



documenta naturae
abhandlungen

Band 4

**Stratigraphische Einordnung, Fossilinhalt,
Mikrofazies und Diagenese eines
Krusten-Schwamm-Hügels aus dem
Malm alpha bei Kirchenthumbach
(Mittlere Frankenalb, Blatt 6236
Eschenbach i. d. Opf.)**

Wolfgang Häckel

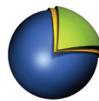
Landshut - 2025



abhandlungen
Band 4

Stratigraphische Einordnung, Fossilinhalt, Mikrofazies und
Diagenese eines Krusten-Schwamm-Hügels aus dem
Malm alpha bei Kirchenthumbach
(Mittlere Frankenalb, Blatt 6236 Eschenbach i. d. Opf.)

Wolfgang HÄCKEL



Landshut, 18. April 2025

ISSN 2626-4161 (Print)

ISSN 2626-9864 (Online)

ISBN 978-3-947953-07-3

Copyright © 2025 amh-Geo Geowissenschaftlicher Dienst, Aham bei Landshut
Alle Rechte vorbehalten. - All rights reserved.

Der Autor ist verantwortlich für den Inhalt des Beitrages, für die Gesamtgestaltung der Herausgeber sowie der Verlag.

Das vorliegende Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwendung, auch auszugsweise, insbesondere Übersetzungen, Nachdrucke, Vervielfältigungen jeder Art, Mikroverfilmungen, Einspeicherungen in elektronische Systeme, bedarf der schriftlichen Genehmigung des Verlages.

ISSN 2626-4161 (Print)
ISSN 2626-9864 (Online)

ISBN 978-3-947953-07-3

Landshut, 18. April 2025

Bestellung & Vertrieb

über den Verlag (www.amh-geo.de) und unter www.amh-geoshop.de

Herausgeber, Verlag & Herstellung

amh-Geo • Geowissenschaftlicher Dienst

Inhaber Dr. Alexander M. Heyng, Erling 5, D-84168 Aham bei Landshut

Tel.: +49 (0)171 8976551

E-Mail: heyng@amh-geo.de

www.amh-geo.de

www.documenta-naturae.de

Stratigraphische Einordnung, Fossilinhalt, Mikrofazies und Diagenese eines Krusten-Schwamm-Hügels aus dem Malm alpha bei Kirchenthumbach (Mittlere Frankenalb, Blatt 6236 Eschenbach i. d. Opf.)

Wolfgang Häckel*

* Dipl.-Geol. Wolfgang Häckel, Meraniering 38, 95445 Bayreuth

Zusammenfassung

Aus dem Malm Alpha bei Kirchenthumbach am Nordostrand der Mittleren Frankenalb wird ein, im Anschnitt etwa 12 m breiter und 7 m hoher, Krusten-Schwamm-Hügel und seine lateralen Übergänge in dm- bis m-dick gebankte Tuberoidkalke beschrieben. Durch Leit-ammoniten kann das Alter auf den tiefsten Abschnitt der Bimammatum-Zone, der Hypselum-Subzone festgelegt werden. Die Makro- und Mikrofauna wird bestimmt und interpretiert. Die Gesteine lassen sich vier Mikrofazies-Typen zuordnen:

- 1) Ein etwa fünf Quadratmeter großer Bereich im Zentrum und einige kleinere, nicht zusammenhängende Flecken an den Flanken des Hügels sind dem Gerüst-Typ, einem kompakten, harten Krusten-Schwamm-Bindstone zuzuordnen.
- 2) Das teilweise Lochfels-artig auswitternde, den Großteil der östlichen Hälfte des Hügels einnehmende Schwamm-Tuberoid-Krusten-Gestein, der Skelett-Typ, besteht aus einem locker gepackten, durch Tuberoidkalke und -Mergel teilweise gestützten Gitter aus Schwämmen und Krusten.
- 3) Hohlkehlen-artig auswitternde Bereiche entsprechen dem Schwamm-Mergel-Typ, einem Tuberoid-Schwamm-Mergel. Dezimeter-mächtige Bänder reichen bis in die umgebenden Tuberoidkalke hinein.
- 4) Die Wacke- bis Packstones, welche an die Flanken des Hügels heranreichen, bestehen aus Intraklasten, Peloiden, Tuberoiden und Fossilschutt in einer mikritischen Matrix. Dieser Tuberoidkalk-Typ steht als harter, gebankter Kalk an.

Krusten bilden den Hauptteil der Gerüste der Bindstones, sie nehmen in Richtung auf die gebankten Tuberoidkalke, wo sie nahezu vollständig fehlen, ab. Allerdings sind viele Tuberoide auf zerstörte Krusten zurückzuführen.

Entsprechend der Verbreitung der Krusten nimmt die Zahl der Schwämme mit zunehmender Distanz vom Zentrum des Hügels ab. Trotzdem führt der gebankte Tuberoidkalk neben zahlreichen, dm-großen Schwammplatten noch bis zu 15 % Schwammfetzen.

Kleinwüchsige Ammoniten treten am häufigsten im Übergangsbereich zwischen Krusten-Schwamm-Bindstones und Schwamm-Mergeln im Zentrum des Hügels auf. Die geringe durchschnittliche Größe ist zum Teil auf die Fossildiagenese zurückzuführen: Im Tuberoidkalk werden große Gehäuse vom Se-

diment erfüllt, während die Gehäuse größerer Ammoniten in den Krusten-Schwamm-Gesteinen häufig durch darin und darauf wachsende Krusten besiedelt werden. Da sich diese lateral nur über wenige cm erstrecken und nur kleinere Schalen vollständig füllen, sind großwüchsige Ammoniten in den Schwammgesteinen unterrepräsentiert.

Bei den Foraminiferen ist die Diversität im Übergangsbereich vom Hügel in die gebankten Tuberoidkalk am größten. Die sessilen Foraminiferen (*Nubeculinella*) besiedeln Schwämme und Krusten der Bindstones, aber auch Tuberoide in den Tuberoidkalken. Das Verbreitungsmaximum der vagilen Foraminiferen liegt in den Tuberoidkalken. Die Lithifizierung erfolgte submarin, Hinweise auf ein Auftauchen im Oxford wurden nicht gefunden. Die selektive Dolomitisierung und Dedolomitisierung erfolgte nach Verkieselungen in der Tuberoidkalk-Matrix der Krusten-Schwamm-Bindstones und der Schwamm-Tuberoid-Krusten-Gesteine. Frühdiagenetisch verfestigte Schwämme und Krusten werden von der (De-) Dolomitisierung ausgespart, während sich, zwischen diesen, blind endende Matrix-Zwickel und Stylolithenbahnen darauf fördernd auswirken. Auch in Schwammresten in den gebankten Tuberoidkalken treten kleine (De-) Dolomitnester auf.

Die hier bis auf den Malm Alpha hinabreichende, kreidezeitliche Erosion verursachte ein Relief aus Kuppen und Wannern. In oberflächennah liegenden Gesteinsbereichen erfuhren Dedolomit-Flecken eine intensive Rotfärbung. Sande und Schotter der Oberkreide plombieren das Relief. Die Lösung von Karbonat setzt sich danach fort. Verkalkte und verkieselte Schwämme und Krusten werden an Stellen, wo die Tuberoidkalk-Matrix nach einer Dedolomitisierung verhältnismäßig leicht gelöst werden kann, reliefartig herauspräpariert.

Schlüsselwörter

Dolomitisierung, Dedolomitisierung, Verkieselung, Tuberoide, Tuberoidkalk, Stylolithen, Karbonat, Röntgendiffraktometrie.

1. Einleitung und Problemstellung

In einem aufgelassenen Steinbruch der Firma Prüschenk bei Kirchenthumbach ist die Verzahnung von gebankten und massigen Karbonaten aufgeschlossen. Die massigen Karbonate fallen (durch die darin verstärkte Akkumulation von Karbonat durch Organistentätigkeit) als Aufwölbungen gegenüber der umgebenden geschichteten Fazies auf. Sie sollten bei der Erosion aufgrund ihrer erhöhten Reinheit im Vergleich zu den umgebenden Kalken im allgemeinen als Härtlinge im Gelände hervortreten, wie dies an anderen Orten, z.B. am Müllersfelsen bei Streitberg, am Görauer Anger bei Kasendorf, am Walberla bei Forchheim oder auf der Neubürg bei Wohnsgehaig deutlich zu erkennen ist.

Im Gegensatz dazu ist in der Bruchwand eine Aufdomung von massigen Karbonaten angeschnitten, welche, anders als die lateral anlagernden gebankten Kalke, durch ihre stellenweise besonders rasche Verwitterung ins Auge springt.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit, die auf der Diplomarbeit des Verfassers aus dem Jahr 1992 basiert, ist die Beschreibung der Organismen und des Sedimentes, sowie der Verteilung und gegenseitigen Beeinflussung von Organismen, Sedimenten und Diagenese als Faktoren, die die Gesteinsbildung bedingten.

2. Zur Geologie des Untersuchungsgebietes

2.1. Frühere Arbeiten

Stratigraphie

Von den stratigraphischen Verhältnissen in Schwaben ausgehend stellt QUENSTEDT (1856-57) in seinem Werk „Der Jura“ eine Gliederung des Jura vor, OPPEL (1856-58) unterteilt den Malm biostratigraphisch in drei Abschnitte. Der Malm Frankens erfährt seine Gliederung durch v. GÜMBEL (1862).

Unter der Leitung von v. FREYBERG wurden ab 1950 auf der gesamten Frankenalb Spezialkartierungen im Maßstab 1: 25000 durchgeführt. SCHMIDT - KALER (1962) und v. FREYBERG (1966) gliedern und parallelisieren den Unteren Malm der Nördlichen, Mittleren und Südlichen Frankenalb stromatometrisch. ZEISS (1968, 1977) gliedert den Malm der Frankenalb nach stratigraphisch leitenden Ammoniten und verwendet wie v. FREYBERG (1966) für das geschichtete Oxford im Bereich der Nördlichen Frankenalb den Begriff „Feuerstein-Bankfolge“, im Bereich der Mittleren Frankenalb den Begriff „Hartmannshof-Bankfolge“. Anhand von Foraminiferen führt GROISS (1970) feinstratigraphische Untersuchungen und Fazies-Zonierungen im Oxford der Frankenalb durch.

Erforschung von Schwammriffen

Aus den Streitberger Schwamm-Mergeln beschreibt v. GÜMBEL (1862) Foraminiferen. Er erwähnt (1891) den verschwammten Malm in der Umgebung von Pegnitz als stellenweise so ausgebildet wie in Streitberg. P. DORN (1932) lässt die Verschwammung in Franken allgemein mit der „*Hypselum*-Zone“, ausnahmsweise schon mit der Zone des *Gregoryceras transversarium* beginnen. Er stellt sich die Schwammkalke als morphologisch aufragende, „in ganz seichtem ab-

gelagerte“, mit Riffhöhlen durchsetzte und von Riffschutt umsäumte Gebilde des Bewegtwassers vor. ROLL (1934) stellt den Unteren und Mittleren Malm ins flachmarine Milieu und ändert DORN's Bild von der Schuttfracht von morphologischen „Riffen“ zu „Schwammbänken“ mit weniger übertriebener Riffartigkeit hin ab. Er führt als Beispiel den Müllersfelsen bei Streitberg in der Nördlichen Frankenalb an und benutzt wie FISCHER (1913) den Begriff „Schwammstotzen“. E. & I. SEIBOLD (1955) führen eine Revision der Foraminiferen-Beschreibung von v. GÜMBEL aus den Streitberger Schwamm-Mergeln durch. FRITZ (1958) führt den Begriff „Tuberoide“ ein und hebt neben den Schwämmen besonders Krusten aus mehr oder weniger organischem Verwesungsfällungskalk als Riffbildner hervor. NEUPERT (1959) verfeinert die tektonische Karte der Umgebung von Kirchenthumbach; er erwähnt aus dem Oxford westlich von Kirchenthumbach eine riffschuttreiche und im Süden bei Ernstfeld eine riffschutfreie Fazies. HILLER (1964) prägt den Begriff „Algen-Schwamm-Riff“ und stellt fest, dass in den Mergeln mehr Schwämme auftreten können als in Schwamm-Tuberoid-Kalken. Neben einer eingehenden Beschreibung der Komponenten und einer Einteilung der Gesteine der Schwammfazies nimmt er Tuberoide als autochthone bzw. parautochthone Zerfallsprodukte von Krusten, Schwämmen und Hartteil-Umkrustungen an. Die Bildung der Algen-Schwamm-Riffe soll in mehr als 60 bis 70 Metern Wassertiefe stattgefunden haben. Das nimmt auch WAGENPLAST (1972) für zwar hoch über die gebankte Fazies emporragende, jedoch vom Malm Alpha bis Epsilon in Schwaben am Top nicht von lichtabhängigen Korallen besiedelte Schwammriffe an. Die darin erhaltenen, verkippten Schwämme zeigen auch keine Spur von weitem Transport oder heftiger Strömung. FLÜGEL & STEIGER (1981) beschreiben in der Nördlichen Frankenalb exemplarisch den Müllersfelsen bei Streitberg (Algen-Schwamm-Hügel) in Bezug auf Entstehung und Mikrofazies. Die von GAILLARD (1983) untersuchten Schwamm-Krusten-Bioherme des Oxford in Südostfrankreich zeigen viele Ähnlichkeiten im Fossilgehalt, im Sediment und in der Ökologie mit fränkischen Krusten-Schwamm-Biohermen. SCHORR & KOCH (1985) nehmen ein Algen-Schwamm-Bioherm im Oberen Malm räumlich auf und können darin Fazies-Zonierungen feststellen. KOCH & SCHORR (1986) finden meteorische Diagenese-Stadien, welche ein zeitweiliges Auftauchen einzelner Bioherme im Oberen Malm annehmen lassen. MEYER, MÜLLER & ÜBELACKER (1987) beschreiben die Makrofauna des hier untersuchten Krusten-Schwamm-Hügels und seiner nächsten Umgebung mit Schwerpunkt auf den Schwämmen und stellen dabei große Übereinstimmungen mit der Fauna des Malm Alpha im Schauertal bei Streitberg fest.

HAMMES (1987) bearbeitet Aufschlüsse im Malm Alpha bei Pollanten (bei Berching 6834) mikrofazial und geochemisch. LANG (1989) gibt aus dem Steinbruch Urspring in der Nördlichen Frankenalb Fazies, Diagenese und Fossilinhalt im Bereich Oxford bis Unteres Kimmeridge und eine mögliche Sedimentationsgeschwindigkeit an. Die Entstehung der Bioherme der Nördlichen Frankenalb soll an bzw. unterhalb der Sturmwellenbasis erfolgt sein, die Tätigkeit anaerober Bakterien im noch durchlichteten Milieu führt zur Bildung der Krusten. SELG & WAGENPLAST (1990) stellen intrajurassische Auftauchphasen für die Schwammriffe des Süddeutschen Juras und die sie umgebende Normalfazies aufgrund von paläontologischen Kriterien, Faziesanalysen und paläogeographischen Zusammenhängen in Frage und geben den „tiefeneritischen, offenen Schelf“, „unterhalb der Sturmwellenbasis“ als Bildungsbereich an.

2.2. Stratigraphische Untergliederung

Im Aufschlussbereich stehen Mergel, Mergelkalke und Massenkalk des Oberoxford an. Die massige, schwammführende Fazies tritt in stratigraphisch tieferen Bereichen noch fleckenhaft zwischen den dort vorherrschenden Mergeln und Mergelkalken auf. Sie verdichtet sich in den höheren, jüngeren Bereichen, wo der Mergelgehalt abnimmt, zu einer nahezu durchgehend massigen Fazies mit einzelnen kleinen Restbereichen, in welchen noch geschichtete Karbonate zum Absatz kommen. Durch Funde von *Amoeboceras alternans* (v. BUCH), konnte R. MEYER (1987) in den tieferen Bereichen unteres Oberoxford erkennen, daneben tritt *Microbiplices microbiplex* (QUENSTEDT) auf. Ein Fund von *Epipeltocheras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT) aus dem Anstehenden lässt die miteinander verzahnten, durch Mergelgehalt ausgezeichneten, gebankten und massigen Karbonate der *Hypselum*-Subzone, dem tiefsten Abschnitt der *Bimammatum*-Zone, zuordnen. Die höheren, durch Verringerung der Mergelinschlüssen kompakteren, massigen Karbonate sollen nach R. MEYER (1987) bereits dem Malm Beta angehören, entsprechende Leitfossilien wurden aber noch nicht gefunden.

Eine kreidezeitliche Verkarstung greift hier bis in den Malm Alpha hinab, Oberkreidesande, Schotter (entsprechend der Zone der groben Sande von NEUPERT 1959) und Kieselrelikte des Malm plombieren das dadurch entstandene Relief. Am Nachsacken von ehemals flach abgelagerten Kreidesedimenten in das liegende Karstrelief und am dieses Relief allseitig überziehenden Residuallehm lässt sich eine fortgesetzte Karbonat-Lösung erkennen.

2.3. Tektonische Besonderheiten

Das untersuchte Gebiet liegt nach NEUPERT (1959) auf dem SE-Teil der Kitschenrainscholle, wo das Einfallen der Schichten von WSW im Norden auf ENE im Süden umbiegt, am SE-Rand des Creussener Gewölbes. Wenige hundert Meter nordöstlich zieht, etwa hercynisch streichend, die Creussener, beziehungsweise Kirchenthumbacher Störungszone durch Kirchenthumbach, welche die zum Creussener Graben zugehörige Penzenreuther Scholle im NE mit Sedimenten des Mittleren Keupers von der Kitschenrainer Scholle im SW mit Dogger- und Malmsedimenten trennt. Der vertikale Versatz beträgt hier über 400 Meter. Seitliche Einengung führt, besonders in den gebankten Tuberoïdkalken, zu senkrecht das Gestein durchlaufenden Stylolithenbahnen. Die Erosion der hier ursprünglich zumindest bis in das Kimmeridge reichenden Überdeckung (diese Schichten stehen in der Umgebung von Kirchenthumbach noch an) ermöglicht eine teilweise Entlastung der Gesteine. Die vertikalen Stylolithenbahnen und die den gebankten Tuberoïdkalken zwischengeschalteten, ebenfalls durch (schichtparallel verlaufende) Stylolithenbahnen verdeutlichten Mergelbänder werden als Schwächezonen bevorzugt durch Karbonat-Lösung erweitert (Taf. 2, Abb. 1). Die unregelmäßige, massige Beschaffenheit der Schwammgesteine (Taf. 1, Abb. 3, links unterhalb der Angabe „NW“) wird durch einzelne, geradlinig verlaufende, senkrechte Klüfte überbetont.

3. Geographischer und geologischer Überblick

Kirchenthumbach liegt am Nordrand des Truppenübungsplatzes Grafenwöhr, ca. 13 km östlich von Pegnitz an der B 470. Der Steinbruch befindet sich 300 m südwestlich von Kirchenthumbach und wurde zur Gewinnung von Kalk und Schotter angelegt. Er erschließt teilweise verschwammte Mergelkalke, Kalke und Mergel des Oxfords und liegt im Faziesbereich der Mittleren Frankenalb. Diese ist von den mergelreichen Ablagerungsräumen der nördlichen Frankenalb durch die Wiesent-Riffschranke, von der Südlichen Frankenalb durch die Parsberger Riffschranke abgetrennt. Dem einheitlich ausgebildeten geschichteten Oxford der Mittleren Frankenalb sind „Riffareale“ eingelagert; Kirchenthumbach liegt am Nordostrand des „Riffareals“ von Pegnitz-Auerbach (v. FREYBERG 1966). 1 km südlich stehen im Steinbruch bei Ernstfeld Malm Alpha und Beta als geschichtete (Hartmannshofer) Bankfolge an.

Im höheren Südwestteil des Steinbruches stehen ca. 8 m dickbankige, geschichtete Oxfordkalke an, welche zum Hangenden und nach wenigen Metern seitlich in Schwammkalk übergehen. Der Schwammkalk zeigt hier eine weitständige Bankung (bis zu 2 m von Mergelfuge zu Mergelfuge) und ist ungewöhnlich dicht von Schwämmen, Brachiopoden, Echinodermenresten und Bryozoen durchsetzt. Der Abbau auf Kalk und Schotter ist eingestellt, weil von dem ursprünglich flächenhaft verbreiteten Gestein nur noch einzelne Kegel und Felsrücken zwischen tiefen Erosionsrinnen und Mulden aufragen. Diese sind mit Sanden und Schottern der Oberkreide

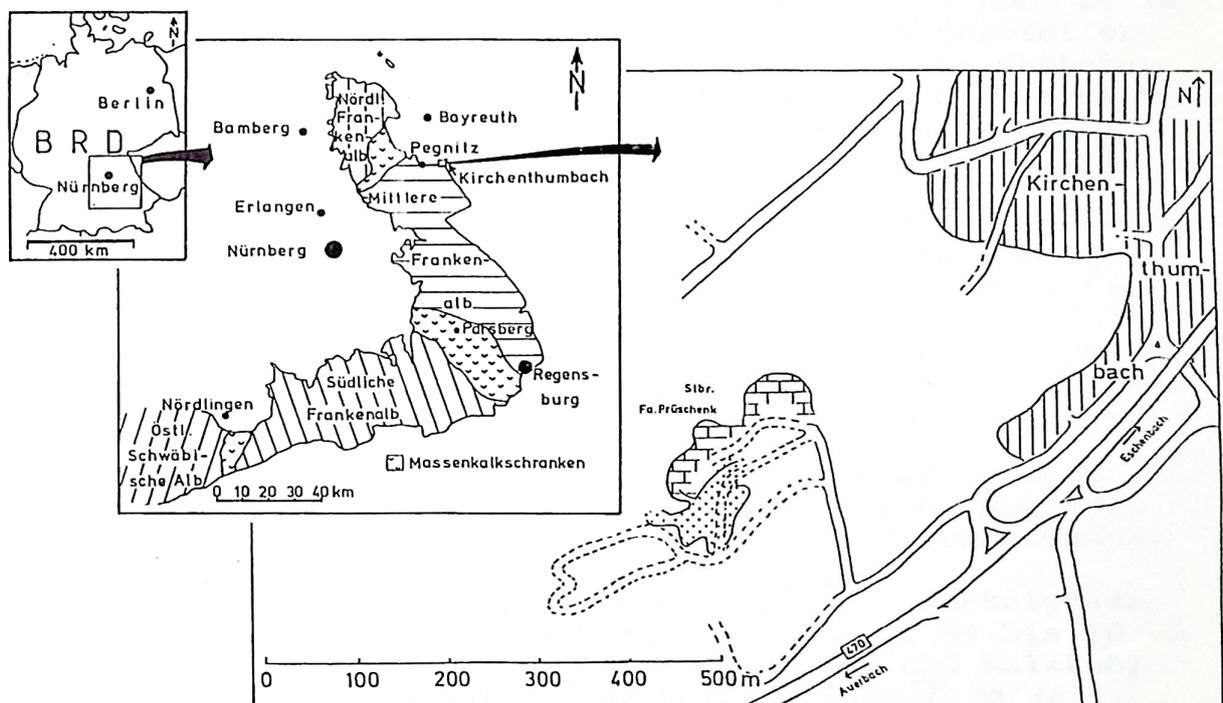


Abb. 1: Lage des bearbeiteten Aufschlusses. Kleine Karte links: Lage der Frankenalb in der Bundesrepublik Deutschland. Mittlere Karte: Vergrößerte Abbildung der Frankenalb mit verschiedenen Faziesbereichen und der Lage von Kirchenthumbach. Das Riffareal von Pegnitz-Auerbach ist hier nicht dargestellt. Große Karte rechts: Lage des Steinbruchs bei Kirchenthumbach. Das mittlere Drittel der hufeisenförmigen Aufschlusswand (rechts vom Schriftzug „Stbr. Fa. Prüschenk“) entspricht dem in Abb. 2 skizzierten Geländebereich.

verfüllt (vgl. Cenoman-Oberturon: „ Zone der Groben Sande „, NEUPERT 1959). Die Kreidesande sind meist von meterdicken Verwitterungslehmen mit Kieselreliktschottern des Malm verdeckt, werden aber trotzdem ausgebagert und als Bausand verwendet. Die dabei freigelegten Kegel und Rücken des Schwammkalkes zeigen oft eine bis zu Dezimetern tief in das Gestein reichende, rote Verfärbung (Taf. 2, Abb. 4). Die Rotfärbung wird als Bodenbildung gedeutet und ist nach NEUPERT (1959) westlich von Kirchenthumbach verbreitet (z.B. in der Umgebung der Kapelle auf Taf. 1, Abb. 2, im Mittelgrund am linken Bildrand). Besonders intensiv gerötet erscheinen die sonst ockerfarbenen Dedolomit-Bereiche im Gestein. An den senkrechten Flächen der Schwammkalke wittern die verkalkten oder teilweise verkieselten Organismen häufig reliefartig heraus, weil die dedolomitische Matrix leichter erodiert wird (Taf. 2, Abb. 5). Der tiefere Nordostteil des Bruches besteht aus einer etwa 100 m langen und bis zu 7 m hohen, U-förmig nach Süden zeigenden Aufschlusswand (Abb. 1). Er wird von gebankten Kalken und Mergeln des höheren Malm Alpha eingenommen, welche mit lateral voneinander getrennten Krustenschwamm-Hügeln durchsetzt sind. Der am deutlichsten hervortretende Hügel und seine seitlichen Übergänge in gebankte Kalke und Mergel (Taf. 1, Abb. 3) werden hier untersucht.

Der Abstand der aus den gleichen Gesteinen bestehenden Sohle des Bruches zur Dogger-Malm-Grenze im Liegenden ist nicht bekannt; dieselbe war 750 m nördlich in einer Baugrube in Kirchenthumbach im Sommer 1991 aufgeschlossen. Dort folgen über etwa einem Meter wasserstauenden, dunkelgrauen Tonen, welche nach oben zunehmend Glaukonit führen, 50 bis 70 cm fossilreiche, gelblich verfärbte Glaukonitmergel und Kalkknollen mit *Euaspidoceras perarmatum* (SOWERBY), *Taramelliceras callicerum* (OPPEL) und vielen Perisphincten. Im Hangenden folgen (hier waren etwa zwei Meter aufgeschlossen) hellgraue Kalke und Mergelkalke, welche in ihrer Ausbildung den tieferen Bereichen des geschichteten Malm Alpha im Steinbruch völlig entsprechen. Die wasserstauenden, dunkelgrauen Tone an der Basis der Baugrube werden von einer harten, bis 40 cm mächtigen, grauen Eisenoolith-Kalkbank unterlagert, welche *Macrocephalus* sp. führt.

4. Untersuchungsmethoden

4.1. Geländearbeit

Der im Steinbruch untersuchte Bereich wurde vermessen und in vierzehn Vertikalprofilen aufgenommen (vergleiche dazu Abb. 2).

4.2. Bestimmung der Makrofossilien

Als Makrofossilien sollen hier sämtliche Fossilien gelten, deren Größe etwa 0,5 cm übersteigt und zu deren Bestimmung außer einer Lupe keine umfangreichen optischen Einrichtungen benötigt werden. Die Echinodermen wurden nach HESS (1975) und VADET (1988) bestimmt, die Ammoniten nach ENAY (1962, 1966), HOLDER (1955), KLIEBER (1981) und ZIEGLER (1958). Zur Bestimmung der Belemniten des Malm diente RIEGRAF (1981). Die Serpeln und Terebellen wurden nach PARSCH (1956) und KLIEBER (1985) eingeteilt. Die Zuordnung der Bivalven, Brachiopoden, Bryozoen und Schwämme erfolgte nach GAILLARD (1983), WAGENPLAST (1972), MEYER, MÜLLER & ÜBELACKER (1987) und SCHRAMMEN (1936, 1937).

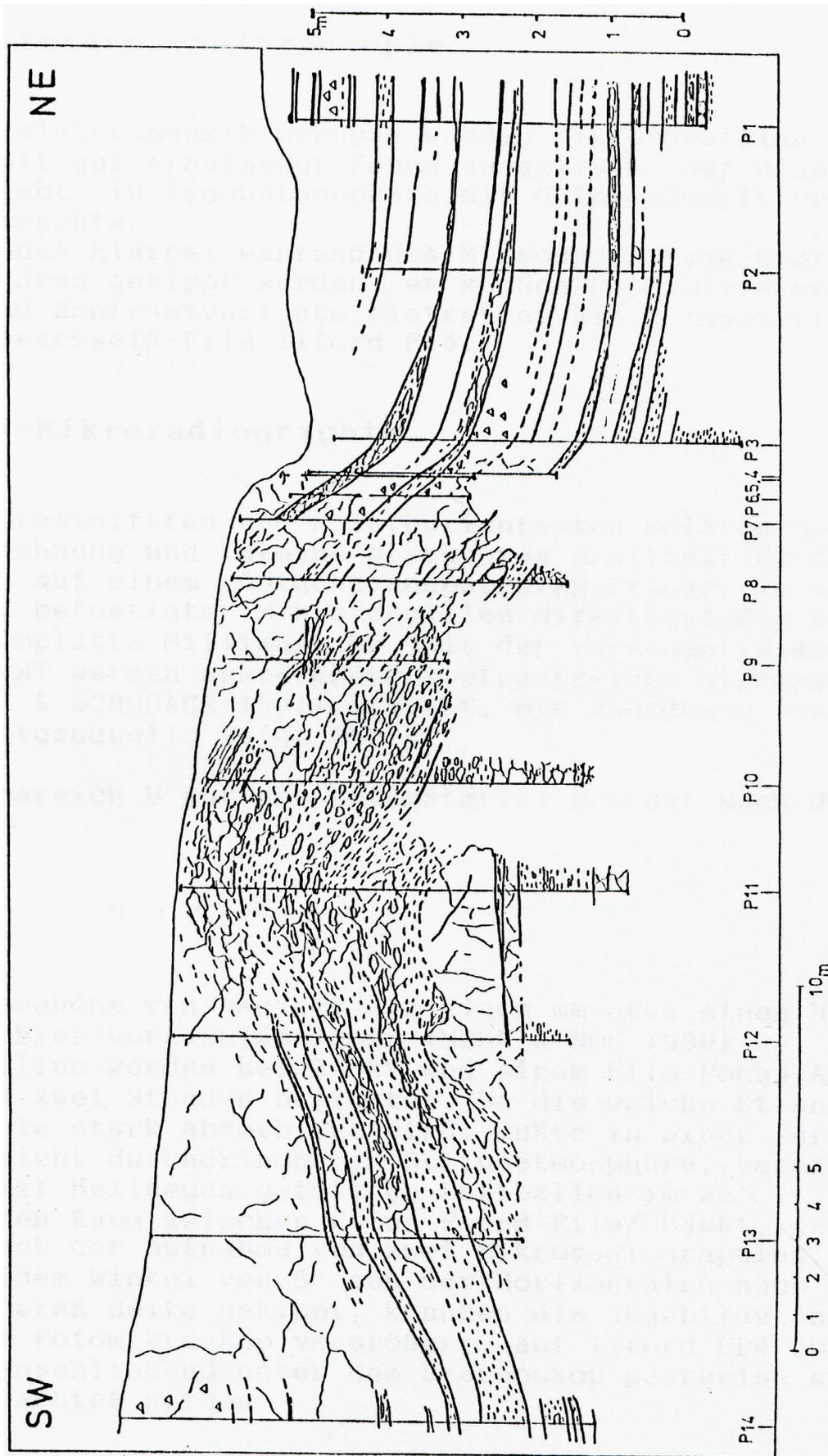


Abb. 2: Der untersuchte Bereich im Steinbruch. Zur besseren Übersicht ist die Aufschlusswand zweifach überhöht dargestellt. Die Zahlen P 1 bis P 14 geben die Lage der senkrechten Profile wieder. Die Verlängerung einzelner Profile an der Basis erfolgte nach eigenen Aufgrabungen. Entlang dieser Profile wurden horizontalisiert und orientiert 170 Proben entnommen. Aus dem Anstehenden konnten Makrofossilien gewonnen werden, Haldenfunde vom Fuß der Bruchwand kommen ergänzend dazu.

4.3. Mikroskopische Untersuchungen

Für die mikroskopischen Untersuchungen wurden von den kompakteren Proben Großschliffe im Format 10 mal 15 cm und 7,5 mal 10 cm angefertigt, die mergelhaltigen Proben mit Wasserstoffperoxid aufbereitet, gesiebt und ausgelesen. Die Schliffe wurden unter dem Binokular nach den Arbeiten von DUNHAM (1962) mit der Erweiterung nach EMBRY & KLOVAN (1972) und nach FOLK klassifiziert, die Porositätstypen in Anlehnung an CHOQUETTE & PRAY (1970) unterteilt.

Nach Vergleichsbildern von BACELLE & BOSELLINI (1965) und SCHÄFER (1969) konnte die prozentuale Zusammensetzung der Gesteine halbquantitativ ermittelt und in Balkendiagrammen dargestellt werden. Gekreuzte Nicols und Anfärben mit Alizarin-Rot-S in 2 % HCl ermöglichten eine einwandfreie Unterscheidung von Kalzit, Dolomit und Verkieselungen. Die Untersuchung des unlöslichen Rückstandes (SiO₂, Eisenhydroxid, Pyrit) in Bezug auf Mikrofossilien erfolgte nach dem Auflösen einzelner Proben in verdünnter HCl. Als Filmmaterial im Fotomikroskop diente ILFORD FP4, Agfa Pan 25 und der Farbfilm Fuji RD.

4.4. Rasterelektronenmikroskopie

Für die Rasterelektronenmikroskopie wurden Mikrofossilien aus Mergelproben mit gut erhaltener Fauna ausgelesen, auf einen Probenteller geklebt, in Argon-Atmosphäre mit Gold bedampft und im Cam Scan 2 betrachtet. Die Proben können hierbei während des Mikroskopierens gedreht und bis zu 70 Grad gekippt werden, es können bei letzterem aber Entladungen und Kontrastverluste eintreten. Als Filmmaterial diente der Schwarzweiß-Film Ilford FP4.

4.5. Gesamtkarbonatbestimmung

Zur Bestimmung des Gesamtkarbonatgehaltes werden aus jeder kompakten Probe mehrere dünne Gesteinsplatten herausgeschnitten, um eine für die gesamte Probe repräsentative Zusammensetzung zu gewährleisten. Die Ton und Mergel führenden Proben machten zum Erreichen eines jeweils typischen Karbonatgehaltes die Aufbereitung einer größeren Gesteinsmenge erforderlich. Sämtliche Proben wurden getrocknet und mit Mörser und Achatmühle zu Gesteinsmehl zermahlen. Die Karbonatbombe (MÜLLER & GASTNER 1971) liefert die Gesamtkarbonatgehalte der Proben mit einer Abweichung von etwa einem Prozent, wenn sie vor Messbeginn und nach jeweils etwa 5 bis 10 Proben mit reinem Karbonat neu geeicht wird. Sie ist so eingestellt, dass eine 10%ige HCl-Lösung, angefüllt bis zu einem Eichstrich in einer Vertiefung im Inneren der Karbonatbombe, mit einer definierten Einwaage von reinem Kalziumkarbonat, hier 0,73 Gramm, genau 100 % Karbonatgehalt ergibt. Es werden daher immer 0,73 Gramm Probe eingewogen und in der Karbonatbombe mit der verdünnten Salzsäure zur Reaktion gebracht, wobei das bei der Reaktion freigesetzte Kohlendioxid nicht aus der Bombe entweichen kann und entsprechend dem Karbonatgehalt der Probe einen Gasdruck entwickelt, welcher nach dem Prinzip des Barometers gemessen wird. Bei Dolomit-Gehalten, welche durch besonders langsames Auflösen von Karbonatresten erkennbar sind, können bei 0,73 g Einwaage bis zu 100 % Gesamtkarbonat und darüber gemessen werden, obwohl noch geringe Rückstände bestehen.

4.6. Röntgendiffraktometer-Analysen

Für die Röntgendiffraktometrie wurden die für die Gesamtkarbonatbestimmung zu Gesteinsmehl zerriebenen Proben weiter pulverisiert. Bei einigen Proben wurde als Ergänzung zur Gesamtkarbonatanalyse (s. Kap. 4.5.) das Verhältnis von Kalzit zu Dolomit halbquantitativ, der Quarzgehalt bzw. der Gehalt an Tonmineralen ermittelt. Zum Röntgen wurde eine Cu K alpha-Strahlung bei 36 kV und 24 mA mit vorgeschaltetem Nickelfilter verwendet. Die Goniometergeschwindigkeit betrug 2° pro Minute, die Papiergeschwindigkeit 2 cm.

5. Ergebnisse

5.1. Bestimmung der Makrofossilien - systematisch-taxonomischer Teil

Stamm Echinodermata

Unterstamm Crinozoa

Klasse Crinoidea

Aus dem ockerfarbenen, durch Dedolomitisierung mürben Schwammgestein (Taf. 2, Abb. 2) konnten Reste von kleinwüchsigen Seelilien geborgen werden.

***Eugeniocrinites cariophyllites* (SCHLOTHEIM)**

(Taf. 5, Abb. 15-18)

Die kleinwüchsige Art ist eindeutig an den Kelchen, welche Gewürznelken ähneln, zu erkennen; sie wurzelt mit einer Haftscheibe bevorzugt auf Schwammresten.

Unterstamm Asterozoa

Klasse Stellerioidea

Unterklasse Asteroidea

Die Verschiedenheit der in einem Organismus vereinten Skelettelemente lässt oft nur bei vollständig erhaltenen Asteriden die sichere Zuweisung zu einer bestimmten Art zu. Die aus den Schwamm-Mergeln und dem dedolomitischen Schwammgestein gewonnenen, einzelnen Skelettelemente können daher oft nur bis zur Gattung bestimmt werden.

***Sphaeraster tabulatus* (GOLDFUSS)**

(Taf. 5, Abb. 11-12)

Die meist sehr dünnen, bei großen Exemplaren aber bis zu zwei mm dicken, häufig sechseckigen Tafeln zeigen auf der Außenseite zahlreiche kraterförmige Grübchen, die jedoch, wie bei den abgebildeten Exemplaren, fehlen können. Die seitlichen Ränder der einzelnen Tafeln grenzen mit einer von der Außenseite zur Innenseite hin zunehmenden Einbuchtung und Einfältelung aneinander.

***Stauranderaster* sp.**

(Taf. 5, Abb. 13)

Die Tafeln sind häufig abgerundet sechseckig, die gepunktete Oberfläche ist bis zu halbkugelförmig konvex gewölbt. Die Dicke beträgt bei dem abgebildeten Exemplar etwa 6 mm, der unregelmäßig gelappte Umriss kommt durch die starke Einfaltung des Plattenrandes zustande.

***Tylasteria* sp.**

(Taf. 5, Abb. 14)

Die stark gewölbte Außenseite der schmalen Randplatten ist gepunktet, die schwach konkaven Seitenflächen am Kontakt zu den Nachbarplatten einer Reihe sind glatt. Die übrigen Ränder zeigen schwache Facettierung mit abgestumpften Kanten.

Unterstamm Echinozoa

Klasse Echinoidea

Ordnung Cidaroida

In den Schwamm-Mergeln und den zerfallenden, dedolomitischen Gesteinen fanden sich aus der Klasse der Echinoidea ausschließlich Stacheln, Coronareste, Decktäfelchen und Kauapparat-Reste von Cidariden.

***Plegiocidaris coronata* GOLDFUSS 1883**

(Taf. 5, Abb. 1, 6, 7, 9, 10)

Bei den Primärstacheln dieser Art folgt auf den relativ langen Stachelkragen abrupt ein keulenförmiger Schaft mit in Reihen angeordneten Körnern, welche sich zur Spitze des Stachels hin zu Graten verwachsen. Die Länge der Primärstacheln erreicht maximal 4 bis 5 cm, der Schaft ist dann häufig stärker aufgebläht als in Taf. 5, Abb. 1 abgebildet. Die Primärwarzen sind relativ groß, ebenso die den Warzenhof umgebenden Ringwarzen der Sekundärstacheln. Das Täfelchen aus dem Scheitelschild und die Halbpyramide aus dem Kauapparat (Taf. 5, Abb. 9 und 10) lassen sich zu *Plegiocidaris* stellen. Nach Verletzungen oder Parasitenbefall können Stacheln von *Plegiocidaris* regenerieren (Taf. 5, Abb. 6). Nach VADET (1988) hat der Name *Plegiocidaris monilifera* GOLDFUSS (1826) Priorität. *Plegiocidaris coronata* GOLDFUSS (1883) sei hier aber wegen der großen Bekanntheit des Namens beibehalten.

***Plegiocidaris propinqua* (MÜNSTER)**

(Taf. 5, Abb. 5)

Plegiocidaris propinqua lässt sich im Oxford anhand der typischen Ausbildung der Primärstacheln bestimmen. Bei diesen folgt auf einen kurzen Kragen ein aufgeblähter Schaft mit unregelmäßiger Körnung, die Länge der Stacheln erreicht etwa 2 cm. Die Primärwarzen und Ringwarzen sind, bei gleichem Durchmesser der Corona, auffallend größer als bei *Plegiocidaris coronata*.

***Paracidaris blumenbachii* (MÜNSTER in GOLDFUSS 1826)**

(Taf. 5, Abb. 2, 8?)

Die Stacheln dieser Art erreichen bis zu 10 cm Länge, der in Leisten gekörnelte Schaft erinnert an *Plegiocidaris coronata*. Stachelringe und Primärwarzen sind relativ klein (hier nicht abgebildet). Das Bruchstück eines Interambulakralfeldes mit auffallend kleinen Primärwarzen, einem sehr weiten Warzenhof und sehr kleinen Ringwarzen (Taf. 5, Abb. 8) ist nicht eindeutig zu *Paracidaris blumenbachii* zu stellen. Die Interambulakralfelder der nachfolgend beschriebenen Art sind sehr ähnlich ausgebildet.

***Polycidaris spinosa* (AGASSIZ 1840)**

(Taf. 5, Abb. 3, 4, 8?)

Stacheln von *Polycidaris spinosa* sind am sehr langen, mit einzeln stehenden, spitzen Dörnchen besetzten, sonst runden Stachelschaft zu erkennen. Der Stachelring ist groß, der vom Schaft kaum abgesetzte Kragen relativ lang. Unvollständige Reste von Interambulakralfeldern (Taf. 5, Abb. 8) lassen sich schwer zuordnen. Das Vorkommen der einzelnen in Frage kommenden Arten ist hier jedoch durch die typischen Stachelformen belegt.

Die Mehrzahl der beschriebenen Echinodermen, besonders der Echiniden mit keulenförmigen Stacheln, bevorzugte nach HESS (1975) Hartsubstrat: Den Krusten-Schwamm-Hügel und seine Flanken. Ihre Morphologie konnte eine dauerhafte Besiedlung von Weichsubstrat, welches der grabende, dort normalerweise vorhandene, hier nicht nachgewiesene, irreguläre Seeigel *Collyrites* bevorzugt, nicht zulassen. Die den Krusten-Schwamm-Hügel umgebenden Tuberoidekalle und in diese hineingreifende Schwamm-Mergellagen von 10 bis 20 cm Mächtigkeit führen ebenfalls reichlich Echinodermenreste. Ob diese Faziesräume gleichermaßen besiedelt waren, bleibt bei der leichten Verdriftbarkeit von Echinodermenresten offen. Die höchsten Konzentrationen von Echinodermenresten sind in den Tuberoidekalken zu finden.

Alle hier beschriebenen Echinodermen-Gattungen und die meisten Arten reichen in ihrer zeitlichen Verbreitung vom Oxford bis in das Kimmeridge. Der stratigraphische Leitwert ist daher gering.

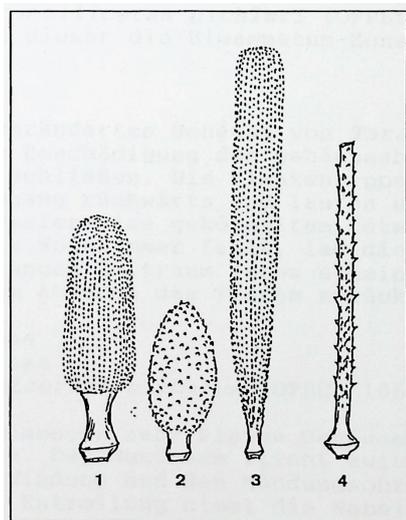


Abb. 3: Formen der Stacheln der Cidariden. Zur Verdeutlichung der Merkmale sind hier 1,2-fach vergrößerte Primärstacheln dargestellt.

- 1) *Plegiocidaris coronata*.
- 2) *Plegiocidaris propinqua*.
- 3) *Paracidaris blumenbachii*.
- 4) *Polycidaris spinosa*.

Stamm Mollusca
Klasse Cephalopoda
Unterklasse Ammonoidea
Ordnung Ammonitida
Unterordnung Ammonitina

Die Mehrzahl der Ammonitenfunde stammt aus dem dedolomitisierten, ockerfarbenen, lockeren Schwammgestein im Zentrum des Krusten-Schwamm-Hügels, wo die Krusten zurücktreten, und aus den Schwamm-Mergeln an dessen Südwesthang. Nahezu alle beschriebenen Formen eignen sich als Leitfossilien, durch eine horizontiert im Aufschluss entnommene Art kann sogar auf die Ammoniten-Subzone geschlossen werden. Im Hangschutt geborgene Fossilien sind berücksichtigt, wenn das anhaftende Gestein eine sichere Zuordnung zum Herkunftsbe- reich im Aufschluss zulässt.

Superfamilie Haplocerataceae
Familie Haploceratidae
Unterfamilie Taramelliceratinae

***Taramelliceras pichleri* (OPPEL 1863)**

(Taf. 6, Abb. 1-2)

Aus den Schwamm-Mergeln am Südwesthang des Hügels liegen zwei Taramelliceraten mit je 21 mm Durchmesser vor, bei welchen die Wohnkammer einen halben Umgang einnimmt. Die schwache Flankensculptur verstärkt sich marginal zu nach vorne geschwungenen, deutlichen Rippchen; der Kiel ist auf der Wohnkammer gekörnelt. Größe und Skulptur der beiden Exemplare entsprechen der Beschreibung von *Taramelliceras pichleri* (OPPEL) in HÖLDER (1955). Als Vorkommen gibt dieser die *Bimammatum*-Zone an.

***Taramelliceras* sp.**

(Taf. 6, Abb. 5)

Ein pathologisch verändertes Gehäuse von *Taramelliceras* sp. lässt auf eine vernarbte Beschädigung des gehäuseabscheidenden Mantelrandes schließen. Die Flankenrippen schwingen auf der Länge von einem Umgang rückwärts und laufen ungeschwächt über den fehlenden (normalerweise gekörnelt, etwas abgesetzten) Kiel hinweg. Da die Wohnkammer fehlt, lag die Traumatisierung des Tieres einen langen Zeitraum (etwa eineinhalb Umgänge mit Wohnkammer) vor dem Ableben des Tieres zurück.

Familie Glochiceratidae
Unterfamilie Glochiceratinae

***Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL 1863)**

(Taf. 6, Abb. 9)

Das mit 17 mm Durchmesser sehr kleine Gehäuse hat noch beidseitig erhaltene Ohren. Der Mundsäum flieht zwischen der Naht zur darunter liegenden Windung und den Mündungsöh-

ren nach hinten. Durch eine leichte Entrollung nimmt die Nabelweite im Bereich der Wohnkammer stark zu. Die vollständig fehlende Skulptur, die im rückwärtigen Teil der Wohnkammer sehr schwach zugeschärften, marginalen Kanten und das Fehlen eines gekörneltten Kieles sprechen für die Zuordnung zur Untergattung *Glochiceras*. Das abgebildete Exemplar stimmt mit der Beschreibung von *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL) in ZIEGLER (1958) überein, welcher als Fundschicht die *Bimammatum*-Zone (und eventuell den tieferen Malm Alpha im Kanton Aargau) angibt.

***Glochiceras (Coryceras) microdomum* (OPPEL 1863)**

Die bei dem mit 26 mm Durchmesser mittelgroßen *Glochiceras* bei den Innenwindungen auf der Externseite ausgebildete Rinne, welche sich bis zum Beginn der Wohnkammer fortsetzt und dann verschwindet, gilt als Merkmal der Untergattung *Coryceras*. Die Länge der mit leichten, nach vorne zur Mündung weisenden, marginalen Streifen versehenen Wohnkammer beträgt einen halben Umgang. Die Nabelweite nimmt von den Innenwindungen bis zur Mündung konstant zu. Die Gehäusemerkmale treffen bei *Glochiceras (Coryceras) microdomum* (OPPEL) in ZIEGLER (1958) zu, welcher das Vorkommen dieser Art auf den „Malm Ober-Alpha (*Bimammatum*-Zone), Schwäbisch-Fränkischer Jura“ begrenzt.

Unterfamilie Ochetoceratinae

***Ochetoceras canaliculatum* (v. BUCH 1831)**

Das Bruchstück eines Ochetoceraten lässt die Furche auf der Flankenmitte und die Reste des gezähnten, abgesetzten Kieles erkennen. Die an der Umbilikkante beginnenden Rippen sind bis zur Flankenfurche vorwärts in Richtung Mündung gerichtet und verlöschen dort. Die sichelförmigen Fortsetzungen der Rippen zwischen der Flankenfurche und dem Kiel schwingen marginal ebenfalls nach vorne. Die Skulptur entspricht der Beschreibung und den Abbildungen von *Ochetoceras canaliculatum* in P. DORN (1930). *Ochetoceras canaliculatum* tritt nach diesem in der *Perarmatum*-Zone und besonders häufig in der *Hypselum*-Zone, sowie in den Schwammkalken des mittleren Malm Alpha auf.

Superfamilie Stephanocerataceae

Familie Cardioceratidae

Unterfamilie Cardioceratinae

***Amoeboceras alternans* (v. BUCH 1831)**

(Taf. 6, Abb. 6,7)

Aus dem Zentrum des Krusten-Schwamm-Hügels und den im Südwesten daran anlagernden Schwamm-Mergeln liegen einige *Amoeboceras* vor, welche eine große Variationsbreite in Bezug auf die Ausprägung der Skulptur und die Anzahl der Rippen aufweisen. Die marginal etwas verstärkten, sichelförmig nach vorne gerichteten, einfachen, oder bis zu dreifach gespaltenen Rippen enden am abgesetzten, als deutliche Zahnreihe ausgebildeten Kiel. Die oft scharfen Rippen können etwas oberhalb der Flankenmitte zu fast Knoten andeutenden Graten verstärkt sein. Nach der Skulptur lassen sich *Amoeboceras alternans* (v. BUCH), *Amoeboceras ovale* (QUENSTEDT) und

eine *Amoeboceras lineatum* (QUENSTEDT) ähnliche Form trennen, die aber in Anlehnung an KLIEBER (1981) zu *Amoeboceras alternans* (v. BUCH) zusammengefasst werden. Die Amoeboceraten treten nach P. DORN (1930) häufig in den Schwammkalken des Malm Alpha auf. Im oberen Malm Alpha können sie örtlich, besonders in der Nähe von Schwammgesteinen, massenhaft auftreten.

Superfamilie Perisphinctaceae

Familie Perisphinctidae

Unterfamilie Perisphinctinae

***Microbiplices microbiplex* (QUENSTEDT 1887)**

(Taf. 6, Abb. 4)

Die Innenwindungen der im Vergleich zu anderen Perisphinctinae kleinwüchsigen Art besitzen einen breitovalen, die Wohnkammer einen ovalen Windungsquerschnitt. Die scharfen, auf der Flanke der Wohnkammer bipartit spaltenden Rippen laufen nahezu ungeschwächt über die Externseite. Der im Malm Alpha 3, eventuell schon im Malm Alpha 2 auftretende Ammonit entspricht der Beschreibung von QUENSTEDT (1888, Taf. 94, Fig. 36), und stimmt mit den als *Microbiplices microbiplex* (QUENSTEDT) beschriebenen Exemplaren von ENAY (1966) überein, welcher diese Art von Oberrüsselbach bei Gräfenberg erwähnt.

***Perisphinctes* sp.**

(Taf. 6, Abb. 10)

Aus den geschichteten Tuberoidkalken an der Basis des Steinbruches stammt ein schlecht erhaltenes Exemplar von *Perisphinctes* sp. mit 22 cm Durchmesser, die Mündung ist teilweise erhalten. Die Innenwindungen und der Beginn der Wohnkammer zeigen die für die Perisphinctiden des Malm Alpha typische, starre, hier auf dem oberen Drittel der Flanke ein- und zweifach spaltenden Rippen, welche auf der ca. 1,15 Umgänge erreichenden Wohnkammer verfließen. Die von einer leichten Drängung der Rippen begleitete Mündung lässt auf ein adultes Tier, die lange Wohnkammer auf ein juveniles Tier schließen. Zur näheren Bestimmung reichen die Merkmale nicht aus. Die seltenen Reste von großen, kompletten Ammoniten treten nahezu ausschließlich in den Tuberoidkalken auf, welche die Umgebung der Krusten-Schwamm-Hügel einnehmen.

Unterfamilie Epipeltoceratinae

***Epipeltoceras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT 1887)**

(Taf. 6, Abb. 3)

Aus den oberen Schwamm-Mergeln in Profil 7 stammt ein *Epipeltoceras* aus der Gruppe um *Epipeltoceras uhligi* (OPPENHEIMER). Die schwach rückwärts geneigten, stumpfen, kaum gebogenen Rippen zeigen marginal eine leichte Verstärkung, welche bei etwa jeder dritten bis vierten Rippe zu einem kleinen, marginalen Knötchen ausgebildet ist. Die Externseite ist glatt, die Rippen sind dort unterbrochen. Das hier abgebildete *Epipeltoceras* ist dem *Ammonites semiarmatus* bei QUENSTEDT (1888, Taf. 95, Fig. 18, 1.9), ähnlich. Es entspricht den Beschreibungen zu *Epipeltoceras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT) bei ENAY (1962 und 1966a). Nach ENAY (1962) ist er charakteris-

tisch für die *Hypselum*-“Zone“. Nach ZEISS (1968) tritt es in den basalen Lagen der Schichten mit *Epipeltoceras berrense* (FAVRE) auf, nach ZEISS (1977) in der Zone des *Epipeltoceras uhligi* (OPPENHEIMER) in Franken. *Epipeltoceras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT) zeigt fließende Übergänge zu *Epipeltoceras uhligi* (OPPENHEIMER) und tritt zeitgleich mit diesem auf. *Epipeltoceras uhligi* (OPPENHEIMER) wird in Franken als Subzonen-Leitfossil mit dem selteneren, der Subzone den Namen verleihenden, *Euaspidoceras hypselum* (OPPEL) verwendet.

Unterfamilie Idoceratinae

Nebrodites (Enayites) sp.

(Taf. 6, Abb. 8)

Das extrem weitnabelige Gehäuse zeigt einfache Flankenrippen, welche marginal teilweise dichotom spalten und, leicht nach vorne geschwungen, ungeschwächt über den Rücken ziehen. Der Windungsquerschnitt ist breit gerundet bis gerundet, etwa nach jeweils einem Drittel Umgang folgt eine Einschnürung. ENAY (1966 a) beschreibt einen entsprechenden Ammoniten als „? *Praeidoceras* n. sp.“, zu der Untergattung *Enayites* (BROCHWICZ-LEWINSKI & ROZAK 1976) bestehen keine Unterschiede. Das Vorkommen ist auf das Mittel- und untere Ober-Oxford beschränkt.

