

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+Numismalimergel)	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).

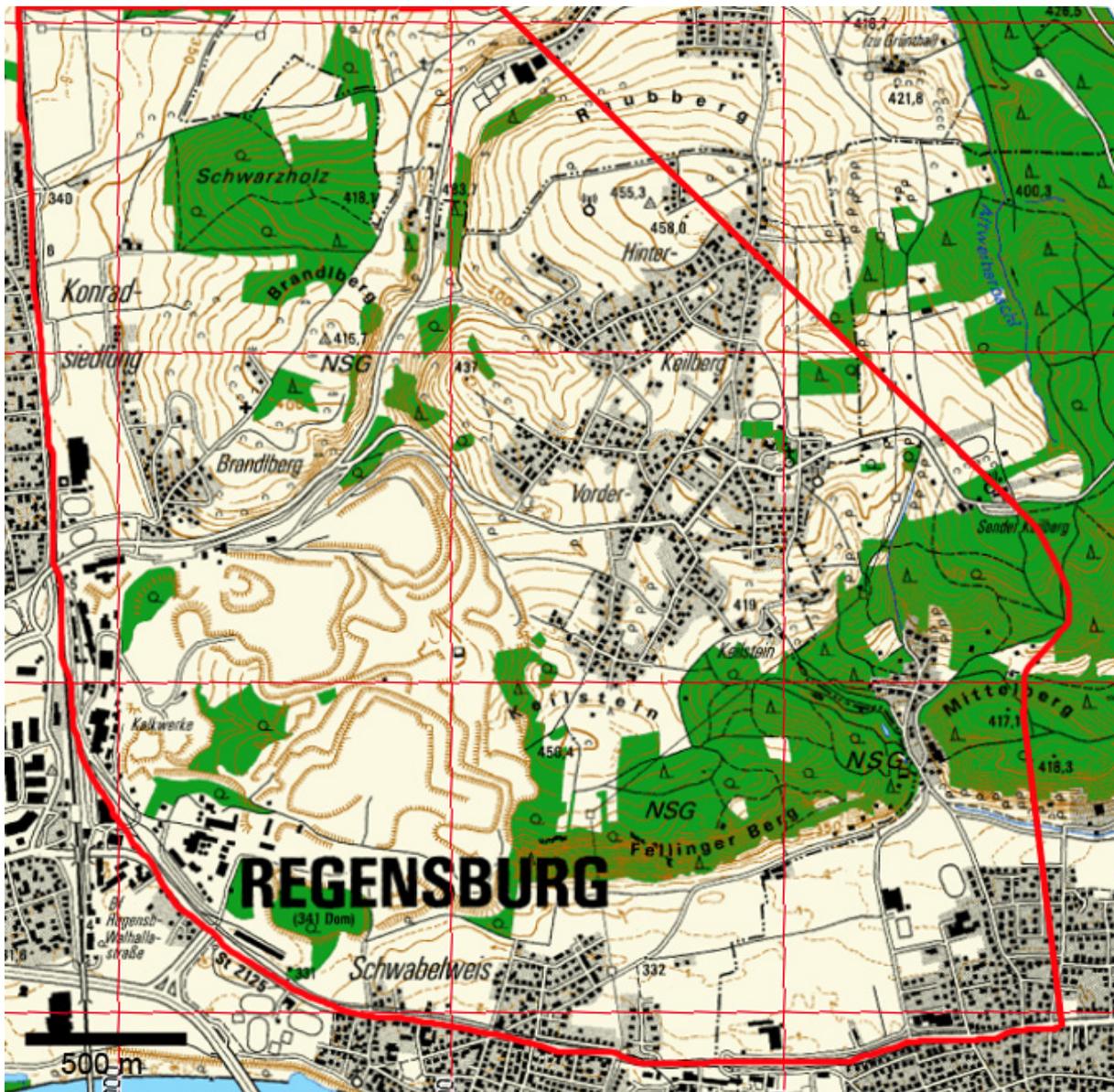


Abb. 1: Kartiergebiet (Quelle: Bayerisches Landesvermessungsamt)

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).

