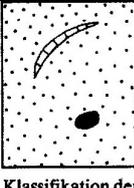
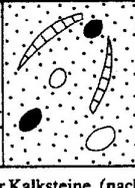
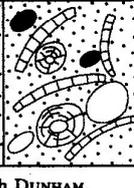
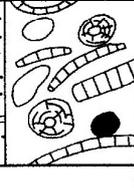
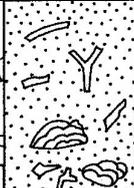
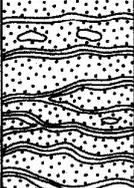
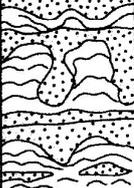


## D. FAZIESANALYSE

Als Fazies bezeichnet man den Habitus eines Sediment, welchen es bei der Bildung erhalten hat. Der Begriff bezeichnet die Summe der sedimentologischen und paläontologischen Merkmale eines Sediments. Durch die genaue Aufnahme der Merkmale des Sedimentgesteins ist es möglich, die herrschenden Bedingungen zur Zeit der Bildung des Gesteins zu ermitteln und den Ablagerungsraum zu rekonstruieren. Man kann Aussagen treffen über die damaligen Umweltbedingungen, die Ökologie und die Paläogeographie (MURAWSKI, 1983). An Hand von hergestellten Dünnschliffen des Gesteins lassen sich viele Merkmale erkennen und enthaltene Mikrofossilien bestimmen.

Auf diese Weise wurden viele Proben aus dem Regensburger Malm untersucht und nach DUNHAM (1962) in verschiedene Faziestypen eingeteilt (Abb. 17). Wie schon MEYER (1977) über den Regensburger Malm bemerkte, lassen sich die einzelnen Faziestypen nicht scharf gegeneinander abgegrenzt. Oft finden sich Übergänge von einem Typ zum anderen. Trotzdem wurde im Folgenden versucht, jede Probe einem bestimmten Typ zuzuordnen.

(Aliochthone Kalke) Primäre Komponenten während der Sedimentation, nicht organogen gebunden				(Autochthone Kalke) Primäre Komponenten während der Sedimentation, organogen gebunden				
weniger als 10% Komponenten > 2 mm			mehr als 10% Komponenten > 2 mm		Boundstone			
mit Mikrit (< 0,03 mm)		ohne Mikrit		Matrix- Gefüge	Partikel- Gefüge	Organismen als Sediment- fänger	Organismen als Sediment- binder	Organismen als Gerüst- bildner
Schlamm-Gefüge		Partikel-Gefüge						
weniger als 10% Kom- ponenten	mehr als 10% Kom- ponenten							
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
								

Klassifikation der Kalksteine (nach DUNHAM, mit Ergänzungen von EMBRY & KLOVAN) TUCKER (1985)

Abb. 17: Klassifikation der Kalksteine nach Dunham

# 1. Faziestypen

## 1.1 Faziestyp 1: Tuberoid-Mudstone/Wackestone

Auf den ersten Blick sehen die Handstücke und Dünnschliffe des Faziestyps 1 fleckig aus (Abb. 18). Sie sind hell- und dunkelgrau gefärbt, mikritisch (aus feinem Kalkschlamm bestehend) und können je nach Menge der Komponenten nach DUNHAM (1962) als Mudstones oder Wackestones bezeichnet werden.

In der Matrix aus hellgrauem Mikrit befindet sich eine Vielzahl (30-40 %) an dunkelgrauen, runden, mehrere Millimeter im Durchmesser messenden, mikritischen Komponenten. Hierbei handelt es sich um eine besondere Art von Peloiden (Schlammkügelchen), die sogenannten Tuberoide. Sie treten oft zusammen mit Resten von Kieselschwämmen auf (FLÜGEL, 2004:117), so auch in den vorliegenden Stücken. Außerdem enthalten die Proben Schwammnadeln und Stücke von *Neuropora*, einen zu den chaetetiden Sclerospongien gestellten Kalkschwamm (Klasse Calcarea) (FLÜGEL, 2004:502).

Weiterhin gibt es sehr kleine Belemniten, die besonders schön in den Handstücken zu sehen sind. Die Rostren (Gehäuse der Belemniten) haben eine Länge von wenigen Zentimetern und einen Durchmesser von wenigen Millimetern.

Ferner treten verschiedene sehr kleine (weniger als 1 mm lang), benthische (bodenlebende) Foraminiferen („Lochträger“) und Reste von diesen auf. Die Formen reichen von uniserial und biserial (Unterordnung Textulariina, Gattung Textulariida) bis hin zu planspiral (Unterordnung Rotaliina, evtl. Gattung *Lenticulina*) Daneben erscheinen die zu den benthischen, inkrustierenden Foraminiferen gestellten Tubiphyten (genaue Beschreibung siehe Faziestyp 3). Diese sind im Faziestyp 1 noch in geringer Zahl vorhanden, wobei es sich nur um sehr kleine Bruchstücke handelt. Ihr Gehäusedurchmesser reicht von 50 bis vereinzelt 400  $\mu\text{m}$ . In den Wackestones ist die Zahl der Tubiphyten größer und zudem enthalten sie Schalenreste. In einem Handstück findet sich ein runder Trochit (Seelilienstielglied), in einigen anderen sind undefinierbare Reste von Echinodermaten (Stachelhäuter) enthalten.

Alle Proben, die dem Faziestyp 1 zugerechnet werden können, stammen aus dem Malm  $\alpha$  und  $\beta$  (Oxfordium) und wurden somit am Ostrand des Fellinginger Berges gewonnen.



Abb. 18: fleckiger Tuberoïd-Mudstone mit Belemnit (dunkel)

## 1.2 Faziestyp 2: Spiculit

Der zweite Faziestyp ist beschränkt auf den Malm  $\gamma$  (Splitterkalk) und  $\zeta$  (Plattenkalk). Es handelt sich um feine, graue, mikritische Kalke mit circa 20-30 % an Komponenten, welche schlammgestützt und sehr klein sind. Nach DUNHAM (1962) handelt es sich hier um Wackestones. Der Hauptanteil unter den Komponenten fällt dabei auf die Schwammnadeln (Spiculae), die in verschiedenen Anschnitten vorliegen. Daher die Bezeichnung dieses Faziestyps als Spiculit (Abb. 20).

In den Dünnschliffen und Handstücken aus dem Malm  $\zeta$  finden sich darüber hinaus keine weiteren Komponenten; in den Stücken aus dem Malm  $\gamma$  hingegen treten noch einige andere Organismen auf. Dabei handelt es sich um Reste von Kiesel- und Kalkschwämmen (*Neuropora*). Die *Neuropora*-Stücke besitzen verschiedene Formen (meist länglich oder ästig verzweigt) und eine netzartige Struktur. In der Größe variieren die Stücke zwischen 1,5 und 2 mm.

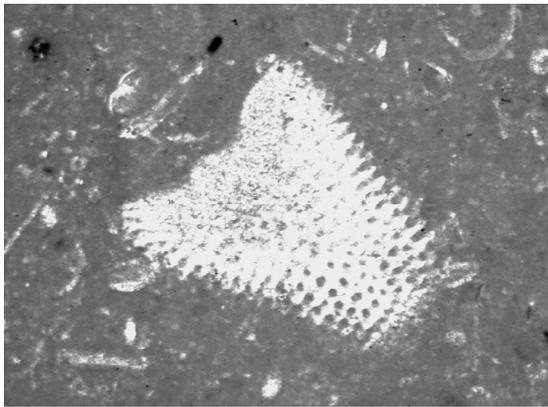
Weiterhin tauchen verschiedene benthische, agglutinierende Foraminiferen auf, die wiederum uniserial und biserial gebaut sind (Gattung *Textulariida*) sowie eine planspirale Form (evtl. *Lenticulina*, Unterordnung *Rotaliina*). Alle sind weniger als einen Millimeter groß. Auch hier gibt es wieder sehr kleine, weiße Tubiphyten in geringer Zahl, welche einen Durchmesser von 50 bis 500  $\mu\text{m}$  besitzen.

Ferner gibt es in den Schliffen feine Schalenreste zu sehen, darunter eine 2,5 cm lange Brachiopodenschale. Weiter liegt ein sternförmiger Trochit vor, sowie Reste von Echinodermaten, die an ihrer weißen Farbe und netzartigen, punktierten Struktur zu erkennen sind. In einem Schliff

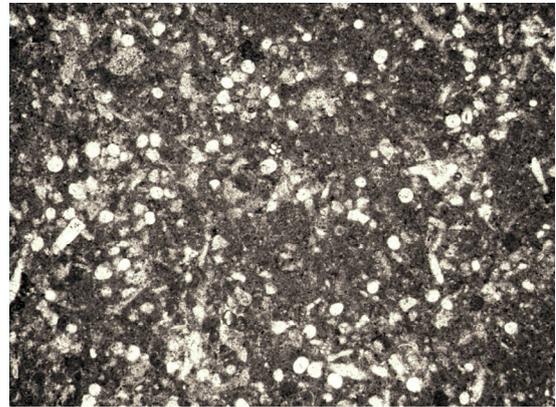
ist eine Dasycladacee (Grünalge) der Gattung *Salpingoporella* enthalten. Sie ist kegelförmig und besitzt einen zentralen Hohlraum, sowie randliche Poren. Im Durchlicht erscheint sie hell (Abb. 19).

In den Aufschlüssen des Splitterkalks können verschiedene Ammoniten gefunden werden.

Ein Handstück enthält große Ammoniten und Belemniten, so dass es nach DUNHAM (1962) als Floatstone bezeichnet werden kann. Die Matrix ist mikritisch und gelb gefärbt. Neben den besagten Cephalopoden (Kopffüßler) gibt es in dem Handstück einige Kieselschwämme und viele Schwammnadeln, weshalb es trotz der Menge an großen Fossilien noch zum Faziestyp 2 gestellt wird. Auf den Rändern der Schwämme sitzen kleine weiße Flecken, bei denen es sich wahrscheinlich um Tubiphyten handelt.



0,5 mm



1 mm

Abb. 19: Dasycladacee im Spiculit

Abb. 20: Schwammnadeln (weiß) im Spiculit

### 1.3 Faziestyp 3: Tubiphyten-Wackestone/Boundstone

Zu einem dritten Faziestyp werden alle Wackestones (DUNHAM, 1962) zusammengefasst, deren herausragendes Merkmal die in großen Mengen vorhandenen, wenige Millimeter großen *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969 darstellen. Hierbei handelt es sich um ein „Mikroproblematikum“, dessen systematische Stellung umstritten ist (FLÜGEL, 1981). Nach SCHMID (1995, 1996, 2003) handelt es sich bei den Tubiphyten um eine Endosymbiose von Algen oder Bakterien, die im Protoplasma von milioliden Foraminiferen lebten. Diese Symbionten haben danach die äußere kalkige Hülle gebildet, die das eigentliche Foraminiferen-Gehäuse umgibt. Da die Foraminiferen nie ohne Hülle ge-

gefunden werden, müssen die Algen bzw. Bakterien schon im Embryo vorhanden sein.

Die Kammern der Foraminiferen sind im Querschnitt rundlich bis oval, im Längsschnitt kegelförmig und im Durchschnitt 300 bis 1000  $\mu\text{m}$  lang. Um die Kammern herum bilden die Algen oder Bakterien eine millimeterdünne, lagige Wand, welche aus Niedrig- Magnesium- Calcit besteht (SCHMID, 2003) und deshalb im Auflicht weiß gefärbt ist. Im Durchlicht erscheint sie dunkel. Die Mündung der Foraminiferenkammer wird nicht von der Hülle überwachsen (SCHMID, 1995) (Abb. 21).