Lamellaptychus sp.

(Taf. 6, Abb. 13)

Einige Reste von *Lamellaptychus sp.* aus dem Zentrum des Schwammhügels (der größte erreichte ursprünglich ca. 3,5 cm Länge), lassen auf größere, nicht überlieferte Ammoniten aus der Superfamilie der Haplocerataceae, besonders der Familie Taramelliceratinae, schließen. Ein nur 1,5 cm großer Rest eines Taramelliceraten mit 2 Flankenknoten, Flankenrippen und einem Marginalknoten war schon als Bruchstück in das Gestein eingebettet worden, da nur dieser Teil der Ammonitenschale von einer fossil erhaltungsfähigen Mikritkruste überzogen bzw. nachgezeichnet war. Dies ist ein Grund, warum scheinbar nur kleine Ammoniten im Schwammhügel vorkommen: Für große Exemplare reicht die Besiedelung durch Krustenbildner nicht aus, welche die fossile Überlieferung sichern konnte.

Unterklasse Coleoidea

Ordnung Belemnitida

Unterordnung Belemnopsina

***Hibolithes (Hibolithes) hastatus* (MONTFORT 1808)**

(Taf. 6, Abb. 11-12)

Die vorliegenden Belemniten treten in allen Größen zwischen nur 15 mm Länge bei 2 mm Durchmesser und 22 mm Durchmesser auf, die Länge des Rostrums sollte dann etwa 20 cm betragen. Mit Ausnahme der kleinsten Exemplare besitzen alle Stücke eine deutliche Ventral-

furche, und, abgesehen vom Unterschied in der Dimension, die typische Form des *Hibolithes hastatus*. Hibolithen treten nach RIEGRAF (1981) vom „Mittleren Bajocium bis Obertithonium“ auf; charakteristisch für die Krusten-Schwamm-Hügel und Schwamm-Mergel des Oxford ist das relativ häufige Vorkommen der kleinen, bis etwa 2,5 cm Länge erreichenden Rostren.

Klasse Lamellibranchia

Unterklasse Palaeotaxodonta

***Nuculoma variabilis* (SOWERBY)**

(Taf. 7, Abb. 1)

Von der nur bis zu einem cm großen Muschel sind ausschließlich unbeschulte Steinkerne des noch während der Fossilisation von beiden Klappen umschlossenen Innenraumes überliefert.

Nuculoma ist eine grabende Form.

Unterklasse Pteriomorphia

Ordnung Pterioidea

***Arctostrea* sp.**

(Taf. 7, Abb. 2)

Die stark eingefalteten Schalen erscheinen immer gestreckt wie auf Taf. 7, Abb. 2 abgebildet. Eine Klappe ist auf dem Substrat festgewachsen.

***Liostrea* sp.**

(Taf. 7, Abb. 3)

Die an Schwämmen festgewachsene Klappe dieser Austern lässt einen vom Untergrund hochgebogenen, ungewellten Rand erkennen.

Stamm Brachiopoda

Die Brachiopoden treten hier in allen Faziesbereichen auf.

Klasse Articulata

Ordnung Rhynchonellida

***Lacunosella lacunosa* (SCHLOTHEIM)**

(Taf. 7, Abb. 4)

Bei den häufigsten, größeren Rhynchonelliden ist der gewellte Stirnrand stark von etwa 15 in der Wirbelregion beginnenden Rippen überlagert. In der relativ dicken Schale erscheinen heute blättrig-faserige, weiche Abschnitte.

***Trigonellina pectunculus* (SCHLOTHEIM)**

(Taf. 7, Abb. 5)

Die verkieselte, einen cm breite Klappe witterte aus den geschichteten Tuberoidkalken im Nordosten des Krusten-Schwamm-Hügels heraus. Auffällig ist das aus der Überlagerung von Rippen und Anwachsstreifen entstehende Muster.

Ordnung Terebratulida

***Dorsoplicathyris* sp.**

(Taf. 7, Abb. 6)

Die kleinwüchsigen Terebratulidae treten häufig in dem mit wenigen Krusten durchsetzten, dedolomitischen Zentrum des Hügels und in den Schwamm-Mergeln auf. Auch in den Tuberoidkalken fehlen diese punctaten Brachiopoden nicht.

Stamm Bryozoa

Klasse Stenolaemata

Ordnung Cyclostomata

***Stromatopora corallina* (d'ORBIGNY 1850)**

(Taf. 7, Abb. 9,9a)

Die aus uniserial angeordneten Zooecien bestehenden Kolonien gabeln sich mehrfach dichotom. Die spärlichen Funde inkrustieren Schwammreste aus dem dedolomitierten Zentrum des Hügels.

***Berenicea* sp.**

(Taf. 7, Abb. 8)

Die Zooecien der einschichtig inkrustierenden Kolonien sind radialstrahlig vom Zentrum des im Idealfall runden Zooariums weggerichtet. *Berenicea* inkrustiert bevorzugt Schwämme und Serpelnröhren, (auch auf Taf. 7, Abb. 10) und tritt vorwiegend im Krusten-Schwamm-Kalk auf.

***Radicipora radicipiformis* (GOLDFUSS 1826)**

(Taf. 7, Abb. 7)

Die im Mittel einen cm langen und drei mm breiten, selten verzweigten, stockförmigen, mit leichten Einschnürungen senkrecht zur Längsachse des Zooariums versehenen Kolonien finden sich am häufigsten in den Tuberoidkalken. Dort liegen sie, meist von ihrer Unterlage getrennt, regellos im Sediment. Im Krusten-Schwamm-Gestein treten die Stöckchen zurück. Die dort vorkommenden Exemplare sind oft noch am besiedelten Substrat festgeheftet. Die von WOLFER (1913) als *Radicipora radicipiformis* (GOLDFUSS) beschriebenen Exemplare stimmen in ihren Merkmalen mit den hier gefundenen Stöckchen überein.

Stamm Annelida
Klasse Polychaeta
Ordnung Sedentaria
Familie Serpulidae

Serpula (Tetraserpula) cf. tricarinata (GOLDFUSS 1831)

(Taf. 7, Abb. 10)

Die an Schwämmen festgehefteten Röhren tragen neben einem Rückenkamm auf jeder Flanke einen weiteren, etwas weniger hervortretenden Grat. Der Anfangsteil des Gehäuses kann in einer Ebene eingerollt sein.

Serpula (Dorsoserpula) cf. crispocristata PARSCH 1956

(Taf. 7, Abb. 11)

Die mit Rückenkamm versehene Röhre ist planispiral aufgerollt und auf einem Schwamm aufgewachsen.

Serpula (Cycloserpula) flaccida (GOLDFUSS 1831)

(Taf. 7, Abb. 12)

Das ehemals dünnwandige Gehäuse ist weggelöst, lediglich die nur sehr mäßig an Dicke zunehmenden Füllungen der Röhren, welche eng aneinander geschmiegt sein können, sind erhalten. Diese können teilweise langgestreckt, daneben sauber in einer Ebene aufgerollt sein. Die als *Cycloserpula flaccida* (GOLDFUSS) bei GAILLARD (1983) abgebildeten Exemplare und die Beschreibung dieser Art bei PARSCH (1956) treffen hier zu.

Terebella lapilloides MÜNSTER 1831

(Taf. 7, Abb. 13)

Die auf der Unterseite eines Schwammes angehefteten, agglutinierten Röhren zeigen bei guter Erhaltung eine rauhe Oberfläche. Sie erreichen bis zu 3 mm Durchmesser und sind, zumindest auf der Außenseite, aus einzelnen, bis zu 1 mm großen Mikritpartikeln konstruiert. Es besteht kein Unterschied zu den bei KLIEBER (1985) als *Terebella lapilloides* MÜNSTER beschriebenen Bauten. *Terebella lapilloides* MÜNSTER tritt im Krusten-Schwamm-Hügel und in den Schwammmergeln verbreitet auf. Das Zurücktreten in den geschichteten Tuberoidkalken rührt von den dort ebenfalls weniger häufigen Schwammresten und Krusten, welche als stabiles Substrat zum Besiedeln notwendig waren, her. Dünnere, agglutinierte Röhren in Schwammgittern werden nach BRACHERT (1986) ebenfalls zu *Terebella* gestellt.

Stamm Porifera

Die Schwämme aus dem Krusten-Schwamm-Hügel und dessen Umfeld im Steinbruch sind von MEYER, MÜLLER & ÜBELACKER (1987) ausführlich beschrieben und mit der Fauna von Streitberg bei Ebermannstadt verglichen worden. Von den für diese Arbeit neu aufgesammelten Schwammresten sind die ausreichend gut erhaltenen Exemplare bestimmt und abgebildet. Sie sind verkieselt, als Abdrücke oder als Steinkerne überliefert.

Klasse Hexactinellida
Ordnung Dictyida

***Porospongia marginata* (GOLDFUSS 1829)**

(Taf. 8, Abb. 1)

Bei dieser Art fallen die 3 bis 4 mm im Durchmesser erreichenden Oscularöffnungen auf der Innenseite (Paragastralseite) auf, welche über die Oberfläche des Schwammes ca. 1 mm herausragen. Die Oberfläche ist mit verkieselten, kreuzförmigen, miteinander vernetzten Stauractinien besetzt.

***Cribrospongia* sp. (?)**

(Taf. 8, Abb. 2)

Der Abdruck des Schwammes zeigt deutliche, regelmäßige Rinnen, welche das herausgelöste, ehemalige Nadelskelett nachzeichnen und in der Schwammoberfläche ein wabenartiges Muster hervorrufen.

***Rhopalicus* sp. (?)**

(Taf. 8, Abb. 3)

Das ursprüngliche Nadelskelett ist nahezu vollständig zerstört, die äußere Form jedoch detailliert durch ein dichtes Gewirr von ca. 1 mm breiten, wurmförmigen, agglutinierten Röhren (*Terebella?*) nachgezeichnet. Die Oberseite ist von Kalkkrusten bedeckt, die Flanken sind von *Serpula* und der Bryozoe *Stromatopora* besiedelt.

Ordnung Lychniskida

Das Nadelskelett ist ebenso regelmäßig wie bei den Dictyida ausgebildet, bei den Lychniskida sind zusätzlich die Achsenknoten der Nadeln laternenartig durchbrochen. Die Ordnung besteht seit dem Jura.

***Cypellia rugosa* (GOLDFUSS 1826)**

(Taf. 8, Abb. 4)

Bei den Cypelliden wird die Oberfläche der Außenseite von einem dichten, stabilen Netzwerk aus stark miteinander verwachsenen Nadeln eingenommen, sie erscheint dadurch wie verklebt. Die Nadelgitter sind bei dieser Art häufig verkieselt, gut erhaltene Exemplare stammen aus dem dedolomitisierten Schwammgestein. Nach D. MEHL (freundl. mündl. Mittlg.) handelt es sich in Abb. 4 um ein juveniles Exemplar.

***Sporadopyle obliqua* (GOLDFUSS 1833)**

(Taf. 8, Abb. 5)

Das Exemplar stimmt mit den Beschreibungen von *Sporadopyle obliqua* (GOLDFUSS) in SCHRAMM (1936) überein, MEYER, MÜLLER & ÜBELACKER (1987) bilden diese Art ab.

Sporadopyle pusilla SCHRAMMEN 1912

(Taf. 8, Abb. 6)

Das Nadelgitter zeigt nach SCHRAMMEN (1936) stellenweise unregelmäßig angeordnete Ostien.

Klasse Calcispongea

Ordnung Peronidella

Peronidella sp.

Die Oberfläche erscheint dicht und ist mit *Berenicea*, *Stromatopora* und *Cycloserpula* bewachsen. Der 45 mm lange und 15 mm breite, ungegliederte Schwammrest ist massiv verkieselt, das Spongiocöl misst nur 2 mm im Durchmesser. Im Bruch zeichnet sich aus der Chalzedon-Grundmasse der Feinbau der Wandung des Schwammes ab, welche im Baumuster an die Lithistida erinnert.

5.2. Ergebnisse der Mikroskopie

5.2.1. Komponenten

Abiogene Komponenten

Die meisten abiogenen Komponenten der Krusten-Schwamm-Fazies des Unteren Malm der Mittleren Frankenalb sind mikritisch. Es treten Peloiden, Tuberoide, Intraklasten und sehr selten Extraklasten auf. Dies deutet auf eine küstenferne Sedimentation hin.

Peloiden

(Taf. 9, Abb. 1-3; Taf. 11, Abb. 6; Taf. 18, Abb. 3; Taf. 23, Abb. 1, 4, 6)

Mc KEE & GUTSCHICK (1969) schlagen den Namen Peloid für alle aus kryptokristallinem Karbonat bestehenden, rundlichen Komponenten vor. Der Durchmesser reicht nach FLÜGEL (1987) von etwa 10 Mikrometer bis zu einem mm, häufig treten Durchmesser zwischen 0,05 und 0,2 mm auf. Die Entstehung aus aufgearbeiteten Schlammteilchen und Kotpillen (Taf. 9, Abb. 1-3) ist noch nachvollziehbar, sie sind jedoch nur unter günstigen Bedingungen, z.B. in Hohlräumen, fossil erhaltungsfähig. In Kalkkrusten, Schwämmen und Hohlräumen von Organismen und im Sediment tritt ein von FRITZ (1958) als „pseudoolithisch“ bezeichnetes Gefüge auf, bei welchem einzelne, mikritische Partikel in eine mikrosparitische Matrix eingebettet scheinen (Taf. 11, Abb. 6; Taf. 18, Abb. 3; Taf. 23, Abb. 1, 4, 6). Diese Krümelstruktur kann nach BEALES (1971) bei der Zementation eines Peloiden führenden Karbonatschlammes entstehen. In einem von Peloiden erfüllten, kollabierten Schwammrest sind die noch erhaltenen Nadeln (Taf. 18, Abb. 3) von einer dünnen, zusammenhängenden Mikritkruste überzogen, welche in ihrer Zusammensetzung den umgebenden Peloiden entspricht.

Tuberoide

(Taf. 20, Abb. 5)

Tuberoide sind nach FRITZ (1958) durch ihre dunkle Farbe und abweichende Struktur aus dem umgebenden Gestein hervortretende, mm- bis cm- große Mikritkomponenten mit knolliger, zer-

lappter aber gerundeter Oberfläche. Sie sind durch die Umkrustung kalkiger Hartgebilde und die Ausscheidung von Verwesungsfällungskalk beim Zerfall organischer Weichkörper, besonders von Schwämmen, entstanden. MEYER (1975) und BEHR & BEHR (1976) deuten Tuberoide als Reste von Algen. Die Tuberoide heben sich vom umgebenden Gestein teilweise durch einen dunklen Saum ab, Reste von Schwämmen lassen sich nicht immer in ihrem Inneren finden. Im Anschliff sind die Tuberoide in hellen, mikritischen Karbonaten deutlich zu erkennen. Bei Dolomitisierung und Dedolomitisierung des Gesteines, in dunklen Mergelkalken, und im Schliff sind sie farblich von den im folgenden Abschnitt beschriebenen Intraklasten nicht zu trennen.

MEYER (1975) verwendet den Ausdruck „Lithoklast.“ für die im Auflicht dunkel erscheinenden, strukturlosen Partikel über 0,2 mm Durchmesser und weist darauf hin, dass sich mit dieser Bezeichnung die Tuberoide nach FRITZ (1958) nicht vollkommen decken. Sie werden deshalb hier mit den Intraklasten in den Profilen zu „Lithoklasten“ zusammengefasst. Auch nach BAUSCH (1963a) und HILLER (1964) ist eine grundsätzliche Trennung zwischen Peloiden, Intraklasten und Tuberoi- den nicht von Vorteil.

Intraklasten

Intraklasten sind Aufarbeitungsprodukte des mehr oder weniger stark verfestigten Untergrundes im Ablagerungsraum. Bioturbation und bodennahe Strömungen können für ihre Bildung in Frage kommen. Ihre Größe entspricht derjenigen der Tuberoide, nach FLÜGEL (1978) erfolgt bei ca. 0,2 mm bis 0,5 mm eine künstliche Abgrenzung von den Peloiden. Sie bestehen vorwiegend aus meist hellem, mikritischem Kalk und Peloidkalk, welcher in seiner Zusammensetzung den Kalkkrusten im Krusten-Schwamm-Hügel entspricht. Sowohl Krusten als auch Intraklasten führen gut erhaltene Schwammnadeln und Radiolarien. Eine Genese aus durch Schwundrisse aufgelockerten Krustenteilen kann daher (zumindest für einen großen Teil der Intraklasten) angenommen werden. Intraklasten, welche in eine Matrix aus durch Mikrospartit getrennten Peloiden eingebettet sind, weisen einen scharf begrenzenden, dunklen Saum auf, ihre Zusammensetzung entspricht umgebenden Mikritkrusten (Taf. 21, Abb. 5).

Extraklasten

Extraklasten sind dem Sediment eingelagerte Komponenten, welche in ihrer Zusammensetzung von den im Ablagerungsraum anzutreffenden Sedimenten abweichen. In einer Probe (P 3, 24 o.) treten im Tuberoidkalk nicht kompaktierte, kantige, 12 mal 4 mm große Mergelkalkfetzen auf, Bioturbation ist nicht zu erkennen. Sie entsprechen in ihrer Zusammensetzung der schwach dedolomitierten, mikritischen Matrix des Tuberoidkalkes. Im Tuberoidkalk der Probe P 1, 21. ist ein einen mm großes Feinsandstein-Geröll mit ungerundeten Quarzkörnern von 0,1 mm Korndurchmesser angeschnitten. Die Herkunft ist unbekannt.

Biogene Komponenten

Krusten

Mikritkrusten (Cyanobakterien-Krusten?)

(Taf. 16, Abb. 4; Taf. 20, Abb. 1)

Die Mikritkrusten bestehen aus feinkörnigem Mikrit, wobei eingeschaltete, hellere Mikritbänder einen Lagenbau bewirken können. In den bis zu einigen cm dicken Krusten treten keine lichtmikroskopisch deutlich voneinander trennbaren Peloidkörner auf. Das Hauptwachstum ist stets senkrecht nach oben gerichtet. Es werden bevorzugt Schwämme inkrustiert, daneben auch andere Organismenreste. Häufig sind gut erhaltene Schwammnadeln, Filamente, Ostracodenschalen, Radiolarien und (selten erkennbare) Holothuriensklerite eingelagert. Auf eine frühe Verfestigung der Mikritkrusten weisen die ausschließlich darin erhaltenen, zarten Gehäuse von Radiolarien hin. Es bestehen fließende Übergänge zwischen Mikritkrusten und Peloidkrusten.

Peloidkrusten

(Taf. 11, Abb. 6; Taf. 20, Abb. 2-4)

Die Peloidkrusten bestehen aus unregelmäßigen Lagen von Mikrit und Peloiden. Nach MACINTYRE (1985) erfolgt die Peloidbildung in erster Linie durch chemische Ausfällung „(...repeated nucleation around centers of growth...)“, daneben durch die Tätigkeit pelletproduzierender Organismen. Stromatolith-Krusten im Sinne von WAGENPLAST (1972) und SELG & WAGENPLAST (1990) mit unregelmäßig kuppiger oder welliger Feinstruktur konnten nicht nachgewiesen werden. Die einzelne Lage beginnt mit Peloidkörnern, welche voneinander durch feinkörnigen Sparit getrennt sind und zum Top der Lage hin an Größe verlieren. Der gleichzeitig zurücktretende Mikrosparit führt zu einer Verdichtung der Einzelkörner zu dichtem Mikrit. Darüber folgt oft abrupt die nächste Lage mit Peloiden.

Das Wachstum ist immer vertikal nach oben gerichtet. Die Peloidkrusten können Intraklasten und Organismenreste führen, welche häufig einen dunklen Mikritrand zeigen. Agglutinierte Röhren von *Terebella lapilloides* MÜNSTER und Bivalvenreste werden von den Krusten umwachsen. Sie zeigen häufig Risse, welche auf ein internes Schrumpfen zurückzuführen sind, wobei Peloid- und Mikritlagen gleichermaßen durchtrennt werden. Peloid-Reste von größeren und kleineren, eingelagerten Organismen zerbrechen dabei nicht. In teilweise dunklen Hohlräumen oder Fossilresten können Peloidkrusten Verfüllungen bilden (Taf. 14, Abb. 1; Taf. 15, Abb. 1, 3).

Nach MACINTYRE (1985) treten die am deutlichsten ausgebildeten Peloiden in abgeschlossenen Hohlräumen auf. Eine Abhängigkeit von Licht ist dabei nicht nachweisbar, möglicherweise treten hier auch andere Krustenbildner auf. Das bei der Bestrahlung mit UV-Licht auftretende, gelbliche Fluoreszieren von Krusten, Schwammresten und Tuberoïden deutet nach HILLER (1964) auf organische Verbindungen hin. Die Grundmasse erscheint dabei mehr oder weniger farblos. NITZOPOULOS (1973) deutet diese Krusten als Algenkrusten und bezeichnet sie wegen der undeutlichen oder fehlenden Laminierung als „Aphanerostromata“. LANG (1989) nimmt anaerobe, phototrophe Bakterien als Bildner der Krusten an.

Algen

Algenproblematikum LADWEIN 1967

(Taf. 9, Abb. 4, 5, 6)

LADWEIN (1973) beschreibt unverzweigte Fäden, welche senkrecht auf Schwammoberflächen stehen und in darauf wachsende Peloidkrusten hineinragen. Er vergleicht sie wie FLÜGEL & STEIGER (1981) mit Algenfilamenten. MÜLLER (1972) beschreibt Faserkronen von Schwämmen, bei welchen jedoch die wesentlich größeren, einzelnen Nadeln tief im Schwammskelett verankert sind und hier deshalb nicht in Frage kommen. BRACHERT (1986) zeigt das flache Aufsitzen des zu büscheligen Nadelgruppen angeordneten Problematikums auf Schwämmen. Entsprechende Nadelbüschel, teilweise auch gedrungener und von einer feinen mikritischen Kruste umgeben, treten in den Krusten Schwamm-Kalken und in einzelnen Intraklasten auf. Die Länge der meist geraden, unverzweigten Nadeln beträgt bis zu 2,5 mm, sie sind wesentlich zarter als die Nadelgitter der Kieselschwämme.

Eine Ähnlichkeit besteht mit den Bohrschwämmen *Aka muelleri* REITNER & KEUPP und *Aka minima* REITNER & KEUPP, welche ähnlich feine, oft in Bündeln angeordnete, monaxone Nadeln besitzen. Diese Nadeln füllen Hohlräume, welche der Bohrschwamm im Inneren von Hartteilen angelegt hat.

Problematikum

(Taf. 9, Abb. 7)

Auf der Unterseite eines Schwammes - dieser kann allerdings verkippt sein - ist eine mm- dicke Kruste aus unregelmäßigen, kantigen, verschieden großen, durch gleichmäßig dicke Mikritwände getrennten Kammern ausgebildet. Der Einzelfund zeigt große Ähnlichkeit mit der in SARTORIO & VENTURINI (1988) abgebildeten, von der Trias bis in die Kreide durchlaufenden Alge *Bacinella irregularis* RADOICIC 1959. Nach BÖHM (freundl. mündl. Mittlg.) besteht große Ähnlichkeit zu *Bacinella* aus den Dachsteinkalken der Nördlichen Kalkalpen. Allerdings weicht die hier und im Dachsteinkalk ähnlich ausgebildete Alge deutlich von der bei RADOICIC (1959) und auch von KOCH et al (1989) für die Kreide dokumentierten *Bacinella irregularis* ab und wird daher als Problematikum bezeichnet.

Stamm Rhizopoda

Klasse Actinopoda

Unterklasse Radiolaria

(Taf. 22, Abb. 4-7)

Radiolarien können hier nahezu ausschließlich in mikritischen, häufig Filamente führenden Krusten gefunden werden, bei welchen keine Sammelkristallisation und damit auch keine durch feinkörnigen Sparit zementierten Bereiche erkennbar sind. Im Tuberoïdkalk und in den vorwiegend aus grobkörnigen (bis zu 0,2 mm) Peloiden bestehenden Krusten, bei welchen die einzelnen Mikritkörner durch feinkörnigen Sparit voneinander getrennt sind, wurden die zarten Gitterkugeln aus Skelettopal offenbar vor der Fossilisation vollständig gelöst. Alle Ra-

diolarien sind in Karbonat umgewandelt. Der Durchmesser schwankt zwischen ca. 130 und 260 Mikrometern. Es können Spumellarien und seltenere kryptocephalische Nassellarien unterschieden werden, wobei die Zuordnung, auf den beliebigen Schnittlagen beruhend, nur den Nachweis erbringen kann.

Klasse Foraminiferida

Die Foraminiferen werden hier nach GAILLARD (1983) und in Anlehnung an die Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1.988) geordnet. Eine sichere Bestimmung im Schliff ist hier bei den Nodosariidae nahezu nicht möglich, da bei vielen Foraminiferen gattungs- oder artspezifische Merkmale nur bei eindeutig definierten Schnittlagen erkannt werden können. Als Ergänzung zu den Bestimmungen aus den Dünnschliffen erscheint deshalb im Kapitel Rasterelektronenmikroskopie eine weitere Beschreibung von Foraminiferen.

Ordnung Textulariida

Unterordnung Textulariina

Familie Batysiphonideae

***Batysiphon* sp.**

(Taf. 10, Abb. 4, 5)

Der Innendurchmesser der agglutinierten Röhren beträgt etwa zwischen 0,3 und 1,6 mm, die Länge ist bei den seltenen Resten von *Batysiphon* nicht ermittelbar. *Batysiphon* tritt, im Krustenschwamm-Kalk auf. Die auf der Innenseite der Röhre geglättete Wand aus mikritischem Material ist mit vielen Schwammspiculae und Ostracodenschalen durchsetzt. Diese stehen senkrecht, aus der Oberfläche hervor. Eine Verwechslung mit *Terebella lapilloides* (Taf. 10, Abb. 1) ist möglich, jedoch fehlen dort die eingelagerten Schalen und Nadeln in der mikritischen Wand.

Familie Lituolidae

***Haplophragmium* sp.**

(Taf. 11, Abb. 2)

Bei *Haplophragmium* sind die Anfangskammern zu einer Spirale aufgerollt, die Form der späteren Kammern entspricht derjenigen von *Reophax*. Die Wandung dieser seltenen Foraminifere ist mikritisch agglutiniert. Eine Trennung von *Reophax* ist im Schliff kaum möglich, da die Spira von *Haplophragmium* bei Schnittlagen senkrecht zur Aufrollebene nicht oder nur schwer erkannt werden kann.

***Subbdelloidina luterbacheri* RIEGRAF 1987**

(Taf. 11, Abb. 5)

Das aus feinem, karbonatischem Mikrit agglutinierte Gehäuse inkrustiert halbkreisförmig einen Krustenfetzen im Tuberoidkalk. Es hebt sich gegenüber dem umgebenden Mikrit nicht ab, nur die sparitisch zementierten Kammern deuten auf die Foraminifere hin. Es wurde nur ein einziges, gut erhaltenes Exemplar gefunden, welcher der bei RIEGRAF (1987) beschriebenen Art entspricht.

***Subbdelloidina haeusleri* FRENTZEN 1944**

(Taf. 12, Abb. 1,2)

Das Gehäuse besteht aus nahezu kugelförmigen, hier etwa im Halbkreis aneinander gereihten Kammern. Die Schale des Epibionten ist aus kieseligen Körnern agglutiniert. Nach GAILLARD (1983) besiedelt *Subbdelloidina* Schwämme bzw. Krusten auf Schwämmen.

Familie Ataxophragmiidae

***Valvulina lobata* SEIBOLD 1960**

(Taf. 12, Abb. 3, 4)

Die kappenförmige Art baut ihr Gehäuse aus kieseligen Körnern. Der Längsschnitt erinnert im Schliff an ein flach kegelförmig gewundenes Gastropodengehäuse. Diese Foraminifere tritt nach GAILLARD im Oxford von Südostfrankreich ausschließlich in Schwammgesteinen auf.

Familie Hormosinidae

***Reophax* sp.**

(Taf. 10, Abb. 3; Taf. 11, Abb. 1)

Der stratigraphische Durchläufer zeigt hier (Taf. 11, Abb. 1) im Längsschnitt 5 Kammern. Diese erscheinen im Schliff halbmond- bis nierenförmig, das Gehäuse ist fein agglutiniert. Nach GROISS (freundl. mündl. Mittlg.) ist in Schwammbiohermen *Reophax* mit der Längsachse des Gehäuses parallel angelagerten Schwammnadeln typisch (Taf. 10, Abb. 3). *Reophax* tritt selten auf.

Familie Textulariidae

***Textularia* cf. *elongata* (SEIBOLD & SEIBOLD 1960)**

(Taf. 13, Abb. 14)

Der Einzelfund zeigt das typische, biserialer Gehäuse einer *Textularia*, die Wandungen sind aus kieseligen Partikeln aufgebaut.

***Tubiphytes morronensis* CRESCENTI 1969**

(Taf. 11, Abb. 3, 4)

Während *Tubiphytes* in der Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1988) nicht als Foraminifere aufgeführt wird, kann dieser Organismus nach FLÜGEL (1981) als von Algen umkrustete Foraminifere (*Nodophthalmidium*) betrachtet werden. Im Längsschnitt zeigt *Tubiphytes morronensis* hintereinander aufgereichte, sparitisch erfüllte, birnenförmige Kammern, welche von einer dichten, mikritischen Wand umgeben sind. Diese Wand ist von weiteren Mikrit- und Peloidkrusten überzogen, welche zusammen im Anschliff als typischer, hellgrauer Fleck hervortreten. Im Dünnschliff erscheint die Umkrustung der Kammern milchig grau. Die einzelnen Kammern zeigen einen runden Querschnitt und einen birnenförmigen Längsschnitt; bei Schrägschnitten kann *Tubiphytes* mit der inkrustierenden und ebenfalls agglutinierenden Foraminifere *Nubeculinella* verwechselt werden.

Ordnung Miliolida
Unterordnung Miliolacea
Familie Nubeculariidae

Nubeculinella sp.

(Taf. 11, Abb. 7)

Die unregelmäßige, vielfältige Wuchsform der inkrustierenden, agglutinierenden Nubeculinelliden verhindert eine nähere Bestimmung. Die sparitisch erfüllten Kammern erscheinen im Schliff rund bis oval oder länglich. Die dicke, mikritische Wand scheint Unebenheiten zwischen einzelnen Kammern zum Teil auszugleichen. Sie erreicht dabei die doppelte Dicke der Kammerdurchmesser. Nubeculinelliden siedeln auf Oberseiten von Schwämmen, etwas seltener auf anderen Organismenresten, wobei diese flächig oder mit kleinen „Riffchen“ (Taf. 11, Abb. 7) inkrustiert werden. Besonders häufig treten diese Foraminiferen in den geschichteten Tuberoidekalken auf, wo einzelne Intraklasten, Tuberoide oder Tubiphyten allseitig umkrustet sein können. Teilweise verkleben dabei mehrere besiedelte Sedimentkörner fest miteinander. Die bei BRACHERT (1986) beobachtete Vergesellschaftung von Nubeculinelliden mit dem Algenproblematikum LADWEIN (1976) konnte hier nicht nachgewiesen werden.

Bei Nubeculinelliden ist meist die inkrustierende, sessile Lebensweise deutlich erkennbar, während im Unterschied dazu bei *Tubiphytes morronensis* keine festgewachsenen Exemplare auftreten.

Gen. et sp. indet

(Taf. 11, Abb. 6, 11)

a) Die auf Taf. 11, Abb. 6 abgebildete, agglutinierende Foraminifere siedelt auf einem überkrusteten Schwammrest und wird von einer Peloidkruste überwuchert. Die ersten vier der insgesamt sechs Kammern zeigen ein biserials Wachstum, welchen die folgenden zwei Kammern uniserial aufgesetzt sind. Alle Kammern sind in Wachstumsrichtung halbkreisförmig gewölbt. Die Länge des Gehäuses beträgt etwa 0,225 mm, die Breite 0,1 mm.

b) Das 1,4 mm lange, aus Mikrit agglutinierte Gehäuse (Taf. 11, Abb. 11) besteht aus über 12 Kammern, welche – möglicherweise durch eine ungünstige Schnittlage hervorgerufen – zunächst biserial, dann uniserial und schließlich wieder biserial übereinander liegen. Die einzelnen, gleich groß ausgebildeten Kammern der sessilen Form sind in Wachstumsrichtung uhr-glasförmig gewölbt bis keulenförmig ausgezogen.

Typ b unterscheidet sich von Typ a, abgesehen von der größeren Zahl der Kammern, durch die 6,5-fache Größe. Die Tendenz zur Bildung kleiner „Riffchen“ lässt den Vergleich beider Typen mit *Nubeculinella* zu.

Familie Ophthalmitiidae

(Taf. 11, Abb. 8, 9)

Die miliolidschaligen Foraminiferen zeichnen sich im Schliff durch dunkle, oft leicht bräunlich durchscheinende Gehäusewandungen aus, die Kammern sind mit Sparitzement gefüllt. Die äußere Form reicht von lateral abgeplatteten Spindeln bis zu abgerundeten, gedrunenen

Gehäusen. Im Schliff reicht selbst ein Schnitt durch den Prolocolus und längs zur Spindelachse nicht zur Bestimmung aus, da eine einzige Art, parallel oder senkrecht zur abgeplatteten Seite geschnitten, verschiedene Schnittbilder liefert. Diese Schnittlagen können im Schliff jedoch nur schwer ermittelt werden. Aus den häufigen Schliffbildern lassen sich zwei Typen von miliolid-schaligen Foraminiferen erkennen:

Typ 1: Das Gehäuse ist etwa vier bis fünfmal länger als breit. Es besteht eine Ähnlichkeit zu *Ophthalmidium stufense* (PAALZOW 1932), (Taf. 11, Abb. 8).

Typ 2: Das gedrungenere wirkende Gehäuse zeigt ein Längen-Breiten-Verhältnis von etwa 2:1. Es besteht die Ähnlichkeit zu *Ophthalmidium cf. strumosum* (GÜMBEL 1862), (Taf. 11, Abb. 9).

Die maximale Verbreitung der Ophthalmidien liegt an der Grenze zwischen den massigen Krusten-Schwamm-Kalken und den gebankten Tuberoidkalken, bei Profil P 6. Im Krusten-Schwamm-Kalk treten diese Foraminiferen in einigen Profilen teilweise so stark zurück, dass sie überhaupt nicht mehr gefunden werden. Auch in den Tuberoidkalken beschränkt sich das Vorkommen von Ophthalmidien auf wenige Einzelfunde.

***Ophthalmidium* sp.**

(Taf. 11, Abb. 10)

Die seltene Foraminifere zeichnet sich durch fünf im Schliffbild erkennbare, große Kammern aus, welche den Prolocolus umgeben. Daneben sind kleinere Kammern in der Umgebung des Prolocolus erkennbar.

Ordnung Rotaliida

Unterordnung Rotaliina

Familie Nodosariidae

***Lenticulina (Lenticulina)* sp.**

(Taf. 13, Abb. 11)

Die planispirale Foraminifere erscheint im Querschnitt linsenförmig. Das Gehäuse ist von einem teilweise leicht hervortretenden Kiel umgeben. *Lenticulina* und *Spirillina* sind die am häufigsten auftretenden Rotaliina.

***Lenticulina* sp. (?)**

(Taf. 13, Abb. 12)

Das juvenile Gehäuse zeigt in Wachstumsrichtung etwa halbkugelförmig gewölbte Kammern.

***Lenticulina* sp.**

(Taf. 13, Abb. 13)

Bei einigen Planularien sind die Wände zwischen den einzelnen Kammern auf der Oberfläche des Gehäuses als scharf hervortretende Rippen nachgezeichnet. Im Querschnitt treten diese Rippen im Schliff deutlich hervor.

***Frondicularia* sp. (?)**

(Taf. 13, Abb. 15)

Das einzige Exemplar besitzt neun, halbmondförmig in Wachstumsrichtung gewölbte Kammern. Diese sind in einer Reihe angeordnet und nehmen so an Breite und Höhe zu, dass ein keilförmiges Gehäuse, mit dem Prolocolus an der Spitze, entsteht.

***Nodosaria* sp.**

(Taf. 13, Abb. 1, 2?)

Das schmale, zierliche Gehäuse besteht aus sechs Kammern. Der kugelförmige Prolocolus kann bei den megalosphärischen Gehäusen die folgenden Kammern an Durchmesser weit übertreffen.

***Nodosaria* sp.**

(Taf. 13, Abb. 4)

Das nur aus zwei Kammern bestehende Gehäuse setzt sich aus einem kugelförmigen Prolocolus und einer halbmondförmig daran angegliederten Kammer zusammen. Mehrere Exemplare dieser kleinen Foraminifere treten in den Profilen P 7 und P 8 am Ostrand des Krustenschwamm-Hügels auf.

***Lingulina* sp.**

(Taf. 13, Abb. 3)

Das stabförmige, schlanke Gehäuse zeigt eine völlig unregelmäßige Folge von sieben größeren und kleineren Kammern, der Prolocolus ist abgebrochen. Die spitz ausgezogenen Mündungen der Kammern deuten auf die Zugehörigkeit zur Gattung *Lingulina* hin.

Familie Polymorphinidae

***Bullopore tuberculata* (SOLLAS 1877)**

(Taf. 12, Abb. 7)

Bullopore siedelt mit Vorliebe in der Nähe von Schwammgesteinen und auch in den Zwischenräumen von Schwammnadelgittern. Das Gehäuse ist von dicken Stacheln besetzt, welche in die Wandung eingesetzt und durchbohrt erscheinen. Die Konstruktion der Stacheln lässt eine Zuordnung zu den Foraminiferen fragwürdig erscheinen.

***Ramulina* sp.**

(Taf. 12, Abb. 5, 6, 8)

Die ein- oder mehrkammerigen Gehäuse treten im Gitter von Schwämmen, an Krusten und, scheinbar freiliegend, ohne sichtbaren Bezug zu Schwämmen, im Sediment auf. Die frei im Sediment liegenden Gehäuse bestehen aus nahezu kugeligen, aneinander gereihten Kammern. Im Gegensatz dazu winden sich die im Maschengitter der Schwämme siedelnden Formen häufig aus Platzmangel um Schwammnadeln. Möglicherweise verbergen sich unter diesen verschiede-

nen Formen mehrere Arten. Bei *Ramulina* stehen die dünnen Stacheln dichter als bei *Bullopore tuberculata*. Sie sind nicht durchbohrt und wirken auch nicht eingesetzt. Große, glatte Außenflächen sind dichter bestachelt als eng gewundene oder eingefaltete Wandabschnitte. GAILLARD (1983) bildet *Bullopore tuberculata* und *Ramulina* sp. gemeinsam als *Bullopore tuberculata* ab.

Familie Spirillinidae

***Spirillina* aff. *polygyrata* GÜMBEL (1862)**

(Taf. 13, Abb. 8)

Das aus sechs bis acht Umgängen bestehende Gehäuse ist nicht immer planispiral. Es kann schüsselförmig gebogen sein, wodurch sich diese *Spirillina* von anderen, oft auch zierlicheren Arten, unterscheidet. Auf die schmalen Innenwindungen folgen zwei deutlich größere Umgänge.

***Spirillina* cf. *tenuissima* GÜMBEL (1862)**

(Taf. 13, Abb. 5, 7)

Das immer planispirale, zierliche, flache Gehäuse besteht nach E. & I. SEIBOLD (1955) aus etwa neun Umgängen. Die beiden äußeren Windungen fallen etwas breiter aus als die eng aufgerollten Innenwindungen.

***Spirillina* sp.**

(Taf. 13, Abb. 6)

Die etwa acht eng gewundenen, breiten Umgänge nehmen kontinuierlich an Größe zu. Bei anderen Spirillinidae wechselt der Windungsquerschnitt auf den Außenwindungen von breit über nierenförmig nach rund. Im Gegensatz zu *Spirillina polygyrata* und *Spirillina tenuissima* tritt *Spirillina* sp. relativ selten auf.

***Patellina feifeli elevata* (PAALZOW 1932)**

(Taf. 13, Abb. 10)

Das turmförmige Gehäuse besteht aus über fünf Umgängen, welche mit einer feinen, mit den Windungen umlaufenden Leiste begrenzt sind. Durch den schrägen Anschnitt wurden die früheren Windungen an der Spitze des Gehäuses abgetrennt. Im Schliff konnte nur ein Exemplar nachgewiesen werden. *Patellina* tritt im Bereich der Krusten-Schwamm-Gesteine und in deren unmittelbarer Umgebung auf.

***Trocholina* sp.**

(Taf. 13, Abb. 9)

Bei dem einzigen, mützenförmigen Exemplar sind die fünf erkennbaren Windungen so angeordnet, dass die Oberfläche des Gehäuses etwa eine Halbkugel nachzeichnet. Der Zentralkern fehlt, an seiner Stelle tritt ein im Längsschnitt U-förmiger Nabel auf. Die Foraminifere ist in hier verkieseltem Tuberoalkal eingebettet und selbst massiv verkieselt. *Trocholina* tritt nach E. & I. SEIBOLD (1960) „...eher in Bank- als in Schwammfazies, jedoch zu selten für genauere Angaben“ auf.

Stamm Echinodermata

Kalzitische Echinodermenreste lassen sich im Schliff bei gekreuzten Nicols, wenn sie nicht durch SiO₂ verdrängt werden, an ihrem optischen Verhalten erkennen. Jedes einzelne Echinodermen-Element besteht aus einem optischen Einkristall. Hängen einzelne Elemente noch im Verband, so zeigen sie jeweils eine eigene Auslöschung. Syntaxiale Anwachsäume konnten nicht beobachtet werden. Die Siebstruktur als sicheres Erkennungsmerkmal der Echinodermen ist hier häufig stark verwischt oder wegen zu geringer Materialunterschiede nicht zu erkennen. In polarisiertem Licht optisch ähnlich auslöschende Organismenreste können dann fälschlicherweise als Echinodermenreste fehlgedeutet werden, wie die Laubsägeblatt-ähnlichen Querschnitte durch juvenile Lamellaptychen (Taf. 14, Abb. 7).

Unterstamm Crinozoa

Klasse Crinoidea

Ordnung Cyrtocrinida

(Taf. 14, Abb. 4, 5)

Die meist länglichen Stielglieder der Cyrtocriniden sind rund und häufig längs durchbohrt. Sie sind nicht näher taxonomisch zuzuordnen. Schnitte durch die kleinen, kompakten Kelche der Cyrtocriniden können zum Teil näher bestimmt werden.

Unterstamm Asterozoa

Klasse Stellerioidea

Ordnung Ophiurida

(Taf. 14, Abb. 8, 9, 10)

Reste von Ophiurenwirbeln lassen im Schliff häufig eine bilaterale Symmetrie erkennen. Sie bestehen aus zwei verschweißten Teilplatten, welche bei gekreuzten Nicols verschieden auslöschten. Einzelne, kleine, gedrungene, einfach auslöschende Echinodermenplatten mit einer randlichen Einkerbung können auch Crinoiden zugeordnet werden. Die komplexe Gestalt der Wirbelkörper bedingt bei verschiedenen Schnittlagen eine Vielzahl von möglichen Erscheinungsbildern.

Unterstamm Echinozoa

Klasse Echinoidea

Ordnung Cidaroida

***Plegiocidaris* sp.**

(Taf. 14, Abb. 2)

Im Schliff lassen sich lediglich Schäfte der Primärstacheln eindeutig zu *Plegiocidaris* stellen. Diese zeigen einen deutlichen Aufbau aus einer zentralen Markschrift, einer Zwischenschicht mit radialen Septen und einer dicht erscheinenden Rindenschicht. Die durch gekörnelt Grate oder

kleine Stacheln verzierte Oberfläche lässt den sonst runden Primärstachel im Schliff häufig als gezackten Stern erscheinen.

***Rhabdocidaris* sp.**

(Taf. 14, Abb. 3)

Die Primärstacheln zeichnen sich durch eine intern besonders locker gebaute Markschrift, die besondere Größe und einen oft dreieckigen Querschnitt ans. Sie sind meist nur als korrodierte Bruchstücke überliefert.

Ordnung Arbacioida

(Taf. 14, Abb. 1)

Das Gehäuse misst 2,3 mm im Durchmesser. Das weite Mundfeld (Peristom) liegt zentral, das im Scheitel liegende Afterfeld (Periprokt) ist wesentlich kleiner. Im Anschnitt lassen sich auf der Corona halbkugelförmige Primärwarzen erkennen. Das Schliffbild entspricht *Magnosia* sp., einem Echiniden, welcher im verschwammten Oxford in Franken verbreitet auftritt.

Viele Echinodermenreste, auch Stacheln, lassen sich im Schliff aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht zuordnen. NITZOPOULOS (1973) bildet Echinodermenstacheln, welche denjenigen auf Taf. 14, Abb. 6 entsprechen, ab und bezeichnet diese als „Holothurienrädchen“. Diese dünnen, runden Platten werden in Schliffen allerdings selbst bei häufigeren Vorkommen nur selten ideal angeschnitten und dadurch erkannt. Sie erscheinen niemals oval, wie schräg geschnittene Echinodermenstacheln. Im Schliff konnten hier nur zwei Holothurien-Sklerite, z.B. ein Rad mit sieben Speichen (Stueria), gefunden werden.

Stamm Mollusca

Klasse Cephalopoda

Ordnung Ammonitida

(Taf. 15, Abb. 1)

Reste von Ammoniten treten im Schliff, besonders in der Krusten Schwamm-Fazies, relativ häufig auf. Die zur Bestimmung notwendigen Merkmale sind bei den meist kleinen Exemplaren selten deutlich ausgeprägt. Trotzdem lassen sich bei günstigen Schnittlagen Amöboceraten durch ihren abgesetzten, gezähnten Kiel, Perisphinctiden an der Wellblech-artigen Berippung und Taramelliceraten mit Glochiceraten an ihrem glatten, abgerundeten Windungsquerschnitt erkennen.

Aptychen

(Taf. 14, Abb. 7))

Lamellaptychen von Taramelliceraten verhalten sich bei gekreuzten Nicols ähnlich wie Echinodermenreste. Sie scheinen aus einem optischen Einkristall oder parallelen Kalzitfasern zu bestehen, bei welchen die Auslöschung auch bei längeren Schnitten oft nur geringfügig abweicht. Kleine Bruchstücke von Lamellaptychen sind durch ihr optisches Verhalten von Echinodermenresten, bei welchen die Siebstruktur nicht zu erkennen ist, nicht zu unterscheiden.

Ordnung Belemnitida

(Taf. 4, Abb. 4; Taf. 15, Abb. 2, 4)

Die Rostren der Belemniten lassen sich im Schliff, auch als Bruchstücke, durch ihr bei gekreuzten Nicols eindeutiges optisches Verhalten identifizieren. Sie bestehen aus radial gestellten Kalzitprismen, welche bei einem Schnitt senkrecht zur Längsachse des Belemniten eine charakteristische, kreuzförmige Auslöschung zeigen. Bei Schnitten längs oder schräg zur Längsachse des Rostrums entstehen strahlig divergierende Muster (Taf. 4, Abb. 4; Taf. 15, Abb. 4). Im Durchlicht können hier nur selten die konzentrischen Anwachsringe beobachtet werden.

Klasse Gastropoda

(Taf. 15, Abb. 3)

Die trochospiralen Gehäuse sind im Schliff nicht näher bestimmbar. Gastropoden treten vorrangig in der Krusten-Schwamm-Fazies auf.

Klasse Lamellibranchia

***Chlamys* sp.**

(Taf. 21, Abb. 7)

Die Querschnitte der dünnen Schalen zeigen auf der Außenseite kleine Haken oder Schlaufen. Die nur 0,5 mm großen, blasenförmigen Schalen auf: Taf. 21, Abb. 7 sind auf einem Schwammgitter fixiert. Die Oberfläche der Außenseite zeigt halbkreisförmige Hügel und Ausstülpungen, wodurch sich eine Zuordnung zu *Chlamys* oder *Plicatula* anbietet.

***Liostrea* sp.**

(Taf. 15, Abb. 6)

Die Austern erreichen mehrere cm im Durchmesser. Die festgewachsenen Klappen erscheinen im Querschnitt als feine Kalzitlamelle auf der Unterlage, meist einem Schwamm, die Ränder sind verstärkt und hochgebogen.

Bohrmuscheln (*Lithodomus*?)

(Taf. 17, Abb. 5, 6, 7)

Die Muscheln sind meist noch in ihren ovalen bis kreisrunden Bohrungen zu erkennen. Angebohrt werden vorwiegend Unterseiten von Schwämmen. Dies deutet darauf hin, daß das Kieselskelett zu der Zeit der Besiedlung durch Bohrmuscheln bereits in Karbonat umgewandelt war (KEUPP, KOCH & LEINFELDER 1990). Die acht nachgewiesenen Bohrmuscheln traten im krustenarmen, dedolomitierten Schwamm Tuberoïd-Krustenkalk und am Rand der Krusten-Schwamm-Fazies im Zentrum des Hügels auf.

Molluskenschalen

(Taf. 15, Abb. 7, 8)

Die Schalen einiger Mollusken zeigen eine besonders deutlich ausgeprägte Prismenschicht, welche im Schrägschnitt als Rautenmuster, im Schliff senkrecht zu den Längsachsen der Kalzit-

prismen als wabenähnliches Mosaik erscheint. Örtlich trat nur eine geringe Wasserbewegung auf, da in einigen Proben die Wölbungen der Bivalven ausschließlich nach unten zeigen (Taf. 20, Abb. 2).

Stamm Brachiopoda

***Lacunosella* sp.**

(Taf. 15, Abb. 5)

Die Brachiopoden lassen sich im Schliff häufig nicht von Bivalvenresten unterscheiden, nur bei Schnitten durch das Armgerüst ist eine eindeutige Zuordnung möglich. Sie wurden daher bei der Verteilung der Organismen in den Profilen nicht berücksichtigt. Allerdings kann durch das unbeabsichtigte Zuordnen von Brachiopodenschalen zu den Bivalven deren quantitativ ermitteltes Vorkommen verfälscht werden. Im Gegensatz zu den Bivalven sind bei den Brachiopoden die Klappen selten getrennt. Der leicht gewellte Längsschnitt durch den auf Taf. 15, Abb. 5 abgebildeten Brachiopoden entspricht *Lacunosella* sp.

Stamm Bryozoa

Bei den Bryozoen können fünf verschiedene Typen unterschieden werden. Eine nähere Zuordnung ist aus Mangel an körperlich erhaltenen Zoarien, welche zum Vergleich herangezogen werden könnten, meist nicht möglich. Die „aragonitische Bryozoe“ (SCHORR & KOCH 1985) tritt hier nicht auf.

Typ 1

(Taf. 16, Abb. 1)

Dieser Typ inkrustiert in einer einzigen Lage Röhren von *Terebella*, Schwämme und Krusten. Eine gleichmäßig dünne, gewellte Schicht aus Kalzit verbindet die einzeln stehenden, röhrenförmig in die Höhe ragenden Zooecien. Deren Wandstärke entspricht der Dicke der verbindenden, von Zooecien freien Schicht.

Typ 2

(Taf. 16, Abb. 2,3)

Die Kolonien überwachsen in mehreren Schichten Peloidkrusten, *Nubeculinella* und Schwämme. Alle Zooecien sind rundliche, etwa gleich große Kammern, wobei die Wände zwischen den Kammern jeweils gerade verlaufen. Das Zoarium erinnert an eine Lage Seifenschäum, es entspricht der Bryozoe Typ 5 bei BRACHERT (1986). Bruchstücke davon können im Schnitt als kleine „Leitern“ erscheinen.

Typ 3

(Taf. 16, Abb. 4, 5, 6)

Diese kompakten, stockförmigen Bryozoen lassen sich, da hier genügend körperlich erhaltenes Vergleichsmaterial vorliegt, zu *Radicipora radicipiformis* (GOLDFUSS 1826) stellen. Die einzelnen Zooecien erscheinen im Längs- und Schrägschnitt durch die Kolonie gekrümmt, im Querschnitt erscheint diese Krümmung nicht.

Typ 4

(Taf. 16, Abb. 7; Taf. 4, Abb. 5)

Der Einzelfund ist nicht zuzuordnen. Der stärker transparente Kern der stockförmigen Bryozoe ist verkieselt, wodurch im dick belassenen Schliff die einzelnen Zooecien deutlich hervorgehoben werden. Sie erscheinen, möglicherweise als Folge der Umkristallisation, rund bis oval. Im fertigen Schliff tritt der Materialunterschied im SiO₂-Kern zurück, die unregelmäßig zerlappt wirkende, kalzitische Oberfläche der Kolonie ist erkennbar.

Typ 5

(Taf. 16, Abb. 8)

Die Zooecien dieser kleinen, stockförmigen Bryozoen scheinen mit mehreren, dünnen Kalzitschichten ausgekleidet zu sein. Die Oberfläche der Kolonie wirkt unregelmäßig, scharfkantig und korrodiert. Der bei BRACHERT (1986) beschriebene Bryozoen-Typ 3 ist mit dieser Form identisch.

Stamm Annelida

Klasse Polychaeta

Familie Serpulidae

Die meist auf den (für längere Zeiträume vor Sedimentbedeckung geschützten) Unterseiten von Schwämmen siedelnden Serpeln werden dort ausschließlich von weiteren Serpeln oder Bryozoen inkrustiert. Serpeln auf der Oberseite von Schwämmen oder Hartteilen werden vorwiegend von Peloidkrusten überwuchert (Taf. 16, Abb. 4). Die Röhren sind häufig korrodiert.

Serpula (Cycloserpula) sp.

(Taf. 17, Abb. 1, 4)

Die kissenartig in mehreren Schichten übereinander gelagerten Windungen dieser Serpel fanden sich ausschließlich auf der Unterseite von Schwämmen. Die mikritische, eventuell ursprünglich aus Mg-Kalzit-Mikrit bestehende, glatte Wand ist teilweise verkieselt (Taf. 17, Abb. 4).

***Serpula (Tetraserpula) cf. trochleata* MÜNSTER 1831**

(Taf. 17, Abb. 2)

Die innen glatte, außen abgerundet viereckige, durch groben, blockigen Kalzit ersetzte Röhre ist kreiselförmig in mehreren Windungen übereinandergelegt. Sie sieht einem trochospiralen Gastropoden-Gehäuse mit weitem Nabel ähnlich. Die einzelnen Windungen der Röhre greifen mit einer gezackten Suture ineinander. SCHORR & KOCH (1985) nehmen für derartige Röhren eine primär aragonitische Mineralogie an.

Serpula sp. 1

(Taf. 17, Abb. 3)

Auf der Oberfläche der Röhre sind in Relikten scharfe Grate erhalten. Die Wand der seltenen, turmförmig aufgewundenen Serpel ist zum Teil mikritisch überliefert, teilweise ist sie durch Sparit ersetzt.

***Serpula* sp. 2**

(Taf. 17, Abb. 4, 5)

Einzelne, aufgewachsene Röhren und Knäuel, teilweise mit breiter Basis und mit Kämmen verziert, stellen hier die häufigsten Serpelreste dar. Die Dorsalfläche ist häufig bis zur Freilegung des Lumens korrodiert, typische Merkmale fehlen. Unter *Serpula* sp. 2 verbergen sich verschiedene Arten.

