

Geol. Paläont. Westf.	26	47-75	13 Abb. 4 Taf.	Münster September 1993
--------------------------	----	-------	-------------------	---------------------------

Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldeutschen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland)

Ulrich Koch-Früchtli & Martina Früchtli*

Die vorliegende Arbeit ist Teil des DFG-Projektes Ma 999/2 das in das DFG-Schwerpunktprogramm Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: „Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ eingebunden ist.

Zusammenfassung

Am Profil Steltenberg in Hohenlimburg ist der Übergang der siltig-mergeligen, terrigen-detritischen Oeger Schichten (Oberen Honseler Schichten), die mit einer bentonitisierten Tufflage (St I) abschließen, zu den massigen, kalkigen Biomikriten des Unteren Massenkalkes (Schwelm-Fazies) aufgeschlossen.

Vom Liegenden ausgehend wurden die ersten 20 m des Profils sedimentologisch, mikrofaziell (Anschliffe, Dünnschliffe) und conodontenstratigraphisch untersucht: Dabei konnten 5 MF-Typen unterschieden werden, die den Übergang einer stark landbeeinflussten, terrigenen Innenschelfzone (quarzhaltige Silte und Mergel) in einen sublagunären Meeresbereich (Floatstone, Wackestone, Packstone) und schließlich in eine eingeschränkte, lagunäre Fazies (Wackestone) zeigen.

Die sublagunäre Fazies weist neben einer „Initial-Fazies der Riffbildung“ auch strömungsbedingte Einregelungen („Dachziegellagerung“) und Sturmbeeinflussungen (AIGNER 1985) mit einer Komponentenverfeinerung zum Hangenden (fining-upward) auf.

Etwa 10 m im Hangenden des einsetzenden Unteren Massenkalks konnte in 7 aufeinanderfolgenden Kalkbänken – neben Conodonten wurden auch Fischzähne und -schuppen gefunden – durch die Icriodontiden *brevius* und *lindensis* der untere Bereich der Unteren *varcus*-Zone (Unteres Givetium) nachgewiesen werden.

VIETH-SCHREINER (1983) stufte entsprechende Fischreste aus der Eifel bis in die Loogh- und Cürten-Formation ein, was dem oberen Bereich der *ensensis*-Zone (Unterstes Givetium) entspricht. Der weitere hangende Bereich des insgesamt 134 m mächtigen Profils ist durch abwechselnde Ausbildung sublagunärer (Gerüstbildnerfazies) und lagunärer (Amphiporen-Fazies) Faziesbereiche, die sehr häufig durch mächtige strukturzerstörende, epigenetische Dolomitisationsareale unterbrochen sind, gekennzeichnet und schließt mit einem 12 m mächtigen Stromatoporenbiostrom ab.

Mit den bisher nachgewiesenen Flachwasserindikatoren (Rot-/Grünalgen, Gerüstbildner, Icriodontiden, Strömungseinregelungen u. a.) kann die Regressionstendenz der eustatischen Meeresspiegelkurve des Devons von JOHNSON et al. (1985) bestätigt werden, vorausgesetzt, das analysierte Profil geht nicht über den mittleren Bereich der Mittleren *varcus*-Zone hinaus.

* Anschrift der Verfasser:

M. Früchtli, Paläontologisches Institut, Nußallee 8, 53115 Bonn

Dipl.-Geol. U. Koch-Früchtli, Geologisches Institut, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, 44801 Bochum

1. Arbeitsgebiet

Das bearbeitete Profil aus dem Steinbruch Steltenberg liegt im östlichen Stadtgebiet von Hohenlimburg (MTB 4611 Hohenlimburg) im stillgelegten Teil (R 01 500/H 91 450) des heute noch durch die Hohenlimburger Kalkwerke GmbH im Abbau befindlichen Kalksteinbruchs. Hier ist der Übergang der Oberen Honseler Schichten, repräsentiert durch die Oeger Schichten, zum Unteren Massenkalk (Schwelm-Fazies) aufgeschlossen.

Das insgesamt 134 m mächtige Profil wurde nur in den ersten 20 m conodontenstratigraphisch und mikrofaziell untersucht (siehe Abb. 2). Die überwiegend dunklen Biomikrite haben ein generelles Schichteinfallen von ca. 60° nach Norden. Die gesamte Abfolge gehört zu der Nordflanke des ENE-WSW streichenden Remscheid-Altenaer Sattels (Abb. 1), der im Mittel- bis Oberdevon als isolierter Karbonatkomplex eines Innenschelfbereiches dem im NW gelegenen Old-Red-Kontinent vorgelagert war.

2. Historischer Überblick

In der vorliegenden Arbeit wird die als „Massenkalk“ bezeichnete Schichtenfolge beschrieben. Sie wird der Schwelm-Fazies zugerechnet und ist sowohl stratigraphisch als auch biofaziell sehr bezeichnend und somit schon früh Gegenstand von geologischen Untersuchungen gewesen.

v. DECHEN (1884) beschreibt den Massenkalk u. a. auch oberhalb von Hohenlimburg-Elsey als „Eifelkalkstein“, den er in das obere Mitteldevon stellte. In seinen Fossilisten (v. DECHEN 1870–1884) wird auch *Stringocephalus burtini* DEFRANCE, das Leitfossil des Givetiums (Stringocephalenkalk), erwähnt.

Massenkalkvorkommen bei Hohenlimburg werden auch von LORETZ (1896) und DENCKMANN et al. (1911) beschrieben, ohne neue nennenswerte Ergebnisse zu liefern. Erst PAECKELMANN (1922) gliedert den Massenkalk nach paläontologischen und lithologischen Kriterien in einen „unteren Schwelmer Kalk“, und einen „oberen Eskesberger Kalk“, wobei er sehr detailliert auf die unterschiedliche Fazies eingeht. Die beiden Varianten stellt er in das obere Givetium.

Eine umfangreiche Beschreibung von Riffen und ihren Faunenzusammensetzungen des Rheinischen Schiefergebirges stellte JUX (1960) zusammen. Bei den verschiedenen Riff-Typen mit ihren unterschiedlichen Faziesbereichen werden sowohl die Riff-Faunen als auch die Riff-Ökologie näher analysiert. Erwähnt werden dabei Stromatoporen-Blockriffe aus dem Massenkalk östl. von Delstern (bei Hohenlimburg).

Mit der von KREBS (1974) vorgenommenen Fazies-Gliederung von devonischen Kalkkomplexen des Rheinischen Schiefergebirges steht ein umfassendes Werk zur Verfügung, das sich gut zur Geländearbeit eignet. Aus dem Schwelmer Kalk wird neben 7 weiteren Faziestypen eine Stringocephalenfazies beschrieben (entspricht hier dem MF-Typ 5), die im Steinbruch Steltenberg (Hohenlimburg) *Stringocephalus burtini* DEFRANCE in Lebensstellung zeigt und mit geopetalem Dolomit verfüllt ist. Als Informationsquelle gibt er eine persönliche Korrespondenz mit E. FLÜGEL (1967) an.

Die bisher detaillierteste Arbeit über den Schwelmer Kalk enthält die palökologischen und statistischen Untersuchungen von FLÜGEL & HÖTZL (1976) am Nordrand der Remscheider Antiklinale (Sauerland) im Bereich Letmathe–Iserlohn–Hohenlimburg. Auch der Steinbruch Steltenberg im Stadtgebiet von Hohenlimburg gehörte zu ihrem Untersuchungsgebiet. Nach Organismengruppen unterscheiden sie im Gelände 7 Faziestypen, die aufgrund der teilweise guten Aufschlußverhältnisse leicht wiederzuerkennen sind. FLÜGEL & HÖTZL gehen bei diesen Flachwasser-Sedimenten einer riffreien Plattform (Bank-Phase) von einem topographisch differenzierten Untergrund unterhalb der Zone dauernder Wellenbewegung aus.

Die hauptsächlich an Stromatoporen, Korallen und Brachiopoden reichen Biomikrite stufen sie nach *Stringocephalus burtini* DEFRANCE in das Givetium ein.

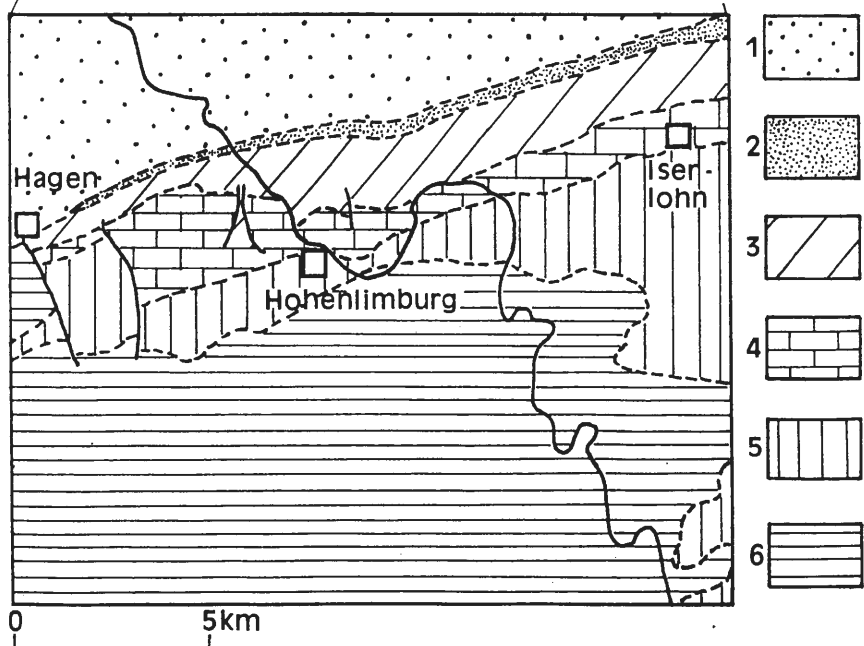
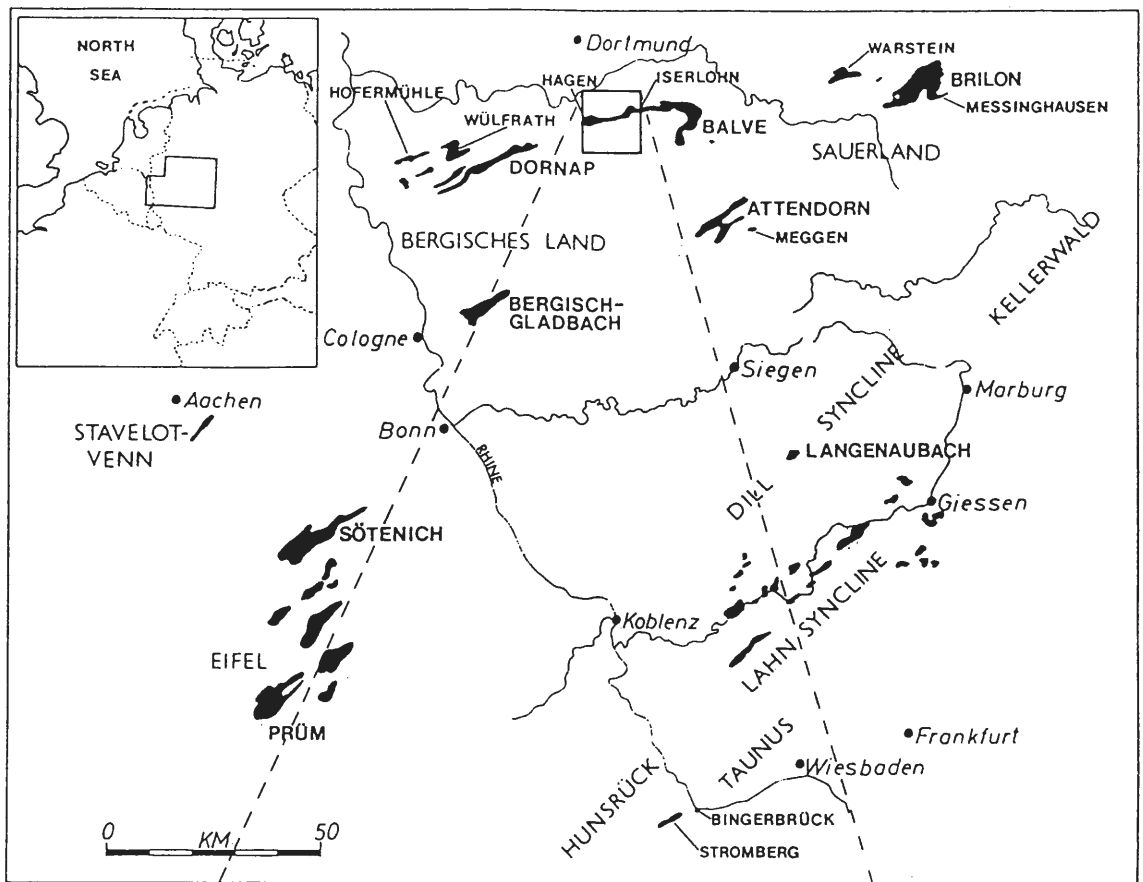