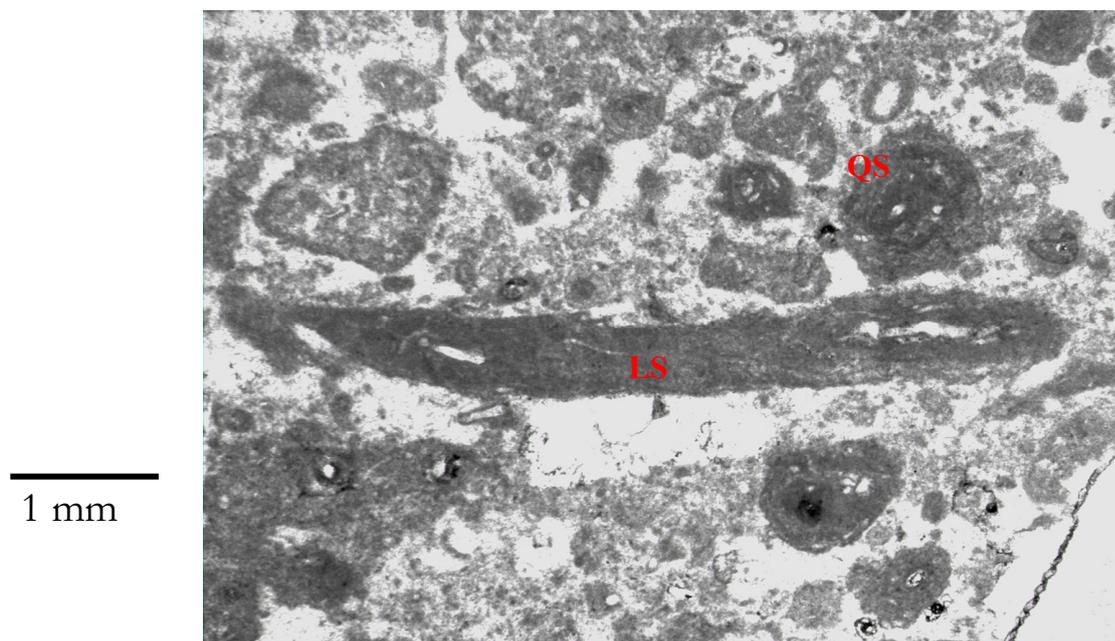


Abb. 21: *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969 im Längs- und Querschnitt

Die Arbeit von HENSSEL (2000), in der durch eine computergestützte 3D-Rekonstruktion die Wuchsform der Tubiphyten rekonstruiert wurde, zeigt, dass die Foraminiferen Kolonien bilden, die durch das Aufeinanderwachsen der Kammern stark verzweigte Wuchsformen ausbilden (s. auch HENSSEL et al. 2002). Die Menge und Größe der Tubiphyten in den vorliegenden Stücken ist zum Teil so hoch, dass diese ein netzartiges Gerüst bilden. Somit können diese Proben auch als Boundstones bezeichnet werden.

Weit verbreitet in der oberjurassischen Kieselschwammfazies ist eine Assoziation von Tubiphyten und *Terebella lapilloides* MÜNSTER, 1833. Hierbei handelt es sich um einen agglutinierenden Polychaeten (Wurm), dessen Röhre aus feinkörnigem, kalkigem Material besteht (SCHMID,

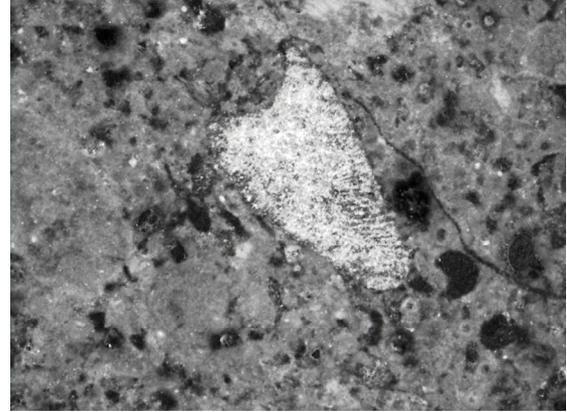
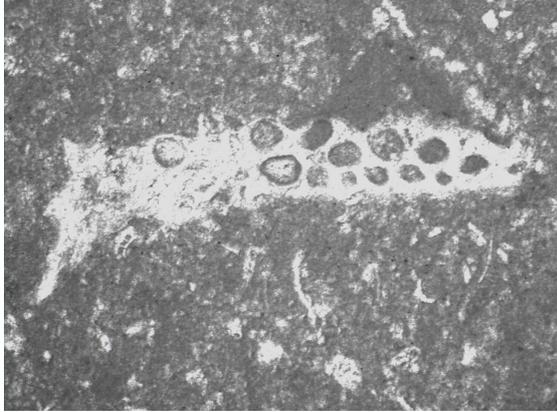
1996). Der Querschnitt ist rund und hat einen Durchmesser von ungefähr 0,5-1 mm. Längsschnitte besitzen eine U-Form, welche 1-1,5 mm lang ist. Die Vergesellschaftung von Tubiphyten und *Terebella lapilloides* taucht in den Dünnschliffen des Faziestyps 3 immer wieder auf.

Im Großen und Ganzen ist die Matrix aller Proben mikritisch und enthält viele kleine, gerundete Komponenten, daher die Bezeichnung als Wackestones. Allerdings gibt es auch kleinere Grainstone-Bereiche, deren Matrix aus Sparit (umkristallisierte Grundmasse) besteht und im Durchlicht sehr hell erscheint. Die Diversität der auftretenden Komponenten ist hoch. Den größten Anteil machen neben den Tubiphyten die Peloide aus. Dabei handelt es sich um im Durchschnitt 0,1 mm kleine, gerundete Mikritkörner ohne Innenstruktur, die aus mikrokristallinem Karbonat zusammengesetzt sind (FLÜGEL, 2004: 110 ff).

Des Weiteren finden sich Schalenreste und bis zu 1 cm lange Brachiopodenschalen. Kieselschwämme und Kalkschwämme (*Neuropora*), die zumeist nur als Bruchstücke enthalten sind, und auch einzelne Schwammnadeln sind zu erkennen. Zudem gibt es einige verschiedene Seeigelstacheln mit einem Durchmesser von 0,2 und 1 mm und größere und kleinere Reste, unter anderem ein rautenförmiges Stück, von Echinodermaten (Abb. 23). Ferner sind benthische, agglutinierende Foraminiferen (biserial und planspiral geformt, Gattung Textulariida), eine längliche und aus runden Kammern bestehende Foraminifere (Unterordnung Miliolina) sowie eine planspirale Form der Gattung *Lenticulina* (Unterordnung Rotaliina) zu sehen. Auch eine 1,8 mm lange Bryozoe („Moostierchen“) (Gruppe der Tentaculata) (Abb.22), turmförmige Gastropoden (Schnecken) und ein Bruchstück einer Koralle sind in einigen Schliffen enthalten. Außerdem treten die zu den anneliden Polychaeten (Würmer) gestellten, inkrustierenden Serpuliden auf, deren Kalkröhren im Querschnitt kreisrund und ungefähr 100 µm breit sind.

Eines der Stücke aus dem Schwarzholz enthält viele rhynchonellide Brachiopoden („Armfüßer“) und kann daher als Floatstone bezeichnet werden. Da aber die weiteren Komponenten auch in den anderen Stücken des Faziestyps 3 vorkommen (Peloide, die sich in den Schalen der Brachiopoden gesammelt haben, Tubiphyten, Foraminiferen und *Terebella lapilloides*), wird kein neuer Faziestyp ausgeschieden. Die Matrix besteht hier aus Mikrit, einige vorhandene Risse sind mit Sparit gefüllt. Einige Proben des Faziestyps 3 sind bereits stark dolomitisiert, wobei man die Verdrängung der Komponenten durch Dolomitrhomboeder schön beobachten kann.

Die Verteilung dieses Typs im Gebiet lässt sich nicht genau abgrenzen, da eine enge Verzahnung mit dem Faziestyp 4 vorliegt. Der Faziestyp 3 tritt im Malm  $\delta$  und  $\epsilon$  bis  $\zeta_1$  (Kimmeridgium) auf und findet eine Verbreitung, die sich punktuell über einen großen Teil des Gebietes verteilt.



0,5 mm

Abb. 22: Bryozoe

Abb. 23: Echinodermenrest

#### 1.4 Faziestyp 4: Mikroben-Bindstone

Das Hauptunterscheidungskriterium für ein Abgrenzen des Faziestyps 4 von Typ 3 ist gegeben durch das Auftreten von Algenkrusten mit Peloidstruktur, welche die Komponenten umwachsen und somit stabilisieren. Demnach werden diese Proben als Mikroben-Bindstones (DUNHAM, 1962) bezeichnet.

Makroskopisch handelt es sich bei den Stücken meist um Kieselchwamm-Bafflestones (DUNHAM, 1962). Mikroskopisch lassen sich innerhalb der Mikroben-Bindstones noch einmal vier Typen abgrenzen, die sich in der Art und Menge der Komponenten unterscheiden. Zu finden sind diese Gesteine am Fellingner Berg, am Keilstein, im Steinbruch und im Schwarzholtz, immer wieder unterbrochen von den anderen Faziestypen.

##### 1.4.1 Faziestyp 4a: Tubiphyten-Mikroben-Bindstone

Wie der Name bereits zeigt, handelt es sich bei der Hauptkomponente um Tubiphyten. Diese sind, wie auch bei Typ 3, in so großer Menge vorhanden, dass sie durchaus als gesteinsbildend betrachtet werden können (Abb.24). Auch hier findet man wieder die Assoziation von Tubiphyten und dem Polychaeten *Terebella lapilloides* vor.

Weitere häufige Komponenten sind, wie auch bei Faziestyp 3, die Peloide. Die Peloidlagen wechseln hier aber im Millimeter-Bereich mit feineren Mikritlagen, so dass eine laminierte, stromatolithische Struktur entsteht, die das Sediment bindet und stabilisiert (Abb. 25).

Onkoide (unregelmäßig umwachsene Bruchstücke) und Ooide (konzentrisch umwachsene Bruchstücke) treten generell nur vereinzelt auf, in einer Probe jedoch gehäuft. Weiterhin findet man becherförmige Kieselchwämme und Bruchstücke davon in geringen Mengen sowie Schwammnadeln und vereinzelt auch *Neuropora*.

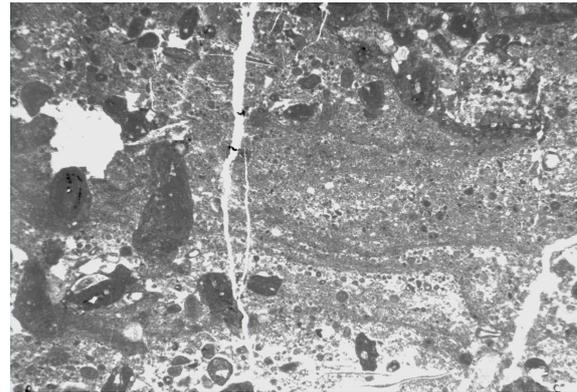
Unter der Vielzahl an verschiedenen Organismen, die darüber hinaus in den Dünnschliffen vorkommen, befinden sich verschiedene turmförmige Gastropoden, Echinodermatenbruchstücke und Seeigelstacheln, Brachiopoden und kleinere und größere Schalenbruchstücke sowie Serpuliden und benthische, agglutinierende Foraminiferen der Unterordnung Textulariina (Gattung Textulariida: uniserial und biserial geformt; Gattung *Reophax*: uniserial) und Foraminiferen der Unterordnung Rotaliina (planspiral, evtl. Gattung *Lenticulina*).

Alle Komponenten sind gut gerundet und werden von den peloidalen Algenkrusten umgeben. Es lassen sich auch Aufwölbungen der Algenkrusten erkennen. In einem Schliff erkennt man Stromatactis-ähnliche Hohlräume. Diese Hohlräume besitzen einen glatten Boden und ein unregelmäßig gezacktes Dach. Die untere Hälfte ist dabei mit mikritischem Material sowie Peloiden gefüllt, der obere Bereich besteht aus Sparit. FLÜGEL (2004:193) erklärt die Entstehung dieser Stromatactis-Hohlräume durch Zementation von synsedimentären Hohlräumen. Diese bilden sich entweder durch den Zerfall eines Weichkörpers, durch Intern-Erosion oder Lösung. Nach SCHMID et al. (2001) werden die Sedimentoberflächen durch Mikroben stabilisiert, wodurch darunter synsedimentäre Hohlräume durch Strömung entstehen und dann zementiert werden können. Senkrecht zu den stromatactis-ähnlichen Hohlräumen verlaufen viele feine Klüfte, die mit Sparit gefüllt sind. Auch eine Dolomitisierung der Proben tritt immer wieder mehr oder weniger stark auf.



1 cm

Abb. 24: Tubiphyten (weiß) im  
Mikroben-Bindstone



2 mm

Abb. 25: Tubiphyten (dunkel) und  
Algenkrusten (Schlieren)

#### 1.4.2 Faziestyp 4b: Kieselschwamm-Mikroben-Bindstone

Das Auftreten einer größeren Menge an Kieselschwämmen sowie das gleichzeitige in den Hintergrund treten bzw. völlige Fehlen der Tubiphyten führt zu einem weiteren Faziestypen: Typ 4b.

In einer Matrix aus Mikrit und Sparit befinden sich große röhren-, teller- und becherförmige Kieselschwämme. Auch Bruchstücke von Kiesel- und Kalkschwämmen sind vorhanden, sowie Schwammnadeln.

