

| | | | | |
|--------------------------|----|---------|-------------------|--------------------------|
| Geol. Paläont. Westf. | 10 | 51 – 84 | 12 Abb. 1 Tab. | Münster November 1987 |
|--------------------------|----|---------|-------------------|--------------------------|

Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland)

ANDREAS MAY

Kurzfassung:

Im nördlichen Briloner Sattel zwischen Brilon, Wülfte und Alme ist der devonische Massenkalk über 1250 m mächtig, ohne daß seine Unter- oder Oberkante bekannt wäre. Im Norden ist der älteste Teil des nicht überkippten Massenkalkes auf Oberdevon und Unterkarbon überschoben oder aufgeschoben.

Der Massenkalk besitzt im Arbeitsgebiet durchgängig einen lagunären Charakter. Der größte Teil seiner Gesteine wurde im Bereich einer weit ausgedehnten Gezeiten-Fläche gebildet. Nirgendwo wurden eine Schwelm-Fazies (als biostromale Anfangsphase des Riffwachstums) oder Riffkomplexe beobachtet.

Er ist in Großzyklen gegliedert. Vorherrschend sind helle mikritische, hauptsächlich intertidale Kalke (Birdseye-Bindstones), in die auskartierbare Pakete überwiegend dunkelgrauer Kalke eingelagert sind. Die dunkelgrauen Kalke sind meist subtidal gebildete fossilreiche Kalke, die nicht selten Biostrome darstellen. Gelegentlich treten verschiedene Typen von Kleinzyklen auf, die ebenso wie die Großzyklen auf Schwankungen der relativen Höhe des Meeresspiegels beruhen.

Die Fossilführung des Massenkalkes wird zusammengestellt. Die wichtigste Gruppe sind die Stromatoporen. Durch Funde von *Stringocephalus* und anderen Brachiopoden wurde bewiesen, daß die untersten 500 m des Massenkalkes dem Ober-Givetium angehören. Für die darüber folgenden 750 m macht die Riffbildner-Fauna dieselbe Einstufung wahrscheinlich.

1. Vorwort

Das Massenkalk-Gebiet von Brilon im Ost-Sauerland (= Briloner Sattel) wird schon seit langem und von vielen Seiten untersucht. Die Angaben in der Literatur sind aber oft unbefriedigend und widersprüchlich. Sie geben damit den Anreiz zu einer erneuten Beschäftigung mit diesem Thema.

Für eine Erforschung des devonischen Massenkalkes im nördlichen Briloner Sattel eignete sich besonders gut das mit vielen Aufschlüssen versehene Gebiet zwischen Brilon, Wülfte und Alme. Es wurde auf „Deutschen Grundkarten“ im Maßstab 1 : 5000 geologisch kartiert (Abb. 1). Die große Anzahl von Aufschlüssen im Massenkalk ermöglichte die Aufnahme von mehreren Profilen (Abb. 2 + 9). Zur Ergänzung der Geländeansprache wurden über 240 Gesteinsproben entnommen, angeschliffen und unter dem Binokular untersucht. Außerdem wurden die beiden innerhalb des Gebietes (im Auftrag der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) niedergebrachten Bohrungen Nehden 3 und Fünf Brücken untersucht (Abb. 2). Aus ihnen lagen 80 angeschliffene Bohrkern und 20 Dünnschliffe vor. Sämtliche im Material auftretenden Fossilien wurden vom Verfasser bestimmt. Das Belegmaterial befindet sich im Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum.

Der vorliegende Artikel ist Teil einer an der Ruhr-Universität Bochum durchgeführten kombinierten Diplomarbeit, die von Herrn Prof. Dr. H. MENSINK angeregt und zusammen mit Herrn Dr. K. W. MALMSHEIMER betreut wurde. Wichtige Hinweise zur Bohrung Nehden 3 gaben Herr cand. geol. P. HAGEMANN und Herr cand. geol. B. MESTERMANN. Die Dünnschliffe fertigten die Präparatoren Herr F. EICKHOFF und Herr W. GILSING an. Für alle Unterstützungen bin ich herzlich dankbar.

Abb. 1

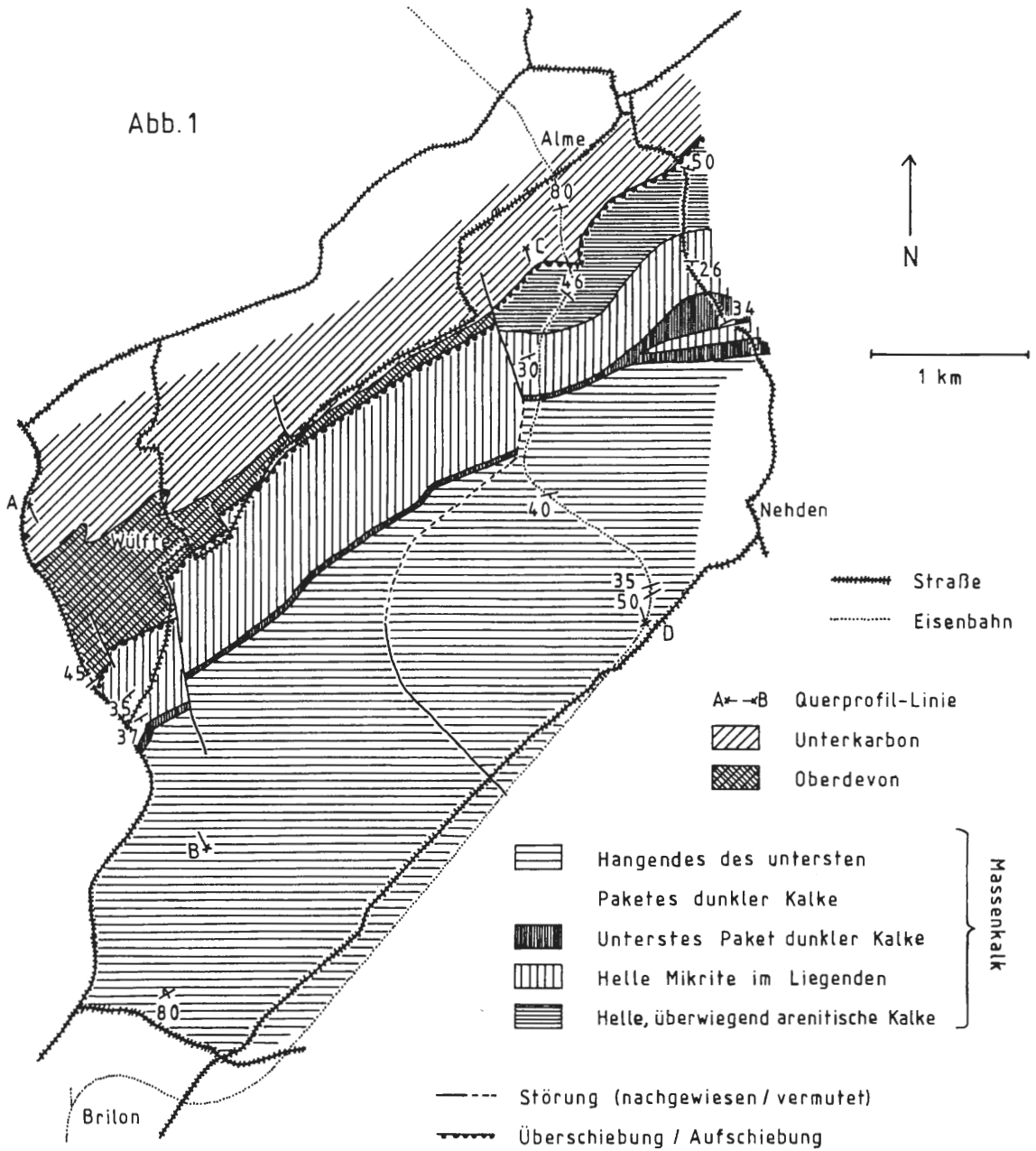


Abb. 1: Geologische Karte des Gebietes zwischen Brilon, Wülfe und Alme (Ost-Sauerland). Vereinfacht nach der Neukartierung des Verfassers; Profile A-B und C-D siehe Abb. 11.

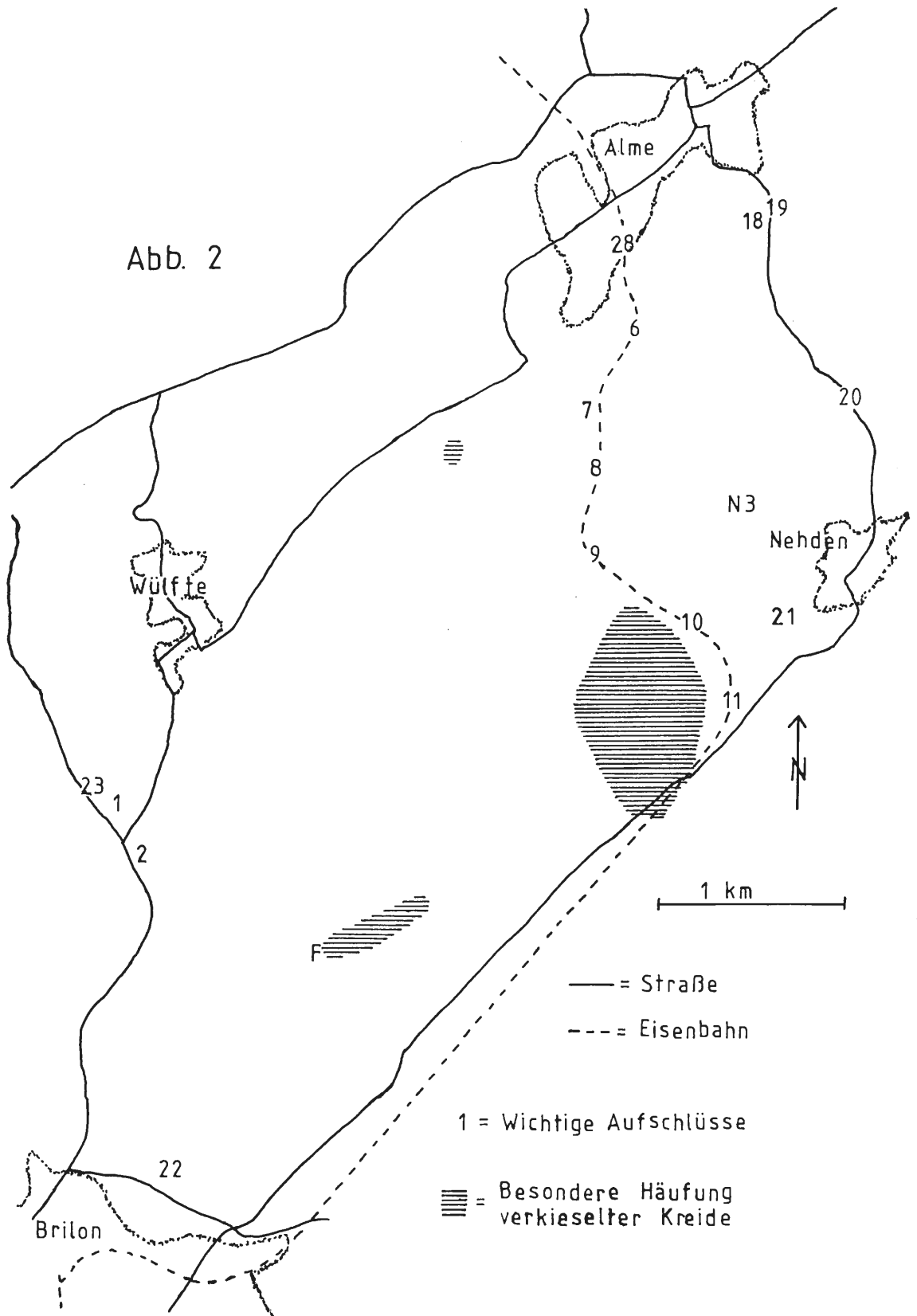


Abb. 2: Wichtige Aufschlüsse im Arbeitsgebiet.

1 = $r^{34}70800$ $h^{56}99000$, Massenkalk: hellgraue Mikrite;

2 = $r^{34}71000$ $h^{56}98800$, Massenkalk: helle und dunkle Kalke;

- 6-11 = r³⁴73740 h⁵⁷01670 bis r³⁴74250 h⁵⁶99600, Profil Mühlental durch den Massenkalk: Eisenbahnschnitt und Klippen sowie Spatgrube im Mühlental;
- 18 = r³⁴74400 h⁵⁷02175, Massenkalk: subaquatisch gerutschte Arenite;
- 19 = r³⁴74440 h⁵⁷02335, Massenkalk: hellgraue Arenite;
- 20 = r³⁴74420 h⁵⁷01800 bis r³⁴74910 h⁵⁷01160, Massenkalk;
- 21 = r³⁴74500 h⁵⁷00000, Massenkalk mit unterkretazischer saurieführender Karstspalten-Füllung, früher als Apt/Alb eingestuft (OEKENTORP 1984), neuerdings als Berriasium (SCHUDACK 1987);
- 22 = r³⁴71135 h⁵⁶96965, Massenkalk: Arenite vom Gallberg;
- 23 = r³⁴70680 h⁵⁶99100, Straßenaufschluß, Massenkalk und Oberdevon;
- 28 = r³⁴73660 h⁵⁷02060, Eisenbahnschnitt, spezialgefaltete Kulmtonschiefer;
- F = Bohrung Fünf Brücken, r³⁴71945 h⁵⁶98155, Massenkalk, Endteufe 360,80 m (BRINCKMANN 1981);
- N³ = Bohrung Nehden 3, r³⁴74210 h⁵⁷00620, Massenkalk, Endteufe 532,50 m (BRINCKMANN 1981; MORITZ 1983).

2. Geologischer Überblick

Geologisch zählt das Gebiet zum Nordost-Rand des Rheinischen Schiefergebirges. Aufgeschlossen sind marine paläozoische Schichten des Mittel- und Oberdevons sowie des Karbons, die im Rheinischen Trog am Nordrand der Variszischen Geosynklinale abgelagert wurden.

Ältere Gesteine als der Massenkalk sind aus dem Arbeitsgebiet nicht bekannt. Der südwestlich ausbeibende (unter-givetische?) Briloner Schiefer – ein Mergelstein mit Linsen biostromaler Kalke – scheint durch eine Störung von ihm getrennt zu sein.

Der Massenkalk ist das Produkt einer flachmarinen Karbonatplattform, die isoliert am Rand des externen Schelfes lag und den Charakter eines Saumriffes hatte. Der „Riffkern“ – mit dominierenden, meist autochthonen Stromatoporen – befand sich im Süden des Briloner Sattels, während im Arbeitsgebiet nur lagunäre Sedimente mit einzelnen Biostromen zur Ablagerung kamen. Dieses Riff entstand im Mitteldevon (Givetium) und starb im Oberdevon (Adorfium).

Weder die Unter- noch die Oberkante des Massenkalkes sind im Arbeitsgebiet erschlossen. Der älteste Teil grenzt infolge der Nordrand-Störung entweder an Oberdevon oder an Unterkarbon. Südlich davon beißt nur Massenkalk aus. Seine Mächtigkeit dürfte deshalb diejenige des Profils im Mühlental – über 1250 m – weit übersteigen. Eine Schwelm-Fazies im Sinne von KREBS (1974) – als biostromale Anfangsphase des Riffwachstums – konnte nicht beobachtet werden.

Aus dem Oberdevon sind Beckensedimente bekannt (mehr als 40 m rote und grüne Hembergschiefer und 30-40 m graugrüne Dasbergschiefer). Im Unterkarbon entwickelte sich daraus eine kieselig überprägte Flysch-Sedimentation in einem schlecht durchlüfteten Becken (euxinische Verhältnisse): Es entstanden die 80-90 m mächtige Kiesel-schiefer-Serie (Kulm-Alaunschiefer, Kulm-Lydit und Kulmkieselkalke) und die mehrere 100 m mächtigen Kulmtonschiefer. Nach einer Zunahme des Sandgehaltes an der Wende Unter-/Oberkarbon kam es zur Ablagerung des flözleeren Oberkarbons.

Im Oberkarbon erfolgte durch Auffaltung und Heraushebung die Angliederung an das Variszische Faltengebirge. NE-SW-streichende Sattel- und Muldenstrukturen kennzeichnen den Nordost-Teil des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. Die Sattelkerne nehmen Sedimente des Devons, die Muldenkerne solche des Karbons ein. Das Gebiet umfaßt einen Teil des Briloner Sattels, an den sich nördlich die Nuttlarer Hauptmulde anschließt.

Aus der post-variszischen Zeit sind nur wenige Spuren bekannt: Die Festlandszeit vor der Oberkreide wird durch fossilführende unterkretazische Karstspalten-Füllungen dokumentiert. Auf der Briloner Kalkhochfläche sind Lesesteine verkieselter Blöcke und Quarzite der Kreide erhalten. Sie zeigen, daß das Oberkreide-Meer auch diesen Bereich überflutete. Ansonsten sind quartäre Bildungen (Talfüllungen und Hang- und Hochflächenlehme) vorhanden. Im ausgehenden Tertiär und Quartär entstand die jetzige Mittelgebirgslandschaft.

3. Frühere Arbeiten

PAECKELMANN bearbeitete die Geologische Karte 1 : 25000 MTB Alme (PAECKELMANN 1926, 1928; PAECKELMANN & KÜHNE 1936). Seine Untersuchungen wurden zur Grundlage der weiteren Forschungen. Er gliederte den Massenkalk des Briloner Sattels nach lithologischen und faunistischen Merkmalen in Schwelmer, Eskesberger (oberes Mitteldevon) und Dorper Kalk (unteres Oberdevon). Entgegen der Deutung als wurzellose Decke (z. B. HENKE 1914) erkannte er den Briloner Sattel als autochthon mit einem Kern aus Briloner Schiefer (PAECKELMANN & KÜHNE 1936: 36). Den Nordrand erklärte er als steil südfallende Aufschiebung. PAECKELMANN & KÜHNE (1936) deuteten das Auftreten dunkler Kalke am Hallerstein (südlich Alme) als Sattel, WAHBA (1978: 135) als Horst. (Die Neukartierung ergab in die Schichtenfolge eingelagerte Pakete überwiegend dunkler Kalke).

KRONBERG et al. (1960: 27) differenzierten den Massenkalk bei Wülffe und Alme in einen oberdevonischen Dorper Kalk, der ohne Störung südlich der Hembergschiefer folge, und einen mitteldevonischen Eskesberger Kalk. Der Eskesberger Kalk sollte auf Dorper Kalk bis Unterkarbon flach überschoben sein und ein Muster von Deckenklippen und -fenstern bilden.

Schon JUX (1960: 295) stellte fest, daß es keine lithologischen und faunistischen Unterschiede zwischen dem „Schwelmer“ und dem „Eskesberger“ Kalk des Briloner Sattels gibt. Er erkannte im Massenkalk eine Reihe von größeren oder kleineren Biostromen, die durch mächtige, ziemlich fossilarme Folgen voneinander getrennt sind (JUX 1960: 297).