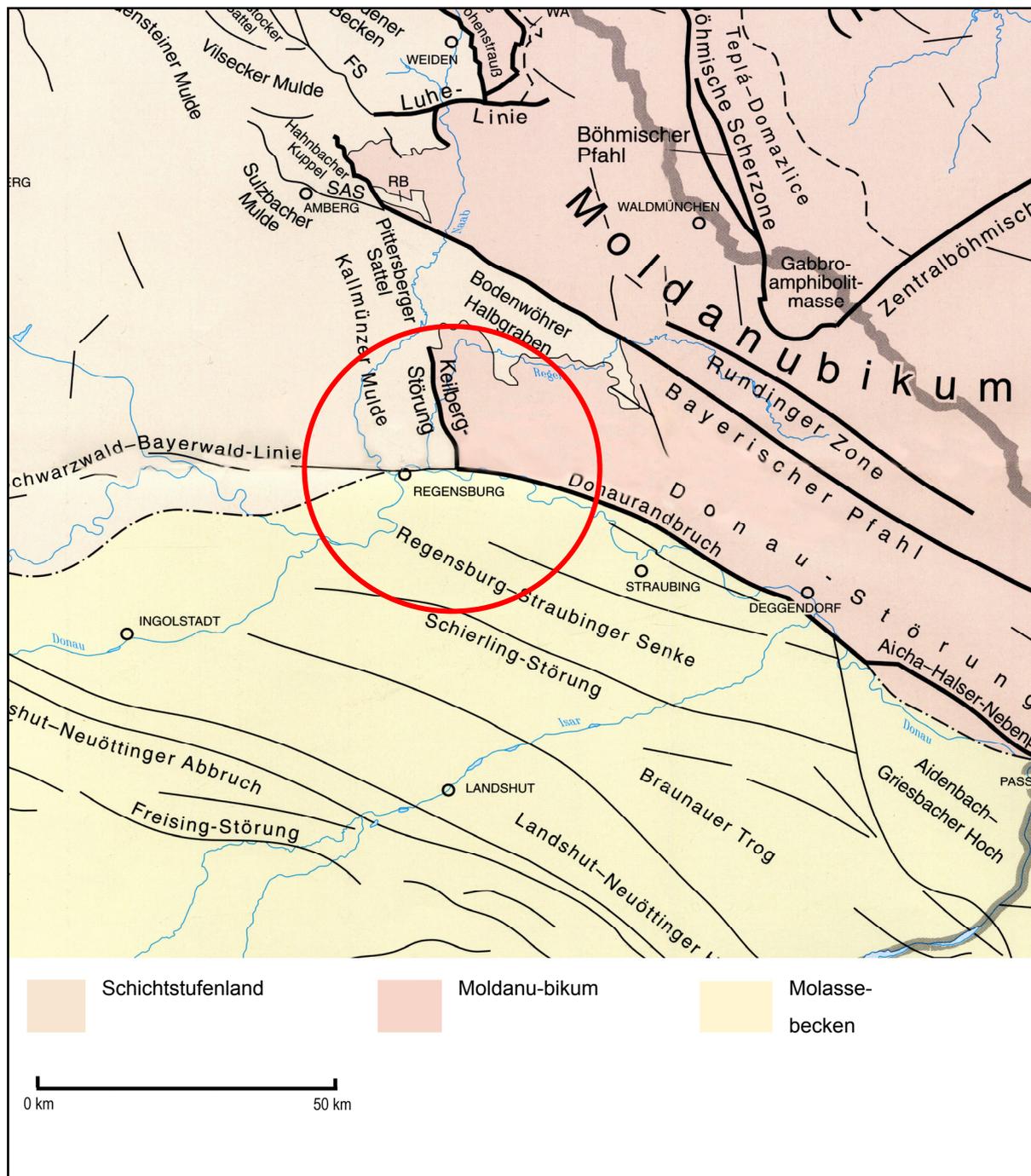


Abb. 2: Geologische Großeinheiten im Raum Regensburg (aus: FREUDENBERGER & SCHWERT 1996)

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 Fellingner Berg, sind die flexurartig hochgebogenen Schichten des Doggers (mittlerer Jura, 175-161 Mio. Jahre) und Malmes (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)

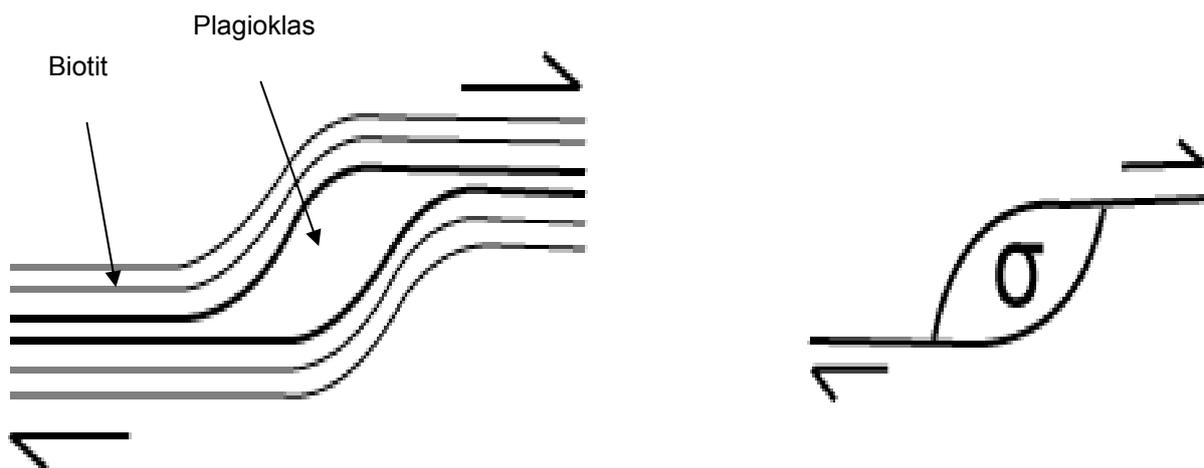
1.2 Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis