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes an der Nordflanke des Remscheid-Altenaer Sattels. 1 Namur (Oberkarbon), 2 Dinant (Unterkarbon), 3 Oberdevon, 4 Massenkalk (Givetium), 5 Honseler Schichten, 6 Eifel-Stufe und innerhalb der devonischen Massenkalke im Rheinischen Schiefergebirge (umgezeichnet nach KREBS 1974 und BURCHETTE 1981).

Profil Steltenberg

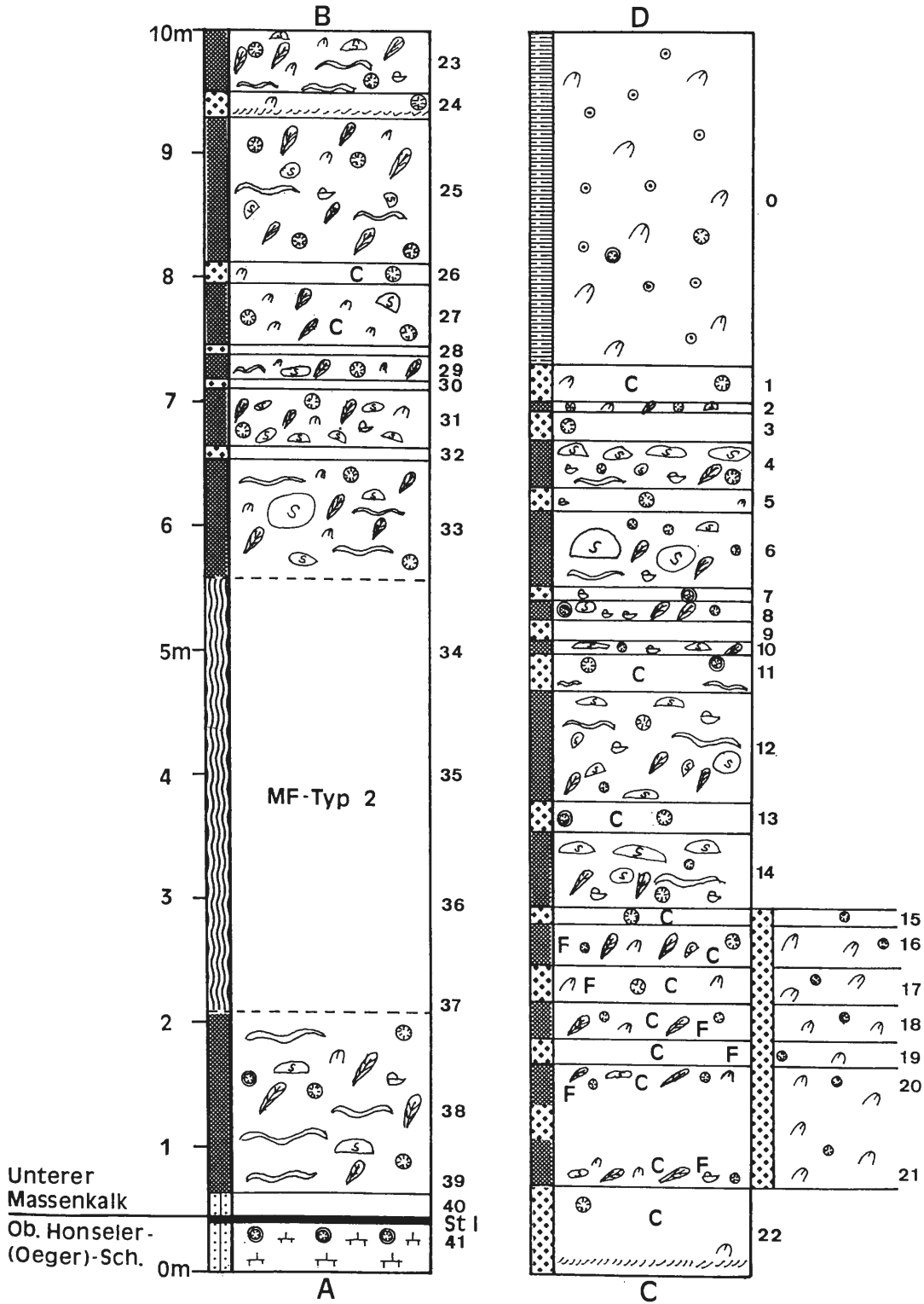
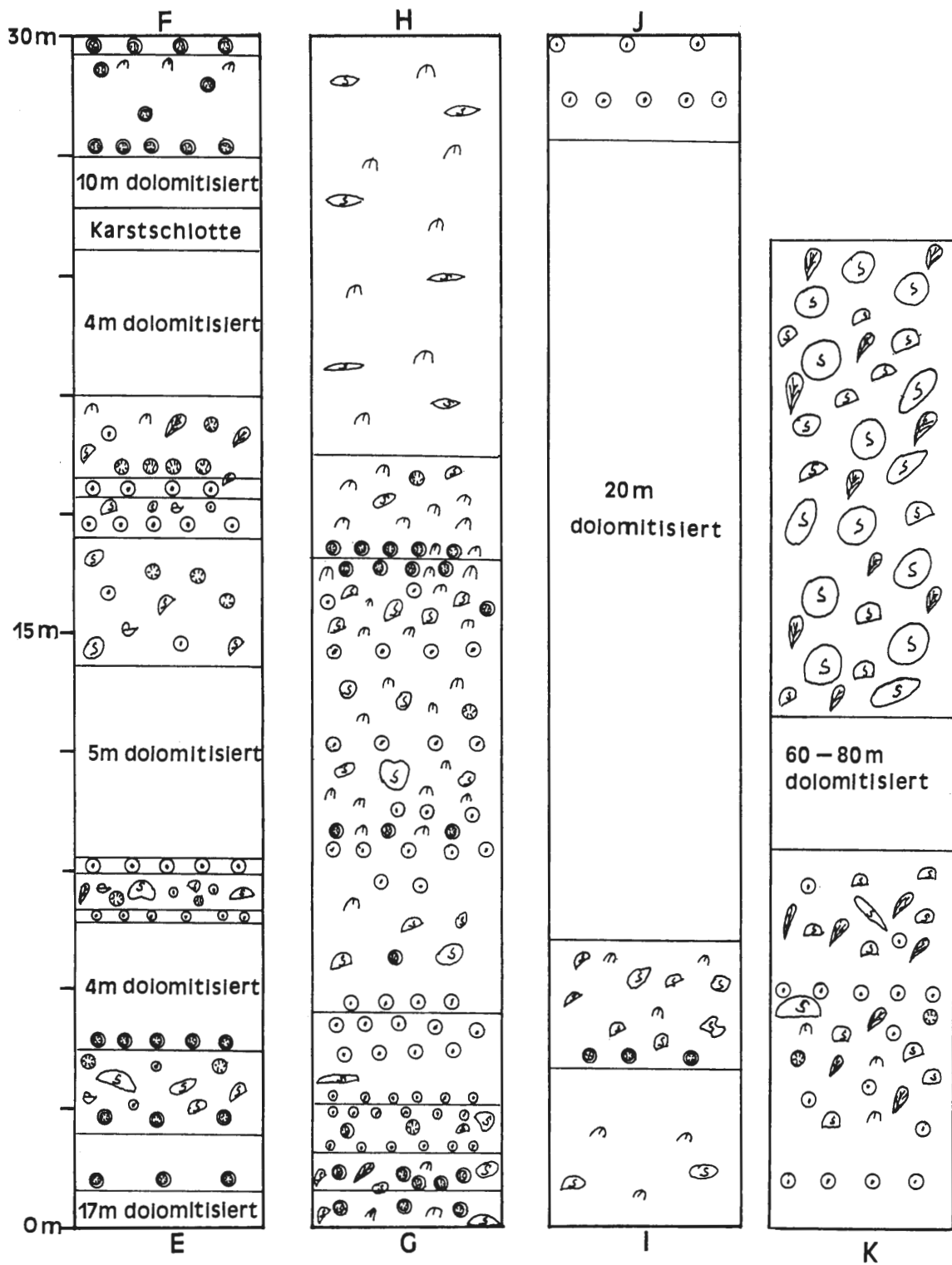


Abb. 2: Das Profil Steltenberg zeigt den Übergang der siltig-mergeligen Oeger Schichten in die massigen, kalkigen Biomikrite des Unterer Massenkalkes, in dem 5 MF-Typen unterschieden werden. Der Profilabschnitt Bank 22 bis 16 gehört in den unteren Bereich der Unterer varcus-Zone.