***Serpula* sp. 3**

(Taf. 21, Abb. 6)

Die dünnwandigen Röhren mit etwa einem mm Durchmesser und nahezu konstanter Wanddicke treten selten im Bereich des Krusten-Schwamm-Kalkes auf. Ein Festwachsen auf dem Substrat ist nicht nachweisbar. Die Zuordnung zu den Serpeln ist, da ähnlich gebaute Foraminiferen von nahezu gleicher Größe auftreten, nicht gesichert.

***Terebella lapilloides* MÜNSTER 1831**

(Taf. 10, Abb. 1, 2)

Die mikritisch agglutinierten Röhren besitzen bei allen Durchmessern den gleichen Quotienten aus Röhrenaußen- und Innendurchmesser und werden deshalb nach BRACHERT (1986) zu einer Art zusammengefasst. Röhren mit Durchmessern zwischen etwa 1 und 3 mm sind meist direkt auf den Nadelgittern von Schwämmen festgeheftet (Taf. 10, Abb. 1). Lose im Sediment liegende Röhren sind auf die Zerstörung des Substrates zurückzuführen. Kleinere Röhren, mit Durchmessern zwischen 0,4 und 0,6 mm, sind zuweilen in Peloid-Krusten eingelagert, wobei deren Gefüge nicht gestört wird (Taf. 20, Abb. 4) Die freien Räume im Nadelgitter der hexactinelliden Schwämme werden häufig von *Terebella* besiedelt. Der Durchmesser der Röhren wird dabei durch die Weite der regelmäßigen Maschen im Gitter begrenzt, die Richtung des Wachstums der Gittersymmetrie teilweise angepasst. Einzelne Schwämme können extrem stark von *Terebella* durchsetzt sein. Die Oberfläche dieser Schwämme scheint dann nur aus miteinander verklebten Röhren zu bestehen, welche auch einzelne, mm-große Ostien nachformen (Taf. 8, Abb. 3).

Stamm Porifera

Die Kieselschwämme sind in der Krusten-Schwamm-Fazies neben den Krusten die häufigsten Organismenreste, sie fehlen aber auch in der lateral anschließenden Tuberoidkalk-Fazies nicht völlig. Zu den Kieselschwämmen werden hier alle Porifera mit einem primär kieseligen Skelett gezählt. Im Schliff ist eine Unterscheidung der Ordnungen Lithistida, Haplosclerida, Dictyida und Lychniskida möglich, bei den Haplosclerida können zwei Formen näher bestimmt werden. Die Klasse Calcispongea ist in den Schliffen nicht nachgewiesen. Die Klasse Sclerospongea ist mit *Neuropora spinosa* (LAMOUREUX 1821) vertreten.

Klasse Demospongea

Ordnung Lithistida

(Taf. 18, Abb. 7)

Im Gegensatz zu den Ausführungen von HAMMES (1987) treten hier die Lithistida häufig auf. Durch die Verschmelzung der desmonen Spiculae entsteht das charakteristische, unregelmäßige Schwammskelett. Bohrmuscheln siedeln dicht unter der Oberfläche der Lithistida, wobei auch Teile von Krusten und Serpeln mit angebohrt werden. Das ursprünglich kieselige Gerüst der Schwämme muss daher zumindest bei den angebohrten Exemplaren sehr früh durch Karbonat ersetzt worden sein, da Bohrmuscheln (Taf. 17, Abb. 5, 6) und Bohrschwämme (Taf. 18, Abb. 7) nur in Karbonate eindringen (LANG 1989).

Ordnung Haplosclerida

Familie Adociidae

Aka muelleri REITNER & KEUPP 1991

(Taf. 18, Abb. 7)

Die geraden, monaxonen Nadeln liegen als wirrer Haufen oder in Bündeln in den vom Schwamm angelegten Hohlräumen. Sie erreichen eine Länge von bis zu 1500 Mikrometern und einen Durchmesser von durchschnittlich etwa 40 Mikrometern. Bei dem Holotyp von *Aka muelleri* beträgt die Länge großer Nadeln 1000 bis 1600 Mikrometer, die Dicke 60 Mikrometer. Die Länge kleiner Nadeln beträgt 800 bis 1200 Mikrometer, die Dicke 20 bis 25 Mikrometer.

Nach REITNER & KEUPP (1991) bohrt *Aka* ausschließlich in karbonatischem Substrat. Das ursprünglich kieselige Gerüst des lithistiden Schwammes auf Taf. 18, Abb. 7, in welchem ein mit den Spiculae des Bohrschwammes gefüllter Hohlraum zu erkennen ist, muss deshalb bei dem Befall mit *Aka* schon in Karbonat umgewandelt gewesen sein.

Aka minima REITNER & KEUPP 1991

(Taf. 18, Abb. 5, 6)

Aka minima besitzt kleinere Nadeln als *Aka muelleri*. Die Nadeln erreichen bei dem Holotyp eine Länge von 300 bis 600 Mikrometer und eine Breite von 15 bis 25 Mikrometer. Die Länge der hier beobachteten Nadeln beträgt bis zu 600 Mikrometer, die Breite 10 bis 25 Mikrometer. Sie liegen in losen Häufchen im Sediment oder zusammengedrängt in den ehemaligen Hohlräumen des Bohrschwammes. Die Dimension der Nadeln und das Auftreten in Büscheln erinnert an das bei LADWEIN (1976) als Alge beschriebene Mikroproblematikum, welches jedoch nur auf der Oberfläche von meist lithistiden Schwämmen auftritt (Taf. 9, Abb. 5).

Unterklasse Tetractinomorpha

Ordnung Astrophorida

***Discispongia* sp.**

(Taf. 4, Abb. 2, 3; Taf. 18, Abb. 1, 3)

Nach SCHRAMMEN (1936) besitzt *Discispongia* monaxone und tetraxone, unverbundene Megaskleren. Diese verlieren nach dem Tod des Tieres ihren Zusammenhalt und liegen dann einzeln oder als ungeordneter Nadelhaufen im oft grobkörnigen Peloidzement. Die tetraxonen Megaskleren erreichen Größen von über 2 mm, die geraden, monaxonen Nadeln werden bis über 5 mm lang.

Klasse Hyalospongea

Ordnung Dictyida

(Taf. 18, Abb. 2)

Das Skelett der Dictyida ist ein regelmäßiges Gitter aus primär kieseligen, triaxonen Nadeln, welche miteinander verwachsen sind. Die Nadeln werden von Zentralkanälen durchzogen. Das starre Gerüst lässt postmortal oder bei einem teilweisen Rückzug des Weichkörpers eine Besiedelung durch *Terebella*, *Serpula*, Bryozoen, Austern, Krusten und Foraminiferen zu.

Ordnung Lychniskida

(Taf. 18, Abb. 4)

Die Gitter der Lychniskida sind ebenso regelmäßig gebaut wie die der Dictyida. Die verwachsenen, triaxonen Nadeln zeigen an Durchkreuzungspunkten laternenartige Durchbrüche, welche im Schliff als bis zu vier regelmäßig angeordnete Punkte mit jeweils etwa 20 Mikrometer Durchmesser erscheinen. Bei der Schwammdiagenese werden diese kleinen Punkte leicht verwischt, die Zentralkanäle und die Kreuzungspunkte der Nadeln werden erweitert. Damit erübrigt sich die quantitative Aufteilung der Hyalospongea in Dictyida und Lychniskida.

Klasse Sclerospongea

Ordnung Ceratoporellida

***Neuropora spinosa* (LAMOUROUX 1821)**

(Taf. 8, Abb. 4; Taf. 19, Abb. 1-8)

Die systematische Zuordnung von *Neuropora* ist unsicher. Die Gattung wurde zunächst zu den Bryozoen gestellt (WOLFER 1913, WALTER 1969), von welchen sie sich durch die labyrinthische Innenstruktur unterscheidet, später zu den Hydrozoen. GAILLARD (1983) schließt sich KAZMIERCZAK & HILLMER (1974) an, welche *Neuropora*, nach Funden von Skelettnadeln, zur Klasse der Sclerospongea stellen. Gut erhaltene Exemplare von *Neuropora spinosa* zeigen im Schliff grundsätzlich eine labyrinthische Feinstruktur, wobei die Dicke der Labyrinthwände und die Breite der dazwischen liegenden Hohlräume konstant 15 Mikrometer beträgt. Exemplare mit mehr als einem mm Durchmesser zeigen auf der Oberfläche konkave, 150 Mikrometer weite, flache Eindellungen und dazwischen liegende, zur Längsachse des Organismus paral-

lel verlaufende, feine Grate. Bei großen Exemplaren mit bis zu vier mm Durchmesser enden deutliche, vom Zentrum zum Rand hin leicht divergierende Streifen mit jeweils etwa 100 Mikrometer Abstand voneinander in eben diesen Graten. Das kann zu Verwechslungen mit festgewachsenen, stockförmigen Kolonien von Bryozoen führen, da die als Unterscheidungsmerkmal wichtige, feine Labyrinth-Struktur häufig nicht deutlich genug überliefert ist (Taf. 19, Abb. 6, 7, 8). So ist bei BRACHERT (1986) der Feinbau des ähnlichen, als „Bryozoe, Typ 1“ abgebildeten Organismenrestes leider nicht erkennbar. LANG (1989) beschreibt *Neuropora* nach GAILLARD (1983) und KAZMIERCZAK & HILLMER (1974) als Sclerospongie. Bei seinem Exemplar tritt im Schrägschnitt die etwa 120 Mikrometer weite Streifung als deutliche „Kammerung“ in Erscheinung. Die labyrinthische, dort als „teilweise quergestreift“ bezeichnete Feinstruktur ist noch zu erkennen. Die bei GAILLARD (1983) abgebildeten, körperlich erhaltenen Exemplare von *Neuropora spinosa* zeigen eine feingepunktete Oberfläche mit Graten, welche im Querschnitt dem Umriss des auf Taf. 19, Abb. 2 abgebildeten Individuums entspricht. Bei dem unmittelbar auf das Nadelgitter von *Cypellia rugosa* aufgewachsenen, körperlich erhaltenen Exemplar auf Taf. 8, Abb. 4 erscheint die korrodierte Oberfläche strukturlos und glatt.

Stamm Arthropoda

Klasse Ostracoda

(Taf. 10, Abb. 5; Taf. 21, Abb. 3)

Ostrakoden treten in Lagen und als einzelne, feine Schalen im Sediment auf und liefern einen Teil der in den Profilen 1 bis 14 verzeichneten Filamente. Sie lassen sich nicht näher bestimmen. Der agglutinierende Organismus *Bathysiphon* (Taf. 10, Abb. 5) baut in seine mikritische Wand neben kleinen Schwammnadeln auch Ostrakodenschalen ein.

Mikrobohrer

(Taf. 14, Abb. 4; Taf. 17, Abb. 8, 9)

In der Tuberoidkalk-Fazies wurden im Schliff jeweils ein Echinodermenrest und ein Belemnitenrostrum mit Mikrobohrungen gefunden. Der einen mm große Echinodermenrest ist von runden, 45 Mikrometer breiten Löchern und Bohrgängen durchsetzt. Das Belemnitenrostrum zeigt etwa 10 bis 15 Mikrometer unter der Oberfläche eine Lage von 30 Mikrometer breiten Gängen, welche nicht weiter als ca. 100 Mikrometer in die Tiefe vordringen. Ähnlich breite, aber regelmäßiger Stollensysteme legen Bohrbryozoen an. Ob der unbekannte, bohrende Organismus im Rostrum lagig angeordnete, organische Reste verwertet hat, oder dieses Substrat nur als Wohnraum benutzt hat, ist nicht zu ermitteln.

Mikroproblematika

„Röhrchen“

(Taf. 22, Abb. 1, 2, 3)

Die im Längsschnitt leicht, gebogenen, häufig aus zwei (durch eine Mikritschicht getrennten) kalzitischen Lagen aufgebauten Röhren erreichen bis zu einem mm Länge und zwischen 70

und 140 Mikrometer Breite. Die Wand zeigt teilweise eine leichte, ringförmige Wellung. Die Röhren treten sowohl im Krusten-Schwamm-Kalk als auch in der umgebenden Tuberoidekalk-Fazies auf.

„Zysten“

(Taf. 22, Abb. 8, 9)

Die kompakten Stachelkugeln sind mit 120 bis 130 Mikrometern Außendurchmesser etwas kleiner als die Radiolarien. Sie treten vereinzelt im Tuberoidekalk auf und erscheinen im Schliff als hohle Sternchen. Der Innendurchmesser der Kapseln beträgt ca. 80 Mikrometer, die Wandstärke zwischen den Dornen etwa 16 Mikrometer, an den Dornen bis zu 40 Mikrometer. Die aus radialstrahlig angeordneten Kalzitfasern aufgebauten Gehäuse zeigen im Schliff bei gekreuzten Nicols das gleiche Bild wie der Querschnitt durch einen Belemniten. Dabei ist ein Weiterwachsen der Kristall-Lamellen in den Hohlraum hinein zu beobachten. Ebenso große und gleich aufgebaute, aber durch ihre glatte Oberfläche weniger auffallende Hohlkugeln treten hier nicht häufig aber in allen Faziesbereichen auf.

5.3. Mikrofazies- Typen

Die Gesteine der Krusten-Schwamm-Fazies und der Tuberoidekalke lassen sich schon im Aufschluss bzw. im Handstück grob unterscheiden (Taf. 2). Aus den Schliffen wurden die folgenden Bestandteile quantitativ erfasst und in den Profilen 1 bis 14 dargestellt:

- Schwämme, ganz erhalten: Wenig beschädigte Reste von Schwämmen, größer als etwa einen cm, und komplett erhaltene Individuen wurden zusammengefasst.
- Schwammteile und -Fetzen: Reste und Bruchstücke von Schwämmen mit Durchmessern unter einem cm.
- Mikritmatrix und Lithoklasten: Zu Lithoklasten werden hier Tuberoide und Intraklasten zusammengefasst. Die in einer Spalte, aber getrennt aufgetragenen Lithoklasten und die mikritische Matrix sind bei zu geringen stofflichen Unterschieden nicht mehr differenzierbar und werden dann gemeinsam betrachtet. In den Profilen erscheint dann eine gemischte Signatur aus Kreisen (Lithoklasten) und Strichen (mikritische Matrix).
- Krusten und Krustenfetzen: Alle Peloid- und Mikritkomponenten mit mehr als 5 mm Durchmesser werden als Krusten und Krustenfetzen gezählt.
- Biolithit, Schwämme und Krusten: Die Schwämme und Krusten, welche zum Aufbau einer Gerüststruktur beitragen, werden gesondert als Biolithit ausgeschieden. Dabei bleiben in der Matrix „schwimmende“ Schwämme und Krusten unberücksichtigt. Weitere wichtige Bestandteile treten, im Gegensatz zu den oben aufgezählten, mit weniger als 5 % vom Gesamtgestein in den Schliffen auf. Bei den Foraminiferen wurden hier zur Vereinfachung die Gattungen *Spirillina*, *Nodosaria*, *Lenticulina* und *Patellina* zu „frei beweglichen Formen“ zusammengefasst.

Die Häufigkeit von Komponenten bis zu 5 % wird hier wie folgt definiert:

Selten: Die Komponente ist im Schliff ein- bis fünfmal vertreten.

Häufig: Die Komponente kann im Schliff etwa fünf- bis zwanzigmal nachgewiesen werden.

Sehr häufig: Die Komponente nimmt bis zu 5 % der Gesteinszusammensetzung ein.

Nach dem quantitativen Erfassen der wichtigen Komponenten ist eine Zuordnung der Gesteine zu vier Mikrofazies-Typen, welche allerdings fließend ineinander übergehen können, möglich.

Typ 1: Gerüst-Typ

Krusten-Schwamm-Bindstone

(Taf. 20, Abb. 3, 4; entsprechendes Handstück: Taf. 2, Abb. 3)

Krusten und Schwämme stellen mit 50 bis 90 % die Hauptbestandteile des Gesteins, wobei das Verhältnis von Schwämmen zu Krusten 1:1 bis 1:3 beträgt. Die Oberseiten der Schwammreste sind mit bis zu mehreren cm dicken, zum Teil miteinander verwachsenen Krusten besetzt. Diese bilden ein dichtes, stabiles Gerüst, welches auch während der Diagenese nur wenig kompaktiert wird. Lediglich feine, teilweise an die Ränder von Komponenten gebundene Stylolithen durchlaufen das Gestein (Taf. 23, Abb. 6). Es entspricht dem Schwamm-Algen-Boundstone, Faziestyp B 2 bei BRACHERT (1986) und dem Krusten-Bindstone, Faziestyp 1 bei LANG (1989). Nach LANG (1989) ist diese Fazies, mit Bezug auf das hier optimale Wachstum von Krusten, „...auf das Zentrum des Bioherms...“ beschränkt. Sie tritt hier jedoch besonders am Übergang des Krusten-Schwamm-Hügels in die Tuberoidkalk-Fazies (Profile P 8, P 9), als kompaktes Schwammgestein (Profile P 13 und P 14) und, eng begrenzt, auch im Zentrum des Hügels selbst auf. In Ausnahmefällen kann das Gestein bis zu 90 % aus Krusten bestehen. Die wenige mm bis cm weiten Zwickel und Taschen sind mit Tuberoid-Intraklastenkalk (Wackestone) gefüllt und zeigen immer eine (De-) Dolomitisierung (Taf. 20, Abb. 4). Die Gesteine des Faziestyps 1 erscheinen in der Aufschlusswand kompakt und stabil, der Gesamtkarbonatgehalt beträgt zwischen 86 und 95 %, bei Dolomitgehalten bis zu 99 %. Die agglutinierten Röhren von *Terebella lapilloides* treten hier grundsätzlich auf. Sie sind auch in den anderen Faziesbereichen vertreten, können dort aber fehlen. Echinodermenreste und frei bewegliche Foraminiferen treten hier (im Vergleich zur Tuberoid-Kalk-Fazies) zurück. Im Profil P 12, etwa bei Probe 140, tritt gehäuft *Amoeboceras alternans* auf.

Typ 2: Skelett-Typ

Schwamm-Tuberoid-Krustenkalk (Floatstone mit Krusten, zum Teil Bindstone)

Auf Taf. 2, Abb. 2 ist ein dedolomitisierter, 40 mal 40 cm großer Bereich abgebildet. Gut erkennbar ist die poröse Gesteinssausbildung. Krusten und Schwämme treten hier mit jeweils 10 bis 15 % (selten bis zu insgesamt 50 %) mengenmäßig hinter dem mit 70 bis 80 % am Gesteinsaufbau beteiligten, tonhaltigen Tuberoidkalk zurück. Sie können ein lockeres Gerüst ausbilden, welches wohl durch die bei dem Gesteinsaufbau dominierenden Tuberoidkalk gestützt wird. Die Krusten erreichen nur wenige mm Dicke, frei bewegliche Foraminiferen und Echinodermenreste treten auch hier nicht häufig auf. Das Gestein entspricht dem Faziestyp 3 (Bioklastischer Floatstone) bei LANG (1989), welcher dort den Übergang vom Bindstone zur Packstone-Fazies an Biohermflanken charakterisiert. Der Schwamm-Tuberoid-Krustenkalk ist hier auf den zentralen Bereich der Hügelstruktur beschränkt (Profile P 9, P 10, P 11). Die Tuberoidkalk-Matrix ist grundsätzlich dedolomitiert, der Gesamtkarbonatgehalt beträgt ca. 85 bis 93 %. Die Kompaktion zeichnet sich durch feine Stylolithen an den Grenzen der Schwämme und Krusten und durch einzelne, unregelmäßige, mm- bis cm- mächtige Mergelbänder aus. Im Aufschluss er-

scheint das Gestein hochporös, stark zersetzt und brüchig, wobei durch das Aussanden des dedolomitierten Tuberoidkalkes das kalkig erhaltene, lockere Gerüst aus Schwämmen und Krusten reliefartig hervortritt.

Typ 3: Schwamm-Mergel-Typ

Tuberoid-Schwamm-Mergel (Wackestone bis Floatstone)

(Taf. 1, Abb. 3, graue Hohlkehlen im linken Bilddrittel)

Das Gestein besteht zu 50 bis über 70 % aus tonreichem Tuberoidkalk mit Gesamtkarbonatgehalten zwischen 72 und 85 %. Schwammreste und Krusten können bis zu 50 % der Gesteinszusammensetzung ausmachen, sie sind meist als knollige Lagen eingeschaltet. In diesen Knollen kann der Gesamtkarbonatgehalt auf ca. 91 % steigen. Der sonst auffällig niedrige Karbonatgehalt spiegelt sich in der Gesteinsausbildung wider: Durch den hohen Tongehalt verwittern Gesteine dieser Fazies besonders rasch und bilden Hohlkehlen in der Aufschlusswand. Echinodermenreste, Gehäuse kleiner Ammoniten und frei bewegliche Foraminiferen treten hier häufig auf. Die Mikrostylolithen, welche jede einzelne Komponente umgrenzen, deuten auf die starke Kompaktion des Gesteins und die Lösung von Karbonat hin. Das Zusammensacken der Tuberoid-Mergel kann zu Anreicherungen von (der Drucklösung gegenüber geringer anfälligen) verkalkten Schwammresten führen. Die sekundäre Häufigkeit der Schwammindividuen kann dabei diejenige in den oben beschriebenen Faziesbereichen übertreffen. Dieses Phänomen beschreibt auch HILLER (1961) aus dem Schwäbischen Jura. Die Fazies tritt in 10 bis 100 cm mächtigen Lagen an den Flanken der Hügelstruktur auf (Profil 5, 6, 7, 12, 13) und reicht mit dünnen Lagen in die umgebenden Tuberoidkalke hinein (Profile P 1-P 4).

Typ 4: Tuberoidkalk-Typ

Tuberoidkalk (Tuberoid-Intraklasten-Schwamm-Packestone)

(Taf. 1, Abb. 3, rechtes Bilddrittel; Taf. 2, Abb. 1; Taf. 20, Abb. 5; Taf. 21, Abb. 2)

Der Tuberoidkalk besteht zu 80 bis 95 % aus mikritischer Matrix und „Lithoklasten“ im Verhältnis 1:1 bis 1:1,5. Eine Sortierung ist nicht festzustellen. FRITZ (1958) nimmt für die Mehrzahl der Tuberolithen eine autochthone Bildung aus unvollständig verkalkten Schwammresten an. Hier scheinen diese Gesteine zum großen Teil aus aufgearbeiteten Resten von Mikritkrusten hervorgegangen zu sein. Eingestreute Schwammfetzen und Schwämme können mit bis zu 20 % am Gesteinsaufbau beteiligt sein. Die Gitter größerer Schwammreste sind meist durch Peloidzemente verdrängt (Taf. 3, Abb. 1; Taf. 20, Abb. 5), die Oberflächen sind nicht von Krusten besiedelt. Der Gesamtkarbonatgehalt reicht von etwa 86 bis 95 %. Der kompakte, feste Tuberoidkalk weist eine deutliche Bankung auf, welche durch die Einlagerung von Tuberoid-Schwamm-Mergeln (Typ 3) und ein (sonst für die geschichteten Mikritkalke des Malm typisches) Stylo-bedding hervorgerufen wird (Taf. 2, Abb. I.; Profile P 1-P 4). Echinodermenreste und Filamente treten sehr häufig, Bryozoenreste und frei bewegliche Foraminiferen häufig auf. In einzelnen Lagen sind die Tuberoide und Intraklasten von *Nubeculinella* inkrustiert und dadurch teilweise miteinander verbacken. Die Fazies des Tuberoidkalkes entspricht dem „Tuberolith“ (Litho-/ bioklastischer Packstone, Faziestyp 5) bei LANG (1989) und legt sich, wie dort beschrieben, als relativ breiter, gebankter Gürtel um die als Aufwölbung hervortretenden Bindstone-Faziesbereiche.

Der Einfluss der Krusten-Schwamm-Hügel Strukturen auf das umgebende Sediment reicht so weit, dass im gesamten Aufschlussbereich kein Übergang vom Tuberoidkalk in eine mikritische, gebankte Normalfazies, welche in Steinbrüchen bei Ernstfeld (südlich von Kirchenthumbach) ansteht, nachgewiesen werden kann. Reste von großen, in Lebendstellung eingebetteten Schwämmen und Sedimentpartikel verklebende Foraminiferen (*Nubeculinella*) zeigen eine Besiedlung der Tuberoidkalk-Bereiche an.

5. 4. Diagenese

Das Sediment und die darin enthaltenen Biogene sind von stofflichen Umsetzungen geprägt, welche als früh- und spätdiagenetische Erscheinungen gedeutet werden können. Als frühdia-genetische Erscheinungen sollen hier die Veränderungen an Schwämmen und Krusten bezeichnet werden, welche zum Teil schon bei noch fehlender bzw. geringster Sedimentbedeckung stattfanden, z. B. frühe Zemente und Umkristallisationen. Die spätdiagenetischen Veränderungen wie Verkieselung, Pyritisierung, Dolomitisierung, Dedolomitisierung und Stylolithen-Bildung fanden nach einer teilweisen Verfestigung des Sedimentes statt.

Schwämme

Nach dem Ableben der Schwammindividuen setzt die Zerstörung der organischen Matrix ein, wodurch sich nach FRITZ (1958) ein alkalisches Milieu bildet. Dies führt einerseits zur Lösung der aus Skelettopal bestehenden Schwammgitter, während andererseits die Ausfällung von Karbonat begünstigt wird. Aus dem Zusammenspiel von Karbonat-Abscheidung und der Lösung der Kieselgitter resultieren die bei BRACHERT (1986) ausführlich beschriebenen Erhaltungsformen der Schwämme. Bei allen überlieferten Schwammresten sind die Maschen zwischen den Nadeln mit Mikrit und Peloidzement, teilweise auch mit agglutinierten Röhren (*Terebella*) verfüllt. Wo die Verfestigung von mikritischem, karbonatischem Füllmaterial vor der Lösung des Schwammgitters erfolgt, können feine Details wie die Zentralkanäle und die Achsenknoten der Lychniskida überliefert werden (Taf. 18, Abb. 1, 4). Viele Schwammgitter zeigen erweiterte Zentralkanäle, verdickte Nadeln oder vergrößerte Achsenknoten (Taf. 18, Abb. 2). BRACHERT (1986) führt dies auf den Einfluss von an Karbonat untersättigten Lösungen zurück. Nach LAND (1976) findet bei einzelnen, rezenten Sclerospongia die Lösung von Skelettopal (z.B. die Erweiterung der Zentralkanäle) bereits im noch lebenden Organismus statt. Die Gitter der Hexactinellida können, an den Achsenkreuzen verdickt und an den verbindenden Nadelstreben ausgedünnt, soweit verwischt werden, dass, besonders im Schriff, Ähnlichkeiten mit den unregelmäßigen Gerüsten der Lithistida auftreten (Taf. 23, Abb. 2). In Bereichen mit groben Peloidzementen erscheinen die Gitter häufig verwischt und können in die körnige Peloidstruktur übergehen. Allerdings können dort die Nadeln auch durch mikritische Umrundungen hervorgehoben werden (Taf. 18, Abb. 3). In den durch grobe Peloiden gekennzeichneten Bereichen treten mm bis cm-große Kollapshohlräume mit Bruchstücken von deren Dächern und internen Peloidzementen, letztere häufig als geopetale Füllungen, auf. Resthohlräume sind sparitisch plombiert. Alle beschriebenen Erhaltungsformen können nebeneinander in einem einzigen Schwammindividuum auftreten bzw. ineinander übergehen. Die Besiedlung durch Bohrmuscheln und Bohrschwämme zeigt an, dass die von einem bereits verhärteten Verwe-

sungsfällungskalk umgebenen Nadelgitter durch Karbonat ersetzt sein müssen, bevor der Schwamm endgültig von Sediment bedeckt wird. Dabei fällt auf, dass die oben genannten Makroböhler die Lithistida als Substrat bevorzugen, hier also möglicherweise der Ersatz von Kieselsäure durch Karbonat besonders rasch erfolgte. Die weite Verbreitung der im umgebenden Tuberoidekalk lose auftretenden Epöken (Bryozoen, Serpelreste), Nadeln und Schwammfetzen deutet darauf hin, dass nur ein Teil der ehemals vorhandenen Schwammfauna wie oben beschrieben fossil überliefert wurde.

Krusten

Die Krusten bestehen, wie die Matrix zwischen den Skelettnadeln der Schwammgerüste, aus Peloiden, Mikrit und *Terebella*-Bauten. Sie treten bei günstigen Lebensbedingungen bevorzugt auf den Schwammresten in Erscheinung. Bohrorganismen, sessile Foraminiferen, Serpel-Röhren und Austernschalen werden dabei überwuchert, das Wachstum findet also noch längere Zeit nach der Besiedlung von (abgestorbenen?) Schwammindividuen, nach der Kalzifizierung der Nadelgitter, statt. Da die Krusten nahezu ausschließlich auf der nach oben weisenden Seite von in Lebendstellung, gekippt, oder umgedreht eingebetteten Schwammresten auftreten, müssen letztere, noch nicht von Sediment bedeckt, schon mit dem Untergrund verbacken sein. Die Lithifizierung der geringer verbreiteten Mikritkrusten erfolgt z.T. so rasch, dass die eingelagerten, zarten, aus Skelettopal bestehenden Kugeln von Radiolarien, durch Kalzit ersetzt, überliefert werden. Diese, in den Mikritkrusten neben Filamenten und Schwammnadeln nicht selten auftretenden, pelagischen Organismen lassen sich im umgebenden Sediment oder in gleichalten, lateral anschließenden Peloidkrusten nur sehr selten nachweisen.

Der überwiegende Teil aller Krusten besteht aus Peloiden (Taf. 23, Abb. 1, 6). KRUMBEIN (1969) führt diese, durch Sparithöfe voneinander getrennten Mikritkörner unterschiedlichster Größe auf das Wirken karbonatfällender Bakterien zurück. Feinstrukturen von Organismen gehen bei der Peloidbildung verloren. Schwammnadeln, Schalenreste und größere Peloiden können mikritische Säume erhalten, welche ihrerseits von Sparitsäumen umgeben sind (Taf. 18, Abb. 3). Möglicherweise ist ein höherer Anteil aus tonigem Rückstand in den filamentreichen Mikritkrusten für ein Ausbleiben der bei einer bakteriellen (?) Peloidbildung erfolgenden Kornvergrößerung verantwortlich.

Schwämme und aufsitzende Krusten mit eingelagerten Röhren von *Terebella* werden von Rissen durchzogen, welche auf Setzung und internes Schrumpfen zurückzuführen sind. Schrumpfrisse zeichnen z.T. einzelne Wachstumsstadien der Krusten nach. Senkrecht durch Krusten und Schwämme schlagende, bis zu mehrere mm breite Risse deuten auf Setzungen im Sediment hin. Die sparitisch zementierten Risse enden unvermittelt an der, nach der frühen Schwamm- und Krustendiagenese, auf Druck noch plastisch reagierenden Matrix. Durch das Aufreißen von Schwämmen und Krusten können Teile derselben losgelöst und verfrachtet werden. FRITZ (1958) führt darauf die Bildung der parautochthonen Tuberoide zurück, welche nach HILLER (1964) in gesteinsbildender Menge nur dort auftreten, wo „...neben Schwämmen und der feinkörnigen Grundmasse auch Krusten vorhanden sind, bzw. vorhanden waren“.

Tuberoide und Intraklasten stimmen in ihrer Zusammensetzung mit frühdiagenetisch lithifizierten Krusten, mikritisch-peloidischen Verfüllungen der Gittermaschen von Schwämmen

und Schwammfetzen überein. Ein während dem Aufreißen einer durch Setzung hervorgerufenen Spalte nicht zerbrochener, sondern einseitig herausgerissener Echinodermenrest deutet auf einen halbfesten Zustand der Krusten während der Setzung hin.

Zemente

Bei der Untersuchung von Karbonatgesteinen sind, besonders bei der Suche nach Kohlenwasserstoffen, die Zemente und Porentypen von großer Bedeutung. PREZBINDOWSKI (1985) beschreibt aus Kohlenwasserstoff führenden Schelfkarbonaten der Unterkreide in Texas frühdiagenetische Zemente und die Versenkungsdiagenese. Die Entstehung von stratigraphischen Kohlenwasserstoff-Fallen und die darin erfolgte Diagnose stellt LONGMAN (1982) anhand von Beispielen aus dem Williston-Basin (North Dakota) vor. LONGMAN (1982) führt als charakteristische Zemente in den verschiedenen marinen und meteorischen, phreatischen und vadosen Milieus unter Berücksichtigung aktiver und stagnierender Porenwasserbedingungen folgende auf:

Marin phreatisches Environment:

a) aktive Zone:

Wellen, Gezeiten und Strömungen bedingen einen hohen Meerwasserdurchsatz durch das immer von Wasser bedeckte Sediment.

Charakteristische Zemente sind

- Aragonitnadeln
- Isopache, fibröse Aragonite
- Botryoidale Aragonite
- Mikritische Mg-Kalzite
- Isopache, fibröse Mg-Kalzite
- „Pseudo-Pellets“ aus Mg-Kalzit

Zwischen isopachen Zementen sind polygonale Grenzen ausgebildet, Zemente und Sediment können miteinander wechsellagern. Die Zemente sind in und an Riffen ausgebildet, sie können auch angebohrt sein.

b) stagnierende Zone:

In dem mit Karbonat übersättigten Porenwasser wird die Zementation (bei geringem Meerwasserdurchsatz durch das Sediment) eventuell durch Bakterien beeinflusst. Zementation findet nahezu ausschließlich in „selectal micropores“ statt, eine Lösung oder Veränderung von Partikeln wird nicht beobachtet. Allerdings findet im Sediment eine weitreichende Mikritisierung statt.

Meteorisch phreatisches Environment:

Untersättigte, meteorische Wässer können zu Lösungen an Sedimentpartikeln und/oder zu Molds oder Vugs führen.

a) aktive Zone:

Die Zementierung erfolgt rasch, Aragonit geht in dem von meteorischen Wässern durchströmten Bereichen in Lösung bzw. wird örtlich durch Kalzit ersetzt. Charakteristisch sind

- häufige, gleichkörnige Kalzitemente
- Isopache, blättrige Kalzitemente
- Porenverschließende Kristalle
- Kristallgröße nimmt zum Zentrum der Pore hin zu
- Aragonit wird vollständig durch gleichkörnigen Kalzit ersetzt
- Echinodermenreste zeigen „syntaxial overgrowth“
- Die Porosität ist gering

b) stagnierende Zone:

In dem an Karbonat gesättigten Porenwasser findet nahezu keine Bewegung statt. Es tritt kaum Lösung, wenig Zementation und praktisch keine Verringerung der Porosität auf. Mg-Kalzite und Aragonite werden stabilisiert, bei einigen Aragonit-Partikeln tritt ein Neomorphismus unter teilweiser Beibehaltung der Textur auf.

Meteorisch vadoses Environment:

a) Bereiche mit Lösungserscheinungen

Die Lösung im Sediment wird durch an Karbonat untersättigte Wässer bzw. durch eine Kohlendioxid-Produktion in Bodenzonen verursacht. Es tritt eine intensive Lösung von Karbonat, insbesondere von Aragonit auf. In Kalkgesteinen können große Hohlräume entstehen.

b) Bereiche mit Ausfüllungserscheinungen

Kohlendioxid wird in diesen Bereichen entzogen. Es treten als Folge des als Meniskus-Wasserfilm oder hängender Tropfen vorhandenen Wassers Meniskuszemente, hängende Zemente, gleichkörnige Kalzitemente, aber auch eine weitgehende Überlieferung der Porosität auf.

KOCH & SCHORR (1986) untersuchen Schwammgesteine des Kimmeridge und Tithon im Hinblick auf die Diagenese und erarbeiten ein Diageneseschema mit der zeitlichen Abfolge von Zementen, Dolomitisierung und Dedolomitisierung. LIEDMANN & KOCH (1990) untersuchen Karbonate aus oberjurassischen Schwamm-Algen-Riffen in der Schwäbischen Alb und können dort eine 12-phasige Diagenese mit marinen Zementen, Beeinflussung durch Süßwasser und mit mehreren, zeitlich trennbaren Dolomitisierungen nachweisen. Die folgenden, karbonatischen Zementtypen können in dem hier untersuchten Material nachgewiesen werden:

Peloidzemente

(Taf. 23, Abb. 1, 6)

Der Peloidzement setzt sich aus bis zu mm- großen, mikritischen Rundkörperchen, welche von einem mikrosparitischen Saum umgeben und dadurch voneinander getrennt sind, zusammen (Taf. 23, Abb. 1). Im Schliff erscheinen Peloidzemente heller als das umgebende, mikritische Sediment, da die Sparithüllen der Peloiden durchsichtig sind (Taf. 23, Abb. 6).

Nach MACINTYRE (1985) ist für die Bildung von Peloiden vorrangig die submarine Lithifizierung von Mg-Kalzit-Sedimenten verantwortlich. Neben den gesteinsbildenden Vorkommen in Peloidkrusten und Schwämmen finden sich Peloidzemente in Röhren von *Terebella*, in Ammoniten-Gehäusen, und, als geopetale Füllung, in Lösungs- und Kollaps-Hohlräumen in Schwämmen. In einer solchen geopetalen Peloid-Zement-Matrix treten häufig aus dem Dach des Hohlraumes gelöste Gesteinsbruchstücke und mm große Peloiden auf (Taf. 23, Abb. 4, 5).

Allseitig fibröse Zemente

Die allseitig fibrösen Zemente überziehen die Oberflächen aller primären Hohlräume, frühe Lösungsporen und, zum Teil, Kollaps-Hohlräume im Sediment. Sie nehmen als dünner Film die Oberflächen von Schwammnadeln ein (Taf. 4, Abb. 2, 3). Die allseitig ausgebildeten, kurzfasrigen Tapeten entsprechen einem frühen, marinen A-Zement (FLÜGEL 1978). Nach SCHRÖDER (1972) weisen Reliktstrukturen in diesen Zementsäumen auf primäre Mg-Kalzite hin.

Mehrphasige, allseitige, fibröse Zemente

(Taf. 23, Abb. 3)

Selten treten allseitige, fibröse, radiaxiale Zemente, welche aus mehreren Lagen bestehen, in Kollaps- und Lösungshohlräumen auf. Die einzelnen Wachstumsphasen heben sich voneinander durch eine feine, durch Mikrit hervorgerufene Bänderung ab.

Fibröse Zementkrusten

(Taf. 24, Abb. 3, 4)

Diese inkrustierenden, fibrösen Zemente treten als wolkige Überzüge in Krusten-Schwamm-Gesteinen auf und zeichnen Wachstumsstadien oder Wachstumsstillstände von Mikritkrusten nach. Die Wachstumsrichtung der zu blumenkohlartigen Mustern angeordneten Kristalle ist vom Substrat senkrecht nach oben gerichtet. Das mehrphasige Wachstum ist durch feinste, mikritische Lagen angedeutet. Lateral dünnen diese Zementkrusten kontinuierlich aus.

Border-crossing crystals PINGITORE 1976

(Taf. 23, Abb. 3)

An den Innenseiten von geschlossenen, doppelklappig erhaltenen Bivalvenschalen treten Hundezahn-ähnliche Kristalle auf, welche über die Begrenzung der Organismenschale hinaus in teilweise mikritverfüllte Hohlräume wachsen. Die Skalenoeder stellen Sprossungen der an der Oberfläche der Prismenschicht liegenden Prismen im optischen Kontinuum dar. Die Sedimentbedeckung, zumindest der Innenseiten der unteren Bivalvenklappen während der Zementbildung, drückt sich in der dort behinderten Ausbildung der border-crossing crystals aus.

Granuläre Blockzemente

(Taf. 24, Abb. 5, links oben)

Die frühe Lithifizierung des alle Zwischenräume im Schwammgitter füllenden Peloid-Mikrit-Materials und von aufsitzenden Krusten führt zu der Bildung von Kalkmumien (FRITZ 1958). Bei der gleichzeitig verlaufenden Lösung der kieseligen Schwammnadelgerüste entstehen Hohlräume, welche mit granulären Blockzementen plombiert werden. Sie stellen einen Abguss des Schwammgerüsts dar. Granuläre Blockzemente treten auch anstelle der gelösten, ehemals aragonitischen Schalen von Ammoniten und Gastropoden in früh verfestigten Bereichen des Gesteines auf. Nach LIEDMANN & KOCH (1990) können granuläre Blockzemente, welche auch Spalten und Kollapsoren verschließen, auf eine Genese unter Süßwassereinfluss im phreatischen Bereich hinweisen.

Drusige Mosaikzemente

Die drusigen Mosaikzemente plombieren Lösungshohlräume in Schwämmen und Resthohlräume, z.B. in kompletten, unverfüllten Brachiopodengehäusen oder Annelidenröhren. Die bis zu mehreren mm großen, klaren Kristalle bilden in Hohlräumen mit über etwa 7 mm Durchmesser offene Drusen mit idiomorph ausgebildeten Kristallspitzen.

Problematikum fibröser, drusiger Zement

(Taf. 24, Abb. 5, 6)

Die bis zu 100 Mikrometer langen und zwei bis drei Mikrometer breiten Nadeln treten inkrustierend auf einem Peloid-Schwamm-Intraklasten auf. Sie sind an vorstehenden Punkten als Büschel oder Igel, auf Flächen als dichter Kristallfilz ausgebildet. Nach KOCH (freundl. mündl. Mitteilung) deutet die Verkieselung im Zentrum des Problematikums eher auf einen unbekanntem Organismus hin. Nach SCOFFIN (1987) enden die Kristallspitzen von nadeligen Aragonitzementen flach, diejenigen von nadeligen Kalzitementen jeweils in einer dreiseitigen Pyramide. Da hier die Spitzen der dünnen Nadeln nicht deutlich genug überliefert sind, kann nicht entschieden werden, ob ursprünglich Aragonit- oder Kalzitemente, welche beide für ein marines Milieu sprechen, oder ein Organismenrest vorlag.

Verkieselung

Verkieselung allgemein

Verkieselungen treten in Hohlräumen im karbonatischen Sediment, in Fossilien und, Karbonat im Sediment verdrängend, in Form von Knollen auf. Ob die nicht karbonatischen, abiogenen Anteile im Sediment, z.B. Tone, während der Diagenese Kieselsäure freigesetzt haben, wurde nicht untersucht. Ein primär aus Quarzkörnern bestehender Extraklast und aus Quarzkörnern zusammengesetzte Gehäuse von agglutinierenden Foraminiferen (Taf. 12, Abb. 1-4) zeigen keine sichtbare Korrosion. Ein großer Teil der zu Verkieselungen notwendigen Kieselsäure stammt wohl aus der Lösung von Skelettopal aus Schwammgittern. Es kann auch nicht ausgeschlossen werden, dass besonders in tonigen Bereichen im Sediment äolisch eingetragener Quarzsilt aufgelöst wird, welcher somit zur Bereitstellung von Kieselsäure beiträgt. Durch die in rasch verfestigten Krusten nicht seltenen, kalzitisch überlieferten, ehemals aus Skelettopal bestehenden Radiolarien konnte dem umliegenden Sediment ebenfalls Kieselsäure zugeführt werden.

Kieselknollen

(Taf. 4, Abb. 6)

Im Übergangsbereich vom schwammreichen Biolithit bzw. Bindstone in den umgebenden Tuberoidkalk (Profile P 3 bis P 7) werden in einzelnen Lagen bis zu vier cm große Kieselknollen, besonders im oberen Fünftel eines ca. 0,7 m mächtigen Tuberoidkalk-Paketes ausgefällt. Sie erscheinen im Handstück grau. Im Schliff zeigen sie eine größere Transparenz als die umgebenden Kalke. Im Inneren treten verkieselte Tuberoide und Biogene gegenüber der ebenfalls verkieselten, mikritischen Matrix deutlich hervor. Diese Unterschiede verwischen in einer unregelmäßigen, wolkigen Rinde (Taf. 4, Abb. 6). Schwämme, besonders Lithistida und *Neuropora* (Taf.

19, Abb. 1) zeigen im Inneren ebenfalls häufig wolkige, unregelmäßige Verkieselungen, wobei dort allerdings die Feinstrukturen zerstört sind. Eine Ausnahme stellen mehrphasige Verkieselungen, z.B. bei Bryozoen (Taf.4, Abb. 5) dar. Dabei werden die einzelnen Kammern durch die Ausbildung von Mikroachaten hervorgehoben. In einem massiv verkieselten, hexactinelliden Schwamm sind mehrere, bis zu zwei mm große, himmelblaue, gebänderte Mikroachate ausgebildet.

Selektive Verkieselungen in Organismenresten und Hohlräumen

Schwämme

(Taf. 4, Abb. 2, 3; Taf. 8, Abb. 1, 4)

Neben der massiven, knollenförmigen oder wolkigen Verkieselung von Schwammkörpern treten Umkristallisationen der Nadelgitter und einzelner, im Sediment liegender Nadeln auf. Ist dabei ein Zentralkanal sichtbar, so ist dieser grundsätzlich karbonatisch, noch vor der Lösung des Skelettopals (?) zementiert. Eine wenige Mikrometer dicke Hülle an der Grenze zum umgebenden Sediment besteht aus allseitigen Zementen. Die Verkieselung von Schwämmen (Taf. 8, Abb. 1, 4) lässt meist von der Oberfläche auf das Innere des Schwammgitters zu nach. Teilweise sind nur einzelne Gitterbereiche verkieselt, wodurch bei der Präparation ein Auslösen mit Säure zur Zerstörung der meisten Schwammindividuen führt. Die Gitter der kleinwüchsigen *Cypellia rugosa* (Taf. 8, Abb. 4) sind besonders häufig und vollständig verkieselt, während die Gerüste der Lithistida nahezu ausschließlich, zum Teil sogar im Inneren von Kieselknollen (Taf. 4, Abb. 6) aus Kalzit bestehen. Einzelnadeln einiger lithistider Schwämme, welche kein festes Gerüst ausbilden, sind allerdings häufig verkieselt. Die Oberfläche einiger verkieselter Schwammnadeln ist von napfförmigen, nur wenige Mikrometer großen Grübchen übersät. Solche von außen „gebohrte“ Löcher beschreibt LAND (1976) aus rezenten Riffsedimenten in Nord-Jamaika: Wenige cm bis mm unter dem Weichkörper noch lebender Schwämme tritt bereits eine derartige Lösung des Skelettopals ein.

Echinodermen

(Taf. 5, Abb. 10, 12)

Fast alle Echinodermenreste weisen, begünstigt durch den siebförmigen, primär porösen Feinbau, zumindest geringe Verkieselungen auf. Einzelne Maschen der Siebstrukturen lassen bei gekreuzten Nicols Chalzedon-Füllungen erkennen. Bei größeren Tafeln oder Stacheln ist meist eine dünne, kieselige Kruste knapp unter der Oberfläche ausgebildet. Nach der Lösung des umgebenden Gesteines und des unter der Kieselhaut befindlichen Kalzits bleibt ein hohler Abguss des Echinodermenrestes übrig (Taf. 5, Abb. 12). Kleinere oder dünne Echinodermenreste können vollständig verkieselt sein (Taf. 5, Abb. 10).

Cephalopoden

(Taf. 4, Abb. 4; Taf. 6, Abb. 12)

Besonders auf den Oberflächen von schwach verkieselten Belemnitenrostren lassen sich für Verkieselungen typische, konzentrische Ringe nachweisen (Taf. 6, Abb. 12). Im Schliff (Taf. 4,

Abb. 4) ist die Verdrängung des kalzitischen Rostrums, begünstigt durch Brüche und Spalten, zu erkennen. Eine wenige Mikrometer dicke Lage auf der Oberfläche des Rostrums bleibt dabei karbonatisch.

Bivalven und Brachiopoden

(Taf. 7, Abb. 2, 5)

Einzelnen Bivalven- oder Brachiopodenschalen sind dünne, häufig nicht durchhaltende, kieselige Lamellen eingelagert. Auf den Oberflächen können Verkieselungsringe auftreten. Nur wenige Schalen sind massiv verkieselt.

Bryozoen und Serpeln

(Taf. 4, Abb. 5; Taf. 7, Abb. 11; Taf. 16, Abb. 4, 7)

In den Wänden der Serpeln sind häufig kugelförmige bis wolkige Chalzedon- Aggregate gesprosst. Dadurch können Serpelnröhren komplett verkieseln (Taf. 7, Abb. 11). Nahezu alle stockförmigen Bryozoenkolonien zeigen unter der kalzitischen Oberfläche eine massive Verkieselung. Dabei werden interne Strukturen meist zerstört (Taf. 16, Abb. 4). Eine Ausnahme stellt die bei den Kieselknollen beschriebene Ausbildung von Mikroachaten, welche einzelne Bryozoenkammern nachzeichnen, dar (Taf. 4, Abb. 5; Taf. 16, Abb. 7).

Mikrofossilien

Nach dem Ätzen mit verdünnter Salzsäure lassen sich zahlreiche Mikrofossilien, welche im Schliff nicht oder nur mangelhaft nachgewiesen werden können, im unlöslichen Rückstand der Proben finden.

Foraminiferen: Verkieselte Gehäuse der Gattungen *Reophax*, *Trochammina*, *Tolpammina*, *Glomospira* und *Textularia* überwiegen quantitativ vor den Gattungen *Ophthalmidium*, *Spirillina* und *Paalzowella*.

Schwämme: Häufig treten massiv verkieselte, Mohnsamen-förmige Rhaxen, selten Criccorhabde mit drei Ringen auf. Die zahlreichen, verkieselten Rhaxen geben zunächst Anlass zu der Vermutung, dass die im Schliff erkannten Radiolarien nur Schnitte durch diese ähnlich dimensionierten Schwamm-“nadeln“ darstellen. Allerdings werden bei der großen Zahl der Radiolarienreste niemals ovale oder eingedellte Umrisse, wie diese bei beliebigen Schnitten durch Rhaxen auftreten, festgestellt. Das Fehlen der Radiolarien im unlöslichen Rückstand ist wohl auf ihre hier ausschließlich karbonatische Überlieferung zurückzuführen. Kieselig erhaltene Radiolarien sind im Malm Frankens nur selten nachgewiesen worden (GEYER (1961)).

Hohlräume im Sediment und in Organismen

Winzige Quarzdrusen treten im Inneren von massiv verkieselten Schwammresten und in Kieselknollen auf. In einigen Kollapshohlräumen in Schwämmen und Krusten tritt eine unregelmäßige, filzige und nadelige, dünne Lage von xenomorphem Quarz auf. LANG (1989) bezeichnet entsprechende SiO_2 - (und Kalzit-) Füllungen als Pseudomorphosen nach Gips und kann diesen auch mit der ORTEG noch nachweisen. Eine Oxidation von (aus umgebenden, geschichteten Kalken in die porösen Massenkalken zugeführten sulfidischen) Porenwässern und eine spätere

Lösung der dabei ausgefällten Sulfate könnte für die Bildung der schließlich mit xenomorphem Quarz plombierten Pore in Frage kommen. Die geringe Größe und die filzige Verwachsung mit Dolomit- und Kalzit-Kristallen erfordert zum Erkennen gekreuzte Nicols und ein Anfärben mit Alizarin-Rot-S. Neben radialstrahligen und blättrigen Kieselsäure-Abscheidungen lassen sich in Serpelröhren bei gekreuzten Nicols drusige Quarzfüllungen erkennen (Taf. 4, Abb. 1). Sie plombieren die Resthohlräume der mit drusigem, Hundezahn- ähnlichem Kalzit besetzten Lumen. In einem Hohlraum von ca. 10 mm Durchmesser sind zwei kristallographisch und zeitlich verschiedene Verkieselungen überliefert. Auf eine karbonatische Zementlage am Außenrand des Hohlraumes folgt eine 10 bis 20 Mikrometer dicke Tapete aus radialfaserigem Chalzedon. Darauf sprossen einzelne, Hundezahn- ähnliche, bis 30 Mikrometer große Kalzit-Kristalle. Der Resthohlraum ist mit drusigem Mosaikquarz, in welchem jeder Einzelkristall bei gekreuzten Nicols eine saubere Auslöschung zeigt, plombiert. Im Schliff deutet das optische Verhalten der unregelmäßigen Kieselknollen auf mikrokristalline bzw. amorphe Kieselsäure hin. Die überwiegende Masse der Verkieselungen besteht aus unregelmäßig auslöschendem, radialfaserigem Chalzedon mit einer Oberfläche aus winzigen Quarzkristallen. Die kieselige Füllung einzelner Hohlräume im Sediment und die Pseudomorphosen nach Gips (?) bestehen aus drusigem bzw. xenomorphem Quarz. Der Chalzedon bildet nach dem Auflösen hochprozentiger Karbonatproben mit verdünnter Salzsäure die Hauptmenge des unlöslichen Rückstandes, er erscheint durch den Überzug aus winzigen Quarzkristallen feinstkörnig, weiß und opak. Der drusige bzw. xenomorphe Quarz hebt sich aus diesem Rückstand durch seine glasklaren Kristalle hervor. Der bei der Schwammdiagenese auftretenden Umkristallisation des Skelettopals entsprechen heute die weißen, opaken Chalzedon-Aggregate in unlöslichen Rückständen. Nachträglichen Zementierungen und der Dolomitisierung gegenüber verhalten sich diese frühen Verkieselungen inert. Die klaren, xenomorphen und drusigen Quarze gehören einer späteren Verkieselung an, welche nach der Ausbildung von Hundezahn-ähnlichen Karbonatzementen oder der Abscheidung von nadeligen Sulfaten (?) in Hohlräumen stattfand.

Dolomitisierung

Dolomitisierung allgemein

Dolomit tritt in den Bindstones in der mikritischen Matrix, in Schwund- und Setzungsrissen, in Kollaps-Hohlräumen und in Hohlräumen in Organismenresten auf. In den umgebenden Tuberoidekalken ist Dolomit örtlich in Spuren in der mikritischen Matrix und in Kollapshohlräumen in Schwämmen, wo er kleine Nester ausbildet, nachweisbar. Dolomitisierung findet im oberen Oxford nahezu ausschließlich in den Krusten-Schwamm-Massenkalken statt, sie fehlt in den gleichalten, gebankten Kalken. Nach FRITZ (1958), LANG (1964) und KOCH & SCHORR (1986) beginnt die Dolomitisierung in der porösen und permeablen Kernfazies der (Schwamm-) „Reefs“.

Dolomit im Sediment

(Taf. 3, Abb. 2; Taf. 15, Abb. 3, 7)

Die mikritische Matrix der Tuberoidekalke führt, zu den Krusten-Schwamm-Kalken hin zunehmend, bis zu etwa 30 Mikrometer große Dolomithomboeder. Sie weisen einen dunklen Kern,

wohl aus resorbiertem Mikrit, Zonarbau und eine verschwommene, äußere Begrenzung auf. Nach EVAMY (1967) sind dunkle, wolkige Kerne bei Dolomitekristallen bezeichnend für ein Sprossen in mikritischer Matrix. Dichte, mikritische Intraklasten, Biogene und verkieselte Bereiche werden von dieser schwachen Dolomitierung ausgespart. H.B.LANG (1964) führt die selektive Dolomitierung der mikritischen Matrix auf eine, durch die geringe Korngröße bedingte, vergrößerte Oberfläche und damit erhöhte chemische Reaktionsfähigkeit zurück.

