

Zusammenfassung

Beitrag zur paläogeographischen Entwicklung der Riffkalke des Elbingeröder Komplexes im Harz (Mittel- bis Oberdevon)

Der mittel- bis oberdevonische Massenkalk des Elbingeröder Komplexes weist häufig eine deutliche Schichtung auf. Es wechseln organogen-detrithische Lagen mit fossilärmeren Kalken. Auf mikrofazialer Grundlage ließen sich im Kalk drei Haupttypen unterscheiden: Bioklastite, Intraklastite und Mikrite, die sich in dieser Folge vom Riff zum Stillwasserbereich bildeten. Ablagerungsraum des Elbingeröder Riffes war eine im tieferen Meere gelegene Schalsteinschwelle. Die Organismen wuchsen in Form ausgedehnter Biostrome. Relikte des biostromalen Wachstums lassen sich in den Riffschuttlagen nachweisen. Biohermale Bauten besaßen nur untergeordnete Bedeutung. Die Hauptriffbildner waren Stromatoporen und tabulate Korallen. Die Gliederung des Riffes in Schwellen- und Beckenfazies folgt ergebirgisch streichenden Konturen. Die Schwellenbereiche entsprechen etwa den heutigen Sattelstrukturen des Elbingeröder Komplexes.

Summary

Contributions on the paleogeographic development of the reef limestones of the Elbingerode complex in the Hartz Mountains (Middle Devonian to Upper Devonian)

The compact limestone of the Elbingerode complex, of Middle to Upper Devonian time, frequently shows a distinct bedding. Organogenic-detrithal layers alternate with limes that are poorer in fossils. On a microfacial basis, three main types could be distinguished in the lime: bioclastites, intraclastites, and micrites, which formed in this sequence from the reef to the quiet reach. Deposition plane of the Elbingerode reef was a greenstone sill in the deeper sea. The organisms grew in the form of extensive biostromes. Relicts of biostromal growth can be traced in the reef debris layer. Biohermal structures were of secondary importance only. Main reef builders were stromatopora and tabulata. Reef division in sills and basin facies follows Erzgebirge trend contours. Sill ranges approximately correspond to today's anticlinal structures of the Elbingerode complex.

¹ Herrn Prof. (em.) Dr. RUDOLF HOHL zum 70. Geburtstag gewidmet.

Beitrag zur paläogeographischen Entwicklung der Riffkalke des Elbingeröder Komplexes im Harz (Mittel- bis Oberdevon)¹

Mit 4 Abbildungen und 14 Photos im Text

Autor:

Dipl.-Geol. HANS PALME
Rat des Bezirkes Dresden,
Abteilung Geologie
806 Dresden
Angelikastraße 11

Hall. Jb. f. Geowiss. Bd 2
Seite 27...40
VEB H. Haack Gotha/Leipzig 1977

*О палеогеографическом
развитии рифовых
известняков
Эльбингеродского комплекса
в Гарце
(средний и верхний девон)*

Массовый известняк Эльбингеродского комплекса среднего и верхнего девона часто обладает чёткой стратификацией. Органогенно-детритовые залега-ния чередуются с известняками, более бедными окаменелостями. На микрофациальной основе удалось выделить в известняке три главные типа: биокластиты, интракластиты и микриты, образовавшиеся в этой очерёдности от рифа до района тихих вод. Районом образования Эльбингеродского рифа служил порог волластонита, расположенный в более глубоком море. Организмы росли в виде обширных биостроматов. Остатки биостроматового роста удастся проследить в рифовых осыпях. Биогермальные строения обладали только второстепенным значением. Главные образователи рифа — строматопоры и табуляты-кораллы. Расчленение рифа на пороги и котловины следует направлениям контур Рудных гор. Районы порогов соответствуют примерно современным седловинным структурам Эльбингеродского комплекса.

1.
Einleitung

Dieser Beitrag ist die Zusammenfassung einer Diplomarbeit, die im Zeitraum 1967/68 im ehemaligen Geologisch-Paläontologischen Institut der Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg angefertigt wurde. Zu Dank bin ich Herrn Dozent Dr. habil. Reichstein verpflichtet, der die Ausführung wesentlich unterstützte. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. (em.) Dr. R. HOHL widme ich diese Arbeit zu seinem 70. Geburtstag.

Es wurde der erste Versuch einer Gliederung des Riffkalkes im Elbingeröder Komplex unternommen. Solche Untersuchungen an Riffen haben in den letzten Jahrzehnten stark an Bedeutung gewonnen, nachdem der Zusammenhang zwischen Riffbildungen und Erdöl- und Erdgaslagerstätten vielerorts erkannt wurde. In dieser Arbeit folgt einer Gliederung des Massenkalkes auf mikro-fazieller Grundlage der Versuch, anhand der Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen bestimmte Faziesräume auszuscheiden und damit einen Beitrag zur Paläogeographie des Riffgebietes zu liefern.

Diese Arbeit kann nicht mehr als ein erster Beitrag sein, da nur die Untersuchung der zahlreichen oberflächlichen Aufschlüsse möglich war und eine feinstratigraphische Gliederung der Riffkalke im Elbingeröder Komplex bisher fehlt. Damit sind räumliche und zeitliche Verbindungen der Aufschlüsse zueinander nicht eindeutig gegeben. Es kann z. B. nicht nachgewiesen werden, ob verschiedene Faziestypen an den einzelnen Aufschlüssen zeitgleich in unterschiedlichen Faziesräumen oder zeitlich nacheinander entstanden sind.

2.
Geologischer Überblick

Im Mittel- und Oberdevon sind entsprechend der damaligen Lage des Äquators Riffbildungen weit verbreitet, unter anderem auch im rhenohery-nisch-armorikanischen Bereich. In der Literatur wurden diese Kalksteine wegen ihrer großen Reinheit und dem fast völligen Zurücktreten von Ton-