Des Weiteren sind einige Pelloide und wenige Ooide zu finden, sowie feine und zum Teil größere Bruchstücke von Schalen, von denen einige Brachiopoden zugeordnet werden können. Zudem gibt es in den Handstücken größere Belemniten mit einem Durchmesser von etwa 1 cm im Querschnitt. Ferner finden sich Reste von Echinodermaten und Seeigeltacheln. In zwei Dünnschliffen sind Bruchstücke zu erkennen, die vermutlich von Chaetetiden (Schwämmen) stammen. Wiederum sind alle Komponenten durch Algenkrusten mit Peloidstruktur umwachsen und stabilisiert. Später fand auch eine partielle Dolomitisierung statt, die an einzelnen Dolomitrhomboedern zu erkennen ist.

#### 1.4.3 Faziestyp 4 c: Peloid-Mikroben-Bindstone

Der dritte Typ, der sich abgrenzen lässt, zeichnet sich durch eine enorme Menge an Peloiden aus. Die Matrix besteht zumeist aus Mikrit. Oftmals treten im Schliff aber auch große sparitische Flächen in den Vordergrund. Neben Peloiden als Hauptkomponente enthalten die Proben auch Ooide und Onkoide. Ferner finden sich zudem kleine Kieselschwammstücke und Schwammnadeln, Brachiopodenschalen,

Echinodermatenreste und *Terebella lapilloides*, sowie wenige kleine Tubiphyten. Wiederum werden alle Komponenten durch peloidale Algenkrusten stabilisiert, was den Dünnschliffen ein schlieriges Erscheinungsbild gibt.

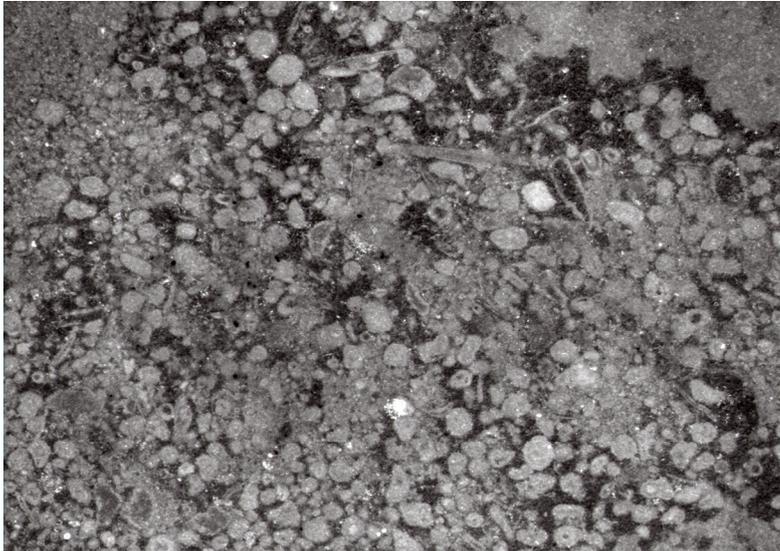


Abb. 26: Peloid-Mikroben-Bindstone

#### 1.4.4 Faziestyp 4d: *Neuropora-Floatstone, durch Mikroben gebunden*

Ein Sonderfall, der sich nur in einem Dünnschliff findet, ist ein Floatstone (DUNHAM, 1962) mit großen verzweigten *Neuropora*-Stücken. Allerdings ist hier nicht das gesamte Sediment durch Mikroben gebunden, sondern nur die *Neuropora*-Stücke und andere Komponenten sind von mikritischen Algenkrusten umwachsen (Abb. 27). Es finden sich auch keine Peloide in der Probe. Die mikritische Matrix ist bereits stark dolomitisiert. Als weitere Komponenten sind Schalenreste, Brachiopoden und Seeigelstacheln zu nennen. Ein gefiederter Organismenrest kann eventuell als Bryozoe (Abb. 28) gedeutet werden.

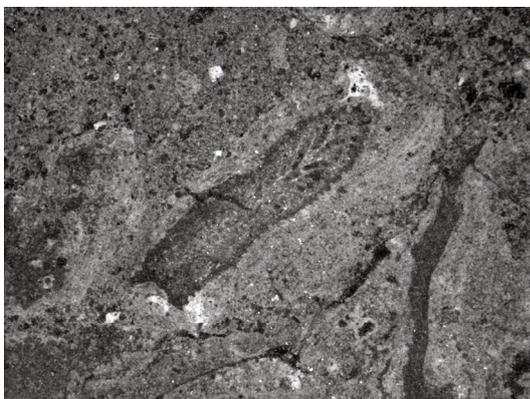


Abb. 27: *Neuropora*aast von Mikroben umgeben



Abb. 28: Bryozoe (?)

## 1.5 Faziestyp 5: Kieselschwamm-Bafflestone

Makroskopisch betrachtet ist ein Großteil der Kalke aus dem Massenkalk als Kieselschwamm-Bafflestone zu bezeichnen, da es sich hierbei um große Schwammriffe handelt, bei denen die einzelnen Schwämme in dichten Rasen übereinander wachsen. Aber auch mikroskopisch enthalten einige Proben so viele Kieselschwämme, dass sie hier als eigener Faziestyp 5 geführt werden.

### Systematik der Schwämme (nach LEHMANN & HILLMER, 1997)

Stamm: Porifera

Klasse: Demospongea (Hornschwämme)

U- Klasse: Tetractinomorpha

Ordnung: Hadromerida

U- Klasse: Ceractinomorpha

Ordnung: Lithistida (Steinschwämme)

Klasse: Calcarea (Kalkschwämme)

Klasse: Hexactinellida (Kieselschwämme)

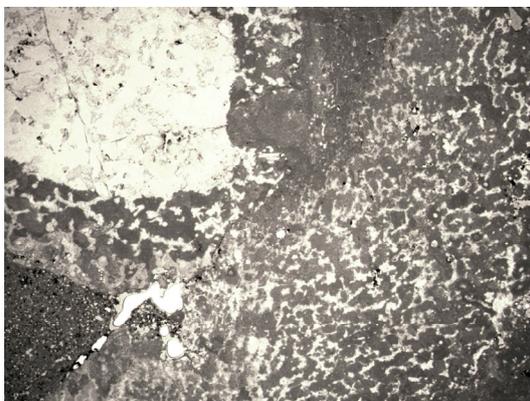
U- Klasse: Amphidiscophora

Ordnung: Lyssakinosa

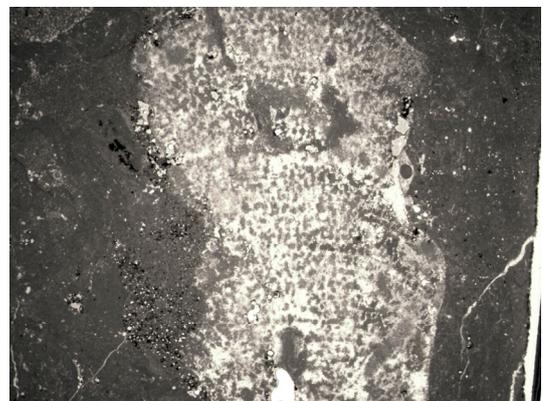
Ordnung: Lychniskida

U- Klasse: Hexasterophora

Neben der Vielzahl an verschiedenen Kieselschwämmen (becher- und röhrenförmig) gibt es in den Schwammriffen Schwämme der Ordnung Lithistida und der Klasse Calcarea (*Neuropora*). Die Handstücke und Dünnschliffe des Faziestyps 5 enthalten zudem wenige kleine Tubiphyten, Seeigelstacheln und Trochiten, Schalenreste und Brachiopoden. Auch eine 0,6 mm lange, uniserial gebaute, benthische Foraminifere der Unterordnung Textulariina, vermutlich Gattung *Reophax* ist zu sehen. Einige Bereiche sind stark dolomitisiert. Diese Bereiche beschränken sich auf die mikritische Matrix.



2 mm



4 mm

Abb. 29,30: Schwämme in Längs- und Querschnitt

## 1.6 Faziestyp 6: Peloid-Ooid-Tubiphyten-Grainstone

Bei diesem Faziestyp handelt es sich nach DUNHAM (1962) um Grainstones, da die Matrix zum größten Teil aus Sparit besteht und sehr viele kleine Komponenten enthalten sind. Die Art der Komponenten unterscheidet sich bei den verschiedenen Proben. Der Hauptanteil an Komponenten entfällt auf Peloide, Onkoide, sowie Ooide. Zudem sind viele große Tubiphyten vorhanden. Die kreisrunden Ooide weisen im Durchschnitt einen Durchmesser von 0,5 mm auf und bestehen aus regelmäßigen konzentrischen Mikritlagen, die einen Kern umgeben (Abb. 32). Die Onkoide hingegen besitzen unregelmäßige Formen, die Mikritlagen sind nicht konzentrisch. Umkrustet werden vor allem kleinste Schalenbruchstücke.

Insgesamt ist eine Vielzahl an verschiedenen Komponenten anzutreffen, darunter uniseriale Foraminiferen, *Terebella lapilloides*, Schalenreste, Brachiopoden, Reste von lithistiden Schwämmen und Kalkschwämmen (*Neuropora*), Schwammnadeln, Serpuliden, Seeigelstacheln und andere Echinodermatenreste. Einige Stücke sind leicht dolomitisiert (Dolomitrhomboeder).

Alle Proben stammen aus dem Malm  $\epsilon$  bis  $\zeta_1$ . Insgesamt zählen nur wenige Proben zu diesem Faziestyp. Diese stammen zudem von verschiedenen Stellen im Kartiergebiet und haben eine kleinräumige Verbreitung. Jedoch befinden sich alle diese Stellen direkt am Rand der durch Mikroben gebundenen Bereiche. Zwei Stücke stammen vom Fellingner Berg (unterhalb und oberhalb des Großen Felsens), ein Stück aus dem Brandlberger Tal und eines vom Ostrand des Steinbruchs, nahe dem Keilstein.

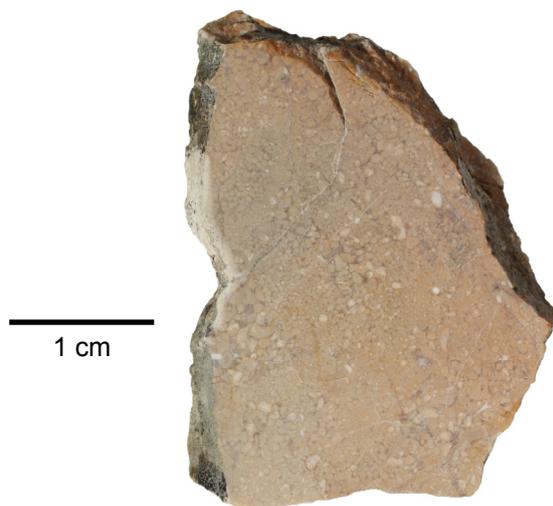


Abb. 31: Peloid-Ooid-Tubiphyten Grainstone



Abb. 32: Ooid

## 1.7 Faziestyp 7: Wackestone

Bei vielen Proben handelt es sich um Wackestones. Sie enthalten eine hohe Diversität an Komponenten, doch keine davon ist in so großer Zahl vorhanden, dass die Stücke einem der anderen Typen zugeordnet werden könnten. Daher werden alle diese Wackestones unter Faziestyp 7 zusammengefasst, auch wenn die Art der Komponenten von Probe zu Probe leicht variiert. Die Matrix besteht aus Mikrit, manchmal auch in kleinen Bereichen aus Sparit.

Als Komponenten finden sich Pelloide, Onkoide und Ooide, sowie Reste von Kalk- und Kieselschwämmen und Schwammnadeln. Neben einigen dünnchaligen Tubiphyten gibt es auch wenige dickschalige Tubiphyten. Des Weiteren sind *Terebella lapilloides*, Serpuliden (Abb. 33), Schalenreste von Brachiopoden, Seeigelstacheln und andere Echinodermatenreste enthalten. In einem Dünnschliff ist ein Stromatactis-ähnlicher Hohlraum zu erkennen. Die meisten Stücke sind mehr oder weniger stark dolomitisiert.

Verbreitung findet der Faziestyp 7 in einem schmalen Band, welches auf halber Höhe (365 bis 390 m über NN) den Fellingner Berg horizontal durchzieht und vom Steinbruch bis zum Großen Felsen reicht. Ein weiteres Vorkommen befindet sich im Brandlberger Tal südöstlich der Ortschaft Brandlberg.