Der Übergang von einzelnen, in der Tuberoidkalk-Matrix verstreut liegenden, kleinen Dolomitrhomboedern zu dichten, bis über 5 cm großen Dolomitpflastern ist besonders gut an Zwickeln zwischen Schwämmen oder Krusten zu beobachten. Der Durchmesser der Einzelkristalle nimmt dort auf bis zu 100 Mikrometer zu, die mikritische Matrix und Lithoklasten werden häufig vollständig verdrängt. Kleinere, meist nur wenige mm große Dolomitpflaster treten auch in Krusten und Schwämmen und im Lumen ehemals mikritverfüllter *Terebella*-Bauten auf. Sie verdrängen dabei mikritische Bereiche und kalzitisch zementierte Gitterabschnitte von Schwämmen und sprossen in Krusten auf feinen Schrumpf- und Kompaktionsrissen. Auch dort weisen die Einzelkristalle Zonarbau, dunkle Kerne und eine verschwommene äußere Begrenzung auf.

Während die Tuberoidkalk-Matrix der Bindstones im zentralen Bereich der Aufwölbung nahezu vollständig durch Dolomit ersetzt wird, bleiben, abgesehen von kleinen, internen Dolomitpflastern, die meisten Krusten, Schwämme, Echinodermenreste und Belemniten davon ausgeschlossen.

Dolomit in Hohlräumen

(Taf. 3, Abb. 5, 6; Taf. 20, Abb. 6; Taf. 21, Abb. 4; Taf. 23, Abb. 5; Taf. 24, Abb. 1)

In Kollaps-Hohlräumen, Schwund- und Setzungsrisen erreichen einzelne, sauber ausgebildete Dolomit-Rhomboeder bis zu 800 Mikrometer Durchmesser. Sie sitzen meist direkt auf den Wandungen der bis zu einem cm großen Hohlräume. Ein mariner A-Zementsaum, welchem die Dolomit-Kristalle aufsitzen, ist bei einigen, kleineren Hohlräumen nachweisbar (Taf. 21, Abb. 4; Taf. 24, Abb. 1). Die klaren, großen Dolomit-Kristalle treten auch im Lumen von teilweise verfüllten *Terebella*-Röhren (auf marinen A-Zementen aufsitzend) und in ausgelösten Schalen und Wandungen von Ammoniten, Gastropoden und Serpeln auf.

Der Boden vieler Kollaps-Hohlräume ist mit einer geopetalen Verfüllung aus bis zu 100 Mikrometer großen Dolomit-Kristallen bedeckt. In diesem Kristallsilt schwimmen einzelne Peloidpartikel. Der Zonarbau, der mikritführende Kern und die Größe der unsauber begrenzten Kristalle entsprechen den im Sediment gesprossenen Dolomit-Kristallen (Taf. 3, Abb. 5, 6). Ob dieser Dolomit-Kristallsilt eingeschwemmt wurde oder ob hier häufig in Kollaps-Hohlräumen geopetal lagernde Peloidzemente dolomitisiert wurden, kann nicht entschieden werden. Nach der Einlagerung oder Bildung dieser Kristalle an Ort und Stelle erfolgt ein Weiterwachsen der freien Kanten der Einzelkristalle in den Kollaps-Hohlraum hinein. Die dabei klar ausgebildeten, großen Kristallspitzen entsprechen in ihrer Ausbildung den nur in Spalten und Hohlräumen auftretenden, bis zu 800 Mikrometer großen Dolomit-Kristallen. Durch Setzung verursachte Risse und Spalten in früh verfestigten Krusten und Schwämmen enden meist abrupt an der noch plastisch verformbaren Tuberoidkalk-Matrix. An diesen Stellen kann ebenfalls ein Übergang von Dolomit-Pflastern in einzelne, große, klar ausgebildete, für Hohlräume typische Dolomit-Kristalle beobachtet werden.

Zeitliche Einordnung der Dolomitisierung

An Lösungsbahnen und Stylolithen tritt eine Zunahme der Kristallgröße der Matrixdolomite auf. Trotz der Dolomitisierung sind in verkieselten Bereichen ehemalige Organismenreste und Sedimentstrukturen überliefert. Verkieselte Schwammgitter werden nicht von Dolomitpflastern verdrängt, einzelne kieselige Nadeln von Dolomitekristallen umwachsen. In einem Kollapshohlraum sitzt ein großer Dolomitekristall auf einer Chalzedon-Lage.

Die Dolomitisierung muss nach der Verkieselung erfolgt sein. BAUSCH (1962) weist dies im Oberen Malm mit Kieselknollen aus Dolomiten nach: In den Kieselknollen noch erkennbare, ehemalige Sedimentstrukturen sind in den umgebenden Dolomiten vollständig ausgelöscht. FRITZ (1958) schließt aus dem Fehlen von Dolomit-Komponenten in Schuttkalken des Malm Zeta auf eine postjurassische Dolomitisierung. BAUSCH (1962) weist ein Dolomitgeröll in Malm-Schuttkalken und eine deszendente Dolomitisierung in grob gebankten Malmkalken nach. Er schließt deshalb auf eine intrajurassische Dolomitisierung. B.LANG (1989) bezeichnet die Dolomitisierung als eine frühdiagenetische Erscheinung. MEDER (1987) bezeichnet die initiale Dolomitbildung in Schwammgesteinen des Kimmeridge 2 und 3 als eine frühdiagenetische Mischwasser-Dolomitisierung. Das für eine derartige Dolomitbildung notwendige Auftauchen konnte hier nicht nachgewiesen werden.

Das zur Dolomitisierung notwendige Magnesium wird nach H.B. LANG (1964) über das Meerwasser bereitgestellt. Magnesium tritt auch im Sediment selbst in Tonmineralen und Echinodermenresten auf. WANLESS (1979) beschreibt Dolomitierungen in Kalken als Folge von Drucklösung, wobei die besonders durch Stress gekennzeichneten Bereiche im Gestein bevorzugt in Dolomit umgesetzt werden. Nach MEDER (1987) können zonar gebaute, große klar ausgebildete Rhomboeder in Hohlräumen und Spalten aus Mg-haltigen Porenwässern während der tiefen Versenkungsdiagenese entstanden sein. Das Mg kann dabei bei der Umwandlung von Tonmineralen bereitgestellt werden.

Für den Zonarbau dieser spätdiagenetischen Dolomite wird ein zeitlicher Wechsel des Fe- und Ca-Gehaltes im Porenwasser verantwortlich gemacht.

HUBER & KOCH (1989) weisen auf die Möglichkeit eines Sulfatentzuges aus dem Porenwasser durch Pyrit-Bildung bei geringer Sedimentbedeckung hin, wodurch die Ausfällung von Dolomit begünstigt wird. Der nur noch an wenigen Stellen nachgewiesene, frische Dolomit erscheint im Handstück hellgraugelb, im Schliff farblos.

Dedolomitisierung

(Taf. 2, Abb. 2, 3; Taf. 3, Abb. 1, 5-8)

In nahezu sämtlichen Proben ist der ehemals vorhandene Dolomit vollständig oder zumindest teilweise durch Kalzit ersetzt. In den Matrixdolomiten kann diese Dedolomitisierung nach dem Anfärben mit Alizarin-Rot-S deutlich erkannt werden: Bereits rekalkitisierte Bereiche im Kern der Dolomit Kristalle bzw. in einzelnen Wachstumszonen erscheinen rot, äußere, klare Zonen der Kristalle, noch aus Dolomit bestehend, bleiben farblos (Taf. 3, Abb. 4).

Nach MEDER (1987) tritt diese zonare Umwandlung bei frühdiagenetisch gebildetem initialem Mischwasserdolomit auf, in welchem die Kerne der Kristalle ursprünglich aus instabilem Ca-Dolomit bestanden.

Die dedolomitierten Bereiche im Gestein erscheinen ockerfarben bis bräunlich, sie werden nach ihrem Erscheinungsbild als Braunkalke bezeichnet (BAUSCH 1962), (Taf. 2, Abb. 2, 3). Nach einer ORTEC-Analyse (Hammes 1986) liegt der Eisengehalt der Oxford-Dolomite bei ca. 3 %. Bei der Dedolomitisierung wird ein großer Teil dieses Eisens freigesetzt und schlägt sich als brauner Eisenhydroxid Saum um den ehemaligen Dolomitkristall nieder (Taf. 3, Abb. 8). Teilweise dedolomitierte und selbst vollständig durch drusigen Mosaik-Kalzitement verdrängte Dolomite werden von Eisenhydroxid, welches die ehemaligen Umrisse der Dolomitkristalle und Spaltrisse nachzeichnet, als Geisterstrukturen überliefert. Bei gekreuzten Nicols ist dies deutlich an dem groben, blockigen Kalzit (Taf. 3, Abb. 5, 6) zu erkennen, worin die Eisenhydroxid-Schatten der ehemaligen Dolomitspitzen auftreten. Häufig sind einzelne, rhombische Poren oder ganz aufgelöste, ehemalige Dolomitpflaster im Gestein zu erkennen (Taf. 3, Abb. 7, 8). Sie zeigen ebenfalls noch braune Säume aus Eisenhydroxid. EVAMY (1967) führt diese Poren auf während der Dedolomitisierung möglicherweise zunächst gebildete, instabile Hochmagnesium-Kalzite oder Aragonite zurück.

Zeitliche Einordnung der Dedolomitisierung

H. B. LANG (1961) macht für die Dedolomitisierung postjurassische Niederschlagswässer verantwortlich. Die Dedolomitisierung im Malm der Südlichen Frankenalb ist nach BAUSCH (1986) bereits im Untertithon abgeschlossen. Neben Niederschlagswässern wird für die Dedolomitisierung ein sulfatreicher Porenwasserstrom verantwortlich gemacht (EVAMY (1967). BAUSCH (1986) führt die Herkunft sulfatischer Lösungen auf sulfidische Porenwasserströme aus umliegenden, gebankten Kalken zurück, welche im Faziesbereich poröser, dolomitisierter Gesteine oxidiert werden. Die fehlende Ausbildung von Braunkalken auf ausgedehnten Dolomitarealen der Frankenalb spricht gegen ein oberflächennahes Phänomen.

Nach MEDER (1987) treten selektive Dedolomitisierungen einzelner Zonen oder der Ca-Dolomit-Kerne in frühdiagenetisch gebildeten Dolomitbereich "... vermutlich früh nach der Ca-Dolomitbildung" auf. Nach BUDAI, LOHMANN & OWEN (1984) führen während der Versenkungsdiagenese gebildete Dedolomite niedrige Eisengehalte. Der Eisengehalt der Dedolomite wurde hier nicht untersucht.

Dendriten und Vererzungen

Als Folgeerscheinung der Dedolomitisierung treten neben den ockerfarbenen und braunen Eisenhydroxid-Höfen bis zu mm-große, braune Eisenhydroxid-Dendriten auf. An Fossiloberflächen, in dedolomitierten Bereichen, an feinen Rissen und Stylolithen sind schwarze, mm-große Mangan dendriten ausgebildet. Sie treten, im Gegensatz zu den braunen Eisendendriten, auch in allen Tuberoïdkalk-Schliffen, in welchen von (De-) Dolomitisierungsprozessen nur Spuren anzutreffen sind, deutlich erkennbar auf. Im Tuberoïdkalk liegen, unregelmäßig eingestreut oder in kleinen Nestern, besonders häufig an Kluffflächen, limonitische Erzbröckchen. In den Zentralkanälen einiger verkieselter Schwammnadelgitter treten, perlschnurartig aufgereiht, winzige Pyritkristalle auf. Die vorzügliche Erhaltung einzelner, limonitisch erhaltener Schwammnadeln spricht für eine frühdiagenetische Vererzung. Auf die Oxidation der ursprünglich als Pyrit vorliegenden Vererzungen deuten grauweiße und ockerfarbene, kreidig weiche Korrosionshöfe hin.

Porentypen

Primäre Poren

a) Schirm-Poren

(Taf. 9, Abb. I.; Taf. 20, Abb. 6; Tal. 21, Abb. 4)

Schirm-Poren treten unter Bivalven- und Brachiopodenschalen und in Zwickeln unter Schwämmen auf. Entsprechend der Größe der vor Sedimentation schützenden Bedeckung können die Porenräume bis etwa einen cm Weite erreichen. Sie sind meist mit blockigem Kalzit zementiert.

b) Interpartikel-Poren

(Taf. 23, Abb. 1)

Im komponentengestützten Gefüge zwischen Interklasten und Peloiden treten Interpartikel-Poren auf, welche als primäre Hohlräume gedeutet werden können. Die einzelnen Sedimentkörner sind von einer dünnen Lage aus allseitigen, fibrösen A-Zementen umgeben, Restporenräume sind mit klarem, blockigem Kalzit plombiert.

c) Intrapartikel-Poren

(Taf. 10, Abb. 1, 2; Taf. 11, Abb. 1 - 11; Taf. 15, Abb. 1; Taf. 16, Abb. 5, 6, 8; Taf. 17, Abb. 1-4)

In den Röhren von Terebella und Serpula, in Foraminiferen, in vollständigen, geschlossenen Bivalven und Brachiopoden, in Bryozoen und Ammonitenschalen treten primär unverfüllte Hohlräume auf. Diese Intrapartikel-Poren sind teilweise mit Peloidzementen angefüllt, Resthohlräume sind mit blockigem und drusigem Kalzitzement geschlossen.

Sekundäre Poren

a) Schwammlösungs- und Kollaps-Poren („Stromatactis“ nach HUBER & KOCH 1989)

(Taf. 18, Abb. 1; Taf. 21, Abb. 4; Taf. 23, Abb. 4, 5; Taf. 24, Abb.1,2)

In frühdiagenetisch verfestigten Schwämmen treten häufig mm- bis cm-große Hohlräume auf, welche auf eine Lösung der Peloidzemente, der durch Karbonat ersetzten Schwammgitter und von Terebella-Röhren zurückzuführen sind. Einzelne, verkieselte Schwammnadeln liegen als unlösliche Komponenten auf dem Boden der von rauen Wänden begrenzten Poren. Kleine Poren weisen häufig einen dünnen, allseitig fibrösen A-Zement auf, einige Hohlräume sind von mehrphasigen, allseitig fibrösen Zementen erfüllt. Die meisten Hohlräume zeigen eine Plombierung mit grobem, blockigem Kalzit, welcher ehemalige, große Dolomitekristalle, die hier direkt auf den rauen Wandungen aus Nebengestein sprossen, verdrängt. Häufig sind geopetal eingelagerte Internsedimente zu beobachten (Taf. 23, Abb. 4). HUBER & KOCH (1989) beschreiben derartige Hohlformen als Stromatactis. Das Dach einzelner, von größeren Gesteinsbruchstücken erfüllter Hohlräume ist von Spalten durchzogen (Taf. 23, Abb. 5). Die eingelagerten Peloiden und Lithoklasten können durch Dolomitpflaster verdrängt werden, von welchen aus, in den ursprünglichen Resthohlraum gerichtet, sauber ausgebildete Dolomitspitzen, heute metasomatisch in Kalzit umgewandelt, sprossen (Taf. 3, Abb. 5, 6).

b) Schwund- und Setzungspalten-Poren

(Taf. 10, Abb. 1; Taf. 20, Abb. 2; Taf. 24, Abb. 3, 5)

Durch frühen Schwund und Setzungen in Schwämmen und Krusten reißen bis ca. 10 cm lange, häufig senkrecht das Gestein durchsetzende, bis zu mehrere mm breite Spalten auf. An deren Rändern sprossen einzelne, große Dolomitrhomboeder. Blockiger und drusiger Kalzitement verdrängt diese und plombiert auch die Resthohlräume.

c) Interkristallin-Poren

(Taf. 3, Abb. 3)

In Dolomitpflastern, welche die ursprüngliche Tuberoidkalkmatrix der Biolithite ersetzen, tritt örtlich, auch in schwach dedolomitierten Bereichen, eine sichtbare Interkristallin-Porosität auf. In Matrix-Dolomitekristallen mit Zonarbau, welche sich auch zu Dolomitpflastern verdichten, erfasst die Dedolomitisierung als Rekalzitisierung einzelne Zonen. Eine sichtbare Intrakristallin-Porosität tritt dabei nicht auf (Taf. 3, Abb. 4, mit Alizarin-Rot-S angefärbt).

d) Kristall-Lösungsporen

(Taf. 3, Abb. 7, 8)

Die Dedolomitisierung führt häufig zu offenen, rhomboedrigen Poren. EVAMY (1967) führt während der Dedolomitisierung möglicherweise primär gebildete, instabile Magnesium-Kalzite und Aragonite, welche schließlich völlig ausgelöst werden, als mögliche Deutung an.

e) Dolomitplaster-Lösungsporen

(Taf. 3, Abb. 1)

Bei Dolomitpflastern in Schwammresten tritt besonders häufig eine Lösung sämtlicher Dolomitekristalle auf. Dabei entstehen bis zu cm-große Lösungshohlräume. Die meisten Porentypen sind heute durch Kalzitemente verschlossen. Die Interkristallin-Poren in Dolomitpflastern und die Kristall-Lösungs- und Dolomitplaster-Lösungsporen bewirken heute die hohe Porosität der teilweise (de)dolomitierten Schwamm-Tuberoid-Krusten-Fazies (weniger der Krusten-Schwamm-Bindstones). Sie begünstigen Frostsprengung und Aussanden.

Drucklösung

(Taf. 15, Abb. 1; Taf. 20, Abb. 5; Taf. 21, Abb. 2; Taf. 23, Abb. 6)

Die Drucklösung führt hier zu Stylolithen und Mikrostylolithen, wodurch Mergelfugen, sekundäre Bankung und möglicherweise auch zum Teil eine Dolomitisierung hervorgerufen werden. Stylolithen treten nach WANLESS (1979) vorwiegend in Karbonaten mit geringem Anteil an unlöslichem Rückstand auf, während Mikrostylolithen in ton- und siltreichen Karbonaten ausgebildet sind. Diese Abhängigkeit vom Gehalt an unlöslichem Rückstand wird hier bestätigt.

Stylolithen sind in den Tuberoidkalken und in der Krusten-Schwamm-Fazies verbreitet. Sie zeigen einen Belag aus unlöslichem Rückstand, vorwiegend Tonmineralen. Teilweise sind Eisen- und Manganabscheidungen erkennbar (Taf. 23, Abb. 6). Der ursprüngliche Punkt-Kontakt einzelner, früh lithifizierter, aus hochprozentigen Karbonaten bestehender Schwämme, Krusten und anderer Biogene ist heute als Stylolithen-Sutur ausgebildet (Taf. 15, Abb. 1; Taf. 23, Abb. 6). Die-

se fiedert häufig in dem umgebenden, rückstandsreicheren Sediment auf und findet dort ihre Fortsetzung als Mikrostylolithen-Schwarm. In den Tuberoidkalken werden Tuberoide und Lithoklasten mit steigendem Gehalt an unlöslichem Rückstand zunehmend von Mikrostylolithen gesäumt (Taf. 21, Abb. 2). Die Verdichtung der Mikrostylolithen zu Schwärmen führt bis zu der Ausbildung von Mergelfugen, welche in den Tuberoid-Gesteinen eine sekundäre Bankung hervorrufen (Taf. 2, Abb. 1).

Nach HUBER (1987) werden durch die Intensivierung der Drucklösung in der Matrix die Tuberoide und Interklasten isoliert, die tonhaltige Matrix wird in einen Mergel übergeführt. Im Inneren der Tuberoidkalkbänke verwischen die Mikrostylolithen. Dort setzen einzelne horizontale und vertikale Stylolithen als Folge von Überlagerung und seitlicher Einengung ein. Die deutlichen Mergellagen, welche hier in den Schwammgesteinen einzelne, resistente, karbonatische Komponenten umgeben, sind nach HUBER (1987) auf intensive Drucklösungsprozesse „stylocumulate fabric“ zurückzuführen.

An Stylolithen, welche Dolomitpflaster durchlaufen, tritt zum Teil, eine Vergrößerung der einzelnen Dolomitekristalle auf. Das deutet auf einen Stofftransport an den entsprechenden Stylolithenbahnen zur Zeit der Dolomitisierung hin. Nach WANLESS (1979) können in Kalken Dolomitisierungen in den Bereichen auftreten, welche in besonderem Maße Streß und Drucklösung ausgesetzt sind. An Kontakten zwischen Tuberoidkalken und einzelnen, eingelagerten, großen Komponenten können Stylolithen zu Spalten erweitert sein (Taf. 20, Abb. 5).

5. 5. Rasterelektronenmikroskopie

Die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen sollen als Ergänzung zu den im Schliff nur im Querschnitt nachgewiesenen Mikrofossilien dienen.

Einige Mergelkalk- und Mergelproben wurden mit konzentriertem Wasserstoffperoxid aufgeschlossen, geschlämmt, getrocknet und ausgelesen. Die auf den Tafeln 25 und 26 abgebildeten Mikrofossilien stammen zum überwiegenden Teil aus der Probe „P 3, 25“, dem Übergangsbereich zwischen gebankten Tuberoid-Gesteinen und dem Krusten-Schwamm-Hügel. Sämtliche weiteren, ausgelesenen Proben führen wesentlich geringere Mengen an Mikrofossilien.

Grundsätzlich treten nur Foraminiferen der Gattungen *Spirillina* und *Lenticulina* häufig auf. Die Bestimmung der Mikrofossilien erfolgte nach HESS (1975), LUTZE (1960), MITJANINA (1963), MUNK (1980), PAALZOW (1917), E. & I. SEIBOLD (1955, 1956, 1960) und WINTER (1970).

Foraminiferen

Zu den häufigsten, in allen Proben vertretenen Foraminiferen zählen die Gattungen *Spirillina* mit *Spirillina polygyrata* GÜMBEL, (Taf. 26, Abb. 1) und *Lenticulina* mit *Lenticulina muensteri* (ROEMER), (Taf. 26, Abb. 3) und *Lenticulina (Lenticulina) quenstedti* (GÜMBEL), (Taf. 26, Abb. 2). Kleine Exemplare von *Spirillina polygyrata* sind nach E. & I. SEIBOLD (1960) und WINTER (1970) für die Schwammfazies typisch. Alle weiteren Gattungen treten untergeordnet auf, einige Arten werden nur mit einem einzigen Exemplar nachgewiesen. Die hier in wenigen Stücken nachgewiesene *Nodosaria* sp. (Taf. 25, Abb. 1) weist einen besonders großen Prolocolus auf. Nur selten treten die folgenden Gattungen und Arten auf: *Dentalina goldfussiana* GÜMBEL, (Taf. 25, Abb. 2), *Planularia* sp. (Taf. 25, Abb. 3), *Dentalina cylindrica* SCHWAGER, (Taf. 25, Abb. 4), *Lenticuli-*

na cf. *suprajurassica* (SCHWAGER), (Taf. 25, Abb. 5), *Lenticulina (Astacolus) cf. matutina informis* (SCHWAGER), (Taf. 25, Abb. 7), *Lenticulina (Planularia) beierana* (GÜMBEL), (Taf. 25, Abb. 6, 8) und *Planularia (?)* sp. (Taf. 25, Abb. 9).

In Biotopen, welche (wie hier) durch Krusten-Schwamm-Hügel beeinflusst sind, treten bevorzugt spitzkonische Patellinen, wie *Patellina feifeli elevata* (PAALZOW), (Taf. 25, Abb. 10, 11) auf. Nach E. & I. SETBOLD (1960), WINTER (1970), GROISS (1976) und MUNK (1980) zählen *Patellina feifeli elevata* (PAALZOW), *Paalzowella turbinella* (GÜMBEL), (Taf. 25, Abb. 12) und *Patellina feifeli feifeli* (PAALZOW), (Taf. 25, Abb. 13) zu den für die Riff-Fazies typischen Formen. Sie treten hier nicht häufig, aber in allen Mergelproben auf.

Äußerlich unregelmäßig gestaltete Gehäuse von *Ophthalmidium strumosum* (GÜMBEL), (Taf. 26, Abb. 4) und *Eoguttulina cf. polygona* (TERQUEM), (Taf. 26, Abb. 5) liegen aus allen Mergelproben vor. Die einkammerige *Lagena cf. laevis* MONTAGUN, (Taf. 25, Abb. 14, 15) tritt, wie *Ramulina fusiformis* KAHN, (Taf. 25, Abb. 16), welche eine gekörnelte Oberfläche zeigt, nur vereinzelt auf. Beide Arten lassen sich wegen der oft unvollständigen Überlieferung schlecht trennen und können dann auch mit doppelklappig erhaltenen Ostrakoden verwechselt werden.

Einzelne Ostrakodenschalen (Taf. 26, Abb. 7) treten häufig auf.

Aus der Probe „P3, 25“ konnten etwa 20 flache Kalzitplättchen isoliert werden, welche im Umriss einem gleichseitigen Dreieck mit etwa 200 Mikrometern Kantenlänge gleichen (Taf. 25, Abb. 17). Die Spitzen der Plättchen wirken zum Teil leicht ausgezogen, eine Kammerung oder eine Mündung ist nicht erkennbar. Das mehrfache Auftreten spricht gegen eine zufällige Erscheinung. Ähnliche Foraminiferen werden aus der Kreide beschrieben (freundl. mündl. Mittlg. Dr. D. MEHL).

Holothurienreste, Schwammnadeln und Haizähne

Einzelne, hakenförmige Sklerite mit einer durchbrochenen Schlaufe sind Holothurien zuzuordnen (Taf. 26, Abb. 6). Dünne Räder, welche auf der Unterseite septenartige Speichen, auf der Oberseite eine reifenförmige Verstärkung aufweisen, stammen von der Holothurie *Stueria gracillima* (WHIDBORNE), (Taf. 26, Abb. 10).

Nicht selten treten einzelne Schwammnadeln (Taf. 26, Abb. 9), selten winzige Haizähne mit Abnutzungserscheinungen auf (Taf. 26, Abb. 8).

5.6. Gesamtkarbonat-Bestimmungen

Die mit der Karbonatbombe ermittelten Gesamtkarbonat-Gehalte der Proben zeigen Beziehungen zu den vier vorher beschriebenen Mikrofaziestypen:

- | | |
|---|-------------|
| 1) Gerüst-Typ, Krusten-Schwamm-Bindstone: | 86 bis 95 % |
| 2) Skelett-Typ, Schwamm-Tuberoid-Krustenkalk: | 85 bis 93 % |
| 3) Schwamm-Mergel-Typ, Tuberoid-Schwamm-Mergel: | 72 bis 85 % |
| 4) Tuberoidkalk-Typ, Tuberoidkalk: | 86 bis 95 % |

Die Gesamtkarbonat-Gehalte der einzelnen Proben sind aus den Profilen P 1 bis P 14 im Anhang zu entnehmen.

5.7. Röntgendiffraktometrie

Selbst nach der weitgehenden Dedolomitierung sind in vielen Proben, auch in den Tuberoidealkalzen, noch geringe Dolomit-Gehalte bzw. Spuren röntgenographisch nachweisbar. Höhere Dolomit-Gehalte, in Ausnahmefällen bis zu 48 % (Probe „P 11, 124“), können im Zentrum und an der östlichen Flanke des Krusten-Schwamm-Hügels gefunden werden. Die hohen Dolomit-Gehalte sind auf besonders kompakte, wenig zerklüftete, dm- bis m-große Areale begrenzt. Nach dem Lösen der Probe „P 2, 18“ wurden im unlöslichen Rückstand die Tonminerale Muscovit und Illit nachgewiesen.

Die folgende Liste gibt die Kalzit-Gehalte (CC), Dolomit-Gehalte (Dol), Feldspat (Fs)- und Quarzgehalte (Qz) der röntgenographisch untersuchten Proben wieder. Diese vier Komponenten werden addiert und von 100 % (Gesamtgestein) subtrahiert. Die ermittelte Differenz entspricht dem Tongehalt der Proben.

P 1, 1:	CC: 80 %;	Dol:	Spur;	Fs: 2,5%;	Qz: 7%;	Summe: 89,5%	Ton: 11 %
P 1, 4:	CC: 90 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 4%;	Summe: 96,5%	Ton: 3,5 %
P 1, 5:	CC: 91 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 98,5%	Ton: 1,5 %
P 1, 6:	CC: 90 %;	Dol:	Spur;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 99,5%	Ton: 0,5 %
P 1, 7:	CC: 90 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 6%;	Summe: 98,5%	Ton: 1,5 %
P 1, 9:	CC: 89 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 96,5%	Ton: 3,5 %
P 1, 19:	CC: 88 %;	Dol	3-4%;	Fs: Spur;	Qz: 4%;	Summe: 97 %	Ton: 3 %
P 1, 20:	CC: 89 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 96,5%	Ton: 3,5 %
P 1, 21:	CC: 83,5 %;	Dol	2,5%;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 93 %	Ton: 7 %
P 1, 22:	CC: 89 %;	Dol	- ;	Fs: Spur;	Qz: 5%;	Summe: 96 %	Ton: 4 %
P 2, 11:	CC: 90 %;	Dol	- ;	Fs: Spur;	Qz: 6%;	Summe: 98 %	Ton: 2 %
P 2, 13:	CC: 84 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 7%;	Summe: 94 %	Ton: 6 %
P 3, 2:	CC: 91 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 6%;	Summe: 99,5%	Ton: 0,5%
P 3, 3:	CC: 93 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 100 %	Ton: -
P 11, 122:	CC: 80 %;	Dol	12 %;	Fs: 2,5%;	Qz: 4%;	Summe: 98,5%	Ton: 1,5 %
P 11, 123:	CC: 69 %;	Dol	21 %;	Fs: Spur;	Qz: 4%;	Summe: 95 %	Ton: 5 %
P 11, 124:	CC: 47 %;	Dol	48 %;	Fs: - ;	Qz: 4%;	Summe: 99 %	Ton: 1 %
P 11, 125:	CC: 89 %;	Dol:	Spur;	Fs: - ;	Qz: 5%;	Summe: 96 %	Ton: 4 %
P 11, 126:	CC: 89 %;	Dol:	Spur;	Fs: - ;	Qz: 5%;	Summe: 96 %	Ton: 4 %
P 11, 127:	CC: 91 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 5%;	Summe: 98 %	Ton: 2 %
P 11, 128:	CC: 86 %;	Dol	2-3%;	Fs: - ;	Qz: 5%;	Summe: 94 %	Ton: 6 %
P 11, 129:	CC: 85 %;	Dol	3-4%;	Fs: 2-3%;	Qz: 6%;	Summe: 97 %	Ton: 3 %
P 11, 130:	CC: 89 %;	Dol	3-5%;	Fs: Spur;	Qz: 3%;	Summe: 97 %	Ton: 3 %
P 11, 131:	CC: 85 %;	Dol	- ;	Fs: 2-3%;	Qz: 5%;	Summe: 92 %	Ton: 8 %
P 11, 132:	CC: 83 %;	Dol	- ;	Fs: 2-3%;	Qz: 8%;	Summe: 93 %	Ton: 7 %
P 11, 133:	CC: 83 %;	Dol	Spur;	Fs: 2,5%;	Qz: 6%;	Summe: 93 %	Ton: 7 %
P 11, 134:	CC: 87 %;	Dol	- ;	Fs: 2,5%;	Qz: 6%;	Summe: 96 %	Ton: 4 %
P 11, 135:	CC: 86 %;	Dol	- ;	Fs: Spur;	Qz: 5%;	Summe: 92 %	Ton: 8 %
P 11, 136:	CC: 89 %;	Dol	Spur;	Fs: - ;	Qz: 4%;	Summe: 95 %	Ton: 5 %

Bei den folgenden Proben wurde nur das Verhältnis von Kalzit (CC) zu Dolomit (Dol) ermittelt.

P 12, 137:	CC: 85 %;	Dol	- ;
P 12, 138:	CC: 92 %;	Dol	- ;
P 12, 139:	CC: 95 %;	Dol	- ;
P 12, 140:	CC: 59 %;	Dol	36 %;
P 12, 141:	CC: 73 %;	Dol	- ;
P 12, 142:	CC: 80 %;	Dol	Spur;
P 12, 143:	CC: 78 %;	Dol	Spur;
P 12, 144:	CC: 93 %;	Dol	- ;
P 12, 145:	CC: 76 %;	Dol	Spur;

P 12, 146:	CC: 95 %;	Dol	Spur;
P 12, 147:	CC: 93 %;	Dol	Spur;
P 13, 148:	CC: 92 %;	Dol	- ;
P 13, 149:	CC: 93 %;	Dol	- ;
P 13, 150:	CC: 72 %;	Dol	- ;
P 13, 151:	CC: 85 %;	Dol	- ;
P 13, 152:	CC: 85 %;	Dol	- ;
P 13, 153:	CC: 81 %;	Dol	Spur;
P 13, 157:	CC: 91 %;	Dol	Spur;
P 13, 158:	CC: 95 %;	Dol	- ;
P 14, 161/162:	CC: 80 %;	Dol	- ;
P 14, 163:	CC: 86 %;	Dol	- ;
P 14, 164:	CC: 83 %;	Dol	- ;
P 14, 165:	CC: 90 %;	Dol	- ;
P 14, 166:	CC: 80 %;	Dol	- ;
P 14, 167:	CC: 92 %;	Dol	- ;
P 14, 168:	CC: 95 %;	Dol	- ;
P 14, 169:	CC: 94 %;	Dol	- ;
P 14, 170:	CC: 90 %;	Dol	- ;

6. Diskussion

6.1. Stratigraphische Einordnung

Eine erste stratigraphische Einordnung des Krusten-Schwamm-Hügels erfolgt von MEYER, MÜLLER & ÜBELACKER (1987), welche durch Funde von *Amoeboceras alternans* (v. BUCH) unteres Oberoxford nachweisen können.

Durch einen aus dem Anstehenden geborgenen *Epipeltocheras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT) konnten die in dieser Arbeit untersuchten, miteinander verzahnten, gebankten und massigen Karbonate der *Hypselum*-Subzone, dem tiefsten Abschnitt der *Bimammatum*-Zone zugeordnet werden.

6.2. Fossilinhalt

Die einzelnen Tierstämme sind wie folgt nachgewiesen:

Echinodermata

Crinozoa	1 Art
Asterozoa	3 Gattungen, bzw. Arten
Echinozoa	5 Arten

Daneben treten einzelne Wirbel von freischwimmenden Seelilien und zwei Arten von Holothurienskleriten auf.

Mollusca

Ammonoidea	9 Arten
Coleoidea	1 Art
Lamellibranchia	4 Gattungen/Arten
Gastropoda	1 Art
Brachiopoda	3 Gattungen/Arten
Bryozoa	3 Gattungen/Arten

Annelida	5 Gattungen/Arten
Porifera	12 Gattungen/Arten
Rhizopoda	Actinopoda mit Spumellarien und kryptocephalischen Nassellarien
Foraminiferida	etwa 27 Gattungen/Arten (wenn alle foraminiferen- artigen Problematika mitgezählt werden)
Arthropoda	Ostracoden
Vertebrata	1 Haifischzahn (unbestimmt)

Daneben treten Mikroproblematika („Röhrchen“, „Zysten“, „Algen“, Mikrobohrungen) und gesteinsbildende Krusten (Cyanobakterienkrusten?) auf.

Die Echinodermenreste, Ammoniten, Kieselschwämme und Radiolarien belegen ein vollmarines Milieu. Der Mangel an Vergleichsmaterial lässt, besonders bei den Mikrofossilien, häufig nur eine Bestimmung bis zum Gattungsniveau zu. Das Zurücktreten von großwüchsigen, kompletten Ammoniten in den massigen Karbonaten ist zum Teil auf die dort verringerte Möglichkeit der fossilen Überlieferung zurückzuführen. Die zahlreichen, kleinen Mollusken- und Echinodermenreste sind für Krusten-Schwamm-Gesteine des Oxford bezeichnend (Lochenfazies in der Schwäbischen Alb). Kalzitisch überlieferte Gitterkugeln von Radiolarien treten in den (nicht durch Sammel- oder Umkristallisation sichtbar veränderten) Mikritkrusten örtlich gehäuft auf.

6.3. Mikrofazies

Die Gesteine sind aus abiogenen Komponenten (Peloide, Tuberoide, Intraklasten, sehr selten Extraklasten) und biogenen Komponenten zusammengesetzt. Ihre Häufigkeit wurde in den Schliffen halbquantitativ nach den Schätzbildern von BACELLE & BOSELLINI (1965) und SCHÄFER (1969) ermittelt. Danach konnten vier Mikrofazies-Typen unterschieden werden, bei welchen neben der Zusammensetzung auch die diagenetische Überprägung abweicht:

1) Gerüst-Typ: Krusten und Schwämme bilden hier ein Gerüst aus, bei welchem dazwischenliegende Zwickel mit Tuberoiden, Intraklasten und Mikrit verfüllt sind. Dieses kompakte Gestein tritt am Übergang vom Krusten-Schwamm-Hügel in die umgebenden Tuberoidkalke und, in geringerem Maße, auch in dessen Zentrum auf.

2) Skelett-Typ: Schwämme und Krusten treten hier hinter der tonhaltigen, Tuberoide und Intraklasten führenden, mikritischen Matrix mengenmäßig zurück. Der Skelett-Typ entspricht einem Floatstone; zum Teil ist ein lockeres Gerüst aus Schwämmen und Krusten ausgebildet.

3) Schwamm-Mergel-Typ: In die tonhaltige, Tuberoide und Intraklasten führende Matrix sind Schwämme und Krusten eingelagert. Durch intensive Drucklösung (stylocumulate fabric) sind die gegenüber der Matrix relativ druckresistenten Schwämme und Krusten angereichert (HUBER 1987).

4) Tuberoidkalk-Typ: Tuberoide, Intraklasten, mikritische Matrix und bis zu 20 % Biogene setzen die durch die Einschaltung von Mergellagen grob gebankten Tuberoidkalke zusammen. Der Tuberoidkalk-Typ tritt in der Umgebung des Krusten-Schwamm-Hügels auf. Übergänge in eine distale, mikritische Fazies konnten im Aufschlussbereich nicht nachgewiesen werden.

6.4. Diagenese

Schwämme und Krusten

Frühdiagenetische Veränderungen sind in Schwämmen und Krusten nachweisbar: Der Zerfall des organischen Materials in den Schwämmen bewirkt ein alkalisches Milieu, in welchem die Ausfällung von Karbonat begünstigt ist („Verwesungs-Fällungs-Kalk“ FRITZ 1958). Gleichzeitig findet eine Lösung des Skelettopals des Schwammgitters statt. Sowohl in Schwämmen als auch in Krusten findet eine „Peloid-Zement-Bildung“ durch Sammelkristallisation statt. Mikritische Wandungen von Terebella oder Tubiphytes werden nicht von der Peloidbildung betroffen. Der halb feste Zustand der Krusten wird durch das einseitige Ausreißen eines Echinodermen-Bruchstückes an einer durch Setzung hervorgerufenen Spalte dokumentiert.

Zemente

Die folgenden Zementtypen sind nachweisbar:

- Peloidzement: Nach MACINTYRE (1985) ist die Hauptmenge der Peloidzemente auf eine submarine Lithifizierung von Mg-Kalzit-Schlamm zurückzuführen.
- Allseitig fibröse Zemente: Die marinen Zemente überziehen die Oberfläche der primären Poren. Reliktstrukturen deuten nach SCHROEDER (1972) auf primären Mg-Kalzit hin.
- Mehrphasig, allseitige, fibröse Zemente: Die mehrphasigen, allseitigen, fibrösen Zemente zeigen eine feine Bänderung.
- Fibröse Zementkrusten: Fibröse Zementkrusten bilden blumenkohlartige Krusten auf Schwämmen und Krusten aus.
- Border-crossing crystals (PINGITORE 1976): Die Skalenoeder treten als Sprossungen einzelner Prismen aus der Prismenschicht von Mollusken auf.
- Granuläre Blockzemente: Die granulären Blockzemente plombieren Hohlräume und können nach LIEDMANN & KOCH (1990) auf eine Diagenese unter Süßwassereinfluss im phreatischen Bereich hinweisen.
- Drusige Mosaikzemente: Einzelne Intrapartikelporen sind von drusigen Mosaikzementen besetzt.

Verkieselung

Durch die frühdiagenetische Lösung von Skelettopal aus den kieseligen Gittern der Schwämme wird SiO_2 freigesetzt, welches als massive Verkieselung im Sediment (Kieselknollen im Tuberoïdkalk) oder in Organismenresten ausgefällt wird. In Hohlräumen entstehen selten lagige Ausscheidungen von Chalzedon. Der Skelettopal der Schwammgitter zeigt örtlich, wo er nicht durch Kalzit ersetzt wurde, eine Umkristallisation zu Chalzedon.

Eine zweite, spätere Verkieselung zeichnet sich durch klare, plattige, xenomorphe Quarze in Zwickeln in Hohlräumen oder durch ein drusiges Quarzmosaik im Lumen von z. B. Serpelnröhren aus.

Dolomitisierung

Die Dolomitisierung ist auf die massigen, ungeschichteten Karbonate des Krusten-Schwamm-Hügels bzw. kleine Kollaps-Hohlräume in Schwammplatten in den Tuberoïdkalken beschränkt. Nach KOCH & SCHORR (1986) beginnt die Dolomitisierung in der porösen und permeablen

Kernfazies der (Schwamm)-"Reefs". Die Dolomitisierung fand nach frühen Verkieselungen statt. Nach MEDER (1987) kann die initiale Dolomitisierung von Schwammgesteinen eine frühdiagenetische Mischwasser-Dolomitisierung darstellen. Dieses Modell kann hier sicher nicht angewendet werden, da hier keinerlei Hinweise auf intrajurassische Auftauchphasen und damit vorhandene meteorische Einflüsse gegeben sind.

Dedolomitisierung

Frühdiagenetisch gebildete Dolomite mit Zonarbau führen einen Kern aus instabilem Ca-Dolomit, welcher bei einer Dedolomitisierung in Kalzit umgesetzt wird. Nach MEDER (1987) treten in den entsprechend ausgebildeten „Initialen Mischwasserdolomiten“ Dolomitierungen „... vermutlich früh nach der Ca-Dolomitbildung“ auf.

Porentypen

Als primäre Poren können Schirm-Poren, Interpartikel-Poren und Intrapartikel-Poren erkannt werden, welche meist durch allseitige, fibröse Zemente besetzt sind. Die Restporenräume sind mit blockigem, klarem Kalzit plombiert. Während der Diagenese entstandene Poren zählen als sekundäre Poren:

- Schwammlösungs- und Kollaps-Poren, „Stromatactis“ nach HUBER & KOCH (1989)

Die Hohlräume sind häufig von fibrösen, allseitigen Zementen ausgekleidet, zum Teil bilden Pelloide und Intraklasten geopetale Internsedimente. Der Restporenraum ist mit blockigem, grobem Kalzit verschlossen.

- Schwund- und Setzungsspalten-Poren

Die Wände dieser in Schwämmen und Krusten auftretenden Poren sind zum Teil von einzelnen, dedolomitierten, klar ausgebildeten Dolomithomboedern besetzt. Der Restporenraum ist mit blockigem, groben Kalzit zement plombiert.

- Intrakristallin-Poren

Intrakristallin-Poren treten zwischen den Dolomitkristallen in Dolomitpflastern auf.

- Kristalllösungs-Poren und Dolomitpflaster-Lösungsporen

Kristalllösungs-Poren und Dolomitpflaster-Lösungsporen bedingen die hohe Porosität in den dolomitierten, und besonders in den dedolomitierten Bereichen im Gestein.

Drucklösung

Die Drucklösung führt in den Schwammgesteinen zu feinen Mergelfugen, am Kontakt zwischen Komponenten zu Stylolithen. An besonders beanspruchten Punkten, in Zwickeln wird die frühdiagenetische Dolomitisierung begünstigt (WANLESS 1979). In den Tuberoid-Gesteinen tritt eine intensive Drucklösung auf, welche in etwas tonreicheren Lagen die Anreicherung von druckresistenten Schwämmen und anderen Organismenresten bedingt (stylocumulate fabric, HUBER 1987). Alle Komponenten sind in den Tuberoidkalken von Mikrostylolithen umgeben, zusätzlich treten einzelne horizontale und vertikale Stylolithen mit mehreren mm Amplitude auf, welche neben der vertikalen auch eine horizontale Einengung dokumentieren.

7. Schluss

Der Fossilinhalt und die frühdiagenetisch abgeschiedenen Zemente sprechen für ein vollmarines Milieu während der Sedimentation. Hinweise auf intrajurassische Auftauchphasen fehlen. Eine frühdiagenetische Verkieselung erfolgt noch vor der Bildung von Dolomit. Dieser tritt hauptsächlich im Zentrum des Krusten-Schwamm-Hügels und nur in Spuren im umgebenden Tuberoidkalk auf. Das bei der Bildung von Dolomit notwendige Mg kann durch Drucklösung aus dem tonhaltigen Sediment selbst, aus dem Meerwasser und aus Organismenresten (mit primärem Mg-Kalzitskelett) bereitgestellt worden sein. Der Dolomit liegt heute zumeist als Dedolomit vor, daher ist eine primäre, frühe Bildung von instabilem Ca-Dolomit anzunehmen. Die Dedolomitisierung hat wohl schon intrajurassisch stattgefunden, da die an eine kretazische Landoberfläche gebundene Rötung der Gesteinsoberfläche besonders oberflächennahe, dedolomitierte Bereiche betrifft.

Dank

Für die Vergabe des Themas, die Betreuung der Arbeit und die Durchführung röntgenographischer Analysen danke ich besonders Herrn Prof. Dr. Koch. Für die Hilfe bei der Bestimmung der Ammoniten danke ich Herrn Prof. Dr. Zeiss. Herrn Prof. Dr. Groiss und Frau Dr. Munk gebührt mein Dank für die Hilfe bei der Bestimmung der Foraminiferen und die anregenden Diskussionen. Für wertvolle Hinweise im Gelände danke ich Herrn Dr. R.K.F. Meyer, Bayerisches Geologisches Landesamt. Der Firma Prüschenk, Kirchenthumbach, danke ich für das freundliche Entgegenkommen, wodurch mir die reibungslose Durchführung der Geländearbeit ermöglicht war. Frau Dr. Mehl und Herrn Dr. Senowbari-Daryan danke ich für die Hilfe bei der Bestimmung der Schwämme. Herrn Dipl. Geol. Prof. Dr. Kiessling danke ich für die Hilfe am Rasterelektronenmikroskop, Frau Neufert und Frau Sporn für die Hilfe am Fotomikroskop und bei der Entwicklung der Filme. Ich danke den Kommilitonen Klaus und Lorenz für ihre Hilfe bei Profilaufnahmen.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, welche mit ihrer finanziellen Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

8. Literatur

- BACELLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. - Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez.9. Sei. Geol. Paleont., 1/3, 59-62, 24 Ta f., Ferrara.
- BAUSCH, W. M. (1962): Hornsteine im Frankendolomit- ein Schlüssel für die Mikrostruktur. - Geol. Bl. NO-Bayern, 12, 122-123, 1 Abb., Erlangen.
- BAUSCH, W. M. (1963a): Geologisches Erscheinungsbild eines Dolomitisierungsprozesses. - Geol. Bl. NO Bayern, 12, 122, Erlangen.
- BAUSCH, W. M. (1986): Zur Genese der „Braunkalke“ des fränkischen Malms. - Geol. Bavari- ca, 89, 141-153, 13 Abb., 3 Tab., München.
- BEALES, F. W. (1971): Cementation in ancient pelleted limestones. - In: BRICKER, O. P. (ed.): 215-224, 113 Abb., Baltimore.
- BEHR, K. & BEHR, H. J. (1976): Cyanophyten aus oberjurassischen Algen-Schwamm-Riffen. - Lethaia, 9, 283-292, Oslo.
- BRACHERT, Th. C. (1986): Kontinuierliche und diskontinuierliche Sedimentation im süddeut- schen Oberjura (unteres Kimmeridge; Ludwag/ Oberfranken, Nördliche Frankenalb). - Fa- cies 15, 233-284, Taf. 39-45, 20 Abb., Erlangen.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W. & ROZAK, Z. (1976b): Oxfordian Idoceratids (Ammonoidea) and their relation to Perisphinctes proper. - Acta Palaeont. Polonica, 21(4), 373-390, Taf. 31- 38, 2 Abb., Warszawa.
- BUDAI, J. M. et al. (1984): Burial Dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyo- ming and Utah Thrust Belt. - J. Sed. Petrol., 54/1, Tulsa.
- CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C. (1970): Geologie nomenclature and Classification of porosi- ty in sedimentary carbonates. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 54/2, 207-250, 13 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- CORDEY, W.G. (1962): Foraminifera from the Oxford Clay of Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. - Senck. leth. 43, 375-409, Taf. 46-48, 62 Abb., 2 Tab., Frankfurt/ M.
- DORN, P. (1930): Die Ammonitenfauna des untersten Malm der Frankenalb. - Palaeontographi- ca, 73-74, 107-172 u. 1-92, Abb. 1-180, Taf. 15-30 u. 1-20, Stuttgart.
- DORN, P. (1932): Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. - Abh. geol. Landesunters. am Bay. Oberbergamt, 6, 13-44, 5 Taf., 1 Karte, München.
- DUNIIAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 108-121, 7 Taf., Tulsa.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1972): Absolute water depth of late Devonian Paleocological zones. - Geol. Rundschau, 61/ 2, 672-686, 10 Abb., Stuttgart.
- ENAY, R. (1962): Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien superieur de Trept (Isère). - Trav. Lab. Geol. Lyon, N. S., 8, 7-81, Taf. 1-4, Abb. 1-3, 1 Tab., Lyon.
- ENAY, R. (1966a): L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura francais. 2 Bände. - Nouv. Arch. Mus. Hist. natur. Lyon, 8, 624 S., 40 Taf., 178 Abb., Lyon.
- EVAMY, B. D. (1967): Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limes- tones. - J. Sed. Petrol., 37/4, 1204-1215, Tulsa.

- FISCHER, E. (1913): Geologische Untersuchungen des Lochengebietes bei Balingen. - Geol. paläont. Abh., N. F. 11, 267-336, Taf. 26-32, 1 geol. Karte, Jena.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., 33 Taf., 68 Text-Abb., 57 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1981): Tubiphyten aus dem fränkischen Malm. - Geol. Bl. NO-Bayern 31, 126-142, 10 Abb., Erlangen.
- FLÜGEL, E. & STEIGER, T. (1981): An upper Jurassic sponge-algal-buildup from the north-eastern Frankenalb (W- Germany). - In: TOOMEY, D. F. (ed.): European fossil reef models, SEPM, Spec. Publ. 30, 371-397, 23 Abb., Dallas.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographical Classification of limestones. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 43/1, 1-38, 41 Abb., Tulsa.
- FREYBERG, B. v. (1966): Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. - Erlanger geol. Abh., 62, 112 S., 22 Abb., 8 Taf., Erlangen.
- FRITZ, G. K. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbrekzien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. Eine vergleichende petrogenetische Untersuchung. - Arb. Geol./Paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F. 13, 118 S., 4 Taf., 24 Abb., Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. et al. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., E. Schweizerbart'sche Verl. (Nägele u. Obermiller) Stuttgart.
- GAILLARD, C. (1983): Les biohermes a spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura meridional. - Doc. Lab. Geol. Lyon 90, Rapport annuel, 515 S., 187 Abb., 42 Taf., Lyon.
- GEYER, O. F. (1961): Der erste Nachweis einer Radiolarie im süddeutschen Oberjura. - Geol. Bl. NO-Bayern, 11/2, 101-103, 2 Abb., Erlangen.
- GROISS, J. Th. (1970): Feinstratigraphische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Frankenalb. - Erlanger geol. Abh., 81, 83 S., 9 Abb., 2 Tab., Erlangen.
- GÜMBEL, C. W. v. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden Fränkischen Keupergebiete. - Kassel.
- HAMMES, U. (1987): Initiales Schwammriffwachstum im Malm Alpha bei Pollanten (Blatt Berching 6834): Faziesgliederung, Proximalitätsindikatoren und Diagenese. - Dipl. Arb. unveröff., 110 S., 20 Abb., 13 Taf., Erlangen.
- HESS, H. (1975): Die fossilen Echinodermen des Schweizer Juras. - Mitt. Naturhist. Mus. Basel, 8, 130 S., 57 Abb., 48 Taf., 2 Tab., Basel.
- HILLER, K. (1964): Über die Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). - Arb. Geol./Paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F. 40, 190 S., 26 Taf., 38 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- HOELDER, H. (1955): Die Ammoniten Gattung Taramelliceras im südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. Morphologische und taxonomische Studien an Ammonites flexuosus BUCH (Oppeliidae). - Palaeontographica, Abt. A, 106, 37-153, Taf. 16-19, 182 Abb., Stuttgart.
- HUBER, S. (1987): Drucklösungserscheinungen in Karbonaten des Oxford 1 und Kimmeridge 1 der Bohrung TB-3 Saulgau (Oberschwaben). - Facies 17, 109-120, Taf. 11-13, Abb., Erlangen.

- HUBER, S. & KOCH, R. (1989): Mikrofazies und Diagenese der Karbonatgesteine des tieferen Malm (oxl-ki2.3) in der Bohrung Saulgau GB3. - Abh. geol. Landesamt Baden- Württemberg, 13, 53-87, 4 Abb., 3 Taf., Freiburg i. Breisgau.
- KEUPP, H., KOCH, R. & LEINFELDER, R. (1990): Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongiolithen Süddeutschlands: Kenntnisstand, Probleme und Perspektiven. - Facies, 23, 141-174, 8 Abb., Taf. 19-21, Erlangen.
- KLIEBER, D. (1981): Zum Problem der Abgrenzung von *Amoeboceras alternans* (v. BUCH 1831) und *Amoeboceras ovale* (Quenstedt 1849). - Geol. Bl. NO-Bayern, 31/1-4, 271-284, 11 Abb., Erlangen.
- KLIEBER, D. (1985): Über einen Fund von „*Terebella*“ *lapilloides* MÜNSTER (1833) aus dem Mitteloxford der Mittleren Frankenalb. - Geol. Bl. NO-Bayern 34/35, 125-136, 2 Taf., Erlangen.
- KLIEBER, D. (1986): Die Zwergformen der Schwamm-Mergel im Malm des Dillbergs/ Opf. (Mittlere Frankenalb). - Geol. Bl. NO-Bayern 36, 57-82, 7 Abb., 1 Tab., Taf 1, Erlangen.
- KOCH, R. OGORELEC, B. & OREHEK, S. (1989): Microfacies and Diagenesis of Lower and Middle Cretaceous Carbonate Rocks of NW-Yugoslavia (Slovenia, Trnovo Area). - Facies 21, 135-170, Taf. 30-38, 6 Abb., Erlangen.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of Upper Jurassic Sponge-Algal-Reefs in SW-Germany. - In: SCHROEDER, J. H. & PURSER, B. H. (eds.): Reef Diagenesis, 225-243, 11 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- KRUMBEIN, W. E. (1969): Über den Einfluss der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). - Geol. Rdsch., 58, 333-365, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- LADWEIN, H. W. (1976): Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des autochthonen Malm in Niederösterreich (Raum Altenmarkt-Staatz). - Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 1-145, 43 Abb., 10 Taf., Innsbruck.
- LAND, L. S. (1976): Early dissolution of sponge spicules from reef Sediments, North Jamaica. - J. Sed. Petrol., 46/4, 967-969, 3 Abb., Tulsa.
- LANG, B. (1989): Die Schwamm-Biohermfazies der Nördlichen Frankenalb (Ursprung; Oxford, Malm): Mikrofazies, Palökologie, Paläontologie. - Facies, 20, 199-274, 26 Abb., Taf. 58-66, Erlangen.
- LANG, H. B. (1964): Dolomit und zuckerkörniger Kalk im Weißen Jura der mittleren Schwäbischen Alb. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 120, 253-299, 18 Abb., 5 Taf., Stuttgart.
- LIEDMANN, W. & KOCH, R. (1990): Diagenesis and Fluid Inclusions of Upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW-Germany. - Facies 23, 241-268, Taf. 30-36, 5 Abb., Erlangen.
- LOEBLICH, A. R., TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal Genera and their Classification - Plates. - 1-212, 847 Taf., New York.
- LONGMAN, M. W. (1982): Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps. - Education Course Note Series 21, AAPG Bookstore, Tulsa, Oklahoma 74101.
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in NW-Deutschland. - Geol. Jahrbuch, 1960, 391-532, 20 Abb., 21 Taf., Hannover.

