

Tegernheimer Heimat- und Geschichtsblätter



Band 8 (2010)

Umschlag Vorderseite: Vereinswappen des Heimat- und
Geschichtsvereins Tegernheim e.V.
(Entwurf: Helmut Freilinger)

Umschlag Rückseite: Profil des Geopfads Tegernheimer
Schlucht (Entwurf: Franziska Maier)

Tatkräftige Unterstützung fand der Verein bei Martha Zahnweh.

Verkaufspreis: € 5,00
(Bei Mitgliedern des Vereins im Jahresbeitrag enthalten)

Redaktion, Satz und Layout: Dr. Tobias Appl, Regensburg

Druck und Herstellung: Aumüller Druck GmbH & Co. KG,
Regensburg

Tegernheimer Heimat- und Geschichtsblätter

Band 8 (2010)

herausgegeben vom
Heimat- und Geschichtsverein Tegernheim e.V.

Tegernheim 2010

VERZEICHNIS DER MITARBEITER

Meinrad Hirschmann, Rosenweg 3, Tegernheim

Dipl.-Geologin Franziska Maier, Waldhof 2, Söchtenau

HEIMAT- UND GESCHICHTSVEREIN TEGERNHEIM e. V.

1. Vorsitzender:

Meinrad Hirschmann, Rosenweg 3, Tegernheim

2. Vorsitzender:

Karl Appl, Frankenstraße 11, Tegernheim

Kassier:

Hans-Joachim Graf, Vilsstraße 2, Tegernheim

Schriftführer:

Martin Jäger, Zur Adlerseige 18, Tegernheim

Historischer Beirat:

Dr. Tobias Appl, Zollerstraße 15, Regensburg

Norbert Seitz, Pröllerstraße 10, Tegernheim

Heimatlicher Beirat:

Maria Blaimer, Jahnstraße 12, Tegernheim

Renate Hirschmann, Rosenweg 3, Tegernheim

Jahresbeitrag:

Einzelmitgliedschaft € 24,- • Familienbeitrag € 36,- • ermäßigt € 12,-

Bankverbindung:

Raiffeisenbank Oberpfalz Süd • Konto-Nr. 145 742 • BLZ 750 620 26

Homepage:

www.hgv-tegernheim.de

INHALTSVERZEICHNIS

Franziska Maier:	
Geologie der Tegernheimer Schlucht	5
Meinrad Hirschmann:	
Leonhard Deininger – ein Tegernheimer aus Überzeugung	75
Meinrad Hirschmann:	
Chronik für die Gemeinde Tegernheim vom 01.10.2009 bis zum 30.09.2010	79
Meinrad Hirschmann:	
Rückblick auf das achte Vereinsjahr	83

Geologie der Tegernheimer Schlucht

von Franziska Maier

INHALTSVERZEICHNIS

A. Einleitung	8
1. Geographischer Überblick	8
2. Geomorphologischer Überblick	10
3. Geologischer Überblick	10
4. Paläogeographie im Jura	12
B. Material und Methoden	13
1. Kartenmaterial	13
2. Ausrüstung und Geländearbeit	13
3. Aufschlussverhältnisse	14
4. Probenbearbeitung	14
C. Gesteinsbeschreibung	15
1. Moldanubisches Grundgebirge	15
1.1 Kristallgranit (Winzergranit)	16
1.2 Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis	17
2. Perm	19
3. Trias	20
4. Jura	21
4.1 Lias	22
4.1.1 Lias α_{1-2} /Hettangium (Angulatensandstein)	22
4.1.2 Lias $\alpha_3 + \beta + \gamma$ /Sinemurium+Unter-Pliensbachium (Arietensandstein+Numismalmergel)	23
4.1.3 Lias δ /Pliensbachium (Amaltheenton)	24
4.1.4 Lias ϵ /Unter-Toarcium (Posidonienschiefer)	25
4.1.5 Lias ζ /Ober-Toarcium (Jurensismergel)	25

4.2	Dogger	25
4.2.1	Dogger α /Aalenium (Opalinuston).....	25
4.2.2	Dogger β /Aalenium (Eisensandstein)	26
4.2.3	Dogger γ - ζ /Bajocium bis Callovium	29
4.3	Malm	29
4.3.1	Malm α - β /Oxfordium (Werkkalk)	30
4.3.2	Malm γ /Kimmeridgium (Splitterkalk)	32
4.3.3	Malm δ /Kimmeridgium (Hornkalkstein).....	33
4.3.4	Malm ϵ - ζ_1 /Kimmeridgium-Tithonium (Massenkalk).....	34
4.3.5	Malm ζ /Tithonium (Plattenkalk).....	38
5.	Kreide.....	38
5.1	Tone (Unter-Cenomanium)	38
5.2	Schutzfelsschichten (Mittel-Cenomanium).....	39
5.3	Regensburger Grünsandstein (Ober-Cenomanium).....	40
6.	Jungpleistozäne Ablagerungen	40
6.1	Löss	40
6.2	Kiese und Sande.....	40
D.	Faziesanalyse	41
1.	Faziestypen	42
1.1	Faziestyp 1: Tuberoid-Mudstone/Wackestone	42
1.2	Faziestyp 2: Spiculit	43
1.3	Faziestyp 3: Tubiphyten-Wackestone/Boundstone.....	44
1.4	Faziestyp 4: Mikroben-Bindstone	47
1.4.1	Faziestyp 4a: Tubiphyten-Mikroben-Bindstone	47
1.4.2	Faziestyp 4b: Kieselschwamm-Mikroben-Bindstone.....	49
1.4.3	Faziestyp 4c: Peloid-Mikroben-Bindstone.....	49
1.4.4	Faziestyp 4d: <i>Neuropora</i> -Floatstone, durch Mikroben gebunden.....	50
1.5	Faziestyp 5: Kieselschwamm-Bafflestone.....	51
1.6	Faziestyp 6: Peloid-Ooid-Tubiphyten-Grainstone.....	52
1.7	Faziestyp 7: Wackestone.....	53
1.8	Faziestyp 8: Mudstone	53
2.	Interpretation	54
2.1	Tuberoid-Mudstone/Wackestone	54
2.2	Spiculit	56
2.3	Tubiphyten-Boundstone	56
2.4	Mikrolith-Kieselschwamm-Riff	57
2.5	Peloid-Ooid-Tubiphyten-Grainstone.....	59

2.6 Wackestone.....	60
2.7 Mudstone	60
3. Gesamtinterpretation	60
4. Faziesmodell.....	63
E. Tektonik.....	64
1. Rotliegendgraben.....	64
2. Donaurandbruch	64
3. Keilberg-Störung	64
4. Flexur.....	65
5. „Keilstein“-Störung.....	66
6. Kluftsystem	66
7. Sonstige tektonische Erscheinungen.....	66
8. Tektonik der Tegernheimer Schlucht- Entwicklungsstadien	67
8.1 Stadium 1: vor ca. 150 Millionen Jahren.....	67
8.2 Stadium 2: vor ca. 95 Millionen Jahren	68
8.3 Stadium 3: vor ca. 20-5 Millionen Jahren	68
8.4 Stadium 4: heute.....	69
F. Danksagung	70
G. Literaturverzeichnis	70

KURZFASSUNG

Im Frühjahr 2006 wurde das Gebiet rund um die Ortschaft Keilberg im Rahmen meiner Diplomkartierung im Studienfach Geologie an der LMU München mikrofaziell untersucht und die verschiedenen auftretenden Gesteinseinheiten kartiert. Das betrachtete Gebiet liegt nordöstlich der Stadt Regensburg in der Oberpfalz. Die Besonderheit an dem Arbeitsgebiet ist, dass dort drei große geologische Einheiten aufeinander treffen: das Moldanubische Grundgebirge, das Molassebecken und die Sedimente des Schichtstufenlandes. Deren Alter reicht von der Trias bis in die Kreide, wobei die Schichten des Juras die weiträumigste Verbreitung finden. Zwischen dem Grundgebirge und dem Jura verläuft die Keilberg-Störung. Der Jura wurde hier auf das Grundgebirge aufgeschoben und dabei flexurartig hochgebogen.

Insbesondere der Malm wurde in der vorliegenden Arbeit genauer betrachtet, indem anhand der im Kalk enthaltenen Makro- und Mikrofossilien dessen Ablagerungsbedingungen rekonstruiert wurden. Es zeigt sich, dass es im Verlauf des Oberen Juras zu einer Verflachung des Meeres kam. Ab dem mittleren Oberjura nahm die Verbreitung großer Kieleschwammriffe zu, wobei sich in den Wannsen zwischen den Riffen Plattenkalke ablagerten.

A. EINLEITUNG

Im Rahmen der Diplomkartierung wurden im Frühjahr 2006 während der Geländearbeit die Gesteine in der Tegernheimer Schlucht sowie deren Umgebung untersucht und eine geologische Karte im Maßstab 1:10000 erstellt. Die dabei gesammelten Gesteinsproben wurden im Labor aufbereitet und anhand der darin enthaltenen Mikrofossilien wurde versucht, die Ablagerungsbedingungen und den Lebensraum zu Zeiten des oberen Juras (Malm) zu rekonstruieren. Im Folgenden sollen die Ergebnisse der Gelände- sowie der Laborarbeit zusammengefasst und erläutert und somit ein Einblick in die Geologie der Tegernheimer Schlucht gegeben werden.

1. Geographischer Überblick

Das bearbeitete Gebiet liegt nordöstlich der Stadt Regensburg im Regierungsbezirk Oberpfalz und erstreckt sich über ungefähr 7 km². Die südliche Grenze bildet die Donaustauer Straße, ab Tegernheim Haupt-

straße genannt, welche durch die Ortschaften Tegernheim und Schwabelweis führt. Im Westen wird das Gebiet durch die Bahnlinie Regensburg-Schwandorf begrenzt. Im Osten reicht es bis zu einer Linie, die vom höchsten Punkt des Mittelberges in einem leichten Bogen nach Osten zum Standort des UKW-Senders Keilberg verläuft, von dort weiter nach Nordwesten zu einem 429,80 m hohen Hügel südwestlich der Ortschaft Grünthal zieht und dabei die Ortschaft Keilberg durchquert. Von diesem Hügel verläuft die nördliche Grenze parallel der Breitengrade bis zur Bahnstrecke. Damit erstreckt sich das gesamte Kartiergebiet über zwei Kartenblätter der topographischen Karte von Bayern im Maßstab 1:25000, nämlich das Blatt Regensburg (6938) sowie das Blatt Donaustauf (6939) (Abb. 1).

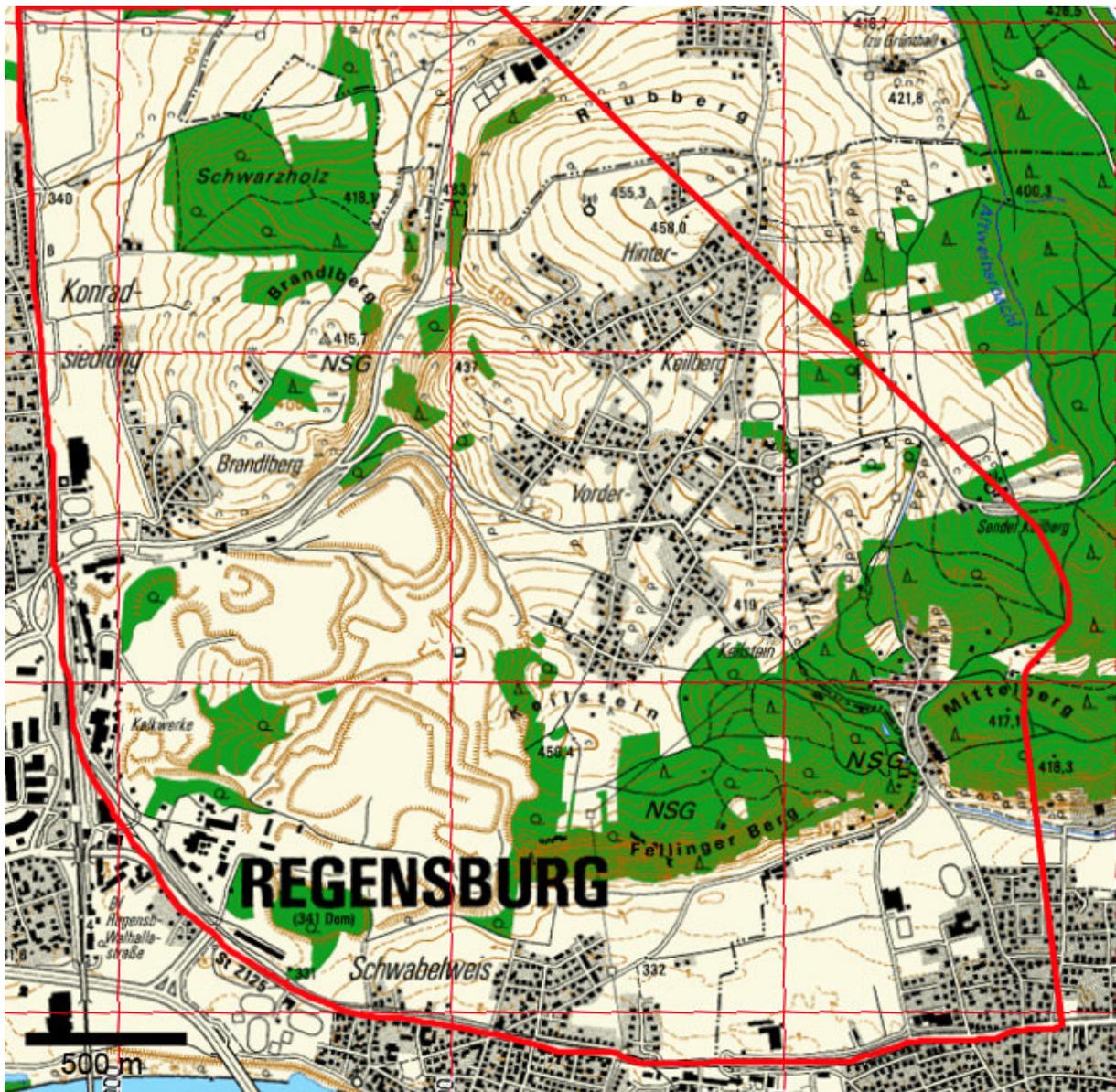


Abb. 1: Kartiergebiet (Quelle: Bayerisches Landesvermessungsamt)

2. Geomorphologischer Überblick

Entlang der Hauptstraße bzw. Donaustauer Straße aus Richtung Regensburg oder aus Richtung Wörth kommend, ist schon von weitem eine deutliche Stufe im Gelände erkennbar, die sich hinter Tegernheim und Schwabelweis aus dem flachen Flusstal der Donau erhebt und einen Höhenunterschied von 90 Metern überwindet. Der westliche Rand des Fellinginger Berges wird von einem großen Steinbruch der Firma Walhalla Kalk angeschnitten.

Oberhalb dieser Jurastufe wird das Gelände wieder flacher und steigt langsam bis auf 450,40 m an, um den Gipfel des Keilsteins zu bilden. Der gesamte Bereich um den Keilstein sowie der Fellinginger Berg sind von Trockenrasen bewachsen und als Naturschutzgebiet ausgewiesen. Am östlichen Ende des Fellinginger Berges findet sich beim Tegernheimer Keller ein deutlicher Taleinschnitt, die Tegernheimer Schlucht. Diese verläuft nach Norden bis zur Straße („Zur Hohen Linie“), die von dem Ort Keilberg zum UKW-Sender führt, und markiert den Verlauf der Keilberg-Störung. Östlich der Schlucht erheben sich wiederum steile Hügel bis auf eine Höhe von 417,10 m, beziehungsweise 476,30 m.

Das Gebiet nördlich des Keilsteins liegt auf einer durchschnittlichen Höhe von 450 m und ist geprägt von flachen Hügelkuppen. Die höchsten Punkte bilden der Raubberg im Norden mit 458 m und ein Punkt ca. 40 Meter östlich der Kirche von Keilberg mit 468,80 m. Das Gebiet ist dicht bebaut mit der Ortschaft Keilberg.

Von Westen, ausgehend von der Siedlung Brandlberg, zieht ein markantes enges Tal („Brandlberger Tal“) nach Nordosten bis Grünthal und durchdringt dabei den Malm, der auf beiden Seiten des Tals steil ansteigt auf 415,60 m („Brandlberg“), 437,10 m sowie 418,10 m („Schwarzholz“). Westlich und nördlich vom Brandlberg und Schwarzholz fällt das Gelände flach nach Westen hin ab. Die dort bestehenden Wiesen werden landwirtschaftlich genutzt.

3. Geologischer Überblick

Das Außergewöhnliche am Raum Tegernheim ist, dass hier drei geologische Großeinheiten unterschiedlichen Alters aufeinander treffen. Im Osten ist dies das Moldanubische Grundgebirge, bestehend aus Gneisen der Erdfrühzeit (vor 550 Mio. Jahren), in die vor rund 330-310 Mio. Jahren granitische Schmelzen eindrangen. Im Westen ist es das Schichtstufenland (Erdmittelalter, 250-65 Mio. Jahre). Dazwischen verläuft die Keilberg-Störung in nord-südlicher Richtung, an welcher die Sedimente

des Schichtstufenlandes aufgeschoben und flexurartig verbogen wurden. Die südliche Grenze des Moldanubikums bildet der Donaurandbruch. Bis dorthin reichen Ausläufer des Molassebeckens, einer Senke, die aufgefüllt ist mit dem Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen (vor 54-8 Mio. Jahren) (Abb. 2).

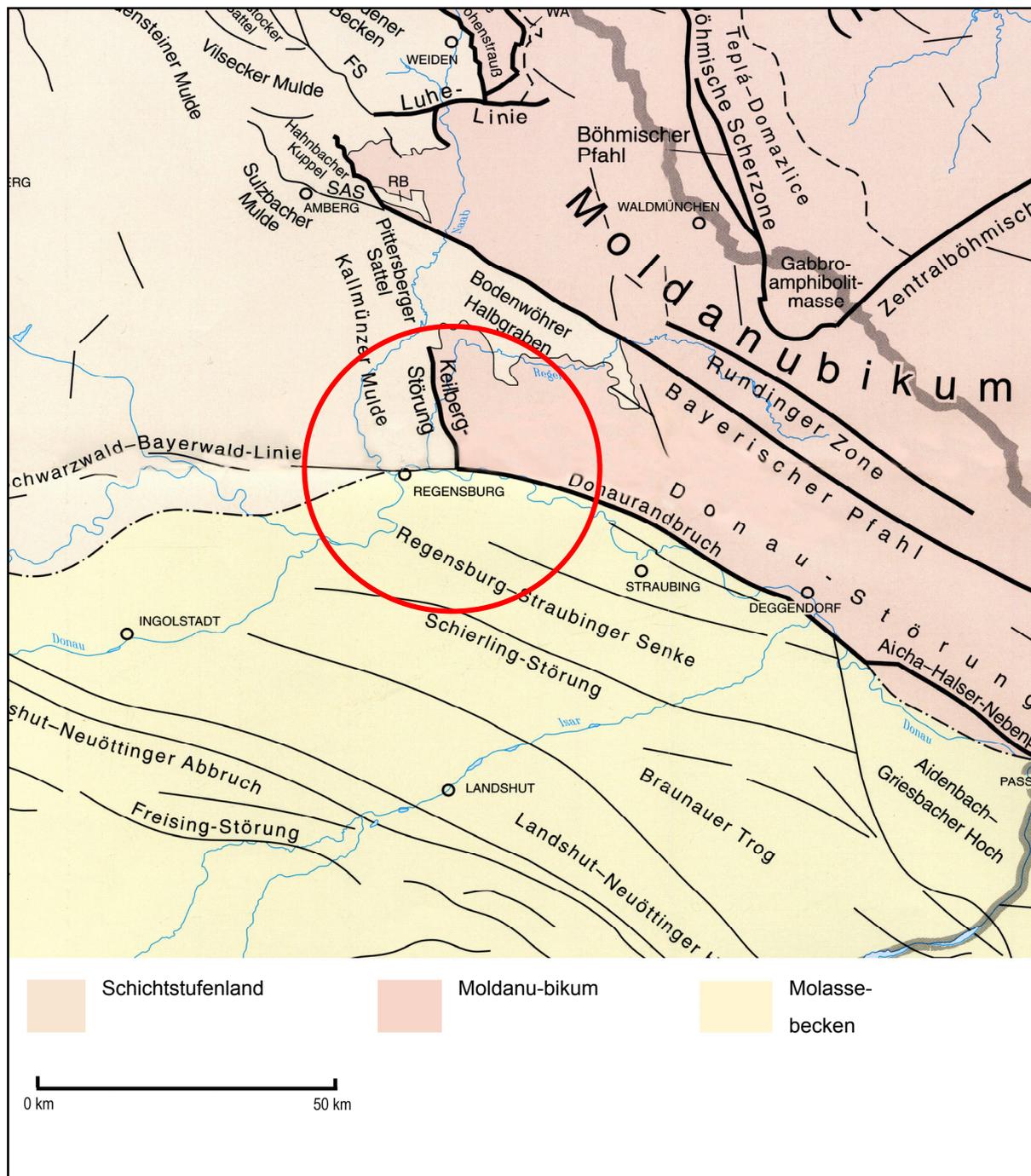


Abb. 2: Geologische Großeinheiten im Raum Regensburg (aus: FREUDENBERGER & SCHWERT 1996)

Die älteste Sedimentbedeckung bildet das Rotliegende (299-260 Mio. Jahre). Es wurde in einem schmalen Ost-West verlaufenden Graben ab-

gelagert, welcher durch Dehnungstektonik im Grundgebirge entstand. Als nächstes in der Stratigraphie folgen terrestrische Sedimente der Trias (251-200 Mio. Jahre) (Burgsandstein, Feuerletten), bei denen es sich um Abtragungsschutt aus dem nahen Kristallin handelt (BRUNHUBER, 1921). Das Besondere an dem Gebiet rund um die Ortschaft Keilberg ist, dass der Jura (200-145 Mio. Jahre) vollständig zur Ablagerung kam und auch heute noch zum großen Teil aufgeschlossen ist. Vor allem am Südhang des Keilsteins, dem Fellinginger Berg, sind die flexurartig hochgebogenen Schichten des Doggers (mittlerer Jura, 175-161 Mio. Jahre) und Malm (oberer Jura, 161-145 Mio. Jahre) von Osten nach Westen verlaufend sehr schön zu beobachten.