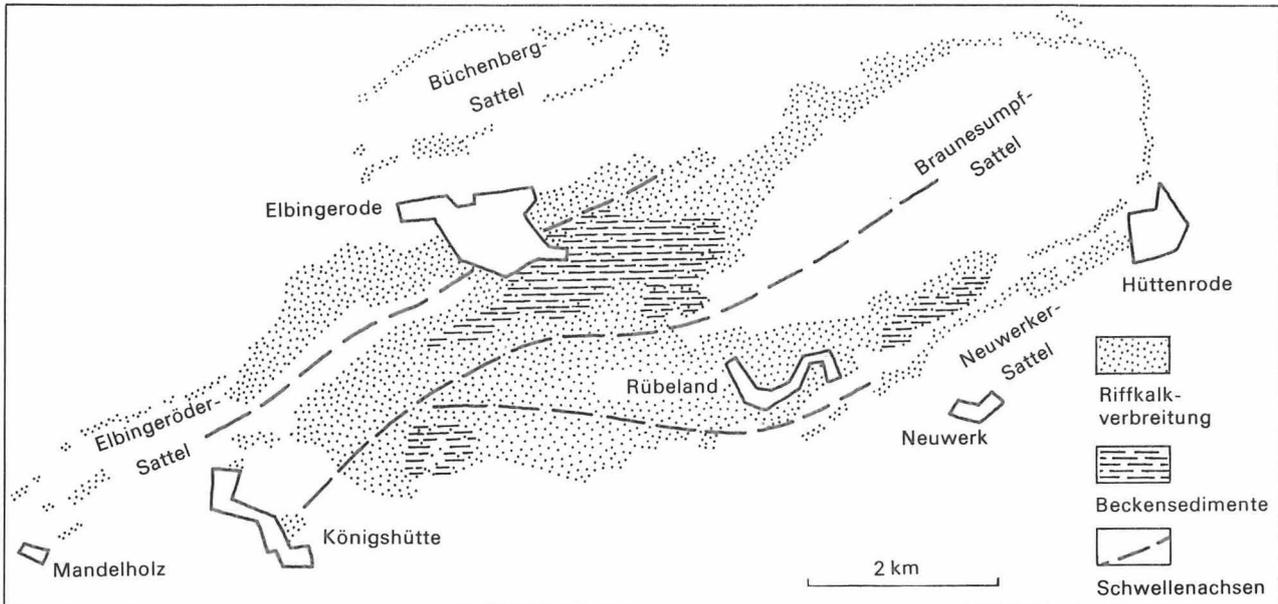


Abbildung 1
Die Verteilung der Riffkalke im Elbingeröder Komplex

schiefern oft als Massenkalk beschrieben. Sie wurden schon seit ROEMER als Riffbildungen erkannt. In den meisten Arbeiten, die das Devon dieser Gebiete zum Thema haben, wird der Massenkalk des Elbingeröder Komplexes als Riffkalk erwähnt, doch fehlt eine genauere Beschreibung. Im Rheinischen Schiefergebirge stammen die einzigen älteren Arbeiten mit detaillierteren Darstellungen der Rifffazies von HEINRICH (1914), und erst in den letzten Jahren ist hier eine intensivere Bearbeitung erfolgt. Dabei wurden die meisten Riffe als Barriere-Riffe erkannt, die sich am Old-Red-Kontinent bildeten (JUX 1960; STRUVE 1963; WERDING 1965). KREBS (1966) glaubt, im Langenaubach-Breitscheider Riff (Dill-Mulde) ein Atoll erkennen zu können.

Nach SCHINDEWOLF (1922) zeigt das Oberdevon des Harzes im Gegensatz zum Rheinischen Schiefergebirge keine Beziehungen zu einem der bisher bekannten Kontinente, und diese Bildungen sind als Sedimente des zentralen Meeres zu betrachten. Während es im Rheinischen Schiefergebirge zahlreiche submarine Erhebungen gab, auf denen es zur Riffbildung kam, sind solche im Harz nur vom Iberg (FRANKE 1973) und Elbingeröder Komplex bekannt. Die fazielle Sonderentwicklung des Elbingeröder Komplexes (Abbildung 1) legte REICHSTEIN (1957) dar. Im Unterdevon vermutet er nordwestlich des Komplexes eine Schwellenzone, an deren Südostflanke

Zerrspalten und damit günstige Aufstiegswege für das Magma entstanden. So kam es vom Oberems bis zu den Wissenbacher Schiefern zu einer ständig zunehmenden vulkanischen Tätigkeit, die eine Schalsteinserie mit einer maximalen Mächtigkeit von 500...1000 m erzeugt hat. Damit entstanden erhebliche Niveauunterschiede zum umgebenden Meeresbereich. Während sich an den Schalsteinaufwölbungen Riffe bildeten, in deren zentralen Teilen Kalk mit einer Mächtigkeit von mehr als 400 m sedimentiert wurden, lagerten sich am Fuß der Schalsteinrücken feinklastische Sedimente ab. Die großen Kalkmächtigkeiten sind nur durch gleichzeitige Senkung des Untergrundes zu erklären. REICHSTEIN hat nachgewiesen, daß die heutigen Sattelstrukturen im Devon angelegt waren und später durch die varistische Faltung verstärkt wurden.

3. Mikrofaziestypen

3.1. Allgemeines

Die Gliederung des Kalkes in Mikrofaziestypen erfolgte auf der Grundlage der Klassifikation nach FOLK (1959). Das Prinzip dieser Methode besteht

in einer Trennung von Grundmasse (Matrix) und Allochemen (Komponenten). In der Grundmasse unterscheidet FOLK Mikrit und Sparit. Mikrit ist eine feinkörnige, karbonatische, nicht oder nur wenig umkristallisierte Grundmasse. Die Korngröße liegt unter 0,01 mm. Entstanden ist sie aus der Verfestigung eines Kalkschlammes. Sparit ist eine \pm gröber körnige, spätige, meist klar durchsichtige Grundmasse. Sie kann in den Hohlräumen des Gesteins durch primäre Ausscheidung des CaCO_3 aus Lösungen entstehen (chemische Internanlagerung nach SANDER 1936). Sparit bildet sich auch aus Mikrit durch sekundäre Rekristallisation (FOLK 1959). Die Komponenten setzen sich nach der Benennung von FLÜGEL und FLÜGEL-KAHLER (1963) fast ausschließlich aus Biogenen und Intraklasten zusammen. Nur vereinzelt wurden Pseudooide und Ooide gefunden. Diese Bestandteile sind wie folgt charakterisiert:

Biogene:

alle beobachtbaren Fossilreste

Intraklaste:

syndimentär aufgearbeitete Sedimentpartikel

Pseudooide:

kleine, gerundete Körner ohne Struktur (engl. Lit: pellets)

Onkoide:

unterschiedlich geformte Körper mit Kern und unregelmäßiger, konzentrischer Schale

Ooide:

kugelige Kerne mit konzentrischer Schale

Die Benennung der Karbonattypen erfolgte in Anlehnung an TODD (1966). Für das Untersuchungsgebiet sind von der Terminologie folgende Haupttypen von Bedeutung:

Zusammensetzung

Mikrite	über 50 % Mikrit
Intraklastite	über 50 % Intraklastite
Bioklastite	über 50 % Biogene
Sparite	über 50 % Sparit

Grundlage der mikrofaziellen Bearbeitung bilden ca. 500 Anschliffe. An ihnen lassen sich unter dem Binokular die einzelnen Faziestypen gut auseinanderhalten. 25 Dünnschliffe unterstützten die weitere Charakterisierung dieser Typen.

3.2.

Mikrit

Die Grundmasse der Mikrite ist äußerst feinkörnig und besteht aus Mikrit mit Korngrößen von weniger als 0,01 mm. Die in dieser Mikritmasse zu erkennenden Übergänge zwischen Mikrit und Sparit sind wahrscheinlich durch die Rekristallisation zu erklären. FOLK zählt die Mikrite zu den durch normale chemische oder biochemische Ausfällung entstandenen Kalksteinen (Orthochems). Sie lagern sich ab durch normalen, raschen Absatz von Kalkschlamm, der im Ablagerungsraum selbst gebildet wurde. Es herrschen nur geringe Strömungen, so daß Auswaschungen unwesentlich blieben. Zu etwas stärkeren Umlagerungen kam es bei Dismikriten, die zu den Intraklastiten überleiten. Die Fossilführung ist im allgemeinen gering.

Dismikrit ist die verbreitetste Erscheinungsform der Mikrite im Untersuchungsgebiet. Den Namen führte FOLK (1959) für solche Typen ein, die gewisse Aufarbeitungserscheinungen zeigen. Durch Bodenströme wurde der noch weiche Schlamm aufgewirbelt und lagerte sich schnell wieder ab. Dabei entstanden weiche Körper in der Größe der Intraklaste. Sie sind aber nicht deutlich begrenzt wie diese, sondern verschmolzen nach ihrer erneuten Ablagerung wieder in starkem Maße, so daß meist diese „Protointraklaste“ nur stellenweise zu erkennen sind. Durch diese Auswaschung und Aufarbeitung des Kalkschlammes entstehen irreguläre Hohlräume, die mit primär ausgefälltem Sparit geschlossen wurden (FOLK). Auch SANDER (1936) sieht in diesen birdeyes durch chemische Internanlagerung geschlossene Kleinhöhlen. Diese Sparitstrukturen bilden, wenn die Auswaschung besonders stark war, schichtparallele Lagen.

In der mikritischen Matrix fallen runde Körper aus Sparit auf (Photo 1). Solche Gebilde wurden von KREBS (1966) als Calcisphären beschrieben. Im Innern sind die Kristalle unregelmäßig ausgebildet, randlich ordnen sie sich radial an. Der Außenrand der Calcisphären besteht aus einem \pm breiten Ring von sehr feinkörnigem Sparit. Die Calcisphären erreichen eine Größe bis ca. 0,5 mm. Sie werden von NEWELL u. a. (1953) als fragliche Algenbildung angesehen.

