterschiedlich stark absank, verursacht wurde. So entstand eine westliche Tiefscholle und eine östliche Hochscholle (Abb. 8). Auf der Tiefscholle wurden überwiegend tonig-

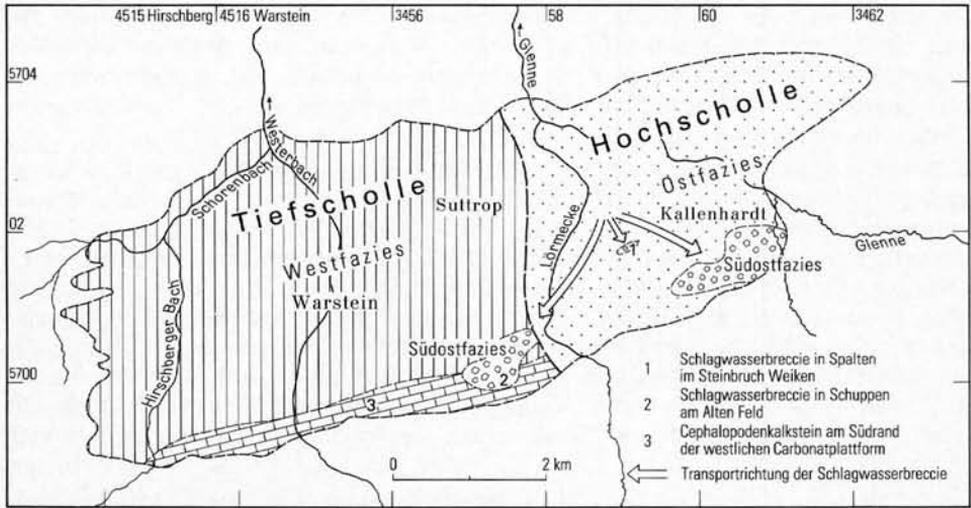


Abb. 8 Faziesbereiche der Warsteiner Carbonatplattform während des Oberdevons und Unterkarbons (aus: CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 16)

Fig. 8 Facial ranges of the Warstein carbonate platform during Upper Devonian and Lower Carboniferous (from: CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: fig. 16)

schluffige Sedimente gebildet, auf der Hochscholle dagegen gelangten hauptsächlich karbonatische Schichten zur Ablagerung.

Im Zusammenhang mit der Entstehung der Schlagwasserbreccie interessiert hier besonders die weitere Sedimentationsgeschichte der Hochscholle, des Gebiets, welches heute vorwiegend östlich des Lörmeckebaches liegt.

Aus den Kluftrmessungen, dem Verlauf von synd sedimentär angelegten Großspalten in a/c-Richtung sowie einem generell östlichen Abtauchen der Hauptfaltenachsen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Taf. 2) kann gefolgert werden, daß die Kulminationslinie des Warsteiner Sattels mit der Faziesscheide zusammenfällt. Die Hochscholle umfaßt nicht nur den heutigen Massenkalk-Ausstrich des Warsteiner Sattels, sondern auch die nach Norden und Nordosten anschließenden Spezialsättel des Kattensiepen, Eulenspiegels, Kruhberges und des Kalvarienberges, die vorwiegend von Cephalopodenkalksteinen aufgebaut (CLAUSEN et al. 1982: 278) und von Massenkalk unterlagert werden.

Schon in der Mittleren Adorf-Stufe wurden östlich der Faziesscheide Kuckucksberg - Suttrop Kalkschlämme vom Typ der Cephalopodenkalke in bankiger, knolliger und flaseriger Form gebildet. Diese Art der Carbonatsedimentation auf Tiefschwellen hielt während der gesamten Zeit des Oberdevons an und ist in Steinbrüchen und an natürlichen Klippen der erwähnten Spezialsättel zu beobachten. Eine kurze Unterbrechung der sonst kontinuierlichen Kalksedimentation erfolgte durch die Ablagerung von geringmächtigen, nicht nur im Warsteiner Raum anzutreffenden Schwarzschiefern und bituminösen Kalksteinen des *annulata*-Horizonts.

Nördlich der Südrandstörung der Warsteiner Carbonatplattform, an welcher der bis in das Oberdevon reichende Massenkalk (Dorp-Fazies) gegen Sedimente der Oberen Arnsberger Schichten grenzt, kommen mehr oder weniger gehäuft Lesesteine von jüngeren Schichten in Cephalopodenkalkfazies vor.

Nach Conodontenfunden wurden die Untere *marginifera*-Zone und die Mittlere sowie der untere Teil der Oberen *costatus*-Zone nachgewiesen (CLAUSEN et al. 1982: 263). UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982: 262, 263) gelang aus einer größeren Anzahl von Proben noch der Nachweis der *crepida*-, der *rhomboidea*- und der Oberen *costatus*-Zone. Es kann davon ausgegangen werden, daß bei einer Vergrößerung der Probenzahl der Beleg weiterer, noch fehlender Conodontensubzonen und -zonen des Oberdevons erbracht werden kann. Offenbar hat also am Südostrand der Warsteiner Carbonatplattform eine kontinuierliche, geringmächtige Cephalopodenkalksedimentation stattgefunden (s. S. 294). Spaltenfüllungen am Südrand innerhalb des oberdevonischen Massenkalks (Dorp-Fazies) lieferten alle Conodontenzonen des Oberdevons. Von UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982: 263) angenommene Diasteme oder Hiatus sind weniger wahrscheinlich, wenn man davon ausgeht, daß die Cephalopodenkalke unmittelbar nach der Sedimentation rasch resedimentiert wurden und nur Teile des Kalkschlamms mit den entsprechenden Conodonten in den zur Ablagerungszeit schon vorhandenen Spalten festgehalten wurden. Die Conodontenfaunen, nicht nur in den Spalten, sondern hauptsächlich in der Schlagwasserbreccie, belegen eine lückenlose Sedimentation auf dem von jüngeren Schichten weitgehend entblößten Massenkalk-Areal der Hochscholle, denn nur diese kommt als Liefergebiet für die Breccie in Betracht. Ab dem mittleren Unterkarbon wurde der gesamte Warsteiner Carbonatkomplex in die Beckensedimentation einbezogen. Er verlor seine Bedeutung als paläogeographisches „Hochgebiet“ und hatte damit seine faziessteuernde Rolle verloren.

Die Entstehung der Schlagwasserbreccie wurde teils tektonisch, teils sedimentär, teils auch durch ein Zusammenspiel beider Faktoren gedeutet. Nach H. SCHMIDT (1922: 305) entstand die Schlagwasserbreccie am Südrand der Carbonatplattform durch eine intensive Zertrümmerung von Sedimenten, welche durch die Aufschiebung der an den Warsteiner Sattel südlich angrenzenden Schichten zustande kam. Auch H. SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 64) führten tektonische Ursachen für die Entstehung dieses Gesteins an. STASCHEN (1968: 94) sah dagegen in diesen Ablagerungen ehemalige Rutschmassen, die in einem einmaligen Vorgang an der Wende Devon/Karbon entstanden sind.

Alle nachfolgenden Autoren hielten an der Deutung als sedimentäre Rutschmasse fest. Unterschiede in ihrer Auffassung kamen vor allem in der Wertung derjenigen Faktoren zum Ausdruck, welche das die Rutschung auslösende übersteile Relief geschaffen haben. KREBS & WACHENDORF (1979: 40 u. 41, Abb. 7, 8 u. 10) kehrten teilweise zur tektonischen Deutung der Schlagwasserbreccie zurück. Sie beschränkten den Begriff Schlagwasserbreccie ausschließlich auf sedimentäre Breccien südlich Kallenhardt zwischen Flinz-Schichten der Adorf-Stufe und unterkarbonischen Tonsteinen.

Wertet man alle bisherigen und die eigenen Beobachtungen aus, so ergibt sich, daß die Schlagwasserbreccie eine Sonderstellung auf der Warsteiner Carbonatplattform einnimmt. Dieser besonderen Stellung wurde von CLAUSEN & LEUTERITZ (1984: 105) mit der Bezeichnung „Südostfazies“ Rechnung getragen.

Die Schlagwasserbreccie ist in allen in Kapitel 3. beschriebenen, teils bekannten, teils neu hinzugekommenen Einzelvorkommen als polymikte Breccie zu bezeich-

nen. Sie besitzt in wechselvoller Zusammensetzung ein kalkiges, mergeliges oder tonig-schluffiges Bindemittel mit allen Übergängen. Die Breccienanteile sind vorwiegend Kalkgerölle von sehr unterschiedlicher Größe und Form. Konglomeratische Komponenten sind ebenso vertreten wie Weichkalkgerölle und wiederaufgearbeitete Breccien. Massenkalk, Flinzkalk- und Cephalopodenkalkstein sind nicht nur durch die unterschiedlichen Conodontenfaunen, sondern auch durch unterschiedliche Farben und die petrographische Ausbildung makroskopisch zu unterscheiden. Eine Sonderstellung nehmen die Breccien ein, welche ein kieseliges Bindemittel haben und vorwiegend unterkarbonische Kieseliefer als Geröllkomponenten enthalten (s. Kap. 3.2.).

Das Liefergebiet für die Schlagwasserbreccie lag westlich, westsüdwestlich und südlich von Kallenhardt, umfaßt also weitgehend die von jüngeren Schichten entblößte Massenkalk-Fläche der Hochscholle. Die liegenden Gesteine der Schlagwasserbreccie sind verschiedenartig. Beobachtet wurden Massenkalk, Flinz-Schichten, Cephalopodenkalkstein und sogar ältere Schuttfächer der Schlagwasserbreccie selber.

Die Bildung der Schlagwasserbreccie verlief mehrphasig, ohne daß eine deutliche Hauptphase zu erkennen ist (vgl. Kap. 5.). Teilweise wurde die schon sedimentierte Schlagwasserbreccie nochmals umgelagert. Dieser Vorgang und das Vorkommen von Mikropalten erschweren das Auseinanderhalten einzelner Schüttungszeiten mit Hilfe der Conodonten, der einzigen stratigraphisch verwertbaren Fossilien innerhalb der Schlagwasserbreccie.

Die Geröllgrößen sowie die Gesamtmächtigkeit, die ca. 30–50 m beträgt, nehmen nach Osten und Ostnordosten hin rasch ab. Der Transportweg war kurz und betrug nach den Kartiererergebnissen maximal 3 km. Die Verfrachtung erfolgte gravitativ in Form von Rutschmassen oder Suspensionsströmen. Proximale und distale Anteile der Schüttungskörper lassen sich mit Hilfe der Gerölldurchmesser unterscheiden. Diese nehmen vom proximalen (Westen/Nordwesten) zum distalen Schuttfächer (Osten/Südosten) von 30–40 cm bis auf wenige Millimeter ab. Gradierung oder Bankung sind nur selten vorhanden, hauptsächlich dann, wenn die Matrix tonig-schluffig ist und konglomeratische Anteile am Gesteinsaufbau beteiligt sind.

Die paläogeographischen Verhältnisse – wie die Vorstellung einer synsedimentär angelegten Kippscholle, die an Flexuren erfolgte Zerblockung der Riffbanktafel und das ostnordöstliche Abtauchen der östlichen Hochscholle – reichen für die diagenetisch noch nicht verfestigten Carbonatgesteine aus, damit sie bei Sedimentüberlastung und einer vorgegebenen „Hanglage“ bei Überschreiten eines Böschungswinkels ins Gleiten geraten können. Weiterhin können epirogene Bewegungen, die besonders im oberen Teil der Nehden-Stufe einen Höhepunkt erreichten (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968, KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970, CLAUSEN 1972, MÜLLER in EBERT & MÜLLER 1973), und Seebeben auslösende Faktoren gewesen sein.

Die Bildungsdauer der Schlagwasserbreccie reichte vom höchsten Mitteldevon bis zum tieferen Unterkarbon. Die Langfristigkeit der Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin. Spiegelbildlich zum Vorkommen der Schlagwasserbreccie bei Kallenhardt-Heide treten zwischen Enkebruch und Altem Feld die in Kapitel 3.2. beschriebenen Lyditbreccien auf (s. Abb. 4, S. 270). Entgegen den Bedenken von UFFENORDE (1976: 103) kann man mit einiger Einschränkung von einem den Südwest- und Südostrand der

Hochscholle säumenden resedimentären Schuttmantel sprechen. Der Schuttmantel markiert nicht die Konturen der gesamten Hochscholle, sondern verliert sich in nördlicher Richtung. Das hängt mit der nach Norden hin abkippenden Riff tafel, der hier zunehmend vollständiger und mächtiger werdenden Sedimentauflage und dem dadurch eintretenden Reliefausgleich sowie dem Verlust an Bewegungsexposition zusammen.

Die Schlagwasserbreccie kommt außerhalb der Warsteiner Carbonatplattform noch im Bereich des Belecker und Scharfenberger Sattels vor. Diese beiden Strukturen, welche in ihrer paläogeographischen Entwicklung durchaus Ähnlichkeiten zur Warsteiner Carbonatplattform aufweisen, sind durch Beckensedimente von dieser getrennt und haben eine eigenständige Entwicklung durchgemacht. Sie sind isolierte Einzelvorkommen, welche submarinen Schwellen folgen, auf denen die bathymetrischen Verhältnisse den Aufwuchs von Kalkgerüstbildnern und damit die Entstehung von Riffgesteinen ermöglichten.

Im Belecker Sattel erfolgte über dem Massenkalk während des höheren Oberdevons und tiefen Unterkarbons eine ebenfalls geringmächtige, kontinuierliche Cephalopodenkalksedimentation. Dort kam es während der tieferen Nehden-Stufe (*crepida*-Zone) zur Bildung von gravitativen Gleitfalten und Sedifluktionen. Solche Rutschungen verursachten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer die in Kapitel 3.13. beschriebene sedimentäre Breccie. Keine Rutschungen oder resedimentäre Einschaltungen im oberen Teil des Hauptphosphorit-Horizonts (Liegende Alaunschiefer) sind dagegen die von UFFENORDE (1976: 84, 91) aufgeführten Beispiele aus dem östlichen Provinzialsteinbruch Drewer und dem Steinbruch an der Kapelle nördlich von Belecke. Hierbei handelt es sich nicht um die Schlagwasserbreccie im weiteren Sinne, sondern lediglich um umgelagerte Phosphoritknollen. Ebenso ist die Frankenberg-Breccie (STASCHEN 1968: 96) kein Sediment resedimentärer Entstehung (UFFENORDE 1976: 84), sondern ein Tuffit unmittelbar unterhalb des Erdbacher Kalks (vgl. Kap. 3.11.).

Der Massenkalk des Scharfenberger Sattels wurde bis zur *marginifera*-Zone von oberdevonischen Cephalopodenkalcken überlagert. Diese sind neben älteren Gesteinen als Schlagwasserbreccie in einer Großspalte erhalten. Auch einige weitere Vorkommen in unmittelbarer Umgebung des Steinbruchs enthalten die Breccie. Mikrospaltenfüllungen belegen ein Alter von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. Ob über die *marginifera*-Zone hinaus noch Cephalopodenkalke gebildet wurden, läßt sich nicht belegen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989), da Resedimente aus dieser Zeitspanne nicht vorhanden oder nicht aufgeschlossen sind. Es ist durchaus denkbar, daß die wegen extremer Kondensation nur geringmächtigen Cephalopodenkalke wieder sehr rasch abgetragen wurden, ohne Schuttreste zu hinterlassen.

5. Alter der Schlagwasserbreccie

Gingen schon die Aussagen zur Entstehung der Schlagwasserbreccie weit auseinander, so wurde die Frage nach dem Alter bisher ebenfalls sehr kontrovers beantwortet.

H. SCHMIDT (1922: 260, 271, 305, 306) legte die Basis der Schlagwasserbreccie östlich von Kallenhardt (an der Klausmühle) und am Südfuß des Kalvarienberges in den Zeitabschnitt der Flinz-Schichten. Als Argument diente ihm die Beobachtung, daß die damals dort aufgeschlossene Schlagwasserbreccie überwiegend aus Bruchstücken von Flinzkalksteinen bestand. Eine weitere stratigraphische

Einstufung ohne nähere Angabe eines Fundpunktes erfolgte durch Goniatiten der Nehden-Stufe. Von der Typuslokalität erwähnte H. SCHMIDT (1922: 306) Gerölle von „*Cheiloceras*-Kalken“ und wies darauf hin, daß dort ferner in Handstücken noch „drei oder vier verschiedene Schichten“ auftreten. Auf deren Alter ging er nicht ein. Vom südlichen Ortsausgang von Kallenhardt beschrieb er Flinzkalksteine im Liegenden und tiefste Unterkarbon-Ablagerungen im Hangenden der Schlagwasserbreccie. Außerdem machte er darauf aufmerksam, daß in diesen Ablagerungen oberdevonische und unterkarbonische Gerölle nebeneinander vorkommen, ohne jedoch die unterkarbonischen Anteile näher zu erläutern. Die direkte Frage nach dem Bildungszeitraum der Schlagwasserbreccie blieb unbeantwortet, doch darf man aus dem Hinweis von den überwiegenden Flinzkalksteinkomponenten in den tieferen Teilen der Breccie und der unterschiedlichen Zusammensetzung der Sedimente in den höheren Partien annehmen, daß H. SCHMIDT (1922) von einer mehrphasigen und länger währenden Entstehungszeit dieses Gesteins überzeugt war.

STASCHEN (1968: 89–92) beschrieb aus dem heute völlig verfallenen und dicht bewachsenen „Schlagwassersteinbruch“ (R 61 020, H 02 170) ein Profil mit Flinz-Schichten der Unteren Adorf-Stufe an der Basis, überlagert von Schlagwasserbreccie und Kulm-Kieselschiefern. Die letzteren vermochte er nur durch Lesesteine nachzuweisen. Unsere eigenen Beobachtungen am Campingplatz Kallenhardt wurden 110 m weiter südlich des von STASCHEN (1968) bearbeiteten Aufschlusses gemacht. STASCHEN (1968: 41, Pr. 21) teilte aus diesem Steinbruch eine Conodontenfauna mit, die von der Mittleren *Polygnathus-asymmetricus*- bis zum unteren Teil der Oberen *costatus*-Zone reicht. Damit ist für ihn das gesamte Oberdevon nachgewiesen. Allerdings fügte er einschränkend hinzu, daß die Hemberg-Stufe nicht eindeutig belegt werden konnte, sondern nach der Faunenverteilung lediglich von stratigraphisch durchlaufenden Formen (*Palmatolepis gracilis gracilis*, *P. perlobata schindewolfi*) repräsentiert wird. Die Faunenverteilung in der Probe 21 ist direkt vergleichbar mit unserer conodontenhöufigsten Probe 6376 aus dem Straßenprofil südlich von Kallenhardt (vgl. S. 277). Dabei gehen wir davon aus, daß STASCHEN (1968: 41) eine Einzelprobe aus einem bestimmten Profilabschnitt und nicht eine Sammelprobe aus dem nicht mehr zugänglichen, vermutlich geringmächtigen Gesamtprofil bearbeitete. Ist ein direkter Vergleich auch nicht mehr möglich, so ist doch nicht auszuschließen, daß es sich hierbei um einen mehr oder weniger mächtigen distalen Ausläufer einer Schüttungsphase aus dem Profilabschnitt 4 südlich von Kallenhardt handelt (s. S. 277).

Aus der Zusammensetzung der Mischfauna aus der Probe 21 zog STASCHEN (1968: 94) den Schluß, daß das gesamte Oberdevon vor der Bildung der Schlagwasserbreccie schon abgelagert und die Breccienbildung nur während oder kurz nach der Sedimentation der vorwiegend karbonatischen Sedimente der Oberen *costatus*-Zone möglich war, zumal unterkarbonische Conodonten fehlen. Die Sedimentationsphase sollte demnach kurzzeitig und in einem einmaligen Vorgang erfolgt sein, da Gradierung und Schichtung fehlen.

Aus dem von H. SCHMIDT (1922: 306) erwähnten Straßenaufschluß südlich von Kallenhardt wurde von STASCHEN (1968: 41) lediglich die Conodontenprobe 19 erwähnt, die eine Fauna der Mittleren bis Oberen Adorf-Stufe enthält, also keine Mischfauna. Weiterhin gab STASCHEN (1968) als Liegendes der Schlagwasserbreccie Flinz-Schichten an, ohne die teilweise verkieselten Cephalopodenkalksteine zwischen Schlagwasserbreccie und Flinz-Schichten zu erwähnen – vermutlich

deswegen, weil diese Gesteine nur zeitweise in Baugruben aufgeschlossen waren. Dies bestätigt unsere eigenen Beobachtungen, wonach auffallende unterkarbonische Breccienanteile nicht zusammen mit oberdevonischen Geröllen auftreten, wie das schon H. SCHMIDT (1922: 360) beschrieb. Als Hangendes erwähnte STASCHEN (1968: 89) „schwarze, gut gebankte, blättrige, harte Tonschiefer, die Phosphoritknollen enthalten“. Dabei ließ er die Frage offen, ob es sich hierbei schon um den Hauptphosphorit-Horizont (= Niveau der Liegenden Alaunschiefer) handelt. Bemerkenswert ist eine 4 cm mächtige tuffverdächtige Bank an der Basis der hangenden schwarzen, geschiefert Tonsteine, welche von uns nicht wiedergefunden werden konnte.

Im Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges datierte STASCHEN (1968: 91, Pr. 25) lediglich die Gesteine im Liegenden der Schlagwasserbreccie. Hierbei handelt es sich um Flinz-Schichten, die er in das $dol\alpha$ einstuft. Analog zu dem Vorkommen östlich der Glenne wurde von ihm die Schlagwasserbreccie dort ebenfalls dem Grenzbereich Devon/Karbon zugeordnet. In den überlagernden Schichten sah STASCHEN (1968: 93, Abb. 50) Äquivalente der Hangenberg-Schiefer, des Hangenberg-Kalks und des Hauptphosphorit-Horizonts. Die ersten Revisiónsergebnisse zur bisherigen Alterseinstufung der Schlagwasserbreccie durch H. SCHMIDT (1922) und STASCHEN (1968) teilte UFFENORDE (1974 a, 1974 b u. 1976: 90 – 94) mit.

Durch Conodontenfunde in der Breccie und aus den hangenden Schichten gelangte UFFENORDE (1976: 90) zu der Erkenntnis, daß die Hauptentstehungsphase der Schlagwasserbreccie zwischen dem oberen Teil der *Pseudopolygnathus-triangulus-triangulus*-Zone und der *Scaliognathus-anchoralis*-Zone liegt. Hierzu bewog ihn der in der Breccie gemachte Fund von *Siphonodella lobata*. Da die Breccie jedoch von Tonsteinen mit älteren Conodonten (*Siphonodella crenulata*) überlagert wird und keine inverse Lagerung vorliegt, kann es sich bei den *lobata*-Exemplaren nur um eine Geisterfauna handeln. In der Tat treten in der Schlagwasserbreccie Spalten auf, welche umgelagerte Conodonten enthalten. Schon UFFENORDE (1974 a) machte auf Spalten aufmerksam, die bei der von ihm angenommenen Rutschung im Unterkarbon II entstanden sein sollen. Nach unserer Ansicht begann die Spaltenbildung jedoch wesentlich früher und hat vermutlich bis zum Beginn der Beckensedimentation auf der Warsteiner Carbonatplattform angehalten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Der Fund von *Siphonodella lobata* aus der Schlagwasserbreccie besitzt unseres Erachtens daher nicht die Aussagekraft, die ihm zugesprochen wurde.

Die ältesten mit Conodonten eingestuften Breccienkomponenten gehören nach UFFENORDE (1976: 91) in die Untere bis Mittlere *asymmetricus*-Zone. Auf eine Mehrphasigkeit bei der Entstehung der Schlagwasserbreccie weist UFFENORDE (1976: 91) hin. Er beschreibt eine tiefoberdevonische Resedimentationsphase, die einen breiten Sedimentationsfächer hinterließ und von jüngeren Schuttströmen nur teilweise bedeckt oder wieder erodiert wurde. Eine weitere Rutschung erfolgte nach ihm im Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe (UFFENORDE 1976, 1982 in CLAUSEN et al. 1982: Abb. 4).

Wichtig für die Datierung der Obergrenze der Schlagwasserbreccie sind die Conodontenfunde von KREBS & WACHENDORF (1979: 35) aus dem höchsten Breccienanteil im Straßenanschnitt südlich von Kallenhardt. Die Autoren erwähnen hieraus eine reiche Oberdevon-Fauna, die außerdem *Siphonodella sulcata* und *Polygnathus communis communis* enthält. Das bedeutet nach dem Einsetzen von *Siphonodella sulcata* an der Untergrenze der Oberen *Protognathodus*-Fauna nach

der Gliederung von VOGES (1960), ZIEGLER (1962, 1969) sowie SANDBERG et al. (1978), daß die Breccie zeitlich die Anteile des oberen Abschnitts der Hangenberg-Schiefer und des *Gattendorfia*-Kalks umfaßt. KREBS & WACHENDORF (1979: 35) haben entgegen UFFENORDE (1976) in den höchsten Teilen der Schlagwasserbreccie, abgesehen von der für eine stratigraphische Einstufung unwichtigen Form *Polygnathus communis communis*, lediglich Unterkarbon I nachweisen können. Dieser Conodontenfund stützt die Beobachtung, daß jüngere Conodonten nur in Spaltenfüllungen auftreten, wie es besonders deutlich in der Tabelle 7 (S. 290 – 291) über die Conodontenverteilung aus dem Steinbruch am Hessenkamp belegt wird. Als hangende Schichten geben KREBS & WACHENDORF (1979: 35) ausgebleichte Schichten vom Typ der Liegenden Alaunschiefer an, in denen sie *Gnathodus punctatus* fanden und somit den oberen Teil der *Siphonodella-crenulata*-Zone, also den oberen Abschnitt der Liegenden Alaunschiefer und die *anchoralis*-Zone, belegten.

Die eigenen Untersuchungen zur Altersstellung der Schlagwasserbreccie konnten den bisherigen Kenntnisstand teilweise korrigieren oder erweitern. Nur Conodonten konnten zur Altersfrage beitragen. Wegen der für die Warsteiner Carbonatplattform typischen, makroskopisch nur schwer erkennbaren Mikrospalten, die ältere, gleichalte und häufig jüngere Conodonten als das Nebengestein enthalten können, wurden die Conodontenproben in Form von größeren Blöcken entnommen. Die Blöcke wurden in a/c- und b/c-Richtung zersägt und entsprechende Spaltenanteile, die nur an glatten Flächen ausreichend zu erkennen sind, ausgesondert. Als Beispiel seien hier die Proben aus dem Massenkalk-Sattel des Hessenkamps genannt, wo von 21 Conodontenproben nur zwei ohne Mikrospalten waren (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Natürlich war diese Spaltenhäufigkeit in den hier untersuchten Aufschlüssen nicht die Regel, doch mußte bei allen Proben ähnlich vorgegangen werden, um Fehler möglichst klein zu halten.

Um die Palette der Conodonten aus einem Schichtenkomplex zu gewinnen, war bei den häufig überfaustgroßen Geröllen in der Schlagwasserbreccie eine Probenmenge von 10 kg erforderlich, da kleinere Proben, wie Versuche zeigten, oft nicht das gesamte Geröllspektrum erfaßten. Wicht das Gewicht von 10 kg Probenmenge stärker ab, wurden Angaben hierzu im Text vermerkt. Die Bestimmung des Alters der Schlagwasserbreccie wird in Kurzform nach der Beschreibung der in Kapitel 3. abgehandelten Einzelvorkommen vorgenommen:

Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt (R 60 790, H 02 090), der zur Typuslokalität der Schlagwasserbreccie erklärt wird

Liegendes: Flinz-Schichten; datiert in *varcus*-Zone

Schlagwasserbreccie: vier Schüttungsmaxima in *varcus*-, *asymmetricus*-, *marginifera*- und *velifer*-Zone (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291)

Hangendes: hier nicht vorhanden

Mehrere Vorkommen am Suttroper Weg, westlich des Alten Feldes (Lage der Vorkommen s. Abb. 4)

Liegendes: Flinz-/Tentaculitenschiefer

Schlagwasserbreccie: Schüttungsmaxima aufgrund der zu geringen Conodontenfauna nicht nachzuweisen. Altersmäßig ist die Breccie in die Zeit zwischen Untere *asymmetricus*- und *anchoralis*-Zone einzustufen (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291).

Hangendes: Kulm-Kieselschiefer

Nordwestwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (R 58 900, H 01 760; s. Abb. 5: überhöhtes Profil)

Liegendes: Massenkalk und Flinz-Schichten

Schlagwasserbreccie: zwei, vermutlich drei Schüttungsmaxima in der *varcus*-, *asymmetricus*- und *gigas*-Zone

Hangendes: Massenkalk, Flinz-Schichten und Kreide-Sedimente; bei diesem Vorkommen handelt es sich um die Verfüllung einer Großspalte (s. Abb. 5, S. 271).

Westwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (R 58 800, H 01 610; s. Abb. 5, S. 271)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Kieselieferbreccie mit *Gnathodus cf. punctatus*; danach Einstufung in die *anchoralis-latus*-Zone (s. Tab. 7, S. 290 – 291)

Hangendes: nicht bekannt, da Breccie Füllung einer Großspalte, deren Bedeckung abgeräumt ist. Nachgewiesen wurden lediglich Reste von Kreide-Sedimenten.

Südwand des Steinbruchs Brühne südlich Kallenhardt (R 59 380, H 01 800; s. Abb. 2 u. 5, S. 264 u. 271)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: zwei Schüttungsmaxima, umfassend die *varcus*- und die *asymmetricus*- bis *gigas*-Zone

Hangendes: hier nicht vorhanden, Breccie streicht aus, gelegentlich Reste von cenomanen Grünsanden

Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; s. Abb. 2 u. 6, S. 264 u. 274 – 275)

Liegendes: inkieselter Kalkstein (jünger als Flinz-Schichten)

Schlagwasserbreccie: umfangreichstes Vorkommen mit Schüttungsmaxima in der *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *marginifera*-, *velifer*-, Oberen *styriacus*- bis *costatus*-(*praesulcata*-)Zone und vereinzelt Formen aus dem Hangenberg-Kalk

Hangendes: Liegende Alaunschiefer (cdlla)

Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt (Fundpunkte s. Abb. 7, S. 281)

Liegendes: unbekannt

Schlagwasserbreccie: von den verschiedenen Vorkommen ergeben sich Schüttungsmaxima in der *varcus*-, *asymmetricus*-, *Palmatolepis triangularis*-, *marginifera*- und *velifer*-Zone

Hangendes: Hang- und Hochflächenlehm

Profil am Campingplatz Kallenhardt (R 61 030, H 02 060; s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Schüttungsmaxima besonders deutlich ausgeprägt in *varcus*-, *asymmetricus*- und *marginifera*-Zone

Hangendes: oberdevonische Cephalopodenkalksteine

Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580; s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Flinz-Schichten mit Spaltenfüllungen der *velifer*-Zone

Schlagwasserbreccie: Conodonten in Schiefererhaltung (lediglich aus dem Bindemittel) belegen Schüttungsmaxima von der Oberen *styriacus*- bis zur Oberen *costatus*-Zone und von der Oberen *praesulcata*- bis zur *sulcata*-Zone

Hangendes: Liegende Alaunschiefer

Frankenberg-Breccie bei Gehöft Frankenberg (R 60 730, H 03 750)

Liegendes: Hangenberg-Kalk

Frankenberg-Breccie: vermutlich *anchoralis-latus*-Zone

Hangendes: Erdbacher Kalk

Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000) im Bereich des Scharfenberger Sattels (s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Großspaltenfüllung mit Schüttungsmaxima in der *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *crepida*- und *marginifera*-Zone

Hangendes: Cephalopodenkalksteine des höheren Oberdevons, im Spaltenbereich zur *marginifera*-Zone gehörend

Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer (R 55 500, H 06 710) im Bereich des Belecker Sattels (s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Cephalopodenkalkstein der *crepida*-Zone (*dolla*)

Schlagwasserbreccie (entspricht der „toll-Breccie von Drewer“; s. S. 289): einmalige Schüttung innerhalb der Unteren *crepida*-Zone

Hangendes: Cephalopodenkalksteine der *crepida*-Zone (*dolla*)

Zusammenfassend kann zu den vorher beschriebenen Einzelvorkommen (vgl. Kap. 3.) folgendes gesagt werden:

- Die liegenden Gesteine der Schlagwasserbreccie sind unterschiedlich alt.
- Eine markante Hauptrutschung konnte nicht nachgewiesen werden.
- Einzelphasen zur Entstehung der Schlagwasserbreccie wurden nachgewiesen in der *varcus*-, *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *crepida*-, *marginifera*-, *velifer*-, Obere *styriacus*- bis *praesulcata*- sowie der *anchoralis-latus*-Zone (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291, wo Conodontenzonen den Stufenbezeichnungen gegenübergestellt wurden).
- Eine Mehrfachumlagerung ist belegt durch verschiedene Conodontenmaxima in den Einzelproben sowie durch Konglomeratfragmente in der Schlagwasserbreccie.
- Die Rutschungen erfolgten nicht flächenhaft nach Osten und Westen auffächernd, sondern in Form von seitlich begrenzten Schuttströmen, so daß verschiedenalte Körper der Schlagwasserbreccie zwangsläufig nicht immer übereinander, sondern auch nebeneinander vorkommen können.
- Sämtliche Conodontenzonen und damit Schichteneinheiten zwischen dem Massenkalk und den Liegenden Alaunschiefern sind belegt (s. Tab. 7, S. 290 – 291), das heißt: Im Liefergebiet existierte eine lückenlose und kontinuierliche Sedimentation.
- Die Spaltenbildung (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989) erfaßte auch die Schlagwasserbreccie und nicht nur die liegenden und hangenden Gesteinsabfolgen.
- Das Liefergebiet der Schlagwasserbreccie ist neben Belecker und Scharfenberger Sattel vorwiegend der Westteil der Hochscholle der Warsteiner Carbonatplattform, die heute von Flinz-Schichten und Cephalopodenkalkstein-Ablagerungen entblößt ist.

6. Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D. (1972): Geologie der Cephalopodenkalk-Sattelaufbrüche und ihrer Hüllsedimente in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **140**: 146–184, 16 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & GRÜNHAGE, H., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4515** Hirschberg: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- : Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Geol. Jb., **A**. – [Im Druck]
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241–319, 6 Abb., 4 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577–589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1979): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 1–32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- , & – (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4516** Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- , & – (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Karbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 309–391, 6 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- EBERT, A. (1957): Übersicht über die Geologie des östlichen Sauerlandes. – Geol. Jb., **72**: 435–437, 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- EBERT, A., & MÜLLER, H. (1973), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & WEBER, P., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4715** Eslohe: 298 S., 23 Abb., 13 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- HEINKE, H.-J., & LEUTERITZ, K., & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 69–84, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Heidelberg.
- HOYER, P., & CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & TEICHMÜLLER, R., & THOME, K. N. (1974): Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsaauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **24**: 161–172, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schürfarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679–732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devon. Syst., Calgary 1967, **2**: 295–306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary/Alberta.
- (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. – 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/Main (Kramer).
- (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. Publ., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- (1975): Geologische Aspekte der Tiefenexploration im Paläozoikum Norddeutschlands und der südlichen Nordsee. – Erdöl-Erdgas-Z., **91** (9): 277–284, 3 Abb.; Hamburg, Wien.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 2 611–2 630, 4 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col.
- , & – (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **147** (1): 30–60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

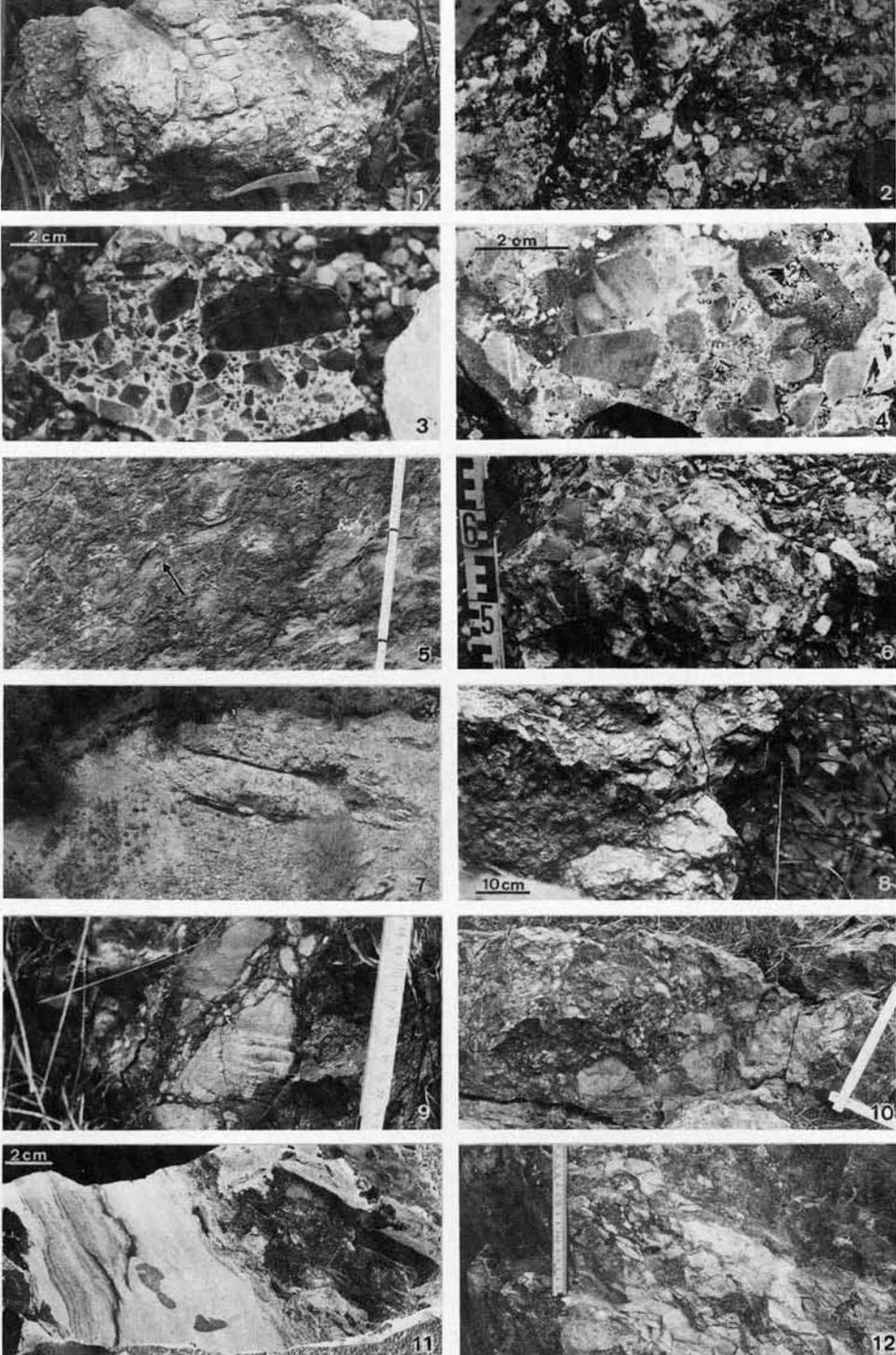
- , & - (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. – *Aufschluss, Sonderbd.*, **29** (Warstein): 33–45, 10 Abb.; Heidelberg.
- KRONBERG, P. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Devon und Kulm des nordöstlichen Sauerlandes. – *Diss. Freie Univ. Berlin*: 63 S., 8 Abb., 2 Taf., 3 Prof., 1 Kt.; Berlin.
- KRONBERG, P., & PILGER, A., & SCHERP, A., & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3** (1): 1–46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1968): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rhein. Schiefergebirges). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1968**: 204–215, 4 Abb.; Stuttgart.
- MUCHOW, S. (1965): Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Bonn. – [Unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1926): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **46**: 210–230, 3 Abb.; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – *Z. dt. geol. Ges.*, **104**: 94–98, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- RITZEL, A. (1972): Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – *Beitr. Heimatkd. Kr. Lippstadt*, **4**: 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Lippstadt (C. J. Laumanns).
- SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W., & LEUTERITZ, K., & BRILL, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – *Newsl. Stratigr.*, **7** (2): 102–120, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **41**: 254–339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – *Slg. geol. Führer*, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, **5**: 119 S., 56 Abb., 7 Taf.; Münster.
- THOME, K. N. (1970): Die Bedeutung der Ennepe-Störung für die Sedimentations- und Faltungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 757–808, 19 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- UFFENORDE, H. (1974 a): Die Schlagwasser-Breccie – ein Äquivalent der Langenaubacher Breccie im nördlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Vortr.-Manusk. Tag. Dt. Geol. Ges. Bonn*: 8 S., 1 Tab.; Bonn. – [Unveröff.]
- (1974 b): Die Schlagwasser-Breccie – ein Äquivalent der Langenaubacher Breccie im nördlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **11**: 44–45; Hannover.
- (1975): Faziesdifferenzierung und Paläogeographie stabiler Schwellen. – *Sonderforschungsbereich (SFB) 48: Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste, insbesondere der Geosynklinalräume, Projektbereich A*: 51–85, 2 Abb.; Göttingen. – [Unveröff.]
- (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **152**: 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1977): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3** (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., zahlr. Abb. u. Tab., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **38**: 1–166, 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.

- (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde (Mbl. Plettenberg, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 88–101, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**: 343–360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

Eingang des Manuskriptes: 18. 6. 1986

Tafel 1

- Fig. 1 Schlagwasserbreccie von der Typuslokalität (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
 Loser Block, rechts und links vorwiegend Cephalopodenkalkgerölle, in der Bildmitte über dem Hammer polymikte Breccie, vorwiegend aus Massenkalk-Komponenten bestehend.
- Fig. 2 Schlagwasserbreccie von der Typuslokalität (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
 Kleine Cephalopodenkalkgerölle, zum Teil Weichkalkgerölle, mit stark variierendem Umriss in mergelig-kalkiger Matrix.
- Fig. 3 Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes (R 57 430, H 00 220)
 Oligomikte Breccie mit vorwiegend eckigen, grauen bis dunkelgrauen Kieselschieferkomponenten in kieseliger Matrix, die hellgrau bis gelblich gefärbt ist.
- Fig. 4 Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes (R 57 430, H 00 220)
 Polymikte Breccie mit hellgrauen Kieselschiefergeröllen und teilweise angerundeten, inkieselten, nicht näher bestimmbar Komponenten (vermutlich ehemals Kalksteine) in gelblich-grauer Matrix.
- Fig. 5 Steinbruch Weiken – Nordwand (R 58 800, H 01 760)
 Sigmoidal verformter Teil einer ehemaligen Flinzkalkbank (Pfeil) als Bestandteil der polymikten Schlagwasserbreccie.
- Fig. 6 Steinbruch Weiken – Westwand (R 58 800, H 01 610)
 Monomikte Schlagwasserbreccie, die ausschließlich aus Kulmkieselschiefern besteht, die vorwiegend grau bis dunkelgrau sind und in einer ebenfalls kieseligen Matrix lagern.
- Fig. 7 Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580)
 Schlagwasserbreccie unmittelbar über Hangschutt anstehend und von gut gebankten Schichten des Unterkarbons überlagert.
- Fig. 8 Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer (R 55 500, H 06 710) am Aufstieg von der 1. zur 2. Sohle
 Schlagwasserbreccie; monomikte Breccie mit hellgrauen Cephalopodenkalkgeröllen in tonig-mergeliger Matrix.
- Fig. 9 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (von R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Lokalität 3.5.)
 Schlagwasserbreccie; polymikte Breccie mit von rechts oben nach links unten verlaufender Megaspalte, deren Kalkgeröllkomponenten teilweise dem Niveau des Erdbacher Kalks entstammen.
- Fig. 10 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (von R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Lokalität 3.5.)
 Schlagwasserbreccie; polymikte Breccie, bankig abgesondert mit undeutlicher Gradierung in der oberen Bank.
- Fig. 11 Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000; Lokalität 3.10.)
 Schlagwasserbreccie; orientierte Probe (rechte Bildkante unten) aus dem südlichen Steinbruchteil unmittelbar über dem liegenden Massenkalk mit auffälliger „fetzenartiger“ Struktur der Komponenten im unteren Teil und Anlagerungsgefügen zum Hangenden hin.
- Fig. 12 Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000; Lokalität 3.10.)
 Schlagwasserbreccie; monomikte Breccie aus dem nördlichen Steinbruchabschnitt, deren Massenkalkkomponenten teilweise parallel zur unterlagernden Massenkalkoberfläche eingeregelt sind.



Tafel 1

Plate 1

- Fig. 1 Schlagwasser breccia from the type locality (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
Detached boulder, on the right and on the left mainly cephalopod limestone pebbles, in the centre of the picture above the hammer a polymict breccia consisting mostly of massive limestone components.
- Fig. 2 Schlagwasser breccia from the type locality (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
Small cephalopod limestone pebbles, partly unconsolidated when embedded with greatly varying outline in a marly to limy ground mass.
- Fig. 3 Single occurrence of Schlagwasser breccia at "Suttroper Weg" west of "Altes Feld" (R 57 430, H 00 220)
Oligomict breccia with mainly angular, grey to dark grey chert components in a light grey to yellowish coloured siliceous ground mass.
- Fig. 4 Single occurrence of Schlagwasser breccia at "Suttroper Weg" west of "Altes Feld" (R 57 430, H 00 220)
Polymict breccia with light grey chert pebbles and partly subrounded, silicified, not precisely determinable components (presumably formerly limestones) in a yellowish to grey coloured ground mass.
- Fig. 5 Northern wall of the Weiken quarry (R 58 800, H 01 760)
Sigmoidally deformed part of a former flinz limestone bed (arrow) as a component of the polymict Schlagwasser breccia.
- Fig. 6 Western wall of the Weiken quarry (R 58 800, H 01 610)
Monomict Schlagwasser breccia, exclusively consisting of chert (Kulm facies) - mainly grey to dark grey coloured and embedded in a siliceous ground mass.
- Fig. 7 Quarry at the base of the "Kalvarienberg" (R 61 020, H 02 580)
Schlagwasser breccia immediately outcropping above talus deposits and being superposed by well-bedded Lower Carboniferous beds.
- Fig. 8 Eastern Provincial Quarry at Drewer (R 55 500, H 06 710) at the climb from the first to the second floor
Schlagwasser breccia; monomict breccia with light grey coloured cephalopod limestone pebbles in a clayish to marly ground mass.
- Fig. 9 Road cut at the southern end of Kallenhardt (from R 60 200, H 01 590 to R 60 200, H 01 500; locality 3.5.)
Schlagwasser breccia; polymict breccia with megadyke extending from top right to bottom left. Components of limestone pebbles are partly derived from the Erdbach limestone.
- Fig. 10 Road cut at the southern end of Kallenhardt (from R 60 200, H 01 590 to R 60 200, H 01 500; locality 3.5.)
Schlagwasser breccia; polymict breccia detached in form of banks with indistinct graded bedding in the uppermost bank.
- Fig. 11 Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000; locality 3.10.)
Schlagwasser breccia; orientated sample (bottom on the right of the picture) from the southern part of the quarry directly above the subjacent massive limestone. Components show a strange "shredlike" structure in the lower part; depositional fabric can be seen up to the overlying layer.
- Fig. 12 Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000; locality 3.10.)
Schlagwasser breccia; monomict breccia from the northern section of the quarry. Massive limestone components are partly aligned parallel to the subjacent massive limestone surface.

Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ,
mit einem Beitrag von KONRAD RESCHER und KLAUS LEUTERITZ *

Clastic dike (neptunian macro-, mega-, microdike), Middle Devonian, Upper Devonian, Lower Carboniferous, karst filling, Cretaceous, limestone, conodont fauna, Rhenish massif (Warstein anticline), North Rhine-Westphalia, TK 25: 4516

Kurzfassung: Aus mittel- bis oberdevonischen Carbonaten des Warsteiner Raumes werden Spalten und Hohlräume sowie ihre Füllungen beschrieben.

Die präoberkarbonischen Spalten verdanken ihre Entstehung vorwiegend der vororogenen Dehnungstektonik. Hebung, Absenkung und Kippung verursachten Fugen und Risse, welche unter submarinen Bedingungen zu Spalten und Hohlräumen erweitert wurden.

Die postoberkarbonischen Spalten basieren auf der Orogenese im Oberkarbon, durch welche die Gesteine von zahlreichen tektonischen Trennflächen durchzogen wurden. Diese lieferten seit dem Mesozoikum die Ansatzpunkte für eine tiefreichende Verkarstung.

Nach ihrer Größe werden die Hohlformen in Makro-, Mega- und Mikrospalten unterteilt. Makrospalten sind bis auf eine Ausnahme auf den Massenkalk beschränkt, Megaspalten treten vornehmlich in oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und im Erdbacher Kalk auf, Mikrospalten sind in allen Carbonatgesteinen anzutreffen. Die Spalten folgen vororogenen, tektonischen und sedimentären Trennflächen und sind nach ac, bc sowie nach ss-parallelen und diagonalen Richtungen orientiert.

Die Verfüllung erfolgte in einem einmaligen Vorgang von oben her oder bei langlebigen Spalten über eine Spanne von mehreren Zehner Millionen Jahren. Seltener fanden die Verfüllungen lateral oder von unten her statt. Die Spalten enthalten neben autochthonen Conodontenfaunen auch ältere oder jüngere Mischfaunen. Gelegentlich dienten sie als Lebensraum für eine spaltenangepaßte Trilobitenfauna.

Die Spalten stellen Sedimentfallen dar und konservieren anderenorts erodierte Ablagerungen. Mit Hilfe der Spaltenfüllungen läßt sich daher belegen, daß Schichtlücken nicht unbedingt auf primären Sedimentationsunterbrechungen beruhen, sondern durch Resedimentationen hervorgerufen wurden. Einige Spalten enthalten die distalen Ausläufer von Rutschungen und Suspensionen.

Beziehungen zwischen Kondensation und Spaltenbildung ließen sich im Warsteiner Raum nicht herleiten. Es ließ sich jedoch eine Zunahme der Spaltenhäufigkeit nach Osten zum Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform, einem mehr als 10 Mio. Jahre persistierenden Hang zwischen einer Hochscholle und einem Becken, nachweisen. Offenbar traten dort, verursacht durch Setzungen, Rutschungen und Erdbebenwellen, gehäuft Risse und Spalten auf.

Die Warsteiner Karstspalten, Karsthohlräume und submarinen Hohlformen sind mit terrestrischen unterkretazischen, marinen oberkretazischen sowie terrestrischen pleisto- und holozänen Sedimenten gefüllt. Tertiärzeitliche Ablagerungen wurden nicht nachgewiesen.

* Anschrift der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN, Dr. K. LEUTERITZ und Dr. K. RESCHER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1

**[Neptunian dikes and their fillings in carbonates of the Warstein area
(northeastern Rhenish massif)]**

Abstract: Neptunian dikes and cavities as well as their fillings are described from Middle to Upper Devonian carbonates of the Warstein area.

The genesis of the pre-Upper Carboniferous dikes is due to pre-orogenic synsedimentary tensional movements. Lifting, subsidence and tilting caused joints and cracks, which are enlarged to dikes and cavities on submarine conditions.

The post-Upper Carboniferous dikes are based on the orogenesis during Upper Carboniferous time, causing numerous tectonical divisional planes in the sediments. Along these planes a far-reaching karstification took place since mesozoic time.

According to their size the cavities are subdivided into macro-, mega- and microdikes. With the exception of one macrodiak all the others are limited to the massive limestone. Megadikes especially occur in Upper Devonian cephalopod limestone and in the Erdbach limestone, microdikes can be found in all carbonatic rocks. The dikes follow pre-orogenic, tectonical and sedimentary divisional planes and are orientated to ac-, bc- as well as bedding planes and diagonal directions.

The fillings happened down from above either in a solitary event or repeatedly in long-lived dikes during a span of several ten millions of years. More seldom the fillings took place laterally or upside down beneath. The dikes contain – without regard to autochthonous conodont faunas – older and/or younger mixed faunas, too. Occasionally they were used as life district by a trilobite fauna adapted to the dikes.

The dikes represent sedimentary pitfalls and conserve sediments eroded in other places. Therefore, by aid of the fillings, it can be demonstrated, that stratigraphic gaps are not absolutely due to primary interruptions of sedimentation, but were caused by reworking. Some dikes contain the distal offsets of slides and suspension streams.

Relations between condensation and development of dikes could not be derived in the Warstein area. However, an increase of the frequency of dikes towards east to the eastern margin of the Warstein carbonate platform could be pointed out. This margin is a slope, persisting more than 10 millions of years, between a block and a basin. Evidently cracks and dikes, which were caused by settlements, slides and earth quakes, occurred there frequently.

The Warstein dikes and cavities, caused by karstification, are filled with terrestrial Lower Cretaceous, marine Upper Cretaceous and terrestrial Pleistocene to Holocene sediments. Tertiary sediments could not be detected.

**[Fissures et leurs remplissages dans les calcaires de la région de Warstein
(massif rhénan, partie nord-est)]**

Résumé: On décrit des fissures et des cavités dans les calcaires du Dévonien moyen et du Frasnien et leurs remplissages dans la région de Warstein.