3. Biostratigraphie

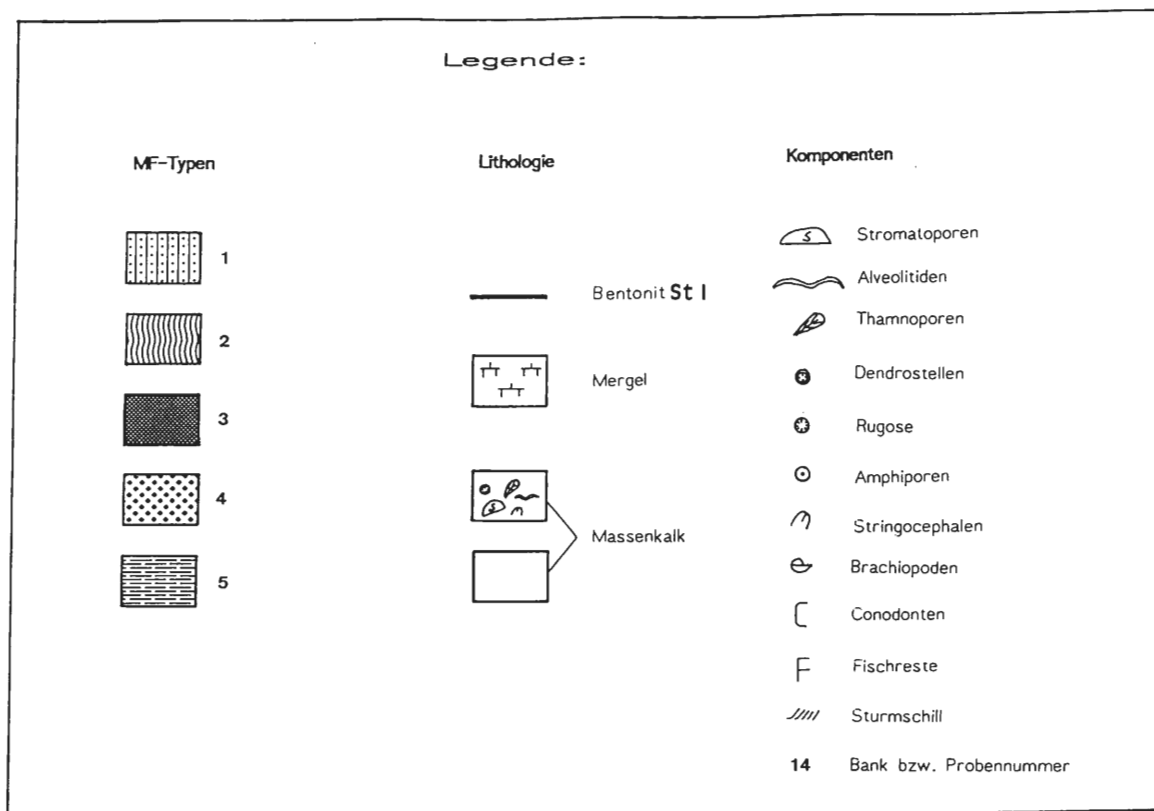
Die zeitliche Einstufung der hier untersuchten ca. 20 m mächtigen Abfolge (Abb. 2) erfolgte mit Hilfe von Conodonten, die aber nur im mittleren und oberen Bereich des Profils nachgewiesen werden konnten (siehe Abb. 2 und 4). Dabei konnte aus 2,5 kg Probenmaterial durchschnittlich 1 Exemplar isoliert werden. In der Bank 18 (siehe Abb. 4) fand sich ein Maximum von 7 Conodonten.

Die stratigraphische Reichweite der einzelnen Conodonten-Arten von der *ensensis*- bis zur Mittleren *varcus*-Zone beruht auf den Ergebnissen von BULTYNCK (1987) für *Icriodus lindensis* und MAWSON & TALENT (1989) (siehe Abb. 3). Dabei soll erwähnt werden, daß in der größtenteils karbonatischen Broken River-Formation in Australien (N-Queensland), in der MAWSON & TALENT (1989) neben küstenfernen, lagunären und küstennahen auch conodontenführende Flachwasserareale nachwiesen, die Icriodontiden anzahlmäßig zu keiner Zeit die Polygnathiden übertrafen. Das ist am Profil Steltenberg genau umgekehrt: hier sind die Polygnathiden bisher nur in 2 Arten nachweisbar (siehe Abb. 4).

Für den Profilabschnitt Bank 22 bis Bank 16 (Abb. 2 und 4) ergibt sich durch die Überschneidung von *Icriodus brevis* und *Icriodus lindensis* eine Einstufung in den unteren Bereich der Unteren *varcus*-Zone (Unteres Givetium).

Bis auf *Icriodus brevis* und *Polygnathus linguiformis linguiformis* setzen nach der Zusammenstellung der Ergebnisse von BULTYNCK (1987) und MAWSON & TALENT (1989) alle anderen gefundenen Conodonten in der *ensensis*-Zone ein (siehe Abb. 3), womit eine Einstufung der Übergangszone Oeger Schichten/Unterer Massenkalk in den Grenzbereich Eifelium/Givetium (*ensensis*-Zone) als sehr wahrscheinlich angesehen wird.

Interessant sind hierbei auch die Fischschuppen und -zähne (Taf. 3, Fig 11–13, 18–19), die alle aus den Kalkbänken des unteren Bereiches der Unteren *varcus*-Zone stammen: VIETH-SCHREINER (1983: 153) gibt für diese bestimmte Fischfauna in ihrer Tabelle als jüngstes stratigraphisch



Legende zu Abb. 2 (s. S. 50-51)

EIFE- LIUM ?	GIVETIUM		STUFE
ensensis - Z.	Untere varcus - Z.	Mittlere varcus - Z.	CONODONTEN - ZONE
			TAXA
←			P. l. linguiformis
		?	I. regularicrescens
			P. x. ensensis
			I. difficilis
			I. obliquimarginatus
			I. lindensis
			I. brevis

Abb. 3: Das Auftreten der im Profil gefundenen Conodonten-Arten im Übergang des Eifelium/ Givetium; Reichweiten nach MAWSON & TALENT (1989) und BULTYNCK (1987). Z. = Conodonten-Zone, I. = *Icriodus*, P. = *Polygnathus*, l. = *linguiformis*, X. = *xylus*.

Conodont. - Zone	ensen- sis - Z.	? ←		Unterer Bereich der Unt. varcus - Z.							Unt. varcus - Z. → ?				
Banknummer		27	26	22	21	20	19	18	17	16	15	13	11	2	1
I. brevis				2	5			5	5		1	2	1		
I. difficilis					1		1?	2				2	4		
I. ensensis ?						2									
I. lindensis				1	2				1	1					
I. obliquimarginatus					1							1	1		
I. regularicrescens					1										
P. l. linguiformis					1										
P. x. ensensis									1						
Belodella sp.				1	1								2		
I. Bruchstücke			1	1	2	1	1		1	1	2				
P. ? Elemente		1			1								2	3	1

Abb. 4: Zahlenmäßiges Auftreten der nachgewiesenen Conodonten und Conodonten-Arten aus den verschiedenen Kalkbänken des Profils. Z. = Conodonten-Zone, I. = *Icriodus*, P. = *Polygnathus*, l. = *linguiformis*, X. = *xylus*.

nachgewiesenes Vorkommen die Loogh- bzw. Cürten-Formation an. In der Eifel entspricht dies, nach der stratigraphischen Tabelle aus BULTYNCK et al. (1988), dem oberen Bereich der *ensensis*-Zone (Unterstes Givetium) und ist damit etwas älter als der Untere Massenkalk.

CLAUSEN (1984) konnte für die ausgedehnten Plattformgesteine der Schwelm-Fazies des Warsteiner Massenkalkes ein conodontenstratigraphisches Alter vom oberen Bereich der Unteren *varcus*-Zone bis zum unteren Bereich der Unteren *asymmetricus*-Zone nachweisen.

4. Faziesanalyse

4.1 Pyroklastika

Die Bentonitlage St I (siehe Abb. 2) mit einer Mächtigkeit von ungefähr 5 cm zeigt eine hellbraune Färbung, die bei stärkerer Verwitterung dunkelbraune bis -graue Farben aufweist. Der primäre Mineralbestand wurde durch umfangreiche Alterationsprozesse, verbunden mit teilweise extremen Elementverschiebungen, stark verändert. Aussagen über den Magmentyp sind dadurch nur mit solchen Elementen bzw. Spurenelementen möglich, die als „immobil“ einzustufen sind. Dazu zählen Zr, Nb, Y, V, Cr, (Ni), Ti, P, die neben anderen Spuren- und Hauptelementen mit der Röntgenfluoreszenzspektroskopie ermittelt wurden (siehe Abb. 5). Aus einigen dieser Elementkonzentrationen und -Verhältnissen konnte folgendes festgestellt werden:

Nach Vergleichsdiagrammen aus SUNKEL (1988) ergab sich für die ehemalige vulkanische Asche, durch die Verhältnisse von Zr/Nb, Zr/Y, Cr/Nb und den geringen TiO₂-Konzentrationen, ein tholeiitischer Magmentyp. Da die bentonitisierte Tufflage innerhalb eines terrigen beeinflussten, vollmarinen Mikrofaziestyp 1 (siehe 4.2.1) eingeschaltet ist und keinerlei Hinweise auf einen Auftauchbereich bestehen, ist von einer submarinen Ablagerung auszugehen, wobei das Eruptionsmilieu sowohl submarin als auch subaerisch gewesen sein kann. Nach Winter (1977) sind ruhige Sedimentationsbedingungen Voraussetzung für submarine Tuffablagerungen, womit dieser sublagunäre Faziesbereich, zum Zeitpunkt der vulkanogenen Beeinflussung, sicherlich unterhalb der Zone von Sturmwellenbeeinflussungen (> 50 m) gelegen hat.

Hauptelemente (Gew. %)

Spurenelemente (g/t)

SiO ₂	53.80
TiO ₂	0.67
Al ₂ O ₃	10.94
Fe ₂ O ₃	4.55
MnO	0.09
MgO	0.89
CaO	12.8
Na ₂ O	0.21
K ₂ O	3.42
P ₂ O ₅	0.05
S	0.05

Cr	132
Co	19
Ni	96
Cu	18
Zn	212
Rb	115
Sr	128
Y	28
Zr	320
Nb	13
V	80
Ba	203

Abb. 5: Haupt- und Spurenelemente der untersuchten Bentonitlage St I.

Wahrscheinlich wurden durch den Vulkanismus die Voraussetzungen (z. B. Meeresspiegelabsenkung) für die anschließend einsetzende Karbonat-Sedimentation bzw. Pionierfaunen geschaffen und bewirkte wohl auch das Fortbestehen der regressiven Tendenz.

Aus dem westlichen Teil des Ostsauerlandes, also in nicht allzu großer Entfernung, sind auch Aschenlagen eines tholeiitischen Vulkanismus aus dem Unteren Givetium – nachgewiesen erst ab dem oberen Bereich der Unteren *varcus*-Zone – beschrieben worden (SUNKEL 1988). Die Bentonitlage St I im Profil Steltenberg ist aber conodontenstratigraphisch (siehe Kapitel 3.) nicht jünger als der untere Bereich der Unteren *varcus*-Zone und entspricht vermutlich der Eifel-/Givet-Grenze.