Von weiteren beobachteten Erscheinungsformen der Mikrite sollen hier noch die als Pelite

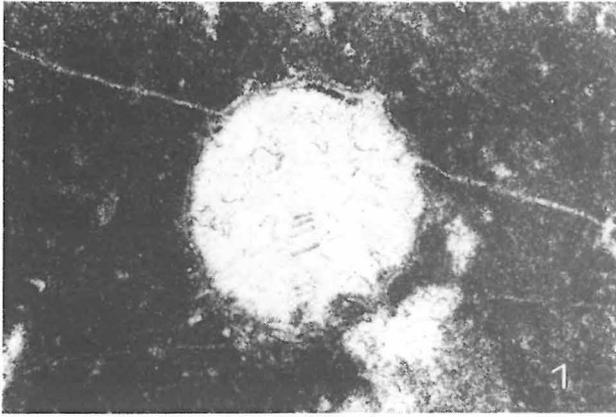


Photo 1
Calcisphäre (fragile Algenbildung) im Dismikrit
(Photo PALME)

bezeichneten, sehr feinkörnigen Kalke erwähnt werden. Die Grundmasse unterscheidet sich deutlich von den Mikriten durch größere Homogenität und Feinheit. Sie sind gelblich, grünlich, braun, verschieden gefärbt und oft im mm- bis cm-Bereich deutlich feingeschichtet, indem schwarze, gelbe, rote Lagen und Sparit miteinander wechseln. Sie sind lediglich am Bärenfelsen (Rübeland) in stärkerem Maße am Gesteinsaufbau beteiligt. Sonst kamen sie in Spalten, Hohlräumen zwischen den Biogenen und anderen geschützten Stellen zum Absatz. Die Pelite enthalten keine Makrofossilien. „Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen wurden in den Mikriten des Arbeitsgebietes beobachtet. Sie sind in Übereinstimmung mit EINSELE (1963) an einen bestimmten, sehr feinen Korngrößenbereich gebunden.

3.3.

Intraklastite

Hauptbestandteil der Intraklastite sind Intraklaste. Diese fest umgrenzten Körper entstanden durch die Aufarbeitung der chemischen oder biochemischen Ausfällungen im Ablagerungsraum. Intraklastite umfassen größenmäßig Feinsand- bis Konglomeratbereich. Sie sind unregelmäßig geformt, meist gerundet oder gestreckt und bestehen entweder aus Mikrit (das ist der Normalfall) oder enthalten komplexe innere Strukturen (Fossilien u. a.).

Die Hauptmasse der Intraklaste bildet sich nach FOLK durch Erosion eines halbverfestigten Kalkschlammes. Die dabei entstehenden Partikel werden aufgewirbelt und dann wieder abgelagert. Ein Intraklastit entsteht also in zwei Phasen unter verschiedenen Bedingungen:

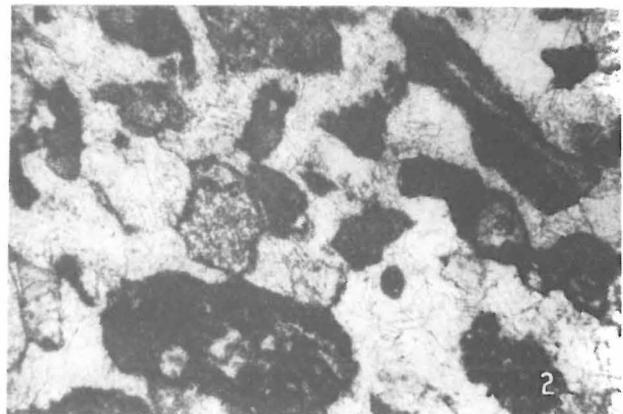
1. Ein feinkörniges Kalksediment (ein Mikrit) setzt sich im geschützten Stillwasserbereich ab und wird schwach verfestigt.

2. Der Sedimentationsraum gerät in den Bereich von bewegtem Wasser. Das Sediment wird aufgewühlt und, nun unter höheren energetischen Bedingungen, ohne besonderen Transport wieder abgelagert.

Dieser rasche Wechsel der Sedimentationsbedingungen ist nur im Flachwasser möglich. Der Hohlraum zwischen den Körnern wurde durch chemische Internanlagerung (SANDER) mit Sparit gefüllt. Die Intraklaste der hier bearbeiteten Kalke sind zwischen 0,1 und 2 mm (nur selten darüber) groß, wobei die Hauptmasse den Bereich von 0,3...1 mm einnimmt. Sie bestehen aus bräunlich grauem Mikrit. Photo 2 zeigt die typische Intraklastitstruktur. Man sieht die unregelmäßige Form der Intraklaste und ihre wirre Lagerung und Unsortiertheit. Alles das spricht für die oben gegebene genetische Deutung.

Die in TODD (1966) erwähnten „hand holding“-Strukturen sind stellenweise häufig. Hier sind Intraklaste noch kettenförmig miteinander verbunden. Größere Intraklaste sind wie schon erwähnt selten. Sie zeigen Strukturen des resedimentierten Sediments. Mehr oder weniger

Photo 2
Intraklastitstruktur (Dünnschliff x 30)
(Photo PALME)



häufiger Bestandteil sind weiße, kleine Bruchstücke von Crinoiden und Mollusken. Überhaupt enthalten die Intraklastite mehr Biogene als die Mikrite.

3.4.

Bioklastite

Die Bioklastite, die im Arbeitsgebiet den verbreitetsten Gesteinstyp bilden, bestehen zu mehr als zur Hälfte aus Biogenen. Zur Bildung des organogenen Bruchs waren hohe energetische Bedingungen erforderlich, die die gewachsenen organischen Strukturen zerstörten. Diese waren nur im Wellenbereich nahe dem Meeresspiegel gegeben. Der gebildete grobe Schutt blieb entweder als lockeres, an Hohlräumen reiches Haufwerk liegen oder wurde durch Strömungen bis in die Sedimentationsbereiche der Intraklastite und Mikrite weiterverfrachtet. Auf diese Weise ist die unterschiedliche Ausbildung der Grundmasse zwischen den Biogenen zu erklären. Wo die Auswaschung zwischen dem biogenen Haufwerk stark war, wurden die offen gebliebenen Räume durch chemische Internanlagerung mit Sparit gefüllt. Die Hohlräume wuchsen vom Rand, d. h. von den Fossilbegrenzungen her zu. Dabei ordneten sich die Sparitkristalle meist senkrecht zum Rand der Biogene an und bildeten z. T. konzentrische Lagen bis zur Schließung der Zwischenräume (Photo 3). Mitunter entstehen zwischen den Biogenen größere Öffnungen, die als Großoolithe (nach der Definition von SCHMIDEGG 1928) anzusprechen sind und eingehend von SANDER (1936) beschrieben wurden. Photo 4 zeigt solche Bildungen. Der faserige Kalzit bildet farblich unterschiedliche, konzentrische Lagen, die den Hohlraum bis auf einen kleinen Rest schließen. Dieser ist mit granularem, weißen Sparit gefüllt. In den meisten Fällen tritt neben der chemischen eine mechanische Internanlagerung auf, indem sich \pm intensiv irregulär oder deutlich geopetal Pelit absetzte.

3.5.

Sparite

Wie schon erwähnt, bildet sich unter bestimmten Bedingungen aus Mikrit durch Rekristallisation

Sparit, der schließlich zum Hauptbestandteil des Gesteins werden kann. Solche rekristallisierten Kalke treten, im Gegensatz zu vielen anderen Riffgebieten, im Arbeitsraum selten auf. Am Bielstein gibt es völlig homogene, feinkristalline und auch grobkristalline Kalksteine, die sicher in diese Gruppe gehören. Sie werden von manchen Autoren (z. B. WOLFENDEN 1958) auch als rekristallisierte Algenpolster gedeutet.