- MACINTYRE, I. G. (1985): Submarine Ceinents - The Peliodal Question. - Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 36, 109-116, 7 Abb., Tulsa, Oklahoma.
- MCKEE, E. D. & GUTSCHICK, R. C. (1969): History of Redwall limestone of northern Arizona. - Geol. Soc. Amer. Mem., 114, 1-26, New York.
- MEDER, K. (1987): Dedolomitisierung in oberjurassischen Karbonatsedimenten der Bohrung TB-3 Saulgau (W-Molasse, SW-Deutschland). - Facies 17, 189-196, Taf. 20, 4 Abb. Erlangen.
- MEHL, J. O. & NOE, S. U. (1990): Morphological investigations of Miliolidae (Foraminifera) from the Upper Permian of the Southern Alps, based on thin sections and stereoscopic X-ray microradiographs. - Paläont. Z. 64, 3/4, 173-192, 15 Abb., Stuttgart.
- MEHL, J. O. & SCHUDACK, M. E. (1991): Die Röntgen-Mikroradiographie als Hilfsmittel bei der Untersuchung fossiler Charophyten. - Berliner geowiss. Abh., (A), 134, 263-277, 2 Abb., 1 Taf., Berlin.
- MEYER, R. K. F. (1975): Mikrofazielle Untersuchungen in Schwamm-Biohermen und -Biostromen des Malm epsilon (Ober- Kimmeridge) und des obersten Malm delta der Frankenalb. - Geol. Bl. NO-Bayern, 25/4, 149-177, 14 Abb., 2 Tab., Erlangen.
- MEYER, R. K. F., MÜLLER, W. & ÜBELACKER, L. (1987): Die Schwamm- und Begleitfauna eines Schwammriffes des Unteren Malm in der Oberpfalz. - Geol. Bl. NO-Bayern, 37/1-2, 63-88, Taf. 1-6, Erlangen.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonat-Bombe“, a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. - N. Jb. Mineral. Mh., 1971 (10): 466-469, Stuttgart.
- MÜLLER, W. (1972): Beobachtungen an der hexactinelliden Juraspongie *Pachyteichisma lamellosum* (GOLDF.). - Stuttgarter Beitr. Naturkunde, Serie B (Geol u. Paläont.), 2, 1-13, 6 Abb., 5 Taf., Stuttgart.
- MUNK, C. (1980): Foraminiferen aus dem unteren Kimmeridge (Platynota- Schichten) der Nördlichen und Mittleren Frankenalb - Faunenbestand und Palökologie. - Facies 2, 149-218, Taf. 18-22, 13 Abb., 2 Tab., Erlangen.
- NEUPERT, E. (1959): Das Gebiet der Störungszonen von Kirchentumbach und Stegentumbach (Oberpfalz). - Erlanger geol. Abh., 32, 84 S., 9 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Erlangen.
- NITZOPOULOS, G. (1973): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). - Stuttg. Beitr. Naturkunde, Serie B, 16, 143 S., 18 Abb., 11 Taf., 3Tab., Stuttgart.
- OPPEL, A. (1856-1858): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. - Württ. Naturw. Jh., 12-14, 857 S., 1 geognost. Karte, Stuttgart.
- PAALZOW, R. (1917): Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferenfauna der Schwamm-Mergel des Unteren Weißen Jura in Süddeutschland. - Abh., Naturhist. Ges. Nürnberg, 19, 203-248, Taf. 41-47, Nürnberg.
- PARSCH, K. O. (1956): Die Serpulidenfauna des süddeutschen Jura. - Palaeontographica, Abt. A 107, 211-240, 3 Taf., 1 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- PINGITORE, N. E. (1976): Vadose and phreatic diagenesis, process, products and their recognition in corals. - J. Sed. Petrol., 46, 985-1005, 10 Taf., Tulsa.

- PREZBINDOWSKI, D. R. (1985): Burial Cementation- Is it important? A case study, Stuart City Trend, South Central Texas. - Soc. Econ. Pal. Hin. Spec. Publ. 36, 241-264, 14 Abb. 1 Taf., Tulsa, Oklahoma.
- QUENSTEDT, F. A. (1856-1857): Der Jura. - 842 S., 100 Taf., 42 Abb., 3 Profiltaf., Tübingen (Leupp).
- REITNER, J. & KEUPP, H. (1991): The fossil record of the haplosclerid excavating sponge *Akade LAUBENFELS*. - In: REITNER, J. & KEUPP, H. (eds.): Fossil and recent sponges. - 102-120, 17 Abb., Berlin (Springer).
- RIEGRAF, W. (1981): Revision der Belemniten des Schwäbischen Jura. - Palaeontographica Abt. A, 173, 64-139, Stuttgart.
- RIEGRAF, W. (1987): *Subbdelloidina luterbacheri* sp. nov. (Foraminifera) from Kimmeridgian to Tithonian (Upper Jurassic) sponge-algal facies of Southern Germany. - Paläont. Z., 61, 29-40, 59 Abb., Stuttgart.
- ROLL, A. (1934): Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im süddeutschen Malm. - Paläont. Z., 16, 197-246, 18 Abb., Berlin.
- SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988): Southern Tethys Biofacies. - Agip S. p. A. S. Donato Milanese, 235 S., zahlr. Abb., Milano.
- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969/3, 173-184, 9 Abb., Stuttgart.
- SCHLAMPP, V. (1991): Malm-Ammoniten: Bestimmungsatlas der Gattungen und Untergattungen aus dem Oberjura Süddeutschlands, der Schweiz und angrenzender Gebiete. - 184 S., 35 Taf., Korb (Goldschneck).
- SCHMIDT-KALER, H. (1962a): Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Malm Alpha und Beta in der südlichen und mittleren Frankenalb.- Erlanger geol. Abh., 43, 12 S., 2 Taf., 2 Abb., Erlangen.
- SCHORR, M. & KOCH, R. (1985): Fazieszonierung eines oberjurassischen Algen-Schwamm-Bioherms (Herrlingen, Schwäbische Alb). - Facies 13, 227-270, 5 Taf., 11 Abb., Erlangen.
- SCHRAMMEN, A. (1936): Die Kieselspongien des oberen Jura von Süddeutschland, Vorwort und allgemeiner Teil. - Palaeontographica, Abt. A 84, 149-194, 10 Taf., Stuttgart.
- SCHRAMMEN, A. (1937): Die Kieselspongien des oberen Jura von Süddeutschland, B. Besonderer Teil. - Palaeontographica, Abt. A 85/86, 1-114, 17 Taf., Stuttgart.
- SCHROEDER, J. H. (1972): Fabrics and Sequences of submarine carbonate in the Holocene Bermuda cup reefs. - Geol. Rdsch., 61, 708-730, Stuttgart.
- SCOFFIN, T. P. (1987): An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. - 274 S., New York.
- SEIBOLD, E. & SEIBOLD, I. (1955): Revision der Foraminiferen - Bearbeitung C. W. Gümbels (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln (Oberfranken, unterer Malm). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101, 91-134, 5 Abb., 4 Beil., Taf.12-13, Stuttgart.
- SEIBOLD, E. & SEIBOLD, I. (1956): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. Schwagers (1856) aus den Impressaschichten (Unterer Malm) Süddeutschlands. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 91-154, 6 Abb., 4 Beil., Taf. 7, Stuttgart.
- SEIBOLD, E. & SEIBOLD, I. (1960b): Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Fazies im Unteren Malm Süddeutschlands. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 109, 309-438, Taf 7-8, 22 Abb., Stuttgart.

- SELG, M. & WAGENPLAST, P. (1990): Beckenarchitektur im süddeutschen Weißen Jura und die Bildung der Schwammriffe. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 32, 171-206, 8 Abb., 1 Tab., Freiburg.
- VADET, A. (1988): Revision des „Cidaris“ de l'Oxfordien et du Kimmeridgien Europeens. - Mem. Soc. Acad. Boulonnais, 148 S., 86 Abb., 25 Taf., Boulogne sur mer.
- WAGENPLAST, P. (1972): ökologische Untersuchung der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, NF 67, 1-99, 10 Abb., 5 Tab., 18 Taf., Stuttgart.
- WANLESS, H. R. (1979): Limestone response to stress: Pressure solution and Dolomitization. - J. Sed. Petr., 49, 437-462, 15 Abb., Tulsa.
- WINTER, B. (1970): Foraminiferenfaunen des Unter-Kimmeridge (Mittlerer Malm). - Erlanger geol. Abh., 79, 56 S., 35 Abb., 4 Taf., Erlangen.
- WOLFER, O. (1913): Die Bryozoen des schwäbischen Jura. - Palaeontographica, 60, 115-173, Taf. 4-8, 28 Abb., Stuttgart.
- ZEISS, A. (1968): über Stratigraphie und Faziesräume des Malm der Frankenalb. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 50, 101-114, 2 Abb., Stuttgart.
- ZEISS, A. (1977): Jurassic stratigraphy of Franconia. - Stuttg. Beitr. Naturkunde, Ser. B. 31, 32 S., 8 Abb., Stuttgart.
- ZIEGLER, B. (1958): Monographie der Ammonitengattung Glochiceras im epikontinentalen Weißjura Mitteleuropas. - Palaeontographica, A, 110, 93-164, Taf. 10-16, Stuttgart.

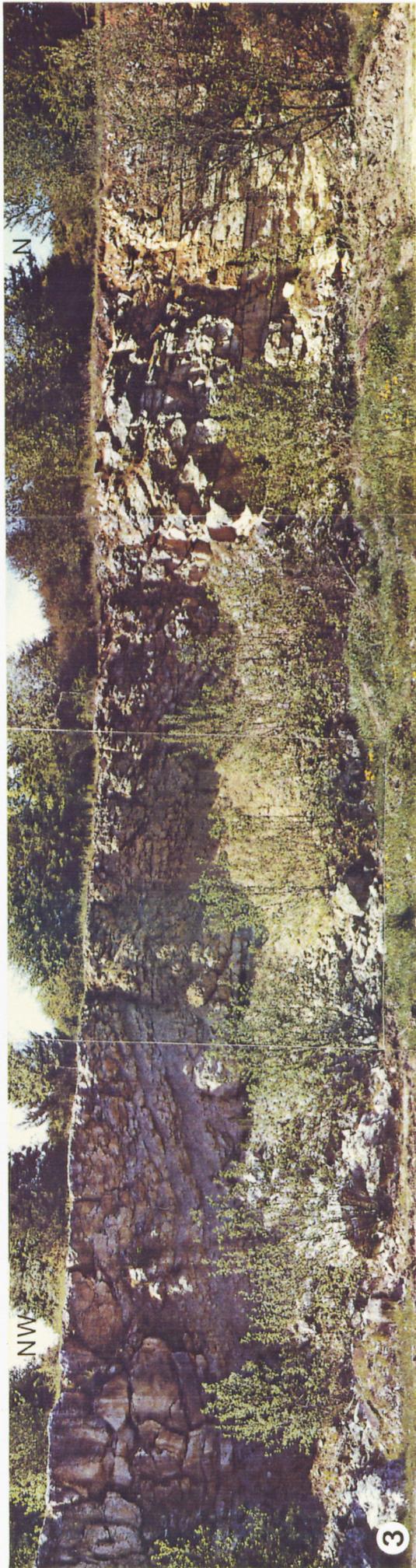
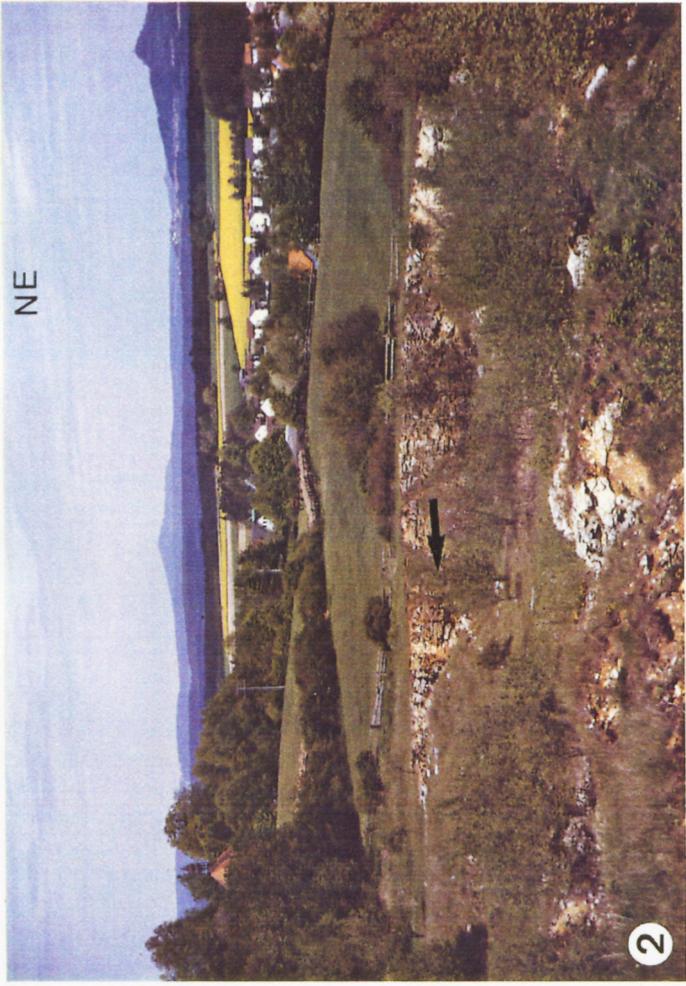
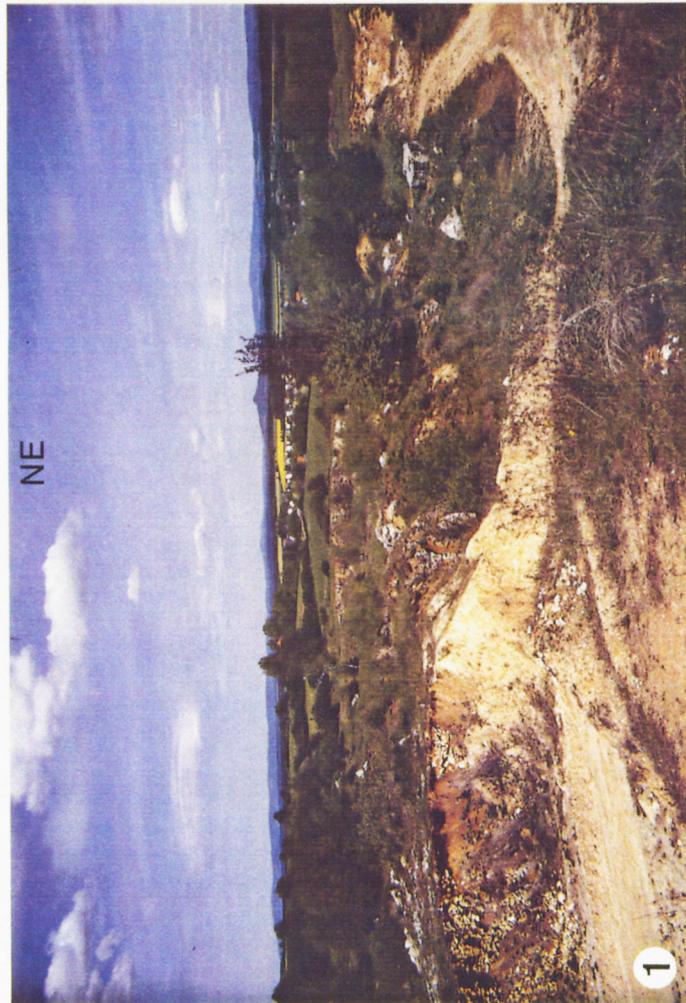
9. Tafeln

Tafel 1

Abb. 1: Übersicht über das Steinbruchgelände südwestlich von Kirchenthumbach, Blick nach Nordosten. Im Vordergrund sind helle Quarzsande und Schotter der Oberkreide aufgeschlossen, welche tiefe Erosionsrinnen und -Becken in dem in einzelnen Kalkstümpfen zutage tretenden Malm füllen.

Abb. 2 (Ausschnitt aus Abb. 1): Im Bildmittelgrund erstreckt sich die Ortschaft Kirchenthumbach. Am Horizont erheben sich der Rauhe Kulm (am rechten Bildrand) und die Kösseine (etwas links der Bildmitte). Der linke Rand der hier teilweise verdeckten, hufeisenförmig nach Süden geöffneten Bruchwand in der Bildmitte erschließt den in dieser Arbeit untersuchten, in Abb. 3 dargestellten Krusten-Schwamm-Hügel. Die Blickrichtung in Abb. 3 ist in Abb. 2 durch einen Pfeil angedeutet.

Abb. 3: Blick nach Nordwesten auf den Krusten-Schwamm-Hügel und seinen lateralen Übergang in gebankte Tuberoidkalke, die höheren Abschnitte am Top der Aufdomung werden von der Erosion gekappt. Der zentrale Bereich fällt durch die verwischte bis fehlende Schichtung auf. Die gelbliche Farbe ist auf Eisenverbindungen zurückzuführen, welche bei der Rekalzitisierung von hier ursprünglich reichlich vorhandenem Dolomit freigesetzt wurden. Sie fehlt im linken Drittel der Abbildung, wo in der bereits wieder durch blaugraue Schwamm-Mergel untergliederten Steinbruchwand (De-) Dolomit nur noch in Spuren vorkommt. Am linken Bildrand werden die mergelreichen Schwammkalke zum Hangenden hin durch reinere, stabilere Schwammkalke abgelöst, welche stratigraphisch etwa der oberen Hälfte der gebankten Kalke auf der rechten Seite der Abbildung entsprechen. Die Breite der hier abgebildeten Aufschlusswand beträgt 40 m. Auf den Abbildungen 1 bis 3 sind jeweils oben die Himmelsrichtungen angegeben.



Tafel 2

Abb. 1: Tuberoidkalk-Typ

Der gebankten Folge von Lithoklasten/Tuberoidkalken sind große Schwämme und Schwammplatten eingestreut. Der ursprünglich in Lagen geringfügig schwankende Mergelgehalt drückt sich, durch Drucklösung überprägt, in Mergelfugen aus. Die vertikal durchschlagenden Risse entsprechen durch Erosion erweiterten Stylolithenbahnen. (Ausschnitt: 40x40 cm)

Abb. 2: Skelett-Typ

Ursprünglich durch Schwämme besiedelter Bereich, wobei die stützende Matrix vorwiegend aus Tuberoiden und Mergeln bestand. Verfestigende Krustenbildungen fehlen nahezu. Dolomitisierung zerstörte das Matrixgefüge, Dedolomitisierung führt mit der Freisetzung von Fe zur Abscheidung von Limonit/Eisenhydroxid (Ockerfärbung) und zum Aussanden der mergelig-porösen Matrix. Früh lithifizierte Schwammreste und Echinodermenteile haben Dolomitisierung und Dedolomitisierung unverändert überstanden und lassen sich aus dem zerfallenden Gestein auslesen. (Ausschnitt: 40x40 cm)

Abb. 3: Gerüst-Typ

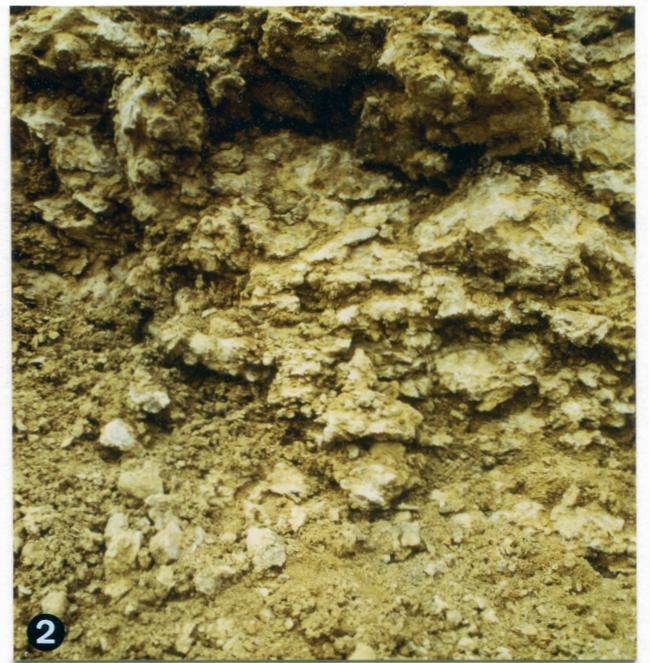
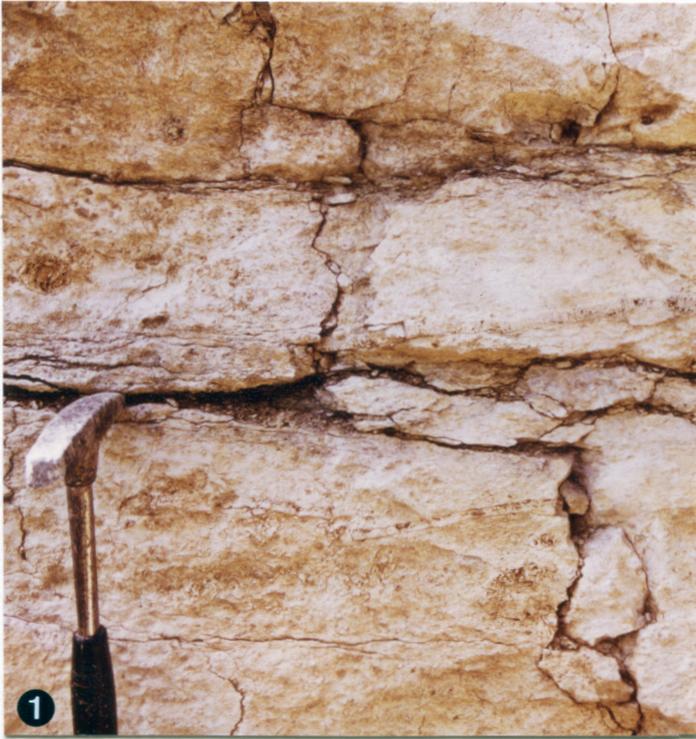
Krusten-Schwamm-Bindstone aus dem „harten Kern“ des Hügels. grau: Schwammreste; hellgrau: Krusten, z.T. diagenetisch zerbrochen (Schrumpfung und Setzung); ockerfarben: Dolomitisierte und dedolomitisierte Lithoklasten/Tuberoidkalkmatrix; (Ausschnitt: 6x8 cm)

Abb. 4: Krusten-Schwamm-Bindstone mit dedolomitisierter Tuberoidkalkmatrix

Durch die Abscheidung von Limonit während der Dedolomitisierung ehemals ockerfarben getönte Bereiche im Gestein werden bei einer Bodenbildung (?) durch Umbildungen der braunen Eisenminerale zu Hämatit rot gefärbt. Die Probe stammt aus dem Liegenden kreidezeitlicher Sande und Schotter, die Rötung dringt mehrere cm weit in das Gestein vor. (Ausschnitt: ca. 8x10 cm)

Abb. 5: Kombination von Skelett-Typ und Tuberoidkalk-Typ

Dicht liegende, verkalkte Schwammreste, seltener knollige Verkieselungen. Die dedolomitierte, mergelreiche, gerötete Tuberoidkalkmatrix wird unter der Bedeckung mit lehmiger Albüberdeckung und Sanden der Kreide bevorzugt gelöst. Kalk- und Kieselanteile im Gestein wittern als Relief heraus. Felsblock aus dem südwestlichen Teil des Steinbruches. (Ausschnitt: 20x40 cm)



Tafel 3

Dolomit-Dedolomit

Abb. 1: Ausschnitt aus einem senkrecht geschnittenen Tellerschwamm, eingebettet in Tuberoidekalk. Die Hauptmasse des hier nur noch in Relikten erhaltenen Kieselnadelgitters wird von (pseudoolithischen) Peloid-Durchkrustungen und darin eingelagerten Dolomit-Nestern, Kollaps-Hohlräumen und Dedolomit-Lösungshohlräumen verdrängt. (P1, 22; vergr. 5x)

Abb. 2: Ein hexactinellider Kieselschwamm mit Röhren von *Terebella* und peloidischer Durchkrustung stößt hier an die mit Dolomitekristallen durchsetzte, teilweise dedolomitierte Tuberoidekalkmatrix. In dieser sind noch Reste von größeren, mikritischen Tuberoiden erkennbar. Der unvermittelte Abbruch des Nadelgitters in der Bildmitte zeigt ein Zerschneiden des Schwammes nach der frühen Schwammdiagenese an. (P 10, 107; vergr. 20x)

Abb. 3: Dolomithomboeder mit Zonarbau, teilweise rekalzitisiert. Das Gestein besitzt eine hohe Interkristallin-Porosität (bei gekreuzten Nicols schwarze Poren). (gekreuzte Nicols, P 9, 100; vergr. 80x)

Abb. 4: Mit Alizarin-Rot-S angefärbte, zonar gebaute, teilweise rekalzitisierte Dolomithomboeder in einer Tuberoidekalkmatrix. weiss: Dolomitrelikte; ockergelb: Färbung durch bei der Dedolomitisierung freigesetztes Eisen; rötlich: Kalziumkarbonat; schwarz: Poren (gekreuzte Nicols, P 9, 100; vergr. 80X)

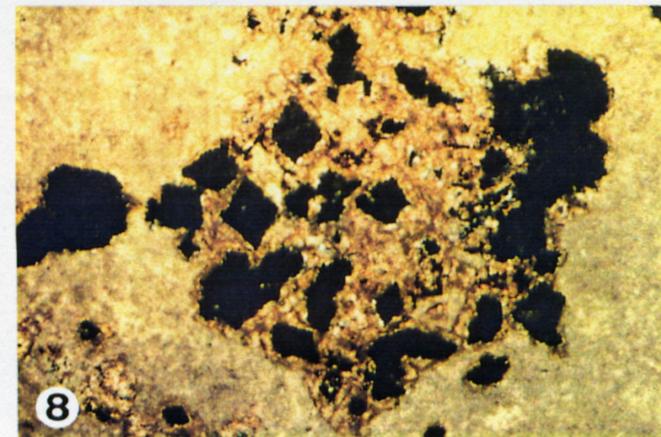
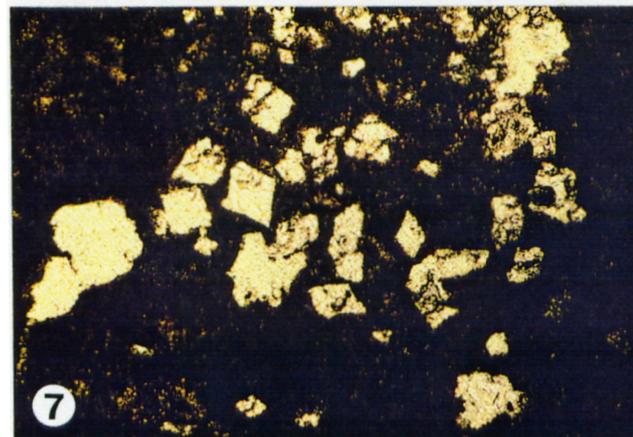
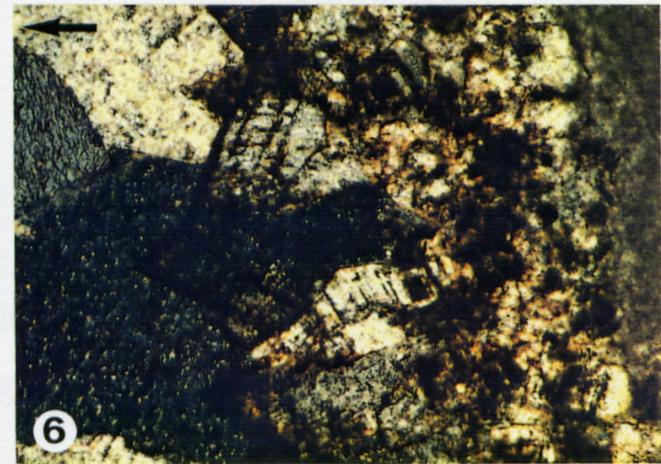
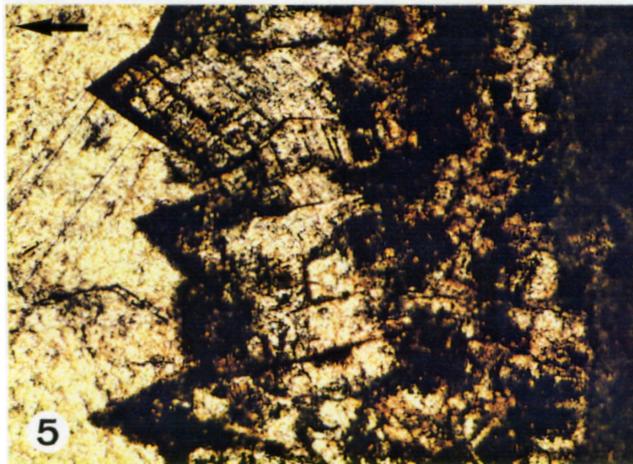
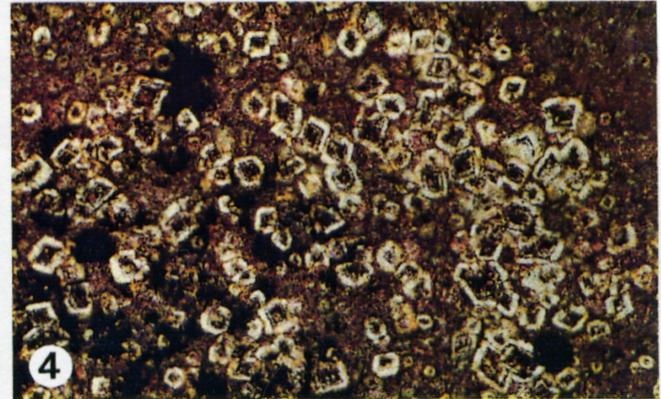
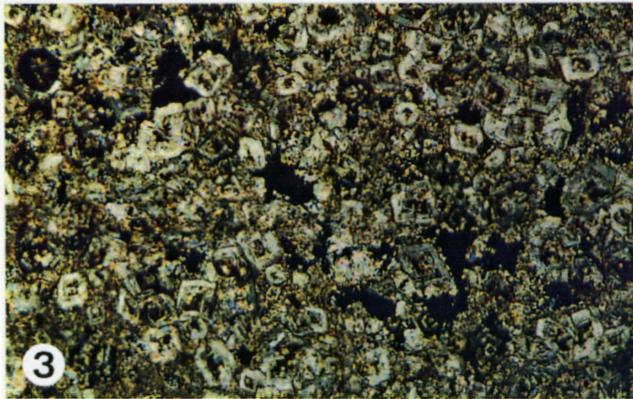
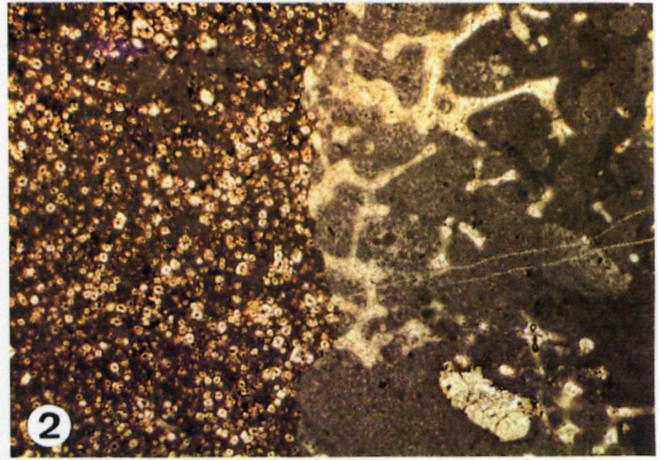
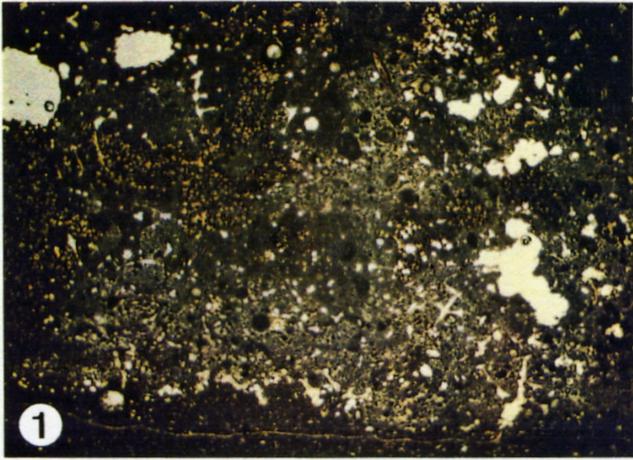
Abb. 5: Hohlraum in einem lithistiden Schwamm. Die am Boden liegenden Dolomitekristalle sind in den zur Verfügung stehenden Hohlraum weitergesprosst (epitaxiale Anwachssäume). Der Resthohlraum ist mit blockigem Kalzit gefüllt. (P 9, 100; vergr. 82x)

Der Pfeil in den Abbildungen 5 und 6 zeigt stets nach „oben“.

Abb. 6: Bei gekreuzten Nicols ist zu erkennen, dass sich die blockigen Kalzitkristalle in die durch abgeschiedenen Limonit als Geisterstrukturen nachgezeichneten, ehemaligen Dolomitekristalle fortsetzen. (gekreuzte Nicols, P 9, 100; vergr. 82x)

Abb. 7: Die ursprünglich im Tuberoidekalk gesprosst Dolomitekristalle sind hier völlig ausgelöst, aber noch durch rautenförmige Begrenzungen der Poren nachgezeichnet. (P 11, 128; vergr. 80x)

Abb. 8: Im Kristallgitter der Dolomite eingebautes Eisen wurde bei deren Lösung freigesetzt. Die im polarisierten Licht schwarz erscheinenden Hohlräume sind daher von durch Eisenhydroxid braun gefärbten Höfen umgeben. (gekreuzte Nicols, P 11, 128; vergr. 80x)



Tafel 4

Verkieselung

Abb. 1: Serpelnröhre. Von der Wandung wachsen Kalzitkristalle in das ehemalige Lumen. Der Resthohlraum wird von einem deutlich ausgebildeten Quarzmosaik plombiert. (gekreuzte Nicols, P 5, 56; vergr. 150x)

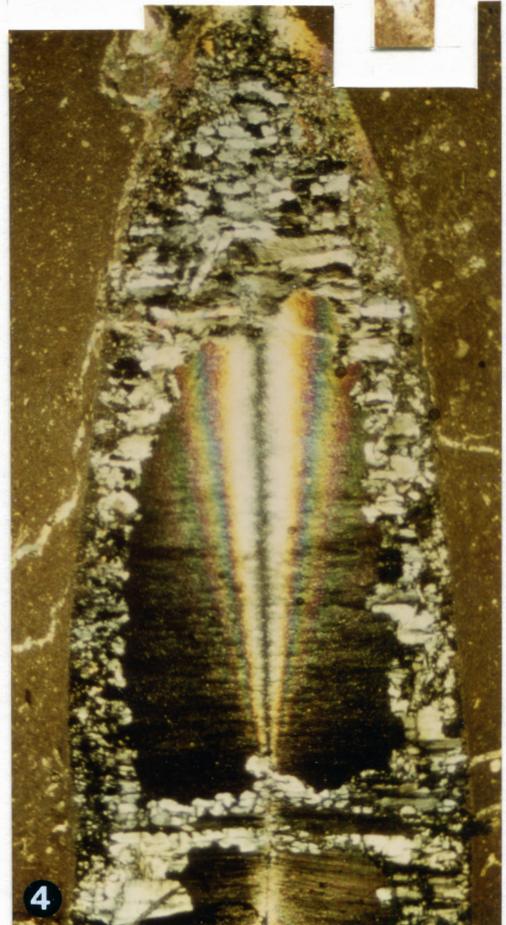
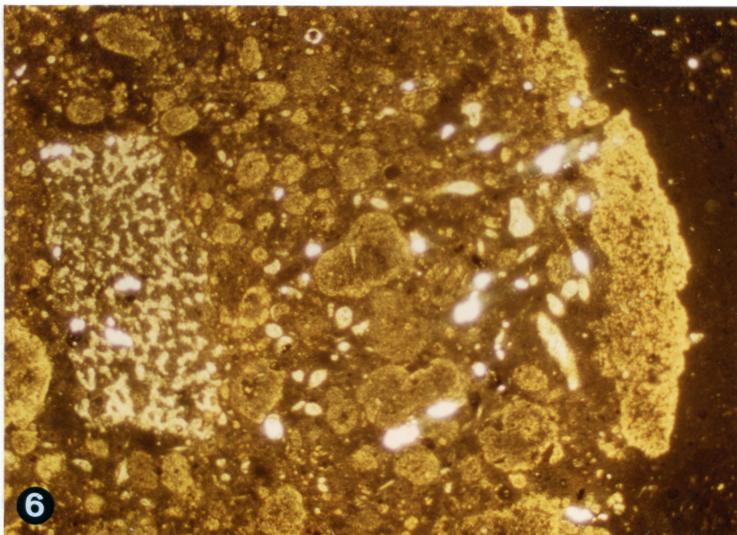
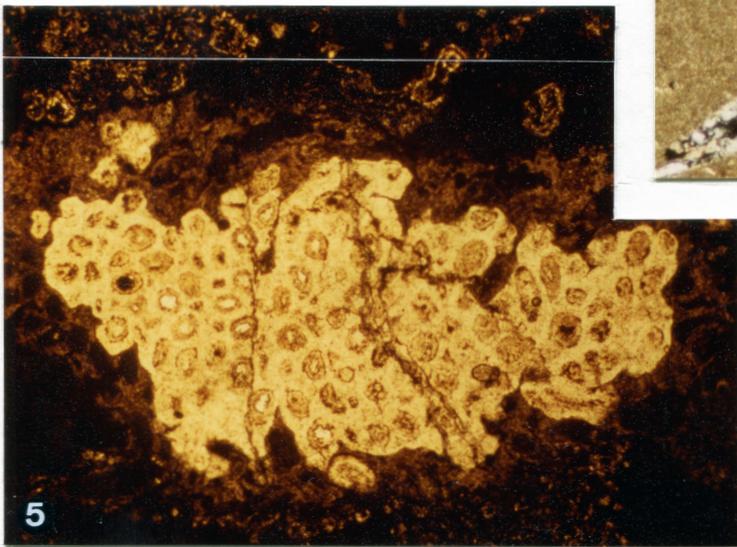
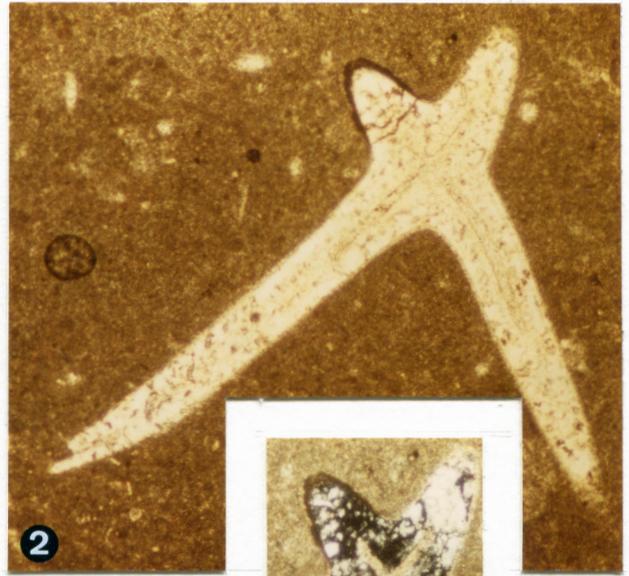
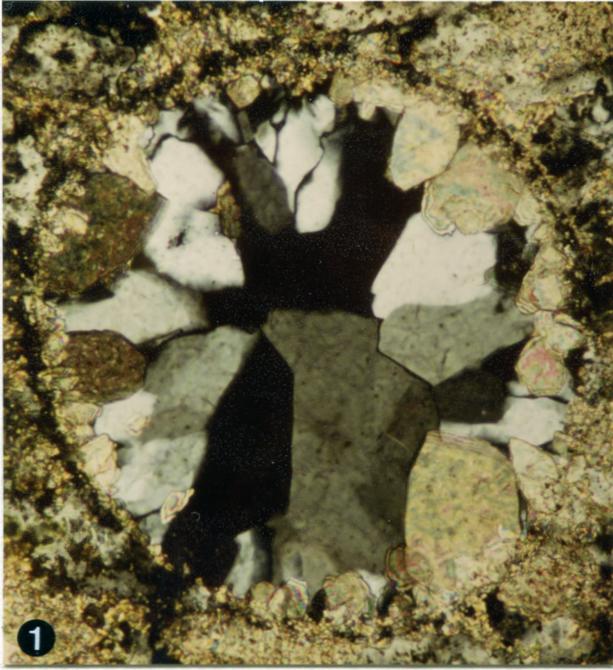
Abb. 2: Tetraxone Schwammnadel in mikritischem und pseudoolithischem Krustengestein. Der Zentralkanal ist zu erkennen. (P 1, 19; vergr. 40x)

Abb. 3: Nadel wie in Abb. 2, in polarisiertem Licht. Der Zentralkanal ist von Karbonat erfüllt, welches in einer hauchdünnen Lage auch den Übergang von der Nadel zum Nebengestein einnimmt. Die ehemalige, aus Skelettopal bestehende Nadel ist umkristallisiert. (gekreuzte Nicols, PI, 19; vergr. 40x)

Abb. 4: Belemnitenrostrum in polarisiertem Licht. Im Zentrum und randlich (an der Spitze) ist deutlich das typische, radialfaserige Karbonat des Rostrums zu erkennen. In einer Lage unter (!) der Oberfläche hat SiO_2 das Karbonat verdrängt, die SiO_2 -Anreicherung zeigt sich zudem an Rissen und Bruchstellen auch innerhalb des Rostrums. (gekreuzte Nicols, P 5, 56; vergr. 18x)

Abb. 5: Bryozoe (*Ceriopora?*). Im dick belassenen Schliff treten die Kammern der Zooide im hell durchscheinenden Chalzedon deutlich hervor. Der nicht verkieselte Randbereich der Kolonie verfließt mit dem umgebenden Gestein. Im fertigen Dünnschliff sind die Zooidkammern nicht mehr zu erkennen. (P 10, 113; vergr. 25x)

Abb. 6: Verkieselter Lithoklasten/Tuberoidekalk. Verkieselungen erhöhen generell die Transparenz der Lithoklasten/Tuberoidekalk. Die Tuberoide treten dabei deutlich in der Kieselknolle hervor, nur der Randbereich der Knollen ist wolkig und Feinstrukturen zerstörend ausgebildet. (P 4, 36; vergr. 13x)



Tafel 5

Echinodermenreste

Abb. 1: *Plegiocidaris coronata* GOLDFUSS. Der kleine Primärstachel zeigt einen kurzen, dünnen Schaft. Bei großen Primärstacheln sind längere und aufgeblähere Schäfte ausgebildet. (vergr. 4,5x)

Abb. 2: *Paracidaris blumenbachii* (MÜNSTER). Bruchstück aus dem Schaft eines Primärstachels. (vergr. 4x)

Abb. 3: *Polycidaris spinosa* (AGASSIZ 1840). Der Schaft des Primärstachels ist abgebrochen, deutlich sind der breite Stachelring und der lange Kragen zu erkennen. (vergr. 4,5x)

Abb. 4: *Polycidaris spinosa* (AGASSIZ 1840). Bruchstück aus dem Schaft eines mit spitzen Dornen besetzten Primärstachels. (vergr. 4x)

Abb. 5: *Plegiocidaris propinqua* (MÜNSTER). Primärstachel mit unregelmäßig gekörntem Schaft. (vergr. 4x)

Abb. 6: *Plegiocidaris coronata* GOLDFUSS. Durch Verletzung oder Krankheit ist das geradlinige Wachstum der gekörnelten Leisten auf dem Schaft gestört. (vergr. 2,2x)

Abb. 7: *Plegiocidaris coronata* (GOLDFUSS). Einzeltafel aus dem Interambulakralfeld am Rande des Scheitelfeldes. (vergr. 4x)

Abb. 8: *Polycidaris spinosa* (?) (AGASSIZ 1840). Bruchstück aus dem Interambulakralfeld. (vergr. 4x)

Abb. 9: Isolierte Halbpypamide aus dem Kauapparat eines Cidariden, Seitenansicht. (vergr. 4x)

Abb. 10: Außenseite einer Einzeltafel aus dem Scheitelschild eines Cidariden. (vergr. 4x)

Abb. 11: *Sphaeraster tabulatus* (GOLDFUSS). Außenseite einer einzelnen Tafel. (vergr. 4,5x)

Abb. 12: *Sphaeraster tabulatus* (GOLDFUSS). Die Einzeltafel ist randlich verkieselt, das Innere, ursprünglich aus Kalkspat bestehend, ist ausgelöst. (vergr. 4x)

Abb. 13: *Stauranderaster* (?) sp. Einzeltafel mit gewölbter, gepunkteter Oberseite (vergr. 4x)

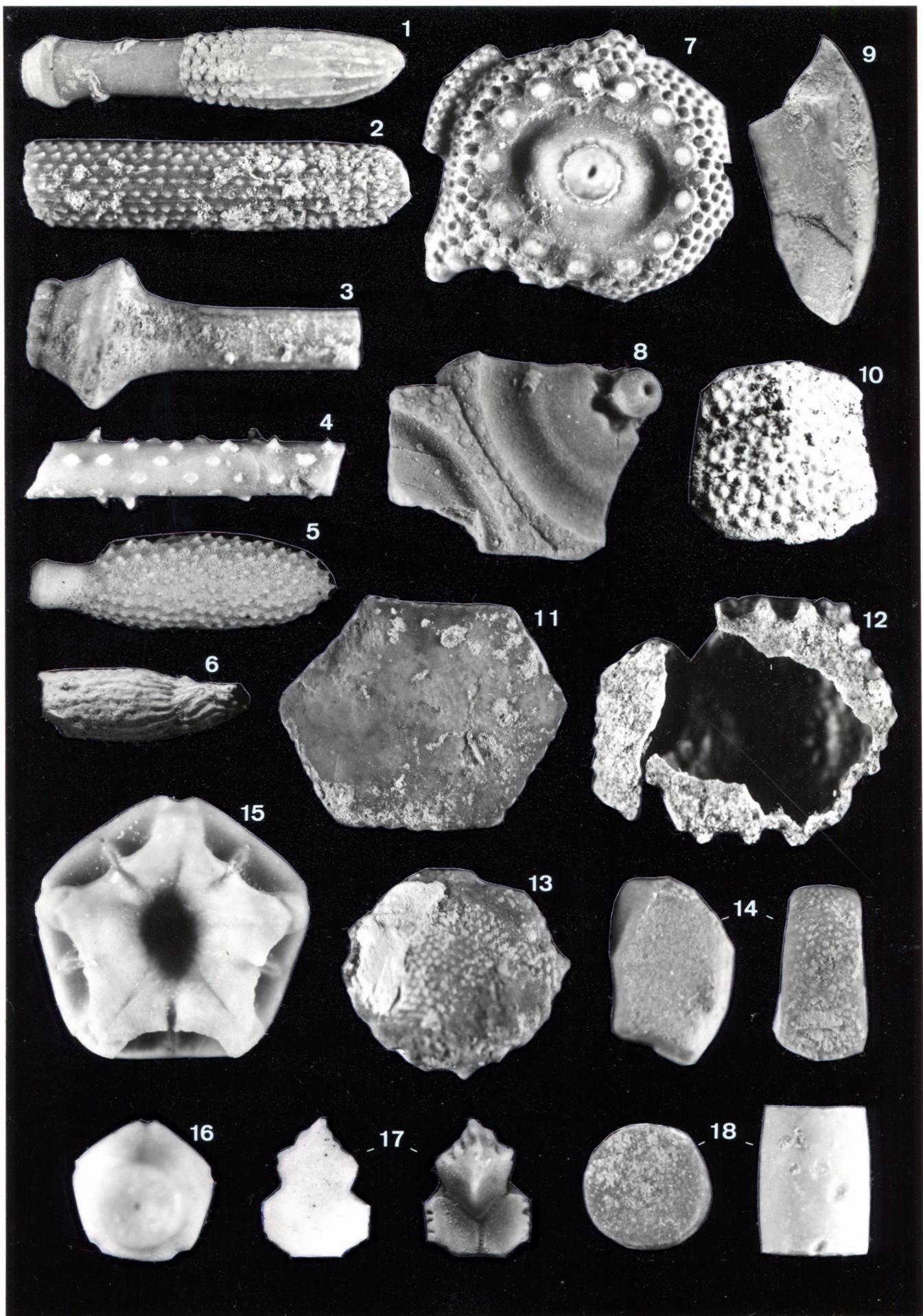
Abb. 14: *Tylasteria* sp. Einzelne Randplatte von der Seite und von außen. (vergr. 4,5x)

Abb. 15: *Eugeniocrinites cariophyllites* (SCHLJIHEIM). Kelch von oben. (vergr. 8x)

Abb. 16: *Eugeniocrinites cariophyllites* (SCHLOTHEIM). Kelch von unten. (vergr. 4x)

Abb. 17: *Eugeniocrinites cariophyllites* (SCHJJTHEIM). Zweite Primibrachiale. Links: Außenseite; rechts: Innenseite mit gezähnten Gelenkflächen. (vergr. 4x)

Abb. 18: *Eugeniocrinites cariophyllites* (SCHLOTHEIM). Kelchnahes, trommelförmiges Stielglied. Kelchferne Stielglieder sind länger ausgezogen und auf den Gelenkflächen mit einer Grube versehen. (vergr. 4x)



Tafel 6

Cephalopoden

Abb. 1, 2: *Taramelliceras (Taramelliceras) pichleri* (OPPEL). Charakteristisch ist die schwache, nur marginal deutliche, nach vorne geschwungene Berippung und der gekörnelte Kiel auf der Wohnkammer der kleinwüchsigen Art. (vergr. 2x)

Abb. 3: *Epipeltoceras semimammatum semimammatum* (QUENSTEDT). Die schwach rückwärts geneigten, kaum gebogenen, stumpfen Rippen sind marginal verstärkt. Sie sind auf der glatten Externseite unterbrochen. (vergr. 2,5x)

Abb. 4: *Microboplices microbiplex* (QUENSTEDT). Die groben, bipartit spaltenden Rippen auf der Wohnkammer sind deutlich ausgeprägt. (vergr. 2x)

Abb. 5: *Taramelliceras* sp. Der gekörnelte bzw. gezackte Kiel fehlt, die Berippung zieht nach hinten verzerrt über den Rücken. Die bilaterale Symmetrie des pathologischen Gehäuses ist gestört. (vergr. 2,2x)

Abb. 6: *Amoeboceras alternans* (v. BUCH). Die gegabelten und ungegabelten Rippen schwingen marginal nach vorne. Sie erlöschen an dem abgesetzten, gezähnten Kiel. Der Windungsquerschnitt ist nierenförmig bis hochoval bis lanzettförmig. (vergr. 2x)

Abb. 7: *Amoeboceras alternans* (v. BUCH). Das Bruchstück zeigt eine besonders grobe Berippung. (vergr. 2,3x)

Abb. 8: *Nebrodites (Enayites)* sp. Das extrem evolutive Gehäuse zeigt einen gerundeten bis breitgerundeten Windungsquerschnitt, die Rippen spalten marginal meist dichotom. Nach jeweils einem Drittel Umgang erscheint eine Einschnürung. (vergr. 2x)

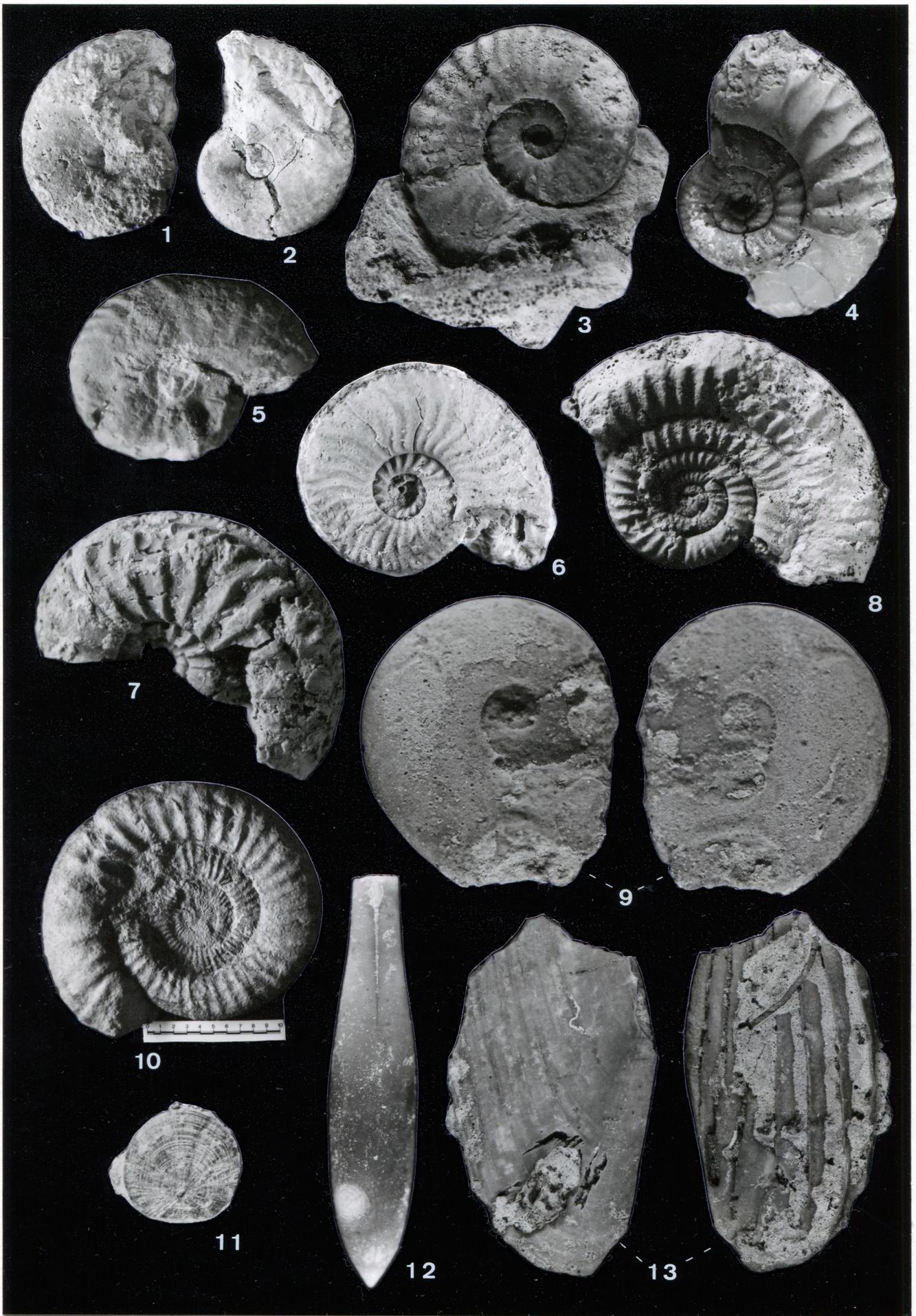
Abb. 9: *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPPEL). Auf der Wohnkammer treten schwach marginale Kanten auf. Ein Kiel fehlt, beide Ohren sind erhalten. (vergr. 4x)

Abb. 10: *Perisphinctes* sp. Die Innenwindungen zeigen die für Perisphinctiden des Malm Alpha typischen, starren, im oberen Drittel der Flanke spaltenden Rippen. (vergr. 0,25x)

Abb. 11: *Hibolithes (Hibolithes) hastatus* MONTFORT. Der Querschnitt durch das ungewöhnlich große Exemplar zeigt die hier nicht konzentrischen Anwachsstreifen. (vergr. 1,1x)

Abb. 12: *Hibolithes (Hibolithes) hastatus* MONTFORT. Die Ventralfurche ist deutlich ausgebildet, sie verschwindet zur Spitze des Rostrums. Der weiße Fleck aus konzentrischen Ringen stellt eine Verkieselung dar. (vergr. 4x)

Abb. 13: *Lamellaptychus* sp. Die Innenseite ist nahezu glatt und zeigt schwache Anwachsstreifen. Die Außenseite ist von scharfkantigen Leisten bedeckt. (vergr. 2,7x)



Tafel 7

Bivalven, Brachiopoden, Bryozoen, Anneliden

Abb. 1: *Nuculoma variabilis* (SOWERBY). Es treten nur Steinkerne dieser maximal einen cm großen, grabenden Muschel auf. (vergr. 6,5x)

Abb. 2: *Arctostrea* sp. Die langgestreckten, hahnenkammartig gewellten Klappen sind häufig verkieselt. (vergr. 1,6x)

Abb. 3: *Liostrongia* sp. Eine Klappe ist mit dem Substrat verwachsen. (vergr. 10x)

Abb. 4: *Lacunospira lacunosa* (SCHLOTHEIM). Bei dieser häufigen, großen Brachiopode ist der gewellte Stirnrand von in der Wirbelregion beginnenden Rippen überlagert. Die Schale zeigt in einzelnen Streifen einen samtartigen Glanz. (vergr. 2,5x)

Abb. 5: *Trigonospira pectunculosa* (SCHLOTHEIM). Charakteristisch für *Trigonospira* ist das aus der Überlagerung von gewelltem Stirnrand, Anwachsstreifen und Rippen resultierende Muster. Das abgebildete Exemplar ist massiv verkieselt. (vergr. 4x)

Abb. 6: *Dorsospira* sp. Die kleinwüchsige Brachiopode zeigt einfache Anwachsstreifen auf der glatten Schale. (vergr. 4x)

Abb. 7: *Radicipora radicipiformis* (GOLDFUSS). Die stockförmig wachsende *Radicipora* ist die am häufigsten auftretende Bryozoe. (vergr. 4x)

Abb. 8: *Berenicea* sp. Die in nur einer Lage inkrustierenden Bryozoen bilden meist runde Kolonien aus. (vergr. 9x)

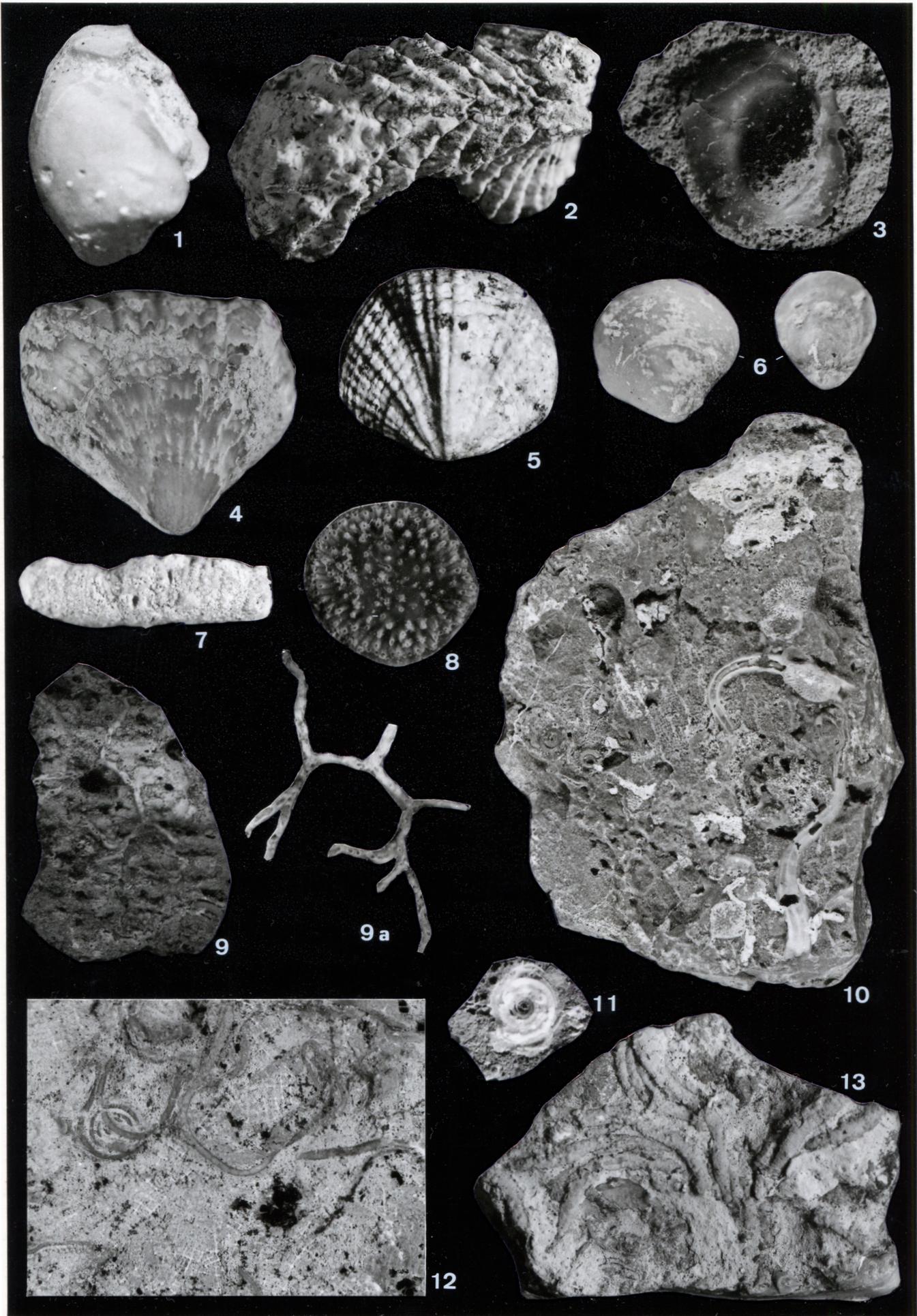
Abb. 9, 9a: *Stromatopora corallina* (d'ORBIGNY). Die seltenen Zoarien bestehen aus uniserial angeordneten, dichotom verzweigten Zooiden (vergr. Abb. 9: 3,5x; Abb. 9a: 6,5x)

Abb. 10: Unterseite eines Schwammes, besiedelt mit *Serpula* (*Tetraserpula*) und Bryozoen (*Berenicea*). (vergr. 2,5x)

Abb. 11: *Serpula* (*Dorsoserpula*) cf. *crispocristata* (PARSCH). Das verkieselte, eingerollte Exemplar siedelt auf einem Schwammrest. (vergr. 1,5x)

Abb. 12: *Serpula* (*Cycloserpula*) *flaccida* (GOLDFUSS). Die langen, dünnen Röhren treten nebeneinander langgestreckt und eng auf gerollt auf. Sie siedeln hier auf der Unterseite eines Schwammes. (vergr. 3,5x)

Abb. 13: *Terebella lapilloides* (MÜNSTER). Die unvollständigen, agglutinierten Röhren scheinen kaum an Durchmesser zuzunehmen, sie treten an Krusten und, wie hier, an Schwärmen auf.