Sedimente der Kreide (145-65 Mio. Jahre) befinden sich in großen Karsttrichtern und tiefen Spalten im oberjurassischen Massenkalk. Die so genannten Schutzfelsschichten (Mittel-Cenomanium, 95 Mio. Jahre) sind im Steinbruch der Firma Walhalla Kalk aufgeschlossen und auch der Regensburger Grünsandstein (Ober-Cenomanium, 93 Mio. Jahre) findet sich dort.

Weite Teile des Gebietes sind von jungpleistozänen Ablagerungen bedeckt (120000 Jahre alt). Vor allem sind dies Löss sowie Kiese und mittel- und grobkörnige Sande, welche von den Flüssen Donau und Regen abgelagert wurden.

4. Paläogeographie im Jura

(nach BAUBERGER et al., 1969 und MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995)

Im Lias (unterer Jura, 199-175 Mio. Jahre) schob sich ein Meereskeil von Norden her in den Bereich von Regensburg und formte dort eine Lagune, in der sich Sande und eine küstennahe Eisenerzfazies ablagerten. Das Meer drang allmählich nach Südosten vor, so dass der marine Einfluss in Regensburg zunahm. Die Merkmale der vorhandenen Gesteine zeigen jedoch weiterhin bis in den mittleren Dogger (mittlerer Jura) die Nähe zum Strand an. Im Bathonium (167-164 Mio. Jahre) weitete sich die Regensburger Bucht aus zur Regensburger Straße und es herrschten nun vollmarine Verhältnisse. Die Transgression dauerte an bis ins obere Kimmeridgium (155-150 Mio. Jahre). Es entstanden Riffe (so genannte Massenfazies) und in den Wannern dazwischen kamen Plattenkalke zur Ablagerung. Danach kam es im Tithonium (150-145 Mio. Jahre) zu einem Rückzug des Meeres und somit zur Verflachung des Jurameeres. Letztendlich fiel das Gebiet zu Beginn der Kreidezeit trocken und ver-

karstete stark. Die Karsthohlräume wurden im Cenomanium (99-93 Mio. Jahre) mit von Flüssen transportiertem Material aufgefüllt.

B. MATERIAL UND METHODEN

1. Kartenmaterial und Kartenerstellung

Im Rahmen der Kartierung wurde sowohl eine geologische Karte des oben beschriebenen Gebietes im Maßstab 1:10000 erstellt als auch eine Fazieskarte im gleichen Maßstab. Weiterhin wurde eine detaillierte Fazieskarte des Fellingner Berges im Maßstab 1: 5000 gezeichnet. Als Grundlage hierfür diente die Topographische Karte des Bayerischen Landesvermessungsamtes München im Maßstab 1: 25000 (Blätter 6938 Regensburg (Ausgabe 1968) und 6939 Donaustauf (Ausgabe 1955)). Die beiden Kartenblätter wurden zusammengefügt und aneinander angepasst. Da der Steinbruch der Firma Walhalla Kalk GmbH in den letzten Jahrzehnten beträchtlich vergrößert wurde, musste er in die Karte neu eingezeichnet werden. Mit Hilfe des Programms Adobe Illustrator CS2 wurden die Karten im Maßstab 1:10000 und 1:5000 sowie die Profile digital erstellt.

2. Ausrüstung und Geländearbeit

Die Geländearbeit fand im April und Juni des Jahres 2006 statt. Als Ausrüstung im Gelände wurden zur Gesteinsansprache ein Hammer und eine Lupe mit zehnfacher Vergrößerung verwendet sowie ein Maßband, um Schichtmächtigkeiten zu erfassen.

Von allen verschiedenen Gesteinseinheiten wurden Proben genommen; die Jurakalke wurden zum Teil im Abstand von nur wenigen Metern beprobt, um später eine genaue Analyse ihrer Merkmale durchführen zu können. Die Proben erhielten als Nummerierung sowohl das tägliche Datum in der Reihenfolge Jahr, Monat, Tag als auch eine fortlaufende Nummer.

Um den genauen Ort der Probennahme zu ermitteln, wurde ein GPS-Gerät der Marke Garmin (E-Trex Summit) verwendet, mit dem sowohl die Gauß-Krüger-Koordinaten als auch die Höhenlage über NN registriert wurden. Da das Gerät auf Grund von Bewölkung und plötzlichem Versagen der Batterien öfter nicht zu benutzen war, wurde zudem ein analoger Höhenmesser zur Orientierung im Gelände verwendet.

Die Orientierung der Gesteinsschichten im Gelände wurde mit einem Freiburger Gefügekompass gemessen, wobei die Deklination (Winkelunterschied zwischen geographischem und magnetischem Nordpol) im Süddeutschen Raum vernachlässigbar ist.

3. Aufschlussverhältnisse

Die Aufschlussverhältnisse sind, besonders was den Malm betrifft, sehr gut. Vor allem der große Steinbruch der Walhalla Kalkwerke trägt dazu bei, dass gut ein Drittel des Massenkalks komplett aufgeschlossen (sichtbar) ist. Auch an den steilen Hängen des Brandlberger Tales und am Fellinger Berg treten die Malmschichten zu Tage. Der Malm ζ (Plattenkalk) ließ sich nur an Hand von in Äckern herumliegenden Steinen nachweisen (so genannte Lesesteine).

Im Mittleren Dogger finden sich ebenfalls einige gute Aufschlüsse. Nur der Lias ist auf Grund der starken Bebauung zurzeit nirgendwo aufgeschlossen, so dass man auf kurzfristig bestehende Baustellen angewiesen ist.

Das Kristallin (Granit, Gneis) ist im Osten des Gebietes vom Mittelberg bis zum UKW-Sender Keilberg immer wieder aufgeschlossen, beziehungsweise an Hand von umher liegenden Steinen nachweisbar.

Es war an vielen Stellen nicht möglich, genaue Grenzen zwischen den verschiedenen Gesteinseinheiten im Gelände zu finden, daher konnten diese oft nur ungefähr in die Karte eingezeichnet werden. Auch eine Altersunterscheidung der verschiedenen Malmkalke war im Gelände nicht möglich und wurde später an Hand der Unterschiede in der Fazies sowie in Anlehnung an die Geologische Karte von Bayern, Blatt Regensburg (BAUBERGER et al., 1969) durchgeführt.

4. Probenbearbeitung

Die gesammelten Proben wurden im Labor gesägt und angeschliffen. Von den meisten Kalksteinhandstücken wurden zudem Dünnschliffe angefertigt, die anschließend mit dem Binokular untersucht und mit einer digitalen Mikroskopkamera des Typs Leica DFC 480 fotografiert wurden.

Die Klassifikation der Kalksteine erfolgte nach DUNHAM (1962), welcher für diese je nach Menge und Art der enthaltenen Mikrofossilien unterschiedliche Namen vergab (s. Seite 41).

Insgesamt konnten nur wenige Makrofossilien gefunden werden, die zudem meist sehr schlecht erhalten waren, darunter Ammoniten, Brachiopoden, Muscheln und Belemniten.

Soweit die Erhaltung es zuließ, wurde deren Art bestimmt.

C. GESTEINSBESCHREIBUNG

Im Folgenden werden die Gesteinseinheiten in stratigraphischer Reihenfolge (nach zeitlicher Bildungsfolge geordnet) beschrieben. Die Beschreibung beruht auf selbst gemachten Beobachtungen im Gelände und an den bearbeiteten Proben. Doch auch Literaturzitate fließen in den Text mit ein.

1. Moldanubisches Grundgebirge

Der von F.E. SUESS geprägte Ausdruck „Moldanubikum“ (nach den Flüssen Moldau und Donau) bezeichnet den westlichen Teil des böhmischen Grundgebirges, welches in dem untersuchten Gebiet aus Gneisen besteht, in die Granitplutone eingedrungen sind.

Aus dem Chemismus der Gneise lässt sich schließen, dass es sich um eine ehemals mächtige, sandig-tonige Schichtenfolge gehandelt hat, die in einem Meeresbecken entstanden ist und später metamorphisiert (durch hohen Druck und Temperatur umgewandelt) wurde. Das Alter ist ungeklärt. Angenommen wird eine Entstehung im Präkambrium (älter als 542 Mio. Jahre) (BAUBERGER et al., 1969).

Zwei Regionalmetamorphosen lassen sich im Regensburger Wald erkennen. Die Bildung eines feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneises ist auf die ältere Metamorphose (Umwandlung) zurückzuführen, bei der jüngeren Metamorphose kam es zu einer starken Migmatitisierung (durch Umkristallisation entstehender Gesteinsbrei) des Gebietes. Produkte der jüngeren Regionalmetamorphose sind ein granitisch körniger Biotitgneis („Körnelgneis“) und ein feinkörniger, nebulitischer Migmatitgneis (BAUBERGER et al., 1969). Letztere Gesteine treten nördlich des untersuchten Gebietes auf und werden daher im Folgenden nicht beschrieben.

Stattdessen findet sich im Bereich des Mittelberges der so genannte Kristallgranit (nach GÜMBEL, 1868), der in enger Verbindung zum Körnelgneis steht und fließende Übergänge zu diesem aufweist (BAUBERGER et al., 1969).

Granit ist ein magmatisches Gestein, nach dem griechischen Wort *magma*=geknetete Masse. Bedingt durch die hohen Temperaturen (ab ca. 700° C) und Drucke schmilzt Gestein in der tieferen Erdkruste und im oberen Mantel der Erde auf und bildet zähflüssige Magmen. Diese steigen auf Grund des lithostatischen Drucks und einer geringen Dichte nach oben und können über Vulkane an die Erdoberfläche gelangen. Die ausfließende Lava erstarrt schnell zu Gesteinsablagerungen, die Vulkanite oder Effusivgesteine genannt werden und aus vielen kleinen Mineralen bestehen, welche in einer feinkörnigen Matrix schwimmen. Auf Grund der sehr raschen Abkühlung an der Erdoberfläche bleibt keine Zeit, um große Minerale zu bilden. Bleibt das Magma jedoch in der Erdkruste stecken, entstehen sogenannte plutonische Gesteine, auch Intrusivgesteine genannt. Auf Grund einer langsamen Abkühlung und damit einhergehender langsamer Kristallisation, können in ihnen große Kristalle wachsen. Plutone können bis zu mehreren hundert Kubikkilometern groß werden und befinden sich meist in einer Tiefe zwischen acht und zehn Kilometern. Durch Erosion und Abtragung des überlagernden Gesteines, kann das plutonische Gestein an der Erdoberfläche freigelegt werden. Das wohl bekannteste und häufigste Intrusivgestein ist der Granit.

1.1 Kristallgranit (Winzergranit)

Wie bereits oben erwähnt, steigt östlich der Tegernheimer Schlucht das Gelände wieder stark an. Trotz des steilen Böschungswinkels am Nordwestrand des Mittelberges finden sich hier nur wenige anstehende, bereits stark verwitterte Blöcke von Kristallgranit entlang der Bergstraße. Die mehrere Meter großen Felsen im Hang geben keinen Hinweis auf die Existenz eines Steinbruches, der einst an dieser Stelle gewesen sein soll (BAUBERGER et al., 1969). Auf dem Mittelberg findet sich kein weiterer Aufschluss, der Boden ist jedoch übersät von millimeterkleinen Granitstückchen. Die Senken auf dem Mittelberg sind nach längerem Regen mit Wasser gefüllt, da dieses im Kristallin schlecht versickern kann. Ein weiteres Vorkommen des Granits findet sich östlich eines Wanderweges, der vom UKW-Sender Keilberg nach Tegernheim führt. Die Handstücke, die an der „Bergstraße“ genommen wurden, erscheinen im verwitterten Zustand braun-orange, im frischen Anschlag ist das Gestein grau-rosa bis dunkelrot gefärbt. Die Quarze sind milchig trüb und grau-blau, die Kalifeldspäte sind weißlich bis leicht rosa gefärbt und unterscheiden sich von den meist kräftig rot gefärbten Plagioklasen durch eine feine Mikroklingitterung. Statt Biotit findet sich schwarz-grün ge-

färbter Chlorit (BAUBERGER et al., 1969). Die Korngrenzen sind unregelmäßig und zackig, so dass eine enge Verzahnung der Minerale vorliegt. In einem weiteren Handstück aus dem Wald beim UKW-Sender sind die Feldspäte mehrere Zentimeter groß, Quarz tritt mengenmäßig zurück und Chlorit ist stark verwittert zu einem weichen hellbraunen Material, welches beim Schleifen herausbröselt. Auch hier sind die Minerale miteinander verzahnt. Zudem finden sich breite Klüfte, die mit feingemahlenem Quarz und Feldspat gefüllt sind.

In einem dritten Handstück sind die Feldspäte noch größer und stark zerschert und befinden sich in einer dunklen Matrix aus Quarz, Feldspat und Chlorit, welche große Bereiche ausfüllt.

Alle Stücke besitzen eine raue Oberfläche und sind von vielen Klüften und feinen Rissen durchzogen, entlang derer die Kristalle versetzt sind.

Diese Granite drangen im Karbon (360-300 Mio. Jahre) im Zuge der variszischen Gebirgsbildung in die Gneismassen ein. Durch die langen Kristallisationszeiten in dem Pluton konnten große Minerale gebildet werden (Kristallgranit). Spätere Bewegungen entlang der Störungszonen führten zu einer Mylonitisierung (feines Zerreiben) der Granite (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995). Nach der Typlokalität dieser stark tektonisch beanspruchten Kristallingesteine am Burgberg bei Winzer wurden die Mylonite entlang des Donaurandbruchs von GÜMBEL (1868) als „Winzergranite“ bzw. „Winzergneise“ bezeichnet (KEIM et al., 2004).



Abb. 3: Kristallgranit (Winzergranit)

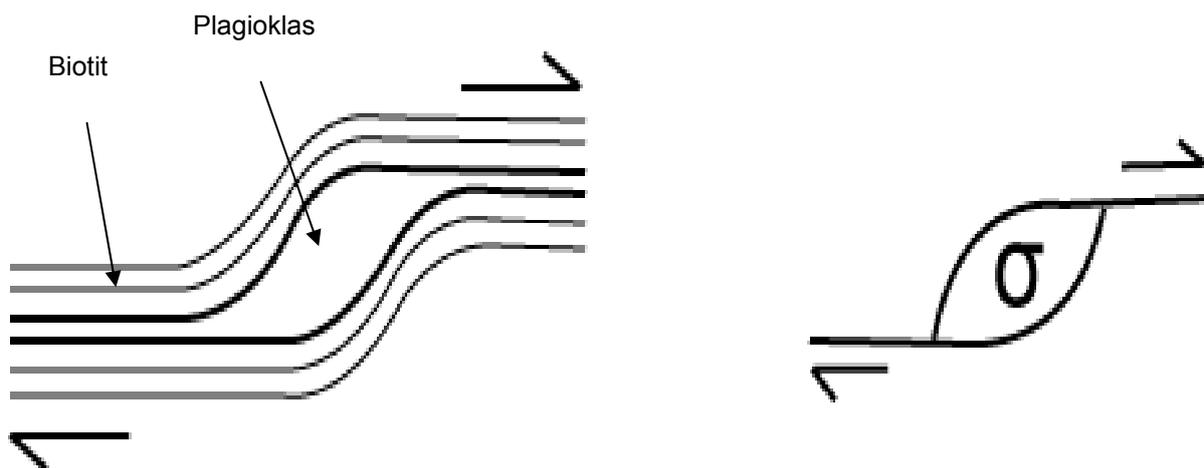
1.2 Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis

Vor allem entlang des Hohlweges, der vom UKW Sender Keilberg nach Tegernheim führt, ist der Gneis schön aufgeschlossen. Auch im Wald westlich des Weges finden sich viele Lesesteine. Der Verlauf der

Keilbergstörung, welche die westliche Grenze des Gneisvorkommens bildet, lässt sich auf Grund guter Aufschlüsse sehr genau festlegen. Diese befinden sich in der Böschung eines tiefen Grabens, der von der Tegernheimer Schlucht aus nach Norden führt. Im Süden wird das Vorkommen durch eine weitere Störung abgeschnitten, welche sich jedoch nicht eindeutig festlegen lässt.

Die dunkelgrau-braun verwitternden, stark zerklüfteten Blöcke besitzen eine raue, kantige Oberfläche. Der Bruch ist scharfkantig und unregelmäßig, zum Teil aber auch parallel zur Einregelung der Minerale.

Das Aussehen der Gneise wechselt auf sehr engem Raum. Die Gneise südlich des UKW Senders bestehen hauptsächlich aus parallel eingeregelt dunklen Biotiten in einer Quarzmatrix. Sie umfließen die gleichmäßig verteilten, runden, 2 mm großen Plagioklase. Durch Scherbewegungen entstanden Formen, die an den griechischen Buchstaben σ erinnern und daher σ -Klasten genannt werden:



Die Feldspäte sind weiß, gelb, rosa und rot gefärbt und geben somit dem Gestein ein buntes Erscheinungsbild. Auf Grund der runden Feldspäteinsprenglinge werden diese Gneise auch als „Perlgneise“ bezeichnet (KEIM et al., 2004).

In der südwestlichen Ecke des Gneisvorkommens sind die grau-beige-violett gefärbten Gneise von cm-breiten Quarzgängen durchzogen. Zudem finden sich hier viele kleine Risse und Klüfte im Gestein. Die Feldspäte sind weiß gefärbt und treten in verschiedenen Größen auf. Sie befinden sich in einer Matrix aus Quarz. Die Glimmerminerale sitzen entlang von Rissen und sind an den Knotenpunkten der Risse konzentriert. Es ist keine Einregelung der Minerale erkennbar; insgesamt liegt die Größe der Komponenten im Millimeterbereich. Das Erscheinungsbild dieser Gneise geht in die Richtung von Granit.

In einem weiteren Handstück zerfließen die roten Feldspäte und sehen schlierig aus. Auch dieses Stück ist von vielen Rissen durchzogen, entlang derer die Komponenten versetzt sind.

Das vierte Handstück weicht im Aussehen völlig von den anderen ab. Die Minerale Quarz, Plagioklas und Biotit sind sehr klein (unter 1 mm). Die Quarze sind oval und eingeregelt, ebenso die Glimmer. Weiß- und rosafarbene Feldspäte umgeben die Quarze. Genaue Korngrenzen der Feldspäte können nicht erkannt werden. Insgesamt erscheint das harte, kompakte Gestein rosa mit grauen, gleichmäßig verteilten Flecken.