Les fissures pré-silésiennes se sont formées pendant la tectonique d'extension pré-orogénique. Soulèvement, affaissement et basculement produisirent des joints et des fentes qui furent élargies et transformés par les conditions sous-marines en fissures et cavités.

Les fissures post-silésiennes se sont formées pendant l'orogénèse hercynienne au Carbonifère supérieur. Dès lors, la tectonique produisit des nombreuses cassures qui furent, dès le Mésozoïque, le point de départ pour une karstification profonde et étendue.

D'après leur étendue et leur grandeur, on distingue macro-, méga- et microfissures. En dehors d'une exception, les macrofissures sont restreintes au calcaire formé dans les récifs et sur les plate-formes. Surtout, on observe des mégafissures dans les calcaires à céphalopodes (de type «griottes») et dans le calcaire d'Erdbach. Pratiquement, les microfissures sont visibles dans tous les calcaires. Les fissures suivent les joints pré-orogéniques, tectoniques et sédimentaires. Elles sont orientées suivant les directions ac, bc et parallèles à ss et aux directions diagonales.

Le remplissage eut lieu par le haut au cours d'un seul événement ou, s'il s'agit de fissures qui furent longtemps ouvertes, pendant une période de plusieurs dizaines de millions d'années. A l'occasion, on trouve des remplissages latéraux ou de bas en-haut. Les fissures renferment des conodontes autochtones, mais souvent aussi des exemplaires remaniés qui sont plus vieux. A l'occasion, les cavités furent l'espace vital de trilobites qui s'en accommodèrent.

Les fissures sont des pièges pour les sédiments, on y trouve des restes de sédiments érodés ailleurs. A l'aide des remplissages de cavités, on peut prouver que les lacunes stratigraphiques dépendent non seulement d'interruptions de la sédimentation, mais aussi d'une résédimentation. Quelques fissures renferment les ramifications distales de glissements et des suspensions. Dans la région de Warstein, on ne peut pas tirer de relations entre la condensation et la formation de fissures. Toutefois, on constate que le nombre de fissures augmente vers l'est jusqu'au bord de la plate-forme de carbonates de Warstein. Ce bord oriental persista pendant une période de plus de 10 millions d'années entre un bloc soulevé et un bassin. Il est évident qu'on y trouve un maximum de fissures et de fentes produites par des compactions, des glissements et des séismes.

Les fissures et cavités du karst de Warstein sont remplies par des sédiments terrestres du Crétacé inférieur, du Pléistocène de l'Holocène et aussi provenant de couches marines du Crétacé supérieur. Jusqu'à présent, l'existence de sédiments du Tertiaire n'est pas encore prouvée.

1. Einleitung

Der Warsteiner Sattel am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges gehört zu den variscisch gefalteten Gebieten, in denen Massenkalk großflächig ausstreicht. Die Massenkalk-Areale wuchsen auf einem dem Old-Red-Kontinent vorgelagerten externen Schelf, der für ein derartiges Riffwachstum bevorzugte Ansatzpunkte lieferte (Abb. 1).

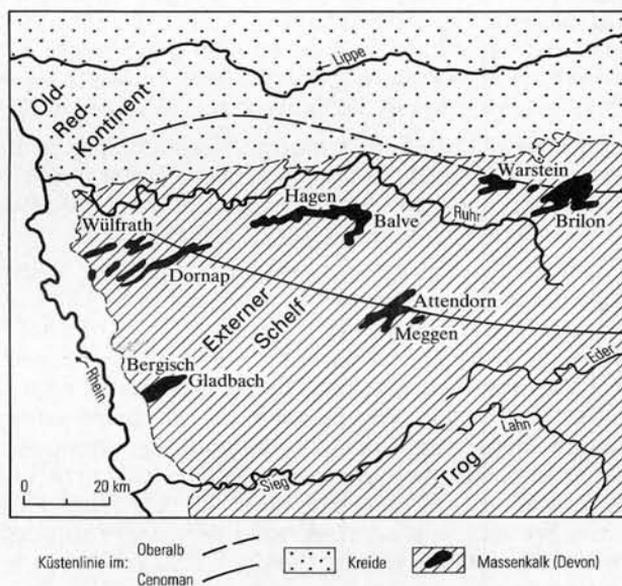


Abb. 1
Die Massenkalk-Vorkommen auf dem externen Schelf im rechtsrheinischen Schiefergebirge

Fig. 1
Occurrences of massive limestone on the external shelf in the Rhenish massif east of the Rhine river

Fossile Riffe und ihre jüngeren Randsedimente mit ihrem mannigfaltigen geologischen Inventar waren schon im vorigen Jahrhundert bevorzugte Exkursionsziele und später immer wieder Untersuchungsobjekte für zahlreiche Fragestellungen. Erst 1922 erschien für den Warsteiner Raum die erste, in mancherlei Details auch heute noch gültige Publikation von H. SCHMIDT über „Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke“ zusammen mit einer geologischen Spezialkarte. Weitere Untersuchungen über stratigraphische, tektonische und paläogeographische Probleme stammen von MUCHOW (1965), STASCHEN (1968), STRUCKMEIER (1974) und UFFENORDE (1976, 1977 a). Der 1979 erschienene Sonder-

band 29 der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V. „Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes“ enthält 16 spezielle Beiträge zu den Themen Stratigraphie, Fazies, Tektonik, Karst, Höhlen, Hydrogeologie, Mineralogie, Lagerstätten und Bergbau. Insbesondere CLAUSEN & LEUTERITZ (1979 a, 1979 b) nahmen in diesem Sonderband zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels Stellung. Die noch fehlende Gesamtdarstellung des Warsteiner Sattels erfolgte 1984 durch die Veröffentlichung der im Rahmen der geologischen Landesaufnahme erstellten Blätter 4515 Hirschberg und 4516 Warstein mit Erläuterungen (CLAUSEN 1984, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Spalten und Sedimentgänge in den Kalksteinen der Warsteiner Carbonatplattform wurden bislang nur am Rande erwähnt. Die hier vorgestellten Beobachtungen zu diesem Thema erfolgten weitgehend während der geologischen Landesaufnahme, wobei die sich ständig ändernden Aufschlußverhältnisse der Großsteinbrüche berücksichtigt wurden.

Spalten oder Gänge in Sedimentgesteinen, mit klastischen oder chemischen (Kalkstein-)Sedimenten verfüllt, sind weltweit aus fast allen Formationen beschrieben worden. Entsprechend groß und oft nicht zugänglich ist die Literatur. Weiterhin bleiben Ergebnisse zu unserem Thema oft verborgen, weil sie als Randbeobachtungen zu ganz anderen Fragestellungen nur kurz mitgeteilt wurden. Für den Warsteiner Sattel stellte sich bei der geologischen Landesaufnahme, besonders des Blattgebiets 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), heraus, daß Spalten und ihre Füllungen zur Klärung stratigraphischer, tektonischer und paläogeographischer Fragen eine besondere Rolle spielten. Sie konnten in den dazugehörigen Erläuterungen sowie bei CLAUSEN et al. (1978, 1982) kaum berücksichtigt werden.

Spaltenfüllungen, Sandgänge, Sedimentgänge, Kalksteingänge, gefüllte Injektions- und Schrumpfrisse sowie Gänge (nicht Erzgänge usw.) sind die in der deutschsprachigen Literatur gebrauchten Bezeichnungen, wobei Sandsteingänge und Sedimentgänge am ehesten zu finden sind.

Die Beobachtung und Beschreibung von Sedimentgängen reicht fast zwei Jahrhunderte zurück, wobei als erster wohl WERNER (1791*)¹ zu nennen ist, der fossilführende Mergelgänge aus dem Muschelkalk Thüringens beschrieb. Ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts erschienen vorwiegend in den USA zahlreiche Publikationen zu diesem Thema. So sahen sich DILLER (1889*) und NEWSOM (1903*) veranlaßt, das bis dahin beschriebene umfangreiche Material zu sichten, zusammenzufassen und unabhängig voneinander zu klassifizieren. Weitere Zusammenfassungen gaben WILLIAMS (1927*) und SHROCK (1948*). In der deutschsprachigen Literatur ist es STRAUCH (1966*) in einer Beschreibung von Sedimentgängen aus Nordisland gelungen, eine weit zurückreichende Literaturübersicht zu geben, die durch WENDT (1969 a*, 1969 b*, 1971*) für den mediterranen Raum erweitert wurde.

Trotz des weltweiten Vorkommens in nahezu allen Formationen und der sehr umfangreichen Literatur werden Sedimentgänge in den einschlägigen Lehrbüchern nur kurz abgehandelt (POTTER & PETTIJOHN 1963*, DZULYNSKI & WALTON 1965*, SHROCK 1948*, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970).

¹ Die mit * versehenen Zitate sind in der Bibliographie im Anhang enthalten. Die Bibliographie enthält sowohl veröffentlichte Spezialarbeiten als auch Lehrbücher. Diplomarbeiten und Dissertationen wurden nicht aufgenommen. Ein Teil der Arbeiten konnte nicht eingesehen werden; die Literaturzitate können daher unvollständig sein.

Alle übrigen Arbeiten sind im Schriftenverzeichnis am Ende dieser Publikation aufgeführt.

2. Ursachen der Spaltenbildung

Die Ursachen für die Entstehung der Spalten sind sehr zahlreich und oft nicht immer ausreichend zu erklären. Das hängt vielfach mit der Aufschlußgröße zusammen, da meist nur Teile der gelegentlich mehrere hundert Meter tief reichenden Sedimentgänge zu beobachten sind. Weiterhin ist meist nur ein zweidimensionales Bild des Gangkörpers vorhanden, so daß Aussagen über die räumliche Erstreckung nicht möglich sind. Ebenso geben die Art des Spaltenmaterials sowie die Füllungsrichtung nicht immer Auskunft über die Spaltenentstehung. Aus diesem Grunde ist es nötig, auf die gängigen beschriebenen und selbst beobachteten Möglichkeiten näher einzugehen.

Ganz allgemein ist eingangs zu vermerken, daß es sich um Verfüllung von Hohlräumen im Sedimentkörper handelt, die sowohl durch exogene oder endogene Vorgänge als auch durch eine Kombination von beiden entstanden sind.

Im weiteren Sinne gehören hierzu auch die primären submarinen Hohlräume, die vorwiegend in Riffkalksteinen und ausgedehnten Dolomitsteingebieten oder an der Oberfläche submariner vulkanischer Lavaflächen entstehen und nachfolgend mit Sediment verfüllt wurden.

So sind immer wieder kleinere Hohlräume beim Aufwuchs eines Bioherms entstanden, die nicht auf Kalklösung von kalkabscheidenden Organismen zurückzuführen sind, sondern synsedimentär oder kurz nach Absterben des Rifves durch Kalk- oder Tonschlämme ausgefüllt wurden (vgl. FLÜGEL 1976, 1978: Tab. 23). Ein weiteres Beispiel sind kleine, oft nur mit optischer Hilfe auszumachende Hohlräume in alpinen Dolomitsteinen, die, nur teilweise verfüllt und vor der Faltung auskristallisiert, wichtige Hinweise über die Lagerungsverhältnisse liefern. Dadurch konnten KOCH (1959*) und HÜCKEL & JACOBSHAGEN (1962*) beispielsweise ältere Rekonstruktionen des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen revidieren.

Primäre Hohlräume sind auch die von SEILACHER (1968*) beschriebenen Sedimentationsverhältnisse in Ammonitengehäusen, die bei unvollständiger Ausfüllung und späterer Ausheilung durch Calcit „fossile Wasserwaagen“ darstellen. Besonders instruktiv und wichtig zur Klärung des Alters von Vulkaniten sind Hohlraumausfüllungen in den Zwischenräumen von Pillowlaven, die zum Beispiel das Alter des Deckdiabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde festlegen (WALLISER 1958, 1960; LEUTERITZ 1968 a). Es handelt sich dabei vorwiegend um synsedimentäre Kalksteine und wenig geschieferte Tonsteine, die in den spaltenförmigen Zwickeln der Pillowkörper sedimentiert wurden und teilweise sehr gut erhaltene Conodonten führen. Vulkanische Abkühlungsrisse als Ursache für Sedimentgänge führt STRAUCH (1966*) an und erwähnt dabei auch Sandsteingänge aus dem Gebiet des Oberen Sees (Kanada), die ausführlich von IRVING (1893*) beschrieben wurden. Sedimentgänge des gleichen Gebiets, die in Basalten vorkommen, bearbeitete FACKLER (1941*). Ebenfalls in Basalten vorkommende sedimentäre Spaltenfüllungen beschreibt NEWSOM (1903*) aus Kalifornien. In dem ausgedehnten Trappdeckengebiet von Nordparaná erwähnt BISCHOFF (1957*) gefrittete Sande, die in ausgedehnten Spaltensystemen auftreten. Ein Sedimentgang in Doloriten bei New Haven (USA) wird ausführlich von WALTON & O'SULLIVAN & O'SULLIVAN (1950*) abgehandelt. STRAUCH (1966*) beschreibt ausführlich Sandsteingänge von Stanghorn (Nordisland), die dort mehrere Basaltdecken durchdringen und vermutlich von oben her sedimentiert wurden. Allerdings bleibt die Frage offen, ob es sich dabei um verfüllte Abkühlungsrisse oder durch Erdbeben verursachte Spalten handelt.

Zu den submarinen Hohlraumfüllungen gehören weiterhin die von Organismen gebildeten Bohr- und Grabgänge, wie sie fossil etwa massenhaft im unterkambrischen Scolithossandstein Skandinaviens und Kanadas auftreten. In den kambri-schen Churin-Schichten von Nordspanien sind ganze Schichtenkomplexe mit bleistiftstarken, vertikal parallel verlaufenden, vermutlich von Würmern erzeugten Bauten durchzogen.

Mit Fremdmaterial ausgefüllte Hohlformen stellen die Wurzelröhren dar, die fossil sehr eindrucksvoll von ROESCHMANN (1962*) aus den kaolinischen Kohlentonsteinen des Ruhrkarbons beschrieben wurden.

Ohne die Einwirkung endogener Kräfte entstehen die Schrumpfrisse oder Trockenrisse. Sie sind vorwiegend an frisch sedimentierte Ton-Schluff-Sandwechselfolgen gebunden (selten an Kalksteine), wo unter subaerischen Bedingungen durch Wasserabgabe Risse in der obersten Tonlage entstehen können. Solche Risse sind an der Oberfläche meist polygonal verzweigt und von kurzer unregelmäßiger lateraler Erstreckung, wobei die Tonlagen an den Rissen aufgebogen werden. Ihre Breite liegt im Zentimeter-, selten im Dezimeterbereich, und sie sind meist flachgründig (FISCHER 1965*, OOMKENS 1966*). Sie können sowohl von oben als auch von unten mit Sediment verfüllt sein – von unten dann, wenn eine liegende, wasserhaltige Sandlage infolge geringerer Dichte nach oben drängt (FISCHER 1965*). Schon NEWSOM (1903*) berichtete ausführlich über „clastic dikes“, wobei er bei sedimentären Kalksteinbänken in nicht näher datierten geschieferten Gesteinen auf Trockenfallen, verbunden mit Reißbildung und nachfolgender Überflutung mit Verfüllung, hinwies. Auf eine rezente, durch Bodenkriechen (subsoil creep) gedeutete Entstehung von Spalten machte MONROE (1932*) aus dem Mississippibereich aufmerksam.

Neben echten Sedimentgängen beschreibt COLLINS (1925*) aus der Española-Grauwacke senkrechte, nicht sehr tiefreichende Spaltenfüllungen, die er durch Trockenfallen von Küstensedimenten erklärt, welche sehr bald wieder unter Wasserbedeckung gerieten. Durch die Art ihrer Entstehung sind diese Spaltenfüllungen flachgründig, von geringer lateraler Ausdehnung und bald nach ihrer Bildung wieder verfüllt. Sie sind damit zur Klärung stratigraphisch-tektonischer Fragen wenig geeignet und können lediglich zur Klärung paläogeographischer Fragen genutzt werden.

Risse und ihre Füllungen, die den Schrumpfrissen ähnlich sind, können sich auch subaquatisch bilden. Dieser Fall tritt dann ein, wenn in tonigen Lagen der Salzgehalt relativ schnell ansteigt. Es kann dann zu einer osmotischen Entwässerung kommen, die als Synärese bezeichnet wird. Dabei kommt es zu einer Schrumpfung des Sediments und der Bildung von Spalten, deren Ränder aber im Gegensatz zu den Trockenrissen nicht aufgebogen sind. BURST (1965*) beobachtete die osmotische Entwässerung nur über Tonen mit quellfähigen Mineralen. Durch Versuche belegte JÜNGST (1934*) die Synärese und erklärte sie als subaquatische „Austrocknung“ mit Volumenverminderung, die bei größeren Körpern zur Reißbildung führt. Der erste Hinweis, daß Spalten dieser Art überhaupt subaquatisch entstehen und bis zur Wiederverfüllung erhaltungsfähig sind, stammt von MOORE (1914*), wobei allerdings Frostprozesse zur Bildung nicht auszuschließen sind. Zur Verfüllung dieser Risse nehmen besonders DILLER (1889*), LAMING (1964*), HARMS (1965*), VITANAGE (1954*), SCHÄFER (1954*) sowie VAN HOUTEN (1965*) Stellung. Sie kann demnach von unten und von oben erfolgen. Letzteres läßt sich gelegentlich belegen durch die horizontale Einregelung von Muschel-

schalen und Glimmerplättchen (MONROE 1951*). Bei einer Verfüllung von unten erfolgt die Orientierung wandparallel.

Eine interessante Beobachtung zur Synärese machten H. & E. HÄUSLER (1951*) an rezenten Seetonen, wo es zu einer subaquatischen Rißbildung kommt, die um so tiefer reicht, je mächtiger die Tonabfolge bei gleichzeitiger Entwässerung ist. Ihre Folgerung, daß die Rißbildung im alpinen Adneter Kalk auf Synärese zurückzuführen sei, ist allerdings fraglich, da andere Möglichkeiten für deren Entstehung hierfür wahrscheinlicher sind (WENDT 1971*, CLAUSEN et al. 1978). Auch die Spaltenbildung in den unterdevonischen geschieferten Tonsteinen bei Unkel am Rhein, für die JANKOWSKY (1955*) Synärese als Erklärung erwo, dürfte anderen Ursachen zugeschrieben werden.

Wichtig erscheint noch der Hinweis von STRAUCH (1966*), daß durch Synärese entstandene Spalten bereits eine gewisse Orientierung aufweisen können, die er auf schon vorhandene tektonische oder statische Spannungszustände zurückführt. Mit dem weitreichenden Problem der Synärese befaßten sich unter anderem ANDRÉE (1920*, 1924*), TWENHOFEL (1923*), SCHWARZ (1932*), RICHTER (1941*), VAN STRAATEN (1954 a*, 1954 b*), WHITE (1961*) sowie KUENEN (1965*). Die beiden genannten Möglichkeiten der Spaltenbildung unter subaerischen oder subaquatischen Bedingungen sollten bei nicht genau bekannten Bildungsbedingungen besser mit dem Überbegriff Schrumpfrisse (mud cracks, shrinkage cracks) bezeichnet werden.

Bei relativ schneller Ablagerung von Ton- und Schlufflagen können vermutlich auch subaquatisch die Sedimente durch das von unten aufsteigende Kompaktionswasser aufgerissen werden, so daß Spalten entstehen. Sie durchziehen nicht nur die obersten Schichten oder wenige geringmächtige Lagen, sondern reichen je nach Wassergehalt auch tiefer in den Sedimentkörper hinein.

Das wurde besonders eindrucksvoll in Peliten des norddeutschen Buntsandsteins von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970: 76, Abb. 3–26) beobachtet. Dort wird diese Art von Spalten als Injektionsrisse bezeichnet.

Kalklösung unter subaerischen Bedingungen führt bei Erfüllung der dafür nötigen Voraussetzungen zur Karstbildung, ist somit also auch fossil zu erwarten. Emersion ist bei Carbonatgesteinen in der Regel mit Erosion und so mit einer möglichen Karstbildung verbunden. Meist entlang von vorgegebenen Trennflächen kam es zur Bildung von Karren, Schlotten, Hohlräumen und Spalten. Zum Beispiel beschreiben FAIRBRIDGE (1950*) und REVELLE & EMERY (1957*) Karrenbildung bei rezenten Korallenriffen in der Gezeitenzone, trotz der in tropischen Gebieten vorherrschenden Kalkübersättigung des Meerwassers, und oberhalb dieser Grenze Karstbildungen mit unterschiedlichen Formen. Besonders bei fossilen Riffen muß davon ausgegangen werden, daß bei einer Absenkung mit nachfolgender Transgression durch submarine Lösungsvorgänge und mechanische Vorgänge die Karstbildungen zerstört werden. Lediglich tiefreichende Spalten oder Hohlräume könnten erhalten bleiben, wenn ab einer bestimmten Wassertiefe (unterhalb der Wellenwirksamkeit) die mechanische Zerstörung nicht mehr wirksam war und Sedimente eingelagert wurden.

Schon 1886* beschrieb GEYER ein fossiles Karrenfeld aus dem alpinen Bereich, wo in Erosionshohlräumen des Dachsteinkalks transgredierender Roter Hierlatz-Kalk eingelagert ist. Sehr tiefe Verkarstungsgänge und deren Füllung beschreibt ABBOTT (1894*), wobei nicht gesichert ist, ob es sich dabei um echte terrestrische Verkarstung handelt. Ebenso ist der Schluß für eine Karstspaltenfüllung aus den

obersilurischen Kalksteinen in Ostquebec (CLARKE 1900*), die aus devonisch-karbonischen Sandsteinen besteht und aufgrund der nicht parallel verlaufenden Salzbänder dem Karst zugerechnet wird, nicht zwingend (STRAUCH 1966*). Im alpinen und mediterranen Gebiet wurde früher die Hauptursache der Spaltenbildung in subaerischer Kalklösung gesehen, worüber JURGAN (1969*) in einer Übersicht berichtet. Weiter sind hier die Arbeiten von VORTISCH (1926*), FOSTER (1966*) und vor allem WENDT (1965*, 1971*) zu nennen.

Die Beobachtungen subaerischer Lösung mit nachfolgender Wiederüberflutung aus dem Paläozoikum sind weniger zahlreich. Besonders wichtig und nur schwer belegbar sind Schichtlücken, die auf Emersionen zurückzuführen sind, da die, wenn überhaupt, an der Oberfläche gebildeten Rückstände der nachfolgenden Transgression zum Opfer fielen. Kennzeichnend für eine Emersion sind Anreicherungen dieser Lösungsrückstände über den autochthonen Kalksteinen in Form von Roterden (Terra rossa), Sanden, verkieselten Bereichen, Bohnerzen und Gesteinsbrocken, die in Karsthohlformen angereichert sind. Schon HARRASSOWITZ (1930*) weist darauf hin, daß fossile paläozoische Rückstandsböden nur sehr selten anzutreffen sind.

Zur Identifizierung von Schichtlücken in Carbonatgesteinen sind besonders die Mikrofossilien und davon insbesondere die Conodonten wichtig. Diese sind aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung (carbonathaltiger Hydroxylapatit) besonders resistent gegenüber der chemischen Verwitterung. In der Conodontenliteratur sind bisher keine subaerisch entstandenen fossilen Rückstandsbildungen (Böden) beschrieben, sondern ausschließlich Vorkommen aus vor der Erosion geschützten Spalten oder sonstigen Hohlräumen. Lediglich eine schriftliche Mitteilung von H. QUADE (1961) an KREBS (1964*: 263) beinhaltet eine erste Beschreibung von Conodontenfunden in Rendzinen. Danach sind aus einer Bodenbildung über adorfischen Plattenkalksteinen in der Lahn-Mulde mit Eisenhydroxid überzogene Conodonten ausgeschlämmt worden – gleichzeitig ein weiterer Hinweis für deren Erhaltungsfähigkeit gegenüber der chemischen Verwitterung. In einer „Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland“ (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland 1982) sind keinerlei Hinweise über präkarbonische Bodenbildungen sowie über paläozoische Fossilreste in Reliktböden enthalten. Aus der epikontinentalen Fazies Nordamerikas sind mehrere präkarbonische fossile Bildungen bekannt, besonders zwischen ordovizischen, devonischen und karbonischen Ablagerungen. So wurden aus der „Sub-Kaskaskia surface“ Nordamerikas (Devonian und Mississippian) derartige Bildungen von SLOSS (1963*) beschrieben. Weitere Beispiele dieser Art wurden von SUMMERSON (1959*) von der Grenze Silur/Devon aus dem Staate Ohio und WALTERS (1946*) von der Grenze Ordovizium/Pennsylvanian aus dem Staate Kansas bekannt. MILTON & CONANT & SWANSON (1955*) wiesen nach, wie behutsam man bei der Interpretation fossiler Rückstandsböden sein muß. Sie zeigen auf, daß tongefüllte Rinnen an der Grenze von ordovizischen Kalksteinen zu oberdevonischen Schwarzschiefern im Staate Tennessee durch subrezente Schwefelsäurebildung bei der Pyritzersetzung aus den hangenden schwarzen Schieferen hervorgegangen sind. Bodenbildungen im weiteren Sinne stellen nach BRANSON & MEHL (1941*: 208) die durch Grundwasser entstandenen tonigen Lösungsrückstände entlang Trennfugen in Carbonatgesteinen dar, in den die aus den Kalksteinen stammenden Conodonten stark angereichert sind. Ein weiteres Beispiel für subaerische Lösung ist der unterkarbonische Chappel limestone im Staate Texas, der nach HASS (1959*) sowohl ordovizische als

auch devonische umgelagerte Conodonten enthält. Aus der Llano Region (Texas) teilt PLUMMER (1950*) mit, daß vor der Sedimentation des Chappel limestone die älteren ordovizischen und geringmächtigen oberdevonischen Schichten von der Emersion erfaßt wurden. In einer von ihm als „shrink-hole facies“ bezeichneten Ausbildung ist der Chappel limestone als Crinoidenkalkstein ausgebildet und gelegentlich nur wenige Dezimeter mächtig, in den fossilen Karsthohlformen jedoch bis zu 15 m.

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz beschreiben verschiedene Autoren gleichfalls unterkarbonische Kalksteine auf einer verkarsteten Riffoberfläche, so daß damit eine Emersion belegt ist. Das heißt nach KREBS (1963*, 1964*): Heraushebung, Trockenfallen und nachfolgende Transgression.

Ein typisches Beispiel dafür ist der Erdbacher Kalk (WALLISER 1958, KREBS 1963*). Dieser lagert an der Typuslokalität und Umgebung in Spalten und Schlotten des tiefoberdevonischen Iberger Kalks (vgl. Iberg-Fazies). Weiterhin sind die von REICHSTEIN (1960*) beschriebenen Karsterscheinungen aus dem Elbinghäuser Komplex (Harz) als Emersionsflächen an oberdevonischen Kalksteinen vor der Kulm-Transgression angesprochen worden. EICHENBERG & SCHNEIDER (1962*) berichten, daß die am Iberg/Winterberg (Harz) vorkommenden Unterkarbonkalksteine ebenfalls auf einer verkarsteten Riffoberfläche sedimentiert wurden. Gleiche Beobachtungen vermittelte MOHR (1962*) von Mittel- und Oberdevon-Kalksteinen aus dem Langestal im Oberharz. Wie kritisch jedoch diese vermutlich durch Emersion gebildeten Hohlformen an einer fossilen Riffoberfläche zu werten sind, wird von FRANKE (1971, 1974) eingehend beschrieben.

Von älteren Autoren (EICHENBERG 1950*, EICHENBERG & SCHNEIDER 1962*, KREBS 1964*, 1966* u. a.) sind Hohlräume, von der Oberfläche eines Riffs ausgehend, als Belege für eine oberdevonische bis frühunterkarbonische Emersion und eine damit verbundene Karstbildung angesprochen worden. Karstähnliche Hohlräume wie Taschen und Spalten mit ihren unregelmäßigen Seitenflächen sind aber nicht zwingend terrestrisch entstanden. Ebenso sind Schichtlücken kein Hinweis für Emersion, die den genannten Autoren ein Hauptargument dafür waren. Resedimentierte Conodonten dürfen nicht immer von einer mechanischen oder chemischen Verwitterung hergeleitet werden, die wegen ihrer Resistenz erhalten geblieben sind, sondern können auch ohne jegliches Bindemittel in einem unverfestigten, geringmächtigen Sediment über geologische Zeiträume hinweg in strömungsfreien flachen, nischenartigen Hohlformen gelagert haben. Von dort aus können sie später bei andersartigen ökologischen Verhältnissen mit autochthonen jüngeren Faunen auf sekundärer Lagerstätte erneut sedimentiert werden (FRANKE 1974: 100). Weiterhin erwähnt FRANKE (1974: 102), daß die Morphologie der Taschen an den von ihm untersuchten Riffoberflächen nicht die für den Karst typischen Formen zeigt. Ebenso sind die Begrenzungsflächen der Spalten ohne eindeutige Merkmale der sonst für Karst typischen Formen, damit also nicht relevant für subaerische Entstehung. Weiterhin sind die ein Trockenfallen anzeigenden Sedimente wie grober Verwitterungsschutt, subaerische Rotsedimente, Transgressionskonglomerate und andere nicht vorhanden. Die reiche Fossilführung am Iberg/Winterberger Riff belegt vollmarine Sedimentationsbedingungen. FRANKE (1974: 102) kommt für das Gebiet zu dem Schluß, daß rein kinematische Vorgänge Ursachen für die Spaltenbildung waren. Dabei stellt sich natürlich die Frage, ob am Top des Briloner Riffs (BÄR 1968) und dem Erdbach-Langenaubacher Riff (KREBS 1963*, 1966*) überhaupt eine Emersion stattfand oder

ob Beobachtungslücken diese vortäuschen. Hier könnte eine genauere biostratigraphische Untersuchung auch dort vorhandener Spaltenfüllungen eine Auskunft darüber geben, ob die marine Sedimentation wirklich unterbrochen war. Conodontenfunde in den Spalten des Briloner Riffs widerlegen dort eine Unterbrechung der Meeresbedeckung (s. S. 372).

JUX & STRAUCH (1965*) berichten über die Entstehung von Schillen (*hians-Schille*) in Bergisch Gladbach, die paläogeographisch im sublitoralen Bereich in Hohlformen abgelagert wurden. Die Hohlformen sind nach ihnen durch Kalksteinlösung sowohl unter subaerischen als auch unter submarinen Bedingungen entstanden. Die nachfolgenden Möglichkeiten für eine Spaltenbildung beruhen hauptsächlich auf der Einwirkung endogener Kräfte auf die Gesteine, wobei eine Vielzahl von Möglichkeiten in Betracht kommt. Zu achten ist hierbei besonders auf eine Kombination von zuerst endogenen Kräften (z.B. Erdbeben) und der möglicherweise nachfolgenden Einwirkung von exogenen Kräften (z. B. subaquatische chemische Verwitterung) auf die Gesteine.

Erdbeben (Seebeben) sind eine der Hauptursachen für die Spaltenbildung, wobei zahlreiche Gegenwartsbeobachtungen es ermöglichen, Genese und Verfüllung zu erklären. Nach GUTENBERG (1929*) werden in der Regel jährlich bis zu 150 000 Beben weltweit registriert, die unterschiedlich stark sind. Davon haben ca. 6 200 eine Stärke, die nachweisliche Spuren in den Sedimenten und Vulkaniten hinterlassen.

Diese seismischen Bodenunruhen können sowohl im terrestrischen wie submarinen Bereich zum Öffnen von Spalten führen. Nach SIEBERG (1923*) können bei schweren Beben sehr tiefreichende Spalten entstehen. Vielfach bilden sich jedoch keine klaffenden Risse mit vertikalen oder horizontalen Versatzbeträgen, sondern Spalten mit niedrigen Dimensionen, die meist den vorgegebenen tektonischen Trennflächen folgen (Weitung von Klüften u. a.).

Die Literatur über die Auswirkungen großer Erdbeben ist sehr umfangreich. Hier sind lediglich die Berichte von Interesse, in denen über Spalten und deren unmittelbar darauffolgender Verfüllung berichtet wurde. OLDHAM (1872*, 1897*) beschrieb die Auswirkungen eines Bebens von Cachar (Indien) von 1869, wo in „zähen“ Tönen entstandene Spalten unmittelbar anschließend von liegenden, unverfestigten, wasserhaltigen Sanden von unten verfüllt wurden. Das Aufsteigen von Sand und Wasser in Erdbebenspalten kann so energiereich sein, daß es eruptionsartig erfolgt, wie GOODFELLOW (1887*) bei dem Sonora-Erdbeben (Mexiko) und andere Autoren bei Beben, die sich 1848 und 1855 auf der Südsinsel Neuseelands ereigneten, beobachten konnten. Weitere Berichte über derartige Spalten und ihre Verfüllung lieferten DILLER (1889*), GRABAU (1900*), JENKINS (1925 a*, 1925 b*), WILLIAMS (1927*), PAMIR & KETIN (1940*), LEUCHS (1940*), KURDJUKOW (1951*), LJACHOVITSCH (1953*), REIMNITZ & MARSHALL (1965*). Alle diese Abhandlungen beinhalten, daß bei seismischer Bodenunruhe hauptsächlich in sich noch im frühdiagenetischen Zustand befindenden Sedimenten, vor allem in Peliten (Carbonate s. S. 323), Spalten aufreißen. Sie haben bereits beträchtliche Teile ihres Kompaktionswassers abgegeben, können also bei Erschütterung nicht mehr thixotrop reagieren. Sande und Tone, die spaltenbildende Sedimente überlagern, dringen gravitativ von oben nach unten in die Spalten ein, was meist in einem einmaligen Vorgang erfolgt. Unterlagern wasserhaltige Sande und schluffige Tone den von plötzlich entstandenen Spalten durchzogenen geologischen Körper, so können sie bei günstigen Voraussetzungen in einem einmaligen Vorgang von

unten nach oben eindringen. Hierbei spielt die durch das plötzliche Aufreißen entstehende Sogwirkung eine ausschlaggebende Rolle.

Nach PARKER (1933*) ist bei Eindringen des Verfüllungsmaterials von unten nicht nur der hydrostatische Druck, sondern auch der Kompaktionsdruck der hangenden Schichten verantwortlich, da er meist mit Entwässerung verknüpft ist. In seiner Arbeit „Gangspaltenbildung als Bebenursachen?“ hebt SCHENK (1956*) die Vakuumbildung der plötzlich aufreißen Spalten hervor, die dadurch Sedimente ansaugen können. STRAUCH (1966*) beschreibt zahlreiche Sandsteingänge aus dem Gebiet der Halbinsel Tjörnes (Nordisland). Nach ihm bestehen keine Zweifel, daß Erdbeben die auslösende Faktor für die Spaltenbildung war. Außerdem macht er wahrscheinlich, daß das Schema des Spaltenverlaufs (s. S. 325) den vorgegebenen Klüften und Störungen im geologischen Körper folgt. Ferner wurde von ihm beschrieben, daß die Verfüllung sowohl von unten als auch von oben erfolgte. Nicht nur Wasser in Form von freigesetztem Kompaktionswasser, sondern auch Dampf (WALTON & O'SULLIVAN & O'SULLIVAN 1950*), Erdgas (KUGLER 1938*) und Erdöl (ELDRIDGE 1901*, 1906*) sind als mobile Träger der in Spalten aufsteigenden Sedimente bekannt.

Über das mechanische Verhalten von klastischen, unverfestigten Schichten äußern sich besonders BOSWELL (1948*), DUNNINGTON (1945*) sowie WATERSTONE (1950*). Danach reagieren Sande und schluffige Tone elastischer als die hangenden oder liegenden Pelite, da durch die Kornform (Kugel), das gespeicherte Porenwasser und die darin gelösten Stoffe eine Verfestigung erst später erfolgt. Ferner sind gegenüber Tonen die Adhäsionskräfte kleiner, so daß bei ruckartiger Erschütterung Plastizität bis Fließen möglich wird. Dagegen zeigen wenig kompaktierte tonreiche Körper mehr thixotropes Verhalten als Voraussetzung zur Verfüllung von Spalten. Dazu äußern sich besonders DUNNINGTON (1945*), BOSWELL (1948*) und WATERSTONE (1950*). Bereits DANA (1841*) führt als Ursache für die von ihm beschriebenen fossilen Sedimentgänge Erdbeben an. CROSS (1894*) beschreibt „intrusive“ Sandsteingänge in Graniten, die rasch in einem einmaligen Vorgang bei seismischen Bewegungen entstanden sind. Aus den erdbebenreichen Zonen der Staaten Tennessee und Kentucky erwähnt GLENN (1904*) Spaltenbildung, die im Eozän begann. Erdbebenspalten in Terrassensedimenten im Staate Washington sind nach JENKINS (1925 a*, 1925 b*) nachträglich von oben durch Wassertransport verfüllt worden. Spaltenverfüllungen gleicher Art, jedoch von immenser vertikaler und lateraler Erstreckung, beschreibt ZEIL (1958*) aus der Magellanes-Geosynklinale der Anden, die zumindest bei einem Großbeben entstanden sein müssen.

Im Rheinischen Schiefergebirge sind Sedimentgänge, die auf Erdbeben zurückgeführt werden, sowohl aus klastischen als auch karbonatischen Sedimenten beschrieben worden.

Gemessen an der intensiven geologischen Bearbeitung der variscischen Geosynklinale sind derartige Spalten nur selten beobachtet und beschrieben worden. Im Rheinischen Schiefergebirge sind Mitteilungen vorwiegend aus klastischen Sedimenten bekannt. So werden von JANKOWSKY (1955*: 68) Grauwackengänge aus den Siegerner Schichten von Unkel und durch BÜTTNER (1969) Sandsteingänge aus dem Siegerner Sattel und aus dem Eder-Lahn-Gebiet beschrieben. LAMBRECHT & THOREZ (1966*) berichten über Spaltenbildung und ihre Verfüllung aus den Schichten des Namurs von Belgien.

Grauwackengänge und mit Grauwackenmaterial gefüllte Fiederspalten erwähnt LEUTERITZ (1968 a) aus den unterkarbonischen Tonstein-Grauwacken-Wechselfolgen der Dill-Mulde. Sedimentgänge im Zusammenhang mit tektonischem Schichtfließen werden ausführlich und, an zahlreichen Beispielen erläutert, von PLESSMANN & SPAETH (1971) abgehandelt. Ihre Beschreibungen stammen aus den klastischen devonischen Abfolgen der Blattgebiete 5015 Erndtebrück, 5016 Laasphe, 4916 Berleburg und 4516 Warstein. Nach ihnen ist Erdbeben-tätigkeit die plausibelste Erklärung zur Entstehung der Spalten. Hierbei stand nicht die Deutung der Genese der Spalten im Vordergrund, sondern vielmehr die „Klärung der Zusammenhänge zwischen Verformung der Gänge und der tektonischen Beanspruchung“, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, da sich ihre Ergebnisse nicht zwangsläufig auf die Spaltenentwicklung in karbonatischen Gesteinen übertragen lassen. Doch ist erwähnenswert, daß PLESSMANN & SPAETH (1971) wie LAMBRECHT & THOREZ (1966*: 1 557) davon ausgehen, daß in mehr oder weniger horizontal lagernden Schichten die überwiegende Anzahl der Sedimentgänge nahezu senkrecht zu den Schichtflächen angelegt sind. Das würde also bedeuten, daß in gefalteten Gebieten, wo ss-Flächen nicht eindeutig auszumachen sind, aber Sedimentgänge vorkommen, durch Transformation der Meßwerte die Faltung ausgeglättet werden kann (LEUTERITZ 1968 a). Die gangförmigen Körper können auffiedern und ebenso Lagergänge parallel zu den ss-Flächen miteinschließen, so daß, wie schon WENDT (1971*) hervorhob, Querspalten (Spalten zwischen ac- und bc-Richtungen) und ss-Spalten meist gleichzeitig entstehen und somit immer im Zusammenhang zu sehen sind. Die klastischen Gänge im Rheinischen Schiefergebirge haben eine Dicke, die im Millimeter- bis Meterbereich liegt. Die vertikale und horizontale Erstreckung umfaßt den Meter- bis Hektometerbereich (nach PLESSMANN & SPAETH 1971: 138 im Streichen vereinzelt über mehrere Kilometer zu verfolgen). Die Begrenzung zum Nachbargestein ist vorwiegend scharf und ebenflächig (im Gegensatz zu den Carbonatgesteinen). Enthielten die aufgerissenen Sedimente noch genügend Porenwasser, so zeigen die gröberkörnigen Sedimentgänge eine wellblechähnliche „Fältelung“ an den Seitenwänden, die durch Abgabe von Kompaktionswasser entsteht. Dabei lassen die Amplituden Rückschlüsse auf den Setzungsbetrag des Trägergesteins zu (LEUTERITZ 1968 a: 133).

Nach WENDT (1971*: 135) ist es nicht notwendig, tektonische Spaltenbildung (HLAUSCHEK 1922*; GANSS 1938*; WENDT 1963*, 1965*, 1969 a*, 1969 b*; WIEDENMAYER 1964*; HOUŠA 1965*; SIGAL & TRUILLET 1967*; SCHLAGER 1969*) von der Spaltenbildung durch Erdbeben abzutrennen, da 90 % der Erdbeben tektonische Beben sind. Diesen aus Dislokationsbeben genannten tektonisch-seismischen Ereignissen stehen lediglich 7 % Ausbruchs- und sonstige vulkanische Beben und nur 3 % Einsturzbeben gegenüber.

Wie WENDT (1971*) wiesen schon STRAUCH (1963*, 1966*) und KREBS (1968*) darauf hin, daß vulkanische Tätigkeit selten zu spaltenbildenden Erdbeben führt, ebenso bleiben Relaisbeben und damit Spaltenbildung in entfernteren Gebieten aus.

Besonders reellhomogene geologische Körper ab einer bestimmten flächenhaften Ausdehnung, größeren Mächtigkeit und fortgeschrittenen Diagenese (nach Frühdiagenese) können unter bestimmten Voraussetzungen zur Rißbildung neigen. Hierbei interessieren besonders Carbonatgesteine und davon Carbonatplattformen, die zumindest die zuvor genannten Eigenschaften besitzen. Diese Voraus-

setzungen erfüllen starre Riffkörper auf „plastischem“ Untergrund bei gleichzeitiger Setzungstendenz. Dabei kommt es zur sogenannten ororogenen Dehnungs-tektonik.

Schon RUTTEN (1958*) schloß aus Detailuntersuchungen an gotländischen Riffen, daß die dort vorkommende Rißbildung durch Setzung starrer Riffkörper auf nachgebenden Untergrund zurückzuführen sei. Für den alpinen Bereich kam FABRICIUS (1962*) bei Untersuchungen an Rhät-Riffen der Nördlichen Kalkalpen zu gleichen Vorstellungen, denen sich WENDT (1971*) anschloß. In paläozoischen Carbonatgesteinen nimmt FRANKE (1971 b, 1974: 102) zur Genese von Rissen und Spalten Stellung und folgert für das tiefobere Devonische Iberg/Winterberg-Riff ungleichmäßige Setzung der Riffunterlage, epirogene Bewegungen und seismische Ereignisse als Ursache für deren Entstehung.

Kalklösung unter submarinen Bedingungen verläuft physikochemisch ähnlich wie die Kalklösung unter subaerischen Bedingungen (vgl. S. 315). Läßt man zunächst einmal Licht- und Temperatureinflüsse außer acht, so ist für die Kalklösung die Konzentration der Ionen Ca^{2+} , HCO_3^- und CO_3^{2-} sowie CO_2 relevant. Funktionssteuernd und durch die Ionenkonzentration bestimmt ist der pH-Wert. Ist die Wirkung von Fremdionen klein, so ist der Sättigungsgrad im Meerwasser durch die Konzentration des Calciums und des Hydrogencarbonats bestimmt. Wird das Löslichkeitsprodukt der Ionenkonzentration $\text{Ca}^{2+} \times \text{CO}_3^{2-}$ unterschritten, ist die Löslichkeit von Kalk möglich und damit eine Weitung der Spalten. Bei Temperaturerniedrigung wird dieser Vorgang beschleunigt. Dieser Fall kann eintreten, wenn durch schwache Meeresströmungen kühleres und untersättigtes Wasser in diesen Kreislauf eindringt. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die spezielle Exposition einer Fuge. Diese Fugen sind, ausgehend vom Meeresboden, durch ihre vertikale und horizontale Ausrichtung weitgehend von der Zirkulation des Meerwassers ausgenommen. Es konnte sich also dort eine andere Mikrofazies bilden, so daß abweichende pH-Werte, die das Löslichkeitsprodukt veränderten, die Folge waren. Analog zur rezenten Sedimentation ist in den Fugen und Rissen mit einer verstärkten bakteriellen Aktivität zu rechnen, die eine Erniedrigung des pH-Wertes zur Folge hatte. Somit konnte CaCO_3 verstärkt gelöst werden, auch wenn in unmittelbarer Nachbarschaft am Meeresboden Kalk ausgefällt wurde. Theoretisch kann dadurch die Spaltenerweiterung so lange anhalten, wie ein pH-Wert-Gefälle zwischen dem Meerwasser innerhalb und außerhalb der Spalte besteht. Ab einer bestimmten Dimension ist mit verstärktem Wasseraustausch zum kalkfällenden Milieu zu rechnen, so daß keine chemisch bedingte Spaltenweiterung mehr erfolgen kann, da der Bereich mit Sonderfazies nicht mehr besteht. Wie LEUTERITZ et al. (1972) nachwiesen, können solche Bereiche sehr klein sein (< 1 cm) und durch NH_4 -Bildung beim Zersatz organischer Substanz entstehen. Dort ist sogar die Ausfällung carbonathaltigen Hydroxylapatits möglich.

3. Spalten im Warsteiner Raum

Schon im vorigen Jahrhundert waren es zunächst die besonders auffälligen Makrospalten im Warsteiner Massenkalk, die, mit buntgefärbten Kreide-Sedimenten verfüllt, Beachtung fanden. Später rückten Spalten kleinerer Dimensionen in den Vordergrund, da sie auf die eingangs erwähnten Fragestellungen Antwort versprochen. So beschrieben SCHMIDT (1922: 283) und SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 62 u. 63) vom Kalvarienberg bei Kallenhardt eine Spaltenfüllung mit Dasberg-Alter aus den Kalksteinen der Hemberg-Stufe. Die gleiche Spalte untersuch-

ten PLESSMANN & SPAETH (1971: 157), um Fragen über die Richtung im Zusammenhang mit dem Schichtfließen zu klären. Auf Spalten im Massenkalk wurde durch KREBS (1968*, 1969*) aufmerksam gemacht, während sich UFFENORDE (1976, 1977 a) vorwiegend mit den Spalten im oberdevonischen Cephalopodenkalkstein zur Klärung paläogeographischer und sedimentologischer Fragen beschäftigte. Danach gehen CLAUSEN 1979, CLAUSEN et al. (1978, 1982), CLAUSEN & LEUTERITZ (1984), CLAUSEN & HATTON & STADLER (1985) und CLAUSEN (im Druck) auf bestimmte Details zur Hohlraumbildung, deren Alter und der Verfüllung ein.

Bei der Kippung auf „plastischen Untergrund“ entstanden Haarrisse, Fugen und klaffende Spalten sowie antithetische, treppenartige Staffelbrüche und Flexuren, die den Warsteiner Carbonatkomplex in Teilschollen zerlegten. Durch die unterschiedliche bathymetrische Lage der Schollen kam es ab der Wende Mittel-/Oberdevon bis zum Beginn des Unterkarbons II zu einer unterschiedlichen Faziesentwicklung mit einer eigenen geologischen Geschichte (CLAUSEN et al. 1982, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die entstandenen Trennfugen, die den später angelegten tektonischen Flächen zugeordnet werden können, wurden unter bestimmten submarinen Bedingungen geweitet. Dies erfolgte vorwiegend durch Kalklösung unter Wasserbedeckung, also submarin, deren Bedingungen der subaerischen Kalklösung (Karstbildung) ähnlich sind. Daß WENDT (1971*) neben der mechanischen der chemischen Erweiterung von marinen Hohlräumen nur eine untergeordnete Bedeutung zuspricht, mag für den alpin-mediterranen Raum zutreffen, nicht aber für das Untersuchungsgebiet. Vererzungen belegen, daß auf sehr tiefreichenden Trennfugen (im Massenkalk mehrere 100 m) hydrothermale, aggressive Lösungen aufstiegen, die den Kalkstein lösten (endogene Kalklösung).

Zu der exogenen Kalklösung sind solche Faktoren zu rechnen, welche am Meeresboden neben der Kalkausscheidung gleichzeitig eine Kalklösung ermöglichen. Daß an rezenten Riffen auch bei Kalkübersättigung des Meerwassers in tropischen Gebieten eine Lösung von CaCO_3 möglich ist, wurde schon erwähnt.

3.1. Entstehung von Spalten auf der Warsteiner Carbonatplattform

3.1.1. Spaltenbildung vor der asturischen Gebirgsbildung

Der Spaltenbildung liegen verschiedene Ursachen zugrunde, die, abgesehen von der Spaltenerweiterung, im kinematischen Bereich zu suchen sind. Nicht die vororogene Einengungstektonik, wie sie TRUILLET (1968*) für Horizontalspalten (Spalten // ss-Flächen) folgert, oder horizontaler „Streiß“, den HAST (1967*) für derartige Hohlräume annimmt, sondern vielmehr die vororogene Dehnungstektonik ist eine der Hauptursachen. Die dabei entstehenden Trennfugen sind keine tektonischen Risse, sondern sie bildeten sich unter submarinen synsedimentären Bedingungen. KREBS (1968*) hat die vororogene Dehnungstektonik auf das Rheinische Schiefergebirge übertragen und versteht darunter eine Bruch- und Spaltentektonik auf sich setzendem Untergrund, die gelegentlich mehrphasig verlaufen kann.

Durch unterschiedliche Hebungs- und Senkungstendenzen, unterschiedliche Setzungen, Seebeben sowie epigene Bewegungen wird dieser Vorgang überlagert und verstärkt. Hierbei ist nochmals hervorzuheben, daß diese Erscheinungen vor der asturischen Gebirgsbildung auftraten und nicht mit ihr in genetischem Zusammenhang stehen. Weiterhin ist zu betonen, daß es sich bei diesen Rissen,

Fugen und Spalten nicht um Karstbildungen im engeren Sinne handelt (CLAUSEN et al. 1978, 1982).

Der externe Schelf, der bevorzugte Stellen für Riffwachstum lieferte, und der Übergangsbereich Schelf/Becken zerbrachen in Einzelschollen. Dieser Übergangsbereich verlagerte sich allmählich nach Nordwesten. Damit veränderte sich auch die paläogeographische Situation. Für das Warsteiner Riff kommt noch hinzu, daß es analog dem Attendorfer und Balver Riff (KREBS 1971*) durch eine Kippscholle vorgeprägt ist. Diese ist von synsedimentären Brüchen, die eine Neigung nach Nordwesten und Heraushebung im Südosten dokumentieren, begleitet. Von ihnen ist die Warsteiner Südrandstörung (CLAUSEN et al. 1982, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) die bedeutendste. Die Warsteiner Carbonatplattform war somit nicht nur der vororogenen Dehnungstektonik, sondern auch noch einer Kippung ausgesetzt.

Gebankte Kalksteine aus dem Hinterriffbereich, wie sie im Scharfenberger Sattel aufgefunden wurden, sind nach paläogeographischen Vergleichen zur Bildung von kinematisch entstandenen Rissen, Fugen und Spalten besonders geeignet (WENDT 1971*). Im Massenkalk der Warsteiner Carbonatplattform, der vorwiegend in Schwelm-Fazies ausgebildet ist, wurden Trennflächen durch submarine Kalklösung zu Hohlräumen geweitet.

In dem hangenden Cephalopodenkalkstein sind Spalten seltener und nach den Beobachtungen in Breite, Eindringtiefe und Längserstreckung wesentlich niedriger dimensioniert. Diese Carbonatgesteine, die von der Adorf- bis zur Wocklum-Stufe reichen, bestehen aus Folgen von Kalkknoten- und Kalkknollentonsteinen (Adorf-Stufe) sowie Knollen- und Flaserkalksteinen (Nehden- bis Wocklum-Stufe), die mit geringermächtigen, geschieferten Ton- und Schluffsteinen wechsellagern.

Beobachtungen, daß in Folgen aus kompetenten und inkompetenten Schichten, wie sie hier im Hangenden des Massenkalks vorkommen, wesentlich weniger Spalten vorkommen, beschrieben besonders COLACICCHI (1958*) und ANDRIEUX (1967*). Die Ursache dafür liegt im unterschiedlichen Verhalten von kompetenten und inkompetenten Gesteinen bei gleicher Beanspruchung, so daß die Spalten nur kleinere Dimensionen erreichen. Ferner ist die paläogeographische Situation in Schwellenlage sowie die bathymetrische Situation eine andere in Beziehung zum liegenden Massenkalk. So sind im Untersuchungsgebiet Spalten in einigen Gebieten bevorzugt anzutreffen, die sich in Tiefschwellenbereichen (heute Sattelstrukturen) auf der Hochscholle der Ostfazies befinden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 105).