4.2 Karbonat-Mikrofazies

4.2.1 Bioklastischer Packstone bis Wackestone mit terrigen-detritischem Anteil/MF-Typ 1 (Abb. 6)

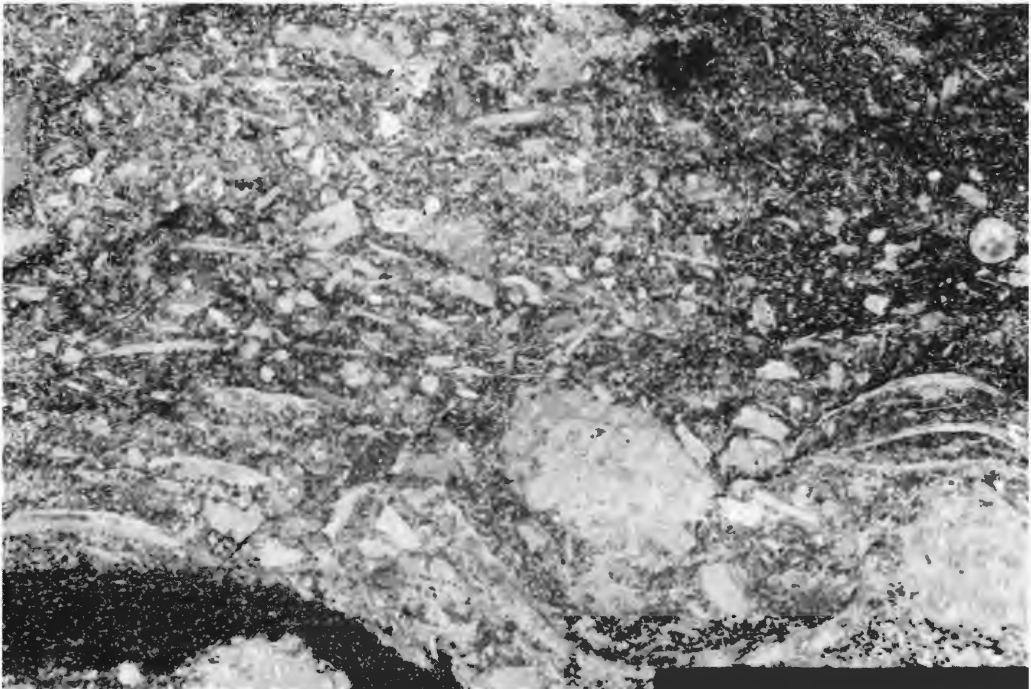


Abb. 6: Bioklastischer Packstone mit Bioturbationsspuren; die mikrosparitische Matrix enthält reichlich terrigene Quarzkörner. Balkenlänge 1 cm. Übergangsbereich Oeger Schichten/Unt. Massenkalk (Bank 41/40), MF-Typ 1, Profil Steltenberg (siehe Abb. 2)

Ausbildung: Der zerbrochene bioklastische bis mikrobioklastische Anteil liegt in einer Matrix mit einem hohen Siltit- bis Mikritanteil. Mit 20 bis 40% im Übergangsbereich Oeger Schichten/Unt. Massenkalk ist der Prozentsatz an terrigenem Quarz noch erheblich. Zum Hangenden hin geht der terrigene Anteil immer weiter zurück; bei den Calcisphären ist eine leichte Zunahme festzustellen. Neben Bioturbationsspuren sind sehr häufig Komponenten in Form von Brachiopodenklasten (u. a. *Stringocephalus*), Crinoiden- bzw. Pelmatozoenreste vertreten. Bei den Korallen dominieren die solitären und die ästigen Formen: *Thamnopora* sp. und *Dendrostella trigemme*. Lateral treten die Thamnoporen teilweise massenhaft (parautochthon) auf. Sphärisch-globulare und unregelmäßig-lagige Formen wurden bei den nicht gerade seltenen Alveolitiden beobachtet. Foraminiferen (hauptsächlich Parathuramminen), verschiedene Calcisphärentypen (z. B. *Vincinesphaera*, *Palaeocancelus*, *Polyderma*), cryptostome Bryozoenreste, Girvanellen, Dasycladaceen, glattschalige Ostrakoden und seltene Trilobitenbruchstücke repräsentieren die geringeren Gehalte des mikrobioklastischen Anteils.

Interpretation: Der Sedimentationsraum war noch ein vom Land stark terrigen beeinflusster Schelfbereich, der insgesamt als sublagunär (Calcisphären, Stringocephalen, Parathuramminen, Girvanellen) anzusehen ist. Dabei ist außer einer flachmarinen Beeinflussung (Dasycladaceen, Sturm-Schill, Dendrostellen?) auch eine Einflußnahme des offeneren und tieferen Meeres (Crinoiden, Brachiopoden) festzustellen. Vermutlich ist die einsetzende Kalksedimentation an eine insgesamt langsam fortschreitende Regressionstendenz gebunden (siehe Kap. 4.3), was aber besonders durch den bisher fehlenden Nachweis von Conodonten in diesem Bereich hier offen bleiben muß.

Die unterschiedliche Packungsdichte der Komponenten deutet auf sich häufig ändernde Wasserströmungen hin, die jedoch insgesamt als mäßig einzustufen sind.

4.2.2 Floatstone mit Wackestonebereichen und Pseudopeloiden/MF-Typ 2 (Abb. 7)

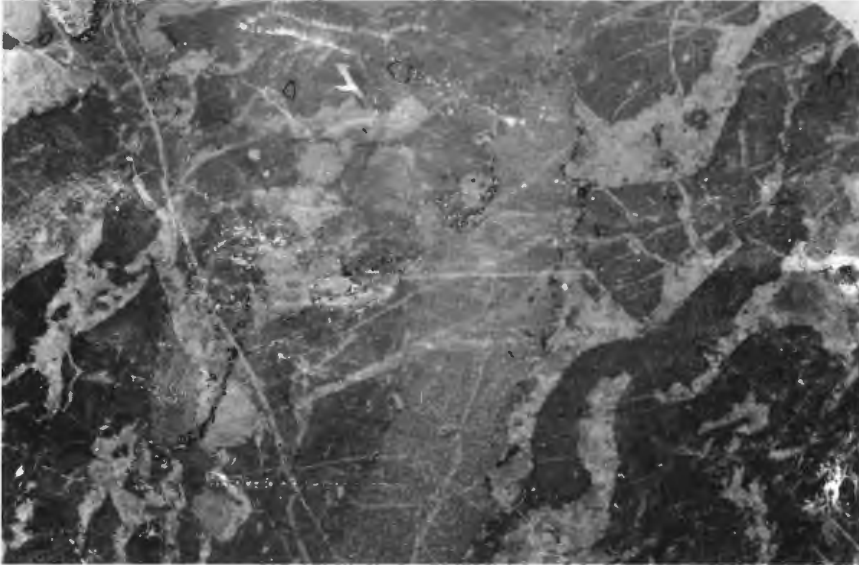


Abb. 7: Floatstone mit laminarem Fenstergefüge (LF-A-Gefüge) des Stromatactis-Typs und einer lagigen Stromatopore (Bildmitte) Bildlänge 7,3 cm. Unterer Massenkalk, MF-Typ 2, Profil Steltenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Der meist sehr feinkörnige, dunkelgraue massige Kalk zeigt im Gelände keine Schichtungsmerkmale. Auffällig sind jedoch die sparitisch zementierten Hohlräume, die dem Stromatactis-Typ zuzuordnen sind, aber kein mikritisches Intersediment zeigen und insgesamt ein laminares Fenstergefüge mit mehr oder weniger deutlichen Lagenstrukturen (LF-A-Gefüge) aufweisen. In einigen Fällen konnten ehemalige Schalenreste mit Geopetalgefüge und ein trochospiraliger Gastropode als Stromatactis-Verursacher ausgemacht werden. Neben Blockzementen treten auch skalenoeidrische Calcizemente (Hundezahnzemente) auf, die für meteorische sowie intertidale bis subtidale Bildungsbereiche sprechen (FLÜGEL 1982).

Bei den Pseudopeloiden handelt es sich um Peloiden, die bei einsetzender Sparitisierung bzw. Mikrosparitisierung in Mudstonebereichen entstanden sind. An Gerüstbildnerbruchstücken dominieren lagige und ästige (besonders *Stachyodes*, *Ampiphora*) Stromatoporen, tabulate Korallen sowie Brachiopodenklasten und -biomorphen. Der mikrobioklastische Anteil an Calcisphären, Foraminiferen und glattschaligen Ostrakoden liegt unter 5%. Weitere Mikrofaunen aus den Essigsäure-Rückständen dieses MF-Typs sind auf Tafel 4 aufgelistet, wobei nachträglich auch hier *Belodella* sp. nachgewiesen wurde (siehe MF-Typ 4).

Interpretation: Aufgrund des sehr hohen Anteils an schichtungslosem Mikrit (ohne Auswaschungsanzeichen) mit relativ gut erhaltenen Biogenen, müssen sehr geringe oder überhaupt keine Wasserströmungen geherrscht haben. Die dendroiden (Stachyoden) und lagigen Stromatoporen wuchsen in nicht allzu großer Entfernung: ELLOY (1972) und KREBS (1974) beschreiben die

Stachyodes-Rasenfazies als back-reef-Fazies. Andere Autoren wie FABER (1980) und WILSON (1975) gehen von einer Meereszone aus, die durch einen Riffkörper vor einer starken Turbulenzeinwirkung geschützt war; dafür spricht auch das Vorkommen von *Belodella sp.* (siehe MF-Typ 4). Stromatactis-Strukturen haben ihre größte Verbreitung in intertidalen bis subtidalen Sedimenten.

Alle Kriterien sprechen für einen Ruhigwasserbereich im tieferen Intertidal bis flachen Subtidal, der innerhalb eines sublagunären Bereiches eingeschaltet war. Als rezent es Beispiel kann die Great Bahama Bank im Atlantischen Ozean bei Florida bzw. Kuba herangezogen werden (TUCKER & WRIGHT 1990: 73): hier verzahnt sich eine Schlammfazies innerhalb eines lagunären Bereiches mit einer Peloid-Schlammfazies.

Nach dem Faziesmodell von WILSON (1975) handelt es sich um den Fazies-Typ 7 („offene Buchten und Lagunen hinter dem äußeren Plattformrand“). Es gibt kein Äquivalent zu den von KREBS (1974) aufgestellten Faziestypen der Schwelm-Fazies.



Abb. 8: Biomikrit (Bindstone) mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, Stromatoporen, Thamnoporen und Pterokorallen. Balkenlänge 5 cm. Tiefster Bereich des Unteren Massenkalkes (Bank 39, 38), MF-Typ 3, Profil Stellenberg (Abb. 2).

4.2.3 Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone-Packstone teilweise Grainstone mit parautochthoner Gerüstbildnerfauna/MF-Typ 3 (Abb. 8)

Ausbildung: Die Fazies zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung. Hauptsächlich mm bis cm große Biomorpha sowie teilweise Bioklasten mit stellenweise strömungsbedingter Dachziegellagerung (siehe Tafel 1) in einer mikrobioklastischen „Grundmasse“. Der mikrobioklastische Anteil besteht aus vielen Peloiden, geringen Gehalten von Calcisphären, Foraminiferen (*Kamaena*, *Bisphaera*, *Cribosphaeroides*), Ostracoden, Trilobiten, Gastropoden und selteneren Komponenten wie Cortoide, fenestellide Bryozoen, *Pseudopalaeporella lummatonensis*, Solenoporaceen, Girvanellen, Dasycladaceen (siehe Tafel 2), Scolecodonten sowie Fischresten (Zähne, Schuppen), Icriodontiden und Polygnathiden (siehe Tafel 3 sowie weitere Mikrofaunen auf Tafel 4). Cyanophyceen umkrusten häufig die parautochthone Gerüstbildnerfauna und bilden dadurch sogenannte Cyanoide (RIDING 1979). Nach der Typisierung von LOGAN et al. (1964) handelt es sich überwiegend um C-Typen, da sich die inkrustierenden Girvanellen nach dem Umriß der Biogene richten. Insgesamt betrachtet sind die Cyanoide mit ihren dünnen, regelmäßigen Algen-Aufwüchsen noch im Anfangsstadium der Onkoidbildung (Tafel 1, Fig. 4).

Mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, Thamnoporen und anderen tabulaten Korallen, rugosen Korallen (z. B. *Dendrostellen*, *Acanthophyllum*), lagigen Stromatoporen, Schwämmen (nachgewiesen durch hohe Schwammnadelvorkommen in den Essigsäure-Rückständen) sowie Brachiopoden u. a. Stringocephalen ist die parautochthone Gerüstbildnerfauna mit einem breiten Diversitätsspektrum vertreten. Neben größeren (> 40 cm) parautochthonen, halbkugeligen bis lagigen Stromatoporen, die innerhalb einer Bank perlschnurartig oder solitär vorkommen können, versuchten auch die Schwämme in dieser Fazies zu siedeln und trugen mit ihrem patch-reef-artigen Charakter zur Substratstabilisierung bei.

