



Geotope in Unterfranken



**Erdwissenschaftliche Beiträge
zum Naturschutz, Band 8**

Geotope in Unterfranken

von

Georg Loth, Gerd Geyer, Uwe Hoffmann, Elisabeth Jobe, Ulrich Lagally, Rosemarie Loth,
Thomas Pürner, Hermann Weinig und Johann Rohrmüller

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Landesamt für Umwelt,
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, D-86179 Augsburg

ISBN 978-3-936385-93-9

Impressum

Geotope in Unterfranken

ISBN 978-3-936385-93-9

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)

Bürgermeister-Ulrich-Straße 160

86179 Augsburg

Tel: 0821 9071-0

Fax: 0821 9071-5556

E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de

Internet: www.lfu.bayern.de

Bearbeitung/Text/Konzept:

LfU, Ref. 101: Georg Loth, Rosemarie Loth, Thomas Pürner und

Dr. Johann Rohrmüller

Prof. Dr. Gerd Geyer, Am Rubenland 17, 97084 Würzburg

Dr. Uwe Hoffmann, Franziskusweg 50, 82362 Weilheim

Elisabeth Jobe, Preysingstraße 69, 81667 München

Dr. Ulrich Lagally, Leibnizstraße 19, 80686 München

Dr. Hermann Weinig, Krautgartenstraße 8, 82178 Puchheim

Grafik/Layout/Textsatz:

LfU, Ref. 13

Bildnachweis:

Bayerisches Landesamt für Umwelt, wenn nicht anders angegeben

(siehe Kapitel 4 – Seite 192)

Umschlagbilder:

Vorderseite: Mainprallhang Kallmuth, Triefenstein (Main-Spessart)

Rückseite: Saurierfährten bei Euerdorf (Bad Kissingen)

Druck:

Druckerei Joh. Walch

Im Gries 6, 86179 Augsburg

Gedruckt auf Papier aus 100 % Altpapier

Stand:

Oktober 2013, 3.000 Exemplare

Die Broschüre wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden.

© Bayerisches Landesamt für Umwelt



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Telefon 089 12 22 20 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhalt

Vorwort	5
1 Geotope – Naturschätze und Archive der Erdgeschichte	6
2 Naturraum Unterfranken	12
2.1 Geografischer Überblick und naturräumliche Gliederung.....	12
2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der unterfränkischen Landschaften	18
2.3 Geologische Gliederung und Schichtfolge	23
2.3.1 Das Grundgebirge im Vorspessart.....	25
2.3.2 Das permomesozoische Deckgebirge	30
2.3.3 Tertiäre Sedimente und Vulkanite	41
2.3.4 Geologische Vorgänge im Quartär.....	43
3 Geotope in Unterfranken – ein Überblick	44
3.1 Stand der Inventarisierung im GEOTOPKATASTER BAYERN.....	44
3.2 Aschaffenburg	46
3.3 Miltenberg.....	64
3.4 Main-Spessart.....	78
3.5 Bad Kissingen	96
3.6 Rhön-Grabfeld	112
3.7 Schweinfurt.....	130
3.8 Würzburg.....	146
3.9 Kitzingen	160
3.10 Haßberge	174
4 Dank	192
5 Literatur	193

Liebe Leserin, lieber Leser,

zu geologischen Streifzügen durch Unterfranken laden wir Sie ein. Rot und weiß künden Buntsandstein und Muschelkalk vom Wüstenstrand im Spessart und vom Meeresstrand am Mainlauf. Die Gesteine erzählen uns viel über unsere Heimat; wir müssen nur verstehen das Buch der Erdgeschichte zu lesen. Die Geologie ist unser Schlüssel zur Sprache der Gesteine und zum Verständnis unserer Landschaften.

Doch wozu ist es überhaupt wichtig, dass wir erforschen, wie unsere Landschaften zu dem wurden, was sie heute sind? Dafür gibt es gute Gründe: Die steinernen Zeugen der Erdgeschichte vertiefen unser Wissen über die Entwicklung unserer Erde und ihres Klimas. Sie zeigen uns, dass sich das Gesicht der Erde ständig wandelt. Außerdem verraten sie uns, wo Grundwasser zu finden ist, wo die Wärme der Erde nutzbar ist oder wo es Bodenschätze gibt. Hinter Ereignissen wie Erdbeben, Felsstürzen und Erdfällen stecken geologische Ursachen. Aus der Untersuchung des Untergrundes und der Lagerung der Gesteine gewinnen Forscher ein zunehmend detailliertes Bild von vergangenen Zeiten. Und Geotope als Schaufenster in die Vergangenheit machen dieses Bild auch für den Laien verständlich.

Der Geotopkataster Bayern enthält heute über 3.250 Einzelobjekte. Mit ihm unterstützen wir einerseits die Tätigkeit der Naturschutz-, Planungs- und Genehmigungsbehörden. Andererseits sind Geotope faszinierende Naturwunder, die unsere Heimat bereichern und zum Besuchen einladen. Unter www.geotope.bayern.de haben wir alle wesentlichen Informationen

im Internet verfügbar gemacht. Leicht verständlich kann man sich mit der vorliegenden Reihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ informieren: Mittlerweile sind die Bände Oberfranken, Niederbayern, Oberpfalz, Schwaben und eine Neubearbeitung über Oberbayern sowie eine überarbeitete 2. Auflage von Mittelfranken erschienen. Im vorliegenden Band „Geotope in Unterfranken“, der diese Reihe abschließt, werden anhand wichtiger und vor allem anschaulicher Beispiele die wesentlichen geologischen Vorgänge und typischen landschaftlichen Erscheinungsformen erläutert.

Ich wünsche Ihnen eine anregende Lektüre und lade Sie ein, das gewonnene Wissen bei einem Besuch von Geotopen vor Ort zu vertiefen.



A handwritten signature in black ink, appearing to read 'C. Kumutat', written in a cursive style.

Claus Kumutat
Präsident
Bayerisches Landesamt für Umwelt

1 Geotope – Naturschätze und Archive der Erdgeschichte

„*Rettet unsere Aufschlüsse!*“ überschrieb bereits im Jahr 1951 der Erlanger Geologieprofessor Dr. Bruno von Freyberg einen Aufsatz über die sich damals dramatisch verschlechternde Situation geologischer Aufschlüsse. So nennen Geologen die Stellen, an denen die Gesteine nicht von Boden oder Bewuchs verdeckt werden. Der Ersatz von Natursteinen durch Beton – oder wie es von Freyberg formulierte: „Kunststein“ – führte dazu, dass die allermeisten der zahlreichen kleinen lokalen Steinbrüche verfüllt wurden oder mit der Zeit verfielen. Flurbereinigung und Gewässerbegradigung schlossen viele Fenster in die Erdgeschichte, indem sie Hohlwege verfüllten und Prallhänge nicht mehr vom fließenden Wasser aktiv gehalten wurden.

So wie sich diese kleinen Fenster schlossen, taten sich aber durch die fortschreitende Mechanisierung im Straßenbau und die Anlage neuer Steinbrüche in der Folgezeit erneut Fenster – ungleich größere – in die Erdgeschichte auf. Nicht wenige davon wurden zwischenzeitlich auch schon wieder geschlossen – vielfach ohne dass der Wert dieser Dokumente unseres Naturerbes erkannt und erfasst worden ist.

„*Nur was man kennt, lernt man schätzen und kann es auch schützen*“ – Aus dieser Grundüberlegung heraus begann das Bayerische Geologische Landesamt im Jahr 1985 systematisch die wichtigsten Zeugen des erdgeschichtlichen Naturerbes Bayerns in einer Datenbank zu erfassen. Da dies über die ausschließliche Erfassung von Aufschlüssen hinausging, entwickelte sich hierfür der Begriff „Geotop“, der 1996 von einer Arbeitsgruppe der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands definiert wurde: „*Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile.*“

Diese Definition ist sehr weit gefasst, sodass man quasi die gesamte Erdoberfläche als ein Mosaik von Geotopen auffassen könnte.

Es wäre jedoch nicht zielführend, dieses Gesamtmosaik unter Schutz zu stellen oder alle Geotope eines bestimmten Typs pauschal zu schützen. Die Aufgabe des Geotopschutzes bezieht sich daher hauptsächlich auf die schutzwürdigen Geotope, die in der Arbeitsanleitung zum Geotopschutz (AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996) wie folgt definiert wurden:

„*Schutzwürdig sind all diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.*“

Diese Definitionen und die Arbeitsanleitung, deren Überarbeitung zur Zeit ansteht, sind heute die Grundlage für den Geotopschutz in allen Bundesländern Deutschlands. Zuständig für die Erhebung der fachlichen Grundlagen sind die Staatlichen Geologischen Dienste der Länder. In Bayern ist dies heute das Bayerische Landesamt für Umwelt. Hier werden die Daten und Fakten zu den schutzwürdigen Geotopen zentral im GEOTOPKATASTER BAYERN erfasst und bewertet. Derzeit sind bereits über 3.250 Objekte in dieser Datenbank gelistet, deren Steckbriefe auch im Internet unter www.geotope.bayern.de veröffentlicht sind.

Dieser Stand ist nicht als abschließend zu betrachten, da bislang noch gar nicht alle potentiell in Frage kommenden Objekte begutachtet werden konnten. Darüber hinaus gehen auch laufend neue Vorschläge zur Neuaufnahme ein. Der Status als „Geotop“ ist in Bayern kein gesonderter Schutzstatus. Rechtlich gesehen sind Geotope per se also nicht geschützt, es sei denn nach dem Naturschutzgesetz (z. B. als Naturdenkmal) oder dem Denkmalschutzgesetz (z. B. als Bodendenkmal). Das Bayerische Landesamt für Umwelt nimmt bei Raumordnungsverfahren Stellung als Träger öffentlicher Belange für den Bereich Geotopschutz.

Geotop-Nummer: 677R006
Bewertung: Stand: 20.08.2013
Allg. geowiss. Bedeutung: bedeutend

bedeutend
wissenschaftl. Referenzobjekt
sichtig
ger als 5 vergleichbare Geotope
(einer geol. Region)

Bayerisches Landesamt für Umwelt

Geotopkataster Bayern

Mainprallhang Kallmuth

Geotop-Nummer: 677R006
Stand: 20.08.2013

Objekt-ID: 6129GT000007
Gemeinde: Triefenstein
Landkreis/Stadt: Main-Spessart
TK25: 6123 Marktheidenfeld
Koordinaten (G/K): R: 4329011
H: 5521091
Geländehöhe: 172 m ü.NN
Größe: L: 400 m, B: 100 m, H: 60 m, F: 40000 qm
Geol. Raumeinheit: Westliche Fränkische Platten

Kurzbeschreibung

Oberhalb der berühmten Reblage "Homburger Kallmuth" sind die obersten Schichten des Buntsandsteins und die basalen Schichten des Muschelkalks aufgeschlossen. Bemerkenswert ist die Schichtenfolge der selten aufgeschlossenen oberen Myophorienschichten der Röt-Formation und die komplette Abfolge im Grenzgelbkalkstein. Die Weinberge liegen auf den Röttonsteinen. Dies ist eine der wenigen Stellen in Unterfranken, an der die Buntsandstein-Muschelkalk-Grenze lückenlos aufgeschlossen ist.

Geotyp: Prallhang
Standard-/Referenzprofil
Schichtfolge

Geologie: Grenzgelbkalkstein (Mitteltrias)
Röt-Folge (Untertrias)
Wellenkalk (Mitteltrias)

Petrographie: Kalkstein; Tonstein; Mergelstein
Aufschlussart: Böschung (künstlich)
Zustand/Nutzung: gut erhalten

Erreichbarkeit: zugänglich
Schutzstatus: Naturschutzgebiet

Literatur: Rutte & Wilczewski (1995), Gayer (2002)
Haltenhof (1962), Schwarzmeier (1979)
Rutte (1981), Freudenberger (1990)

Informationen:
Bayerisches Landesamt für Umwelt
Abteilung Geologischer Dienst
www.geologie.bayern.de
www.geotope.bayern.de
Kontakt: info-geotope@ifu.bayern.de

Auszug aus dem Geotopkataster, erstellt am 20.08.2013, 15:29 Uhr
Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bürgermeister-Ulrich-Str. 160, 86179 Augsburg, www.ifu.bayern.de 1 von 2 Seiten

Geotop-Steckbrief aus dem
GEOTOPKATASTER BAYERN

Auf diesem Informationsstand aufbauend wurde auch die Objektauswahl für das Projekt „Bayerns schönste Geotope“ getroffen. Dieses Vorhaben startete im Jahr 2002 unter dem Motto „Geologie erleben!“ und hatte zum Ziel, jeweils mit einer Informationstafel vor Ort, einem einschlägigen

Faltblatt für die Tourismusorganisationen und der Bereitstellung aller Informationen im Internet, einhundert der wichtigsten Dokumente unseres geologischen Naturerbes in Bayern in der Öffentlichkeit noch besser bekannt zu machen. Fünfzehn dieser Objekte befinden sich in Unterfranken.

Durch die Gewinnung von lokalen Geotoppaten soll die Verantwortung für die ausgewählten Objekte weitergegeben und so ihre dauerhafte Erhaltung sichergestellt werden.

Um das Bewusstsein für Geotope und das Wissen um ihren Wert in der Öffentlichkeit und bei den zuständigen Stellen zu verwurzeln, wurde die Publikationsreihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ ins Leben gerufen. Sie richtet sich vor allem an Interessierte, die sich mit dem erdgeschichtlichen Naturerbe Bayerns befassen. Band 1 enthielt „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern – Ergebnisse einer Erstaufnahme“ (LAGALLY et al. 1993). Es folgten „Geotope in Oberfranken“ (EICHORN et al. 1999), „Geotope in Mittelfranken“ (GLASER et al. 2001, 2011), „Geotope in Niederbayern“ (KEIM et al. 2004), „Geotope in der Oberpfalz“ (GLASER et al. 2007), „Geotope in Oberbayern“ (GLASER et al. 2008) und „Geotope in Schwaben“ (LAGALLY et al. 2009). Die vorliegende Broschüre „Geotope in Unterfranken“ ist der achte Band dieser Serie.



Diese Wegweiser führen zu einem der 100 schönsten Geotope Bayerns.

Geotope in Unterfranken

Im Herbst 2011 fand das Vorhaben mit der Auszeichnung des 100. Geotops und der Vorstellung des Bildbandes „Hundert Meisterwerke – Die schönsten Geotope Bayerns“ (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2011) seinen Abschluss.

Mit diesen beiden Vorhaben ist es nun möglich, auch dem in den vergangenen Jahren in weiten Teilen der Allgemeinheit immer mehr zunehmenden Interesse am erdgeschichtlichen Naturerbe durch entsprechend aufbereitete Informationen nachzukommen. Natürlich sind einzelne besonders attraktive geologische Ausflugsziele vor allem der örtlichen Bevölkerung bereits seit langem bekannt. Doch hat inzwischen die Nachfrage nach Informationen zu weiteren, nicht so spektakulären Geotopen, ihrer Lage, ihrem fachlichen Hintergrund und ihrem Wert erheblich zugenommen. Geotope erhalten ihre besondere Bedeutung dadurch, dass der Mensch sie als etwas Besonderes wahrnimmt und für wichtig erachtet. Daher muss der Wert eines einzelnen Geotops nicht unbedingt (ausschließlich) wissenschaftlicher Art sein. Auch Schönheit, Eigenart oder Seltenheit können es zu etwas Besonderem machen – oder anders ausgedrückt, Menschen erfreuen sich an diesem Objekt, es bedeutet ihnen etwas. Daher möchten sie dieses Geo-Wunder durch einen dauerhaften Schutz als gemeinsames Naturerbe für zukünftige Generationen erhalten.

Dieser Gedanke ist nicht neu. Schon in der Romantik verklärte sich der Blick der gebildeten und wohlhabenden Bürger auf die Natur. Geheimnisvolle Schluchten, Felsen und Höhlen wurden zu Symbolen einer ursprünglichen Landschaft und von Dichtern und Malern für die Ewigkeit festgehalten. Aus der Wertschätzung einzelner Landschaftsteile entstanden erste Schutzbemühungen. Bereits im Jahr 1840 verfügte König Ludwig I. von Bayern die Erhaltung der Weltenburger Enge bei Kelheim. Mit diesem ersten „Natur-Schutzgebiet“ in Bayern sollten die romantischen Felspartien an der Donau vor einer Zerstörung durch Steinbruchbetriebe bewahrt werden. Und dies obwohl der dort anstehende Kelheimer Kalk von Ludwig I. ganz besonders als Baustein geschätzt wurde.

So entstand aus dem, was heute mit dem neuen Begriff „Geotopschutz“ bezeichnet wird, der Naturschutzgedanke. Nachdem sich dieser in den letzten Jahrzehnten mit den „Biotopen“ sehr stark an der belebten Welt orientiert hat, kehrt er nun mit den Geotopen wieder zu seinen Wurzeln zurück. Dabei haben viele Geotope auch eine Bedeutung für die belebte Welt, beispielsweise als „Sekundärbiotope“ für gefährdete Pflanzen- und Tierarten (RINGLER et al. 1998, FETZ 2001, BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN & BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2005).



In Kooperation mit den Bayerischen Staatsforsten, dem Biosphärenreservat Rhön, der Marktgemeinde Wildflecken und dem Landratsamt Bad Kissingen wurde die Deponie am Gebirgsstein aufgelöst und eines von Bayerns schönsten Geotopen als Höhepunkt am „Basalt-Wanderweg“ geschaffen (Eröffnungsveranstaltung 2009).



In der Wissenschaft bekannt, doch verborgen für die Wanderer, war der Basaltbruch am Gebirgsstein. Nach dem Abbau wurde das Gelände jahrelang als Aushubdeponie genutzt (Aufnahme 2008).

Nicht nur Fragestellungen zu global wirksamen Vorgängen können mit Hilfe von Geotopen in Angriff genommen werden. Ganz konkrete, praktische Bedeutung haben sie, wenn wir wissen wollen, welche Eigenschaften von einem ganz bestimmten Baugrund zu erwarten

Geotope sind unverzichtbare Studienobjekte für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre. Eine große Anzahl von Aufschlüssen wird von jeder neuen Studentengeneration besucht, da sie grundlegende Informationen zum Verständnis der Erdgeschichte vermitteln. Andere wiederum geben trotz jahrzehntelanger Forschungsbemühungen noch Rätsel auf und werden deshalb von Spezialisten mit immer ausgefeilteren Methoden untersucht. Auch zur Klärung neuer Fragestellungen können Geotope und ihre Gesteine beitragen. So untersuchte man in den vergangenen Jahren viele bereits gut erforschte Gesteine daraufhin, welche Daten über die Klimaschwankungen in den letzten Jahrmillionen und deren Auswirkungen in ihnen gespeichert sind. Denn nur mit Hilfe von Erkenntnissen aus den erdgeschichtlichen Archiven können wir Rückschlüsse ziehen auf frühere Umweltbedingungen und die seit Jahrmillionen ablaufenden Veränderungsprozesse auf der Erde. Wir wissen, dass manche Naturereignisse, die uns heute herausfordern, bereits in der Vergangenheit in ähnlicher Weise auftraten. Wir können sogar nachvollziehen, wie die damalige Umwelt darauf reagiert hat. Damit helfen uns diese Erkenntnisse aus der Erdgeschichte, heutige Umweltprozesse besser zu verstehen und uns auf die daraus resultierenden Veränderungen einzustellen.

sind; wo mit welchen Naturgefahren zu rechnen ist; an welchen Stellen es Grundwasser in ausreichender Menge und Qualität gibt, um es als Trinkwasser nutzen zu können; wo es sich lohnt, nach mineralischen Bodenschätzen zu suchen; wo es Sand, Kies, Thermalwasser gibt.

Im Fall einer Zerstörung von Geotopen sind die in ihnen gespeicherten Informationen für immer verloren. Deshalb ist es notwendig, ihre Erhaltung durch entsprechende Maßnahmen sicherzustellen. Die Felswände der Weltenburger Enge sind so steil, dass Platzregen und Frostsprengung immer wieder lose Felsen und aufwurzelndes Gebüsch in die Donau werfen und so die Wände ohne menschliches Zutun „geputzt“ werden. Solche natürliche Geotoppflege ist aber der Ausnahmefall. Sich selbst überlassen, wachsen die allermeisten Geotope zu, verstimmen sich oder heben sich nicht mehr von ihrer Umgebung ab und verlieren daher zunehmend an Wert. Das Verfüllen von Geotopen mit Bauschutt oder Erdaushub macht sie vollends wertlos.

Neben ihrem Schutz brauchen wir also auch den „pflegerischen Umgang“ mit ihnen. Auf freiwilliger Basis ist dies in vielen Fällen sogar der einzig wirksame und durchsetzbare Erhaltungsweg. Deshalb wird seit einigen Jahren das Au-

genmerk verstärkt auf Maßnahmen zur Erhaltung und Pflege von Geotopen gelegt. Art und Umfang von Pflegemaßnahmen hängen von der Bedeutung des Geotops, dessen Zustand, dem Geotoptyp und vom gewünschten Ziel ab. Beim Geotoptyp „Aufschlüsse“, wie z. B. Steinbrüche, sind meistens direkt Maßnahmen wie Entfernen von Gehölzen, Verfüllungen und Versturzmateriale erforderlich. Beim Typ „Formen“, wie z. B. Felsen oder Karstgebiete, stehen Maßnahmen stärker im Vordergrund, die die Oberflächenform des Geotops betonen. Hierzu gehören Mahd oder Auslichtung von Gehölzen im Umfeld des Geotops.

Eine weitere Besonderheit sind geohistorische Objekte. Alte Bergwerksstollen oder Felsenkeller bieten wertvolle Einblicke in die Schichten unter der Erdoberfläche. Neben der bergbaulichen Sicherung der Stollenmundlöcher kommen hier häufig weitere Maßnahmen wie Räumung der Stollensohle, Entfernung von Abfall und Lockermateriale hinzu.

Quellen sind sehr sensible Ökosysteme, die in ihrer natürlichen Form erhalten oder renaturiert werden sollen. Höhlen sind natürlich entstandene Hohlräume in der Erde, die über Jahrtausende von Tieren und Menschen als Wohn- und Zufluchtsstätten genutzt wurden. Deshalb können aus ihnen auch heute noch wertvolle Erkenntnisse zur Entwicklung des Menschen gewonnen werden. Heute sind Höhlen wichtige Winterquartiere für Fledermäuse und andere Tiere, sodass es selbstverständ-

lich ist, Höhlen nicht nur zu erhalten, sondern auch alles zu unterlassen, was deren Zustand schaden kann. Verfüllungen, Ablagerungen, Abgrabungen, Feuerstellen und Steine klopfen sind daher tabu!

Da Pflege meist Geld und Personal kostet, bedarf es bei der Geotoppflege begleitender Informationen für die Öffentlichkeit. Maßnahmenbegleitende Presseveröffentlichungen und Informationstafeln sind geeignete Mittel, die spezielle Bedeutung des jeweiligen Geotops für Wissenschaft, Umweltbildung und auch lokale Belange der dort lebenden Menschen herauszustellen. Diese Aspekte non-monetärer Wertschöpfung sind geeignet, Verständnis zu wecken und für die Akzeptanz des damit verbundenen finanziellen und personellen Aufwandes zu sorgen.

Ein Leuchtturmprojekt für eine ausgesprochen gelungene Zusammenarbeit von naturwissenschaftlich interessierten Bürgern mit kommunalen und staatlichen Stellen ist das Geotop „Saurierfährten Euerdorf“ bei Bad Kissingen. Nach Auffinden der Fährten wurden diese mit Mitteln von Gemeinde, Landkreis, Naturpark und Biosphärenreservat Bayerische Rhön sowie Landesamt für Umwelt gesichert und an der Fundstelle für die Öffentlichkeit erhalten. Ausgezeichnet als eines von Bayerns schönsten Geotopen und eingebunden in den Lehrpfad „Wein & Stein“, der auch zum Museum „Terra Triassica Euerdorf“ führt, ist hier ein eindrucksvoller Lernort Erdgeschichte entstanden.



Durch die regelmäßige Beweidung bleibt der Quaderkalkbruch Kleinochsenfurt gleichermaßen als Geotop und als wertvoller Lebensraum (Magerrasen) erhalten.



Tierische Geotop-Pfleger bei der Arbeit

Diese Wissensvermittlung zu den Schätzen der unbelebten Natur hat zur Folge, dass nicht nur besonders prägnante Geotope als regionale Attraktionen ins Bewusstsein der Allgemeinheit rücken. Auch wenig spektakuläre, aber aussagekräftige Geotope werden durch freiwillige Patenschaften und Pflegeaktionen von Landkreisen, Gemeinden, Vereinen und Verbänden langfristig erhalten.

Mit vergleichsweise geringem finanziellem Aufwand und ohne zusätzlichen Flächenverbrauch können diese Objekte im ländlichen Raum Konzepte zum sanften Tourismus ergänzen oder wesentliche Komponenten einer dadurch induzierten Wertschöpfung sein. In Gebieten, die über ein besonders reichhaltiges geologisches Erbe verfügen, entstanden seit den 1990er Jahren Geoparks. Unter einem gemeinsamen Dach finden sich hier jeweils Vermittlung geologischer Themen im Rahmen von Umweltbildung und sanftem Geotourismus wie auch wissenschaftliche Forschung und nachhaltige Regionalentwicklung. Mit dem bayerischen Teil des Odenwaldes im Landkreis Miltenberg hat Unterfranken Anteil am Nationalen Geo-Naturpark Bergstraße-Odenwald, der auch Mitglied im globalen Netzwerk der UNESCO-Geoparks ist. Doch auch andere Regionen erarbeiten Konzepte zur Erhaltung und touristischen Nutzung ihres Geopotentials,



In einer aufwendigen Aktion wurden die Saurierfahrten bei Euerdorf gesichert.

wie z. B. die Kulturwege des Archäologischen Spessart-Projekts, die Geo-Route des Naturparks Haßberge und das aktuelle Projekt „Rhöner Geologie erleben“ des Naturparks und Biosphärenreservats Rhön zeigen.

Eine weitere Gelegenheit die heimischen Geo-Naturschätze unter kundiger Führung kennenzulernen ist der Tag des Geotops, der bundesweit jeweils am dritten Sonntag im September und im zeitlichen Umfeld stattfindet. Informationen und das Veranstaltungsprogramm gibt es im Internet unter www.tag-des-geotops.de.



Am Tag des Geotops 2012 waren Jung und Alt auf Fossilsuche in den Solnhöfener Schichten

2 Naturraum Unterfranken

2.1 Geografischer Überblick und naturräumliche Gliederung

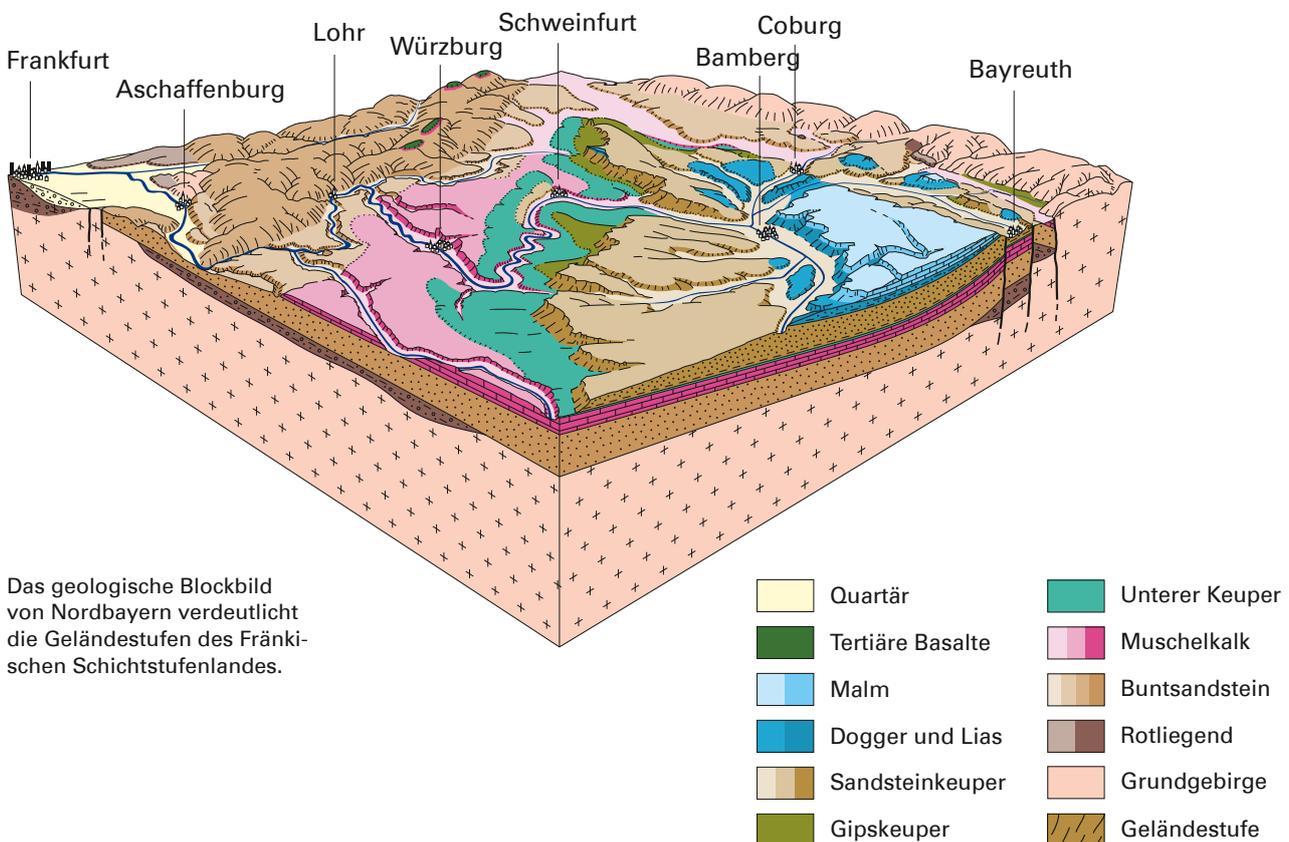
Der Regierungsbezirk Unterfranken befindet sich im nordwestlichsten Teil des Freistaats Bayern. Er grenzt mit seinen südwestlichen Bereichen an Baden-Württemberg, im Westen und Nordwesten an Hessen und im Nordosten an Thüringen. Östlich bzw. südöstlich von Unterfranken liegen die bayerischen Regierungsbezirke Ober- und Mittelfranken.

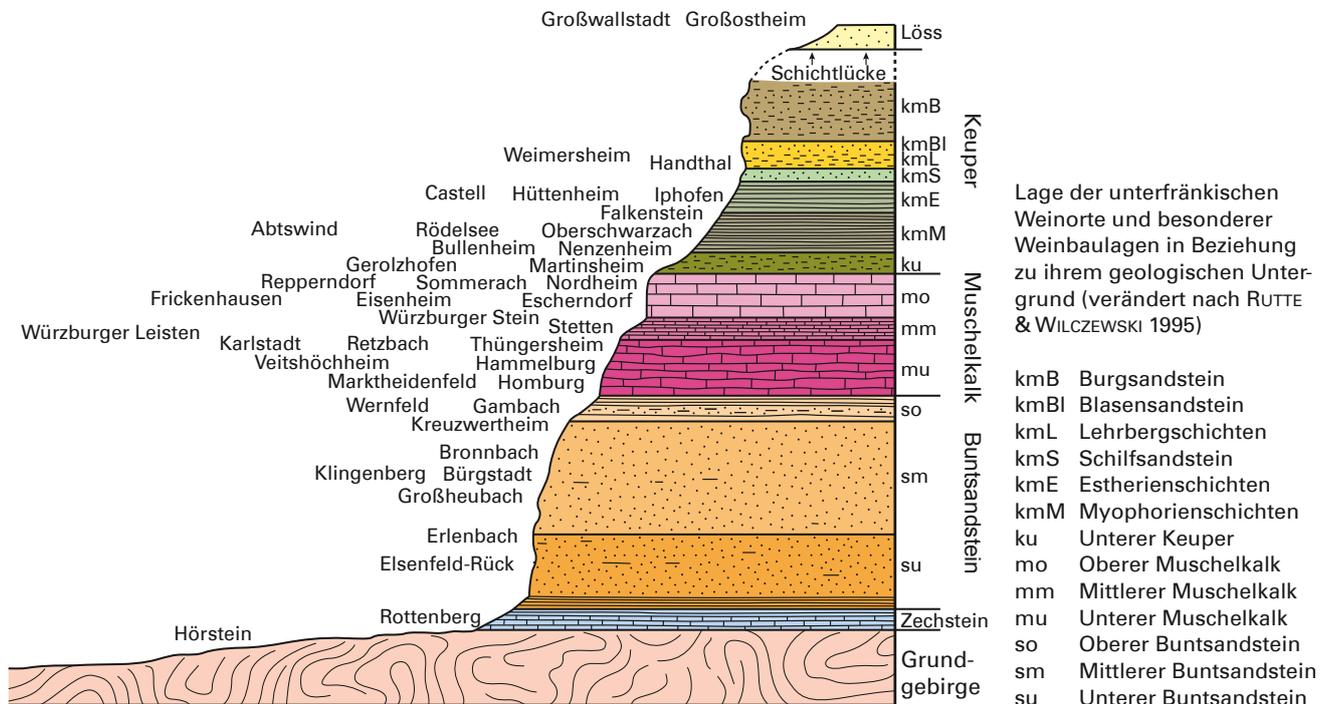
Mit einer Fläche von 8.531 km² umfasst das Gebiet als fünftgrößter bayerischer Bezirk etwa 12 % der Landesfläche. Verwaltungsmäßig ist er in die Landkreise Aschaffenburg, Bad Kissingen, Haßberge, Kitzingen, Main-Spessart, Miltenberg, Rhön-Grabfeld, Schweinfurt und Würzburg sowie die kreisfreien Städte Aschaffenburg, Schweinfurt und Würzburg gegliedert. Mit 1,38 Millionen Einwohnern lebt

rund ein Zehntel der bayerischen Bevölkerung in Unterfranken, die Bevölkerungsdichte beträgt 156 Einwohner pro km². Größere Siedlungsbereiche befinden sich entlang der Flüsse Main und Fränkische Saale.