Die Spaltenbildung in den Cephalopodenkalksteinen ist, bedingt durch die Aufschlußsituation, nur an wenigen Stellen gut zu beobachten, doch gut genug, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu den Spaltensystemen im Massenkalk zu erkennen. Das Fehlen einer Fältelung auf den Seitenflächen der meist mergeligen Spaltenfüllungen belegt, daß das Trägergestein zur Zeit der Spaltenentstehung zu stark kompaktiert war, um noch nachweisbare Setzungsmerkmale zu zeigen. Auch diese Spalten bevorzugten bestimmte Streichrichtungen, die denen der späteren asturischen Faltung entsprechen. Die geringe Anlösung der Spaltenflächen läßt im Cephalopodenkalkstein den Schluß zu, daß seismische Ursachen direkt zur klaffenden Mikro- und Megaspalte führten. Die meist „glatten“ Spaltenwände weisen weiter darauf hin, daß die chemische und mechanische Überprägung im Gegensatz zu den Massenkalk-Hohlformen unbedeutend bis klein ist. Es bestehen vermutlich Zusammenhänge zwischen den Rutschungen, die zur Bil-

dung der Schlagwasserbreccie und den Spaltenfüllungen führten. Auffällig ist, daß eine der Hauptverschiebungen zu einem Zeitpunkt auftrat, als in den Cephalopodenkalksteinen der Nehden- und Hemberg-Stufe Spaltenbildung und nachfolgende Verfüllung kulminierten. Diese im Warsteiner Raum sehr wichtige Zeitmarke fällt außerdem im Rheinischen Schiefergebirge mit einem Maximum epirogener Bewegungen, die zur gehäuften Entstehung intraformationaler Kalkkonglomerate führten (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968 a, 1968 b, CLAUSEN 1973), zusammen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im Massenkalk bevorzugt die vororogene Dehnungstektonik und in den hangenden Cephalopodenkalksteinen seismische Ereignisse die Hauptursache für die Spaltenentstehung waren. Weiterhin dürften unterschiedliche Setzungen und submarine Rutschungen eine Rolle gespielt haben. Die resultierenden Spalten sind keine tektonischen Trennfugen. Die Spaltenbildung und -verfüllung geschah submarin.

Die Arnsberger Schichten, die mit einer Mächtigkeit von 1 000 bis 2 000 m Sedimentanhäufung die Warsteiner Carbonatplattform überdeckten, zeigen nur wenig Neigung zur Spaltenbildung. Im Untersuchungsgebiet selbst, auf den Blattgebieten 4515 Hirschberg und 4516 Warstein, wurden keine entsprechenden Hohlraumverfüllungen beobachtet. Lediglich aus der Nachbarschaft des Blattgebiets 4514 Möhnensee beschrieben PLESSMANN & SPAETH (1971: 157) kleine Grauwackengänge in Tonsteinen: „Einige kleine Grauwacken-Gänge zweigen nach oben in die Schieferlagen ab. Streichende Gänge zeigen die übliche Kipprichtung.“

Zur Zeit der asturischen Orogenese im Oberkarbon wurden die paläozoischen Gesteine intensiv gefaltet und mit der einhergehenden Schieferung und Klüftung von Trennflächen durchsetzt. Ebenso wurden die Spaltensedimente überprägt und besonders die im Massenkalk in der Nähe der Südrandstörung befindlichen Spalten tektonisch verformt. Die nunmehr entstandenen neuen, aber jetzt tektonischen Trennflächen bildeten die Ansatzpunkte für die nachasturische Spalten- und Hohlraumbildung in den Carbonatgesteinen.

3.1.2. Die Spaltenbildung nach der asturischen Gebirgsbildung

Die an der Wende Westfal/Stefan während der asturischen Gebirgsbildung des Oberkarbons gefalteten Sedimente wurden mit der Faltung einhergehend herausgehoben und mit Rückzug des Meeres Festland. Damit begann die Abtragung, die das Faltengebirge während des Perms und älteren Mesozoikums zu einem Rumpf erniedrigte und einebnete. Terrestrische Bildungen aus dieser Zeit haben sich im Warsteiner Raum nicht nachweisen lassen und sind vermutlich gar nicht erhalten. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Denudation noch vor Beginn der Kreide-Zeit soweit fortgeschritten war, daß mehrere 1 000 m Sediment erodiert wurden und die Warsteiner Carbonatplattform, hochtalähnlich eingeebnet, in die klastischen Folgen des Oberkarbons eingesenkt war.

Damit gelangten die Carbonatgesteine gleichzeitig in den nunmehr karstwirksamen Bereich zwischen Geländeoberfläche und Grundwasserspiegel, also in einen Bereich, wo in einem terrestrischen Milieu echte Verkarstung möglich war mit Bildung von Karstspalten, Kavernen und Schlotten. Dies geschah unter annähernd gleichen chemischen Bedingungen wie bei der submarinen Kalklösung. Allerdings spielt nun die mechanische neben der chemischen Komponente eine mehr oder weniger gleichwertige Rolle zur Weitung der tektonisch vorgegebenen Trennflächen, da kinematische Faktoren die unterirdische Entwässerung weitgehend

steuern und somit die Verkarstung beschleunigen können. Mit der Entstehung des Karstes verbunden war eine Sedimentation in den entstandenen Hohlformen, so daß die im Oberdevon begonnene Verfüllung von Spalten nunmehr unterkretazisch fortgesetzt wurde. Im Apt und Unteralb wurden die Karsthohlräume des Massenkalks zuerst mit terrestrischen Sedimenten verfüllt (CLAUSEN et al. 1978: 582). Möglicherweise, aber im Blattgebiet 4516 Warstein nicht überliefert, sind die Hohlraumbildungen älter, da im Blattgebiet 4517 Alme aufgearbeitete Keuper-Sporen zusammen mit Sporen aus dem Zeitabschnitt des Valendis (tiefste Unterkreide) gefunden wurden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Ab dem Oberalb überflutete das Kreide- Meer den gesamten Warsteiner Raum, so daß die terrigenen Grundwasserverhältnisse in den Karsthohlräumen verändert wurden. Es traten wiederum marine Verhältnisse für die Karstweitung und entsprechende Sedimentverfüllung ein. Die vom Meeresboden ausgehenden und Strömungen zugänglichen Hohlräume wurden mit marinen Sedimenten ganz oder teilweise gefüllt. Infolge der flächenhaften Bedeckung mit Oberkreide-Sedimenten war der weiteren Verkarstung Einhalt geboten; es ist jedoch nicht auszuschließen, daß im Tertiär durch zirkulierende Wässer im Untergrund die Verkarstung anhält.

Mit Beginn des Pleistozäns wurden infolge der Klimaveränderungen der soliflukative Abtrag eingeleitet und die während der Oberkreide und des Tertiärs versiegelten Hohlräume freigelegt, so daß nunmehr Bodenrelikte eingespült wurden: ein Vorgang, der bis heute anhält.

3.2. Dimension, Orientierung und Beschaffenheit von Spalten

Zur Kennzeichnung der in Kapitel 4. beschriebenen Einzelvorkommen ist es notwendig, die Spalten und Karsthohlräume zu klassifizieren. Nach der größten Öffnungsweite quer zum Streichen werden unterschieden:

Mikrospalten	< 0,5 cm	Millimeterbereich
Megaspalten	> 0,5 cm bis 1 m	Zentimeter- bis Dezimeterbereich
Makrospalten	> 1,0 m	Meter- bis Dekameterbereich

Eine Unterteilung nach der Ausdehnung in ihrer Streichrichtung muß unterbleiben, da sich Spalten und Spaltensysteme meist nicht über die Aufschlußgrenzen hinweg verfolgen lassen.

Die Orientierung einer Spalte leitet sich ab von den im Gelände eingemessenen Werten vom Spaltenträger und vom Spaltensystem. Hierzu werden die in der Gefügekunde üblichen Koordinaten a, b, c und die ihnen zugehörigen Symmetrieebenen ab, ac, bc benutzt. Da sich die Beobachtungen vorwiegend auf gefaltete Trägergesteine beziehen, wird die ab-Ebene flankenparallel, das heißt parallel der Schichtfläche (ss) orientiert. Dadurch ist die überwiegende Anzahl der vorkommenden Spalten mit den genannten Symmetrieebenen festgelegt. Sonderfälle sind Querspalten senkrecht zu ab und zwischen ac und bc pendelnd sowie Diagonalspalten, die ac, bc und ab (= ss) schräg schneiden oder auf einer der drei Symmetrieebenen senkrecht stehen können.

Damit ergeben sich Spalten in:

- (1) ac-Richtung orientiert
- (2) bc-Richtung orientiert
- (3) ab-Richtung orientiert (// ss)
- (4) Querspalten (ab, zwischen ac und bc pendelnd)
- (5) Diagonalspalten (ac, bc, ab = ss schräg schneidend oder ac oder bc oder ab)

WENDT (1971*: 136 – 139) sprach lediglich von „Q-Spalten“ (hier den Orientierungen von 1, 2, 4 und 5 entsprechend) und von „S-Spalten“ (hier 3 entsprechend). PLESSMANN & SPAETH (1971) wählten als Bezeichnungen zur Unterscheidung „Streichender Gang“ (= bc), „Quergang“ (= ac) und „Diagonalgang“ (= bc, ac und ab schräg schneidend).

Davon ausgehend, daß bei der vororogenen Dehnungstektonik Hohlräume vom Riß bis zur klaffenden Spalte entstehen konnten, und verglichen mit dem späteren tektonischen Inventar, das während der asturischen Gebirgsbildung entstand, lassen sich direkte Beziehungen untereinander herstellen. Die ersteren folgen in ihren Richtungen weitgehend den späteren, tektonisch entstandenen Trennflächen, so daß eine Unterscheidung zwischen beiden getrennt angelegten, aber übereinstimmenden Richtungen nicht möglich ist.

In ac-Richtung sind vorwiegend Makrospalten (Großspalten) im Massenkalk angelegt, ebenso Mega- und Mikrospalten im Massenkalk und im oberdevonischen Cephalopodenkalkstein. Spalten dieser Richtung haben die größte Eindringtiefe und lassen sich teilweise über den Aufschluß hinaus quer zum Streichen verfolgen (s. Bl. 4516 Warstein, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

In bc-Richtung wurde lediglich eine Makrospalte im Massenkalk aufgefunden, während der überwiegende Anteil als Mega- und Mikrospalten in den Sattelstrukturen der oberdevonischen Cephalopodenkalksteine anzutreffen ist. Ihre vertikale und laterale Erstreckung ist wesentlich geringer als bei den ac-Spalten. In ab-Richtung, also Spalten parallel ss-Flächen, wurden nur Mikro- und Megaspalten im Massenkalk nachgewiesen. Die laterale Erstreckung ist erheblich und geht über die Begrenzung des Aufschlusses hinaus.

Quer- und Diagonalspalten verlaufen meist unregelmäßig sowohl vertikal als auch horizontal und erinnern an die Fiederspalten in klastischen Gesteinen. Sie sind vorwiegend als Mikrospalten ausgebildet und bezüglich ihres Vorkommens auf den Massenkalk beschränkt. Ihre vertikale Eindringtiefe ist durch den unregelmäßigen Verlauf nicht genau auszumachen, jedoch ist eine Eindringtiefe bis an die Basis des Massenkalks nicht unwahrscheinlich.

Die Beschaffenheit der Spaltenwände ist abhängig von der Ausbildung des Trärgesteins. So ist während des Paläozoikums im Massenkalk aufgrund dessen besserer Löslichkeit an den Wänden ein ausgeprägtes Kleinrelief entstanden. Die Überprägung der Ausgangsspalte geht oft soweit, daß deren primäre Anlage nicht mehr zu rekonstruieren ist. Besonders auffällig ist, daß Großspalten submariner oder subaerischer Entstehung Wände besitzen, die an Karsthöhlensysteme erinnern. Die Megaspalten dagegen, die vorwiegend in den Cephalopodenkalksteinen des Oberdevons auftreten, zeigen meist regelmäßig verlaufende Spaltenwände, die mechanisch überhaupt nicht und chemisch nur gering ausgestaltet wurden, wobei hier die Genese eine entscheidende Rolle spielt. Die Spaltenwände der parallel ss verlaufenden Hohlräume sind meist ebenflächig an der Basis und mit einem schwachen Relief am Top versehen, da eine gewisse geochemische Homogenität gleiche Löslichkeit innerhalb einer Bank bedingte. Trotz ihrer oft weitreichenden Erstreckung sind sie mit ihrer Füllung im Gesteinsverband nur schwer zu erkennen, wenn das unterscheidende Farbmerkmal fehlt und eine nachfolgende Gebirgsbildung deren Verlauf verstellt hat. Die geologischen Befunde haben ergeben, daß die Spalten, die die Schichten winklig durchsetzen, gleichzeitig mit denen angelegt worden sind, die schichtparallel verlaufen. Lediglich für die Verfüllung waren die Mechanismen unterschiedlich.

3.3. Verfüllungsmechanismen der Spalten

Es wird allgemein davon ausgegangen, daß für die sedimentäre Verfüllung der Spalten unter submarinen Bedingungen zur Zeit der Spaltenbildung am Meeresboden unverfestigte sowie im frühdiagenetischen Zustand befindliche Sedimente vorhanden waren, so daß die Spalte sofort von oben her verfüllt werden konnte. Doch bereitet diese Vorstellung Schwierigkeiten für eine vor allem vollständige Verfüllung, wenn die Spalten (selbst Mikrospalten) tief das Trägergestein durchsetzen. Selbst wenn man das „Ansaugen“ für die Verfüllung zu Hilfe nimmt (CASTELLARIN 1966*, SCHLAGER 1969*), dürfte das vorhandene Material zur einmaligen Verfüllung nicht ausgereicht haben. Es ist vielmehr davon auszugehen, daß die Spalten mit normalem Sediment verfüllt wurden – jedoch mit höherer Sedimentationsrate bei einer vorhandenen Strömung am Meeresboden. Das bedeutet natürlich nicht, daß in den Spaltensedimenten stets jüngere Fossilien enthalten sind. Nach den vorliegenden Befunden kommen bei einem auf die Subzone genau eingestuften spaltendurchsetzten Gestein ältere, gleichalte und jüngere Mikrofaunen in der Füllmasse vor.

In vielen Fällen erfolgte neben der normalen Sedimentation die Verfüllung durch Suspensionsströme. Das zeigt sich schon auffällig durch petrographische Unterschiede zwischen Trägergestein und Spaltenmaterial.

Es wird vielfach darauf hingewiesen, daß Spalten im marinen Bereich an Schwellen geknüpft sind (WENDT 1969 a*, 1969 b*; UFFENORDE 1976, 1977 a; CLAUSEN, im Druck), auf denen außerdem noch Kondensation oder sogar Schichtlücken auftreten können. Daraus kann gefolgert werden, daß die Spalten zum Meeresboden hin geöffnet blieben, dabei chemisch geweitet wurden und erst nachträglich verfüllt sind. Bei einigen Spaltenfüllungen im Cephalopodenkalkstein läßt sich hierfür nur eine geringe Zeitdauer veranschlagen, die unter der stratigraphischen Reichweite einer Conodontensubzone liegt. Dort sind allerdings primäre Faunenmischungen in der Spalte selbst erfolgt. Aber auch solche Mischungen, die bereits außerhalb der Spalte stattfanden, wurden nachträglich in die Spalte verfüllt.

Da bei Kondensation, Dereption (Entfernung von Sedimenten und Fossilien durch Bodenströmung), Omission und Subsolution (Carbonatlösung im Bereich kühler Meeresströmungen (HEIM 1924*, 1934*; HOLLMANN 1962*, 1968*) Conodontenanreicherungen über mehrere Subzonen hin entstehen können, sind die Mischfaunen in den Spalten leicht verständlich. In den Cephalopodenkalksteinen der Warsteiner Carbonatplattform jedoch sind kontinuierliche Sedimentationsbedingungen vorherrschend, so daß in Spalten bei entsprechender Probenentnahme und Aufbereitung die Faunen in Subzonen getrennt vorliegen können. Das heißt, die Spalte war so langlebig, wie ihre Verfüllung anhielt. Weitere Hinweise für Langlebigkeit von Spalten sind randliche Tapeten von Fasercalcit und sedimentäre Bänderung an den Spaltenwänden, deren Entstehung noch unklar ist (WENDT 1971*: 137). Vorwiegend ac-Spalten in Cephalopodenkalksteinen mit Öffnungsweiten bis zum Meterbereich stellen nicht nur Fallen für Sedimente und Fossilien dar, sondern boten auch besonders angepaßten Organismen Lebensraum. In den Megaspalten wurden dunkelgraue, blaugraue bis blauschwarze bituminöse Kalksteine abgelagert, die neben der normalen sedimentären Conodontenfauna bestimmte Fossilgruppen enthalten (Trilobiten, Crinoiden), welche an die speziellen Lebensbedingungen der Spalte angepaßt waren. Es standen sich also auf engstem Raum eine Normalfauna über dem Meeresboden und eine Spaltenfauna unter dem Meeresboden gegenüber.

Schon WENDT (1971*: 185) beschrieb, daß in speziellen Fällen Spalten- und Normalfauna unterschiedlich ausgebildet sein können. So weicht die von ihm im Sonnwendgebirge aus kondensierten Kalksteinen stammende Ammonitenfauna des Unteren Toarciums erheblich von der aus gleichalten Spaltensedimenten geborgenen Fauna ab. WENDT (1971*) wies dabei nach, daß über Spaltenverbindungen im Zusammenhang stehende andersartige Biotope unterschiedliche Faunen beherbergen. So stehen normalwüchsige Ammonitenfaunen über dem Meeresboden kleinwüchsigen Formen aus den Spalten gegenüber. Diese Verhältnisse aus dem alpinen Jura sind direkt auf den Ostabschnitt der Warsteiner Carbonatplattform übertragbar. Dort steht eine normalwüchsige Cephalopodenfauna einer kleinwüchsigen Trilobiten-Crinoidenfauna gegenüber, also ganz anderen Fossilgruppen, was die Unterschiede der Lebensbedingungen noch unterstreicht.

Die in den Mikro- und Megaspalten oft nicht deutlich auszumachende Schichtung wird in den Makrospaltenfüllungen sichtbar, besonders dann, wenn marine Sedimente darin abgelagert wurden. So sind die Basisschichten bei nicht zu steiler Hanglage wandparallel angelagert – wie zum Beispiel bei den Spaltenfüllungen aus Schlagwasserbreccie, die als Rutschmasse in die Spalten eindrang, ein Vorgang, der sich in einer Spalte gelegentlich mehrfach wiederholen konnte. Vermutlich ebenso schnell sind die Verfüllungen mit Sedimenten der Oberkreide erfolgt, als die Spalten und Hohlräume vor der Transgression des Kreide-Meeres freigelegt waren. Zuerst wurden fluviatil-terrestrische Sedimente angeliefert, die sich durch besondere Anlagerungsgefüge an den Spaltenwänden von den marinen Sedimenten unterscheiden können. Letztere sind meist horizontal liegende, verfestigte oder unverfestigte, häufig gradierte, buntgefärbte Ablagerungen, die die normale Mächtigkeit der am Meeresboden sedimentierten Schichten um ein Vielfaches übersteigen können. Ab dem Pleistozän nahmen die abermals freigelegten und erweiterten Spalten durch Abschwemmung und Verstärkung vor allem mit verschiedenartigen Gesteinsbröckchen angereicherte „Lehme“ auf. Diese jüngste Spaltenverfüllung wird weitgehend durch klimatische Einflüsse gesteuert und dauert auch heute noch an. Mikro- und Megaspalten sind vorwiegend in ab-Richtung, also schichtflächenparallel, ausgerichtet. Bestimmte Strömungsverhältnisse waren Voraussetzung dafür, daß Sediment und Mikrofossilien von einem zum Meeresboden hin geöffneten Einfüllpunkt aus weit in das Trägergestein verfrachtet werden konnten. Die ab-Spalten besitzen meist eine oder mehrere Verbindungen zu den übrigen mehr oder weniger vertikal verlaufenden Spalten und bilden somit ein System, das weit verzweigt sein kann. Ein Ausstreichen durch Kalklösung geweiteter Schichtfugen zum Meeresboden hin ist möglich, wie WENDT (1971*) eindrucksvoll belegte.

Die ausgeprägte Feinschichtung und Bänderung der vorwiegend mikritischen Kalksteine in den ab-Spalten läßt auf eine langsame Verfüllung schließen, ohne daß es dabei zu nachweisbaren Sedimentationsunterbrechungen kam. Selbst Conodontenmischfaunen widersprechen dem nicht, wenn man bedenkt, daß in wenigen Zentimetern Sedimentmächtigkeit mehrere Conodontensubzonen enthalten sein können, die möglicherweise nur im Millimeterbereich abgelagert sind und durch die Probenaufbereitung vermischt werden. Außerdem sind, wie am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform, Conodontenmischfaunen durch tektonische Beanspruchung der ab-Spalten möglich, die bei der starken Durchbewegung des Massenkalks überprägt wurden.

4. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen

4.1. Vorbemerkungen

Lange bevor die Warsteiner Carbonatplattform zum Warsteiner Sattel und zu kleineren tektonischen Strukturen durch die asturische Orogenese geprägt war, kam es in den Carbonatgesteinen zu Hohlraumbildungen. Das Zusammenwirken von vororogener Dehnungstektonik als Hauptursache sowie von Vertikalbewegungen, seismischen Ereignissen, Rutschungen und Setzungen schuf ein Netz von nichttektonischen, präorogenen Trennflächen, die durch submarine Weitung (nicht Verkarstung) zu verschiedenartigen Hohlräumen führten. Diese konnten dann submarin mit Sedimenten des Oberdevons und Unterkarbons gefüllt werden. Die Deformation der Gesteine während der asturischen Orogenese an der Wende Westfal/Stefan schuf Schieferung, Klüftung und Störungen, die seit dem Mesozoikum unter subaerischen Bedingungen die Ansatzpunkte für die heute sichtbare weit- und tiefreichende Verkarstung darstellten.

Da submarine und subaerische Hohlformen weitgehend korrespondieren, erscheint es angebracht, die Beschreibung der Einzelvorkommen nach dem Trägergestein und nicht nach dem Alter der Füllsedimente durchzuführen.

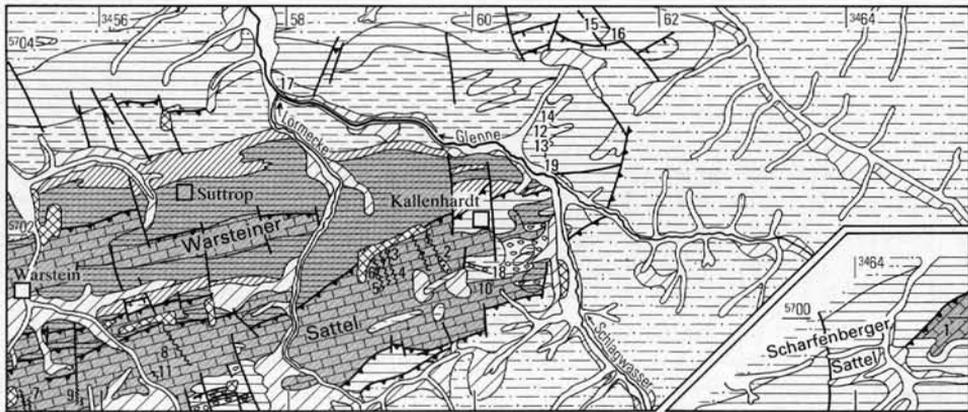


Abb. 2 Geologische Übersicht der wichtigsten Vorkommen von sedimentgefüllten Spalten in Carbonatgesteinen im Blattgebiet 4516 Warstein

Fig. 2 Geological general map of the most important occurrences of sediment-bearing dykes in carbonates in sheet 4516 Warstein

4.2. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Massenkalk

4.2.1. Steinbruch am Hessenkamp

(R 64 950, H 00 000; Aufschluß 1 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Dorp- und Schwelm-Fazies (erbohrt)

Alter des Trägergesteins: Givet- bis Adorf-Stufe ($dol\alpha$)

Spaltenart: Makro-, Mega- und Mikrospalten (Taf. 1: Fig. 1)

Füllung: Makrospalte mit Schlagwasserbreccie und Cephalopodenkalkstein, Megaspalte mit Cephalopodenkalkstein, Mikrospalten mit Typ Cephalopodenkalkstein und Typ Massenkalk ohne authigene Quarze

Alter der Füllung: siehe Tabelle 1, S. 332 – 333

Im Massenkalk-Sattel am Hessenkamp werden die Kernschichten, die sowohl in Dorp- als auch in Schwelm-Fazies ausgebildet sind, von kieseligen und inkieselten Gesteinen überlagert, wobei Abschnitte des Massenkalks ebenfalls verkieselte sind. Bei den kieseligen Gesteinen handelt es sich um die in der Normfazies des Unterkarbons ausgebildeten Ablagerungen. Die inkieselten Schichten dürften dem Oberdevon zuzurechnen sein, da sie gleichfalls von den typischen Gesteinen des Unterkarbons überlagert werden. Kleine Reste oberdevonischer Cephalopodenkalksteinvorkommen überlagern, wenn auch geringmächtig, den Massenkalk und belegen die vermutlich ehemals flächenhafte Überdeckung der Kernschichten. Sie wurden teilweise schon während der Sedimentationszeit im Oberdevon und Unterkarbon I submarin erodiert, wie ihr Vorkommen in der Schlagwasserbreccie belegt.

Im aufgelassenen Steinbruch am Hessenkamp gehört der Kalkstein zur Dorp-Fazies und ist als back-reef facies (KREBS 1971*, 1974*; WILSON 1975*; HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979) ausgebildet. Der gesamte aufgeschlossene Massenkalk-Komplex ist von Spalten (Taf. 1: Fig. 1) durchsetzt, wobei lediglich die Makro- und Megaspalte gut im Aufschluß erkennbar sind.

Die Makrospalte, in Streichrichtung angelegt, ist asymmetrisch gebaut, wobei für die Formgebung submarine chemische und ferner mechanische Prozesse die Ursache waren (Taf. 1: Fig. 2). Die nach Süden geneigte Nordwand der Spalte ist von einem flach- bis steilwelligen Relief überzogen und fällt mit $15 - 45^\circ$ nach Süden ein. Die nach Norden geneigte Südwand ist dagegen tektonisch so überprägt, daß nur noch ein generelles Einfallen von $50 - 70^\circ$ nach Norden festzustellen ist. Die Spaltenfüllung besteht im flachen Nordabschnitt aus Schlagwasserbreccie ($dol\alpha$), die hier vorwiegend aus großen, eckigen Massenkalk-Komponenten besteht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 261 – 308), im Südteil dagegen aus gutgerundeten kleineren Cephalopodenkalksteingeröllen, die jünger sind und die *marginifera*-Zone noch mitumfassen. Der Top der Spalte mit einer Öffnungsweite von ca. 20 m wird von geringmächtigen Cephalopodenkalksteinen der *marginifera*-Zone abgedeckt. Das bedeutet, daß die Spalte von der *asymmetricus*- bis zur *marginifera*-Zone geöffnet war und mehrphasig verfüllt wurde. Von der südlichen Spaltenflanke zweigt nach Süden gerichtet eine ss-Spalte (ab-Richtung) ab, deren Liegendes und Hangendes dickbankiger Massenkalk ist. Die horizontal und schichtparallel verlaufende Spalte besitzt einen Anfangsdurchmesser von ca. 1 m, verjüngt sich und keilt nach ca. 10 m aus. Ihre Füllung ist geschichtet und besteht aus einer Wechselfolge von gelbbraun anwitternden Cephalopodenkalksteinen, die mit geringmächtigen, graugrünbraunen, mergeligen Ton- und Schluffsteinen

wechsellagern. Nach einer zahlenmäßig umfangreichen Conodontenfauna umfaßt sie an ihrem Beginn und ihrem Ende die gesamte *marginifera*-Zone und ist im Gegensatz zur vertikal verlaufenden Makrospalte nicht von Mikrospalten durchzogen, die jedoch in ihrem Hangenden und Liegenden auftreten. Die Mikrospalten durchziehen nicht nur den Massenkalk, sondern neben der Makrospalte auch gelegentlich die kleinen Vorkommen von Cephalopodenkalksteinen (Tab. 1). Sowohl im angewitterten als auch im frischen Zustand sind sie ohne optische Hilfe nur schwer auszumachen (Taf. 1: Fig. 3). Sie durchsetzen das Gestein mit unregelmäßigem Verlauf und Abstand, so daß ihre exakte Reichweite nicht zu verfolgen ist.

Der hier am Hessenkamp geringe oder ganz fehlende Farbunterschied zwischen Trärgestein und Spaltenfüllung macht es bei der Probenbearbeitung erforderlich, das entnommene Gestein in den drei Hauptrichtungen zu sägen, um die Anzahl der Spalten zu erkennen und um spaltenfreies Material für die Altersbestimmung des autochthonen Gesteins zu erhalten.

Nach der Zerteilung der Probe ist ein Erkennen relativ einfach, da der Massenkalk im Gegensatz zur Spaltenfüllung authigene Quarze enthält.

Erstaunlich ist die Langlebigkeit der Mikrospalten. Dies ist belegbar durch verschiedene Füllungen in unterschiedlichen Trärgesteinen. Die ältesten sind die Mikrospalten im adorfischen Massenkalk; die zweite Generation durchzieht die ebenfalls adorfische Spaltenfüllung der Makrospalte, während die dritte Generation die Cephalopodenkalksteine durchsetzt. Nach den Fauneninhalten zu urteilen haben jedoch noch Spaltensysteme bestanden, welche die drei unterschiedlichen Gesteinstypen gemeinsam durchziehen. Auffällig, aber sehr selten, sind an chemisch geweiteten Knickstellen von Spalten feinstgebänderte, vertikal verlaufende Kalksedimente (Taf. 1: Fig. 3), die nach WENDT (1971*) ebenfalls, aber noch ungeklärt, vertikal abgelagert wurden. Sie sind ebenso ein Hinweis auf die lange Verfülldauer der Mikrospalten wie dünne Bestege von Fasercalcit. Neben den sedimentologischen Kriterien (wandparallele Feinbänderung, Fasercalcit) gibt es auch fossilbezogene für eine langfristige, kontinuierliche Verfüllung: Zusammenschwemmungen, Fossilanreicherungen ohne nennenswerte Sedimentbeimischung und verschiedenartige Erhaltungszustände (Umkrustungen) von Conodonten. Häufungen und Fehlen bestimmter Gattungen sind nicht festzustellen.

Die Mikrospalten enthalten, wie die Tabelle 1 zeigt, sämtliche Conodontenzonen des Oberdevons und des Unterkarbons bis zur Oberen *crenulata*-Zone (nach VOGES 1959, 1960). Zahlenmäßig sind im Probenbereich (ca. 10 kg), der als geschlossener Block entnommen wurde, Conodontenmaxima für besondere Zonen oder Subzonen nicht zu ermitteln.

Wie in Tafel 1: Figur 1 deutlich wird, unterscheidet sich die lithologische Ausbildung des Massenkalks deutlich. So ist in den oberen Partien im Nordteil des Steinbruchs eine ausgeprägte Bankung vorhanden (Tab. 1: Prof. I), die im gleichalten Südabschnitt (Tab. 1: Prof. III) fehlt. Dort kann die Schichtung in dem massigen Kalkstein lediglich durch Fossilagen erkannt werden. Das Profil II befindet sich innerhalb der Füllung der Makrospalte.

Die Conodonten aus dem Profil I sind vorwiegend Mischfaunen. Lediglich die aus Probe L 1090 von einem massigen Kalkstein an der Basis geborgenen Formen *Polygnathus asymmetricus ovalis* und *Pol. linguiformis* ssp. sind relevant für die stratigraphische Einstufung des Trärgesteins, das demnach hier zur *asymmetricus*-Zone gehört. Sämtliche weiteren Proben (L 1089 – L 1080) zum Hangenden hin

enthalten jüngere Conodontenmischfaunen, die bis zur *Siphonodella-crenulata*-Zone reichen. Wie aus Tabelle 1 hervorgeht, sind trotz einer Probenmenge von ca. 10 kg pro Probe nur wenige Conodontenarten enthalten, außerdem haben sie einen schlechten Erhaltungszustand. Vermutlich sind in diesem Steinbruchabschnitt die Mikrospalten weniger zahlreich. Eine Erklärung wäre die ausgeprägte Bankung, die bei der vororogenen Dehnungstektonik dafür sorgte, daß die spaltenbildenden Kräfte durch „Schichtfließen“ an den sedimentären Trennflächen zum großen Teil eliminiert wurden.

Die Conodonten aus dem Profil III sind bei gleicher Probenmenge (ca. 10 kg) wesentlich zahl- und artenreicher sowie durchweg gut bis sehr gut erhalten. Besonders wichtig ist, daß dort sämtliche Conodontenzonen oberhalb des $dol\alpha$ bis zur *anchoralis*-Zone ($cull\beta/\gamma$) in den Spaltenfüllungen zu belegen sind. Bei dem örtlich geringen Abstand der Profile I und III (Taf. 1: Fig. 1) muß davon ausgegangen werden, daß im gleichalten Trärgestein im Profil III wesentlich mehr Mikrospalten ausgebildet sind als in Profil I.

Auffällig sind die Conodontenmaxima nach Anzahl und Arten in der *marginifera*- und in der *crenulata*-Zone. Die Ursachen dafür dürften in der ursprünglich größeren Mächtigkeit der später ganz oder teilweise resedimentierten Cephalopodenkalksteine zu suchen sein, die sich vermutlich noch im frühdiagenetischen Zustand befanden. Ein Hinweis dafür ist der „saubere“ Zustand der Conodonten, die nur gelegentlich mit Schluffsteinpartikeln behaftet sind. Auf die ehemals vorhandenen Schwellenkalksteine im Kernbereich des Scharfenberger Sattels weisen nur noch wenige kartierfähige Reste, die Spaltenfüllungen und die vermutlich oberdevonisch/unterkarbonischen inkieselten Gesteine hin (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die Conodonten aus dem Profil II, also der Makrospaltenfüllung (Taf. 1: Fig. 1), sind bis auf die Probe L 1104, die in die *asymmetricus*-Zone gehört, ebenfalls Mischfaunen. Das bedeutet, daß die Spaltenfüllung mit Schlagwasserbreccie (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 261 – 308) durch das Vorkommen der Gattung *Siphonodella* in Probe L 1100 und 1101 sowie der Gattung *Bispathodus* in Probe L 1102 ebenfalls von Mikrospalten durchzogen ist.

In den autochthonen Cephalopodenkalksteinen, die am Top des Steinbruchs die Spaltenfüllung diskordant überlagern, wurden keine Mischfaunen festgestellt. Die Sammelprobe L 1108 aus diesem Bereich gehört in den Zeitabschnitt Untere/Obere *marginifera*-Zone, ist also gleichalt wie die schichtparallel verlaufende, von der Makrospalte abzweigende Megaspalte.

Die Einzelproben aus dem Pingenfeld westlich des Steinbruchs entstammen ebenfalls Cephalopodenkalksteinen, die nur gelegentlich Mischfaunen enthalten (Tab. 1: L 1106, L 1107). Die übrigen Proben haben eine stratigraphische Reichweite von der *rhomboidea*- bis zur *marginifera*-Zone. Auffällig ist, daß in der Probe L 1107 trotz einer sehr reichen Fauna Conodonten oberhalb der *velifer*-Zone fehlen. Das ist ein weiterer Hinweis dafür, daß die Spaltenbildung und ihre Verfüllung mehrphasig verliefen.

Besonders auffällig ist der weit über dem Durchschnitt liegende Gehalt an Apatitkügelchen in sämtlichen Proben mit Mischfauna. Apatitkügelchen sind im Massenkalk der back-reef-Fazies nicht selten; sie nehmen zum eigentlichen Riff hin ständig zu. Der hohe Gehalt an Apatitkügelchen in den Conodontenmischfaunen wird darauf zurückgeführt, daß die Mikrospalten zur Zeit ihrer Weitung höhere pH-Werte aufwiesen, als sie für das Meerwasser bei der Kalksedimentation

anzunehmen sind. Die submarinen Mikrospalten stellen somit ökologische Nischen dar, in denen es neben der Carbonatlösung sogar zeitweise zur Ausscheidung von Apatitkügelchen kam (vgl. LEUTERITZ et al. 1972).

4.2.2. Steinbruch Brühne südlich Kallenhardt (R 59 540, H 01 940; Aufschluß 2 in Abb. 2)

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984)

Spaltenart: Makrospalte (Taf. 2: Fig. 1; Abb. 3: Spalte 2)

Richtung der Spalte: a/c-orientiert

Füllung: unverfestigte, teilweise geschichtete Ablagerungen

Alter der Füllung: Cenoman, Pleistozän, Holozän

Diese Makrospalte ist besonders gut erschlossen durch die umfangreichen Abgrabungen, die auch teilweise die Spaltenfüllung miteinbeziehen.

Die Spalte ist senkrecht zum Streichen, also in ac-Richtung angelegt und folgt somit der am häufigsten vorkommenden Kluftrichtung, die 160 – 180° streicht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 87, MEIBURG et al. 1977). Der gesamte Steinbruch wird von der Spalte gequert, die sich nach Süden hin bis zur Sandkaule verfolgen läßt. Dort weitet sie sich kesselförmig und enthält Rüthener Grünsandstein als Füllung, der früher für Bauzwecke gewonnen wurde (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Ihre Ausstrichbreite im Steinbruchbereich beträgt ca. 50 m. Sie konnte somit in der geologischen Karte, Blatt 4516 Warstein, dargestellt werden. Die Eindringtiefe unterhalb der tiefsten Abbausohle ist unbekannt. Ebenso kann keine Aussage über ihre präkretazische Gestalt erfolgen, da entsprechende Füllsedimente nicht nachgewiesen wurden.

Von der Geländeoberkante ausgehend fallen die Spaltenwände steil mit 50° symmetrisch zur Spaltenmitte ein (Taf. 2: Fig. 1). Kurz vor Erreichen der untersten 3. Abbausohle verjüngt sich der Spaltendurchmesser auf 2 m, und von da ab stehen die Wände seiger. In diesem Spaltenabschnitt besteht die Füllung aus graugrünen, grünen, braungrünen, tonigen, gelegentlich feinsandigen Ablagerungen. Sie sind fein- bis feinstgeschichtet und führen lagenweise Glaukonit, der gut gerundet ist. Diese Schichten stoßen ohne jegliches Anlagerungsgefüge als unverfestigtes Sediment an den Massenkalk an. Vermutlich handelt es sich hierbei um Äquivalente des Rüthener Grünsandsteins.

Zwischen der 3. und 2. Abbausohle ist die Spaltenfüllung durch Haldenmaterial weitgehend überdeckt, ebenso an der Basis der 2. Sohle. Von da ab erweitert sich die Spalte trichterförmig nach oben. Die Füllung besteht hier aus braunen, graubraunen, grauen und graugrünen Feinsanden mit dünnen, gleichfarbigen, schluffigen Zwischenmitteln, die gelegentlich Geopetalgefüge zeigen. So sind an den Spaltenwänden im unverfestigten Sediment steile Anlagerungsgefüge mit Winkeln bis zu 45° ausgebildet. Diese Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß diese Schichten aus stark bewegtem Wasser (Küstennähe?) sedimentiert wurden. Dieser ca. 20 m mächtige Abschnitt der Füllung geht ohne scharfe Grenze in einen braunen bis gelbbraunen, ungeschichteten, steinigen Lehm über. Er bildet den jüngsten Teil der Spaltenfüllung und dürfte dem Pleistozän bis Holozän zugerechnet werden.

Die Ausgangsform der Spalte ist mit Sicherheit submarin angelegt und in der Nachkreide-Zeit subaerisch erweitert worden.

4.2.3. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (R 58 900, H 01 760; Aufschluß 3 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte (Taf. 2: Fig. 3; Abb. 3: Spalte 3; 2:1 überhöht)

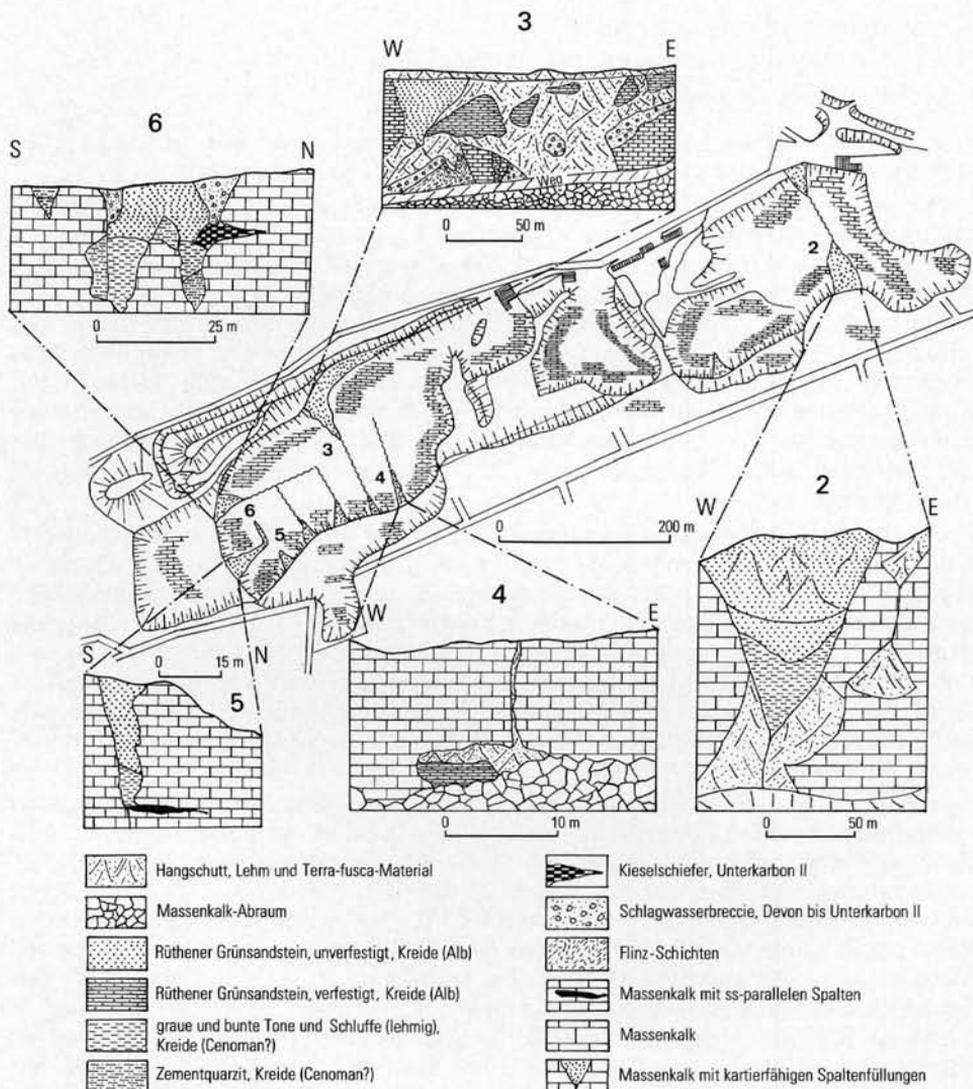


Abb. 3 Spaltenvorkommen in den Steinbrüchen Brühne (2) und Weiken (3-6) südlich Kallenhardt

Fig. 3 Dykes in the Brühne (2) and Weiken (3-6) quarries south of Kallenhardt

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: Schlagwasserbreccie, Flinz-Schichten, verfestigte und unverfestigte Tone, Schluffe und Sande

Alter der Füllung: Givet-Stufe bis Cenoman

Im Ostteil des Steinbruchs Weiken ist an dessen Nordseite ein Profil aufgeschlossen, das im Liegenden aus Massenkalk besteht und konkordant von Flinz-Schichten überlagert wird. Innerhalb dieser Abfolge, die an der Nordflanke eines Großsattels liegt und dessen Achse mit $3 - 5^\circ$ nach Ostnordosten abtaucht, befindet sich eine senkrecht zu ihrem Streichen angeschnittene Makrospalte (Taf. 2: Fig. 3; Abb. 3: Spalte 3, S. 336). Sie ist die bislang größte, die auf der Warsteiner Carbonatplattform bekanntgeworden ist. Sie zeigt nach dem Verlauf ihrer Wände sowie nach ihrer Füllung ein sehr differenziertes Bild, wobei die Beschreibung durch die Überschotterung mit unverfestigtem Spaltenmaterial erschwert wird. Vor allem durch die unterschiedliche Verfestigung der jüngeren Teile der Spaltenfüllung entsteht von der Ferne betrachtet der Eindruck, als würden zwei Spaltensysteme vorliegen (Taf. 2: Fig. 3), was jedoch durch die unterschiedliche Erosion nur vorgetäuscht wird. Der Ostflügel der Spalte ist relativ flach geneigt und fällt mit ca. 30° nach Westen ein. Die aus Massenkalk bestehende Spaltenwand ist nur flachwellig ausgebildet, was auf eine gleichmäßige chemische Kalklösung unter submarinen Bedingungen schließen läßt. Mit scharfer Grenze folgt über dem Massenkalk diskordant Schlagwasserbreccie (Taf. 2: Fig. 3), deren genauer Verlauf im Streichen freigelegt wurde. Die Schlagwasserbreccie besteht vorwiegend aus dunkelgrauen bis blaugrauen Massenkalk- und Flinzkalkgeröllen.

Die Massenkalk-Anteile sind vorwiegend als eckige bis wenig angerundete Brocken mit unregelmäßigem Umriß ausgebildet, während die Gerölle aus den Flinz-Schichten längliche, gutangerundete, ellipsoidische Umrisse zeigen, wobei gelegentlich noch Bankteile zu erkennen sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, Taf. 1: Fig. 3; dieser Band, S. 261 – 308). Besonders hervorzuheben ist das Auftreten von „Weichkalkgeröllen“, die wichtige Hinweise für einen kurzen Transportweg und Verfrachtung des Materials im frühdiagenetischen Zustand liefern. Das Bindemittel ist ebenfalls stark karbonatisch und unterscheidet sich bezüglich des CaCO_3 -Gehalts und des Farbmerkmals nicht von den Geröllkomponenten. Das wird deutlich an den Gerölloberflächen der Schlagwasserbreccie, wo auch durch Langzeiteinwirkung von Verwitterungskräften eine gleichmäßige submarine Anlösung von Breccienanteilen und Matrix erfolgte. Die Sedimentation der Schlagwasserbreccie innerhalb des schräg nach oben offenen submarinen Hohlraums läßt sich so rekonstruieren, daß die am Spaltenrand und in der näheren Umgebung sedimentierten Flinz-Schichten aufgrund der Hangneigung der Spalte sedifluktiv in Form eines Blockstroms und unter fortschreitender Auflösung des Schichtenverbands im Spaltenraum sedimentiert wurden. Die undeutliche und unregelmäßig ausgebildete Bankung des hier ca. 7 m mächtigen Sediments weist darauf hin, daß der Sedimentationsvorgang der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308). Nach Conodontenfunden umfaßt dieses Sediment die Zeitspanne von der Unteren (oberer Teil) *varcus*- bis zur *Palmatolepis-gigas*-Zone.

Über der Schlagwasserbreccie folgen in diesem östlichen Spaltenteil diskordant auflagernd Kreide-Schichten. Sie bestehen vorwiegend aus verfestigten und gebankten roten, grünen, graugrünen, graubraunen, schwach karbonatischen, glaukonitführenden Sandsteinen mit zentimetermächtigen Zwischenlagen von

unverfestigten, rostbraun gefleckten Ton- und Schluffsteinen, die vermutlich entkarbonatisiert sind und zur Spaltenmitte hin immer stärker verfestigt wurden. In den sandigen Abschnitten kommen lagenweise angereichert bis zu kopfgroße Massenkalk-Gerölle vor. Dabei ist zu bemerken, daß jüngere, paläozoische Gesteine, wie zum Beispiel Flinzkalkstein, Cephalopodenkalkstein, Kieselschiefer, Grauwacken, fehlen. Da die Kreide-Sedimente mit dem Rüthener Grünsandstein zu parallelisieren sind, bedeutet das, daß zur Zeit der Transgression des Cenoman-Meeres die genannten Gesteine nachasturisch bis auf wenige Reste abgetragen waren.

In der Zeitspanne von der asturischen Faltung bis zum Beginn der Transgression des Kreide-Meeres liegen keinerlei Hinweise vor, in welcher Zeit und auf welche Art und Weise die Hohlrumbildung in den Kalksteinen voranschritt. Vermutlich erfolgte sie durch zirkulierende Karstwässer, begleitet von Emersion und damit verbundener Erosion.

In der Spaltenmitte ragt spornartig eine Massenkalk-Klippe auf, deren ursprüngliche Position tektonisch geringfügig überprägt wurde, indem sie, vertikal bewegt, heute steil zur Spaltenmitte hin einfallende Flanken aufweist. Die seitlich angrenzenden Sedimente weichen bezüglich ihrer stratigraphischen Einstufung nur geringfügig voneinander ab. Die Ostseite des Sporns stößt an Schlagwasserbreccie, während auf der Westseite Flinz-Schichten den Massenkalk begrenzen (s. Abb. 3: Spalte 3). Überraschenderweise zeigen die hier nur 8 m mächtigen Flinz-Schichten eine engständige Faltung, die in den außerhalb der Spalte 40–100 m mächtigen Schichten völlig fehlt. Die Faltung dieses Schichtpakets ist mit großer Wahrscheinlichkeit nicht tektonischen Ursprungs, sondern durch Gleitvorgänge auf einer stark geneigten Ablagerungsfläche entstanden, vergleichbar mit den Fließfalten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Dafür spricht auch das starke Abweichen des Streichens der Faltenachsen innerhalb der Flinz-Schichten von denen des Trägergesteins Massenkalk. Das normale Streichen des Großsattels im Steinbruch Weiken, auf dessen Nordflanke sich die Spalte befindet, ist Westsüdwest–Ostnordost (B-Achse 080/05), das der Kleinfalten dagegen Südsüdwest–Nordnordost (B-Achsen um 035/12). Diese Vorstellung wird noch gestützt durch die über den Flinz-Schichten ebenfalls als Spaltenfüllung folgende Schlagwasserbreccie, die nicht verfaltet ist. Hier wird die mehrphasig verlaufende Verfüllung des ehemaligen submarinen Hohlraums besonders deutlich durch die zuerst erfolgte kontinuierliche und langsame, geringmächtige Ablagerung der Flinz-Schichten und der darüberfolgenden mehrmalig angelieferten Schlagwasserbreccie.

Der Kontakt der paläozoischen Füllsedimente Flinz-Schichten und Schlagwasserbreccie ist an der Westflanke des Spaltensystems nicht aufgeschlossen. Der sichtbare Teil dieser Wand (Taf. 2: Fig. 3) zeigt eine Fläche, deren oberer Abschnitt zuerst steil nach Osten und deren unterer steil nach Westen geneigt ist. Dieser Verlauf läßt den Schluß zu, daß sich Basisfläche und Westflanke der Spalte mehr oder weniger spitzwinklig treffen.

Die gesamte Decke des Hohlraums, der heute nicht mehr zu rekonstruieren ist, wurde dabei von Massenkalk gebildet. In der nachasturischen Zeit wurde unter Karstbedingungen dieser altangelegte Hohlraum korrosiv und erosiv vor allem zum Hangenden hin erweitert und konnte nunmehr von oben durch jüngere Sedimente verfüllt werden. Die paläozoische Spaltenfüllung bildete hierbei die „Transgressionsfläche“ für die Kreide-Sedimente, die im westlichen Spaltenabschnitt weitge-

hend unverfestigt sind. Zur Spaltenmitte hin nehmen der Grad der Verfestigung und die bankige Absonderung stetig zu und reichen über der Massenkalk-Aufragung bis an die obere Spaltenbegrenzung.

Eine Besonderheit ist eine 2 m breite Spalte, die in dem Massenkalk-Sporn in der Mitte der Makrospalte angelegt ist. Sie läßt sich, mehr oder weniger glattwandig begrenzt, bis zur tiefsten Abbausohle verfolgen. Die Füllung besteht aus graugrünen, ungebankten, glaukonitführenden, stark karbonatischen Sandsteinen, die auffällig viele kleine, eckige Kieselieferbröckchen enthalten. Diese können aufgrund des schwarzen Farbmerkmals mit den Kulm-Kieselieferschiefern verglichen werden.