Tafel 8

Schwämme

Abb. 1: *Porospongia marginata* (GOLDFUSS). Abb. 1, links: Innenseite des Schwammes, Paragastralseite mit runden Oscularöffnungen. Abb. 1, rechts: Außenseite mit postmortalem Serpelbewuchs. (vergr. 2x)

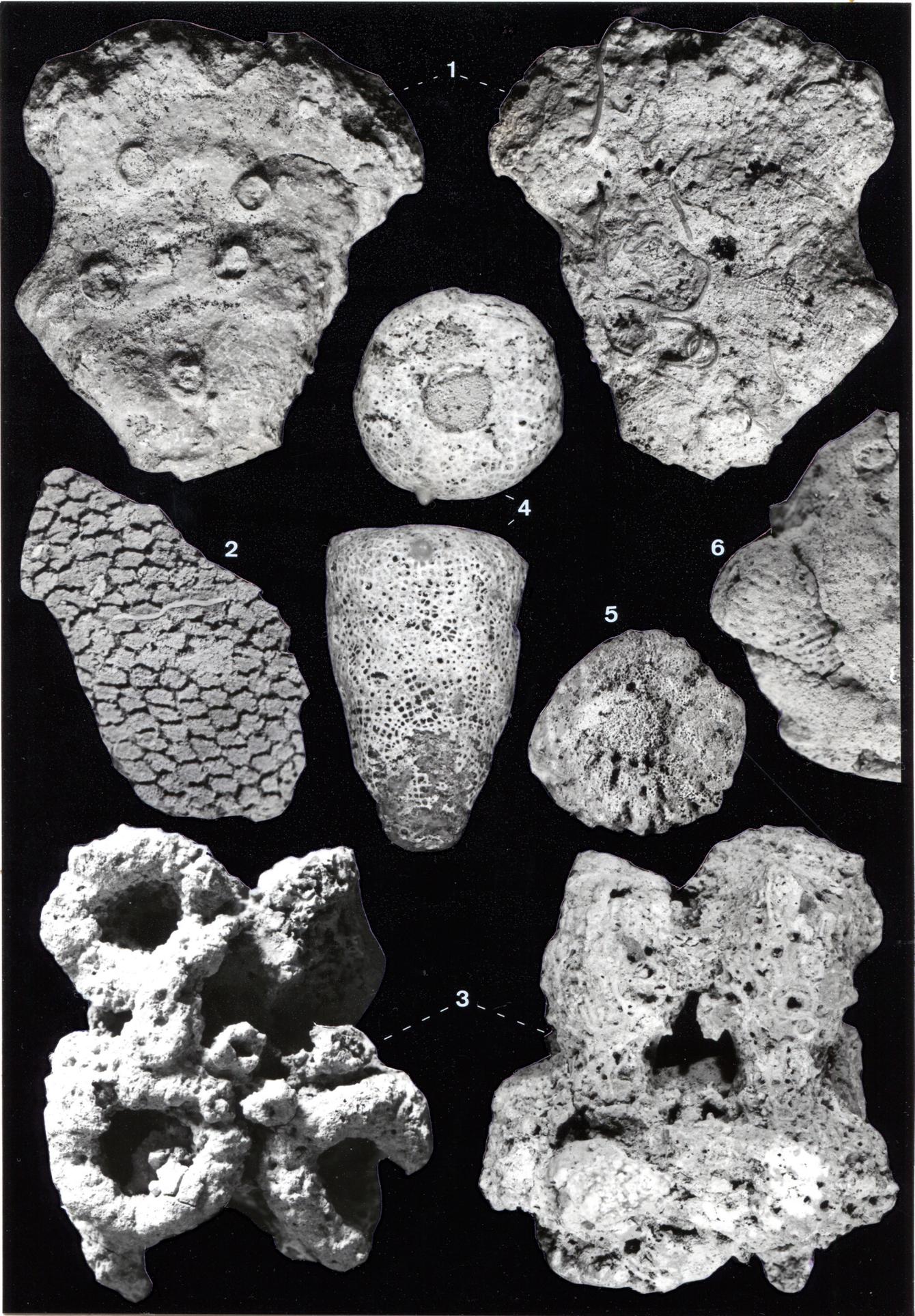
Abb. 2: Abdruck (keine Sklerenerhaltung), von *Cribrospongia* = *Tremadictyon*. (vergr. 1,3x)

Abb. 3: *Rhopalicus* sp. Der Schwamm ist nahezu vollständig durch dicht liegende Röhren von *Terebella* ersetzt. (vergr. 1,3x)

Abb. 4: *Cypellia rugosa* (GOLDFUSS). In dem verkieselten Gitter lassen sich bei starker Vergrößerung die Lychnisken erkennen. Der kleine, marginal aufsitzende Knoten ist *Neuropora spinosa* (LAMOUROUX), nach KAZMIERCZAK & HILLMER (1974) eine Sclerospongie. (vergr. 4x)

Abb. 5: *Sporadopyle obliqua* (GOLDFUSS). Die Ostien sind bei dieser Art zum Teil unregelmäßig angeordnet. (vergr. 3x)

Abb. 6: *Sporadopyle pusilla* SCHRAMMEN. Dieser kleine, lychniskide Schwamm konnte erst nach dem Anfertigen eines Dünnschliffes eindeutig zugeordnet werden. (vergr. 2x)



Tafel 9

Pellets und Problematika

Abb. 1: Regelmäßige Anordnung von Kotschnüren in einem Hohlraum (Schirm-Pore) im Krusten-Schwamm-Kalk. (P 5, 47; vergr. 20x)

Abb. 2: Detail aus Abb. 1; „oben“ ist hier links. Die scharf abgesetzten, mikritischen Kotschnüre sind von sparitischen Zementen umgeben. (P 5, 47; vergr. 100x)

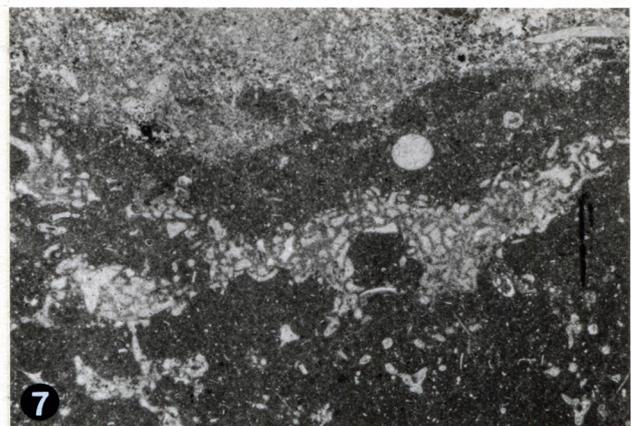
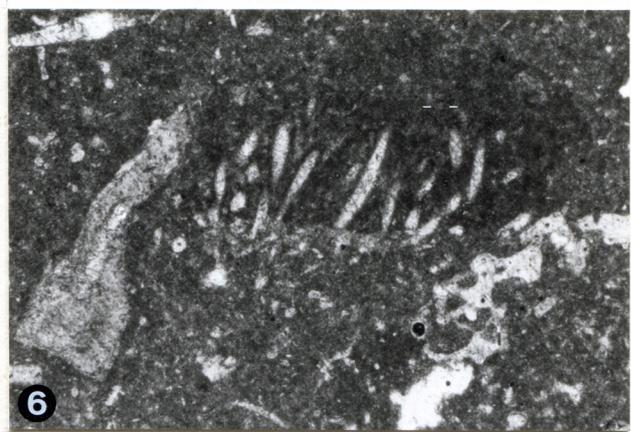
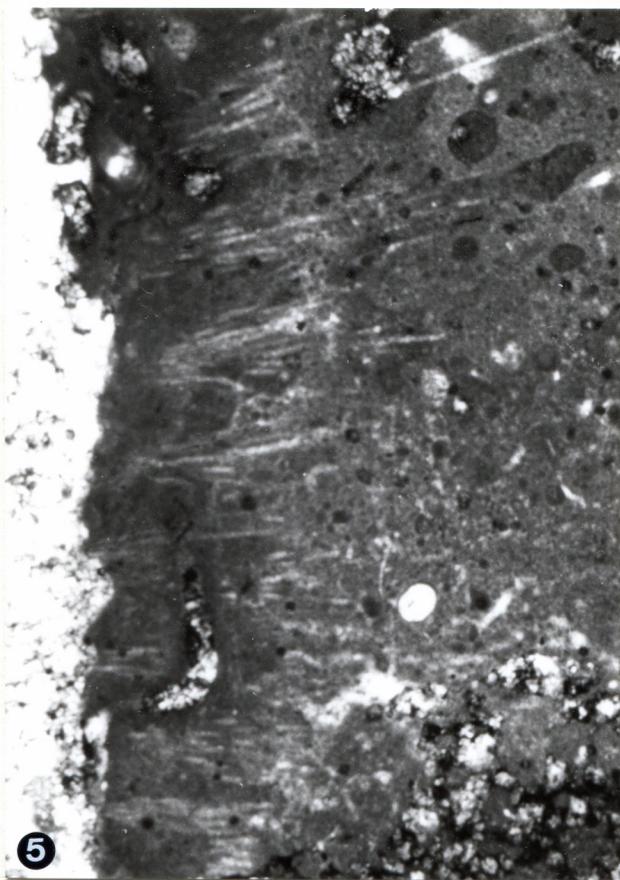
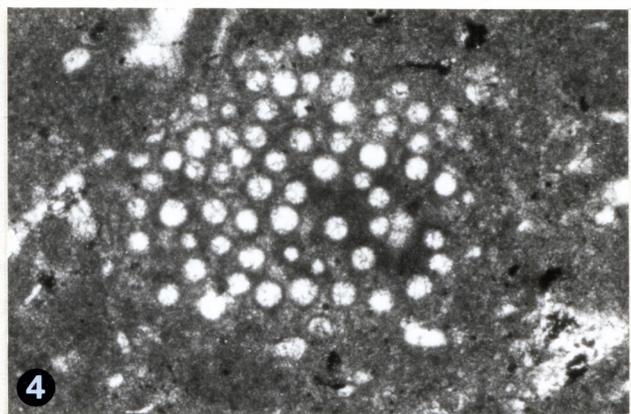
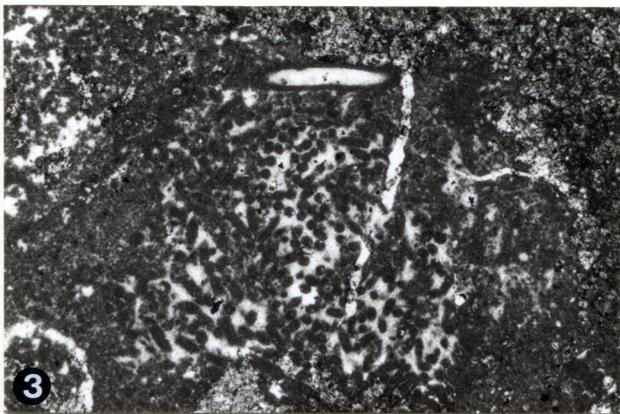
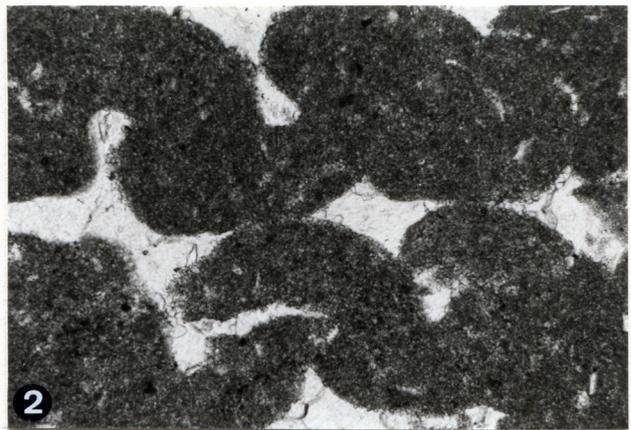
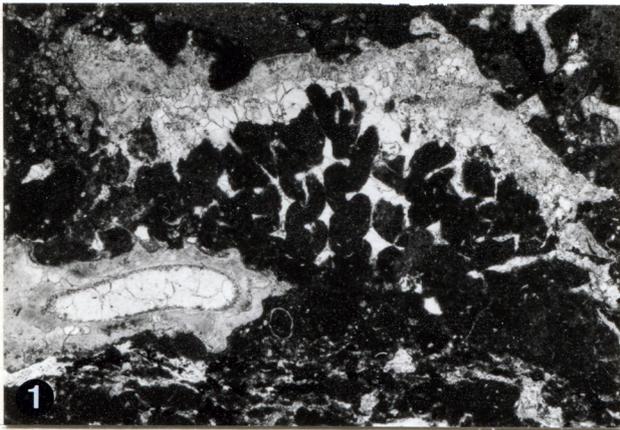
Abb. 3: Ein loser Haufen von Pellets (Mikrokoprolithen) im Krusten-Schwamm-Kalk. Oben ist eine Röhre von *Terebella* angeschnitten. (P 12, 147; vergr. 20x)

Abb. 4: Algenproblematikum LADWEIN. Querschnitte durch die dicht liegenden, parallel oder in Büscheln angeordneten Nadeln erscheinen im Schliff als Kugelhaufen. (P 3, 24o.; vergr. 125x)

Abb. 5: Algenproblematikum LADWEIN. Büschelig angeordnete, auf der Oberfläche eines jetzt verkiesselten Schwammes aufsitzende Nadeln ragen hier in eine Peloidkruste. (P 7, 80; vergr. 40x)

Abb. 6: Algenproblematikum LADWEIN. Die unregelmäßig angeordneten Nadeln tragen hier eine mikritische Hülle. (P 2, 18m.; vergr. 50x)

Abb. 7: *Bacinella irregularis* (?) RADOICIC. Die unregelmäßigen, kantigen Kammern sind von Wänden mit konstanter Dicke begrenzt. Da nur ein Exemplar aufgefunden wurde, ist die Zuordnung mit Unsicherheit behaftet. (P 5, 53; vergr. 20x)



Tafel 10

Agglutinierte Bauten

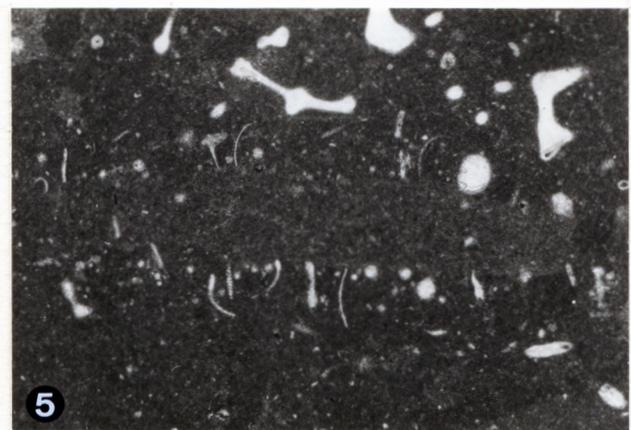
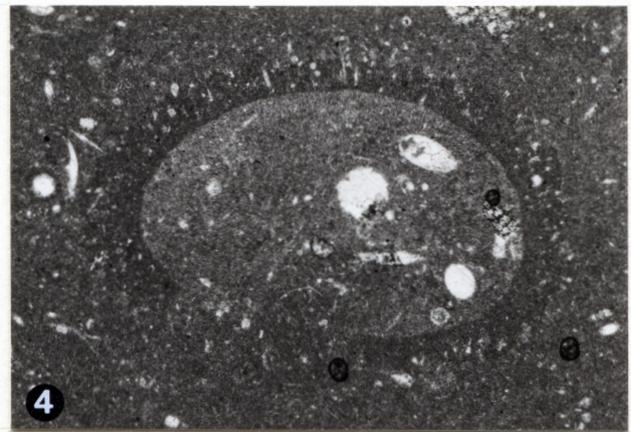
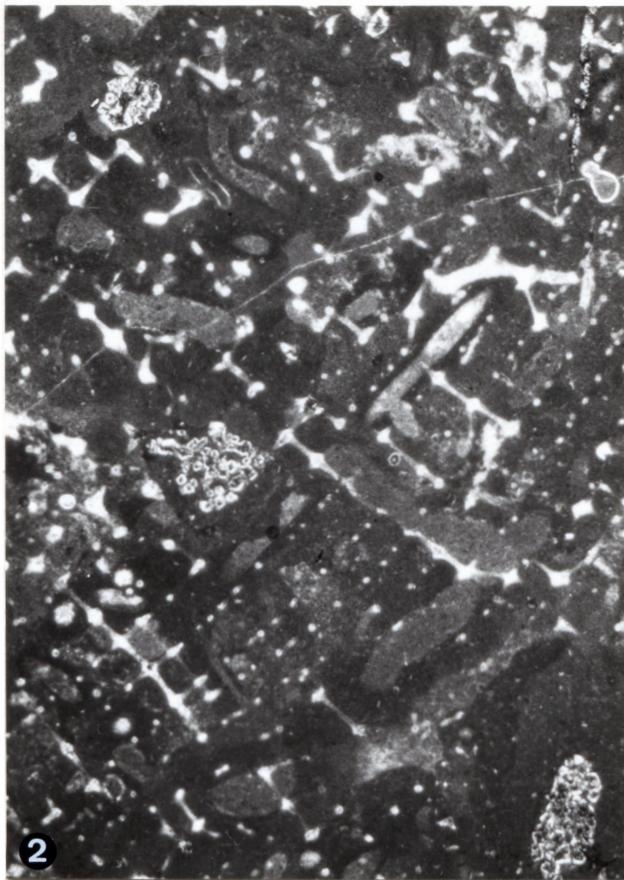
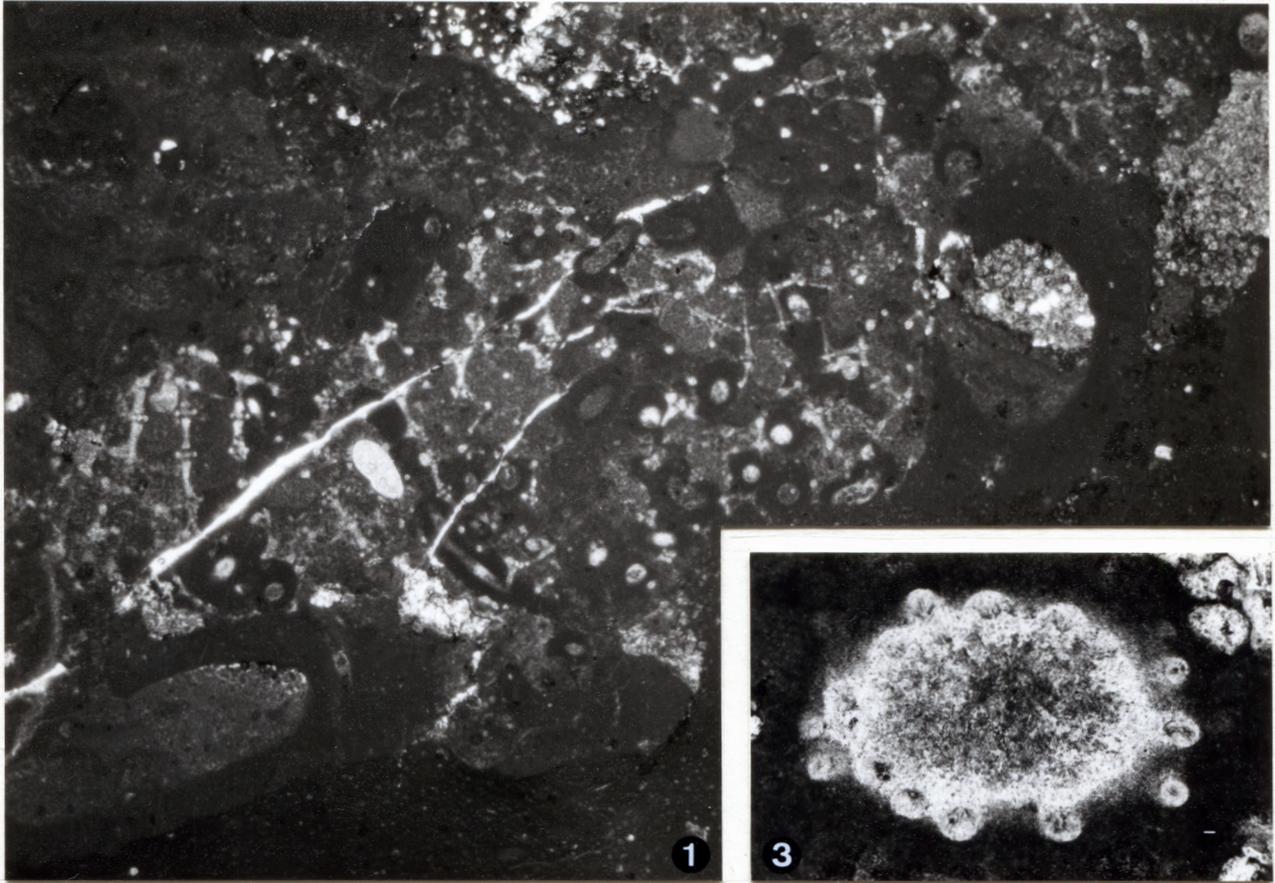
Abb. 1: *Terebella lapilloides* MÜNSTER. Die aus Mikrit agglutinierte *Terebella* tritt hier an einem lychniskiden Schwamm mit verschiedenen Durchmesser auf: Röhren mit bis zu drei mm Durchmesser besiedeln die Oberfläche, solche mit besonders kleinen Durchmesser durchwachsen das Maschengitter. (P 12, 139; vergr. 16x)

Abb. 2: *Terebella* in einem hexactinelliden Schwamm. Der Verlauf der Röhren ist der Symmetrie des Schwammgitters angepasst. (P 8, 85; vergr. 24x)

Abb. 3: *Reophax*. Monaxone Schwammnadeln sind hier parallel zur Längsachse der agglutinierten Foraminifere in die Wandung eingelagert. Im Schnitt senkrecht zur Längsachse des Gehäuses sind die runden Querschnitte der Schwammnadeln zu erkennen. (P 10, 107; vergr. 100x)

Abb. 4: *Batysiphon* sp. Im Querschnitt durch das agglutinierte Gehäuse ist die mikritische, innen glatte Wand zu erkennen. Dieser sind, radial abstehend, feine Nadeln und Filamente eingelagert. (P 12, 147; vergr. 31x)

Abb. 5: *Bathysiphon* sp. Der Schrägschnitt durch die Röhre lässt die zahlreichen (im Vergleich zu den oben im Bild auftretenden Schwammnadeln winzigen), eingelagerten, im Querschnitt kommaförmig erscheinenden Einzelklappen von Ostracoden, Nadeln und Filamente erkennen. (P 6, 65; vergr. 36x)



Tafel 11

Agglutinierte Foraminiferen

Abb. 1: *Reophax* sp. Im Längsschnitt sind hier fünf nieren- bis halbmondförmige Kammern zu erkennen, die Wand ist rein mikritisch agglutiniert. (P 14, 163; vergr. 78x)

Abb. 2: *Haplophragmium* sp. Die Anfangskammern sind zu einer Spirale aufgerollt. Die jüngeren Kammern gleichen denjenigen von *Reophax*, wodurch bei ungünstigen Schnittlagen Verwechslungen auftreten. (PI, 5; vergr. 100x)

Abb. 3: *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. Die aneinander gereihten, im Längsschnitt birnenförmigen Kammern sind von dicken Mikritlagen umgeben. (P 7, 81; vergr. 50x)

Abb. 4: *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. Die im Querschnitt runden Kammern sind von dicken Mikritlagen, welche selbst von der sessilen Foraminifere *Nubeculinella* umkrustet sind, umgeben. (P 4, 41; vergr. 25x)

Abb. 5: *Subbdelloidina luterbacheri* RIEGRAF. Die agglutinierte Foraminifere ist nur durch die sparitisch zementierten Kammern zu erkennen. (P 1, 4; vergr. 62x)

Abb. 6: Gen et sp. indet. Die sessile Foraminifere ist aus biserial und uniserial angeordneten Kammern aufgebaut. Sie ist von einer Peloidkruste überwuchert. (P 7, 83; vergr. 31x)

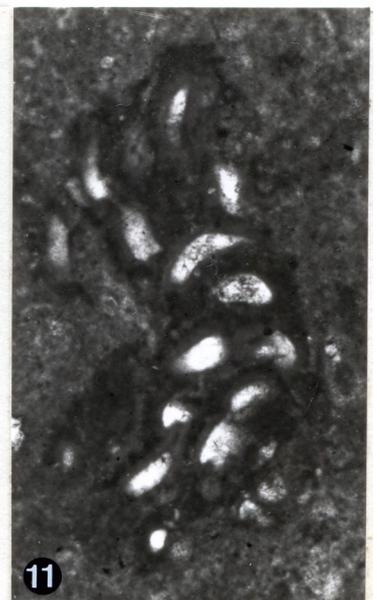
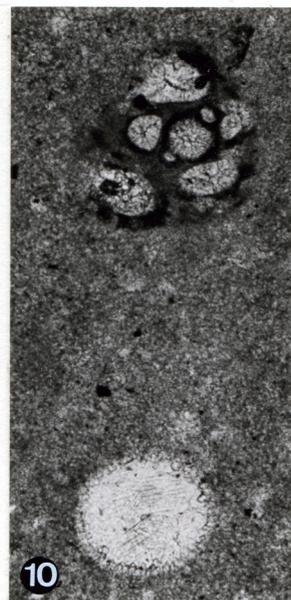
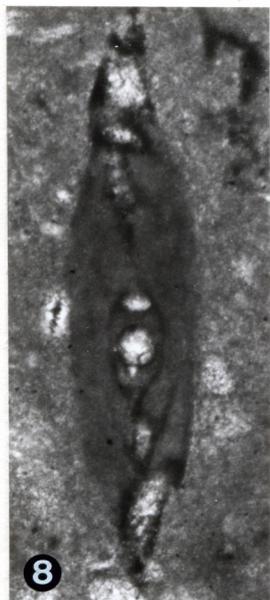
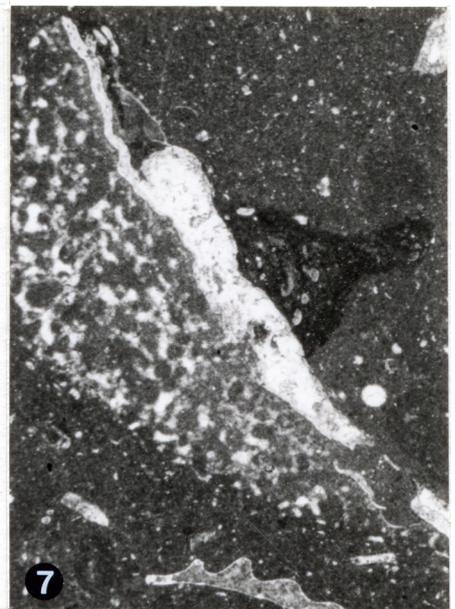
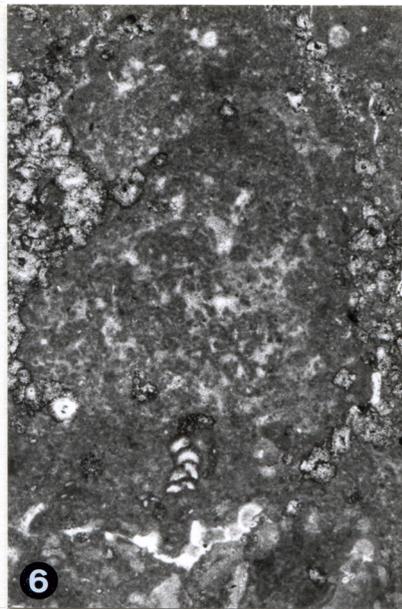
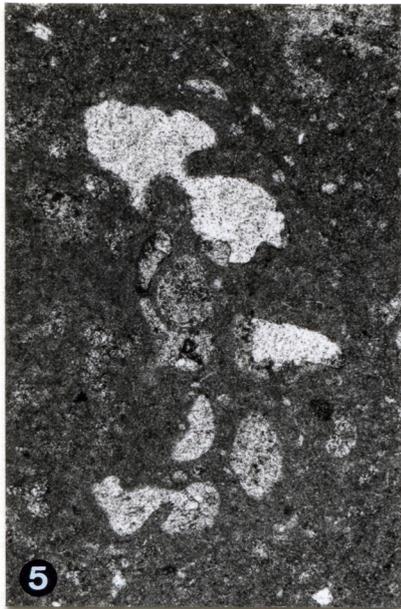
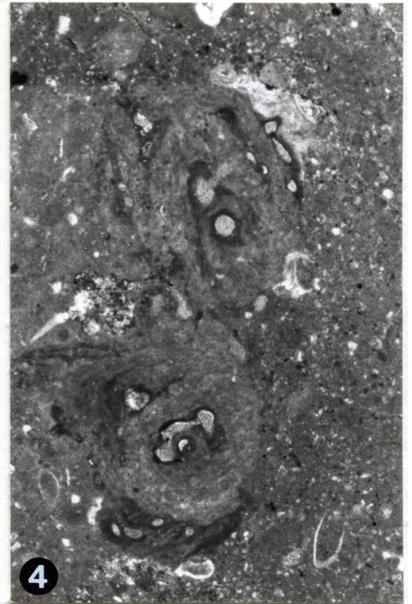
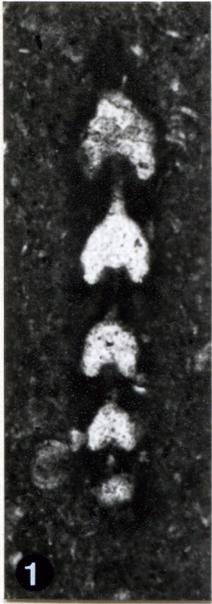
Abb. 7: *Nubeculinella* sp. Die mikritisch agglutinierte, hier ein Schalenbruchstück mit Schwamm besiedelnde, inkrustierende Form bildet teilweise kleine „Riffchen“ aus. (P 1, 4; vergr. 25x)

Abb. 8: *Ophthalmidium* cf. *stuiense* (PAALZOW). Das spindelförmige Gehäuse besteht aus langgezogenen, umeinander greifenden Kammern. (P 6, 58; vergr. 195x)

Abb 9: *Ophthalmidium* cf. *strumosum* (GÜMBEL). Die langgezogenen, umeinander greifenden Kammern sind, im Gegensatz zu *Ophthalmidium* cf. *stuiense*, zu einem gedrungen wirkenden Gehäuse angeordnet. (PI, 6; vergr. 200x)

Abb. 10: *Ophthalmidium* sp. Der Prolocolus ist von fünf großen und wenigen kleinen Kammern umgeben. Unter der Foraminifere ist die sparitisch zementierte Hohlkugel einer Radiolarie abgebildet. (P 6, 65; vergr. 156x)

Abb. 11: Gen. et sp. indet. Die sessile Form besteht aus meist biserial angeordneten Kammern, welche in Wachstumsrichtung uhrglasförmig gewölbt bis keulenförmig ausgezogen sind. (P 13,157; vergr. 50x)



Tafel 12

Agglutinierte Foraminiferen und in Schwammgittern lebende „In“-Formen

Abb. 1: *Subbdelloidina haeusleri* FRENTZEN. Die aus nahezu runden, halbkreisförmig aneinander gereihten Kammern aufgebauten Foraminiferen siedeln auf Krusten und Schwämmen. (P 6, 60; vergr. 233x)

Abb. 2: *Subbdelloidina haeusleri* FRENTZEN. An dem Gehäuse aus Abb. 1 ist hier bei polarisiertem Licht der Aufbau der schwarzgrau erscheinenden Wand aus kieseligen Partikeln zu erkennen. (gekreuzte Nicols, P6, 60; vergr. 233x)

Abb. 3: *Valvulina lobata* SEIBOLD. Der nach LANG (1989) seltene, aber typische Bewohner von Schwamm-
biohermen siedelt auf Schwärmen und Krusten. (P 7, 70; vergr. 100x)

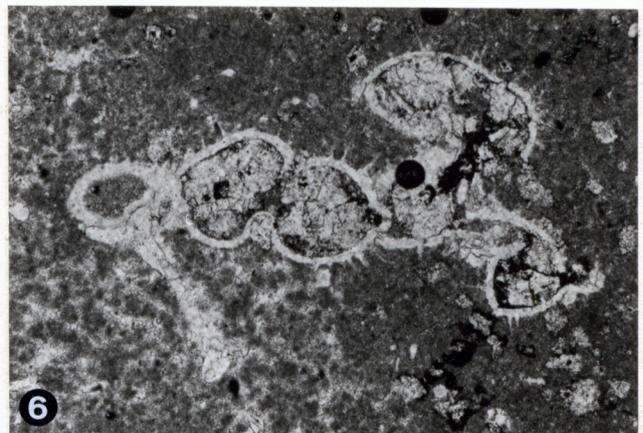
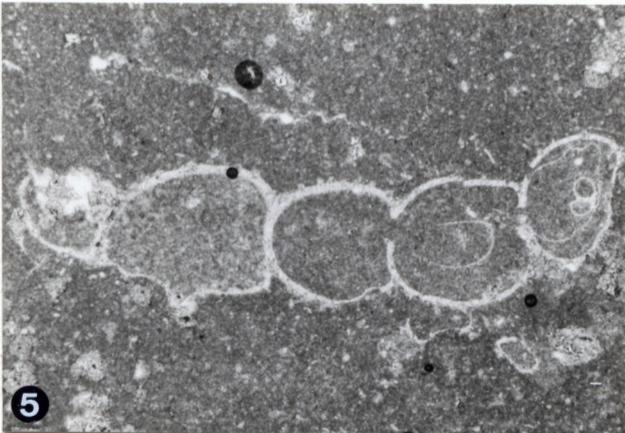
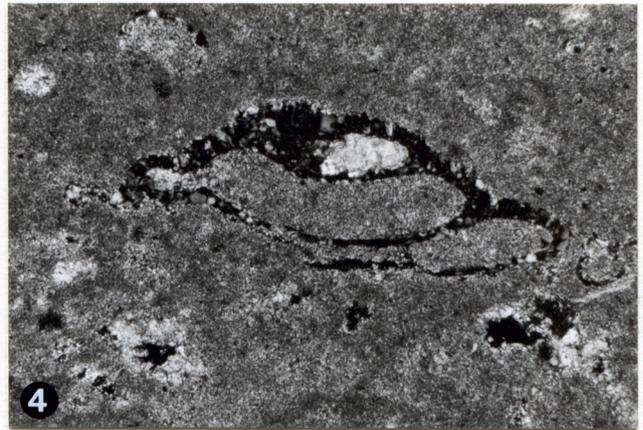
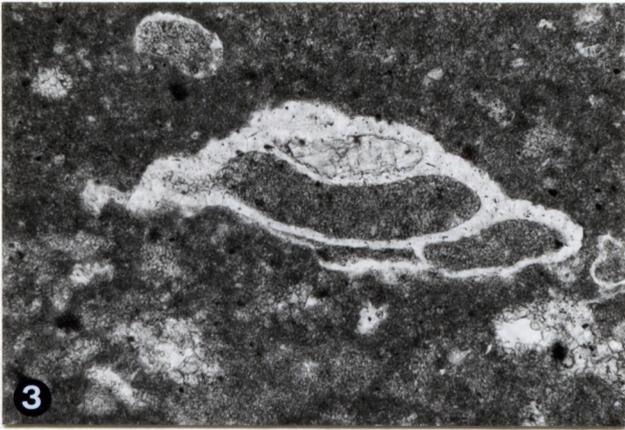
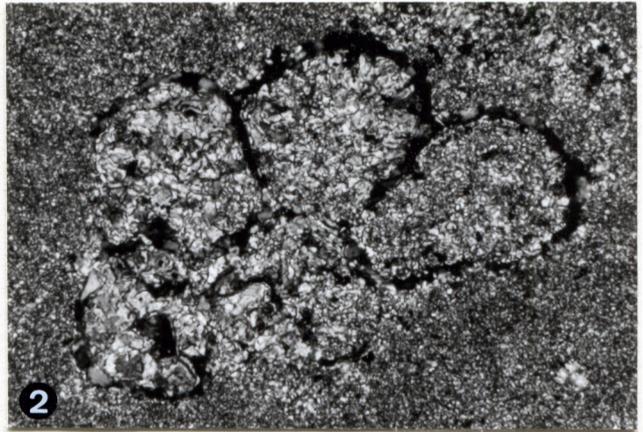
Abb. 4: *Valvulina lobata* SEIBOLD. Das auf einer Kruste siedelnde Exemplar aus Abb. 3 zeigt bei polarisiertem Licht den Aufbau der Wand aus agglutinierten, kieseligen Körnern. (gekreuzte Nicols, P7, 70; vergr. 100x)

Abb. 5: *Ramulina* sp. Das großwüchsige Gehäuse lässt kein Einwachsen in Schwammgitter erkennen, die in einer Linie angeordneten Kammern sind nahezu kugelförmig. (P 10, 119; vergr. 31x)

Abb. 6: *Ramulina* sp. Das stark bestachelte Exemplar ist in ein (später diagenetisch weitgehend zerstörtes) Schwammgitter eingewachsen. Die Ausbildung der einzelnen Kammern ist durch das enge Maschengitter behindert. (P7, 73; vergr. 62,5x)

Abb. 7: *Bullopore tuberculata* (SOLLAS). Die durchbohrten, gedrunghenen Stacheln wirken wie eingesetzt. Die Zuordnung zu den Foraminiferen ist fraglich. (P 6, 64; vergr. 130x)

Abb. 8: *Ramulina* sp. Eine Seite der Foraminifere ist durch das Umwachsen von Schwammnadeln (hier eines hexactinelliden Schwammes) stark eingebuchtet. Die in den freien Raum zeigende Seite besteht nur aus konvexen Bäuchen mit starker Bedornung. Im Inneren sind Relikte von dedolomitierten Dolomitekristallen zu erkennen.



Tafel 13

Abb. 1: *Nodosaria* sp. Der kugelförmige Prolocolus übertrifft die folgenden Kammern an Größe. (P 14, 163; vergr. 100x)

Abb. 2: *Nodosaria* sp. Der Prolocolus ist abgebrochen, das Gehäuse ist leicht verdrückt. (P 4, 38; vergr. 100x)

Abb. 3: *Lingulina* sp. Das schlanke Gehäuse ist aus völlig unregelmäßig großen Kammern zusammengesetzt, der Prolocolus ist abgebrochen. (P 7, 75; vergr. 100x)

Abb. 4: *Nodosaria* sp. Die zweikammerige Foraminifere tritt in den Profilen P 7 und P 8 am Ostrand des Krusten-Schwamm-Hügels und im Tuberoidkalk auf. (P 2, 16; vergr. 266x)

Abb. 5: *Spirillina tenuissima* GÜMBEL. Das Gehäuse ist immer flach, zierlich und planispiral. (P 6, 64; vergr. 175x)

Abb. 6: *Spirillina* sp. Die etwa acht Umgänge dieser planispiralen Foraminifere fallen in Bezug auf die Gattung *Spirillina* besonders breit aus. (P 8, 85; vergr. 145x)

Abb. 7: *Spirillina tenuissima* GÜMBEL. Im Schnitt senkrecht zur Windungsebene sind die schmalen Umgänge des planispiralen Gehäuses zu erkennen. (P 6, 58; vergr. 100x)

Abb. 8: *Spirillina* aff. *polygyrata* GÜMBEL. Die aus bis zu acht Windungen auf gebaute *Spirillina polygyrata* kann aus der Aufrollebene heraus zu schüsselförmigen Formen abgewandelt sein. (P 14, 168; vergr. 100x)

Abb. 9: *Trocholina* sp. Der Zentralkern fehlt, der Umriss ist etwa halbkugelförmig. Die Foraminifere ist in eine Kieselknolle eingelagert. (P 3, 26; vergr. 100x)

Abb. 10: *Patellina feifeli elevata* (PAALZOW). Die aus turmförmig übereinander gelegten Windungen bestehende Foraminifere tritt in der Umgebung der Schwamm-Krusten-Hügel auf. Die Spitze des Gehäuses ist abgeschnitten. (P 7, 67; vergr. 160x)

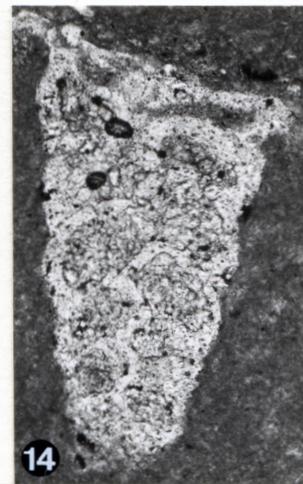
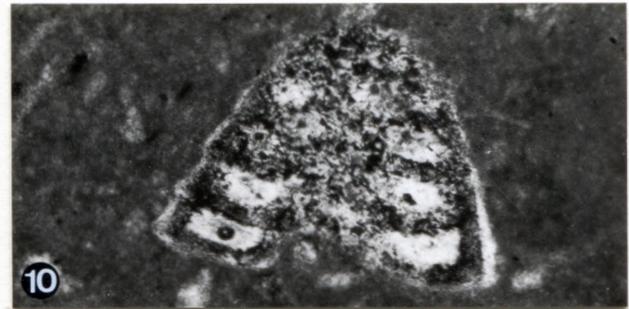
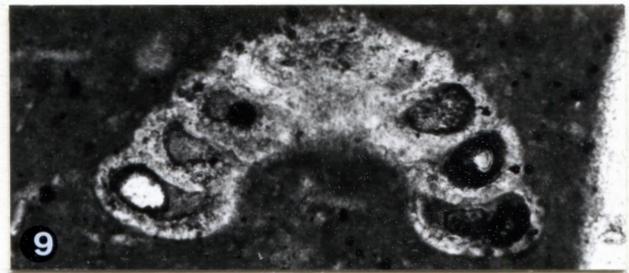
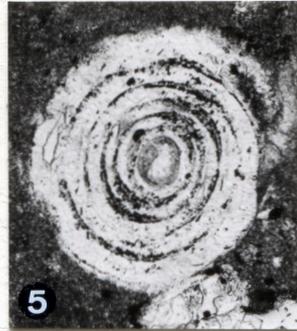
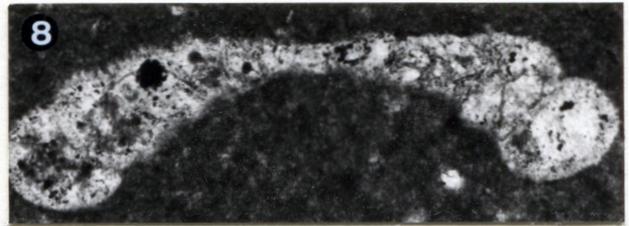
Abb. 11: *Lenticulina* (*Lenticulina*) sp. Das planispirale, im Querschnitt linsenförmige Gehäuse ist von einem teilweise leicht hervortretenden Kiel umgeben. (P 5, 52; vergr. 78x)

Abb. 12: *Lenticulina* sp. (?) (ROEMER). Die Kammern der planispiralen Foraminifere sind in Wachstumsrichtung gewölbt und mit einer leicht ausgezogenen Mündung versehen. (P 3, 26; vergr. 300x)

Abb. 13: *Lenticulina* sp. Die Wände der Kammern setzen sich auf der Oberfläche des Gehäuses als scharfe Grate fort, welche im Schnitt senkrecht zur Aufrollebene deutlich hervortreten. (P 6, 64; vergr. 100x)

Abb. 14: *Textularia* cf. *elongata* SEIBOLD & SEIBOLD. Das biserialer Gehäuse ist aus kieseligen Partikeln aufgebaut, die Spitze mit dem Prolocolus ist abgeschnitten. (P 6, 65; vergr. 125x)

Abb. 15: *Frondicularia* sp.? Die breiten, halbmondförmigen Kammern sind in einer Reihe übereinandergesetzt. (P 6, 58; vergr. 250x)



Tafel 14

Echinodermen

Abb. 1: Corona eines regulären Seeigels der Ordnung Arbacioida. Auf der Corona sind Primärwarzen zu erkennen. (P 2, 12; vergr. 31x)

Abb. 2: Schrägschnitt durch einen Primärstachel von *Plegiocidaris* sp. Deutlich ist im Inneren die schaumartig ausgebildete Markschicht und die breite, umgebende Zwischenschicht mit radialen Septen zu erkennen. Die dünne Rindenschicht bildet die weiß leuchtende, äußere Begrenzung des Stachels. (P 6, 66; vergr. 25x)

Abb. 3: Stachelfragment eines *Rhabdocidaris*. Die schaumartige, aus einem besonders weitmaschigen Netzwerk bestehende Markschicht im Inneren des Stachels neigt zu besonders raschem Zerfall. (P 1, 6; vergr. 39x)

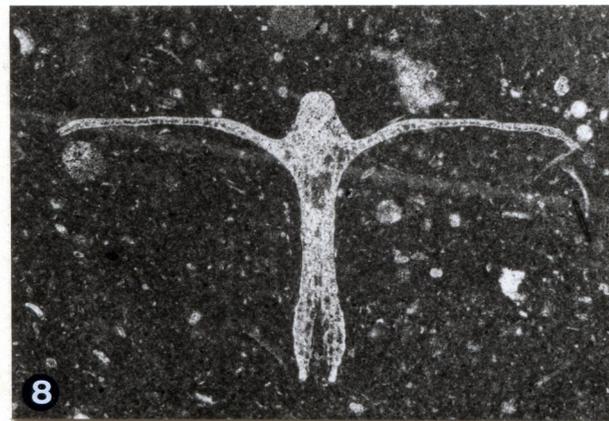
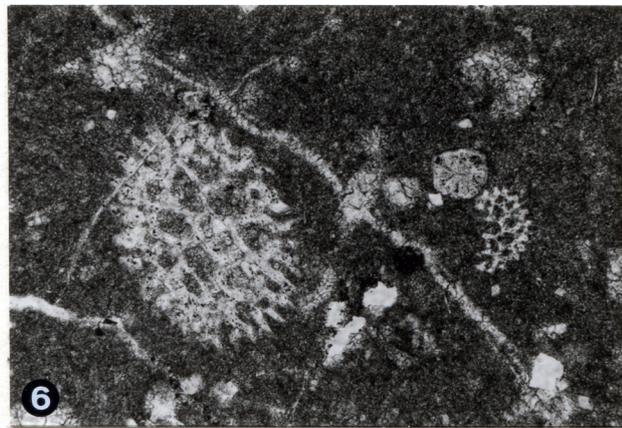
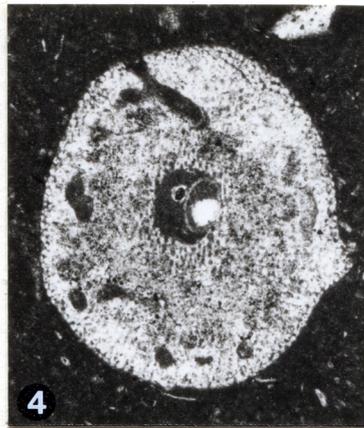
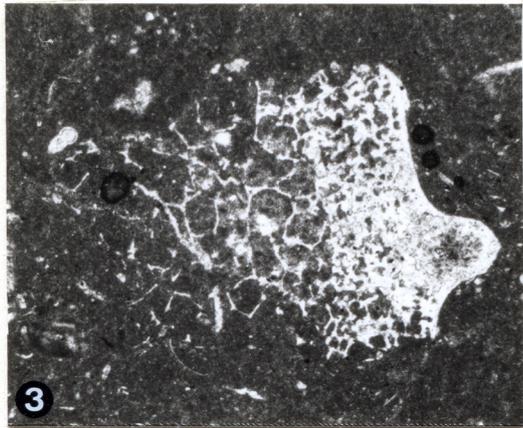
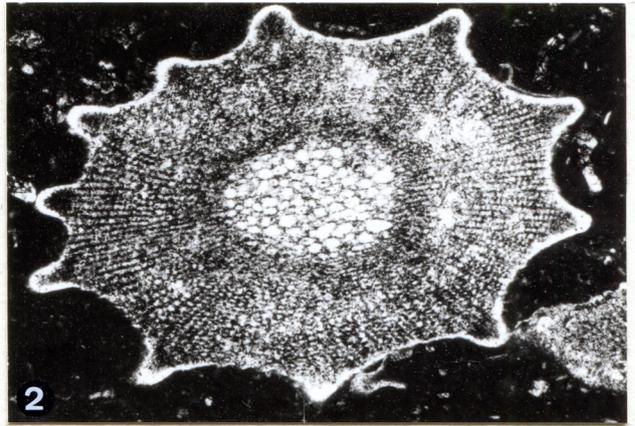
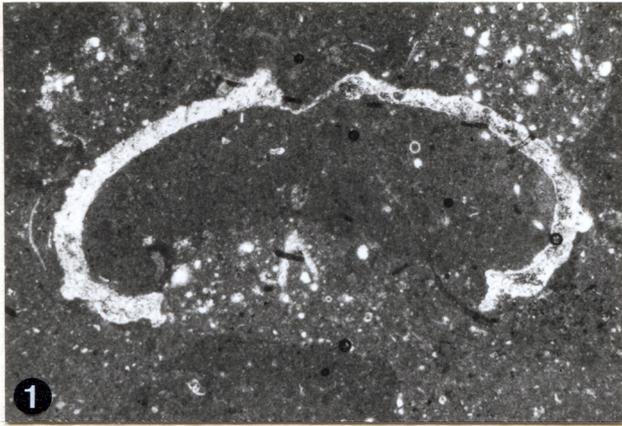
Abb. 4: Stielglied einer Seelilie der Ordnung Cyrtocrinida. Das Stielglied ist von 45 Mikrometer breiten Bohrgängen durchzogen. (P 2, 12; vergr. 45x)