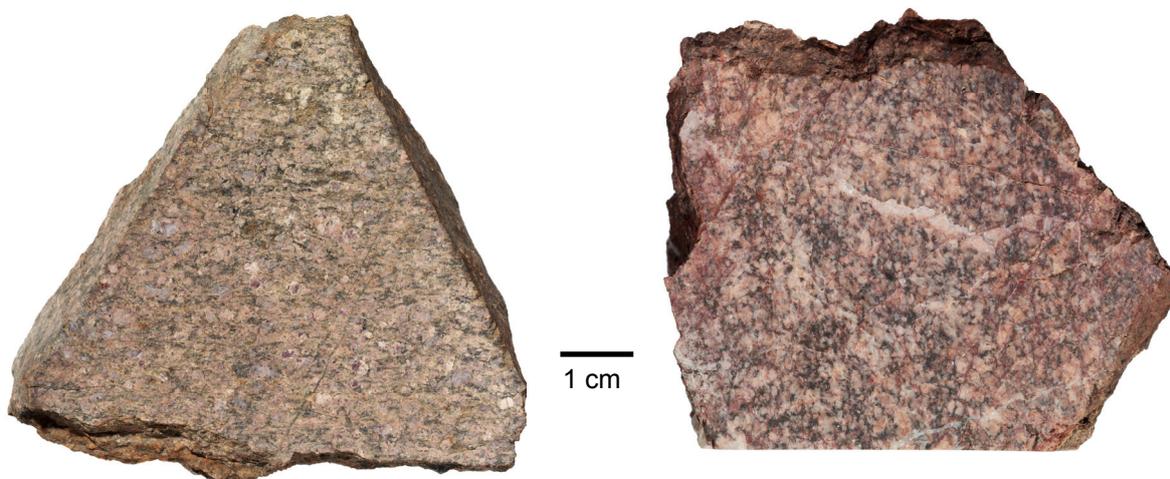


Abb.4: feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise

2. Perm (299-251 Mio. Jahre)

Die ältesten Sedimentgesteine im kartierten Gebiet stammen aus dem Unterrotliegenden (299-280 Mio. Jahre). Im Perm kam es in Folge der Heraushebung des Grundgebirges und der damit verbundenen Dehnungen zur Absenkung von Gräben (pull-apart basins) (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995). Diese füllten sich mit klastischem (zerbrochenem) terrestrischem Material.

Die Existenz eines Unterrotliegendgrabens, welcher laut BAUBERGER et al. (1969) nördlich vom Mittelberg in Richtung Ost-West verläuft und im Westen von der Keilbergstörung abgeschnitten wird, konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die einzigen Hinweise darauf beschränken sich auf den Fund eines circa einen Meter großen Blockes aus rotem Sandstein nordwestlich der Tegernheimer Schlucht, sowie kleinen Bruchstücken davon in rot gefärbter Erde nordöstlich der Schlucht. Daraus lässt sich nur ein schmaler Graben rekonstruieren. Die Mächtigkeit

keitsangaben bei BAUBERGER et al. (1969) können jedoch mangels Aufschlüssen nicht bestätigt werden.

Der Sandstein besteht aus verschiedenen großen Quarzkörnern (bis 8 mm), die angerundet und schlecht sortiert sind. Sie sind verbacken mit einer feinkörnigen, sandigen, rot gefärbten Matrix. Die Farbe der Quarze reicht von grau, milchig-weiß über orange-gelb bis zu rot. Das Gestein ist porös und bröckelig. Beim Anschlagen brechen die Quarzkörner zum Teil in der Mitte durch oder fallen als Ganzes heraus, wobei sie kleine, runde Hohlräume hinterlassen. Die angewitterte Oberfläche ist rau, da die Matrix weggelöst wird und die Quarzkörner herauswittern.

Der zweitgenannte Aufschluss besteht aus stark verwittertem Gestein. Ungerundete und schlecht sortierte sowie wenige Millimeter (zum Teil auch wenige Zentimeter) große Quarz- und Feldspatkörner sind hier durch ein rotes, toniges Material locker gebunden. Das Gestein ist somit von krümeliger Konsistenz. Mit Wasser können die tonigen Bestandteile herausgelöst werden.

3. Trias (251-200 Mio. Jahre)

Die Schichten des Burgsandsteins und Feuerlettens (Mittlerer Keuper, 210-204 Mio. Jahre) wurden früher durch einen Bergwerksschacht, beginnend westlich von Punkt 472 auf der Keilberghöhe, und durch einen beim „Knappenhaus“ in der Tegernheimer Schlucht ausmündenden Stollen sowie von einer Bohrung durchteuft (BAUBERGER et al., 1969). Der Burgsandstein wurde damals auf Grund seines Kaolinitgehalts (nötig für Porzellanherstellung) abgebaut.

Aufschlüsse finden sich zurzeit keine in dem Gebiet. Es konnten aber vereinzelt Lesesteine gefunden werden. Jedoch war es nicht möglich, diese eindeutig dem Burgsandstein oder Feuerletten zuzuordnen, da ihr Aussehen stark von den dürftigen Beschreibungen in der vorhandenen Literatur abweicht.

An der nordöstlichen Grenze des Kartiergebietes, östlich des Ortes Keilberg, fanden sich im Wald weiße Arkosen (Sandsteine mit mehr als 25% Feldspatgehalt), die dunkel verwittern. Sie enthalten grau und weiß gefärbte Quarze und Feldspäte in allen Größen von fein- bis grobkörnig, wobei die großen Körner gut gerundet sind, der Rest schlecht gerundet ist. Die Matrix ist weiß, sehr fein und bröckelig. Eventuell handelt es sich hierbei um Kaolinit und somit um den Burgsandstein. Insgesamt ist das Gestein sehr löchrig und porös.



Abb. 5: Arkose

600 m südlich dieses Vorkommens finden sich in einer Böschung am Wegrand harte, schlecht sortierte Quarzsandsteine. Auch im Wald um diese Stelle herum sind einzelne bis zu 30 cm große Lesesteine zu finden. Deren Matrix ist rostbraun und feinkörnig. Die Quarzkörner sind weißgrau gefärbt, mittel- bis grobkörnig und schlecht gerundet bis angerundet. Bei der Verwitterung wird die Matrix herausgelöst, wobei eine raue Oberfläche entsteht.

Nach FREUDENBERGER (1996) bestehen die Feuerletten aus roten bis rotvioletten Ton- und Tonmergelsteinen. Ein derartiges Gestein ließ sich im Laufe der Kartierung nicht nachweisen. Beim Burgsandstein handelt es sich dem Autor zu Folge um dolomitische, schlecht sortierte, grobkörnige Arkosen.

4. Jura (200-145 Mio. Jahre)

Vom Jura findet sich im kartierten Gebiet eine vollständige Abfolge. Da es sich bei den Gesteinen des Lias und unteren Doggers im Regensburger Raum um eine küstennahe Ablagerung handelt, unterscheidet sich deren Ausbildung von den gleichaltrigen Gesteinen des übrigen Fränkischen Juras. Daher gelten die für die Südliche Frankenalb aufgestellten Formationsnamen für den Regensburger Raum streng genommen nicht. Hierfür wurden noch keine Formationsnamen offiziell definiert, deshalb findet in dieser Arbeit hauptsächlich die alte Gliederung im Sinne von QUENSTEDT Verwendung, bei der die Epochen des Juras durch die griechischen Buchstaben α bis ζ gegliedert sind, wobei α die jeweils älteste Stufe darstellt.

4.1 Lias (200-175 Mio. Jahre)

Die Schichten des Lias befinden sich im Bereich der Ortschaft Keilberg und verlaufen in Nord-Süd-Richtung. Auf Grund der Bebauung sind die Gesteinseinheiten kaum mehr aufgeschlossen. Nur in kurzzeitig bestehenden Baugruben konnten die verschiedenen Liasschichten immer wieder angetroffen werden.

4.1.1 Lias α_{1-2} /Hettangium (Keilbergsandstein)

Die Liasablagerungen beginnen mit dem so genannten Keilbergsandstein (nach VON GÜMBEL), welcher am Ostrand des Ortes Keilberg entlang verläuft und bis in die Tegernheimer Schlucht reicht, wo er von einer Ost-West verlaufenden Störung abgeschnitten wird. Nur an wenigen Stellen befinden sich heute noch Aufschlüsse. Zum Beispiel am Sportplatz in Keilberg hinter dem Vereinsheim, oder in kleinen Gräben in der Tegernheimer Schlucht. Der einst bestehende Steinbruch an der Straße „Zur Hohen Linie“, die von Keilberg zum UKW-Sender führt, wurde verfüllt. Die dort abgebauten Sandsteine wurden für den Bau der Kirche und Friedhofsmauer im Ort verwendet, wo sie noch besichtigt werden können.

Die feinkörnigen Quarzsandsteine sind gelb-weiß-rotgeflammt und auf Grund von Verkieselung sehr hart und verwitterungsbeständig. Diese Buntflammung, die nur auf die obersten Meter beschränkt ist, hängt laut BAUBERGER et al. (1969) mit einem Trockenfallen durch Zurückweichen des Meeres nach Nordwesten zusammen. Die unteren Meter der ca. 8 bis 10 m mächtigen Schichten bestehen aus gelbbraunen, mäßig verfestigten, feinkörnigen Quarzsandsteinen (BAUBERGER et al, 1969). Die Komponenten sind gut sortiert und schlecht gerundet. Verwitterte Blöcke sind dunkelbraun bis schwarz gefärbt.

MEYER & SCHMIDT-KALER (1996) deuten den Keilbergsandstein als Feinsandablagerung in einer abgeschnürten Lagune, wobei das Material durch Meeresströmungen weit von Norden antransportiert wurde.

Der Sandstein enthält Durchwühlungen, die MEYER & SCHMIDT-KALER (1995) zu Folge mit denen im heutigen Wattenmeer zu vergleichen sind und den Keilbergsandstein daher als marine Ablagerung ausweisen.

Uneinigkeit herrscht über das genaue Alter des Keilbergsandsteines. Während GÜMBEL (1868) und AMMON (1875) ihn auf Grund von Ähnlichkeiten mit dem fränkischen Angulatensandstein gleichsetzen, stellen BAUBERGER et al. (1969) ihn zum Arietensandstein, da in dem gleichen

Sandstein in der Region Bubach *Arietites bucklandi* (ein Ammonit) aus dem unteren Sinemurium (195 Mio. Jahre) gefunden wurde. Da im Rahmen dieser Kartierung im Keilbergsandstein keine Fossilien gefunden wurden, kann zu dieser Diskussion nichts beigetragen werden.



Abb. 6: Keilbergsandstein

4.1.2 *Lias $\alpha_3 + \beta + \gamma$ / Sinemurium + Unter-Pliensbachium* (*Arietensandstein + Numismalimergel*)

Im Hangenden (Bezugsschicht überlagerndes Gestein) des Keilbergsandsteins und parallel zu diesem verlaufend folgt ein mittelkörniger, rotbrauner Sandstein. Dieser konnte zum einen in Baustellengruben gefunden werden, zum anderen auch in Böschungen entlang der Eisenerzstraße, die die Ortschaft Keilberg in Nord-Süd Richtung durchzieht.

Die Sandsteine bestehen aus bis zu einem Millimeter großen, ungerundeten und schlecht sortierten Quarzkörnern, die durch eine sehr feinkörnige, gelbliche bis rote Matrix verkittet sind. Das Gestein ist porös und sandet stark ab. Andere Stücke sind wiederum gut sortiert, mittelkörnig und weniger absandend, sowie bräunlich gefärbt.

Des Weiteren wurde noch ein schlecht sortierter mittel- bis grobkörniger Sandstein geborgen, dessen genaue stratigraphische Position nicht ersichtlich war. Die Matrix ist hell- bis rostbraun gefärbt und zum Teil weggelöst. Als Komponenten finden sich Quarz und eine Reihe anderer unidentifizierter, ungerundeter Minerale. Dieses Stück ist im Gegensatz zu den beiden vorher beschriebenen sehr hart.

Über das Alter dieser wenige Meter mächtigen Schichten herrscht in der Literatur Uneinigkeit. Während GÜMBEL (1868) und AMMON (1875) die Gesteine zum Arietensandstein stellen (Lias α 3) und für den Lias β bis γ eine Schichtlücke annehmen, stellen BAUBERGER et al. (1969) die porösen Sandsteine zum Lias β . Der harte Quarzsandstein hingegen stammt vermutlich aus der von BAUBERGER et al. (1969) beschriebenen „grobkörnigen Sandsteinbank mit Quarzkörnern“ im Hangenden des Lias β und entspräche dem Lias γ (Numismalmergel), welcher im Raum Regensburg somit sandig ausgebildet ist.

4.1.3 Lias δ /Ober-Pliensbachium (*Amaltheenton*)

Die Ausbildung des Amaltheentons in Regensburg unterscheidet sich vollkommen vom Amaltheenton des übrigen Fränkischen Juras. Er wird hier von einem oolithischen (kugeligen) Roteisenerz vertreten.

Das Erz verläuft ebenfalls in Nord-Süd-Richtung und zieht als schmales Band durch die Ortschaft Keilberg entlang der treffend benannten Eisenerzstraße. Es besteht aus vier Flözen, die früher beschürft wurden (BAUBERGER et al., 1969). Auch dieses Erz konnte in Kabelgräben, die zur Zeit der Kartierung entlang der Straße angelegt wurden, aufgeschlossen vorgefunden werden. Die starke Rotfärbung der Erde in den Gärten liefert einen weiteren Hinweis auf das Eisenerz.

Wie von BAUBERGER et al. (1969) beschrieben, handelt es sich um eine „tonig-mulmige Roteisenerde aus feinoolithischer Grundmasse von Braun- und Roteisenooiden mit Brauneisenerzgeröllen“. Dieses poröse Gestein ist von weicher, krümeliger Konsistenz. Die großen Komponenten (einige mm) sind angerundet, rostrot gefärbt und machen nur wenige Prozent des Gesteines aus. Sie konnten durch Schlämmen mit Wasser vom tonigen Anteil separiert werden. Dabei wurden drei verschiedene Gattungen von Gastropoden (Schnecken) gewonnen, die ebenfalls rostrot gefärbt sind: *Cylindrobullina domeria* GRÜNDEL & NÜTZEL, 1998, *Leviplera blainvillei* MÜNSTER, 1844 sowie eine unbestimmbare Art. Das aufgelöste Gestein färbt das Wasser stark rot ein und die Farbe haftet dauerhaft an jeglichen Materialien.

Die Eisengehalte der Flöze schwanken zwischen 34,3 und 43,6 %. Das Hauptflöz ist umgeben von cm-dünnen Toneisensteinlagen (BAUBERGER et al., 1969).

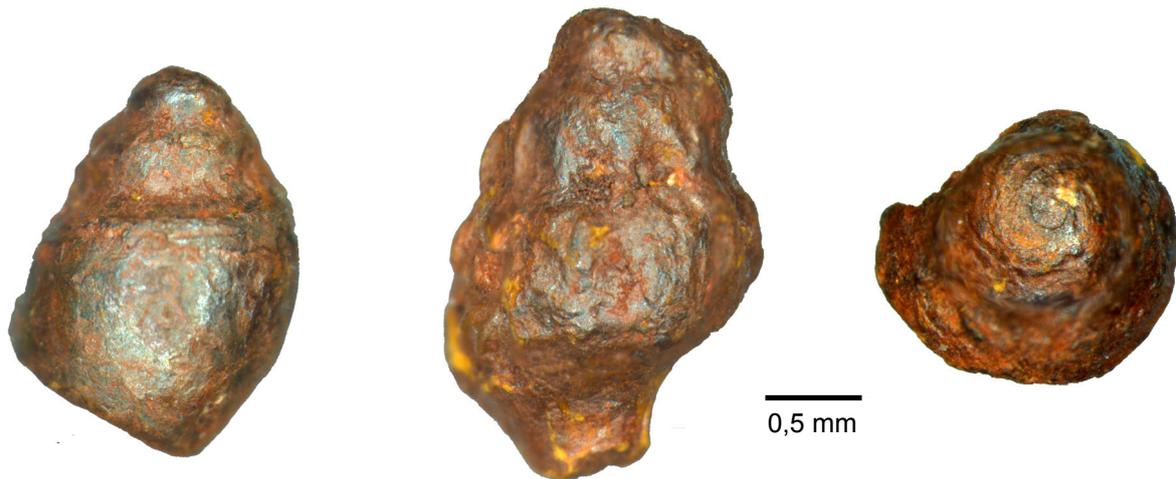


Abb. 7: Schnecken aus dem Roteisenerz

4.1.4 Lias ϵ /Unter-Toarcium (*Posidonienschiefer*)

Der Posidonienschiefer, der laut BAUBERGER et al. (1969) die als nächstes folgende Einheit am Keilberg darstellen und eine Mächtigkeit von neun Metern erreichen soll, konnte nirgendwo gefunden werden. Er müsste hier vom Raubberg im Norden Richtung Keilstein im Süden verlaufen und aus bituminösen, feinschichtigen Tonmergeln bestehen.

4.1.5 Lias ζ /Ober-Toarcium (*Jurensismergel*)

Auch der Lias ζ , laut BAUBERGER et al. (1969) aus mittelfein- bis mittelgrobkörnigen Mergel- und Kalksteinen sowie roten Feldspäten bestehend, ist nicht aufgeschlossen und auch nicht durch Lesesteine nachzuweisen. Der Jurensismergel sollte die westlichste Einheit des Lias am Keilberg darstellen und mit einer Mächtigkeit von fünf Metern ebenfalls in einer Linie vom Raubberg zum Keilstein ausstreichen.

4.2 Dogger (175-161 Mio. Jahre)

4.2.1 Dogger α /*Aalenium* (*Opalinuston*)

In der Tegernheimer Schlucht unterhalb des Osthanges des Fellingner Berges fallen sofort zwei große Weiher auf. Der erste am Tegernheimer Keller, der zweite nördlich davon bei einer kleinen Kapelle gelegen. Beide Senken können als Hinterlassenschaft von einst existierenden Tongruben im Opalinuston gedeutet werden. Auf Grund der wasserstauenden Eigenschaft von Ton kann das Wasser nicht versickern und bildet Weiher. Am Ufer der Tümpel kann man nach kurzem Graben auf

frischen dunkelgrauen Ton stoßen, welcher fein geschichtet ist und in kleine Splitter zerfällt. Der Opalinuston, benannt nach dem Leitfossil für den Dogger α , dem Ammoniten *Leioceras opalinum*, ist reich an Pyrit (BAUBERGER et al., 1969), welcher in Form von sehr kleinen, dunklen, knotigen Kristallen auf den Tonschuppen ausgebildet ist.

Aus dem Ton konnte eine rostrot gefärbte, vier Zentimeter lange, knollige Eisenkonkretion geborgen werden. Auch sie wird von einer dünnen Pyritschicht überzogen und färbt den umgebenden Ton hellbraun.

Mächtigtkeitsangaben für den Opalinuston lassen sich aus den Geländebefunden nicht ermitteln. Eine einst am Tegernheimer Keller durchgeführte Bohrung erbrachte eine Mächtigkeit von ungefähr 20 m für den Dogger α .



Abb. 8: Eisenkonkretion aus dem Opalinuston

4.2.2 Dogger β /Aalenium (Eisensandstein)

Wenige Meter westlich der Tümpel steigt die Morphologie stark an und in der steilen Böschung sind immer wieder kleinere Aufschlüsse von Eisensandstein zu finden. Größere Aufschlüsse befinden sich in einem kleinen ehemaligen Steinbruch am Eingang zur Tegernheimer Schlucht, ein weiterer neben der bereits erwähnten Kapelle und ein dritter im Tegernheimer Keller. Um einen Bierkeller zu schaffen, wurden dort Ende des 19. Jahrhunderts große Kellergewölbe in den Sandstein getrieben.

Im Gegensatz zu Granit, welcher in einigen Kilometern Tiefe gebildet wird, beginnt die Entstehung von Sandsteinen an der Erdoberfläche. Sandstein ist ein sogenanntes Sedimentgestein. Er entsteht durch die physikalische (z.B. Frostsprengung, Wurzelsprengung) und chemische

(z.B. Lösung) Verwitterung festen Gesteins, das an der Erdoberfläche aufgeschlossen ist. Die bei der Verwitterung entstehenden Gesteinsbruchstücke werden als klastische Komponenten bezeichnet, nach dem griechischen Wort klásis=zerbrechen.