4.2.4. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (R 58 970, H 01 670; Aufschluß 4 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984)

Spaltenart: Megaspalte, in Makrospalte übergehend (Abb. 3: Spalte 4; CLAUSEN et al. 1982: Taf. 6)

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: in der Megaspalte unverfestigtes Terra-fusca-Material, in der Makrospalte Rühthener Grünsandstein und Terra-fusca-Material

Alter der Füllung: Cenoman, Tertiär?, Quartär

Die aus einer korrosiv erweiterten ac-Kluft hervorgegangene Megaspalte ist 1980 abgegraben worden und heute nur noch reliktiert sichtbar. Sie verläuft, von der ersten Abbausohle ausgehend, mit einem wechselnden Durchmesser von 10 bis 60 cm ca. 10 m annähernd senkrecht zur Teufe hin und erweitert sich dann plötzlich tunnelförmig. Diese senkrecht zu ihrem Verlauf angeschnittene Hohlform besitzt eine Höhe von 5,5 m und eine Breite von 9 m (CLAUSEN et al. 1982: 290, Taf. 6). Bei ihrer Entstehung unter Paläokarstbedingungen haben neben korrosiven auch erosive Kräfte in Form von strömenden Grundwässern mitgewirkt. Aufgrund ihrer Ausmaße wird sie als Makrospalte bezeichnet. Sie ist verfüllt mit einem fein- bis mittelkörnigen, dickbankig abgesonderten cenomanen Grünsandstein, dessen Farbmerkmal auf zahlreichen grünen, gutgerundeten Glaukonitkörnern beruht. Partien dieses Sandsteins zeigen braune bis hellbraune Anfärbungen, was durch bräunliche Verwitterungsrinden an den Glaukonitkörnern hervorgerufen wird. Die stellenweise beigefarbige Fleckung ist ebenfalls darauf zurückzuführen. Die Kontaktfläche der Sandsteinfüllung zum Trägergestein Massenkalk ist scharf, wobei die Sandsteine keinerlei Anlagerungsgefüge zeigen. Das ist ein Hinweis dafür, daß die Spalte relativ schnell, aber kontinuierlich unter Wasserbedeckung von oben verfüllt wurde. Kleinere Massenkalk-Gerölle sind den Basisschichten des Sandsteins eingelagert.

Die Verfüllung des Hohlraums erfolgte während des Vorstoßes der Cenoman-Transgression unter marinen Bedingungen. Die untersten Schichten mit Massenkalk-Geröllen sind dadurch direkt vergleichbar mit dem Basiskonglomerat des Rühthener Grünsandsteins. Nach Abschluß der Verfüllung und mit dem Rückzug des Cenoman-Meeress wurden unter terrestrischen Bedingungen die Megaspalte, die Zuführkanal für die marinen Sedimente war, und die Makrospalte vermutlich im Tertiär erweitert. Darauf weisen besonders die Terra-fusca-Bildungen am Top der

Makrospalte über dem Rüthener Grünsandstein und in der Megaspalte hin. Zur Klärung der Altersstellung der Sandsteinfüllung wurden von J. INDANS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) mehrere Einzelproben untersucht, die folgende Mikrofauna enthielten:

Arenobulimina cf. preslii (REUSS)
Arenobilimina sp. sp.
Ataxophragmium cf. crassum (D'ORBIGNY)
Marssonella trochus (D'ORBIGNY)
Gavelinopsis cf. cenomanica (BROTZEN)
 ?*Gavelinopsis voltziana* (D'ORBIGNY)
 ?*Gavelinella* sp.

Dentalina sp.
 außerdem wenige Ostracodenklappen und -bruchstücke

Nach J. INDANS weist die Foraminiferenassoziation der untersuchten Proben auf kreidezeitliche Ablagerungen hin, die eine genauere Einstufung nicht zulassen. Jedoch läßt die Leitform *Gavelinopsis cenomanica*, die im Alb vereinzelt und im Cenoman und Unterturon häufig vorkommt, verglichen mit den übrigen angetroffenen Formen den Schluß zu, daß es sich hierbei um Ablagerungen des Cenomans handeln könnte. Diese Aussage von J. INDANS wird gestützt durch die petrographische Übereinstimmung des am Meeresboden abgelagerten Rüthener Grünsandsteins und der Makrospaltenfüllung. Eine petrographische Untersuchung des Spaltenmaterials durch G. STADLER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab, daß es sich um einen schwach calcithaltigen, feldspatfreien, stark glaukonithaltigen, gut sortierten Fein- bis Mittelsandstein handelt. Die gleichmäßige Verteilung der Glaukonite mit sehr guter Rundung und praktisch fehlender Oxidation läßt auf eine autochthone, allenfalls parautochthone Bildung schließen. Nach der Ablagerung erfolgte eine ziemlich intensive Einkieselung, die jedoch nicht ausreichte, um das Gestein intensiv zu verfestigen.

4.2.5. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (R 58 880, H 01 630; Aufschluß 5 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte, in schichtparallele Megaspalte übergehend (Taf. 2: Fig. 4)

Richtung der Spalte: Makrospalte bc-orientiert; Megaspalte parallel ss verlaufend

Füllung: glaukonitführende Sande (Makrospalte) und Kalkstein (Megaspalte)

Alter der Füllung: Cenoman (Makrospalte) und Oberdevon (Megaspalte)

Die Spalte bildet ein System aus zwei im Zusammenhang stehenden Abschnitten, deren Entstehungsgeschichte die Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Cenoman umfaßt.

Der schichtparallel verlaufende Spaltenteil zweigt fast rechtwinklig von der Makrospalte (Taf. 2: Fig. 4) ab, die vermutlich zur Zeit der Verfüllung der ss-Spalte nur als enger Zufuhrkanal in Form einer submarinen, chemisch geweiteten vororogenen Dehnungsfuge vorlag. Die Frage, ob die Verfüllung über diesen sichtbaren, senkrecht verlaufenden Spaltenabschnitt erfolgt oder ob noch andere Verbindungswege zum Meeresboden hin bestanden, kann bei dem zweidimensionalen Steinbruchanschnitt nicht beantwortet werden. Die Erstreckung des schichtparallel aufgeschlossenen Teils der Spalte nach Norden beträgt ca. 15 m bei einem

Anfangsdurchmesser von ca. 15 cm und verjüngt sich in dieser Richtung auf ca. 11 cm. Aufgrund ihrer Lage in der Steinbruchwand war sie direkt nicht zugänglich, und die Beschreibung und Probenentnahme erfolgt an großen abgeschossenen Blöcken. Dabei ergab sich, daß die Spaltenfüllung mit scharfer Grenze vom Trägergestein flankiert wird, den Hohlraum also vollständig ausfüllt. Die Füllung besteht an ihrer Basis aus einem grauen bis dunkelgrauen Kalkstein, der zum Top hin eine stetig zunehmende Rotfärbung zeigt.

Eine Probe aus dem Übergangsbereich der bc- in die ss-Spalte wurde bezüglich ihrer mineralogischen Beschaffenheit genauer untersucht, da aufgrund des schichtigen Aufbaus des Kalksteins Unterschiede zu erwarten waren. Abgesehen vom unterschiedlichen Farbmerkmal ließen sich makroskopisch vier bankinterne Abschnitte unterscheiden.

Der unterste Probenanteil ist 3,5 cm dick und besteht aus einem mittelgrauen, schlierig grauschwarz gestreiften (feinstgeschichteten?), feinkörnigen, porösen Mergelkalkstein. An der Basis kommen einzelne beigefarbene, millimetergroße, geröllartige Kalksteineinschlüsse vor. Nach G. STADLER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab die Röntgenbeugungsanalyse 85 % Calcit, 10–15 % Quarz und Glimmer (meist Illit) und ca. 3 % Schwefelkies?. Die Dünnschliffuntersuchung senkrecht zur Schichtung erbrachte einen Kalkstein mit 85 % Calcitkörnern, die vorwiegend allotriomorph geformt und eine ausgeprägt seriale Korngrößenverteilung von 0,01 – 0,7 mm besitzen. Die seltenen, regellos eingestreuten, geröllförmigen Einschlüsse (< 2 mm) bestehen aus mikritischen und sparitischen Kalksteinvarietäten, wie sie im Massenkalk enthalten sind. Weiterhin führt das Gestein in gleichmäßiger Verteilung authigene, hyp- bis idiomorph ausgebildete schlanke Quarzkristalle (Korngröße 0,02 – 0,6 mm), die fast stets von fleckenförmigen Calciteinschlüssen durchsetzt sind. Der Quarzgehalt beträgt ca. 15 %.

Der darüberfolgende Bankteil von 2,5 cm Dicke ist makroskopisch ein mittelgrauer, feinkörniger und feinporöser Mergelkalkstein ohne Streifen und Schlieren, womit er sich deutlich vom unteren Bankteil absetzt. Die Röntgenbeugungsuntersuchung ergab für ihn 82 % Calcit, 15 % Quarz, ca. 3 % Glimmer (meist Illit). Im Dünnschliff überwiegen die reinen Calcitpartikel mit 82 %, die meist unregelmäßig begrenzt und im Durchschnitt 0,1 mm groß sind. Intraklasten treten völlig zurück, jedoch kommen bis zu 1 % Eisenoxid und -hydroxid vor, ohne jedoch das Gestein makroskopisch sichtbar zu verfärben. Häufigster Nebengemengteil sind wiederum authigene Quarze, die meist idiomorph ausgebildet sind und eine Länge von 0,1 mm besitzen. Die regellos in der Calcitgrundmasse lagernden Quarze sind zonar gebaut, wobei vor allem die Kernzone von feinstkörnigen Calciteinschlüssen durchsetzt ist. Die Quarze können völlig von Calciten umschlossen werden, woraus hervorgeht, daß die Rekristallisation nach der Calcitbildung erfolgte. Die Quarzkörner machen in diesem Bankanteil 17 % aus.

Der folgende, durch seine hellrote Farbe deutlich abgesetzte Abschnitt eines feinporösen Mergelkalksteins ist von feinen hellgrauen Schlieren durchzogen, die vermutlich eine Feinstschichtung verkörpern. Sporadisch kommen in diesem Bankteil bis zu 2 mm große malachitverkrustete Erzpartikel vor. Die Röntgenbeugung ergab 84 % Calcit, 5 % Quarz, ca. 5 % Hämatit (z. T. Hydrohämatit? oder Goethit?) und 5 % Glimmer (meist Sericit). Nach der mikroskopischen Untersuchung sind allotriomorphe bis rundliche Calcitkörner mit einem Durchmesser von 0,03 – 0,04 mm Hauptbestandteil dieses Bankteils. Dabei umkrustet schlierenförmig die kryptokristalline Hämatitsubstanz die Calcitkörner. Stellenweise kommen bis zu

5 mm große geröllartige Einlagerungen (bis zu 25 %) vor, die aus einem homogenen Gemenge von Eisenoxid und sehr feinkörnigem Calcit ($< 0,02$ mm) bestehen. Die Nebengemengteile sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete authigene Quarze (6 %) von vorwiegend 0,05 mm Durchmesser, die regellos in der Calcitgrundmasse verteilt sind. Auch diese Quarze sind wiederum von Calciteinschlüssen durchstäubt. Bei den malachitverkrusteten Erzpartikeln kann nicht entschieden werden, ob es sich um allochthone Partikel oder um in-situ-Bildungen handelt. Letzteres ist wahrscheinlicher. Primäres Kupfererz (Kupferkies) ist durch Verwitterungseinflüsse in Malachit übergegangen.

Der letzte Abschnitt der bankartigen Spaltenfüllung besteht aus einer 3 cm mächtigen Lage eines ziegelroten, schwach hellgrau gefleckten, feinkörnigen und stark feinporösen Mergelkalksteins mit schlierenartiger gebänderter Schichttextur, die eine Fein- bis Feinstschichtung darstellt. Röntgenographisch wurde Calcit mit 74 % als Hauptbestandteil ermittelt. Daneben umfassen Hämatit ca. 10–15 % (Hydrohämatit und/oder Goethit), Glimmer ca. 5 % (meist Sericit) und Quarz ebenfalls 5 %. Die mikroskopische Untersuchung senkrecht zur Schichtung zeigt allotriomorphe bis rundliche Calcitkörner (0,01–0,2 mm Durchmesser), die teilweise rein, häufig aber auch durch amorphes Eisenoxid gefleckt sind. Hämatit bildet vorwiegend das Hauptbindemittel in diesem Teil der Spaltenfüllung. An Nebengemengteilen sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete authigene Quarze (0,02–0,1 mm Durchmesser) regellos in der Calcitgrundmasse verteilt. Sie sind, wie schon in tieferen Bankabschnitten, siebartig von Calciteinschlüssen durchstäubt. Der röntgenographisch nachgewiesene hohe Glimmeranteil ist mikroskopisch nicht erkennbar. Die quantitative mikroskopische Bestimmung ergab 67 % hämatithaltigen Calcit und Hämatit, 31 % reinen Calcit und 2 % authigene Quarzkörner.

Innerhalb dieser Spaltenfüllung wurden aus mehreren übereinanderfolgenden Bankabschnitten Proben mit der Mikrosonde untersucht (vgl. CLAUSEN et al. 1978). Die Elementverteilungsbilder zeigen als Hauptbestandteil Ca neben Al, Si, K, Mg, Fe, P und Ti. Wie schon makro- und mikroskopisch erkennbar, nimmt auch in den Elementverteilungsbildern von unten nach oben der Fe-Gehalt zu. Vermutlich erfolgte die Eisenzufuhr sekundär in einem jüngeren Zeitabschnitt mit terrigenen Einflüssen durch deszendente Wässer. Im obersten Bankteil wurden außerdem noch Cu, S und Mn nachgewiesen, wobei besonders der Mangengehalt auf postsedimentäre Einflüsse zurückzuführen sein dürfte. Die meisten hier vorkommenden Elemente sind nicht statistisch verteilt, sondern in bestimmten Bankabschnitten angereichert.

Zur Altersbestimmung wurde die Füllung im Nordteil der Spalte, wo sie noch eine Mächtigkeit von 11 cm besitzt, conodontenstratigraphisch untersucht. Der erste Versuch ergab eine Mischfauna, die vom oberen Teil der *A.-triangularis*- bis zur Oberen *marginifera*-Zone reicht. Aufgrund des unterschiedlichen mineralogischen Aufbaus der Kalksteinbank, vor allem wegen ihrer bankinternen Fein- bis Feinstschichtung, konnte gefolgert werden, daß die Verfüllung der ss-parallelen Megaspalte kontinuierlich und langsam erfolgte. Ätzversuche ergaben, daß sich die Conodontenprobe in sechs Abschnitte unterteilen ließ, die nicht mit der zum Hangenden hin zunehmenden Rotfärbung im Zusammenhang steht, sondern durch unterschiedliche Lösungsintensitäten bedingt ist. Die Probe wurde entsprechend dem Verlauf der unterschiedlichen Ätzflächen zerteilt und separat mit Monochloressigsäure aufgelöst. Da der Spaltenverlauf in b-Richtung nicht genau bekannt war, mußte, um mögliche Vermischungen zu vermeiden, relativ wenig Probenmaterial ausgewählt werden. Außerdem mußte ausgeschlossen werden,

daß die Megaspalte von eventuellen Mikrospalten durchzogen sein und daher auch bei horizontaler Zerlegung der Probe Mischfaunen enthalten könnte, die dann auf „stratigraphic admixtures“ (BRANSON & MEHL 1934*, 1941*) hingewiesen hätten. Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht der in den Einzelproben gefundenen wichtigsten Formen, Zahntypen werden nicht mitaufgeführt.

Tabelle 2
Conodontenvorkommen aus dem Bereich der
Megaspalte im Spaltensystem 5 innerhalb des Steinbruchs Weiken
(s. Abb. 3)

	Proben-Nr.					
	W91a	W91b	W91c	W91d	W91e	W91f
<i>Ancyrodella curvata</i>		+				
<i>A. gigas</i>	+	+				
<i>A. ioides</i>	+					
<i>A. nodosa</i>	+					
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>			+			
<i>A. triangularis</i>	+					
<i>Icriodus cornutus</i>			+			
<i>Palmatolepis gigas</i>		+				
<i>P. glabra distorta</i>					+	+
<i>P. glabra leptota</i>						+
<i>P. glabra pectinata</i>				+		+
<i>P. gracilis gracilis</i>				+	+	+
<i>P. marginifera marginifera</i>					+	+
<i>P. minuta minuta</i>			+	+	+	+
<i>P. minuta schleizii</i>					+	+
<i>P. rhomboidea</i>				+		
<i>P. subperlobata</i>			+			
<i>P. tenuipunctata</i>			+			
	A.-triangularis- (ob. Tl.) bis Unt. gigas-Zone	gigas-Zone	Obere P.-triangularis- bis crepidula-Zone	rhomboidea-Zone	marginifera-Zone	marginifera-Zone

Die Conodonten sind gut bis sehr gut erhalten und zeigen lediglich zum Hangenden hin eine zunehmende Hämatitumkrustung, die mit der Zunahme der Rotfärbung einhergeht. Sie erfolgte also nicht am Meeresboden vor der Einschwemmung in die Megaspalte, sondern innerhalb der Spalte nach Abschluß der Sedimentation. Der sortierte Fauneninhalt weist darauf hin, daß es sich um eine langlebige Spalte handelt, die kontinuierlich verfüllt wurde. Ferner dient sie als Beleg dafür, daß an der Spaltenöffnung Kalksedimentation stattfand, da Kalksteine in die ss-parallele Spalte eingelagert wurden.

Demnach kann davon ausgegangen werden, daß auch in der weiteren Umgebung Sedimentation von oberdevonischen Kalksteinen stattfand. Diese sind heute autochthon nicht mehr nachzuweisen. Jedoch kommen Cephalopodenkalksteine des gesamten Oberdevons und des tieferen Unterkarbons als Geröllkomponenten

in der Schlagwasserbreccie vor (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308), deren Liefergebiet die Hochscholle der Warsteiner Carbonatplattform war. Somit ist durch die Spaltenfüllung ein weiterer Hinweis für eine kontinuierliche, wenn auch geringmächtige, womöglich flächendeckende Sedimentation in diesem Gebiet gegeben (vgl. CLAUSEN et al. 1982).

Der senkrecht verlaufende Teil des Spaltensystems stellt eine Makrospalte dar (Taf. 2: Fig. 4; Abb. 3: Spalte 5, S. 336), die spitzkeilförmig gebaut ist und sich in bc-Richtung einer in der gleichen Richtung verlaufenden Dehnungsfuge oder Kluft erstreckt, welche im Devon und Unterkarbon unter submarinen Bedingungen nicht verfüllt wurde. Erst unter echten Karstbedingungen in der Zeit nach der asturischen Orogenese und mit dem Beginn des Kreide-Zeitalters wurde sie vor allem mechanisch und weniger chemisch geweitet. Darauf weist besonders die Beschaffenheit der nördlichen Spaltenfläche hin, die deutliche korrosive und erosive Erscheinungsformen zeigt. Der untere Abschnitt der Spalte enthält ein Sediment, das aus einem tonig-schluffigen ziegelroten Lehm besteht, dem teilweise feinsandige, geschichtete, ebenfalls rötliche Partien eingelagert sind. Sie sind aufgrund ihrer Anlagerungsgefüge an den Spaltenwänden vermutlich fluviatil-terrestrischen Ursprungs. Mit relativ scharfer Grenze auf einer deutlichen Erosionsfläche folgen darüber bis zum Spaltenrand auf der ehemaligen 1. Steinbruchsohle graugrüne, braungefleckte, unverfestigte, glaukonitführende Sande, die im wesentlichen ungeschichtet sind. Zum Hangenden hin gehen sie in geschichtete Sande über, die an den Spaltenwänden gelegentlich verfestigt sind. Sie zeigen an diesen keinerlei Anlagerungsgefüge. Unbestimmbare Foraminiferenbruchstücke und die Glaukonitführung lassen den Schluß zu, daß es sich um cenomane Sande handelt, die mit der Cenoman-Transgression angeliefert wurden und somit dem Rüthener Grün-sandstein entsprechen.

Im Gegensatz zur schichtparallelen Megaspalte erfolgte die Verfüllung wesentlich schneller und getrennt in zwei Phasen, wobei die erste unter Festlandsbedingungen erfolgte, worauf besonders die vermutlich klimatisch bedingten Rotfärbungen hinweisen; die zweite erfolgte zur Zeit des Vorstoßes des Cenoman-Meeres.

4.2.6. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt

(R 58 890, H 01 610; Aufschluß 6 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte mit nach Norden abzweigender Megaspalte (Abb. 3: Spalte 6)

Richtung der Spalte: Makrospalte bc-orientiert; Megaspalte parallel ss verlaufend

Füllung: unverfestigte und verfestigte Tone, Schluffe und Sande, zum Teil glaukonitführend, Zementquarzit, Schlagwasserbreccie (Makrospalte); Kulm-Kiesel-schiefer (Megaspalte)

Alter der Füllung: Unterkarbon II bis Cenoman

Der Verlauf der Spaltenwände ist ebenso differenziert wie die Füllsedimente, so daß sich zwei deutlich voneinander abweichende Abläufe der Hohraumbildung feststellen lassen. Das in CLAUSEN et al. (1978: 582, 583) beschriebene Profil entstammt einer Aufnahme von 1972. Eine weitere Profilaufnahme aus dem Jahre 1980 zeigte im Spaltenverlauf bei nach Westen fortgeschrittenem Abbau wenig

Veränderungen bis auf zusätzliche unverfestigte, glaukonithaltige Sande und ein weiteres Vorkommen von Schlagwasserbreccie. Heute ist lediglich noch ein kleiner Rest dieser Breccie erhalten. Im Verlauf der Spalte treten in ihrer Streichrichtung perlschnurartig immer wieder große Hohlräume auf, die in einer Kluft enden, bis sich erneut ein größerer Hohlraum auftut. Zur Beschreibung dient deshalb die Aufschlußsituation im Jahre 1980 als Grundlage.

Eine im Paläozoikum beginnende Hohlraumbildung unter submarinen Bedingungen, wiederum von einem bc-Kluftsystem ausgehend, führte dazu, daß an der steilen, unregelmäßig gestalteten Nordwand ca. 10 m unterhalb der 1. Abbausohle eine ss-orientierte Megaspalte durch vorwiegend chemische Kalklösung entstand, die mit Kulm-Kieselschiefern verfüllt ist. In der dazugehörigen Makrospalte ragen nach Süden die Kieselschiefer spornartig hinein, so daß anzunehmen ist, daß zur Zeit des Unterkarbons dort die Basis der Makrospalte lag. Die Kieselschiefer haben eine maximale Mächtigkeit von 5 m, füllen die Megaspalte vollständig bis zu ihrem Top und keilen nach 10 m aus. Die Kieselschiefer bestehen vorwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, im Zentimeterbereich gebankten Lagen und unterscheiden sich nicht von den am Meeresboden abgelagerten Schichten, die vorwiegend am Rande der Warsteiner Carbonatplattform noch anstehen.

Conodontenfunde belegen eindeutig, daß die Verfüllung der Spalte synchron mit der Kieselschiefersedimentation am Meeresboden verlief. An Conodonten wurden Bruchstücke der Gattungen *Hindeodella* und *Gnathodus* nachgewiesen. Über den Kieselschiefern folgt dann mit scharfer Grenze in der Makrospalte Schlagwasserbreccie. Diese grenzt im Süden an Kreide-Sedimente und im Norden an Massenkalk. Aufgrund ihres in der Aufsicht fast kreisförmigen Ausstreichens ist zu folgern, daß die ursprüngliche südliche Begrenzungswand der Spalte zur Zeit des Paläozoikums Massenkalk war. Nach CLAUSEN & LEUTERITZ (1989; dieser Band, S. 261 – 308) ist nach Conodontenfunden die Schlagwasserbreccie in das Unterkarbon II einzustufen. Der ca. 30 m gegenüberliegende Teil der Spaltenfüllung (Abb. 3: Spalte 6) zeigt im Ausstrich einen keilförmigen Teil, der aus Schlagwasserbreccie besteht.

Die fehlende Schichtung innerhalb des Füllmaterials, die vorwiegend eckige Begrenzung der Geröllkomponenten sowie das kieselige Bindemittel lassen auf eine schnelle und einmalige Verfüllung schließen, wobei das Material nur wenig verfrachtet wurde. Es wird angenommen, daß zur Zeit des Paläozoikums diese Vorkommen von Schlagwasserbreccie Einzelspalten füllten, die zunächst noch durch Massenkalk voneinander getrennt waren. Nach der asturischen Faltung begann unter Festlandsbedingungen, von den vorhandenen Spaltensystemen ausgehend und durch zusätzliche Klüfte begünstigt, eine erneute Lösung des Massenkalks mit Hohlraumbildung. Die neu entstandenen Wandflächen zeigen Merkmale, die sowohl korrosiv als auch erosiv erzeugt worden sind. Kolke und Fließrinnen sowie die generelle Vertiefung der Spalte weisen auf eine zeitweise starke Wasserführung hin, so daß die Hohlraumbildung unter Karstbedingungen vorwiegend mechanisch erfolgte. Der unregelmäßige Verlauf der Spaltenwände zeigt die typischen Merkmale eines Ponors.

Damit sind zwei zeitlich deutlich voneinander getrennte Abläufe der Hohlraumbildung festgelegt, einmal unter submarinen Bedingungen im Paläozoikum und zum anderen unter Karstbedingungen nach der asturischen Gebirgsbildung.

In der Mitte der unter Karstbedingungen gestalteten Makrospalte ragt eine Massenkalk-Klippe empor (Abb. 3: Spalte 6), die eine Höhe von ca. 12 m erreicht

und deren Wände einen unregelmäßigen Verlauf zeigen. Durch die Aufragung wird die Spalte in zwei Äste geteilt. Die Füllung im südlichen Ast beginnt an der Basis mit einem geringmächtigen roten, porösen Kalkstein, in dem keine Fossilien nachgewiesen wurden. Im nördlichen Ast dagegen lagert zuunterst ca. 7 m massiger, ungebänkter Zementquarzit mit kohligen Pflanzenrelikten. Mit scharfer Grenze folgen darüber rote, tonige, teilweise schluffige, ungeschichtete und nicht verfestigte Lehme, die in gleicher vertikaler Ausdehnung auch im südlichen Spaltenteil vorkommen. Dort grenzen sie seitlich nicht nur an Massenkalk, sondern an der südlichen Wand gegen Zementquarzit, der dort eine kolkige Hohlform füllt. Zementquarzit ist nochmals am Top der Massenkalk-Aufragung zu finden (Abb. 3: Spalte 6, S. 336).

Nach GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) handelt es sich nach den mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen bei dem Zementquarzit um ein Gestein, das im wesentlichen aus Quarz, Muskovit, Illit mit wenigen Schwermineralen wie Zirkon und Turmalin besteht. Bei einer ausgeprägten serialen Korngrößenverteilung liegt die maximale Korngröße bei ca. 100 μm (vereinzelt 0,5–2 mm Durchmesser). Der Schluff- und Feinsandanteil besteht aus subangularen Quarzen sowie untergeordnet Muskovitplättchen, gegenüber denen Fragmente von gutgerundeten Lyditen, Quarziten, Gangquarzen und geschieferten Tonsteinen zurücktreten. Den Tonanteil bilden Illit und feinkristalliner Quarz. Die Struktur des Gesteins, das nur in dieser Spaltenfüllung beobachtet wurde, ist durch eine bis in kleinste Dimensionen reichende enge Verzahnung und Verfingerung der Quarze (Implikationsgefüge) gekennzeichnet, wie es für bei niedrigen Temperaturen eingekieselte oder verkieselte Gesteine vielfach charakteristisch ist.

Ein grauer, gelegentlich steiniger „Lehm“, der teilweise geschichtet ist, bildet den jüngsten Teil der Spaltenfüllung, die an der Wand von der 1. zur 2. Abbausohle angeschnitten war. Ohne Anlagerungsgefüge grenzt er im Norden und Süden an die paläozoische Schlagwasserbreccie und liefert somit einen eindeutigen Hinweis für eine Hohlraumerweiterung in der Zeit nach dem Paläozoikum. Lagenweise sind in diesen „Lehmen“ Pflanzenhäckseln angereichert, die in Form von nicht näher bestimmbar kohligen Resten erhalten sind. Vermutlich handelt es sich um eine fluviatil-terrestrische Verfüllung, da marine Anzeigen wie zum Beispiel Glaukonite und Feinschichtung fehlen. An Resten der abgegrabenen Spaltenfüllung wurden zahlreiche palynologische Datierungsversuche unternommen. Schließlich glückte es H. GREBE (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), aus einem stark humosen, schluffigen „Lehm“ mit Holzkohleresten folgende Sporen/Pollen-Vergesellschaftung zu gewinnen (Lab.-Nr. 79 743):

Triletes

acavat

<i>Cyathidites minor</i> COUPER	0,9 %
<i>Deltoidospora</i> (MINER) POTONIÉ spp.	3,7 %
<i>Leiotriletes</i> (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP	0,9 %
<i>Punctatisporites</i> (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP spp.	1,8 %
<i>Todispora</i> COUPER sp.	cf. 0,9 %
<i>Concavisporites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG spp.	2,8 %
<i>Gleicheniidites</i> (ROSS) KRUTZSCH spp.	9,1 %
<i>G. cf. senonicus</i> ROSS	10,9 %
<i>G. cf. circinidites</i> (COOKSON) KRUTZSCH	0,9 %
<i>Matonisporites equixinus</i> COUPER	0,9 %
cf. <i>Stereisporites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG	0,9 %
<i>S. antiquasporites</i> (WILSON & WEBSTER) DETTMANN	0,9 %

<i>Triplanosporites sinuosus</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG	0,9 %
<i>Granulatisporites</i> (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP	? 0,9 %
<i>Acanthotriletes</i> (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP	? 0,9 %
<i>Trilites equatibossus</i> COUPER	? 0,9 %
Apiculati indet.	0,9 %
cavat	
<i>Densoisporites perinatus</i> COUPER	0,9 %
Monoletes	
cf. <i>Peromonolites allenensis</i> BRENNER	? 0,9 %
Saccites	
Saccizonates	
<i>Applanopsis dampieri</i> (BALME) DÖRING	? 0,9 %
cf. <i>Tsugaepollenites mesozoicus</i> COUPER	0,9 %
cf. <i>Tsuga</i> -Pollen	? 0,9 %
Disaccites	
Disaccites indet.	8,2 %
<i>Alisporites</i> (DAUGHERTY) NILSSON	? 0,9 %
A. cf. <i>bilateralis</i> ROUSE	0,9 %
<i>Abietinaepollenites dunrobiensis</i> COUPER	? 6,4 %
<i>Pinuspollenites</i> RAATZ spp.	14,6 %
<i>P. minimus</i> (COUPER) KEMP	11,8 %
<i>P. cf. comptonensis</i> KEMP	1,8 %
Napites	
<i>Inaperturopollenites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG spp.	2,8 %
<i>I. dubius</i> (POTONIÉ & VENITZ) THOMSON & PFLUG	2,7 %
cf. <i>Laricoidites</i> POTONIÉ, THOMSON & THIERGART	? 0,9 %
<i>Spheripollenites cf. perinatus</i> BRENNER	0,9 %
Colpates	
Monosulcates, Monocolpates	
<i>Monosulcites</i> COOKSON ex COUPER sp.	0,9 %
cf. <i>Clavatipollenites</i> COUPER sp.	? 0,9 %
Tricolpates	
<i>Tricolpopollenites cf. crassinus</i> GROOT & PENNY	? 1,8 %
cf. <i>Retitricolpites</i> (VON DER HAMMEN) ex PIERCE	? 0,9 %
bestimmte Sporen	110
Damit entfallen auf die Pflanzengruppen:	
Lebermoose (Sphagnaceae) (= Stereisporites)	1,8 %
Farne (vorherrschend Gleicheniaceae mit 23,7 %)	39,1 %
Gymnospermen (vorherrschend disaccater Koniferenpollen mit 44,6 %)	56,4 %
cf. Angiospermen	2,7 %

Die Zusammensetzung der Mikrosporengesellschaft bestätigt die Einordnung der Probe in die Untere Kreide. Es dürfte sich um Apt/Alb handeln. Ein Vergleich mit den Ergebnissen früherer Untersuchungen von Proben aus Spaltenfüllungen im Massenkalk im Raum Warstein zeigt, daß auch dort bei den Farnsporen die Gleicheniaceen (*Gleicheniidites*, *Concavisporites*) vorherrschen und die Schizeaceen (*Cicatricosisporites*, *Appendicisporites*), die hier fehlen, nur sehr gering vertreten sind. Bei den Gymnospermen sind gegenüber den früheren Ergebnissen in der hier untersuchten Probe die Disaccites-Werte deutlich höher und die *Inaperturopollenites*-Werte deutlich geringer. Die Gattung *Eucommiidites*, die in den früher untersuchten Proben Werte über 10% erreicht, fehlt hier. Dagegen fanden sich drei fragliche Exemplare von cf. Angiospermenpollen (Tricolpates 2,7%), die bisher im Blattgebiet 4516 Warstein nicht beobachtet wurden, aber aus

Spaltenfüllungen im benachbarten Blattgebiet 4517 Alme bekanntgeworden sind.

Dieser cf. Angiospermenpollen erlaubt, die Probe mit einiger Sicherheit in das Apt/Alb zu stellen. Die mit 23,7 % relativ hohen *Gleicheniaceensporen*werte zeigen Beziehungen zu den anderen *Gleicheniidites*-reichen Mikrosporienflore im Blattgebiet Warstein. Die genannten Unterschiede dürften standortbedingt sein.

In Streichrichtung der Makrospalte folgt nach Westen in Höhe der 1. Sohle ein kleines Vorkommen von glaukonithaltigen, unverfestigten Sanden, die ohne Anlagerungsgefüge an Massenkalk grenzen. Dieses Vorkommen gehört zu dem in Abbildung 3 (Spalte 6) dargestellten System und bildet, wenn auch nicht mit einem direkten Kontakt aufgeschlossen, das stratigraphisch Hangende der zum Abt/Alb gehörenden grauen, fluviatilen Lehme. Nach petrographischen Vergleichen werden diese Sande als Äquivalent des Rühthener Grünsandsteins in das Cenoman gestellt. Demnach erfolgte die kreidezeitliche Verfüllung in zwei Phasen, aufgeteilt in eine terrestrische und eine marine Periode.

4.2.7. Steinbruch Albers/Dyckerhoff östlich der Bundesstraße 55, gegenüber Altenwarstein (zentraler R/H-Wert: R 55 100, H 00 200; Aufschluß 7 in Abb. 2)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makro- und Megaspalten

Richtung der Makrospalten: ac-orientiert

Füllung: Sandstein und Mineralabsätze (Megaspalten); Sandstein, Fließerde (Makrospalte)

Alter der Füllung: Cenoman, Pleistozän bis Holozän

Der Massenkalk setzt sich in diesem Steinbruch aus blau- bis schwarzgrauen, teils dichten massigen, teils gut gebankten Kalksteinbänken zusammen, in welche stellenweise auch dünne Schwarzschieferbänke eingeschaltet sind. An tektonisch stärker beanspruchten Stellen wird der Massenkalk von gerade oder gegabelt verlaufenden Calcitgängen durchschlagen. Die Schichten fallen überwiegend flach nach Süden ein (im Mittel 30°; der Schwankungsbereich der Einfallwerte bewegt sich zwischen 15 und 45°).

Besonders auffällig sind die den Steinbruch quer zum Streichen durchziehenden ac-Klüfte. Sie sind zu Spalten erweitert und mit Karstsedimenten angefüllt, unter denen Rühthener Grünsandstein, Fließerde und Abtragungsschutt überwiegen. Die größte Makrospalte läßt sich über eine Länge von 400 m verfolgen.

Aus dem nordöstlichen Steinbruchabschnitt (R 55 150, H 00 220) beschrieb CLAUSEN (1979: 119) eine horizontal ausgerichtete, mehr als 5 m lange und durchschnittlich 65 cm mächtige Megaspalte, deren Füllung sich vom Hangenden zum Liegenden folgendermaßen zusammensetzt:

- 8 cm eisenschüssiger, brauner, zum Teil gelbgrünlicher, toniger Schluff
- 17 cm beigefarbener Sandstein, am Top Aufarbeitungshorizont mit Sedimentfetzen bunter Tonsteine, an der Basis unregelmäßig taschenförmig in den Sandstein vorgeifend
- 16 cm grauer, dickbankiger, plattig ausgebildeter Sandstein mit sehr kleinen Tonsteinfetzen und Fossilquerschnitten

- | | |
|----------|---|
| 7 cm | grauer, dünnbankiger, plattiger Sandstein, Einzelbänke 1–2 cm mächtig; etwas Kieselsinter |
| 15–20 cm | eisenschüssiger, rostbrauner toniger Schluff mit weißlich verwitterten Gesteinsrelikten (Massenkalk?) |

Die in der 7 cm mächtigen Lage genannten Kieselsinter, welche infolge Durchtränkung mit Eisenhydroxid eine hellbraune Färbung aufweisen, bestehen nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) überwiegend aus einem Gemenge kleiner unregelmäßig begrenzter Quarzkristalle. Sehr untergeordnet treten Illit und Muskovit auf. Der Aufarbeitungshorizont ist als polymikte Breccie zu bezeichnen, deren unterschiedlich große, bunt gefärbte Fragmente in einer aus Kieselsinter bestehenden Matrix schwimmen. Die klastischen, teils ungeschichteten, teils feingeschichteten Komponenten weisen Kantenlängen bis zu 10 cm auf und sind braun, ziegelrot, beige und grünlich gefärbt. Die braunen und roten Farben werden durch Goethit und Hämatit hervorgerufen. Daneben sind geringe Anteile von Illit und Apatit vorhanden. Außerdem treten in der kieseligen Matrix Nester größerer, dunkel gefärbter Quarzkristalle verstreut auf.

Eine weitere, die südliche Steinbruchwand auf der tiefsten Sohle durchziehende, ca. 70° nach Westen einfallende Megaspalte (R 55 210, H 00 150) läßt erkennen, daß sie mehrphasig (saxonisch?) erweitert wurde. Denn ihre durchschnittlich 60 cm mächtige, ausschließlich aus Absätzen ascender Mineralösungen zustande gekommene Füllung besteht vorwiegend aus linsenförmig an- und abschwellendem, rotbraunem bis rotem, dichtem Eisenkiesel. Dieser wird beidseitig bis zum Kontakt mit dem Trärgestein von mehreren Calcitgenerationen umhüllt. Der sehr feinkörnige, dichte und harte Eisenkiesel enthält nach H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) fast ausschließlich feinkristalline, miteinander verzahnte und verfangene Quarzkristalle. In Spuren treten Illit, Hämatit und detritischer Muskovit auf. Für die ziegelrote Farbe ist Hämatit verantwortlich. In grau gefärbten Partien fehlt er.

4.2.8. Steinbruch Hohe Liet der Steinwerke F. J. Risse GmbH & Co KG und der Hartsteinwerke F. Köster (zentraler R/H-Wert: R 56 050, H 00 800; Aufschluß 8 in Abb. 2)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makro- und Megaspalten

Richtung der Makrospalten: ac-orientiert

Füllung: fossilführende weiß- und rotgraue Mergel und Tone mit Geröllen und Kieslagen

Alter der Füllung: Alb/Cenoman bis Cenoman

Im Steinbruch Hohe Liet, welcher im westlichen Warsteiner Sattel die am besten aufgeschlossenen Spalten enthält, steht ein graublauer bis schwärzlich grauer, massig wirkender, weitgehend schichtungsloser Massenkalk an, welcher vollkommen von tektonischen Trennflächen überprägt ist. Schichtung ist in der Regel nur an dünnen bituminösen Schwarzschieferlagen sowie an Anreicherungshorizonten von Stringocephalen und Korallen (besonders in der Ostwand) zu erkennen.

West- und Ostwand des Steinbruchs Hohe Liet sind unterschiedlich aufgebaut. An der Westwand herrscht generell nach Süden und Südosten gerichtetes Ein-

fallen vor. Schreitet man die Wand von Norden nach Süden ab, so liegen die Einfallswerte zunächst zwischen 35 und 50°, gehen dann auf Werte zwischen 10 und 15° zurück und nehmen in der südlichen Wandhälfte – spiegelbildlich zum Nordabschnitt – wieder auf Werte zwischen 35 und 50° zu. An der Ostwand tritt demgegenüber eine engständige Spezialfaltung auf. Die südlichen Flanken der Sättel sind lang und fallen mittelsteil ein, die Nordflanken hingegen kurz und zum Teil überkippt. Es ist nicht gelungen, die Spezialfalten an der Ostwand auch an der Westwand wiederzufinden. Man muß annehmen, daß die den Großtagebau durchsetzende Makrospalte ähnlich wie im Steinbruch Brühne (Kap. 4.2.9.) an eine Störungszone geknüpft ist, an welcher die Faltelemente enden.

Diese ca. 150° streichende Makrospalte ist mindestens über eine Strecke von 600 m zu verfolgen. Die Spalte reicht von der Tagesoberfläche her bis zur tiefsten Sohle herab, reicht also mehr als 80 m herunter. Eine eingehende Bearbeitung der Spaltenfüllung erfolgte an der Südwand des Tagebaus (Abbaustand Sommer 1978). Die Spalte war dort in Oberflächennähe 9 – 10 m breit und verjüngte sich rasch zur Tiefe hin. Nach CLAUSEN (1979: 122 u. 123) setzen sich die Sedimente vorwiegend aus fahlgrauen, parallelgeschichteten Schluffsteinen sowie weißen, blau- und rotgrauen Mergel- und Tonsteinen zusammen.

In die buntgefärbten, steifplastischen, teilweise schluffigen, sandigen bis kiesigen Tonsteine sind zahlreiche kohlige Pflanzenflitterchen sowie bis zu 10 cm lange Hölzer (Stammreste von *Equisetites* sp.) eingelagert. Die Gerölle setzen sich hauptsächlich aus Gangquarzen und Kieselschiefern des Unter- und Oberkarbons zusammen. In den Tonsteinen fanden sich nach J. INDANS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) agglutinierende Foraminiferen der Gattungen *Arenobulimina* und *Ataxophragmium*. Aus den weißgrauen Tonen und Mergeln konnte INDANS neben angelösten Schalenbruchstücken von Mollusken, Inoceramenprismen, Einzelkorallen, Seeigelstacheln und Skelettresten von Spongien folgende Foraminiferen bestimmen:

- Arenobulimina preslii* (REUSS), häufig
- Arenobulimina* sp.
- Dorothia gradata* (BERTHELIN), nicht selten bis häufig
- Frondicularia* sp., 1 Exemplar
- Gavelinella?* sp. vel *Gavelinopsis?* sp., einige kleine nicht identifizierbare Gehäuse
- Lenticulina* sp. sp., selten, Steinkerne
- Lituola nautiloidea* LAMARCK, nicht selten
- Marssonella trochus* (D'ORBIGNY), häufig
- Plectina* cf. *ruthenica* (REUSS), häufig
- Reophax* sp., selten
- Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW), 1 Exemplar
- Tritaxia pyramidata* REUSS, sehr häufig

Mit Hilfe der Arten *Dorothia gradata* und *Arenobulimina preslii* können die weißgrauen Mergelsteine in den Grenzbereich Unter-/Oberkreide (Mittelalb bis Obercenoman) eingestuft werden. *Rotalipora cushmani* ist eine Leitform des Obercenomans. Sowohl hinsichtlich Fauna als auch petrographischer Ausbildung bestehen große Ähnlichkeiten mit der „Hangenden Mergelfolge“, welche den Rühener Grün sandstein überlagert.

An der Oberkante des südöstlichen Steinbruchabschnitts, etwa 3 m unterhalb der Ackerkrume und ca. 80 m östlich der oben beschriebenen Makrospalte, war 1978 im Hangenden des blaugrauen dichten Massenkalks in einer Megaspalte ein einige Dezimeter mächtiger, schichtparallel eingelagerter sparitischer Kalkstein erschlossen. Nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-

Westf.) besteht er zu 91 % aus Calcitkristallen, deren Größe zwischen 20 µm und 3,5 mm schwankt. Als einziges Tonmineral tritt in sehr geringer Menge Illit auf, der größtenteils gemeinsam mit kryptokristallinem Quarz in 0,5–2 mm breiten und bis 1,5 cm langen, zueinander subparallel angeordneten Schmitzen konzentriert ist. Bei Anwitterung wird das Gestein rostbraun und weist eine deutliche Parallelbänderung auf. Ein besonderes Charakteristikum stellen bis 1,5 mm lange, zum Teil makroskopisch schwarz erscheinende, häufig weitgehend idiomorphe Quarzkristalle dar, die auch zu Nestern zusammentreten und reich an kleinen Calciteinschlüssen sind. Die schwarze Varietät enthält nach H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) 12,4 Gew.-% Calcit und 0,07 % organischen Kohlenstoff, welcher die dunkle Farbe verursachen dürfte. Zwischen der Spaltenfüllung und dem Trägergestein ist eine etwas über 10 cm mächtige grobe, arkoseähnliche Breccie ausgebildet.

Aus der Spaltenfüllung wurden folgende Conodonten gewonnen:

Ancyrodella sp.
Icriodus sp.
Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER
Polygnathus cristatus ZIEGLER
Polygnathus triangularis ZIEGLER
Siphonodella crenulata MT 2 (COOPER)

Es handelt sich mithin um eine Mischfauna, die das gesamte Oberdevon umfaßt und bis zum Unterkarbon II reicht (Mittlere *asymmetricus*- bis *isosticha*-/Obere *crenulata*-Zone).

4.2.9. Steinbruch Hillenberg der H. Brühne GmbH (zentraler R/H-Wert: R 55 600, H 00 300; Aufschluß 9 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: Kiesel- und Alaunschiefer, Rütthener Grünsandstein, Fließerde, Calcitgrus mit Kata-Impsonit

Alter der Füllung: Unterkarbon, Cenoman, Pleistozän bis Holozän

Im Steinbruch steht graublauer bis schwärzlich grauer, massig wirkender, schichtungsloser Massenkalk an, welcher vollkommen von tektonischen Trennflächen überprägt ist. Schichtung ist wie im Steinbruch Hohe Liet (Kap. 4.2.8.) in der Regel nur an dünnen Anreicherungsstagen von Stringocephalen und Korallen zu erkennen. So lassen sich an West- und Ostwand einige Sättel und Mulden im Dezimeter- bis Meterbereich feststellen. Die Nordflügel der Sättel sind zunächst überkippt (ss ca. 80/70°SE) und gehen dann erst in normales Nordfallen über. Abgesehen von den durch die Spezialfaltung hervorgerufenen Unregelmäßigkeiten herrscht Südfallen mit einem zwischen 25 und 40° schwankenden Einfallen vor.

Den Steinbruch durchzieht eine an eine Störung geknüpfte, etwa 500 m lange Nord-Süd verlaufende Makrospalte, welche den dem Steinbruch nördlich vorgelagerten Klippenzug des Piusberges deutlich um ca. 100 m gegeneinander versetzt. Innerhalb des Steinbruchs ist die Störung nicht zu verfolgen, jedoch muß sie auch den Bruch durchziehen, worauf zwei Beobachtungen hinweisen:

- An der Südwand des Steinbruchs aufgeschlossene Spalten- und Schlottenfüllungen sind direkt an die mit der Störung verknüpfte Makrospalte gebunden.
- Die an der westlichen sowie östlichen Steinbruchwand gemessenen Faltenachsen lassen sich nicht quer über den Bruch verbinden.

An der Südwand ist bei R 55 730, H 00 090 eine trichterförmige Schlotte erschlossen, deren Breite auf der höheren Sohle 15 m, auf der tieferen 8 m beträgt. Die Schlottenfüllung setzt sich aus weißlich verwittertem, umgelagertem Massenkalk, aus Kiesel- und Alaunschiefern des Unterkarbons, Glaukonitsandstein und weißlichen, feinkörnigen, mergeligen Sandsteinen des Cenomans sowie lehmigen Fließerden des Pleistozäns bis Holozäns zusammen. Oberkarbon-Grauwacken fehlen. Die paläozoischen Bestandteile sind vorwiegend im tieferen Teil der Schlotte anzutreffen. Nähere Einzelheiten sind bei CLAUSEN (1979: 116) beschrieben. Eine weitere Makrospalte mit einer ähnlichen Füllung tritt 80 m weiter östlich auf (R 55 810, H 00 090). Sie reicht jedoch nicht bis zur unteren Sohle herab.

Ein überraschendes Ergebnis lieferte die Füllung eines horizontalen, ganz von Massenkalk umgebenen Hohlraums, der an der Ostwand ca. 8 m unter der Steinbruchoberkante aufgeschlossen ist (R 55 850, H 00 250; CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985: Abb. 2). Er besitzt eine trichterförmige Gestalt und ist an seiner Oberkante ca. 35 m lang. Seine maximale Höhe beträgt 8 m. Die Füllung besteht aus zwei, durch ihre unterschiedlichen Färbungen deutlich voneinander abgrenzbaren Abschnitten. Einzelheiten zu den Fundumständen und zur makro- sowie mikro-petrographischen Analyse der Füllung sind eingehend bei CLAUSEN (1979: 117 - 119) und CLAUSEN & HATTON & STADLER (1985) beschrieben. Hier sei im Zusammenhang mit dem Spaltenthema nur so viel wiedergegeben, daß die untere Hohlraumfüllung aus kohligten Bänderlagen mit Kata-Impsonit, die obere hingegen aus Kalksinter, fein- bis grobsparitischen Kalksteinen, Schuttalksteinen, Feinkonglomeraten und Breccien der Kreide-Zeit besteht. Der weißlich-gelbe bis gelbbraune, teils massige, teils gebänderte, parallel und girdandenartig verlaufende Kalksinter umgibt stellenweise unregelmäßig geformte Massenkalk-Blöcke, die offensichtlich vom Einsturz der Hohlraumwände oder der Dachpartien herrühren. Auch einige verkieselte, fein- bis grobsparitische, weißgraue bis beige Kalksteine werden von dem Kalksinter umgeben. Einige große, in die obere Hohlraumfüllung eingelagerte Tropfsteinbruchstücke weisen darauf hin, daß ursprünglich eine kleine Tropfsteinhöhle vorgelegen hat. Solche Tropfsteine konnten sich erst dann bilden, als ab dem älteren Mesozoikum nach Denudation der Decksedimente der Massenkalk in den karstaktiven Bereich zwischen Grundwasserspiegel und Geländeoberfläche gelangte.

Kata-Impsonit verdankt seine Entstehung Erdöl, welches den das Riff unterlagernden Flinz-Schichten (= Erdölmuttergestein) entstammt. Erst im Oberkarbon wanderte das Erdöl in das Riff ein. Da es dort einen weitgehend geschlossenen Porenraumkörper antraf, hätte eine Platznahme nicht erfolgen können, wenn nicht Klüfte und Spalten (Sekundärporositäten) zur Verfügung gestanden hätten. Während des saxonschen Mineralisationszyklus remobilisierte das Erdöl und drang in den Hohlraum ein. Es füllte die Zwischenräume des dort geschichteten Calcitgrusses aus und metamorphosierte zu Kata-Impsonit.

4.2.10. Aufgelassener Steinbruch In der Günne (R 59 870, H 01 150; Aufschluß 10 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Dorp-Fazies (UFFENORDE 1977 b: Abb. 1-7)

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Mega- und Mikrospalten

Richtung der Spalten: ab-orientiert (ss-parallel)

Füllung: Kalkstein, crinoidenführend

Alter der Füllung: Oberdevon bis Unterkarbon II

Dieser Aufschluß ist schon seit längerer Zeit mit Bauschutt verfüllt, so daß eine Beobachtung und Probenentnahme nicht mehr möglich ist. Der Nachweis von unterkarbonischen Conodonten in den Kalksteinen dieser und benachbarter Lokalitäten (Hohler Stein) durch UFFENORDE (1976, 1977 b) war für ihn Veranlassung, größere Abschnitte am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform als „Kohlenkalk“ oder „Kallenhardt-Kalk“ vom Massenkalk abzutrennen. Die darin vorkommenden Stromatoporen, Korallen und oberdevonischen Conodonten (neben unterkarbonischen) wurden als resedimentiert angesprochen. UFFENORDE (1977 b, 1982 in CLAUSEN et al.) rückte später von seinen stratigraphischen und paläogeographischen Vorstellungen ab, nachdem anlässlich einer Exkursion (Subkommission für Karbonstratigraphie 1977) die conodontenführenden Schichten als Spaltenfüllungen im adorfischen Massenkalk (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), der nur am Südrand des Warsteiner Sattels vorkommt, erkannt wurden. KREBS & WACHENDORF (1979: 36) kommen zu dem Ergebnis, daß nicht der gesamte „Kallenhardt-Kalk“ (sensu UFFENORDE 1977 a) ein jüngerer Synonym des Erdbacher Kalks ist, sondern lediglich die unterkarbonischen Crinoidenkalksteine, die in den Spalten im Massenkalk litho- und biofaziell dem Erdbacher Kalk entsprechen.