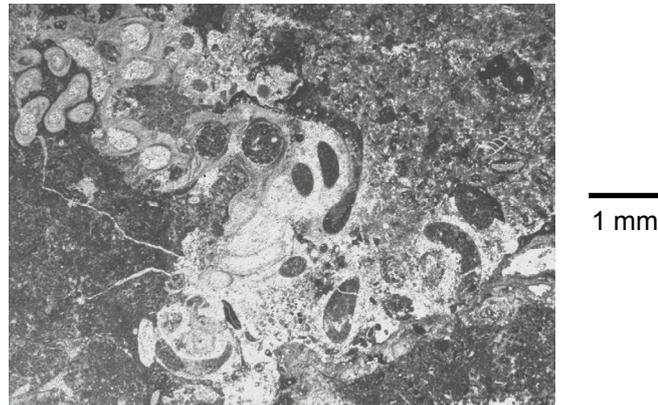


Abb. 33: Serpuliden im Wackestone

## 1.8 Faziestyp 8: Mudstone

Mehrere Proben sind dadurch gekennzeichnet, dass sie kaum bis gar keine Komponenten aufweisen und werden daher als Mudstones bezeichnet. Die häufigsten Organismen, die dennoch auftreten, sind die Echinodermaten. Meist finden sich kleine, weiße Reste davon, aber auch

Seeigelstacheln und sogar ein großes Stück eines Seeigels. Weiterhin gibt es Schalenreste, wenige sehr dünnschalige Tubiphyten, *Terebella lapilloides*, sowie Reste von Kiesel- und Kalkschwämmen.

Die Matrix besteht aus feinem Mikrit und ist auf Grund der Verwitterung gelb-braun gefärbt. Ein Großteil der Stücke ist zudem stark dolomitisiert, was an vielen Dolomithomboedern erkannt werden kann (Abb. 34). Auch mikritische Lithoklasten (Gesteinsbruchstücke) sind enthalten, zum Teil kantig, zum Teil abgerundet. Manganausfällungen treten vor allem entlang von Rissen auf.

Dieser Faziestyp findet eine fleckenhafte Verbreitung über das gesamte Gebiet. Ein Stück stammt aus dem Malm  $\gamma$  am Fellingner Berg, die anderen alle aus dem Malm  $\epsilon$  bis  $\zeta_1$ .

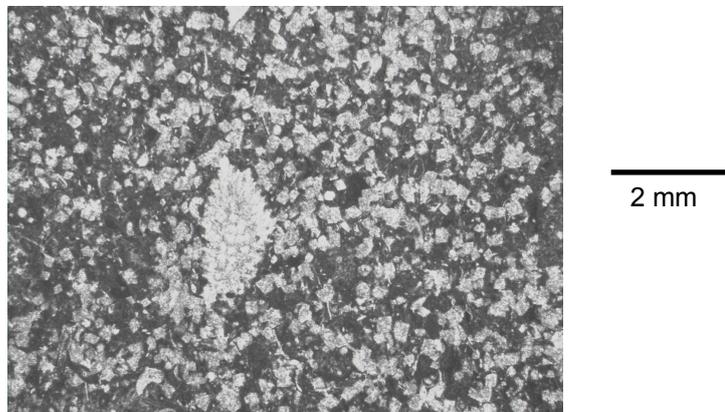


Abb. 34: Mudstone mit Dolomithomboedern (kleine weiße Flecken) und *Neurospora* (groß, weiß)

## 2. Interpretation

### 2.1 Tuberoid-Mudstone/Wackestone

Tuberoide treten FLÜGEL (2004:117) zu Folge in geschichteten Kalksteinen auf, die an Schwammriffe angrenzen. Ihre Entstehung wird auf eine beim Zerfall der Schwämme und von anderem organischen Material „induzierte Kalkfällung um Organismenreste“ zurückgeführt. Ihr Auftreten im Malm  $\alpha$  und  $\beta$  ist ein erster Hinweis auf die im Malm  $\delta$  einsetzende Schwammbesiedelung im Regensburger Raum (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1990).

Die wenigen Tubiphyten besitzen einen Gehäusedurchmesser von minimal 50 bis maximal 400  $\mu\text{m}$ . SCHMID (2003) hat ein Modell entwickelt, nach dem der Gehäusedurchmesser von *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969 direkte Rückschlüsse auf die Durchlichtung und damit auf die Wassertiefe zulässt (Abb. 35). Demnach ist die äußere Hülle der

Foraminiferen im flachen Wasser am dicksten und nimmt mit zunehmender Tiefe ab.

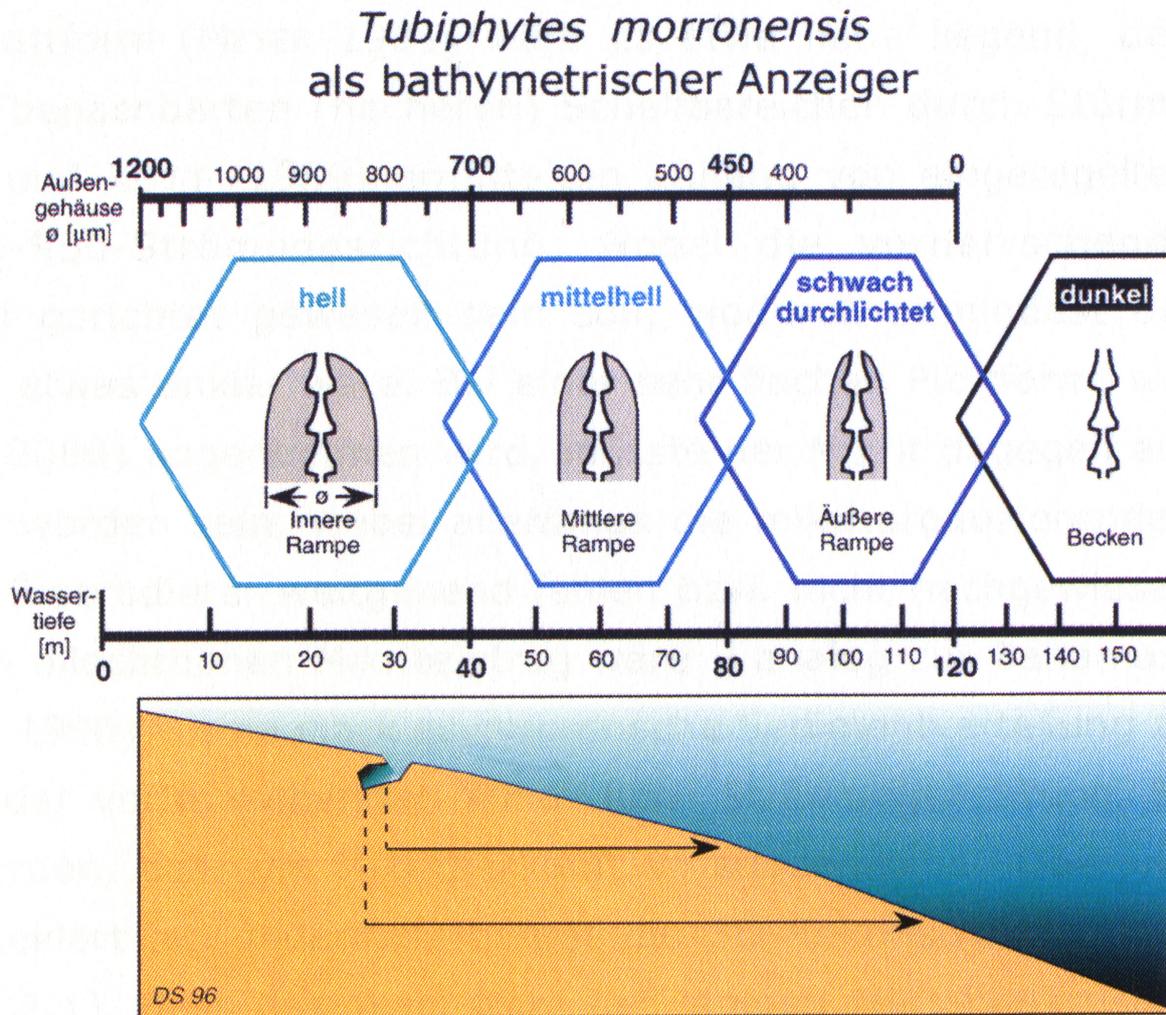


Abb.35: Gehäusedurchmesser von *Tubiphytes morronensis* und seine Abhängigkeit von der Wassertiefe (aus: SCHMID, 2003)

Dieses Modell spräche dafür, dass die Kalke des Faziestyps 1 in einer Wassertiefe von mehr als 90 Metern abgelagert wurden. Auftretende Organismen, wie Belemniten, Brachiopoden, Seelilien und andere Echinodermaten finden ebenfalls Verbreitung in dieser Tiefe. Außerdem zeigen sie ein normalmarines Milieu (30-40 ‰ Salzgehalt) an. Da die Matrix ausschließlich aus feinem Mikrit besteht, muss die Wasserenergie niedrig gewesen sein.

Insgesamt ergibt sich für den Ablagerungsraum ein niederenergetischer Bereich in ungefähr hundert Metern Tiefe, in den Schwammbruchstücke und andere organische Reste von einem nahe gelegenen Schwammriff hinein gelangten, dort verkalkten und von Tubiphyten inkrustiert wurden.

## 2.2 Spiculit

Nach FLÜGEL (2004:662) bildet sich ein Spiculit in Becken- und Tiefwasserbereichen (30 bis mehrere hundert Meter) mit langsamer Sedimentation. Der hohe Mikritanteil spricht wieder für niederenergetische Verhältnisse. Die Tubiphyten, die in den Dünnschliffen dieses Faziestyps gemessen wurden (50 bis 500  $\mu\text{m}$ ), geben nach SCHMID (2003) (Abb. 35) eine Tiefe von 70 bis 120 Metern an. Auch dieser Typ enthält Brachiopoden, Seelilien, Ammoniten und Foraminiferen, was für normalmarine Verhältnisse spricht und auch zu der ermittelten Tiefe passt.

Die oben beschriebene Dasycladacee *Salpingoporella* jedoch findet sich nie in solchen Tiefen, d.h. sie muss hierher transportiert worden sein. Ihr Vorkommen beschränkt sich eigentlich auf küstennahes, geschütztes, durchlichtetes Flachwasser (0-30 m Tiefe), um eine Photosynthese zu ermöglichen (FLÜGEL, 2004).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Kalke des Faziestyps 2 in tiefen, ruhigen Becken gebildet wurden, die sich zwischen den einzelnen Schwammriffen erstreckten. Schwammnadeln, die von abgestorbenen und zerfallenen Kieselschwämmen stammen, wurden in die Becken transportiert und dort in Massen abgelagert.

## 2.3 Tubiphyten-Boundstone

Die namensgebenden Tubiphyten treten hier in Massen auf und erreichen Gehäusedurchmesser von 400 bis maximal 1080  $\mu\text{m}$ . Nach SCHMID (2003) (Abb. 35) wurden die Kalke daher in Tiefen von 10 bis 90 Metern gebildet. Des Weiteren tritt in den Dünnschliffen der Polychaet *Terebella lapilloides* häufig auf. Während Tubiphyten im Bereich des Karbonatschelfs weitgehend faziesunabhängig sind (SCHMID, 1996), liefert diese Assoziation von *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969 und *Terebella lapilloides* MÜNSTER, 1833 genauere Hinweise auf die Lebensbedingungen. Sie findet sich oft in der Kieselschwammfazies. Ihr Auftreten reicht vom mittleren Schelf bis in die tiefsten Schelfbereiche, mit einer durchschnittlichen Tiefe von 50 Metern (SCHMID, 2003) und ist sogar in sauerstoffarmen Bereichen zu finden. *Terebella lapilloides* ist beschränkt auf niederenergetische Bereiche mit geringen Sedimentationsraten (FLÜGEL, 2004:542). Tubiphyten, die in ruhigen Bereichen inkrustieren, bilden Formen, die senkrecht auf das Substrat aufwachsen (SCHMID, 1996). Sie können auch auf Weichsubstraten siedeln, bilden aber dann meist stark verzweigte Liegeformen (SCHMID, 1996, HENSSEL et al., 2002). In den meisten Proben des Faziestyps 3 wachsen die Tubiphyten

eng aufeinander und bilden ein regelrechtes Gerüst, womit sie das Substrat stabilisieren. Auch Kieselschwämme werden von den Tubiphyten bewachsen. Die vorhandenen Serpuliden sind sehr anspruchslos und somit in jedem Faziesbereich zu finden. Daher liefern sie keinen weiteren Hinweis auf die Lebensbedingungen. Alle enthaltenen Organismen (Gastropoden, Brachiopoden, Bivalven, Seeigel, Belemniten, Foraminiferen und Schwämme) zeigen wiederum normalmarine Bedingungen an.