BÄR (1966) unterteilte den Briloner Massenkalk anhand des Hauptgrünsteins, der am Calvarienberg bei Brilon eingelagert ist, in einen Unteren (= Schwelmer) und einen Oberen Massenkalk. Der Obere Massenkalk soll bis ins mittlere-obere Adorfium reichen. Er nahm einen Riffkern am Südrand des Briloner Sattels an, dem sich nach Norden ein Rückriff- bis Lagunen-Bereich anschließt. An der Nordflanke sollten wieder größere Riffkomplexe sein (BÄR 1966: 20). Außerdem stellte BÄR (1966: 21) fest, daß der Raum der Nehdener Mulde im höheren Oberdevon eine tiefere Quersenkung innerhalb der Briloner Schwelle war. Bereits in der Zeit der Massenkalk-Entwicklung machte sich diese Querzone seiner Ansicht nach bemerkbar. Diese Auffassung wurde von KREBS (1974: 172), STOPPEL (1976: 6) und WAHBA (1978) unterstützt.

Innerhalb des Briloner Sattels wies BÄR (1968) eine Schichtlücke nach, die das höhere Oberdevon und tiefe Unterkarbon umfaßt; deshalb nahm er auch für den Nordrand des Massenkalkes eine tektonisch überprägte Schichtlücke an. Im Mühlental fand er in Spaltenfüllungen im Massenkalk Conodonten des Oberdevon I bis Unterkarbon II (BÄR 1968: 271).

KREBS (1974) wandte seine Unterscheidung in Schwelm-Fazies und Dorp-Fazies auch auf den Briloner Massenkalk an. Er verstand unter der Schwelm-Fazies biostromale dunkle Kalke, die am Beginn des Riffwachstums stünden. Die Dorp-Fazies definierte er als Bildungen des in Vorriff, Riffkern und Rückriff gegliederten Riffes. Er kennzeichnete das Briloner Riff als Atoll (KREBS 1974: 171) am externen Schelfrand des Rheinischen Troges der variszischen Geosynklinale.

Demgegenüber wiesen EDER et al. (1975: 37) darauf hin, daß im Nordwesten des Briloner Riffkomplexes back-reef-Kalke und unregelmäßig verteilte patch-reefs herrschten, gesäumt von einem Rand aus Kalken der riffnahen Fazies und des Vorriffes im Südosten. Dieses ist – ebenso wie ihre Abbildung der Faziesverteilung im Briloner Riffkomplex (EDER et al. 1975: 38) – ein großer Fortschritt gegenüber den Ansichten von BÄR (1966) und KREBS (1974).

Den Briloner Massenkalksattel bezeichnete BOTTKE (1978) als nördliche tektonische Einheit der „Briloner Scholle“. Er deutete ihn als eine im Norden schneller einsinkende Kippscholle, begrenzt vom Altenbührener Lineament im Westen und dem Rhene-Lineament im Osten.

WAHBA (1978) übernahm die Massenkalk-Gliederung von PAECKELMANN und unterschied zwischen einem „Unteren Massenkalk in Schwelm-Fazies (Oberes Givet)“ und einem „Oberen Massenkalk in Dorp-Fazies (Oberes Givet bis Nehden-Stufe)“. Unter diesem Blickwinkel untersuchte er auch mehrere Aufschlüsse im Kartiergebiet. WAHBA (1978: 128) deutete den Massenkalk-Nordrand als Aufschiebung. Ihm gelang der Nachweis von Conodonten-führenden Oberdevon-Kalken am Massenkalk-Nordrand bei Wülffe und Alme (WAHBA 1978: 117-118).

MORITZ (1983) untersuchte mehrere Bohrungen im Bereich des Briloner Karbonatkomplexes. Er gelangte zu einer Rekonstruktion des Riffwachstums mit vier Entwicklungsstadien: Auf ein Schwellenstadium (mittleres Givet) und ein Plattformstadium (oberes Givet) in Schwelm-Fazies folgte ein Atollstadium

(oberes Givet bis unteres Adorf). Die Riffentwicklung schlieÙe mit einem Kapfenstadium in Iberg-Fazies (oberes Adorf) ab. Das Riff sei infolge schneller Absenkung abgestorben.

BRINCKMANN & STOPPEL (1986) vertraten die Ansicht, daÙ es – von einer im Unterdevon angelegten Hochzone ausgehend – zur Entstehung eines Saumriff-Komplexes kam, der sich im Ober-Adorf zu einem Atollriff ausbildete.

KUBITZA (1984) konnte im Massenkalk zwischen Nehden und Madfeld zwei Faziestypen auskartieren: zum einen bevorzugt dunkelgraue bis schwarze, bituminöse, im Meter-Bereich gebankte Kalke (= Typ A), zum anderen hell- bis mittelgraue, deutlich gebankte Kalke (= Typ B), die sich sowohl vertikal als auch lateral ersetzen können.

4. Gesteine des Massenkalkes

Im Gelände wurden die Kalke nach ihrer Helligkeit (hell-, mittel-, dunkelgrau oder schwarz) und Körnigkeit (arenitisch oder mikritisch) unterschieden. Die Gesteinsansprache im An- und Dünnschliff erfolgte nach der erweiterten DUNHAM-Klassifikation in FLÜGEL (1982). Für Gesteine, die in ihren Merkmalen zwischen zwei Kategorien stehen, wurden zusammengesetzte Namen (z.B. Bind-Floatstone) verwandt.

Bei sehr vielen mikritischen Kalken – nicht nur Bindstones – läÙt sich im Dünnschliff erkennen, daÙ sie aus Peloid-Kalken hervorgegangen sind (siehe 4.3.). In den Dünnschliffen findet sich anstatt Mikrit (im eigentlichen Sinne) immer Mikrosparrit; dieser ist wahrscheinlich durch Rekrystallisation aus Mikrit (i.e.S.) entstanden.

Es treten verbreitet authigene idiomorphe Tief-Quarze auf (Länge 0,2-0,4 mm, Breite 0,05-0,1 mm). Nach SCHNEIDER (1977) entstanden sie in der späten Diagenese im Unterkarbon.

4.1. Grainstones und Rudstones

Die Grain- und Rudstones sind hell- bis mittelgrau und bestehen meist aus Bioklasten. Es gibt Grainstones aus bis 90 % Echinodermenschutt. Man kann oft erkennen, daÙ dieser Schutt aus Crinoidenstienglied-

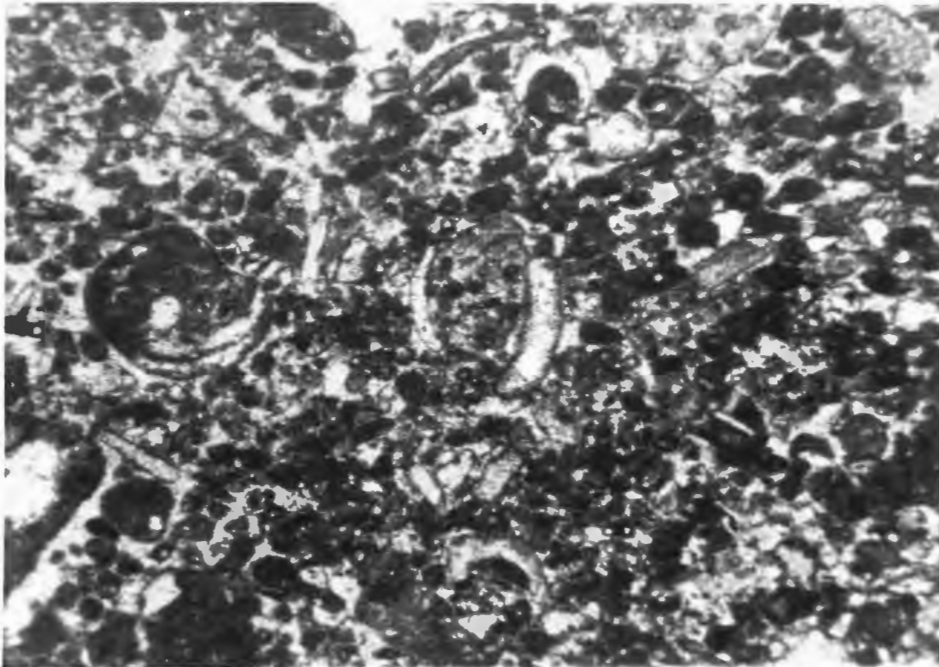


Abb. 3: Mittelgrauer Grainstone aus ca. 60 % Lumps und Peloiden und ca. 30 % Bioklasten. Alle Bioklasten zeigen „micritic envelopes“. Vereinzelt gerundete Intraklasten (im Bild links). Länge des Bildausschnittes: 6,5 mm; Dünnschliff: Y8; Fundort: Eisenbahnanschnitt 39 m südlich des Almer Tunnels (r73705 h01525).

dern besteht. In den meisten Fällen sind die Bioklasten Fragmente von Riffbildnern oder Schalentieren (insbesondere Brachiopoden und Muscheln). Sie haben oft „micritic envelopes“, die vielfach als Hinweis auf flachmarines Milieu aufgefaßt werden (FLÜGEL 1982). Es treten auch Grainstones mit einem hohen Anteil von Lumps (FLÜGEL 1982: 136) und Peloiden auf (Abb. 3).

Es bestehen fließende Übergänge von den häufigeren Grainstones zu den selteneren Rudstones. In den Rudstones sind nicht nur die Fragmente größer, sondern es treten auch häufiger Intraklasten auf.

Der Zement in diesen Gesteinen ist meist blockig. Gelegentlich beobachtet man einen frühen syntaxialen Rindenzement – meist an Echinodermenresten, seltener an Schalenresten. Auch zweiklappige Ostracoden in den Mikriten zeigen oft auf der Schaleninnenseite syntaxialen Rindenzement. Radial-fibröser Zement mit Wachstumsunterbrechungen und vadosem Silt ist aus einem Rudstone im Steinbruch am Flotsberg (Aufschluß 2) bekannt (Hinweis auf subaerische Exposition; siehe FLÜGEL 1982: 75, 78).

4.2. Floatstones, Wackestones und Mudstones

Von den hell- bis mittelgrauen Grain- und Rudstones unterscheiden sich die hell- bis mittelgrauen Wacke- und Floatstones durch den Erhalt einer mikritischen Matrix. Dies muß nicht mit einer Änderung der Partikel-Zusammensetzung verbunden sein, wie der Vergleich zwischen den arenitischen Kalken an der Basis des Massenkalkes im Mühlental und im Moospringtal (siehe Kap. 5.2.1. + 5.2.2.) erkennen läßt. Im Profil Mühlental entwickeln sich aus Wacke- und Floatstones durch Abnahme der Bioklastenführung und das Erscheinen von Birdseyes und/oder lagigen Riffbildnern hell- bis mittelgraue Bindstones. Zusammen mit Birdseye-Bindstones kann man häufig Floatstones aus Riffbildnern – meist *Amphipora* – finden. Oft enthalten diese Floatstones aber auch Birdseyes und werden dadurch zu Bind-Floatstones.

Anders als die hellen Kalke enthalten die dunklen Kalke normalerweise keine Birdseyes. Wenn sie häufiger Fragmente von Riffbildnern führen, handelt es sich um Floatstones, andernfalls sind es bioklastische Wackestones oder Mudstones. In den dunklen Kalken findet man gelegentlich etwas Echinodermenschlutt. Die Riffbildner in den Floatstones sind nicht weit transportiert worden, sondern nur umgeworfen oder zerbrochen (siehe Abb. 4).

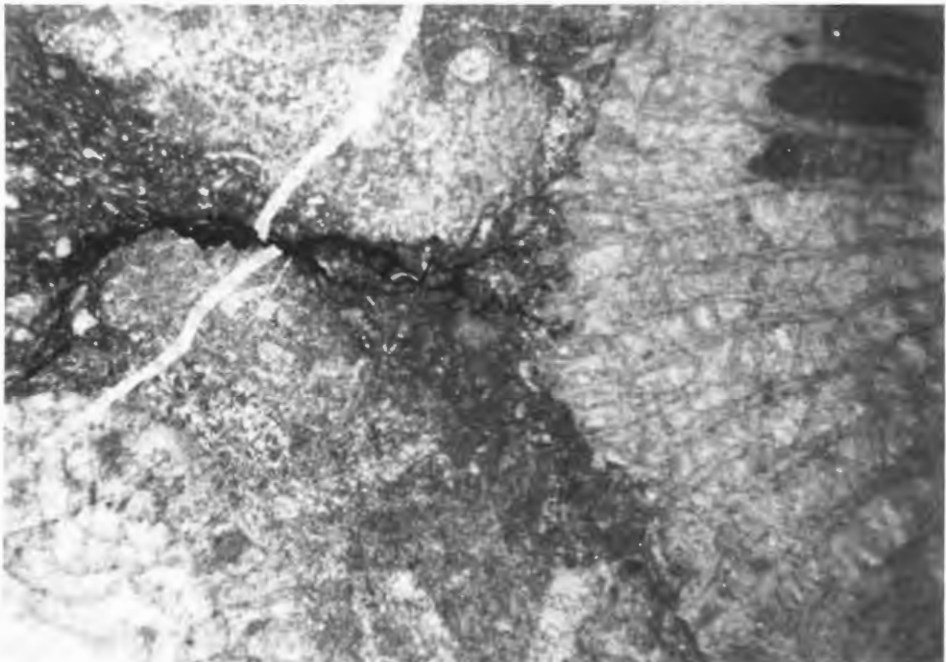


Abb. 4: Floatstone in dunkelgrauer bioklastischer Wackestone-Matrix, stellenweise durchwühlt (helle Partie links der Mitte), mit *Pexiphyllum* ex gr. *rectum-heterophylloides*. Links oben ist eine z.T. angebohrte *Stromatopora cygnea* STEARN 1963.
Länge des Bildausschnittes: 16 mm; Dünnschliff: Y24; Fundort: Aufschluß 2 (r71065 h98785).

4.3. Bindstones

Der größte Teil der hell- bis mittelgrauen mikritischen Kalke sind Bindstones. Ihre Matrix besteht aus Peloid-Wackestones und Peloid-Packstones, vereinzelt auch Peloid-Grainstones. Die Peloiden haben eine unregelmäßige, gerundete oder gerundet-eckige Form, eine Länge von 50-2000 μm (meist 200-400 μm) und bestehen aus Mikrosparit. Durch dichtere Packung (Kompaktion!) gehen sie fließend in einen \pm homogenen Mikrit über (siehe Abb. 5). Bei diesen Peloiden handelt es sich offensichtlich um aufgearbeiteten Kalkschlamm.

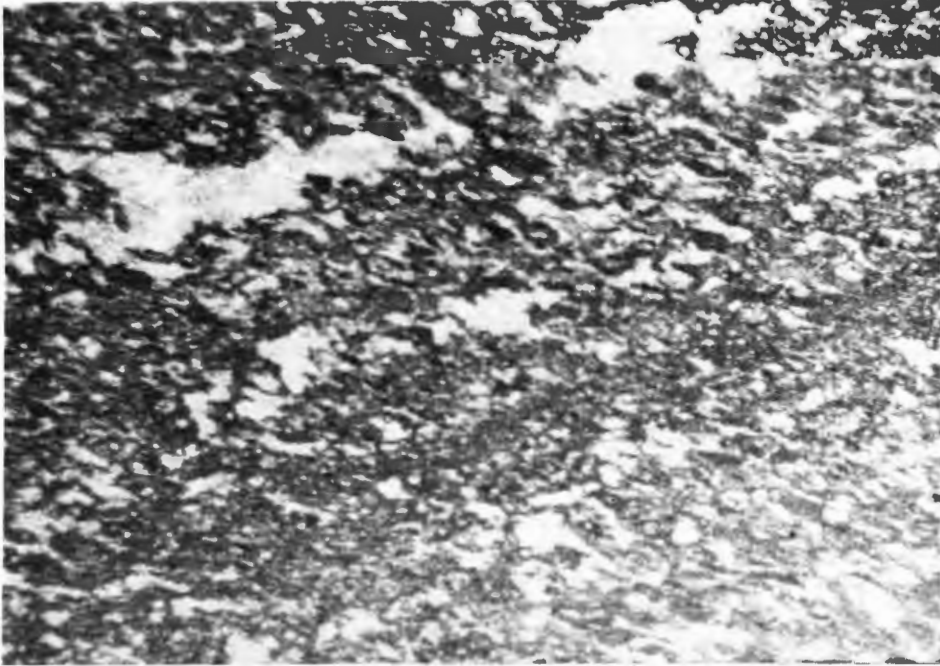


Abb. 5: Hellgrauer Bindstone aus in Lagen angeordneten länglichen Birdseyes in einer Matrix aus 0,1-0,8 mm langen Peloiden (Peloiden tektonisch gelängt!). Länge des Bildausschnittes: 11 mm; Dünnschliff: Y10; Fundort Aufschluß 7 (r73410 h01190).

Wichtig für die Deutung der hellen mikritischen Kalke sind die Birdseyes. Es sind unregelmäßige, längliche spariterfüllte Hohlräume im Gestein mit einer Länge von 0,1-8 mm (kleine Birdseyes < 0,5 mm < große Birdseyes). Vereinzelt treten noch größere (bis > 3 cm), unregelmäßig geformte Hohlräume auf, die mit weißem Sparit erfüllt sind. Sie sind durch fließende Übergänge mit den Birdseyes verbunden und werden deshalb im weiteren als „Superbirdseyes“ bezeichnet. Oft treten die Birdseyes lagenweise gehäuft auf und/oder besitzen eine längliche Gestalt parallel zur Schichtung (Abb. 5). Das Gestein zeigt dann oft eine deutliche lagige Absonderung (Laminite im weiteren Sinne). Durch noch strengere lagenweise Anordnung entstehen Laminite (im eigentlichen Sinne) mit einer Feinschichtung (Lamination) im mm-cm-Bereich.

Es gibt verschiedene Entstehungsmöglichkeiten für Birdseyes und Birdseye-ähnliche Erscheinungen (FLÜGEL 1982; SHINN 1983). Die meist diskutierteste Möglichkeit ist die Entstehung durch Algenmatten im Intertidal oder Supratidal. Diese Deutung ist für die im Arbeitsgebiet beobachteten Birdseye-Kalke als sehr wahrscheinlich anzunehmen, da sie oft ein laminares bis laminoides Gefüge zeigen und als Matrix Mikrit bzw. Peloid-Kalke besitzen (READ 1975; FLÜGEL 1982; SHINN 1983). Da die Algenmatten das Sediment gebunden haben, ist es sinnvoll, diese Birdseye-Kalke als Birdseye-Bindstones zu bezeichnen.