Unterfranken wird vorwiegend von flach nach Südosten geneigten Gesteinspaketen des Erdmittelalters aufgebaut. Bedingt durch unterschiedliche Verwitterungs-Resistenz der verschiedenen Gesteinsschichten haben sich die charakteristischen Geländestufen des Fränkischen Schichtstufenlandes entwickelt.

Weite Flächen Unterfrankens sind durch eine land- und forstwirtschaftliche Nutzung geprägt, wobei besonders entlang des Mains der Weinbau vorherrscht. Bedingt durch die verschiede-





nen Gesteinspakete des Schichtstufenlandes haben sich auch unterschiedliche Böden entwickelt. Im Zusammenhang mit den kleinklimatischen Verhältnissen führt dies je nach Lage und Herkunft zu einer Vielfalt an Weinen.

Der Westen Unterfrankens im Bereich Odenwald, Spessart und Südrhön bildet Höhenzüge mit mittleren Höhenlagen von rund 500 m, in die sich der Main und seine Nebenflüsse bis zu 300 m tief eingeschnitten haben. Die zentralen Bereiche Unterfrankens dagegen sind durch eine überwiegend flachwellige Landschaft geprägt, die eine durchschnittliche Höhenlage von circa 300 m aufweist. Der Main ist hier etwa 100 m tief eingeschnitten. Im Osten Unterfrankens befinden sich mit den Haßbergen und dem Steigerwald wiederum Höhenzüge, die knapp 500 m erreichen. In der Rhön liegen mit dem Kreuzberg (928 m) und der Dammersfeldkuppe (928 m) die höchsten Gipfel Unterfrankens. Der tiefste Punkt befindet sich mit etwa 100 m in der Untermainebene bei Kahl a. Main.

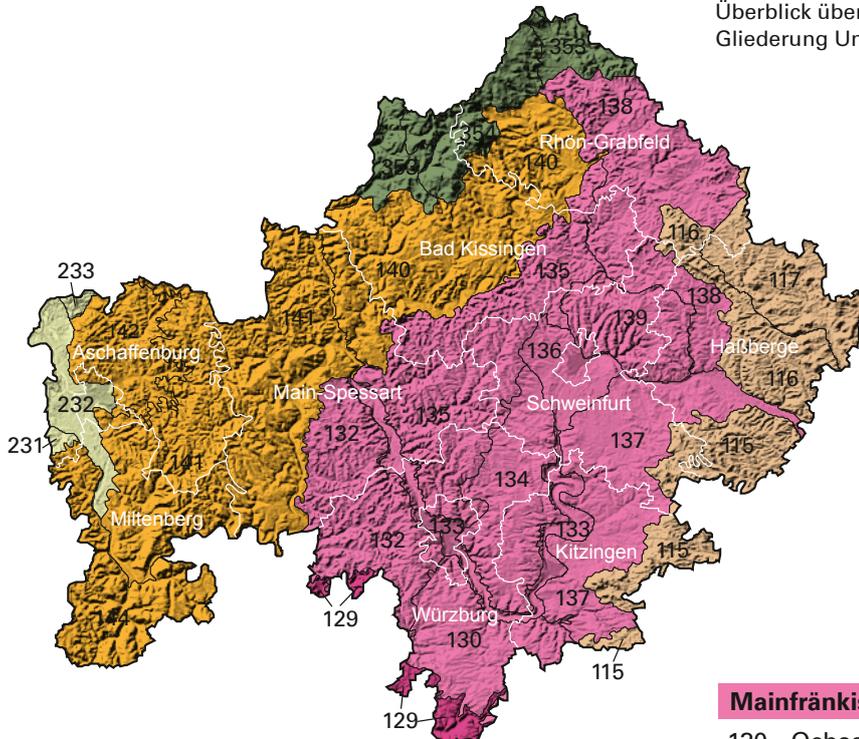
Wesentlicher Grund für die Entwicklung unterschiedlicher Naturräume und ihrer Landschaften ist der geologische Bau. Gerade besonders

typische regionale Eigenheiten oder seltene morphologische Bildungen haben oft ihre Ursache in den geologischen und tektonischen Verhältnissen des Untergrundes. So kann man nicht selten bereits aus der naturräumlich erkennbaren Gliederung auf erdgeschichtliche Verhältnisse und Besonderheiten eines Gebietes schließen und Vorhersagen über die für den jeweiligen Naturraum typischen Gesteine, ja sogar über die Art und Häufigkeit von charakteristischen Geotopen machen. Die systematische Gliederung eines Gebietes in naturräumliche Einheiten (nach MEYNEN & SCHMIDTHÜSEN 1955) kann damit auch als ein wichtiges Hilfsmittel der Naturschutzarbeit generell und des Schutzes und der Erhaltung von Bildungen der unbelebten Natur im Besonderen verwendet werden.

Insgesamt sechs unterschiedliche naturräumliche Haupteinheiten spiegeln sich in den verschiedenen Landschaften Unterfrankens wider. Allerdings sind für eine allgemeine Charakterisierung des Regierungsbezirkes nur vier dieser Haupteinheiten von größerer Bedeutung, da die restlichen nur kleine Flächen in den Randbereichen einnehmen.

Geotope in Unterfranken

Überblick über die Landkreise und die naturräumliche Gliederung Unterfrankens



Odenwald, Spessart, Südrhön

- 140 Südrhön
- 141 Sandsteinspessart
- 142 Vorderer Spessart
- 144 Sandsteinodenwald

Fränkisches Keuper-Lias-Land

- 115 Steigerwald
- 116 Haßberge
- 117 Itz-Baunach-Hügelland

Rhein-Main-Tiefland

- 231 Reinheimer Hügelland
- 232 Untermainebene
- 233 Ronneburger Hügelland

Osthessisches Bergland

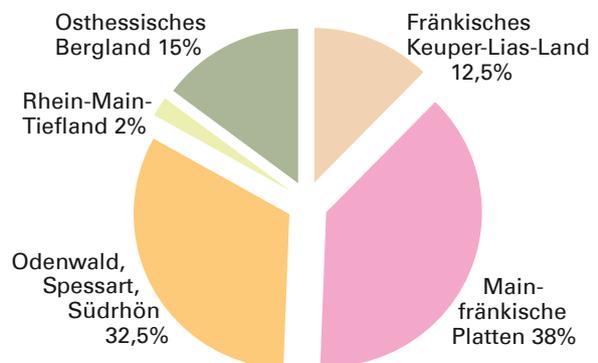
- 353 Vorder- und Kuppenrhön
- 354 Lange Rhön

Mainfränkische Platten

- 130 Ochsenfurter und Gollachgau
- 132 Marktheidenfelder Platte
- 133 Mittleres Maintal
- 134 Gäuplatten im Maindreieck
- 135 Wern-Lauer-Platte
- 136 Schweinfurter Becken
- 137 Steigerwaldvorland
- 138 Grabfeldgau
- 139 Hesselbacher Waldland

Gäuplatten im Neckar- und Tauberland

- 129 Tauberland



Verteilung der Geotope aus dem GEOTOPKATASTER BAYERN auf die Naturräume Unterfrankens



Der Main hat sich bei Nordheim tief in die flache Landschaft der Mainfränkischen Platten eingeschnitten. Im Hintergrund der Höhenzug des Steigerwaldes

Flächenmäßig machen die **Mainfränkischen Platten** den größten Teil Unterfrankens aus. Sie umfassen den gesamten Zentralbereich zwischen Spessart und Rhön im Westen sowie Steigerwald und Haßbergen im Osten. Wohl am bekanntesten ist dort das sogenannte Maindreieck zwischen Schweinfurt, Würzburg und Gemünden. Seine Grenze bildet im Osten, Süden und Westen der Main, im Norden endet es etwa auf der Linie Schweinfurt – Gemünden. Zu ihm rechnet man die naturräumlichen Einheiten Mittleres Maintal (Nr. 133) von Hirschfeld bei Schweinfurt bis zur Einmündung der Wern bei Wernfeld, die Gäuplatten im Maindreieck (Nr. 134) im Bereich Würzburg, Werneck und dem Main zwischen Schweinfurt und Marktbreit, den westlich daran anschließenden Südteil der Wern-Lauer-Platte (Nr. 135) und das Schweinfurter Becken (Nr. 136) im Großraum Schweinfurt. Fast am südlichen Ende des Maindreiecks befindet sich die Bezirkshauptstadt Würzburg. Mehrere der größeren Ansiedlungen sowie die Hauptverkehrsadern des Bezirks sind vor allem im Maintal zu finden.

Südlich und westlich des Maindreiecks liegen mit dem Ochsenfurter und Gollachgau (Nr. 130) sowie der Marktheidenfelder Platte (Nr. 132)

weitere Einheiten der Mainfränkischen Platten. Wie ihre übrigen Teilbereiche sind auch sie gekennzeichnet durch Muschelkalkablagerungen. Diese sind jedoch östlich der Linie Würzburg – Arnstein – Mellrichstadt in zunehmendem Maße von Sedimenten des darüber liegenden Unteren Keupers verdeckt und meist nur in den Taleinschnitten aufgeschlossen. Zwischen Main und Steigerwald im Osten befindet sich das Steigerwaldvorland (Nr. 137), das bereits im Wesentlichen von den Gesteinen des Unteren Keupers geprägt ist. Nur tiefere Taleinschnitte geben Lagen des Oberen Muschelkalks frei.

Den Haßbergen vorgelagert befindet sich nördlich des Mains zwischen Haßfurt, Hofheim i. Ufr., Bad Neustadt a. d. Saale, Mellrichstadt und der Landesgrenze der Grabfeldgau (Nr. 138). Das Gebiet wird von der Fränkischen Saale gequert, die von Bad Neustadt weiter nach Südwesten fließt. Zwischen Hofheim i. Ufr. und Schweinfurt schließt sich das Hesselbacher Waldland (Nr. 139) an.

Einen den Mainfränkischen Platten vergleichbaren Charakter weisen die im Süden anschließenden **Gäuplatten im Neckar- und Tauberland**



Blick von Königsberg am Westrand der Haßberge auf den Steigerwaldrand mit Zabelstein

Landesgrenze zu Thüringen ist Teil des Itz-Baunach-Hügellandes (Nr. 117).

Die ältesten Gesteine Unterfrankens findet man im Westen des Bezirkes im sogenannten Mainviereck, das den nach Norden offenen Bereich zwischen Gemünden, Wertheim,

auf. Vor allem in ihren nördlichen Teilen besitzen sie den gleichen geologischen Untergrund wie die nördlich davon gelegenen unterfränkischen Bereiche. Mit kleinen Flächen reicht dort das Tauberland (Nr. 129) bei Röttingen sowie bei Alertheim und Böttigheim nach Unterfranken hinein.

Östlich der Mainfränkischen Platten besitzt Unterfranken einen von Süden nach Norden zunehmend breiter werdenden Anteil am **Fränkischen Keuper-Lias-Land**. Der Gebietsstreifen zwischen dem Kapellberg (456 m) bei Seinsheim und dem Main bei Eltmann umfasst die westlichen Teile des in weiten Bereichen als Naturpark ausgewiesenen Steigerwaldes (Nr. 115). Zabelstein (487 m), Großer Knetzberg (487 m) und der knapp außerhalb des Regierungsbezirks in Mittelfranken liegende Scheinberg (499 m) bilden die höchsten Erhebungen dieses nach Osten flach abfallenden Höhenzuges.

Vom Main nach Norden fast bis Bad Königshofen i. Grabfeld erstrecken sich die ebenfalls zum Naturpark erklärten Haßberge (Nr. 116), die einen ähnlichen Bau wie der Steigerwald aufweisen. An ihrer Westflanke befinden sich mit dem Bramberg (494 m), der Nassacher Höhe (512 m) und dem Laubhügel (505 m) bei Oberlauringen die höchsten Erhebungen, nach Osten hin flacht der Höhenzug ab. Seine nördliche Fortsetzung zwischen Ebern und der

Miltenberg und Aschaffenburg umfasst. Im Naturraum **Odenwald, Spessart und Südrhön** treten die Gesteine von Buntsandstein und kristallinem Grundgebirge zusammen mit Gesteinen des Perms an die Oberfläche. Letzteres bildet die Basis der mächtigen, flach nach Südosten geneigten Abfolge von Gesteinen des Erdmittelalters, die weite Teile Nordbayerns bis zur Donau im Süden prägen. Im Vorderen Spessart (Nr. 142) tritt es flächenhaft zu Tage.

Die hauptsächlich aus Schichten des Buntsandsteins aufgebaute Südrhön (Nr. 140) erstreckt sich von Bischofsheim nach Südwesten bis zur Sinn. Dieses im Osten von der Fränkischen Saale begrenzte, überwiegend bewaldete Gebiet ist Teil des Naturparks Bayerische Rhön. Es weist in seinem Ostteil durchschnittliche Höhenlagen von rund 400 m auf. Diesem Gebiet sehr ähnlich ist der südwestlich anschließende Sandsteinspessart (Nr. 141), der sich von der Sinn bis zum Main zwischen Miltenberg und Aschaffenburg ausdehnt. Auch dieser als Naturpark Spessart ausgewiesene Bereich ist ein ausgedehntes Waldgebiet aus leicht nach Südosten verkippten Buntsandsteinschichten. Die höheren Erhebungen sind Geiersberg (586 m), Querberg (567 m) und Steigkoppe (502 m). Zum mehrere 100 m niedriger liegenden Main hin haben sich tiefe Täler eingeschnitten.

Den gleichen Bau findet man schließlich im Sandsteinodenwald (Nr. 144), der Fortsetzung

des Sandsteinspessarts jenseits des Mains. Dieser Bereich, Teil des Naturparks Bayerischer Odenwald, weist eine durchschnittliche Höhe von circa 500 m auf. Seine mit 548 m höchste Erhebung (Der Kolli) befindet sich nahe dem Dreiländereck Bayern – Baden-Württemberg – Hessen.

Zwar nur von geringer Ausdehnung, aber erdgeschichtlich von erheblicher Bedeutung, reichen im äußersten Norden noch Ausläufer des **Osthessischen Berglandes** nach Unterfranken hinein. Dabei handelt es sich um Teile der Vorder- und Kuppenrhön (Nr. 353), von der zwei Gebiete bei Ostheim und Fladungen sowie bei Bad Brückenau liegen. Charakteristisch für diese Gebiete sind die heraus präparierten Förderschloten von tertiärzeitlichen Vulkanen, die wie der Mettermich und der Lindenstumpf bei Schondra als auffällige Kuppen die Landschaft prägen. Besonders charakteristisch ist schließlich die Lange Rhön (Nr. 354), die fast den gesamten Bereich zwischen Fladungen und Bad Brückenau sowie der Landesgrenze zu Hessen und Thüringen einnimmt. Vulkanische Gesteine formen dort einen langgestreckten, von Nordosten nach Südwesten verlaufenden Höhenzug, auf dem sich ausgedehnte Moore erhalten konnten. Die größten Erhebungen der Langen Rhön bilden der Heidelberg (926 m) im Norden und der Kreuzberg (928 m) im Süden,



Im südlichen Spessart – wie hier am Main bei Reistenhausen – dominieren Waldgebiete und alte Sandsteinbrüche das Landschaftsbild.

der als höchster Punkt der bayerischen Rhön und Unterfrankens aufgrund des dortigen Klosters auch „Heiliger Berg der Franken“ genannt wird.

Ausläufer des **Rhein-Main-Tieflandes** prägen schließlich das untere Maintal bei Aschaffenburg und Alzenau. Die ebenen Talflächen zwischen Wörth am Main und der Landesgrenze bei Kahl gehören zur Untermainebene (Nr. 232), in deren östlichem Teil die Stadt Aschaffenburg liegt. Westlich des Mains bei Obernburg erreicht noch ein schmaler Zipfel des Reinheimer Hügellandes (Nr. 231) und bei Alzenau ein Teil des Ronneburger Hügellandes (Nr. 233) den Regierungsbezirk Unterfranken.



Blick vom Kreuzberg über den Arnsberg (links) und den Himmeldunkberg (Mitte) zur bereits in Hessen liegenden Wasserkuppe (hinten), mit 950 m die höchste Erhebung der Rhön

2.2 Erdgeschichtliche Entwicklung der unterfränkischen Landschaften

In den vielfältigen Gesteinen Unterfrankens sind uns mehr als 600 Millionen Jahre Werden und Vergehen von Meeren und Gebirgen überliefert. In diesem Zeitraum prägen vier Phasen der Erdgeschichte die geologische Entwicklung dieser Region, nämlich Variszische Gebirgsbildung, Permomesozoische Sedimentation, Tertiäre Vulkanausbrüche und Pleistozäne Kaltzeiten. Durch die variszische Gebirgsbildung vor mehr als 300 Millionen Jahren in den Erdzeitaltern Devon und Karbon wurde das Grundgebirge geformt, das im Kristallinen Vorpessart an die Oberfläche tritt und den Untergrund des Deckgebirges bildet. Ab dem Perm und hauptsächlich im Zeitalter der Trias wurden die für Unterfranken typischen Sedimentgesteine des Schichtstufenlands abgelagert. Im Tertiär, vorwiegend im Zeitraum Oligozän und Miozän, war die Rhön ein Land der Feuerberge. In Spessart, Rhön und Haßbergen wurden meist basaltische Vulkanite gefördert. Aus diesem Zeitraum sind in der Rhön zusätzlich Sedimente und Braunkohlen erhalten. Im Pliozän und im Quartär wurde unsere jetzige unterfränkische Landschaft geformt.

Variszische Gebirgsbildung

Was bei einer Zeitreise durch die unterfränkische Erdgeschichte vielleicht besonders überrascht ist, dass Unterfranken einmal am Südpol lag. Der Grund dafür ist die Plattentektonik. Vor etwa 600 Millionen Jahren, möglicherweise auch noch etwas früher, bestand um den Südpol eine große zusammenhängende Landmasse – „Gondwana“ (Ur-Afrika) genannt. Der Randbereich von Gondwana war zu dieser Zeit vermutlich sehr vielgestaltig mit ozeanischen Randbecken und vulkanischen Inselbögen. Ab dem Mittelordovizium vor circa 460 Millionen Jahren beginnen Landmassen als Kleinkontinente nach Norden wegzudriften.

Die „Armorikanische Terran-Kollage“ kollidierte im Zeitraum Devon/Karbon schließlich mit den bereits vereinigten Kontinentmassen von Ur-Nordeuropa (Baltica) und Ur-Nordamerika (Laurentia) – die Variszische Gebirgsbildung

Tertiär ca. 23 Ma



Oberjura ca. 150 Ma



Trias ca. 220 Ma



Oberkarbon ca. 300 Ma



Unterordovizium ca. 480 Ma



Die Kontinente wandern: Das heutige Mitteleuropa war vor 480 Millionen Jahren (Ma) am Südpol gelegen und driftete allmählich nach

Norden. Die Trias-Gesteine Unterfrankens wurden nördlich des Äquators bis etwa 30° nördliche Breite abgelagert. Schweinfurt liegt heute nördlich des 50. Breitengrades, der quer durch Unterfranken verläuft.

nahm ihren Lauf. Es entstand in Äquatornähe ein Hochgebirge, das durch Deckenüberschiebungen und -stapelungen sowie Falten tektonik gekennzeichnet ist. Gesteinseinheiten, die ursprünglich an sehr unterschiedlichen Orten und unter verschiedenartigen Bedingungen gebildet wurden, gelangten dadurch miteinander in Kontakt. Die durch diese Überschiebungsprozesse in die Erdkruste versenkten Gesteine wurden in Tiefen um 15 bis 20 km metamorph umgewandelt.



Glimmerschiefer und Quarzite der Geiselbach-Formation im ehemaligen Steinbruch nordöstlich von Hemsbach

Permomesozoische Sedimentation

Mit dem Ende der variszischen Gebirgsbildung verlassen wir den tieferen Untergrund und widmen uns den Prozessen an der Erdoberfläche. Das Gebirge wird abgetragen. Ab dem Oberkarbon beginnt die nachvariszische Sedi- mententwicklung mit „Rotliegendströgen“ und dem germanischen Becken im Mesozoikum. Die für Unterfranken charakteristischen Sedi- mentgesteine werden abgelagert.

Von Hochgebieten, wie der Spessart-Schwelle zwischen Odenwald und Rhön, wird im trocken- heißen Klima des Perms der Abtragungsschutt durch heftige, episodische Regenfälle in lang gestreckte Talzüge, die sogenannten „Rotlie- gendbecken“, eingeschwemmt. Dadurch entste- hen die mächtigen, charakteristisch rotbraunen und grobschuttreichen Ablagerungen des Rotliegend.

Etwa vor 258 Millionen Jahren überschwemmt das Zechstein-Meer diese Rotliegend-Ablage- rungen. Ungewöhnlich hohe Verdunstungs- raten und Meeresspiegelschwankungen in dem Binnenmeer führen zu zyklischen Sedi- mentabfolgen mit sehr mächtigen und aus- gedehnten Salzvorkommen. An den Becken- rändern entstehen dagegen Dolomite, später auch Ton- und Siltsteine.

Zu Beginn der Trias bilden sich Flusssysteme, die Sande und Tone aus den umliegenden

Hochgebieten in diesen nun festländischen und als „Germanisches Becken“ bezeichneten Bereich transportieren. Dadurch entstehen überwiegend rotbraune, aber auch weißgraue und gelbbraune Sandsteine, die namensge- bend für die Buntsandstein-Zeit sind (vor 252 bis 243 Millionen Jahren).

Zum Ende des Buntsandsteins entwickelt sich eine Landschaft mit festländischen, Playa-ähn- lichen Schlammebenen, in denen episodische Schichtfluten das Sedimentationsgeschehen prägen und rote Tonsteine abgelagert werden. In diesem auch Röt genannten Zeitabschnitt schalten sich mit nach oben zunehmender Ten- denz immer wieder marine Lagen ein.



Rote Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins an der Auto- bahn A3 westlich des Haslochbachs im Spessart



Die Leitbänke des Unteren Muschelkalks (Terebratelbänke, Schaumkalkbänke) sind oft gesimsbildend und formen lokal natürliche, fast senkrechte Felswände (Benediktenwand bei Retzbach).

Die Muschelkalk-Zeit (vor circa 243 bis 235 Millionen Jahren) beginnt mit einem Flachmeer, das später verlandet beziehungsweise vom offenen Meer abgeschnürt wird, im trockenen heißen Klima verdunstet das Wasser. Im Oberen Muschelkalk entstand erneut ein Flachmeer. Dieser Wechsel zeigt sich auch in den Gesteinen. Erst lagern sich in einem warmen, flachen Binnenmeer Kalkschlämme ab, die zu den typisch grauen Kalksteinen verfestigt werden. Im Mittleren Muschelkalk kommt es unter anderem zur Bildung von Gips- und Salzlageren. Später folgen wieder Kalkablagerungen.

Im nördlichen Teil werden bereits festländische Sedimente abgelagert. Im Übergangsbereich zwischen Meer und Festland entwickeln sich küstennahe Schwemmebenen und Schlickbereiche mit episodischen Meeresüberflutungen, Deltaareale und verästelte Flusssysteme. Im Lauf der Zeit drängen diese Sedimente das Meer immer weiter nach Südwesten zurück, bis nahezu das gesamte Germanische Becken wieder festländisch geworden ist.

In der Keuper-Zeit (vor 235 bis 201 Millionen Jahren) liegt das heutige Unterfranken im südöstlichen Randbereich des Germanischen Beckens, welches auch weiterhin ein groß-

räumiges Senkungsgebiet blieb. Es entstehen relativ eintönige festländische Ablagerungen. Der Wechsel von tonig-siltig dominierten zu sandigen Abfolgen ist ein Ergebnis von Wechseln in der Abtragungs- und Niederschlagsrate, die zum Entstehen oder auch zum Versiegen von Flüssen führen.

Typisch für den unteren Abschnitt des Mittleren Keupers, den „Gipskeuper“, sind evaporitische Sedimentanteile. In übersalzenen, vom Meer beeinflussten Flachwasserbecken und pfannenartigen Senken mit episodischen Überflutungen (Sabkhas) entstehen mächtige Gipslager. Später entwickeln sich dann kontinentale Schlammebenen (Playas), in denen sich nach episodischen Schichtfluten kurzfristige Seen bilden. Beim Verdunsten dieser Seen werden lokale Gipsvorkommen gebildet. Eine Besonderheit ist die Ablagerung des Schilfsandsteins, der dieses Sedimentationsgeschehen unterbricht. Es wird durch ein Flusssystem Sediment aus dem heutigen Skandinavien angeliefert.

Im höheren Teil des Mittleren Keupers bauen sich, genährt von Flüssen und Schichtfluten, breite Sandfächer vom Vindelizischen Land im Südosten nach Norden und Nordwesten in das

Felsklippe im Coburger Sandstein; Sandsteinablagerungen (beige, oben) wechseln sich ab mit tonigen Ablagerungen (rot und graugrün, unten).



Germanische Becken vor und bilden einen Gürtel aus relativ groben und häufig unreifen Sandsteinen, den „Sandsteinkeuper“. Mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet lässt die Wasserenergie der Flüsse und Schichtfluten nach, so dass die Ablagerungen nach Nordwesten hin immer feiner werden und schließlich tonig-siltige Schichten dominieren.

Der Feuerletten im höheren Keuper beendet die Sandsteinbildung. In einer ausgedehnten, versumpften Ebene kommen intensiv rot gefärbte Tonsteine zur Ablagerung.

Als sich im Rhät (Oberer Keuper) das Meer wieder Richtung Südosten ausbreitet, liegt Unterfranken nochmals in einer Übergangsposition. Während im Grenzbereich Unterfranken/Oberfranken noch festländische Verhältnisse herrschen, bilden sich im Bereich des Großen Haßbergs zu dieser Zeit bereits marine Sandsteine. Im anschließend folgenden Jura gerät dann ganz Unterfranken unter Meeresbedeckung, wovon aber nur noch einige Reliktvorkommen von Lias-Gesteinen Zeugnis ablegen.

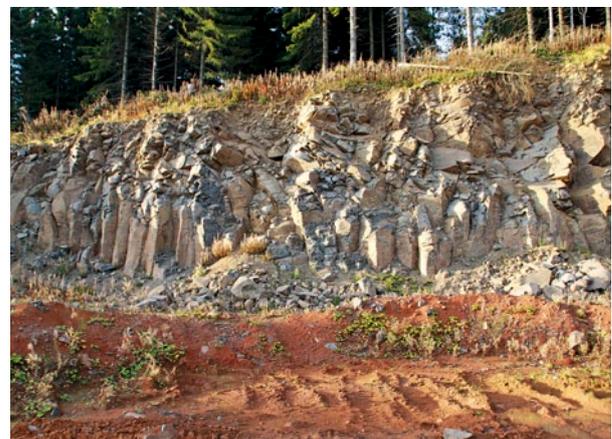
Tertiäre Vulkanausbrüche

Der kristalline Sockel der Untermainebene senkt sich im Tertiär ab, dadurch wird der Westteil Unterfrankens gebietsweise wieder Sedimentationsraum. Ab dem Oligozän kann der schmale Meeresarm des Rheintalgrabens über das Mainzer Becken bis an den Rand des Vorspessarts vorstoßen. Im folgenden Miozän süßt der Sedimentationsraum aus und es

bilden sich zuerst Brackwasser- und danach Süßwasser-Schichten. Im Pliozän lagern sich dann Seetone und Flusskiese ab.

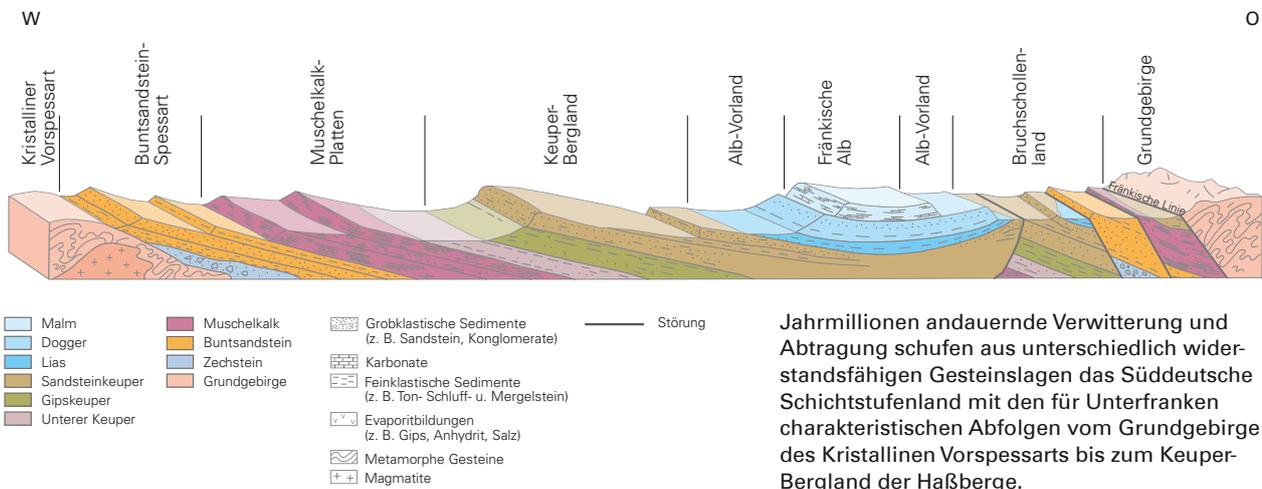
Zu Beginn des Jungtertiärs vor circa 23 Millionen Jahren sind wir bereits bei etwa 40° nördlicher Breite angekommen.

Als Fortsetzung der Hessischen Senke entstehen ab dem frühen Oligozän im Bereich der Rhön Süßwasserablagerungen mit Mergeln, Tonen und Braunkohlen. Die Braunkohlebildung hatte ihren Höhepunkt im Miozän und reichte bis in das beginnende Pliozän hinein.



Tertiäre Vulkanite im Basaltbruch Hahnenknäuschen: ein Lavastrom (grau) überlagert Tuffe (rot).

Geotope in Unterfranken



Jahrmillionen andauernde Verwitterung und Abtragung schufen aus unterschiedlich widerstandsfähigen Gesteinslagen das Süddeutsche Schichtstufenland mit den für Unterfranken charakteristischen Abfolgen vom Grundgebirge des Kristallinen Vorspessarts bis zum Keuper-Bergland der Haßberge.

In diese Zeit fällt auch der lebhafteste Vulkanismus der Rhön, durch den Basalte und Tuffe gefördert werden. Die Ausbruchszentren des Vulkanismus orientieren sich an Bruchsystemen, die als Fernwirkung der Alpenbildung anzusehen sind. An solche Schwächezonen ist auch der Vulkanismus im Vorspessart und der Heldburger Gangschar im Bereich der Haßberge gebunden. Auch hydrothermale Vererzungen, wie die Schwerspatgänge im Spessart, folgen diesen Störungen.

Pleistozäne Kaltzeiten

Durch Verkippung der gesamten Süddeutschen Großscholle aufgrund der alpinen Gebirgsbildung entwickelt sich das Schichtstufenland mit seinem markanten Wechsel von steilen Anstiegen im Nordwesten und flachen Abdachungen nach Südosten hin.

Am Ende des Tertiärs vor circa 2,6 Millionen Jahren sind wir in unserer heutigen Breitenlage angekommen.

Blick vom Nordhang des Escherndorfer Bergs an der Volkacher Mainschleife nach Osten zum Zabelstein am Steigerwaldrand; der Main fließt erst seit dem Altpleistozän durch Unterfranken.



Während der pleistozänen Kaltzeiten gehört das nördliche Süddeutschland zum Periglazialraum mit Tundrenklima und Dauerfrostböden. Eine mannigfaltige Säugetierfauna belegt, dass in den Warmzeiten dazwischen mediterrane, vereinzelt sogar subtropische Verhältnisse geherrscht haben.

Im Altpleistozän durchbricht der Oberlauf eines östlichen Rheinzufusses die Steigerwaldschwelle und zapft den Oberlauf des Mains an, der bisher zur Donau geflossen war. Erst seit diesem Zeitpunkt fließt der Main durch Unterfranken. Mit seinem verwinkelten Talverlauf, entstanden aus komplexen Wechselwirkungen von Erosionsvorgängen und tektonischen Verstellungen, macht er den Eindruck als ob er diese späte Ankunft durch ein umso längeres Verweilen wettmachen möchte.

2.3 Geologische Gliederung und Schichtfolge



 Quartäre Sedimente	 Jura	 Perm
 Löss, Decklehm	 Keuper	 Kristalliner Vorpessart und weiteres Grundgebirge
 Tertiäre Sedimente	 Muschelkalk	
 Tertiäre Vulkanite	 Buntsandstein	

Geologische Übersichtskarte Unterfrankens und angrenzender Gebiete

Geotope in Unterfranken

Der größte Teil Unterfrankens gehört zum Schichtstufenland mit seinem markanten Wechsel von steilen Anstiegen im Nordwesten und flachen Abdachungen nach Südosten hin. Dieses Landschaftsbild wird maßgeblich von den unterschiedlichen Sedimentgesteinen und deren generellem Einfallen nach Südosten bestimmt. Unter diesem Deckgebirge verborgen liegen die Gesteine des Grundgebirges, die ganz im Westen Unterfrankens im kristallinen Vorspessart an die Erdoberfläche kommen. Der Nordwesten Unterfrankens in der Rhön wird von den tertiären Vulkaniten geprägt. Kleinere tertiäre Vulkanitvorkommen treten noch im Spessart und im bayerischen Teil des Odenwalds auf und ferner im östlichen Unterfranken als Teil der Heldburger Gangschar.