Abb. 5: Schrägschnitt durch einen Kelch von *Cyrtocrinus* sp. Der im Oxford verbreitete *Cyrtocrinus nutans* (GOLDFUSS) bildet gedrungene Kelche, welche entsprechende Schnittbilder liefern können, aus. (P 6, 66; vergr. 25x)

Abb. 6: Schrägschnitte durch sehr dünne Echinodermenstacheln. (P 10, 116; vergr. 100x)

Abb. 7: Schnitt durch einen juvenilen *Lamellaptychus*. Das optische Verhalten bei gekreuzten Nicols ist dem von Echinodermenresten ähnlich, das „Laubsägeblatt“ löscht gleichzeitig als Ganzes aus. (gekreuzte Nicols, P 2, 140.; vergr. 31x)

Abb. 8, 9, 10: Reste von Ophiurenwirbeln. Je nach Schnittlage entstehen verschiedene Querschnitte. (P 13, 152; vergr. Abb. 8: 39x, Abb. 9: 31x, Abb. 10: 100x)



Tafel 15

Cephalopoden, Bivalven, Brachiopoden

Abb. 1: Schnitt durch einen Ammoniten (*Glochiceras*). Das Gehäuse ist teilweise mit einer Peloidkruste bzw. mit Peloidzementen gefüllt. Die Oberseite ist von Styolithen überprägt. (P 7, 70; vergr. 12,5x)

Abb. 2: Bei diesem Schnitt durch das Rostrum eines Belemniten ist die feine Anwachs-Streifung nicht zu beobachten. In einer bestimmten Tiefe unter der Oberfläche treten feine Bohrgänge auf. (PI, 4; vergr. 37x)

Abb. 3: In dem Gastropoden ist der Zusammensetzung von Peloidkrusten entsprechendes Material erhalten. Die sedimentären Gefüge in der Umgebung des Gastropoden sind durch (De-)Dolomitisierung zerstört. (P 7, 83; vergr. 31x)

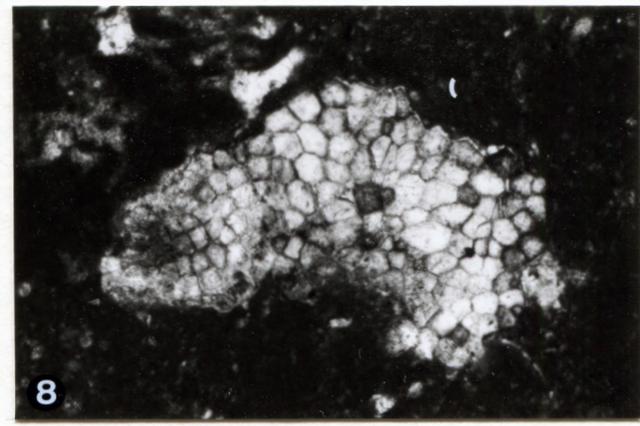
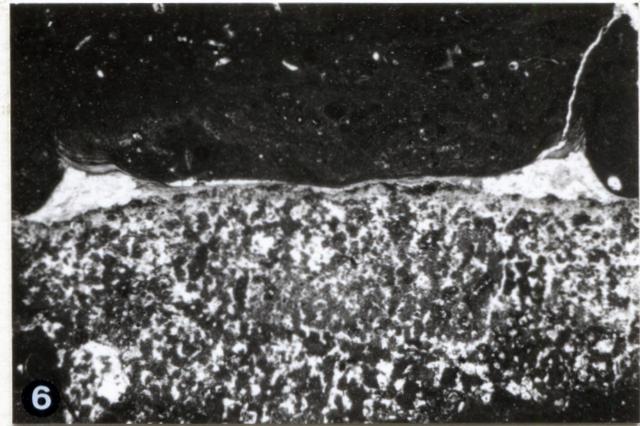
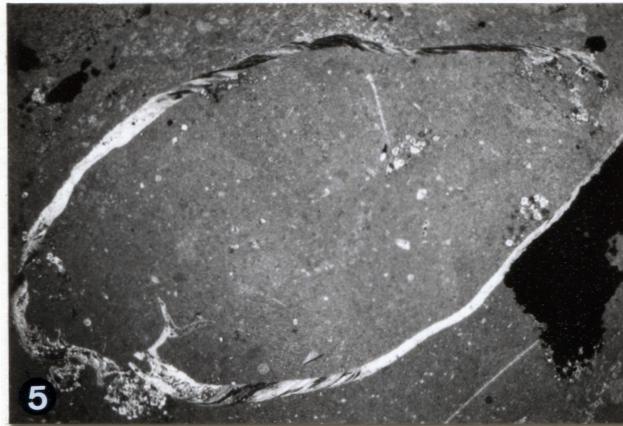
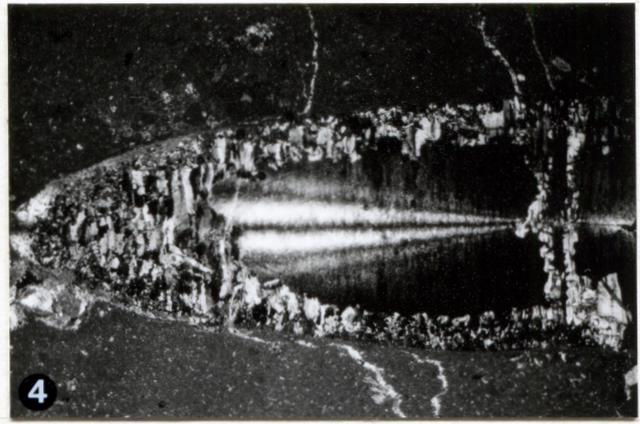
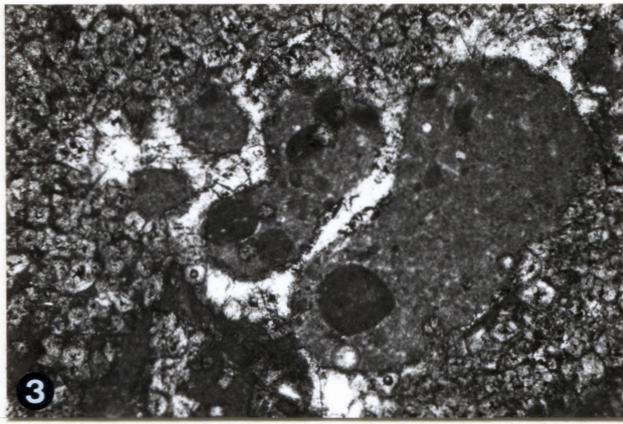
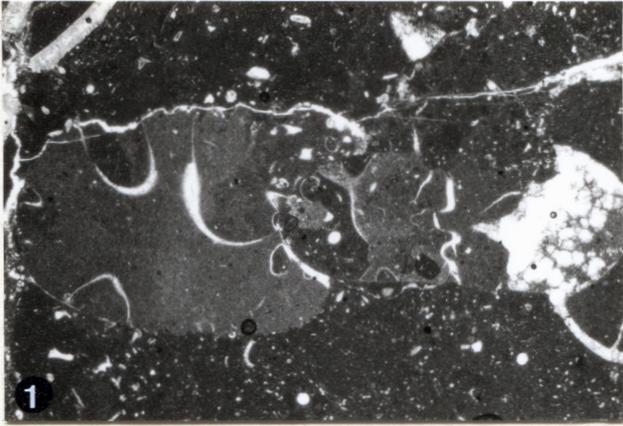
Abb. 4: Der Längsschnitt durch einen Belemniten zeigt bei polarisiertem Licht strahlenförmige Beugungsmuster. Sie entstehen an dem aus radialstrahlig angeordneten Kalzitfasern aufgebauten Rostrum. An den Rändern und Spalten im Inneren des Rostrums ist der Kalzit durch blockig erscheinende Verkie selungen verdrängt. (P 5, 56; vergr. 10x)

Abb. 5: In der doppelklappig erhaltenen, im Längsschnitt leicht gewellten Brachiopodenschale (*Lacuno- sella*) ist noch das Armgerüst zu erkennen. (P 11, 130; vergr. 8x)

Abb. 6: *Liostrea* sp. Die flachen, dünnen, meist auf Schwämmen auf gewachsenen Klappen sind an den Rändern hochgebogen und versteift. Die Klappen sind häufig verkieselt und erscheinen dann im Schliff weiß. (P 8, 96; vergr. 12,5x)

Abb. 7: Detail aus einer Molluskenschale mit schräg angeschnittener Prismenschicht. In der umgeben- den, mikritischen Matrix sind dedolomitierte Dolomithomboeder mit trüben Kernen gesprosst. (P 11, 123; vergr. 125x)

Abb. 8: Bei diesem Bruchstück einer Molluskenschale ist die Prismenschicht senkrecht zur Längsachse der Prismen geschnitten. (P 14, 163; vergr. 50x)



Tafel 16

Bryozoen

Abb. 1: Typ 1: Die Bryozoe inkrustiert in einfachen Lagen Krusten und Schwammreste. Die Zooecien stehen vereinzelt, aber miteinander verbunden. Die Bryozoe siedelt hier auf einer mikritisch umkrusteten, mit Peloidzementen gefüllten Röhre von *Terebella*. (P I, 19; vergr. 25x)

Abb. 2: Typ 2: Die Bryozoe inkrustiert in mehreren Lagen Krusten und Schwämme. (P 5, 55; vergr. 20x)

Abb. 3: Zoarien-Bruchstücke vom Bryozoen-Typ 2 liegen als kleine „Leitern“ frei im Sediment. (P 2, 16; vergr. 62x)

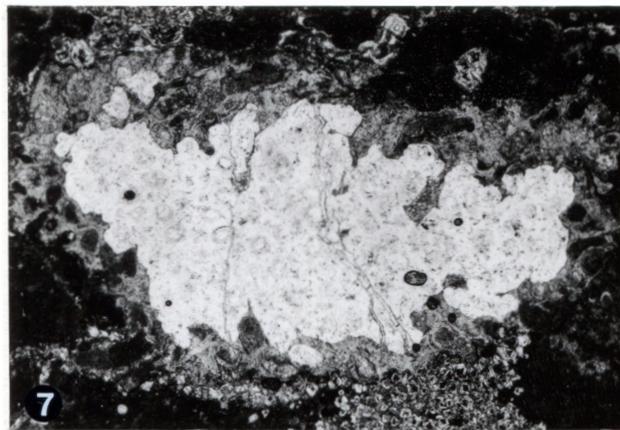
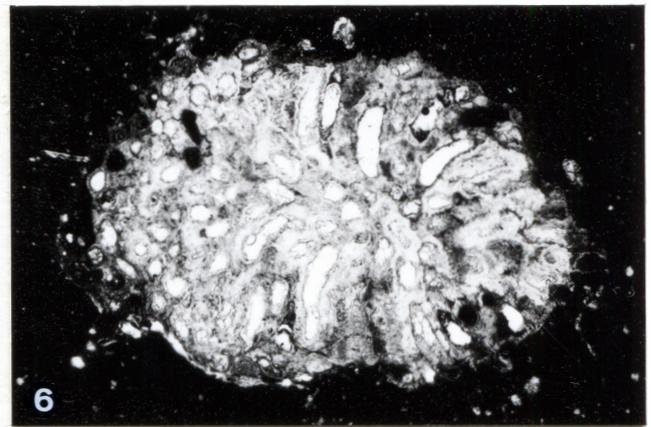
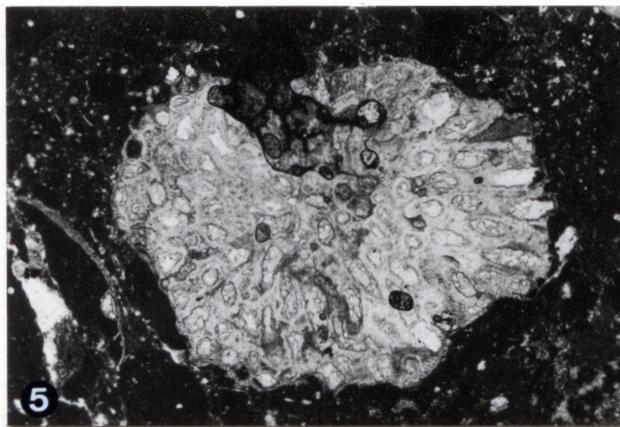
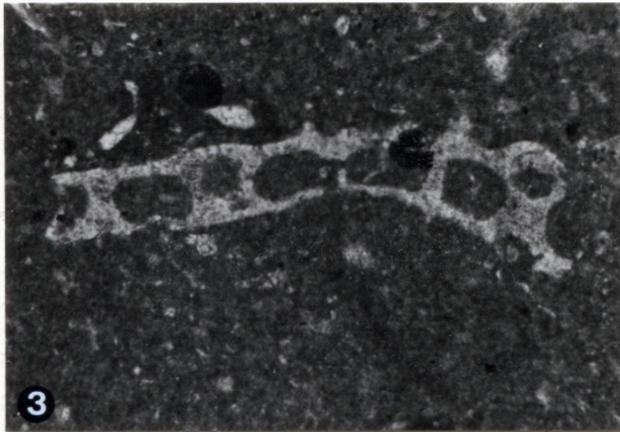
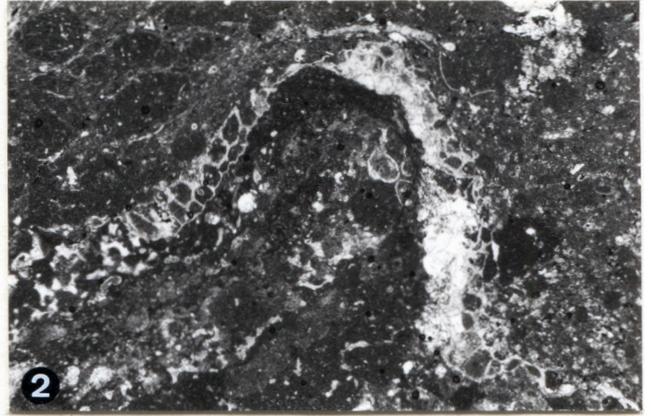
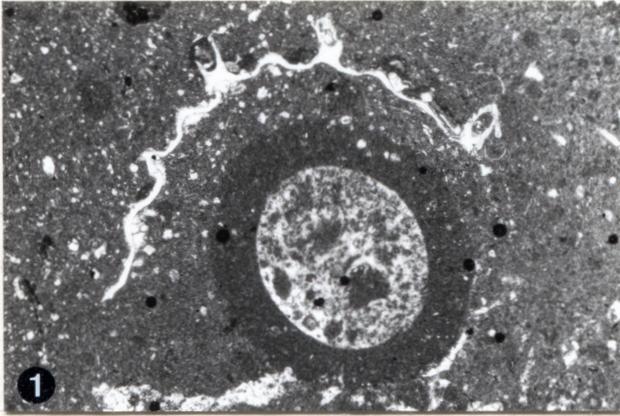
Abb. 4: Typ 3: Längsschnitt durch *Radicipora radicipennis* (GOLDFUSS). Die Zoarien sind langgestreckt und stockförmig. Die hier auf einem lithistiden Schwamm siedelnde *Radicipora* ist von einer Serpel und von Mikritkrusten überwuchert. (P 9, 100; vergr. 12x)

Abb. 5: Typ 3: Im Schnitt quer durch das Zoarium erscheinen die Zooecien gerade gestreckt und radial um das Zentrum der Kolonie angeordnet. (P 5, 55; vergr. 20x)

Abb. 6: Typ 3: Im Schnitt schräg durch das Zoarium ist die Krümmung der Zooecien zu erkennen. (P 7, 67; vergr. 20x)

Abb. 7: Typ 4: Die rund bis oval erscheinenden Zooecien sind durch eine Verkieselung überprägt. Der karbonatische Außenrand der Kolonie ist unregelmäßig zerlappt. (P 10, 113; vergr. 20x)

Abb. 8: Typ 5: Die kleinwüchsigen, stockförmigen, aus wenigen Zooecien bestehenden Kolonien besitzen einen zerlappten Außenrand. Die Wandung zwischen den Zooecien lässt einen mehrschichtigen Aufbau erkennen. (P 9, 103; vergr. 100x)



Tafel 17

Serpeln, Bohrmuscheln, Bohrspuren

Abb. 1: *Serpula (Cycloserpula)* sp. Die an der Unterseite eines Schwammes in mehreren Lagen kissenartig übereinander liegenden Röhren sind aus karbonatischem Mikrit aufgebaut. Das Lumen ist von allseitig fibrösen Zementen besetzt, der Resthohlraum mit blockigem Kalzit plombiert. (P 9, 102; vergr. 25x)

Abb. 2: *Serpula (Tetraserpula)* cf. *trochleata* MÜNSTER. Die Röhre ist kreiselförmig in mehreren Windungen übereinandergelegt und teilweise mit Mikrit verfüllt. (P 8, 92; vergr. 12,5x)

Abb. 3: *Serpula* sp. 1: Auf der Oberfläche der turmförmig aufgerollten, teilweise korrodierten Röhre sind Reste von scharfen Graten zu erkennen. (P 7, 83; vergr. 25x)

Abb. 4: *Serpula (Cycloserpula)* sp. Nur die frei liegende Oberfläche der flach inkrustierenden Röhre ist mikritisch überliefert. Im Inneren und an der Grenze zum besiedelten Substrat ist die Röhrenwandung verkieselt. Darauf wächst mit breiter Basis und korrodierter Dorsalfläche *Serpula* sp. 2. (P 4, 41; vergr. 12,5x)

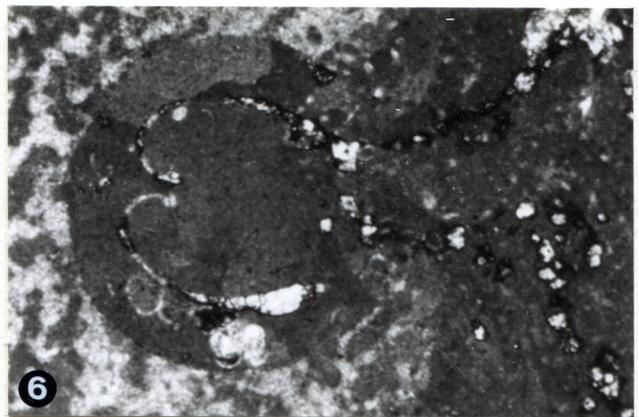
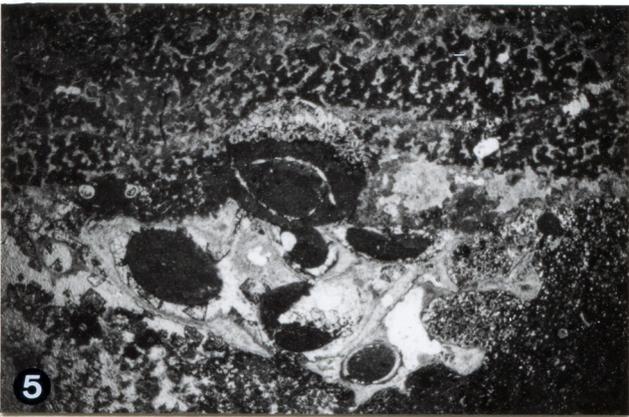
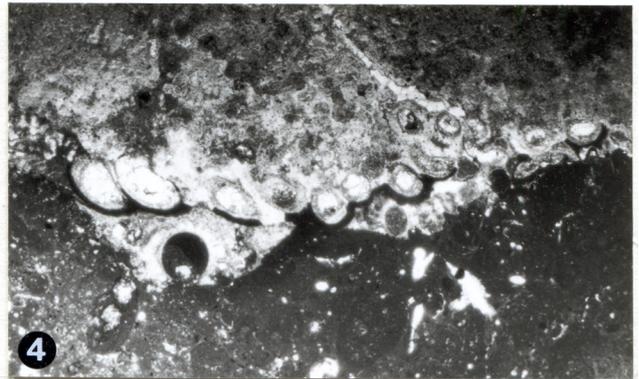
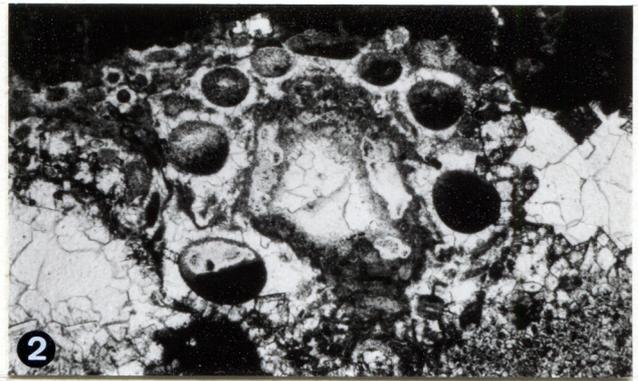
Abb. 5: *Serpula* sp. 2: Mit breiter Basis besiedeln die mit Graten verzierten, zum Teil korrodierten Röhren einen lithistiden Schwamm. An der Grenze zwischen Schwamm und Serpel ist die zum Teil mit Mikrit verfüllte Höhlung einer Bohrmuschel zu erkennen. (P 7, 82; vergr. 8x)

Abb. 6: In den lithistiden Schwamm ist die kreisrunde Bohrung einer Bohrmuschel vorgetrieben, welche darin noch in Lebendstellung anzutreffen ist. Die offenbar sekundär verengte Öffnung der Bohrung an der Oberfläche des Schwammes ist durch Dolomitschlieren in der umgebenden Peloidkruste nachgezeichnet. (P 11, 130; vergr. 25x)

Abb. 7: Die in einen hexactinelliden Schwamm vorgetriebene, unverfüllte, langgestreckte Bohrung ist von breiten, allseitig fibrösen Zementen besetzt. Der Resthohlraum ist mit blockigem Kalzit geschlossen. (P 8, 92; vergr. 31x)

Abb. 8: Belemnitenrostrum mit Mikrobohrungen. (PI, 4; vergr. 35x)

Abb. 9: Detail aus Abb. 8: Die etwa 45 Mikrometer breiten Bohrungen sind in einer Lage zwischen 10 und 100 Mikrometern unter der Oberfläche des Rostrums konzentriert. (P 1, 4; vergr. 100x)



Tafel 18

Abb. 1: *Discispongia* sp. Die tetraxone Nadel ist von deutlichen Zentralkanälen durchzogen. (PI, 19; vergr. 31x)

Abb. 2: Gitter eines hexactinelliden Schwarmes. Die Zentralkanäle sind erweitert, die Kreuzungspunkte der Nadeln sind stark verdickt. (P 7, 67; vergr. 78x)

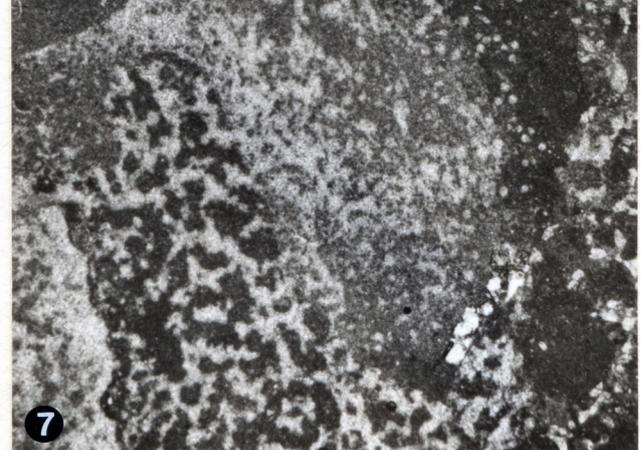
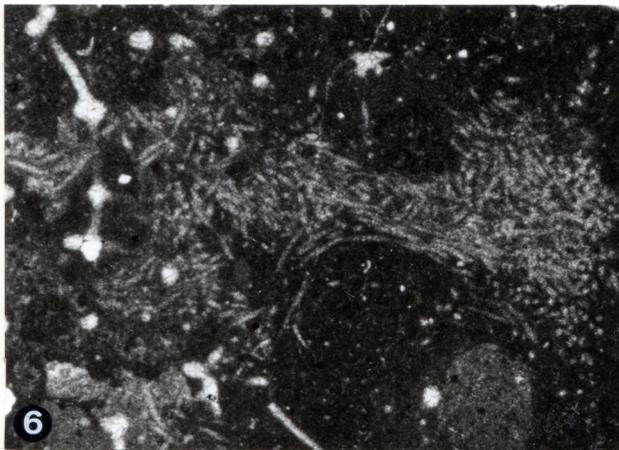
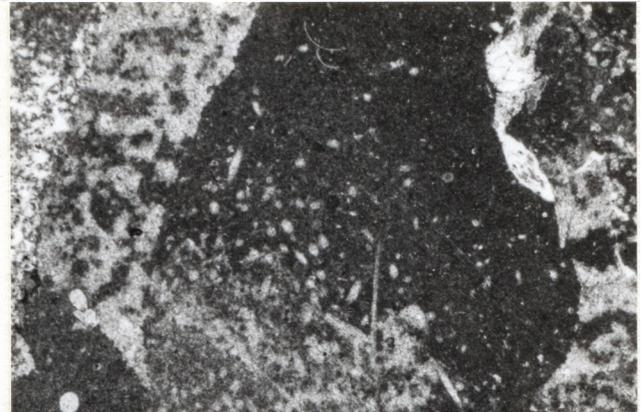
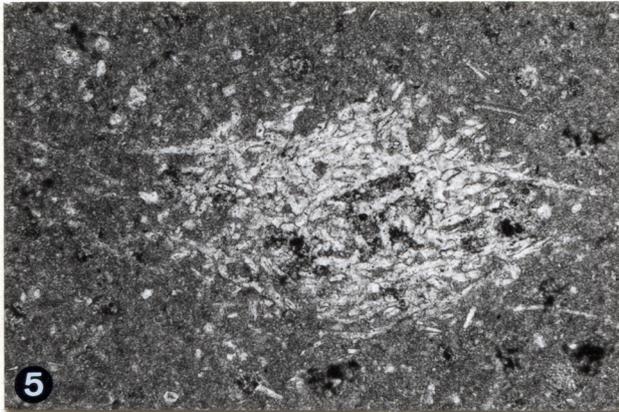
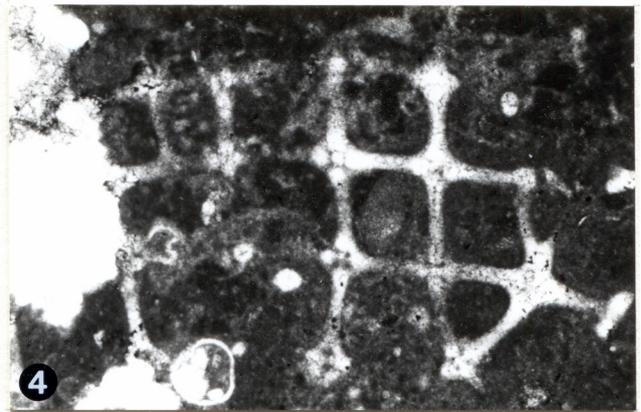
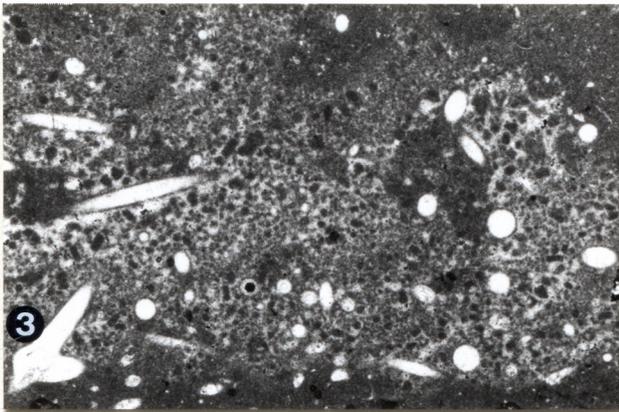
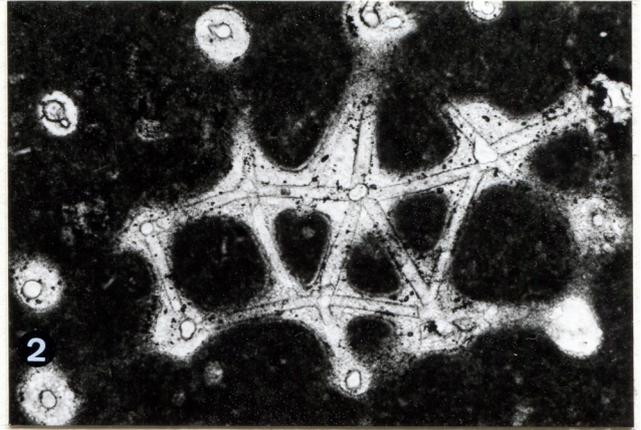
Abb. 3: *Discispongia* sp. Die nicht zu einem Gitter verschmolzenen Nadeln liegen in einer Peloidmatrix. Die einzelnen Nadeln tragen einen dünnen Überzug aus Mikrit, welcher dem Mikrit in den Peloidkörnern entspricht. (PI, 19; vergr. 25x)

Abb. 4: Gitterabschnitt eines lychniskiden Schwammes, die Maschen sind mit peloidischer Matrix gefüllt. (P 7, 67; vergr. 50x)

Abb. 5: *Aka minima* REITNER & KEUPP. Einzelne kleine Haufen aus Nadeln von *Aka minima* treten lose im Sediment auf. (P 7, 76; vergr. 100x)

Abb. 6: *Aka minima* REITNER & KEUPP. Die winzigen Nadeln treten in losen Bündeln auf. Die Grenzen des ursprünglich bewohnten Hohlraumes sind nicht mehr zu erkennen. (P 10, 116; vergr. 35x)

Abb. 7: *Aka muelleri* REITNER & KEUPP. Der Bohrschwamm legt hier seine Wohnräume bevorzugt in lithistiden Schwämmen an. Der abgebildete Hohlraum ist zur Hälfte mit den monaxonen Nadeln von *Aka muelleri* angefüllt. (P 12, 140; vergr. 23x)



Tafel 19

Neuropora

Abb. 1: *Neuropora spinosa* (LAMOUREUX). In dem vier mm breiten Schwamm ist die vom Zentrum zum Rand hin auf fächernde Streifung zu erkennen. Zwischen den Streifen tritt die labyrinthische Feinstruktur auf. Der weiße Rand unter der Oberfläche ist ein verkieselter Bereich. (P 12, 144; vergr. 10x)

Abb. 2: *Neuropora spinosa* (LAMOUREUX). Im eiförmigen Schrägschnitt durch den 0,6 mm breiten Organismus ist die Labyrinth-Struktur zu erkennen. Zwischen den zur Längsachse des Schwammes parallel laufenden Graten zeigt die Oberfläche im Schliff 150 Mikrometer weite, flache Eindellungen. (P 11, 122; vergr. 100x)

Abb. 3: Bei dem nur 0,5 mm breiten Individuum ist die aus konstant 15 Mikrometer breiten Stegen und ebenso konstant 15 Mikrometer breiten Hohlräumen aufgebaute Labyrinth-Struktur besonders deutlich zu erkennen. Bei solchen kleinen Exemplaren fehlt die 150 Mikrometer weite Streifung, der Umriss ist unregelmäßig. (P 11, 123; vergr. 100x)

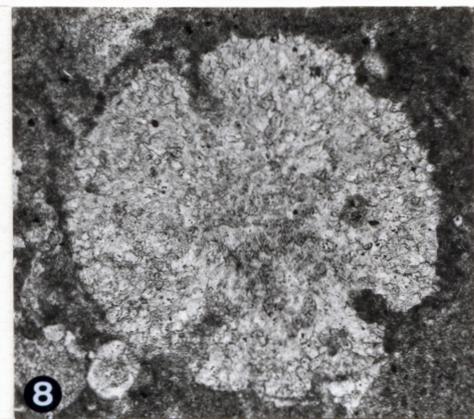
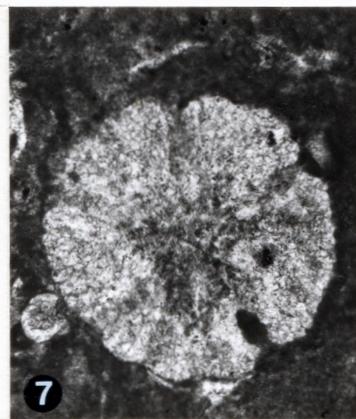
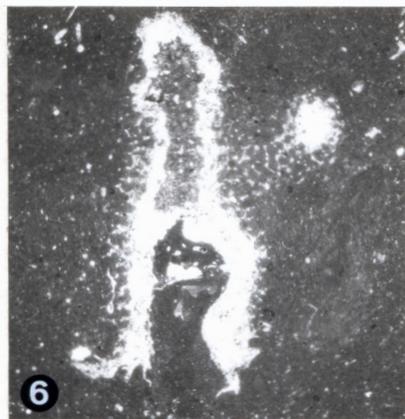
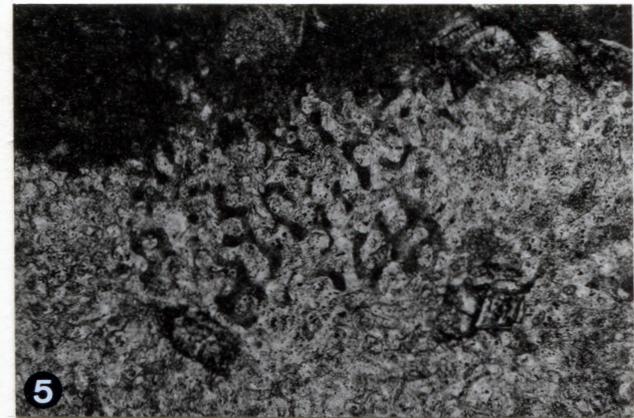
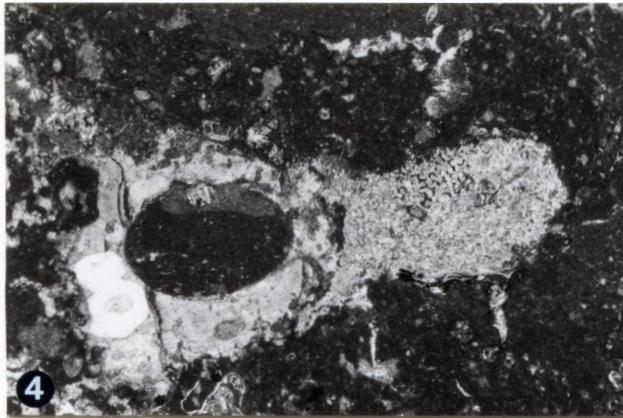
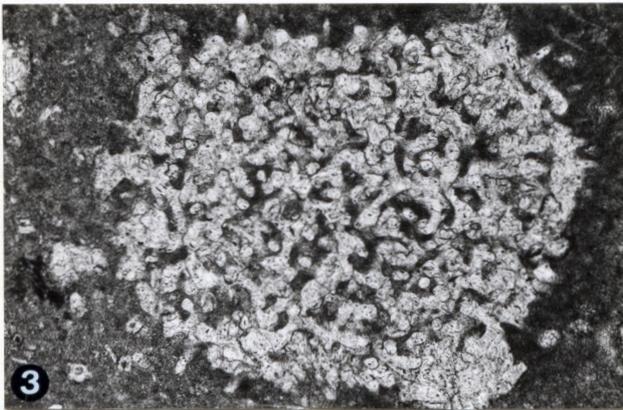
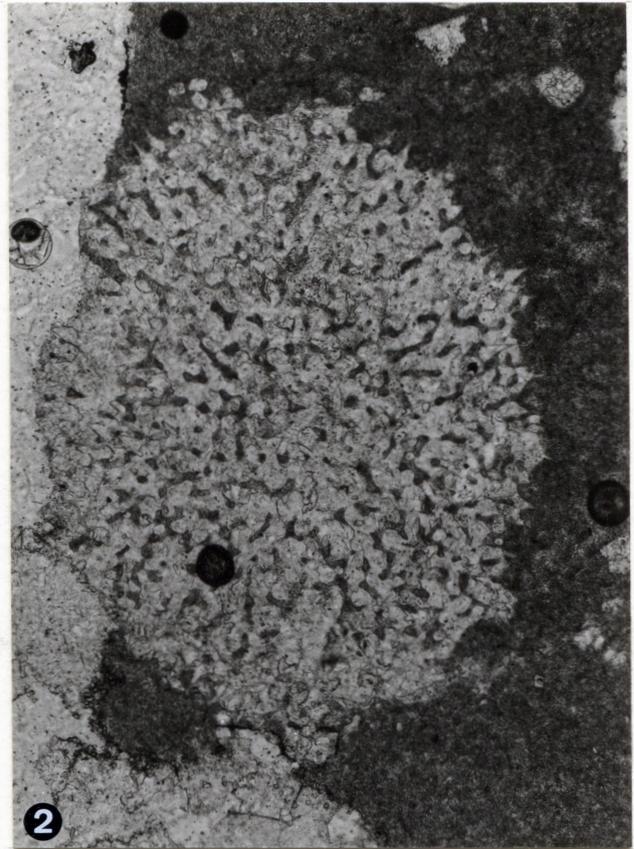
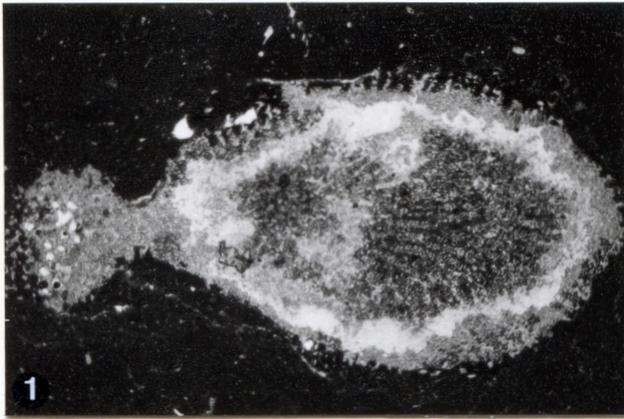
Abb. 4: *Neuropora spinosa* (LAMOUREUX). Der längsgeschnittene Schwamm ist auf einer Serpelnröhre festgewachsen und durch seine äußere Form und Dimension leicht mit stockförmigen Bryozoen der Gattung *Radicipora* zu verwechseln. (P 8, 88; vergr. 25x)

Abb. 5: Detail aus Abb. 4: Die bei starker Vergrößerung erkennbare Labyrinth-Struktur tritt bei Bryozoen nicht auf. (P 8, 88; vergr. 100x)

Abb. 6: Das schlecht erhaltene, teilweise verkieselte Exemplar siedelt auf einem Nubeculinelliden-„Riffchen“. Die Zuordnung zu *Neuropora* ist wegen der nicht erhaltenen Labyrinth-Struktur unsicher. (P 1, 6; vergr. 10x)

Abb. 7: *Neuropora* sp. Der Schwamm ist durch fünf schwach hervortretende, parallel zur Längsachse laufende, radiale Streifen gegliedert. Die Berührungsflächen der Streifen mit der Oberfläche ist jeweils eingedellt. Die dadurch vorgetäuschte pentamere Symmetrie lässt auf einen Echinodermenrest schließen. Das optische Verhalten in polarisiertem Licht schließt jedoch die Zugehörigkeit zu den Echinodermen aus. (P 10, 107; vergr. 62x)

Abb. 8: Um Feinstrukturen erkennen zu können, wurde die Probe mit dem Schwamm aus Abb. 7 besonders dünn geschliffen. Die Maschenweite im undeutlich ausgebildeten Labyrinth beträgt 12 Mikrometer, die dazwischen liegenden Wände sind nur fünf Mikrometer breit. (P 10, 107; vergr. 78x)



Tafel 20

Krusten und Sediment

Abb. 1: Die mikritische Kruste mit eingelagerten Filamenten ist auf einem Schwamm und *Nubeculinella* aufgewachsen. (P 13, 152; vergr. 24x)

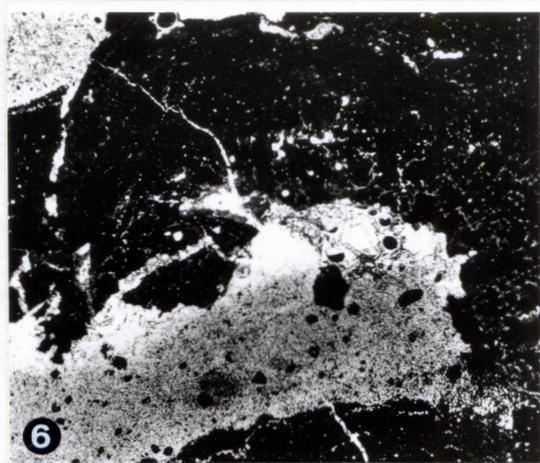
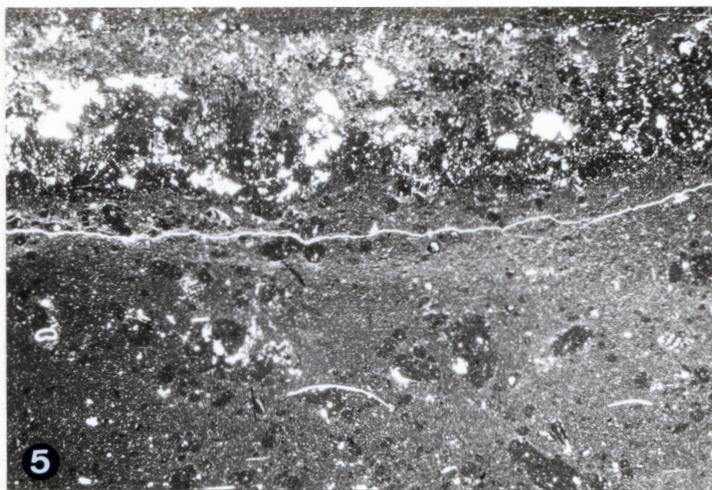
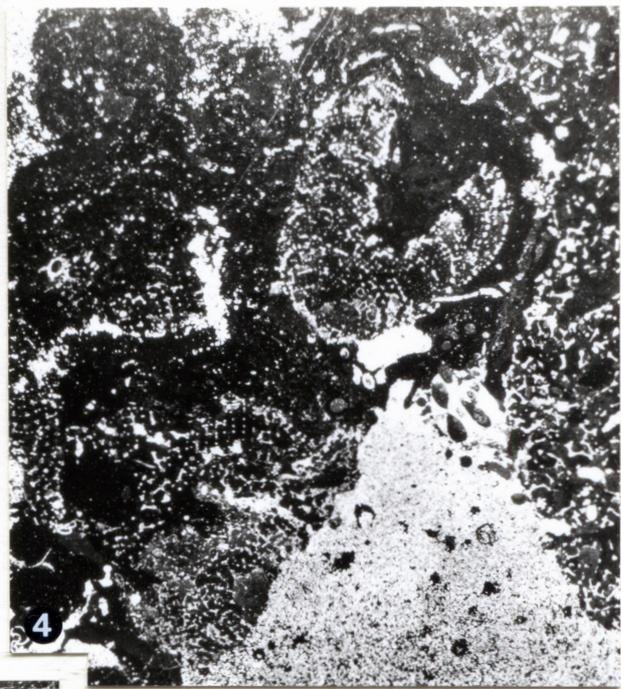
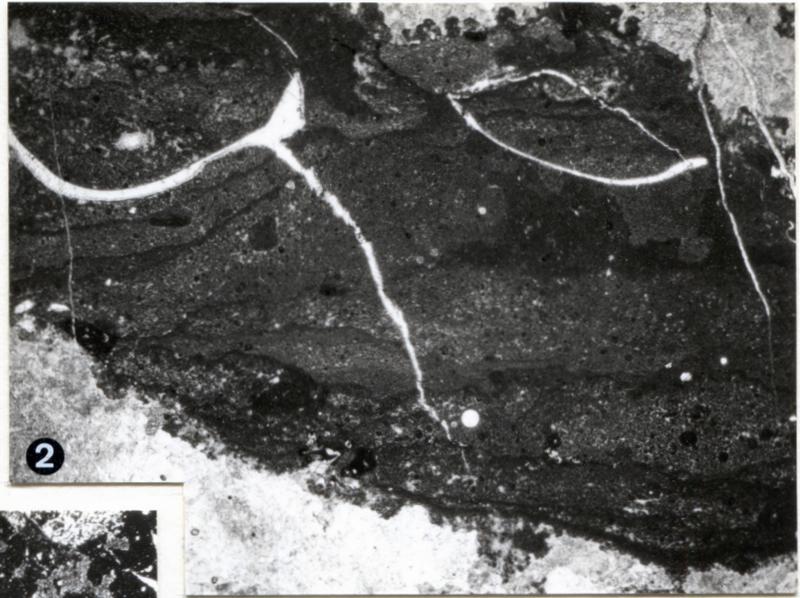
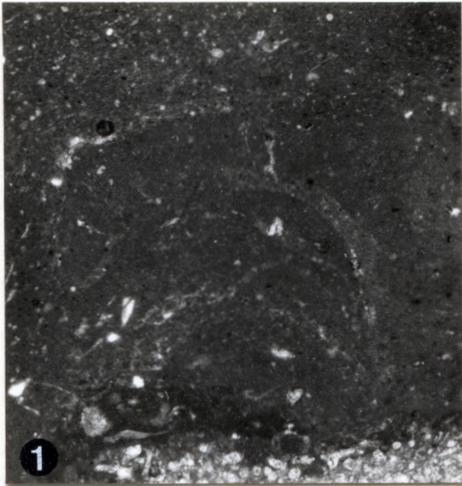
Abb. 2: In die durch mikritische Lagen untergliederte, pseudoolithische Peloidkruste sind, mit der Wölbung nach unten, einzelne Molluskenschalen eingelagert. Schrumpf- oder Setzungsrisse in den Krusten durchschlagen diese Schalen nicht. (P 8, 97; vergr. 11x)

Abb. 3: Das Schwammfragment trägt eine dicke, laminierte Peloidkruste, welche von einzelnen, kleinwüchsigen *Terebella*-Röhren durchzogen ist. (P 8, 88; vergr. 2,5x)

Abb. 4: Unter den durch Peloidkrusten verbundenen Schwämmen ist ein mit Serpeln besiedelter, von (de-) dolomitisierter Tuberoidkalk-Matrix angefüllter, ehemaliger Hohlraum zu erkennen, (helles Dreieck, untere Bildhälfte, rechts) (P 10, 107; vergr. 3,5x)

Abb. 5: Eine große Schwammplatte (oben) ist hier in den gebankten Tuberoidkalk (unten) eingelagert. Der Kontakt ist durch eine zu einem Spalt erweiterte Stylolithenbahn nachgezeichnet. Das Nadelgitter des Schwammes ist durch die Bildung von Peloiden bereits weitgehend zerstört. (P 1, 22; vergr. 2,5x)

Abb. 6: Der Hohlraum unter einem hexactinelliden Schwamm entspricht einer Schirm-Pore und ist von *Serpula (Tetraserpula) cf. trochleata* MÜNSTER besiedelt. In der ehemaligen, (de-)dolomitierten Tuberoidkalk-Matrix unter dem mit drüsigen Mosaikzementen verfüllten Hohlraum schwimmen noch Relikte von Peloiden bzw. Tuberoiden. (P 8, 92; vergr. 2,5x)



Tafel 21

Sediment und Problematika

Abb. 1: In den kollabierten Nadelgittern von *Discispongia* sp. bildeten sich Peloidkrusten, welche in das umgebende Sediment in strukturlose Mikritkrusten übergehen. Die Röhren von *Terebella*, welche *Discispongia* ursprünglich besiedelten, liegen unter den Nadelhaufen frei im Sediment. (P 1, 19; vergr. 2,5x)

Abb. 2: Tuberoidekalk mit hell erscheinenden Echinodermenresten und Filamenten. Die einzelnen Tuberoide bzw. Lithoklasten sind von Mikrostylolithen gesäumt. (P 2, 17m; vergr. 2,5x)

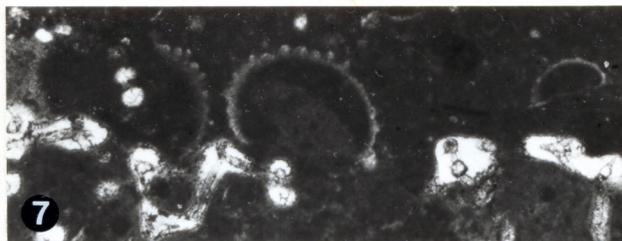
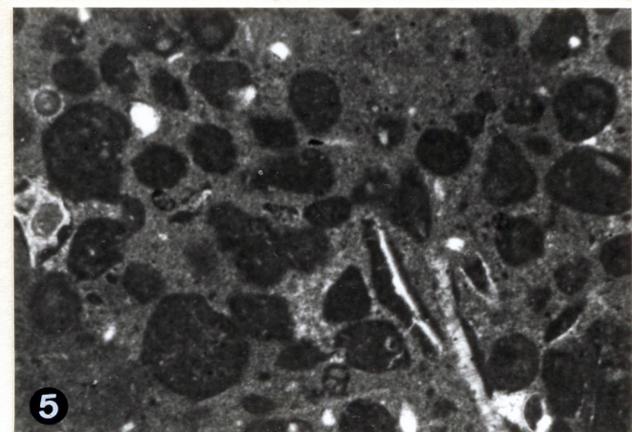
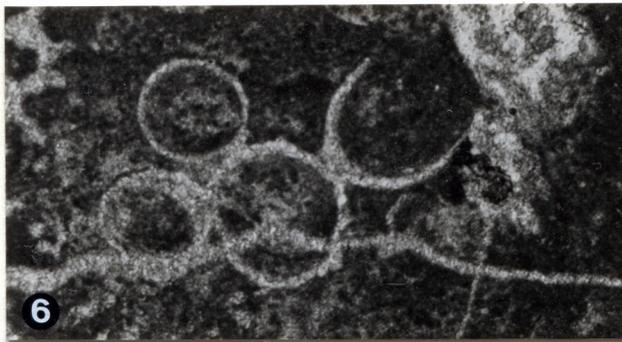
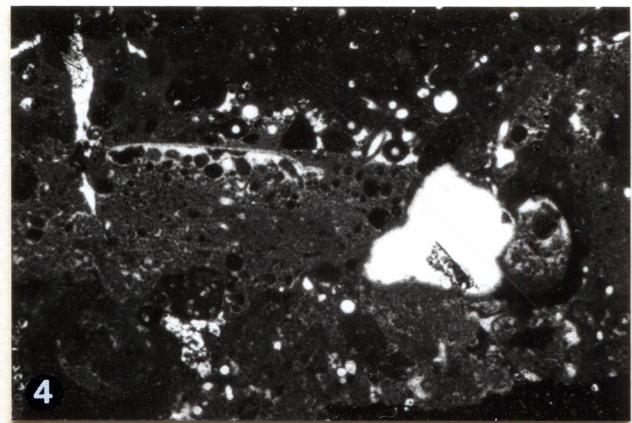
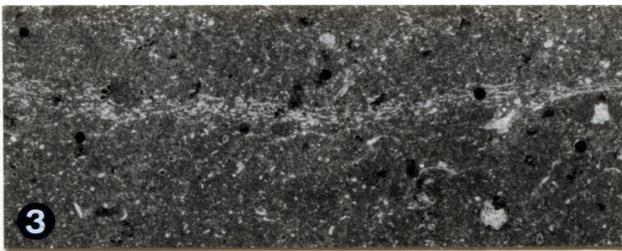
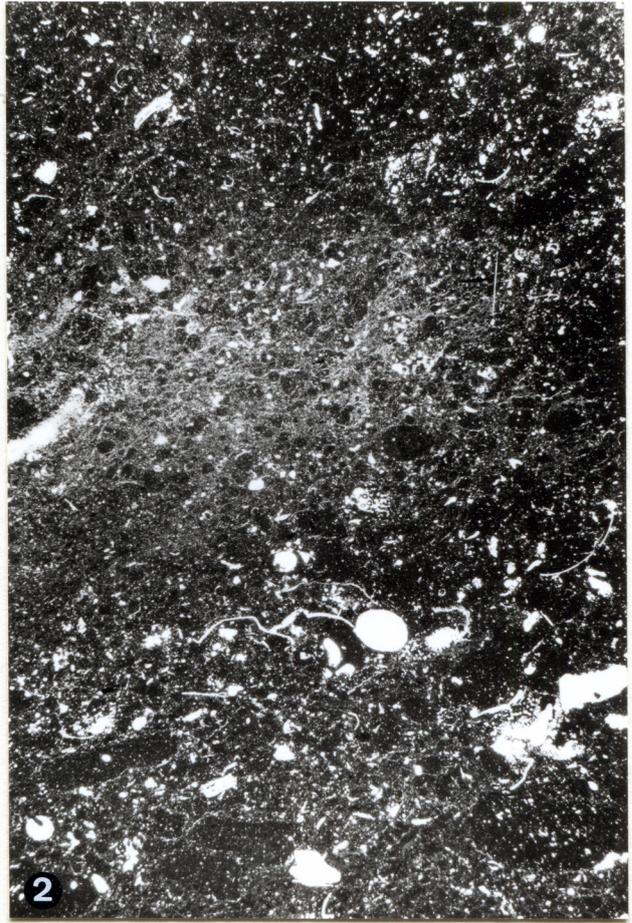
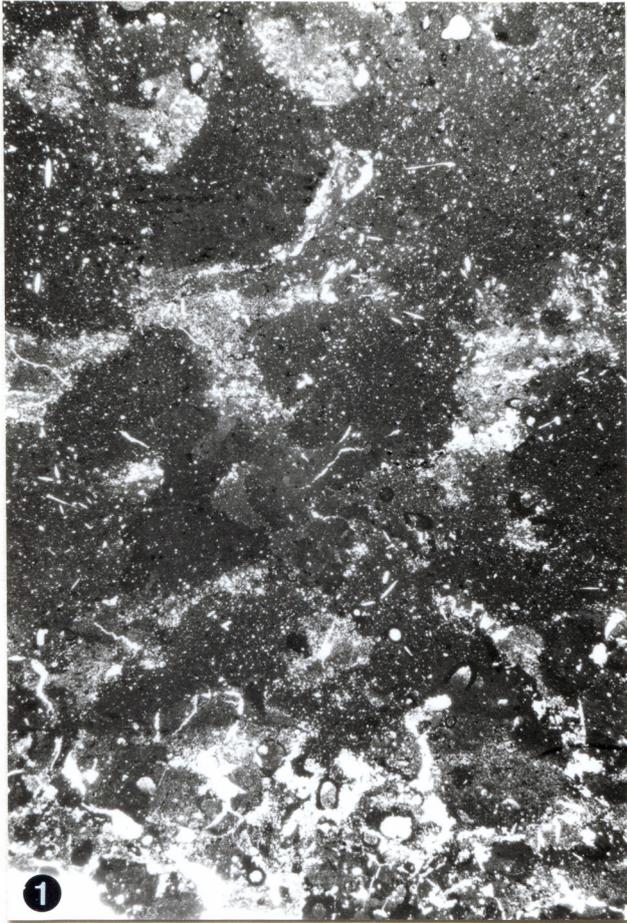
Abb. 3: In den Tuberoidekalk ist eine Lage von Filamenten, möglicherweise Ostracodenschalen, eingestreut. (P 7, 76; vergr. 30x)