Interpretation: Die relativ große Anzahl an Fischresten in den Bänken 21–17 (Abb. 2) spricht für eine Nischenablagerung aus bewegten, flachen Meereszonen (Cortoide, Onkoide, Icriodontiden) und offeneren und tieferen Meeresbereichen (Polygnathiden, Fischreste?) in den sublagunären MF-Typ 4 (siehe unten). In der Bank 18 wurde nachträglich (dadurch wurde Abb. 9 im laufenden Text eingefügt) ein Fischknochenfragment von *Stegotrachelidae* gen. sp. indet (Abb. 9a) und eine Fischschuppe von *Orvikuina* sp. (Abb. 9b) – beide gehören zu den Actinopterygiern –

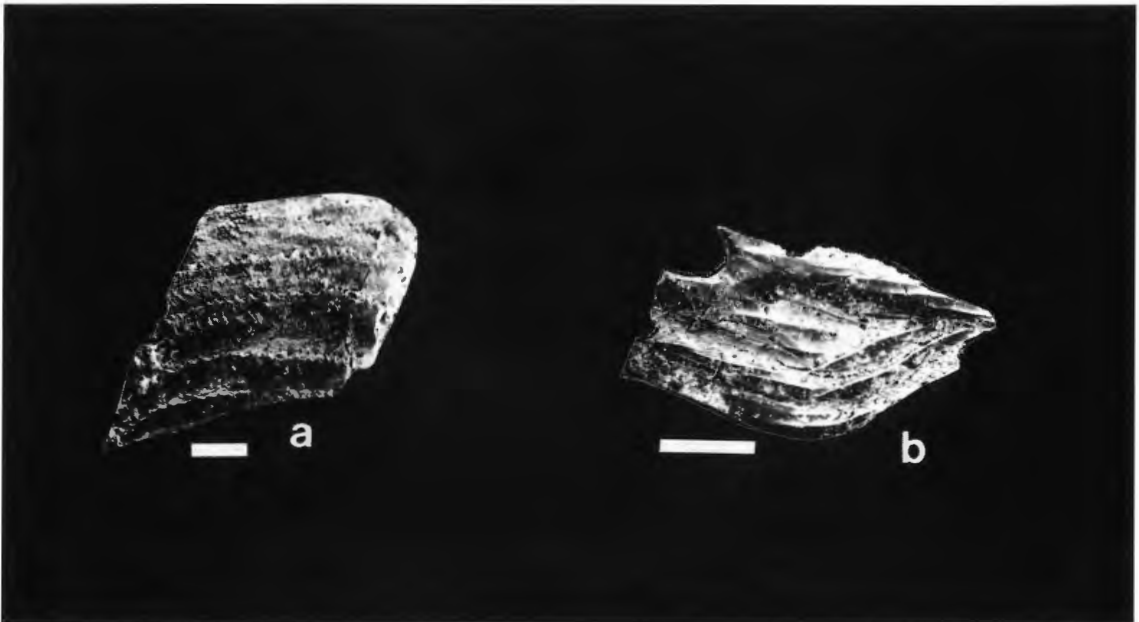


Abb. 9: Mikro-Fischfauna aus Bank 18
a) *Stegotrachelidae* gen. et sp. indet (Schuppe), Balkenlänge 300 µm.
b) *Orvikuina* sp. indet (Knochenfragment), Balkenlänge 300 µm.

nachgewiesen. LELIEVRE et al. (1988: Taf. 61, Fig. A–H und I) beschreiben vergleichbare Mikrofaunen von Actinopterygiern aus dem Givetium des Boulonnais und geben marine Küstenbereiche als Lebensraum an.

Als Indikatoren für flaches, warmes Wasser (15–20 m) und mäßige Wasserenergie gelten die Pterokorallen (STRUVE 1980). Rhodophyten, Chlorophyten, besonders aber Cyanophyceen zeigen sehr flache Meeresbereiche an, wahrscheinlich unter 20 m (WRAY 1977: 128), wobei die Rotalge *Solenopora* sp. in Belgien nur im turbulenten Milieu auftritt (LECOMPTE 1970). An verfrachteten Stromatoporenfragmenten treten neben lagigen, lateral wachsenden Formen auch globulare, vertikal wachsende Typen auf, die aber möglicherweise unterschiedliche Biotope bewohnten: Die laminare Form ist nach ELLOY (1972) und LECOMPTE (1970) charakteristisch für geringe Turbulenzen und schlammigen Grund (siehe MF-Typ 2) und damit für weniger seichte, geschütztere Bereiche. Sphärische Typen siedeln in hochenergetischen, flacheren Arealen LECOMPTE (1970) und TSIEN (1974). Entgegengesetzter Meinung ist ABBOT (1973: 806).

Das häufige Vorkommen dendroider Tabulaten (*Thamnopora*) deutet auf einen mäßigenergetischen, geschützten Flachmeerbereich hin. Zusammen mit lagig-inkrustierenden Alveolitiden, laminaren Stromatoporen und solitären Pterokorallen bilden sie eine lockere Rasenriffgemeinschaft mit substratstabilisierenden Eigenschaften. FABER (1980: 115) und andere von ihm beschriebene Autoren sehen in dieser Gerüstbildner-Gemeinschaft die „Initial-Fazies der Riffbildung“.

LECOMPTE (1970: 32 u. 35) beschreibt den Beginn des Riff-Wachstums, der in Belgien im Unteren Couvinien (= Unteres Eifelium) einsetzt, folgendermaßen: „neben Crinoiden findet sich ein an Einzelkorallen reicher Horizont, darauf folgen koloniebildende Korallen und ästige Tabulate, die von rugosen Einzelkorallen, Brachiopoden und Bryozoen begleitet werden. Sehr dünne, lagige Stromatoporen sind dabei auch schon vertreten.“

Schwämme kommen rezent vorzugsweise in Tiefen bis 50 m vor, siedeln aber auch in der Tiefsee. In der kalkigen Mitteldevon-Fazies der Eifel sind sie meistens mit Pterokorallen an flache Meereszonen gebunden, wie z. B. die Fazies der Loogh-Formation bei Gerolstein (Prof. W. LANGER, mdl. Mitt.).

Die Brachiopoden siedelten möglicherweise nicht nur in den Übergängen zum offenen, tieferen Meer, das dem „Brachiopodetum“ von STRUVE (1963) entsprechen würde, sondern auch innerhalb dieser gesamten parautochthonen Riffgemeinschaft, womit die häufige Vergesellschaftung mit diesen Gerüstbildnern im Sediment erklärt wäre. Die halbkugeligen-fladigen Stromatoporen in Lebensstellung sind im Profilbereich immer an die parautochthone Gerüstbildnerfazies gebunden. Als patch-reefs, die heute bevorzugt in Lagunen vorkommen (GEISTER 1983 und TUCKER & WRIGHT 1990: 214), aber auch in der offenen See anzutreffen sind, wuchsen sie hier in einem sublagunären Bereich (Calcisphären, Foraminiferen, Pelioiden) mit einer Verbindung zum offenen Meer (große Komponentendiversität). Dieses vielleicht nur minimal günstigere Biotop, verglichen mit dem MF-Typ 4, wurde wahrscheinlich durch veränderte Strömungsverhältnisse (Dachziegellagerung [Taf. 1, Fig. 1], Sedimentauswaschung) und einer daraus resultierenden Aufwirbelung von Sedimentpartikeln an seiner Weiterentwicklung gehindert.

GEISTER (1983: 249) schreibt zu rezenten Riffschuttarealen: „unsortierte, chaotische Agglomerate bestehend aus nicht abgerollten, mehr oder weniger zerbrochenen Korallenkolonien Rifdetritus und feinerem Sediment, sind ein Hinweis auf Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis. Derartige Ablagerungen können sich prinzipiell sowohl auf der Lagunenseite als auch auf der offeneren Seite von Riffen unterhalb der Wellenbasis absetzen. Sturmwellenablagerungen, welche aus teilweise abgerollten Korallentrümmern bestehen, werden dagegen gelegentlich dachziegelartig eingeregelt.“

So ist bei diesem Faziesbereich insgesamt von einer Zone unterhalb der Sturmwellenbasis auszugehen, die aber immer wieder in den Einfluß stärkerer Strömung, möglicherweise auch geringfügiger Sturmwellenbeeinflussung, geriet, wodurch der häufigere scharfe zyklische Wechsel mit dem MF-Typ 4 eine Erklärung fände. KREBS (1974) bezeichnete diese biogenen Kalke als Stromatoporen-Korallen-Brachiopoden-Fazies, was nach WILSON (1975) dem Faziestyp 7 entspricht (siehe dazu MF-Typ 2).

4.2.4 Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone mit Packstonebereichen/MF-Typ 4 (Abb. 10)

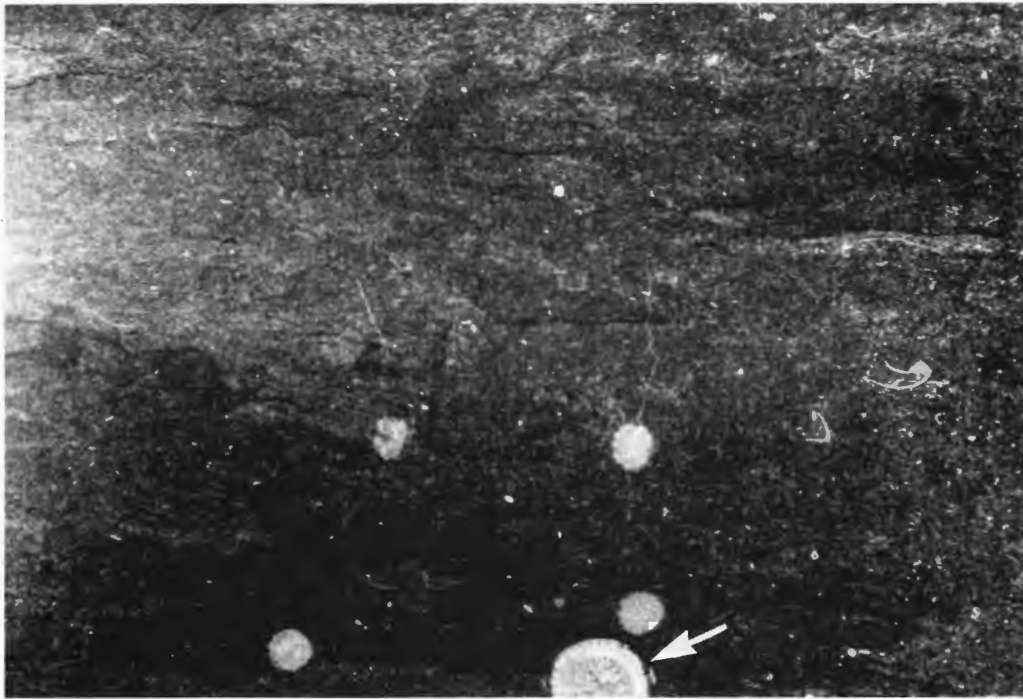


Abb 10: Mikrobioklastischer-peloidaler Wackestone mit seltenen Amphiporen- und Pterokorallenquerschnitten (*Dendrostella*, siehe Pfeil). Bildlänge 7,8 cm. Unterer Massenkalk (Bank 13), MF-Typ 4, Profil Steltenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Diese hellgrauen bis dunkelgrauen gutgebankten Kalke zeigen bei ihren Wechsellagerungen, nicht nur in der Vertikalen, Übergänge zu der parautochthonen Gerüstbildnerfazies, sondern auch lateral (z. B. Bank 21 bis 16 in Abb. 2), angezeigt durch mehrere Subtypen. Der zyklische Wechsel der beiden Faziestypen spricht weder für stabile physikochemische noch geologisch-biologische Umweltbedingungen, was durch unterschiedlich starke Rückstandsmengen der Essigsäureaufschlüsse eine weitere Bestätigung findet.