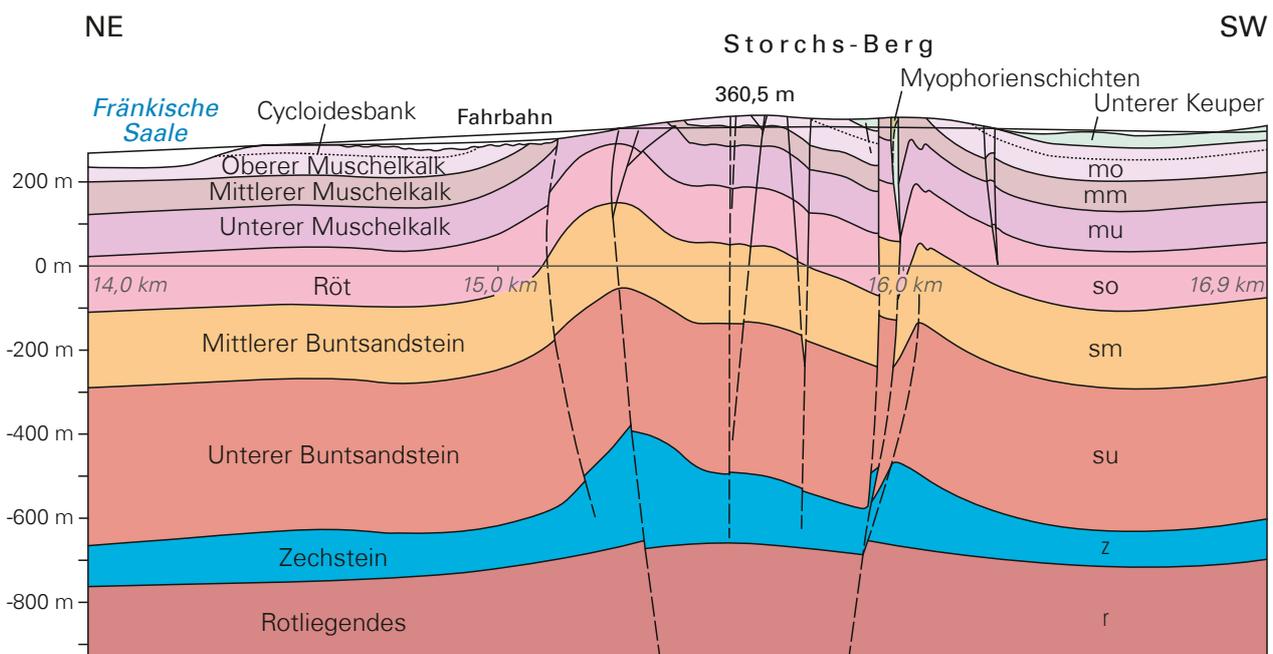
Die Störungsrichtungen sind im wesentlichen Nordwest-Südost orientiert. Dieses „herzynische“ Streichen ist ein bedeutendes tektonisches Element der Variszischen Gebirgsbildung im Karbon. Vor allem im Spannungsfeld der Alpenbildung wurden diese im Grundgebirge

überlieferten Störungen reaktiviert. Dabei durchschlugen sie auch das Deckgebirge.

Es entstanden sowohl im kristallinen Vorspessart als auch im Deckgebirge des restlichen Unterfrankens zahlreiche kleinere und größere Horst- und Grabenstrukturen. Das wohl markanteste tektonische Element Unterfrankens ist die Heustreuer Störungszone. Diese komplizierte Horst-Graben-Struktur mit lokalen Versetzungsbeträgen von 100 bis 200 m (gelegentlich sogar weit mehr) wird von intensiven kleinräumigen Verfaltungen und Überschiebungen begleitet.

Großräumige Verbiegungen führten zur Bildung von flachen Schwellen und Mulden, wie der Spessart-Rhön-Schwelle und der Grabfeld-Mulde.

Der Nord-Süd gerichtete Randbruch am Westrand des Spessarts geht nicht auf alte Strukturen zurück. Er ist eine direkte Folge der Bildung des Oberrheingrabens im Tertiär.



Nordost-Südwest-Profil durch die Heustreuer Störungszone am Storchs-Berg, Profilverlauf parallel der Autobahn A71 nordwestlich Eichenhausen (KRISL, unveröff.)

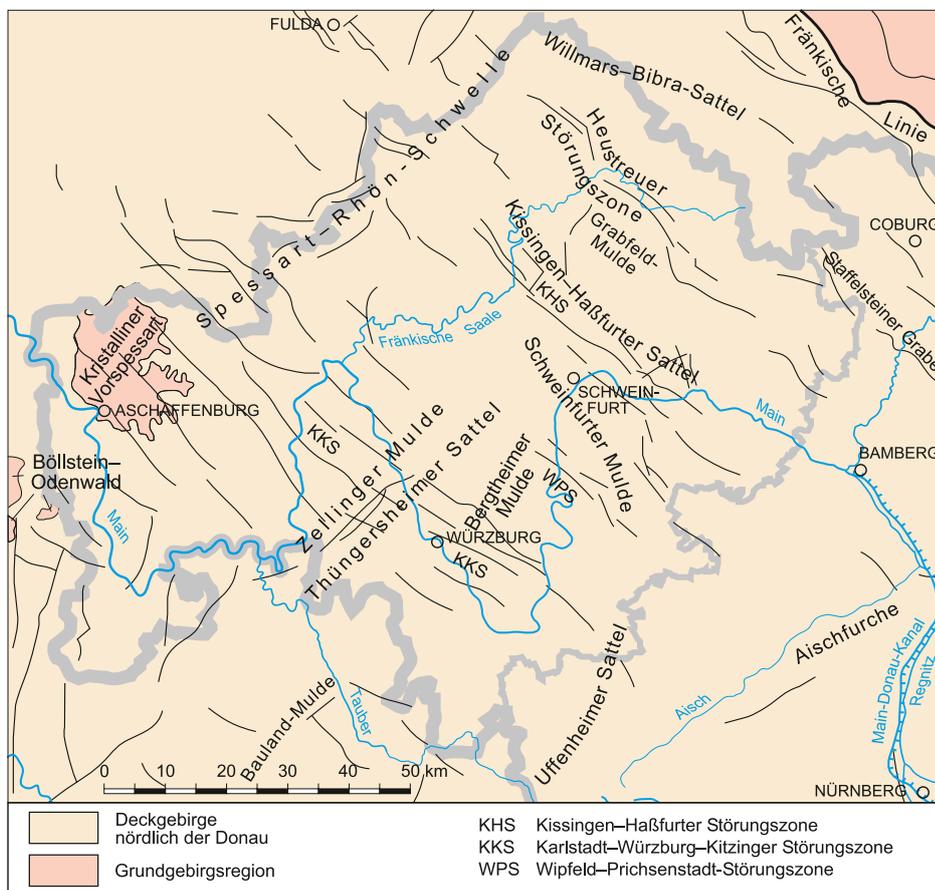


Ein seltener Aufschluss in der Heustreuer Störungszone: verfaltete und verschuppte Gesteine des Muschelkalks und des Keupers im Böschungshang; Blick nach Südosten, Aufnahme während des Baus der Autobahn A71

2.3.1 Das Grundgebirge im Vorspessart

In Unterfranken tritt das kristalline Grundgebirge nur im Spessart an der Erdoberfläche zu Tage. Dieses auch als Kristalliner Vorspessart bezeichnete Gebiet erstreckt sich von Alzenau

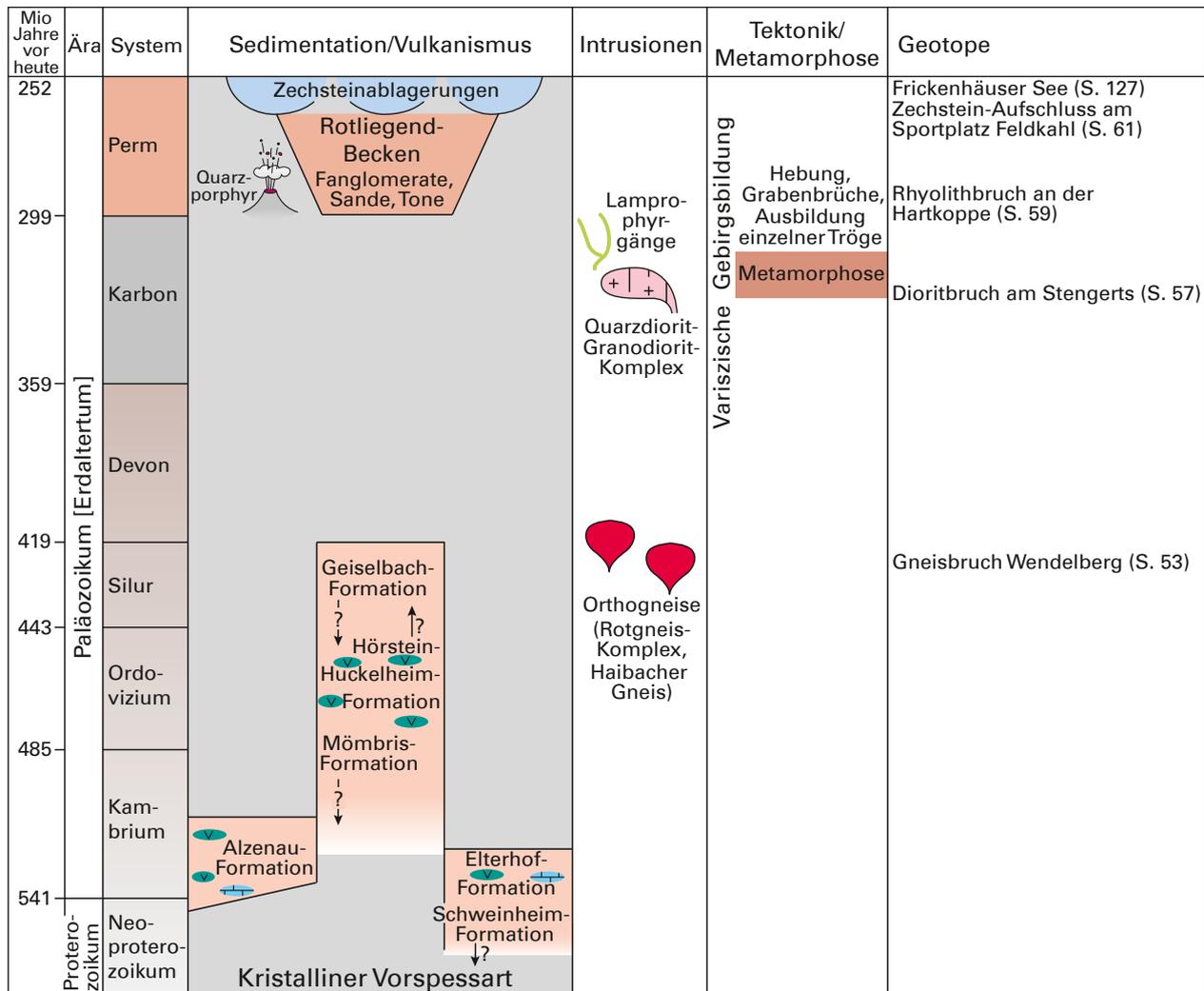
und Geiselbach im Nordwesten bis Waldaschaff und Oberbessenbach im Süden. Die kristallinen Gesteinsserien streichen Nordost-Südwest und werden von einer Vielzahl steilstehender Nordwest-Südost gerichteter Bruchstörungen durchzogen. Diese Störungen wurden teilweise im Tertiär wieder aktiviert und pausen sich so auch ins Deckgebirge durch.



Unter dem Begriff kristallines Grundgebirge werden die metamorphen und magmatischen Gesteine zusammengefasst, die bei der Variszischen Gebirgsbildung im Erdaltertum, im Zeitraum Devon und Karbon, verformt wurden oder dabei aus Schmelzen auskristallisiert sind.

Tektonische Übersichtskarte Unterfrankens (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

Geotope in Unterfranken



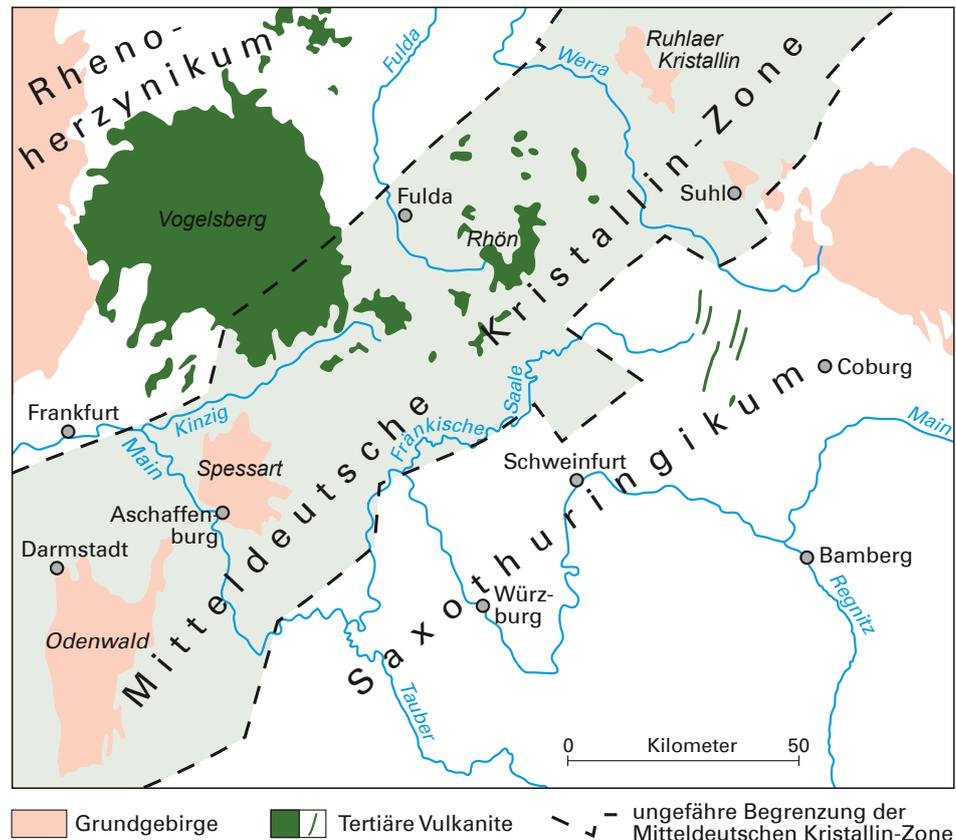
Stratigrafie und Zeitablauf der Ereignisse sowie ausgewählte Geotope im Grundgebirge des Kristallinen Vorspessarts und des Perm; Altersangaben nach IUGS (2013)

Die Kristallingesteine des Spessarts zählen zur geotektonischen Einheit der **Mitteldeutschen Kristallin-Zone**, einer Südwest-Nordost streichenden Struktur, die sich vom Odenwald über Spessart und Rhön (durch Bohrungen belegt) bis nach Ruhla im Thüringer Wald sowie zum Kyffhäuser erstreckt. Diese Einheit des Variszischen Gebirges liegt zwischen dem **Saxothuringikum** im Südosten und dem **Rhenoherynikum** im Nordwesten. Ihre Gesteinseinheiten haben eine eigenständige Entstehungsgeschichte und wurden bei der Variszischen Gebirgsbildung mit den angrenzenden Einheiten verschweißt. Bei dieser Gebirgsbildung kollidierten die Krustenplatten von Ur-Europa (Baltica) und Ur-Nordwestamerika (Laurentia) im

Norden mit Ur-Afrika (Gondwana) im Süden. Dazwischen gelagerte kleinere Plattensegmente (Mikroplatten) zu denen auch die Mitteldeutsche Kristallin-Zone und das Saxothuringikum gehörten, wurden bei dieser Kollision mit den angrenzenden Einheiten verknüpft. Der kristalline Untergrund des östlichen und süd-östlichen Teils Unterfrankens gehört nicht zur Mitteldeutschen Kristallin-Zone sondern zum Saxothuringikum. Eine bis ins Kristallin reichende Tiefbohrung bei Eltmann belegt dies.

Übersichtskarte mit den geotektonischen Einheiten sowie dem Verbreitungsgebiet des variszischen Grundgebirges und der tertiären Vulkanite im Grenzbereich Bayern, Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen (verändert nach HIRSCHMANN & OKRUSCH 2001)

Die ältesten Gesteine des Spessarts stammen vermutlich aus dem jüngeren Neoproterozoikum und sind circa 600 Millionen Jahre alt. Diese und die danach im Zeitraum vom Kambrium bis zum Silur in einem flacheren Meer und teilweise auch in einem tiefen Ozean sowie im Bereich eines Inselbogens abgelagerten Sedimentgesteine wurden zusammen mit den eingelagerten Vulkangesteinen und den eingedrungenen Tiefengesteinen im Zuge der Kollisionsvorgänge im Karbon metamorph überprägt und deformiert.



Das Spessartkristallin besteht hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Quarziten, Amphiboliten und Marmor. Im Südtteil existieren ferner magmatische Gesteine.



Felsen aus Haibacher Gneis beim Wildpark Haibach

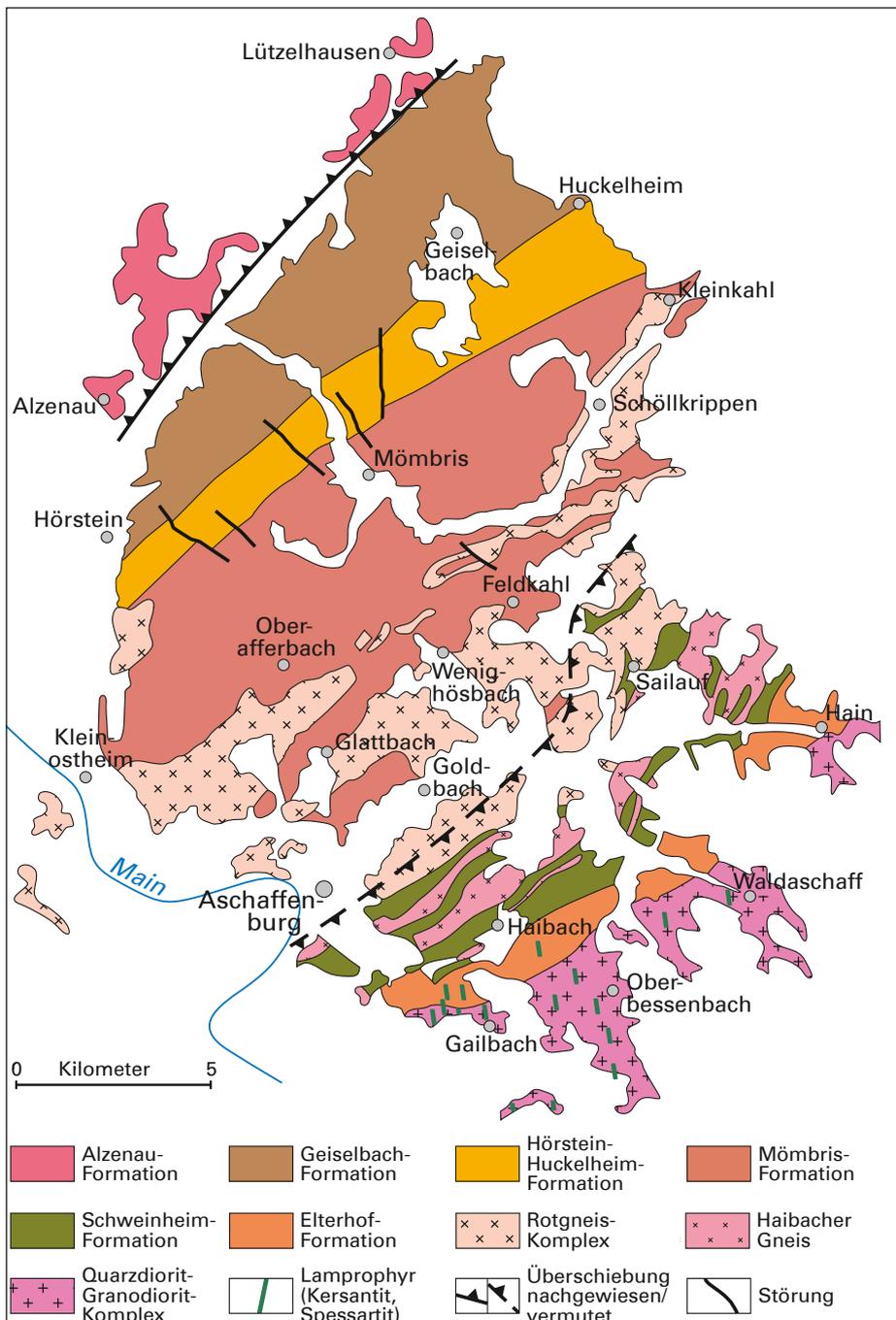
Geotope in Unterfranken

Das Spessartkristallin wird aufgrund seiner lithologischen Zusammensetzung in folgende Formationen gegliedert (von Nordwesten nach Südosten):

- Alzenau-Formation
- Geiselbach-Formation
- Hörstein-Huckelheim-Formation
- Mömbris-Formation

- Rotgneis-Komplex und Haibacher Gneis
- Schweinheim-Formation
- Elterhof-Formation
- Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex.

Die Alzenau-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Amphiboliten und Biotit-Gneisen mit Einlagerungen von Quarziten und Kalksilikatgesteinen. Typisch für die Geiselbach-Formation sind granatführende Glimmerschiefer und quarzreiche Glimmerschiefer mit Serizit-Quarzit-Einschaltungen in den älteren Abschnitten. Die Hörstein-Huckelheim-Formation setzt sich zusammen aus Glimmerschiefern und Amphiboliten. Charakteristisch für die Mömbris-Formation sind Staurolithführende Gneise und Glimmerschiefer mit wenigen Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen und Quarziten. Bei der Schweinheim-Formation handelt es sich um Glimmerschiefer, teilweise mit quarzitischen Einschaltungen. Die Elterhof-Formation wird aufgebaut aus Paragneisen mit Einschaltungen von Marmor, Amphibolit, Hornblende-Gneis, Kalksilikatgesteinen und Graphit-Quarziten.



Die Rotgneise und die Haibacher Gneise werden als ursprünglich silurzeitliche bis devonzeitliche, granitähnliche Intrusivgesteine angesehen. Sie dürften im Bereich eines Inselbogens entstanden sein (OKRUSCH et al. 1995). Bei dem Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex handelt es sich um einen variszischen, magmatischen Intrusivkomplex mit einem Intrusionsalter von etwa 330 Millionen Jahren (SIEBEL et al. 2012), der basische Einschlüsse führt. Er wurde bei der variszischen Metamorphose teilweise deformiert. Die Überprägung führte teilweise zum Weiterwachsen von Mineralen und lokal auch zum Aufschmelzen. Bereichsweise durchsetzen ihn Aplit- und Pegmatitgänge.

Tektonik

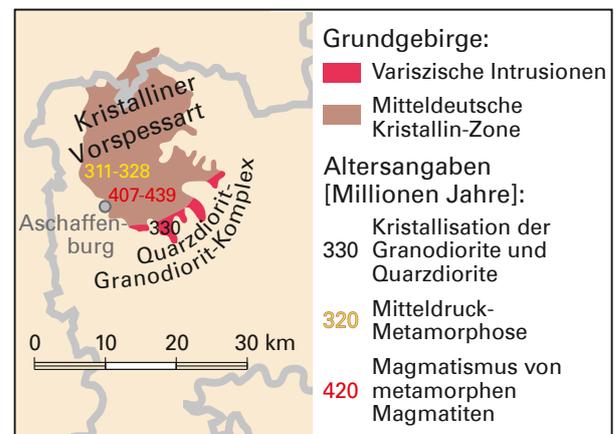
Nach dem strukturellen Aufbau ist das Spessartkristallin als eine Nordost streichende, asymmetrische Sattelstruktur anzusehen, mit einem steilstehenden Südostrand und einem flacheren Nordwestrand, die während der variszischen Gebirgsbildung durch Nordwest-Südost gerichtete Einengung und Überschiebungen entstanden ist. Das Spessartkristallin kann in zwei getrennte tektonische Komplexe aufgeteilt werden (HIRSCHMANN & OKRUSCH 2001). Der zentrale Teil besitzt vermutlich eine normale stratigraphische Lagerung von der Mömbris-Formation im Liegenden über die Hörstein-Huckelheim-Formation zur Geiselbach-Formation im Hangenden. Sporen aus einem Glimmerschiefer der Geiselbach-Formation belegen zumindest für Teilbereiche ein mittel- bis obersilurisches Sedimentationsalter (REITZ 1987). Die Mömbris-Formation und die Hörstein-Huckelheim-Formation bilden vermutlich eine oberkambrische bis ordovizische Sedimentabfolge.

Der tektonisch darüber liegende Komplex besteht im Nordwesten aus Alzenau-Formation und im Südosten aus Schweinheim- und Elterhof-Formation. Die Glimmerschiefer der Schweinheim-Formation sind vermutlich neoproterozoischen Alters. Für die Elterhof-Formation und Alzenau-Formation werden kambrische Sedimentationsalter angenommen.

Metamorphose

Die Metamorphose in den Gesteinen des Spessartkristallins endete vor circa 311 bis 328 Millionen Jahren. Es dominiert eine amphibolitfazielle Mitteldruck-Metamorphose (Bildungsbereiche von etwa 570 bis 620 °C und 5 bis 6,5 kbar). Eine charakteristische Mineralvergesellschaftung der Glimmerschiefer und Gneise ist Staurolith, Biotit, Granat, Disthen beziehungsweise Sillimanit. Vom Zentralteil nach Nordwesten ist eine geringfügige Abnahme des Metamorphosegrades festzustellen. Abgesehen von Teilbereichen mit schwacher retrograder Überprägung existieren keine Belege für eine polymetamorphe Entwicklung.

Den Abschluss der variszischen Entwicklung im Spessart bilden Lamprophyrgänge. Die dunklen, meist Nord-Süd streichenden Ganggesteine gehören zu den Lamprophyrytypen der Kersantit-Spessartit-Reihe.



Verbreitung der Grundgebirgseinheiten im Spessart und wichtige Altersdatierungen dieser Einheiten

2.3.2 Das permomesozoische Deckgebirge

Bereits unmittelbar nach der Entstehung des Variszischen Gebirges beginnt dessen Abtragung. Die dadurch freigelegten Kristalline Gesteine werden abschnittsweise zu unterschiedlichen Zeiten wieder durch Sedimente überdeckt.

Perm

Von langgestreckten Hochgebieten, wie der Spessart-Rhön-Schwelle zwischen Odenwald und Rhön, wird das abgetragene Material in lang gestreckte Talzüge, die „Rotliegendebekken“, eingeschwemmt. Dadurch entstehen die charakteristisch rotbraunen, bis 1.000 m mächtigen Ablagerungen des Rotliegenden, die nordwestlich der Spessart-Rhön-Schwelle

den Saar-Selke-Trog und südöstlich davon den Oos-Saale-Trog aufgefüllt haben.

Neben unreifen Sandsteinen, Konglomeraten und sedimentären Brekzien sind vor allem Fanglomerate ein deutlicher Hinweis auf ein trocken heißes Klima mit heftigen episodischen Regenfällen.

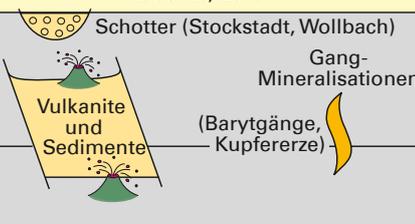
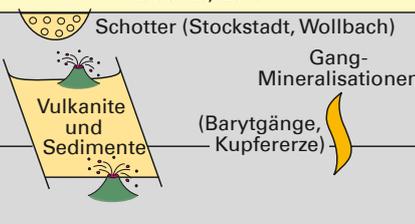
Fanglomerate entstehen, wenn der in ausgedehnten Trockenphasen entstandene Gesteinschutt vom Tonpartikel bis zum Gesteinsblock durch Wassermassen schwallartig verlagert und unsortiert abgelagert wird. Schuttfächer vor den Wadis in heutigen Wüstengebieten sind z. B. solche Fanglomerate. Lokal auftretende vulkanische Laven, wie der sogenannte Quarzporphyr von Sailauf, sind das Resultat von Zerbrechungsvorgängen des eben erst entstandenen Kontinents.



Nach einer Sedimentationsunterbrechung von etwa 15 Millionen Jahren werden helle, karbonatische Sandsteine abgelagert, die als Weißliegend bezeichnet werden. Diese von Flüssen abgelagerten Gesteine werden bis zu 45 m mächtig; sie können in Schwellengebieten fehlen und durch das Zechstein-Konglomerat vertreten werden.

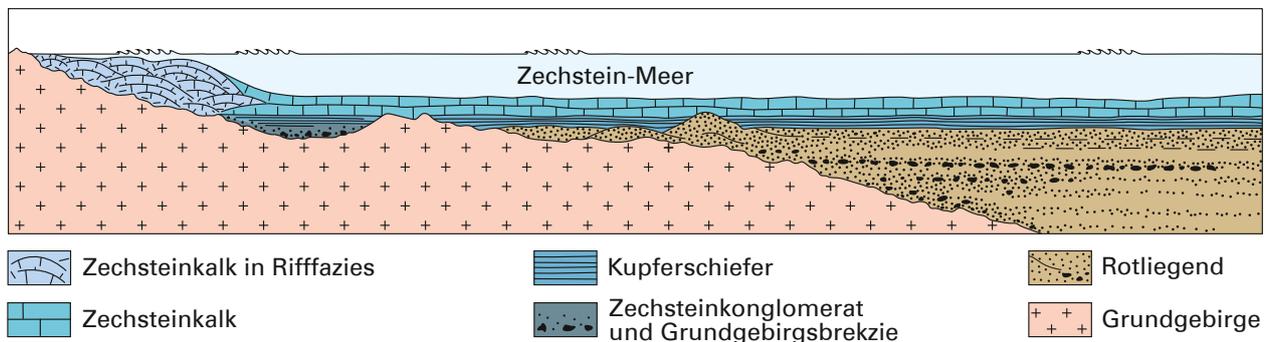
Mächtigkeit des Rotliegenden (einschl. Weißliegendem) in Unterfranken; die Zahlen geben die Mächtigkeit in Meter an (verändert nach GEYER 2002).

Geologische Gliederung

Mio Jahre vor heute	Ära	Stratigrafie	Hauptgesteine	Geotope	
0,01	Känozoikum [Erdneuzeit]	Quartär	Holozän	Torf, Auensedimente, Kalktuff, Hangablagerungen, Flussschotter	Mineralquelle Untereuerheim (S. 145) Schwarzes Moor (S. 129) Kalktuff-Felsen in Homburg (S. 95) Mainauen bei Ziegelanger (S. 191)
			Pleistozän	Flugsande, Verwitterungsbildungen, Fließerde, Löss	Düne im Kühbruch (S. 63) Dünen bei Gräfenneuses (S. 171) Volkacher Mainschleife (S. 173)
2,6	Neogen Jungtertiär	Pliozän		Schotter (Stockstadt, Wollbach)	Pilsterstein bei Kothern (S. 111) Basaltbruch Zeilberg (S. 189) Vulkankrater Gebirgsstein (S. 109) Basaltkuppe Lindenstumpf (S. 107) Schwerspatgrube Erichstollen (S. 93) Kupferbergwerk Wilhelmine (S. 55)
Miozän					
23	Paläogen Alttertiär	Oligozän			Tonbergwerk Klingenberg (S. 77)
Eozän Paläozän					
66	Kreide	Keine Sedimente überliefert			
145		Malm Dogger	Sedimente bereits wieder erodiert		
201	Jura	Lias	Oberer	Angulatschichten Psilonotentone	Rhätsandsteinbruch beim Johanneshof (S. 125) Rhätsandsteinbruch nördlich Buch (S.185) Burgruine Rotenhan (S. 187)
			Mittlerer		
235	Keuper	Oberer	<ul style="list-style-type: none"> Feuerletten (Trossingen-Formation) Burgsandstein (Löwenstein-Formation) Heldburger Gipsmergel (Mainhardt-Formation) Coburger Sandstein (Haßberge-Blasensandstein } Formation) 	Silbersandhöhle bei Stettfeld (S. 183)	
		Mittlerer	<ul style="list-style-type: none"> Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation) Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) Estheriensschichten } (Grabfeld-Formation) Myophorienschichten } (Grabfeld-Formation) Grundgips 	<ul style="list-style-type: none"> Sandsteinbruch Neubrunn (S. 181) Steinbruch „Zabelstein-Ausschank“ (S.143) Frankfurter Brücke bei Rödelsee (S. 169) Schilfsandsteinbruch Eyershausen (S.123) Gipskeuper am Schwanberg (S. 167) Tongrube Kleinbardorf (S. 121) Sulzheimer Giphügel (S. 141) 	
		Unterer	<ul style="list-style-type: none"> Grenzdolomit } (Erfurt-Formation) Gelbkalk, Werksandstein } (Erfurt-Formation) 	<ul style="list-style-type: none"> Werksandsteinbruch Schleerieth (S. 139) Werksandsteinbruch Höchberg (S. 159) 	
243	Trias	Muschelkalk	Oberer	<ul style="list-style-type: none"> Quaderkalk } (Meißner-Formation) Hauptmuschelkalk } (Trochitenkalk-Formation) 	<ul style="list-style-type: none"> Quaderkalkbruch Kleinhörsenfurt (S. 153) Lützelbruch bei Lindelbach (S. 155) Muschelkalkbruch Dettelbach (S. 165)
			Mittlerer	<ul style="list-style-type: none"> Dolomit, Ton, Mergel } (Diemel-Formation) Anhydritfolge, Steinsalz } (Heilbronn-Formation) Steinsalz } (Karlstadt-Formation) 	<ul style="list-style-type: none"> Muschelkalkbruch Wülfershausen (S. 135) Muschelkalkbruch Salz (S. 119) Muschelkalkprofil an der Höfeldplatte (S. 151) Felswand am Maschikulturn (S. 157) Muschelkalkbruch Holzhausen (S. 137) Muschelkalkprofil Kalbenstein (S. 91) Mainprallhang Kallmuth (S. 89)
			Unterer	<ul style="list-style-type: none"> Wellenkalk } (Jena-Formation) Grenzgelbkalkstein } (Jena-Formation) 	<ul style="list-style-type: none"> Tongrube Wiesenfeld (S. 87) Ringelbachschlucht (S. 85)
252	Buntsandstein	Oberer	<ul style="list-style-type: none"> Rötquarzit } (Röt-Formation) Plattensandstein } (Röt-Formation) Chirotherienschiefer } (Röt-Formation) 	<ul style="list-style-type: none"> Saurierfährten Euerdorf (S. 105) Wichtelhöhlen (S. 103) Blockfeld Hallstein (S. 75) Seltenbachschlucht (S. 73) Heunesäulen bei Miltenberg (S. 71) 	
		Mittlerer	<ul style="list-style-type: none"> Thüringer Chirotheriensandstein (Solling-Fm.) Felssandstein (Hardeggen-Formation) Detfurth-Formation Volpriehausen-Formation 	<ul style="list-style-type: none"> Sandsteinbruch Wassum (S. 69) 	
		Unterer	<ul style="list-style-type: none"> Miltenberger Sandstein } (Bernburg-Form.) Heigenbrückener Sandstein } (Calvörde-Form.) 		
258	Paläozoikum	Zechstein	Bröckelschiefer Zechsteinsalinar (Dolomit-, Kalk- und Tonsteine sowie Evaporite) Kupferschiefer	Frickenhäuser See (S. 127) Zechstein-Aufschluss am Sportplatz Feldkahl (S. 61)	
299		Rotliegend		<ul style="list-style-type: none"> Rotliegend-Becken Fanglomerate, Sande, Tone 	Rhyolithbruch an der Hartkoppe (S. 59)

Stratigrafie der Gesteine und ausgewählte Geotope im unterfränkischen Deckgebirge; Altersangaben nach IUGS (2013)

Geotope in Unterfranken



Faziesschema des obersten Rotliegenden und des untersten Zechsteins in Zusammenhang mit der Topografie des Ablagerungsraums (verändert nach GEYER 2002)

In dieser Zeit führen weiträumige Krustensenkungen dazu, dass sich im Raum des heutigen Mitteleuropas ein ausgedehntes Senkungsfeld entwickelt. In dieses dringt vor etwa 258 Millionen Jahren das Zechstein-See aus Nordwesten vor. Die Sedimentation beginnt regional mit einem Konglomerat über dem der Kupferschiefer folgt. Küstennah bilden sich Riffe während im Becken Kalke abgelagert werden. Diese werden später in Dolomite umgewandelt. Bedingt durch Meeresspiegelschwankungen wird der Zustrom frischen Wassers aus dem Weltmeer immer wieder eingeschränkt. Ungewöhnlich hohe Verdunstungsraten führen dabei im Beckeninneren zur Bildung mächtiger Sequenzen mit Gips, Kali- und Steinsalz. Dies wiederholt sich mehrmals, wobei sich die Ausdehnung des Beckens von Zyklus zu Zyklus verringert.