Ein zweiter Typ von Bindstones sind hell- bis mittelgraue, meist laminierte Mikrite, die dünne lagige (weniger als 1 cm dicke) Stromatoporen enthalten (siehe Abb. 6), und zwar (fast) ausschließlich *Stachyodes* (*Keega)jonelrayi*. Untergeordnet können auch lagige Alveolitiden auftreten. Diese Riffbildner wirkten als Sedimentbinder. Da die Kalke auch \pm häufig Birdseyes enthalten, muß es sich um Bildungen des Intertidals oder des Grenzbereiches Intertidal/Subtidal handeln. Diese Stromatoporen-Bindstones sind südlich Wülfte besonders häufig, treten aber auch in anderen Teilen des Gebietes auf.



Abb. 6: Hellgrauer Bindstone aus dünnlagigen *Stachyodes (Keega) jonelrayi* STEARN 1975. Die Stromatoporen verlaufen ungefähr schichtparallel und haben stellenweise mm-große sedimenterfüllte Anbohrungen. Die Matrix ist ein bioklastischer Wackestone, gelegentlich mit zweiklappigen Ostracoden (im Bild links).
Länge des Bildausschnittes: 16 mm; Dünnschliff: Y5; Fundort: Südausgang des Almer Tunnels (r73705 h01525).

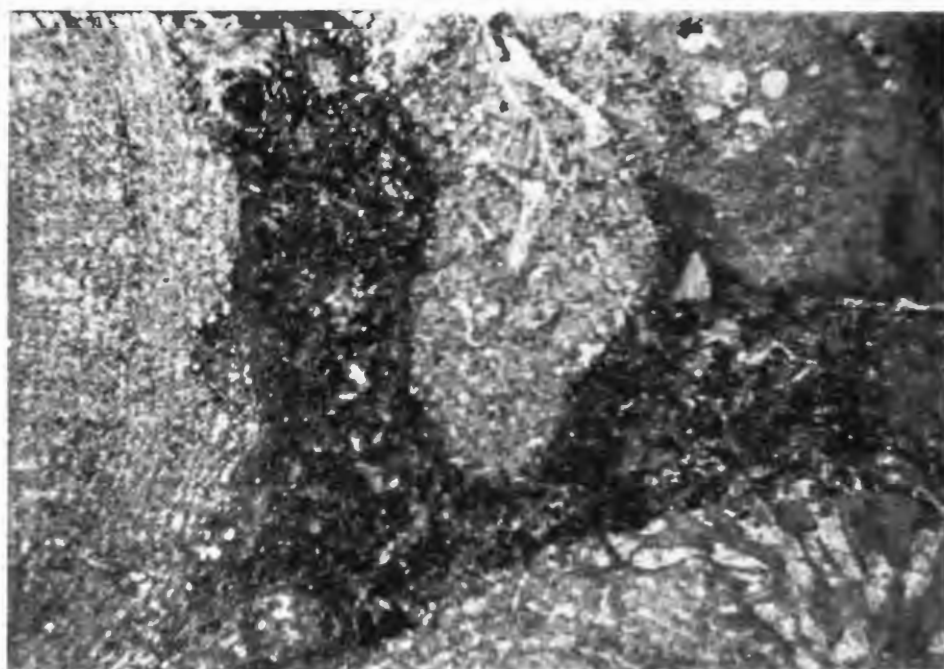


Abb. 7: Mittelgrauer Stromatoporen-Framestone mit bioklastischer Wackestone-Matrix. Zwischen tabularen bis knolligen Stromatoporen-Coenostea (z.B. *Hermatostroma porosum* (LEC.) im Bild oben) sind Fragmente ästiger Riffbildner (*Stachyodes* cf. *caespitosa* LEC. rechts im Bild). Auf dem Foto sind links die inkrustierende Stromatopore *Clathrocoilona spissa* (LEC.) und die inkrustierende Auloporide *Roemerolites* cf. *exornatus* (DETHIER & PEL 1971) zu sehen.
Höhe des Bildausschnittes: 16 mm; Dünnschliff: Y19; Fundort: Eisenbahnanschnitt bei r74200 h99630 (Aufschluß 11).

Aus dem Steinbruch am Flotsberg (Aufschluß 2) sind außerdem noch subtidale Stromatoporen-Bindstones bekannt, die sich durch ihre Fauna, ihre dunkle Färbung und das Fehlen von Birdseyes deutlich von den beiden anderen Typen unterscheiden. Sie enthalten als dünnlagige Stromatopore hauptsächlich *Stromatopora cygnea*.

4.4. Bafflestones und Framestones

Gelegentlich treten Rasen aus ästigen Stromatoporen auf. Diese Bafflestones werden von *Amphipora* oder von *Stachyodes* aufgebaut. Selten gibt es solche mit der ästigen tabulaten Koralle *Scoliopora* (z.B. Aufschluß 8) oder aus der knolligen tabulaten Koralle *Alveolites*.

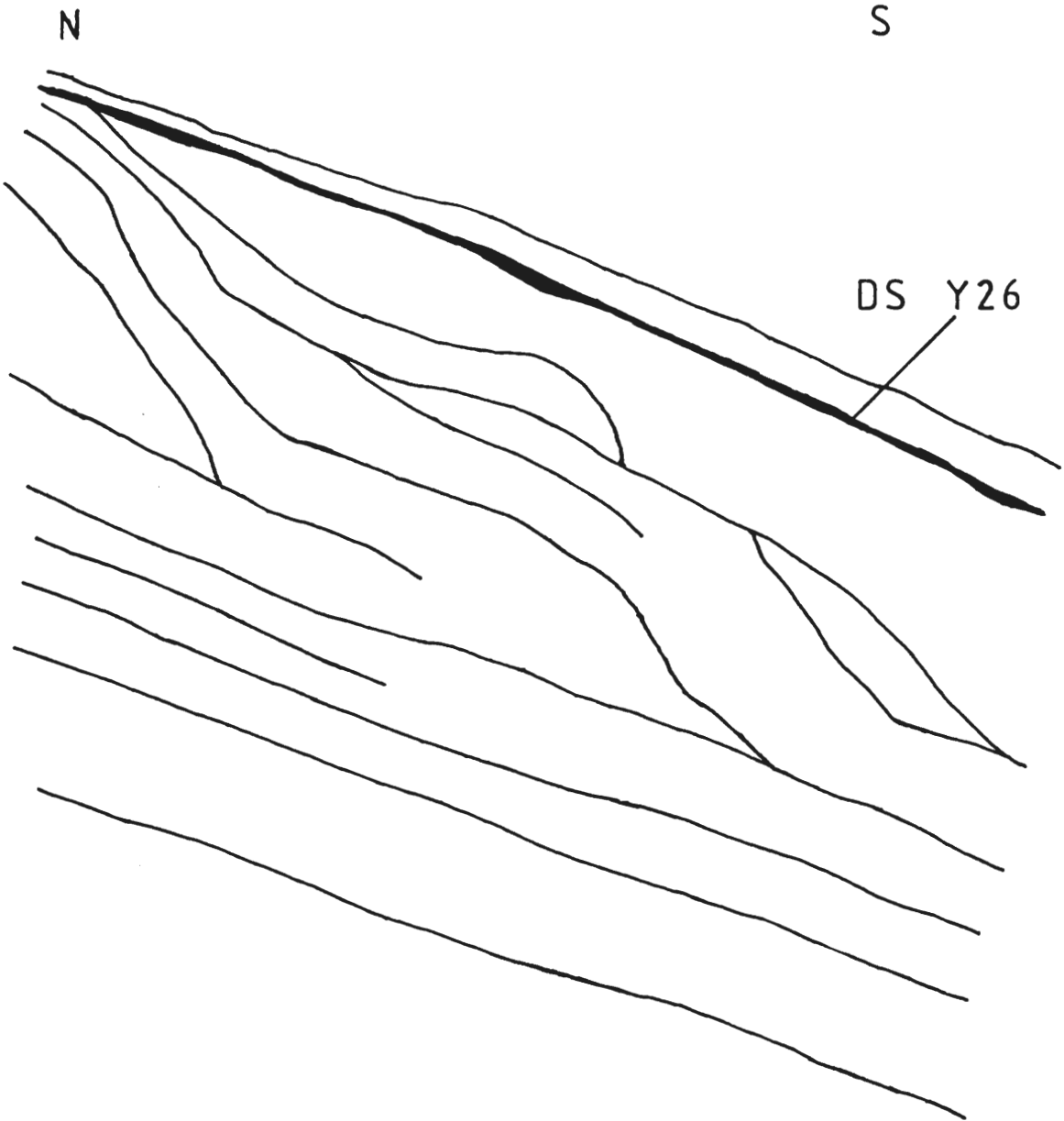


Abb. 8: Aufschluß in subaquatisch gerutschten dunkelgrauen Wackestones am Top des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke (mit Angabe des Entnahmepunktes des DS-Nr. Y26). Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülfta (Aufschluß 2), 45 m südlich der Felswand (r71065 h98785), Aufschlußhöhe 2 m.

Vereinzelte Framestones besitzen ein Gerüst aus \pm knolligen Stromatoporen. Andere Rifffbildner findet man dazwischen. Die Matrix besteht aus mittel- bis dunkelgrauem bioklastischem Wackestone (Abb. 7).

4.5. Subaquatisch gerutschte Gesteine

Es wurden mehrfach im Massenkalk subaquatisch gerutschte Gesteine beobachtet – zum einen im untersten Teil des Massenkalkes im Mühlental und Moospringtal, zum anderen im Steinbruch südwestlich Wülftle.

Im Mühlental und im Moospringtal ist an mehreren Stellen eine subaquatische Rutschung in hellgrauen Echinodermenschutt-Areniten (Grainstones, Wackestones, Packstones) aufgeschlossen. Charakteristisch sind laminierte Partien, die die Arenite ungefähr parallel zur Schichtung durchziehen. Im Steinbruch am Osthang des Buchenberges (r 74400 h 02175) (Aufschluß 18) vernetzen sich diese laminierten Partien weitspannig. Ein Dünnschliff (DS-Nr. Y7) aus dem Eisenbahnschnitt 37 m südlich des Almer Tunnels (Aufschluß 6) zeigt, daß die laminierten Kalke aus 1-6 mm dicken Lagen von gradierten Siltiten (bis Fein-Areniten) bestehen, die verbogen bis kleingefaltet sind. Sie enthalten Partien aus Echinodermenschutt-Packstones und langegezogene Flatschen aus siltitischen Areniten. Die gradierten Lagen lassen sich durch Sedimentation aus Suspensionsströmen erklären.

Im Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülftle (r 71000 h 98800) (Aufschluß 2) ist am Top des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke eine subaquatische Rutschung in mittel- bis dunkelgrauen Wackestones und Grainstones entwickelt. Sie dokumentiert sich in der auffälligen Verbiegung und dem Auskeilen der Kalksteinbänke (siehe Abb. 8). In ihrem obersten Teil enthält sie ein ca. 3 cm dickes, weißlich/rötlich gefärbtes, laminiertes Band. Der davon angefertigte Dünnschliff (DS-Nr. Y26) ist dem Dünnschliff aus der laminierten Partie 37 m südlich des Almer Tunnels vergleichbar: Feine, gradierte Siltite bilden Lagen von 0,2-1 mm Dicke, die oft wellig verbogen oder in Falten von wenigen mm Spannweite gelegt sind.

5. Fazies des Massenkalkes

5.1. Grundlagen der bathymetrischen Einstufung

Für die Rekonstruktion der faziellen Entwicklung ist besonders wichtig, ob die Kalke im Supra-, Inter- oder Subtidal gebildet wurden.

a) **Supratidal**: Für supratidale Sedimente charakteristische Merkmale – wie z.B. Caliche-Bildungen, Tepee-Strukturen und Trockenrisse (FLÜGEL 1982: 468) – wurden nicht beobachtet.

b) **Intertidal**: Da Birdseye-Kalke mit einer Matrix aus Mikrit oder Peloiden auf Inter- und Supratidal \pm beschränkt sind, die im Arbeitsgebiet vorkommenden aber keine Hinweise auf supratidale Entstehung zeigen, kann man sie in ihrer Gesamtheit dem Intertidal zurechnen. READ (1975) und MOUNTJOY (1975) konnten drei Typen von Birdseye-Kalken unterscheiden: laminierte Kalke mit laminoiden Birdseyes im unteren Intertidal, massige Kalke mit unregelmäßigen Birdseyes im mittleren und oberen Intertidal und fleckige Kalke mit tubulären Birdseyes im oberen Intertidal und Supratidal. Laminierte Birdseye-Bindstones, die dem ersten Typ entsprechen, sind aus dem Mühlental (Abb. 5) und der Bohrung Nehden 3 bekannt. Ebenso treten Kalke auf, die dem zweiten Typ vergleichbar sind; aber es wurden nie fleckige Kalke mit tubulären Birdseyes beobachtet.

c) **Subtidal**: Da rugose Korallen, artikulate Brachiopoden und (mit Einschränkungen) tabulate Korallen auf subtidale und tiefere Meeresbereiche beschränkt waren, spricht ihr Auftreten im Sediment für Bildung im Subtidal. Ebenso sind verhältnismäßig artenreiche Rifffbildner-Vergesellschaftungen nur dort zu erwarten. Auch Echinodermenschuttkalke sind ein Hinweis auf Subtidal, da sie – soweit nachweisbar – aus Crinoidenresten aufgebaut wurden.

Ins Auge fällt, daß im Untersuchungsgebiet die intertidalen Kalke hell- bis mittelgrau gefärbt sind, während die subtidalen Kalke sehr oft dunkelgrau sind. Eine wichtige Ausnahme sind die hellen Echinodermenschutt-Arenite des Subtidals im untersten Teil des Massenkalkes. Die dunklere Färbung der subtidalen Sedimente läßt sich nur durch einen höheren Gehalt an organischer Substanz und/oder an feinverteilten Sulfiden erklären. Um die organische Substanz zu erhalten und die Bildung von Sulfiden zu ermöglichen

chen, mußten im Sediment reduzierende Bedingungen herrschen. Trotzdem kam es nicht zu euxinischen Verhältnissen, wie das reiche Epibenthos beweist.

5.2. Fazielle Entwicklung und Großzyklen

Obwohl weder die Unter- noch die Obergrenze des Massenkalkes erschlossen sind, erlauben drei Profile durch große Teile des Massenkalkes wichtige Aussagen über die Entwicklung der Fazies. Sie sind das Ergebnis umfänglicher Aufschluß-Aufnahmen im Mühletal, im Moospringtal und in den Steinbrüchen südwestlich Wülftle. Ihre Parallelisierung erfolgte, mit Hilfe der Kartierung und einer subaquatischen Rutschung im ältesten Teil des Massenkalkes. Die Gesteinsfolge in den drei Profilen wird in den Kap. 5.2.1.-3 kurz aufgelistet. Eine zeichnerische Darstellung gibt Abb. 9.

Der älteste Teil des Massenkalkes besteht aus fossilführenden, subtidalen Echinodermenschutt-Areniten, die in flachmarinem Milieu (Lumps, „micritic envelopes“ usw.) gebildet wurden. Da die Rudstones an der Basis sehr viele Intraklasten flachmariner Kalke enthalten, ist anzunehmen, daß auch das nicht bekannte Liegende aus solchen besteht.

Aus diesen subtidalen Areniten entwickeln sich fließend fossilarme, intertidale mikritische Birdseye-Bindstones, indem der Gehalt an bioklastischem Schutt immer mehr abnimmt und der Mikrit-Gehalt dafür zunimmt. Folgende Abfolge läßt sich erkennen: Grainstones und Wackestones – Stromatoporen-Bindstones – Bind-Floatstones und Bind-Wackestones – mikritische Birdseye-Bindstones. Diese Abfolge ist nicht nur Ausdruck abnehmender Schutzzufuhr, sondern auch abnehmender Wassertiefe. Diese Entwicklung scheint nicht über das Intertidal hinaus gekommen zu sein; denn außer einem 30 cm mächtigen Rudstone im Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülftle (Aufschluß 2), der vadosen Silt enthält, gibt es keine Hinweise auf subaerische Exposition während der Sedimentation und der frühen Diagenese (siehe FLÜGEL 1982: 78-79).

Über den fossilarmen mikritischen Birdseye-Bindstones erscheint das unterste Paket überwiegend dunkler Kalke. Wie im nächsten Kapitel dargelegt wird, ist dieses Paket durch Kleinzyklen von 3-15 m Mächtigkeit in subtidale und intertidale Sedimente gegliedert. Auffällig ist – und das gilt ebenso für die anderen Pakete überwiegend dunkler Kalke –, daß die dunkelgefärbten, fossilreichen subtidalen Anteile überwiegen.

Darüber folgen wieder helle, mikritische Birdseye-Bindstones, die oft laminiert sind und im Intertidal entstanden. Vereinzelt sind helle mikritische Kalke eingeschaltet, die man dem Subtidal zurechnen muß (z.B. Brachiopoden-Lagen).

Die weitere Abfolge im Profil Mühletal ist eine Aneinanderreihung von sechs ca. 5-150 m mächtigen Paketen überwiegend dunkelgrauer, vorwiegend subtidaler Kalke, die die Einschaltungen zwischen ca. 35-230 m mächtigen Paketen hell- bis mittelgrauer, hauptsächlich intertidaler Kalke bilden.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß der Massenkalk oberhalb der überwiegend arenitischen Kalke an der Basis – die in der weiteren Abfolge kein Gegenstück haben – in **Großzyklen** gegliedert ist, die folgenden Aufbau zeigen: intertidale Sedimente – überwiegend subtidale Sedimente – intertidale Sedimente. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 40 m und 350 m. Diese Großzyklen und ihre Fauna ließen sich sehr gut in der Bohrung Nehden 3 beobachten (siehe 5.3.2.).

5.2.1. Profil Mühletal (Aufschluß 6-11)

Die Gesamtmächtigkeit des Profils Mühletal beträgt ca. 1254 m. Damit ist es das längste Profil durch den Massenkalk des Briloner Sattels. Jedes Profil geht vom Ältesten zum Jüngsten.

1) **Zu unterst** aufgeschlossen ca. 10 m hellgraue (seltener mittelgraue) Grainstones und Rudstones, seltener Wackestones; überwiegend aus Bioklasten: meist Echinodermenschutt, außerdem Schalenreste und Riffbildner-Fragmente (*Amphipora* und andere Stromatoporen); häufig Intraklasten.

2) Ca. 1 m subaquatisch gerutschte hellgraue Echinodermenschutt-Packstones und -Wackestones.

3) Ca. 15 m hellgraue (seltener mittelgraue) Grainstones, Wackestones und Floatstones aus Bioklasten (überwiegend Echinodermenschutt); Biomorpha: gelegentlich Tabulata, Rugosa und Stromatoporen, sowie nördlich des Almer Tunnels im unteren Teil Brachiopoden in Nestern angehäuft.