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.

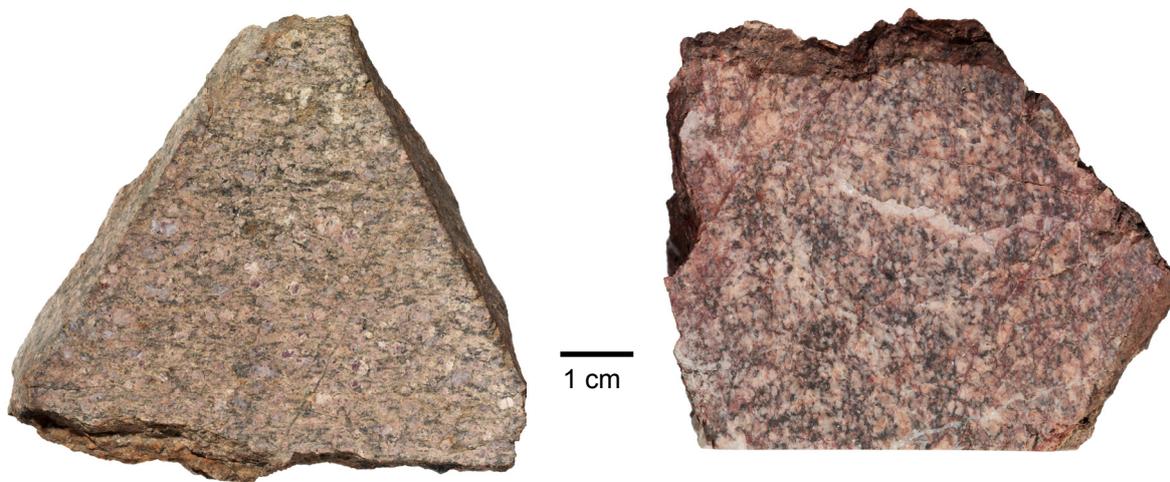


Abb.4: feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise

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).

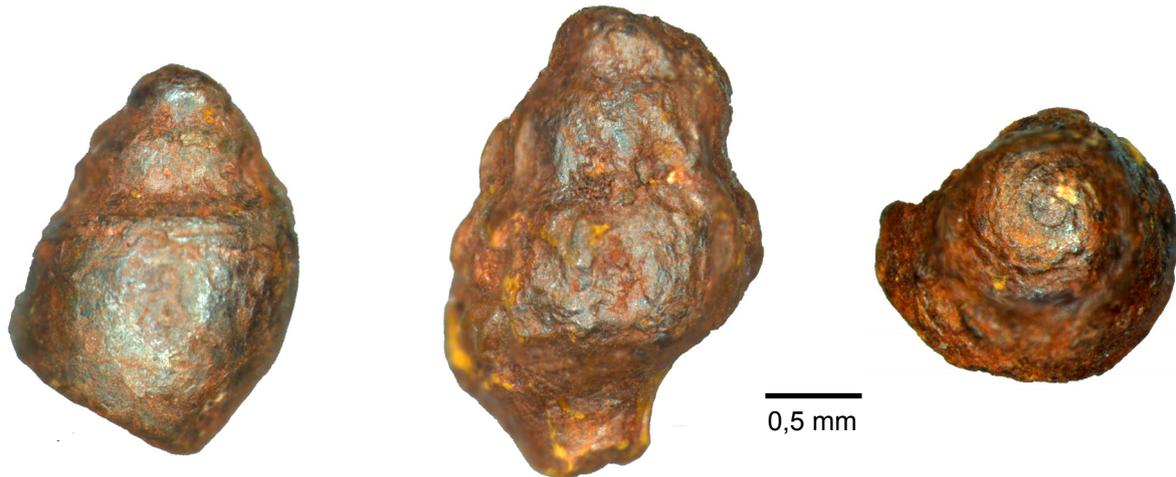


Abb. 7: Schnecken aus dem Roteisenerz

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 Ostanges 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 Fellin-

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 „Funkbruches“ (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, angerundeten 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.