Das heutige Unterfranken liegt nahe am Beckenrand, sodass hier evaporitische Sedimente lediglich zu Beginn des Zechsteins und da vorwiegend im Bereich der Rhön gebildet werden, wo sie tief im Untergrund liegen. An der Oberfläche streichen Gesteine des Zechsteins nur am West- und Nordwestrand des Spessarts aus. Die Schichtenfolge beginnt mit dem circa 3 m mächtigen Zechsteinkonglomerat oder einer Brekzie aus Grundgebirgsgesteinen, über die sich bis zu 2 m Letten des Kupferschiefers legen. Es folgen etwa 20 m mächtige Dolomitsteine, die eine deutliche Zweiteilung in einen unteren massigen Dolomit und einen oberen plattigen Dolomit zeigen. Abgeschlossen wird die Schichtfolge durch 2 bis 3 m Ton- und Siltsteine.

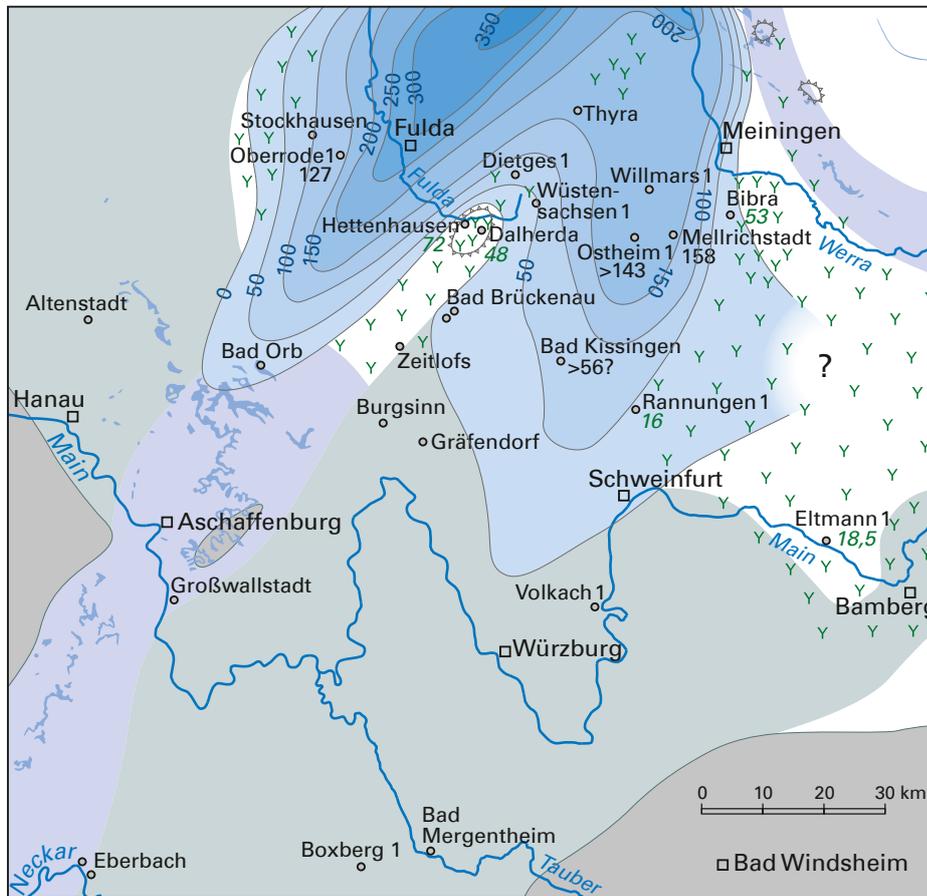
Das Bindeglied zum nachfolgenden Buntsandstein – und damit zur Trias – bilden die etwa 50 m mächtigen rotbraunen Ton- und Siltsteine der Fulda-Formation. In dieser traditionell „Bröckelschiefer“ genannten Einheit treten auch einzelne Sandstein-Lagen auf.

Trias – Buntsandstein

Mit immer weiter zunehmender Verlandung des Meeres bilden sich ausgedehnte Flusssysteme, die Sande und Tone aus den umliegenden Hochgebieten in diesen nun festländischen und als „Germanisches Becken“ bezeichneten Raum transportieren. Dabei entstehen überwiegend rotbraune, aber auch weißgraue und gelbbraune Sandsteine, zwischen die immer wieder Ton- und Siltsteine eingeschaltet sind. Das bunte Erscheinungsbild dieser in Unterfranken bis zu 700 m mächtigen Abfolge führte zur Benennung „Buntsandstein“, die nicht nur für die Sandsteine selbst verwendet wird. Auch der Zeitraum ihrer Entstehung (vor 252 bis 243 Millionen Jahren) trägt diesen Namen.

An Unterfrankens Erdoberfläche treten diese Gesteine vor allem in einem Landstrich auf, der sich von Odenwald und Spessart im Südwesten über die Rhön bis nach Hessen und Thüringen hinzieht.

Viele Sandsteine des Unteren Buntsandsteins wurden und werden zum Teil noch als Bausteine gewonnen und teilweise unter Handelsnamen vertrieben, wie der 30 bis 40 m mächtige Heigenbrückener Sandstein und der bis zu



Mächtigkeit des marinen Zechsteins in Unterfranken und angrenzenden Regionen; die Zahlen geben die Mächtigkeit in Meter an (verändert nach GEYER 2002)

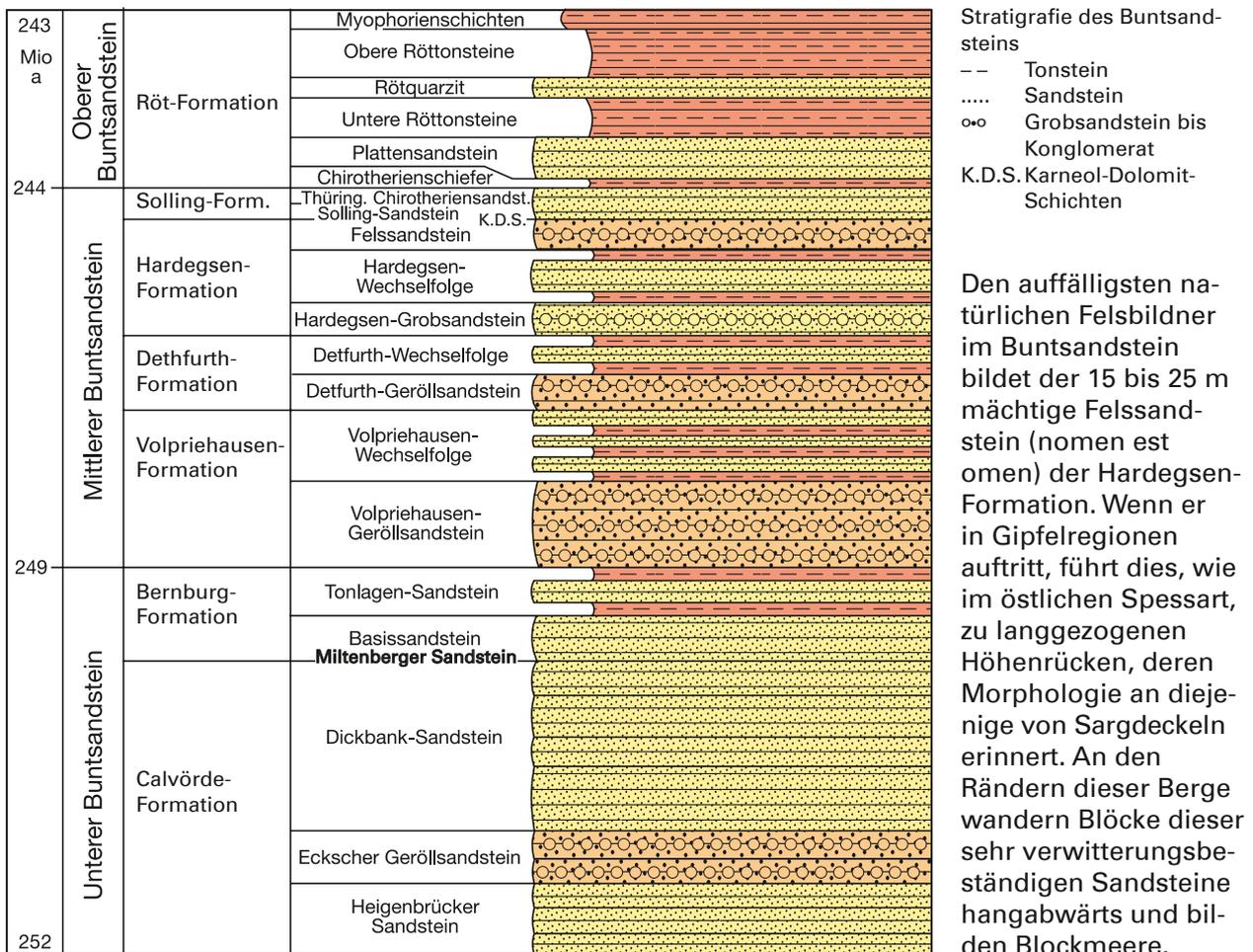
diese Weise entwickelte sich im Laufe der Forschungsgeschichte eine Namensvielfalt, die mit ihren zum Teil irreführenden oder widersprüchlichen Begriffen nur noch für Eingeweihte zu durchschauen war und es sehr schwer machte, über die jeweiligen Regionsgrenzen hinaus zusammengehörige Einheiten zu erkennen. Deshalb wurde ab den 1970er Jahren begonnen, zusammengehörige Gesteinseinheiten nach genau festgelegten Regeln unter das Dach eines gemeinsamen Namens zu stellen und diese als Formationen zu bezeichnen. Während in einzelnen Erdzeitaltern auch heute noch um

85 m mächtige Miltenberger Sandstein. Solche lokalen Bezeichnungen fanden im Laufe der geologischen Forschungen auch Eingang in die Fachliteratur, was zur Folge hatte, dass ein und dasselbe Gestein je nach Region unterschiedlich benannt wurde. So ist z. B. der fränkische Burgsandstein im Keuper ein Äquivalent des schwäbischen Stubensandsteins. Andere Gesteine wurden nach Fossilien benannt, wie die Myophorienschichten. Allerdings treten die namensgebenden Brackwassermuscheln sowohl im Oberen Buntsandstein als auch im Mittleren Keuper gehäuft auf, sodass sich nun unter demselben Namen zwei Gesteinseinheiten unterschiedlichen Alters verbergen. Auf

eine gemeinsame und allgemein anerkannte Formationsbezeichnung gerungen wird, setzten sich im Buntsandstein, wenn auch zuerst als Folgen bezeichnet, sehr schnell die vereinheitlichten Formationsbegriffe durch.

Der blassrotbraune bis rötlichgraue, überwiegend feinkörnige, Feldspat- und Hellglimmer führende Heigenbrückener Sandstein ist heute ein Teil der Calvörde-Formation. Zu dieser gehört auch der größte Teil des typisch rot-weiß geflammt, mittelkörnigen Miltenberger Sandsteins, nur sein oberster Abschnitt wird heute zur darüber folgenden Bernburg-Formation gestellt.

Geotope in Unterfranken



Mit dem Beginn des Mittleren Buntsandsteins kommt es zu verstärkter Erosion und damit zum Eintrag gröberer, geröllreicher Materials in das Germanische Becken. Im Laufe der Zeit wird das Material dann wieder feiner, bis zunehmendes Erosionsgeschehen wieder größere Sedimente zur Folge hat. Die so entstandene zyklische Abfolge wird in Volpriehausen-, Dethfurth-, Hardeggen- und Solling-Formation gegliedert.

Da die Grobsandsteinhorizonte oftmals kieselig gebunden und dadurch verwitterungsbeständig sind, bildet sich an ihnen meist eine Steilstufe, die im Gelände noch dadurch betont wird, dass über ihnen – hervorgerufen durch die Abtragung der weniger verwitterungsresistenten, feineren Gesteine – eine ausgeprägte Verebnungsfläche entwickelt ist.

Der nur 0,5 bis 2 m mächtige oberste Abschnitt der Hardeggen-Formation unterscheidet sich deutlich vom Felssandstein. Die Karneol-Dolomit-Schichten mit braunroten, violetten, grüngrauen oder blauschwarzen, häufig tonigen Partien sind die Reste von Bodenhorizonten, wie sie während langandauernder Sedimentationspausen entstehen.

Die meist zwischen 3 und 10 m mächtige Solling-Formation endet im westlichen Franken mit dem nur gut 1 m mächtigen Thüringischen Chirotheriensandstein. Dieser hat seinen Namen nach den relativ häufigen Fährten von Archosauriern, die zuerst in Thüringen gefunden wurden.

Die fluviatilen Schüttungen werden während des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation)

mehr und mehr zurückgedrängt und die Architektur der Flusssysteme verändert sich deutlich. In mäandrierenden Flüssen, die von Südwesten nach Nordosten fließen, wird der Plattensandstein abgelagert. Die Mächtigkeit dieses violettbraunen, ebenflächigen Sandsteins mit seinen dicht mit Hellglimmerplättchen bestreuten Schichtflächen nimmt von 34 m bei Wertheim Richtung Nordosten immer weiter ab. Im Bereich von Mellrichstadt keilt er fast völlig aus.

Zum Ende des Buntsandsteins entwickelt sich im abflusslosen Germanischen Becken unter wüsten- oder halbwüstenhaften subtropischen Klimaten eine Playa-ähnliche Landschaft mit episodischen Schichtfluten. Abgelagert werden hier bis zu 60 m mächtige, braunrote bis violettstichige, lagenweise feinsandige Ton- bis Siltsteine, in denen einzelne dünne Gipslagen oder -linsen auftreten. Die Röttonsteine werden durch den Rötquarzit zweigeteilt. In Mainfranken besteht dieser aus zwei Bankkomplexen von weißlichen oder grünlichen, kieselig gebundenen Sandsteinen. Die Rötquarzit-Oberbank enthält stellenweise charakteristische Spurenfossilien.

In die Oberen Röttonsteine schalten sich mit nach oben zunehmender Tendenz immer wieder marine Lagen ein, die das Vordringen des Meeres ins Germanische Becken während der Muschelkalk-Zeit ankündigen. So sind die Myophorienschichten des obersten Buntsandsteins durch wechselhaft ausgebildete Gesteine charakterisiert, in denen sich auch einer der an Insektenfunden reichsten Horizonte der gesamten Germanischen Trias befindet.

Trias – Muschelkalk

Zu Beginn der Muschelkalk-Zeit (vor circa 243 bis 235 Millionen Jahren) bedeckt dann ein warmes, flaches Binnenmeer das äquatornähe Germanische Becken fast vollständig. Von den festländischen Rändern im Norden, Westen und Südosten wird kaum Material eingetragen, sodass vor allem Kalkschlämme entstehen, die zu den typisch grauen Kalksteinen verfestigt werden. Sturmereignisse spülen immer wieder Schalen von Organismen zu fossilreichen Bän-



Mittlerer Buntsandstein mit Karneol-Dolomit-Schichten im ehemaligen Steinbruch Arnshausen; durch die Verwitterung sind diese Schichten sehr schön herauspräpariert.

ken zusammen, die der ganzen Schichtfolge und dem Zeitalter den Namen „Muschelkalk“ gaben.

Vom unteren Taubertal über das Mittelmain-Tal zwischen Ochsenfurt und Karlstadt, das Grabfeld bis zum Ostrand der Rhön bestimmen vornehmlich diese Gesteine den Landschaftscharakter bis hinein in die Ortschaften mit dem typischen Mausgrau der Mauern aus Muschelkalk. Selbst dort, wo er überdeckt wird, prägt der Muschelkalk im Untergrund das flachwellige Erscheinungsbild der Mainfränkischen Platten.

Der Grenzgelbkalkstein, eine leuchtend ockerfarbene Dolomitsteinbank, markiert den Beginn des Unteren Muschelkalks. Die typischen grauen Kalk- und Kalkmergelsteine mit dem auffällig welligen Erscheinungsbild des Wellenkalks stellen sich erst einige Meter darüber ein. Lebensspuren wie z. B. bleistiftdicke Grabgänge zeigen, dass durch intensives Bodenleben die ursprüngliche Schichtung häufig völlig zerstört ist. In chaotisch verfalteten Lagen haben Erdbeben ihre Spuren hinterlassen. Halbverfestigte Schichtstapel werden dabei in Bewegung versetzt und gleiten flache Hänge hinunter, bis sie knäuelartig verwickelt abgelagert werden.

Auffällig kompakte Lagen unterbrechen mehrfach den monoton erscheinenden 70 bis 90 m mächtigen Wellenkalk. Da sie sich nicht nur



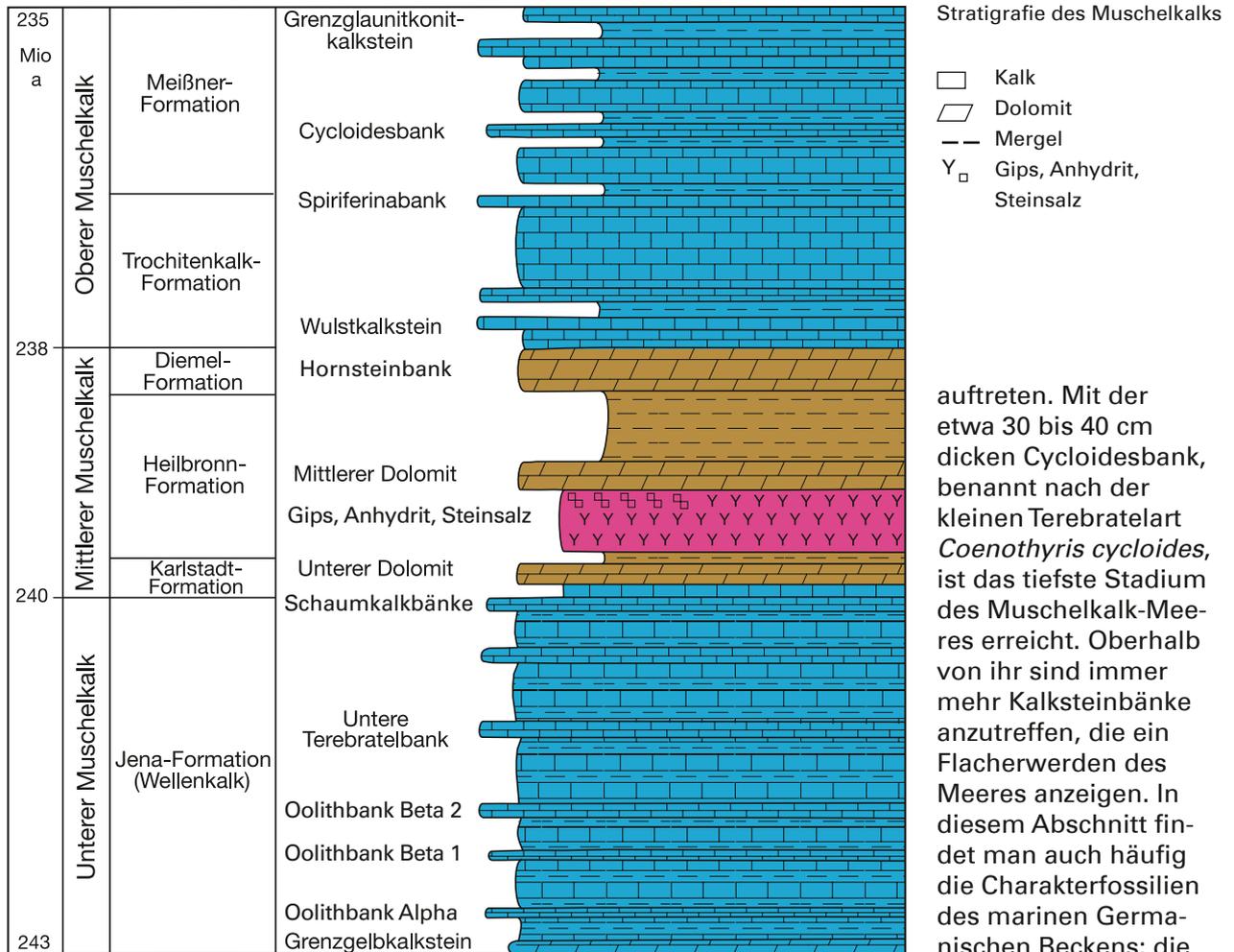
Wellenförmige Strukturen sind das charakteristische Merkmal des „Wellenkalks“, Felsen am Kalbenstein bei Karlstadt

durch ihr Erscheinungsbild, sondern auch in ihrem internen Aufbau vom umgebenden Gestein unterscheiden, haben sie den Charakter von Leitbänken. Die Terebratelbänke in der Mitte des Unteren Muschelkalks und die Spiriferinabank im höheren Unteren Muschelkalk sind nach Weichtieren (Brachiopoden) benannt, deren Schalen in ihnen häufig sind. Die Oolithbänke im unteren Abschnitt haben ihren Namen von Millimeter großen Kalkkugeln (Ooiden), die allerdings in Unterfranken nicht auftreten – stattdessen sind hier feinkörnige Kalkbrocken in diesen Bänken typisch.

Für den obersten Abschnitt des Unteren Muschelkalks sind die Schaumkalkbänke leitend, die überwiegend aus Ooiden bestehen. Bei der Verwitterung erhalten sie ein poröses Aussehen, welches phantasievoll auch als schaumig beschrieben werden kann. Ooide entstehen in flachem, stark bewegtem Wasser, sodass die Entstehung der Schaumkalkbänke auf die Verflachung des Meeres zurückzuführen ist. Vereinzelt Stromatolithe – von Cyanobakterien (Blaugrünalgen) erzeugte sehr flache, riffähnliche Strukturen – und brackisch beeinflusste mergelige Gesteine in den Orbicularis-Schichten kündigen das vorübergehende Ende der marinen Periode an.

Im Mittleren Muschelkalk sorgt ein weiter sinkender Meeresspiegel dafür, dass mehr und mehr kontinental geprägte Sedimente abgelagert werden. Dabei kommt es auch zur Bildung von Gips, beziehungsweise Anhydrit, oft wird auch noch Steinsalz ausgeschieden. Im Idealfall können sogar zwei Steinsalzlager übereinander liegen. Ein dritter evaporitischer Zyklus führt anschließend nur noch zur Bildung von Anhydrit, während im oberen Abschnitt des Mittleren Muschelkalks Dolomitsteine kennzeichnend sind. Die Hornsteinbank, ein Schillkalk-Horizont nahe der Grenze zum Oberen Muschelkalk, ist ein erstes Anzeichen für die Rückkehr des Meeres. Typisch sind vollständig verkieselte Bereiche, deren Kieselsäure vermutlich bei der Auflösung von Kieselschwamm-Skelettnadeln freigesetzt und nachträglich wieder ausgeschieden worden ist.

Der Wiederanstieg des Meeresspiegels führt zur kompletten Überflutung des Germanischen Beckens zum Beginn des Oberen Muschelkalks. Immer wiederkehrende Meeresspiegelschwankungen führen zu zyklischen Ablagerungen.



Diese beginnen jeweils mit einer fossilreichen basalen Kalksteinbank. Sie entstehen in relativ flachem Wasser, wenn die Organismenreste durch Stürme zusammengeschwemmt werden. Mit zunehmender Vertiefung des Meeres und damit Entfernung zur Küste wird immer feineres Material abgelagert, bis das Meer schließlich wieder flacher wird und der nächste Zyklus beginnt. Im Gebiet des heutigen Unterfrankens geschieht dies im Oberen Muschelkalk mehr als vierzigmal.

Zuerst nimmt dabei von Zyklus zu Zyklus die Wassertiefe zu, sodass sich abhängig davon auch der Fossilinhalt der markanten Kalkbänke ändert. Für den unteren Abschnitt des Oberen Muschelkalks sind Massen von Seelilien-Stielgliedern (Trochiten) bestimmend, während im mittleren und oberen Abschnitt Unmengen von Brachiopoden (Spiriferinen und Terebrateln)

tenfische mit planspiralig eingerollten Gehäusen. Daneben gibt es immer wieder Reste von Knorpel- und Knochenfischen, wie auch größere Fragmente des Meeres-Reptils Nothosaurus. Für den Muschelkalk namensgebend waren Schalen von Brachiopoden, die man irrtümlich für Muscheln gehalten hatte. Als „Schalenpflaster“ findet man sie häufig auf den Oberflächen der Bänke.

Ein erneuter Rückzug des Meeres läutet das Ende der Muschelkalk-Zeit ein. Lokal spülen Stürme im verflachenden Meer gewaltige Mengen an Schalenresten zusammen. Der Quaderkalk, der im südlichen Unterfranken nahe der Oberkante des Muschelkalks auftritt, besteht aus solchen Zusammenschwemmungen. Er war früher eines der bedeutendsten Exportprodukte Unterfrankens und wurde beispielsweise als Baustein der Isarbrücken Münchens,

Geotope in Unterfranken

des Pergamon-Museums in Berlin und der Grand Central Station in New York verwendet. Aufgrund seiner enormen Biege- und Druckfestigkeiten sowie einer hohen Frostbeständigkeit ist er auch heute noch von wirtschaftlicher Bedeutung.

Trias – Keuper

Während im Süden des Germanischen Beckens noch im Meer der Muschelkalk-Zeit Kalksteine entstehen, werden zur gleichen Zeit im Norden bereits auf dem Festland Sedimente abgelagert. Im Übergangsbereich zwischen Meer und Festland entwickeln sich dabei küstennahe Schwemmebenen und Schlickbereiche mit episodischen Meeresüberflutungen, Delta-Areale und verästelte Flusssysteme. Diese vielfältigen Ablagerungsmilieus spiegeln sich in den dabei entstandenen Gesteinen wider. Ton- und Tonmergelsteine werden durch Dolomit- und Kalksteinbänke unterbrochen. Sandstein-Pakete repräsentieren die fluviatilen Episoden. Diese Fazies (das ist die jeweilige Gesteinsausprägung) entspricht dabei schon der, die in Unterfranken erst im Unteren Keuper (Erfurt-Formation) entsteht.

In den Karbonaten, wie Blaubank, Albertibank oder dem Grenzdolomit, berichten Muscheln, Schnecken und Brachiopoden von randmarinen und brackischen Milieus, während die Conchostraken (Muschelkrebse), die sich in Ton- und Siltsteinen finden, brackische Lagunen und salzige Tümpel bevorzugten. Die Sandsteine sind oft reich an Pflanzenresten, die häufig zu Kohlen umgewandelt sind. Für eine exzellente Erhaltung von Schachtelhalmen, Bärlappgewächsen, Farnen, Samenfarnen und Palm-

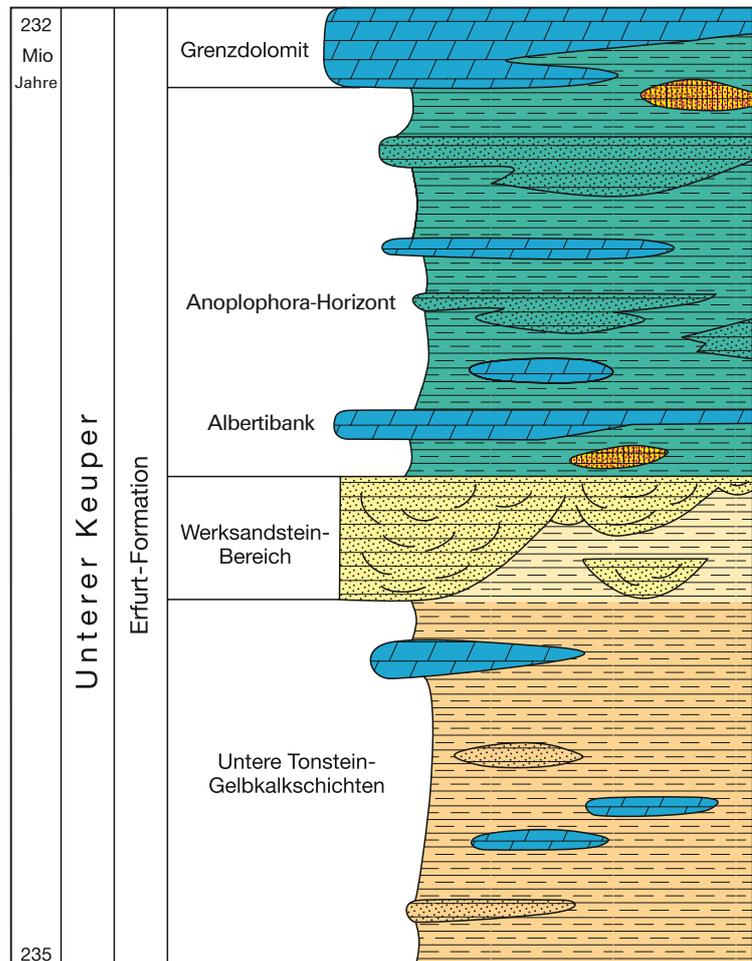
farnen ist besonders der Werksandstein aus dem östlichen Maindreieck bekannt. Aufgrund dieser Vielgestaltigkeit der Sedimente wurde der Untere Keuper früher auch als „Lettenkohlenkeuper“ bezeichnet.

Im Lauf der Zeit drängen diese Sedimente das Meer immer weiter nach Südwesten zurück, bis nach einem letzten, aber markanten Meeresvorstoß zur Zeit des Grenzdolomits nahezu das gesamte Germanische Becken wieder festländisch geworden ist. Während der restlichen Keuper-Zeit (vor 231 bis 200 Millionen Jahren) liegt das heutige Unterfranken nun im südöstlichen Randbereich des Germanischen Beckens.