Auch dieser Faziestyp bildete sich vermutlich in den Bereichen zwischen den Schwammriffen. Dort inkrustierten die Tubiphyten einzelne Kieselschwämme und Bruchstücke davon, sowie vermutlich auch den schlammigen Boden. Durch die Bildung eines Gerüsts stabilisierten sie das Substrat aus Riffschutt. Dazwischen verfangen sich andere kleine benthische Organismen.

#### 2.4 Mikrobolith-Kieselschwamm-Riffe

Hier werden alle Proben der Faziestypen 4 und 5 zusammengefasst. Ein Großteil der Dünnschliffe ist gekennzeichnet durch Algenkrusten mit Pelletstruktur, welche eine stabilisierende und bindende Funktion einnehmen. Die Mikrobenkrusten überwuchsen die abgestorbenen Kieselschwämme und schufen somit ein festes, stabiles Substrat, auf dem weitere Kieselschwämme in dichten Rasen wachsen konnten. Nur so entstanden im Laufe der Zeit hoch über den Meeresboden aufragende Schwammriffe, denn Schwämme allein können keine Mound- oder Riffstrukturen bilden (SCHMID et al., 2001). Bezeichnet werden können diese Schwammriffe daher als Mikrobolith-Kieselschwammriffe (SCHMID, 1996).

Die Mikrobenkrusten mit Pelletstruktur sind laminiert und säulig und können nach SCHMID (1996) als peloidale bis agglutinierende Stromatolithe bezeichnet werden. Agglutiniert werden dabei Bioklasten und Pelloide. Die Pelloide sind mikrobiellen Ursprungs, vermutlich durch Cyanobakterien gebildet (LANG, 1984). Das Wachstum der Krusten, bzw. die Bildung von Bindstones, ist nur in hellem, flachem und ruhigem Wasser möglich (LANG, 1988; MEYER, 1977), da hohe Strömungen die feinen Algenkrusten zerstören würden.

Die Kieselschwämme, die maßgeblich am Bau dieses Riffotyps beteiligt sind, lebten unter normalmarinen Bedingungen und besaßen in Abhängigkeit von der Strömung Becher-, Teller-, oder Röhrenform (LEHMANN et al., 1997). KRAUTTER (1995) zu Folge ist die Wuchsform der Schwämme auch auf die Sedimentationsrate zurückzuführen. Die

Schwämme, die generell eine geringe Sedimentationsrate bevorzugen, wachsen bei erhöhtem Sedimenteintrag becher- oder röhrenförmig, um nicht zusedimentiert zu werden. In den Schwamm-Biohermen von Regensburg finden sich alle verschiedenen Wuchsformen, was darauf hinweist, dass verschieden starke Strömungen und Sedimentationsraten vorlagen. Das Osculum (Öffnung, durch die Wasser den Schwamm verlässt) weist beim lebenden Schwamm nach oben. Findet man andere Anschnitte von Schwämmen, zeigt dies an, dass diese Exemplare umgefallen sind. Auf den toten, überkrusteten Schwämmen wuchsen neue auf und bildeten so im Laufe der Zeit ein organisches Gerüst. Doch hexactinellide Kieselschwämme sind nicht auf Hartsubstrate angewiesen, sondern können auch auf Schlammsubstraten siedeln (LEHMANN & HILLMER, 1997). Da die Schwämme gleich nach ihrem Tod von den Mikrobenkrusten überwachsen und die Zwischenräume mit Sediment gefüllt wurden, kam es zu einer guten Erhaltung der Schwämme in Lebendstellung.

Kieselschwämme bauen viel Silikat ein, daher steht ihr Wachstum in Zusammenhang mit einem hohen Silikatangebot im Meer (ZIMMERLE, 1988). Auch das immer wiederkehrende Auftreten von Hornsteinknollen spricht für einen hohen Silikateintrag ins Wasser.

In den Mikrobolith-Kieselschwamm-Riffen dominieren zu Beginn im oberen Kimmeridgium hexactinellide Kieselschwämme. Diese lebten in Tiefen von 200 bis 600 Metern (LEHMANN & HILLMER, 1997) unter der Sturmwellenbasis. Gegen Mitte des Tithoniums erscheinen zunehmend lithistide Schwämme, welche auf der äußeren Rampe, ebenfalls unter der Sturmwellenbasis, jedoch in etwas geringerer Tiefe als die hexactinelliden Schwämme, angesiedelt waren (LEINFELDER et al., 1996). Dies zeigt eindeutig einen Verflachungstrend des Meeres im oberen Jura an. Ein weiterer Beweis für die Regression des Meeres ist das von MEYER & SCHMIDT-KALER (1995) beschriebene Erscheinen von Korallen im obersten Tithonium, welche einst im Steinbruch der Firma Walhalla Kalk GmbH zu sehen waren. Heute sind davon nur noch wenige, schlecht erhaltene Reste in den Dünnschliffen zu finden. In anderen (flacheren) Bereichen der Fränkischen Plattform ist bereits im Ober-Kimmeridgium eine Korallenfazies verbreitet (MEYER & SCHMIDT-KALER 1990, KLUG 2004).

Zwischen den einzelnen Schwämmen, die frei stehen mussten um eine Nahrungsfiltration zu ermöglichen (ROLL, 1934), wuchsen Brachiopoden, Seelilien und Kalkschwämme. Bivalven, Bryozoen,

Serpuliden, Seeigel und Gastropoden besiedelten ebenfalls das Riff (Abb. 38).

Herabfallendes Material aus Kieselschwämmen und anderen Riffbewohnern bildete flache Schutthänge um die einzelnen Riffkörper. Das durch den Transport angerundete Material wurde ebenfalls von Mikrobenkrusten bewachsen und damit stabilisiert und verfestigt. Auch Tubiphyten besiedelten dort das harte Substrat. Deren Größe variiert enorm, von 250 bis mehr als 1000  $\mu\text{m}$ . Die Mehrheit besitzt Größen von 450 bis 850  $\mu\text{m}$ , was nach SCHMID (2003) (Abb. 35) für eine Tiefe von 85 bis 25 Metern spricht. Dabei lässt sich aber kein Trend in vertikaler Richtung, also im Laufe der Zeit während des obersten Kimmeridgium und Tithonium feststellen. Es werden eher Höhenunterschiede in der Morphologie des Meeresbodens reflektiert, von dem sich die Schwammriffe in verschiedene Höhen erhoben.

Eine der Hauptkomponenten in den Schutthängen stellen die Peloide dar. Diese können hier entweder als Aufarbeitungsprodukt angesehen werden oder als mikrobielle Ausfällungsprodukte. Peloide können sich jedoch in vielen Faziesbereichen bilden, unter anderem in Riffen und Mud Mounds (FLÜGEL, 2004:110 ff), und liefern somit keine weiteren Hinweise auf die hier bestehenden Lebensbedingungen.

In einem Dünnschliff, der zu diesem Faziestyp gestellt wird, finden sich Stromatactis-ähnliche Hohlräume. Diese sind ein charakteristisches Merkmal von Mud Mounds und finden sich auch in Hängen von Mikroben-Kieselschwammriffen (SCHMID, mündl. Mitteilung), sowie in ruhigem Wasser unter der Sturmwellenbasis (FLÜGEL, 2004:193).

## 2.5 Peloid-Ooid-Tubiphyten-Grainstone

Die Peloide liefern, wie oben erwähnt, keinen direkten Hinweis auf die genauen Ablagerungsbedingungen. Die in diesem Faziestypen enthaltenen konzentrischen Ooide weisen jedoch auf hochenergetisches Flachwasser hin (FLÜGEL, 1978: 364 f). Die ebenfalls enthaltenen Onkoide, die sich um Schalenreste herum bildeten, entstehen im Flachwasser bei mittlerer Wasserenergie (FLÜGEL, 1978: 364 f). Auch das teilweise Fehlen von Mikrit und die Tatsache, dass ein komponentengestütztes Gefüge vorliegt, zeigt eine mittlere bis hohe Wasserenergie an. Die Intraklasten gelten als Aufarbeitungsprodukt. Es handelt sich um erodierte Körner vom Schwammriff, welche am Hang des Riffes wieder abgelagert wurden (FLÜGEL, 2004: 690). Daher sind die mikritischen Körner angerundet.

Auch bei diesem Faziestypen befinden sich die Riffbildner und -bewohner, wie Seeigel, Brachiopoden und Kiesel- und Kalkschwämme. Sie sind ebenfalls aufgearbeitet und transportiert worden und somit gerundet. Die Größe der Tubiphyten, die zwischen 420 und 900  $\mu\text{m}$  liegt, gibt nach SCHMID (2003) (Abb. 35) eine Wassertiefe zwischen 20 und 80 Metern an.

## 2.6 Wackestone

In den Wackestones finden sich zahlreiche verschiedene Organismen, die auch Spuren von Aufarbeitung und Transport zeigen. Diese Kalke bestehen aus Riffschutt und wurden vermutlich am Rande der Wannen zwischen den Schwammriffen abgelagert. Dabei wurden die Komponenten nicht von Mikrobenkrusten überkrustet und somit auch nicht stabilisiert.

## 2.7 Mudstone

Noch weiter vom Schwammriff entfernt in den Wannen kamen Mudstones zur Ablagerung, die nur noch wenige Rifforganismen enthalten. Der hohe Mikritgehalt ist ein Hinweis auf sehr niedrige Wasserenergie (FLÜGEL, 1978: 364 f).

# 3. Gesamtinterpretation

Insgesamt lässt sich im oberen Malm von Regensburg deutlich ein Trend zur Verflachung des Meeres feststellen. Während im Oxfordium noch Tiefen von knapp unter hundert Metern vorherrschen, erheben sich die Schwammriffe im Tithonium bis in Tiefen von 20 bis 30 Metern. Dass das Meer an einigen Stellen noch flacher gewesen sein muss, zeigt das Einsetzen der Korallenbesiedelung im Tithonium an.

Zwischen den kuppelförmigen Schwammriffen, die im Durchmesser ungefähr 500 Meter erreichen konnten und sich dabei maximal 50 bis 80 Meter über den Meeresboden erhoben (FREUDENBERGER et al., 1996), entstanden Wannen, in denen sich eine geschichtete Fazies (Mudstones bis Wackestones) ablagerte (Abb. 36).

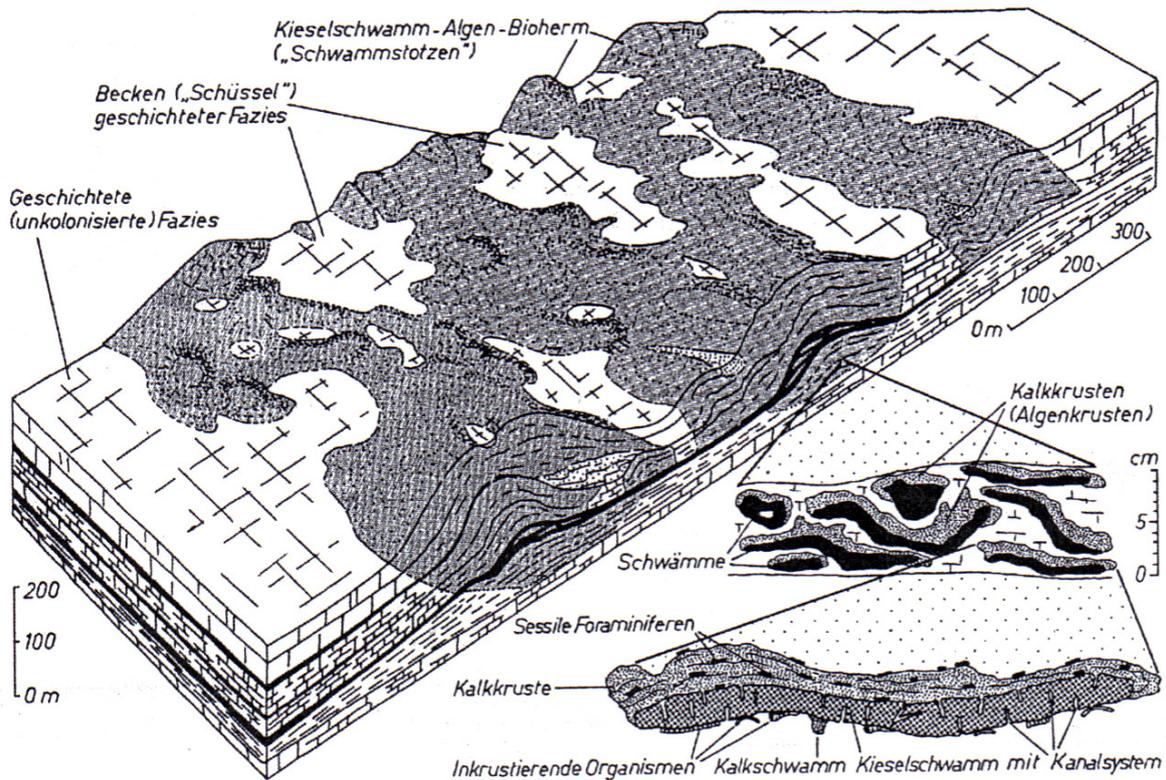


Abb. 36: Architektur der Schwamm- Algen- Bioherme im Oberjura Süddeutschlands (aus ZIEGLER, 1983)

Die verschiedenen Faziestypen, die zeitlich in den oberen Malm (oberes Kimmeridgium+ Tithonium) einzuordnen sind, nämlich die Faziestypen 3-8, lassen sich in einer Rekonstruktion darstellen (Abb. 37). Die nicht zeitgleich gebildeten Faziestypen 1 und 2 wurden hier nicht berücksichtigt:

Dominant sind die Mikrobolith-Kieselschwammriffe, die sich über den Meeresboden erheben (blau). An den Hängen der Riffe finden sich Wackestones, die, wie auch die Riffe selbst, durch Mikrobenkrusten gebunden sind (grün) und aus Riffschutt bestehen. Entfernt man sich weiter vom Riff, sind die Wackestones nicht mehr überkrustet (orange), vermutlich wegen der zunehmenden Tiefe. Bei den noch tiefer abgelagerten Wackestones (gelb) verschwinden schließlich auch die Tubiphyten. Letztendlich finden sich an den tiefsten Stellen der Wannen zwischen den Riffen nur noch Mudstones mit wenigen Komponenten (grau), die weit transportiert wurden.