4.

Bau der Riffbildungen im Elbingeröder Komplex

4.1.

Der Massenkalk von Elbingerode/Rübeland – ein Riffkalk

Nach DARWIN's grundlegenden Arbeiten über die Entstehung der Koralleninseln im Pazifik wandte MURCHISON 1847 als erster diesen Begriff auf fossile Strukturen an, die diesen Riffmassen ähnelten. Nach der an rezenten Riffen aufgestellten, häufig zitierten Definition von VAUGHAN gehören zum Begriff Riff folgende Merkmale:

- eine Erhebung aus Kalkstein
- eine zur Bildungszeit wenig unter dem Meeresspiegel liegende Oberfläche
- ein hauptsächlich aus Skeletten von Organismen bestehendes Gestein

In der Folgezeit wurden aber so viele Strukturen, die dieser Definition nicht entsprachen, als „Riffe“ beschrieben, so daß dieser Begriff seine straffe Bedeutung einbüßte und der Name Bioherm für Untiefen, Erhebungen u. ä. aus rein organischem Bau, die im Gestein mit abweichender Lithologie liegen, eingeführt wurde. Schichtige, horizontal ausgedehnte Strukturen aus sessilen Organismen nannte CUMINGS (1933) Biostrome. Leider wurden in der Folgezeit sowohl die Begriffe Bioherm und Biostrom als auch Riff verwendet und zwar in so unterschiedlicher Weise, daß in jeder modernen Arbeit eine vorausgehende, für diese Arbeit gültige Definition nötig wäre.

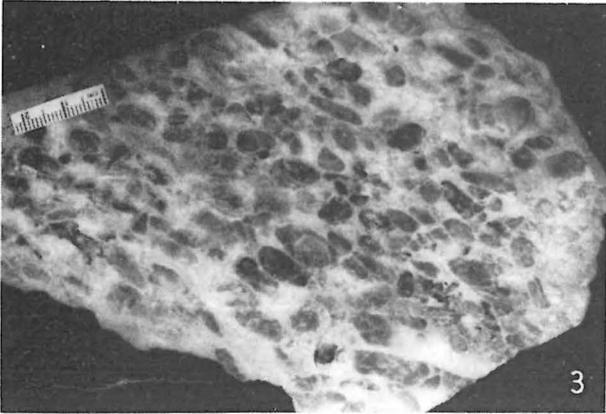


Photo 3
Bioklastit aus zylindroiden Stromatoporen,
Hohlräume konzentrisch mit Sparit gefüllt
(Photo PALME)

Nach KREBS (1966) und FLÜGEL; FLÜGEL-KAHLER (1963) besteht ein Rifffkomplex aus den Bereichen Zentrales Riffareal, forereef und back reef.

Im Zentralen Riffareal entstehen kuppenförmige Erhebungen aus Stromatoporen und Favositiden, die mit zerbrochenen Biogenen eine schichtungslose Struktur (framework) aufbauen. Diese Bildungen werden als Rifffkerne bezeichnet. Der neben diesen Begriffen in der Arbeit verwandten Bezeichnung Riff liegt die in FLÜGEL und FLÜGEL-KAHLER zitierte Definition von NELSON, BROWN und BRINEMAN (1962) zugrunde. Ein Riff ist sinngemäß übersetzt demnach: „... eine hauptsächlich aus Kalkskeletten bestehende Ablagerung, welche durch Organismen gebildet wird, die das ökologische Potential zur Errichtung einer topographisch aufragenden Struktur besitzen.“ Der Begriff Riff bezieht sich also weniger auf einen bestimmten lokalen Bereich des Rifffkomplexes, sondern er umfaßt die Erscheinung an sich. Dieser Definition entspricht der Massenkalk von Elbingerode/Rübeland, denn er besteht in hervorragendem Maße aus \pm zerbrochenen Biogenen, die eine topographisch aufragende Struktur errichten. Diese war durch die Schalsteinsättel zwar schon gegeben, aber die großen Kalksteinmächtigkeiten können nur durch Absenkung der Schwelle erklärt werden, die vom Wachstum der Organismen kompensiert wurde. Diese Organismen besaßen das ökologische Potential zur Errichtung einer aufragenden Struktur (riffbildende Organismen).

Dabei ist die Tatsache, daß der größte Teil des Kalkes nicht aus Biogenen „in situ“ besteht, für die Rifffdefinition nicht entscheidend. So wurden aus dem (rezenten) Großen Barriere-Riff Bereiche beschrieben, die nur von feinem Detritus gebildet werden. Auch in den Zonen stärksten Wachstums ist der Rifffschutt im Überschuß. KREBS (1966) zitiert LADD und TRACEY (1949), die betonen, daß in den Rifffgesteinen der pazifischen Riffe die „in situ“-Rifffbildner nur 5 bis 10 % ausmachen. Entscheidend ist (WERDING) nicht die Lebensstellung der Organismen sondern die Tatsache, daß überhaupt Wachstum riffbildender Organismen möglich war und daß der Detritus durch Sedimentfänger aufgehalten wurde und dadurch eine Erhebung entstand.

4.2.

Das organische Wachstum

Die Stromatoporen sind der alles andere bei weitem überwiegende Bestandteil in den Schuttlagen und waren demnach besonders weit verbreitet. Auch sehr häufig sind Biostrome aus Amphiporiden, die bis in die Becken hineinreichen. Nur lokal sind Kalkschwämme in größerem Maße gesteinsbildend vorhanden. Zu diesen riffbildenden Organismen gesellen sich zahlreiche Rugosa, Thamnopora, Zweischaler und Crinoiden von örtlich stark wechselnder Häufigkeit. Die tabulaten Korallen sind weniger bedeutend.

Photo 4
Großolith zwischen Biogenen
(Stromatoporen in Wachstumsstellung)
(Photo PALME)



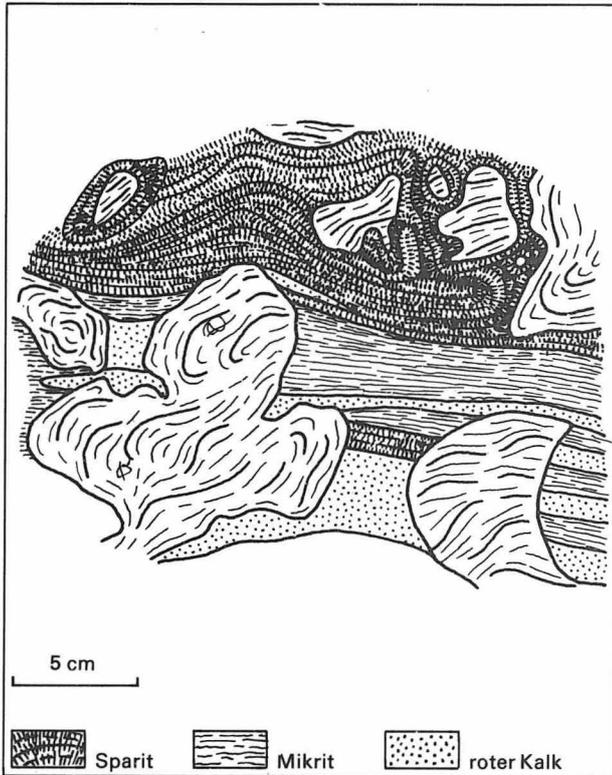


Abbildung 2
Biostrom aus massiven Stromatoporen, chemische und mechanische Internanlagerung

Die Stromatoporen gliedern sich in drei ökologische Typen:

- a) massive Formen,
- b) zylindroide Formen,
- c) lamellare Formen.