Das lockere Material in Form von verschiedenen großen Gesteinspartikeln wird durch Erosion abgetragen und anschließend durch Wasser (Bäche, Flüsse), Wind und Eis (Gletscher) transportiert. Auch während des Transports hält die Verwitterung an. Durch Aneinanderstoßen zerbrechen die Gesteinsbrocken, durch Abschlagen der Kanten werden sie gerundet und verlieren somit an Größe. Leichter abbaubare Gesteinspartikel werden mit der Zeit vollständig zerstört.

Ändert sich schließlich die Strömungsgeschwindigkeit, kommt es zur Ablagerung, bzw. Sedimentation der Fracht. Im Folgenden können die abgelagerten Partikel auch wieder aufgenommen und weiter transportiert werden, bis sie schließlich im Meer ankommen, wo nur noch eine Umlagerung stattfindet.

Die Ablagerung von lockerem Sediment erfolgt in Schichten. Kommt weiteres Material hinzu, findet eine Überlagerung statt. Durch die damit einhergehende Auflast werden die Partikel verdichtet und kompaktiert. Dabei ändern sich die chemischen und physikalischen Bedingungen; neue Minerale werden in den Räumen zwischen den Körnern ausgefällt und verkitten die Partikel. Durch mineralischen Zement kommt es zu einer Zementation des Sediments. Dieser Vorgang, die Verfestigung von Lockersediment, wird als Diagenese bezeichnet.

Sedimentgesteine weisen eine Schichtung auf, die meist horizontal steht. Doch durch Ablagerungen von Sand an steilen Dünen oder in Wellenrippeln am Meeresboden entstehen Schrägschichtung oder Kreuzschichtung. Am Strand werden durch die Wellen symmetrische Rippeln erzeugt, auf Sandbänken von Flüssen sowie auf Dünen entstehen durch Wasser und Wind asymmetrische Rippeln. Somit erlauben die Sedimentstrukturen, die im festen Gestein erkennbar sind, eine Rekonstruktion des Ablagerungsraumes.

Die häufigsten Minerale, die sich in einem Sandstein finden, sind Quarz, Feldspat und Tonminerale. Primär enthalten Sedimente alle Minerale, die auch in dem verwitterten Ausgangsgestein enthalten waren. Doch viele chemisch instabile Minerale werden schnell zerstört, so dass im Sediment eine Anreicherung stabiler, verwitterungsresistenter Minerale stattfindet.

Bei dem Sandstein in der Tegernheimer Schlucht handelt es sich um gelbbraune, zum Teil auch auf Grund eines höheren Eisengehaltes stark rot gefärbte, fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteine. Quarz ist ein sehr stabiles Mineral. Das Vorliegen eines reinen Quarzsandsteins spricht für eine intensive Verwitterung und einen sehr langen Transportweg des Materials, im Laufe dessen alle weniger stabilen Minerale zerstört wurden. Die Quarzkörner sind schlecht gerundet, aber gut sortiert. Zwischendurch finden sich auch Einschaltungen von grobkörnigen Sandsteinen mit feinkörniger Matrix. Bei den schwarzen Pünktchen und Flecken im Gestein handelt es sich um Manganausfällungen.

Die dünn- bis mittelbankigen Schichten fallen mit einem Winkel von durchschnittlich 25° nach Westen ein („einfallen“ bedeutet der Winkel zwischen der Neigung der Gesteinsfläche und der Horizontalen). Die Schichtunterseiten weisen eine wellige Struktur auf.

Im mittleren Bereich des Aufschlusses an der Kapelle ist das eisenreichere Gestein stark verwittert, es ist keine Bankung mehr zu erkennen. Darin ist jedoch eine ungefähr 30 cm mächtige festere Bank aus gelbbraunem, gröberem Sandstein zwischengeschaltet. Im Tegernheimer Keller ist der Sandstein mittelbankig und wesentlich kompakter. Abbrüche an der Decke des Kellers geschehen entlang von dünnen, bräunlichen Tonlagen, von denen die Sandsteinbänke immer wieder unterbrochen werden. Ton findet sich auch in Form von kleinen, länglichen und parallel zur Schichtung des Sandsteins verlaufenden Linsen. Zudem können Spuren von Bioturbation (Durchwühlung durch Organismen) beobachtet werden. Auch diese Wühlgänge sind zum Teil mit Ton ausgefüllt.

Eine Schrägschichtung die nach Westen einfällt, lässt sich besonders schön im Tegernheimer Keller beobachten. Deren Ausrichtung zeigt an, dass die Schüttungen des Materials von Osten nach Westen gerichtet waren, also vom Land in Richtung Meer. BAUBERGER et al. (1969) und BRUNHUBER (1921) sehen diese Strukturen als Dünen an, was darauf hinweisen würde, dass das Gebiet während der Ablagerung zeitweise trocken lag. Auch die gute Sortierung weist auf eine äolische (durch Wind) Entstehung hin.

Aus dem Einfallswert und der Ausstrichbreite des Eisensandsteins errechnet sich eine Mächtigkeit von ungefähr 50 Metern. Die Bohrung in der Walhallastraße (BAUBERGER et al., 1969) erbrachte für den Dogger β aber nur eine Mächtigkeit von 42 Metern.



Abb. 9: Eisensandstein, Aufschluss an der Kapelle in der Tegernheimer Schlucht



1 cm

Abb. 10: Eisensandstein mit Manganausfällungen und tongefüllten Linsen

4.2.3 Dogger γ - ζ /Bajocium bis Callovium

Auf den Eisensandstein folgen im Gelände hellgraue, splittrige, harte Kalke mit Belemniten und Ammoniten (beides Kopffüßer), welche aber bereits dem Malm α zugeschrieben werden. Dazwischen befinden sich auf einer Strecke von ungefähr 10 bis 15 Metern keine Aufschlüsse. Das Gelände bildet eine leichte Senke. Hier wird die von AMMON (1875) und BAUBERGER et al. (1969) beschriebene Abfolge des Doggers γ bis ζ vermutet, welche aus sandigen Kalken, Mergeln und Tonen bestehen soll. Der Ornatenton kam diesen Autoren zu Folge nicht zur Ablagerung.

4.3 Malm (161-145 Mio. Jahre)

Der Großteil der aufgeschlossenen Gesteine entfällt auf den Malmkalk. Die Fauna ist arm an Leitfossilien, daher ist eine paläontologische Gliederung in scharf abgegrenzte Stufen nicht möglich (BAUBERGER et al., 1969). Die stratigraphische Gliederung erfolgte durch BAUBERGER et al. (1969) mit Hilfe eines „Bank für Bank“-Vergleichs, der von FREYBERG (1939) beschrieben wurde. Dabei werden Profile Bank für Bank aufgenommen und mit denen aus anderen Gegenden verglichen und parallelisiert. Diese daraus resultierende Unterteilung fand in der vorliegenden Arbeit Anwendung, da eine eigenständige Gliede-

rung nur unsicher an Hand der unterschiedlichen Fazies und der Ausbildung des Gesteines möglich war.

Bei einem Kalkstein handelt es sich um ein biogenes Sediment. Eine Vielzahl mariner Organismen (zum Beispiel Muscheln, Schnecken, Korallen, Kalkalgen, Einzeller) bindet auf biochemischen Weg die im Meerwasser vorhandenen Calciumionen an die ebenfalls vorhandenen Hydrogenkarbonationen, um aus dem so entstehenden Calciumcarbonat ihre Gehäuse aufzubauen. Sterben diese Organismen ab, sinken ihre Kalkschalen auf den Meeresboden und reichern sich dort als Sediment an. Die Größe des Schalenmaterials reicht von mikroskopisch kleinen bis zu mehrere Zentimeter großen Partikeln. Zudem trägt Karbonatschlamm zur Bildung des Kalksteins bei, welcher auf anorganischem Wege direkt aus dem Meerwasser gefällt wird. Kalk kann in den Modifikationen Calcit und Aragonit auftreten, Aragonit jedoch kristallisiert bei der Diagenese in die stabilere Modifikation Calcit um. Dolomit ist ein Calcium-Magnesium-Karbonat, das nicht primär gebildet wird, sondern erst im Verlauf der Diagenese durch Zufuhr von Magnesiumionen aus dem Meerwasser entsteht.

Ablagerungsräume sind häufig beschränkt auf wärmere tropische und subtropische Ozeane, da hier die chemischen Bedingungen für die Kalkfällung günstiger sind. Es handelt sich hierbei zum Beispiel um Riffe und Karbonatplattformen (z.B. Bahamas).

Der Übergang vom schlammigen Sediment zum Festgestein wird wie beim Sandstein Diagenese genannt. Durch die Überlagerung mit weiterem Sediment kommt es zu einer Versenkung und dadurch zu einem Druck und Temperaturanstieg. Die veränderten Bedingungen führen zur Lithifizierung (Versteinerung).

4.3.1 *Malm α - β /Oxfordium (Werkkalk)*

Malm α und β werden hier zusammengefasst, da weder im Gelände noch an Hand der Proben eine Grenze festzulegen war.

Zu finden sind die Kalke des Malms α und β (Werkkalk, nach VON GÜMBEL) im westlichen Anschluss an den Dogger am Fellingner Berg auf einer Länge von ungefähr 100 Metern. Ihre horizontale Mächtigkeit beträgt rund 25 Meter. Sie streichen um den Osthang des Berges herum aus und werden am nordwestlichen Ende der Tegernheimer Schlucht von einer Störung abgeschnitten. Dort befinden sich entlang von tiefen Gräben einige kleinere Aufschlüsse. Sonst kann diese Einheit nur an Hand von Lesesteinen nachgewiesen werden.

Auch am Raubberg sollte ein schmales Band von Malm α und β zwischen dem Dogger und dem Malm γ durchziehen. Hier wurden jedoch nur vereinzelte Lesesteine in den Äckern gefunden, die keine Zuordnung zuließen, daher werden die Angaben aus der Geologischen Karte von Bayern, Blatt Regensburg (BAUBERGER et al., 1969) übernommen.

Der plattige Kalk ist weiß, mikritisch (feiner Kalkschlamm) und hart. Beim Anschlagen entstehen kleine Splitter, die frischen, rauen Bruchflächen sind grau-braun gefärbt. Vereinzelt finden sich kleine Hornsteinknollen, Manganausfällungen und Styolithen (Drucklösungsstrukturen).

An Fossilien konnten kleine dünne Belemniten (*Hibolites*), Ammoniten (*Ochetoceras*, *Euaspidoceras*) und Brachiopoden („Armfüßer“) sowie vereinzelte Kieselschwammbruchstücke gefunden werden. Die Ammoniten stammen aus der Bimammatum-Zone. Diese entspricht dem Oberen Oxfordium (156 Mio. Jahre).

Ein Aufschluss in der Tegernheimer Schlucht besteht aus dünnen Bänken, die von dominanten, parallel angeordneten Klüften durchzogen sind. Der Aufschluss ist stark verwittert, die Kanten des Gesteins gut abgerundet.

Als Besonderheit wurde in einem der Grabenaufschlüsse ein großer Kalkblock gefunden, der auf seiner Oberfläche tiefe Rinnen aufweist, welche vom Wasser (kleiner Bach, der durch den Graben fließt) eingeschnitten wurden.



Abb. 11: Ammonit: *Euaspidoceras*, Fellingner Berg

4.3.2 Malm γ /Kimmeridgium (Splitterkalk)

Westlich an den Malm β anschließend streicht der Malm γ auf einer Länge von ungefähr 150 m am Fellingner Berg aus. Während die Schichten am Fellingner Berg hochgebogen wurden, was zu einem Einfallen von ungefähr 30° nach Westen führte, liegen sie weiter oben wieder flacher (10°). So ist der Malm γ um den ganzen Osthang des Berges herum zu verfolgen. Für die Mächtigkeit ergeben sich ungefähr 40 Meter, was durch die Bohrung in der Walhallastraße (BAUBERGER et al., 1969) bestätigt wird.

Die Aufschlüsse bestehen zum großen Teil aus splittrigen Lesesteinen, vor allem als Auswurf entlang der im Wald vorhandenen Bombenkrater aus dem Zweiten Weltkrieg. Zudem finden sich zwei Aufschlüsse, bei denen die Kalke gut gebankt sind (30-40 cm mächtig). Ein weiteres Vorkommen befindet sich südwestlich von Grünthal entlang der Grünthaler Straße, wo ein sehr schöner und großer Aufschluss in Form eines aufgelassenen Steinbruchs besteht. Die Kalke dort sind mittel- bis dickbankig (bis 1,5 m). Dazwischen befinden sich cm-dünne Mergellagen. Die Bänke fallen mit 15 bis 20° nach Westen ein. Die dominanten Klüfte stehen senkrecht zur Bankung. Im oberen Teil der Ostwand des Steinbruchs fallen die Bänke mit ungefähr 40° nach NW ein. Eventuell handelt es sich hierbei um eine flache Aufschiebung.

Nach BAUBERGER et al. (1969) besteht auch der gesamte Westhang des Raubberges aus Malm γ . Hier konnten jedoch nur kleine plattige, weiß verwitterte Kalkstücke und Hornsteinknollen in Äckern gefunden werden. Diese lassen eine eigene eindeutige Zuordnung nicht zu, so dass die Angaben aus BAUBERGER et al. (1969) übernommen wurden.

Gegenüber des Raubberges, an der Abzweigung einer kleinen Straße, die vom Brandlberger Tal nach Keilberg führt, wurden in der Böschung gut gebankte (20-30 cm mächtig) Kalke gefunden. Sie fallen mit 35° nach Westen ein, sind gelblich gefärbt und mikritisch. Hornsteinknollen wurden hier keine gefunden. Laut der amtlichen Geologischen Karte befindet sich an dieser Stelle der Malm δ . Seiner Ausprägung (Bankung) und Mikrofazies nach (Faziestyp 2, s.u.) wäre dieser Aufschluss aber noch dem Malm γ zuzuordnen. Der Hornsteinkalk (Malm δ) beginnt wenige Meter über diesem Aufschluss.

Der Kalk des Malm γ ist gelblich-beige und grau, sowie sehr feinkörnig. Die Verwitterungsfarbe der Lesesteine ist weiß. Beim Bruch entstehen Splitter und dünne Platten. Die Kalke enthalten eine große Menge an wenige Zentimeter großen, rundlichen Hornsteinknollen. Am Felling-

ger Berg sind diese unregelmäßig im Gestein verteilt und im Hangschutt zu finden. Im Steinbruch südwestlich von Grünthal sind die Hornsteinknollen größer und unregelmäßig geformt. Zudem sind sie in den Kalkbänken perlschnurartig aufgereiht und verlaufen parallel zur Bankung.

Der Malm γ ist die fossilreichste Einheit in dem bearbeiteten Gebiet. Gefunden werden konnten verschiedene Ammoniten (u.a. *Orthosphinctes*). Diese aus der Platynota-Zone stammenden Ammoniten bestätigen eine Ablagerungszeit des Kalks im Unteren Kimmeridgium (155 Mio. Jahre). Zudem gibt es in dem aufgelassenen Steinbruch Belemniten und Muscheln.

4.3.3 Malm δ /Kimmeridgium (Hornsteinkalk)

Östlich des Großen Felsens am Fellingner Berg streicht der Malm δ deutlich sichtbar mit einem Einfallswinkel von ungefähr 30° aus. Auch diese Schichten liegen nach oben hin flacher und bilden die Kuppe des Berges. Zwischen diesem Vorkommen und dem Ortsteil Keilstein treten noch einmal einige Kalkblöcke in einem Hang zu Tage, die dem Malm δ zuzurechnen sind. Weiterhin findet er sich im nördlichen Bereich des Brandlberger Tales aufgeschlossen, wiederum als aus dem Hang schauende, massige Kalkblöcke entlang der Straße. Beim Malm δ handelt es sich um sehr helle, dichte und feinkörnige Kalke, die keine Schichtung oder Bankung aufweisen. Die Felsen in den Böschungen sind stark verkarstet, zerklüftet und verwittert. Beim Zerschlagen splittert das harte Gestein, die Bruchflächen sind glatt.

Wie der Name Hornsteinkalk (nach VON AMMON, 1875) bereits erahnen lässt, ist dieser Kalkstein reich an Hornsteinknollen. Diese sind wenige Zentimeter klein, gerundet und unregelmäßig angeordnet. Am Fellingner Berg treten sie in Massen auf. Es handelt sich bei den Hornsteinknollen um Konkretionen, die frühdiagenetisch im Sediment durch Ausfällung von Kieselsäure (SiO_2) entstanden sind. Das SiO_2 stammte dabei von aufgelösten Schalen und Skeletten mariner Organismen, in diesem Fall sehr wahrscheinlich von Kieselschwämmen. Durch inhomogene physikalisch-chemische Bedingungen (pH-Wert) war es möglich, dass SiO_2 an einer Stelle gelöst und an anderer Stelle wieder ausgefällt werden konnte. Die Konkretionen sind innen strukturlos, können jedoch kalkig erhaltene Fossilreste enthalten (ENGELHARDT, 1970: 342 ff).

Weiterhin treten im Malm δ Kieselschwämme, Ammoniten und Belemniten auf. Für den Hornsteinkalk erbrachte die Bohrung an der Walhallastraße (BAUBERGER et al., 1996) eine Mächtigkeit von 30 Metern.



Abb. 12: Hornsteinknollen im Kalk am Fellingner Berg

4.3.4 Malm ε - ζ_1 / *Kimmeridgium-Tithonium* (Massenkalkstein)

Knapp die Hälfte der kartierten Fläche entfällt auf den Malm ε - ζ_1 . Die Massenkalke erstrecken sich vom Großen Felsen am Fellingner Berg über den Steinbruch der Firma Walhalla Kalk GmbH und den Brandlberg bis zum Schwarzhholz im Norden des Gebietes.

Am Fuße des Großen Felsens beginnt der Massenkalk mit großflächigen dolomitischen Bereichen (zuckerkörnig, gelblich-orange verwitternd), die von Höhlen durchzogen sind. Die Bänke fallen hier mit 30° nach Westen ein. Die Kalke sind reich an dem Mikrofossil *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969, welches als kleiner weißer Fleck zu erkennen ist. Auch oolithische Zonen schalten sich ein. Ab der Spitze des Großen Felsens setzt das massenhafte Auftreten von Kieselschwämmen

ein. Westlich des Großen Felsens verläuft auf halber Höhe des Fellinginger Berges ein breites horizontales Band, bestehend aus feinkörnigen, beige-rosa gefärbten Kalken.

Darüber beginnen die massigen Kieselschwamm-Riffkalke. Die Kieselschwämme wachsen in dichter Folge übereinander und sind an den Klüftflächen sehr schön herausgewittert. Aus der Entfernung betrachtet ist in den Felsen im oberen Bereich des Fellinginger Berges eine undeutliche Bankung erkennbar, die horizontal verläuft. Das Gestein ist stark verkarstet. Es gibt einige Höhlen sowie kleinere Löcher und Klüfte. Immer wieder sind dolomitisierte Bereiche vorhanden.

Im Schwarzholz sind die Kalke stark verkarstet und grobkörnig sowie gelb-braun-grau gefärbt. Hier konnten einige Brachiopoden gefunden werden. Zudem enthält der Kalkstein hier einige kleine, rundliche Hornsteinknollen.

Im Steinbruch der Firma Walhalla Kalk GmbH sind die Kalke zum größten Teil weiß gefärbt. An Fossilien finden sich sehr viele Kieselschwämme, die auch hier dichte Schwammrasen bilden, sowie Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Trochiten (Stielglieder von Seelilien) und Seeigelstacheln. Die von MEYER & SCHMIDT-KALER (1983: 216-217, 1995) beschriebenen Korallenstöcke im obersten Teil der Südwand des ehemaligen „Buechlbruches“ (heute nördlicher Teil des Steinbruches der Walhalla Kalkwerke) sind offensichtlich dem fortschreitenden Abbau zum Opfer gefallen und konnten nirgendwo mehr gefunden werden.