Zu Beginn des Mittleren Keupers sind in den Sedimenten evaporitische Anteile so häufig, dass sie für den „Gipskeuper“ namensgebend sind. Anfangs bilden sich in hypersalinenen,

Stratigrafie des Unteren Keupers

- Sandstein
- — Tonstein
- ▭ Dolomit



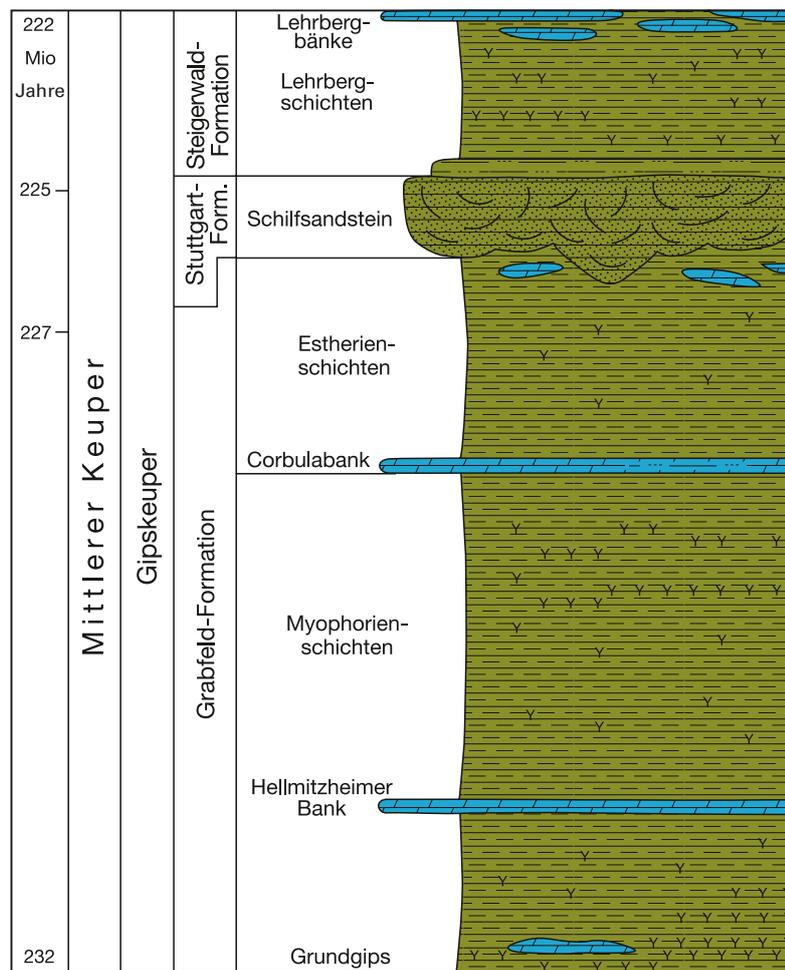
marin beeinflussten Flachwasserbecken und pfannenartigen Senken mit episodischen Überflutungen (Sabkhas) mächtige Gipslager. Dieser „Grundgips“ streicht am Fuß der Steilstufen von Steigerwald und Haßbergen aus und wird bei Bad Königshofen, Sulzheim und Iphofen in größerem Maßstab abgebaut. In der Folgezeit entstehen dann kontinentale Schlammebenen (Playas), in denen sich nach episodischen Schichtfluten kurzfristige Seen bilden. Auch beim Verdunsten dieser Seen entstehen wiederum Gipsvorkommen, die aber geringmächtiger sind und nicht abgebaut werden. Diese traditionell als Myophorien- und Estheriensichten bezeichnete Abfolge wird heute in der Grabfeld-Formation zusammengefasst.

Unterbrochen wird dieses exotisch anmutende Sedimentationsgeschehen durch das Auftreten

eines Flusssystem, dessen Herkunft aus dem heutigen Skandinavien nicht minder exotisch erscheint. Aus seiner Sedimentfracht entsteht der Schilfsandstein (Stuttgart-Formation), der dem Werksandstein des Unteren Keupers zum Verwechseln ähnlich sieht. Dies ist nicht verwunderlich, da dieser – wenn auch deutlich früher – unter fast identischen Umweltbedingungen entstanden ist. Entlang seiner Stromrinnen schneidet sich der Schilfsandsteinfluss zuerst tief in seinen Untergrund ein. Anschließend füllt er diese Rinnen wieder mit Sand, um in der Folgezeit als Uferdammfluss wie heute der Po in Norditalien, auf der Ebene zu verlaufen. In Hochwasserphasen wird dann auch Sand in den umliegenden Arealen abgelagert. So erklärt sich, dass die Mächtigkeit des Schilfsandsteins zwischen mehreren Zehner Metern und einem Meter schwanken kann. Dass es in diesen fluviatilen Sandsteinen mit dem nur im

flachen Meer entstehenden Mineral Glaukonit auch noch ganz deutliche Hinweise für einen Meereseinfluss gibt, passt in das exotische Umfeld.

Nach der Schilfsandstein-Episode kehrt die Playa-Sedimentation, die andernorts ununterbrochen weitergeht, nach Unterfranken zurück. Im langsam und stetig absinkenden Germanischen Becken wird die Absenkungsrate durch die Sedimentzufuhr soweit kompensiert, dass die jeweilige Landoberfläche nicht mehr unter Meereseinfluss kommt. Es entstehen die monotonen rotbraunen Ton- und Siltsteine der Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation). Höhere Abtragungsraten und größere Niederschlagsmengen beenden die tonig-siltig dominierten Schichtfolgen. Genährt von Flüssen und Schichtfluten bauen sich



Stratigrafie des Gipskeupers

- Sandstein
- ▤ Dolomit
- Tonstein
- Y Gips, Anhydrit

Geotope in Unterfranken

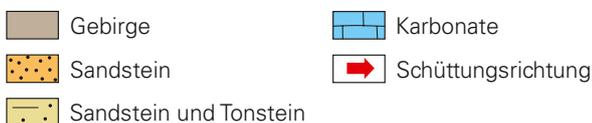
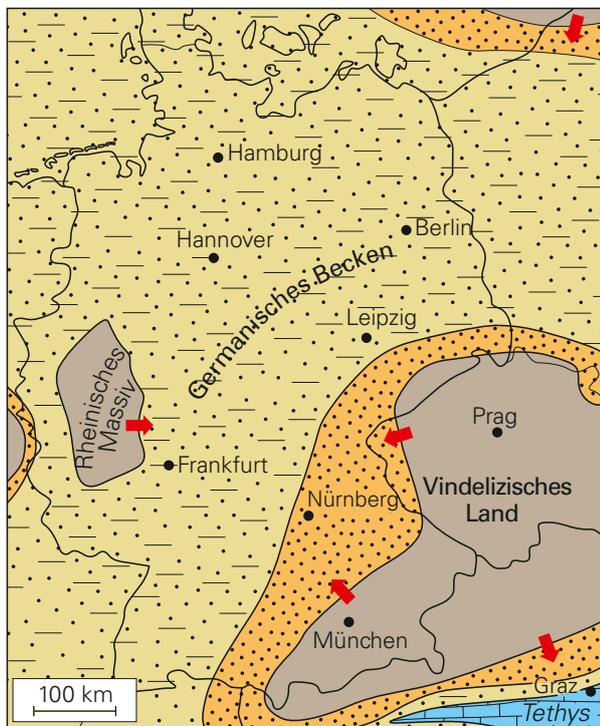


Die Lehrbergschichten am Judenhügel bei Kleinbardorf

nun breite Sandfächer vom Vindelizischen Land im Südosten nach Nordwesten und Norden in das Germanische Becken vor. Ihr Erbe sind die groben und häufig unreinen Sandsteine des Sandsteinkeupers. Eingeteilt wird dieser heute in Haßberge-Formation (Blasensandstein und Coburger Sandstein) und Löwenstein-Formation (Burgsandstein).

Mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet lässt die Wasserenergie der Flüsse und Schichtfluten nach, sodass die Ablagerungen nach Nordwesten hin immer feiner werden und schließlich in den nördlichen Haßbergen kaum mehr grobe Sandschüttungen zu finden sind. Dort dominieren wieder tonig-siltige Schichten mit Gipslagen.

Die normale Ausbildung des Sandsteinkeupers in Franken und Schwaben ist also lediglich die Randfazies des Germanischen Beckens, während die aus bayerischer Sicht scheinbar exotische Ausbildung im nordöstlichen Unterfranken der normalen „preußischen“ Entwicklung innerhalb des Beckens entspricht.



Abnehmende Reliefenergie und damit einhergehend verringerte Abtragungsraten beenden die Sandsteinbildung vor dem Vindelizischen Land. Im höheren Keuper werden deshalb in ausgedehnten, stellenweise versumpften Ebenen „feuerrote“ Tonmergel abgelagert. Dieser „Feuerletten“ (Trossingen-Formation) tritt in Unterfranken lediglich im Osten auf und erreicht dort Mächtigkeiten von 45 bis 60 m. Obwohl er allgemein schlecht erschlossen ist, verrät sich seine Verbreitung deutlich durch markant leuchtendrote Ackerfarben oder aber durch ausgedehnte Rutschungsvorgänge auf ihm. Bei Kontakt mit Wasser bilden die Feuerletten-Tone eine schmierseifenähnliche Oberfläche, sodass der darüber folgende Rhät-sandstein vielerorts langsam talwärts wandert. Besonders eindrucksvoll sieht man dies bei Altenstein, wo die von diesen Bewegungen förmlich zerrissenen Reste der Burg zeigen, dass diese Vorgänge heute noch anhalten.

Von Vindelizischem Land und Rheinischem Massiv abgetragenes Verwitterungsmaterial wurde in die angrenzenden Becken geschüttet und nach seiner Korngröße sortiert abgelagert: am Rande des Beckens grobe Sandsteine, dann feine Sand- und Tonsteine.

Stratigrafie des Sandsteinkeupers

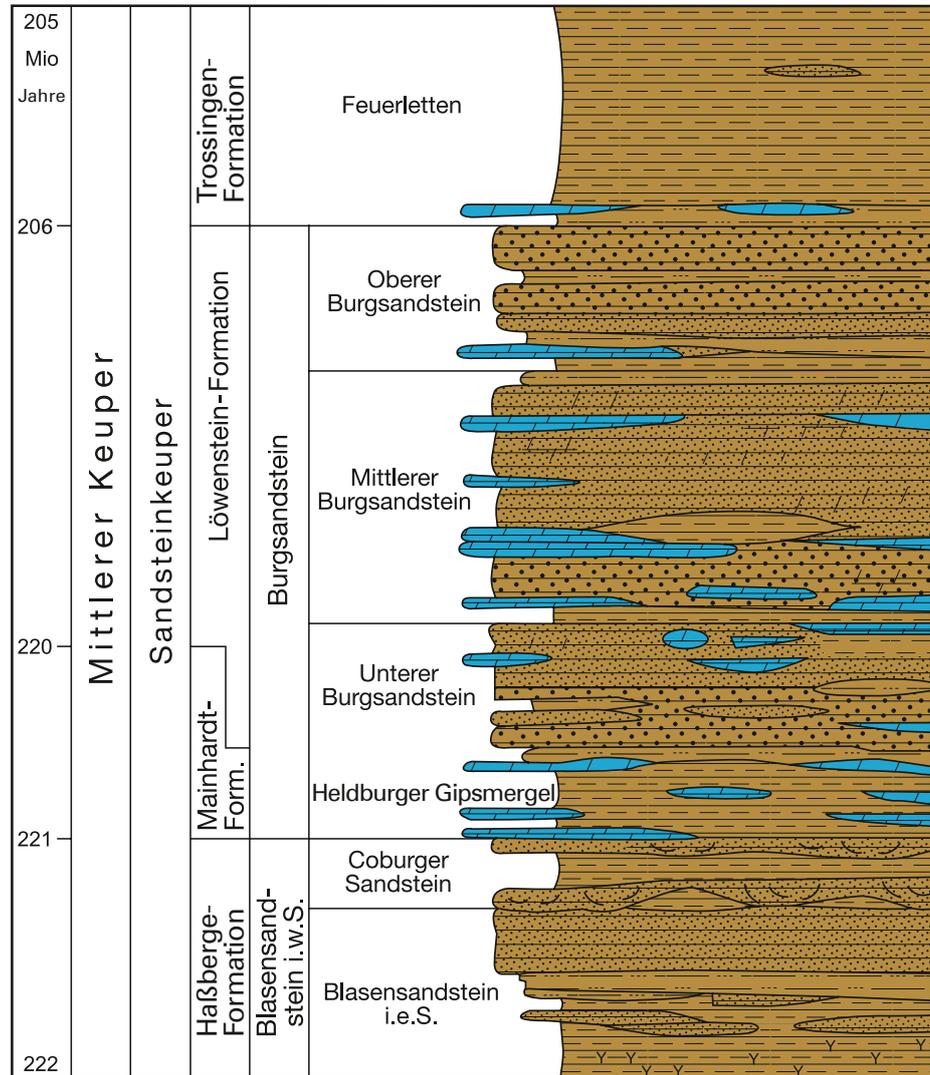
- Grobkörniger Sandstein
- Feinkörniger Sandstein
- ▭ Dolomit
- - Mergel
- Y Gips, Anhydrit, Steinsalz

Als sich im Rhät (Oberer Keuper) das Meer wieder Richtung Südosten ausbreitet, lag Unterfranken in einer Übergangsposition. Während im Grenzgebiet Unterfranken/Oberfranken noch festländische Verhältnisse herrschen, bilden sich im Bereich des Großen Haßberges zu dieser Zeit bereits marine Sandsteine. Diese Rhät-Lias-Übergangsschichten werden heute als Exter-Formation bezeichnet. Im folgenden Jura gerät dann ganz Unterfranken unter Meeresbedeckung, wovon aber nur noch einige Reliktvorkommen von Lias-Gesteinen wie Psilonotentone und Angulatensandsteine z. B. am Großen Haßberg Zeugnis ablegen.

Dass in Teilen Unterfrankens auch im Jura Sedimente abgelagert worden sind, belegen Einschlüsse dieser Gesteine in Vulkaniten der „Heldburger Gangschar“. Allerdings sind sonst keine weiteren Jura- und Kreide-Gesteine in Unterfranken dokumentiert.

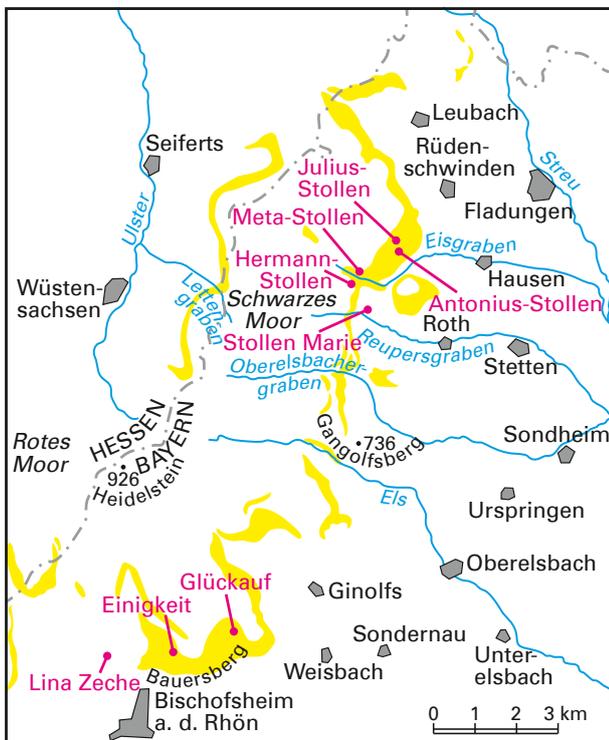
2.3.3 Tertiäre Sedimente und Vulkanite

Ab dem frühen Tertiär wird Unterfranken reichsweite wieder Sedimentationsraum. Im äußersten Westen senkt sich der kristalline Sockel der Untermainebene allmählich ab.



Dadurch kann im Oligozän der schmale Meeresarm des Rheintalgrabens über das Mainzer Becken bis an den Rand des Vorspessarts vorstoßen. Im anschließenden Miozän süßt der Sedimentationsraum aus, es entstehen zuerst Brackwasser- und danach Süßwasser-Ablagerungen. Im Pliozän bilden sich dann Seetone und Flussskiese.

Wie uns Süßwassersedimente mit Mergeln, Tonen und Braunkohlen zeigen, liegt der Raum der Rhön ab dem frühen Oligozän am Rand der Hessischen Senke. Die Braunkohlebildung hat ihren Höhepunkt im Miozän und dauert bis in das beginnende Pliozän hinein an. Die Braunkohlen wurden früher an mehreren Stellen in der Rhön abgebaut. Die miozänen Sedimente



Verbreitung der Braunkohle führenden Tertiär-Schichten (gelb) in der bayerischen und angrenzenden hessischen Rhön mit ehemaligen Abbaustellen von Braunkohle (rot) (verändert nach GEYER 2002)



Säulenbasalte am Gangolfsberg

der Rhön liegen in einem Nord-Süd gerichteten Streifen, der von Tann im Norden bis Wollbach bei Bad Neustadt a. d. Saale reicht. In den Kaltennordheim-Schichten, einer wechselhaften Folge von tonigen bis kalkig-mergeligen Sedimenten, sind reichlich Braunkohlelagen eingeschaltet, die bis zu 5 m mächtige Flöze entwickeln können. Diese wurden – wie z. B.

am Bauersberg bei Bischofsheim – sogar im Untertagebau abgebaut. Gut erhaltene Pflanzenfossilien enthalten ausgestorbene Arten von heute noch existierenden Gattungen, wie Ahorn, Hainbuche, Buche, Weide und Weinrebe. An Tierresten finden sich Fische, froschartige Amphibien und Süßwasserschnecken.

Hauptsächlich im Zeitraum Oligozän/Miozän dringen in der Rhön und im östlichen Unterfranken sowie im westlichen Spessart und im bayerischen Teil des Odenwalds Vulkanite an die Oberfläche.

In der Rhön sind die tertiären Sedimentgesteine immer wieder von Tuffen durchsetzt. Am auffälligsten sind aber die massiven Basalte, die die sedimentären Einheiten trennen und durchdringen. Obwohl diese Vorkommen einen erstaunlich kleinen Anteil an der Gesamtfläche der Rhön haben, sorgte die Verwitterungsresistenz der Vulkanite für den besonderen Landschaftscharakter der Rhön. Einzelne durch die Erosion herauspräparierte Schlote prägen die markante Morphologie der Kuppenrhön, flächige Basaltdecken dagegen die Züge der Langen Rhön. Die spektakulärste Erscheinungsform der Vulkanite sind aber die Basaltsäulen.

Etwa zeitgleich zum Rhön-Vulkanismus ist der Spaltenvulkanismus der Heldburger Gangschar. Basalte sind dort von den nördlichen Haßbergen und dem angrenzenden Süd-Thüringen bis zum Vorland des nördlichen Steigerwaldes bekannt. Meist handelt es sich nur um Nordnordost-Südsüdwest-gerichtete Spaltenfüllungen von wenigen Dezimetern Breite. Massive Förderschloten, wie am Zeilberg oder am Bramberg, sind selten. Tertiäre Vulkanite existieren aber auch im Spessart. Zudem kommt es zur Bildung von hydrothermalen Gängen mit Schwespat, Eisen-Mangan-Oxiden oder Kobalt führenden Erzen in Spessart und Rhön.

Durch fortschreitende Erosion während Miozän und Pliozän bilden sich ausgedehnte Verebnungsflächen, wie z. B. die Gäufläche im südlichen Unterfranken und den angrenzenden Gebieten. Ablagerungen pliozänzeitlicher Flüsse sind bei Stockstadt und im Landkreis Rhön-Grabfeld erhalten geblieben.

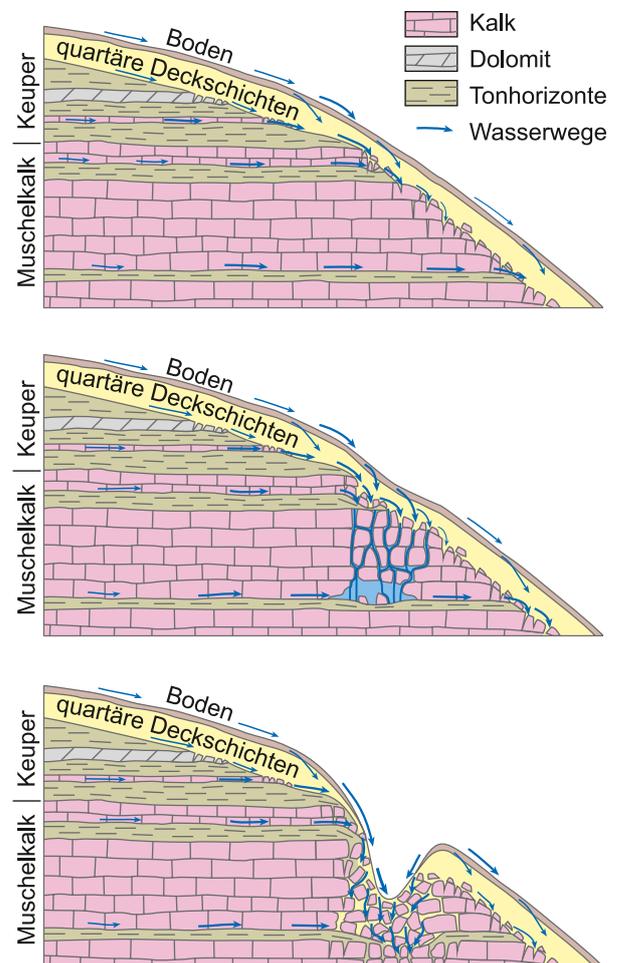
2.2.4 Geologische Vorgänge im Quartär

Mit dem Umschwung von subtropisch-wechselfeucht zu kaltgemäßigt bis subpolar beginnt das Quartär. Während der folgenden pleistozänen Kaltzeiten gehört das nördliche Süddeutschland zum Periglazialraum mit Tundrenklima und Dauerfrostböden. In den Übergangsperioden zwischen Kalt- und Warmzeiten entwickelt sich das heute noch vorhandene Flussnetz mit seinen Schotterterrassen. Diese entstehen, wenn sich der Fluss als Folge abnehmender Frostschuttanlieferung in die vorher gebildeten Schotterkörper eintieft. Anhand der Höhenlagen über dem Fluss lässt sich das Alter der Terrassen ableiten. Je jünger Geröll- und Sandablagerungen sind, desto besser sind sie erhalten. Daher nehmen die jungpleistozänen Niederterrassen, die von unterhalb des heutigen Mainniveaus bis etwa 14 m über dem Main auftreten können, die größte Fläche ein.

Erdgeschichtlich interessant sind die altpleistozänen Terrassen am Mittelmain (60 bis 70 m über dem heutigen Mainniveau), in denen z. B. bei Volkach, Goßmannsdorf, Randersacker und am Schalksberg bei Würzburg erstaunliche Wirbeltierreste gefunden wurden. Bison, Hyäne, Elefant, Nashorn, Flusspferd und Biber zeigen, dass in den Warmzeiten mediterrane, vereinzelt sogar subtropische Verhältnisse herrschen. Erst in dieser Zeit durchbricht der Oberlauf eines östlichen Rheinzufusses die Steigerwaldschwelle und zapft damit den Oberlauf des Mains an. Nachdem er bisher zur Donau geflossen war, fließt der Main nun durch Unterfranken.

Relativ geringe Vegetationsbedeckung führt im Laufe des Pleistozäns zu erheblicher Winderosion. Feiner Staub und Sand wird abgetragen und meist in östliche Richtung verweht und dort wieder abgesetzt. Die oft großflächigen Staubablagerungen bilden heute die Löss- und Lösslehmdecken im unterfränkischen Gäuland. Junge Sandverwehungen sind oft als ausge dehnte Dünen sande erhalten, wie östlich von Kitzingen oder am Untermain.

Lösungsvorgänge in Sulfaten (wie den Grundgipsschichten) und Karbonaten (wie den Muschelkalk-Gesteinen) führen heute noch



Erdfallentstehung im Oberen Muschelkalk (nach SIMON 1982)

zum Entstehen von Karstphänomenen. In den entsprechenden Ausstrichgebieten sind deshalb Dolinen und Erdfälle verbreitet. Sekundär können aus solchen Einsturzformen auch ungewöhnliche Wasseraustritte entstehen.

Der verwinkelte Lauf des Mains und vieler seiner Nebenflüsse ist das Resultat der vielleicht kompliziertesten Flussgeschichte Mitteleuropas. An ihm wirken sowohl wechselnde Erosionsvorgänge, unterschiedliche Tiefenlagen des Oberrheingrabens, Änderungen in Abflussrichtungen mit, wie auch weiträumige tektonische Verstellungen, die bis in die jüngste Zeit aktiv waren.

3 Geotope in Unterfranken – ein Überblick

3.1 Stand der Inventarisierung im GEOTOPKATASTER BAYERN

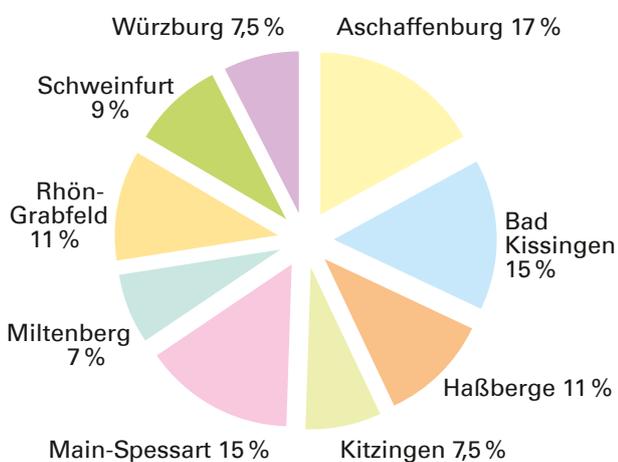
Um über die Anzahl, den Wert und die räumliche Verteilung der wichtigen erdgeschichtlichen Bildungen in Bayern möglichst schnell und umfassend Auskunft geben zu können, wurde im Jahr 1985 mit dem Aufbau des GEOTOPKATASTERS BAYERN begonnen. Fachliches Ziel dieses Vorhabens war und ist eine möglichst vollständige Erfassung und Bewertung aller in Frage kommenden Objekte. Damit sollte eine umfassende und einheitliche Grundlage für die fachliche Naturschutzarbeit wie für die Raumordnung und Landesplanung in Bayern geschaffen, gleichzeitig aber das gewonnene Wissen auch der Allgemeinheit zur Verfügung gestellt werden.

Diese Datensammlung besteht heute zum einen aus einer Dokumentation der für die geowissenschaftliche Forschung und Lehre bedeutsamen Gesteinsvorkommen Bayerns. Daneben sind in ihr die wesentlichen, für unterschiedliche Bereiche typischen und prägenden Landschaftsformen erfasst. Außer Gesteinsfreilegungen (Aufschlüssen) und Reliefformen gehören dazu auch Grundwasseraustritte, natürliche Höhlen und mit den Geohistorischen Objekten auch jene Spuren, die auf die Nutzbarmachung von Bodenschätzen durch den Menschen in der Vergangenheit hinweisen.

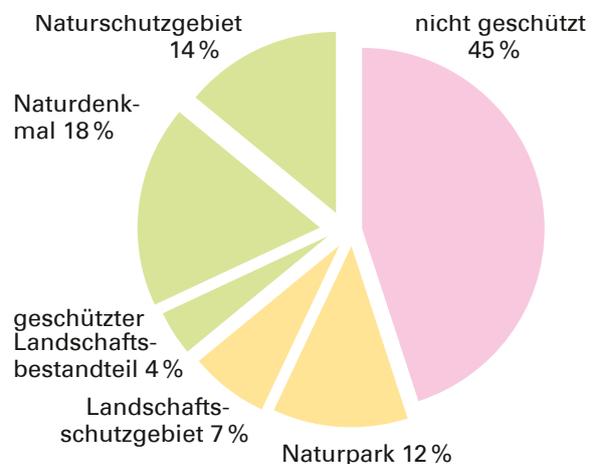
In den vergangenen Jahren wurden hunderte von Aufnahmevorschlägen für den GEOTOPKATASTER BAYERN in Unterfranken im Gelände aufgesucht und einer fachlichen Bewertung unterzogen. Bis zum Sommer 2013 wurden daraufhin insgesamt 277 Geotope unter Berücksichtigung aller Beurteilungskriterien inventarisiert. Objekte, die sich als fachlich nicht geeignet herausstellten, wurden nicht aufgenommen.

Obwohl die Erfassung von Geotopen in Bayern eine hohe Bearbeitungsdichte erreicht hat, spiegelt der derzeitige Datenbestand im GEOTOPKATASTER BAYERN keine Vollständigkeit wider. Zum einen steht eine wirklich flächendeckende Bearbeitung noch aus. Zum anderen gehen laufend Neuvorschläge ein, die vor einer Aufnahme in die Datenbank fachlich zu überprüfen sind.

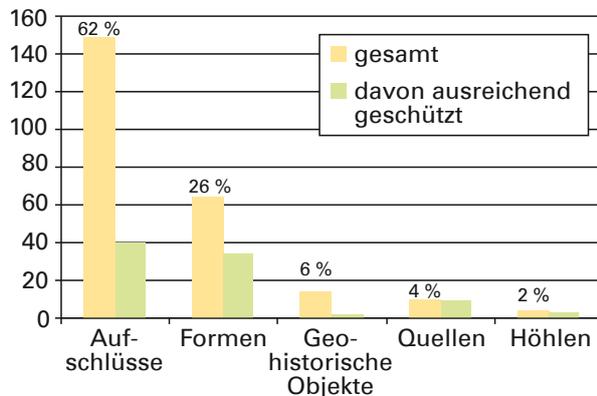
Zudem ist der Bestand der bereits erfassten Geotope nicht konstant. Ihr Zustand ist ständigen Änderungen unterworfen. Diese können beispielsweise auf natürliche Weise die Folge von Verwitterung oder Bewuchs sein. Aber auch der Mensch wirkt durch Veränderung der Nutzung, Einstellung von Abbaumaßnahmen oder restloser Verfüllung von Abgrabungsstellen auf den Zustand ein. Dadurch kann sich die Bewertung der Objekte ändern, bis hin zur Einstufung mancher Geotope als zerstört.



Verteilung der Geotope auf die Landkreise Unterfrankens

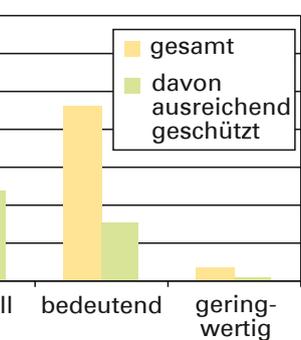
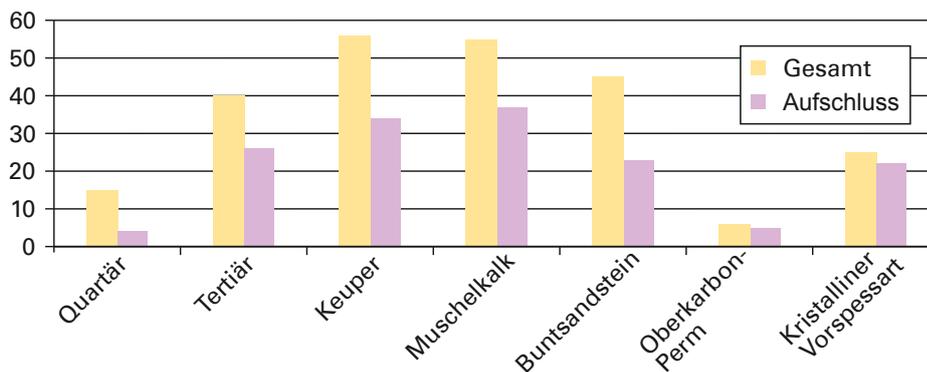


Schutzstatus der in Unterfranken erfassten Geotope



Gesamtmenge und Anzahl der ausreichend geschützten Geotope in Unterfranken, aufgliedert nach Objektklassen

Im Durchschnitt weist der GEOTOPKATASTER BAYERN für Unterfranken pro 31 Quadratkilometer jeweils ein Geotop auf. Insgesamt wurden im Rahmen der bisherigen Erfassung 19 unterschiedliche Geotoptypen festgestellt, von denen etwa 62 % zu den verschiedenen Arten von Gesteinsaufschlüssen zu rechnen sind. In dieser Objektklasse findet sich besonders häufig die Kategorie Schichtfolge, gefolgt von Fossilfundstellen. Mit 26 % stellen die Reliefformen die zweithäufigste Gruppe dar; hier überwiegen fluviatile Abtragungs- und Ablagerungsformen sowie Karst- und Subrosionsformen in löslichen Gesteinen. Als dritthäufigste Gruppe mit ungefähr 6 % wurden geohistorische Objekte erfasst. Quellen machen nur etwas mehr als 4 % des Datenbestandes von Unterfranken aus. Und schließlich finden sich noch Daten zu vier Höhlen in der Datenbank. Bei dieser geringen Anzahl ist zu beachten, dass es sich hierbei nur um die im GEOTOPKATASTER BAYERN erfassten Höhlenbildungen handelt. Wegen der vielfachen Gefährdungen, denen Höhlen unterliegen, erfolgt deren vollständige Inventarisierung. Dies geschieht aber nicht im GEOTOP-



Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope Unterfrankens (7 % sind besonders wertvoll, 53 % wertvoll, 38 % bedeutend und 2 % geringwertig).

KATASTER BAYERN, sondern im „Höhlenkataster Unterfranken“, der bei der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg geführt wird.