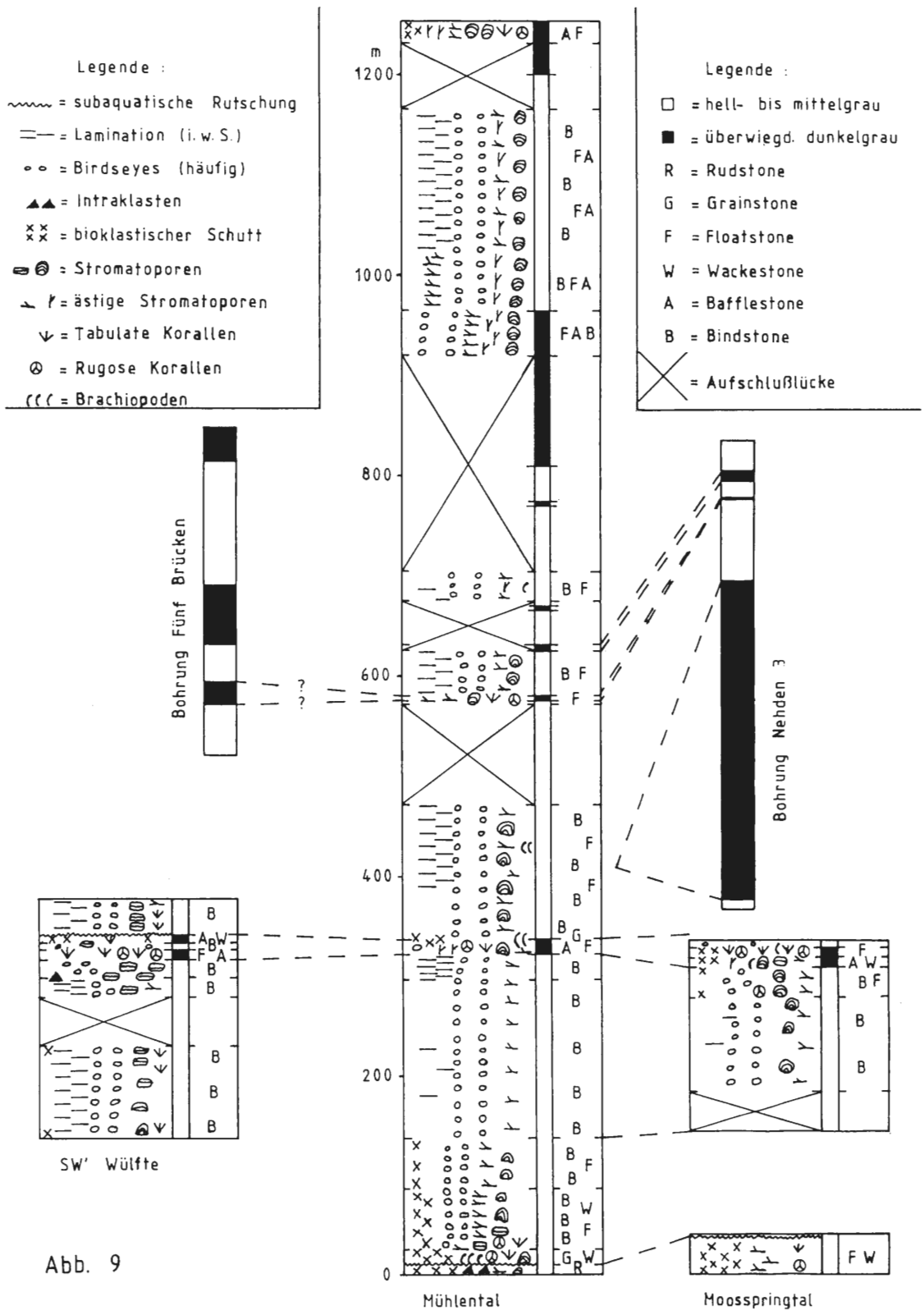


Abb. 9

Abb. 9: Darstellung des im Mühlental aufgenommenen Profils durch den Massenkalk, dem die im Moospringtal und in den Steinbrüchen südwestlich Wülftte aufgenommenen Profile gegenübergestellt werden. Es erfolgt außerdem eine Einordnung der in den Bohrungen Fünf Brücken und Nehden 3 durchbohrten Schichtenfolgen. Die Parallelisierungen beruhen auf den Ergebnissen der Kartierung.
Anordnung der Profile und Bohrungen von Westen (links) nach Osten (rechts).

4) Ca. 60 m hell- bis mittelgraue arenitische Kalke (mit Wackestone-Matrix aus Bioklasten und Peloiden); Birdseyes häufig; Bind-Floatstones und Bind-Wackestones, im unteren Teil auch Stromatoporen-Bindstones. Biomorpha: ästige Stromatoporen häufig-gelegentlich (*Amphipora*, *Stachyodes*), andere Stromatoporen gelegentlich; ästige und knollige Tabulata und Rugosa im unteren Teil gelegentlich.

5) Ca. 50 m hellgraue (seltener mittelgraue) Bindstones und Bind-Floatstones; Birdseyes häufig, Superbirdseyes vereinzelt; bioklastischer Schutt gelegentlich; Biomorpha: ästige Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*) und andere Stromatoporen gelegentlich.

6) Ca. 160 m hellgraue (seltener mittelgraue) Birdseye-Bindstones, nur vereinzelt laminiert; Superbirdseyes vereinzelt; ästige Stromatoporen (meist *Amphipora*) gelegentlich bis selten, vereinzelt zu Floatstones angereichert.

7) Ca. 25 m mittel- bis hellgraue mikritische, lagig absondernde Birdseye-Bindstones; ästige Stromatoporen (meist *Amphipora*) gelegentlich-selten.

8) Ca. 15 m überwiegend dunkelgraue Kalke: häufig Bafflestones und Floatstones mit vielen ästigen Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*), anderen Stromatoporen und ästigen Tabulaten (*Scoliopora*), selten rugose Korallen; am Top *Stringocephalus* sp.; darin Birdseye-Bindstones eingeschaltet.

9) 3 m hellgraue Rudstones-Grainstones, bioklastisch; an der Basis *Stringocephalus* (*Stringodiscus*) sp..

10a) Aufgeschlossen ca. 130 m hell- bis mittelgraue Birdseye-Bindstones, ± deutlich laminiert (außer unterste 50 m); darin gelegentlich Stromatoporen-Lagen (z.B. *Actinostroma*) und Floatstones aus ästigen Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*), vereinzelt Brachiopoden-Lagen.

10b) Ca. 100 m helle Kalke, nicht aufgeschlossen; darüber 5 m helle Kalke (wie 10a) wieder aufgeschlossen.

11) Ca. 5 m dunkelgraue Floatstones und Bafflestones mit sehr häufigen ästigen Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*), kugeligen Stromatoporen; ästige tabulate und rugose Korallen selten.

12) Ca. 45 m hell- bis mittelgraue Birdseye-Bindstones, meist lagig absondernd, vereinzelt Superbirdseyes; gelegentlich knollige Stromatoporen, gelegentlich *Amphipora*-Floatstones.

13) Nicht aufgeschlossen: ca. 5 m überwiegend dunkelgraue Kalke.

Nicht aufgeschlossen: ca. 35 m helle Kalke.

Nicht aufgeschlossen: ca. 5 m überwiegend dunkle Kalke.

14a) Nicht aufgeschlossen: ca. 5 m helle Kalke.

14b) Darüber ca. 30 m hellgraue Birdseye-Bindstone aufgeschlossen; Superbirdseyes vereinzelt; nur im unteren Teil undeutlich lagig absondernd; gelegentlich Floatstone-Lagen aus ästigen Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*); vereinzelt Brachiopoden.

14c) Nicht aufgeschlossen: ca. 65 m helle Kalke.

15) Nicht aufgeschlossen: ca. 5 m überwiegend dunkle Kalke.

Nicht aufgeschlossen: ca. 35 m helle Kalke.

16a) Nicht aufgeschlossen: ca. 110 m überwiegend dunkle Kalke.

16b) Darüber aufgeschlossen: ca. 45 m überwiegend dunkle Kalke, die fließend in überwiegend helle Kalke übergehen (17a): dunkel- bis hellgraue Floatstones, Bafflestones und Birdseye-Bindstones; häufig *Amphipora*, gelegentlich andere (knollige) Stromatoporen.

17a) Ca. 200 m mittel- bis hellgraue Birdseye-Bindstones (Superbirdseyes vereinzelt), Floatstones und Bafflestones; gelegentlich-häufig ästige Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*) und gelegentlich andere Stromatoporen; vereinzelt dunkelgraue Kalke eingelagert (hauptsächlich unterste 40 m); die untersten 60 m häufig ästige Stromatoporen, darüber nur noch gelegentlich, stattdessen oft lagige Absonderung.

17b) Nicht aufgeschlossen: ca. 35 m helle Kalke.

18a) Nicht aufgeschlossen: ca. 35 m überwiegend dunkle Kalke.

18b) Darüber aufgeschlossen bis zum Muldenkern ca. 20 m mittel- bis dunkelgraue Kalke; im tiefsten Teil sind noch häufig Birdseyes, im höheren Teil ist die Matrix ein bioklastischer Wackestone. Biostromaler Charakter: Bafflestones und Floatstones, vereinzelt sogar Framestones aus Stromatoporen. Biomorpha: ästige Stromatoporen häufig-sehr häufig (*Amphipora*, *Stachyodes*), andere Stromatoporen häufig, Tabulata und Rugosa selten.

5.2.2. Profil Moospringtal (Aufschluß 18-20)

1) Zu unterst ca. 40 m hellgraue bis mittelgraue Echinodermenschutt-reiche Floatstones und Wackestones; gelegentlich ästige Stromatoporen (*Amphipora*, *Stachyodes*), selten tabulate und rugose Korallen; im obersten Teil subaquatische Rutschung. Es folgt eine große Aufschlußlücke, in deren Bereich die Gesteinsmächtigkeit nicht sicher abzuschätzen ist.

2a) Nicht aufgeschlossen: ca. 40 m hellgraue mikritische Kalke.

2b) Darüber aufgeschlossen ca. 95 m hellgraue (seltener mittelgraue) Birdseye-Bindstones, die vereinzelt undeutlich laminiert sind; Superbirdseyes gelegentlich; Amphiporen-Floatstones vereinzelt.

3) (Schlecht aufgeschlossen) ca. 30 m mittel- bis hellgraue Kalke; meist mikritisch, an Basis und Top auch bioklastische Wackestone-Matrix; Birdseye-Bindstones, gelegentlich *Amphipora*-Floatstones; andere Stromatoporen gelegentlich, rugose Korallen selten.

4) Ca. 10 m dunkel- bis mittelgraue Bafflestones, Floatstones und Wackestones mit bioklastischer Wackestone-Matrix; untere 4 m fossilreich (*Amphipora* häufig, andere Stromatoporen häufig); darüber 6 m Wackestones, zuoberst Brachiopoden-Reste.

5) Ca. 10 m dunkel- bis mittelgraue Kalke mit bioklastischer Wackestone-Matrix; an Basis und Top Bafflestones, sonst häufiger Float- und Wackestones; sehr häufig Tabulaten (*Alveolites*, *Thamnopora*), häufig Rugosen, gelegentlich Brachiopoden.

6) 1 m mittelgraue Wackestones und 4 m hellgraue Boundstones, die häufig dünnlagige Stromatoporen und Alveolitiden enthalten.

7) Darüber 1 m mittel- bis dunkelgrauer Floatstone.

5.2.3. Profil südwestlich Wülftle (Aufschluß 1-2)

1) Zu unterst aufgeschlossen ca. 90 m hellgraue (selten mittelgraue) mikritische Birdseye-Bindstones, die \pm deutlich laminiert sind; selten bioklastische Wackestone-Matrix; gelegentlich (meist dünnlagige) Stromatoporen und selten Alveolitiden, können Bindstones bilden.

2) Nicht aufgeschlossen: ca. 50 m hellgraue mikritische Kalke.

3) Ca. 20 m hellgraue mikritische, meist \pm deutlich laminierte Birdseye-Bindstones; gelegentlich eingeschwemmte *Amphipora* und gelegentlich andere Stromatoporen.

4) 30 cm hellgrauer Rudstone aus Stromatoporen u. Intraklasten (mit Anzeichen für subaerische Exposition; siehe 4.1.).

5) Ca. 20 m hellgraue mikritische Kalke: Birdseye-Bindstones und Bindstones aus lagigen Stromatoporen; selten Grainstones.

6) Ca. 10 m dunkel- bis mittelgraue mikritische Kalke, die sehr häufig tabulate Korallen (*Alveolites*, *Thamnopora*) und häufig rugose Korallen enthalten; Stromatoporen sind selten; an der Basis geringmächtiger Bafflestone, darüber Floatstones.

7) 8 m hellgraue mikritische Bindstones, die häufig bis sehr häufig Birdseyes und dünnlagige Stromatoporen enthalten.

8) Ca. 7 m mittel- bis dunkelgraue Kalke: an der Basis Bindstones und Bafflestones aus Alveolitiden (und

Stromatoporen), danach fossilarme bioklastische Wackestones, im obersten Teil mit subaquatischer Rutschung.

9) Daraus entwickeln sich (aufgeschlossen) ca. 35 m hellgraue, seltener mittelgraue, mikritische Birdseye-Kalke (Bindstones!), die oft laminiert sind, häufig-gelegentlich dünnlagige Stromatoporen, gelegentlich lagige Alveolitiden und vereinzelt *Amphipora*-Floatstones enthalten.

5.3. Kleinzyklen

5.3.1. Unterstes Paket überwiegend dunkler Kalke

Das unterste Paket überwiegend dunkler Kalke wurde in drei Aufschlüssen untersucht:

1) Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülftle (Aufschluß 2, r 71065 h 98785), östlicher Teil der oberen Etage.

2) Eisenbahnanschnitt im Mühlental (Aufschluß 8, r 73530 h 00880), Westseite des Anschnittes 165-220 m südlich des Straßentunnels (r 73520 h 01055).

3) Steinbruch am Nehder Kopf (Aufschluß 20, r 74910 h 01160) und daran anschließender Straßenaufschluß bis 70 m nördlich des Steinbruchs.

Die drei aufgenommenen Profile sind in Abb. 10 dargestellt und miteinander parallelisiert.

Besonders anschaulich ist der zyklische Aufbau des Gesteinspaketes im Steinbruch südwestlich Wülftle. Am Beginn stehen hellgraue Birdseye-Bindstones, Stromatoporen-Bindstones und Grainstones, die (zumindest zum Teil) Bildungen des Intertidals sind. Über ihnen folgen dunkle Boundstones ohne Birdseyes, die sich durch ihre reiche Riffbildner-Fauna als subtidale Bildungen zu erkennen geben. Zuerst erscheint eine Wechselfolge aus bis zu 3 cm dicken Floatstone-Lagen (mit *Thamnopora* und *Stachyodes*) und Lagen aus vielen dünnlagigen Stromatoporen (*Stromatopora cygnea* häufig, *Stachyodes (Keega) jonelrayi* gelegentlich), die Stromatoporen-Bindstones bilden. Die Ablösung dieser Stromatoporen-Bindstones durch *Alveolites*-Bafflestones läßt sich durch eine verstärkte Produktion von bioklastischem Schutt erklären, der die dünnlagigen Stromatoporen zu schnell zusedimentierte. Die weitere Verstärkung der Schuttproduktion unterband das Wachstum des Biostromes, und es kam zur Bildung der Floatstones aus parautochthonen Riffbildnern – deren wichtigste sind *Alveolites suborbicularis* LAMARCK, *Thamnopora micropora* Lecompte und *Pexiphyllum ex gr. rectum-heterophylloides* (Abb. 4). Insbesondere das häufige Auftreten der rugosen Korallen deutet auf eine weitere relative Hebung des Meeresspiegels. In den Zeiträumen, in denen die Sedimentationsrate etwas geringer war (= Entstehung von Mergellagen!), konnten wieder einige Riffbildner (*Alveolites*, dünnlagige Stromatoporen) wachsen. Die Erklärung für die verstärkte Schuttproduktion ist in einer Verstärkung der Wasserbewegung zu suchen, die wahrscheinlich mit der relativen Hebung des Meeresspiegels verknüpft war.

Da der rückläufige Ast des Kleinzyklus unterdrückt ist, folgen auf die dunkelgrauen Floatstones des Subtidals sofort hellgraue Stromatoporen-Birdseye-Bindstones (mit viel *Stachyodes (Keega) jonelrayi*), die im Intertidal oder im Grenzbereich Intertidal/Subtidal gebildet wurden.

Danach wiederholte sich das Ganze noch einmal: Nach dunkelgrauen Stromatoporen-*Alveolites*-Bindstones entstanden *Alveolites*-Bafflestones, die dann im bioklastischen Schutt ertranken. Hier ist der rückläufige Ast des Kleinzyklus nicht völlig unterdrückt; während die Hauptmasse der Wackestones und Grainstones keine Makrofossilien enthält, führt der oberste Teil wieder einige Riffbildner, die man als Anfänge einer Neubesiedlung – infolge abnehmender Sedimentationsrate – deuten kann. Es kam aber nicht zur Bildung eines Biostromes, und nach der abschließenden subaquatischen Rutschung – ein Anzeichen für Bodenunruhe – entwickelten sich wieder die Stromatoporen-Birdseye-Bindstones.

Die beiden Kleinzyklen im Steinbruch am Flotsberg zeigen einen gleichartigen Aufbau: Der „transgressive“ Ast des Kleinzyklus erlaubte durch eine relative Hebung des Meeresspiegels die Bildung eines Biostromes, bis es durch die gleichzeitig angestiegene Schuttproduktion wieder erstickt wurde. Der in der Gesteinfolge nur schlecht dokumentierte „regressive“ Ast führte danach vom Subtidal ins Intertidal zurück.