Im unteren Bereich des Steinbruches durchziehen mehrere braun gefärbte, jeweils ungefähr 30 bis 40 cm dicke Dolomitbänder horizontal den Kalk (Abb. 13). Zumeist sind die Übergänge von Kalk zu Dolomit scharf; an einer Stelle kann jedoch ein allmählicher Übergang beobachtet werden, bei dem die Schwämme noch kalkig sind, die Matrix aber bereits dolomitisiert. Die Dolomitisierung verläuft entlang der Bankung und Klüftung, wobei selektiv bestimmte Blöcke betroffen sind. An verschiedenen Stellen auf verschiedenen Höhen sind immer wieder große, fladenförmige Hornsteinknollen im Gestein enthalten. Zumeist befinden sie sich in den dolomitierten Bereichen.



Abb. 13: dunkle Dolomitbänder im Massenkalk



1 cm

Abb. 14: becherförmiger Schwamm

Im Steinbruch lässt sich die starke Verkarstung des Massenkalkes am besten beobachten. Die Karsttrichter, Klüfte und Spalten sind gefüllt mit bunten Tonen und Sandsteinen der Kreidezeit.

Im ehemaligen „Buechlbruch“ sieht man eine Struktur (Abb. 15), die auf den ersten Blick an eine tektonische Mulde erinnert. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, dass sich zwischen den Kalkbänken Sandstein aus der Kreide befindet. Vermutlich drang dieser in die Spalten des verkarsteten Malms ein. Anschließend brachen die verbliebenen Hohlräume ein, wobei die überlagernden Kalkbänke durchgebogen wurden.



Abb. 15: Muldenartige Struktur durch Karstkollaps im Malm ϵ - ζ_1
(Steinbruch der Firma Walhalla Kalk)

Im untersten Teil des ehemaligen „Funkbruchs“ (südlicher Teil des heutigen Steinbruchs) auf ca. 333 m über NN befindet sich eine grünliche Glaukonitbank mit Hornsteinknollen und Konkretionen. Diese fällt mit ungefähr 10° nach Nordwesten ein. Die Glaukonitbank liegt innerhalb des Massenkalkes und nimmt dort nur einen kleinen Bereich ein. Daher scheint es sich nur um eine lokale Glaukonitbildung (bläuliches Mineral, marine Bildung) während des Malms ϵ - ζ_1 zu handeln. Die Übergänge von dem glaukonit-haltigen Gestein zum Kalk sind leider nicht aufgeschlossen.

Uneinigkeit herrscht darüber, wo der Malm ϵ beginnt. MEYER & SCHMIDT-KALER (1995) lassen diesen erst am Gipfel des Großen Felsens, bzw. auf halber Höhe des Fellingner Berges einsetzen. Dafür nehmen sie eine größere Mächtigkeit des Malm δ an, der im oberen Bereich bereits als Schwammkalk ausgebildet ist. BAUBERGER et al. (1969) hingegen sind für ein Einsetzen des Malm ϵ mit Auftreten der Dolomitbank unterhalb des großen Felsens. Somit besteht der gesamte westliche Teil des Fellingner Berges aus Malm ϵ Schwammkalk. Diese Version wurde in die vorliegende Arbeit übernommen.

4.3.5 Malm ζ /Titonium (Plattenkalk)

Der Plattenkalk konnte nur an Hand von Lesesteinen kartiert werden, die ab einer Höhe von 480 m über der Siedlung Brandlberg in Äckern und Wiesen auftauchen und bis zum Gipfel des Brandlberges verfolgt werden konnten. Die Fundpunkte der Lesesteine sprechen für ein flaches Einfallen der Plattenkalke nach Südwesten.

Die plattig brechenden, mikritischen Kalke sind im angewitterten Zustand weiß gefärbt, der frische Anschlag erscheint grau oder beige. Auch Manganausfällungen sind nicht selten.

Die Lesesteine besitzen im Durchschnitt eine Größe von wenigen Zentimetern bis Dezimetern und sogar bis zu 2 cm Dicke und 50 cm große Platten konnten am Rande einer Wiese gefunden werden. Fossilien wurden keine entdeckt. Laut MEYER & SCHMIDT-KALER (1983 und 1995) sollen die Plattenkalke von Regensburg Reste von Landpflanzen, Fische und Krebse beinhalten. Abgelagert wurden die Plattenkalke in großen Wannen, die sich zwischen den einzelnen Schwammriffen befanden (BAUBERGER et al., 1969)

5. Kreide (145-65 Mio. Jahre)

Auf die Eintragung der Kreidesedimente in die geologische Karte wurde verzichtet, da sie auf Grund ihrer kleinräumigen Verbreitung nicht maßstabsgetreu darzustellen sind.

5.1 Unter-Cenomanium (vor 99 Mio. Jahren)

Im Unteren Cenomanium wurden Tone abgelagert. Diese sind braun-gelb-grün-rot-violett gefärbt und befinden sich in Karsthohlräumen im Kalksteinbruch. Im trockenen Zustand zerfallen die Tone zu kleinen Plättchen und Krümeln.

5.2 Schutzfelsschichten (Mittel-Cenomanium, vor 96 Mio. Jahren)

Die aus dem Mittel-Cenomanium stammenden sogenannten Schutzfelsschichten haben im kartierten Gebiet ebenfalls nur ein fleckenhaftes Auftreten in Karsttrichtern (Abb. 16) und Spalten im Malm ϵ - ζ_1 . Besonders schön aufgeschlossen sind sie im Steinbruch der Firma Walhalla Kalk GmbH. Es handelt sich um weiße und weiß-braun gebänderte, fein- und mittel- bis grobkörnige Quarzsandsteine. Die Quarzkörner erreichen zum Teil eine Größe von 2 cm. Die feinkörnigen Bereiche sind sehr gut sortiert und bestehen aus weißen, abgerundeten Quarzkörnern.

Am Kontakt der Schutzfelsschichten mit dem Malmkalk finden sich dünne, blättrige Tonlagen, die laut BRUNHUBER (1921) auf starke Pressung zurückzuführen sind. BAUBERGER et al. (1969) geben für die Schutzfelsschichten eine fluviatil-limnische (durch Flüsse transportiert, in Süßwasser abgelagert) Entstehung an.



Abb. 16: Karsttrichter im Massenkalk gefüllt mit Sandstein der Schutzfelsschichten

5.3 Regensburger Grünsandstein (Ober-Cenoman, vor 93 Mio. Jahren)

Im großen Kalksteinbruch finden sich auch einige Blöcke von Regensburger Grünsandstein. Allerdings handelte es sich um heruntergestürzte Stücke, deren exakte Herkunft nicht mehr nachvollzogen werden konnte. BAUBERGER et al. (1969) meinen, dass die wechselnde Mächtigkeit dieser Einheit für die Ausfüllung eines Reliefs spricht, das heißt, dass auch der Grünsandstein sich in Karsttrichtern befindet. Bei dem Gestein handelt es sich um einen kalkgebundenen Sandstein. Als Komponenten enthält er weiß-gelb gefärbte, schlecht gerundete aber gut sortierte Quarzkörner, sowie gerundete, länglich ovale Glaukonitkörner mit schwarz-grüner Färbung. Diese führen zu einem grau-grünen Gesamterscheinungsbild des Gesteins.

Die Komponenten sind nur schwach gebunden und lösen sich daher leicht von der Matrix, in der sie kleine Löcher hinterlassen und das Gestein porös und bröselig werden lassen.

Der Grünsandstein ist reich an Fossilien. Geborgen werden konnten die Muscheln *Exogyra columba* LAMARCK, 1819, sowie *Pectiniden*.

6. Jungpleistozäne Ablagerungen

6.1 Löss

Weite Teile des Gebietes sind von mächtigen Lössdecken bedeckt: das Brandlberger Tal, das Gebiet östlich des Keilsteins, sowie der Bereich östlich von Keilberg. Das Lössmaterial, ein hellbraun-gelbliches, feinkörniges Staubsediment, wurde während der Eiszeiten vom Wind aus den Schotterflächen großer Flüsse ausgeblasen und andernorts wieder abgelagert. Der Löss bildet äußerst fruchtbare Böden. Laut BAUBERGER et al. (1969) soll der Löss auch westlich von Keilberg vorhanden sein. Dort konnte er jedoch im Laufe dieser Arbeit nicht nachgewiesen werden. Entlang des Brandlberger Tales ist der Löss stark verlehmt, wenige Meter über dem Talboden überwiegt ein mittelkörniger Anteil, so dass der Löss sandig erscheint.

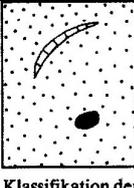
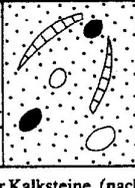
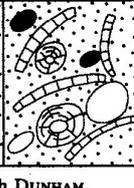
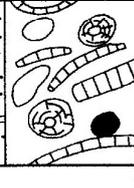
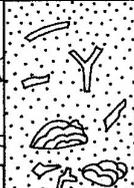
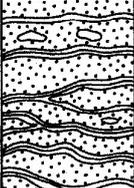
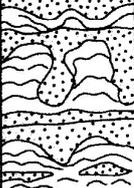
6.2 Kiese und Sande

Im Süden und Südwesten des Gebietes befinden sich flache Schwemmebenen der Donau und des Regens. Die Flüsse haben dort Kiese und Sande abgelagert (BAUBERGER et al., 1969). Aufgeschlossen sind diese jedoch nirgendwo im Gebiet.

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 µm. 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 α und β (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 γ (Splitterkalk) und ζ (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 ζ finden sich darüber hinaus keine weiteren Komponenten; in den Stücken aus dem Malm γ 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.

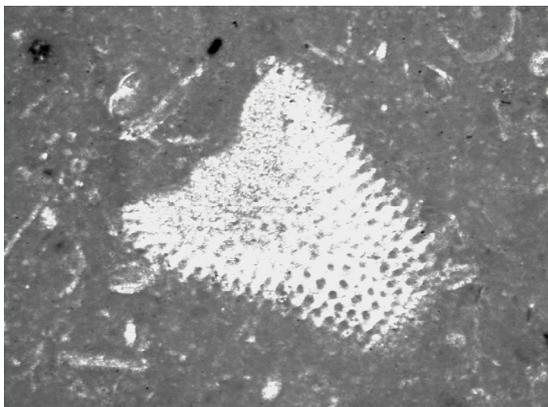
Weiterhin tauchen verschiedene benthische, agglutinierende Foraminiferen auf, die wiederum uniserial und biserial gebaut sind (Gattung *Textulariida*) sowie eine planspirale Form (evtl. *Lenticulina*, Unterordnung *Rotaliina*). Alle sind weniger als einen Millimeter groß. Auch hier gibt es wieder sehr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

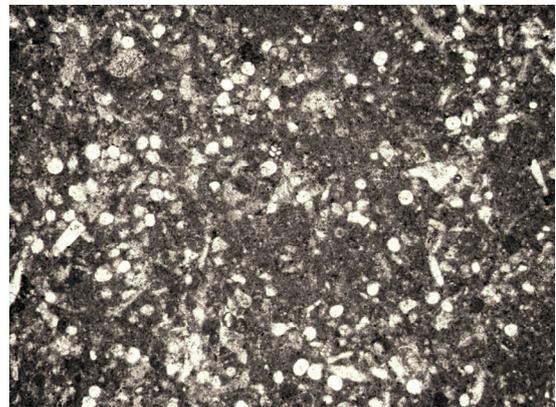
ist eine Dasycladacee (Grünalge) der Gattung *Salpingoporella* enthalten. Sie ist kegelförmig und besitzt einen zentralen Hohlraum, sowie randliche Poren. Im Durchlicht erscheint sie hell (Abb. 19).

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-

funden 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 μm 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).

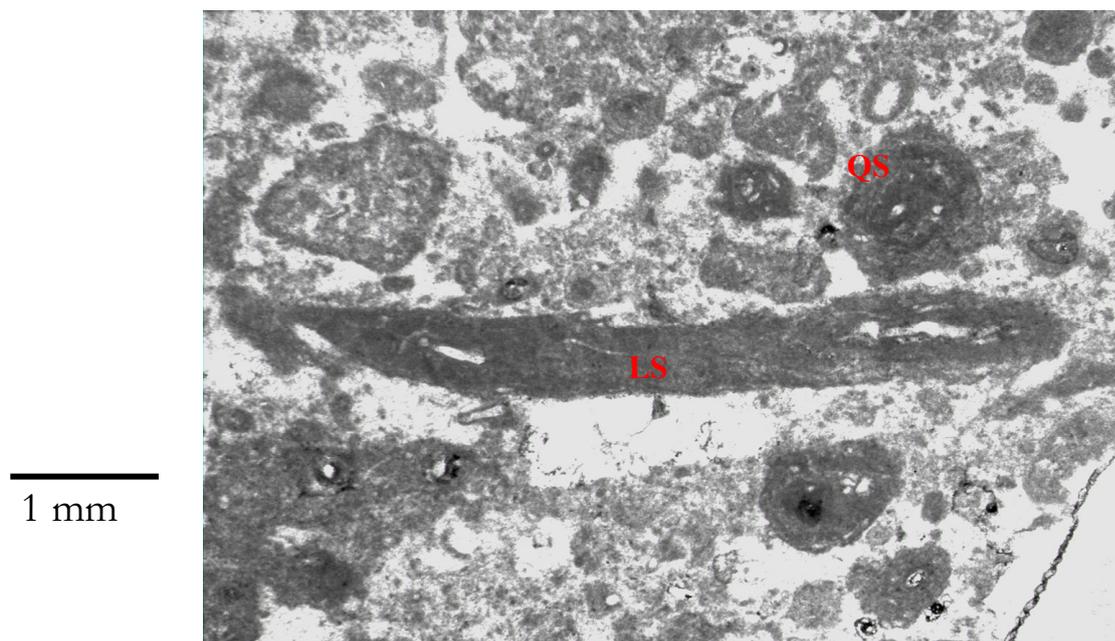


Abb. 21: *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, 1969 im Längs- und Querschnitt

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,

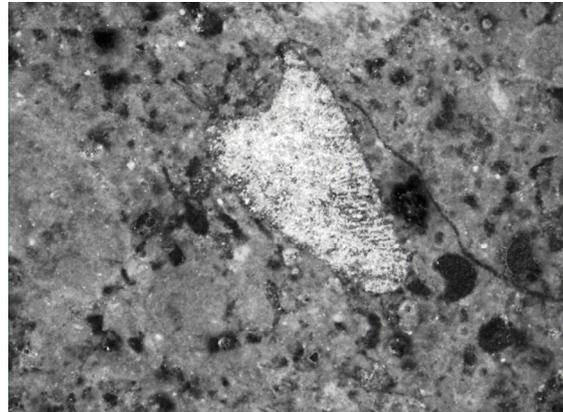
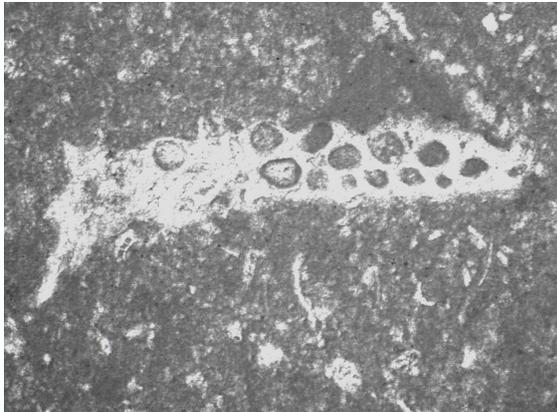
1996). Der Querschnitt ist rund und hat einen Durchmesser von ungefähr 0,5-1 mm. Längsschnitte besitzen eine U-Form, welche 1-1,5 mm lang ist. Die Vergesellschaftung von Tubiphyten und *Terebella lapilloides* taucht in den Dünnschliffen des Faziestyps 3 immer wieder auf.

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 δ und ϵ bis ζ_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 Schwarzholz, 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*.

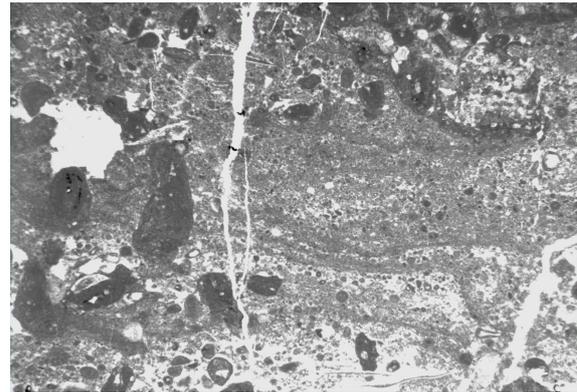
Unter der Vielzahl an verschiedenen Organismen, die darüber hinaus in den Dünnschliffen vorkommen, befinden sich verschiedene turmförmige Gastropoden, Echinodermatenbruchstücke und Seeigelstacheln, Brachiopoden und kleinere und größere Schalenbruchstücke sowie Serpuliden und benthische, agglutinierende 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.

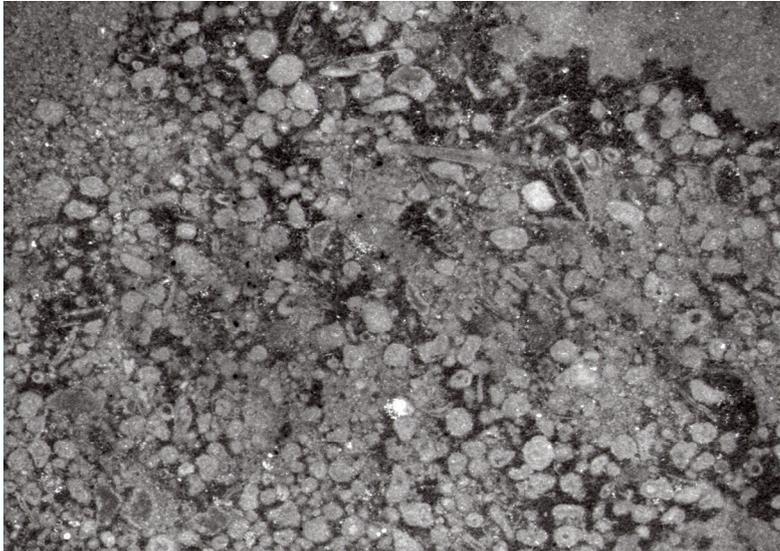


Abb. 26: Peloid-Mikroben-Bindstone

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.

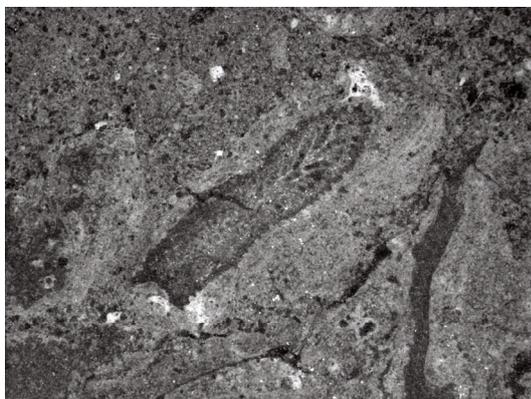


Abb. 27: *Neuropora*aast von Mikroben umgeben



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

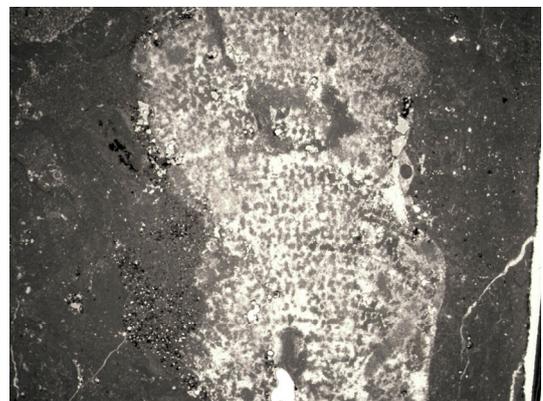
Ordnung: Lychniskida

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 Peloiden, 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 ϵ bis ζ_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.

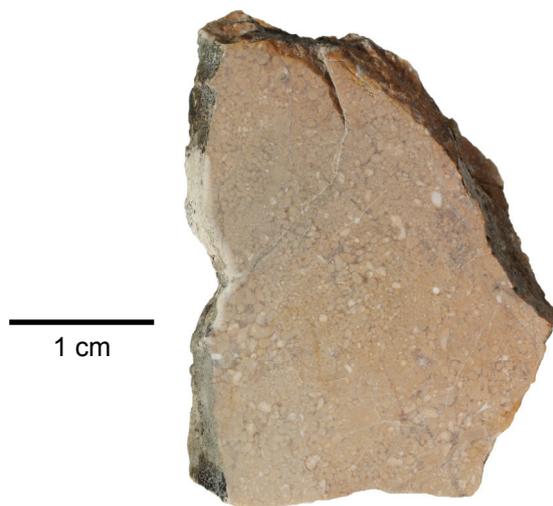


Abb. 31: Peloid-Ooid-Tubiphyten Grainstone



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.