### Malm Massenkalk: Faziesbereiche

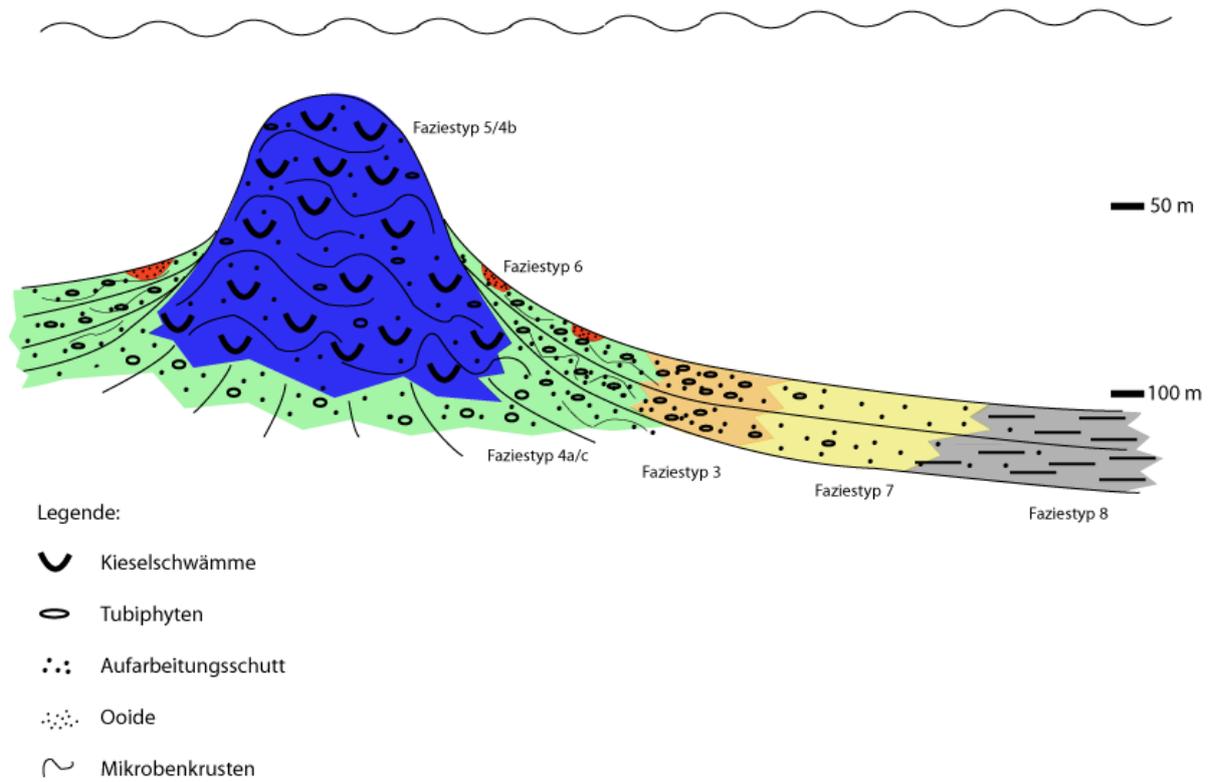


Abb. 37: Faziesbereiche im oberen Malm

## 4. Faziesmodell

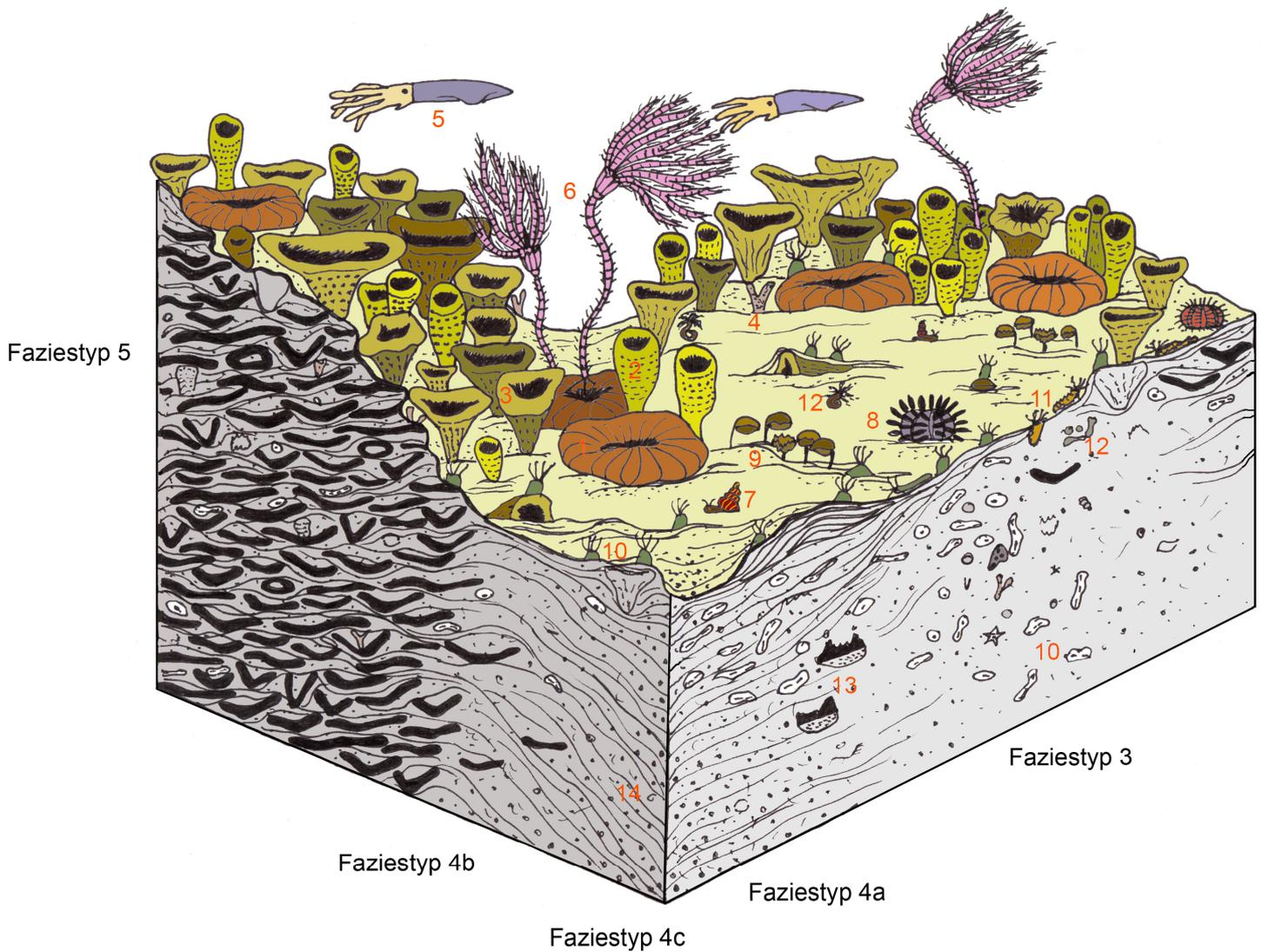


Abb. 38: Lebensbild aus dem oberen Malm mit den Faziestypen 3 bis 5

- 1: tellerförmiger Kieselschwamm
- 2: röhrenförmiger Kieselschwamm
- 3: becherförmiger Kieselschwamm
- 4: *Neuropora* („Schwamm“)
- 5: Belemniten („Kopffüßer“)
- 6: Seelilien
- 7: Gastropoden („Schnecken“)
- 8: Seeigel
- 9: Brachiopoden („Armfüßer“)
- 10: *Tubiphytes morronensis* (Mikrofossil)
- 11: *Terebella lapilloides* (Mikrofossil)
- 12: Serpuliden (Wohnröhren von Borstenwürmern)
- 13: Stromatactis-ähnliche Hohlräume
- 14: Algenkrusten mit Pelletstruktur

## E. TEKTONIK

### 1. Rotliegendgraben

Bei dem Rotliegendgraben (ca. 299-260 Mio. Jahre), der das Kristallin der Böhmisches Masse durchschneidet, handelt es sich um einen tektonischen Graben. Er entstand durch Dehnungstektonik bei der Heraushebung des Grundgebirges (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995). Der Graben streicht Ost-West (parallel dem Donaurandbruch) und wird im Westen von der Keilbergstörung abgeschnitten.

### 2. Donaurandbruch

Der Donaurandbruch verläuft von Deggendorf im Südosten nach Tegernheim im Nordwesten. Dort geht der Bruch in die nach Norden verlaufende Keilbergstörung über. Am Donaurandbruch wurde der südliche Block abgeschoben. Die Sprunghöhe beträgt dabei mehr als 1.300 Meter (FREUDENBERGER, 1996).

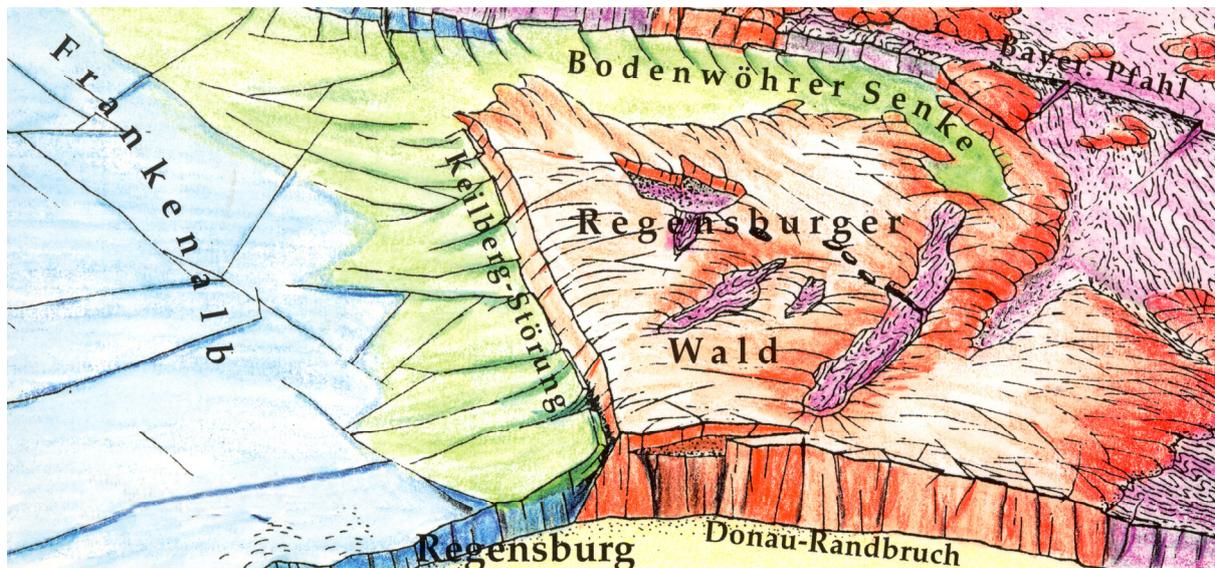


Abb. 39: Großtektonische Einheiten in Regensburg (aus: MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995)

### 3. Keilberg-Störung

Die Keilberg-Störung bildet die Ostbegrenzung der Süddeutschen Großscholle gegen die Böhmisches Großscholle (BAUBERGER et al., 1969). Sie verläuft von Tegernheim im Süden durch die Tegernheimer Schlucht und weiter nach Norden.