An größeren Biogenen treten vereinzelt Stringocephalen, rugose Korallen (meist *Dendrostellen*), Trilobiten, Icriodontiden, *Belodella* und Amphiporen auf. Neben dem hohen Anteil an Peloiden kommen immer wieder Calcisphären, Foraminiferen (*Bisphaera*, *Parathuramina*, *Cribrosphaeroides*), Ostrakoden und Aufarbeitungsprodukte (Intraklasten, lumps) aus der Schlammfazies des MF-Typ 2 vor. Weitere Mikrofaunen sind in Tafel 4 erfaßt. Bei der Entstehung der Peloiden kommen sowohl Kotpillen als auch aufgearbeitete Kalkschlammartikel (Pseudopeloide) in Betracht.

Die stark bioturbate Fazies zeigt neben strömungsbedingten Komponenteneinregelungen auch Sturmbeeinflussungen: In Bank 22 und 24 sind der scharfe Übergang eines mikrobioklastischen Wackestone zu einer Brachiopodenklasten-Packstone-Sturmlage (AIGNER 1985) mit einer Komponentenverfeinerung zum Hangenden (fining-upward) erschlossen. Darüber ist die relativ rasche Rückkehr zur Normalsedimentation (Taf. 1, Fig. 2 und 4) erkennbar.

Interpretation: Die stark bioturbate Fazies zeigt normal marine Verhältnisse an. Aufgrund geringem, jedoch allgegenwärtigem Auftreten von Stringocephalen, Amphiporen, Calcisphären und einkammrigen Foraminiferen sowie der insgesamt geringen Faunendiversität ist dennoch ein sublagunärer Meeresbereich wahrscheinlich, der neben Verbindungen zum offenen Meer auch Beeinflussungen aus vermutlich flacheren Meereszonen (*Dendrostellen*?) zeigt.

Für einen flachen, eventuell offenmarinen Sedimentationsraum spricht nach POHLER & BARNES (1990: 434, 435) das Vorkommen von Icriodontiden und *Belodella*. Eigene Ergebnisse der Autoren u. a. aus der Loogh-Formation der westlichen Hillesheimer Mulde (KOCH 1989) deuten darauf hin, daß *Belodella* nur in flachen (flaches Subtidal) und geschützten Meeresbereichen vorkommt.

Für einige Kalkbänke wurden strömungsbedingte Komponenteneinregelungen nachgewiesen, was sich mit den Icriodontiden Fundstellen deckt und den Hinweis auf flachere und bewegtere Meeresbereiche bestätigt. Die aus dieser Fazies ableitbaren unterschiedlich starken Strömungsverhältnisse würden auch erklären, warum nicht in allen Kalkbänken Conodonten gefunden wurden. Durch gesicherte Nachweise von Sturmbeeinflussungen wird hier ein Sedimentationsraum aufgezeigt, der noch durch kurzfristige Sturmereignisse oder leicht schwankende Strömungsverhältnisse beeinflussbar blieb. TUCKER & WRIGHT (1990: 107) geben hierzu eine Wassertiefenangabe von 30–50 m an. Bei einem Vergleich dieser peloidreichen Fazies mit einer heutigen lagunären Peloid-Schlammfazies von der Great Bahama Bank (FLÜGEL 1982: 133) mit geringer Organismendiversität und hohen Kotpillenanteilen könnte von einer Wassertiefe zwischen 2 und 6 m ausgegangen werden. Dafür sind aber weder im Profil noch in den Dünnschliffen irgendwelche Anhaltspunkte vorhanden. Die dem Faziestyp 7 von WILSON (1974) entsprechende Fazies bezeichnete KREBS (1974) als „Dense limestone facies“.

4.2.5 Foraminiferen-Calcisphären Wackestone/MF-Typ 5 (Abb. 11)

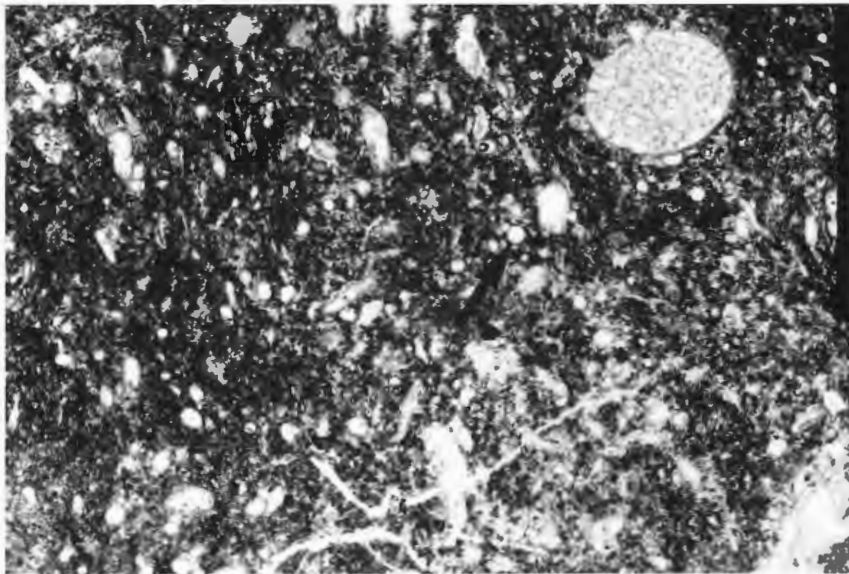


Abb. 11: Foraminiferen-Calcisphären Wackestone mit einem Amphiporen-Querschnitt; die einkammerigen Parathuramminen (siehe Pfeil) sind hier die am häufigsten vertretene Foraminiferen-Familie. Balkenlänge 1 cm; Unterer Massenkalk (Bank O); MF-Typ 5. Profil Stellenberg (Abb. 2).

Ausbildung: Makroskopisch zeigt dieser dunkle, gut gebankte Biomikrit neben vielen Amphiporen-Querschnitten Stringocephalen-Gehäuse in Lebensstellung (Gehäuse sind mit Dolomit verfüllt) und einige Pterokorallen. In den Dünnschliffen dominieren die Foraminiferen (hauptsächlich Parathuramminen) mit teilweise schichtparallelen Anreicherungen, ferner Calcisphären sowie seltener glattschalige Ostrakodenklappen. An Kalkalgen konnte die dendroide Form der Gattung *Epiphyton* nachgewiesen werden sowie Filamente von Cyanobakterien (*Girvanella*). Die sehr krümelige, undulöse Mikritmatrix läßt jedoch auf eine höhere Algenbiomasse schließen.

Interpretation: Für Parathuramminen wird eine planktische, teils sessil-benthische Lebensweise angenommen (FLÜGEL & HÖTZL 1971). Calcisphären werden von KAZMIERCZAK (1976)

als kurzlebige planktische, süßwasserbevorzugende Grünalgen (Volvocaceen) beschrieben. FLÜGEL & HÖTZL (1976) weisen darauf hin, daß es ungeklärt sei, ob es sich dabei um Protozoen oder Algenreste handelt. Calcisphären gelten als vorwiegend lagunäre Floren und sind aus diesen Bereichen auch beschrieben worden (PREAT & MAMET 1989: 64 und FABER 1980: 104). Amphiporen siedeln hauptsächlich in geschützten, lagunären Bereichen (FLÜGEL & HÖTZL 1976: 29). Die Ansiedlungen gelten als schnellwachsende Pionierfaunen (KASIG 1980) mit Mikrit stabilisierenden und bindenden Eigenschaften. Trotz eines ökologischen Spielraumes traten die Stringocephalen nach STRUVE (1980) bevorzugt in lagunären Bereichen auf, wo sie z. T. nur vom Eigengewicht gehalten auf dem Substrat ruhten. Mit den Cyanophyceen *Girvanella* und *Epiphyton* ist eine Einstufung der Wassertiefe in die photische Zone möglich. Bei Berücksichtigung der geringen Faunen- und Florendiversitäten, wie sie für Lagunen charakteristisch sind, ist zusammenfassend von einer flachen, in der photischen Zone liegenden, eingeschränkt lagunären Meereszone auszugehen. Die energetischen Verhältnisse waren sehr gering.

PREAT & MAMET (1989: 64) beschreiben aus dem belgischen Namur-Becken einen ähnlichen Faziestyp, der aus der givetischen Formation von Trois-Fontaines stammt. Aus der Loogh-Formation der Hillesheimer-Mulde (Eifel) beschreibt FABER (1980: 104) eine Calcisphären-Schlammfazies. Vergleichbare Ruhigwasserbereiche aus den Unteren Stringocephalen-Schichten der Nordeifel (= Untere *varcus*-Zone) werden in der Arbeit von REISSNER (1990: 116, 118) erwähnt. Nach dem Faziesmodell von WILSON (1975) entspricht diese Fazies dem Faziestyp 8 („Abgeschlossene Lagune und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation“) und wurde von KREBS (1974) als Stringocephalen-Fazies bezeichnet.

4.3 Hangender Profilbereich

Verfolgt man den Unteren Massenkalk entlang dem bereits näher beschriebenen 20 m mächtigen Profil weiter im Hangenden (siehe Abb. 2), so kommt es immer wieder zur abwechselnden Ausbildung sublagunärer (mit Gerüstbildnerfauna) und lagunärer (Amphiporen) Faziesbereiche (siehe Abb. 12), die sehr häufig durch mächtige strukturzerstörende, epigenetische Dolomitierungsareale

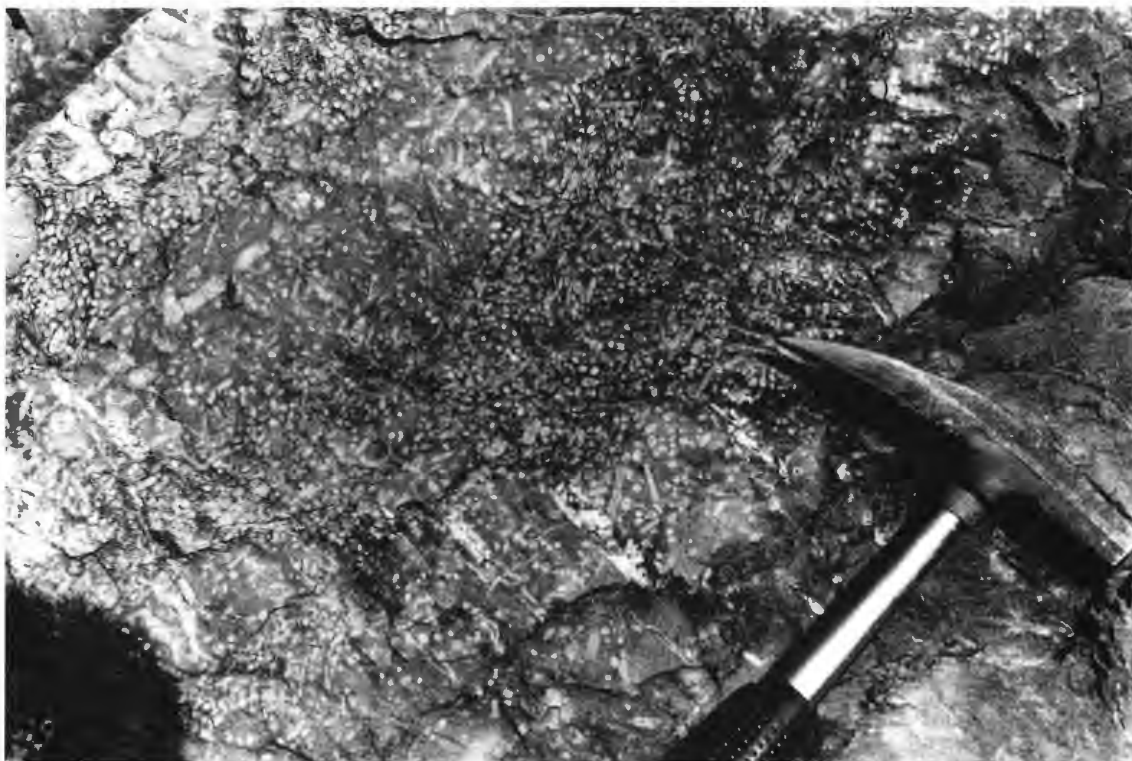


Abb. 12: Amphiporen-Bafflestone, lagunäre Fazies (z. B. bei 110 m), Profil Steltenberg (Abb. 2).