Im folgenden einige Beispiele für das organische Wachstum: Aus einem Biostrom massiver Stromatoporen zeigt Abbildung 2 einen Ausschnitt. Die Stromatoporen sind hier sehr unregelmäßig ge-

Photo 5
Geflecht von zylindroiden Stromatoporen, chemische Internanlagerung (Photo PALME)

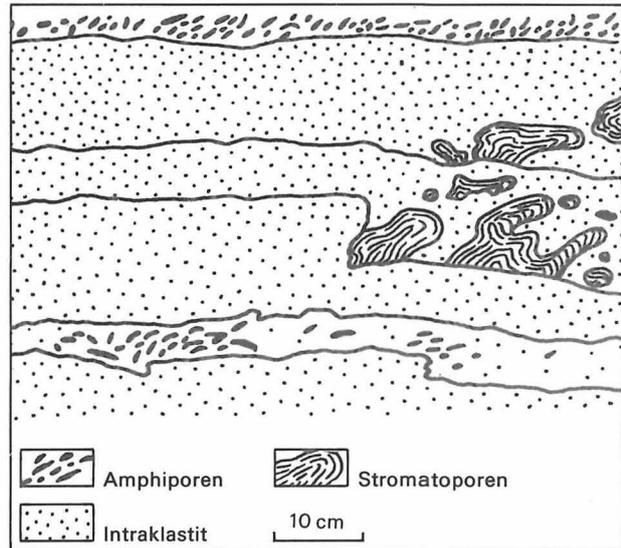
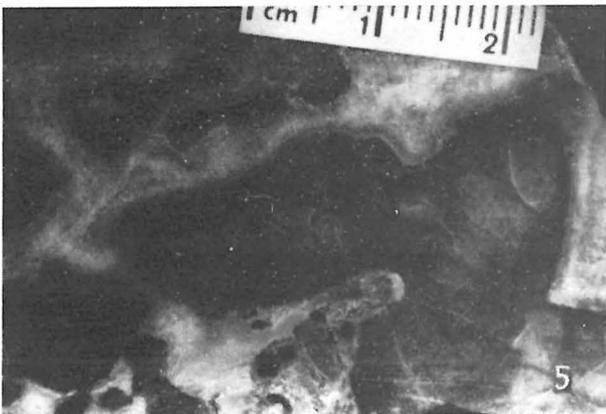
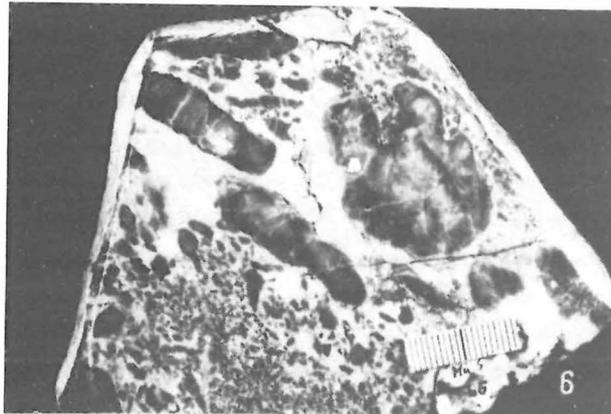


Abbildung 3
Amphiporenrasen mit auf Schichtflächen aufgewachsenen Stromatoporen

wachsen. Der Hohlraum wurde durch Sedimentation von Mikrit und Rotpelit sowie durch chemische Internanlagerung mit Sparit gefüllt. War die Wasserbewegung stärker, bildete sich Sparit, war sie schwächer, konnte sich – zwischen den Biogenen geschützt – Kalkschlamm absetzen. Ein unregelmäßiges Geflecht von Stromatoporen in stark zylindroider Ausbildung zeigt Photo 5.

Auch hier wurde der Hohlraum durch chemische Internanlagerung geschlossen. Häufiger als solche Geflechte bilden die zylindroiden Stromatoporen Kolonien aus einzelnen fingerstarken Gebilden (Photo 6). In dieser Form werden die Ko-

Photo 6
Bioklastit aus zylindroiden Stromatoporen, teilweise ist die ursprüngliche Wachstumsform erhalten (Photo PALME)



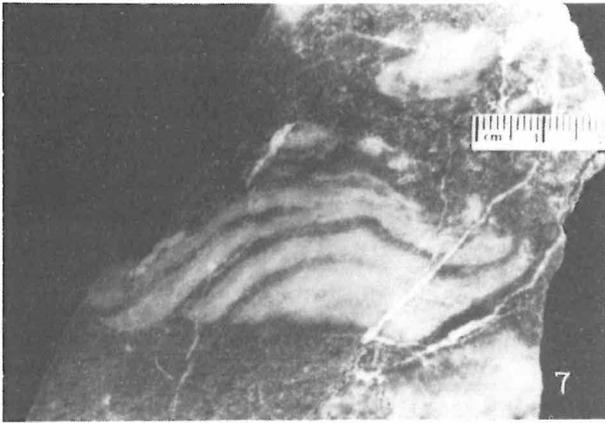


Photo 7
Lagig gewachsene Stromatopore im Instralkastit
(Photo PALME)

lonien, wie örtlich nachzuweisen ist, bis zu einem Meter groß. Die zylindrischen Gebilde erreichen Längen bis zu 10 cm. Massive und zylindroide Stromatoporen sind durch Übergänge verbunden. Bei beiden Typen wurden die Hohlräume überwiegend durch chemische Internanlagerung gefüllt, was auf starke Auswaschung und damit eine Position in stark bewegtem Wasser hindeutet. Das lamellare Wachstum einer Stromatopore zeigt Photo 7. Hier wie auch in den meisten Amphiporen-Biostromen ist dagegen chemische Internanlagerung nicht so bedeutend, woraus geschlossen werden kann, daß diese vorrangig an die

Photo 8
Phillipsastrea-Kolonie (oben) auf flach ausgebreiteter Stromatopore
(Photo PALME)

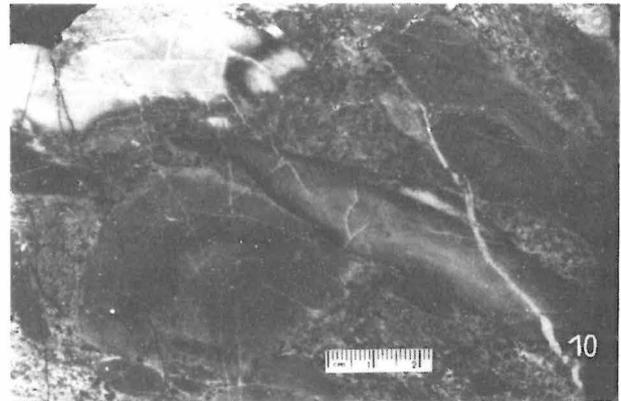


Photo 9
Alveolites, eine zylindroide Stromatopore umwachsend
(Photo PALME)

Bereiche mit ruhigerem Wasser gebunden sind. Massive Stromatoporen reichen, was Abbildung 3 beweist, in diese Zonen hinein. Wie in dieser Abbildung, so sitzen häufig die Organismen den Schichtflächen auf.

Nicht selten umwachsen oder überwachsen sich die Biogene (Photo 8, 9). Als Beispiel für die Gleichzeitigkeit von Wachstum und Zerstörung wird die Situation auf Photo 10 gedeutet: ein konzentrisch gewachsener Teil einer Stromatopore wird nach der Zerstörung abgelagert und nur an der Oberfläche konnte nach der Einbettung die Kolonie, nun deutlich lagig, weiterwachsen.