Die im Steinbruch südwestlich Wülftle erkannte Zyklizität findet man im Steinbruch am Nehder Kopf wieder. Der obere Teil des aufgenommenen Profiles entspricht in Aufbau und Fossilinhalt weitgehend dem entsprechenden Abschnitt im Steinbruch südwestlich Wülftle – trotz einer Entfernung von 4,5

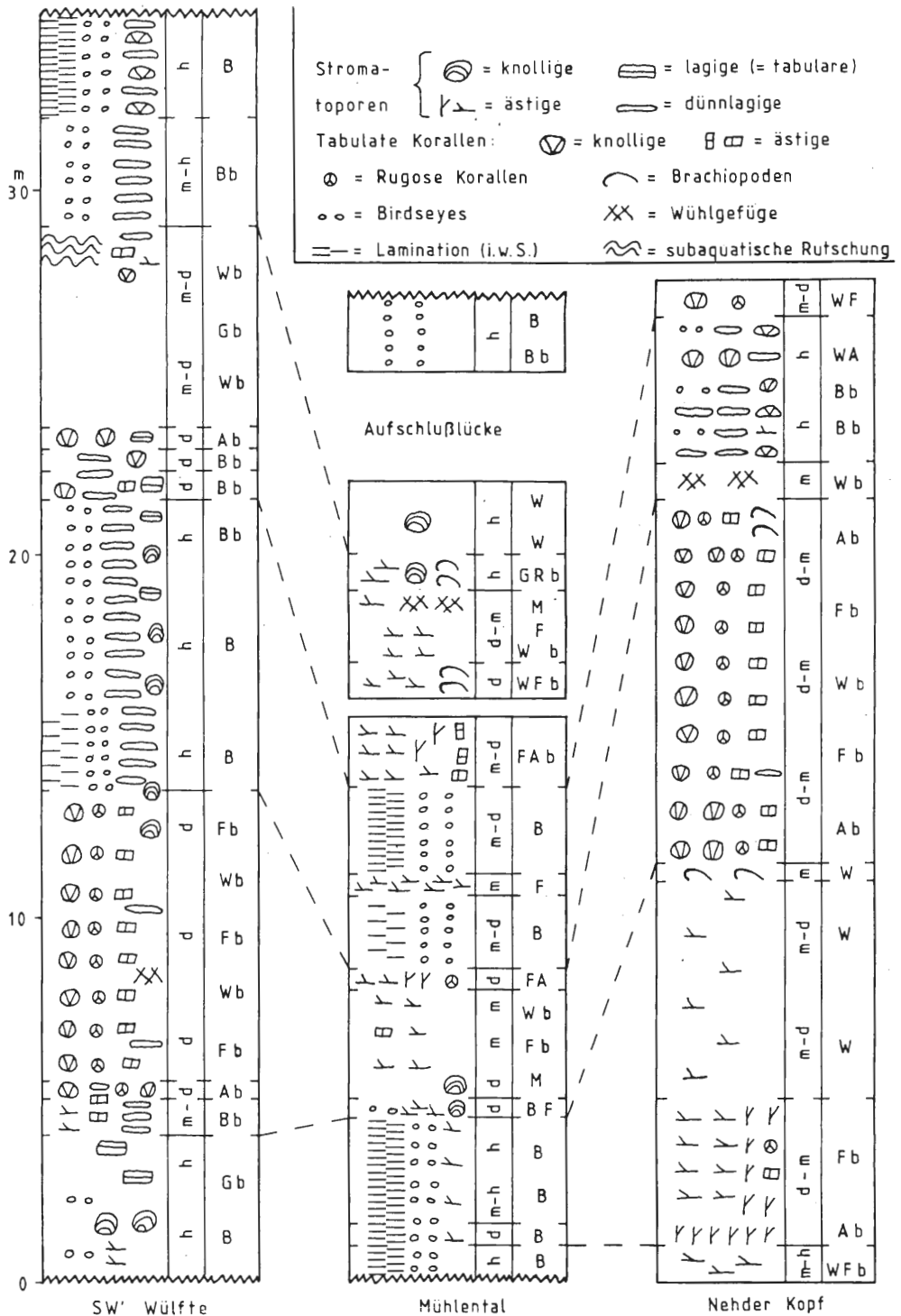


Abb. 10: Aufbau des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke im Massenkalk in drei Profilen (Anordnung von West nach Ost): Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülfte (Aufschluß 2), Westseite des Eisenbahnanschnittes im Mühlental (Aufschluß 8), Steinbruch und Straßenaufschluß am Nehder Kopf (Aufschluß 20). Die Parallelisierung einzelner Teile ist angegeben.

Zeichenerklärung:

| | | |
|----------------|------------------------|----------------|
| R = Rudstone | M = Mudstone | h = hellgrau |
| G = Grainstone | B = Bindstone | m = mittelgrau |
| F = Floatstone | A = Bafflestone | d = dunkelgrau |
| W = Wackestone | b = Bioklasten führend | |

km voneinander. Im Steinbruch am Nehder Kopf läßt sich die ca. 10 m mächtige Folge überwiegender dunkelgrauer Floatstones aus *Alveolites suborbicularis suborbicularis*, *Thamnopora micropora* und *Pexiphyllum* ex gr. *rectum-heterophylloides* direkt mit den unteren dunklen Kalken jenes Aufschlusses vergleichen, denn diese Folge enthält an der Basis und am Top biostromale Bafflestones. Ebenfalls folgen am Nehder Kopf darüber hellgraue Bindstones mit *Stachyodes (Keega) jonelrayi*, die aber zusätzlich häufig *Alveolites suborbicularis suborbicularis* enthalten. Von den darüber folgenden oberen dunklen Kalken ist nur der unterste Teil aufgeschlossen (Floatstones mit Rugosen und Alveolitiden).

Demgegenüber findet der untere Teil des Profils am Nehder Kopf im Profil südwestlich Wülftle kein Gegenstück. Gemeint ist eine Abfolge mittel- bis dunkelgrauer bioklastischer Kalke, die mit einem *Amphipora*-Bafflestone beginnt und über einem Floatstone aus ästigen Stromatoporen in einem Wackestone endet. Es handelt sich um den „transgressiven“ Ast eines neuen Kleinzyklus, der älter ist als die beiden aus Wülftle bekannten. Dieser ist unvollständig, denn der „regressive“ Ast und die intertidalen Bindstones fehlen. Außerdem muß in seinem subtidalen Teil eine geringere Wassertiefe als im folgenden Kleinzyklus geherrscht haben, denn tabulate und rugose Korallen sind selten.

Obwohl der Eisenbahnanschnitt im Mühlental zwischen den beiden anderen Aufschlüssen liegt und nur 1,5 km vom Nehder Kopf entfernt ist, unterscheidet sich sein Profil sehr von den beiden anderen:

- 1) Die Mächtigkeit ist stark reduziert.
- 2) Die zyklische Gliederung ist nicht so deutlich.
- 3) Seine ärmere Fossilführung deutet auf stärker eingeschränktes Milieu; *Alveolites* und *Thamnopora* fehlen, rugose Einzelkorallen sind sehr selten. Es dominieren *Amphipora ramosa*, *Stachyodes verticillata* und *Scoliopora denticulata*.

Der untere Kleinzyklus ist nur durch geringmächtige dunkelgraue bis schwarze Kalke dokumentiert. Der von den beiden anderen Profilen bekannte typische Aufbau findet sich am deutlichsten im mittleren Kleinzyklus wieder. Der obere Zyklus enthält in seinem oberen Teil Grain- bis Rudstones (mit *Stringocephalus (Stringodiscus)* sp.), die dem Subtidal zuzurechnen sind. Ebenso wie die subaquatische Rutschung südwestlich Wülftle lassen sie sich als Hinweis für unruhige Verhältnisse am Meeresboden deuten.

5.3.2. Bohrung Nehden 3

In der Bohrung Nehden 3 finden sich Groß- und Kleinzyklen. Deshalb wurde sie näher untersucht. Es lassen sich die oben beschriebenen Großzyklen aus hellen, überwiegend intertidalen und dunklen, überwiegend subtidalen Kalken erkennen. Auffällig ist die große Mächtigkeit des unteren dunklen Paketes, das von 516 m bis 167 m Teufe reicht, obwohl es schon im Mühlental auskeilt. Der faunistische Kontrast zwischen dem unteren dunklen Paket und dem darüber folgenden hellen ist sehr deutlich: Die unteren dunklen Kalke führen neben ziemlich vielen Brachiopoden (*Stringocephalus* sp. u.a.) eine verhältnismäßig reiche Riffbildner-Fauna, die außer den häufigen ästigen Stromatoporen (*Amphipora* häufig, *Stachyodes* gelegentlich) und den anderen Stromatoporen (*Syringostroma capitatum* und *Clathrocoilona spissa* gelegentlich, *Actinostroma*, *Hermatostroma*) gelegentlich tabulate Korallen (*Scoliopora denticulata*, *Calliaporabattersbyi* M.-E. & H. u.a.) sowie mehrere Arten rugoser Korallen umfaßt. Die Riffbildner-Fauna der darüber folgenden hellen Kalke ist arm, und Brachiopoden, tabulate und rugose Korallen treten nur noch selten auf.

Das untere Paket überwiegend dunkelgrauer Kalke besteht hauptsächlich aus Floatstones (aus *Amphipora* und/oder anderen Riffbildnern), seltener aus Bafflestones und Bindstones. Die Abfolge der Kalke läßt nur selten Kleinzyklen erkennen. Eine Ausnahme bildet der Abschnitt zwischen 304 m und 293,50 m Teufe, der eine dreimalige zyklische Abfolge a b c b a zeigt:

- c) Mittelgraue fossilarme Birdseye-Bindstones des Intertidals.
- b) Fossilreiche Kalke mit Wühlgefüge aus 1-3 cm dicken Knollen mittelgrauer Kalke, zwischen denen Interstitien aus dunkelgrauen, z.T. mergeligen Kalken sind (Packstones bis Wackestones aus Brachiopodenschalen).
- a) Dunkelgraue fossilreiche Floatstones des Subtidals.

Obwohl diese drei Gesteinstypen auch in anderen Teilen des unteren dunklen Paketes auftreten, ist der symmetrisch gebaute Kleinzyklus nur von diesem Abschnitt bekannt.

Das oberste Paket mittel- bis hellgrauer Kalke enthält häufig knollige *Syringostroma capitatum*-Coenostea und besitzt dadurch große Ähnlichkeiten mit der Bohrung Fünf Brücken (241-170 m Teufe). In der Bohrung Nehden 3 sind in 22,48 m bis 13 m Teufe sechs Kleinzyklen entwickelt, die im Idealfalle von unten nach oben die Abfolge a b c haben:

c) In einem mittelgrauen Floatstone aus \pm dicht gepackten *Amphipora*-Ästen sind viele Stromatoporen-Coenostea von bis zu mehr als 10 cm Größe, die meist knollige, aber auch halbkugelige oder lagige Wuchsform besitzen. Sie gehören in den meisten Fällen der Art *Syringostroma capitatum* (GOLDFUSS 1826) an. Die Coenostea sind vollständig oder zerbrochen – große häufig in Lebensstellung, kleine meist nicht. Diese Stromatoporen können so dicht neben- und übereinander liegen, daß sie einen Framestone bilden. Vereinzelt findet man Wühlspuren. Trotz der ziemlich artenarmen Fauna muß man diese Einheit dem Subtidal zurechnen. Sie ist in den unteren beiden Zyklen gut entwickelt und erreicht dort 300 cm bzw. 32 cm Mächtigkeit. In den darüber folgenden Kleinzyklen ist sie nur in Ansätzen vorhanden.

b) Mittel- bis hellgraue Floatstones, die im unteren Teil oft als Bafflestones beginnen. Sie werden hauptsächlich aus *Amphipora ramosa* (PHILLIPS) aufgebaut und nur untergeordnet aus *Stachyodes* (*Sphaerostroma*) *crassa* (LECOMPTE) und *Stachyodes* (*Stachyodes*) sp.. Es können auch (meist kleine) Coenostea von *Syringostroma capitatum* auftreten. Diese Einheit besitzt 15-90 cm Mächtigkeit. Durchwühlung wurde vereinzelt an ihrer Basis beobachtet.

a) Hell- bis mittelgraue mikritische Birdseye-Bindstones. Außerdem können auch Birdseye-Kalke in bioklastischer Wackestone-Matrix und Floatstone-Lagen aus *Amphipora*-Ästen auftreten. Die Häufigkeit dieser Floatstone-Lagen nimmt normalerweise nach oben zu und vermittelt so den Übergang zur Einheit b. Die Birdseye-Bindstones bei 17,45-16,60 m Teufe und 15,10-14,40 m Teufe sind stellenweise etwas rötlich verfärbt. Die Möglichkeit, daß es sich dabei um Anzeichen für subaerische Exposition handele, bekommt ein Gegenargument dadurch, daß gerade diese Kalke durch sehr viele, meist große, in Lagen angeordnete Birdseyes gekennzeichnet sind, wie sie für das untere Intertidal charakteristisch sind (siehe 5.1.). Diese im Intertidal gebildete Einheit hat eine Mächtigkeit von 13-85 cm.

Dieser asymmetrische Kleinzyklus ist – trotz großer Unterschiede im Aussehen – dem Kleinzyklus des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke prinzipiell vergleichbar: In beiden beginnt der „transgressive“ Ast im Intertidal und endet im Subtidal, und in beiden ist die Zunahme der Wassertiefe mit einer Zunahme der Wasserenergie verknüpft. Die Tendenz, den „regressiven“ Ast zu unterdrücken, ist auch schon im Kleinzyklus des untersten dunklen Paketes angedeutet.

Ein sehr gut vergleichbarer Zyklus wird von KASIG (1980) aus dem Ober-Givetium und Unter-Frasnium des Aachener Raumes beschrieben. Dort bauen diese Kleinzyklen den gesamten Riffkalk auf. Sie besitzen dieselben Einheiten in derselben Reihenfolge: Mikrit mit Birdseyes, *Amphipora*-„Rasen“ und Biostrom aus großen globulären Stromatoporen. Außerdem sind die Dimensionen der Zyklen vergleichbar (KASIG 1980: 26).

5.4. Interpretation der zyklischen Sedimentation

Auffällig ist die große Mächtigkeit des Massenkalkes, die innerhalb eines ziemlich kurzen Zeitraumes abgelagert wurde – über 1250 m wahrscheinlich innerhalb des Ober-Givetiums. Da dieses mit einer nur geringen bathymetrischen Schwankungsbreite verbunden war, muß eine ziemlich starke, aber kontinuierliche Absenkung stattgefunden haben, die durch die Sedimentation \pm ausgeglichen wurde. Ein derartiger Gleichgewichtszustand läßt sich durch folgendes beeinflussen:

- 1) Eustatische Meeresspiegel-Änderungen;
- 2) Änderungen der Absenkungsgeschwindigkeit;
- 3) Änderungen der Stärke der Sedimentproduktion.

Die Änderung eines dieser Faktoren zieht eine Änderung der relativen Höhe des Meeresspiegels nach sich. Wenn sich derartige Prozesse wiederholt im Sediment in vergleichbarer Weise niederschlagen, wird es möglich, eine Zyklizität zu erkennen. Im einzelnen Zyklus läßt sich oft ein „transgressiver“ und ein „regressiver“ Ast unterscheiden. Der „transgressive“ Ast dokumentiert die relative Hebung des Meeresspiegels, der „regressive“ die relative Senkung.

Zyklische Sedimentabfolgen sind auf Karbonatplattformen verbreitet, und BURCHETTE (1981: 116) unterscheidet drei Größenordnungen von Zyklen, die er auf eustatische Meeresspiegel-Änderungen

zurückführt. Perioden eines Gleichgewichtes zwischen Riffwachstum und Meeresspiegel-Anstieg wechselten mit scharfen transgressiven Impulsen. Dadurch entstanden Zyklen, deren „transgressiver“ Ast oft unterdrückt ist. Das zeigt sich besonders deutlich bei den kleinsten Zyklen, den Zyklen 3. Ordnung, die nur einige Meter mächtig sind. Es sind „shoaling-upwards sequences“ in Backreef-Kalken (BURCHETTE 1981: 124-125).

Davon unterscheiden sich die im Untersuchungsgebiet beobachteten Kleinzyklen deutlich, denn in ihnen ist der „transgressive“ Ast betont und nicht der „regressive“ wie in den „shoaling-upwards“-Zyklen. Trotzdem ist es durchaus möglich, daß auch sie auf eustatischen Meeresspiegel-Änderungen beruhen. Dafür würde die weite Verfolgbarkeit einzelner Groß- und Kleinzyklen sprechen. Aber auch die Geschwindigkeit der Absenkung des Untergrundes spielte eine Rolle, wie die lateralen Unterschiede innerhalb eines Zyklus zeigen. Unwahrscheinlich ist eine Änderung der Stärke der Karbonatproduktion; denn auf Klimaänderungen, die dieses im Briloner Riff bewirken konnten, gibt es keine Hinweise.

Ein weiteres Charakteristikum der in den vorigen Kapiteln beschriebenen Kleinzyklen ist die Erscheinung, daß eine Zunahme der Wassertiefe mit einer Zunahme der Wasserbewegung verbunden war. Das läßt sich dadurch erklären, daß infolge der großräumigen Zunahme der Wassertiefe Wasserströmungen und Wellenbewegung weiter in den lagunären Bereich vorstoßen konnten.

6. Lithostratigraphie des Massenkalkes

6.1. Kartiereinheiten

Innerhalb des Massenkalkes lassen sich drei Kartiereinheiten unterscheiden:

Die älteste Einheit bilden hell- bis mittelgraue, überwiegend arenitische Kalke, die südlich Alme verbreitet sind. Im unteren Teil sind es Grainstones, Rudstones, Wackestones und Floatstones, die eine an mehreren Stellen nachweisbare subaquatische Rutschung enthalten. Daraus entwickeln sich Bindstones, die durch Abnahme des Anteils an bioklastischem Schutt fließend in hell- bis mittelgraue, überwiegend mikritische Kalke übergehen. Deshalb läßt sich keine sichere Grenze zwischen dieser und der folgenden Kartiereinheit ziehen.

Ca. 35-235 m mächtige Pakete hell- bis mittelgrauer, überwiegend mikritischer Kalke (= Peloid-Kalke; siehe 4.3.) bauen den größten Teil des Massenkalkes auf. Es handelt sich meist um Bindstones. Floatstones und Bafflestones treten nur untergeordnet auf. Diese Kalke enthalten nur selten Fauna und wenn, dann ist sie ziemlich arm.

Innerhalb der hellen mikritischen Kalke lassen sich Pakete überwiegend dunkelgrauer Kalke auskartieren, die eine Mächtigkeit von 5 m bis über 300 m haben können. Es sind mikritische bis arenitische Kalke, die häufig eine ziemlich reiche Fauna aus Stromatoporen, tabulaten und rugosen Korallen führen. Sie bauen nicht selten Biostrome auf. Die überwiegenden dunkelgrauen Kalke können neben mittelgrauen bis schwarzen Kalken auch hellere Einlagerungen enthalten. Außerdem können die dunklen Kalke durch die Verwitterung gebleicht sein. Deshalb sind zur Ansprache im Gelände (mehrere) möglichst frische Gesteinsproben notwendig. Dieses führte – zusammen mit den unbefriedigenden Aufschlußverhältnissen – dazu, daß die Grenzen der dunklen Pakete oft nur als vermutet auskartiert werden konnten. (Deshalb wurden die im Hangenden des untersten dunklen Paketes folgenden in Abb. 1 nicht dargestellt.)

6.2. Lithostratigraphische Parallelisierungen

Die Existenz zyklischer Abfolgen im Massenkalk des Arbeitsgebietes bildet die Grundlage der lithostratigraphischen Gliederung und sämtlicher Parallelisierungen. Ihr Ergebnis ist in Abb. 9 zu sehen. Die als Bestandteil von Großzyklen gebildeten Pakete überwiegend dunkler Kalke ließen sich auskartieren und ermöglichten dadurch eine Parallelisierung der einzelnen Aufschlüsse und Bohrungen. Sie umfassen als ein Teil eines Zyklus nur einen relativ kurzen Zeitraum und bilden somit eine \pm isochrone Grenze. Die meisten halten über weite Strecken aus – über 4,5 km wurde das unterste Paket verfolgt. Eine Ausnahme stellt jenes Paket dar, das in der Bohrung Nehden 3 ca. 320 m mächtig ist und 600 m westlich davon im Mühlental auskeilt. Wahrscheinlich findet es seine westliche Fortsetzung in einem geringmächtigen dunklen Paket, das westlich des Hallersteines und im Bereich von Hermelenstein und Flotsberg auskartiert werden konnte.