Direkt aufgeschlossen ist die Störung an keiner Stelle, lässt sich jedoch meist ziemlich genau festlegen, da zu beiden Seiten nahe beieinander gelegene Aufschlüsse vorhanden sind. An dieser Störung wurden die Jura-

schichten durch gebirgsbildende Vorgänge auf den Granit der Böhmi-  
schen Masse aufgeschoben. Die Sprunghöhe der Störung beträgt etwa  
500 Meter (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995)

#### 4. Flexur

Am Fellinginger Berg sind die Schichten des Malms flexurartig aufgebo-  
gen. Im Westteil des Berges verlaufen die Schichten horizontal, am  
Großen Felsen biegen sie nach oben und fallen mit 30-40° nach Westen  
ein. Weiter östlich werden sie wieder flacher (Einfallen 10-15° W) (Abb.  
16).

Eine Flexur entsteht durch eine „gegenläufige relative Verschiebung  
zweier Schollen“ ohne Bildung von größeren Brüchen. Dabei werden die  
Schichten s-förmig verbogen. Am Fellinginger Berg wurde der westliche  
Teil abgesenkt, der östliche Teil gehoben.

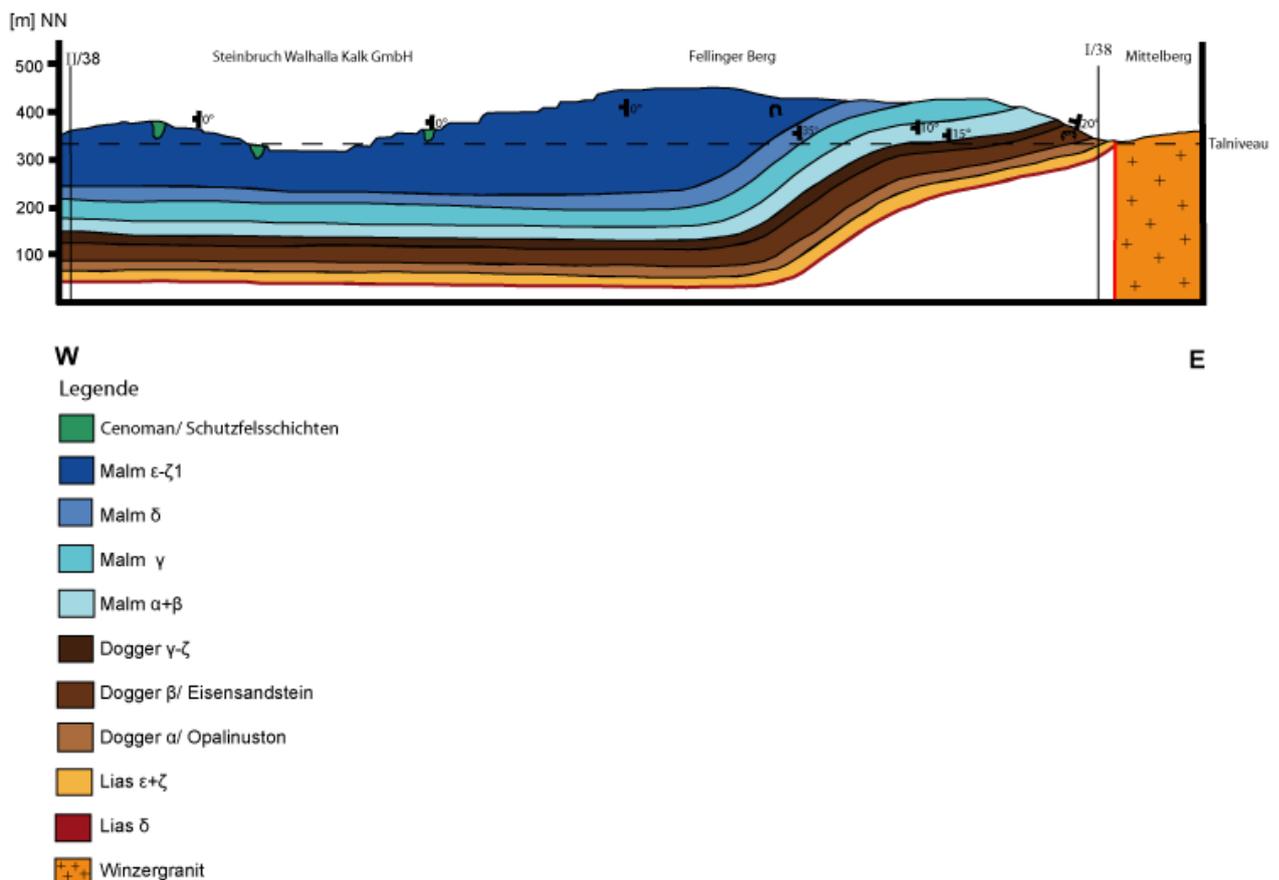


Abb. 40: Profil des Fellinginger Berges mit Flexur der Schichten

## 5. „Keilstein“-Störung

Seitlich einer Flexur können tektonische Brüche entstehen. Daraus resultiert vermutlich die Ost-West-verlaufende „Keilstein“-Störung, die im Westen von der Flexur abgeschnitten wird (nach BAUBERGER et al., 1969) und im Osten an die Keilberg-Störung anschließt. Sie befindet sich damit zwischen dem Keilstein und Keilberg. An dieser Störung trifft der Lias  $\alpha$  auf den Malm  $\alpha$  und  $\beta$ . Es handelt sich um eine sinistrale (links) Seitenverschiebung mit einem Versatz von ungefähr 650 Metern.

## 6. Kluftsystem

Im großen Steinbruch wurde im Malm Massenkalk ein Kluftsystem vermessen. Dabei ergab sich, dass die dominanten Klüfte in einem Winkel von ungefähr  $90^\circ$  zueinander stehen, was zeigt, dass die Jurakalke nur von einfacher Bruchtektonik erfasst wurden.

Die Mittelwerte für Fallrichtung und Fallwert der beiden Kluftscharen ergeben 200/56 (Kluftschar a) und 116/72 (Kluftschar b). Die nach Südwesten einfallenden Klüfte sind dominanter als die nach Südosten einfallenden.

## 7. Sonstige tektonische Erscheinungen

Stylolithen, Rutschflächen und Rutschstreifen im Kalk sind durch starken Gebirgsdruck entstanden (BRUNHUBER, 1921). Stylolithen (entstehen durch chemische Auflösung unter Druck im festen Gestein) finden sich immer wieder in allen Kalksteineinheiten des Malms (Abb.42). Die Rutschstreifen sind sehr schön im Malm-Massenkalk am Fellinginger Berg zu beobachten (Abb. 41).



Abb. 41: Rutschstreifen auf einer Fläche des Malmkalks



Abb. 42: Stylolith im Kalkstein

## 8. Geologie der Tegernheimer Schlucht – Entwicklungsstadien

### 8.1 Stadium 1: vor ca. 150 Millionen Jahren

Auf dem alten Grundgebirge, bestehend aus Gneisen der Erdfrühzeit (Präkambrium, älter als 550 Mio. Jahre) und des Erdaltertums (vor 330 Mio. Jahren) sowie Graniten des Erdaltertums (ca. 330 - 310 Mio. Jahre), lagerten sich ab dem Erdmittelalter (Trias, Beginn vor 250 Mio. Jahren) verschiedene Gesteine in unterschiedlicher Mächtigkeit ab.

Im oberen Jura (Malm, Beginn vor 155 Mio. Jahren) befand sich ein Meer im heutigen Raum Tegernheim. Am Meeresboden wuchsen große Kieselschwammriffe und in den Wannsen dazwischen bildeten sich Plattenkalke (Abb. 43).

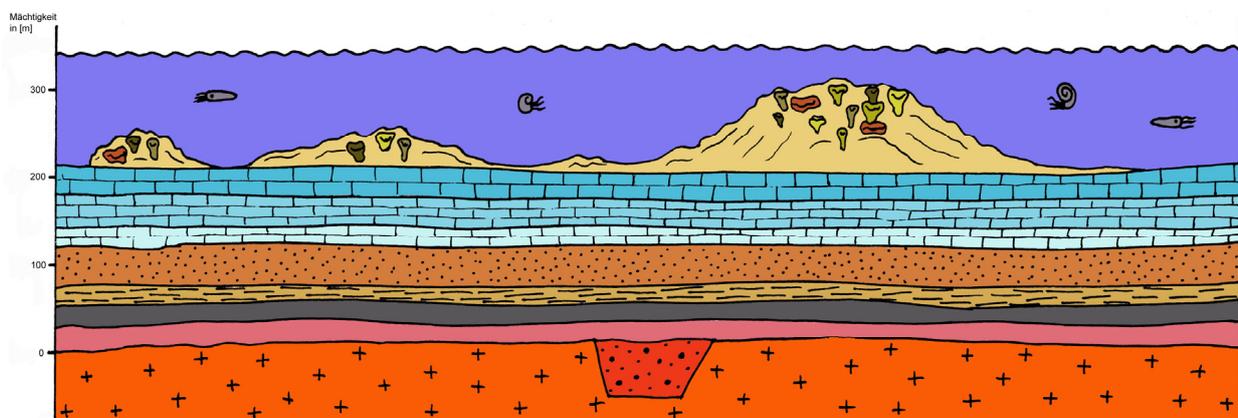


Abb. 43: Stadium 1 der geologischen Entwicklung

## 8.2 Stadium 2: vor ca. 95 Millionen Jahren

Nach dem Rückzug des Meeres zu Beginn der Kreidezeit (vor 140 Mio. Jahren) lag das Gebiet von Tegernheim trocken. Es setzte eine starke Verwitterung und Verkarstung der Massenkalk des Malm (dunkelblau) ein. Die entstandenen Karsthohlräume wurden in der oberen Kreide (vor 100 Mio. Jahren) durch die sandigen Schutzfelsschichten (grün) aufgefüllt (Abb. 44).

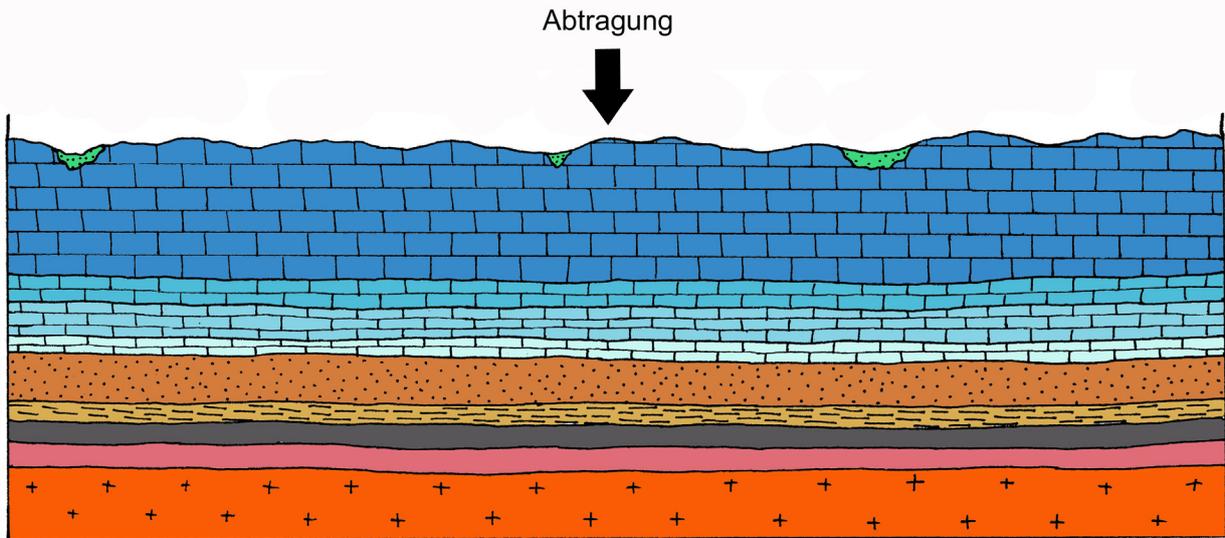


Abb.44: Stadium 2 der geologischen Entwicklung

## 8.3 Stadium 3: vor ca. 20 bis 5 Millionen Jahren

Tektonische Bewegungen begannen bereits vor 140 Mio. Jahren. Vermutlich im Miozän (vor 20 Mio. Jahren) kam es zu großen tektonischen Veränderungen. Eine starke Einengung der Sedimentgesteine führte zu einem flexurartigen Hochbiegen dieser Schichten. Bei Tegernheim bildete sich eine Bruchlinie, die "Keilbergstörung", an welcher das Grundgebirge im Osten gegenüber den Gesteinen des Erdmittelalters im Westen um rund 500 Meter aufgestiegen ist. Fortschreitende Abtragung erodierte die Juragesteine östlich der Keilbergstörung völlig (Abb. 45).