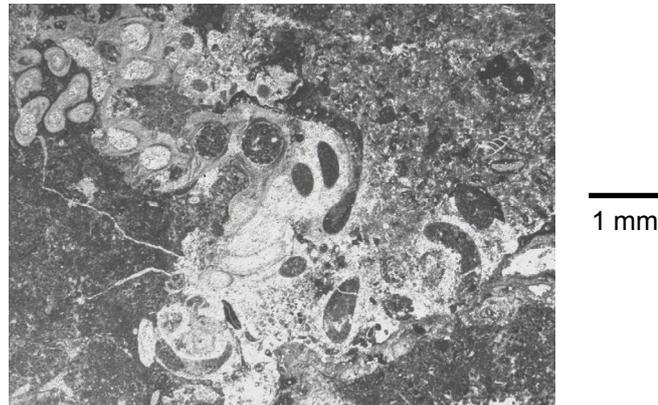


Abb. 33: Serpuliden im Wackestone

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 γ am Fellingner Berg, die anderen alle aus dem Malm ϵ bis ζ_1 .

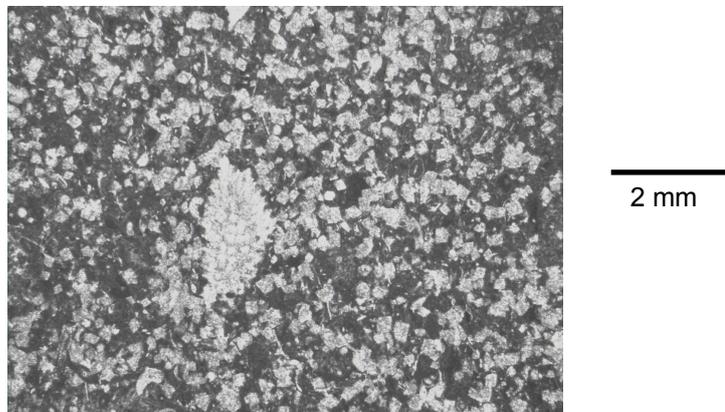


Abb. 34: Mudstone mit Dolomithomboedern (kleine weiße Flecken) und *Neurospora* (groß, weiß)

2. Interpretation

2.1 Tuberoide-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 α und β ist ein erster Hinweis auf die im Malm δ einsetzende Schwammbesiedelung im Regensburger Raum (MEYER & SCHMIDT-KALER, 1990).

Die wenigen Tubiphyten besitzen einen Gehäusedurchmesser von minimal 50 bis maximal 400 μm . 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.

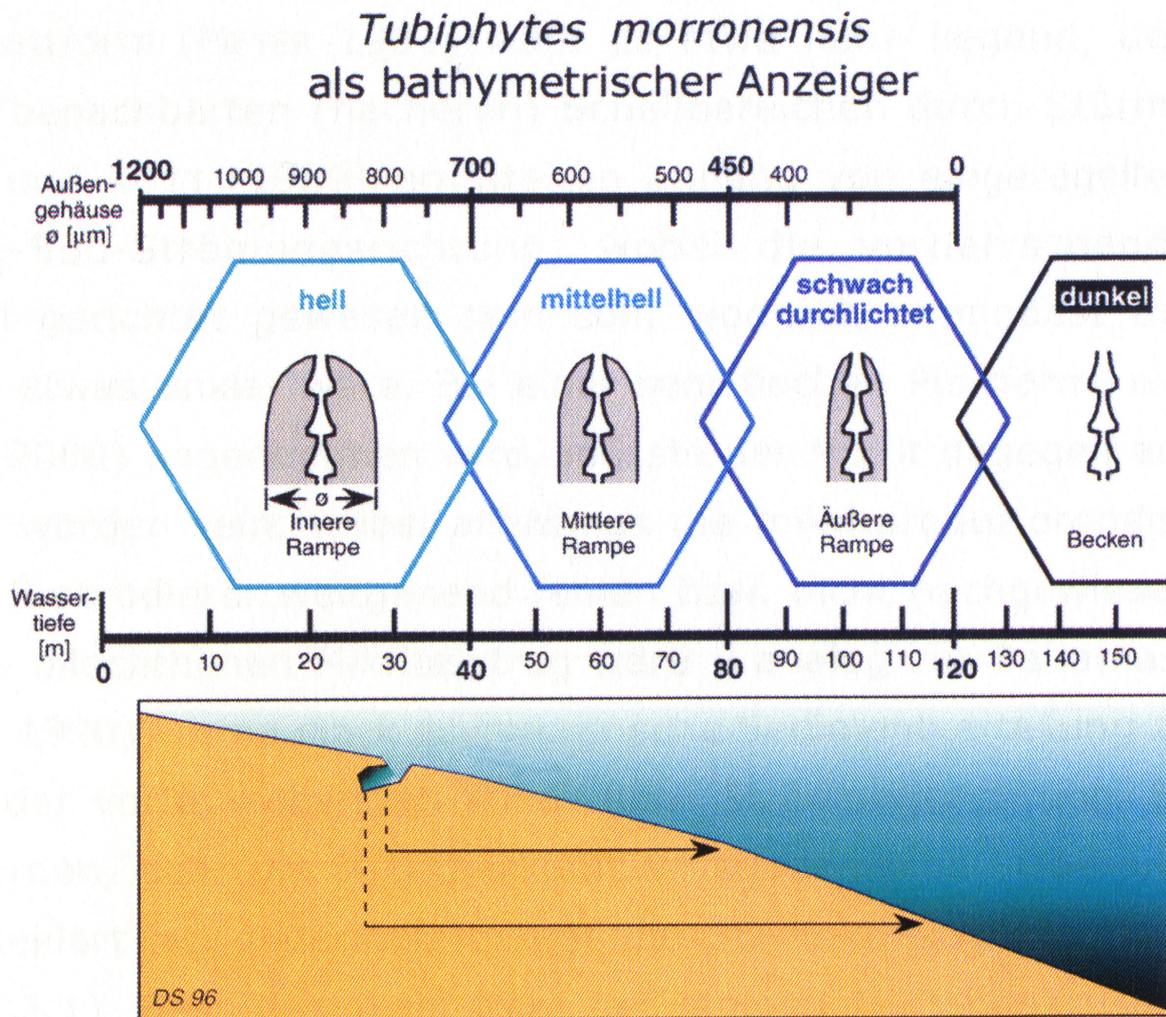


Abb.35: Gehäusedurchmesser von *Tubiphytes morronensis* und seine Abhängigkeit von der Wassertiefe (aus: SCHMID, 2003)

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 μm), 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 μm . 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 μm . Die Mehrheit besitzt Größen von 450 bis 850 μm , 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 μm 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 Mikrogenkrusten 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) abgelagerte (Abb. 36).

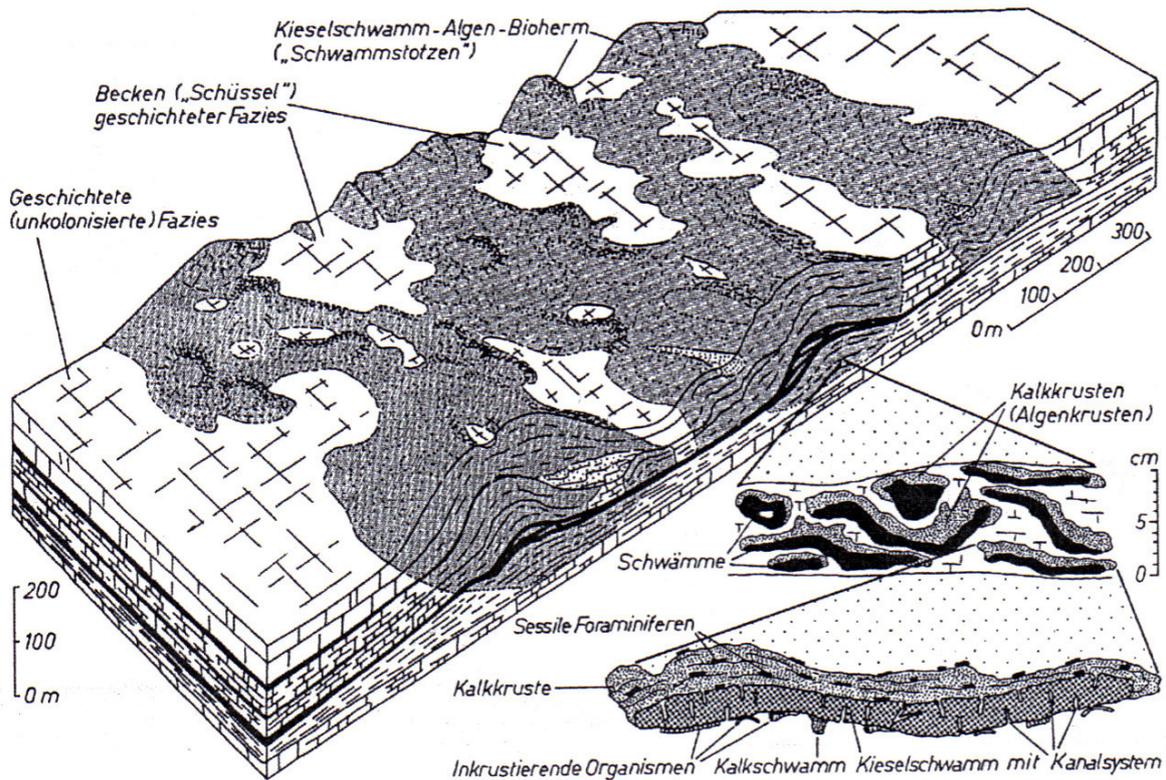


Abb. 36: Architektur der Schwamm- Algen- Bioherme im Oberjura Süddeutschlands (aus ZIEGLER, 1983)

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

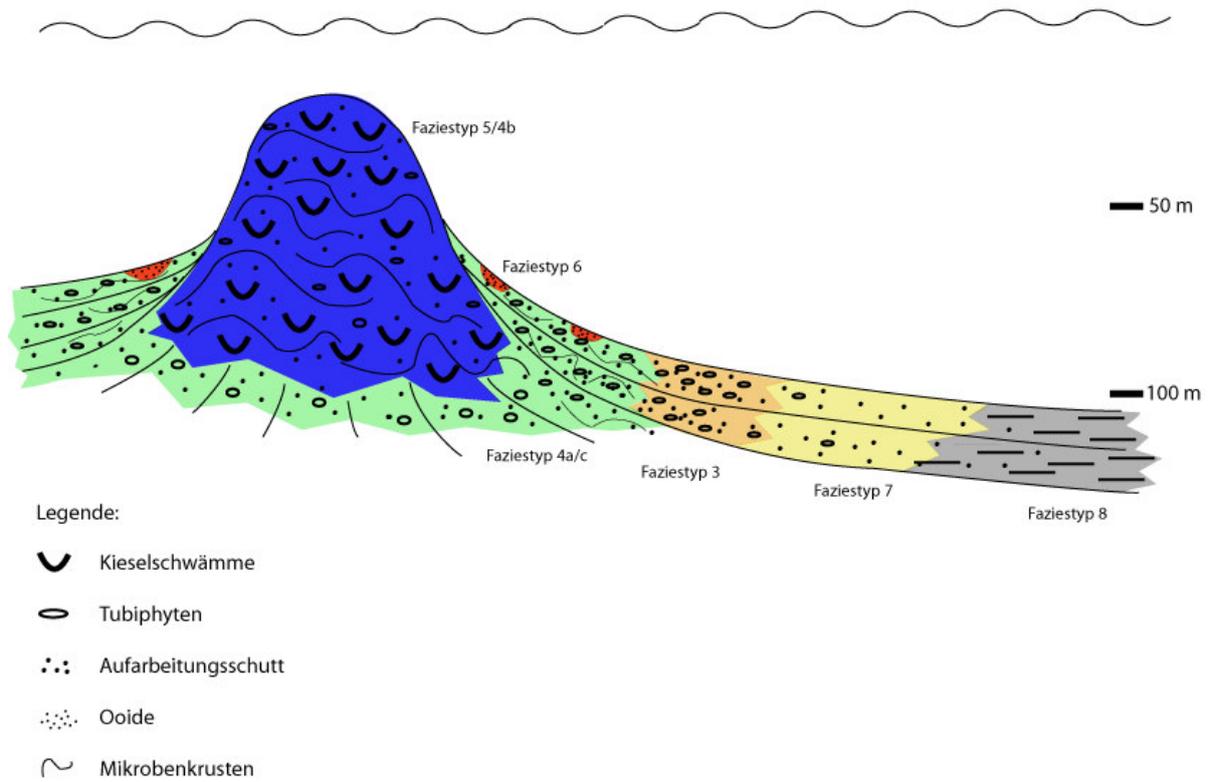


Abb. 37: Faziesbereiche im oberen Malm

4. Faziesmodell

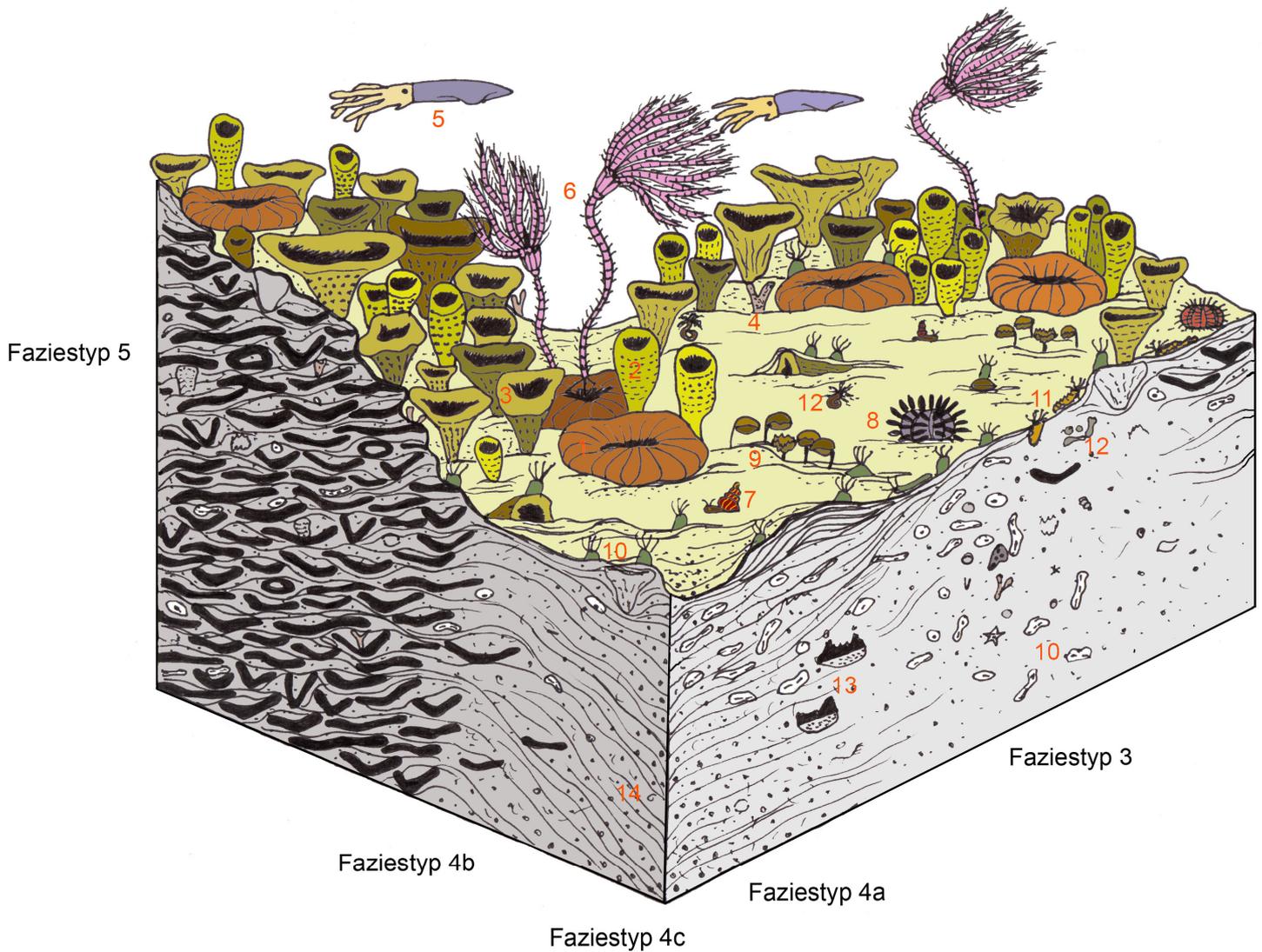


Abb. 38: Lebensbild aus dem oberen Malm mit den Faziestypen 3 bis 5

- 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).

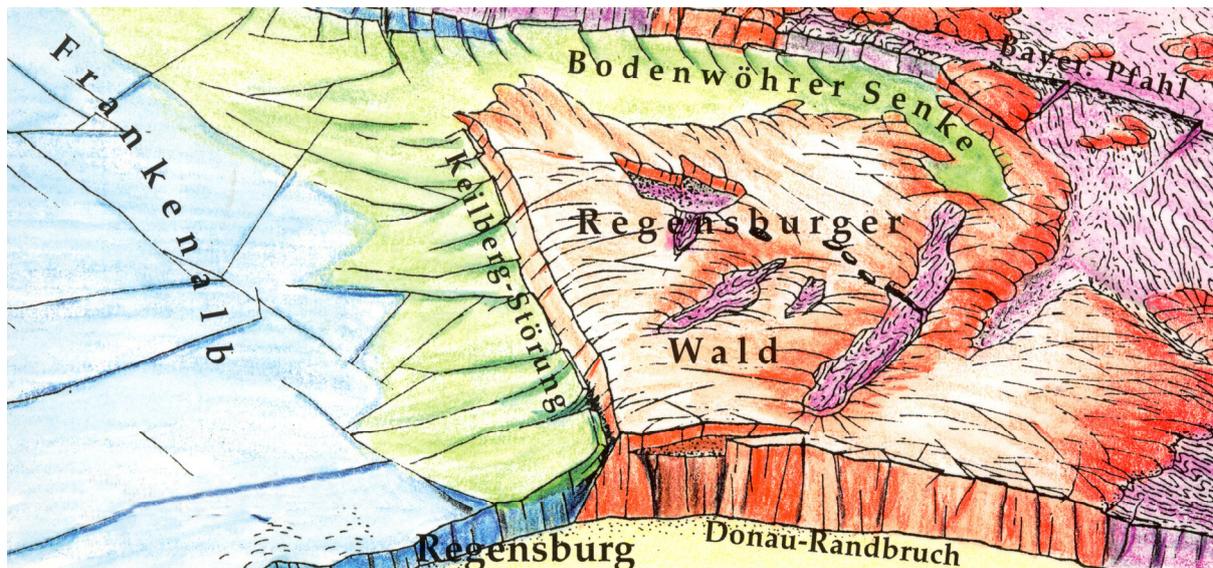


Abb. 39: Großtektonische Einheiten in Regensburg (aus: MEYER & SCHMIDT-KALER, 1995)

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.