Die von UFFENORDE (1977 a) mitgeteilten Faunen umfassen wesentlich mehr oberdevonische Conodonten (70 %) als unterkarbonische (30 %). Folgt man den Vorstellungen von KREBS & WACHENDORF (1979), daß es sich bei den Füllsedimenten der Spalten ausschließlich um Erdbacher Kalk handelt, so wären die Spalten während der Zeit des Unterkarbons II β / γ relativ schnell und einmalig verfüllt worden. Die oberdevonischen Conodonten, die die Hauptanteile der Fauna stellen, würden somit Geisterfaunen in den unterkarbonisch angelegten Spalten darstellen. Da es sich hier jedoch um ss-parallele Spaltenfüllungen handelt, kann nicht ausgeschlossen werden, daß analog zum Aufschluß 5 im Steinbruch Weiken stark kondensierte Schichten vorliegen, die eine normale stratigraphische Conodontenabfolge enthalten. Dafür spricht auch die paläogeographische Situation am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform auf der Hochscholle (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 290 – 295). Danach kann in diesem Gebiet von einer kontinuierlichen, geringmächtigen Sedimentation von Cephalopodenkalksteinen ausgegangen werden, wobei jedoch diese ursprünglichen Sedimente bis auf wenige Reste resedimentiert und in Form der Schlagwasserbreccie abgelagert wurden. Vor deren Resedimentation und im frühdiagenetischen Zustand war es entsprechend der fortschreitenden Hohlrumbaue möglich, daß diese während der Sedimentation kontinuierlich verfüllt wurden und ihr Inhalt vor der Resedimentation bewahrt blieb. Diese Spaltenfüllungen legen also auch Zeugnis dafür ab, daß ehemals nicht nur der Erdbacher Kalk, sondern auch Cephalopodenkalksteine in diesem Bereich der Warsteiner Carbonatplattform sedimentiert wurden. Die starke und gut sichtbare Interdeformation, auf die bereits RICHTER-BERNBURG (1953) und PLESSMANN (1966) hinwiesen, sagt aus, daß es zu einer weitgehenden Auflösung des ursprünglichen stratigraphischen Verbandes und der sedimentären Anlagerungsgefüge kam. Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 37) „wurden die vermutlich

schichtparallel angelegten, mit Erdbacher Kalk gefüllten Spalten (s-Spalten) mit dem Massenkalk tektonisch verschleift (Abb. 4)“. Diese Tatsache läßt den Nachweis einer langsamen Verfüllung der Spalten über eine Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II lediglich folgern, aber nicht mehr belegen.

4.2.11. Aufgelassener Steinbruch der Warsteiner Kalkwerke im Rangetal (zentraler R/H-Wert: R 56 600, H 00 400; Aufschluß 11 in Abb. 2).

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalten

Richtung der Spalten: ac-orientiert

Füllung: Knochenbreccie, Calcit, Kalksinter, Kalksteinbruchstücke, Fließerden

Alter der Füllung: Pleistozän bis Holozän

Die blaugrauen Kalksteine des Massenkalks fallen durchgehend mit 30–50° nach Süden ein. Sie sind stark geklüftet. Die 160–180° streichenden, überwiegend saigeren Klüfte (ac-Klüfte) sind spaltenartig erweitert und mit Calcit, Kalksinter, Kalksteinbruchstücken und eingeschwemmten Fließerden verfüllt. Die Kalksteinbruchstücke entstammen dem Einsturz von Hohlräumen und seitlichen Begrenzungswänden. Die Fragmente sind größtenteils durch Calcitkrusten miteinander verschweißt. Erhalten gebliebene Hohlräume sind mit Sinter mehr oder weniger vollständig ausgekleidet. An der Ostwand des nördlichen Steinbruchs befinden sich die Zugänge zur Liethöhle. Auf den engen Zusammenhang zwischen Höhlenbildung und Trennflächengefüge haben MEIBURG et al. (1977), EBHARDT & MEIBURG (1979) sowie MEIBURG & STOFFELS (1979) hingewiesen. Diesen Arbeiten sind ausführliche tektonische, karsthydrologische und speläologische Ergebnisse zu entnehmen.

Die Westwand des Steinbruchs besitzt lang aushaltende, 160–170° streichende ac-Klüfte. An eine solche Kluft ist eine Spaltenfüllung gebunden, die als Knochenbreccie bezeichnet werden kann. Sie setzt sich aus mit „Lehm“ umkleideten Massenkalk-Stücken und Wirbeltierknochenrelikten zusammen. Wo die Breccie an das Trärgestein grenzt, ist sie mit niedrig-traubigen Sintertapeten überzogen. Auch die Kalksteinbruchstücke sind zum Teil mit Sinter überzogen. Die Kluftflächen, welche die Spaltenfüllung begrenzen, sind glatt und fallen mit 70–80° nach Osten ein. Die Spalte ist mindestens 50 m lang und reicht ca. 14 m tief unter die Tagesoberfläche.

Die Knochenreste sind so gut wie ausschließlich Schädelfragmente, Unterkiefer, Zähne, Wirbel und Extremitätenknochen des Höhlenbären *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER. Die Breccie verdankt ihr Entstehen dem Einsturz ehemals höher gelegener Hohlräume, die als Wohnstätten des Höhlenbären dienten. Beim Bergen der Fossilien wurde ein Schurf bergwärts quer durch die Spaltenfüllung getrieben; nach 2 m war das die Füllung begrenzende Trärgestein erreicht. Danach wurde die Breccie im Spaltenstreichen ausgeräumt. Dabei entstand schließlich ein ca. 3,5 m langer, 2 m breiter und 2 m hoher Hohlraum. Im Oktober 1978 brach die hintere bergwärtige, aus Massenkalk bestehende Wand des Hohlraums ein. Dahinter war eine mindestens 10 m lange, 5 m breite und 1,5 m hohe Kammer vorhanden. Von der Eingangsöffnung her ließ sich erkennen, daß hierin eine

weitere, parallel verlaufende Spalte angeschnitten war, deren Füllung ebenfalls eine Knochenbreccie enthielt. Sintertapeten und dünne Stalaktiten waren an der Kammerdecke zu beobachten. Dieser Hohlraum wurde wegen Einsturzgefahr nicht begangen. Insofern ließ sich nicht entscheiden, ob und wie weit sich die Kammer weiter zur Teufe hin erstreckte. Sehr wahrscheinlich wurde mit dem hinteren Hohlraum das Höhlensystem an der westlichen Steinbruchseite wiederentdeckt, von welchem LOTZE (1949) berichtete. Die Knochenbreccie dieses Hohlraums dokumentiert das höhere, im Speläolysestadium befindliche Niveau der Höhle. Der ursprüngliche Eingang soll sich an der nordwestlichen Steinbruchseite befunden und die Höhle bei einer Länge von etwa 30 m bis zu 25 m unter die Steinbruchsohle erstreckt haben. Von MEIBURG & STOFFELS (1979: 167) wurde diese westliche Höhle als „Liet-Schachthöhle“ bezeichnet. Ende Oktober 1978 wurde der erschürfte Hohlraum von den Warsteiner Kalkwerken aus Sicherheitsgründen zugeschoben. Ob außer karsthydrologischen Verbindungen noch begehbare Gänge zwischen der westlichen Schachthöhle und dem östlichen Hohlraumssystem, der eigentlichen Liethöhle, bestehen, ist nicht bekannt.

Eine weitere Spaltenbreccie mit Höhlenbärelikten fand sich bei R 56 450, H 00 720, an einer Zufahrt zum Steinbruch Risse. Die Spaltenfüllung reicht von der Tagesoberfläche her mindestens 30 m tief herab. Die Knochenfragmente sind fest mit Massenkalk-Schutt verbacken und nicht so schwach zementiert wie die altersgleiche Breccie an der Liet-Schachthöhle.

4.3. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Cephalopodenkalkstein

4.3.1. Schurf am Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250; Aufschluß 12 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *marginifera*- bis *costatus*-Zone

Spaltenart: Megaspalte mit nicht erkennbaren Mikrospalten (Abb. 4)

Richtung der Spalte: Megaspalte ab-orientiert (ss-parallel); Mikrospalten vermutlich nicht diagonal verlaufend

Füllung: Megaspalte mit Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein; Mikrospalten mit Cephalopodenkalkstein

Alter der Füllung: siehe Tabelle 3, S. 358 – 359

Lesesteine eines Trilobiten-Crinoiden-Schillkalksteins in einem Gebiet, dessen Schichten nach der geologischen Landesaufnahme (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 106, GK 25: 4516 Warstein) aus Cephalopodenkalkstein des höheren Oberdevons bestehen, waren Veranlassung, deren Herkunft durch Schurfarbeiten zu erkunden. Es wurde an einer Wegeböschung (Abb. 4: 6) quer zum Streichen der Schichten ein Kurzprofil freigelegt.

Das Profil erstreckt sich über eine Länge von 5 m; die wahre Mächtigkeit beträgt ca. 4 m (ss 175/40). Die erschürften Gesteine bestehen aus bankigen, knollig-knotigen, teilweise flaserigen Kalksteinen, wie sie für oberdevonische Cephalopodenkalksteine typisch sind. Im oberen Abschnitt des Schurfs wurde eine ca. 20 cm mächtige Bank angetroffen, die dem obengenannten Kalkstein entspricht. Zwischen den Bankfugen lagern geringmächtige, graubraune bis braune, schwach

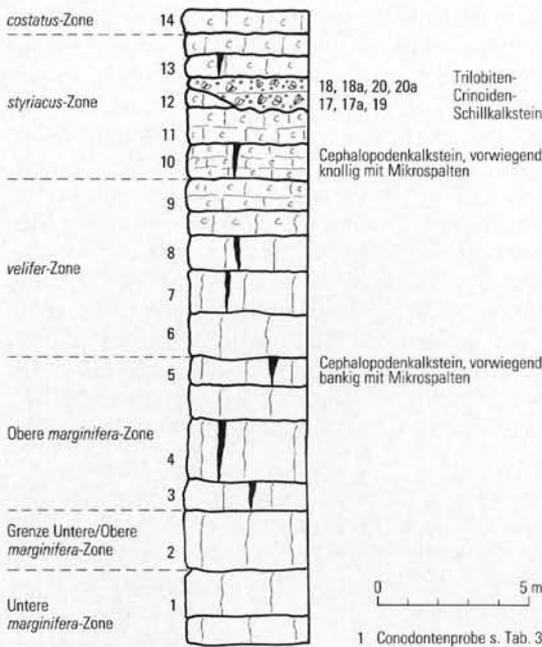


Abb. 4
Säulenprofil vom Schurf am Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250)
Erschürfter Cephalopodenkalkstein und ss-parallele Spaltenfüllung mit einem Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein

Fig. 4
Columnar profile of the prospecting trench at the Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250)
Cephalopod limestone and bedding-parallel sediment-bearing dyke with a trilobite-crinoid-lumachelle limestone

karbonatische Ton- und Schluffsteine. Zum Hangenden hin werden die Kalksteine dünnbankiger und sind vorwiegend knotig-knollig bis flaserig ausgebildet. Die tonig-schluffigen Zwischenschichten werden bis zu 2 cm mächtig und besitzen keinen Carbonatgehalt mehr. In diesem oberen Profilabschnitt befindet sich der auffällige Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein. Er weicht petro- und biofaziell sowie in seiner stratigraphischen Reichweite völlig von den liegenden und hangenden Cephalopodenkalksteinen ab. Das Gestein ist grau, dunkelgrau, blaugrau bis schwarz. Die Matrix ist grobspätig bis mergelig, wobei die mergeligen Partien schlierig und schichtparallel angeordnet sind. Im Bindemittel befinden sich regellos eingestreut zahlreiche bis 2 cm große Trilobitenreste (vorwiegend Pygidien) und bis zu 1 mm große Stielglieder von Crinoiden. Eine Gradierung oder Einregelung ist nicht zu beobachten. Die Unterseite der Bank ist wellig ausgebildet und greift unterschiedlich tief in die liegende Cephalopodenkalksteinbank ein, wobei die tonig-schluffige Zwischenschicht fehlt. Ferner schneidet sie in ihrem Verlauf eine Kalksteinbank schräg an (s. Abb. 4).

Diese Beobachtung weist darauf hin, daß der Spaltenraum vor der asturischen Gebirgsbildung unter submarinen Bedingungen durch Lösung des Kalksteins geweitet wurde. Die Dachfläche des Spaltenhohlraums, die von einer tonig-schluffigen Zwischenschicht gebildet wird, ist bis zur restlosen Verfüllung nicht beeinflusst worden. An der Stelle, wo die Spaltenunterseite nach ihrem schrägen Verlauf wieder parallel der Oberseite verläuft, ist in der Füllung eine Schichtfuge angedeutet.

Die Alterseinstufung nach Conodontenfunden zeigen Abbildung 4 und Tabelle 3.

Auffallend für dieses nach der Conodontenabfolge lückenlose Profil ist einmal das Fehlen des *annulata*-Horizonts (doIV) sowie die geringe Mächtigkeit der

Cephalopodenkalksteine. Altersäquivalente Schichten sind am Kattensiepen und Eulenspiegel über 20 m mächtig (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Außerdem ist an diesen beiden Lokalitäten der *annulata*-Horizont wohlausgebildet.

Der hohe Anteil von Conodontenmischfaunen in den untersuchten Proben (s. Tab. 3) ist mit Sicherheit auf nicht erkannte Mikrospalten zurückzuführen, da Anzeichen für Hiatus, Dereption und dergleichen fehlen. Die dichte lückenlose Aufeinanderfolge der Conodontensubzonen weist darauf hin, daß hier eine extreme Kondensation vorliegt, die mit Spaltenbildung einhergeht (UFFENORDE 1976, WENDT 1971*). Im Gegensatz zu den Mischfaunen aus den Massenkalk-Mikrospalten liegt der Anteil der autochthonen Conodontenfaunen bei mehr als 90 %. Das Vorkommen von ausschließlich älteren Conodonten weist darauf hin, daß die Spalten von oben verfüllt wurden, und zwar relativ schnell, da die einzelnen Subzonen lückenlos übereinanderfolgen, also längere Zeitspannen nicht zur Verfügung standen. Analog zu den Megaspalten an den Klippen des Kalvarienberges (s. Kap. 4.3.3.) sind die hier wegen Materialgleichheit nicht sichtbaren Mikrospalten in ac- oder bc-Richtung angelegt. Schichtparallele Mikrospalten scheiden aus, da bei einer sehr langen Öffnungszeit mit Sicherheit eine chemische Weitung stattgefunden hätte. Ebenso sind Diagonalspalten wenig wahrscheinlich, da die vorgegebenen Dehnungsfugen nur nach den oben angegebenen Richtungen verlaufen. Gleichfalls müßte bei einer hier benutzten Probenmenge von ca. 20 kg Gestein die Anzahl der nichtautochthonen Conodonten weit mehr als 10 % betragen, wie bei einem derartigen Spaltenverlauf aus dem Steinbruch am Hessenkamp belegt ist (s. Kap. 4.2.1.).

Die Zusammensetzung der Makrofauna in der Megaspalte ist bemerkenswert. Einmal handelt es sich um zum vagilen Benthos gehörende kleinwüchsige Trilobiten. Sie sind stark abgeflacht, kleinäugig und weisen als Biotop auf tieferes, wenig bewegtes und undurchleuchtetes Meerwasser hin. Die Crinoidenreste, die zum sessilen Benthos gehören, weisen dagegen auf Flachwasserregionen als Lebensraum hin. Hier kommen also zwei Faunengruppen vor, die einander normalerweise ausschließen und zwei völlig verschiedenartigen Biotopen angehören. Unter Einbeziehung des Trägergesteins kann man tatsächlich von drei unterschiedlichen Lebensräumen sprechen, da noch die Cephalopoden zu berücksichtigen sind, die als Nektonten in der unmittelbaren Umgebung der Spaltenöffnung lebten und namengebend für das Trägergestein sind.

WENDT (1971*) wies an Ammoniten nach, daß die zum Meeresboden hin geöffneten schichtparallelen Spalten von Zwergfaunen, der Meeresboden dagegen selbst von normalwüchsigen Faunen besiedelt wurde. Bei Trilobiten aus dem Erdbacher Kalk beschrieben G. & R. HAHN (1981: 358 – 361) besondere Formen, die sich an extreme Lebensräume anpassen können. Sie stellten fest, daß sich Kohlenkalk- und Kulm-Trilobiten im gemeinsamen Biotop vermischen können. Bei den Trilobiten aus dem Kohlenkalk handelt es sich um Gattungen, die meist kräftig gewölbte Panzer mit großen Augen besitzen und gutdurchlüftete Oberflächenbereiche im Meer bewohnten. Die abgeflachten, kleinäugigen Kulm-Trilobiten lebten dagegen am Grunde der lichtarmen Spalten. Doch bezogen auf unseren Fall kann man hier nur bedingt von Spalten- und Normalfauna sprechen, da die Fauna völlig abweichend zusammengesetzt ist. Folgt man dem von G. & R. HAHN (1981) entwickelten palökologischen Modell, so bewohnten demzufolge die Kohlenkalk-trilobiten in ökologisch exponierten Nischen kleine Areale, wobei angenommen wird, daß Larven aus dem Kohlenkalkmeer in den Kulm-Bereich verdriftet wurden.

Tabelle 3 (Fortsetzung)

	Proben-Nr.																							
	L 1141	L 1142	L 1143	L 1144	L 1145	L 1146	L 1147	L 1148	L 1149	L 1150	L 1151	L 1152	L 1153	L 1154	L 1155	L 1156	L 2014	L 2015	L 2016	L 2017	L 2018	L 2019	L 2020	
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>				+											+									
<i>P. triangulus triangulus</i>			+	+	+										+	+				+				
<i>P. triangulus inaequalis</i>				+											+	+								
<i>P. triangulus pinnatus</i>				+											+	+								
<i>P. trigonicus</i>								+						Δ	+		+		+	+		+		
<i>P. sp.</i>															+	+								
<i>Scaliofnathus anchoralis</i>															+		+	+	+	+				
<i>S. velifer velifer</i>					Δ				Δ															
<i>Siphonodella cooperi</i>															+	+								
<i>S. crenulata</i>				+										+	+		+					+		
<i>S. duplicata</i>															+	+								
<i>S. isosticha</i>															+	+								
<i>S. lobata</i>				+											+	+								
<i>S. obsoleta</i>				+											+	+								
<i>S. quadruplicata</i>															+									
<i>S. praesulcata</i>				+											+	+								
<i>S. sulcata</i>			+	+											+	+		+	+	+				
<i>S. sp.</i>															+	+								
<i>Spathognathodus inornatus</i>										+			+											
<i>S. spinulicostatus</i>							+						+	Δ										
<i>S. strigosus</i>					Δ					Δ	Δ	Δ	Δ											
<i>S. werneri</i>	Δ				Δ					Δ	Δ	Δ	Δ											
<i>S. sp.</i>					Δ																			

Δ Fauna aus dem Trägergestein
+ Fauna aus Spaltenfüllungen

Untere <i>marginifera</i> -Z.																								
Untere bis Obere <i>marginifera</i> -Zone																								
<i>marginifera</i> -Zone																								
<i>velifer</i> -Zone																								
<i>styriacus</i> -Zone																								
Obere <i>styriacus</i> -Zone																								
<i>costatus</i> -Zone																								
ac-Spalte unterhalb Profil (s. Abb. 4)																								
Trilobiten-Crinoiden-Schilfkalkstein																								

In unserem Fall lebten die Cephalopoden im Bereich von Tiefschwellen. Die schichtparallelen Spalten im Sediment waren ökologische Nischen und der Wohnbereich für Trilobitengattungen mit abgeflachten Panzern und kleinen Augen. Die im Spaltenraum zusammen mit den Trilobiten vorkommenden Crinoidenreste sind aus Flachwassergebieten zusammen mit silikatischem Material herangeführt worden, wobei die Spalten als Fossil- und Sedimentfallen fungierten. Die Conodonten, als Hauptfossilgruppe in der Spaltenfüllung, sind mit Sicherheit parautochthon bis umgelagert, da sie ausschließlich Mischfaunen darstellen. Die angedeutete Schichtfuge in der 20 cm mächtigen Spaltenfüllung war Veranlassung, diese geringmächtige Abfolge getrennt zu untersuchen. Wie die Verbreitungstabelle der Conodonten zeigt (Pr. 10–13), ist die Spalte in Cephalopodenkalksteinen der *styriacus*-Zone angelegt. Die Proben 17, 17a und 19 aus dem unteren Teil der Spaltenfüllung enthalten neben den Conodonten des Trägergesteins (*styriacus*-Zone) ältere aus der *marginifera*-Zone und jüngere aus der *costatus*-Zone. Die älteren Faunen weisen darauf hin, daß sie aus einem Gebiet submariner Resedimentation oder Nichtsedimentation stammen, die östlich des Profils auf der Warsteiner Carbonatplattform vorhanden waren. Die jüngeren Faunen dagegen belegen, daß die Spalte auch nach der *styriacus*-Zone zum Meeresboden hin

geöffnet blieb und jüngere Conodonten aus der *costatus*-Zone eingelagert werden konnten. Der obere Teil der Spaltenfüllung enthält sogar noch Conodonten bis zur Lebenszeit des *Scaliognathus anchoralis* (Pr. 18, 18a, 20, 20a) und belegt damit eine Öffnungszeit von der *costatus*- bis zur *anchoralis*-Zone – eine Zeitspanne, wie sie für schichtparallele Spalten nicht selten ist. Zwei kleine Klippen dicht unterhalb des freigelegten Profils bestehen aus dem gleichen erschürften Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein, ohne daß das Trägergestein aufgeschlossen ist. Die Spalte dürfte ebenfalls im höheren Oberdevon anzusiedeln sein. Wie die Conodontenproben 15 und 16 in Tabelle 3 zeigen, handelt es sich um die artenreichste Fauna, die in diesem Gebiet aus Spaltenmaterial gewonnen wurde. Bis auf die Leitform *Scaphignathus velifer velifer* sind sämtliche Conodontenzonen von der Oberen *Pal.-triangularis*- bis zur *anchoralis*-Zone belegt.

4.3.2. Spaltensysteme in den Klippen am Kalvarienberg (zentraler R/H-Wert: R 61 040, H 03 150; Aufschlüsse 13 und 14 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *crepida*- bis *velifer*-Zone

Spaltenart: Mikro-, Mega- und Makrospalten (Taf. 3: Fig. 1)

Richtung der Spalten: ac-, bc-Richtungen und Querspalten

Füllung: Tonsteine, Schluffsteine, Kalksteine

Alter der Füllung: *A.-triangularis*- bis *anchoralis*-Zone

Die Spaltensysteme durchziehen Cephalopodenkalksteine, die in zahlreichen Klippen und Klippenzügen südlich des Kalvarienberges aufgeschlossen sind. Verbindet man die verstreut liegenden größeren und kleineren Felsvorsprünge und -treppen, gelangt man zu dem in Abbildung 5 dargestellten Säulenprofil der geologischen Gesteinsabfolge.

Die Schichtenfolge beginnt mit hellgrauen bis grauen, dichten, dezimetergebanten Kalksteinen, deren Schichtfugen durch Einlagerungen von bis zu 1 cm dicken, tonig-schluffigen, braun bis ockerbraun anwitternden Sedimenten hervorgerufen werden. Nach dem Inhalt der Conodontenproben 16 und 22 (s. Tab. 4) wurden diese Kalksteine in die *crepida*-Zone eingestuft. Darüber folgen gleichartige Gesteine, die stratigraphisch von der *rhomboidea*- bis zur Unteren *marginifera*-Zone (Pr. 19, 24, 25) reichen. Der obere Abschnitt der Cephalopodenkalksteine, der bis zur Oberen *marginifera*-Zone (Pr. 15, 13, 14, 26) reicht, ist petrographisch anders ausgebildet. Es handelt sich dabei vorwiegend um fossilführende, knotig, knollig, teilweise auch flaserig ausgebildete, im Zentimeter-, seltener im Dezimeterbereich gebankte, graue bis hellgraue Kalksteine. Sie enthalten bis zu 3 cm mächtige graugrüne, braun bis ockerbraun anwitternde tonig-schluffige Zwischenmittel. Bei der Verwitterung treten sie aufgrund des niedrigeren Carbonatgehalts oft netzartig hervor. Die geringmächtigen Cephalopodenkalksteine oberhalb eines hangparallel verlaufenden Weges ähneln wieder den bankigen, grauen bis hellgrauen Kalksteinen aus den Basisschichten des Profils. Sie gehören nach Conodontenfunden (Pr. 10) stratigraphisch zur *velifer*-Zone. Diese lückenlose Abfolge von Cephalopodenkalksteinen ist ca. 20 m mächtig und entspricht somit, von geringfügigen Abweichungen abgesehen, den gleichalten Profilabschnitten in den Steinbrüchen Eulenspiegel und Kattensiepen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Nur etwa 150 m nordnordöstlich der hier beschriebenen Abfolge reduziert sich die Mächtigkeit der Cephalopodenkalksteine auf nur 3 m (R 60 910, H 03 250; Aufschluß 12 in Abb. 2), obwohl dort die *styriacus*- und *costatus*-Zone nachgewiesen wurde. In der mächtigeren Abfolge lagern über den Cephalopodenkalksteinen der *velifer*-Zone direkt Kieselschiefer des Unterkarbons und der Erdbacher Kalk in der für ihn typischen Ausbildung. Das Fehlen der Kalksteine über der *velifer*-Zone kann nur so erklärt werden, daß diese Schichten, die ja im dicht benachbarten Profil (Aufschluß 12) vorhanden sind, resedimentiert wurden, so daß von einer primären Schichtlücke hier nicht gesprochen werden kann. Resedimente, mit einem Alter der hier fehlenden Kalksteine, also von der *velifer*- bis zur *sulcata*-Zone, sind am Fuße des Kalvarienberges in einem Steinbruch als Schlagwasserbreccie vorhanden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308).

Der Grund der Mächtigkeitsschwankungen dürfte in einem ausgeprägten Paläorelief des Sedimentationsraums zu suchen sein. Das bedeutet, daß sich hier auf engem Raum, den Sattelstrukturen folgend, voneinander abweichende Tief-schwellen ausgebildet hatten, die unterschiedliche Sedimentationsbedingungen aufwiesen (vgl. z. B. RABIEN 1956*).

Wie die Tabelle 4 zeigt, war es bis auf wenige Ausnahmen nicht möglich, Conodontenproben zu entnehmen, die keine Mischfauna enthielten.

Begeht man die Klippen am Kalvarienberg (Abb. 6), so fallen, hangaufwärts immer zahlreicher werdend, Sedimentgänge von ganz unterschiedlicher Ausbildung auf, so daß es unmöglich ist, diese einzeln zu beschreiben. Es wird deshalb im

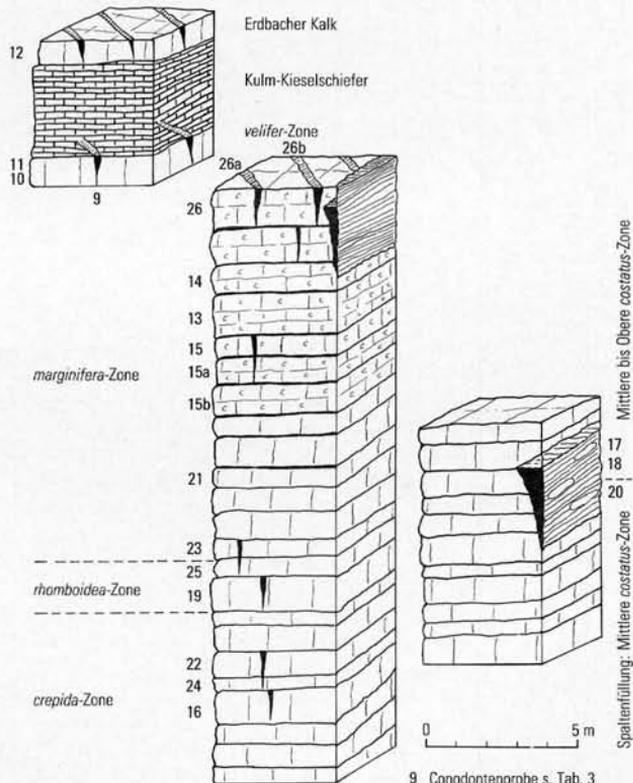


Abb. 5
Kombiniertes Säulenprofil der Klippen am Kalvarienberg

Fig. 5
Combined columnar profile of the cliffs at the Kalvarienberg

9 Conodontenprobe s. Tab. 3

Verlauf, der erst nach der plötzlichen Verengung ebenflächig wird (25 cm unterhalb Pfeil 1). Der obere Abschnitt der Spaltenfüllung besteht aus einem graugrünen bis olivgrünen, geschieferten Schluffstein, der im oberen Bereich einige regellos verteilte, stark verwitterte Kalkknollen enthält. Das Alter dieses Schluffsteins konnte nicht bestimmt werden. Mit scharfer Grenze geht die Spaltenfüllung nach unten in dunkelgraue bis graue Kalksteine über, die undeutlich gebankt sind. Dem Typ nach unterscheidet sich die kalkige Spaltenfüllung lediglich durch das Farbmerkmal von den sie umgebenden Cephalopodenkalksteinen. Die darin vorkommende Conodontenmischfauna umfaßt die Zeitspanne von der Oberen *crepida*- bis zur *sulcata*-Zone. Ab der plötzlichen Verengung ist die Füllung wieder tonig-schluffig und konnte stratigraphisch nicht näher eingestuft werden, steht aber, wie die Figur 1 auf Tafel 3 vermittelt, mit den Schluffsteinen am Top der Spalte in Verbindung. Die unterschiedlichen Spaltensedimente weisen darauf hin, daß die Verfüllung mehrphasig von oben erfolgte. Das Vorkommen von *Siphonodella praesulcata* und *Siphonodella sulcata* ist ein deutlicher Hinweis für die Langlebigkeit dieses Hohlraums.

Eine Besonderheit und im Warsteiner Raum bisher nur einmal beobachtet ist die in Figur 1 auf Tafel 3 mit Pfeil 2 bezeichnete Spalte. Unterhalb des Tops der Klippe befindet sich eine 6 cm mächtige Lage eines knotig-knolligen Kalksteins, der von einer ca. 20 cm mächtigen Kalksteinbank überlagert wird. Darüber folgt abermals ein geringmächtiger Knollenkalkstein. Innerhalb des ca. 20 cm mächtigen Kalksteins sitzt eine fast seiger verlaufende 4 cm dicke Spalte, die mit 350/85 schwach nach Norden geneigt ist, also nicht in Richtung der vorgegebenen Schieferung verläuft. Sie durchschlägt weder die liegende noch die hangende Kalksteinbank. Die Figur 1 auf Tafel 3 zeigt deutlich, daß die Spalte in der Liegendbank beginnt, deren obere tonig-schluffige Begrenzungsschicht bogenförmig aufgewölbt ist (unter Pfeil 2) und schließlich im Kulminationspunkt durch aufsteigenden Kalkschlamm durchstoßen wurde. Der unverfestigte Kalk stieg in den vorgegebenen Spaltenraum auf und stößt an die hangende Kalksteinbank an, ohne aber in diese einzudringen. Die Verfüllung erfolgte demnach erst nach Ablagerung der hangenden Kalksteinschicht bankintern von unten im frühdiagenetischen Zustand. Vermutlich sind Vorgänge nach dem Prinzip der Synärese dafür verantwortlich.

Pfeil 3 in Figur 1 auf Tafel 3 zeigt als Beispiel eine kleine Megaspalte, wie sie in zahlreichen Klippen anzutreffen sind. Am Top der Klippe vorstehend herausgewittert, besitzt sie einen Durchmesser von ca. 3 cm. Die Spalte verläuft in der erwähnten, ca. 20 cm mächtigen Kalksteinbank, verjüngt sich nach unten und endet vor deren Basis. In ihrem oberen Teil besteht sie aus tonig-schluffigem Material, im unteren Abschnitt aus einem hellgrauen Kalkstein. Der Wechsel des Sediments in der Spaltenfüllung weist darauf hin, daß die Verfüllung von oben und mehrphasig erfolgte. Ihr Einfallen nach Süden (170/70) weist darauf hin, daß sie den in den Kalksteinbänken angedeuteten Schieferungsflächen folgt. Dicht benachbarte Spalten in der gleichen Klippe fallen mit 65, 70 und 80° nach Süden ein.

Bemerkenswert und nur selten in Cephalopodenkalksteinen aufgeschlossen sind Megaspalten in ac-Richtung. Pfeil 4 in Figur 1 auf Tafel 3 weist auf ein derartiges Beispiel hin. Am Klippenfuß bedeckt eine senkrecht zum Streichen verlaufende, ca. 3 cm dicke, tonig-schluffige Lage die senkrecht abfallende Cephalopodenkalksteinwand. In Figur 1 auf Tafel 3 wird deutlich, daß die ac-Spalte in Verbindung mit der bc-Spalte (Pfeil 1) steht und vermutlich mit dem gleichen Material und gleichzeitig wie diese von oben verfüllt wurde.

Als weiterer Sonderfall, und bisher nicht wieder in oberdevonischen Kalksteinen beobachtet, ist eine Makrospalte im Mittelabschnitt der Klippen am Kalvarienberg (R 61 040, H 03 130; Aufschluß 14 in Abb. 2) aufgeschlossen. Sie wurde erstmals von H. SCHMIDT (1922: 305) kurz beschrieben und als eventuelle „injektive Gebirgsfaltung“ gedeutet. KREBS (1968*: 15) erkannte, daß es sich um eine Spalte im Cephalopodenkalkstein der Nehden-Stufe handelt, die mit Tonsteinen der Dasberg-/Wocklum-Stufe verfüllt ist. PLESSMANN & SPAETH (1971: 157) erwähnten, daß es sich hier um einen klastischen Gang mit Fossilien von Wocklum-Alter in Hemberg-Schichten handelt. Nach ihrer Ansicht könnte die Spalte nicht unbedingt durch Erdbeben hervorgerufen, sondern möglicherweise durch Abbruch des im Liegenden vermutlich anstehenden Warsteiner Riffs entstanden sein. Die Makrospalte, die eine geringwechselnde Ausstrichbreite von 1 – 1,5 m besitzt, ist ca. 40 m entlang einem Klippenzug zu verfolgen. Sie streicht Nordost-Südwest und folgt somit der Hauptschieferungsrichtung, die hier im Spaltenbereich 160/80 beträgt. Die Spalte ist bei schwach nordwestvergenger Faltung infolge Schichtfließens nach Südosten gekippt. Der Verlauf entspricht somit nach PLESSMANN & SPAETH (1971) der theoretisch zu folgender Richtung für den Spaltenaufbau. Die Spaltenwände, die über große Bereiche nicht aufgeschlossen sind, lassen aus der nur wenig schwankenden Ausstrichbreite auf eine relativ gleichförmige Ausbildung schließen. An einigen Stellen ließen sich lediglich geringfügige Lösungsunterschiede innerhalb des Trägergesteins feststellen. Die Füllung besteht aus einem grauen bis dunkelgrauen, gelegentlich blaugrauen Ton- und Schluffstein, der stellenweise geschichtet bis feingeschichtet ist. Er fällt mit 160/15 nach Südsüdosten ein. Die Schieferung ist undeutlich und weitständig (sf 165/80). Unregelmäßig verteilt sind kalkige Bänken oder bis zu kopfgroße Knollen von dunkelgrauer bis blaugrauer Farbe. Der Kalkstein ist vorwiegend sparitisch ausgebildet. Die karbonatischen Abschnitte, die besonders an der Stirnwand der Makrospalte aufgeschlossen sind (s. Abb. 5), enthalten eine auffallende Trilobitenfauna, nach der bisher schon die Sedimente in die Wocklum-Stufe gestellt wurden (H. SCHMIDT 1922). Nach Mitteilung von P. LORENZ (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Marburg) kommen nach ihm im Spaltensediment im wesentlichen vier Trilobitenarten vor:

- Phacops (Ph.) granulatus* (MÜNSTER)
- Perliproetus marginatus* (MÜNSTER)
- Archegonus (Waribole) warsteinensis* (RUD. & E. RICHTER)
- Pseudowaribole (Ps.) octofera octofera* (RUD. & E. RICHTER)

Während *Phacops granulatus* mit einer Hauptverbreitung in der Dasberg-Stufe von der Hemberg- bis zur Oberen Wocklum-Stufe reicht, ist das Vorkommen der übrigen Arten auf die Obere Wocklum-Stufe beschränkt. Die von P. LORENZ bestimmten Conodonten weisen auf eine Zeitspanne von der Oberen *styriacus*- bis zur Mittleren *costatus*-Zone hin.

Die von uns untersuchte Conodontenprobe 20 (s. Tab. 4 u. Abb. 6) wurde in die Mittlere *costatus*-Zone eingestuft, während die Proben 17, 18 aus dem höheren Teil der Spaltenfüllung die Zeitspanne von der Mittleren *costatus*- bis zur *praesulcata*-Zone umfassen. Die Verfüllung der Spalte erfolgte langsam von oben, worauf besonders die Feinschichtung hinweist.

Bei den auf Tafel 3 (Fig. 2 – 4) gezeigten Megaspalten handelt es sich ausschließlich um Hohlraumfüllungen in bc-Richtung mit einem Durchmesser von 3 – 5 cm. Sie alle folgen weitgehend der Schieferungsrichtung (vgl. S. 364). Gelegentlich sind sie schwach sinusförmig verbogen, glattwandig und durchschlagen im Dekameterebereich mehrere Kalksteinlagen. Ihre Füllung ist entweder ein Cephalopoden-

kalkstein (Taf. 3: Fig. 2, 3) oder ein tonig-schluffiges Sediment (Taf. 3: Fig. 4). Die Verfüllung erfolgte in den abgebildeten Beispielen stets von oben.

Oberhalb des hangparallelen Weges sind in der Wegeböschung Cephalopodenkalksteine der *velifer*-Zone aufgeschlossen (Tab. 4: Pr. 10, 11), die von Mikrospalten durchzogen werden, worauf besonders die Conodontenprobe 9 hinweist (s. Abb. 5 u. 6). Sie enthält eine Conodontenfauna, die die Zeitspanne von der *A. triangularis*-bis zur *anchoralis*-Zone umfaßt. Das Vorkommen von Conodonten aus der *anchoralis*-Zone ist ein besonders wichtiger Hinweis für die Langlebigkeit von Mikrospalten, wie es schon im Massenkalk-Vorkommen am Hessenkamp deutlich wurde (vgl. Kap. 4.2.1.).

Über den Cephalopodenkalksteinen folgen Kulm-Kieselschiefer mit Erdbacher Kalk. Auch er ist von Mikrospalten durchsetzt, worauf die Conodontenprobe 12 hinweist, die eine Mischfauna von der *velifer*- bis zur *anchoralis*-Zone enthält. Die Mikrospalten sind nur schwer auszumachen, da sie mit einem Kalkstein verfüllt sind, der sich farblich vom Trärgestein nicht abhebt.

4.3.3. Steinbruch am Eulenspiegel

(R 61 370, H 04 140; Aufschluß 15 in Abb. 2)

Trärgestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trärgesteins: Dasberg-Stufe

Spaltenart: Megaspalten (Taf. 3: Fig. 5)

Richtung der Spalten: bc-orientiert

Füllung: Tonstein, Schluffstein, Kalkstein

Alter der Füllung: Dasberg-Stufe

Die auf Tafel 3: Figur 5 gezeigten Spalten befinden sich auf dem Südostflügel eines weitgespannten Sattels, dessen Achse mit 12° nach Ostnordosten abtaucht. In einem ca. 1,2 m mächtigen Gesteinspacken oberhalb des *annulata*-Horizonts (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 9), der aus einer engständigen Wechselfolge von knolligen Kalksteinbänken und mergeligen, braun anwitternden und dabei vorstehenden Ton- und Schluffsteinlagen besteht (Taf. 3: Fig. 5), befinden sich zahlreiche Megaspalten. Außerhalb der 1,2 m mächtigen Cephalopodenkalksteinabfolge kommen sie nicht vor. Ebenso fehlen hier Mikrospalten, da aus zahlreichen Conodontenproben (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) keine Mischfaunen bekanntgeworden sind. Die am südlichsten gelegene Spalte fällt mit ca. 45° nach Südsüdosten ein und ist trichterförmig angelegt, wobei die hangenden Kalksteinbänke durchgebogen den Trichterhals ausfüllen. Dieser verjüngt sich rasch nach unten und läuft mit einem Durchmesser von 2 cm aus. Die Spaltenwände sind glatt und verlaufen deutlich flacher als die Schieferung. Das Durchsacken der hangenden Kalksteinbänke verdeutlicht, daß die Spalte plötzlich entstanden ist und schnell von oben verfüllt wurde. Die eingedrunghenen Kalksteinbänke befanden sich zu dieser Zeit vermutlich noch im frühdiagenetischen Zustand. Die nach Nordnordwesten folgenden Spalten besitzen einen Durchmesser von ca. 2–4 cm und eine unterschiedliche Eindringtiefe. Sie sind vorwiegend senkrecht zur Schichtung angelegt und verlaufen somit steiler als die im Trärgestein undeutlich ausgebildete Schieferung. Sie sind glattwandig. Da die hangenden Kalksteinbänke an ihren Unterseiten keine besonderen Merkmale aufweisen, erfolgte die Verfüllung dieser Spalten vermutlich gleichzeitig mit deren Sedimentation.

4.3.4. Böschung an der Straße Rüthen-Nuttlar (R 61 560, H 04 140; Aufschluß 16 in Abb. 2)

Trägergestein: Kalkstein (Erdbacher Kalk)

Alter des Trägergesteins: *culla* bis *cullβ/γ*

Spaltenart: Megaspalten

Richtung der Spalten: ac-, bc-orientiert

Füllung: Tonstein

Alter der Füllung: *cull*

Der Straßenaufschluß tritt in der streichenden Fortsetzung des Eulenspiegel-Sattels auf. Innerhalb kieseliger Gesteine des Unterkarbons lagert hier der Erdbacher Kalk in der für ihn typischen Ausbildung. Im Sattelkern wird der Kalkstein, der 60 cm mächtig ist, von zahlreichen kleineren Megaspalten durchzogen (Taf. 3: Fig. 6). Die Megaspalten in bc-Richtung sind mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung orientiert. Ihr Verlauf ist generell gesehen nicht so gleichmäßig wie der der äquivalenten Hohlräume in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen. Das wird hervorgerufen durch häufig wechselnde Querschnitte innerhalb einer Spalte und kann nur bedeuten, daß nach Vorgabe einer geringfügig klaffenden Öffnung im bereits diagenetisch verfestigten Kalkstein eine Weitung durch Kalklösung erfolgte, die je nach Carbonatgehalt unterschiedlich ausfiel. So zeigt die Bankstirn im linken Bildteil der Figur 6 auf Tafel 3 eine rechte Spaltenwand mit einem unregelmäßigen Verlauf. Sie beginnt am Top der Kalksteinbank trichterförmig, verengt sich und weitet sich bei Pfeil 1 bogenförmig nach rechts, um sich zum Liegenden hin abermals zu verjüngen. Dicht rechts daneben weist Pfeil 2 auf eine weitere bc-Spalte hin, deren Durchmesser ca. 1 cm beträgt. Sie ist relativ glattwandig und weitet sich geringfügig an der Pfeilspitze. Senkrecht zu den beiden genannten Hohlräumen weist Pfeil 3 auf eine in ac-Richtung verlaufende Megaspalte hin, die einen Durchmesser von ca. 1 cm besitzt. Die erhaltenen Reste der Füllung, die dunkel gefärbt tapetenförmig dem helleren Kalkstein anhaften, stehen deutlich mit der zuerst genannten Hohlraumfüllung in Verbindung. Sie bilden also ein zusammenhängendes Spaltensystem. Ihre gemeinsame Füllung ist ein dunkelgrauer bis blaugrauer Mergelstein, in dem keine Fauna nachgewiesen wurde. Die Verfüllung erfolgte von oben in einem vermutlich einmaligen Vorgang. Die chemische Weitung läßt auf einen längeren Zeitraum zwischen Entstehung und Verfüllung schließen, weist also auf Langlebigkeit hin.

4.3.5. Steinbruch am Kattensiepen (R 57 980, H 03 750; Aufschluß 17 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *marginifera*-Zone

Spaltenart: Megaspalten

Richtung der Spalten: bc-orientiert, Diagonalspalten

Füllung: Kalkstein

Alter der Füllung: *marginifera*-Zone

Im anstehenden Gestein des Steinbruchs Kattensiepen wurden keine Spalten beobachtet. Lediglich in mehreren kubikmetergroßen Blöcken, die für die ehemali-

ge Plattenerzeugung dort gelagert wurden und aus dem mittleren Bereich der Steinbruchwand stammen, konnten Spaltenfüllungen festgestellt werden. Aus dem sehr flachen Einfallen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 3) und der weitständigen Schieferung der Cephalopodenkalksteine, die die Zeitspanne von der *crepida*- bis zur *praesulcata*-Zone umfassen, konnte die ehemalige Lage der Blöcke rekonstruiert werden. Das Trägergestein ist ein Knollenkalkstein, der in die *marginifera*-Zone eingestuft wurde. Bis zu 2 cm dicke, mit einem hellen Kalkstein gefüllte Spalten durchziehen das abgebaute Gestein. Über eine Länge von 1,2 m konnten der Verlauf und die Richtung der Verfüllungen verfolgt werden, was an senkrechten Aufschlußwänden nicht immer möglich ist. Daraus ergab sich, daß hier zwei Spaltensysteme ausgebildet sind. Ersteres ist bc-orientiert und folgt weitgehend der Schieferung, letzteres verläuft diagonal (zwischen ac und bc, ab schräg schneidend) und ist vorwiegend nur bei Mikrospalten ausgebildet, verläuft also nicht in Richtung der Schieferung. Conodontenproben mit Spaltenmaterial weisen darauf hin, daß Trägergestein und Füllung ein gleiches Alter besitzen.

4.3.6. Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 500; Aufschluß 18 in Abb. 2)

Trägergestein: Schlagwasserbreccie

Alter des Trägergesteins: doll bis cull

Spaltenart: Mikro- und Megaspalten

Richtung der Spalten: bc-orientiert, ss-parallel

Füllung: Schlagwasserbreccie in Megaspalten, Matrix in Mikrospalten

Die Schlagwasserbreccie, die von UFFENORDE (1976) und KREBS & WACHENDORF (1979) in das Unterkarbon II gestellt wurde, konnte nach eigenen Untersuchungen umdatiert werden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308); denn es ließ sich nachweisen, daß die unterkarbonischen Conodonten aus Spaltenfüllungen stammen. Das Erkennen von Mikro- und Megaspalten im Aufschluß ist wegen der nur selten bankig abgelagerten Schlagwasserbreccie nur an wenigen Stellen möglich. Die Figur 7 auf Tafel 3 zeigt das System einer bc-orientierten Megaspalte, von der, ss-parallel angelegt, eine weitere Hohlraumfüllung abzweigt. Die Hohlraumwände sind unregelmäßig gestaltet, so daß die Durchmesser stark variieren. Die Füllung ist ebenfalls wie das Trägergestein brekziös bis feinkrekziös mit gerundeten und eckigen Komponenten aus Cephalopodenkalksteinen, die in einer tonig-schluffig-mergeligen, braunen bis graubraunen Grundmasse lagern. Bemerkenswert ist, daß an der Spitze von Pfeil 1 ein Geröll an seiner Unterseite der Spaltenwand angepaßt ist, also als Weichkalkgeröll eingelagert wurde. Ebenso passen sich die beiden länglichen Gerölle darüber dem Verlauf der oberen Spaltenwand an. Sie wurden ebenfalls im frühdiagenetischen Zustand als Resediment in den Hohlraum verfrachtet. Die nach rechts abzweigende ss-parallele Spalte enthält nur an ihrem Beginn noch kleine Breccienanteile und besteht in ihrem weiteren Verlauf lediglich noch aus dem Bindemittel. Deutlich sichtbar zweigt beim Pfeil 2 von der bc-orientierten Megaspalte eine Mikrospalte ab und ist gut sichtbar mit Material der Breccienmatrix verfüllt. Für die Bestimmung des Alters von Spaltenfüllungen in der Schlagwasserbreccie wurden immer die jüngsten Conodonten herangezogen, da davon ausgegangen wird, daß bei einer Breccie als Spaltenmaterial die Verfüllung von oben in einem einmaligen und schnellen Vorgang erfolgte.

4.3.7. Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 050, H 02 560; Aufschluß 19 in Abb. 2)

Trägergestein: Flinz-Schichten (Flinzkalk)

Alter des Trägergesteins: *asymmetricus*-Zone

Spaltenart: Mikrospalten

Richtung der Spalten: Verlauf nicht bekannt

Füllung: Kalkstein

Alter der Füllung: *marginifera*- bis *velifer*-Zone

Im Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges ist eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die eine mehrfache Umdeutung erfahren hat (H. SCHMIDT 1922, STASCHEN 1968, UFFENORDE 1976, KREBS & WACHENDORF 1979). Sie besteht vom Liegenden zum Hangenden aus Flinz-Schichten, Schlagwasserbreccie, Liegenden Alaunschiefern und Kulm-Kieselschiefern. Die Beurteilung dieser Abfolge war so lange umstritten, wie die darin vorkommende Schlagwasserbreccie in das Unterkarbon II eingestuft wurde. Die Matrix dieses Gesteins umfaßt jedoch genau nach Conodontenfunden die Zeitspanne der Schichten, die 600 m nördlich von dort an den Klippen des Kalvarienberges resedimentiert wurden. Von Bedeutung ist ferner, daß 2 m unterhalb des Tops der Flinz-Schichten eine Conodontenmischfauna gefunden wurde, die neben den autochthonen Formen Arten aus der *marginifera*- und *velifer*-Zone enthält. Diese Conodonten stammen aus Mikrospalten, die mit einem Kalkstein verfüllt sind, der sich vom Trägergestein nicht unterscheidet. Die über den Flinz-Schichten im Profil fehlenden Cephalopodenkalksteine sind also als Spaltenfüllungen erhalten.

Da die Schlagwasserbreccie in diesem Aufschluß völlig entkalkt ist, die Conodonten lediglich im Bindemittel nachgewiesen wurden, nicht aber in den tektonisch überprägten Kalksteingeröllen, kann davon ausgegangen werden, daß die über den Flinz-Schichten fehlenden Cephalopodenkalksteine parautochthon in der Schlagwasserbreccie enthalten sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308). Die in den Spalten und in der Schlagwasserbreccie nachgewiesenen Conodonten lassen eine primäre Schichtlücke von der Mittleren Adorf-Stufe bis zum unteren Teil der Liegenden Alaunschiefer nicht mehr zu.

4.4. Schlußfolgerungen

Hohlraumfüllungen im Warsteiner Raum wurden ausschließlich in karbonatischen Sedimenten beobachtet. Sie kommen sowohl im Massenkalk, Flinzkalk und Cephalopodenkalkstein des Oberdevons als auch im unterkarbonischen Erdbacher Kalk vor. Die Entstehungsursachen sind unterschiedlicher Natur. Die Spalten- und Hohlraumbildung im Massenkalk ist vorwiegend auf die vororogene Dehnungstektonik zurückzuführen, durch welche vor der asturischen Gebirgsbildung infolge Hebung, Absenkung und Kippung Risse entstanden, die zum Ausgangspunkt der späteren Hohlräume wurden. In den jüngeren Kalksteinen ist Erdbeben- (Seebeben-)tätigkeit die häufigste Ursache für die Spaltenbildung gewesen.

Zwischen dem Vorkommen von Spalten und Vulkanismus lassen sich für das Untersuchungsgebiet keine Beziehungen herleiten. Das gilt im besonderen für die Spalten in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen.

Für die Spaltenbildung innerhalb der Warsteiner Carbonatplattform lassen sich in der Erdgeschichte zwei große Zeiträume unterscheiden, in denen es zur

permanenten oder plötzlichen Hohlraumbildung kam. Ersterer fällt in die Zeit vor der asturischen Gebirgsbildung, der zweite in die Zeit danach und reicht bis in die Jetztzeit.

Spalten, die vor der asturischen Gebirgsbildung entstanden, wurden ausschließlich unter submarinen Bedingungen gebildet. Hohlraumbildung durch Emersion, wie vielfach angenommen, war nicht vorhanden. Bevorzugte Gebiete waren Schwellen und Tiefschwellen, die heute als Sattelstrukturen vorliegen. Häufungen in kondensierten Abfolgen, wie sie WENDT (1971*) und UFFENORDE (1976, 1977 a, 1977 b) ableiten, treffen nicht für die Spaltenvorkommen des Warsteiner Gebiets zu.

Nach unserer Ansicht wurde die Warsteiner Carbonatplattform durch epirogene Bewegungen während der Wende Mittel-/Oberdevon oder im Oberdevon nicht so weit gehoben, daß tiefreichende Verkarstung möglich war. Eine nur wenige tausende Jahre umfassende Periode des Trockenfallens wäre zwar biostratigraphisch nicht nachweisbar, da sie unter den Zeitwert einer Conodontensubzone fällt, ließe sich aber gegebenenfalls durch Aufarbeitungs- und Verwitterungserscheinungen an der Massenkalk-Oberfläche nachweisen. Hierfür gibt es bisher im Warsteiner Raum keine Anzeichen. Die Kalksteine der Carbonatplattform gehen zwar mit scharfer Grenze, aber ohne auffällige, subaerisch bedingte Einwirkungen in die hangenden Sedimente über. In der auf der Briloner Carbonatplattform abgeteufte Bohrung Romberg 1 wurden Mikrostalaktiten nachgewiesen (D. STOPPEL, B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover). Diese können ebenso wie die Stalaktitenreste des im Steinbruch Brühne bei Warstein beschriebenen Hohlraums mit Kata-Impsonit (CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985) im Mesozoikum entstanden sein (vgl. S. 352). Es ist daher nicht zwingend, von Sinterbildungen auf paläozoischen Karst schließen zu wollen.