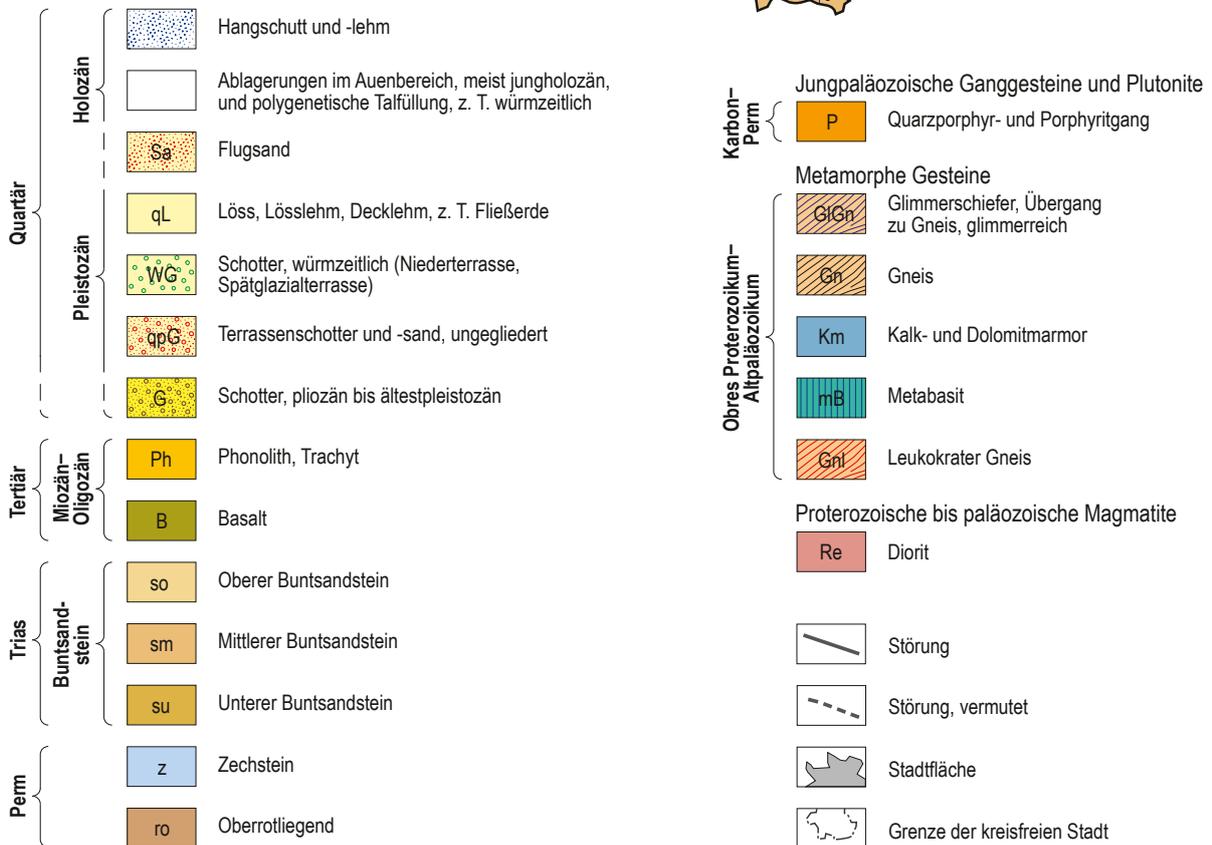
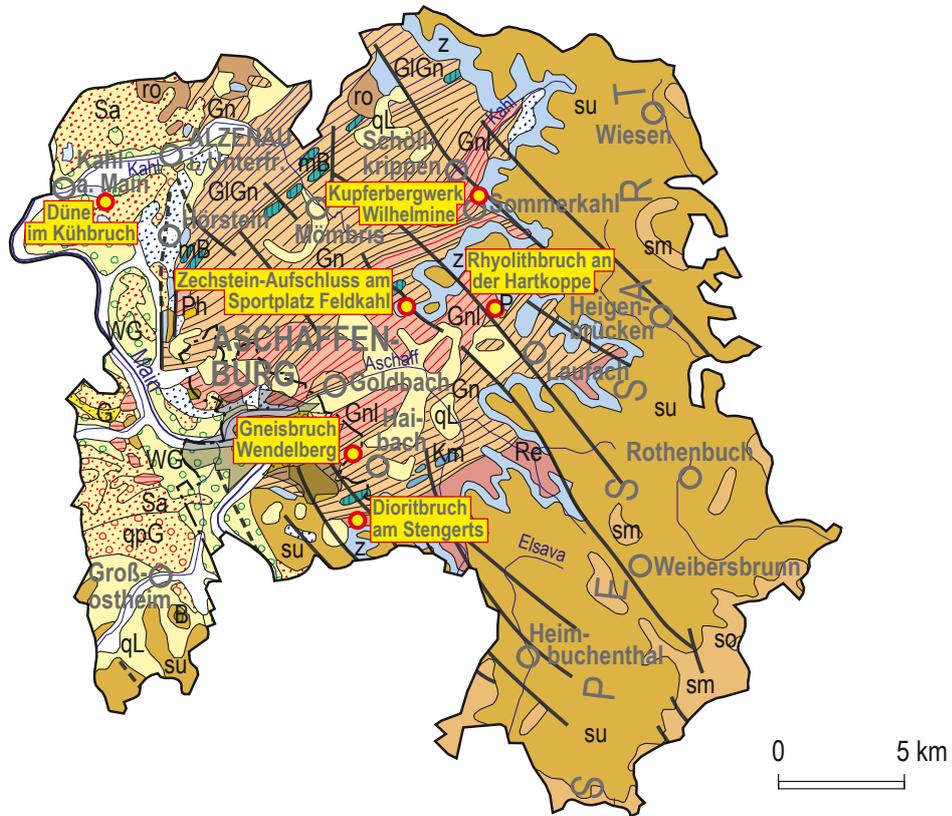
Insgesamt stehen 55 % der erfassten Geotope unter dem Schutz des Bayerischen Naturschutzgesetzes. Davon entfallen gut 65 % auf Objekte, die in Naturschutzgebieten liegen oder als Naturdenkmal beziehungsweise geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen sind. Die Schutzbestimmungen dieser Gebiete reichen aus, um dort zumindest die Erhaltung der Geotope zu gewährleisten. Dagegen ist in Landschaftsschutzgebieten und Naturparks bei Veränderungen von wichtigen Geotopen oder ihres unmittelbaren Umfeldes besondere Aufmerksamkeit erforderlich, da dort die Schutzvorschriften weniger streng sind.

Im Gegensatz zu vielen anderen Gebieten Bayerns fällt auf, dass in Unterfranken mehr Gesteinsaufschlüsse als Landschaftsformen geschützt sind. Dies mag zumindest zum Teil in der relativen Armut des Schichtstufenlandes an auffallenden Erosionsformen liegen. Ge-

historische Objekte, Quellen und Höhlen wurden wie auch in anderen Bereichen nur in geringem Maße unter Schutz gestellt.

Anzahl der Geotope Unterfrankens, verteilt auf Erdzeitalter

Geotope in Unterfranken



3.2 Stadt und Landkreis Aschaffenburg

Der Landkreis Aschaffenburg liegt im äußersten Nordwesten Bayerns und des Regierungsbezirks Unterfranken. Der Main bildet im Westen streckenweise die Grenze zu Hessen. Das Kreisgebiet umfasst im Westen das Rhein-Main-Tiefland mit der Untermainebene im Großraum Aschaffenburg und dem Reinheimer Hügelland nördöstlich von Alzenau. Daran schließen sich nach Osten der Vordere Spessart und der Sandsteinspessart an. Vom Main bis zu den Höhen des Spessarts vollzieht sich der Aufbau einer Mittelgebirgslandschaft mit mild-kontinentalem Klima. Dabei bestimmen vor allem die engen und tief eingeschnittenen Täler das Landschaftsbild. Der tiefste Punkt liegt mit etwa 100 m an der Kahlmündung, die höchste Erhebung des Landkreises und des gesamten Spessarts ist der Geiersberg mit 586 m.

Die Geologie des Landkreises lässt sich oft anhand der Vegetation nachvollziehen. Auf den Höhen bedecken Eichen- und Buchenwälder den Spessart. Hier besteht der Untergrund aus dem nährstoffarmen Buntsandstein. Die unteren Abhänge sind besiedelt oder landwirtschaftlich genutzt und zeichnen zugleich die Grenze zu den kristallinen Gesteinen des Vorspessarts nach.

Der Landkreis Aschaffenburg besteht zu großen Teilen aus den magmatischen und metamorphen Gesteinen des Vorspessarts. Gegen die nach Westen hin anschließende Untermainebene wird das Spessart-Kristallin durch ein gestaffeltes System von jüngeren, im Tertiär entstandenen Randverwerfungen und eine daraus resultierende, deutlich hervortretende Geländestufe begrenzt. Kleinere Ausbisse von Kristallin ragen vor dem Nordwestrand bei Alzenau aus der pleistozänen Verhüllung hervor.



Blick von der Feldkahler Höhe nach Rottenberg: Die waldreichen Gebiete im Hintergrund liegen auf nährstoffarmem Buntsandstein.



Blick vom Hahnenkamm auf die deutlich tiefer liegende Untermainebene

Die ältesten Gesteine des Landkreises sind vermutlich die Gesteine der Schweinheim-Formation, die in einem Streifen vom südlichen Aschaffenburg über Haibach bis nach Sailauf vorkommen. Es handelt sich um Glimmerschiefer, die aus feinkörnigen Sedimentgesteinen entstanden sind, die vermutlich im späten Proterozoikum vor etwa 600 Millionen Jahren abgelagert wurden.

Die Gesteine der Alzenau-Formation am Nordwest-Rand und die der Elterhof-Formation im südlichen Teil des Spessart-Kristallins ähneln sich und sind vermutlich metamorph überprägte Gesteine kambrischen Alters. Es handelt sich hauptsächlich um Amphibolite, Hornblendegneise und Kalksilikatgneise sowie untergeordnet Graphit- und Muskovit-Graphit-Quarzite. Für die Elterhof-Formation sind kleine Einschaltungen von Marmoren typisch, wie z. B. am Schacht Heinrich bei Schweinheim.

Die Staurolith führenden Glimmerschiefer und Gneise der Mömbris-Formation waren ursprünglich Grauwacken, die im Grenzbereich Kambrium/Ordovizium abgelagert wurden. Ein bekanntes Geotop in diesen Gesteinen ist der Ellet-Stein bei Kleinkahl.

Die vermutlich ordovizische Hörstein-Huckelheim-Formation ist durch das gehäufte Auftre-

ten von Amphiboliten gekennzeichnet, die als ehemalige vulkanische Ablagerungen anzusehen sind.

Die überlagernde Geiselbach-Formation setzt sich überwiegend aus granatführenden Glimmerschiefern und Quarz-Glimmerschiefern zusammen, in die markante Quarzzüge eingeschaltet sind. Diese Quarzite sind besonders verwitterungsresistent und bilden daher mehrere Höhenzüge im nördlichen Vorspessart. Im größten von ihnen liegt der Gipfel des 436 m hohen Hahnenkamms. Wie Mikrofossilien belegen, reicht das primäre Alter der Sedimente der Geiselbach-Formation bis in das Silur. Die harten Quarzite wurden früher in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut, zuletzt bei Hemsbach.

Gesteine des Rotgneis-Komplexes kommen vor allem im Viereck Kleinkahl, Sailauf, Aschaffenburg und Kleinostheim vor. Sie sind aus silurischen Granit-Intrusionen hervorgegangen und zeichnen sich durch ihre rötliche Farbe aus. Bekannte Beispiele sind das umgebende Gestein der Grube Wilhelmine bei Sommerkahl sowie der Gneisfelsen von Stockstadt. Rotgneise wurden früher zum Teil auch nach ihren Vorkommen als Goldbacher oder Schöllkrippener Gneis bezeichnet. Auf Granodiorite aus dem Grenzbereich Silur/Devon geht der Haibacher Gneis zurück, der regional eng verknüpft ist



Der „Weiße Steinbruch“ beim Schacht Heinrich: Hier wurde in der sogenannten Elterhof-Formation über- und untertage der über 500 Millionen Jahre alte Marmor abgebaut.

mit den wesentlich älteren Glimmerschiefern der Schweinheim-Formation. Der Haibacher Gneis wurde früher vor allem zwischen Aschaffenburg und Haibach in einer Reihe von Steinbrüchen abgebaut. Ein Steinbruch beim ehemaligen Forsthaus Schmerlenbach ist noch in Betrieb.

Der Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex ist im Zuge der variszischen Gebirgsbildung vor etwa 330 Millionen Jahren entstanden. Diese Gesteinseinheit bildet den Südosten des Spessart-Kristallins im Raum Gailbach – Oberbessenbach – Waldaschaff. Bei Dörmorsbach werden diese Gesteine heute noch abgebaut.

Der Gipfelbereich des Hahnenkamms wird von Quarziten der Geiselbach-Formation aufgebaut. Dieses Gestein ist besonders verwitterungsresistent und bildet daher markante Höhenzüge im Spessart aus.

Vor allem der Bereich des Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes wird von dunklen Ganggesteinen (Lamprophyren) durchschlagen, die früher in mehreren Steinbrüchen, z. B. bei Gailbach zur Pflastersteingewinnung abgebaut wurden.

Die permomesozoische Überdeckung des kristallinen Spessarts beginnt mit Ablagerungen





Die Typlokalität des „Heigenbrückener Sandsteins“ (Basis der Calvörde-Formation des Unteren Buntsandsteins) nordöstlich des Bahnhofs in Heigenbrücken

aus dem frühen Perm. Es sind Konglomerate und Brekzien sowie untergeordnet Sand- und Siltsteine des Rotliegenden. Sie beschränken sich im Landkreis Aschaffenburg auf Vorkommen bei Geiselbach und Omersbach. Im Bereich des Spessart-Kristallins kommen zeitgleich intrusive Rhyolithe vor, die an der Hartkoppe bei Sailauf abgebaut werden.

Gesteine des Zechsteins sind vor allem als Dolomitsteine erhalten und bilden einen schmalen Saum zwischen dem Buntsandstein und dem kristallinen Vorspessart. Sie werden im Raum Rottenberg – Feldkahl seit langer Zeit abgebaut. Über dem Zechsteindolomit folgen Gesteine des Bröckelschiefers (Fulda-Formation), die durch die rötliche Farbe und den Sandgehalt bereits zum Buntsandstein überleiten.

Ein großer Teil des Landkreises Aschaffenburg wird von den Schichten des Unteren Buntsandsteins bedeckt. Die roten Sandsteine wurden vielerorts als Bausteine abgebaut, was auch im Ortsbild vieler Orte im östlichen Landkreis erkennbar ist.

Mittlerer Buntsandstein tritt nur vereinzelt auf, beispielsweise bei Weibersbrunn sowie am Gipfel des Geiersbergs. Etwas westlich vom Gipfel befindet sich ein isoliertes Vorkommen von Oberem Buntsandstein. Gesteine der jüngeren Trias, von Jura und Kreide sind im Landkreis Aschaffenburg nicht vorhanden.

Aus dem Tertiär sind kleinere Vorkommen vulkanischer Gesteine bekannt, wie die Phonolithe in der Rückersbacher Schlucht – das einzige Vorkommen dieses Gesteins in ganz Bayern.



Frostspaltungen in den Kaltzeiten setzten den Gesteinen des Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes zu, das Gestein am Grauberg zerfällt und bildet ein Blockmeer.

Das Auftreten der Vulkanite, die das Grundgebirge durchschlagen haben, ist an parallel zum Spessarttrandbruch Nord – Süd verlaufende Verwerfungen geknüpft. Bei Kleinostheim gibt es Schlottuffe, die Einschlüsse von Buntsandstein und Gneis führen.

Im Tertiär wurde der Westen des Landkreises wieder Sedimentationsraum. Als sich der kristalline Sockel der Untermainebene allmählich absenkte, konnte im Oligozän der schmale Meeresarm des Rheintalgrabens über das Mainzer Becken bis an den Rand des Vorspessarts vorstoßen. Im anschließenden Miozän süßte der Sedimentationsraum aus und es bildeten sich zuerst Brackwasser- und danach Süßwasserschichten. Im Pliozän bildeten sich dann Seetone und Fluss-Schotter in weitverbreiteten Flussläufen. Bemerkenswert sind darin enthaltene Braunkohlenflöze beziehungs-

weise -linsen, die früher z. B. bei Stockstadt, Aschaffenburg, Kleinostheim, Alzenau und Kahl abgebaut wurden.

Im Pleistozän gehörte das Kreisgebiet dem eisfreien Periglazialbereich an. Insbesondere während der Kaltzeiten haben sich vor allem im Bereich des Quarzdiorit-Granodiorit-Komplexes Blockmeere gebildet, wie z. B. am Grauberg bei Gailbach und am Beutelstein bei Oberbessenbach.

Westwinde setzten in der Würm-Kaltzeit in windgeschützten Gegenden Sand und den feinkörnigen Löss ab. Die Gegend von Alzenau ist von riesigen Flugsanddecken bedeckt, in denen an vielen Stellen Dünen ausgebildet sind. Ausgedehnte Lössdecken finden sich im Raum Aschaffenburg.

Spessartin, Spessartit, Aschaffit, Hösbachit – die Spessartsteine

Der Spessart gehört zu den geologisch früh und intensiv untersuchten Gebieten Mitteleuropas, und besonders für den Kristallinen Vorspessart gibt es eine erstaunliche Fülle von Daten. Lokalkolorit verleihen die Namensgebungen im 19. Jahrhundert, wie für das Mineral Spessartin und das Ganggestein Spessartit. Sie wurden dort erstmalig gefunden und beschrieben, aber auch später außerhalb des Spessarts vielfach nachgewiesen und sind in die internationale wissenschaftliche Literatur eingegangen.

Spessartin ist ein manganreicher Granat. Er wurde von dem russischen Diplomaten und Mineraliensammler Fürst Dimitri Alexejewitsch Gallitzin 1795 vermutlich am Godelsberg bei Haibach gefunden und als „granatförmiges Braunsteinerz“ beschrieben. 1832 erhielt es von François Sulpice Beudant den Namen Spessartin (LORENZ et al. 2010).

Zahlreiche weitere Minerale wurden nach Lokalitäten im Spessart benannt. 1845 beschrieb Wilhelm Karl Ritter v. Haidinger ein Mineral namens Bieberit. Es wurde erstmals in den Kobaltbergwerken von Bieber in Hessen gefunden. Der jüngste Neufund datiert aus dem Jahr 2003: Ein neues Mineral wurde an der Hartkoppe bei Sailauf entdeckt. Es erhielt den Namen Sailaufit.



Spessartin mit abgerundeten Flächen in Pegmatit von Klinger bei Hösbach (Gümbel-Sammlung des Bayerischen Landesamts für Umwelt aus dem 19. Jahrhundert)

Spessartit ist dagegen ein dunkles Ganggestein (Lamprophyr), das im südlichen Vorspessart in großen Nord – Süd gerichteten Gängen vorkommt. Es erhielt seinen Namen 1896 durch den Heidelberger Professor K. Harry F. Rosenbusch.

Unter Aschaffit versteht man eine Variante des Spessartits. Das Gestein wurde 1865 durch C. W. von Gümbel nach dem Fluss Aschaff benannt. Das besondere Kennzeichen von Aschaffit ist die oft große Zahl von hellen, gerundeten Kalifeldspat-Einschlüssen in der dichten, dunkelgrau bis schwarz gefärbten Grundmasse. Diese Einsprenglinge sind Kristalle, die die lamprophyrische Schmelze aus der Tiefe mitbrachte. Spessartit und seine Variante Aschaffit sind heute am besten am nordöstlichen Umgang von Schloss Johannisburg in Aschaffenburg zu studieren, wo das Material als Pflastersteine verwendet wurde.

Hösbachit ist ein relativ magnesiumreiches metamorphes Gestein, das weltweit nur beim Ort Wenighösbach gefunden wurde. Nach heutiger Nomenklatur handelt es sich um einen Chlorit-Hornblende-Fels. Auf Grund seiner Materialeigenschaften, besonders der außergewöhnlichen Temperaturbeständigkeit, wurde das Gestein bereits in der Bronzezeit zur Herstellung von Gussformen verwendet.



Pflastersteine aus Aschaffit im Schloss Johannisburg in Aschaffenburg. Die großen gerundeten Feldspat-Einschlüsse heben sich deutlich von der dunklen feinkörnigen Grundmasse ab.

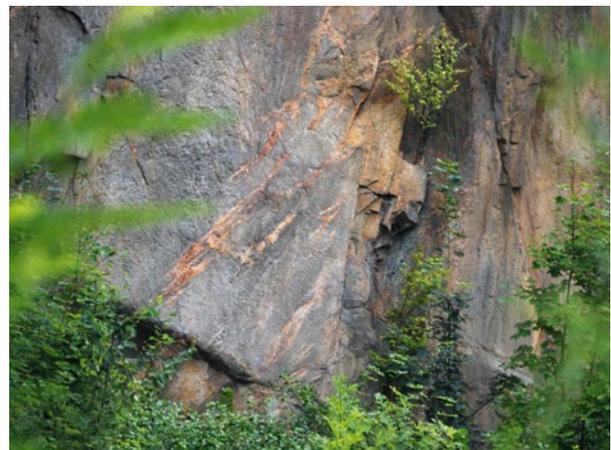
Gneisbruch Wendelberg

Geotop-Nr.: 671A032
Landkreis: Aschaffenburg
Gemeinde: Haibach
TK 25: 6021 Haibach
Lage: N 49° 57.923', E 009° 11.041
Naturraum: Vorderer Spessart
Gestein: Haibacher Gneis (Silur-Devon)
 Pegmatit

Im Steinbruch am Wendelberg wurde von 1850 bis 1985 der „Haibacher Blaue“ abgebaut, ein Gneis mit einem feinstreifigen Wechsel von quarz-feldspatreichen und biotitreichen Lagen. Er wurde früher als verwitterungsbeständiges Baumaterial in mehreren Steinbrüchen gewonnen. Häufig ist er noch als Baustein in Aschaffener Häusern oder als Pflasterstein auf den Straßen zu entdecken. Der Haibacher Gneis entstand aus einem Granodiorit, der im Grenzbereich Silur-Devon intrudierte.

Örtlich sind aplitische oder pegmatitische Schlieren zu beobachten. In den grobkörnigen Pegmatitgängen wurden früher viele Minerale gefunden wie Turmalin, Apatit und Ilmenit. Ein 4 bis 6 m breiter Pegmatitgang enthielt außergewöhnlich große Mikrokline sowie großtafelige Muskovite und Biotite. Der Wendelberg galt lange als Typlokalität für die Granat-Varietät Spessartin. Angeblich wurden hier bis haselnussgroße Spessartine in Pegmatiten gefunden. Schriftgranitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, sowie Turmalin, Titaneisen und Rutil stammen von hier. Die Pegmatitgänge sind horizontal im Gneis eingeschaltet und waren deshalb schwer abzubauen. Heute sind nur noch geringmächtige Pegmatitreste an den Bruchwänden zu sehen. Der Steinbruch ist inzwischen sehr stark zugewachsen und als Naturdenkmal und Biotop geschützt.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: WEINELT (1962)
 MURAWSKI (1992)
 GEYER (2002)
 OKRUSCH et al. (2011)



Pegmatit-Schlieren im Haibacher Gneis, Gneisbruch Wendelberg

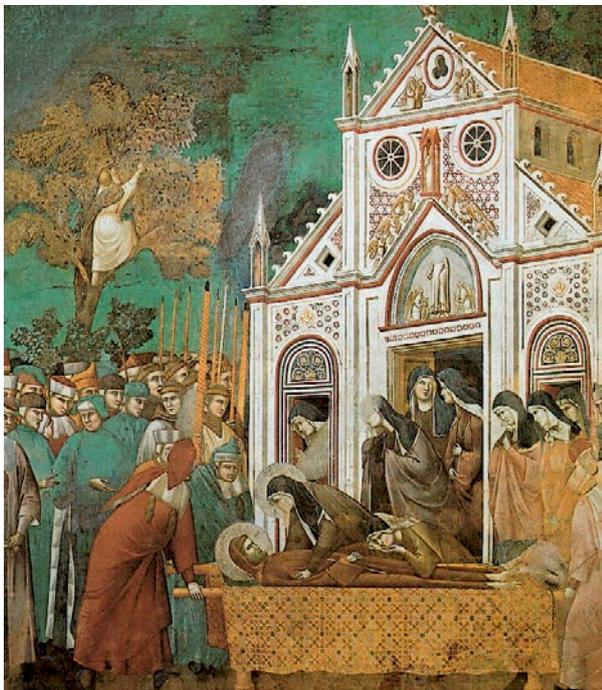


Minerale machen Farben

Wenn Erze verwittern und die Metalle umgelagert werden, bilden sich häufig auffällig farbige Sekundärminerale. Im Falle des Kupfers entstehen meist blaue oder grüne Minerale, wie dies an den Steinbruchwänden und in den Stollen der Grube Wilhelmine zu sehen ist. Derartige Minerale können als natürliche Pigmente zur Herstellung von Farben verwendet werden.

Der Name für das leuchtendblaue Kupfercarbonat Azurit stammt aus dem Persischen *al-lazward* (= blaue Farbe). Daraus entwickelten sich über lateinisch *lazurius* sowohl die Mineralnamen Lapislazuli als auch Azurit.

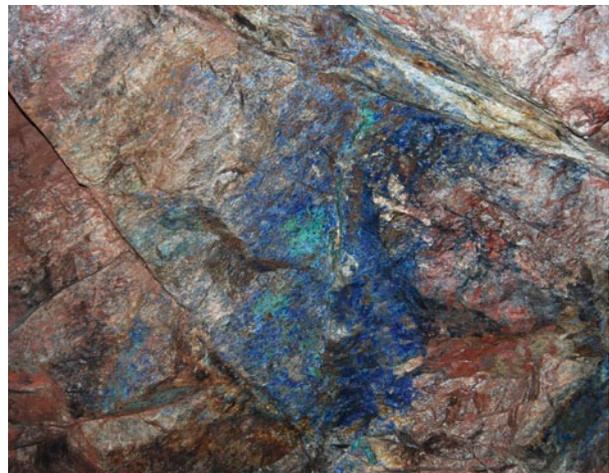
Im Mittelalter wurde dieses Mineral als Farbe für Gemälde verwendet. Azurit hat allerdings den Nachteil, dass es sich unter Einfluss von Luftfeuchtigkeit und CO_2 mit der Zeit in Malachit beziehungsweise Atacamit umwandelt und seine blaue Farbe in ein sattes Grün übergeht.



Die Trauer der Klarissinnen (Klara und ihre Schwestern nehmen vor San Damiano Abschied von Franziskus); aus dem Freskenzyklus von Giotto, um 1295/1300 in der Oberkirche der Basilika San Francesco in Assisi. Der ehemals blau gemalte Himmel ist grün verfärbt.



An manchen Stellen sind die Stollenwände der Grube Wilhelmine mit dem kräftig blau-türkisen Kupfervitriol (Chalkanthit) bedeckt. Diese Mineralneubildungen sind aus Kupferkies hervorgegangen. Klüfte im Gestein sind durch Vitriol-Krusten verkittet, die aus niedersickernden sauren Grubenwässern ausgeschieden wurden. Örtlich entstanden sogar Tropfsteine aus Vitriol.



Malachit (grün) und Azurit (blau) auf Klüften in der Grube Wilhelmine

Viele Fresken des berühmten Malers Giotto di Bondone (1266–1337) zeigen heute grüne Farbschattierungen anstatt des ursprünglichen Blau. So sieht man in einigen Bildern des Künstlers einen grünlichen Himmel – Giotto hätte sich wohl im wahrsten Wortsinn grün und blau geärgert.

Kupferbergwerk Wilhelmine

Geotop-Nr.: 671G001
Landkreis: Aschaffenburg
Gemeinde: Sommerkahl
TK 25: 5921 Schöllkrippen
Lage: N 50° 4.161', E 009° 16.327'
Naturraum: Vorderer Spessart
Gestein: Kupfer-Mineralisation (Tertiär)
 Rotgneis-Komplex (Silur)

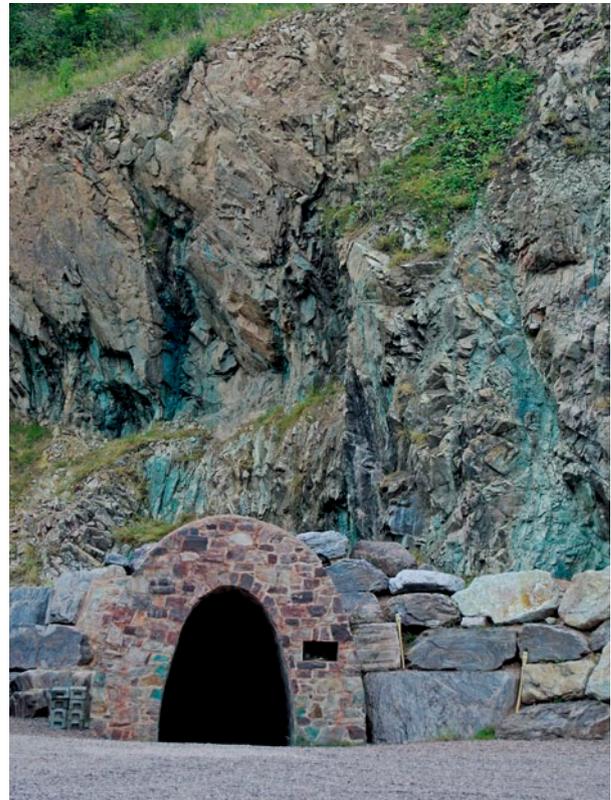


Am östlichen Ortsende von Sommerkahl befindet sich die ehemalige Kupfererzgrube Wilhelmine. Spektakuläre Tapeten von farbenprächtigen Kupfermineralen, insbesondere dem grünen Malachit und dem blauen Azurit, überzogen früher die Steinbruchwände. Aufgrund von Sicherungsmaßnahmen mussten leider in den letzten Jahren große Anteile davon abgeschlagen werden, sodass heute nur noch wenig davon zu sehen ist.

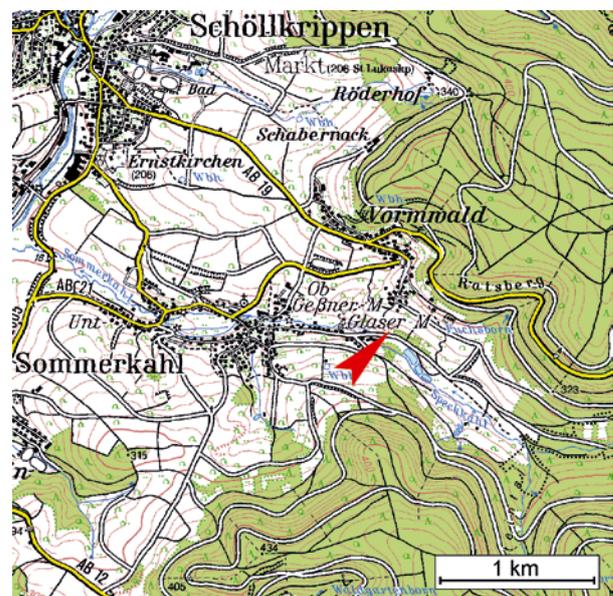
Die Kupfervererzung der Grube Wilhelmine befindet sich im Schöllkrippener Gneis, einem Orthogneis des Rotgneis-Komplexes, der als gleichkörniger Muscovit-Biotit-Gneis entwickelt ist und eine ausgeprägte Schieferung aufweist. Die primäre Kupfervererzung ist in drei Gangspalten konzentriert, die bis zu 30 cm mächtig werden. Diese hydrothermalen Gänge führen als Erze unter anderem Buntkupferkies (Bornit), silberhaltiges Arsenfahlerz, Kupferkies und Pyrit neben Quarz und Schwerspat. Lokal sind sekundäre Minerale wie Malachit und Azurit, Chrysokoll und Kupferglanz angereichert.

Der Verein „Kupferbergwerk Wilhelmine Sommerkahl e. V.“ hat die Anlagen untertage für Besucher wieder zugänglich gemacht. Neben dem Schaubergwerk wurde in Sommerkahl der Geo-Lehrpfad „Rund um die Wilhelmine“ eingerichtet.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: OKRUSCH & WEINELT (1965)
 LORENZ & SCHMITT (2005)
 OKRUSCH et al. (2011)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Stollenmundloch der Grube Wilhelmine: Im Hintergrund Steinbruchwand im Rotgneis mit bläulich-grünen Kupfer-Sekundärmineralen



Durchschlagender Erfolg

Auf der Nordseite des Graubergs, nur ein paar Gehminuten vom Dioritsteinbruch am Stengerts entfernt, befindet sich ein langgestreckter schluchtartiger Steinbruch, die Noriswand. Hier wurden im 19. Jahrhundert und bis 1914 Lamprophyre abgebaut. Die dunklen Ganggesteine durchschlugen vor 300 Millionen Jahren die Grenze zwischen der wesentlich älteren Elterhof-Formation und dem Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex. Im Südteil wird der Gang durch die etwa 250 Millionen Jahre alte Landoberfläche gekappt und vom Bröckelschiefer überlagert. Die darüber folgenden Sandsteine des Unteren Buntsandsteins bilden den Stengerts-Gipfel und die Bergkuppen in der Umgebung.

Lamprophyre sind dunkle Ganggesteine mit basaltähnlicher Zusammensetzung, die wegen ihrer großen Festigkeit zu Pflastersteinen verarbeitet wurden. Sie wurden am Schloss Johannisburg in Aschaffenburg verlegt. Der am Stengerts aufgeschlossene etwa 8 m mächtige Gang ist stark verwittert und erscheint äußerlich dunkelbraun. Im frischen Zustand hat das Gestein eine graue, feinkristalline Grundmasse mit glänzenden Biotit-Blättchen.

Im Nordteil des Steinbruchs stehen sowohl streifige Paragneise der Elterhof-Formation, als auch massige Biotit-Plagioklas-Gneise, so-



Feinkörniger Lamprophyr im Kontakt zum grobkörnigen dioritischen Nebengestein

genannte Perlgneise an. Im südlichen Teil des Steinbruchs ist der Kontakt zwischen dem Lamprophyr-Gang und Quarzdiorit aufgeschlossen. Da die Kontaktfläche relativ flach einfällt, werden die oberen Teile der Bruchwand von Quarzdiorit eingenommen, während die tieferen Teile aus Lamprophyr bestehen.

Die Noriswand ist zusammen mit dem umgebenden Felsenmeer aus Diorit-Blöcken als Landschaftsbestandteil wegen seiner Seltenheit sowie wissenschaftlichen Bedeutung seit 1996 geschützt.

Der langgestreckte, schluchtartige Verlauf des Noriswand-Steinbruchs folgt dem Lamprophyr-Gang.



Dioritbruch am Stengerts

Geotop-Nr.: 661A004
Landkreis: Stadt Aschaffenburg
Gemeinde: Stadt Aschaffenburg
TK 25: 6021 Haibach
Lage: N 49° 56.822', E 009° 11.376'
Naturraum: Vorderer Spessart
Gestein: Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex (Karbon)

Westlich von Gailbach befindet sich am Stengerts ein aufgelassener Steinbruch im Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex nahe seiner Nordgrenze zur Elterhof-Formation. Die Gesteine zeigen eine deutliche Einregelung und damit ein gneisähnliches Aussehen. Im Südost-Teil des Steinbruchs sind Amphibolite zu sehen, die mit Gneisen wechsellagern. Insgesamt entsteht dadurch ein ungewöhnlich inhomogenes Erscheinungsbild.

Die linsenförmigen Einschlüsse von metamorphen Gesteinen im Quarzdiorit sind nur unscharf begrenzt. Weiterhin werden die Quarzdiorite lokal von hellen Intrusionen oder pegmatitartigen Schlieren durchsetzt.