Da innerhalb eines dunklen Paketes beim Vergleich zwischen verschiedenen Aufschlüssen Mächtigkeit, Lithologie und Fauna recht unterschiedlich sein können (siehe 5.3.1.), ist ein direkter Vergleich ohne Kartierung des dazwischen liegenden Geländes ziemlich schwierig. In Anbetracht dieser Beobachtungen und der hohen Mächtigkeit des Massenkalkes ist bei der von MORITZ (1983) durchgeführten Parallelisierung verschiedener Bohrungen im Massenkalk des Briloner Sattels Skepsis angebracht.

Die Bedeutung der Kleinzyklen für die Stratigraphie ist nicht so groß. Dieses zeigt das Beispiel der Kleinzyklen des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke: Erst als die prinzipielle Gleichaltrigkeit der drei Aufschlüsse durch die Kartierung bestätigt war, wurde eine direkte Parallelisierung einzelner Kleinzyklen möglich. Im Bereich von Mühlen- und Moospringtal ermöglicht eine subaquatische Rutschung eine weitere Parallelisierung (siehe Abb. 9).

7. Paläogeographische Aussagen

Der „Riffkern“ des Karbonatkomplexes befindet sich am Süd- und Südostrand des Briloner Sattels. Er wird aus subtidalen arenitischen Kalken gebildet, deren Matrix meist aus Grainstones bis Rudstones besteht. Sie enthalten viele autochthone Riffbildner: *Stachyodes*-Rasen, Pakete mit vielen großen, kugelförmigen bis knolligen Stromatoporen oder aus großen tabularen Stromatoporen. Dazwischen sind immer wieder Bereiche, in denen sich Riffschutt (Rudstones und Grainstones) sammelte. Südlich und östlich davon schließt sich das Vorriff an. Es ist durch Echinodermenschutt-Arenite gekennzeichnet, die ziemlich häufig Brachiopoden und rugose und tabulate Korallen enthalten; Stromatoporen sind weniger häufig.

BÄR (1966) und KREBS (1974) nahmen an, daß am Nordrand des Briloner Sattels größere Riffkomplexe seien, die ein Gegenstück zum Südrand bildeten. Dieses läßt sich nicht bestätigen. Nirgendwo im Untersuchungsgebiet wurden Gesteine beobachtet, die den oben beschriebenen Kalken des „Riffkerns“ vergleichbar wären.

Die hellen arenitischen Kalke am Nordrand des Massenkalkes bei Alme besitzen große Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Vorriffs. Da sich aber aus ihnen fließend lagunäre Birdseye-Bindstones entwickeln (siehe Kap. 5.2.) – ohne daß sich eine „Riffkern“-Fazies einschaltet –, müssen auch die Arenite dem lagunären Bereich angehören. KREBS (1976: 27) weist darauf hin, daß in einigen deutschen Backreef-Lagunen Echinodermen-Grainstones und -Wackestones mit der *Stachyodes*- und der *Amphipora*-Fazies vergesellschaftet sind. Er nimmt an, daß es sich um große zungenförmige Anhäufungen handelt, die während schwerer Stürme durch Kanäle in die Backreef-Lagune transportiert wurden. Die arenitischen Kalke bei Alme könnten somit ein Hinweis auf einen „Riffkern“ sein, der nördlich des heutigen Massenkalk-Ausbisses lag. Eine andere Möglichkeit wäre, daß es sich um die Bildungen einer Frühphase der Massenkalk-Entwicklung handelt, als noch nicht so stark lagunäre Verhältnisse herrschten.

Über den hellen Areniten an der Basis folgen Kalke, die durchgängig Merkmale eingeschränkter, lagunärer Verhältnisse zeigen: Dominanz von Mikrit, verbreitete Intertidal-Sedimente und arme Faunen, die häufig *Amphipora*-Arten enthalten. Oft wird ein derartiges Milieu als Backreef bezeichnet. Dieser Begriff ist m.E. hier nicht gut geeignet, denn der Bereich war nicht durch einen Riffkern – der eine Erhebung sein sollte – vom offenen Meer abgeschnürt. Vielmehr handelte es sich um eine Karbonatplattform, die im wesentlichen im Gezeitenbereich lag. Sie bildete eine weit ausgedehnte Gezeiten-Fläche (= „tidal flat“) (READ 1975, FLÜGEL 1982), wie sie LECOMPTE (1970: 36) für seine „sublagunäre Zone“ annahm. In den Phasen, in denen die Plattform unter den Gezeitenbereich absank, konnten sich neben anderen subtidalen Kalken auch geringmächtige Biostrome bilden.

Demgegenüber gehören im Briloner Karbonatkomplex die Sedimente des „Riffkerns“ durchgängig dem Subtidal an. Sie lagen also wahrscheinlich etwas tiefer als die Plattform. Das erklärt die Beschränkung der „Riffkern“-Sedimente auf den Süd- und Südostrand des Massenkalkes, denn sie entstanden wahrscheinlich am oberen Ende des beckenwärts gerichteten Abhanges der Karbonatplattform. Hier waren die Turbulenz und der Nährstoffreichtum des Meeresswassers groß genug, um ein reiches Riffbildner-Wachstum zu ermöglichen.

Der lagunäre Bereich war keine ganz einheitliche Plattform, wie der Vergleich der drei Massenkalk-Profile zeigt. Die Mächtigkeit des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke ist im Mühltal am geringsten, und die Verhältnisse sind stärker eingeschränkt als in den beiden anderen Profilen (siehe 5.3.1.). Besonders gravierend ist seine Mächtigkeitszunahme im Moospringtal: Vom Mühltal zum Moospringtal hat sich die Mächtigkeit verdoppelt! Im darüber folgenden dunklen Paket ist es noch extremer: Im

Mühlental ist es nicht nachweisbar und in der Bohrung Nehden 3 ca. 320 m mächtig! Somit läßt sich feststellen, daß vom Mühlental nach Osten die Mächtigkeit der dunklen, subtidalen Kalke auf Kosten der hellen, intertidalen Kalke zunimmt. Die Vermutung ist berechtigt, daß diese Erscheinung mit der „Nehdener Querzone“ zusammenhängt, die im höheren Oberdevon eine Senke darstellte. Schon BÄR (1966) war der Ansicht, daß sich diese Quersenkung bereits in der Zeit der Massenkalk-Entwicklung bemerkbar machte.

8. Fossilführung

Die Fossilführung des Massenkalkes in den Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes und in der Bohrung Fünf Brücken ist in Tabelle 1 zusammengestellt. Aus Übersichtsgründen wurden die Brachiopoden und Mollusken der Echinodermenschutt-Arenite nördlich des Almer Tunnels nicht darin aufgenommen – sie sind in Kap. 9.1. aufgelistet.

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|------|----------|---------|---------|
| a) Stromatoporen: | | | | |
| <i>Actinostroma</i> sp. | ● | A | ● | A |
| <i>Actinostroma clathratum</i> NICHOLSON 1886 | ● | A, W | ● | A |
| <i>Actinostroma</i> cf. <i>clathratum</i> NICH. | A | ● | ● | ● |
| <i>Actinostroma crassepilatum</i> LECOMPTE 1951 | ● | ● | ● | A |
| <i>Actinostroma perlaminatum</i> LECOMPTE 1951 | ● | ● | A | A |
| <i>Hermatostroma</i> sp. | ● | W | ● | A |
| <i>Hermatostroma schlüteri</i> NICHOLSON 1892 | ● | W | A | A |
| <i>Hermatostroma episcopale</i> NICHOLSON 1892 | ● | ● | ● | A |
| <i>Hermatostroma</i> cf. <i>episcopale</i> NICH. | ● | W | N | ● |
| <i>Hermatostroma porosum</i> (LECOMPTE 1952) | ● | ● | ● | A |
| <i>Parallelopora</i> sp. | ● | ● | ● | A? |
| <i>Parallelopora bücheliensis</i> (BARGATZKY 1881) | ● | ● | N | ● |
| <i>Stictostroma lensiforme</i> (LECOMPTE 1951) | A | ● | A | F |
| <i>Stromatopora</i> sp. | A | W | ● | ● |
| <i>Stromatopora concentrica</i> GOLDFUSS 1826 | ● | ● | ● | A |
| <i>Stromatopora</i> ex gr. <i>hüpschii</i> (BARGATZKY 1881) | ● | ● | N | ● |
| <i>Stromatoporella</i> sp. | A | W | W | A |
| <i>Stromatoporella</i> cf. <i>laminata</i> (BARG.) | ● | ● | N, W | ● |
| <i>Stromatoporella laminata</i> (BARGATZKY 1881) | ● | ● | W | ● |
| <i>Syringostroma</i> sp. | A | W | A, N | F |
| <i>Syringostroma capitatum</i> (GOLDFUSS 1826) | ● | ● | ● | F |
| <i>Trupetostroma</i> sp. | A? | W | W | F, A? |
| <i>Clathrocoilona</i> sp. | A | A, W, N? | N | F |
| <i>Clathrocoilona spissa</i> (LECOMPTE 1951) | A | W | A, N | A |
| <i>Stachyodes</i> (<i>Keega</i>) <i>jonelrayi</i> STEARN 1975 | A | W | N, W | W |
| <i>Stromatopora cygnea</i> STEARN 1963 | ● | ● | N, W | ● |
| aa) ästige Stromatoporen: | | | | |
| <i>Amphipora</i> sp. | A, N | A, N, W | A | A, W, F |
| <i>Amphipora ramosa</i> (PHILLIPS 1841) | N | A, W | A, N | A, F |
| <i>Amphipora</i> cf. <i>ramosa</i> (PHILL.) | A | A | ● | A |
| <i>Amphipora angusta</i> LECOMPTE 1952 | ● | ● | A, N | A, (B) |
| <i>Amphipora</i> cf. <i>angusta</i> LEC. | ● | A | ● | F |
| <i>Amphipora</i> ex gr. <i>laxeperforata-pervesiculata</i> LECOMPTE 1952 | A | A, W | ● | A |
| <i>Stachyodes</i> sp. | A, N | A, W | A, N, W | A, F |
| <i>Stachyodes</i> (<i>Stachyodes</i>) <i>verticillata</i> (McCOY 1851) | ● | ● | A | A |

Fortsetzung Tabelle 1

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|-----|-----|-------|-------|
| <i>Stachyodes (Stachyodes) cf. verticillata</i> (McCOY) | ● | ● | A,N | ● |
| <i>Stachyodes (Stachyodes) caespitosa</i> LECOMPTE 1952 | A | ● | ● | ● |
| <i>Stachyodes (Stachyodes) cf. caespitosa</i> LEC. | ● | ● | ● | A |
| <i>Stachyodes (Stachyodes) costulata</i> LECOMPTE 1952 | A,N | ● | A,N | ● |
| <i>Stachyodes (Stachyodes) cf. costulata</i> LEC. | ● | ● | ● | A |
| <i>Stachyodes (Stachyodes) cf. paralleloporoides</i> LECOMPTE 1952 | ● | ● | N | ● |
| <i>Dendrostroma oculatum</i> (NICHOLSON 1886) | ● | ● | ● | A |
| b) Tabulate Korallen: | | | | |
| <i>Thamnopora</i> sp. | A | ● | W | ● |
| <i>Thamnopora cf. reticulata</i> (BLAINVILLE 1830) | ● | ● | ● | A |
| <i>Thamnopora cf. boloniensis</i> (GOSSELET 1877) | A | ● | ● | ● |
| <i>Thamnopora micropora</i> LECOMPTE 1939 | ● | ● | N,W | ● |
| <i>Thamnopora cf. irregularis</i> LECOMPTE 1939 | A | ● | ● | ● |
| <i>Alveolites</i> sp. | A | W | N,W | W |
| <i>Alveolites suborbicularis suborbicularis</i> LAMARCK 1801 | A | ● | N,W | ● |
| <i>Alveolites crassus</i> LECOMPTE 1939 | ● | ● | N | ● |
| <i>Alveolitella cavernosa</i> (LECOMPTE 1939) sensu IVEN 1980 | A | ● | ● | A |
| <i>Platyaxum (Egosiella) aff. gracile</i> (LECOMPTE 1939) | ● | ● | N,W | ● |
| <i>Scoliopora denticulata</i> (MILNE-EDWARDS & HAIME 1851) | N | ● | A,N,W | A |
| Alveolitidae indet. | A | A | N | A |
| <i>Roemerolites tenuis</i> (SCHLÜTER 1885) | ● | ● | W | ● |
| <i>Roemerolites cf. exornatus</i> (DETHIER & PEL 1971) | ● | ● | ● | A |
| <i>Roemerolites cf. spicatus</i> (GOLDFUSS 1829) | ● | ● | W | ● |
| <i>Caunopora</i> sp. | ● | ● | N,W | ● |
| <i>Caunopora placenta</i> PHILLIPS 1841 | ● | ● | W | ● |
| <i>Syringoporella</i> sp. | A | ● | ● | ● |
| Auloporida indet. | A | W? | A? | ● |
| c) Rugose Korallen: | | | | |
| <i>Acanthophyllum ? sp.</i> | A | ● | ● | ● |
| <i>Pexiphyllum ex gr. rectum</i> WALTHER – <i>heterophylloides</i> (FRECH 1885) | ● | ● | N,W | ● |
| Rugose Einzelkorallen | ● | N | A,N | A,(B) |
| <i>Disphyllum</i> sp. | ● | ● | N | (B?) |
| <i>Disphyllum caespitosum</i> (GOLDFUSS 1826) | ● | ● | N,W | ● |
| <i>Cyathophyllum ? sp.</i> (Kolonie) | A | ● | ● | ● |
| <i>Dendrostella trigemme</i> (QUENSTEDT 1879) | ● | ● | ● | A |
| <i>Frechastraea pentagona</i> (GOLDFUSS 1826) | A | ● | ● | ● |
| Rugosa indet. | A,N | N,W | A,N | W |
| d) Kalkalgen: | | | | |
| <i>Renalcis</i> sp. | A | W | ● | ● |
| <i>Rothpletzella devonica</i> (MASLOV 1956) | ● | W | ● | ● |
| e) Brachiopoden: | | | | |
| <i>Stringocephalus</i> sp. | ● | ● | A | ● |
| <i>Stringocephalus (Stringodiscus)</i> sp. | ● | ● | A | ● |
| <i>Stringocephalus (Parastringocephalus ?)</i> sp. | ● | ● | ● | (B) |
| fragliche Stringocephaliden | ● | N | N | A |

| Fortsetzung Tabelle 1 | 1 | 2 | 3 | 4 |
|------------------------------|-----|------|-------|-----|
| Pentameriden | ● | ● | N? | A |
| andere Brachiopoden | A | ● | ● | (B) |
| f) Bryozoen-Reste | A | ● | ● | ● |
| g) Muscheln | A | ● | N | A |
| h) Gastropoden: | | | | |
| <i>Macrochilina</i> sp. | ● | ● | ● | (B) |
| <i>Euomphalus</i> sp. | ● | ● | ● | (B) |
| <i>Murchisonia</i> ? sp. | ● | ● | ● | A |
| Gastropoda indet. | A | A,W | N | A,F |
| i) Foraminiferen: | | | | |
| <i>Bisphaera</i> sp. | A | A,W | A?,W? | A,F |
| <i>Cribrosphaeroides</i> sp. | A | ● | ● | ● |
| <i>Parathuramina</i> sp. | ● | W | ● | ● |
| <i>Vicinesphaera</i> sp. | A | W,A? | ● | A? |
| j) Calcisphaeren | A | A,W | A | A,F |
| k) Ostracoden | A | W | A,W | ● |
| l) Echinodermen-Schutt | A,N | ● | A,N,W | (B) |

Tab. 1: Fossilführung des Massenkalkes im Arbeitsgebiet. Zeichenerklärung:

- 1) helle, überwiegend arenitische Kalke an der Basis;
- 2) helle, überwiegend mikritische Kalke im Liegenden des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke;
- 3) unterstes Paket überwiegend dunkler Kalke;
- 4) Hangedes des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke.

A = Bereich des Mühllentales (u.a. Aufschluß 6-11);

N = Bereich des Moosspringtales (Aufschluß 18-20);

W = Bereich südlich Wülfte (u.a. Aufschluß 1-2);

(B) = Bereich des Gallberg (Aufschluß 22 und Umgebung), lithostratigraphische Einstufung nicht gesichert;

F = Bohrung Fünf Brücken;

? = Bestimmung unsicher;

● = keine Funde.

8.1. Riffbildner

Die Stromatoporen sind durch ihre weite Verbreitung und große Häufigkeit die wichtigsten Riffbildner des Massenkalkes. Im Arbeitsgebiet herrschen die Taxa mit ästiger Wuchsform vor: Besonders häufig sind die Vertreter der Gattung *Amphipora*, die nach dem Vorgehen von LECOMPTE (1952) bestimmt wurden. Etwas seltener sind die schwer unterscheidbaren Arten von *Stachyodes* (*Stachyodes*), während *Stachyodes* (*Sphaerostroma*) *crassa* (LECOMPTE 1952) nur aus der Bohrung Nehden 3 bekannt ist. Im Gegensatz zu den ästigen Untergattungen *St.* (*Stachyodes*) und *St.* (*Sphaerostroma*) besitzt *Stachyodes* (*Keega*) *jonelrayi* STEARN 1975 dünnlagige Wuchsform und baut Stromatoporen-Bindstones auf – ebenso wie *Stromatopora cygnea* STEARN 1963 (siehe Kap. 4.3.). Stromatoporen mit kugelig, knolliger oder tabularer Wuchform gehören in den meisten Fällen den Gattungen *Actinostroma*, *Hermatostroma*, *Trupetostroma* oder *Syringostroma* an. Weit verbreitet sind *Actinostroma*, *Hermatostroma* und *Trupetostroma*, die von den artenarmen Bindstones des Intertidals bis zu den artenreichen Biostromen des Subtidals vorkommen. Die wichtigste inkrustierende Stromatopore ist *Clathrocoelona spissa*.

Ebenfalls weit verbreitet, aber nicht sehr häufig, sind tabulate Korallen. Am häufigsten ist die ästige Alveolitide *Scoliopora*, die den Platz der ästigen Favositiden *Thamnopora* einnimmt. *Thamnopora* ist im Untersuchungsgebiet auffällig selten. Die verbreitete *Alveolites* ist stellenweise sogar gesteinsbildend. Alle anderen tabulaten Korallen sind \pm selten oder fehlen ganz.

Rugose Korallen sind ziemlich selten; hauptsächlich findet man Einzelkorallen. Kalkalgen sind selten.