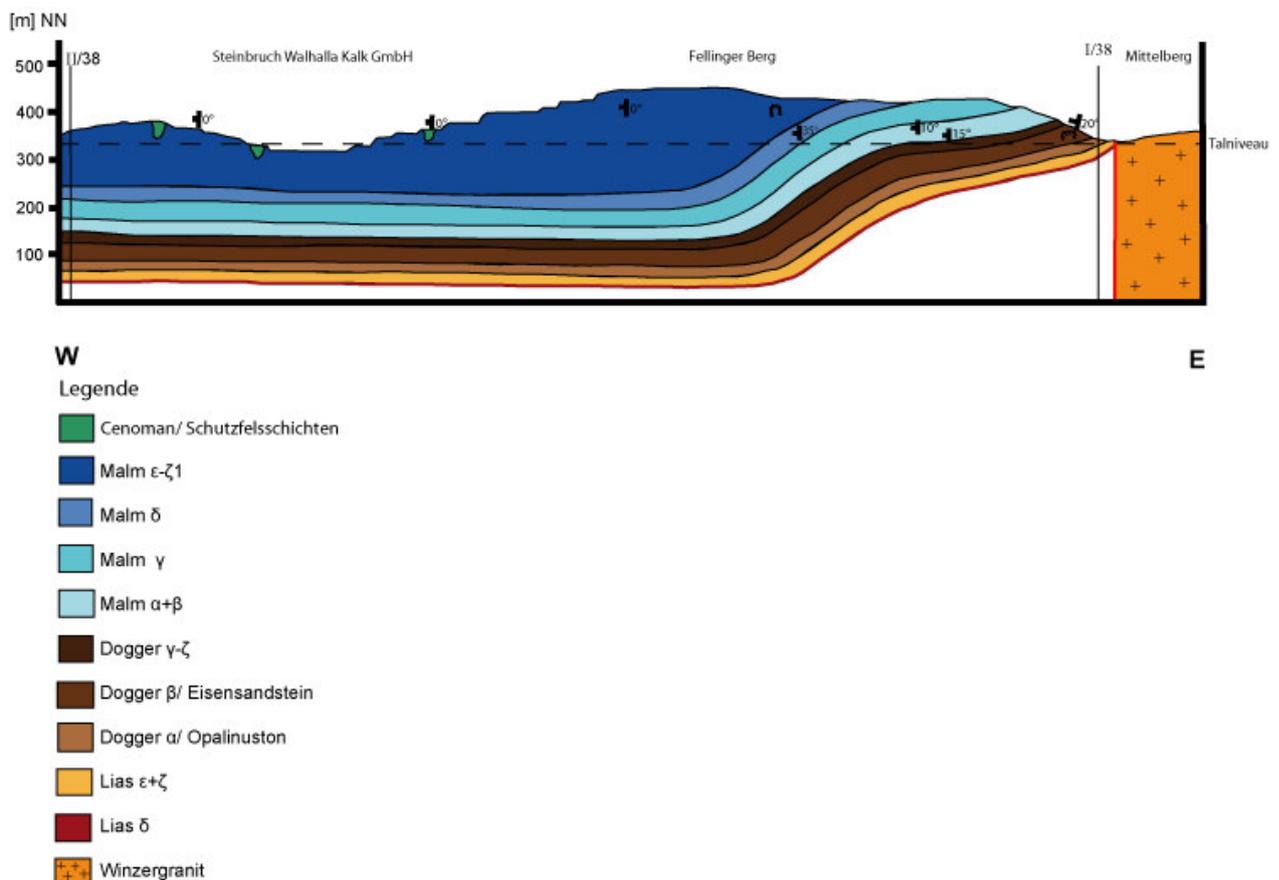


Abb. 40: Profil des Fellinginger Berges mit Flexur der Schichten

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 α auf den Malm α und β . 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° 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).

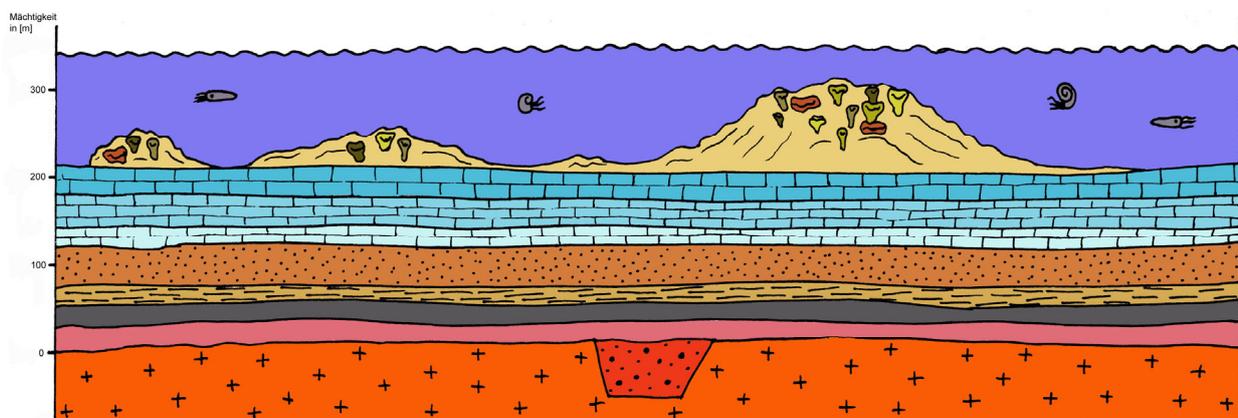


Abb. 43: Stadium 1 der geologischen Entwicklung

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 Schutzfelschichten (grün) aufgefüllt (Abb. 44).

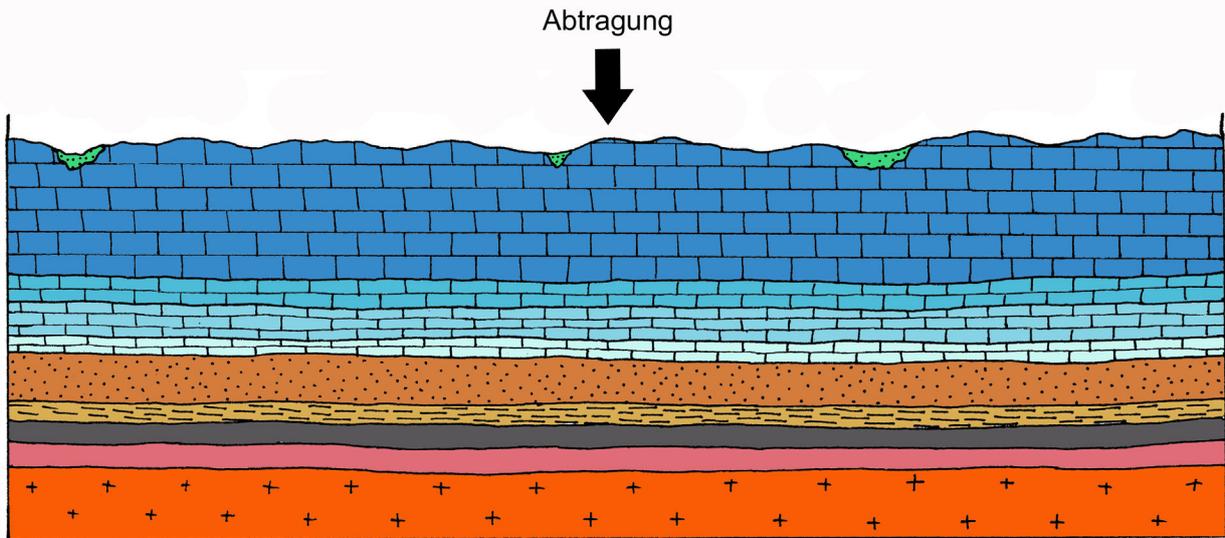


Abb.44: Stadium 2 der geologischen Entwicklung

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).

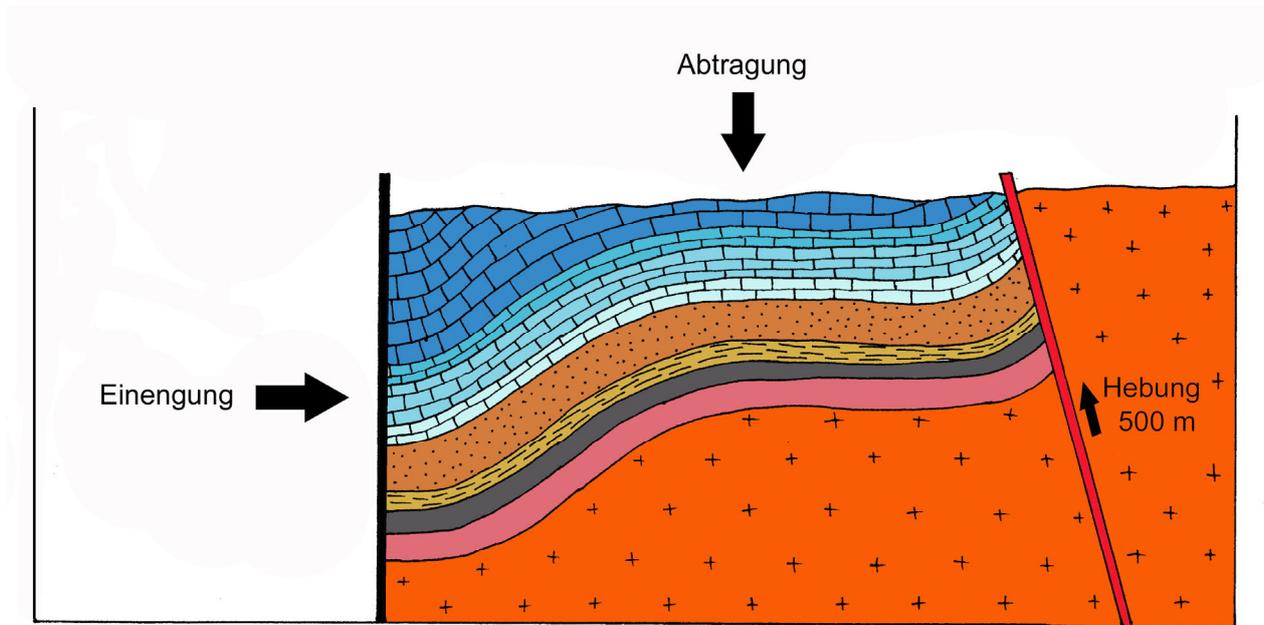


Abb.45: Stadium 3 der geologischen Entwicklung

8.4 Stadium 4: Situation heute

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

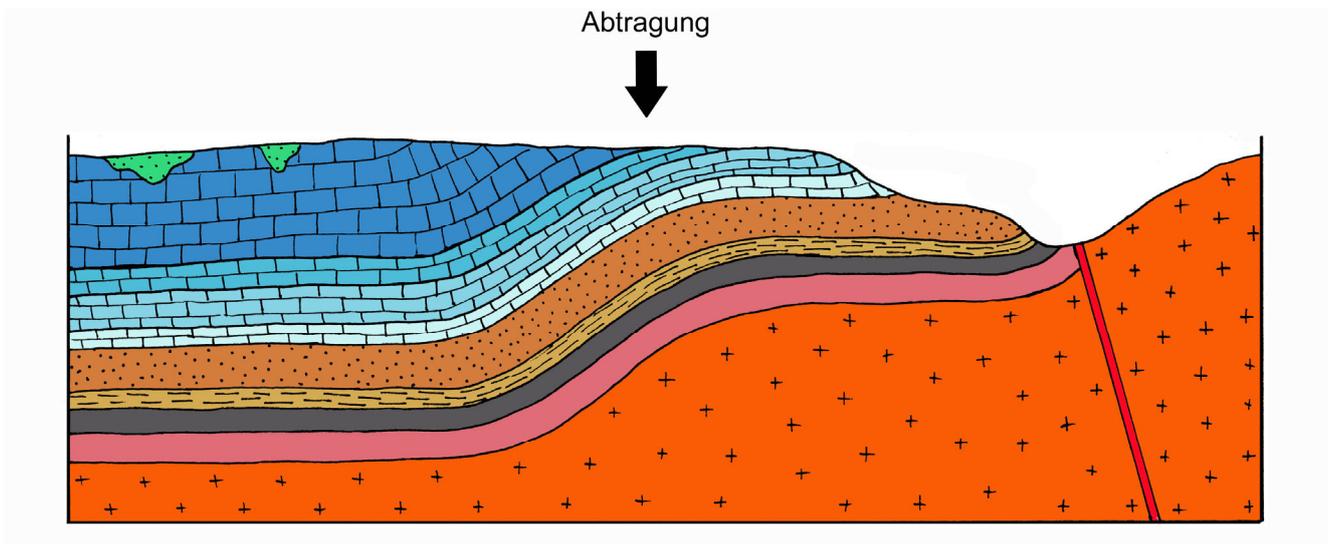


Abb.46: Stadium 4 der geologischen Entwicklung

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).

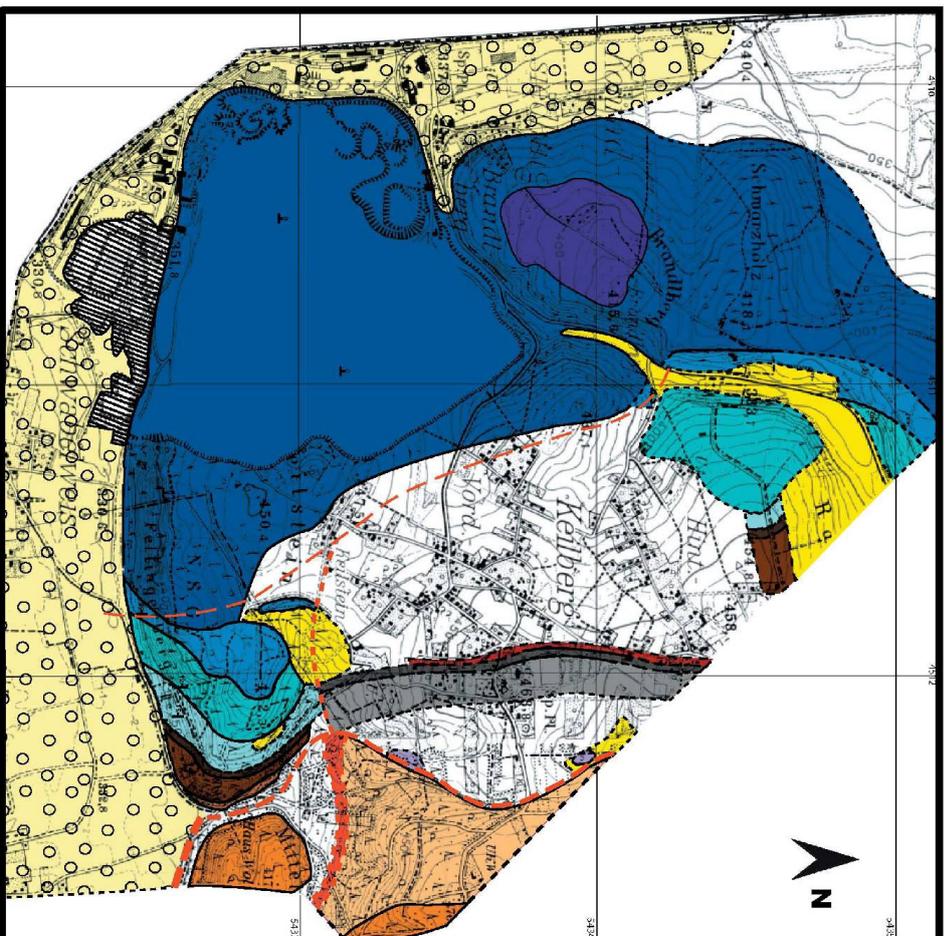
- FREUDENBERGER, W. (1996): Trias. - In: FREUDENBERGER, W.; SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000 (4. neubearbeitete Auflage). - 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- FREYBERG, B. von (1939): Geologische Aufnahme-Ergebnisse zwischen Auerbach und 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., LATERNER, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. (1996): Paleoecology, 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.

Geologische Karte von Keilberg, nordöstlich von Regensburg

1:10 000

Geologische Aufnahme: Franziska Maier, 2006



Legende:

	fluviale Ablagerungen		
	Löss		
	Plattenkalke	Tithonium	
	Massenkalke	Kimmeridgium-Tithonium	
	Hornsteinkalke	Kimmeridgium	Malm
	Spitterkalke	Kimmeridgium	Y
	Werkkalke	Oxfordium	α-β
	höherer Braunjura	Bajocium-Callovium	Y-ζ
	Eisensandstein	Aalenium	Dogger β
	Opalinuston	Aalenium	α
	Roteisenerz	Pliensbachium	δ
	Arietensandstein+ Nummulitmergel in Sandfazies	Sinemurium	Lias β-Y
	Keilbergsandstein	Hettangium	α
	Burgsandstein		
	Unterrotliegendes		
	feinkörniger Biotit- Plagioklasgnais		
	Wrinzgranit		
	künstliche Aufschüttung		
	Störung vermutet		
	Schichtgrenze		
	Schichtgrenze vermutet		
	Flexur vermutet		
	Flexur vermutet		
	Streichen und Fallen der Schichten		

Pleistozän Neogen

ζ
ε-ζ1
δ
Y
α-β
Y-ζ
Dogger β
α
δ
Lias β-Y
α

Jura

Trias Perm

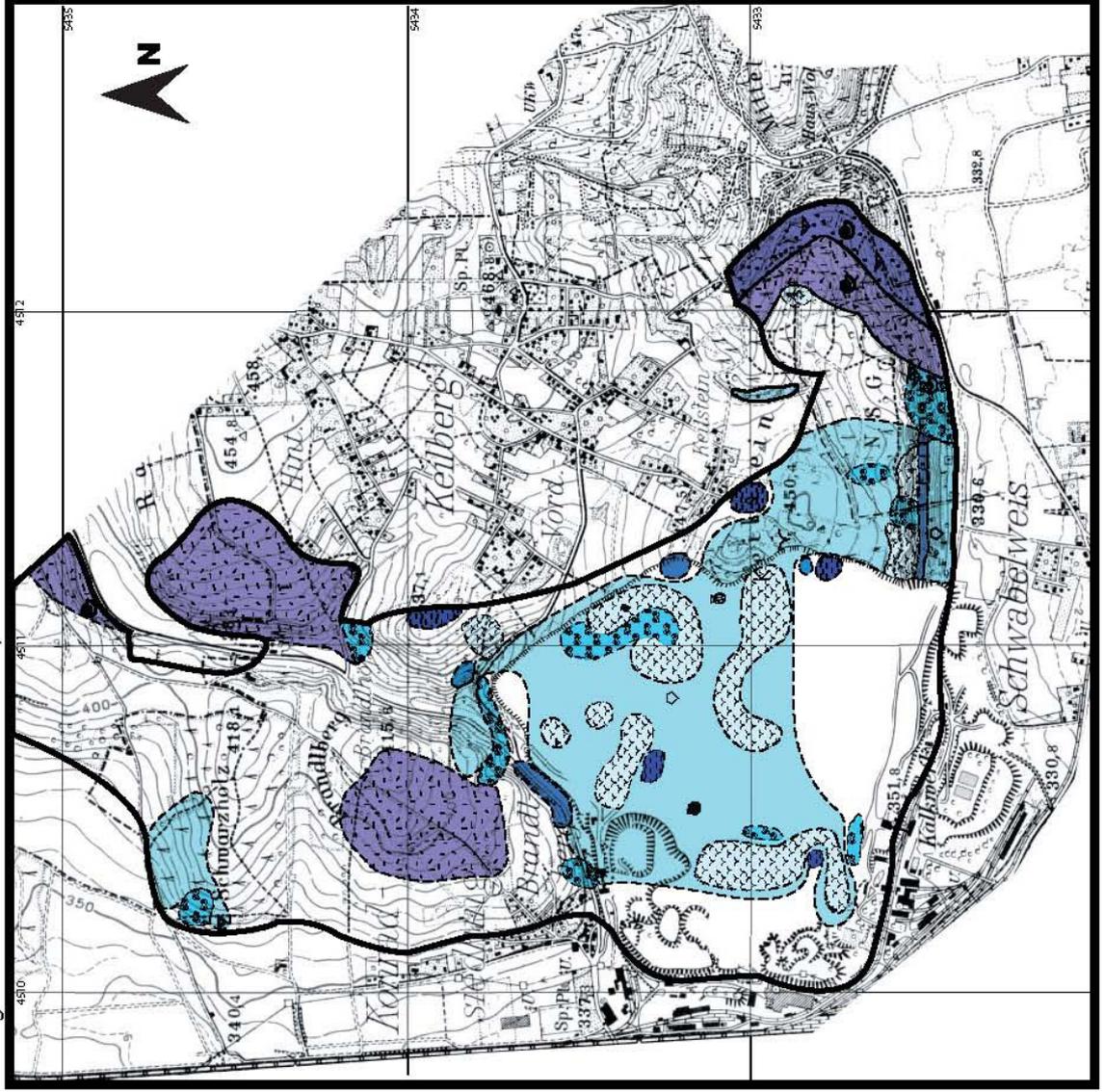
Keuper

Moldanubisches Grundgebirge

Fazieskarte des Malms bei Keilberg, nordöstlich von Regensburg

1:10 000

Geologische Aufnahme: Franziska Maier, 2006



Legende:

- Faciestyp 1: Tuberoid-Wackestone
- Faciestyp 2: Spiculit
- Faciestyp 3: Tubiphyten-Wackestone/Bindstone
- Faciestyp 4: Mikroben-Bindstone
- Faciestyp 5: Kieselschwamm-Bafflestone
- Faciestyp 6: Peloid-Ooid-Grainstone
- Faciestyp 7: Wackestone
- Faciestyp 8: Mudstone
- Ausbliss des Malms
- Faziesgrenze
- Faziesgrenze vermutet
- Ammoniten
- Belemniten
- Bivalven
- Gastropoden
- Brachiopoden
- Echinodermaten
- Kieselschwämme
- Tubiphyten

Maßstab
1:10 000



Leonhard Deininger – ein Tegernheimer aus Überzeugung

Rede des 1. Bürgermeisters Meinrad Hirschmann
beim Festakt zum 100. Geburtstag von Leonhard Deininger
im Landratsamt Regensburg am 11. November 2010

Leonhard Deininger war kein gebürtiger Tegernheimer, er war ein Wahltegernheimer – das aber aus voller Überzeugung und nicht nur vorübergehend.