Diese offenkundige Überprägung des ursprünglichen Gesteins führte zu kontroversen Deutungen seiner Entstehung. So nahm man früher an, dass der Quarzdiorit-Granodiorit-Komplex aus älteren, metamorphen Gesteinen entstanden ist. Radiometrische Datierungen ergaben aber ein Alter von 330 Millionen Jahren, das als Intrusionsalter der Magmen im Unterkarbon, also während der variszischen Gebirgsbildung, zu interpretieren ist.

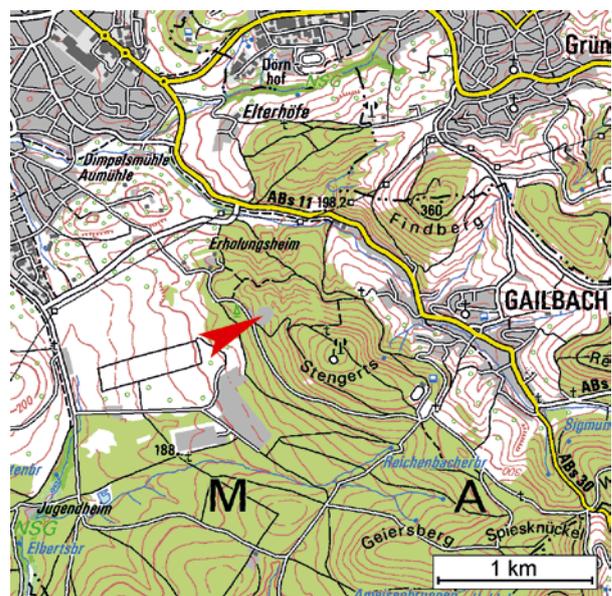
Der Steinbruch wird heute als Schießstand genutzt, kann aber nach Anfrage besucht werden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: WEINELT (1962)
 OKRUSCH & WEBER (1996)
 OKRUSCH et al. (2011)
 SIEBEL et al. (2012)



Dioritbruch am Stengerts (oben)

Schlieriger Quarzdiorit mit Feldspat-Einsprenglingen (unten)





Ein Blick in den trichterförmigen Steinbruch an der Hartkoppe bei Sailauf ermöglicht eine Vorstellung von der Dimension des Rhyolithkörpers.



Dunkle Zechstein-Sedimente überlagern den Rhyolith diskordant.

Rhyolith – Explosionen im Spessart?

Der Spessart war vor circa 290 Millionen Jahren, in der Zeit des Rotliegenden, von vulkanischen Ereignissen betroffen. Dabei wurden auf Südost-Nordwest verlaufenden Spalten in der Erdkruste aus der Tiefe rhyolithische Gesteinschmelzen nach oben gefördert.

Diese Magmen haben einen hohen Gehalt an Kieselsäure und sind damit sehr zähflüssig. Das kann dazu führen, dass das Magma knapp unter der Erdoberfläche stecken bleibt („Quellkuppe“). Wenn es die Erdoberfläche erreicht, entstehen häufig domartige Aufwölbungen („Staukuppen“) oder sehr kurze, aber mächtige Lavaströme. Ausbrüche rhyolithischer Magmen können äußerst explosiv sein und riesige Glutwolken bilden, die als „Schweißstufte“ (Ignimbrite) zur Ablagerung kommen. Ob im Rhyolithbruch an der Hartkoppe bei Sailauf ein derart vehementer Vulkanausbruch stattgefunden hat, lässt sich allerdings nicht nachweisen. Wie die Überlagerung durch Sedimentgesteine des Zechsteins belegt, wurde das Gebiet schon kurz nach der vulkanischen Tätigkeit wieder durch die Erosion abgetragen. Der heute noch aufgeschlossene Teil des Rhyolithkörpers hat die Erdoberfläche jedenfalls nicht erreicht.



Das Farbenspiel zeichnet Ankühlungsklüfte (Schrumpfungsrisse nach Abkühlung der Schmelze) und sekundäre Gangfüllungen (dunkle, von oben nach unten verlaufende Linien) nach.

Rhyolithbruch an der Hartkoppe

Geotop-Nr.: 671A004
Landkreis: Aschaffenburg
Gemeinde: Sailauf
TK 25: 5921 Schöllkrippen
Lage: N 50° 2.014', E 009° 16.386'
Naturraum: Vorderer Spessart
Gestein: Rhyolith (Permokarbon)

Nordöstlich von Sailauf wird von der Firma Hartsteinwerk Sailauf Rhyolith zur Herstellung von Betonprodukten und Schotter abgebaut. Der große Steinbruch an der Hartkoppe erschließt einen mehr oder weniger zylindrischen Körper von Vulkaniten mit einem Durchmesser von etwa 600 m. Der Rhyolithkörper steckt im Rotgneis-Komplex und wird von Sedimentgesteinen des Zechsteins überlagert. Vermutlich entstand er zeitgleich mit den vulkanischen Ergüssen, die im Unter-Rotliegenden Mitteleuropas verbreitet sind.

Das Gestein selbst wurde früher als „Quarzporphyr“ bezeichnet und ist feinkörnig bis dicht mit einem feinporphyrischen Gefüge und rötlicher bis rötlichgrauer Farbe. Die schlierige Farbverteilung des Rhyolithkörpers weist auf ein ehemaliges Fließgefüge hin, was typisch für die zähflüssigen rhyolithischen Schmelzen ist.

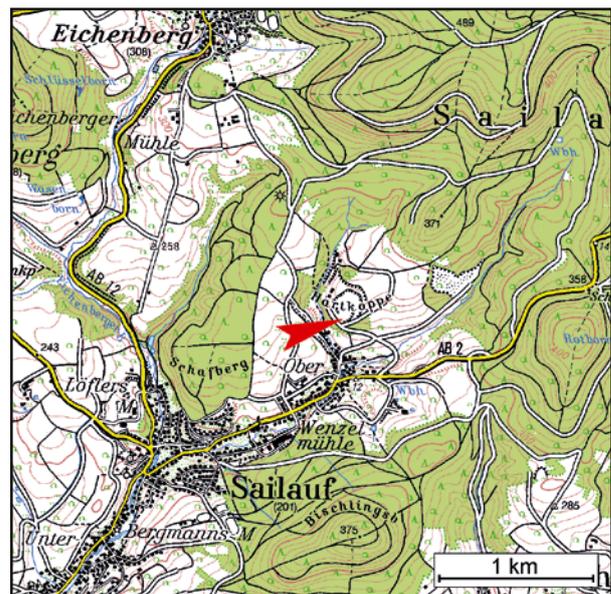
Der Rhyolith von Sailauf gehört zu den begehrtesten Lokalitäten der Mineraliensammler in Mitteleuropa. Er ist Fundort zahlreicher, teilweise sehr seltener Minerale. Einige von ihnen wurden dort erstmals in Deutschland oder sogar in Europa gefunden. Der Sailaufit, ein wasserhaltiges Calcium-Natrium-Mangan-Arsenat-Karbonat, ist nach der Lokalität benannt und wurde bisher nur hier gefunden.

Der Steinbruch ist in Betrieb und darf nur nach vorheriger Anmeldung bei der Werksleitung besichtigt werden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: OKRUSCH & WEINELT (1965)
 LORENZ (1987, 1995, 2002, 2003)
 HOCK & VÖLKER (1987)
 OKRUSCH et al. (2011)



Eindrucksvoller Blick in die Tiefe des großen Rhyolithbruchs



Klein aber fein – Zechsteindolomit

Feldkahl und Rottenberg liegen in einem Talkessel auf Gesteinen des Zechsteins. Hier befindet sich Bayerns Abbauzentrum für den sonst kaum über Tage zugänglichen Zechstein. Die Abbaustellen wurden nach und nach verlegt und rekultiviert. In einem bis 1988 aktiven Steinbruch liegt heute der Sportplatz von Feldkahl. Die alten „Feldkahler Brüche“ bilden den Untergrund für den Golfplatz von Aschaffenburg.

Heute ist nur noch ein Steinbruch in Betrieb. Dabei hat die Verwertung von Zechsteindolomit im Spessart eine lange Tradition und wurde in etlichen Gemeinden des Vorspessarts betrieben. Für das Jahr 1624 ist belegt, dass aus Feldkahl Branntkalk für den Bau des Aschaffener Schlosses geliefert wurde. 1714 bestand in Rottenberg eine Ziegelhütte. Zwei weitere Betriebe in Rottenberg folgten. Beim Brennprozess von Tonziegeln wurden auch Kalksteine mitgebrannt. Denn der so gewonnene Branntkalk ließ sich ebenfalls gut verkaufen. Am Gräfenberg wurde bis 1956 Zechsteindolomit abgebaut.

Der Baukalk, der in Rottenberg produziert wurde, fiel durch seine ungewöhnliche blaugraue Färbung auf und wurde überregional als „Aschaffener Schwarzkalk“ vertrieben. Heute ist die Firma Hufgard der einzige Betrieb in ganz Bayern, in dem Dolomit gebrannt wird. In ungebrannter Form wird der Zechsteindolomit in der Landwirtschaft zur Düngung verwendet.

Die Zechstein-Schichten streichen auf bayerischem Areal nur im Vorspessart in nennenswertem Umfang aus, weil das Ablagerungsbecken im späten Perm lediglich eine kleine Meereszunge nach Süden entsandte. Diese reichte zwar bis Bamberg, Würzburg und an den Neckar, die Ablagerungen sind dort aber jeweils von jüngeren Gesteinen überdeckt. Außerdem wurde nur auf einem etwa 25 km schmalen Streifen zwischen Bad Orb, Aschaffenburg und Eberbach am Neckar Zechsteindolomit ausgebildet.



Von oben nach unten:
Der Golfplatz Feldkahl liegt im rekultivierten Bereich des Dolomit-Abbaus. Im Hintergrund Rottenberg mit dem Zementwerk.
Der aktuelle Steinbruch südlich der Straße Hösbach – Rottenberg im Jahr 2009
Weiße Schwerspat-Mineraie im braunen Zechsteindolomit

Zechstein-Aufschluss am Sportplatz Feldkahl

Geotop-Nr.: 671A031
Landkreis: Aschaffenburg
Gemeinde: Markt Hösbach
TK 25: 5921 Schöllkrippen
Lage: N 50° 2.076', E 009° 12.795'
Naturraum: Vorderer Spessart
Gestein: Zechsteindolomit (Perm)

Zwischen dem Golfplatz Aschaffenburg und dem Sportplatz blieb bei der Rekultivierung des Geländes eine Steinbruchwand stehen. Dies ist derzeit in der Region der einzige große und gleichzeitig leicht zugängliche Aufschluss in diesen Gesteinen. Der Golfplatz wurde auf dem Gelände der ehemaligen „Feldkahler Brüche“ in Gesteinen des Zechsteins angelegt.

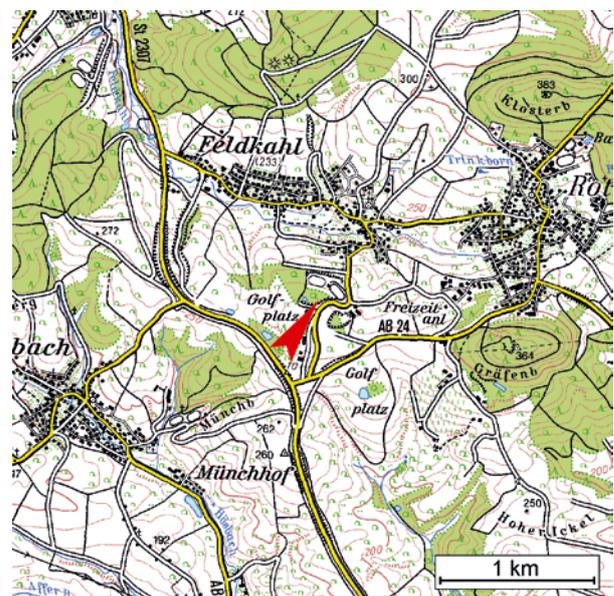
In der etwa 250 m langen und 10 m hohen Wand ist bräunlicher Zechsteindolomit aufgeschlossen. Die Abfolge ist gut gebankt, wie es typisch ist für diese relativ flachmarinen Karbonatablagerungen auf den Schwellenbereichen im Zechsteinmeer.

Die teilweise auch massigen Dolomitsteine sind stark verkarstet. Stellenweise kommen Calcit-Drusen sowie Schwerspat-Mineralisationen vor.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: OKRUSCH et al. (2011)



Typischer bräunlicher und verkarsteter Zechsteindolomit



Vom Winde verweht – Flugsand und Löss bei Alzenau

Sande prägen das Gebiet um Alzenau. Ein Baggersee – mittlerweile als Freibad genutzt – vermittelt durch seine natürlich anmutenden Sandufer fast mediterranes Flair. Die Gegend ist von riesigen Flugsand-Decken überzogen, denen an vielen Stellen Dünen aufgesetzt sind. Während die flächenhaften Flugsand-Anhäufungen morphologisch nicht in Erscheinung treten, bilden die Dünen bis zu 10 m hohe und häufig mehrere 100 m lange Hügelzüge.

Im Verlauf mehrerer Kaltzeiten in den vergangenen 2,6 Millionen Jahren waren die Alpen und ihr nördliches Vorland unter Eismassen begraben. Im Gebiet des heutigen Unterfranken herrschten während der Kaltzeiten dagegen überwiegend periglaziale Verhältnisse, vergleichbar mit heutigen arktischen Tundren. Kräftige und konstante Westwinde nahmen Staub und feinen Sand aus offenen Flächen auf und lagerten ihn andernorts in Form von Löss und Flugsand ab. Die Sandareale der Bulau und zwischen Alzenau, Kahl, Hörstein und Dettingen sind ein Zeugnis dafür.

Die mit Bäumen bewachsenen Sandwälle wurden schon im frühen Mittelalter von Siedlern gerodet, um Ackerflächen zu gewinnen. Die so freigelegten Sandböden waren den starken Winden schutzlos ausgeliefert. Sie begannen zu wandern und wuchsen zu mächtigen Dünen auf. Erst im 19. Jahrhundert gelang es, durch Aufforstung mit Kiefern, das Wandern der Dünen zum Stillstand zu bringen.



Flugsand-Dünen in der Sauweide

Löss ist dagegen ein sehr feinkörniges Sediment, das aus Staubakkumulationen hervorgegangen ist. Das Material besteht hier größtenteils aus lokalen Anteilen, allerdings wurde es auch mit Staub vermischt, der von weither angeliefert wurde. In Lössarealen sind häufig Hohlwege mit hohen, senkrechten Wänden anzutreffen. Diese sind prinzipiell sehr standfest, doch kann es hier immer wieder zu unvorhersehbaren Abbrüchen von Material kommen.

In der Ziegeleigrube Zeller zwischen Alzenau und Kälberau wird Löss abgebaut. Das dort zeitweise angeschnittene Profil entpuppte sich als einzigartiges Archiv der Erdgeschichte (SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ 1986): Die feingliederte Abfolge von Sedimenten enthält sowohl Zeugen für Warmzeiten (Wärme liebende Pflanzen, Wurzelhorizonte, Humusbildungen), als auch für Kaltzeiten (Kälte liebende Pflanzen, Frostböden und Eiskeile). Zu letzteren gehören auch Lössablagerungen mit Gehäusen von Kälte liebenden Schnecken. In die Serie eingeschaltet sind mindestens fünf dünne Lagen vulkanischer Asche („Alzenauer Tephra“). Diese ermöglichen eine direkte Datierung des Lösses. Die Aschen wurden bei vulkanischen Aktivitäten in der Eifel vor etwa 18.000 bis 20.000 Jahren ausgestoßen und vom Wind bis hierher verfrachtet. Unter dem Löss und Schutt der letzten Kaltzeit liegen Ablagerungen aus einem viel älteren Abschnitt des Eiszeitalters, der vor etwa 600.000 Jahren endete.

Der Kulturweg „Wald und Wallfahrt“ Alzenau – Hahnenkamm führt an der Ziegeleigrube Zeller vorbei und informiert über die Lössablagerungen.

Düne im Kühbruch

Geotop-Nr.: 671R001

Landkreis: Aschaffenburg

Gemeinde: Stadt Alzenau i. UFr.

TK 25: 5920 Alzenau i. UFr.

Lage: N 50° 4.317', E 009° 2.089'

Naturraum: Untermainebene

Gestein: Flugsand, Dünen
(Jung-Pleistozän)

Die Sanddüne im Kühbruch bei Alzenau und die Düne in der Sauweide liegen im Naturschutzgebiet „Alzenauer Sande“. An dem schmalen, unregelmäßig geformten Dünenzug lässt sich der flache windzugewandte Hang gegen Westen und der steilere windabgewandte Hang im Osten gut erkennen. Zu den flachen Sandrasen davor besteht ein Höhenunterschied von circa 3 m. Vereinzelt Kiefern wurzeln in dem sandigen Boden.

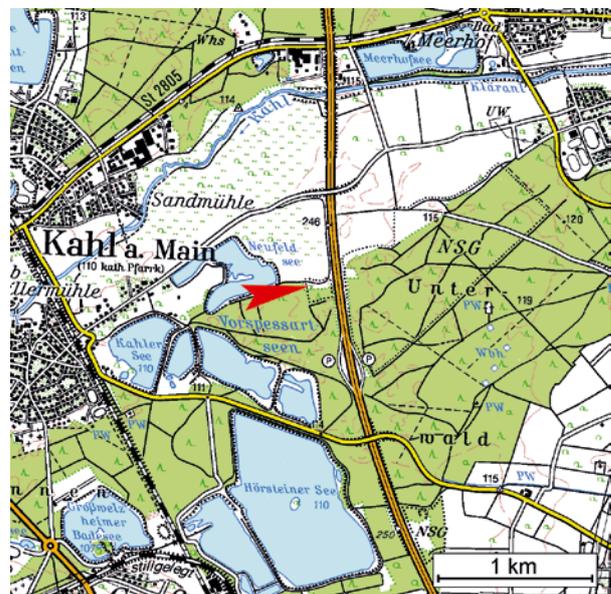
Die Vegetation von diesen Sandmagerrasen wird von Silbergras, Sand-Strohblume und Sand-Grasnelke bestimmt. Es sind Pflanzen, die an die Nährstoffarmut und Trockenheit der Böden angepasst sind. Die Sandrasen bieten zahlreichen Wärme liebenden Insekten- und Spinnenarten einen geeigneten Lebensraum.

Im März 1993 wurden die Alzenauer Sande aufgrund der Seltenheit offener Flugsandflächen und alter Schwemmsandgebiete als Naturschutzgebiet ausgewiesen. Bitte bleiben Sie auf den Wegen und entnehmen Sie weder Sand noch Pflanzen.

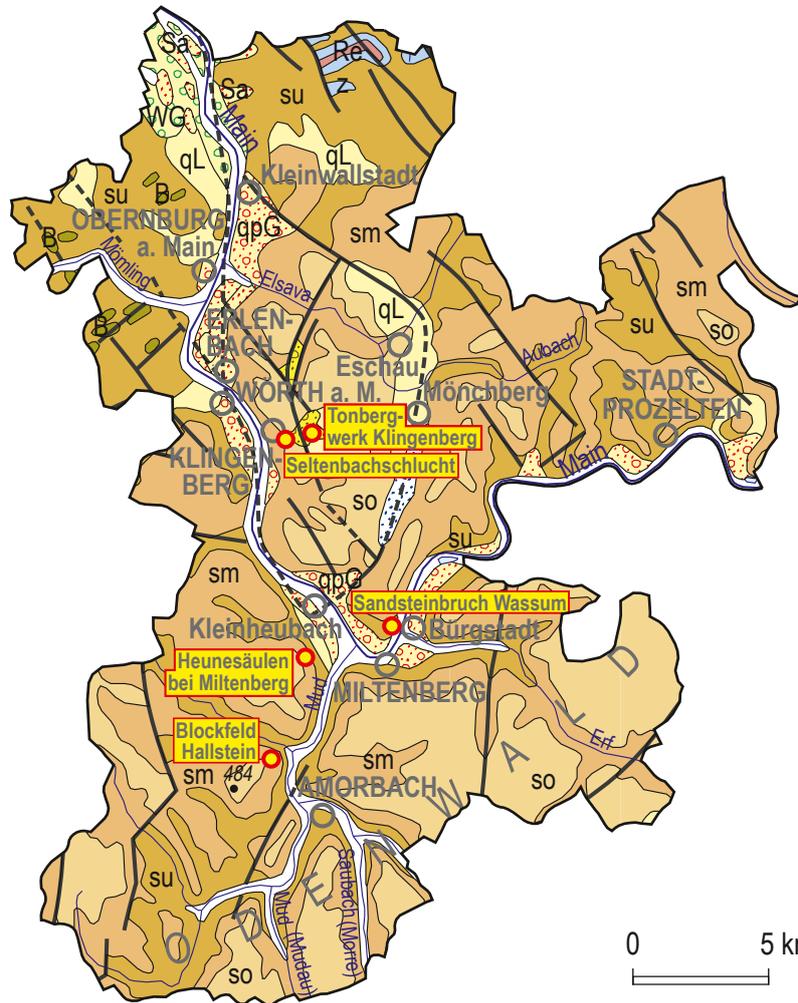
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: OKRUSCH et al. (1967)



Typischer Sandmagerrasen der Flugsand-Dünen mit spärlicher Vegetation



Geotope in Unterfranken



Quartär	Holozän		Hangschutt und -lehm	Trias	Buntsandstein		Oberer Buntsandstein
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z. T. würmzeitlich				Mittlerer Buntsandstein
			Flugsand				Unterer Buntsandstein
	Pleistozän		Löss, Lösslehm, Decklehm, z. T. Fließerde		Perm		Zechstein
			Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)			Proterozoische bis paläozoische Magmatite	
			Terrassenschotter und -sand, ungegliedert				Diorit
			Schotter, pliozän bis ältestpleistozän				Störung
	Tertiär	Miozän-Oligozän			Basalt		Störung, vermutet

3.3 Landkreis Miltenberg

Der Naturraum des Landkreises Miltenberg erhält durch den Verlauf des Mains seine Prägung. Der Fluss schlängelt sich mitten durch den Landkreis. Linksmainisch, im Süden und Westen, hat der Landkreis Anteil am Odenwald. Der Nordosten gehört zum Spessart. Beide Naturräume sind von einer Mittelgebirgslandschaft geprägt, die aus flachwelligen Hochflächen mit eingesenkten Tälern zusammengesetzt ist. Dunkle Laubwälder geben dem Mittelgebirge seinen Charakter. Die höchste Erhebung des Landkreises befindet sich auf dem Querberg im Spessart mit 567 m. Der tiefste Punkt liegt am Main, an der Grenze des Landkreises nördlich von Niedernberg mit etwa 108 m.

Das Flusssystem des Mains entwässert das gesamte Gebiet. Die meisten Ortschaften und die Hauptverkehrswege liegen im Maintal oder in den wenigen Seitentälern.

Im südlichen Mainviereck hat sich der Main über 300 m tief in die Buntsandstein-Schichten eingeschnitten. Die Maintalhänge in diesem Gebiet gehören zum Frankenwein-Bereich „Mainviereck“ und sind vor allem durch ihren Rotwein berühmt geworden. Hier werden mehr Rotweine produziert als im übrigen Weinfranken. Derjenige aus Klingenberg wurde schon 1623 vom Komponisten Erasmus Widmann poetisch festgehalten:

*Zu Klingenberg am Main,
Zu Würzburg an dem Steine,
Zu Bacherach am Rhein –
Hab ich in meinen Tagen,
Gar oftmals hören sagen,
Solln sein die besten Wein!*

Als älteste geologische Einheit treten im Landkreis Miltenberg als schmales Band im Soden-tal hauptsächlich Diorite, Aplitgranite und Gneise aus dem kristallinen Grundgebirge sowie Karbonate des Zechsteins zu Tage. Der Ort Soden ist bereits seit dem Mittelalter bekannt durch seine Solequellen aus dem Zechstein, die entlang einer Störung aufsteigen. Jährlich werden Millionen von Flaschen mit dem Sodenthaler Mineralwasser abgefüllt.



Weinhänge und Steinbrüche prägen die Landschaft im Buntsandstein

Die an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Gesteine des Landkreises gehören allerdings größtenteils zum Buntsandstein. Die Sandsteine des Buntsandsteins sind terrestrische Ablagerungen eines flachen, sich ständig absenkenden Beckens unter semiariden bis ariden Klimaverhältnissen. Sie bestehen in der Hauptsache aus Quarzkörnern, die durch Kieselsäure miteinander verkittet wurden. Die Sandsteine enthalten über 90 % Kieselsäure (SiO₂). Kieselsäurereiche Sandsteinböden bedingen eine typische Buntsandsteinflora. Die Nährstoffarmut lässt meist nur Waldbau zu und ist damit Grund für die ausgedehnten Wälder im Landkreis Miltenberg.

Die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind vor allem dort aufgeschlossen, wo der Main oder seine Seitenflüsse sich tief in die überlagernden Gesteinsschichten eingeschnitten haben. Zwischen Dorfprozellen und Miltenberg fallen die zahlreichen rot leuchtenden, steil aufragenden Steinbrüche inmitten der umgebenden Wälder auf. Dabei handelt es sich vorwiegend um den „Miltenberger Sandstein“ aus massiven Sandsteinbänken mit nur dünnen Tonsteinlagen. Der Miltenberger Sandstein war seit alters her ein beliebter Werkstein, der in unzähligen Steinbrüchen abgebaut wurde.

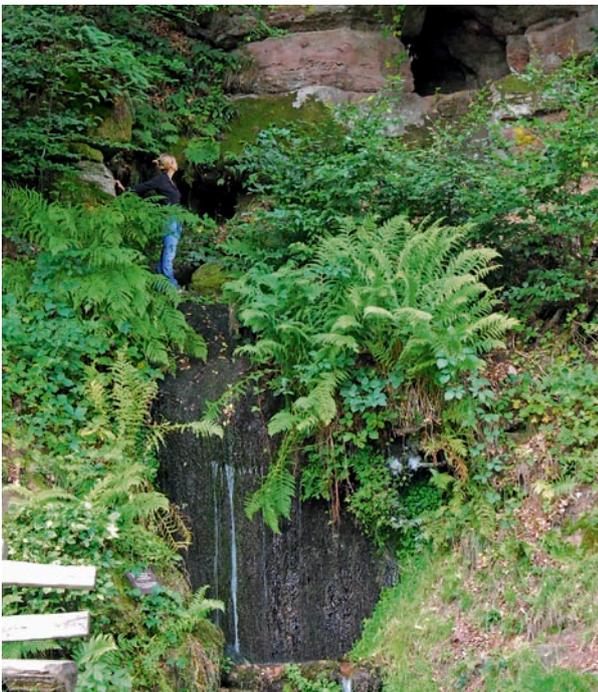
Im Mittleren Buntsandstein herrschte ein abwechslungsreiches Sedimentationsgeschehen, das unter anderem durch trogförmige Schrägschüttungskörper und viele Wechsel zwischen Sandstein- und Tonsiltstein-Lagen



Entlang des Mains sind viele rot leuchtende Buntsandsteinbrüche inmitten grüner Wälder zu sehen, wie hier bei Dorfprozelten.

angezeigt wird. Die zwischengelagerten Ton-schichten verursachen viele Quellaustritte, wie zum Beispiel die Zittenfeldener Quelle.

Das Areal des Mittleren Buntsandsteins ist fast immer der Standort ausgedehnter Wälder. Das fluviatile Ablagerungsgeschehen setzt sich im Oberen Buntsandstein (Röt-Formation) zunächst fort und wird unter anderem durch den Plattensandstein dokumentiert. Er wird in



Die Zittenfeldener Quelle ist eine von mehreren Quellen im Odenwald die Anspruch erhebt, die „Siegfriedquelle“ zu sein.

einigen Regionen, wie bei Großheubach und Eichenbühl, immer noch abgebaut. Im oberen Teil des Röts beendete dann ein Meeresvorstoß die kontinentale Sedimentation.

Jüngere mesozoische Sedimente (Muschelkalk, Keuper, Jura, Kreide) wurden vollständig abgetragen beziehungsweise nie abgelagert.

Tertiäre Basalt- und Basalttuffvorkommen zeugen vom damaligen Vulkanismus in der Umgebung von Mömlingen, Obernburg und Großostheim. Im Kontaktbereich zwischen Basalt und Buntsandstein bildeten sich Eisenerze, die an mehreren Stellen abgebaut wurden. Örtlich sind bis heute Bergbauspuren wie Pingen und Halden als Relikte des Basalt- und Eisenabbaus erhalten geblieben, wie zum Beispiel bei der



Auf dem Geopfad „Feuer und Wasser“ bei Mömlingen ist am Mühlhansen-Maar unter anderem Basalttuff aufgeschlossen.

Eisenerzgrube Berta am Eichelsberg und am Buchberg bei Mömlingen.

Tertiäre Sedimente sind im Landkreis kaum erhalten, bis auf wenige Ausnahmen, wie die berühmten Tone von Klingenberg und Schippach.

Bereits im Pliozän begann die Zertalung der Landschaft. Grundmuster des heutigen Maintals und des Gewässernetzes wurden damals angelegt. Vor allem im Pleistozän schnitten sich die Flüsse tief ein und formten die heutige Landschaft unter den Bedingungen eines zwischen Kalt- und Warmzeiten wechselnden Klimas. Während der Glazialzeiten entstanden außerdem äolische Sedimente, wie der weit verbreitete Löss, Sandlöss und Flugsand. Während der warmen Interglaziale bildeten sich Verwitterungs- und Bodenhorizonte.

Das Maintal und das westlich anschließende Gebiet sind arm an landwirtschaftlich attraktiven Flächen. Dieser Mangel an Agrarflächen wurde jedoch durch einen wertvollen Rohstoff ausgeglichen, der seit römischer Zeit zu einem wichtigen Wirtschaftsfaktor in der Region aufstieg: den Buntsandstein. Der Main durchschneidet den Buntsandstein im Bereich des südwestlichen Mainvierecks genau in einem Niveau, das den qualitativ hochwertigen Miltenberger Sandstein ideal freilegt. Deshalb konnte er direkt am Fluss gewonnen und auf ihm transportiert werden, sodass Gesteigungs- und Transportkosten günstig blieben. Zusätzlich schuf die römische Militärverwaltung durch die Erschließung des Raumes nicht nur gut ausgebaute, für Schwertransporte geeignete Straßen, sondern eröffnete für diesen Straßenbau auch die ersten Steinbrüche.

Die Römer nutzten den Buntsandstein außerdem zu Bauzwecken. Am Main zwischen Großkrotzenburg (Hessen) und Bürgstadt verlief der Main-Limes, der hier die natürliche Grenze des römischen Reichs nach Osten hin bildete. Entlang dieses Limes finden sich immer wieder römische Relikte aus Buntsandstein. Bei Obernburg wurde beispielsweise das Fundament eines römischen Turms ausgegraben. Er wird als Bergheiligtum gedeutet, in dem die römischen Steinbrucharbeiter „Herkules den Hämmerer“ sowie „Apollo“ verehrten. Von der römischen



Im Römermuseum Obernburg am Main werden zahlreiche Funde präsentiert, wie dieser römische Gedenkstein aus Buntsandstein.

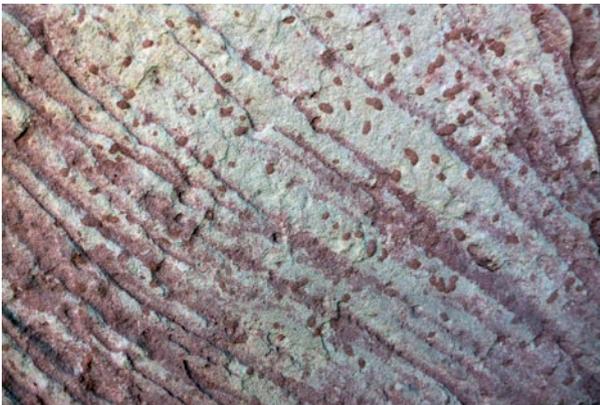
Buntsandstein-Gewinnung und -Verarbeitung zeugen zudem die zahlreichen Gedenksteine, die im Raum Obernburg gefunden wurden und im Römermuseum ausgestellt sind.

Wohl einige Jahrhunderte später, zwischen dem 8. und 12. Jahrhundert (RÖDER 1960), wurden am Hang des Hainebergs nordöstlich von Mainbullau die berühmten monolithischen „Heunesäulen“ an Ort und Stelle aus dem Buntsandstein geschlagen. Vermutlich waren sie für den Bau des Mainzer Doms vorgesehen.

Heute leuchten zahlreiche ehemalige Steinbrüche in sattem rotbraun zu beiden Seiten des Mains, eingerahmt vom Grün der umgebenden Wälder. Sucht man nach dem Verbleib der abgebauten Blöcke, wird man schnell fündig. Die meisten Häuser, Brücken und sogar Bodenbeläge im Landkreis Miltenberg wurden aus den Gesteinen des Buntsandsteins hergestellt. Er verleiht den Städten und Dörfern ihr typisches Aussehen und fügt sie direkt in das Landschaftsbild ein.



Miltenberger Sandstein wurde auch beim Bau der Pfarrkirche St. Gangolf in Amorbach verwendet.



Tongallen, rundliche tonige Einschlüsse im Gestein, sind Zeugen trockener Zeiten.



Auf den Schichtflächen befinden sich häufig Strömungsrippeln als asymmetrische, verzweigte oder unverzweigte Rippelkämme. Sie belegen fließendes Wasser bei der Ablagerung der Sande, denn Flüsse transportierten die Sande aus umliegenden Hochgebieten in das tiefer liegende Germanische Becken.

Miltenberger Sandstein

Der Begriff „Miltenberger Sandstein“ stammt aus der älteren geologischen Literatur und bezieht sich auf Sandsteine, die im Maintal bei Miltenberg beiderseits des Mains abgebaut wurden und noch werden. Diese frühere geologische Bezeichnung wurde als Handelsname übernommen. Bei den steinverarbeitenden Betrieben ist er ebenfalls als Miltenberger Sandstein bei den Roten Mainsandsteinen aufgeführt. Zahlreiche historische Bauten, wie z. B. Schloss Aschaffenburg, Dom zu Limburg und Mainz bestehen aus dem begehrten Baustein, der sogar in das europäische Ausland exportiert wurde.