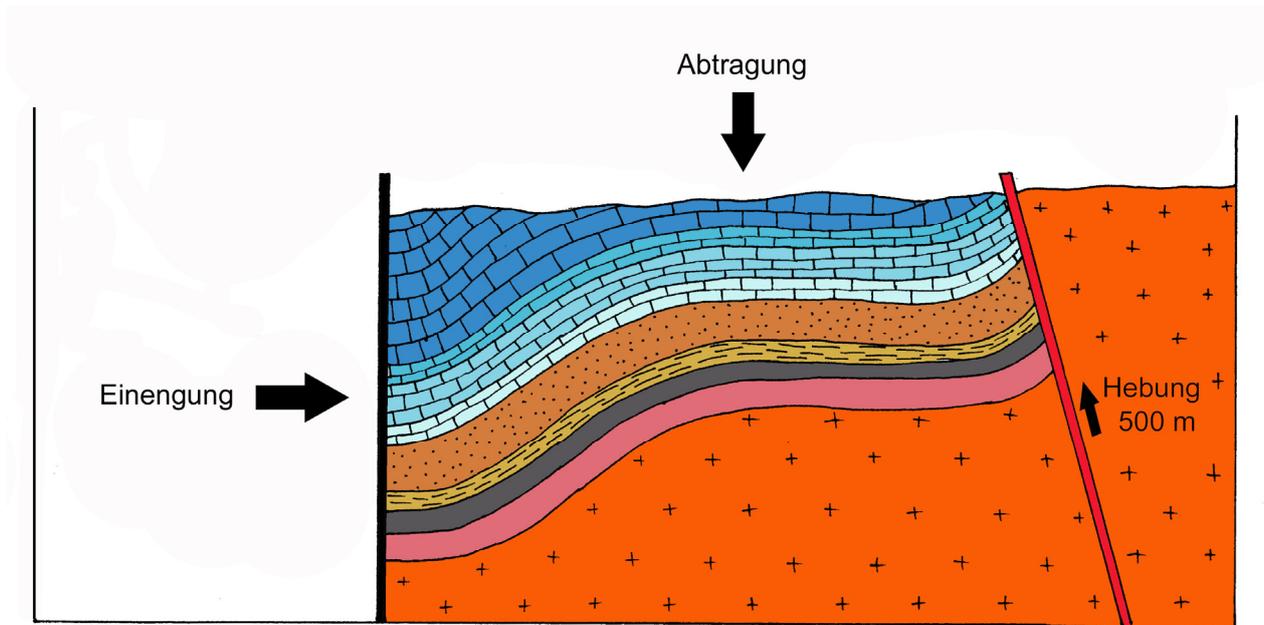


Abb.45: Stadium 3 der geologischen Entwicklung

#### 8.4 Stadium 4: Situation heute

Fortschreitende Erosion schnitt die Tegernheimer Schlucht in die Gesteine und führte zum heutigen Landschaftsbild (Abb.46).

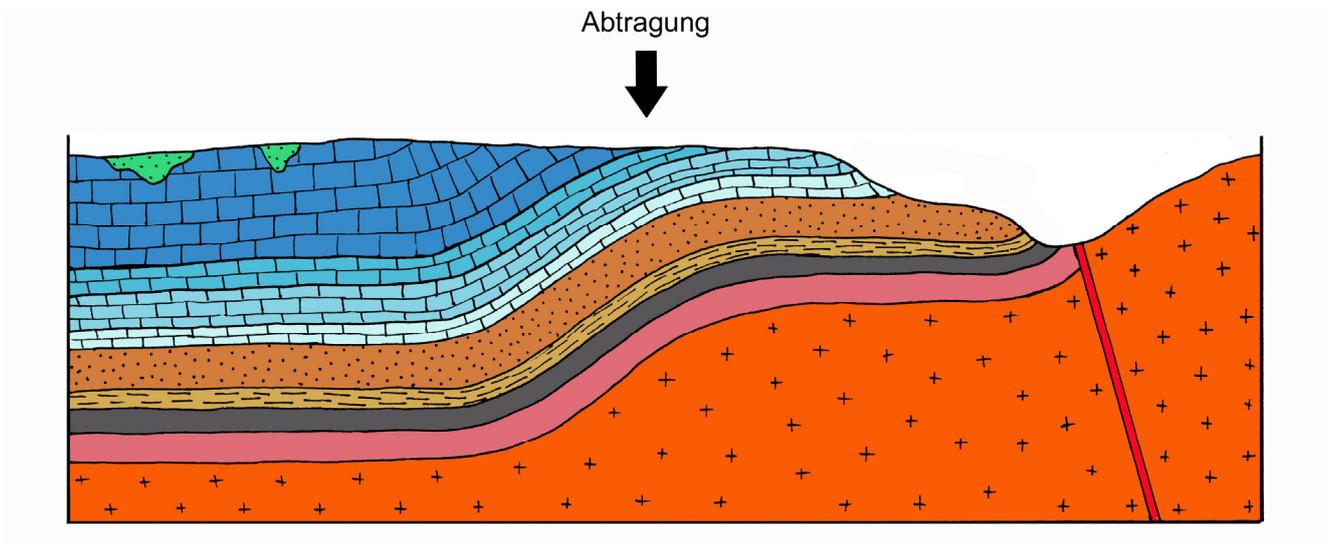


Abb.46: Stadium 4 der geologischen Entwicklung

## F. DANKSAGUNG

Besonderer Dank gilt Dr. Dieter Schmid, der die Betreuung dieser Kartierung übernommen hat.

Der Firma Walhalla Kalk GmbH, insbesondere Herrn Dr. Schröder, danke ich für die freundliche Erlaubnis, zu jeder Zeit im Steinbruch arbeiten zu dürfen.

Bei Herrn Dr. Wolf und allen anderen Beteiligten möchte ich mich für die Möglichkeit bedanken, an dem Projekt „Geopfad Tegernheimer Schlucht“ mitwirken zu dürfen und bei Herrn Steinkamp für die Erlaubnis zur Besichtigung des Tegernheimer Kellers.

Meiner Schwester Agnes und ihrem Freund Andreas danke ich für die tolle Unterkunft und Gesellschaft in Regensburg.

Der größte Dank aber geht an meinen Mann und meine Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten und selbst die teuersten Exkursionen finanzierten.

## G. LITERATURVERZEICHNIS

- AMMON, L. von (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. - 200 S.; München (Theodor Ackermann).
- BAUBERGER, W; CRAMER, P; TILLMANN, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern. Blatt 6938 Regensburg. - 414 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BRUNHUBER, A. (1921): Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. (2. verbesserte Auflage). - 112 S.; Regensburg (im Selbstverlag des Naturwissenschaftlichen Vereins Regensburg).
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **1**, 108-121; Tulsa.
- ENGELHARDT, W. von (1970): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Sediment-Petrologie Teil 3. - 378 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
- FLÜGEL, E. (1981): "Tubiphyten" aus dem fränkischen Malm. - Geologische Blätter von Nordost-Bayern, **31** (1-4), 126-142; Erlangen
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. - 976 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FREUDENBERGER, W; SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. neubearbeitete Auflage). - 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. - In: FREUDENBERGER, W.; SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. neubearbeitete Auflage). - 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- FREYBERG, B. von (1939): Geologische Aufnahme-Ergebnisse zwischen Auerbach und Pegnitz. - Sonderabdruck aus den Sitzungsberichten der Physikalisch-medizinischen Sozietät zu Erlangen, **71**, 209-218.
- GÜMBEL, C.W. von (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. - 968 S.; Gotha (Verlag von Justus Perthes).
- HENSSEL, K. (2000): Ausarbeitung und Optimierung einer Methodik zur computergestützten dreidimensionalen Rekonstruktion von Fossilien des Treuchtlinger Marmors. - Diplomarbeit an der Ludwig-Maximilians-Universität München. - 64 S.; München.
- HENSSEL, K., SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (2002): Computergestützte 3D-Rekonstruktionen in der Paläontologie anhand von Serienschnitten. - *Mathematische Geologie*, **6**, 131-142; Dresden.
- KEIM, G.; GLASER, S.; LAGALLY, U. (2004): Geotope in Niederbayern. - *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **4**, 172 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt)
- KLUG, S. (2004): Mikrofazies-Analyse und Paläoökologie einer Riffgemeinschaft im Ober-Kimmeridge (Malm epsilon) von Saal an der Donau. – Diplomarbeit an der Ludwig-Maximilians-Universität München. – 83 S.; München
- KRAUTTER, M. (1995): Kieselschwämme als potentielle Indikatoren für Sedimentationsrate und Nährstoffangebot am Beispiel der Oxford-Schwammkalke von Spanien. - *Profil*, **8**, 281-304; Stuttgart.
- KÜHNEL, J. (1939): Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuerstein- Problem. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **91** (3): 207-231; Stuttgart (Enke).
- LANG, B. (1984): Fauna und Mikrofazies von Kieselschwamm-Biohermen im Malm der nördlichen Frankenalb. - *Kurzfassung Geotagung 1984 Hamburg*, 80-81; Erlangen.
- LANG, B. (1988): Baffling, binding, or debris accumulation? Ecology of upper Jurassic sponge- bacterial buildups (Oxfordian, Franconian Alb). - *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, **100**, 57 S.; Berlin.
- LEHMANN, U.; HILLMER, G. (1997): *Wirbellose Tiere der Vorzeit* (4., neu bearbeitete und erweiterte Auflage). - 304 S.; Stuttgart (Enke).
- LEINFELDER, R.R., WERNER, W., NOSE, M., SCHMID, D.U., KRAUTTER, M., LATERNSER, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996): Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. - In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (eds.): *Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution. Research Reports*. - *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **Sb2**, 227-248; Göttingen.

- MEYER, R.K.F. (1977): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Korallen-Spongiomorphiden-Fazies im Malm (Kimmeridge-Tithon) von Regensburg bis Kehlheim. - Geologisches Jahrbuch, A **37**, 33-69; Hannover.
- MEYER, R.K.F.; SCHMIDT-KALER, H. (1983): Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb. - 1-260; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- MEYER, R.K.F.; SCHMIDT-KALER, H. (1990): Paläogeographie und Schwammriffentwicklung des Süddeutschen Malm - ein Überblick. - Facies, **23**, 75-184; Erlangen.
- MEYER, R.K.F.; SCHMIDT-KALER, H. (1995): Wanderungen in die Erdgeschichte (7) Rund um Regensburg. - 128 S.; München (Verlag Dr. Friedrich Pfeil).
- MEYER, R.K.F.; SCHMIDT-KALER, H. (1996): Jura. - In: FREUDENBERGER, W.; SCHWERD, K.; Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. neubearbeitete Auflage). - 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- MURAWSKI, H. (1983): Geologisches Wörterbuch.- 281 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- ROLL, A. (1934): Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im Süddeutschen Malm. - Sonderabdruck aus Paläontologische Zeitschrift, **16**, 197-246; Berlin.
- SCHMID, D.U. (1995): „*Tubiphytes*“ *morronensis* - eine fakultativ inkrustierende Foraminifere mit endosymbiontischen Algen. - Profil, **8**, 305-317; Stuttgart.
- SCHMID, D.U. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. - Profil, **9**; 101-251; Stuttgart.
- SCHMID, D.U.; LEINFELDER, R.R.; NOSE, M. (2001): Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparison to Mid-Palaeozoic mounds. - Sedimentary Geology, **145**, S. 343-376; Amsterdam.
- SCHMID, D.U. (2003): Möglichkeiten und Forschungsanwendung der computergestützten 3D- Rekonstruktion in der Paläontologie an ausgewählten Mikrofossilien und Sedimentstrukturen aus Riffen. - Habilitationsschrift zur Erlangung der venia legendi der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilian-Universität München; 78 S.
- SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. - In: DIENER, C.; HOERNES, R.; SUESS, F.E.; UHLIG, V.: Bau und Bild Österreichs. - 322 S.; Wien.
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie, Teil 2, Spezielle Paläontologie-Protisten, Spongien und Coelenteraten, Mollusken. - 409 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
- ZIMMERLE, W. (1988): Depositional environments, lithological paragenesis, and diagenesis of fossil siliceous sponges in Europe. - Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A **100**, 57 S.; Berlin.