8.2. Riffbewohner

Da artikulate Brachiopoden abnorme Salinität und zeitweiliges Trockenfallen nicht tolerieren, sind sie im lagunären Milieu recht selten. Abgesehen von den Echinodermenschutt-Areniten nördlich des Almer Tunnels (siehe 9.1.) mit ihrer reichen Brachiopoden-Fauna findet man im Untersuchungsgebiet gelegentlich Stringocephaliden und Pentameriden, die beide vergleichbare Ökologie und ähnliches Aussehen haben.

Gastropoden sind zwar nie sehr häufig, aber weit verbreitet. Muscheln besitzen keine große Bedeutung. Ostracoden treten gelegentlich auf (siehe Abb. 6).

In den Dünnschliffen findet man nicht selten einkammerige Foraminiferen und Calcisphaeren mit glatter Hülle (= nicht-radiosphaeride Calcisphaeren). Beide Gruppen sind in der Bohrung Nehden 3 auffällig häufig. KAZMIERCZAK (1976) deutet die Foraminifere *Vicinesphaera* und den größten Teil der nichtradiosphaeriden Calcisphaeren als Erhaltungszustände der Grünalge *Eovolvox silesiensis* KAZMIERCZAK 1975, für die er als Lebensraum überdüngte Süß- und Brackwasserseen annimmt.

Anbohrungen an Riffbildnern und Wühlspuren sind ziemlich weit verbreitet.

9. Biostratigraphische Einstufung des Massenkalkes

Bevor biostratigraphische Einstufungen versucht werden können, muß zuerst die verwandte Umgrenzung und Gliederung des Givetiums angegeben werden, denn es gab in den letzten Jahrzehnten durchaus unterschiedliche Konzepte dazu. 1985 legte die „Subcommission on Devonian Stratigraphy“ die Untergrenze der unteren *asymmetricus*-Conodontenzone als Untergrenze des Frasniums fest, die nur wenig oberhalb der Unterkante der Assise de Frasnes ist (ZIEGLER & KLAPPER 1985: 107). Dadurch werden die Assise de Fromelennes, die früher (LECOMPTE 1951/1952; STRUVE 1982b; BIRENHEIDE 1985) als unterster Teil des Frasniums betrachtet wurden, zum jüngsten Teil des Givetiums. Ansonsten wird im weiteren die von STRUVE (1982b) ausführlich diskutierte Untergrenze und Zweiteilung des Givetiums verwandt.

9.1. Die Fauna vom Almer Tunnel

Aus den hellgrauen Echinodermenschutt-Areniten an der Basis des Massenkalkes im Mühlental konnte aus dem Eisenbahnanschnitt 7-12 m nördlich des Almer Tunnels eine reiche Fauna gewonnen werden (Aufschluß 6, r 73740 h 01630). Besonders häufig findet man in Nestern angereicherte Brachiopoden, die oft zweiklappig erhalten sind. Fauna:

a) Brachiopoden:

Schizophoria aff. *similis* (SCHLOTHEIM 1820), häufig
Mystrophora sp., selten
Mucrospirifer conjungens (TORLEY 1934), gelegentlich
Undispirifer undiferus (ROEMER) ?, selten
Spinatrypina (*Exatrypa*) *tubaecostata* (PAECKELMANN 1913), gelegentlich
Spinatrypina (*Spinatrypina*) ex gr. *soetenica* (STRUVE 1964) – *comitata* COPPER 1967, häufig
Mimatrypa cf. *fretterensis* COPPER 1968, selten
Athyris cf. *concentrica* (BUCH 1834), gelegentlich
Dicamara sp.?, selten
Newberria caiqua (ARCHIAC & VERNEUIL 1842), gelegentlich.
Fitzroyella sp.?, selten
Pugnax sp., selten
Pugnax acuminatus cf. *dillanus* H. SCHMIDT 1941, gelegentl.
Septalaria descendens H. SCHMIDT 1975, gelegentlich

b) Mollusken:

Platyceras compressum (ROEMER), gelegentlich
Holopella sp., selten
Megalodus sp.?, selten
Puella sp.?, selten

c) Korallen:

Frechastreaa pentagona (GOLDFUSS 1826), selten
Rugosa indet., selten
Alveolitidae indet., selten
Thamnopora sp., selten

Die als *Schizophoria* aff. *similis* (SCHLOTHEIM 1820) bestimmten Exemplare unterscheiden sich von der durch STRUVE (1965a) erneut beschriebenen *Sch. similis* dadurch, daß die Zunge der Stielklappe meist etwas tiefer reicht und der Umriß gelegentlich etwas weniger breit als bei *similis* ist. *Schizophoria similis* (SCHLOTHEIM 1820) stammte wahrscheinlich aus dem Frasnium (STRUVE 1965a: 195), aber der *Schizophoria* aff. *similis* vergleichbare Formen sind aus dem Ober-Givetium bekannt (LEIDHOLD 1928; TORLEY 1934).

Mucrospirifer conjungens (TORLEY 1934) und *Septalaria descendens* H. SCHMIDT 1975 wurden nur im Ober-Givetium gefunden (TORLEY 1934; H. SCHMIDT 1975). Zu den als *Pugnax acuminatus* cf. *dillanus* H. SCHMIDT 1941 bestimmten Stücken muß man feststellen, daß *Pugnax acuminatus dillanus* typisch für das Frasnium ist; aber sehr ähnliche Formen treten vereinzelt schon im Ober-Givetium auf (H. SCHMIDT 1941: 285). *Newberria caiqua* (ARCHIAC & VERNEUIL 1842) erscheint im Unter-Givetium und ist verbreitet im Ober-Givetium (STRUVE 1982a: 228).

Das Auftreten von *Mimatrypa* cf. *fretterensis* COPPER 1968 belegt, daß die Fauna älter als Frasnium ist, und weist auf Ober-Givetium hin, denn die Gattung *Mimatrypa* existierte vom obersten Eifelium bis zum Ober-Givetium (COPPER 1968: 117) und *Mimatrypa fretterensis* ist eine verbreitete Art des Ober-Givetiums (TORLEY 1934: 124; COPPER 1968). *Spinatrypina* (*Exatrypa*) *tubaecostata* (PAECKELMANN 1913) ist im tiefen Frasnium verbreitet und tritt wahrscheinlich ab dem Ober-Givetium auf (COPPER 1967a). Der *Sp. tubaecostata* „ähnliche Formen gibt es im gesamten Givetium (. . .), häufig gerade auch in Ablagerungen, die als spät-givetisch gelten“ (STRUVE 1982a: 206).

Im aufgesammelten Material tritt häufig eine kleinwüchsige *Spinatrypina*-Art auf, die nie größer als 20 mm und etwa genauso breit wie lang ist. Ihre Berippung ist dicht: 15 mm vor dem Wirbel sind ca. 11-12 Rippen / 10 mm. Eine sichere Abgrenzung gegen die untergivetische *Sp. soetenica* (STRUVE 1964) oder die frasnische *Sp. comitata* COPPER 1967 ist nicht möglich, zumal vergleichbare Formen aus dem Ober-Givetium bekannt sind. Darum wurde die gefundene Form als *Spinatrypina* (*Spinatrypina*) ex gr. *soetenica-comitata* bezeichnet. Sie läßt eine zeitliche Einstufung vom tieferen Givetium bis zum tieferen Frasnium zu (STRUVE 1964; COPPER 1967 a, b).

Bei der Zusammenschau der gesamten Fauna zeigt es sich, daß sie weder älter noch jünger als Ober-Givetium sein kann. Auch die hier nicht diskutierten Brachiopoden sprechen nicht gegen eine Einstufung ins Ober-Givetium.

9.2. *Stringocephalus*-Funde

Die Gattung *Stringocephalus* erscheint mit dem Beginn des Givetiums und verschwindet im tiefsten Teil der Äquivalente der Assise de Fromelennes (STRUVE 1982b). In den Einheiten der Conodonten-Stratigraphie ausgedrückt bedeutet das: Die letzten Vertreter von *Stringocephalus* verschwinden weltweit vor dem Beginn der *disparilis*-Zone (MAWSON & JELL & TALENT 1985: 11; JOHNSON et al. 1985). Da die neue Givetium/Frasnium-Grenze ein Stück oberhalb des Aussterbens von *Stringocephalus* liegt, beweist jeder sichere *Stringocephalus*-Fund Givetium.

Im obersten Teil des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke tritt im Mühlental ziemlich häufig *Stringocephalus* sp. auf. Im darüber folgenden Grain- bis Rudstone fanden sich einige große, als *Stringocephalus* (*Stringodiscus*) sp. bestimmbare Exemplare. Die Untergattung *Stringodiscus* ist im mittleren Ober-Givetium verbreitet (STRUVE 1982a: 222).

In der Bohrung Nehden 3 enthält das untere Paket überwiegend dunkler Kalke immer wieder *Stringocephalus* sp.. Dieses Paket konnte mit dem Profil Mühlental parallelisiert werden (Abb. 9). Es folgt über dem untersten Paket überwiegend dunkler Kalke im Mühlental.

Die in diesem und dem vorherigen Kapitel vorgestellten Brachiopoden-Faunen beweisen, daß die untersten ca. 500 m des Massenkalkes des Kartiergebietes dem Ober-Givetium angehören.

9.3. Riffbildner-Faunen

Von BIRENHEIDE (1978, 1985) und IVEN (1980) wurden die bisher bekannten stratigraphischen Reichweiten der Arten der tabulaten und rugosen Korallen angegeben. Trotzdem muß man damit rechnen, daß einzelne Arten eine größere Reichweite besitzen. So wurden im Arbeitsgebiet in sicherem Ober-Givetium drei Korallen-Arten gefunden, die bisher nur aus dem Frasnium bekannt waren. Bei zwei weiteren – in offener Namensgebung gekennzeichneten – Formen gilt dieses für die Arten, auf die Bezug genommen wurde. Als erste liegt vom Brachiopoden-Fundort in den Echinodermenschutt-Areniten beim Almer Tunnel (Aufschluß 6) *Frechastraea pentagona* (GOLDFUSS 1826) vor. Das unterste Paket überwiegend dunkler Kalke, das im Mühlental als (mittleres) Ober-Givetium datiert werden konnte, enthält im Steinbruch am Flotsberg südwestlich Wülftle und im Steinbruch am Nehder Kopf die vier anderen Arten:

Pexiphyllum ex gr. *rectum* WALTHER-*heterophylloides* (FRECH),
Alveolites suborbicularis suborbicularis LAMARCK 1801,
Thamnopora micropora LECOMPTE 1939,
Platyaxum (*Egosiella*) aff. *gracile* (LECOMPTE 1939).

Der Verfasser versuchte auch die Riffbildner-Faunen stratigraphisch auszuwerten. Dazu wurden die stratigraphischen Reichweiten der einzelnen Stromatoporen, Tabulaten und Rugosen zusammengestellt. Bei den Aufschlüssen im Kartiergebiet und der Bohrung Nehden 3 wurde jeweils zwischen einem unteren Teil mit *Stringocephalus*-Funden und einem oberen Teil ohne *Stringocephalus*-Funde unterschieden. Die so unterschiedenen Faunen besitzen ein ziemlich einheitliches stratigraphisches Verhalten. In allen Vorkommen ist die Abgrenzung gegen das Eifelium wesentlich schärfer als gegen das Frasnium; denn der Anteil der Taxa, die erst nach dem Eifelium erscheinen, beträgt 65-75 %, während nur 32-36 % vor den Assise de Frasnes verschwanden. Auch ansonsten deuten die Faunen obergivetisches Alter an. Da der Anteil oberdevonischer Taxa in den oberen Teilen ohne *Stringocephalus* nicht zunimmt, gibt es keinen Hinweis darauf, daß der Massenkalk im untersuchten Gebiet irgendwo jünger als Ober-Givetium ist. Damit macht die Riffbildner-Fauna es wahrscheinlich, daß nicht nur die untersten ca. 500 m des Profils Mühlental, sondern auch die darüber folgenden ca. 750 m dem Ober-Givetium angehören.

10. Tektonik

Im Oberkarbon (asturische Phase) wurde das Gebiet gefaltet. Dadurch entstanden Falten, Störungen und Schieferung. Zwei zeichnerische Querprofile durch das Gebiet sind in Abb. 11 dargestellt.

Man kann vereinfachend sagen, daß der Massenkalk den flachen Südflügel eines großen Sattels bildet und daß das steilstehende Oberdevon-Unterkarbon der steile Nordflügel ist. Damit wird die Massenkalk-Nordrand-Störung zu einem Ersatz für die Umbiegungszone des Sattelkernes.

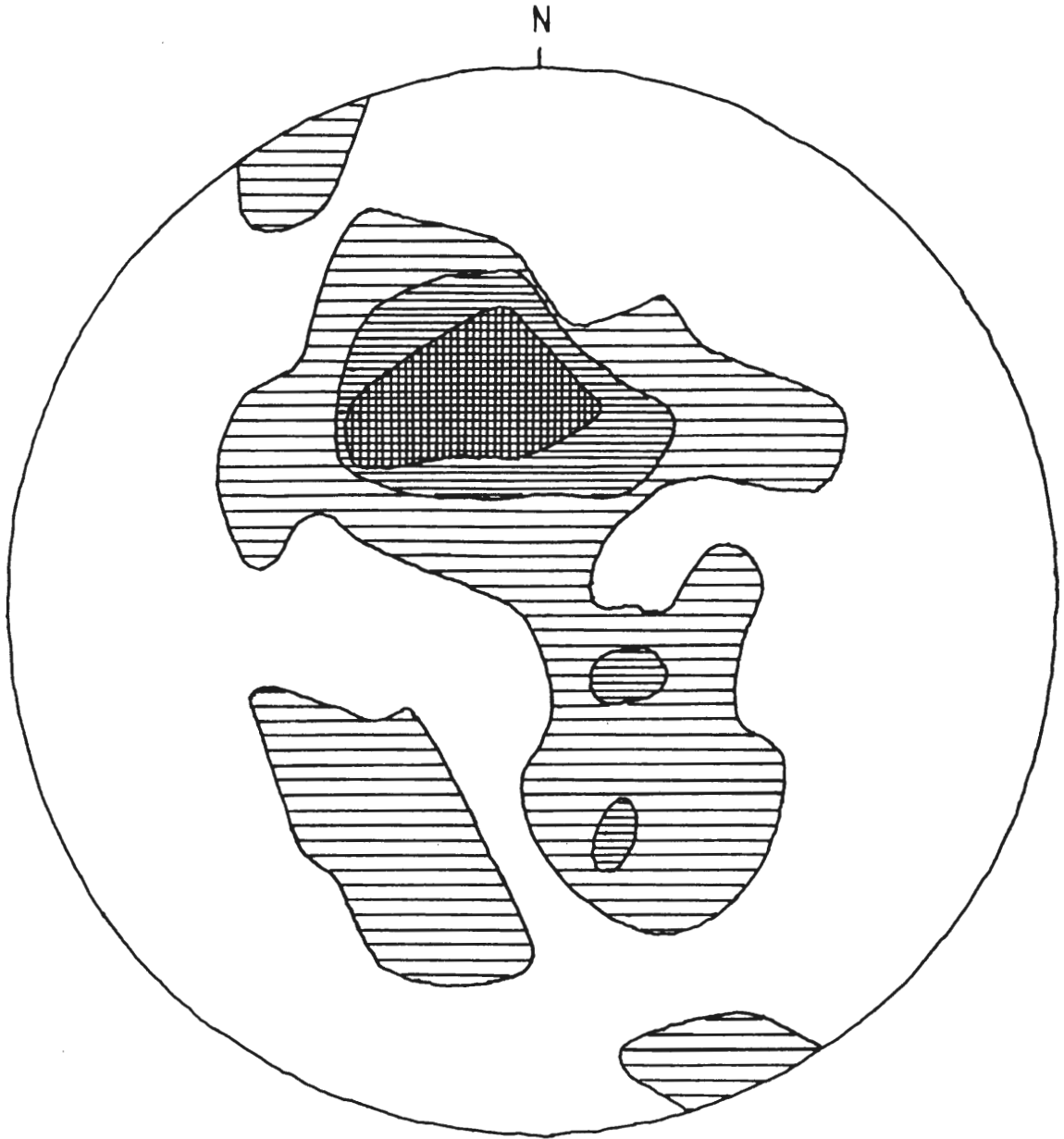


Abb. 11: Zwei geologische Querprofile durch das Kartiergebiet. Länge jedes Profils: 2500 m; nicht überhöht. Lage der Profile A-B und C-D siehe Abb. 1.

Unterschiedene Gesteinsschichten:

1-4 = Massenkalk

1 = Helle, überwiegend arenitische Kalke;

2 = Helle Mikrite im Liegenden des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke;

3 = Pakete überwiegend dunkler Kalke;

4 = Helle Mikrite im Hangenden des untersten Paketes überwiegend dunkler Kalke;

5 = Hembergschiefer des Oberdevons;

6 = Dasbergschiefer des Oberdevons;

7 = Kieselschiefer-Serie des Unterkarbons;

8 = Kulmtonschiefer des Unterkarbons.