Die vorgegebenen Risse und Fugen im Massenkalk wurden unter submarinen Bedingungen zu Spalten und Hohlräumen durch chemische Weitung umgeformt. In den jüngeren Kalksteinen überwiegt die mechanische Komponente. Die bei seismischen Ereignissen plötzlich und einphasig entstandenen Hohlräume wurden nach deren Bildung nur noch geringfügig, möglicherweise überhaupt nicht chemisch oder mechanisch überprägt. Eine entscheidende Rolle spielt dabei der Diagenesezustand des Sediments, wobei Verfestigungsgrad, Dimension und Eindringtiefe direkt in Relation stehen.

Problematisch bleibt nach wie vor der fast unveränderte Zustand der Mikrospalten im Massenkalk. In der langen Zeitspanne zwischen Entstehung und Verfüllung erfolgte keine Weitung. Es muß davon ausgegangen werden, daß bei chemischem Gleichgewicht Kalklösung nicht erfolgen konnte. Diese Verhältnisse konnten sich im Riffkörper durchaus einstellen, wenn das im Hohlraum stehende Meereswasser nicht zirkulieren konnte.

Nach der asturischen Gebirgsbildung erfolgte die Hohlraum- und Spaltenbildung vorwiegend unter Karstbedingungen. Durch die Transgression des Cenoman-Meeres wurde die Emersion kurzzeitig unterbrochen, bis sich danach wieder Karstbedingungen, weitgehend vom Klima gesteuert, einstellten. In dieser Zeitspanne erfolgte die Hohlraumbildung und entsprechend die Verfüllung mehrphasig. Sie blieb auf die Areale des Massenkalks beschränkt, da in den jüngeren paläozoischen Gesteinen keine mesozoischen und neozoischen Spaltenfüllungen bekannt sind.

Nach ihren Abmessungen werden die Hohlformen in Mikro-, Mega- und Makrospalten unterteilt und kommen in sämtlichen Carbonatgesteinen vor. Mega-

spalten sind besonders in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und im Erdbacher Kalk vorhanden. Makrospalten sind bis auf ein Vorkommen auf den Massenkalk beschränkt.

Die Spaltenrichtungen folgen vorwiegend den vororogenen, tektonischen und sedimentären Trennflächen und sind entsprechend ac-, bc-, ss-parallel und diagonal orientiert. Spalten in ac- und bc-Richtung sind am häufigsten. In Sattelstrukturen sind Spalten vorwiegend anzutreffen. Das läßt sich auf die paläogeographische Ausgangssituation als Schwellenbereich zurückführen.

Die Verfüllung der Hohlformen erfolgte überwiegend von oben plötzlich in einem einmaligen Vorgang oder bei langlebigen Spalten über eine Spanne von mehreren Zehner Millionen Jahren ein- oder mehrphasig. Seltener sind laterale oder von unten erfolgte Verfüllungen.

Die Spalten führen neben der ortsständigen autochthonen Fauna meist Conodontenmischungen, welche ältere und/oder jüngere Geisterfaunen enthalten. Gelegentlich gewährten die Spalten als ökologische Nische einer spaltenangepaßten Makrofauna, zum Beispiel Trilobiten, Lebensraum.

Die Spaltenfüllungen können neben den ebenfalls in der Umgebung des Hohlraums abgelagerten Schichten Sedimente konservieren, die an ferneren Stellen submarin erodiert wurden. Dabei kann es sich im Verhältnis zum Trägergestein um ältere oder jüngere Ablagerungen handeln. Sie stellen somit Sedimentfallen dar und belegen dadurch, daß anderenorts vorhandene Schichtlücken nicht unbedingt primäre Sedimentationsunterbrechungen darstellen, sondern durch Resedimentation hervorgerufen wurden. In einigen Spaltenfüllungen sind die distalen Ausläufer von Rutschungen und Suspensionen enthalten, die im Zusammenhang mit der Entstehung der Schlagwasserbreccie betrachtet werden müssen. Die von mehreren Autoren beschriebenen Spaltenfüllungen aus Erdbacher Kalk mit älteren Conodontenmischfaunen sind lediglich im Erdbacher Kalk selbst vorhanden. Eine primäre Schichtlücke am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform entfällt somit.

Conodontenfaunen in Spalten sind oft besser erhalten und weniger mit silikatischen Sedimentpartikeln behaftet als die, die aus dem Trägergestein stammen. Sie geben somit oft einen wichtigen Hinweis auf das Vorhandensein von makroskopisch nicht erkennbaren Mikrospalten.

Beziehungen zwischen Kondensation und Spaltenbildung, wie sie WENDT (1971*) und UFFENORDE (1977 a, 1977 b und in CLAUSEN et al. 1982) herleiten, konnten für das Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden, da in sämtlichen karbonatischen Gesteinen Spaltensysteme nachgewiesen wurden. Das heißt, in den „normal“ entwickelten Profilen im Oberdevon und in den extrem kondensierten bestehen keine Relationen zwischen Mächtigkeit und Spaltenhäufigkeit. Vielmehr ist in gleichmächtigen und petrographisch und stratigraphisch übereinstimmenden oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen eine Zunahme von Spaltenhäufigkeit nach Osten zu beobachten. Sind im Steinbruch am Kattensiepen nur zwei Spalten beobachtet worden, so durchsetzen im Steinbruch am Eulenspiegel mehrere Spaltensysteme gleichalte Schichten, an den Klippen des Kalvarienberges sogar zahlreiche Systeme die gesamte aufgeschlossene Abfolge.

Die Zunahme der Spalten nach Osten hin steht in direkter Beziehung zum Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform. Dort lag über 10 Mio. Jahre lang der Hang zwischen einer Hochscholle, der Plattform, und einem Becken, dem

Flinzschiefer-Trog (UFFENORDE 1976: 105). Der Hang war geodynamisch aktiv. Verursacht durch Setzungen, gravitative Rutschungen und Erdbebenwellen traten dort gehäuft Risse und Spalten auf. Auch die sich nach Süden und Südosten über eine Zeitdauer von etwa 20 Mio. Jahren wiederholt ausbreitenden Schuttstromfächer der Schlagwasserbreccie wurden durch die Hanglage begünstigt, wenn nicht sogar ausgelöst. Die Langfristigkeit aller geologischen Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin.

5. Mikropaläontologische Untersuchungen postorogener Spalten- und Schlottenfüllungen aus unverfestigtem Material (K. RESCHER & K. LEUTERITZ)

Die intensive Suche nach Mikrofossilien zur Datierung postorogener Spalten- und Schlottenfüllungen in Carbonatgesteinen konnte in den letzten Jahren mit gutem Erfolg fortgesetzt werden. Die Untersuchungen erstreckten sich auf die Blattgebiete 4516 Warstein, 4517 Alme und 4617 Brilon. Diese Gebiete enthalten große Massenkalk-Areale (Warsteiner Sattel, Briloner Sattel, Scharfenberger Sattel). Nach der asturischen Gebirgsbildung waren sie durch Emersion der Verkarstung ausgesetzt. Diese Verkarstung erreichte mit dem Beginn der Kreide-Zeit einen Höhepunkt der Hohlraumbildung. Die Karsthohlformen wurden während der Kreide-Zeit zuerst mit fluviatilen und später mit marinen Sedimenten verfüllt, die von der diagenetischen Verfestigung weitgehend verschont blieben.

Die umfangreichen Proben erbrachten eine oft reiche Mikrofauna verkieselter kretazischer Formen, wobei agglutinierende Foraminiferen vorherrschen. Aber auch Steinkerne und Bruchstücke von Kalkschalen wurden gefunden, die darauf hinweisen, daß die Foraminiferenfauna ursprünglich wesentlich reichhaltiger gewesen sein muß. In der Begleitfauna fanden sich Steinkerne glattschaliger Ostracoden, Spongiennadeln, Fischreste sowie Coprolithen. Die gesamte Mikrofauna wurde vermutlich durch ascendente Wässer sekundär entkalkt und dann verkieselt. Das anorganische Begleitmaterial der Schlämnrückstände bestand meist aus dunkelgrünen Glaukonitkörnern, Geröllen verschiedenartiger Gesteinskomponenten und authigenen Quarzen.

Erstmalig wurde in einer Schlottenfüllung der Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen in 120 m Teufe eine Fauna gefunden, die neben der meist vorherrschenden Kreide-Fauna Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon (*asymmetricus*- bis *typicus*-Zone) enthält (Taf. 4). Die Conodonten sind relativ gut erhalten und zeigen nur gelegentlich schwache Anrundungen (Taf. 4: Fig. 2, 8), die auf Transport in Bewegtwasser zurückgeführt werden.

Es darf wohl davon ausgegangen werden, daß die transgredierenden marinen Kreide-Schichten in das vorwiegend im Apt und Alb geschaffene Hohlraumssystem eingelagert wurden und dabei die Conodonten mitführten. Die Herkunft der Conodonten dürfte im Bereich des Briloner Riffkomplexes zu suchen sein. Daraus ist zu folgern, daß nach Ende des Riffaufwuchses keine Emersion stattfand, sondern die Massenkalk-Fläche (hier Dorp-Fazies) von oberdevonischen und unterkarbonischen Cephalopodenkalksteinen bedeckt wurde.

Möglicherweise waren die Cephalopodenkalksteine kondensiert oder nur lückenhaft ausgebildet. Resedimente, wie die Schlagwasserbreccie bei Warstein, fehlen im Briloner Gebiet. Denkbar ist auch, daß die Conodonten als Seifen vorlagen, die bei der Transgression des Cenoman-Meeres aufgearbeitet und zusammen mit den kretazischen Fossilien in den Karsthohlformen sedimentiert

wurden. Jedenfalls ist belegt, daß der Briloner Massenkalk-Fläche heute nicht mehr nachweisbare oberdevonische und unterkarbonische Sedimente (Taf. 4: Fig. 17 – 27) auflagerten, die erst postorogen chemisch aufgearbeitet wurden. Auf die orogene Beanspruchung des ehemaligen Conodontenträgergesteins weisen die sf-parallelen verheilten Risse in einigen Conodonten hin (Taf. 4: Fig. 21, 23).

In den angeführten Aufschlüssen wurden folgende Faunen nachgewiesen:

- Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen, TK 25: 4517 Alme (R 76 400, H 98 575), Teufe 120 m, Schlotte in Kalkspat, Durchmesser ca. 25 cm, verfüllt mit ockerfarbenem, lehmigem Ton

Foraminiferen:

Arenobulimina preslii (REUSS)
Arenobulimina advena (CUSHMAN)
Arenobulimina sp.
Dorothia gradata (BERTHELIN)
Lingulogavelinella formosa (BROTZEN) aff.
Textularia agglutinans D'ORBIGNY ssp.
Marssonella trochus D'ORBIGNY
Hedbergella amabilis LOEBLICH & TAPPAN
Tritaxia tricarinata REUSS
Reophax dentaliniformis BRADY
Haplophragmium agglutinans (D'ORBIGNY)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY)
Gavelinella cf. *intermedia* (BERTHELIN)
Rotalipora sp. aff.
Plectina mariae (FRANKE)

Kleinformen und Bruchstücke von Kalkschalern (silifiziert)

Conodonten:

Ancyrodella gigas YOUNGQUIST
Ancyrodella rotundiloba (BRYANT)
Ancyrodella sp.
Bispathodus stabilis (BRANSON & MEHL)
Gnathodus semiglaber BISCHOFF
Gnathodus typicus COOPER
Palmatolepis crepida (SANNEMANN)
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER
Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER
Polylophodonta sp.
Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL)
Siphonodella sp.

Ostracodensteinkerne, pars *Bythocypris* sp. aff.

Spongienskleren

Charophyten

1 Oogonium

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit, Gerölle

- Steinbruch Mühlental, TK 25: 4517 Alme (R 73 520, H 01 240), Teufe ca. 10 m unter Geländeoberkante, Schlotte in Kalkspat, Durchmesser ca. 2 m, verfüllt mit mittelgrauem, sandig-lehmigem Ton

Foraminiferen:

Arenobulimina anglica CUSHMAN (Taf. 5: Fig. 1)
Arenobulimina sp.
Lituotuba sp.

Ostracodensteinkerne, pars *Bythocypris* sp. aff.
 Megaspore (Taf. 5: Fig. 12) und inkohlte Pflanzenreste
 anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Weiken bei Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 58 650, H 01 160), 12,9 – 15,9 m unter Geländeoberkante, Karsthohraum in Massenkalk, verfüllt mit glaukonithaltigem Sandstein (sekundär verfestigt durch Verkieselung?) und Ton (Einsender der Probe: W. WIRTH, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Foraminiferen:

Arenobulimina preslii (REUSS) (Taf. 5: Fig. 3)
Arenobulimina truncata (REUSS) (Taf. 5: Fig. 2)
Arenobulimina advena (CUSHMAN) (Taf. 5: Fig. 4)
Arenobulimina sp.
Dorothia gradata (BERTHELIN) (Taf. 5: Fig. 7)
Haplophragmium agglutinans (D'ORBIGNY)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY)
Tritaxia carinata REUSS
Reophax sp. (Bruchstück)
Lituola sp. (Bruchstück) (Taf. 5: Fig. 6)
Amobaculites sp. (Bruchstück)
Hedbergella sp. (Bruchstück)

Ostracodensteinkerne (Taf. 5: Fig. 9 – 11)

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Weiken bei Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 58 980, H 01 640), ca. 20 m unter Geländeoberkante, verfüllt mit glaukonithaltigem Sandstein, der vermutlich durch sekundäre Verkieselung verfestigt wurde (Einsender der Probe: W. WIRTH, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Foraminiferen:

Arenobulimina cf. *preslii* (REUSS)
Arenobulimina sp. sp.
Ataxophragmium cf. *crassum* (D'ORBIGNY)
Marssonella trochus (D'ORBIGNY)
Gavelinella cenomanica (BROTZEN)
Gavelinella sp.
Dentalina sp.

Ostracodensteinkerne

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Sandkaule westlich Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 59 720, H 01 450), Bohrkern aus verfestigter, graugrüner, sandiger Spaltenfüllung (Teufe 35,5 – 35,8 m) im Massenkalk

Foraminiferen:

Arenobulimina sp. sp. (mangelhaft erhalten)
Plectina mariae (FRANKE) (Taf. 5: Fig. 8)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY) (Taf. 5: Fig. 5)

Ostracodensteinkerne

Fischzahn

Coprolith

anorganische Bestandteile: Glaukonit (hellgrün!), Mangankügelchen, authigene Quarze

- Steinbruch Hohe Liet, TK25: 4516 Warstein (R 56970, H 00590), Spalte im Massenkalk, verfüllt mit buntem Ton- und Mergeltonstein, geröllführend, in dem die bei CLAUSEN (1979: 122) beschriebene Fauna nachgewiesen wurde.

Die vorgefundenen Mikrofossilien (außer Conodonten) stellen die hier untersuchten Schlottenfüllungen in den Grenzbereich Unterkreide/Oberkreide (Alb/Cenoman), wobei Formen wie *Lingulogavelinella formosa*, *Rotalipora cushmani* sowie bedingt auch *Dorothia gradata* und *Gavelinella cenomanica* eher auf ein cenomanes Alter hinweisen.

Die in den Kreide-Sedimenten der Kalkspatgrube Ratlinghausen vorkommenden umgelagerten Conodonten umfassen die Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. Sind auch nicht sämtliche Conodontensubzonen nachgewiesen, so kann doch davon ausgegangen werden, daß das Briloner Massenkalk-Riff (wie das Warsteiner Massenkalk-Gebiet) vor der asturischen Gebirgsbildung vollständig zum Sedimentationsgebiet der Rheinischen Geosynklinale gehörte.

6. Schriftenverzeichnis

- BÄR, P. (1968): Die oberdevonisch/unterkarbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131** (3): 263 - 288, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland (1982): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. - Geol. Jb., **F14**: 363 S., 56 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- BÜTTNER, E. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Lahn und Eder südöstlich von Erndtebrück (Rothaargebirge). - Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **13**: 163 S., 79 Abb., 5 Taf.; Münster.
- CLAUSEN, C.-D. (1973): Petrographie, zeitliche Einstufung und Paläogeographie hochoberdevonischer Konglomerate in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (10): 577 - 598, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 113 - 124, 4 Abb.; Heidelberg.
 - (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & GRÜNHAGE, H., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt Hirschberg. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4515**: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
 - : Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. - Geol. Jb., **A**. - [Im Druck]
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **30**: 241 - 319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 - 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & HATTON, H., & STADLER, G. (1985): Nachweis hochmetamorpher Festbitumina (Kata-Impsonit) aus dem Warsteiner Massenkalk (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **170** (1): 67 - 85, 6 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & KORN, D., & UFFENORDE, H. (1979): Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 47 - 68, 4 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1979 a): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 1 - 32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

- , & - (1979 b): Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 253 - 266, 1 Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- , & - (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4516**: Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- , & - (1989): Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasser-Breccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 261 - 308, 8 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- EBHARDT, G., & MEIBURG, P. (1979): Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 93 - 111, 12 Abb.; Heidelberg.
- FLÜGEL, E. (1976): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle). - Kompendium zum Kompaktkurs 1976: 235 S., 80 Abb.; Erlangen. - [Unveröff.]
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRANKE, W. (1971): Structure and development of the Iberg/Winterberg Reef (Devonian to Lower Carboniferous, Harz, West Germany). - In: MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe. - 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971, Guidebook: 83 - 89, 4 Abb.; Frankfurt/Main (Kramer).
- (1974): Das Iberg/Winterberger Riff im höheren Oberdevon und im Unterkarbon (NW-Harz, W-Deutschland). - C. R. 7. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., **3**: 97 - 110, 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - In: ENGELHARDT, W. VON, & FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sediment-Petrologie, Tl. 2. - 726 S., 326 Abb., 66 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HAHN, G., & HAHN, R. (1981): Kulm-Trilobiten und ihr Lebensraum. - Natur und Museum, **111** (11): 355 - 361, 8 Abb.; Frankfurt.
- HEINKE, H.-J., & LEUTERITZ, K., & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 69 - 84, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Heidelberg.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 33 - 45, 10 Abb.; Heidelberg.
- LEUTERITZ, K. (1968 a): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. - Diss. Univ. Marburg: 161 S., 94 Abb. u. Tab.; Marburg.
- (1968 b): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968** (4): 204 - 215, 4 Abb.; Stuttgart.
- LEUTERITZ, K., & PIETZNER, H., & VAHL, J., & ZIEGLER, W. (1972): Aufbau, Zusammensetzung und Entstehung von Calciumphosphat-Sphären in paläozoischen Kalken. - Geologica et Palaeontologica, **6**: 111 - 137, 2 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Marburg.
- LOTZE, F. (1949): Die neuen Tropfsteinhöhlen in der Hohen Liet bei Warstein. - Natur u. Heimat, **9** (2): 1 - 12, 6 Abb.; Münster.
- MEIBURG, P., & HÜGEL, P., & MARZELA, C., & ROTERS, F. A. (1977): Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß: **28**: 457 - 507, 37 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- MEIBURG, P., & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 143 - 178, 25 Abb.; Heidelberg.
- MUCHOW, S. (1965): Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. - Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Bonn. - [Unveröff.]
- PLESSMANN, W. (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). - Z. dt. geol. Ges., **115**: 650 - 663, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- PLESSMANN, W., & SPAETH, G. (1971): Sedimentgänge und tektonisches Schichtfließen (Biegungsfließen) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. - Geol. Mitt., **11**: 137 - 164, 23 Abb.; Aachen.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**: 94–98, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**: 254–339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Slg. geol. Führer, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf.; 1 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **5**: 119 S., 56 Abb., 7 Taf.; Münster.
- STRUCKMEIER, W. (1974): Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (culla) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Braunschweig: 81 S., 49 Abb., 5 Taf., 3 Kt.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- Subkommission für Karbonstratigraphie (1977): Exkursionen in das nordöstliche Sauerland, Warstein–Hirschberg, 19.–21. Mai 1977. Nach Unterlagen von HEUSER, H., & KREBS, W., & SCHÄFER, W., & UFFENORDE, H., & STOPPEL, D. – 27 S., 12 Abb., 1 Tab.; Hannover. – [Unveröff.]
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152**: 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1977 a): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
 - (1977 b): Zur Diskussion um den „Kallenhardt-Kalk“. – Nachtrag zum Exkursionsprotokoll. Niederschrift über die Veranstaltung der Subkommission für Karbonstratigraphie vom 19.–21. 5. 1977 in Warstein–Hirschberg: 16; Kamp-Lintfort. – [Unveröff.]
- Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V. [Hrsg.] (1979): Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): XII + 298 S., 129 Abb., 10 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Heidelberg.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Paläont. Z., **33**: 266–314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WALLISER, O. H. (1958): Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 120–132, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 229–242, 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 88–101, 5 Abb.; Stuttgart.

7. Anhang

Bibliographie über Spalten und Spaltenfüllungen (Vorkommen, Entstehung, Reichweite, petrographische Ausbildung, stratigraphische Einstufung, Sedimentationsmechanismus)

- ABBOTT, W. J. L. (1894): The ossiferous fissures in the valley of the Shode, near Ightham, Kent. – Quart. J. geol. Soc., **50** (2): 171–187, 6 Abb.; London.
- ANDRÉE, K. (1920): Geologie des Meeresbodens, **2**; Leipzig.
- (1924): Das Meer und seine geologische Tätigkeit. – In: SALOMON, W. [Hrsg.]: Grundzüge der Geologie, **1**: 361–533, 41 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ANDRIEUX, J. (1967): Étude de quelques filons clastiques intraformationnels du flysch albo-aptien des zones externes du Rif (Maroc). – Bull. Soc. géol. France, **9** (7): 844–849, 5 Abb.; Paris.

- BISCHOFF, G. (1957): Stratigraphie, Tektonik und Magmatismus des Perm und Mesozoikums im Gebiet von Jacarézinho (Nordparaná). – *Beih. geol. Jb.*, **25**: 81 – 103, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BOSWELL, P. G. H. (1948): The tixotropy of certain sedimentary rocks. – *Sci. Progr.*, **36**: 412; London.
- BURST, J. F. (1965): Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. – *J. sediment. Petrol.*, **35** (2): 348 – 353, 6 Abb.; Tulsa.
- BRANSON, E. B., & MEHL, M. G. (1934): Conodont studies No. 4. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. – *Univ. Missouri Stud.*, **8**: 265 – 299, 3 Taf.; Columbia.
- , & – (1941): The recognition and interpretation of mixed conodont faunas. – *Denison Univ. Bull., J. sci. Labor.*, **35**: 195 – 209; Denison.
- CASTELLARIN, A. (1966): Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino meridionale). – *G. Geol.*, **33** (2): 527 – 546, 4 Taf.; Bologna.
- CLARKE, J. M. (1900): An interesting style of sand-filled vein. – *Bull. New York State Mus.*, **107**: 293 – 294; New York.
- COLACICCHI, R. (1958): Dicchi sedimentari del Flysch oligomiocenico della Sicilia Nord-orientale. – *Ecl. geol. Helv.*, **51** (3): 901 – 916, 8 Abb.; Basel.
- COLLINS, W. H. (1925): North shore of Lake Huron. – *Geol. Surv. Canada Mem.*, **143**: 35; Ottawa.
- CROSS, W. (1894): Intrusive sandstone dikes in granite. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **5**: 225 – 230; New York.
- DANA, J. D. (1841): United States exploring expedition. – *U.S.A. Geology*, **10**: 654 – 656; Washington.
- DILLER, J. S. (1889): Sandstone dikes. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **1**: 411 – 442; New York.
- DUNNINGTON, H. V. (1945): Contemporaneous slumping in the Embsay limestone series of the Skipton Anticline. – *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, **25**: 239; Leeds.
- DZULYNSKI, S., & WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. – *Dev. in Sediment.*, **7**: 274 S., 167 Abb., 5 Taf.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- EICHENBERG, W. (1950): Bericht über Fossilauflösungen im Devon/Karbon und Gliederung der Schichtenfolge am Iberg/Winterberg bei Bad Grund/Harz. – Manuskript; Hannover. – [Unveröff.]
- EICHENBERG, W., & SCHNEIDER, H. (1962): Schichtenfolge und Fossilführung im Riff des Iberges und Winterberges (Devon, Karbon) bei Bad Grund im Harz. – *Paläont. Z. (HERM.-SCHMIDT-Festbd.)*: 25 – 28; Stuttgart.
- ELDRIDGE, G. H. (1901): Report on the asphalt and bituminous rock deposits of the United States. – *22. ann. rep. U. S. geol. Surv.*, **1**: 209 – 464; Washington.
- (1906): The formation of asphalt veins. – *Econ. Geol.*, **1**: 437 – 444; Urbana.
- FABRICIUS, F. (1962): Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 311 – 319, 3 Abb.; Hannover.
- FACKLER, W. C. (1941): Clastic crevice fillings in the Keweenaw lavas. – *J. Geol.*, **49**: 550 – 556; Chicago.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1950): Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. – *J. Geol.*, **58**: 330 – 401, 12 Abb., 8 Taf.; Chicago.
- FISCHER, A. G. (1965): The Lofer cyclothems of the alpine Triassic. – *Kansas geol. Surv., Bull.*, **169**: 107 – 149; Lawrence.
- FOSTER, N. H. (1966): Stratigraphic leak. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **50** (12): 2604 – 2606, 1 Abb.; Tulsa.
- GANSS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebiete. – *Geol. Rdsch.*, **29**: 585 – 593, 5 Abb.; Stuttgart.
- GEYER, G. (1886): Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstadt. – *Abh. geol. Reichsanst.*, **12**: 213 – 286, 4 Taf.; Wien.
- GLENN, L. C. (1904): Fossiliferous sandstone dikes in the eocene of Tennessee and Kentucky. – *Science*, **19**: 522; New York.
- GOODFELLOW, G. E. (1887): The Sonora earthquake. – *Science*, **10**: 81 – 82, New York.
- GRABAU, A. W. (1900): Siluro-devonic contact in Erie County, N. Y. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **11**: 347 – 376, 8 Abb., 2 Taf.; New York.

- GUTENBERG, B. (1929): Handbuch der Geophysik, **2**; Berlin.
- HARMS, J. C. (1965): Sandstone dikes in relation to Laramide faults and stress distribution in the southern Front Range, Colorado. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **76**: 981 – 1 001, 7 Abb., 3 Taf.; New York.
- HARRASSOWITZ, H. (1930): Fossile Verwitterungsdecken. – In: BLANCK, E.: Handbuch der Bodenlehre, **4**: 225 – 305, 14 Abb.; Berlin (Springer).
- HASS, W. H. (1959): Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. – *U. S. geol. Surv., prof. pap.*, **294 J**: 365 – 399, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Washington.
- HAST, N. (1967): The state of stresses in the upper Part of the earth's crust. – *Engng. Geol.*, **2**: 5 – 17, 8 Abb.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- HÄUSLER, H., & HÄUSLER, E. (1951): Eine Notiz zur Ribbildung an feuchten Peliten. – *Geol. u. Bauwes.*, **18**: 177 – 185; Wien.
- HEIM, A. (1924): Über submarine Denudation und chemische Sedimente. – *Geol. Rdsch.*, **15**: 1 – 47, 6 Abb.; Berlin.
- (1934): Stratigraphische Kondensation. – *Ecl. geol. Helv.*, **27**: 372 – 379, 2 Abb.; Basel.
- HLAUSCHEK, H. (1922): Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. – *Lotos*, **70**: 111 – 123, 2 Taf.; Prag.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die „Knollenkalk“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1962**: 163 – 179, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1968): Diagenetische Gehäuse-Hypertrophie an Ammoniten aus dem Oberjura Ostafrikas. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **130** (3): 305 – 334, 4 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- HOUSA, V. (1965): The fillings of fissures in the Stramberk limestone. – *Casopis Mineral. Geol.*, **10**: 381 – 389, 4 Taf. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- HOUTEN, F. B. VAN (1965): Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania. – In: MERRIAM, D. F. [Hrsg.]: Symposium on cyclic sedimentation. – *Kansas geol. Surv., Bull.*, **169**: 497 – 531; Lawrence.
- HÜCKEL, B., & JACOBSHAGEN, V. (1962): Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 305 – 310, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- IRVING, R. D. (1893): The copper-bearing rocks of Lake Superior. – *U. S. geol. Surv., Monogr.*, **5**: 139 – 140, 292 – 293; Washington.
- JANKOWSKY, W. (1955): Schichtenfolge, Sedimentation und Tektonik im Unterdevon des Rheintales in der Gegend von Unkel-Remagen. – *Geol. Rdsch.*, **44**: 59 – 86, 18 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- JENKINS, O. P. (1925 a): Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance. – *Amer. J. Sci.*, **10** (5): 234 – 246; New Haven.
- (1925 b): Mechanics of clastic dike intrusion. – *Engng. and Min. J.*, **120**: 12; New York.
- JÜNGST, H. (1934): Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. – *Geol. Rdsch.*, **25**: 312 – 325, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **58**: 464 – 501, 15 Abb.; Stuttgart.
- JUX, U., & STRAUCH, F. (1965): Die „Hians“-Schille aus dem Mitteldevon der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 51 – 86, 13 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- KOCH, K. E. (1959): „Sandfang“. Ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse. Erläutert an einigen Beispielen aus nordalpinem Hauptdolomit. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1959**: 443 – 450, 7 Abb.; Stuttgart.
- KREBS, W. (1963): Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. – *Z. dt. geol. Ges.*, **114**: 57 – 84, 4 Abb., 1 Tab., 5 Fossil-Listen, 2 Taf.; Stuttgart.
- (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – *Senckenbergiana lethaea*, **45**: 245 – 284, 2 Abb., 5 Taf.; Frankfurt.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **511**: 105 S., 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt/Main.

- (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
 - (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. – Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem., **22**: 2–6, 62–67, 9 Abb.; Hamburg.
 - (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe. – 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971, Guidebook: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/Main (Kramer).
 - (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Paleont. and Mineral., spec. publ., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa.
- KUENEN, PH. H. (1965): Value of experiments in geology. – Geol. en Mijnb., **44**: 22–36, 12 Abb.; 's-Gravenhage.
- KUGLER, H. G. (1938): Nature and significance of sedimentary vulkanism. – Sci. Petrol., **1**: 297–299; New York.
- KURDJUKOW, K. B. (1951): Junge tektonische Bewegungen im südlichen Fergana-Gebiet. – Priroda, **40** (7): 43–49; Moskau. – [Russ.]
- LAMBRECHT, L., & THOREZ, J. (1966): Filons clastiques intraformationnels dans la Namurien de Belgique. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **263**: 1556–1559, 5 Abb.; Paris.
- LAMING, D. J. C. (1964): Sedimentary structures and paleocurrents in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **48**: 535; Tulsa.
- LEUCHS, K. (1940): Das jüngste Großbeben in Anatolien. – Geol. Rdsch., **31**: 70–76, 1 Abb.; Stuttgart.
- LJACHOVITSCH, V. V. (1953): Zur Genese der Sandgänge in den Tuffen der Tunguska-Formation. – Dokl. Akad. Nauk SSSR, **2**: 90 u. 93–96; Moskau. – [Russ.]
- MILTON, C. C., & CONANT, L. C., & SWANSON, V. E. (1955): Sub-Chattanooga residuum in Tennessee and Kentucky. – Bull. geol. Soc. Amer., **66**: 805–810, 2 Abb., 2 Taf.; New York.
- MOHR, K. (1962): Der Devonaufbruch im Langes-Tal/Oberharz. – Roemeriana, **6**: 101–146, 7 Abb., 10 Diagr.; Clausthal-Zellerfeld.
- MOORE, E. S. (1914): Mud cracks open under water. – Amer. J. Sci., **38** (4): 101–102; New Haven.
- MONROE, J. N. (1951): Woodbine sandstone dikes of Northern McLennan County, Texas. – In: LOZO, F. E. [Hrsg.]: The woodbine and adjacent strata of the Waco area of Central Texas. A symposium. – Fondren Sci. Ser., **4**: 93–100.
- MONROE, W. H. (1932): Earth cracks in Mississippi. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **16** (2): 214–215, 1 Abb.; Tulsa.
- NEWSOM, J. F. (1903): Clastic dikes. – Bull. geol. Soc. Amer., **14**: 227–268; New York.
- OLDHAM, R. D. (1872), with remarks by MALLETT, R.: Notice of some of the secondary effects of the earthquake of 10th January, 1869, in Cachar. – Quart. J. geol. Soc. London, **28**: 255–270, 5 Abb.; London.
- (1897): Report on the great earthquake of 12th June, 1897. – Mem. geol. Surv. India, **29**; Calcutta.
- OOMKENS, E. (1966): Environmental significance of sand dikes. – Sedimentology, **7**: 145–148, 3 Abb.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- PARKER, B. H. (1933): Clastic plugs and dikes of the Cimarron valley area of Union County, New Mexico. – J. Geol., **41**: 38–51; Chicago.
- PAMIR, H. N., & KETIN, I. (1940): Das Erdbeben in der Türkei vom 27./28. Dezember 1939. – Geol. Rdsch., **31**: 77–78, 1 Abb.; Stuttgart.
- PLUMMER, F. B. (1950): The Carboniferous rocks of the Llano region of central Texas. – Texas Univ. Bull., **4329**: 170 S., 14 Abb., 22 Taf.; Austin.
- POTTER, P., & PETTJOHN, F. (1963): Paleocurrents and basin analysis. – 296 S., 130 Abb., 30 Taf.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- REICHSTEIN, M. (1960): Beitrag zum Sedimentationsverlauf vom Oberdevon bis zum Unterkarbon im Innern des Elbingeröder Komplexes (Harz). – Geologie, **9**: 656–662, 4 Abb.; Berlin.

- REIMNITZ, E., & MARSHALL, N. F. (1965): Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. – *J. geophys. Res.*, **70**: 2363–2376; Richmond.
- REVELLE, R., & EMERY, K. O. (1957): Chemical erosion of beach rock and exposed reef rock. Bikini and nearby atolls, Marshall islands. – *U. S. geol. Surv., prof. pap.*, **260 T**: 699–709, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Washington.
- RICHTER, R. (1941): Risse durch Innenschumpfung und Risse durch Lufttrocknung. – *Senckenbergiana*, **23**: 165–167, 2 Abb.; Frankfurt/Main.
- ROESCHMANN, G. (1962): Wurzelböden des Ruhrkarbons. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (2): 497–524, 2 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- RUTTEN, M. G. (1958): Detailuntersuchungen an gotländischen Riffen. – *Geol. Rdsch.*, **47**: 359–384, 26 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHÄFER, W. (1954): Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. – *Senckenbergiana lethaea* **35** (1/2): 87–99, 12 Abb.; Frankfurt/Main.
- SCHENK, E. (1956): Gangspaltenbildung als Bebenursache? – *Z. dt. geol. Ges.*, **106**: 361–377, 10 Abb.; Hannover.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **59**: 289–308, 8 Abb.; Stuttgart.
- SCHWARZ, A. (1932): Spannungsauswirkungen an raumschwüendigen Stoffen. – *Senckenbergiana*, **14**: 300–331; Frankfurt/Main.
- SEILACHER, A. (1968): Sedimentationsprozesse in Ammonitengehäusen. – *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturwiss. Kl.*, **9**: 191–203, 1 Taf.; Mainz.
- SHROCK, R. (1948): *Sequence in layered rocks.* – 507 S., 397 Abb.; New York. Toronto, London (McGraw-Hill Book Co.).
- SIEBERG, A. (1923), mit Beitr. von GUTENBERG, B.: *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.* – 572 S.; Jena.
- SIGAL, J., & TRUILLET, R. (1967): Étude micropaléontologique et illustration des filons-couches granoclassés du Capo Sant'Andrea (Sicile). – *Bull. Soc. géol. France*, **8** (7): 986–993, 2 Abb., 1 Taf.; Paris.
- SLOSS, L. L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **74**: 93–114, 6 Abb.; New York.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954 a): Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). – *Geol. en Mijnb., N. S.*, **16**: 25–47, 15 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Den Haag.
- (1954 b): Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. – *Leidse geol. Meded.*, **19**: 110 S.; Leiden.
- STRAUCH, F. (1963): Zur Geologie von Tjörnes (Nordisland). – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **8**: 129 S., 42 Abb., 2 Prof., 1 Kt.; Köln.
- (1966): Sedimentgänge von Tjörnes (Nord-Island) und ihre geologische Bedeutung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **124** (3): 259–288, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SUMMERSON, C. H. (1959): Evidence of weathering at the Silurian-Devonian contact in central Ohio. – *J. sediment. Petrol.*, **29**: 425–429, 2 Abb.; Menasha.
- TRUILLET, R. (1968): Étude géologique des Peloritains orientaux (Sicile). Les filons sédimentaires. – *Thèses Fac. Sci. Univ. Paris*: 547 S.; Paris.
- TWENHOFEL, W. H. (1923): Development of shrinkage cracks in sediments without exposure to the atmosphere. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **34**: 64; New York.
- VITANAGE, P. W. (1954): Sandstone-dykes in the South Platte area, Colorado. – *J. Geol.*, **62** (5): 493–500, 2 Abb., 1 Taf.; Chicago.
- VORTISCH, W. (1926): Oberrätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. – *Jb. geol. B.-Anst.*, **76**: 1–64, 1 Taf.; Wien.
- WALTERS, R. F. (1946): Buried Pre-Cambrian hills in northeastern Barton County, central Kansas. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **30**: 660–710, 8 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Menasha.
- WALTON, M. S., & O'SULLIVAN, B. (1950): The intrusive mechanics of a clastic dike. – *Amer. J. Sci.*, **248**: 1–21; New Haven.
- WATERSTONE, C. D. (1950): Note on the sandstone injections of Eathie Haven, Cromarty. – *Geol. Mag.*, **87**: 133–139, 1 Abb.; Hertford.

- WENDT, J. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. – Bull. Soc. paleont. Ital., **2**(1): 57–145, 4 Abb., Taf. 6–24; Modena.
- (1965): Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1965**: 286–311, 6 Abb.; Stuttgart.
 - (1969 a): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132**: 219–238, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
 - (1969 b): Die stratigraphisch-paläogeographische Entwicklung des Jura in Westsizilien. – Geol. Rdsch., **58**: 735–755, 4 Abb.; Stuttgart.
 - (1971): Genese und Fauna submariner synsedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura (Fossil-Lagerstätten, Nr. 12). – Palaeontographica, (A) **136**: 122–192, 20 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- WERNER, A. G. (1791): Neue Theorie von Entstehung der Gänge. – Freiburg/Sa.
- WHITE, W. A. (1961): Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. – J. sediment. Petrol., **31**: 560–570, 2 Abb., 4 Taf.; Menasha.
- WIEDENMAYER, F. (1964): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. – Ecl. geol. Helv., **56**: 529–640, 4 Taf.; Basel.
- WILLIAMS, W. Y. (1927): Sandstone dikes in southeastern Alberta. – Trans. roy. Soc. Canada, (3) **21** (Sect. 4): 153–174; Ottawa.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ZEIL, W. (1958): Sedimentation in der Magellanes-Geosynklinale mit besonderer Berücksichtigung des Flysch. – Geol. Rdsch., **47**: 425–443, 16 Abb.; Stuttgart.

Eingang des Manuskriptes: 18. 6. 1986

Tafel 1 (S. 384)

Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000)

- Fig. 1 Gesamtansicht mit Lage der Profile I, II und III sowie den Conodontenfundpunkten
 Fig. 2 Schlagwasserbreccie mit eingeregelteten Komponenten als Makrospaltenfüllung im Massenkalk
 Fig. 3 Mikrospaltensystem mit kalkiger Füllung nördlich von Profil II, bestehend aus Diagonalspalte (Pfeil 1), bc-Spalte (Pfeil 2) und ss-paralleler Spalte (Pfeil 3)

Plate 1 (p. 384)

Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000)

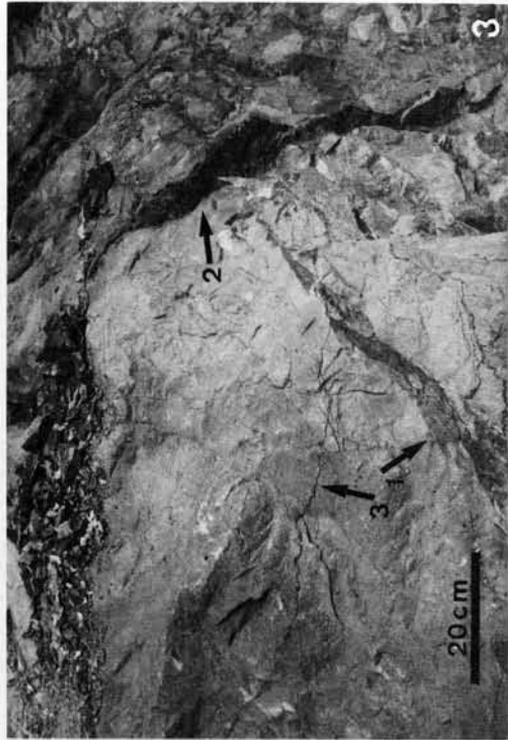
- Fig. 1 General view with position of the profiles I, II and III and the conodont sites
 Fig. 2 Schlagwasser breccia with oriented breccia components as macrodyke filling in massive limestone
 Fig. 3 Microdyke system with calcareous filling north of profile II, consisting of a diagonal dyke (arrow 1), bc-dyke (arrow 2) and bedding parallel dyke (arrow 3)

Tafel 2 (S. 385)

- Fig. 1 Steinbruch Brühne südlich Kallenhardt (R 59 540, H 01 940)
 Makrospalte, ac-verlaufend, mit unverfestigten, teilweise geschichteten Ablagerungen der Unterkreide; am Top der Spalte pleistozäne und holozäne steinige Lehme
 Fig. 2 Südwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (zwischen R 58 970, H 01 670 und R 58 880, H 01 630)
 Zahlreiche Megaspalten, ac-orientiert und deutlich der Hauptkluftrichtung folgend, verfüllt mit pleistozänen und holozänen steinigen Lehmen
 Fig. 3 Nordwand des Steinbruchs Weiken (R 58 900, H 01 760)
 Makrospalte mit mehrphasiger Weitung und Verfüllung
 1 = Trärgestein, Pfeil 2 = Schlagwasserbreccie, Pfeil 3 = Flinz-Schichten, Pfeil 4 = Sedimente der Unterkreide
 Fig. 4 Westwand des Steinbruchs Weiken (R 58 880, H 01 630)
 Makrospalte (Pfeil 1), bc-orientiert, mit unverfestigten Sedimenten der Unterkreide, übergehend in Megaspalte (Pfeil 2), die ss-parallel verläuft und mit oberdevonischen Kalksteinen verfüllt ist

Plate 2 (p. 385)

- Fig. 1 Brühne quarry south of Kallenhardt (R 59 540, H 01 940)
 Macrodyke in ac-direction, with unconsolidated, partly bedded Lower Cretaceous sediments; at the top of the dyke Pleistocene and Holocene stony loams are situated
 Fig. 2 Southern wall of the Weiken quarry south of Kallenhardt (between R 58 970, H 01 670 and R 58 880, H 01 630)
 Numerous megadykes, ac-oriented, distinctly following the main joint direction and filled with Pleistocene and Holocene stony loams
 Fig. 3 Northern wall of the Weiken quarry (R 58 900, H 01 760)
 Macrodyke with multiphasic widening and filling
 1 = carrier rock, arrow 2 = Schlagwasser breccia, arrow 3 = Flinz beds, arrow 4 = Lower Cretaceous sediments
 Fig. 4 Western wall of the Weiken quarry (R 58 880, H 01 630)
 Macrodyke (arrow 1), bc-oriented, with unconsolidated Lower Cretaceous sediments, passing over to a bedding parallel megadyke (arrow 2), filled with Upper Devonian limestones



Tafel 1



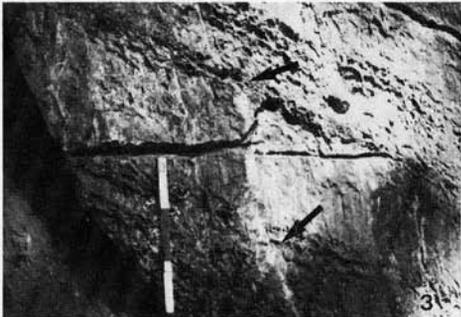
Tafel 2

Tafel 3

- Fig. 1 Spaltensystem in den Klippen am Kalvarienberg (R 61 040, H 03 150)
 Pfeil 1 zeigt auf bc-orientierte Megaspalte mit kalkiger und tonig-schluffiger Füllung.
 Pfeil 2 zeigt auf bc-orientierte, schwach nach Norden einfallende Megaspalte mit kalkiger Verfüllung, die von unten erfolgte.
 Pfeil 3 zeigt auf bc-orientierte, in Schieferungsrichtung einfallende Megaspalte mit Kalkstein (unten) und tonigem Schluffstein (oben).
 Pfeil 4 zeigt auf ac-orientierte Megaspalte mit tonig-schluffiger Füllung, die mit bc-orientierter Spalte ein System bildet.
- Fig. 2 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg (R 61 050, H 03 120; zentraler Wert)
 Megaspalten mit kalkigen Füllungen, im dickbankigen Kalkstein wesentlich häufiger vorkommend als im hangenden knolligen Kalkstein, bc-orientiert und in Richtung der Schieferung einfallend
- Fig. 3 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg
 Megaspalten mit unterschiedlicher Eindringtiefe, Füllungen kalkig, Spaltenverlauf in unterschiedlichen Kalksteinbänken bei Pfeilen deutlich geknickt, in kompetenter Kalksteinbank steiler einfallend
- Fig. 4 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg
 Trichterförmige Megaspalte, die sich in Richtung der undeutlich ausgeprägten Schieferungsflächen rasch verjüngt, verfüllt mit tonigem Schluffstein, ebenfalls geschiefert
- Fig. 5 Steinbruch am Eulenspiegel (R 61 370, H 04 140)
 Zahlreiche Megaspalten, bc-orientiert, mit unterschiedlicher Eindringtiefe; rechts im Bild trichterförmige Megaspalte mit flacherem Einfallen als die Schieferung, die hier nur undeutlich ausgebildet ist
- Fig. 6 Eulenspiegelsattel an der Straße Rüthen - Nuttlar (R 61 560, H 04 140)
 Erdbacher Kalk mit Spaltensystem von zwei bc-orientierten Megaspalten und einer mit diesen verbundenen, ac-verlaufenden Megaspalte (s. Pfeile)
- Fig. 7 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 500)
 Megaspalte, bc-orientiert, verfüllt mit Schlagwasserbreccie, die in ss-parallele Megaspalte übergeht (Pfeil 1), Mikrospalte an Pfeil 2 von Megaspalte abzweigend

Plate 3

- Fig. 1 Dyke system in the cliffs at the Kalvarienberg (R 61 040, H 03 150)
 Arrow 1 shows a bc-oriented megadyke with calcareous and clayey-silty filling.
 Arrow 2 shows a bc-oriented, weakly northward dipping megadyke with calcareous filling, which took place right up from the bottom.
 Arrow 3 shows a bc-oriented megadyke following the cleavage direction with limestone (below) and clayey siltstone (above).
 Arrow 4 shows an ac-oriented megadyke with clayey-silty filling, forming a system with a bc-oriented dyke.
- Fig. 2 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg (R 61 050, H 03 120; central value)
 Megadykes with calcareous fillings, more frequent in the thick-bedded limestone than in the overlying nodular limestone, bc-oriented and dipping in the direction of the cleavage
- Fig. 3 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg
 Megadykes with different depth of penetration; the fillings are calcareous, the course of dykes in different limestone beds is distinctly buckled (as documented by arrows), dipping steeper in competent limestone beds
- Fig. 4 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg
 Funnel-shaped megadyke, tapering quickly in direction of the indistinct cleavage planes, filled with foliated clayey siltstone
- Fig. 5 Eulenspiegel quarry (R 61 370, H 04 140)
 Numerous bc-oriented megadykes with different depth of penetration; on the right of the picture a funnel-shaped megadyke can be seen, dipping more flatly than the cleavage - here only indistinct
- Fig. 6 Eulenspiegel anticline at the road Rüthen - Nuttlar (R 61 560, H 04 140)
 Erdbach limestone with a dyke system of two bc-oriented megadykes and an ac-oriented megadyke, combined with the previous ones (see arrows)
- Fig. 7 Road cut at the southern end of Kallenhardt (R 60 200, H 01 500)
 Megadyke, bc-oriented, filled with Schlagwasser breccia, which passes over to a bedding parallel megadyke (arrow 1), microdyke turning off from megadyke at arrow 2

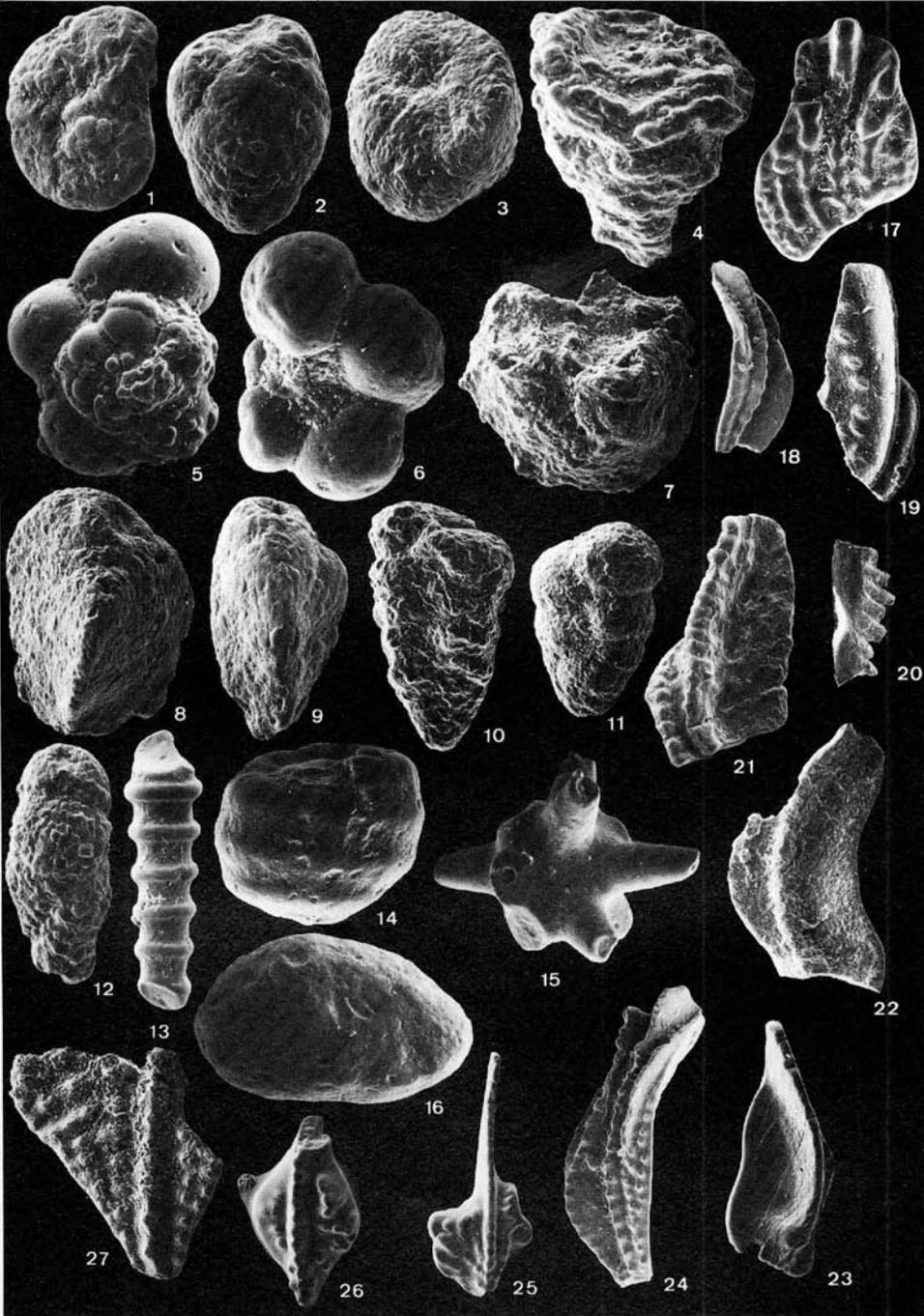


Tafel 4 / Plate 4

Fauna aus einer postvariscischen Hohlraumfüllung in der Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen)

Fauna of a post-Variscan karst filling in the Grawe calcite pit at Radlinghausen (scanning electron microscope photographs)

- Fig. 1 *Gavelinella* cf. *intermedia* (BERTHELIN)
Nabelseite, Vergr. 62 x; umbilical side, magn. 62 x
- Fig. 2 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 3 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Mündungsseite, Vergr. 44 x; aperture, magn. 44 x
- Fig. 4 *Marssonella trochus* D'ORBIGNY
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
- Fig. 5 *Hedbergella amabilis* LOEBLICH & TAPPAN
Spiralseite, Vergr. 124 x; spiral side, magn. 124 x
- Fig. 6 *Hedbergella amabilis* LOEBLICH & TAPPAN
Nabelseite, Vergr. 109 x; umbilical side, magn. 109 x
- Fig. 7 *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN) aff.
Nabelseite (letzte Kammer abgebrochen), Vergr. 100 x;
umbilical side (last chamber broken), magn. 100 x
- Fig. 8 *Tritaxia tricarinata* REUSS
Seitenansicht, Vergr. 59 x; side view, magn. 59 x
- Fig. 9 *Tritaxia tricarinata* REUSS
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 10 *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY ssp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 11 *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY ssp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 12 *Plectina mariae* (FRANKE)
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 13 Spongiensklere; sclere of a sponge
Seitenansicht, Vergr. 124 x; side view, magn. 124 x
- Fig. 14 Charophyten-Oogonium
Seitenansicht, Vergr. 97 x; side view, magn. 97 x
- Fig. 15 Spongiensklere; sclere of a sponge
Seitenansicht, Vergr. 39 x; side view, magn. 39 x
- Fig. 16 Ostracodensteinkern, *Bythocypris* sp. aff.;
internal mould of an ostracode, *Bythocypris* sp. aff.
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
- Fig. 17 *Polygnathus communis* cf. *carina* HASS
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 18 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 19 *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 20 *Bispathodus* sp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 21 *Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER ssp.
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 22 *Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER ssp.
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 23 *Palmatolepis* sp., aff. *rhomboidea* SANNEMANN
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 24 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 25 *Gnathodus* cf. *semiglaber* BISCHOFF
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 26 *Gnathodus* cf. *semiglaber* BISCHOFF
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 27 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x



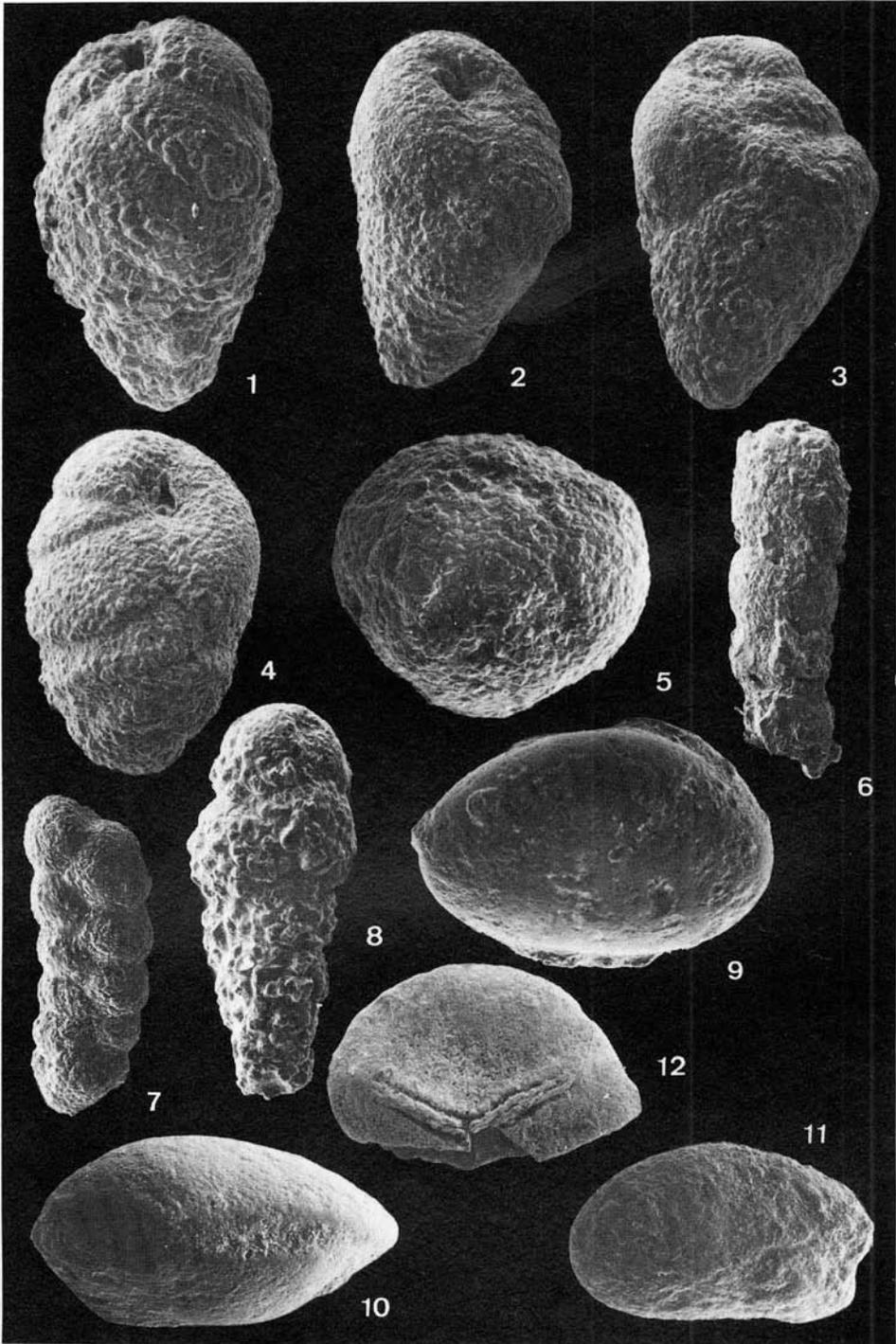
Tafel 4

Tafel 5 / Plate 5

Faunen aus postvariscischen Hohlraumfüllungen in den Steinbrüchen Mühlental, Weiken und Sandkaule (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen)

Fauna of post-Variscan karst fillings in the Mühlental, Weiken and Sandkaule quarries (scanning electron microscope photographs)

- Fig. 1 *Arenobulimina anglica* CUSHMAN
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
Steinbruch Mühlental; Mühlental quarry
- Fig. 2 *Arenobulimina truncata* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 3 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 43 x; side view, magn. 43 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 4 *Arenobulimina advena* (CUSHMAN)
Seitenansicht, Vergr. 34 x; side view, magn. 34 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 5 *Ataxophragmium crassum* (D'ORBIGNY)
Aufsicht, Vergr. 91 x; upper view, magn. 91 x
Steinbruch Sandkaule; Sandkaule quarry
- Fig. 6 *Lituola* sp.
Bruchstück, Vergr. 22 x; fragment, magn. 22 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 7 *Dorothia gradata* (BERTHELIN)
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 8 *Flectina mariae* (FRANKE)
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
Steinbruch Sandkaule; Sandkaule quarry
- Fig. 9 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Seitenansicht, Vergr. 95 x; side view, magn. 95 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 10 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Dorsalansicht, Vergr. 91 x; dorsal view, magn. 91 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 11 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 12 Megaspore
Bruchstück, Aufsicht, Vergr. 65 x; fragment, upper view, magn. 65 x
Steinbruch Mühlental; Mühlental quarry



Tafel 5

Namenregister

Kursive Seitenzahlen beziehen sich auf die Tafeln.