Photo 10
Bioklastit, oben rechts: eine nach der Ablagerung lagig weitergewachsene Stromatopore
(Photo PALME)



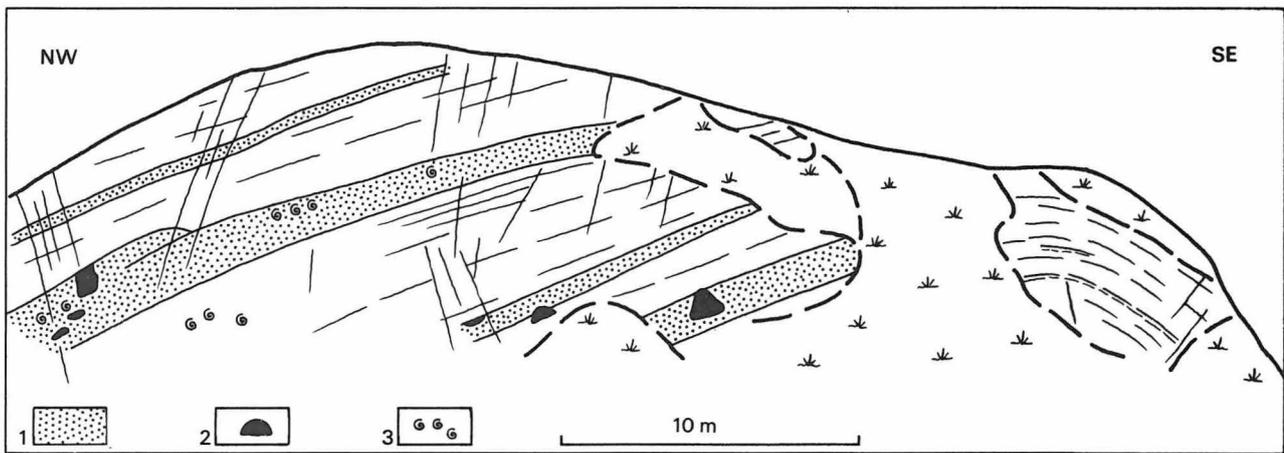


Abbildung 4
 Beckensedimente im Kalksteinbruch Schwefeltal
 Zwischen fossilarmen Kalksteinen bankartige Einschaltung von Amphiporenkalksteinen (1) mit einzelnen Stromatoporen (2) und lagenweiser Anreicherung von Schnecken (3)

4.3. Der Charakter der Riffbildung

Mit wenigen Ausnahmen weist der Riffkalk eine deutliche Schichtung im dm- bis m-Bereich auf. Sie fällt besonders deutlich in den größeren Kalkbrüchen (Abbildung 4) auf. In der Schichtfolge finden sich, allerdings untergeordnet, Bänke, in denen die in Lebensstellung erhaltenen Biogene einen größeren Anteil bilden und damit den biostromalen Charakter verdeutlichen.

In den Schichtfolgen der einzelnen Aufschlüsse ist das Verhältnis zwischen Bioklastiten und Mikriten, Intraklastiten verschieden. Träfe dies nicht zu, so müßte man annehmen, daß die Schalsteinschwelle topographisch fast nicht gegliedert und in ihrer Gesamtheit, nur zeitlich unterschiedlich, gleichmäßig biostromal bewachsen war. Es überwiegen aber an einem Ort Bioklastite (grober Riffschutt), am anderen Mikrite und Intraklastite (Kalkschlamm, Kalksand), und man kann im ersten Fall an eine insgesamt schwelennahe, im zweiten an eine insgesamt beckennahe Position während der Sedimentation denken.

An den rezent absinkenden Inseln und Festländern entstehen Atolle und Barriere-Riffe, und es wäre denkbar, wenn sich auch hier auf einzelnen Rücken Atolle gebildet hätten. Es konnte aber lediglich festgestellt werden, bei allerdings geringer Belegdichte, daß Riffbildungen und grober Schutt an erzgebirgisch streichende, ungefähr den Sätteln entsprechende Zonen gebunden sind (Schwellenregionen), während in den dazwischenliegenden

Senken die feiner strukturierten Kalke zur Ablagerung kamen. Es ist möglich, daß die Atolle die Plätze auf den Sätteln einnahmen, wo heute der Schalstein zutage tritt, und sich der Massenkalk nur aus Vorriff- und Zwischenriffsedimenten zusammensetzt. Aber auch hier spricht das häufige Vorkommen von Fossilien in Wachstumsstellung dafür, daß die riffbauenden Organismen nicht eine eng begrenzte, ringförmige „wave-resistant“-Struktur bildeten, sondern ausgedehntere Flächen besiedelten. Das Riffwachstum reichte örtlich und zeitlich sicher unterschiedlich weit die Hänge hinab, um allmählich in die Beckenfazies überzugehen, wobei hier auch noch örtlich Wachstum möglich war. Schon in der Schwellenregion selbst machen die gewachsenen Organismen nur einen geringen Teil des Gesteins aus, das sich in der Hauptsache aus \pm zerstörten und transportierten Biogenen zusammensetzt. Zwischen Schwellen- und Beckenzone, in der die riffbildenden Organismen stark zurücktreten, besteht ein breiter Übergang.

Es ist auffallend, wie stark sich in einem Aufschluß in der Vertikalen die Fazies ändert. So ist der Versuch, die Aufschlüsse in ein Atollschema einzureihen, erfolglos, denn z. B. wechsellagern Schichten, die von anderen Autoren als typische Lagunenfazies (back reef) beschrieben werden, mit solchen, die bezeichnend für die zentralen Riffareale oder das fore-reef sind. In einem Atoll sollten sich jedoch die Ablagerungsbedingungen nicht so stark ändern, daß es an einem Ort zu solch gegensätzlicher Ausbildung kommt. Nimmt man

dagegen eine Sedimentation in zwischen Schwellen gelegenen Becken an, so fällt die Erklärung leichter. Hier können die Bedingungen viel schneller von ruhigem zu stärker bewegtem Wasser umschlagen als in einer Lagune, die doch stets \pm abgeschlossen ist oder in einem fore-reef, wo überwiegend stark bewegtes Wasser die Sedimentation bestimmt.

FLÜGEL und FLÜGEL-KAHLER äußerten, daß die altpaläozoischen Riffe im Vergleich zu den jungpaläozoischen, mesozoischen und meisten rezenten einen abweichenden Baustil besitzen. Die Arbeiten von LECOMPTE (1958), STRUVE (1963), JUX (1960) und WERDING (1965) beweisen, daß eine Trennung in fore-reef- und back-reef-Bereiche nicht immer klar ausgebildet ist. Diese Riffe ähneln eher dem von HENSON (1950) (zit. FLÜGEL; FLÜGEL-KAHLER) als „open shoal reef“ bezeichneten Riffformen.

Hier löst sich das zentrale Riffareal in flache biostromartige Riffe auf und es entsteht ein Übergang zum fore-reef und Becken. Diese Art der Riffbildung liegt auch im Untersuchungsgebiet vor und nach einer solchen Deutung lassen sich die erkannten Fazieszonen als folgende Bereiche ansprechen:

- Schwellenbereich: geschichteter Riffschutt mit relativ zahlreichen Organismen „in situ“, viel sparitische Hohlraumfüllung, örtlich schichtungslose Riffkerne
- Beckenbereich: geschichtete, fossilärmere Kalke (Abbildung 4)
- Vorriffbereich: sparitreicher, wenig geschichteter Riffschutt.

Dabei verzahnen sich alle Bereiche weitestgehend.

Das überwiegend großflächige, \pm flache Riffwachstum auf der Schwelle wird örtlich unterbrochen durch Riffkerne, die wahrscheinlich kuppelförmig an solchen Stellen aufragten, die dem organogenen Wachstum besonders günstig waren.

Im Arbeitsgebiet wurden zwei Riffkerne erkannt. Der größere (die Ausdehnung könnte um 50 m betragen) und deutlicher ausgeprägte bildet den W-Teil des Galgenberges bei Elbingerode. Der zweite befindet sich am Schießhaus (Bergfeld) bei Rübeland und erstreckt sich nur über ca. 10 m.