Abb. 13: Stromanoporenbiostrom mit globularen Formen, Profil Steltenberg (oberster Bereich: 122 m, Abb. 2)

unterbrochen sind. Nach ungefähr 122 m setzt ein 12 m mächtiges Stromanoporenbiostrom (siehe Abb. 13) mit vielen „Thamnoporen-Ästchen“ ein, das neben den bisherigen Flachwasserindikatoren wie Rot-/Grünalgen, Gerüstbildner, Icriodontiden, Strömungseinregelungen und Sturmbeeinflussungen u. a. die vermutete Regressionstendenz untermauert. In der eustatischen Meeresspiegelkurve des Devons von JOHNSON et al. (1985) würde eine solche Regressionstendenz seine Bestätigung finden, vorausgesetzt das 134 m mächtige Profil geht nicht über den mittleren Bereich der Mittleren *varcus*-Zone hinaus (einsetzen einer sehr markanten Transgression nach JOHNSON et al. 1985). Ein Nachweis der transgressiven *ensensis*-Zone (nach JOHNSON et al. 1985) an der Basis des Unteren Massenkalkes würde aber im Widerspruch zu der bisherigen vermuteten Regressionstendenz stehen. Weitere biostratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen lassen für die Zukunft noch interessante Ergebnisse erwarten.

5. Korrelationen

Durch den sicheren Nachweis in dem unteren Bereich der Unteren *varcus*-Zone sind durch die conodontenstratigraphische Arbeit von WEDDIGE (1977) Korrelationen mit der Wiedenest-Formation (Bergisches Land) als eine Übergangsfazies vom Schelf- zum Beckenbereich (ROUSHAN 1986) und mit den Finnentroper Schichten des Sauerlandes möglich. Wichtigster Anhaltspunkt sind hierbei die Icriodontiden *brevus* und *lindensis* (siehe Tafel 3 und Kap. „Biostratigraphie“).

Linksrheinisch sind nach einer Tabelle in REISSNER (1990: 16) für die Untere *varcus*-Zone folgende Schichten mit dem Unteren Massenkalk (Schwelm-Fazies) zu korrelieren: 1. in der Südeifel der untere Bereich des Schönecken-Dolomits, 2. im Bereich der Nordeifel die Unteren Stringocephalen-Schichten. Das entspricht in Belgien der Gi-b-c-Einteilung, die im Synklinorium v. Dinant durch die Mont d'Haus-Formation und im Synklinorium v. Verviers durch die Nèvreumont-Formation repräsentiert wird.

6. Dank

Für Anregungen und Diskussionen sei den Herren Dr. K. W. MALMSHEIMER (Univ. Bochum), Prof. Dr. G. FLAJS (RWTH Aachen) und Prof. Dr. W. LANGER (Univ. Bonn) gedankt, wobei Herr Prof. Dr. W. LANGER auch freundlicherweise die Mikrofauna von Tafel 4 bestimmte.

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. R. STRITZKE (GLA Krefeld), der die Bestimmung der Conodonten überprüfte, und Herrn Dr. C. ERRENST (Univ. Münster) für dessen Bestimmung der Dendrostellen (Pterokorallen). Herr G. OLESCHINSKI (Paläont. Inst. Bonn) unterstützte tatkräftig die Fotoarbeiten. Die Röntgenfluoreszenzspektroskopie wurde von Herrn KUBBILUN (Univ. Bochum) durchgeführt.

Abschließend sei Herrn Dr.-Ing. A. LANGE, Geschäftsführer der Hohenlimburger Kalkwerke GmbH, gedankt, der die Profilaufnahme auf dem Steinbruchgelände ermöglichte.

7. Literatur

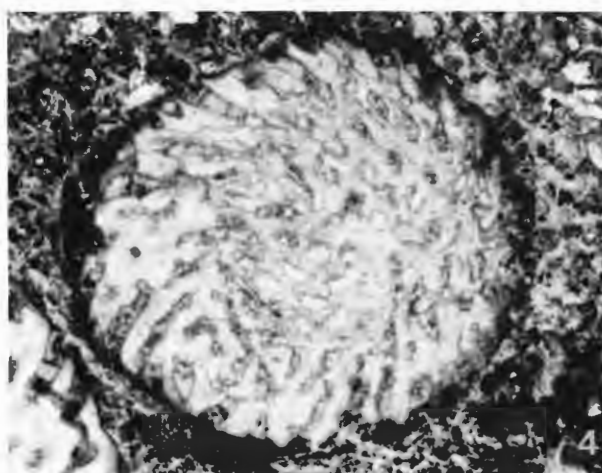
- ABBOT, B. (1973): Terminology of stromatoporoid shapes, J. Paleont., **47**: (4): 805–806, 1 Tab.; Lawrence.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems, Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – Lecture notes in earth science. **3**: 174 S., 83 Abb.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- BULTYNCK, P. (1987): Pelagic and neritic conodont succession from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. – Bull. Inst. Roy. Scien. Nat. Belg., Science de la Terre, **57**: 149–181, 9 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Brüssel.
- BULTYNCK, P., DREESEN, R., GROESSENS, E., STRUVE, W., WEDDIGE, K., WERNER, R. & ZIEGLER, W. (1988): Field Trip A (22–24 July), Ardennen (Belgium), and Eifel Hills (F.R.G.). In: ZIEGLER, W. (ed.): Part 1: Guide to Field Trips. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**: 7–224, 15 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian Reefs: a review of current concepts and models. – Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ., **30**: 85–142, 24 Abb.; Tulsa.
- CLAUSEN, C. D. & LEUTERITZ, K. (1984), mit Beiträgen von ERKWOH, F. D., KAMP, H. von, REHAGEN, H. W., WEBER, P. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4516** Warstein, 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- DECHEN, H. von (1884): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, 933 S.; Bonn.
- DENCKMANN, A., FUCHS, A. & LOTZ, H. (1911), mit Unterstützung von HENKE, W., & SCHMIDT, W. E. und erläutert durch FUCHS, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Königl. preuß. geol. L.-Anst., **163**: 622 S.; Berlin.
- ELLOY, R. (1972): Réflexions sur quelques Environnements Récifaux du Paléozoïque. – Bull. Centre Rech., **6** (1): 105 S., 21 Abb., 5 Tab., 16 Taf.; Pau.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel. – Mainzer geow. Mitt., **8**: 83–149, 31 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcsphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **137** (3): 358–395, 30 Abb., 6 Tab.; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen im mitteldevischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk/Givet/Rheinisches Schiefergebirge). – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abh., N. F. **156**: 70 S., 29 Abb., 17 Tab.; München.
- GEISTER, J. (1983): Holozäne, westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. – Facies, **9**: 173–284, 57 Abb., Taf. 25–35, 8 Tab.; Erlangen.
- GROSS, W. (1973): Kleinschuppen, Flossenstachel und Zähne von Fischen aus Europäischen und Nordamerikanischen Bonebeds des Devons. – Palaeontographica A., **142**: 51–155, 35 Abb., Taf. 26–36; Stuttgart.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 567–587, 12 Abb.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110** (1/2): 186–258, 7 Abb., 18 Taf.; Stuttgart.
- KAMP, H. von (1972): Erläuterungen zu Blatt Hohenlimburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KASIG, W. (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.
- KAZMIERCZAK, J. (1976): Volvocacean nature of some paleozoic non-radiosphaerid calcispheres and parathuramminid „foraminifera“. – Acta Palaeont. Polonica, **21** (3): 245–258, Taf. XIX–XXII; Warszawa.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symposium Devonian System, Calgary 1967, Alberta Soc. Petrol. Geol., **2**: 295–306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary.
- KOCH, U. (1989): Karbonatmikrofazielle und paläontologische Untersuchungen im tiefen Givet bei Berndorf sowie geologische Kartierung des Gebietes zwischen Berndorf und Kerpen (Hillesheimer Mulde, Eifel). – Dipl.-Arbeit Univ. Bonn: 120 S., 14 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Bonn. – (unveröff.).
- KREBS, W. (1971): Die devonischen Riffe in Mitteleuropa. – Mitt. Techn. Univ. Carolo-Wilhelmina Braunschweig, **6** (2/3): 12 S., 12 Abb.; Braunschweig.
- KREBS, W. (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in Time and Space. – Soc. Econ. Palaeont. Min., Spec. Publ., **18**: 155–208, 25 Abb.; Tulsa.
- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – Geologica und Palaeontologica, **4**: 25–71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- LELIEVRE, H., GOUET, D., BLIECK, A. & JANVIER, P. (1988): Poissons du Devonien du Boulonnais (France). – In: BRICE, D. (Hrsg.): Le Devonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). – Biostratigraphie du Paléozoïque, **7**: 503–522, 9 Abb., 2 Taf.; Brest.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal Stromatolites. – J. Geol., **72** (1): 68–83, 5 Abb.; Chicago.
- LORETZ, H. (1896): Mitteilungen über geologische Aufnahmen im Mittel- und Oberdevon auf den Blättern Iserlohn, Hohenlimburg und Hagen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **17**: S. XLVIII–XL, Berlin.
- MAWSON, R. & TALENT, J. A. (1989): Late Emsian-Givetian Stratigraphy and Conodont Biofacies-Carbonate Slope and Offshore Shoal to Sheltered Lagoon and Nearshore Carbonate Ramp-Brocken River, North Queensland, Australia. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **117**: 205–259, 9 Abb., 21 Tab., 8 Taf.; Frankfurt a. M.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevische Massenkalk des Bergischen Landes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., **91**: 1–112, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- POHLER, S. M. L. & BARNES, C. R. (1990): Conceptual Models in Conodont Paleoeology. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **118**: 409–440, 2 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- PREAT, A. & MAMET, B. (1989): Sédimentation de la Plate-Forme Carbonatée Givétienne Franco-Belge. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **13**: 47–86, 8 Abb., 6 Tab., 10 Taf.; Boussens
- REISSNER, B. (1990): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Mittel- und Oberdevon des Aachener Raumes, Nordeifel, Rheinisches Schiefergebirge. – Diss. RWTH Aachen, 165 S., 12 Tab., 21 Taf.; Aachen.
- RIDING, R. (1979): Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, Southern Germany. – Sedimentology, **26**: 645–680, 41 Abb.; Oxford.
- ROUSHAN, F. (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenest-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – Gött. Arb. Geol. Paläont., **31**: 101 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Göttingen.
- STRUVE, W. (1963): Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren – Funde, Deutungen, Probleme. – Natur und Museum, **93** (6): 237–276, 23 Abb.; Frankfurt a. M.
- STRUVE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – Natur und Museum, **119** (4): 9 Abb.; Frankfurt a. M.