- Abbott, W. J. L. 315
 Ahrens, W. 76
 Alberti, H. 171 - 173, 193
 Albrecht, P. 68
 Allen, K. C. 114, 118 - 123, 125, 126,
 136, 138, 140
 Amiel, A. 88
 Amirie, G. H. B. 107 - 109, 125
 Andrée, K. 315
 Andrieux, J. 323
 Archiac, E. J. A. D. de 35, 41, 52
 Arthaber, G. von 39, 40
- Bahls, M.** 249
 Balme, B. E. 113, 116, 118 - 121, 126,
 132, 134, 136, 138, 347
 Bandel, K. 88, 249
 Bartzsch, K. 233
 Bassett, M. G. 10
 Bassler, R. S. 373, 388
 Bär, P. 76, 95 - 97, 317
 Becker, G. 109, 249
 Becker, T. 177, 219
 Bender, P. 24, 25
 Benedict, G. L. 84
 Bennie, J. 110, 112, 119
 Bensaid, M. 26, 37 - 39, 42, 43, 45, 47,
 48
 Berg, L. S. 144
 Berry, W. 110, 132
 Berthelin, G. 350, 373, 374, 388, 390
 Bijvank, G. 98
 Bischoff, G. 21, 25, 313, 373, 388
 Bisping, D. 239, 244 - 246
 Bjorlykke, K. 88
 Bless, M. J. M. 68, 249, s. auch Becker
 et al. 219
 Blumenstengel, H. 233, 235 - 237, 246,
 249
 Bogoslovsky, B. I. 37, 39
 Borchert, H. 243
 Boswell, R. G. H. 319
 Bottke, H. 76
 Bouckaert, J. 68, s. auch Tsien et al. 64
 Brady, H. B. 373
 Branson, E. B. 316, 343, 373, 388
 Brauckmann, C. s. Becker et al. 219
 Braun, H. 243
 Brenner, G. J. 347
 Brice, D. 122
 Brill, S. M. s. Sandberg et al. 164, 195,
 205, 210, 216, 300
 Brongniart, A. 242
 Brotzen, F. 340, 373, 374, 388
- Bryant, W. L. 11, 27, 373, 388
 Buch, L. von 175
 Buggisch, W. 23 - 25, 90
 Bultynck, P. 27, 50, s. auch Bensaid et
 al. 43, 47
 Burst, J. F. 314
 Butterworth, M. A. 109 - 112, 114 - 118,
 121, 122, 132, 134, 136
 Büttner, E. 319
- Castellarin, A.** 327
 Chibrikova, E. V. 119, 136
 Choquette, P. W. 86
 Clarke, J. M. 316
 Clausen, C.-D. 9, 15, 16, 21 - 23, 31, 39,
 46, 50, 76, 88, 161, 169, 170, 173, 180,
 181, 187, 221, 227 - 233, 245, 261, 265,
 266, 271 - 273, 282, 284, 286, 287, 289,
 292 - 297, 299, 300, 302, 309, 312, 315,
 322 - 327, 330, 334, 335, 337 - 339,
 342, 344, 345, 348, 350, 352, 353, 355,
 357, 361, 366, 368 - 371, 375
 Coe, E. A. 118
 Colacicchi, R. 323
 Collins, W. H. 314
 Conant, L. C. 316
 Conrad, T. A. 39
 Cook, H. E. 84, s. auch Mountjoy et al.
 86
 Cookson, J. C. 346, 347
 Cooper, G. A. 351
 Couper, R. A. 346, 347
 Crasquin, S. s. Bless et al. 249
 Cross, H. 69
 Cross, W. 319
 Cushman, J. A. 373, 374, 390
- Dana, J. D.** 319
 Daugherty, L. H. 347
 Dechen, H. von 76
 Defrance, M. J. L. 14, 21
 Denckmann, A. 11, 13 - 16, 18, 21, 42,
 48
 Denison, R. H. 144
 Dettmann, M. E. 109, 110, 118, 346
 Diller, J. S. 312, 318
 Döring, H. 347
 Dreesen, R. 58, 61, 212, 216
 Dricot, E. s. Tsien et al. 64
 Dunnington, H. V. 319
 Dürkoop, A. 98
 Dybová, S. 112, 114
 Dzulynski, S. 312

- Ebert, A. 76, 292, 296
 Ebhardt, G. 354
 Edalat, B. 108, 126
 Eder, W. 17, 58, 76, 88
 Edwards, B. s. Nardin et al. 86
 Eichenberg, W. 317
 Eickhoff, R. 98
 Eldridge, G. H. 319
 Emery, K. O. 315
 Engel, W. 17, 76
 Eugster, H. P. 243
- Fabricius, F.** 321
 Fackler, W. C. 313
 Fairbridge, R. W. 315
 Feist, R. 11, 27, 42, 220
 Fischer, A. G. 314
 Flajs, G. 220
 Flügel, E. 72, 313
 Flügel-Kahler, E. 72
 Foster, N. H. 316
 Franke, A. 373, 374, 388, 390
 Franke, W. 17, 58, 76, 317, 321
 Frech, F. 35, 36, 40, 54
 Frech, R. 11, 16
 Friedman, G. M. 88
 Friedrich, G. 61
 Friman, L. 143, 154, s. auch Becker et al. 219
 Füchtbauer, H. 239, 243, 244, 248, 312, 315
- Galliher, E. W.** 244
 Gallwitz, H. 76, 192, 206
 Ganss, O. 320
 Garrison, R. E. 87
 Geyer, G. 315
 Gilsing, W. 98
 Ginsburg, R. N. 84
 Glenn, L. C. 319
 Goldring, R. 87
 Goodfellow, G. E. 318
 Goreau, T. 84
 Gorsiline, D. s. Nardin et al. 86
 Gotthardt, R. 58
 Goujet 146
 Grabau, A. W. 318
 Grebe, H. 346, s. auch Clausen et al. 88, 272, 273, 294, 295, 299
 Groos-Uffenorde, H. 171, 172, 193, 219, 235, s. auch Alberti et al. 173, Bless et al. 249
 Groot, J. J. 347
 Gross, W. 146 - 154, 156, 157
 Gründel, J. 90, 233, 235, 246, 249
 Grünhagen, H. 269, 284, 346, 349, 351
 Guerich, G. 39
 Gutenberg, B. 318
 Gutschick, R. C. 212
 Gwosdz, W. 23, 90, 97
- Hadding, A.** 244
 Häusler, E. 315
 Häusler, H. 315
 Hahn, G. 357
 Hahn, R. 357
 Hall, J. 43, 47
 Hamid, M. E. P. 108, 126, 127
 Hammen, T.H. von der 347
 Hampton, M. 86
 Harms, J. C. 314
 Harrassowitz, H. 316
 Hass, W. H. 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 316, 388
 Hassel, C. W. 113, 116, 120, 121, 126, 132, 134, 138
 Hast, N. 322
 Hatton, H. 322, 352, 370
 Heckel, P. H. 68
 Heim, A. 327
 Hein, F. s. Nardin et al. 86
 Heinke, H.-J. 14, 15, 168, 266, 284, 287, 330
 Helms, J. 235, 236
 Henke, W. 171, 172
 Hentschel, H. 25
 Higgs, K. s. Becker et al. 219
 Hlauschek 320
 Hoffmeister, V. S. 112, 126, 132
 Hollmann, R. 88, 327
 Holzapfel, E. 17, 41, 42
 Houša, V. 320
 House, M. R. 10 - 12, 16 - 18, 26, 27, 38, 39, 41 - 43, 45 - 47, 50, 163, 172, 177
 Houten, F. B. van 314
 Hower, J. 244
 Hoyer, P. 293
 Hückel, B. 313
 Hühner, G. 23, 24, 25
 Hyatt, A. 36, 39, 220
- Ibrahim, A. C.** 111 - 117, 126, 132, 134, 136, 346, 347
 Indans, J. 340, 350
 Irving, R. D. 313
 Ishchenko, A. M. 110, 111, 126, 132
- Jachowicz, A.** 112, 114
 Jacobshagen, V. 313
 Jaekel, O. 145, 146, 148, 150, 153
 James, N. P. 84
 Jankowsky, W. 315, 319
 Jansonius, J. 121
 Jarvik, E. 144
 Jenkins, O. P. 318, 319
 Jessen, H. L. 155, 156, 158
 Johnson, J. G. 17, 18, 20, 21
 Jordan, H. 249
 Jurgan, H. 316
 Jux, U. 108, 127, 318
 Jüngst, H. 314

- Kaiser, H. 115 - 117, 119, 134, 136
 Kasig, W. 58, 59, 72
 Kayser, E. 13
 Kazmierczak, J. 61, 87
 Keller, W. D. 244
 Kemp, E. M. 347
 Kendall, A. 88
 Kennedy, W. J. 87
 Kettin, I. 318
 Keupp, H. 98, s. auch Becker et al. 219
 Kidston, R. 110, 112, 119
 Kirchgasser, W. T. 11, 27, 42, 47, s. auch House et al. 39, 43, 47
 Klapper, G. 10, 11, 17, 18, 20, 21, 26, 27, 42, 43, 46, 48, 50, 77
 Klaus, W. 118
 Knox, E. M. 114, 116
 Koch, K. E. 313
 Koch, M. 168, 171, 172, 193, 195, 296, s. auch Becker et al. 219
 Koenen, A. von 146 - 148, 150, 151, 153, 158
 Köster, H. M. 244
 Kohler, E. E. 243, 244
 Korn, D. 38, 161, 163, 165, 166, 171, 172, 177, 184, 220, 221, 225
 Kosanke, R. M. 111, 112, 118, 126, 132, 136
 Krebs, W. 13, 21, 58, 76, 88, 167, 265, 266, 276, 284 - 287, 292, 293, 295, 299, 300, 316, 317, 320, 322, 323, 330, 353, 365, 368, 369
 Kremp, G. 110 - 118, 121, 126, 132, 134, 346, 347
 Kronberg, P. 76, 289
 Krutzsch, W. 346
 Kühne, F. 188
 Kuenen, Ph. H. 315
 Kühn-Velten, H. 168
 Küster 148
 Kugler, H. G. 319
 Kullmann, J. 11, 17, 18, 43, 45
 Kupfahl, H.-G. 25
 Kurdjukow, K. B. 318

 Lamarck, J. B. de 350
 Lambrecht, L. 319, 320
 Laming, D. J. C. 314
 Land, L. 84
 Lane, H. R. 164, 210
 Lange, W. 176
 Langenstrassen, F. 76
 Langer, W. s. Becker et al. 219
 Lanninger, E. P. 112, 113, 115, 116, 122, 126
 Lecompte, M. 84
 Lehman, J.-P. 144
 Lethiers, F. s. Bless et al. 249
 Leuchs, K. 318
 Leuteritz, K. 16, 21, 22, 25, 48, 161, 168, 169 - 172, 175, 180, 181, 187, 189, 193, 195, 227 - 233, 245, 261, 265, 266, 271 - 273, 282, 286, 287, 289, 292 - 297, 299, 300, 302, 309, 312, 313, 320 - 326, 330, 334, 335, 337 - 339, 344, 345, 353, 355, 357, 361, 366, 368, 369, 372, s. auch Clausen et al. 88, 284, Sandberg et al. 164, 205, 210, 216
 Lippert, H.-J. 25
 Ljachovitsch, V. V. 318
 Ljaschenko, G. 39
 Loboziak, S., 122, s. auch Brice et al. 122
 Loeblich, A. R. 373, 388
 Loose, F. 113, 116, 126, 134
 Lorenz, P. 365
 Lotze, F. 355
 Lubner, A. A. 110, 119

 Machatschki, F. 244
 Mackowiak, W. 127
 Malloy, R. E. 112, 126, 132
 Malmshheimer, K. W. 98
 Marshall, N. F. 318
 Mashkova, T. V. 10
 Mägdelfrau, K. 68, 69
 McDaniels, P. M. s. Cook et al. 84, Mountjoy et al. 84, 86
 McGregor, D. C. 111, 112, 118, 119, 126, 132
 McKirdy, D. M. 68
 Meek, F.-B. 40
 Mehl, M. G. 316, 343, 373, 388
 Meiburg, P. 335, 354, 355
 Meischner, D. 164, 210
 Mensink, H. 98
 Meyer, D. E. 88
 Meyer, H. von 156
 Meyer, O. 58
 Middleton, G. 86
 Milbradt, R. 98
 Miles, R. S. 154
 Milton, C. C. 316
 Miner, E. L. 346
 Mohr, K. 317
 Monroe, J. N. 315
 Monroe, W. H. 314
 Moore, E. S. 314
 Moritz, W. 76
 Morrow, A. L. 350
 Mountjoy, E. W. 58, 84, 86
 Mouravieff, A. N. s. Tsien et al. 64
 Muchow, S. 270, 293, 311
 Müller, A. H. 233
 Müller, G. 239, 243, 244, 248, 312, 315
 Müller, G. W. 235
 Müller, H. 33, 49, 296
 Münster, G. von 163, 171, 175, 180, 184, 206, 220, 221, 225
 Münster, Graf G. zu 365
 Murchison, R. J. 156
 Murray, R. 86

- Nardin, T. 86
 Naumova, S. N. 110 - 112, 114 - 118,
 122, 126, 132, 134, 136, 140, 346, 347
 Newsom, J. F. 312 - 314
 Nilsson, T. 347

 Ørvig, T. 145, 148, 167
 Ojakangas, R. W. 244
 Oldham, R. D. 318
 Oliver, W. A., Jr. 47
 Oomkens, E. 314
 Orbigny, A. de 340, 350, 373, 374, 388,
 390
 O'Sullivan, B. 313, 319
 Ourisson, G. 68
 Owens, B. 112, 115, 118 - 120, 123, 126,
 134, 136, 138, 140

 Paeckelmann, W. 11, 15 - 17, 38, 48, 76,
 77, 90, 163, 188, 292
 Pamir, H. N. 318
 Paproth, E. 58, 68, 164 - 166, 168, 171,
 193, 219
 Parker, B. H. 319
 Passega, R. 85 - 87, 89
 Pauly, E. 26
 Pedder, A. E. H. 41
 Penny, J. S. 347
 Petersen, M. S. 40
 Petter, G. 35, 36, 38, 41, 48, 54
 Pettijohn, F. 312
 Pflug, H. 346, 347
 Phillips, J. 37
 Pierce, R. L. 347
 Pletzner, H. 243, 249
 Pilger, A. 76, s. auch Kronberg et al. 289
 Playford, G. 110, 112 - 114, 116, 117 -
 122, 126, 132, 134, 136
 Plessmann, W. 292, 295, 320 - 322, 324,
 326, 353, 365
 Plummer, F. B. 317
 Pokorny, V. 233, 246
 Potonié, R. 109 - 119, 121, 122, 126,
 132, 134, 346, 347
 Potter, P. 312
 Powell, T. G. 68
 Pray, L. C. s. Cook et al. 84, Mountjoy et
 al. 84, 86
 Price, J. D. 163, 172, 177, 184, 220, 221,
 225, s. auch House et al. 39, 43, 47

 Quade, H. 316

 Raatz, G. V. 347
 Rabien, A. 23 - 25, 87, 235, 361
 Racheboef, P. s. Becker et al. 219
 Reichstein, M. 317
 Reimnitz, E. 318
 Reinsch, P. F. 110
 Remy, R. 69
 Remy, W. 69

 Renz, C. 184, 220, 225
 Requadt, H. 26
 Rescher, K. 309, 372
 Ress, M. 98
 Reuss, A. E. 340, 350, 373, 374, 388, 390
 Revelle, R. 315
 Richardson, J. B. 116, 120, 121, 123,
 126, 138
 Richter, D. 98
 Richter, E. 180, 217, 365
 Richter, G. 243
 Richter, R. 10, 180, 217, 315, 365
 Richter, Reinh. 175, 176
 Richter-Bernburg, G. 292, 353
 Rickard, L. V. 47
 Riegel, W. 119 - 121, 123, 126, 127, 138
 Rietschel, S. 26
 Ritzel, A. 293
 Roeschmann, G. 314
 Roselt, G. 69
 Rosenmüller, J. Chr. 354
 Ross, N. E. 346
 Rouse, G. E. 347
 Rösler, M. 90
 Rutten, M. G. 321

 Sadler, P. M. 17
 Sandberg, Ch. A. 27, 50, 79, 91, 164,
 166, 184, 195, 205, 210, 212, 216, 217,
 219, 220, 232, 300
 Sandberger, F. 14, 21, 26, 37, 39, 46, 48
 Sandberger, G. 14, 21, 26, 37, 39, 46, 48
 Sannemann, D. 373, 388
 Sartenaer, P. s. Bensaid et al. 43, 47
 Schäfer, W. 16, 76, 314
 Schenk, E. 319
 Scheps, V. 61
 Scherp, A. 33, 49, 76, s. auch Kronberg
 et al. 289
 Schindewolf, O. H. 35, 163, 175, 176,
 180, 206
 Schlager, W. 320, 327
 Schlüter, H. 76
 Schmidt, H. 11, 153, 163, 171, 175, 180,
 263, 264, 267, 292, 295, 297 - 299, 306,
 307, 311, 321, 365, 369
 Schmidt, Herta 14
 Schneider, H. 317
 Schneider, W. 88
 Schneidermann, N. 88
 Schopf, J. M. 118
 Schultz, G. 113, 122, 126
 Schultze, H.-P. 157
 Schulz-Dobrick, B. 247
 Schwarz, A. 315
 Schwarzacher, W. 86
 Scrutton, C. T. 10
 Sedgwick, A. 156
 Seed, D. P. 244
 Seilacher, A. 313
 Semeniuk, V. 86

- Shrock, R. 312
 Sieberg, A. 318
 Sigal, J. 320
 Sloss, L. L. 316
 Smith, A. H. V. 109 - 112, 114 - 118, 121, 122, 132, 134, 136
 Spaeth, G. 320, 322, 324, 326, 365
 Stadler, G. 33, 49, 322, 340, 341, 352, 370
 Staplin, F. L. 112, 121, 126, 132
 Staschen, D. 264, 276, 284 - 287, 289, 293, 295, 297 - 299, 311, 369
 Stein, R. 76
 Steinmann, G. 35
 Stensiö, E. 144, 146 - 153, 155
 Stoffels, D. 354, 355
 Stoppel, D. 76, 90, 98, 193, 249, 266, 287, 330, 370, s. auch Becker et al. 219
 Straaten, L. M. J. U. van 315
 Strauch, F. 313, 316, 318 - 320
 Streel, M. 109, 112, 115, 122, 165, 166, 171, 193, 219, s. auch Alberti et al. 172, 173
 Stritzke, R. 17, 19, 27, 75, 86
 Struckmeier, W. 311
 Struve, W. 13, 14
 Sullivan, H. J. 110, 115, 134
 Summerson, C. H. 316
- Tappan, H. 373, 388
 Tarlo, L. B. 144
 Taugourdeau-Lantz, J. 114, 118, 122, 134, 136
 Taylor, J. M. 84
 Teichmüller, R. s. Hoyer et al. 293
 Thiergart, F. 347
 Thome, K. N. 174, s. auch Hoyer et al. 293
 Thomson, P. W. 346, 347
 Thorez, J. 319, 320
 Tillmanns, W. 108
 Totman Parrish, J. 68
 Truillet, R. 320, 322
 Tsien, H. H. 64
 Tucker, M. E. 87, 88, 90
 Twenhofel, W. H. 315
- Uffenorde, H. 90, 171, 172, 219, 235, 264, 266, 267, 276, 284, 285, 287, 293, 295 - 297, 299, 300, 311, 322, 327, 352, 353, 357, 368 - 372, s. auch Clausen et al. 88, 294, Alberti et al. 173
 Ulrich, E. O. 373, 388
 Urban, J. B. 123
- Vanuxem, L. 41
 Venitz, A. 347
 Verneuill, M. E. de 35, 41, 52
 Vigran, J. O. 119, 136
- Visser, J. N. J. 86
 Vitange, P. W. 314
 Voges, A. 164, 210, 300, 331
 Vogtmann, R. 61
 Volkmer, U. 108, 110, 112, 116, 126, 127
 Vortisch, W. 316
 Vöhringer, E. 165, 217
- Wachendorf, H. 265, 266, 276, 284 - 286, 292, 293, 295, 299, 300, 353, 368, 369
 Wade, G. s. House et al. 39, 43, 47
 Wahba, Y. 76
 Waldschmidt, E. 21, 48
 Walker, K. R. 84
 Walliser, O. H., 26, 47, 48, 76, 193, 219, 313, 317, s. auch Bensaid et al. 43, 47, Alberti et al. 171, 172
 Walters, R. F. 316
 Walton, M. S. 313, 319
 Waltz, I. R. 113, 118, 122, 126, 140
 Waterstone, C. D. 319
 Webster, R. M. 346
 Wedekind, R. 11, 12, 16, 35, 36, 39, 41, 42, 44, 46, 54, 175, 176, 184, 206, 221
 Wendt, J. 312, 315, 316, 320 - 323, 326 - 328, 331, 357, 370
 Werner, A. G. 312
 Werner, R. 10, 13, 77
 Weyer, D. 233
 White, W. A. 315
 Wiedenmayer, F. 320
 Wilder, H. 57 - 59
 Williams, R. W. 116, 122, 134
 Williams, W. Y. 312, 318
 Wilson, J. L. 287, 330
 Wilson, L. R. 118, 346
 Wirth, W. 374, s. auch Clausen et al. 88, 272, 273, 284, 294, 295, 299
 Witten, W. 76
 Witzke, B. J. 68
 Wunderlich, K. 38
- Yariv, S. 69
 Yoder, H. S. 243
 Young, A. 69
 Youngquist, W. 373
- Zagora, I. 249
 Zagora, K. 249
 Zakowa, H. s. Becker et al. 219
 Zeil, W. 319
 Ziegler, W. 9 - 13, 16 - 18, 20 - 23, 25 - 27, 42, 43, 45 - 48, 50, 76, 77, 90, 98, 161, 164, 166, 168, 171, 172, 174, 175, 184, 189, 193, 195, 210, 212, 216, 219, 220, 229 - 233, 235, 245, 296, 300, 324, 351, 373, 388, s. auch Sandberg et al. 205, Kronberg et al. 289

Sach- und Ortsregister

Kursive Seitenzahlen beziehen sich auf die Tafeln.

- Aachen 13, 58, 66
Abietinaepollenites dunrobiensis 347
Acanthodii 154
Acanthotriletes 347
Acanthotriletes acerosus 116, 124, 125, 134
Acanthotriletes castanea 116, 124, 134
Acavatiriletes 110
 Achguig 48
 Acritarchen 108, 125, 126
Actinopterygii 157
Actinostroma 62, 83, 89
acuticostata-Zone 165
Acutimitoceras 163, 171, 172, 177
Acutimitoceras acutum 165
Acutimitoceras intermedium 180
Acutimitoceras prorsum 78, 165
Acutimitoceras substriatum 180
acutum-Subzone 165
 Adneter Kalk 315
 Adorf 11, 42, 45
 Adorf-Schichten 290
 Adorf-Stufe (Adorfium) 12, 16, 21, 25, 42, 44, 46, 47, 78, 79, 90, 96, 97, 169, 264, 266, 270, 284, 285, 289, 293 - 295, 297, 298, 323, 329, 330, 340, 354, 369, 375
 Adorfer Kalk 12
 Agnatha 144
Agoniatites 14, 17, 34 - 36, 40, 42, 45, 48, 50, 52
Agoniatites costatus 18
Agoniatites costulatus 35, 41, 52
Agoniatites discoides 12, 48
Agoniatites holzapfeli 41
Agoniatitidae 40
 Ahäuser Mulde 26
 Alaunschiefer 167, 170, 289, 351, 352
 Alaunschiefer, Liegende 78, 96, 165, 170, 174, 175, 180, 181, 185, 186, 193 - 195, 197 - 200, 203, 204, 229, 245, 280, 284, 286, 287, 290, 297, 299 - 302, 369
 Alb 325, 340, 347 - 350, 372, 375
 Algen 83
Alisporites bilateralis 347
 Alpen 313, 321
 Alt-Breining-Schomet 59, 60, 67
 Altenbürener Störung 282
 Altwarstein 348
Ammonellipsites kochi 165
 Ammoniten 313, 328, 357
 Ammonoideenzone 78
Amobaculites 374
 Amönau 24, 25
 Amönauer Tuffbreccie 25
 Amphiporen 63
Amphissites 254
amplexum-Zone 47, 48
Anapiculatisporites coniungens 115, 124, 134
Anapiculatisporites spinellosus 115
 Anarcestidae 35
anchoralis-Zone 164, 210, 229, 286, 289, 299, 300, 334, 360, 361, 366
anchoralis-bilineatus-Zone 210
anchoralis-latus-Zone 164, 182, 186, 210, 290, 301, 302
Ancyrodella 351, 373
Ancyrodella binodosa 27, 80
Ancyrodella buckeyensis 80, 82, 268, 278, 288, 332
Ancyrodella curvata 80 - 82, 268, 278, 332, 343
Ancyrodella gigas 80 - 82, 268, 272, 278, 283, 288, 332, 343, 373
Ancyrodella ioides 80 - 82, 268, 272, 278, 332
Ancyrodella lobata 80, 81, 268, 272, 278, 288, 332
Ancyrodella nodosa 80 - 82, 343
Ancyrodella rotundiloba 11, 27, 373, 388
Ancyrodella rotundiloba alata 80, 82
Ancyrodella rotundiloba rotundiloba 25, 80 - 82, 271, 272, 278, 283, 288, 332
Ancyrodella rugosa 13, 80 - 82
Ancyrognathus asymmetricus 80 - 82, 268, 272, 362
Ancyrognathus bifurcatus 80 - 82
Ancyrognathus sinelamina 278, 343
Ancyrognathus triangularis 78, 80, 82, 268, 272, 278, 288, 332, 343, 362
Ancyrognathus-triangularis-Zone 12, 15, 16, 22, 24, 44, 79, 90, 93, 95, 97, 290, 342, 343, 360, 366
Ancyrospora furcula 123, 125, 140
Ancyrospora involucre 123, 125, 140
Ancyrospora melvillensis 123, 125, 140
 Anden 319
annulata-Horizont 169, 289, 294, 356, 357, 366
Anomalichthys scaber 147
 Antiarchi 144, 154
 Antiatlas 42
 Apiculati 112, 119, 347
Apiculatisporites aculeatus 115, 124, 134
Apiculatisporites spinulistratus 116, 124, 126, 134

- Apiculatisporites variocorneus* 115, 124, 134
Apiculiretusispora nitida 115, 124 - 127, 134
Appendicisporites 347
Applanopsis dampieri 347
 Apricke 170
 Apt 325, 347, 348, 372
Archaeonectes pertusus 156
Archaeozonotriletes antaxios 119
Archaeozonotriletes porrectus 120
Archaeozonotriletes retiformis 117
Archaeozonotriletes variabilis 122, 125, 140
Archegonus (Phillibole) drewerensis 180
Archegonus (Phillibole) ogivalis 180
Archegonus (Waribole) abruptirhachis 180
Archegonus (Waribole) warsteinensis 365
Archoceras 34, 35, 36, 54
Archoceras paeckelmanni 35
Arenobulimina advena 373, 374, 390
Arenobulimina angelica 390
Arenobulimina preslii 340, 350, 373, 374, 388, 390
Arenobulimina truncata 374, 390
 Arentifazies 85, 89, 106
 Arnsberger Schichten 264, 295, 324, 329
 Arthropoda 83
Aspicichthis ingens 153
 Assise de Frasnes 11, 12
 Assise de Fromelennes 10
 asymmetricus-Zone 11 - 19, 21 - 27, 43, 44, 46, 47, 77, 79, 91, 92, 95, 97, 281, 283 - 285, 289, 290, 298 - 302, 330, 334, 351, 369, 372
Ataxophragmium 350
Ataxophragmium crassum 340, 373, 374, 390
Atlantoceras tataense 45
Atopacanthus 154
 Attendorn-Elsper Doppelmulde 21, 22, 167
 Attendorn-Elsper Riff 76, 266
 Attendorner Mulde 23
 Attendorner Riff 323
 Auriculati 118
 Australien 40, 114, 126
 Azonolaminatiriletes 118
 Azonotriletes 110, 119
- Bactriten** 34
 Bad Wildungen 18, 20, 145 - 147, 150, 151, 153 - 158
 Bänderschiefer-Horizont 15
 Bäreninsel 126
 Ballersbacher Fazies 249
 Baltikum 144
 Balve 13, 15, 32
 Balver Riff 323
 Basalt 313
- Beil 15
 Beisinghäuser Kalk 21, 23
 Belecke 266, 297
 Belecker Riff 169, 266
 Belecker Sattel 174, 181, 227 - 229, 287, 289, 297
 Belgien 64, 126, 319
Belosteus acuticeps 151
Belosteus elegans 150
Belosteus tuberculatus 151
 Bensberger Schichten 127
 Bentonit 66
Bergalaria 14
 Bergisch Gladbach 13, 145, 148, 149, 154 - 158
 Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde 108, 125, 126, 143, 145, 148, 149, 154 - 158
 Bergisches Land 107, 108, 126
 Beyrichida 235
 Bicken 148, 151
 bilineatus-Zone 164
 bilineatus-bilineatus-Zone 210
 Bilsteinhöhle 292
 Biofazies 209, 212 - 217, 219
 Bioherm 70, 265
 Biomineralisation 247
 Biostrom 71
 Biotit 244
Bispathodus 203, 209, 210, 212, 213, 215, 216, 332, 334, 358, 362, 388
Bispathodus aculeatus 164, 210
Bispathodus aculeatus aculeatus 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 278, 288, 332, 358, 362
Bispathodus aculeatus anteposicornis 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210
Bispathodus costatus 81, 178, 185, 186, 189, 191, 193, 196, 199, 202, 205, 210, 278, 332, 358, 362
Bispathodus jugosus 81, 278, 358, 362
Bispathodus spinulicostatus 278
Bispathodus stabilis 80, 81, 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 218, 271, 278, 288, 332, 358, 362, 373
Bispathodus ultimus 164, 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 278, 358, 362
Bispathodus weneri 81
Bispathodus ziegléri 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 278, 358, 362
 Bitumen 59
 Blauer Bruch 18
 Bochum 245
 Bochumer Grünsand 247
 Bohnerz 316
 Bohrung Balve 1 15, 27, 32 - 41, 48 - 50, 52, 54
 Bohrung Inde-Mulde I 59, 61, 63, 67, 68
 Bohrung Romberg 1 370

- Bohrung Rüthen-Drewer 1 266, 289
 Bohrung Scharfenberg Wald 1 266
 Bohrung Süchteln-Sittard I 72
 Bonzel 21, 22
 Bou Tchrafine 48
 Brachiopoden 61, 70, 83, 84, 86 - 91,
 102, 106, 231, 232, 235
 Bracht 22
Brachydeirus bicarinatus 146
Brachydeirus carinatus 146
Brachydeirus dietrichi 151
Brachydeirus gracilis 146
Brachydeirus grandis 147
Brachydeirus minor 147
Brachydeirus oosensis 151
Brachydeirus scaber 147
 Brandenburg-Schichten 127
 Braunau 155
Braunosteus schmidti 152
 Breccie 16, 261, 263 - 277, 279 - 287,
 289, 292, 294 - 302, 306, 324, 328 -
 330, 334, 337, 338, 344, 345, 349, 351 -
 355, 368, 369, 371, 372, 383
 Brilon 77, 90, 188, 372
 Briloner Carbonatplattform 370
 Briloner Riff 75, 76, 84, 86, 90 - 93, 97,
 101, 266, 317, 318, 372, 373, 375
 Briloner Sattel 90, 372
 Bryozoen 84, 232, 235
 Buchenauer Schichten 25, 26
 Budesheimer Schiefer 14
 Burbecke 22
 Burgberg 76, 77, 96, 98
Bythocypris 374, 388
- Cabrieroceras** 37, 38, 45
Cabrieroceras crispiforme 12, 44
 Cachar 318
Campotriletes 117, 124, 136
 Canning Basin 40
 Cenoman 245, 335, 337 - 340, 344, 348 -
 352, 370, 372, 375
 Cephalopoden 42, 44, 48, 49, 84, 85, 87,
 88, 163, 166, 172, 175, 176, 184, 206,
 217, 231, 328, 357, 359
 Cephalopodenchronologie (-stratigraphie)
 12, 44, 164, 165, 177
 Cephalopodenkalkstein 15, 16, 18, 21 -
 23, 27, 48, 78, 88, 90, 96 - 98, 170, 171,
 180, 187, 207 - 209, 212 - 217, 219,
 229, 230, 232, 235 - 237, 242, 245 -
 248, 254, 266, 269, 276, 280 - 284, 288,
 294 - 298, 301, 302, 306, 322 - 324,
 326, 327, 330, 334, 338, 343, 353, 355
 - 357, 359, 361, 363 - 369, 371, 372
Ceratolepis stensioi 154
 Chappel limestone 316, 317
Cheiloceras curvispina 12
Cheiloceras (Cheiloceras) subpartitum 78
Cheiloceras (Raymondiceras) verneuili
 78
- Cheiloceras*-Kalk 298
Cheiloceras-Stufe 12, 78
 China 166
Chirodipterus wildungensis 156
 Chlorit 270
 Churin-Schichten 314
Cicatricosisporites 347
 Cingulati 118
 Cingulicavati 121
Clavatipollenites 347
Clymenia-Stufe 165
Clymeniina 163, 206, 220, 222, 225, 228,
 232, 235
 Cobbenroder Sattel 23
 Coccosteina 146
Coccosteus 148
Coccosteus bickensis 148
Coccosteus bidorsatus 148
Coccosteus inflatus 150, 151
Coccosteus (Brachydeirus) carinatus 146
 Coelacanthiformes 154, 155
 Col du Pueck de la Suque 11, 27
 Colpates 347
Columnaria 83
Columnaria wirbelauense 82
Concavisporites 346, 347
 Conodonten 42 - 44, 47 - 49, 76, 78, 79,
 86, 88 - 91, 95, 163, 164, 166, 170, 173,
 175, 178, 180 - 182, 184, 185, 187, 189,
 193 - 203, 205 - 207, 212 - 214, 216 -
 219, 229, 231, 232, 267, 269, 271, 273 -
 277, 279 - 289, 292, 295, 296, 298 -
 301, 313, 316 - 318, 327, 328, 331, 332,
 334, 337, 342, 343, 345, 351, 353, 356 -
 360, 363 - 366, 368, 369, 371 - 373,
 375, 383
 Conodontenbiofazies 193, 215, 217, 232,
 249
 Conodontenchronologie (-stratigraphie)
 12, 44, 164, 172, 286
 Conodontenzone 78, 79, 172, 248, 290,
 295, 302, 327, 328, 331, 334, 370, 375
 Coprolith 372, 374
costatus-Zone 164, 210, 290, 295, 298,
 301, 355, 356, 359, 361, 365
Costimitoceras 163
crassa-Zone 165
crenulata-Zone 16, 164, 184, 193, 203,
 207, 209, 210, 218, 280, 286, 287, 289,
 290, 300, 331, 334
crepida-Stufe 170
crepida-Zone 12, 25, 79, 94, 96, 282,
 283, 290, 292, 295, 297, 302, 343, 360,
 361, 364, 368
Crickites holzapfeli 12, 78
 Crinoiden 84 - 91, 95, 97, 98, 104, 106,
 180, 231, 232, 327, 328, 356, 357, 359
 Crinoidenfazies 89, 106
 Crinoidenkalkstein 181, 353
 Crinoiden-Brachiopoden-Mikritfazies 86,
 102

- Crinoiden-Mikritfazies 86, 88, 104
 Crinoiden-Tentaculiten-Mikritfazies 88,
 95, 96, 104
cristata-Zone 46
Cristatisporites 121
Cristatisporites triangulatus 122, 125,
 140
 Crossopterygii 154
Ctenacanthus jaekeli 154
Ctenurella gladbachensis 145
 Cuboides-Kalk 13
Cyathidites minor 346
Cyclogranisporites A 113, 124, 134
Cyclogranisporites aureus 113
Cyclogranisporites B 114, 124, 132
Cyclogranisporites lasius 113
Cyclogranisporites pisticus 114
Cymaclymenia costellata 184, 221
Cymaclymenia evoluta 78, 163, 176, 177
Cymaclymenia striata 176, 184, 206,
 221, 225
Cymbosporites catillus 123, 125, 140
 Cypridinaceae 90
 Cypridinenschiefer 78, 79, 90, 95 - 97,
 166, 167, 233
Cyrtoclymenia angustiseptata 176
Cyrtosteus inflatus 151
- Dachsteinkalk** 315
 Dänemark 68
 Dasberg-Schichten 165, 290
 Dasberg-Schiefer 90
 Dasberg-Stufe (Dasbergium) 25, 78, 90,
 174, 188, 299, 321, 365, 366
 Dasycladaceen 287
Deltoidospora 346
Dentalina 340, 374
Desoisorites perinatus 347
 Diabas 23, 25
Dibolisporites 116
Dibolisporites bireticulatus 124
Dibolisporites microspicatus 117, 124,
 125, 134, 136
Dibolisporites retiformis 124
Dibolisporites triumlacinosus 117
Dictyotrilletes bireticulatus 117, 136
Dictyotrilletes retiformis 117, 126, 136
 Dill-Mulde 23, 25, 26, 313, 320
 Dillenburg Schichten 23, 24
 Dillenburg Tuff 26
Dimeroceras petterae 78
 Dinant-Stufe (Dinantium) 263
Dinodus latus 178, 185, 211
Diplocercides jaekeli 155
Diplocercides kayseri 155
 Dipnoii 156
Dipterus oervigi 156
Dipterus valenciennesi 156
 Disaccites 347
Discoclymenia cucullata 175
 discoides-Kalk 21
- disparilis*-Zone 11, 12, 18, 19, 21, 22, 23,
 24, 25, 43, 44, 47, 48, 50, 290
Doliognathus latus 164, 210, 358, 362
 Dolorit 313
 Dorlar 21, 22
 Dornap 68
Dorothia gradata 350, 373, 374, 375, 390
 Dorp-Fazies 16, 23, 169, 265, 266, 282,
 287, 293, 295, 330, 352, 372
 Dorp-Kalk 13
dorsoplanus-Subzone 165
 Drewer 221, 232, 246
 Drummond Basin 114
dubia-Zone 46
 Ducabrook Formation 114
 Dünscheder Sattel 23
duplicata-Zone 164, 170, 171, 184, 186,
 188, 190, 192, 194, 197, 198, 200, 201,
 203, 204, 206, 207, 209, 210, 212 - 215,
 218, 231, 290
- Ebbe-Sattel** 168
 Eifel 10, 13, 121, 126, 151, 156
 Eifel-Stufe (Eifelium) 12, 41, 44, 70, 90,
 121, 126, 127, 263
 Eisenberg 77, 90, 91, 95, 96
 Elspe Mulde 21, 23
 Ems-Stufe (Emsium) 115, 121, 126, 127
 Enkebruch 296
 Enkenberg 77, 90, 91, 95, 96
 Ense 155
 Ense-Schwelle 18
ensensis-Zone 12, 21, 22, 44
Enseosteus hermanni 152
Enseosteus jaekeli 152
Enseosteus pachyosteoides 152
Entogonites nasutus 165
 Entomozoidae 173, 232, 235
Eocanties 163
Epipetalichthys wildungensis 146
Epitorniceras mithracoides 40
Epitornoceras 34, 40, 48
Epitornoceras mithracoides 35, 36, 45, 54
Epiwocklumeria applanata 78
Equisetites 350
 Erdbach-Langenaubacher Riff 317
 Erdbacher Kalk 165, 168, 169, 174, 175,
 180, 186, 245, 286, 287, 289, 290, 297,
 302, 317, 353, 354, 357, 361, 366, 367,
 369, 371, 386
 Erdbeben 313, 318, 319, 320, 365, 369,
 372
 Erdbebenspalten 318
Erromenosteus brachyrostris 149
Erromenosteus concavus 149
Erromenosteus diensti 150
Erromenosteus inflatus 150
Erromenosteus koeneni 150
Erromenosteus lucifer 150
Erromenosteus platycephalus 150
 Eskesberg-Kalk 13

- Española-Grauwacke 314
 Essen 245
 Essener Grünsand 247
 Euarthrodira 144, 146
Eucommiidites 347
 Eulenspiegel 169, 187, 357, 366, 371
 Eulenspiegel-Sattel 170, 186, 188, 189,
 217, 294, 367, 386
 Eutrophierung 70
 Evaporit 71
evoluta-prorsum-Interregnum 78
evoluta-Zone 177
expansa-Zone 79, 94, 96, 164, 170, 175,
 187, 188, 210, 218
 Famenne-Sandstein 68, 72
 Famenne-Stufe (Famennium) 19, 68, 72,
 78, 79, 86, 90, 98, 168, 221, 229
Favosites 83
Finiclymenia brevispina 78
 Fischersdorf 236
 Fischfauna 143
 Fischreste 372
Fitzroyella aurita 14
 Flaserkalkstein 170, 174, 187, 323
 Flinz-Fazies 14, 27, 48, 78
 Flinz-Schichten 15, 16, 23, 32 - 34, 42,
 266 - 272, 274, 275, 280 - 282, 284 -
 286, 293, 296 - 302, 329, 337, 338, 352,
 369
 Flinzkalkstein 17, 269, 274, 279, 285,
 286, 289, 293, 296 - 298, 306, 338, 369
 Flinzschiefer 264, 270, 372
Foordites 45
Foordites occultus 44
 Foraminiferen 87, 163, 231, 232, 235,
 287, 344, 373
 Foßley 90, 166
Franconicylmenia serpentina 78
 Frankenberg-Breccie 286, 291, 297, 302
 Frankreich 11, 42, 126, 166
 Frasn-Stufe (Frasium) 13, 43, 61, 72,
 77, 79, 83, 107 - 109, 122, 125, 127,
 228, 293
 Fromelennium 13
Fronicularia 350

 Gastropoden 63, 64, 66, 235
Gattendorfia crassa 165
Gattendorfia subinvoluta 163, 165, 166,
 171, 172, 180
Gattendorfia-Kalk 174, 300
Gattendorfia-Stufe 163, 165, 167, 169,
 172, 233, 235
Gattendorfia-Zone 219
Gavelinella 340, 350
Gavelinella cenomanica 374, 375
Gavelinella intermedia 373, 388
Gavelinopsis 350
Gavelinopsis voltziana 340
 Gedinne-Stufe (Gedinnium) 70, 71, 114
Geminospora 118
Geminospora antaxios 119, 124, 125, 136
Geminospora lemurata 119, 124, 126, 136
Geminospora punctata 119, 124, 125, 136
Geminospora svalbardiae 119, 124, 136
 Gephyroceraidae 47
Gephyroceras 48
 Gerlingsen 14
 Giebringhausen 18, 20
 Giershagen 77
 Giershagener Wald 77
 Giese 153
gigas-Zone 12, 17, 22, 24, 44, 79, 90, 93,
 95, 97, 267, 268, 273, 283, 284, 290,
 293, 301, 337, 343
 Givet-Stufe (Givetium) 12, 16, 24, 25, 41,
 44, 47, 68, 70, 71, 77, 79, 83, 90, 114,
 115, 126, 169, 263, 265, 266, 275, 290,
 330, 335 - 337, 339, 340, 344, 348, 349,
 351, 353, 354
Glatziella glaucopsis 184, 220, 225
Glatziella minervae 184, 220
 Glaukonit 227, 228, 238, 239, 241 - 246,
 248, 249, 254, 256, 339, 340, 344, 348,
 352, 372 - 374
 Glaukonitenstehung 242 - 245, 247, 248,
 252, 258
Gleicheniidites 346, 347, 348
Gleicheniidites circinidites 346
Gleicheniidites senonicus 346
 Glenne 299
 Glensberg 293
Glyptopomus traquairi 158
 Gnathodid-Biofazies 213
 Gnathodid-Scaliognathodid-Biofazies 212
Gnathodus 181, 209, 212, 213, 273, 332,
 345, 358, 362
Gnathodus bilineatus 164, 210
Gnathodus delicatus 164, 178, 185, 210,
 211, 358
Gnathodus pseudosemiglaber 178, 185,
 211
Gnathodus punctatus 178, 185, 211,
 273, 300, 301, 332, 358
Gnathodus semiglaber 82, 178, 185,
 211, 358, 362, 373, 388
Gnathodus texanus 164, 210, 211
Gnathodus typicus 164, 178, 185, 210,
 211, 358, 373
 Goethit 270, 341, 342, 349
 Goniatiten 31, 43, 47, 48, 163, 171, 172,
 197, 207, 232, 298
Goniatites expansus 41
Goniatites mithracoides 40
Goniatites tridens 37
Goniatites uniangularis 39
Goniatites vanuxemi 41
Goniclymenia-Stufe 78
 Gotland 321
 Grabgang 314
Granulosporites sinuosus 347
 Granulati 112