Das auffallendste Unterscheidungsmerkmal dieser Riffkerne gegenüber ihrer Umgebung ist die

absolute Schichtungslosigkeit. Dies bewirkt auch die größere Widerstandsfähigkeit des Gesteins bei der Verwitterung, so daß es morphologisch hervortritt. Die Riffkerne sind „echte“ Riffbildungen, die sich wahrscheinlich kuppelförmig vom übrigen Schwellenbereich erhoben und der Brandung stärker ausgesetzt waren als die flächig wachsenden Organismen des übrigen Schwellenbereiches.

Den Hauptbestandteil der Riffkerne bilden deutlich „in situ“ lagernde, halbkugelige bis flache Stromatoporen. Die knolligen Stromatoporen sind häufig um 1,5 m groß, die flach ausgebreiteten Formen erreichen Längen bis 2 m. Diese Wachstumsformen waren sicher am ehesten geeignet, der Brandung zu widerstehen und sie wurden nur in den Riffkernen angetroffen. Eng mit diesen Stromatoporen verbunden und an Bedeutung kaum zurücktretend sind Favositiden. Auch sie erreichen Ausdehnungen bis über 1 m. Es gibt massige Formen, aber häufig sind sie flach ausgebreitet. Stromatoporen und Favositiden sind also Organismen, die das Gerüst (frame work) des Riffkernes aufbauen. Die „in situ“ lagernden Formen bilden dabei aber nicht mehr als höchstens ein Viertel des gesamten Riffkernes. Das reicht aus, um die dazwischenliegenden zerbrochenen oder verstellten Biogene in die brandungsbrechende Struktur einzufügen.

Photo 11 zeigt die Struktur des Riffkernes im Anschliff. Das Füllmaterial besteht aus Bruckstücken der oben beschriebenen Stromatoporen und Favositiden; dazu sind zylindroide Stromatoporen,

Photo 11

Zusammensetzung des Riffkernes, oben links und unten: Stromatoporen in Lebensstellung (Photo PALME)



Crinoiden und Rugosa häufig. Die Grundmasse ist sehr verschiedenartig ausgebildet und ihr Charakter ändert sich schon im Anschliffbereich. Meistens besteht sie aus einem schwer identifizierbaren Gemisch von Mikrit, Sparit, Intraklasten und feinem biogenen Bruch mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern. Zwischen Riffkern und umgebendem Schutt gibt es keine scharfe Grenze, sondern unter Nachlassen der großen, halbkugeligen Stromatoporen erkennt man allmählich immer deutlicher werdende Schichtung. Will man die Begriffe Bioherm und Biostrom von CUMINGS (1933) einführen, so sind die Riffkerne typische Bioherme, während der großflächige Bewuchs der Schwelle als Biostrom zu bezeichnen ist.

4.4.

Einige paläontologische Bemerkungen

ROEMER beschrieb als erster eingehender die Fossilien aus dem Massenkalk des Elbingeröder Komplexes. Dann gab CLARKE (1885) eine Zusammenstellung der Fauna von Rübeland. Er machte die Bemerkung, daß das Gestein nur stellenweise reich an Versteinerungen sei und sonst ohne eingelagerte Fossilien wäre. Die Erklärung ist in der Tatsache zu suchen, daß körperlich erhaltene Organismen selten sind und nur bei günstiger Verwitterung der organogene Charakter des Gesteins hervortritt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit war es nicht möglich, Fossilbestimmungen bis zur Gattung und Art durchzuführen. Die fossilen Strukturen sind zwar oft überraschend gut erhalten, aber die Bestimmung z. B. der Korallen und Stromatoporen ist so schwierig, daß hierfür spezielle Studien notwendig gewesen wären.

Die massiven Stromatoporen erreichen Größen bis zu mehr als 1 m. Im Gelände erkennt man sie an ihrer lamellaren Struktur (Photo 12), die durch die Verwitterung deutlich hervortritt. Die einzelnen Lagen sind parallel zur Stromatoporenoberfläche angeordnet, und man kann danach umgelagerte und „in situ“-Organismen unterscheiden. Auch sind im Gelände mitunter Astrorhizen (wichtigstes Merkmal der Stromatoporen) und Caunoporen zu erkennen.

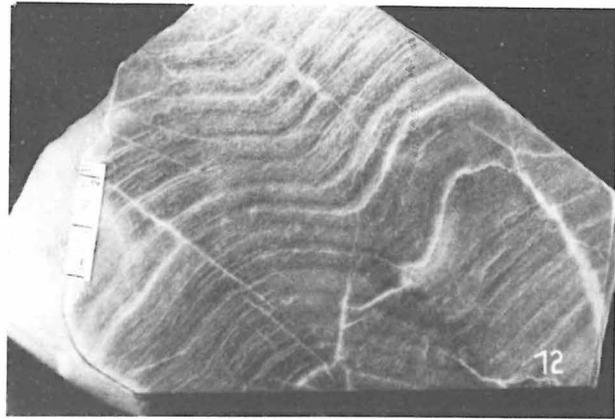
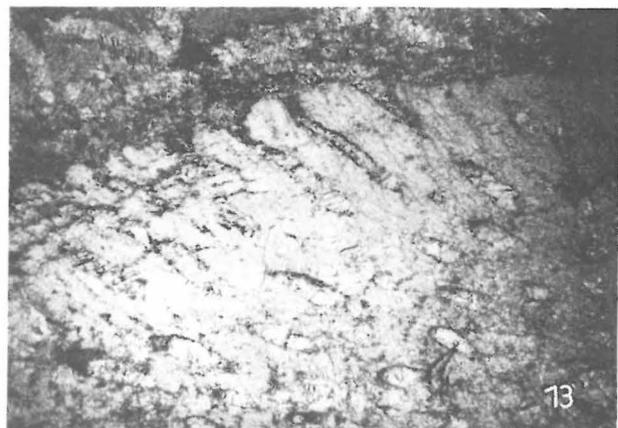


Photo 12
Massive Stromatopore mit deutlichen Latilaminae
(Photo PALME)

Die zylindroiden Stromatoporen sind im Arbeitsgebiet die verbreitetsten Organismen. Sie unterscheiden sich im Gelände von den anderen Organismengruppen durch ihre äußere Form (nur von den Amphiporiden lassen sie sich z. T. schwer abtrennen). Sie sind unregelmäßig zylindrische (Durchmesser meist 3...10 mm), mehrere cm lange Individuen, die Geflechte oder Kolonien bilden (Photo 5,6). Manche Bioklaste setzen sich fast ausschließlich aus zylindroiden Stromatoporen zusammen (Photo 3). Die zylindroiden Stromatoporen sind durch Übergänge zu den massiven Stromatoporen deutlich mit diesen verknüpft. Auch in der inneren Struktur, die besonders gut auf Photo 13 zu erkennen ist, gibt es Übergänge zu den massiven Stromatoporen.

Photo 13
Struktur der zylindroiden Stromatoporen
(Dünnschliff, x 30)
(Photo PALME)



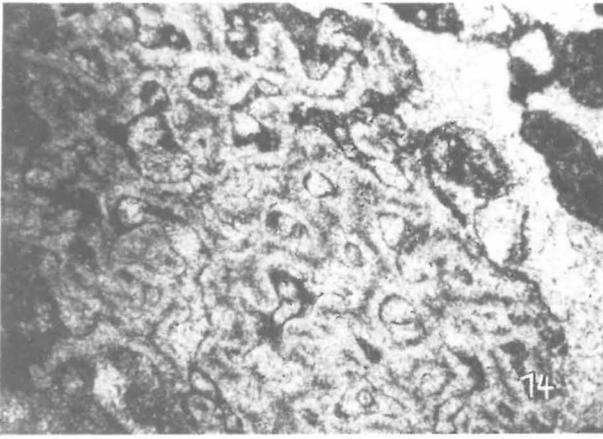


Photo 14
Gewebestruktur von Amphipora (Dünnschliff, x 30)
(Photo PÄLME)

Alle in der Literatur beschriebenen zylindroiden Stromatoporen lassen sich mit einer massiven Form in Verbindung bringen. Obwohl also der Wert einer generellen Unterscheidung zwischen solchen Gattungen zweifelhaft ist, werden sie allgemein separat aufgeführt. Mitunter sprechen sich Autoren sogar dafür aus, die zylindroiden Formen als spezielle Gruppe von den Stromatoporen abzutrennen, da sie einen auffallenden, diesen Typen vorbehaltenen zentralen Achsenkanal besitzen.