Abb. 4: Schirm-Pore: Unter einer dünnen Bivalvenschale sind sparitisch zementierte Peloid- und Tuberoide zu erkennen. Im Kollapshohlraum rechts daneben ist ein heute dedolomitisierter Dolomitkristall gesprosst. (P 8,96; vergr. 12,5x)

Abb. 5: Die Oberflächen von hier in feinkörnige Peloidzemente eingelagerten Intraklasten bzw. Tuberoiden sind von einer dunklen, mikritischen Kruste (coated grains) nachgezeichnet. (P 13, 158; vergr. 39x)

Abb. 6: *Serpula* sp. 3: Die einen um weiten, dünnwandigen Röhren treten selten in den Krusten-Schwammkalken auf. (P 10, 115; vergr. 39x)

Abb. 7: Auf einem Schwammgitter sind die Schalen von juvenilen Bivalven (*Plicatula* oder *Chlamys*) verankert. (P 6, 65; vergr. 39x)



Tafel 22

Mikroproblematika und Radiolarien

Abb. 1-3: „Röhrchen“: Die „Röhrchen“ bestehen aus einer zweischichtigen, durch eine Mikritlage getrennten Wand (Abb. 1 und 2). Die Wandung ist zum Teil leicht ringförmig gewellt (Abb. 3). (Abb. 1: P 11, 125; Abb. 2 und 3: P 14, 168; vergr. jeweils 100x)

Abb. 4: Zwei Radiolarien in einer mikritischen, Filamente führenden Kruste. (P 7, 70; vergr. 100x)

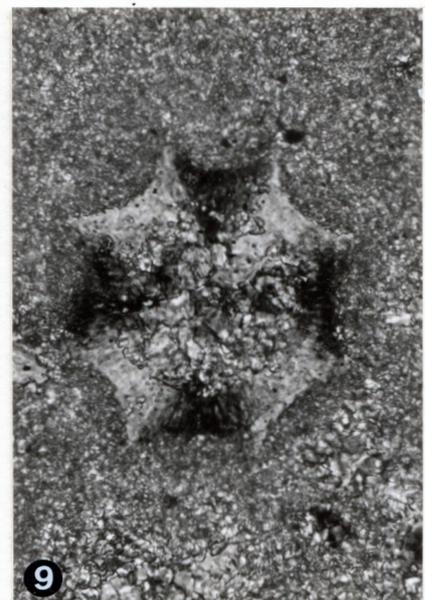
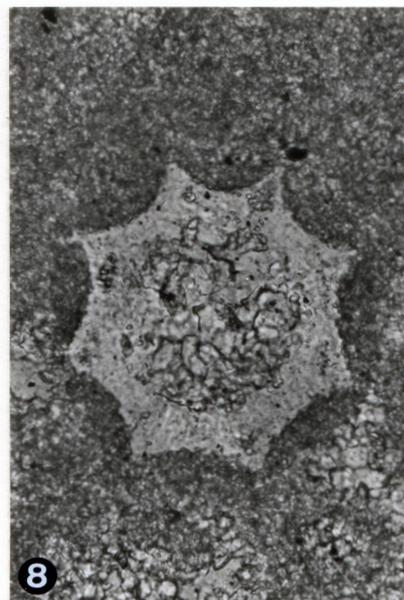
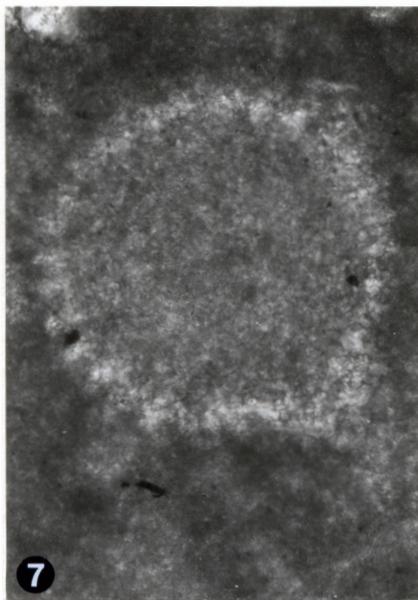
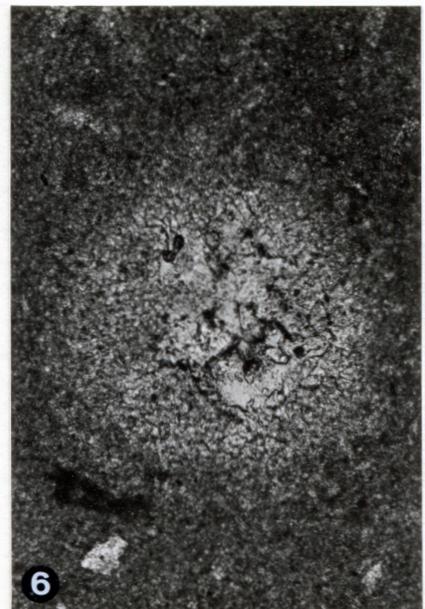
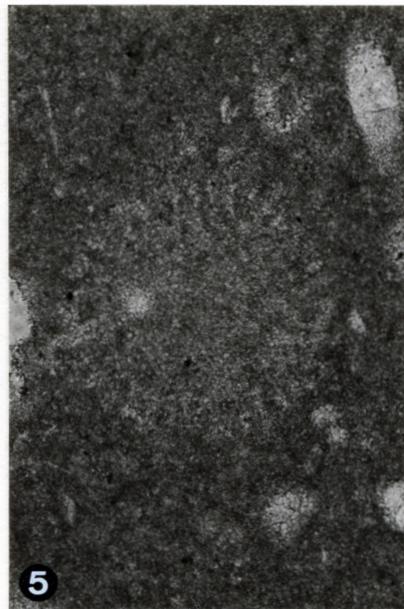
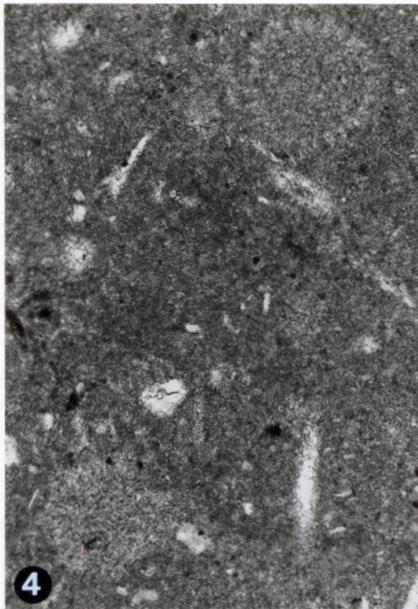
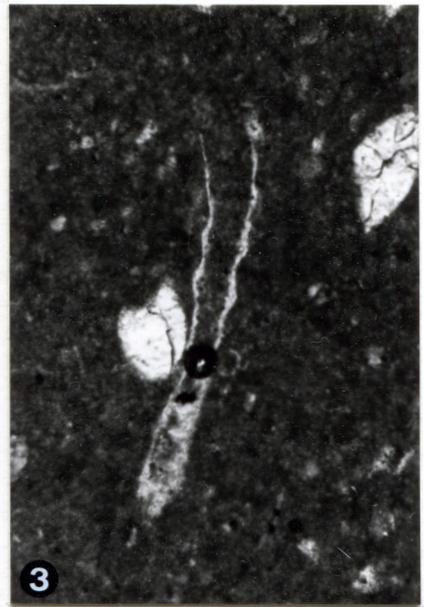
Abb. 5: Die randlich geschnittene Radiolarie ist mit Mikrit verfüllt (P 1, 6; vergr. 156x)

Abb. 6: Die zentral geschnittene Radiolarie ist von granulären Blockzementen erfüllt. (P 4, 41; vergr. 200x)

Abb. 7: Die kryptocephalische Nasselarie ist an der Ausstülpung (rechts unten) zu erkennen. (P 11, 123; vergr. 250x)

Abb. 8: „Zyste“: Die aus radialfaserigem Kalzit aufgebauten Hohlkugeln tragen auf der Oberfläche spitze Kanten, sie erscheinen dadurch im Schliff als winzige Sterne. (P 1,4; vergr. 312x)

Abb. 9: Die „Zyste“ aus Abb. 8 zeigt in polarisiertem Licht eine kreuzförmige Auslöschung. (gekreuzte Nicols, P 1, 4; vergr. 312x)



Tafel 23

Diagenese und Zemente

Abb. 1: Komponentengestützte Hohlräume zwischen Intraklasten und Peloiden. Diese sind von dünnen, allseitigen Zementen umgeben. Der Restporenraum ist mit blockigem Kalzit verfällt. (P 13, 158; vergr. 100x)

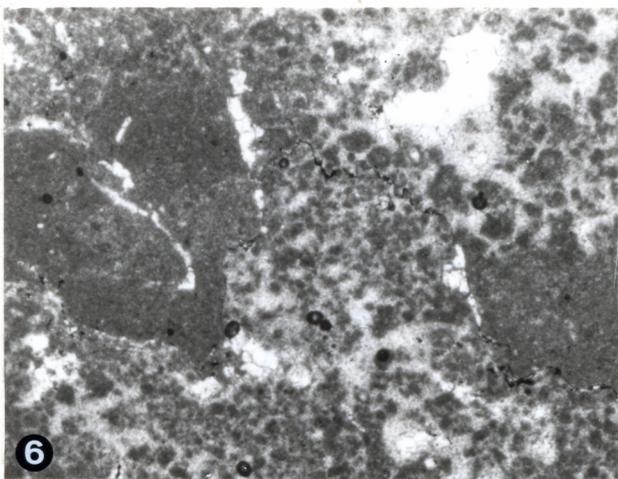
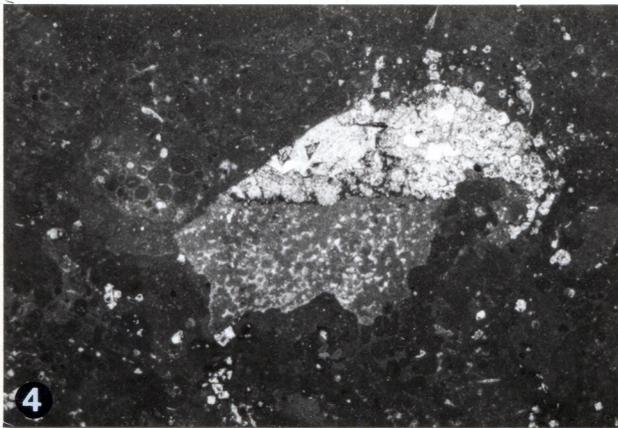
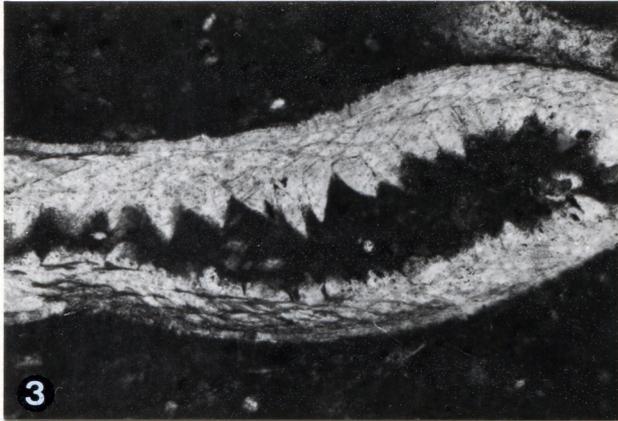
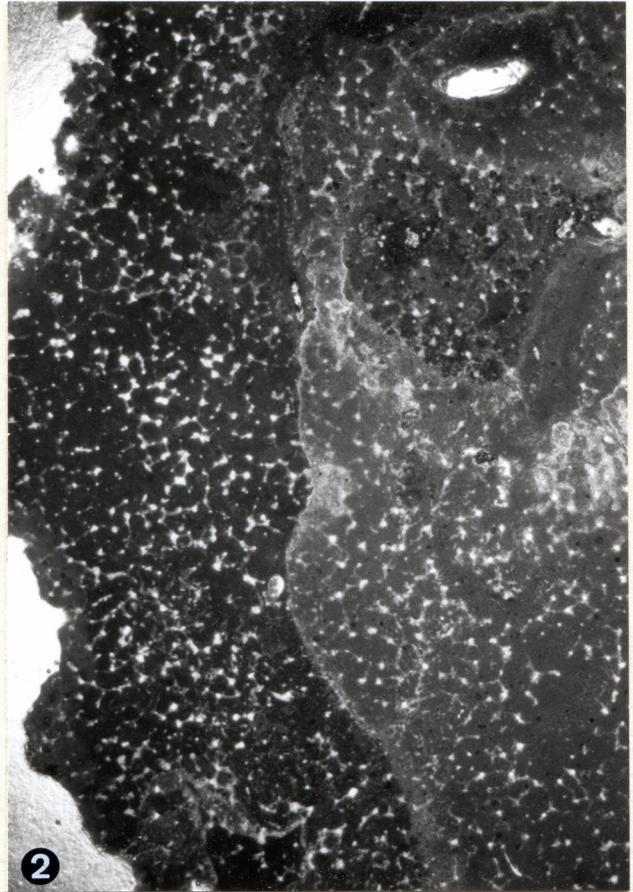
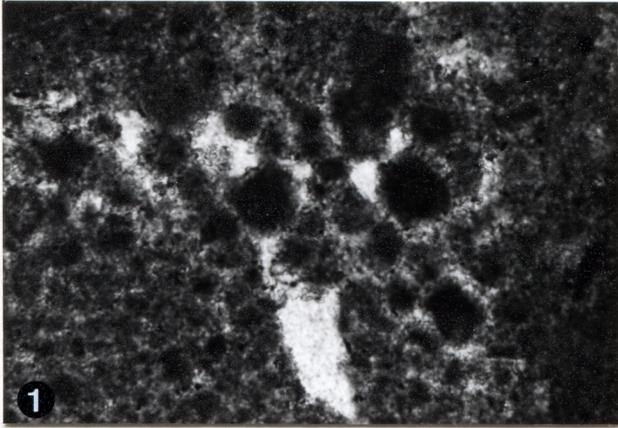
Abb. 2: Die Kreuzungsbereiche der Nadeln im Gitter dieses hexactinelliden Schwammes sind diagenetisch so stark erweitert, dass im Maschenraum jeweils ein gerundetes, mikritisches Peloid-bzw. Tuberoidkorn übrig bleibt. (P 4, 40; vergr. 12x)

Abb. 3: Border-crossing crystals: Die einzelnen Prismen der Prismenschicht in der Schale sind in den teilweise mikritisch verfüllten Innenraum des Mollusken weitersprosst. (P 3, 29; vergr. 100x)

Abb. 4: Der Kollaps- bzw. Lösungshohlraum ist zum Teil geopetal mit peloidischem Gestein verfüllt. Darauf sind große, klar ausgebildete Dolomitkristalle gesprosst, welche lateral in ein Dolomitpflaster übergehen. Der Resthohlraum ist mit drüsigem Mosaikzement plombiert, die Dolomite sind dedolomitiert. (P 8, 92; vergr. 10x)

Abb. 5: Kollapsore: Aus dem von Rissen durchzogenen Dach des Hohlraumes lösen sich (diagenetisch zum Teil geschrumpfte) Gesteinspartien ab. Die hell erscheinenden Bereiche sind von (De-)Dolomit erfüllt. (P 7, 78; vergr. 2,5x)

Abb. 6: Die Stylolithen-Sutur ist durch auf der Lösungsfläche angereicherte, tonige Rückstände dunkel gefärbt. Hier wird peloidisches Krustengestein in eine ursprünglich durchgehende, mikritische Kruste projiziert. (P 4, 41; vergr. 50x)



Tafel 24

Zemente

Abb. 1: Die Kollaspore in einem hexactinelliden Schwamm ist von mehrphasigen, allseitigen, fibrösen Zementen ausgekleidet. Im Resthohlraum sind dedolomitisierte Relikte von Dolomitkristallen überliefert. (P 12, 135; vergr. 25x)

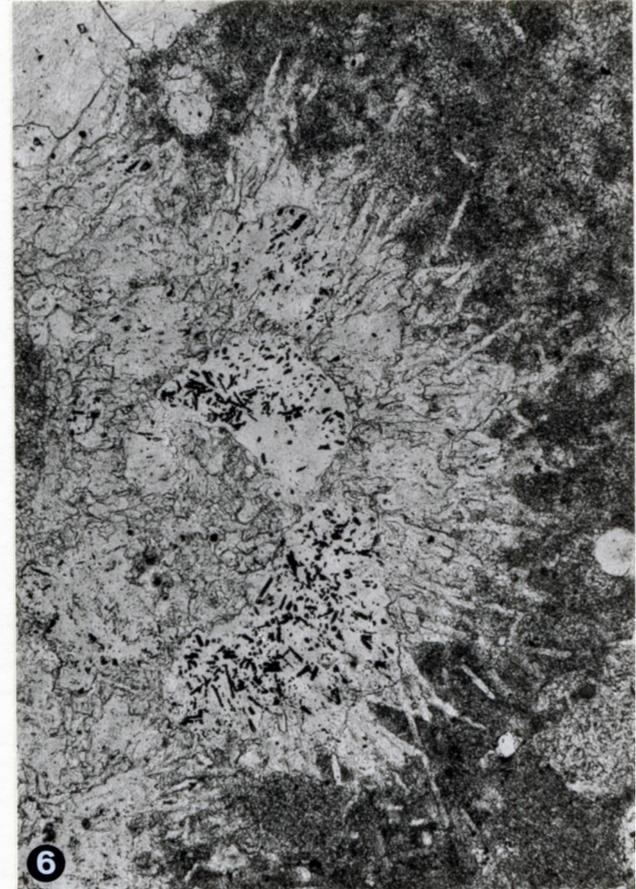
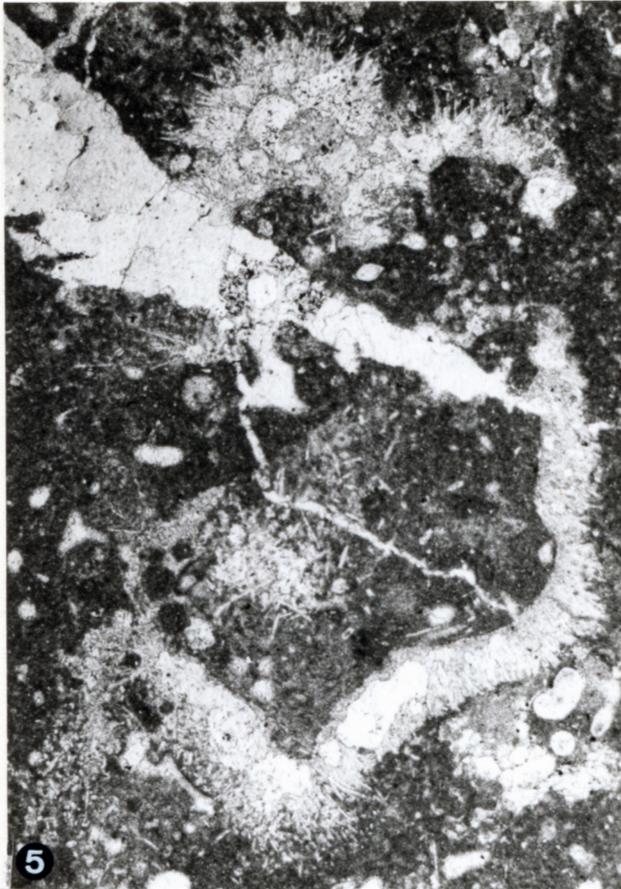
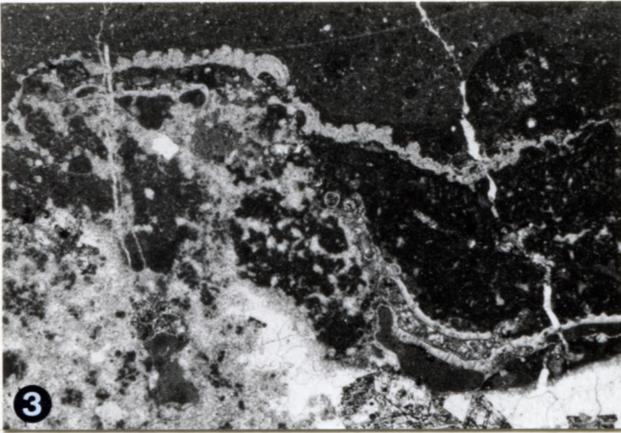
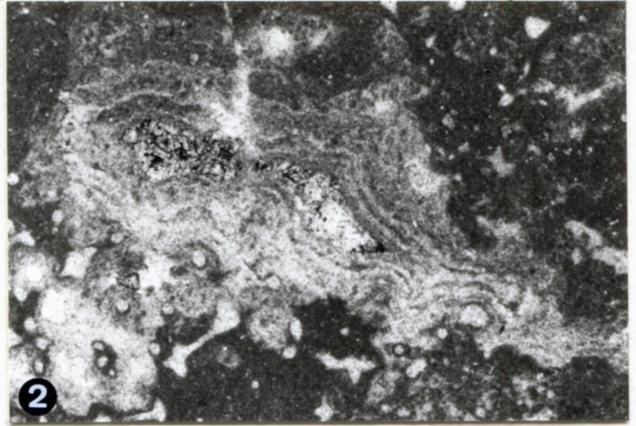
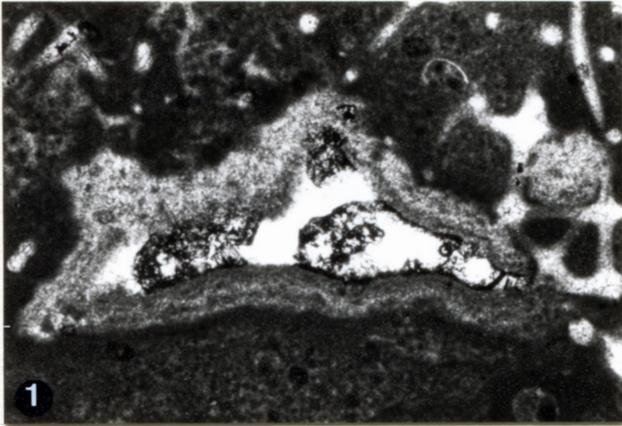
Abb. 2: Die Kollaspore im Gitter dieses hexactinelliden Schwammes ist von mehrphasigen, allseitigen, fibrösen Zementen nahezu vollständig geschlossen. (P 10, 118; vergr. 28x)

Abb. 3: Die fibrösen Zementkrusten mit Blumenkohl-artiger Oberfläche treten auf Mikritkrusten auf. (P 9, 105; vergr. 15x)

Abb. 4: Detail aus Abb. 3: Die feine, mikritische Bänderung deutet auf ein mehrphasiges Wachstum hin. (P 9, 105; vergr. 100x)

Abb. 5: Problematikum fibröser, drüsiger Zement: Die dicht stehenden Nadeln sitzen einem Peloid-Schwamm-Intraklasten auf. Die breite Spalte in der oberen Bildhälfte ist mit groben, granulären Blockzementen gefüllt. (P 4, 41; vergr. 50x)

Abb. 6: Detail aus Abb. 5: Die nur zwei bis drei Mikrometer breiten Nadeln verfließen proximal. Im Zentrum des hier abgebildeten Kristall- „Igels“ treten in einer weiß erscheinenden, verkieselten Matrix vererzte Relikte der Nadeln auf. Nach KOCH (freundl. mündl. Mitteilung) weist die Verkieselung auf einen unbekanntem Organismus hin. (P 4, 41; vergr. 150x)



Tafel 25

Rasterelektronenmikroskopie Foraminiferen

Abb. 1: *Nodosaria* sp. (P 3, 25; vergr. 250x)

Abb. 2: *Dentalina goldfussiana* GÜMBEL. (P 3, 25; vergr. 90x)

Abb. 3: *Planularia* sp. (P 3, 25; vergr. 123x)

Abb. 4: *Dentalina cylindrica* SCHWAGER. (P 3, 25; vergr. 136x)

Abb. 5: *Planularia* sp. (P 3, 25; vergr. 150x)

Abb. 6: *Lenticulina (Planularia) beierana* (GÜMBEL). (P 3, 25; vergr. 118x)

Abb. 7: *Lenticulina (Astacolus) matutina informis* (SCHWAGER). (P 3, 25; vergr. 194x)

Abb. 8: *Lenticulina (Planularia) beierana* (GÜMBEL). (P 3, 25; vergr. 118x)

Abb. 9: *Planularia* (?) sp. (P 3, 25; vergr. 140x)

Abb. 10: *Patellina feifeli elevata* (PAAIZOW). (P 3, 25; vergr. 200x)

Abb. 11: *Patellina feifeli elevata* (PAALZOW). (P 3, 25; vergr. 160x)

Abb. 12: *Paalzowella turbinella* (GÜMBEL). P 3, 25; vergr. 172x)

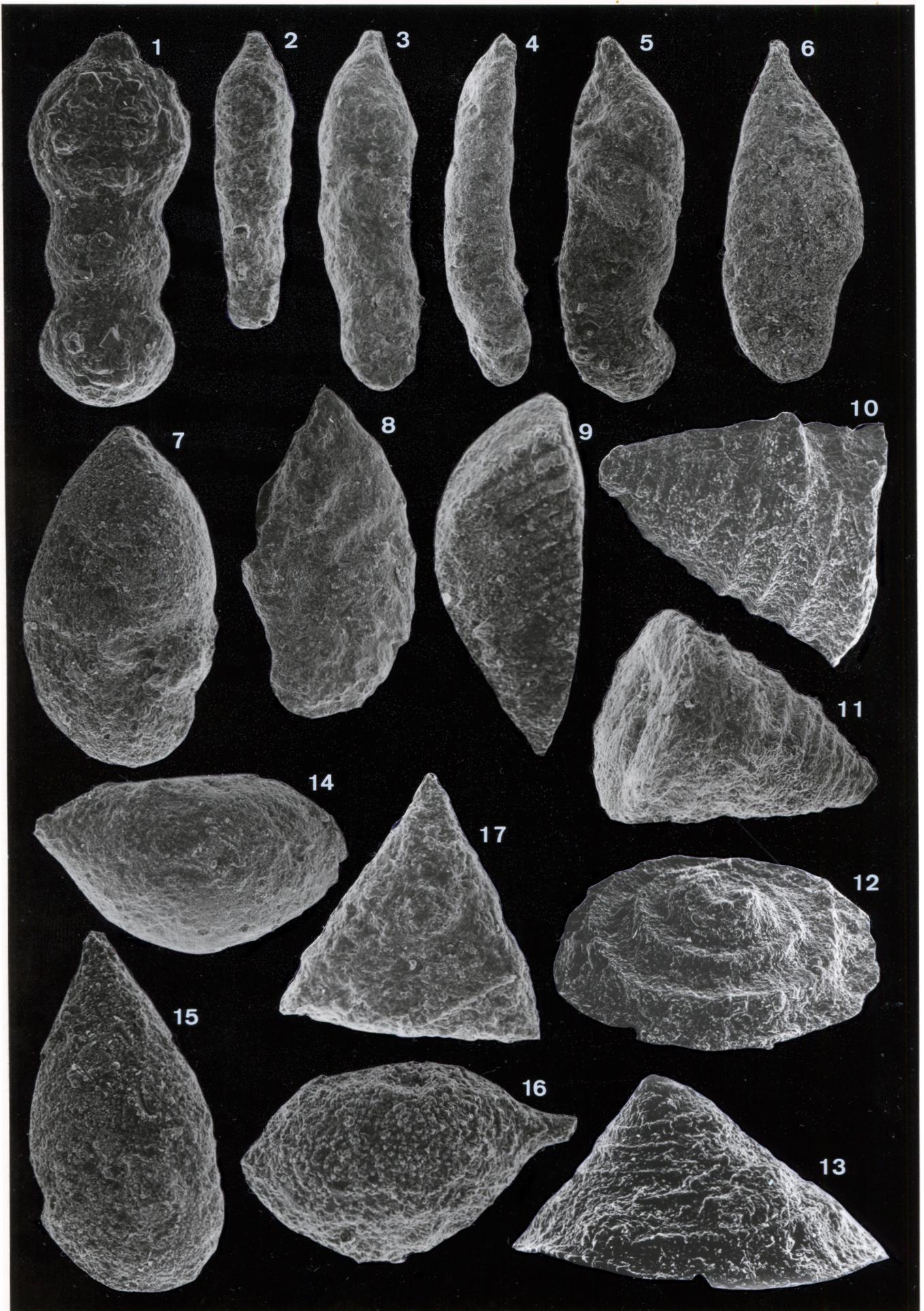
Abb. 13: *Patellina feifeli feifeli* (PAALZOW). (P 3, 25; vergr. 313x)

Abb. 14: *Lagena* cf. *laevis* MONTAGUN. (P 3, 25; vergr. 130x)

Abb. 15: *Lagena* cf. *laevis* MONTAGUN. (P 3, 25; vergr. 280x)

Abb. 16: *Ramulina fusiformis* KAHN. (P 3, 25; vergr. 282x)

Abb. 17: „Kalzitplättchen“. (P 3, 25; vergr. 278x)



Tafel 26

Rasterelektronenmikroskopie Foraminiferen, Schwammnadeln, Holothurien-, Ostracoden- und Zahnreste

Abb. 1: *Spirillina polygyrata* GÜMBEL. (P 3, 8; vergr. 266x)

Abb. 2: *Lenticulina (Lenticulina) quenstedti* (GÜMBEL). (P 13, 150; vergr. 130x)

Abb. 3: *Lenticulina muensteri* (ROEMER). (P 5, 53; vergr. 107x)

Abb. 4: *Ophthalmidium strumosum* (GÜMBEL). (P 3, 25; vergr. 150x)

Abb. 5: *Eoguttulina polygona* (TERQUEM). (P 3, 1; vergr. 223x)

Abb. 6: Holothurien-Sklerit, der Haken ist abgebrochen. (P 3, 25; vergr. 148x)

Abb. 7: Klappe einer Ostracode. (P 13, 150; vergr. 165x)

Abb. 8: Der Haizahn ist ohne Wurzel überliefert und zeigt leichte Abnutzungsspuren. (P 3, 25; vergr. 140x)

Abb. 9: Nadel eines Kalkschwammes. (P 13, 150; vergr. 266x)

Abb. 10: *Stueria gracillima* (WHIDBORNE). Die Unterseite des Holothurien-Sklerites zeigt die septenartigen Versteifungen. (P 3, 25; vergr. 300x)



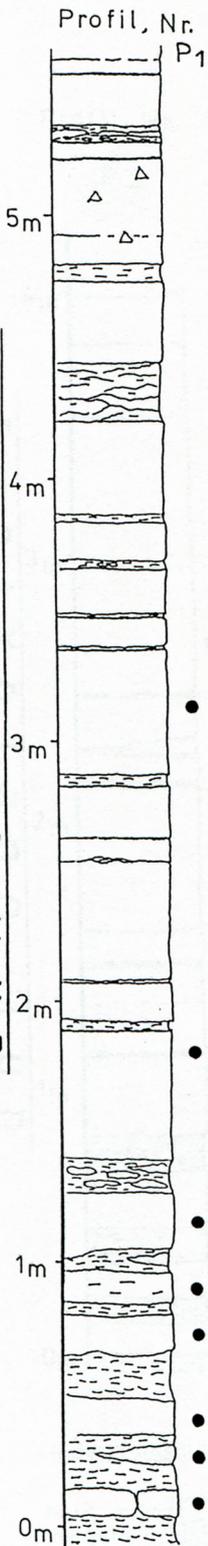
10. Anhang

14 Profile

Die Lage der einzelnen Profile ist aus Textabbildung 2 zu entnehmen.

Oberer Jura

Unt. Oberoxford



In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
7	90	■	■	■	■	■	▲	■	■	■	▲							
6	92		■	■	■	■	▲	■	■	■	▲	▲		■				
5	91		■	■	■	■	▲	■	■	■	▲	▲						▲
22	89	■	■	■	■	■	■	■	■	■	▲	■		■		▲		
4	90	■	■	■	■	■	▲	■	■	■	▲			▲	■			▲
21	86	■	■	■	■	■	▲	■	■	■	▲	▲		■		▲		
20	89	■	■	■	■	■	▲	▲	■	■	▲	▲				▲		
19	91		■	■	■	■	■	■	■	■	▲		■					

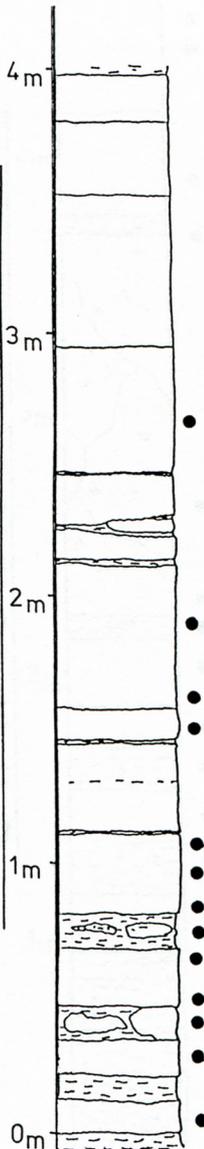
Legende:

- ver kieselt zum Teil ; massiv
 - ▲
 - ▲
- selten
 -
- häufig
 -
- sehr häufig
 -
- gesteinsbildend
 - hier: 40%
 -
 - 100 50 0%
 - hier: Mikrit (Matrix) in %
 - 60%
 -
- Lithoklasten in %
 - hier: 20%
 -
- Schwämme in %
 - hier: 25%
 -
- Krusten in %
 - hier: 85%
 -

Oberer Jura

Unt. Oberoxford

Profil, Nr. P 2



Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	frei bewegl., außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln	
18m 92																					
17m 91																					
17u 93																					
16 93																					
15o 92																					
15m 93																					
15u 93																					
10 89																					
14o 91																					
14u 89																					
13 84																					
12 88																					
11 90																					

Legende:

In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

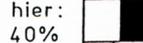
verkieselt zum Teil, massiv



sehr häufig

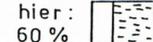


gesteinsbildend

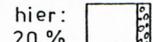


100 50 0%

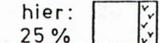
Mikrit (Matrix) in %



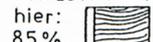
Lithoklasten in %



Schwämme in %



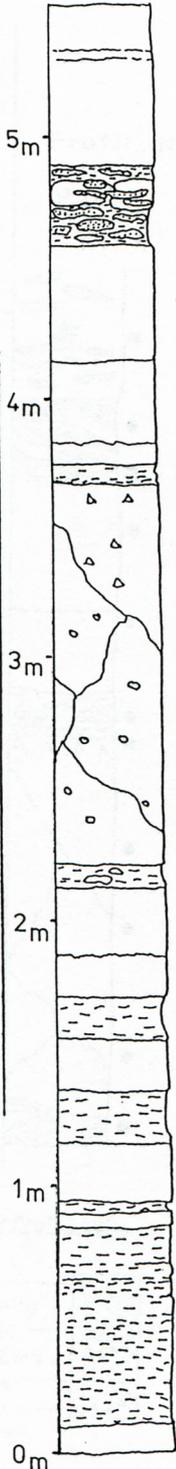
Krusten in %



Oberer Jura

Unt. Oxford

Profil, Nr. P 3



In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- Si₂-knollen

Probe, Nr	Ges. CO ₂ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl., außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
24o 93																				
24m 92																				
31 91																				
30 91																				
29 91																				
3 93																				
9 89																				
2 91																				
28u 89																				
8 85																				
27 87																				
1 80																				
26 86																				
25 74																				
23 89																				

Legende:

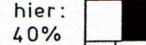
ver kieselt zum Teil, massiv



sehr häufig



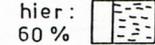
gesteinsbildend



hier: 40%

100 50 0%

Mikrit (Matrix) in %



hier: 60%

Lithoklasten in %

hier: 20%

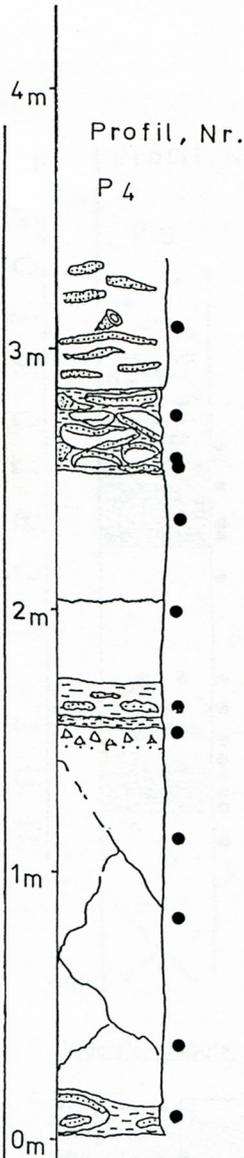
Schwämme in %

hier: 25%

Krusten in %

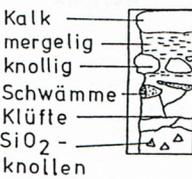
hier: 85%

Oberer Oxford



Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwämme, in Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit; Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln	
42	93		Δ	■			■				■	■	Δ								
41	90	■	■	■			Δ		Δ		■	■									
40	91	Δ	■	■					Δ		■	■									
40a	91	Δ	■	■					Δ		■	■									
39	94		Δ	■			■				■		Δ								
38	93		Δ	■			Δ				■	■	Δ								
37	89			■			■		Δ		■	■	Δ								
36	92			■			Δ				■	■	Δ								
35	95			■			Δ				■	■	Δ								
34	93		Δ	■			Δ				■	■	Δ								
33	93		Δ	■			Δ				■	■	Δ								
32	87		Δ	■			Δ		Δ		■	■	Δ								

In der Profilsäule:



Legende:

verkieselt zum Teil ; massiv Δ ▲

selten

häufig

sehr häufig

gesteinsbildend hier: 40%

100 50 0%

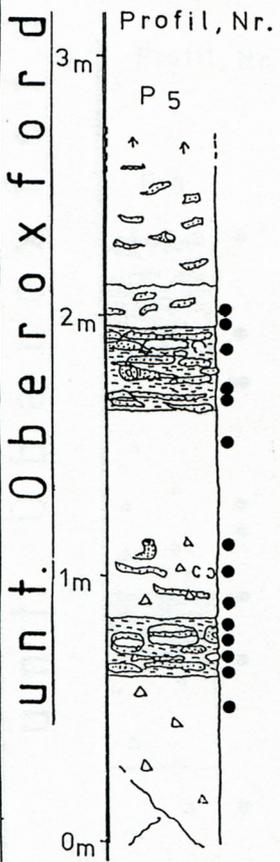
Mikrit (Matrix) in% hier: 60%

Lithoklasten in% hier: 20%

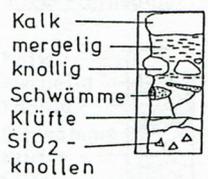
Schwämme in% hier: 25%

Krusten in% hier: 85%

Oberer Jura

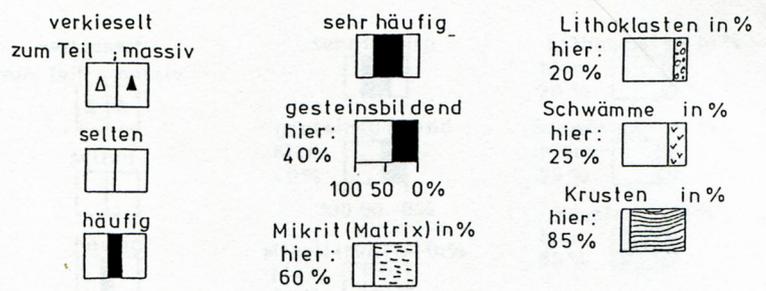


In der Profilsäule:

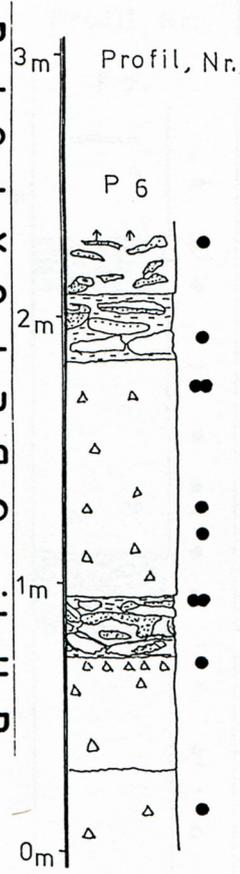


Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit; Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl.; außer aggl. Formen In-Formen agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
56	88																	
55	89																	
54	91																	
53	80																	
52	93																	
51	93																	
50	92																	
49	91																	
48	84																	
47	93																	
46	94																	
45	92																	
44	92																	
43	92																	

Legende:



Oberer Jurunt. Oberoxford



In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Feizen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	frei bewegl. außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln	
66 92	■			▲			▲		▲				▲	■	■						
65 90		▲					■				■	▲	▲	■	■						
64 91			▲	■			■	■	■		■	▲	▲	■	■	▲					
63 92				■			■	■	■		■	▲	▲	■	■	▲				▲	
62 92				■			■	■	■		■		▲	■							
61 90				■			▲	■	■		■		▲	■							
59 91				■			▲	■	■		■	■	▲	■	■	▲					
60 91		■		■			■	■	▲		■	▲	■	■	■	▲					
58 89				■			■	■	■		■	▲	▲	■		▲					
57 91				▲			■	■			■	■	▲	■	■	▲	▲			▲	

Legende:

ver kieselt
zum Teil ; massiv

▲ ▲

selt en

□ □

häufig

■ ■

sehr häufig

■ ■

gesteinsbildend

hier: 40%

100 50 0%

Mikrit (Matrix) in %

hier: 60%

Lithoklasten in %

hier: 20%

Schwämme in %

hier: 25%

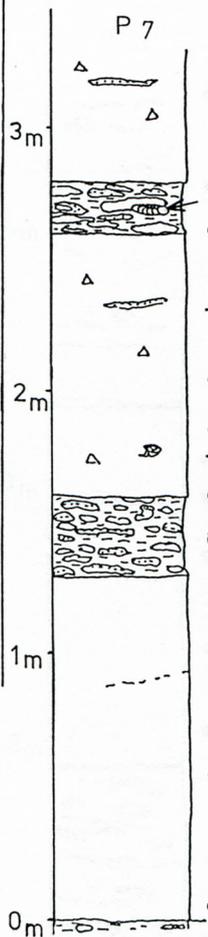
Krusten in %

hier: 85%

Oberer Jura

Unt. Oberoxford

Profil, Nr. P 7



Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	frei bewegl; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
84	89																			
75	85																			
74	90																			
83	95																			
73	91																			
72	90																			
82	91																			
71	88																			
81	99																			
70	90																			
80	94																			
79	94																			
69	92																			
78	94																			
77	91																			
76	92																			
68	92																			
67	91																			

Legende:

In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

Epipeltoceras
semimammatum
semimammatum
(Quenstedt)
E.

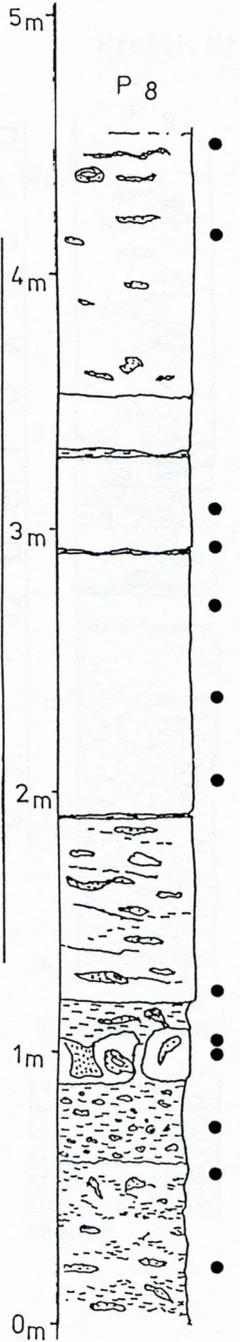
verkieselt zum Teil massiv
selten
häufig

sehr häufig
gesteinsbildend
hier: 40%
100 50 0%
Mikrit (Matrix) in %
hier: 60%

Lithoklasten in %
hier: 20%
Schwämme in %
hier: 25%
Krusten in %
hier: 85%

Oberer Jura

unt. Oberoxford



Probe, Nr.	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
97 94																				
96 96																				
95 95																				
94 95																				
93 97																				
92 96																				
91 95																				
90 93																				
89 83																				
88 93																				
87 87																				
86 91																				
85 98																				

Legende:

In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

verkiegelt zum Teil, massiv



häufig



sehr häufig



gesteinsbildend

hier: 40%

100 50 0%

Mikrit (Matrix) in %

hier: 60%



Lithoklasten in %

hier: 20%



Schwämme in %

hier: 25%



Krusten in %

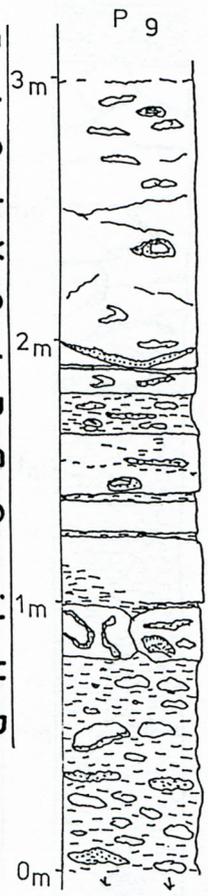
hier: 85%



Oberer Jurass

unten Oberoxford

Profil, Nr. 9



In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl., außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
104 97																				
103 95																				
105 96																				
102 91																				
101 92																				
100 94																				
99 78																				
98 93																				

Legende:

verkiegelt
zum Teil ; massiv

seltener

häufiger

sehr häufig

gesteinsbildend
hier: 40%

100 50 0%

Mikrit (Matrix) in %
hier: 60%

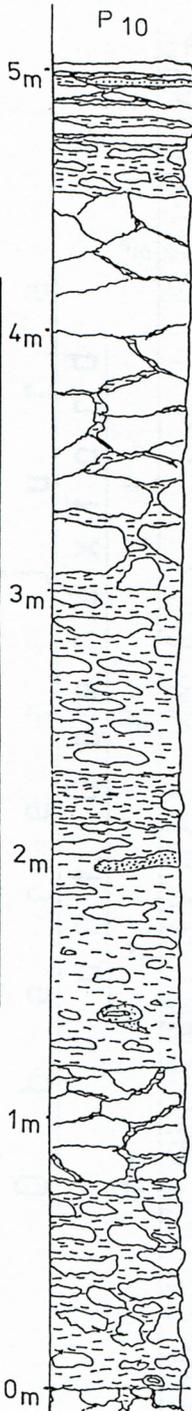
Lithoklasten in %
hier: 20%

Schwämme in %
hier: 25%

Krusten in %
hier: 85%

Oberer Jura

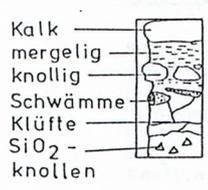
unt. Oxford



Profil, Nr. P 10

Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Feizen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Bioolith, Schwämme u. Krusten, in %	Echinodermen	frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
120 91																				
119 91																				
118 90																				
121 89																				
116 89																				
117 91																				
115 93																				
114 91																				
113 93																				
112 91																				
110 89																				
111 88																				
109 93																				
108 92																				
107 93																				
106 91																				

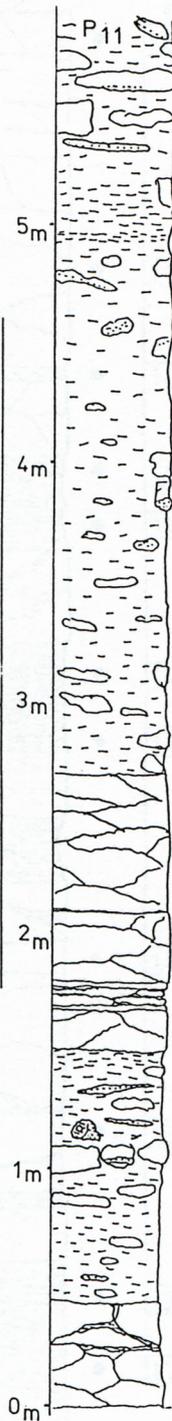
In der Profilsäule:



Legende:



Oberer Jura unt. Oberoxford



In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

Legende:

ver kieselt
zum Teil , massiv



selten



häufig



sehr häufig



gesteinsbildend

hier: 40%



100 50 0%

Mikrit (Matrix) in%

hier: 60%



Lithoklasten in%

hier: 20%



Schwämme in%

hier: 25%



Krusten in%

hier: 85%

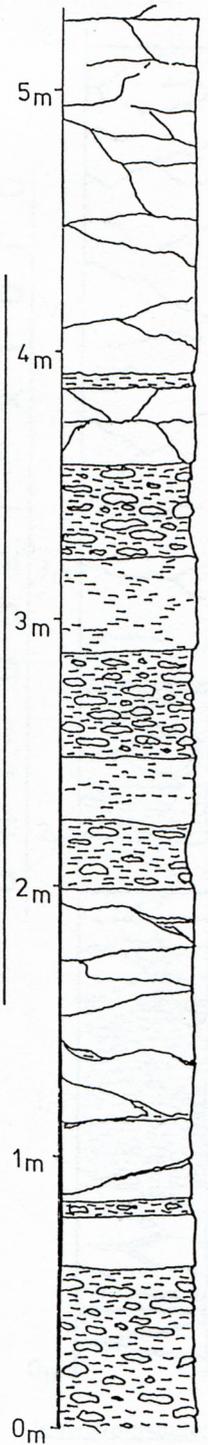


Profil, Nr.

Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln	
136 91		Δ							Δ			Δ	Δ								
135 86		Δ											Δ			Δ	Δ				
134 87		Δ							Δ			Δ									
133 85		Δ						Δ	Δ			Δ	Δ								
132 83		Δ							Δ												Δ
131 85																					Δ
130 92		Δ							Δ								Δ				
129 88		Δ																			
128 88													Δ			Δ					
127 91																					
126 91		Δ	Δ					Δ				Δ	Δ			Δ					Δ
125 91			Δ										Δ			Δ					
124 95		Δ							Δ								Δ				Δ
123 90			Δ										Δ				Δ				Δ
122 92		Δ											Δ			Δ					Δ

Oberer Jura unt. Oxfordford

Profil, Nr. P 12



Probe, Nr	Ges. CO ₂ ⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit; Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
147 93		Δ	■	■	■	■						Δ				Δ	Δ			
146 95		Δ	■	■	■	■	Δ						Δ			Δ				
145 78																				
144 93		Δ	■	■	■	■		Δ								Δ	Δ			
143 80																				
142 82																				
141 73																				
140 95		Δ	■	■	■	■		Δ		Δ			Δ		■	Δ				
139 95		Δ	■	■	■	■									■		Δ			
138 92																				
137 85																				

Legende:

In der Profilsäule:

- Kalk
- mergelig
- knollig
- Schwämme
- Klüfte
- SiO₂-knollen

ver kieselt zum Teil ; massiv

selten

häufig

sehr häufig

gesteinsbildend hier: 40%

100 50 0% Mikrit (Matrix) in % hier: 60%

Lithoklasten in % hier: 20%

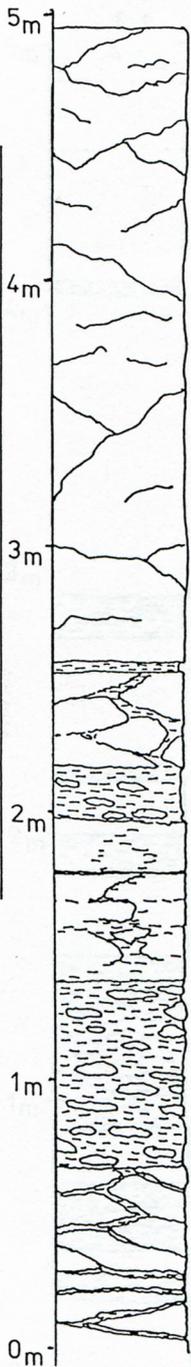
Schwämme in % hier: 25%

Krusten in % hier: 85%

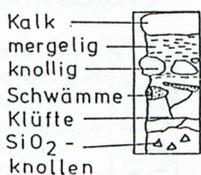
Oberer Jura

unt. Oberoxford

Profil, Nr.
P 13



In der Profilsäule:



Probe, Nr	Ges. CO ₃ ²⁻ in %	Schwämme, ganz, in %	Schwammteile u. Fetzen in %	Mikritmatrix u. Lithoklasten in %	Krusten u. Krustenfetzen in %	Biolithit, Schwämme u. Krusten in %	Echinodermen	Foraminiferen frei bewegl.; außer aggl. Formen	In-Formen	agglutinierte sessile	Filamente	Spiculae	Bryozoen	Tubiphyten	Terebellae	Bivalven	Serpeln	Ammoniten	Belemniten	Bohrmuscheln
158 95		Δ																		
157 93																				
153 83																				
152 85		Δ																		
151 85																				
150 72																				
149 93		Δ																		
148 92																				

Legende:

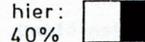
ver kieselt
zum Teil ; massiv



sehr häufig



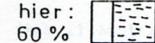
gesteinsbildend



hier: 40%

100 50 0%

Mikrit (Matrix) in %



hier: 60%

Lithoklasten in %

hier: 20%



Schwämme in %

hier: 25%



Krusten in %

hier: 85%





ISSN 2626-9864 (Online)
ISSN 2626-4161 (Print)

ISBN 978-3-947953-07-3