- Granulatisporites adnatooides* 112, 124, 132
Granulatisporites frustulentus 113, 124, 126, 127, 132
Granulatisporites granulatus 124, 126, 127, 132
Granulatisporites parvus 113, 124, 126, 127, 132
Griphognathus sculpta 157
 Großbritannien 126
 Grottenberg 77, 90, 91
 Grube Grüberg II 372, 373, 388
 Grube Husenberg 32, 35, 48
 Grube Martenberg 153
 Grube Ratlinghausen 375
 Grube Waldhausen 26
 Grünsand (-sandstein) 246, 247, 335, 339, 340, 344, 348, 350, 351
 Grünstein 76, 77, 90
 Guangxi 166
- Hadrosteus rapax*** 149
 Hämatit 270, 341 - 343, 349
 Hagen 13
 Halmyrolyse 243 - 245, 247
 Hangenberg 170
 Hangenberg-Kalk 163, 165, 169 - 171, 180, 184, 187, 195, 197, 200, 204, 205, 207, 208, 212 - 217, 229, 247, 286, 290, 299, 301, 302
 Hangenberg-Sandstein 167, 219, 229, 245
 Hangenberg-Schichten 96, 168, 173, 177, 205, 216
 Hangenberg-Schiefer 163 - 168, 170, 171, 176, 177, 180, 190, 193, 205, 214, 215, 219, 229, 290, 299
Hankaxis 82
Haplophragmium agglutinans 373, 374
 Harz 317
 Hasselbach 216
 Hasselbachtal 166, 219, 220
 Hauptphosphorit-Horizont 297, 299
 Hauptphosphorit-Schichten 287
Hedbergella 374
Hedbergella amabilis 373, 388
 Heisdorfer Schichten 10, 121, 127
 Hemberg-Schichten 290, 365
 Hemberg-Schiefer 90
 Hemberg-Stufe (Hembergium) 78, 284, 289, 298, 321, 324
 Hemer 14, 15, 168
 Hengstebeck 21, 22
hermanni-cristatus-Zone 11, 12, 14, 16, 18, 19, 21 - 24, 26, 42 - 44, 47, 48, 50, 269, 290
 herzynische Fazies 166
 Hessenkamp 264, 287, 288, 291, 300, 302, 306, 331, 366
 Hessenkamp-(Scharfenberger)Sattel 170, 266, 287, 289, 297, 300, 302, 323, 372
- Hexagonaria* 71
hians-Schill 318
Hindeodella 211, 212, 271, 273, 345
Hindeodella segaformis 178, 185, 186, 358, 362
Hindeodella segaformis segaformis 211
 Hinterriff 266, 323
 Hirschberg 263
 Hobäcker Schichten 127
 Höcklingsen 15
Hoeninghausia 38, 39
Hoeninghausia (Koenenites) archiaci 39, 45
Hoeninghausia (Koenenites) bifurcata 38
Hoeninghausia (Koenenites) juvenocostata 38, 39, 45
Hoeninghausia (Koenenites) uchtensis 39
Hoeninghausia (Koenenites) uralensis 38
 Hönnetal 13, 170
 Hoher Stein 269
 Hohler Stein 269, 353
Holopterygius nudus 158
Holzapfeloceras 45
Homacanthus jaekeli 154
 Hombacher Schichten 109, 110, 112 - 125, 127
 Honselers Schichten 265
 Hornstein-Folge 13
 Hunnacher Kalk 25
 Husenberg 15, 32, 35, 36, 48, 54
 Hydrohämatit 341, 342
Hymenozonotriletes commutatus 122, 125, 126, 127, 140
Hymenozonotriletes elegans 122, 125 - 127, 140
Hystricosporites 119
Hystricosporites A 121, 125, 138
Hystricosporites B 121, 125, 140
Hystricosporites corystus 120, 125, 126, 138
Hystricosporites furcatus 120, 124, 125, 138
Hystricosporites gravis 120, 124, 138
Hystricosporites microancyreus 120, 121, 124, 126, 138
Hystricosporites porrectus 120, 121, 125, 126, 138
Hystricosporites reflexus 120, 124, 125, 136
- Iberg-Fazies 265, 317
 Iberg/Winterberg-Riff 317, 321
 Iberger Kalk 26, 317
Icriodus 332, 351, 358, 362
Icriodus alternatus 80, 81
Icriodus brevis 272
Icriodus cornutus 80, 81, 268, 278, 283, 288, 292, 343
Icriodus difficilis 272

- Icriodus nodosus* 268, 278, 283, 288, 332, 362
Icriodus symmetricus 80 - 82, 332
 Illit 243, 270, 341, 346, 349, 351
Imitoceras 163, 171, 176
Imitoceras patens 165
inaequalis-Zone 164
Inaperturopollenites 347
Inaperturopollenites dubius 347
 Indien 318
 Injektionsriss 315
 Inkohlungsgrad 59
 Irland 144
 Iserlohn 14, 15, 170, 172, 192, 195, 203, 207, 213, 215, 216
 Island 312, 313, 319
isosticha-/Obere *crenulata*-Zone 164, 184, 209, 210, 212, 213, 290, 351

Jagorina pandora 145
 Jüdberg 14

 Kalifornien 313
 Kalkalgen 66
 Kalkbreccie 276, 280, 281
 Kalkknollenschiefer 229
 Kalkknollentonstein 167
 Kalkknotenschiefer 90, 96, 289
 Kalkknotentonstein 168, 174
 Kalkkonglomerat 276
 Kalkturbidit 79, 90
 Kallenhardt 263, 267, 272 - 276, 280 - 283, 290, 291, 295 - 301, 306, 335, 336, 339, 340, 344, 353, 368, 374, 383, 386
 Kallenhardt-Eshoff-Störung 282
 Kallenhardt-Heide 281, 296
 Kallenhardt-Kalk 353
Kalloclymenia subarmata 165, 184, 225
Kalloclymenia wocklumensis 176
Kalloclymenia-Wocklumeria-Stufe 78
 Kalvarienberg 284, 286, 291, 297, 299, 301, 306, 355, 357, 358, 360, 361, 363, 365, 369, 371, 386
 Kalvarienberg-Sattel 294
Kamptoclymenia 222
 Kanada 84, 126, 313, 314, 316
 Kaolinton 193 - 195, 197, 199, 200, 203 - 206
 Karst 315 - 317, 322, 324, 325, 339, 344, 345, 370, 372
 Karstsediment 348
 Kata-Impsonit 351, 352, 370
 Kattensiepen 169, 357, 367, 371
 Kattensiepen-Sattel 294
 Kellerwald 18
 Kellwasserkalk 58, 72, 143 - 157, 289
 Kentucky 319
 Kiesel-schiefer 269, 270, 273, 296, 306, 338, 350, 351, 352, 361
 Kiesel-schieferbreccie 301
 Klausmühle 297

 Knochenbreccie 354, 355
 Knollenkalkstein 76, 78, 87, 88, 90, 96, 104, 167, 168, 170, 174, 175, 180, 182, 187, 216, 289, 323, 364, 368
kockeli-dentilineatus-Zone 164, 210, 290
kockelianus-Zone 44
Koenerites 38, 39, 45, 47, 48
Koenerites lamellosus 39, 45, 46
Koenerites styliophilum 78
 Kohlenkalk-Fazies 357, 359
 Kohlenstoff, organischer 59, 61, 62, 63, 66
 Kohlentonstein 314
 Kohlenwasserstoff, gesättigter s. n-Alkan
 Kohlenwasserstoffmuttergestein 58, 59
 Kohlenwasserstoffspeichergestein 58, 59
 Koppen 18, 20
 Korallen 61, 63, 64, 66, 70, 79, 83 - 91, 102, 106, 265, 349 - 351, 353
 Korallen-Stromatoporenfazies 89, 106
Kosmoclymenia 220
Kosmoclymenia serpentina 165, 167
Kosmoclymenia wocklumeri 175, 176
Kosmoclymenia (Linguaclymenia) clauseni 184, 220 - 222, 225
Kosmoclymenia (Linguaclymenia) dzikowiecensis 221
Kosmoclymenia (Linguaclymenia) similis 184, 221, 225
Kosmoclymenia (Muessenbiaergia) sublaevis sublaevis 184, 221
 Kramenzelkalk 289
 Kreide-Basis 245
 Kruhberg 169
 Kruhberg-Sattel 294
 Kuckucksberg 293
 Kulm-Fazies 167, 317, 357, 359
 Kulm-Kiesel-schiefer 284, 286, 300, 329, 339, 345, 361, 366, 369
 Kulm-Tonschiefer 188, 329

 La Serre 166
 Laevigati 110
Laevigati-sporites microrugosus 111
 Lagerkalk 21
 Lahn-Mulde 26, 313, 316
 Lamellibranchiaten 235
 Laminatitriletes 118
 Langenaubach 25
 Langestal 317
Laricoidites 347
Latvius deckerti 155
Latvius niger 155
 Laucher Schichten 121, 127
Leiosteus brachyrostiris 149
Leiosteus concavus 149
Leiosteus koeneri 150
Leiosteus platycephalus 150
Leiotriletes 124, 132, 346
Leiotriletes adnatoides 112
Leiotriletes dissimilis 111, 124, 126, 127, 132

- Leiotriletes laevis* 111
Leiotriletes microrugosus 111, 124, 132
Leiotriletes ornatus 110, 111, 124, 126, 127, 132
Leiotriletes parvus 111
Leiotriletes priddyi 110, 124, 125, 132
Leiotriletes rotundus 110, 124, 126, 127, 132
 Lennetal 13
 Lennetal-Störung 23
Lenticulina 350
Lepadolepis stensioei 154
Leptosteus bickensis 148
 Liegende Alaunschiefer 78, 96, 165, 170, 174, 175, 180, 181, 186, 193 - 195, 197 - 200, 203, 204, 229, 245, 280, 284, 286, 287, 290, 297, 299, 300 - 302, 369
 Liethöhle 354, 355
 Liet-Schachthöhle 355
Lingulogavelinella formosa 373, 375, 388
Liobolina submonstrans 180
Lituola 374
Lituola nautiloidea 350
Lituotuba 373, 390
 Lörmeckebach 294
 Lörmecketal 269
 Loferit 66
Lophotriletes gibbosus 114, 124, 134
 lunulicosta-Zone 17, 43, 47, 48
Lycospora svalbardiae 119
 Lydit 270, 273, 290, 346
 Lyditbreccie 269, 270, 296

Madfeld 77
Maenoceras biferum 78
Maenoceras 38, 42, 45
Maenoceras crassum 37, 45
Maenoceras excavatum 37
Maenoceras molarium 12, 44
Maenoceras sulcatostriatum 37
Maenoceras terebratum 12, 13, 44, 45, 48
 Makrospalte (Großspalte) 287, 289, 294, 297, 301, 302, 325, 326, 328, 330, 331, 334 - 336, 339, 340, 344, 345, 348 - 352, 354, 360, 365, 370, 371, 383
 Malachit 342,
Manticoceras 26, 43, 46
Manticoceras adorfense 12, 45
Manticoceras carinatum 12, 44, 45
Manticoceras cordatum 12, 44, 45, 78
Manticoceras intumescens 11, 45
Manticoceras inversum 45
Manticoceras lamed 45
Manticoceras nodulosum 12, 44 - 46
Manticoceras schellwieni 45
Manticoceras serratum 45
Manticoceras tuberculatum 45
Manticoceras-Stufe 12, 44, 78, 144 - 157
Manticoceraten 43

 Marburg 148
marginifera-Zone 79, 94, 96, 282 - 284, 288 - 290, 295, 297, 300, 301, 302, 330, 331, 334, 342, 343, 355, 356, 359 - 361, 363, 367 - 369
 Marokko 11, 16, 42, 45, 47, 48
Marssonella trochus 340, 350, 373, 374, 388
 Martenberg 11, 12, 16, 18, 42, 45
 Martenberger Klippe 17, 18, 48
 Martenberg-Schwelle 12
 Massenkalk 263 - 265, 267 - 276, 280 - 284, 287 - 289, 292 - 297, 300 - 302, 306, 311, 321 - 324, 326, 328 - 331, 336 - 341, 344 - 354, 357, 366, 369, 370, 372 - 375, 383
 Matagne-Schiefer 72
Maternoceras calculiforme 45
Maternoceras nodulosum 78
Matonisporites equiexinus 346
 Mecklinghausen 21, 22
 Megaspalte 306, 323, 325 - 328, 330, 334, 339, 340, 342 - 345, 348 - 350, 353, 355, 357, 360, 364 - 368, 370, 386
 Meggener Lager 21, 22, 23
 Messinghausen 91, 95, 96, 106
 Mexiko 318
Michelinoceras 54
 Mikritfazies 84, 85, 88, 89, 95, 96, 102, 104
 Mikrosondenuntersuchung 237, 241, 242, 249, 258, 342
 Mikrospalte 285, 287, 289, 296, 297, 299, 300, 323, 325 - 328, 330, 331, 334, 335, 348, 353, 355, 357, 360, 368, 370, 371, 383, 386
 Mikrosporen 347, 348
Mikrosteus angusticeps 152
Mikrosteus dubius 152
 Misery-Serie 117
 Mississippi 314
 Mollusca 83
 Monocolpates 347
 Monoletes 347
 Monosulcates 347
Monosulcites 347
 Montagne Noire 11, 26, 27, 42, 45, 46, 47, 166
 Montmorillonit 244
Moythomasia laevigata 157
Moythomasia nitida 157
Moythomasis striata 157
 Mühlenberg-Schichten 127
Muensteroceras complanatum 165
Muessenbiaergia bisulcata 78
 Mulde, Ahäuser 26
 Mulde, Attendorn-Elsper 21, 22, 167
 Mulde, Attendorner 23
 Mulde, Bergisch Gladbach-Paffrather 108, 125, 126, 143, 145, 148, 149, 154 - 158
 Mulde, Dill- 23, 25, 26, 313, 320

- Mulde, Elspe 21, 23
 Mulde, Lahn- 26, 313, 316
 Mulde, Nehdener 96
 Mulde, Prümer 13
 Mulde, Schaumburger 26
 Mulde, Weilburger 26
 Muronati 117
 Muscheln 87
 Muskovit 244, 346, 349

 n-Alkan 58, 59, 67, 68
 Namur 64
 Namur-Stufe (Namurium) 68, 263, 319
 Nanbiancun 166
 Napites 347
nasutus-Zone 165
 Nautiloideen 34
 Nehden-Sandstein 168
 Nehden-Schichten 290
 Nehden-Schiefer 90
 Nehden-Stufe (Nehdenium) 12, 25, 78,
 168, 170, 174, 289, 296 - 298, 323, 324,
 365
 Nehdener Mulde 96
Nesides heiligenstockiensis 155
Nesides schmidtii 155
 Neuseeland 318
 New Haven 313
 New York 11, 16, 47
 Newberrien-Schichten 265
 Niederhof 77, 96
 Niger-Delta 243
 Nodati 114
 Nohner Schichten 121
 Nordamerika 43, 46, 47, 316
 Nordsee 71
Nothognathella sublaevis 268, 278, 283
 Nuttall 169, 170, 186 - 189, 207, 209,
 213, 215 - 217

 Oberer Plattenkalk 13, 109, 117, 124 -
 127, 145, 148, 149, 154 - 156, 158
 Oberlandenbeck 22
 Oberrödinghausen 170
 Obersheld 25
obliquimarginatus-Zone 23
 Odershäuser Kalk 21
 Oese 170
 Ohio 316
Onychodus jaekeli 156
 Oos 151
 Ooser Plattenkalk 13
ornata-Zone 165
Ornatoclymenia 222
Ornatoclymenia ornata 78, 165
 Osteolepiformes 154, 155
 Ostracoden 87, 163, 193, 223, 231 - 241,
 245 - 249, 252, 256, 258, 270, 287, 340,
 372 - 374, 388, 390
 Ostracodenbiofazies 232, 233, 249
Ottonosteus hermanni 152

Oxyosteus magnus 147
Oxyosteus rostratus 147
Ozarkodina 271

Pachyosteina 149
Pachyosteus bulla 153
 Padberg 19, 77, 91, 95, 96
 Padberger Kalk 17
 Palaeocopida 235
 Palmatolepid-Bispathodid-Biofazies 209,
 212 - 214, 216, 217, 219
 Palmatolepid-Protognathodid-Biofazies
 213, 215
Palmatolepis 43, 209, 213, 216, 217,
 333, 358
Palmatolepis circularis 81
Palmatolepis crepida 78, 81, 268, 278,
 281, 288, 292, 332, 362, 373
Palmatolepis crepida crepida 80, 81
Palmatolepis delicatula 81
Palmatolepis delicatula clarki 80, 81,
 278, 332, 358, 362
Palmatolepis delicatula delicatula 278,
 288, 332, 358, 362
Palmatolepis disparalvea 50
Palmatolepis disparilis 43, 50, 278
Palmatolepis disparta 50
Palmatolepis expansa 78
Palmatolepis foliacea 81, 82
Palmatolepis gigas 78, 80 - 82, 268, 272,
 278, 343
Palmatolepis glabra 388
Palmatolepis glabra acuta 81
Palmatolepis glabra distorta 80, 81, 278,
 283, 288, 332, 343, 358, 362
Palmatolepis glabra elongata 80
Palmatolepis glabra glabra 80, 81, 268,
 278, 281, 283, 285, 288, 332, 358, 362,
 373
Palmatolepis glabra lepta 80, 268, 278,
 283, 285, 332, 343, 351, 358, 362
Palmatolepis glabra pectinata 80, 81,
 268, 278, 283, 285, 288, 332, 343, 358,
 362, 373
Palmatolepis glabra prima 81
Palmatolepis gonioclymeniae 178, 185,
 186
Palmatolepis gracilis expansa 164, 178,
 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205,
 210
Palmatolepis gracilis gonioclymeniae
 164, 175, 182, 189, 191, 196, 199, 202,
 205, 210, 278, 288, 332, 358, 362
Palmatolepis gracilis gracilis 80, 81,
 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202,
 205, 210, 268, 278, 283, 288, 298, 332,
 343, 358, 362
Palmatolepis gracilis sigmoidalis 81,
 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202,
 205, 210, 278, 288, 332, 358, 362
Palmatolepis hassi 80 - 82,

- Palmatolepis linguiformis* 80
Palmatolepis marginifera 78, 81
Palmatolepis marginifera marginifera 80, 81, 278, 283, 288, 332, 343, 358, 362
Palmatolepis minuta loba 80
Palmatolepis minuta minuta 80, 81, 96, 268, 278, 281, 283, 292, 332, 343, 358, 362
Palmatolepis minuta schleizia 81, 268, 278, 283, 332, 343, 358, 362
Palmatolepis perlobata 82, 96
Palmatolepis perlobata grossi 278, 332, 358, 362
Palmatolepis perlobata perlobata 80, 81, 292, 358
Palmatolepis perlobata schindewolfi 80, 81, 268, 278, 283, 288, 298, 332, 358, 362
Palmatolepis postera 78
Palmatolepis provera 80 - 82, 278
Palmatolepis punctata 80 - 82, 278
Palmatolepis quadrantinodosa 80
Palmatolepis quadrantinodosa duplicata 80
Palmatolepis quadrantinodosa inflexa 80, 81, 268, 278, 283, 333, 358, 362
Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea 268, 278, 283, 333, 358
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera 268, 351, 373
Palmatolepis quadrantinodosa quadrantinodosa 278, 283, 288, 332, 358, 362
Palmatolepis quadrantinodosalobata 80, 81, 268, 278, 288, 333, 358, 362
Palmatolepis rhomboidea 78, 80, 268, 278, 283, 333, 343, 362, 388
Palmatolepis rugosa ampla 81, 278, 333, 358, 362
Palmatolepis rugosa postera 278, 362
Palmatolepis rugosa trachytera 278, 333, 358, 362, 373, 388
Palmatolepis subperlobata 80, 81, 268, 278, 288, 333, 343, 358, 362
Palmatolepis subrecta 80 - 82, 268, 272, 278, 288, 333
Palmatolepis tenuipunctata 80, 81, 268, 278, 283, 292, 333, 343
Palmatolepis termini 81, 268, 278, 281, 283
Palmatolepis trachytera 78
Palmatolepis transitans 80 - 82, 268
Palmatolepis triangularis 78, 80 - 82, 96, 268, 278, 281, 333, 362
Palmatolepis triangularis triangularis 80
Palmatolepis-triangularis-Zone 12, 25, 79, 93, 95, 96, 283, 290, 301, 302, 360
Palmatolepis unicornis 81, 268, 272, 279
Parabelosteus acuticeps 151
Parabelosteus pusillus 151
Parabelosteus tuberculatus 151
paradoxa-Zone 165, 221, 222
Paraleiosteus diensti 150
Paralytoceras 163
Paraná 313
Paratorleyoceras globosum 78
Paratornoceras acutum 78
Parawocklumeria paradoxa 78, 165, 176, 184, 206, 221
patens-Subzone 165
Patinati 122
Pepinster 58, 59, 66, 67, 68
peracuta-Schichten 72
Pericyclus plicatilis 165
Pericyclus princeps 165
Pericyclus-Stufe 165, 167
Perliprotus marginatus 365
Peromonolites allenensis 347
Petalichthyida 144, 146
Petteroceras errans 45
Petteroceras feisti 26, 45, 47, 78
Pexiphyllum 83
Pexiphyllum rectum 82
Pexiphyllum ultimum 82
Phacocide 285, 286
Phacops (Ph.) granulatus 365
Pharciceras 34 - 38, 45 - 48, 54
Pharciceras amplexum 12, 17, 43 - 45, 47
Pharciceras applanatum 45
Pharciceras arenicum 45
Pharciceras becheri 14, 45
Pharciceras erraticum 35, 36, 38, 39, 45, 54
Pharciceras kayseri 45
Pharciceras kiliani 45
Pharciceras kseirense 45
Pharciceras lunulicosta 10 - 12, 14, 26, 44, 45, 47
Pharciceras taouzense 45
Pharciceras tridens 11, 14, 45
Pharciceras-Kalkstein 15
Pharciceras-Stufe 44, 47
Pharciceratidae 37, 39, 43
Phengit 244
Phillipsastraea 83
Phillipsastrea ananas 82
Pholidosteus bidorsatus 148
Pholidosteus friedeli 148
Pholidosteus laevior 148
Pholidosteus pygmaeus 149
Phosphoritknollen 167, 180
Phytan 68
Pillowlava 313
Pinacites discoides 21
Pinuspollenites comptonensis 347
Pinuspollenites minimus 347
Piricylmenia 222
Piricylmenia piriformis 78, 165
piriformis-Zone 165
Piusberg 351
Placodermi 144, 146, 153
Planisporites furfuris 116, 124, 126, 127, 134

- Planisporites spinulistratus* 116
 Plattenkalk, Oberer 13, 109, 117, 124 -
 127, 145, 148, 149, 154 - 156, 158
 Plattenkalk, Ooser 13
 Plattenkalkstein 316
 Plattensandstein 168
Platyaspis tenuis 153
Plectina mariae 373, 374, 388, 390
Plectina ruthenica 350
 Pleistozän 325, 328, 335, 348, 351, 352,
 354
plicatilis-corpulentum-Zone 165
Plourdosteus 148
 Pönsandstein 166
 Pollen 346
 Polygnathid-Biofazies 217, 233
 Polygnathid-Pseudopolygnathid-Biofazies
 214
 Polygnathid-Siphonodellid-Biofazies
 209, 212 - 215, 217
Polygnathus 42, 209, 212 - 217, 333,
 358, 362
Polygnathus ancyrognathoideus 81
Polygnathus asymmetricus 78, 279, 333
Polygnathus asymmetricus asymmetricus
 80 - 82, 268, 272, 279 - 281, 283
Polygnathus asymmetricus ovalis 80 -
 82, 268, 272, 279 - 281, 283, 331, 333
Polygnathus bicavatus 358
Polygnathus bilobatus 80
Polygnathus brevipennatus 358
Polygnathus caelatus 82
Polygnathus communis 81, 388
Polygnathus communis carina 178, 185,
 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210
Polygnathus communis communis 178,
 185, 186, 189, 191, 193, 196, 199, 202,
 205, 211, 299, 300, 333, 358, 362
Polygnathus costatus partitus 10
Polygnathus cristatus 48, 82, 268, 272,
 280, 351
Polygnathus decorosus 80 - 82, 272,
 279, 283
Polygnathus dengleri 25, 44, 80, 82, 268,
 283
Polygnathus glaber bilobatus 81
Polygnathus glaber glaber 81
Polygnathus granulatus 81
Polygnathus hassi 80
Polygnathus inornatus 178, 185, 186,
 189, 191, 193, 196, 199, 202, 205, 210,
 362
Polygnathus latifossatus 50, 272
Polygnathus linguiformis 22, 272, 331,
 333, 362
Polygnathus linguiformis klapperi 272
Polygnathus linguiformis linguiformis 50,
 268, 272, 279, 280
Polygnathus longiposticus 211
Polygnathus nodocostatus 279, 333,
 358, 362
Polygnathus nodocostatus nodocostatus
 80, 81, 96
Polygnathus nodocostatus ovatus 80
Polygnathus obliquicostatus 81, 358
Polygnathus ordinatus 48, 80, 272, 279
Polygnathus ovatinodosus 50, 272
Polygnathus pennatus 80 - 82
Polygnathus perplexus 81
Polygnathus procerus 80, 82
Polygnathus purus purus 178, 185, 186,
 189, 191, 195, 196, 199, 202, 205, 211
Polygnathus purus subplanus 178, 185,
 186, 189, 191, 195, 196, 199, 202, 205,
 211
Polygnathus radinus 333, 358, 362
Polygnathus rhomboideus 80
Polygnathus rugosus 80, 82, 279
Polygnathus styriacus 279, 288, 333, 358,
 362
Polygnathus triangularis 351
Polygnathus triphyllatus 80
Polygnathus varcus 50, 80, 268, 272,
 279, 280, 283, 284
Polygnathus vogesi 178, 185, 186, 189,
 191, 196, 199, 202, 205, 279, 333, 358,
 362
Polygnathus webbi 80 - 82,
Polygnathus xylus xylus 272, 279, 283
Polygnathus znepolensis 362
Polylophodonta 373
Ponticeras 26, 45, 46
Ponticeras aequabile 45
Ponticeras barroisi 45
Ponticeras kayseri 45
Ponticeras pernai 12, 45
Ponticeras pernai applanatum 45
Ponticeras pernai pernai 45
 postera-Zone 79
Postglatziella 222
praesulcata-Zone 79, 96, 170, 172, 173,
 177, 182, 184, 186 - 188, 190, 192, 194,
 197, 198, 200, 201, 203, 204, 206 - 210,
 212 - 219, 229, 232, 282, 290, 365, 368
princeps-complanatum-Zone 165
Prionoceras divisum 78
Prionoceras varicosum 176
Probeloceras 45 - 47
Probeloceras forcipiferum 45
Probeloceras planorbe 45
Probeloceras sandbergeri 45
Progonioclymenia acuticostata 78, 165
 Prolecaniten-Schichten 14
Prolobites dilphinus 78
Prolobites-Platyclymenia-Stufe 78
 prorsum-Zone 165, 177
 Protognathodid-Biofazies 171, 209, 213,
 214, 216, 217, 219, 233
 Protognathodid-Polygnathid-Biofazies
 213 - 215
Protognathodus 171, 192, 195, 198, 207,
 209, 212 - 219, 232, 249, 279, 290

- Protognathodus collinsoni* 172, 178, 185, 186, 189, 191, 193, 196, 199, 202, 205, 211, 218, 279, 288, 333, 358
Protognathodus kockeli 172, 177, 178, 184 - 187, 189, 191, 193, 195, 196, 198, 199, 202, 203, 205, 210, 211, 215, 218, 271, 288, 333, 358
Protognathodus kuehni 164, 172, 177, 178, 184 - 187, 189, 191, 193, 195 - 200, 202, 203, 205, 210, 211, 215, 216, 218, 219, 358
Protognathodus meischneri 172, 178, 185, 186, 189, 191, 193, 196, 199, 202, 205, 210, 218, 333, 358
Protognathodus praedellicatus 211
Protogonacanthus juergeni 154
 Proximegerminantes 110
 Prümer Mulde 13
Pseudarietites 163
Pseudarietites dorsoplanus 165
Pseudarietites westfalicus 165
Pseudoclymenia sandbergeri 78
 Pseudopolygnathid-Polygnathid-Biofazies 213, 214
Pseudopolygnathus 195, 209, 212, 213, 216, 217, 333, 359, 363
Pseudopolygnathus brevipennatus 81, 362
Pseudopolygnathus dentilineatus 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 288, 333, 359, 362
Pseudopolygnathus marburgensis 81
Pseudopolygnathus marburgensis marburgensis 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205
Pseudopolygnathus marburgensis trigonicus 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210
Pseudopolygnathus nudus 164, 210
Pseudopolygnathus oxypagenus 164, 210
Pseudopolygnathus pennatus 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211
Pseudopolygnathus triangulus inaequalis 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 359, 363
Pseudopolygnathus triangulus pinnatus 333, 359, 363
Pseudopolygnathus triangulus triangulus 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 271, 333, 359, 363
Pseudopolygnathus trigonicus 359, 363
Pseudoporboloceras nebechense 45
Pseudowaribole (Ps.) octofera octofera 365
 Pteridophyten 69, 72
 Ptyctodontida 144, 145
Punctatisporites 346
Punctatisporites minutus 112, 124, 126, 127, 132
Punctatisporites nitidus 112, 124, 126, 127, 132
Punctatisporites obliquus 111, 124, 126, 127, 132
 Pyrit 63
 Pyrophyllit 244
 Quebec 316
 Queensland 114
Rachiosteus pterygiatus 149
 Radiolarien 232, 270
 Radlinghausen 372, 373, 388
Ramphodus tetrodon 145
 Rangetal 269, 354
 Rasterelektronenmikroskopie 237, 239, 241, 242
Rectionaria 256
 Refrath Schichten 109, 116 - 118, 122, 124 - 127
 Remscheid-Altenaer Sattel 13, 168, 265
 Remscheider Schichten 127
 Rendzina 316
Reophax 350, 374
Reophax dentaliniformis 373
Reticulati-sporites bireticulatus 117
Retitricolpites 347
Retusotriletes simplex 112, 124, 126, 127, 132
 Retusotrileti 112
 Rheinische Fazies 168
 Rhenanida 144
 Rhenert 21, 22
Rhinodipterus ulrichi 157
Rhinosteus parvulus 153
Rhinosteus traquairi 153
Rhinosteus tuberculatus 153
 rhomboidea-Zone 22, 79, 94, 96, 284, 290, 295, 343, 360, 361
Rhynchodus eximius 145
Rhynchodus tetrodon 145
Rhynchodus wildungensis 145
Rhynchognathus wildungensis 145
 Riff 70, 71, 75 - 79, 84, 86, 89 - 91, 95 - 98, 265, 266, 287, 292, 293, 297, 311, 313, 315, 317, 322, 323, 334, 352
 Rinkebachtal 24, 25
 Röntgenbeugungsanalyse 237, 238, 341
 Röntgenographie 242
 Röntgenspektrometeranalyse 237 - 241, 249
 Röntgenspektroskopie 242
 Rösenbeck 19, 95 - 97
Rotalipora 373
Rotalipora cushmani 350, 375
 Roteisenstein 16 - 18, 23, 26, 32, 42, 43, 76, 79, 90, 95, 97
 Roteisengebäude Diana 23, 24
 Roter Hierlatz-Kalk 315
 Rüthen 169, 170, 186 - 189, 207, 209, 213, 215 - 217
 Rühthener Grünsandstein 335, 339, 340, 344, 348, 350, 351

- Rugosa 83
 Ruhrkarbon 314
 Rußland 126, 144
- Saccites** 347
 Saccizonates 347
Samarisporites 121
Samarisporites euglyphus 122
Samarisporites triangulatus 122
 sandbergi-Zone 164, 180, 184, 190, 192, 194, 197 - 201, 203, 204, 207 - 210, 212, 214, 215, 217, 218, 290
 Sander Schichten 109, 110, 117, 124, 125, 127
 Sattel, Belecker 174, 181, 227 - 229, 287, 289, 297
 Sattel, Briloner 90, 372
 Sattel, Cobbenroder 23
 Sattel, Dünscheder 23
 Sattel, Ebbe- 168
 Sattel, Eulenspiegel- 170, 186, 188, 189, 217, 294, 367, 386
 Sattel, Hessenkamp- (Scharfenberger) 170, 266, 287, 289, 297, 300, 302, 323, 372
 Sattel, Kalvarienberg- 294
 Sattel, Kattensiepen- 294
 Sattel, Kruhberg- 294
 Sattel, Remscheid-Altenaer 13, 168, 265
 Sattel, Scharfenberger (Hessenkamp-) 170, 266, 287, 289, 297, 300, 302, 323, 372
 Sattel, Siegener 319
 Sattel, Warsteiner 16, 228, 261, 263 - 265, 269, 282, 284, 293 - 295, 311, 312, 329, 349, 353, 372
 Sattelzug von Obervalbert - Niederlandenbeck 23
 Sauerland 31, 75, 77, 161, 166
Scaliognathus 212
Scaliognathus anchoralis 164, 178, 181, 210, 271, 286, 287, 333, 359, 360, 363
Scaliognathus praeanchoralis 363
Scaphignathus subserratus 218
Scaphignathus velifer 80, 81, 268, 279, 285, 333
Scaphignathus velifer velifer 281, 359, 360, 363
 Schalstein 15, 23, 26, 32, 33, 48
 Scharfenberg 169, 170, 172, 188, 190 - 192, 207, 209, 213, 215 - 217
 Scharfenberger Riff 169, 266
 Scharfenberger (Hessenkamp-) Sattel 170, 266, 287, 289, 297, 300, 302, 323, 372
 Schaumburger Mulde 26
 Schichten, Arnberger 264, 295, 324, 329
 Schichten, Bensberger 127
 Schichten, Brandenburg- 127
 Schichten, Buchenauer 25, 26
 Schichten, Churin- 314
 Schichten, Dillener 23, 24
 Schichten, Hangenberg- 96, 168, 173, 177, 205, 216
 Schichten, Heisdorfer 10, 121, 127
 Schichten, Hobäcker 127
 Schichten, Hombacher 109, 110, 112 - 125, 127
 Schichten, Honselers 265
 Schichten, Laucher 121, 127
 Schichten, Mühlenberg- 127
 Schichten, Newberrien- 265
 Schichten, Nöhner 121
 Schichten, *peracuta*- 72
 Schichten, Prolecaniten- 14
 Schichten, Refrath 109, 116 - 118, 122, 127
 Schichten, Remscheid 127, 124 - 127
 Schichten, Sander 109, 110, 117, 124, 125, 127
 Schichten, Siegener 127, 319
 Schlagwasser 282
 Schlagwasserbreccie 16, 261, 263 - 275, 280 - 287, 289, 292, 294 - 302, 306, 324, 328 - 330, 334, 337, 338, 344, 345, 353, 368, 369, 371, 372, 383
 Schlagwassertal 282, 292
Schmidtoognathus 280
Schmidtoognathus hermanni 268, 279, 280
Schmidtoognathus pietzneri 48, 268, 272, 279
Schmidtoognathus wittekindti 48, 268, 272
 Schottland 144
 Schrumpfungsriff 314, 315
 Schwarzburg-Antiklinale 235
 Schwarzschiefer 289, 292, 294, 348, 349
 Schwefelkies 33
 Schwelm-Fazies 265, 287, 292, 323, 330, 336, 339, 340, 344, 348, 349, 351, 354
 Scolithossandstein 314
 Sedimentgang 312 - 314, 320, 361
 Seebeben 322, 369
 Seiler 168, 170 - 172, 192 - 196, 198, 199, 201 - 204, 206, 207, 212 - 214, 217
 Seladonit 244
Sellagoniatites 45
 Sericit 341
 serpentina-Zone 165
 Shistes de Pont d'Arcole 72
 Siegen-Stufe (Siegenium) 126, 127
 Siegener Sattel 319
 Siegener Schichten 127, 319
 Silkatisierung 233, 235, 248
Siphonodella 196, 209, 213, 214, 216 - 219, 279, 333, 334, 359, 373
Siphonodella carinthiaca 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211
Siphonodella cooperi 164, 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 211, 333, 359
Siphonodella crenulata 164, 180, 185, 186, 210, 211, 288, 299, 333, 351, 359

- Siphonodella duplicata* 164, 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 211, 279, 288, 333, 359, 373, 388
Siphonodella isosticha 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 333, 359
Siphonodella lobata 178, 180, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 201, 202, 205, 211, 299, 359
Siphonodella obsoleta 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 359, 363
Siphonodella praesulcata 78, 163, 164, 166, 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 210, 218, 279, 288, 333, 359, 363, 364
Siphonodella quadruplicata 178, 185, 186, 189, 191, 196, 199, 202, 205, 211, 333, 359
Siphonodella sandbergi 164, 196, 210, 211
Siphonodella sexplicata 211
Siphonodella sulcata 78, 163 - 166, 172, 178, 180, 184 - 187, 189, 191, 195, 196, 199, 200, 202, 205, 210, 211, 215, 216, 219, 288, 299, 333, 359, 363, 364
 Siphonodellid-Biofazies 213 - 215, 217, 219
 Siphonodellid-Polygnathid-Biofazies 213, 214
 Siphonodellid-Pseudopolygnathid-Biofazies 214
 Skandinavien 314
Sobolewia 45
 Sonnwendgebirge 328
 Sowjetunion 144
 Spaltenbreccie 355
 Spaltenfüllung (-sediment) 312, 313, 318, 327, 330, 344, 346, 347, 348, 352, 355, 364, 365, 367 - 369, 372, 377, 383, 386
 Spanien 314
Spathognathodus bohlenanus 81
Spathognathodus inornatus 359
Spathognathodus spinulicostatus 359
Spathognathodus strigosus 359
Spathognathodus wernerii 359
Sphaerorthoceras 54
Spheripollenites perinatus 347
 Spitzbergen 68, 126, 144
 Spitzer Kahlenberg 168, 171
 Spongien 350
Spongophyllum parvistella 82
Sporadoceras contiguum 78
 Sporen (Sporomorphen) 107 - 109, 124 - 127, 163, 166, 193, 219, 220, 325, 346
Stachyodes 83, 89
 Stanghorn 313
 Stefan-Stufe (Stefanium) 324, 329
 Steinbruch Albers/Dyckerhoff 348
 Steinbruch am Eulenspiegel 187, 360, 366, 371, 386
 Steinbruch am Hessenkamp 264, 287, 288, 291, 300, 302, 306, 330, 332, 357, 383
 Steinbruch am Kattensiepen 180, 187, 360, 367, 371
 Steinbruch An der Loh 154
 Steinbruch Boxen 289
 Steinbruch Brühne 264, 271, 273, 274, 290, 301, 335, 336, 350, 370, 383
 Steinbruch Cramer 264, 267, 290, 300
 Steinbruch Drewer 166, 169, 174 - 178, 181, 185, 187, 190, 207, 209, 212, 215 - 217, 219 - 221, 225, 227 - 229, 232, 233, 235, 236, 245, 246, 248, 264, 266, 287, 289, 291, 292, 297, 302, 306, 338
 Steinbruch Flora 156
 Steinbruch Hahnenfurth 63
 Steinbruch Heiligenstock 145, 157
 Steinbruch Hillenberg 351
 Steinbruch Hövel 157
 Steinbruch Hohe Liet 269, 349, 351, 375
 Steinbruch In der Günne 352
 Steinbruch Kallenhardt 264
 Steinbruch Lahrmann 77
 Steinbruch Mühlental 373, 390
 Steinbruch Sandkaule 374, 390
 Steinbruch Syring 18, 20, 21
 Steinbruch Weiken 264, 271, 272, 274, 290, 301, 306, 336 - 340, 343, 344, 353, 374, 383, 390
Stenozonotrites opimus 118, 124, 126, 136
Stereisporites antiquasporites 346
 Stockum 171, 173, 195, 216
 Stockumer *Imitoceras*-Kalklinse 168, 171, 173, 193, 195, 216
 Stockumer Kalk 171 - 173, 177, 187, 192, 196, 197, 200, 203, 206 - 208, 213 - 217, 219, 220
 Störungsbreccie 270
 Stratotyp 218, 220
 Stringocephalen 265, 349, 351
Stringocephalus burtini 14, 21
Stringocephalus-Kalk 13
 Stromatoporen 61 - 64, 66, 68, 70 - 72, 79, 83 - 86, 89, 91, 102, 265, 353
 Stromatoporen-Korallenfazies 79, 83 - 85, 102
 Stromatoporenbiostrom 61, 63, 64
 Struniformes 154, 156
 Strunium 72
Strunius walteri 156
 Stufe, Adorf- 12, 16, 21, 25, 42, 44, 46, 47, 78, 79, 90, 96, 97, 169, 264, 266, 270, 284, 285, 289, 293 - 295, 297, 298, 323, 329, 330, 340, 354, 369, 375
 Stufe, *Cheiloceras*- 12, 78
 Stufe, *Clymenia*- 165
 Stufe, *crepida*- 170
 Stufe, Dasberg- 25, 78, 90, 174, 188, 299, 321, 365, 366

- Stufe, Dinant- 263
 Stufe, Eifel- 12, 41, 44, 70, 90, 121, 126, 127, 263
 Stufe, Ems- 115, 121, 126, 127
 Stufe, Famenne- 19, 68, 72, 78, 79, 86, 90, 98, 168, 221, 229
 Stufe, Frasn- 13, 43, 61, 72, 77, 79, 83, 107 - 109, 122, 125, 127, 228, 293
 Stufe, *Gattendorfia*- 163, 165, 167, 169, 172, 233, 235
 Stufe, Gedinne- 70, 71, 114
 Stufe, Givet- 12, 16, 24, 25, 41, 44, 47, 68, 70, 71, 77, 79, 83, 90, 114, 115, 126, 169, 263, 265, 266, 275, 290, 330, 335 - 337, 339, 340, 344, 348, 349, 351, 353, 354
 Stufe, *Goniclymenia*- 78
 Stufe, Hemberg- 78, 284, 289, 298, 321, 324
 Stufe, *Kaloclymenia-Wocklumeria*- 78
 Stufe, *Manticoceras*- 12, 44, 78, 144 - 157
 Stufe, Namur- 68, 263, 319
 Stufe, Nehden- 12, 25, 78, 168, 170, 174, 289, 296 - 298, 323, 324, 365
 Stufe, *Pericyclus*- 165, 167
 Stufe, *Pharciceras*- 44, 47
 Stufe, *Prolobites-Platyclymenia*- 78
 Stufe, Siegen- 126, 127
 Stufe, Stefan- 324, 329
 Stufe, Westfal- 324, 329
 Stufe, Wocklum- 78, 164, 168, 170, 174, 176, 181, 182, 229, 289, 299, 323, 329, 365
 Stufe, *Wocklumeria*- 78, 96, 163, 165, 220
 Styliolinen-Schichten 293, 329
styriacus-Zone 164, 210, 286, 290, 301, 356, 359, 361, 365
subarmata-Zone 165, 221, 222
subinvoluta-Zone 165
sulcata-Zone 164, 170 - 173, 184, 186, 188, 190, 192, 194, 195, 198, 200 - 210, 212 - 215, 217, 218, 231, 232, 286, 290, 301, 364
sulcata-kockeli-Zone 164, 210
 Sulfidmineralisation 58
 Suspensionsstrom 327
 Suttrop 293
Synauchenia coalescens 147
 Synärese 314, 315, 364
Synpharciceras clavilobum 14, 21, 45
 Tabulata 83
Tabulophyllum gracile 82
 Tagebau Diana 23, 24
 Tagebau Martenberg 18
 Tailfer-Lustin 59, 64, 65, 67, 69
Tapinosteus heintzi 149
 Tata 42
 Tennessee 316, 319
 Tentaculiten 83, 88, 89, 95, 104, 106, 235
 Tentaculitenschiefer 14, 77, 269, 270, 300
terebratum-Zone 48
 Terra fusca 339
 Terra rossa 316
texanus-Zone 164, 210
 Texas 316, 317
Textularia agglutinans 373, 388
Textularia tricarinata 388
Thalassinoides 87
Thursius 155
 Thülen 372, 373
 Thüringen 232, 235, 236, 249, 312, 388
Timanites angustus 45
 Tjörnes 319
 Toarcium 328
Todispora 346
 Tonschiefer-Horizont 109, 113, 115, 118, 119, 123 - 125, 127
 Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt
 - 4514 Möhnesee 324
 - 4515 Hirschberg 265, 312, 324
 - 4516 Warstein 180, 186, 216, 221, 265, 266, 282, 285, 312, 320, 325, 329, 335, 347, 372, 374, 375
 - 4517 Alme 188, 216, 325, 348, 372, 373
 - 4518 Madfeld 19, 27, 77
 - 4611 Hohenlimburg 219
 - 4612 Iserlohn 15, 192, 208, 216
 - 4613 Balve 247
 - 4618 Adorf 18, 77
 - 4708 Wuppertal-Elberfeld 63
 - 4713 Plettenberg 171
 - 4715 Eslohe 21
 - 4813 Attendorn 21, 22
 - 4814 Lennestadt 21, 22
 - 4815 Schmallenberg 21
 - 4820 Bad Wildungen 18
 - 4916 Berleburg 320
 - 4920 Armsfeld 18, 20
 - 5015 Erndtebrück 320
 - 5016 Laasphe 320
 - 5018 Wetter 24, 25
 - 5202 Aachen 61
 - 5203 Stolberg 60
 - 5215 Dillenburg 23
 - 5216 Oberscheld 23, 24
 - 5613 Schaumburg 26
 - 5617 Brilon 372
Tornoceras 34 - 36, 40, 48, 54
Tornoceras (Tornoceras) frechi 35, 36, 39, 78
Tornoceratidae 40
Torosteus submarginatus 148
 Tournaisium 229
trachytera-Zone 78, 79, 94, 96, 187
Trematosteus fontanella 151
triangulus-Zone 164, 299
triangulus-inaequalis-Zone 210, 290
triangulus-triangulus-Zone 210, 290

- Trilobiten 163, 217, 232, 235, 327, 328,
 356, 357, 359, 365, 371
 Tricolpates 347
Tricolpopollenites crassinuus 347
 Triletes 110
Trilites equatibossus 347
Trimanticoceras retrorsum 45
 Triplacera 252
Triplanosporites inuosus 347
Triquitrites protensus 118, 124, 136
Tritaxia carinata 374
Tritaxia pyramidata 350
Tritaxia tricarinata 373, 388
Tsugaepollenites mesozoicus 347
 Tuberculonati 118
 Tuffit 193 - 195, 197 - 200, 203 - 206,
 297
 Tully limestone 11, 17, 43, 47
 Turbidit 87, 89, 91, 95, 96, 166, 168
 Turon 245, 340
typicus-Zone 164, 170, 184, 186, 209,
 210, 290, 372

 Unkel 315, 319
 Untersuchung, geochemische 67, 68, 237
 Untersuchung, Mikrosonden- 237, 241,
 242, 249, 258, 342
 Untersuchung, palynologische 108
 Untersuchung, rasterlektronenmikrosko-
 pische 237, 239, 240, 242
 Untersuchung, Röntgenbeugungs- 341
 Untersuchung, röntgenographische 237,
 242
 Untersuchung, röntgenspektrometrische
 237 - 242, 249
Ursus spelaeus 354
 USA 126, 313

 Valendis 325
varcus-Zone 11, 12, 14, 16 - 19, 21 - 23,
 25, 26, 43, 44, 46, 47, 267, 273, 281,
 282, 284, 285, 290, 300, 301, 337
vellifer-Zone 269, 282, 283, 285, 290, 300,
 301, 334, 356, 359, 360, 361, 366, 369
 Verkieselung 233, 235, 248
 Verrucati 114
Verrucosi-sporites gibbosus 114
Verrucosisporites bullatus 114, 124, 125,
 134
Verrucosisporites morulatus 114
 Viséum 174, 228
Voehringerites 163
 Volvocale 61
 Vorriff 75 - 77, 79, 89 - 91, 95 - 98

 Waldeck 153
 Waldecker Hügelland 77
 Walheim 58, 59, 61, 67
 Wallersheim-Dolomit 13
 Wallersheim-Formation 13
walliseri-Horizont 22

Walterosteus pachyosteides 152
 Warstein 88, 168, 265, 309, 311, 321,
 324, 347, 364, 369, 370, 372
 Warsteiner Carbonatplattform 265, 266,
 272, 282, 286, 293 - 295, 297, 299,
 300, 302, 312, 322 - 324, 327 - 329,
 337, 344, 345, 353, 359, 369, 370,
 371
 Warsteiner Riff 169, 264 - 266, 292, 293,
 323, 365, 375
 Warsteiner Sattel 16, 228, 261, 263 - 265,
 269, 282, 284, 293 - 295, 311, 312, 329,
 349, 353, 372
 Warsteiner Trümmerzug 292
 Washington 319
Wedekindella 42, 45
 Weichkalkgeröll 269, 275 - 277, 279 -
 282, 306, 337, 368
 Weilburg 26, 153
 Weilburger Mulde 26
Werneroceras 45
 Westfal-Stufe (Westfalium) 324, 329
westfalicus-Subzone 165
 Wetteldorf 10
 Wocklum-Kalk 164, 165, 167 - 169, 171,
 175, 182, 187, 195, 201, 203, 207, 208,
 214, 215, 217
 Wocklum-Sandstein 206
 Wocklum-Schichten 177
 Wocklum-Stufe (Wocklumium) 78, 164,
 168, 170, 174, 176, 181, 182, 229, 289,
 299, 323, 329, 365
Wocklumeria plana 175
Wocklumeria sphaeroides 78, 163, 175 -
 177
 Wocklumeria-Stufe 78, 96, 163, 165,
 220
 Wuppertal-Dornap 59, 63, 67
 Wuppertal-Elberfeld 13

 Zinkblende 61
Zonales-sporites priddyi 110
 Zone, *acuticostata*- 165
 Zone, *amplexum*- 47, 48
 Zone, *anchoralis*- 164, 210, 229, 286,
 289, 299, 300, 334, 360, 361, 366
 Zone, *anchoralis-bilineatus*- 210
 Zone, *anchoralis-latus*- 164, 182, 186,
 210, 290, 301, 302
 Zone, *Ancyrognathus-triangularis*- 12,
 15, 16, 22, 24, 44, 79, 90, 93, 95, 97,
 290, 342, 343, 360, 366
 Zone, *asymmetricus*- 11 - 19, 21 - 27, 43,
 44, 46, 47, 77, 79, 91, 92, 95, 97, 281,
 283 - 285, 289, 290, 298 - 302, 330,
 334, 351, 369, 372
 Zone, *bilineatus*- 164
 Zone, *bilineatus-bilineatus*- 210
 Zone, *costatus*- 164, 210, 290, 295, 298,
 301, 355, 356, 359, 361, 365
 Zone, *crassa*- 165

- Zone, *crenulata*- 16, 164, 184, 193, 203, 207, 209, 210, 218, 280, 286, 287, 289, 290, 300, 331, 334
 Zone, *crepida*- 12, 25, 79, 94, 96, 282, 283, 290, 292, 295, 297, 302, 343, 360, 361, 364, 368
 Zone, *cristata*- 46
 Zone, *disparilis*- 11, 12, 18, 19, 21, 22, 23, 24, 25, 43, 44, 47, 48, 50, 290
 Zone, *dubia*- 46
 Zone, *duplicata*- 164, 170, 171, 184, 186, 188, 190, 192, 194, 197, 198, 200, 201, 203, 204, 206, 207, 209, 210, 212 - 215, 218, 231, 290
 Zone, *ensensis*- 12, 21, 22, 44
 Zone, *evoluta*- 177
 Zone, *expansa*- 79, 94, 96, 164, 170, 175, 187, 188, 210, 218
 Zone, *Gattendorfia*- 219
 Zone, *gigas*- 12, 17, 22, 24, 44, 79, 90, 93, 95, 97, 267, 268, 273, 283, 284, 290, 293, 301, 337, 343
 Zone, *hermanni-cristatus*- 11, 12, 14, 16, 18, 19, 21 - 24, 26, 42 - 44, 47, 48, 50, 269, 290
 Zone, *inaequalis*- 164
 Zone, *isosticha*/Obere *crenulata*- 164, 184, 209, 210, 212, 213, 290, 351
 Zone, *kockeli-dentilineatus*- 164, 210, 290
 Zone, *kockelianus*- 44
 Zone, *lunulicosta*- 17, 43, 47, 48
 Zone, *marginifera*- 79, 94, 96, 282 - 284, 288 - 290, 295, 297, 300, 301, 302, 330, 331, 334, 342, 343, 355, 356, 359 - 361, 363, 367 - 369
 Zone, *nasutus*- 165
 Zone, *obliquimarginatus*- 23
 Zone, *ornata*- 165
 Zone, *Palmatolepis-triangularis*- 12, 25, 79, 93, 95, 96, 283, 290, 301, 302, 360
 Zone, *paradoxa*- 165, 221, 222
 Zone, *piriformis*- 165
 Zone, *plicatilis-corpulentum*- 165
 Zone, *postera*- 79
 Zone, *praesulcata*- 79, 96, 170, 172, 173, 177, 182, 184, 186 - 188, 190, 192, 194, 197, 198, 200, 201, 203, 204, 206 - 210, 212 - 219, 229, 232, 282, 290, 365, 368
 Zone, *princeps-complanatum*- 165
 Zone, *prorsum*- 165, 177
 Zone, *rhomboidea*- 22, 79, 94, 96, 284, 290, 295, 343, 360, 361
 Zone, *sandbergi*- 164, 180, 184, 190, 192, 194, 197 - 201, 203, 204, 207 - 210, 212, 214, 215, 217, 218, 290
 Zone, *serpentina*- 165
 Zone, *styriacus*- 164, 210, 286, 290, 301, 356, 359, 361, 365
 Zone, *subarmata*- 165, 221, 222
 Zone, *subinvoluta*- 165
 Zone, *sulcata*- 164, 170 - 173, 184, 186, 188, 190, 192, 194, 195, 198, 200 - 210, 212 - 215, 217, 218, 231, 232, 286, 290, 301, 364
 Zone, *sulcata-kockeli*- 164, 210
 Zone, *terebratum*- 48
 Zone, *texanus*- 164, 210
 Zone, *trachytera*- 78, 79, 94, 96, 187
 Zone, *triangulus*- 164, 299
 Zone, *triangulus-inaequalis*- 210, 290
 Zone, *triangulus-triangulus*- 210, 290
 Zone, *typicus*- 164, 170, 184, 186, 209, 210, 290, 372
 Zone, *varcus*- 11, 12, 14, 16 - 19, 21 - 23, 25, 26, 43, 44, 46, 47, 267, 273, 281, 282, 284, 285, 290, 300, 301, 337
 Zone, *velifer*- 269, 282, 283, 285, 290, 300, 301, 334, 356, 359, 360, 361, 366, 369
 Zonolaminatiriletes 121
 Zonotriletes 118