35 Jahre seines Lebens – von 1965 bis zum Jahr 2000 – wohnte er in seinem Haus in der Weinbergstraße, bevor er sich zusammen mit seiner Frau kurz vor seinem 90. Geburtstag in die Obhut des BRK-Seniorenheims in Neutraubling begab. Dort verbrachte er seine beiden letzten Lebensjahre. Als letzte Ruhestätte wählte er den neuen Friedhof in Tegernheim.

Leonhard Deininger hat einmal seinen Umzug nach Tegernheim folgendermaßen begründet: „Als meine Frau und ich im Mai 1965 vom Galgenberg in Regensburg unseren Wohnsitz in die Weinbergstraße in Tegernheim verlegt haben, war dies keine Flucht aus meiner Vaterstadt. Es geschah vielmehr in der Erkenntnis, dass ein Heim im Grünen, umgeben von einem ausgedehnten Garten und dem benachbarten Wald, vielerlei Vorteile bietet.“

Leonhard Deininger war nicht nur in Tegernheim wohnhaft, er hat sich auch in außerordentlichem Maße um unsere Gemeinde verdient gemacht.

In seinen 30 Jahren als Landrat hat er – so berichten Zeitzeugen – den damaligen Bürgermeistern Michael Wimmer und Josef Schober bei der Durchführung von Infrastrukturmaßnahmen aller Art sowie bei sonstigen Angelegenheiten jede nur erdenkliche Hilfe angedeihen lassen.

Aber auch den Tegernheimer Bürgern stand er mit Rat und Tat zur Seite, wenn sie ein Anliegen vorbrachten. Die häufige Anwesenheit bei

Bürgerversammlungen ist ein weiterer Beleg für seine Bürgernähe. Seine Verbundenheit mit Tegernheim zeigte sich außerdem darin, dass er Mitglied in mehreren Tegernheimer Vereinen und Organisationen war.

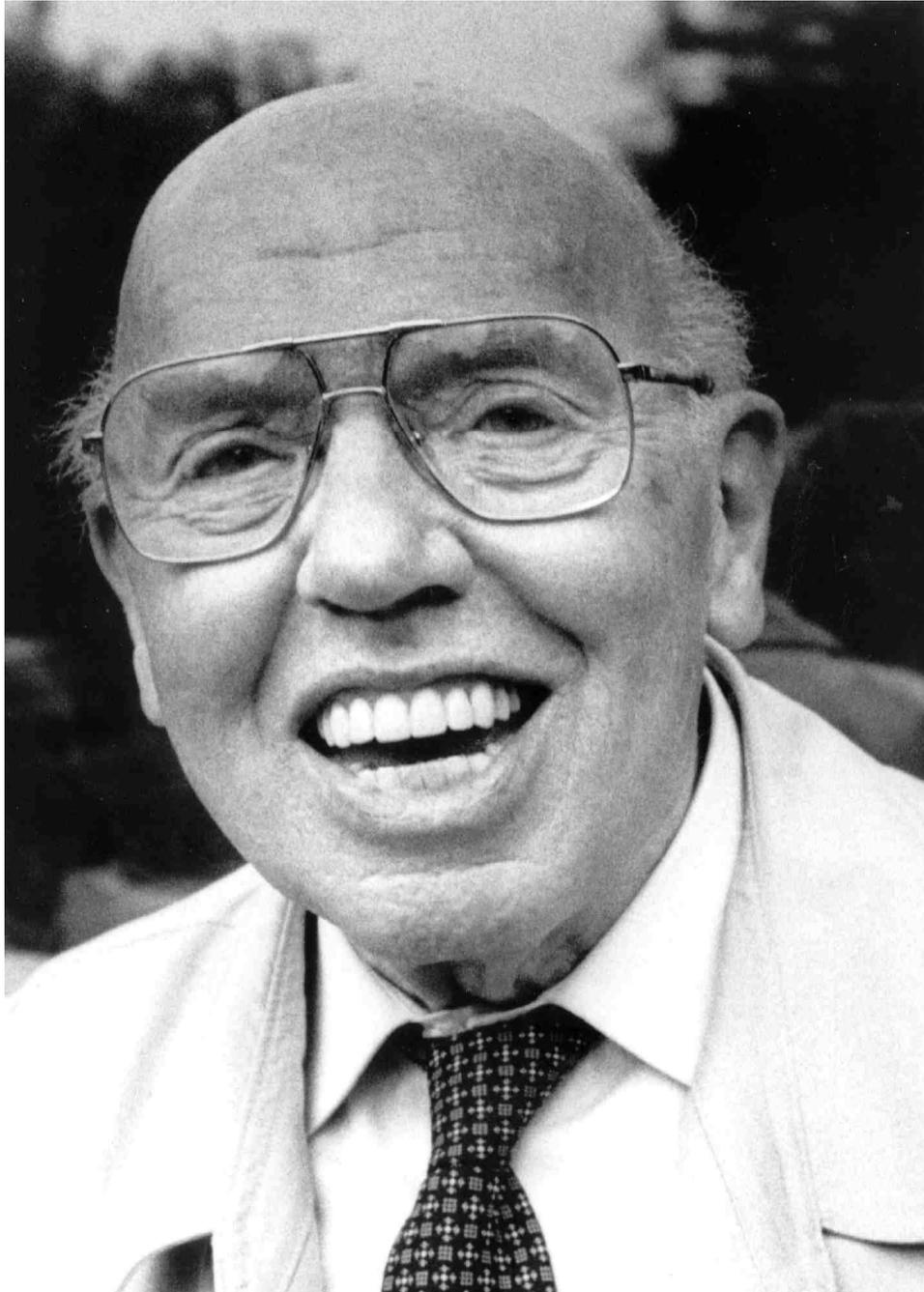
Der größte Dienst, den Landrat Deininger Tegernheim erwiesen hat, war mit Sicherheit sein hartnäckiger, konzentrierter und schließlich erfolgreicher Kampf für die Selbständigkeit der Gemeinde. Dass Tegernheim bei der Gebietsreform eigenständig blieb, ist im Wesentlichen sein Verdienst. Leonhard Deiningers unbeugsamem Einsatz bei der Regierung und den Ministerien ist es hauptsächlich zu verdanken, dass unser Ort nicht nach Regensburg eingemeindet wurde. Da mag es nicht verwundern, dass der Tegernheimer Gemeinderat am 12. September 1985 einstimmig beschloss, Leonhard Deininger aufgrund seiner besonderen Verdienste um unsere Gemeinde die Ehrenbürgerwürde zu verleihen. Und zu der Festsitzung am 3. November 1985 erschienen laut Protokoll alle 17 Mitglieder des Gemeinderats.

In seiner knappen und sehr treffenden Dankesrede geht Leonhard Deininger an diesem Tag in eindrucksvoller Weise auf ein Thema ein, das ihm besonders am Herzen liegt, nämlich auf das Verhältnis zwischen der Stadt und den Umlandgemeinden. Ich darf eine kurze Passage daraus zitieren:

„Mehr wie anderswo bestätigt sich in Tegernheim, dass das Bewusstsein bestmöglicher Leistungen für die Bürgerschaft den Willen zur Selbstbehauptung der Gemeinde verstärkt. In ihm sehe ich einen ausgeprägten Wesenszug Tegernheimer Kommunalpolitik, deren oberstes Ziel (...) auch weiter die Erhaltung der Selbständigkeit und gebietlichen Unversehrtheit der Gemeinde ist. Ich hoffe, dass die Zeiten endlich ausgestanden sind, da der ‚große Nachbar‘ alles daran setzte, Tegernheim an sich zu ziehen. (...) Mittlerweile dürfte er erkannt haben, dass die Bürger von Tegernheim, eines der ältesten Gemeinwesen weitum, weder die Selbständigkeit noch das Lebensrecht der Gemeinde preisgeben.“ Und Deininger rundet seine Überlegungen ab und stellt fest: „Das Verhältnis der Großstadt zu den Gemeinden soll im Rahmen nachbarlicher Beziehungen von gedeihlicher Zusammenarbeit bestimmt sein, wie sie auch im Regionalen Planungsverband weitgehend praktiziert wird. Dazu tragen auch die vielfachen Wechselbeziehungen bei, die sich Tag für Tag zwischen den beiden Bereichen ergeben und für sie gleichermaßen von Nutzen sind.“

Meine sehr verehrten Damen und Herren, als Bürgermeister der Gemeinde Tegernheim finde ich, diese Worte besitzen heute noch die gleiche Gültigkeit wie im Jahre 1985 und ich kann mich vollkommen mit ihnen identifizieren.

Leonhard Deininger hat in seiner Schaffenskraft für das Wohl der Allgemeinheit ein Vorbild gegeben. Sein Name und sein Wirken sind und bleiben mit der Gemeinde Tegernheim untrennbar verbunden.



Leonhard Deininger (1910-2002)

STATISTIK:

Mit Erstwohnsitz in Tegernheim gemeldete Bürger:			
30.06.08	31.12.08	30.06.09	31.12.09
4.694	4.741	4.797	4.846
Geburten:	2008:	39	
	2009:	59	
Sterbefälle:	2008:	35	
	2009:	26	

Chronik für die Gemeinde Tegernheim vom 01.10.2009 bis zum 30.09.2010

erstellt von Meinrad Hirschmann

EREIGNISSE

- 08.10.2009 **Spatenstich für die Kinderkrippe**
Mit einem symbolischen Spatenstich durch Bürgermeister Meinrad Hirschmann beginnen die Bauarbeiten für die Kinderkrippe in Tegernheim. Bis Oktober 2010 wird ein Anbau an den Johanniter-Kindergarten entstehen, in dem 28 Kinder im Alter von bis zu drei Jahren betreut werden können.
- 20.11.2009 **20 Jahre Tennisabteilung im FC**
Auf den Tag genau 20 Jahre nach der Gründung treffen sich über 80 Mitglieder und Gäste der Tennisabteilung zur Jubiläumsfeier im Gasthaus Federl/Scheck. Nach einem gemeinsamen Abendessen lassen Abteilungsleiter Herbert Wesselsky und Manfred Nick in einer eindrucksvoll gestalteten Präsentation die Geschichte der Tennisabteilung Revue passieren. Anschließend werden verdiente Mitglieder mit einem kleinen Geschenk geehrt.
- 26.02.2010 **Tag der Begegnung**
Zum zweiten Mal findet in der Aula der Volksschule der „Tag der Begegnung“ statt. Die Festansprache hält Karl Mooser, Leiter des Kreisjugendamtes Regensburg, zu dem Thema „Jugend heute – wie früher, nur anders“. Im Anschluss werden 17 engagierte junge Bürger für ihren außerordentlichen ehrenamtlichen Einsatz gewürdigt.

Aus der Hand von 1. Bürgermeister Meinrad Hirschmann und 2. Bürgermeister Max Kollmannsberger erhalten sie jeweils eine Dankurkunde, einen Einkaufsgutschein und eine Chronik der Gemeinde Tegernheim. Für die musikalische Umrahmung des Abends sorgt die Blaskapelle Tegernheim.

- März 2010 **Beginn von Sanierung und Umbau der alten Schule**
Nachdem sämtliche Nutzer in ein Ausweichquartier umgezogen sind, kann mit den Sanierungs- und Umbaumaßnahmen in der alten Schule begonnen werden. Bis zum Oktober 2010 soll – gefördert mit Mitteln des sog. Konjunkturpakets II – ein modernes „Haus der Begegnung“ entstehen.
- 27.03.2010 **Führungswechsel beim KRV**
Als Nachfolger von Reinhard Schmelzer, der auf eine erneute Kandidatur verzichtet, wird Hartmut Fohrmann als neuer Vorsitzender des Krieger- und Reservistenvereins gewählt.
- 20.04.2010 **Führungswechsel beim SPD-Ortsverein**
Für Reinhard Peter, der sich als Vorsitzender nicht mehr zur Verfügung stellt, wird 1. Bürgermeister Meinrad Hirschmann an die Spitze der Tegernheimer SPD gewählt. Er hat diese Funktion bereits in den Jahren 2004 bis 2008 ausgeübt.
- 18.05.2010 **Hans-Georg Drummer und Werner Laudehr werden Ehrenbürger**
In einer Festsitzung des Gemeinderats werden Hans-Georg Drummer und Werner Laudehr für ihre herausragenden Verdienste um Tegernheim zu Ehrenbürgern ernannt. Beide waren neben ihrem vielfältigen ehrenamtlichen Engagement in Vereinen und Verbänden auch jeweils 24 Jahre lang Mitglied des Gemeinderats.

- 18.06.2010-
20.06.2010 **Besuch in der polnischen Partnergemeinde Szczytna**
Die Einweihung des neu erbauten Sport- und Freizeitzentrums in Szczytna ist der Anlass für eine interessante Dreitagesfahrt. Den zentralen Programmpunkt der Feierlichkeiten bildet die Olympiade für Vorschulkinder, bei der auch ein Team aus Tegernheim antritt. Ein Omnibusausflug mit deutschsprachigem Reiseleiter zu den benachbarten Kurorten Bad Kudowa und Bad Reinerz sowie die Besichtigung der Glashütte in Szczytna runden das Programm ab. Alle Teilnehmer sind von der Freundlichkeit und Herzlichkeit der polnischen Gastgeber sehr beeindruckt.
- 18.07.2010 **25 Jahre Kolpingsfamilie**
Mit einem Festgottesdienst und einem Festakt feiert die Kolpingsfamilie unter der Leitung ihres Vorsitzenden Ernst Beier ihr 25jähriges Bestehen. Diözesanpräses Harald Scharf betont in seiner Festpredigt, dass es früher wie heute wichtige Anliegen der Kolpingsfamilie seien, neue Wege zu gehen, Brücken zu bauen und Gemeinschaft zu pflegen.
- 22.07.2010 **Spatenstich für das „Haus Urban“**
Groß gefeiert wird der offizielle Spatenstich für das Seniorenheim Haus Urban, das Platz für 89 pflegebedürftige Senioren bieten wird. In einem Festzelt treffen sich die Vertreter des für den Bau verantwortlichen Unternehmens Schleich & Haberl, des zukünftigen Betreibers Compassio, Landrat Herbert Mirbeth, Bürgermeister Meinrad Hirschmann, das Gemeinderatsgremium, weitere Vertreter des öffentlichen Lebens sowie die Nachbarn des Baugrundstücks.
- 24.07.2010 **Auftaktveranstaltung zu dem Projekt „Aufwertung der Ortsmitte Tegernheims“**
Mit einer Fotoausstellung zu Alt-Tegernheim und „Überlegungen zur Identität Tegernheims“ von Ortsheimatpfleger Manfred Käufel fällt in der Gaststätte Götzfried der Startschuss zum Projekt „Aufwertung der Ortsmitte Tegernheims“. Unter intensiver Beteiligung der

Bürger soll das „Wohnzimmer“ der Gemeinde städtebaulich aufgewertet und noch schöner, attraktiver und lebenswerter gestaltet werden. Nach einem kurzen Vortrag von Architekt Gerhard Plöchinger zur Bedeutung der Bürgerbeteiligung bei dem Projekt machen sich knapp 50 interessierte Bürger auf den Weg zur Ortsbesichtigung im Bereich Jahn-, Donau-, Kirch-, Ring- und Wiedmannstraße. Im Anschluss wird eine Projektgruppe gegründet.

02.09.2010

Freigabe der zweiten Zufahrt zum Wertstoffhof

Nach einer Bauzeit von etwa zwei Monaten wird die Verlängerung der Straße „Obere Felder“ offiziell für den Verkehr freigegeben. Durch diese zweite Zufahrt zum Wertstoffhof wird der Innerortsbereich erheblich vom Verkehr entlastet. Zudem entsteht eine direkte Verbindung zwischen dem Donauradweg und dem Gewerbegebiet Nord.

14.09.2010

Ganztagsangebot auf allen vier Jahrgangsstufen

Zu Beginn des neuen Schuljahres kann an der Grundschule Tegernheim auf allen vier Jahrgangsstufen der gebundene Ganztagszug besucht werden. Sanierung und Umbau des Schulgebäudes sind bereits so weit fortgeschritten, dass alle Räume vorhanden sind, um einen optimalen Ganztagsunterricht zu gestalten.

18.09.2010

90 Jahre KRV -45 Jahre Reservistenkameradschaft

Mit einem Festzug, einer Gedenkmesse, dem Totengedenken am Kriegerdenkmal und einem Festakt im Vereinslokal Götzfried begeht der Krieger- und Reservistenverein sein 90jähriges Gründungsfest sowie 45 Jahre Reservistenkameradschaft im KRV. Der ehemalige Vorsitzende Reinhard Schmelzer präsentiert die von ihm zusammengestellte Vereinschronik. Für 17 Jahre erfolgreiche Vorstandsarbeit wird er von seinem Nachfolger Hartmut Fohrmann mit einem Erinnerungsteller aus Zinn geehrt.

Rückblick auf das achte Vereinsjahr

erstellt von Meinrad Hirschmann

Anfang März 2010 erschien Band 7 der Tegernheimer Heimat- und Geschichtsblätter. Hans-Joachim Graf befasst sich darin auf 69 Seiten mit der Geschichte Tegernheims in den Jahren 1868/69 bis 1914. Der gut recherchierte Aufsatz spannt einen Bogen vom Vorabend der Gründung des Deutschen Reiches bis zum Beginn des Ersten Weltkriegs. Martin Jäger gibt einen Überblick über die Entstehungsgeschichte des Geopfads Tegernheimer Schlucht anhand von Berichten der örtlichen Presse. Die Gemeindechronik vom 1. September 2008 bis zum 30. September 2009 sowie der Rückblick auf das vergangene Vereinsjahr runden die Publikation ab.

Am 18. März 2010 fanden die turnusmäßigen Neuwahlen statt. Die Vorstandschaft besteht – wie bisher – aus folgenden Personen:

1.Vorsitzender:	Meinrad Hirschmann
2.Vorsitzender:	Karl Appl
Kassier:	Hans-Joachim Graf
Schriftführer:	Martin Jäger
Historischer Beirat:	Dr. Tobias Appl, Norbert Seitz
Heimatlicher Beirat:	Maria Blaimer, Renate Hirschmann
Kassenprüfer:	Christa Fink, Hermann Maier

Am 23. April 2010 führten einige Mitglieder des HGV-Vorstandes eine Reinigungsaktion entlang des Geopfades durch. Die Informationstafeln wurden vom Schmutz der dunklen Jahreszeit befreit und den Gesteinsbrocken rückten die fleißigen Helfer mit dem Handbesen zu Leibe.

Die Studienfahrt 2010 führte am 25. September zur bayerischen Landesausstellung nach Augsburg. Unter dem Leitwort „Bayern und Italien“ wurden die Besucher auf eindrucksvolle Weise mit den vielschichtigen Beziehungen zwischen beiden Ländern konfrontiert. Im Rahmen einer anschließenden Stadtführung besichtigte die Delegation aus Tegernheim u.a. noch den Goldenen Saal des Rathauses und die Fuggerei.

Ein herzliches Dankeschön gilt allen aktiven und passiven Mitgliedern sowie den Helfern und Förderern des Heimat- und Geschichtsvereins für das konstruktive Miteinander und die große Unterstützung!

Profil des Geopfads Tegernheimer Schlucht

Mächtigkeit [m]