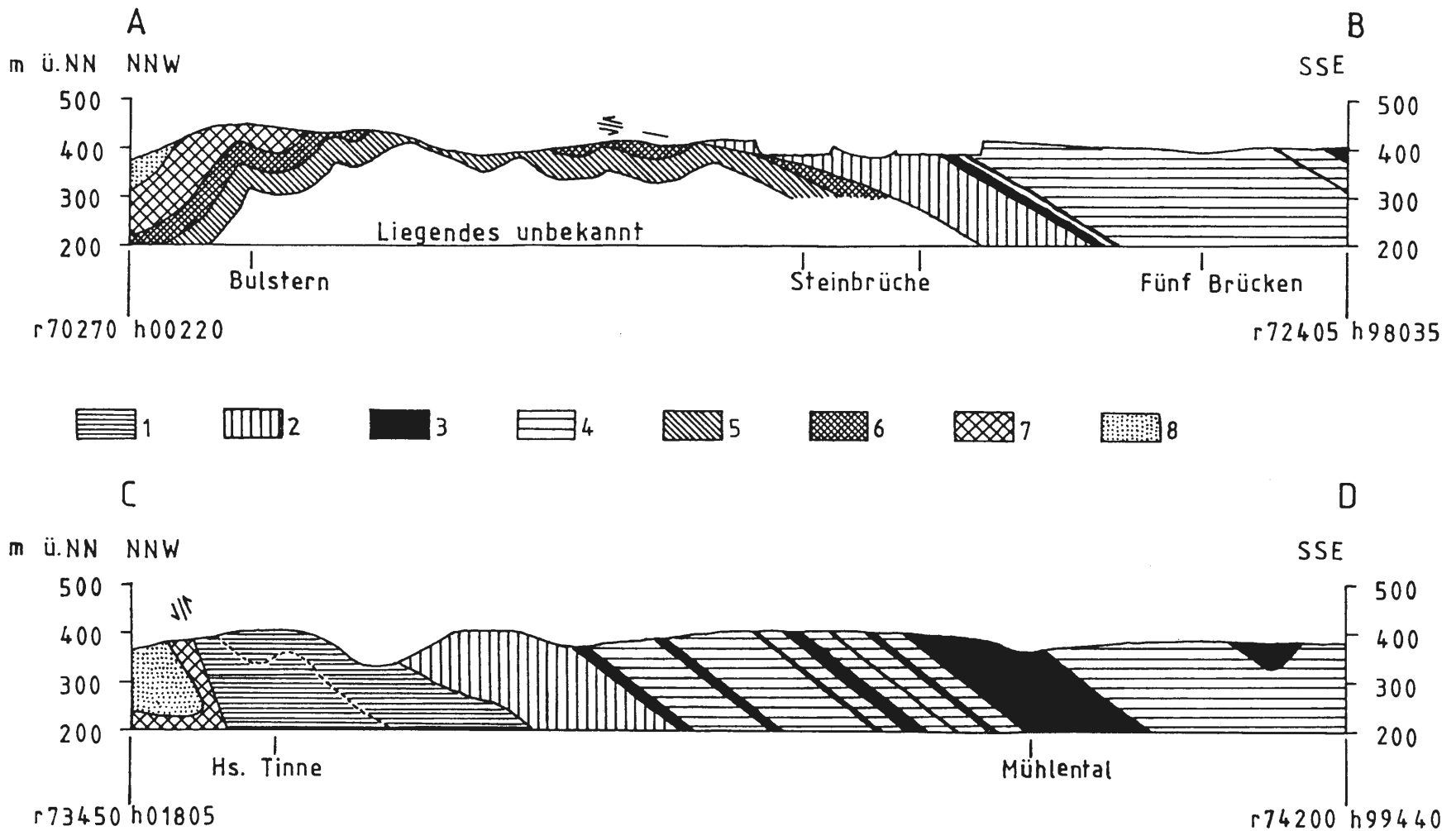


Abb. 12: Lagenkugel-Diagramm (untere Halbkugel) aus 106 Schichtflächen im Massenkalk und 10 Schichtflächen in Oberdevon/Unterkarbon-Sedimenten; ausgezählt nach der Doppelnetz-Methode; Grenzen 0-2-8-23 %.

10.1. Falten

Die Schichten streichen normalerweise SW-NE (Abb. 12). In den Umbiegungszonen der Falten beobachtet man abweichende Streichrichtungen. Auffällig ist das verbreitete W-E-Streichen im Nordteil des Massenkalkes.

Die Falten sind nordvergent: Die langen Südflügel fallen relativ flach nach SE ein, und die kurzen Nordflügel steil nach NW oder überkippt nach SE.

Im Ausstrich des Massenkalkes gibt es Spezialfalten im 100 m-Bereich:

1) in den überwiegend arenitischen Kalken am Nordrand bei Alme. Deshalb haben diese Gesteine so eine große Ausstrichsbreite.

2) im untersten Paket überwiegend dunkler Kalke westlich des Nehder Kopfes.

Eine Mulde unbekannter Größe hat ihren Kern am Süden des Mühlentales (r 74250 h 99660) (Aufschluß 11).

Das Oberdevon und Unterkarbon enthält westlich Wülffe Spezialfalten im 100 m-Bereich. Sie sind die östlichen Ausläufer des Scharfenberger Sattels.

10.2. Störungen

Den Nordrand des Massenkalkes bildet überall im Kartiergebiet eine Störung. Sie ist offensichtlich eine Aufschiebung bis Überschiebung:

1) Am Nordrand befindet sich der älteste Teil des Massenkalkes, denn seine Schichten fallen meist mit 30-40° nach S-SE ein und liegen normal. Es wurden keine Hinweise auf überkippte Lagerung gefunden. Von den beiden Steinbrüchen südwestlich Wülffe behauptete WAHBA (1978: 85), daß die Schichtfolge überkippt sei – das Gegenteil läßt sich feststellen. (Schon WAHBA (1978: 160) hätte aus seinem Lagerungskeldiagramm die normale Lagerung erkennen können.)

2) Das nördlich anschließende Oberdevon und Unterkarbon fällt im Osten steil ein (überkippt nach SE u./o. normal nach NW) und ist westlich Wülffe spezialgefaltet. Ein ungestörter Zusammenhang mit dem Massenkalk ist also unmöglich.

3) Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse gibt es deutliche Hinweise darauf, daß die Störung zwischen Massenkalk und Oberdevon bei Wülffe ziemlich flach nach Süden einfällt (Überschiebung) und bei Alme zwischen Massenkalk und Kulmtonschiefer ziemlich steil nach Süden einfällt (Aufschiebung).

Die Querstörungen sind jünger als die Faltung und die Massenkalk-Nordrand-Störung, denn sie verwerfen das verfaltete Gestein und die Massenkalk-Nordrand-Störung. Drei ziemlich kleine und eine größere Querstörung verwerfen den Massenkalk-Nordrand. Eine sehr lang aushaltende Verwerfung liegt westlich Ober-Alme. Die sich südlich anschließende Störung, die vom Hallerstein nach Südosten verläuft, dürfte durch eine SW-NE streichende Störung nördlich des Hallersteines mit ihr verbunden sein (siehe Abb. 1).

10.3. Schieferung

Durch die variszische Faltung kam es auch zur Ausbildung einer steil nach SE fallende Transversalschieferung. Sie ist in Phyllosilikat-reichen Gesteinen (Hemberg- und Dasbergschiefer, Kulmtonschiefer) sehr intensiv ausgebildet.

Im Massenkalk dagegen ist die Schieferung \pm schlecht entwickelt. Während massige Gesteine (z.B. viele Arenite) oft überhaupt keine Schieferung zeigen, ist sie in gut geschichteten Kalksteinen meist erkennbar.

10.4. Klüftung

Klüfte sind im Massenkalk das dominierende Flächenelement. Oft beobachtet man gut ausgebildete N-S bis NW-SE-streichende Klüfte. Ausführliche Untersuchungen über die Kluftrichtungen wurden von WAHBA (1978) durchgeführt.

Literaturverzeichnis (einschließlich Bestimmungsliteratur):

- BÄR, P. (1966): Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Diss., 31 S., 9 Abb.; Gießen.
- (1968): Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131** (3): 263-288, 2 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Taf. 16-18; Stuttgart.
- BEUSHAUSEN, L. (1895): Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon mit Ausschluß der Aviculiden. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **17**: 514 S., 38 Taf.; Berlin.
- BIRENHEIDE, R. (1978): Rugose Korallen des Devon. – Leitfossilien, **2**: 265 S., 119 Abb., 2 Tab., 21 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- (1985): Chaetetida und tabulate Korallen des Devon. – Leitfossilien, **3**: 249 S., 87 Abb., 2 Tab., 42 Taf., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BOTTKE, H. (1978): Zur faziesgebundenen Tektonik der Briloner Scholle (Ostsauerland, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **129**: 141-151; Hannover.
- BRINCKMANN, J. (1981): Projekt Rhenoherynikum. Untersuchung der Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenoherynikums in stratiformen Konzentrationen. Bericht über das Kernbohrprogramm im Briloner Riffkalk-Komplex. – 129 S., 21 Fig., unveröff.; Hannover (B.-Anst. f. Geowiss. u. Rohst.). – [Archiv-Nr.: 90890; Tagebuch-Nr.: 11646/81] – [Bohrg. Fünf Brücken: 68-70, 1 Abb.; Bohr. Nehden 3: 117-119, 1 Abb.].
- BRINCKMANN, J., & STOPPEL, D. (1986): Präorogene Bewegungsabläufe am Beispiel des Briloner Riffs – Ergebnisse eines Bohrprogramms. – Nachr. dt. geol. Ges., **35**: 21; Hannover.
- BURCHETTE, T. P. (1981): European Devonian reefs: a review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D. F. [Hrsg.]: European Fossil Reef Models; Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **30**: 85-142, 24 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1984): Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25000, Erl., **4516**: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- COPPER, P. (1967a): Frasnian Atrypidae (Bergisches Land, Germany). – Palaeontographica, **A126** (3-6): 116-140, 17 Abb., Taf. 19-27; Stuttgart.
- (1967b): *Spinatrypa* and *Spinatrypina* (Devonian Brachiopoda). – Palaeontology, **10** (3): 489-523, 24 Abb., Taf. 76-83; London.
- (1968): *Mimatrypa* (Devonian Brachiopoda) from Sauerland, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130** (2): 113-128, 8 Abb., Taf. 11-13; Stuttgart.
- EDER, W., & ENGEL, W., & FRANKE, W., & LANGENSTRASSEN, F., & UFFENORDE, H. (1975): Devonian Reef and Shelf Environments of the Eastern Rheinisches Schiefergebirge. – In: FLÜGEL, E. [Hrsg.]: Guide Book International Symposium on Fossil Algae, Erlangen 1975: 7-53, 14 Abb.; Erlangen.
- FLÜGEL, E. (1959): Die Gattung *Actinostroma* Nicholson und ihre Arten (Stromatoporoidea). – Ann. naturhist. Mus. Wien, **63**: 90-273, 3 Abb., 27 Tab., Taf. 6-7; Wien.
- (1974): Stromatoporen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) des Sauerlandes. (Stromatoporen aus dem deutschen Paläozoikum 1). – Paläont. Z., **48** (3/4): 149-187, 9 Tab., Taf. 24-27; Stuttgart.
- (1982): Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer). – [Translated by K. Christenson].

- FLÜGEL, E. & H. W. (1979): Tabulata, Sclerospongia und Stromatopora aus dem Devon von Menorca. – Mitt. österr. geol. Ges., **70** (1977): 49-73, 1 Abb., 6 Taf.; Wien.
- FLÜGEL, E., & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **137** (3): 358-395, 5 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- ,– (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen in mitteldevonischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk, Givet; Rheinisches Schiefergebirge). – Bayerische Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abh., N.F. **156**: 70 S., 29 Abb., 17 Tab.; München.
- FLÜGEL, E., & WOLF, K. (1969): „Sphaerocodien“ (Algen) aus dem Devon von Deutschland, Marokko und Australien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1969**: 88-103, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENKE, W. (1914): Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes. – Z. dt. geol. Ges., **65** (für 1913): 602-606, 1 Taf.; Berlin.
- HOLZAPFEL, E. (1895): Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **16**: 459 S., 19 Taf.; Berlin.
- IVEN, Ch. (1980): Alveolitiden und Heliolitiden aus dem Mittel- und Oberdevon des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). – Palaeontographica, **A167** (4/6): 121-179, 29 Abb., Taf. 25-39; Stuttgart.
- JOHNSON, J., G., & KLAPPER, G., & MURPHY, M. A., & TROJAN, W. R. (1985): Devonian Series Boundaries in Central Nevada and neighboring regions, Western North America. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**: 177-196, 9 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **110** (2): 186-392, 25 Abb., Taf. 9-30, 6 Beil.; Stuttgart.
- 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., 3 Taf.; Haarlem.
- KAZMIERCZAK, J. (1971): Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. – Palaeont. Polonica, **26**: 150 S., 20 Abb., 3 Tab., 41 Taf.; Warszawa.
- ,– (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): Facies Types in Devonian Back-Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G. & FRIEDMANN, G. M. [Hrsg.]: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 186-195, 12 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ,– (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space; Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **18**: 155-208, 25 Abb., 9 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- ,– (1976): Geology of Reefs. – 77 S., 77 Abb., 16 Tab.; Calgary. – [C.S.P.G. Seminar 25.-27. 2. 1976, University of Calgary].
- 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.
- KUBITZA, B. (1984): Die Geologie des Gebietes zwischen Nehden und Madfeld (MTB Alme 4517 und MTB Madfeld 4518). – Unveröff. Kartierbericht, Univ. Bochum; 36 S., 10 Abb., Bochum.
- LECOMPTE, M. (1951/1952): Les Stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du Bassin de Dinant. – Mém. Inst. r. Sci. nat. Belg., **116/117**: 359 S., 70 Taf.; Bruxelles.
- ,– (1956): Stromatoporoidea. – In: MOORE, R. C. [Hrsg.]: Treatise on Invertebrate Paleontology, F [Coelenterata]: 107-144, Abb. 86-112; Lawrence/Kansas.
- ,– (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – Geologica et Palaeontologica, **4**: 25-71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- LEIDHOLD, C. (1928): Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Stringocephalenkalkes, insbesondere seiner Brachiopodenfauna. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **109**: 99 S., 62 Abb., 7 Taf.; Berlin.

- MAWSON, R., & JELL, J. S., & TALENT, J. A. (1985): Stage Boundaries within the Devonian: Implications for Application to Australian Sequences. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**: 1-16, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- MORITZ, W. (1983): Fazies und Diagenese des Briloner Karbonat-Komplexes anhand einiger ausgewählter Bohrungen. – Diss., 181 S., 10 Taf., 4 Tab., 26 Abb.; Braunschweig.
- MOUNTJOY, E. W. (1975): Intertidal and Supratidal Deposits within Isolated Upper Devonian Buildups, Alberta. – In: GINSBURG, R. N. [Hrsg.]: *Tidal Deposits*: 387-395, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- OEKENTORP, K. (1984): Die Saurierfundstelle Brilon-Nehden (Rheinisches Schiefergebirge) und das Alter der Verkarstung. – *Kölner Geogr. Arb.*, **45**: 293-315; Köln.
- PAECKELMANN, W. (1926): Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülffe. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **47** (1): 19-35, 1 Tab.; Berlin.
- ,– (1928): Der Scharfenberger Sattel bei Brilon in Westfalen. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **49**: 254-262; Berlin.
- PAECKELMANN, W., & KÜHNE, F. (1936): Erläuterungen zu Blatt Alme, Nr. 2585. – *Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1*: 25000, 61 S., 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin. – [Mit Geol. Kt.: Aufnahme abgeschlossen 1928].
- PITRAT, C. W. (1965): Spiriferidina. – In: MOORE, R. C.: *Treatise on Invertebrate Paleontology, H [Brachiopoda]* **2**: 667-728, Abb. 543-593; Lawrence/Kansas.
- READ, J. F. (1975): Tidal-Flat Facies in Carbonate Cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. – In: GINSBURG, R. N. [Hrsg.]: *Tidal Deposits*: 251-256, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RIDING, R. (1974): The Devonian genus *Keega* (algae) reinterpreted as a stromatoporoid basal layer. – *Palaeontology*, **17** (3): 565-577, Taf. 85-86; London.
- SANDBERGER, G. & F. (1850-56): Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. – 564 S., 38 Taf.; Wiesbaden.
- SCHMIDT, Herm., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – *Sig. geol. Fhr.*, **39**: 151 S., 8 Abb., 5 Taf., 20 Kt.; Berlin.
- SCHMIDT, Herta (1941): Rhynchonellidae aus rechtsrheinischem Devon. – *Senckenbergiana*, **23**: 277-290, Abb. 1-13; Frankfurt a. M.
- ,– (1975): Septalariinae (Brachiopoda, Rhynchonellida) im Devon westlich und östlich des Rheins. – *Senckenbergiana lethaea*, **56** (2/3): 85-121, 12 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- SCHNEIDER, W. (1977): Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – *Geol. Jb.*, **D21**: 107 S., 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- SCHUDACK, M. (1987): Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlenfüllung von Nehden im Sauerland. – *Geol. Paläont. Westf.*, **10**; Münster (Landschaftsverband Westfalen-Lippe). – [Dieses Heft].
- SHINN, E. A. (1983): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a reevaluation. – *J. Sedimentary Petrol.*, **53** (2): 619-628, 5 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- STEARNS, C. W. (1975): Stromatoporoid Assemblages, Ancient Wall Reef Complex (Devonian), Alberta. – *Canadian J. Earth Sci.*, **12**: 1631-1667, 8 Abb., 5 Taf.; Ottawa.
- STOPPEL, D. (1976): Ergebnisse von Bohrungen auf den Massenkalk-Vorkommen von Brilon und Warstein. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **15**: 5-6; Hannover.
- STRUVE, W. (1964): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 9: Erörterung des Alters der Refrath-Schichten und Darstellung einiger devonischer Atrypinae. – *Senckenbergiana lethaea*, **45** (6): 523-532, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- ,– (1965a): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 11: *Schizophoria striatula* und *Schizophoria excisa* in ihrer ursprünglichen Bedeutung. – *Senckenbergiana lethaea*, **46** (2/3): 193-215, 4 Abb., Taf. 19-21; Frankfurt a. M.
- ,– (1965b): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 14: über *Geranocephalus (Stringomimus)* n.sg. und Verwandte. – *Senckenbergiana lethaea*, **46** (4-6): 459-472, 6 Abb.; Frankfurt a. M.
- ,– (1978): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 19: Arten von *Fitzroyella* (Rhynchonellida; Givetium und Frasium von Europa und Australien). – *Senckenbergiana lethaea*, **59** (4/6): 329-365, 12 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M.

- ,– (1981): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 21: Das untergivetische Leit-Fossil *Undispirifer givefex* (Spiriferida/Reticulariidae). – *Senckenbergiana lethaea*, **61** (3/6): 437-443, 1 Taf.; Frankfurt a.M.
- ,– (1982a): Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 23: Schaltier-Faunen aus dem Devon des Schwarzbach-Tales bei Ratingen, Rheinland. – *Senckenbergiana lethaea*, **63**: 183-283, 14 Abb., 13 Taf., Frankfurt a.M.
- ,– (1982b): The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 401-432; Frankfurt a.M.
- TOOMEY, D. F., & MOUNTJOY, E. W., & MACKENZIE, W. S. (1970): Upper Devonian (Frasnian) algae and foraminifera from the Ancient Wall carbonate complex, Jasper National Park, Alberta, Canada. – *Canadian J. Earth Sci.*, **7** (3): 946-981, 10 Tab., 7 Taf.; Toronto.
- TORLEY, K. (1934): Die Brachiopoden des Massenkalkes der Oberen Givet-Stufe von Bilveringsen bei Iserlohn. – *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **43** (3): 67-148, 82 Abb., 9 Taf.; Frankfurt a.M.
- WAHBA, Y. (1978): Die Geologie des Briloner Massenkalksattels im östlichen Sauerland. – *Diss.*, 219 S., 8 Taf., 6 Anl., 15 Tab.; Clausthal.
- ZIEGLER, W., & KLAPPER, G. (1985): Stages of the Devonian System. – *Episodes*, **8** (2): 104-109, 9 Abb., Ottawa.
- ZUKALOVA, V. (1971): Stromatoporoidea from the Middle and Upper Devonian of the Moravian Karst. – *Ustredni Ustav Geologicky, Rozpravy Ustredniho Ustavu Geologickeho*, **37**: 143 S., 16 Abb., 7 Tab., 40 Taf.; Praha.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: [10](#)

Autor(en)/Author(s): May Andreas

Artikel/Article: [Der Massenkalk \(Devon\) nördlich von Brilon \(Sauerland\) 51-85](#)