- SUNKEL, G. (1988): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – Diss., 249 S., 75 Abb., 17 Tab.; Bochum.
- TSIEN, H. H. (1976): Paleoeology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. – Int. Symp. on Namur 1974, Publ. No. 12: 1–53, 31 Abb., Namur.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): Carbonate Sedimentology. – Blackwell Scientific Publications, 468 S., 392 Abb.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- VIETH-SCHREINER, J. (1983): Fischechuppen und Zähne aus der Eifeler Kalkmulden-Zone (Emsium, Eifelium). – Senck. leth., 64: 129–177, 16 Abb., 5 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- WEDDIGE, K. (1977): Die Conodonten der Eifelstufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senck. leth., 58: 271–419, 9 Abb., 20 Tab., 6 Taf.; Frankfurt a. M.
- WILDER, H. (1985): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen zum oberdevonischen Stromatoporen-Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Variszikums. – Diss., 178 S., 49 Abb.; Aachen.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WINTER, J. (1977): „Stabile“ Spurenelemente als Leit-Indikatoren einer tephrostratigraphischen Korrelation (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Belgien). – Newsl. Stratigr., 6 (3): 152–170, 5 Abb., 4 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- WRAY, J. L. (1977): Calcareous algae. – Dev. Paleont. Strat., 4: 185 S., 170 Abb., 8 Tab.; Amsterdam, New York (Elsevier).

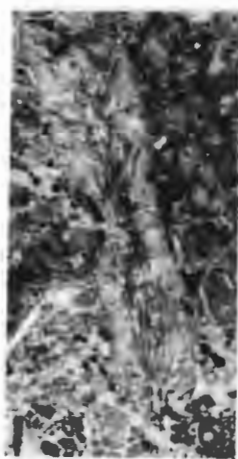
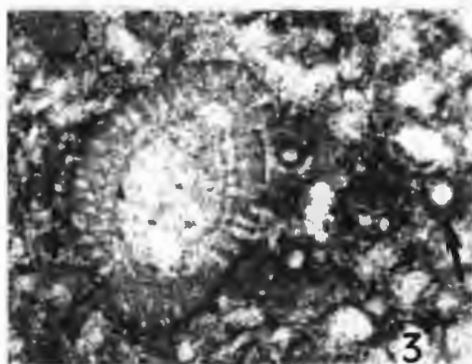
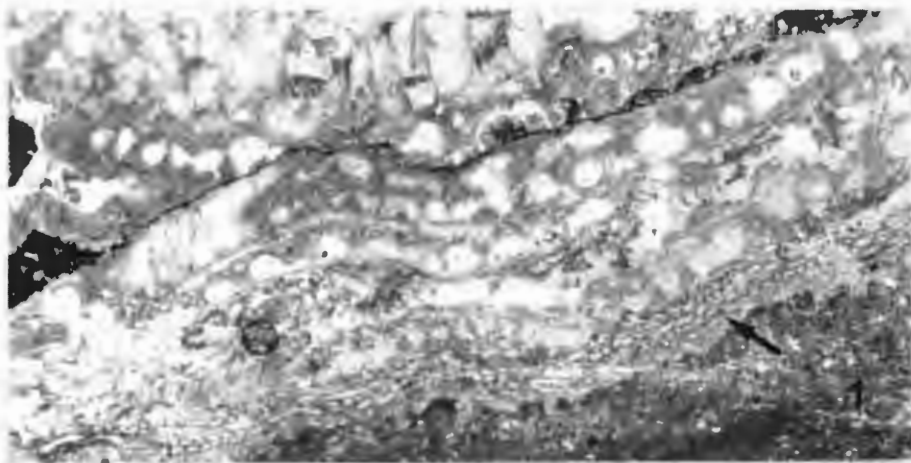
Tafel 1

- Fig. 1:** Dachziegelartige Einregelung der parautochthonen Gerüstbildner-Biogene im MF-Typ 3. Bildlänge 8,3 cm; Unterer Massenkalk (Bank 29).
- Fig. 2–3:** Sturmbeeinflussungen in den Bänken 22 (Fig. 2) und 24 (Fig. 3, Bildbreite 5,2 cm). Beide zeigen von unten nach oben den scharfen Übergang eines mikrobioklastischen Wackestone zu einer fining-upward-Sturmlage (AIGNER 1985) hier als Brachiopodenklasten-Packstone und die relativ rasche Rückkehr zur Normalsedimentation. Unterer Massenkalk; MF-Typ 4.
- Fig. 4:** Anfangsstadium einer Onkoidbildung: Die dünnen regelmäßigen Algenaufwüchse richten sich nach dem Umriß der tabulaten Koralle, Onkoiddurchmesser 0,9 mm; Unterer Massenkalk (Bank 2); MF-Typ 3.



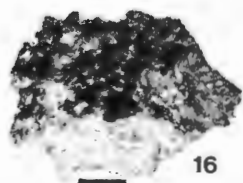
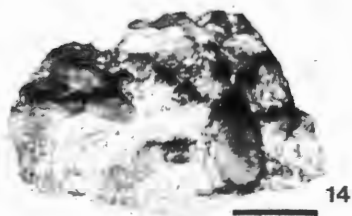
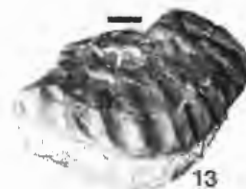
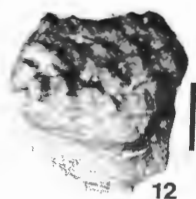
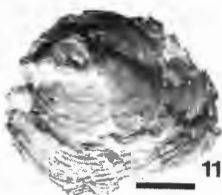
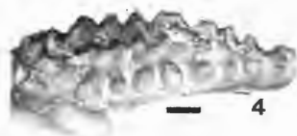
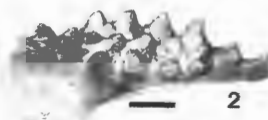
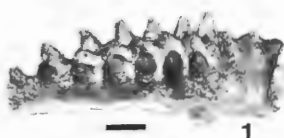
Tafel 2

- Fig. 1:** *Sphaerocodium* sp. mit onkoidaler Umkrustung einer laminaren Stromatopore, Bildlänge 7,7 mm; Unterer Massenkalk (Bank 33); MF-Typ 3.
- Fig. 2:** *Solenopora* sp. Länge der Rotalge 2,8 mm und Breite 0,75 mm; Unterer Massenkalk (Bank 41); MF-Typ 3.
- Fig. 3:** Dasycladacee mit Calcisphären (Pfeil). Breite der Grünalge 0,38 mm; oberster Bereich der Oeger Schichten (Bank 41); MF-Typ 1.
- Fig. 4:** *Vermiporella* sp., die auf einer Stromatopore aufgewachsen ist. Länge der Dasycladacee 3,2 mm; Unterer Massenkalk (Bank 23), MF-Typ 3.
- Fig. 5–6:** Querschnitt (0,9 mm) bzw. Längsschnitt (4,75 mm). Unterer Massenkalk von *Pseudopaleoporella lummatonensis* (Bank 20); MF-Typ 3.
- Fig. 7:** Problematicum: *Spirotubus siegfriedi* LANGER. Balkenlänge 100 µm; Unterer Massenkalk; MF-Typ 2.
- Fig. 8:** Phobettractin (Skelettnadel eines Schwammes). Balkenlänge 300 µm; Unterer Massenkalk; MF-Typ 2 und 4.



Tafel 3

- Fig. 1:** *Icriodus brevis* (STAUFFER); Balkenlänge 100 µm; Bank 13; Profil Steltenberg.
- Fig. 2:** *Icriodus lindensis* (WEDDIGE), Balkenlänge 100 µm; Bank 22; Profil Steltenberg.
- Fig. 3:** *Icriodus regularicrescens* (BULTYNCK); Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 4:** *Icriodus obliquimarginatus* (BISCHOFF & ZIEGLER); Balkenlänge 100 µm; Bank 13; Profil Steltenberg.
- Fig. 5:** *Icriodus difficilis* (ZIEGLER & KLAPPER); Balkenlänge 300 µm; Bank 11; Profil Steltenberg.
- Fig. 6:** *Polygnathus xylus ensensis* (ZIEGLER & KLAPPER); Balkenlänge 100 µm, Bank 17, Profil Steltenberg.
- Fig. 7:** *Polygnathus linguiformis linguiformis* (HINDE); Balkenlänge 300 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 8:** *Polygnathus* ? element; Balkenlänge 300 µm; Bank 1; Profil Steltenberg.
- Fig. 9:** *Belodella* sp.; Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 10:** *Belodella* sp.; Balkenlänge 300 µm; Bank 11; Profil Steltenberg.
- Fig. 11:** *Clupea hargengens* ? (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 12:** *Ohioaspis tumulosa* WELLS 1944 (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.
- Fig. 13:** *Cheiracanthoides comptus* WELLS 1944 (Schuppe); Balkenlänge 100 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 14:** *Ohioaspis* sp. (Schuppe); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.
- Fig. 15:** Crossopterygier-Schuppe; Balkenlänge 100 µm; Bank 15; Profil Steltenberg.
- Fig. 16:** Elasmobranchier-Schuppe; Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 17:** Raspelzahn ? eines Fisches; Balkenlänge 100 µm; Bank 21; Profil Steltenberg.
- Fig. 18:** Acanthodier-Zahntyp A VIETH-SCHREINER 1983; Balkenlänge 300 µm; Bank 18; Profil Steltenberg.
- Fig. 19:** *Onychodus* sp. (Zahn); Balkenlänge 300 µm; Bank 19; Profil Steltenberg.



Tafel 4

Die von Prof. Dr. W. LANGER (Paläontologisches Institut Bonn) bestimmte Mikrofauna stammt für jeden MF-Typ aus 3 bis 4 Proben der Essigsäure-Rückstände, die bei der Conodontensuche anfiel.

	MF-Typ		
	2	3	4
Mikrofauna :			
<u>Foraminifera</u>			
<i>Kettnerammina</i>			X
<i>Parathurammina s. l.</i>	X		X
<i>Saccorhina</i>			X
"polymorphinide" Formen Typ <i>Paradentalina</i> (Steinkerne)	X		
<i>Amphitrema</i> ? (Steinkerne)	X		
<i>Serpenulina</i> ?		X	
<u>Porifera</u>			
glattes Octatin	X	X	
Octatin mit arboratem Distalstrahl	X		X
Hexactin	X		X
Camptohexactin	X		
Amphiox		X	
Heptactin			X
Phobetractin	X		X
<u>Ostracoda</u>			
<i>Pribylites sp.</i>		X	X
<u>Echinodermata</u>		STACHEL	BRACHIALE
<i>Eocaudina mckin-</i> <i>micki</i> FRIZ. & EXL.	X	X	X
Goniodonten	X	X	X
<i>Microantyx?</i> sp.			X
<u>Brachiopoda</u>			
Steinkerne		X	X
<u>Bryozoa</u>			
<i>Lagenosypho</i>		X	
<u>Problematica</u>			
<i>Spirotubus sieg-</i> <i>friedi</i> LANGER	X		