Die innere Struktur der dendroiden bis submassiven zylindroiden Stromatoporen ist folgendermaßen gekennzeichnet:

1. eine sehr feine Skelettstruktur aus durchlaufenden Laminae und interlaminaeren Pilae. Nur selten retikulat,
2. besonders in den Randpartien erscheinen größere, durchlaufende Pilae,
3. feine Lamellen schneiden das Gewebe,
4. es sind wurmförmige Kanäle verbreitet.

Diese Merkmale stimmen mit der zu der Familie Stromatoporidae gestellten Gattung *Stachyodes* (BARGATZKY 1881) überein. Es konnte nie ein zentraler Achsenkanal beobachtet werden, der aber typisch für alle zylindroiden Stromatoporengattungen ist. Dagegen ähnelt die oben gekennzeichnete Struktur stark den von PIA (1927, 1937) beschriebenen Solenporacea. Solch enger Zusammenhang zwischen Stromatoporen und Algen wurde auch von JOHNSON (1951) erkannt. Danach kommen in der inneren Struktur häufig Übergänge zwischen diesen beiden Gruppen vor. JOHNSON und auch ČUVAŠOV (1966) betonen, daß

eine Unterscheidung zwischen Algen und Stromatoporen oft nur durch intensive mikroskopische Untersuchungen gelingt. So war hier eine endgültige Klärung der Natur der „zylindroiden Stromatoporen“ des Arbeitsgebietes nicht möglich.

Im Anschliff leicht zu erkennen ist die als Amphiporiden (Gattung *Amphipora*) bezeichnete Fossilgruppe, die von der Mehrzahl der Auroten zu den Stromatoporen gestellt wird. Die nach JUX (1960) im Rheinischen Schiefergebirge so häufige *Amphipora ramosa* (SCHULZ 1882) wurde auch im Untersuchungsgebiet beobachtet. Die Querschnitte zeigen sehr deutlich die von SCHULZ (1882) und FELIX (1905) beschriebenen Artmerkmale. Charakteristisch sind die Randzone, der Zentralkanal und die wurmförmige Gewebestruktur (Photo 14). Die Strukturelemente zeigen eine dunkle Mittellinie. Im Gelände sind die Amphiporiden von den zylindroiden Stromatoporen nur zu unterscheiden, wenn die vermikularte Struktur der ersteren durch günstige Verwitterung erscheint.

Tabulata:

Bei den tabulaten Korallen werden die massiven Formen von den Familien Favositidae (ohne Coenenchym) und Heliolitidae (coenenchymal) gebildet. Letztere gehören alle zur Gattung *Heliolites*. Von den massiven Favositidae ist nur die Unterfamilie Favositinae (Polypare prismatisch, dünn umrandet, perforiert) sicher nachzuweisen.

Literatur

- BARGATZKY, A.
Stachyodes, eine neue Stromatoporidae. Zschr. deutsch. geol. Ges., 33, 1881, S. 688.
- CLARKE, J. M.
Die Fauna des Iberger Kalkes. N. Jb. Min. Beil. Bd. 3, 1885, S. 316...411.
- CUMINGS, E. R.
Reefs or bioherms? Bull. Geol. Soc. Amer., 43, 1933, S. 331...352.
- ČUVAŠOV, B. J.
O rifač i rifoobrazovakljach v srednem i pozdnem devonne zemnogo šra. [Über Riffe und Riffbildner im mittleren und oberen Devon der Erdoberfläche.] Izv. AN SSSR, serija geologičeskaja, 1966, 4, S. 100 bis 114.

- DARWIN, C.
Über den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe. Stuttgart, Schweizerbart 1899.
- EINSELE, G.
„Convolute bedding“ und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 116, 1963, S. 162...198.
- FELIX, J.
Über die Gattung Amphipora. Sitz.-Ber. Naturf. Ges. Leipzig 1905, S. 1...4.
- FLÜGEL, E.; E. FLÜGEL-KAHLER
Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördl. Kalkalpen (Sauwand, Steiermark). Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Tektonik Landesmus. Joanneum, 24, 1963, S. 1...129.
- FOLK, R. L.
Practical petrographic classification of limestones. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 43, 1959.
- FRANKE, W.
Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). Jb. Geol., 11, 1973.
- HEINRICH, M.
Studien in den Riffkalken des rheinischen oberen Mitteldevons. Freiburg: Diss. 1914.
- JOHNSON, H.
An introduction to the study of organic limestones. Quaterly J. Colorado School of Mines, 46, 1951, 2, S. 1...185.
- JUX, U.
Die devonischen Riffe im rheinischen Schiefergebirge. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 110, 1960, S. 186...392.
- KREBS, W.
Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon. Abh. Senck, naturf. Ges., 511, 1966, S. 1...105.
- LECOMPTE, M.
Les Recifs paleozoïques en Belgique. Geol. Rdsch., 47, 1958, S. 384...401.
- MURCHISON, R. J.
On the silurian rocks of parths of Sweden. London 1847.
- NEWELL, N. u. a.
The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. San Francisco 1953.
- PIA, J.
Thallophyta. In: Handbuch der Paläobotanik. München 1927, S. 31...136.
—: Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. C. R. 2. Congrès pour l'Avancement des études de strat. Carbonifère, 2, 1937, S. 765...856.
- REICHSTEIN, M.
Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. Geologie, 8, 1959, 1, S. 13...46.
—: Beitrag zum Sedimentationsverlauf vom Oberdevon bis Unterkarbon im Innern des Elbingeröder Komplexes. Geologie, 9, 1960, S. 656...662.
—: Zur frühvaristischen Reliefentwicklung im Mittelharz. Ber. geol. Ges. DDR, 9, 1964, 4, S. 551...565.
- ROEMER, F. A.
Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Paläontographica, 5, 1855—1858, S. 1...44.
—: Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover 1843.
—: Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Paläontographie, 9, 1862 bis 1864, S. 1...46.
- SANDER, B.
Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. u. Petr. Mitt., N. F., 48, 1936, S. 27...209.
- SCHINDEWOLF, O. H.
Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zschr. deutsch. geol. Ges., 73, 1922, S. 137...232.
- SCHMIDEGG, O.
Über geregelte Wachstumsgefüge. Jb. d. geol. Bundesanstalt, 78, 1928, S. 1...52.
- SCHULZ, E.
Die Eifelkalkmulde von Hillesheim nebst einem paläontologischen Anhang. Jb. Preuß. geol. Landesanst., 1882, S. 158...250.
- STRUWE, W.
Das Korallenmeer der Eifel vor 300 Mill. Jahren. Natur u. Museum, 93, 1963, S. 237...276.
- TODD, T. W.
Petrogenetic classification of carbonate rocks. Journal of Sed. Petrol., 36, 1966, S. 317...340.
- WERDING, L.
Stratigraphie und Genese devonischer Kalke des Taunusostrandes. Gießen: Diss. 1965.
- WOLFENDEN, B.
Paleoecology of the carboniferous reef complex and chelf limestones in NW-Derbyshire, England. Bull. Geol. Soc. Amer., 69, 1958, 7, S. 871...898.