Das Vorkommen des dickbankigen Miltenberger Sandsteins erstreckt sich vor allem im Maintal zwischen Miltenberg und Stadtprozelten. Zahlreiche Steinbrüche begleiten dort als rotes Band den Main. Der Miltenberger Sandstein mit seiner häufig auftretenden charakteristischen Schräg- und Kreuzschichtung wurde vor etwa 250 Millionen Jahren im Unteren Buntsandstein (obere Calvörde- und Untere Bernburg-Formation) abgelagert. Der fein- bis mittelkörnige Sandstein ist durch eine rote bzw. rotbraune Farbe mit typischer weißgrauer Streifung gekennzeichnet. Die auffällige rote Farbe entsteht durch Roteisen, das die Quarzkörner dünn überzieht, während die weißgrauen bis weißrötlichen Nuancen sekundär durch die bleichende Wirkung von Moorwässern entfärbt wurden.

Im Miltenberger Sandstein finden sich reichsweise zahlreiche, bis 10 cm große rundliche, meist flache Tonkörper („Tongallen“). Die bei Trockenperioden durch Trockenrisse zerfallenen Tonablagerungen wurden beim erneuten Überfluten als Bruchstücke vom Untergrund losgerissen, abgerollt und als Gerölle im Sand neu fixiert. Dies erfolgte so schnell, dass der Ton nicht aufgelöst werden konnte. Die heute an den Werksteinen angreifende Verwitterung wäscht zuerst diese Tongallen aus und hinterlässt dann linsenförmige Hohlräume.

Sandsteinbruch Wassum

Geotop-Nr.: 676A004
Landkreis: Miltenberg
Gemeinde: Stadt Miltenberg
TK 25: 6221 Miltenberg
Lage: N 49° 42.767', E 009° 15.316'
Naturraum: Sandsteinspessart
Gestein: Calvörde-Formation (Unterer Buntsandstein)

Von den früher zahlreichen Steinbrüchen im Miltenberger Sandstein stehen heute nur noch sehr wenige im Abbau, wie beispielsweise der Steinbruch Wassum. Direkt am Ortsrand von Miltenberg, am Talhang der rechten Mainseite gelegen, befindet sich seit 1904 dieses traditionsreiche Familienunternehmen. Hier werden noch auf mehreren Sohlen Blöcke des Miltenberger Sandsteins in typischer, enorm dickbankiger Ausbildung gewonnen. Infolge des weitständigen Kluftsystems müssen die Rohblöcke sprengtechnisch aus dem geschlossenen Felsverband herausgelöst werden. Der gegenüber dem ersten Abbauabschnitt von 1904 inzwischen um circa 300 m weiter nach Norden vorgerückte Abbaubetrieb hat noch für viele Jahre Vorräte. Aus dem Sandstein werden unter anderem Werksteine, Blockstufen, Fassaden- und Fußbodenbeläge sowie Bruchsteine für die Gartengestaltung hergestellt.

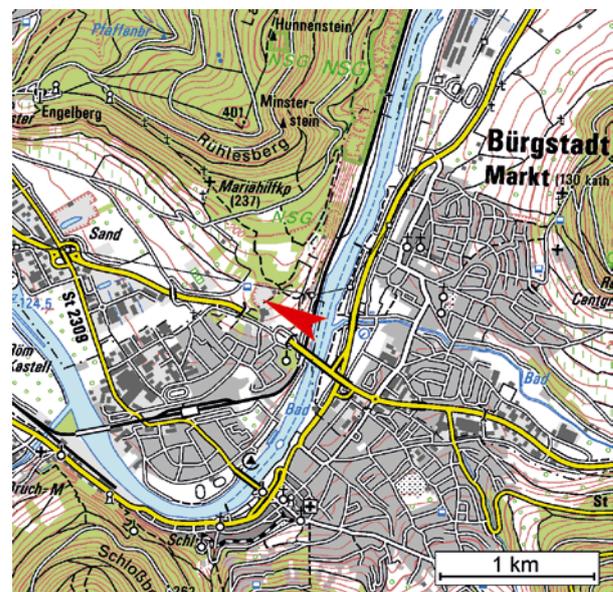
Da sich der Steinbruch noch in Betrieb befindet, ist das Betreten nur mit ausdrücklicher Genehmigung der Firma Wassum erlaubt.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BACKHAUS & BÄR (1987)
 GEYER (2002)
 LEPPER (2004)
 BOCK et al. (2005)
 OKRUSCH et al. (2011)



Das Familienunternehmen Wassum gewinnt den Miltenberger Sandstein aus dem eigenen Steinbruch und bearbeitet ihn bis zum Endprodukt selbst. (oben)

Beim Werk liegen bereits bearbeitete Bausteine. (unten)



Sandsteinbrüche – früher und heute

Typisch für das Untermain-Tal sind die vielen Steinbrüche, aus denen seit der Römerzeit Buntsandstein gewonnen wurde. Viele dieser Steinbrüche sind inzwischen von der Vegetation zurück erobert worden und meist nur noch schwer erkennbar und zugänglich. Sie bilden nun einen wichtigen Lebensraum für Pflanzen und Tiere. Die steilen Sandsteinfelsen bieten zahlreichen Vogelarten gute Nistmöglichkeiten, wie zum Beispiel dem Uhu. Daher sind die Steinbrüche mancherorts als Schutzgebiete ausgewiesen. An den steilen Felswänden kommt es zudem immer wieder zu gefährlichen Felsstürzen und es herrscht Absturzgefahr. Aus diesen Gründen ist häufig das Betreten verboten beziehungsweise nicht ratsam. Da auch die wenigen noch aktiven Steinbrüche nur mit Genehmigung zugänglich sind, ist es im Allgemeinen schwierig, sie zu besichtigen. Dennoch gibt es Ausnahmen wie den ehemaligen Buntsandsteinbruch Königswald im Geopark Bergstraße-Odenwald bei Mömlingen, der heute als Freizeitgelände und für Veranstaltungen genutzt wird.

Geotouristisch erschlossen sind auch die Heunesäulen am Haineberg westlich von Miltenberg. Mit dem Beiwort „Heune“, das vermutlich von „Hüne“ (Riese) abgeleitet wurde, sind in der Romantik manche Steine versehen worden, die entweder durch Bearbeitung oder durch Einflüsse von Wind und Wetter eine bemerkenswerte Form erhalten hatten. Weil man ihre Entstehung nicht genau deuten konnte, entstanden Sagen, nach denen sie Spielzeuge oder Gebrauchsgegenstände von Riesen gewesen seien. In der Miltenberger Region gibt es neben den Heunesäulen auch ein Heunefass, eine Heuneschüssel und einen Heunestein.



Eine der mächtigen Heunesäulen aus Buntsandstein wurde 1879 nach München transportiert und steht heute vor der Archäologische Staatssammlung. Die Säule ist 7,5 m hoch und rund 14 Tonnen schwer.



Im Buntsandsteinbruch Königswald gibt es dank des Engagements des Geoparks Bergstraße-Odenwald eine Reihe geotouristischer Veranstaltungen.

Heunesäulen bei Miltenberg

Geotop-Nr.: 676G002
Landkreis: Miltenberg
Gemeinde: Stadt Miltenberg
TK 25: 6221 Miltenberg
Lage: N 49° 42.250', E 009° 12.460'
Naturraum: Sandsteinodenwald
Gestein: Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein)

Am Hang des Hainebergs liegen seit Jahrhunderten mitten im Wald mehrere etwa 1,2 m dicke und 7,5 m lange Monolithsäulen, die an Ort und Stelle aus mittelkörnigem Buntsandstein geschlagen wurden. Ursprünglich sollen es 42 Säulen gewesen sein. Die Säulen mitten im Wald geben heute noch Rätsel auf. Gängige Meinung ist, dass sie für den Neubau des Mainzer Doms um 1000, eventuell vorausgehend in Erwartung eines Großauftrags, vor Ort aus dem Sandstein geschlagen wurden. Da die Sandsteinschichten aber kreuz und quer, also schief zur zylindrischen Form der Säulen verlaufen, könnten die Mainzer Dombauherrn um die Stabilität der Säulen gefürchtet haben – umsonst produziert. Dies ist jedoch nur einer von mehreren spekulativen Erklärungsversuchen. Die heute fehlenden Säulen wurden als Dekorationsobjekte abtransportiert.

1879 wurde eine der Säulen unter enormen Anstrengungen nach München überführt. Für diesen Schwertransport zum Bahnhof Miltenberg benötigte man einen massiven Wagen, der von sechs Pferden und zwei Ochsen gezogen wurde. Von Miltenberg ging es auf dem einzigen Schwerlastgüterwagen der Königlich Bayerischen Eisenbahn weiter zur Landeshauptstadt.

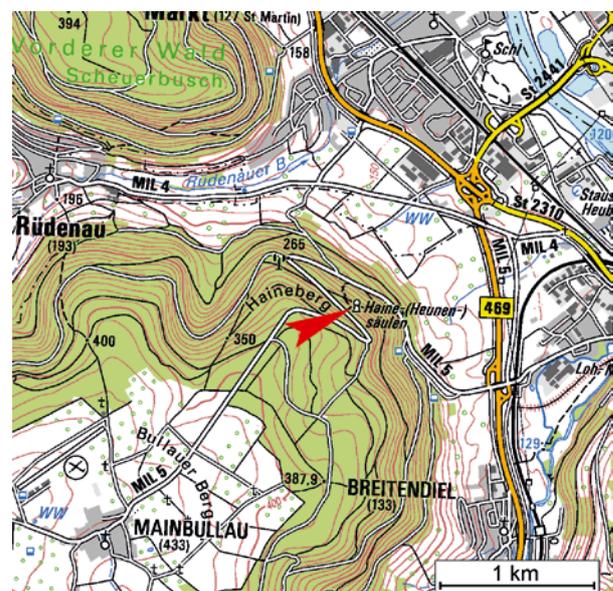
100 Jahre später, am 28. Januar 1979, wurde die Münchner Säule vor dem Neubau der Archäologischen Staatsammlung aufgestellt.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)
 OKRUSCH et al. (2011)



An Ort und Stelle bearbeitet, aber nie abgeholt: die Heunesäulen am Bullauer Berg (oben)

Heunesäule an der Uferpromenade in Miltenberg (unten)





Die wildromantische Klingelbachgraben-Schlucht bei Triefenstein (Main-Spessart)

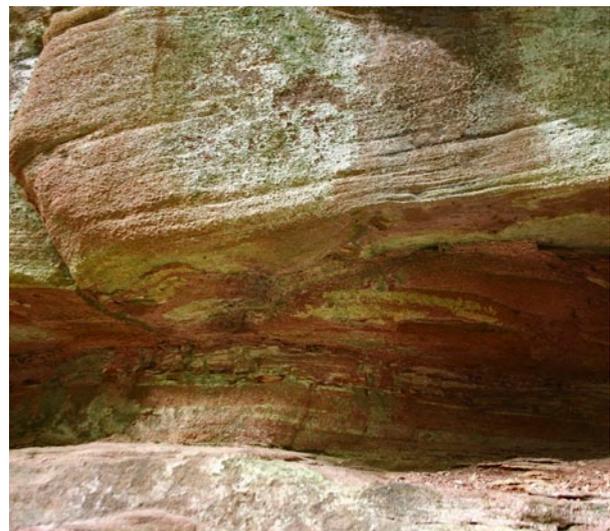
Sandstein-Schluchten am Untermain

Vor allem im Eiszeitalter, dem Pleistozän, schnitten sich die Flüsse in die weit ausgehnte, flache Landschaft ein. Durch das Eintiefen des Mains und das damit verbundene Einschneiden der seitlichen Zuflüsse bildeten sich steile Schluchten wie die Seltenbachschlucht oder die Klingelbachgraben-Schlucht.

Aufschlüsse im Buntsandstein sind Mangelware. Zudem dürfen Steinbrüche oft nicht betreten werden, da sie entweder in Betrieb oder aus Naturschutz- und Sicherheitsgründen gesperrt sind. Daher sind es meist die Schluchten, die den Blick auf die Gesteinsschichten freigeben und von der beständigen Veränderung der Landschaft zeugen. So können dort auch Verwitterungsformen, wie Klüfte, Höhlen und Kamine, begutachtet werden.

Weitere klassische Buntsandstein-Profile sind neben der Seltenbachschlucht zum Beispiel

in der Stelzenbachschlucht bei Rothenfels und in der Klingelbachgraben-Schlucht bei Triefenstein im Landkreis Main-Spessart aufgeschlossen.



Vom Fluss unterspülte und ausgekolkte Felswand aus rot und weiß gestreiftem Buntsandstein.

Seltenbachschlucht

Geotop-Nr.: 676R003
Landkreis: Miltenberg
Gemeinde: Stadt Klingenberg a.Main
TK 25: 6221 Miltenberg
Lage: N 49° 46.995', E 009° 11.315'
Naturraum: Sandsteinspessart
Gestein: Hardegsen-Formation
 Detfurth-Formation
 Volpriehausen-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)



In der Seltenbachschlucht durchquert man entlang eines idyllischen Wanderwegs verschiedene Buntsandsteinschichten. Sie ist eine der wenigen leicht zugänglichen Stellen, wo Gesteine aus der Zeit des Mittleren Buntsandsteins aufgeschlossen sind.

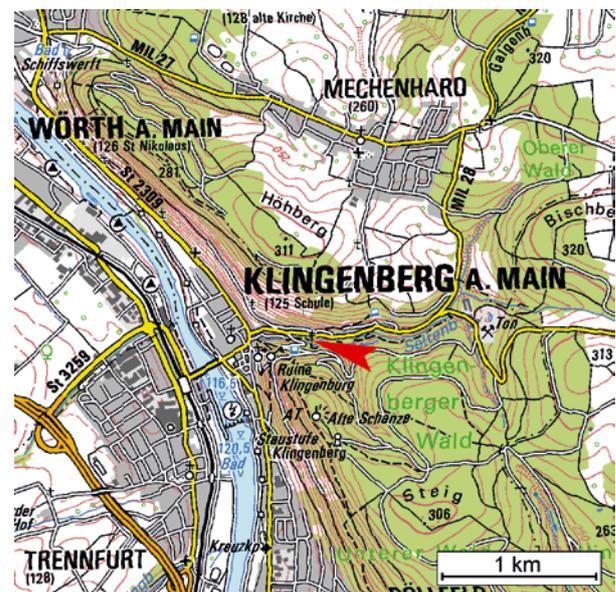
Am unteren Ende der Schlucht, nahe den Felsenkellern, ist der grobkörnige bis feinkiesige Volpriehausen-Basissandstein mit bis zu 2,5 cm großen Geröllen aufgeschlossen. Die Fließ- und Transportrichtung der damaligen Flüsse war sehr unterschiedlich. Daher sind die Sandsteine stellenweise schräg geschichtet, was auf die wechselnden Strömungsrichtungen der damaligen Flussrinnen zurückzuführen ist. Im weiteren Verlauf der Seltenbachschlucht sind neben diesen Strömungsmustern dünn- bis mittelbankige Sandsteine, vereinzelt mit Tonzwischenlagen, aber auch besonders grobkörnige Geröllhorizonte, zu sehen. Sie entstanden während Perioden mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten. Dünne Tonsteinlagen wurden dagegen vor allem bei Überflutungen abgelagert. In der Schlucht kommen rote, gelbliche und weiß gestreifte Sandsteine vor. Im Bereich der Brücke befindet sich eine eindrucksvolle Engstelle in der Hardegsen-Formation.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BACKHAUS (1967)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)
 OKRUSCH et al. (2011)



In der Seltenbachschlucht durchwandert man verschiedene Buntsandstein-Schichten. (oben)

Imposante Aufschlüsse am Beginn der Schlucht unterhalb der Clingenburgstraße (unten)





Blick von der südlichen Mainseite bei Mondfeld auf den ovalen, von Wiesen und Büschen begrüntem Inselberg des Mains; im Hintergrund das steile, bewaldete ehemalige Mainufer des Hasselberger Waldes

Der Umlaufberg bei Faulbach – Relikt aus einem früheren Mainverlauf

Deutlich von dem umgebenden Landschaftsbild der dunklen waldbedeckten Mittelgebirgshügel abgesetzt, befindet sich im Maintal bei Faulbach ein ovaler, von Wiesen und Hecken

begrünter Hügel. Er ist die zurückgebliebene „Insel“ eines Mäanders des Mains, der hier durch ein Durchbrechen des Prallhanges Teile seines früheren Tals abgeschnitten hat. Den besten Blick auf diesen Umlaufberg – den 237 m hohen Grohberg – hat man von der gegenüberliegenden südlichen Mainseite bei Mondfeld.



Der Landkreis Miltenberg wird vom Main in großen Talmäandern durchzogen. Bei Faulbach hat er seinen früheren Lauf verändert. Die Ausbildung von Prallhängen an den Außenseiten der Windungen eines ursprünglichen Mäanders an dieser Stelle, führte auf die Dauer zur Abtragung des Gesteins zwischen diesen beiden Prallhängen. Zunehmende Erosionstätigkeit ermöglichte dem Fluss schließlich vollständig durchzubrechen. Die alte Mäanderschlinge wurde zu einem trockenen Tal und hinterließ als Zeugen den abgeschnürten Umlaufberg.

Der 237 m hohe Grohberg bei Faulbach ist ein sogenannter Umlaufberg. Der Main floss in einer Mäanderschleife um das heutige Faulbach herum, bis er schließlich den Felsriegel durchbrach und abkürzte – zurück blieb eine Art Insel.

Blockfeld Hallstein

Geotop-Nr.: 676R001
Landkreis: Miltenberg
Gemeinde: Markt Weilbach
TK 25: 6321 Amorbach
Lage: N 49° 39.875', E 009° 11.621'
Naturraum: Sandsteinodenwald
Gestein: Hardeggen-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)

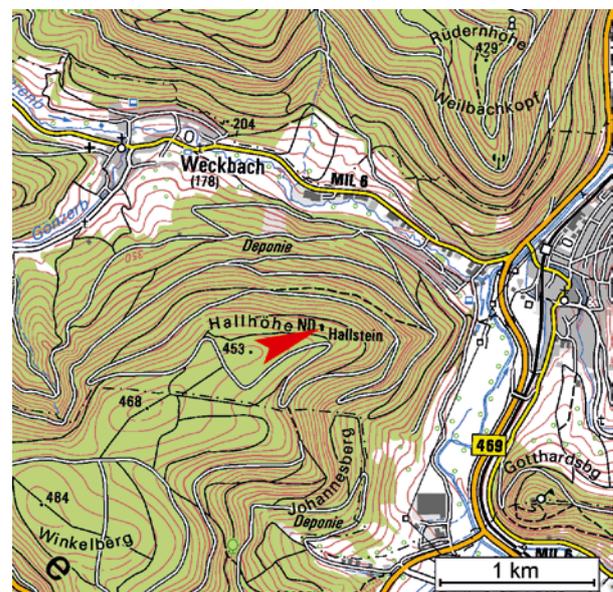
Ungefähr 30 Höhenmeter unterhalb der Hallhöhe bei Weilbach liegt in einem abgeholzten und neu bepflanzten Bereich im Wald verteilt eine Ansammlung von größeren Gesteinsblöcken aus dem Felssandstein des Mittleren Buntsandsteins. Mit einer Länge von circa 7 m und einer Breite von circa 4 m ist der größte dieser Blöcke mit weißer Schrift als das Naturdenkmal Hallstein gekennzeichnet, benannt nach dem Berg, der Hallhöhe.

Die Entstehung solcher Block- und Felsenmeere wird auf den Zerfall von harten, verwitterungsresistenten Gesteinskörpern wie dem „Felssandstein“ zurückgeführt. Dieser bildet die tafelförmige Hochfläche der Hallhöhe, die vor allem während des Pleistozäns durch Frostverwitterung randlich zerfiel. Die dadurch entstandenen eckigen Blöcke wurden aufgrund der Schwerkraft verfrachtet und blieben in großer Zahl am Hang liegen. Episodisch fließende Gewässer wuschen das Feinmaterial zwischen den Blöcken aus, so dass langgestreckte Ansammlungen von Blockschutt entstehen konnten.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll



Das Naturdenkmal Hallstein, größter Felsen innerhalb des Blockmeeres, liegt im Geo-Naturpark Bergstraße-Odenwald.



Das graue Gold Klingenberg

Der Klingenger Ton ist Rest einer ehemals auf dem Buntsandstein gebildeten Seeablagerung, die eine wesentlich weitere Ausdehnung hatte. Nach pollenanalytischen Analysen enthält der Ton ausschließlich oligozäne Süßwasserflorenelemente (HOTTENROTT, in HEINE 2004).

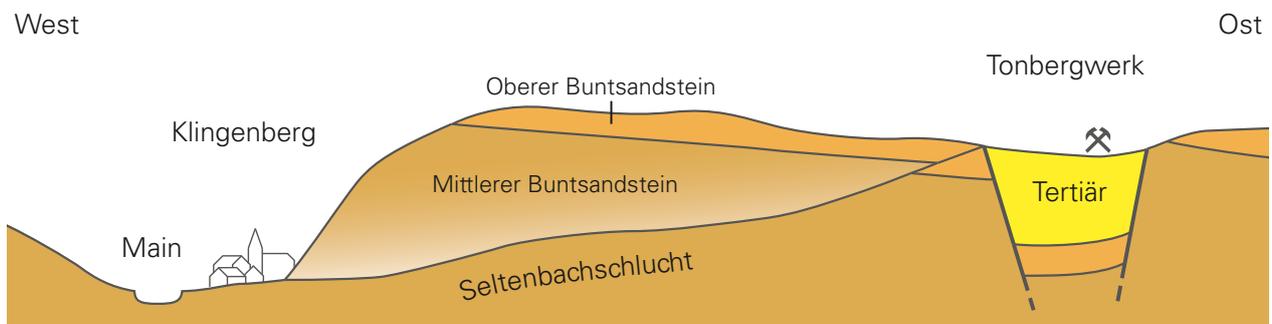
Der Klingenger Ton ist weltweit bekannt und machte die Stadt reich. Über hundert Jahre lang hatte die Stadt zuvor ihre Tongrube verpachtet: Da der wachsende Wohlstand der Pächterfamilien nicht zu übersehen war, beendete die Stadt die Verpachtung. 1859 erhielt die Stadt die Betriebsgenehmigung für das Bergwerk und erzielte satte Gewinne.

Unter diesen Voraussetzungen war es nicht schwer, auf die Erhebung von Steuern und Umlagen zu verzichten. In Klingengergs Goldenen Zeit zahlte man keine Steuern, sondern erhielt sogar Bürgergeld. Dem Rückgang des Gewinnes folgte eine Verschuldung der Stadt, und nach zwei Weltkriegen war der sagenhafte Reichtum zerronnen. Synthetische Stoffe hatten den Ton weitgehend vom Markt verdrängt.

Fast alle bekannten deutschen Bleistifthersteller verwendeten seit ihrer Firmengründung den dunklen Klingenger Bleistiftton in Verbindung mit Graphit zur Herstellung von Bleistiftminen. Er wurde zuletzt von sechs Bergleuten in einer Tiefe von 70 Metern abgebaut. Die Förderung lag bei circa 250 bis 300 Tonnen pro Monat.



An vielen Stellen ist der enorme Gebirgsdruck zu sehen. Eingebrochene Hölzer oder Eisenverbauungen werden immer wieder durch dahinter hervorquellenden Ton zerbrochen, der sich selbst durch kleine Ritzen oder Spalten drückt.



Schematischer Schnitt von Klingenberg durch die Seltenbachschlucht bis zum Tonbergwerk

Tonbergwerk Klingenberg

Geotop-Nr: 676G001
Landkreis: Miltenberg
Gemeinde: Stadt Klingenberg a.Main
TK 25: 6221 Miltenberg
Lage: N 49° 47.046', E 009° 12.160'
Naturraum: Sandsteinspessart
Gestein: Ton, Sand (Oligozän)
 Solling-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)

Bis Dezember 2011 betrieb die Stadt Klingenberg circa 1,5 km östlich der Stadt, kurz hinter der Straßengabelung Mechtenhard/Schmachtenberg, ein Tonbergwerk, dessen Geschichte mehrere Jahrhunderte zurückreicht. Hier wurden seit dem 16. Jahrhundert verschiedene, besonders reine und hochwertige Spezialtone abgebaut, die weltweit gefragt waren. Ihre hervorragenden technischen Eigenschaften beruhen auf mehreren Faktoren: sie sind hochplastisch, gleichmäßig feinkörnig und weisen bereichsweise einheitliche Farben (schwarzgrau, weißlich) auf. Die Tone wurden früher unter anderem bei der Herstellung von Bleistiften, später für spezielle Keramik verwendet.

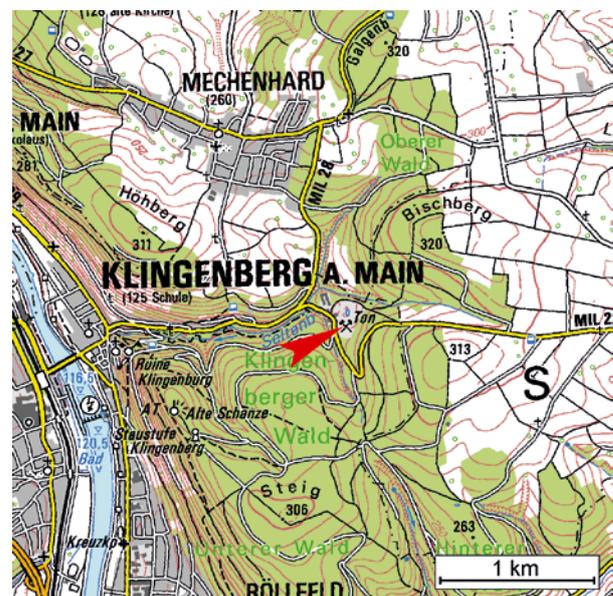
Abgelagert wurden die Tone im Tertiär und sind somit wesentlich jünger als die umgebenden Sandsteine. Während die Tertiär-Schichten anderenorts durch Erosion bereits wieder abgetragen sind, verdankte die Tonlagerstätte der tiefen Lage in einem „tektonischen Graben“ ihre Erhaltung. Wegen steigenden Defiziten musste der Traditionsbetrieb am 16. Dezember 2011 geschlossen werden. Derzeit sind vom ehemaligen Tonabbau unter anderem noch ein Mundloch und die Schütte zu sehen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: DOBNER (1987)
 HEINE (2004)
 EHRT (2007)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)



Vom ehemaligen Tonabbau sind noch die Tonwaage und die alte Schütte erhalten geblieben. (oben)

Weltweit begehrt – der Klingenger Bleistiftton (unten)



3.4 Landkreis Main-Spessart

Wie schon der Name sagt, hat der größte Landkreis Unterfrankens, der Landkreis Main-Spessart, Anteil an zwei ganz unterschiedlich ausgeprägten Landschaften. Sein Südosten und Osten wird vom Main bestimmt und gehört zum Naturraum der Mainfränkischen Platten mit dem Nordabschnitt der Marktheidenfelder Platte zwischen Mainvier- und Maindreieck, dem Mittleren Maintal zwischen Retzbach und Gemünden sowie großen Teilen der östlich davon gelegenen Wern-Lauer-Platte. Der Westen und Nordwesten des Landkreises wird geprägt vom Naturraum Sandsteinspessart und auch die Südröhn im Nordosten zeigt landschaftlich noch viele Gemeinsamkeiten mit dem Spessart.

Das die verschiedenen Landschaften des Landkreises verbindende Element ist das Maintal

mit seinen Nebentälern von Wern, Fränkischer Saale, Sinn, Lohr und Hafenlohr. Der Main durchfließt im Westschenkel des Maindreiecks den östlichen Teil des Landkreises von Südost nach Nordwest und dann den Westteil des Landkreises in der Ostseite des Mainvierecks von Nord nach Süd.

Die Gesteinseinheiten Buntsandstein und Muschelkalk im Untergrund prägen sowohl die Landschaftsformen, als auch das in ihnen entwickelte Maintal mit seinen mehr als 100 m hohen Talhängen. Im Muschelkalkgebiet des Maindreiecks ist das Tal meist mehrere 100 m breit und von kastenförmigem Querschnitt, während es im Buntsandsteingebiet entlang des Mainvierecks als Kerbtal einen deutlich schmäleren Talboden aufweist. Der tiefste Punkt des Landkreises ist der Mainspiegel südwestlich Hasloch in der Südseite des Mainvierecks mit 133 m.



Blick vom Kallmuth bei Homburg in Richtung Westen auf die waldreichen Höhen des Spessarts im Hintergrund



Die Kalksteine des Unteren Muschelkalks erheben sich bei Retzbach als steile Felswand über den Main.

Die relativ eintönige Abfolge des Buntsandsteins im westlichen Landkreis, mit roten und rotbraunen Sandsteinen sowie rötlichen Ton- und Siltsteinen, verwittert rasch und bildet dabei Böden mit geringer Bodengüte sowie weitspannige, rundliche Landschaftsformen. Lediglich der Felsandstein der Hardeggen-Formation bildet manchmal Felsen sowie kleine Blockmeere und -halden. Die höchste Erhebung im Landkreis bildet der Ostabfall des Geiersbergs mit etwa 585 m. Völlig unspektakulär zeigt sich auch der höchste Gipfel des Landkreises, die Klosterkuppe mit einer Höhe von 552 m. Sie liegt, circa 5 km nordwestlich von Neustadt am Main, einsam in den tiefen Wäldern, die ihrerseits ein Ergebnis der mageren Spessartböden sind, die eine landwirtschaftliche Nutzung sehr erschweren. Nur in ganz wenigen Gegenden Bayerns liegen die Ortschaften so vereinzelt wie hier.

Die ältesten im Landkreis ausstreichenden Schichten gehören zum Unteren Buntsandstein und sind eher unbedeutend. Wenn auch von geringer Qualität, so wurden die Sandsteine der Hardeggen-Formation (Mittlerer Buntsandstein) doch für die lokale Verwendung als Baustein abgebaut. Hingegen reihten sich wie Perlen an einer Kette früher die Steinbrüche

im Plattensandstein der Röt-Formation (Oberer Buntsandstein) bei Marktheidenfeld auf den Höhen über dem Maintal aneinander. Ein weiteres historisches Abbauzentrum lag bei Gambach.



Lokal, wie in Wernfeld, lebt die Tradition der Buntsandsteinverwendung auch heute noch weiter – wenn auch die Motive eher nicht unterfränkischen Traditionen folgen.

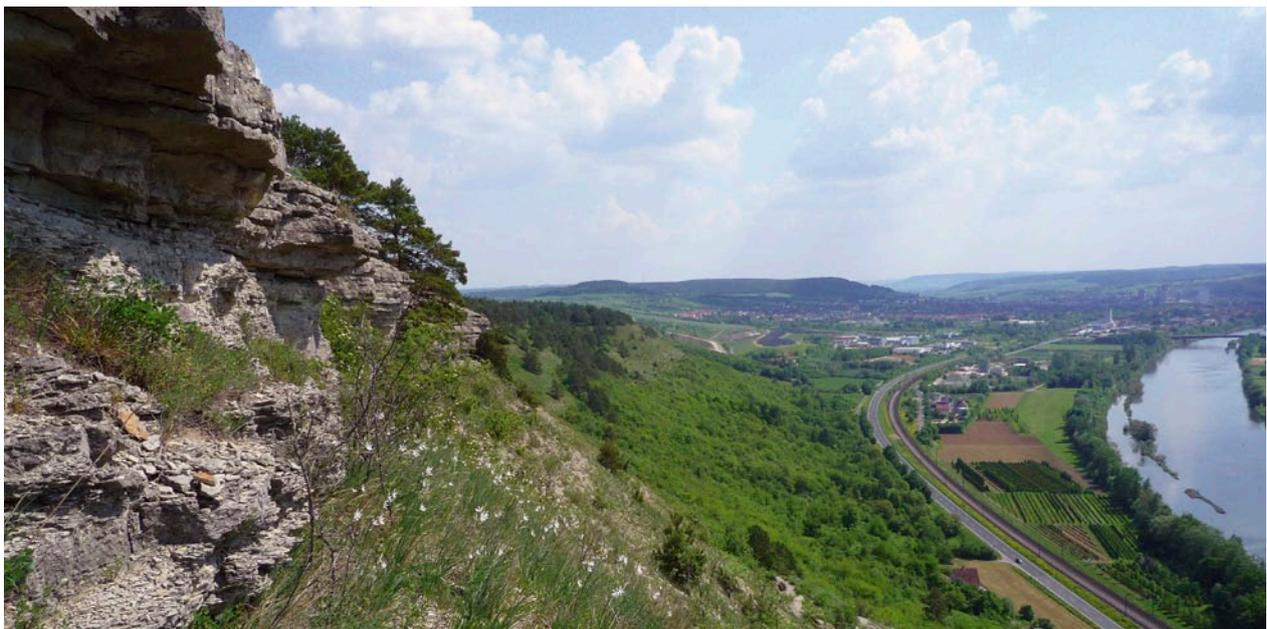
Die Röttonsteine im Hangenden des Platten-sandsteins waren lange Zeit ein begehrtes Rohmaterial für die Ziegelproduktion. In größerem Stil wurden diese Tonsteine bei Wiesenfeld und Wernfeld abgebaut und verziegelt. In die Röttonsteine ist Rötquarzit eingelagert.

Die Gambacher Steige ist für ein klassisches Profil vom Felssandstein des Mittleren Buntsandsteins bis hinauf in den Wellenkalk des Unteren Muschelkalks bekannt. Allerdings sind Teile dieses Profils zwischenzeitlich verwachsen, schwer zugänglich oder liegen auf Privatgrund.

Die im Schichtstapel darüber folgenden Gesteine des Muschelkalks prägen den östlichen Landkreis im Bereich des Maindreiecks. Natürliche Felswände, wie bei Karlstadt, Karlbürg und am Kalbenstein, werden vom Unteren Muschelkalk (Wellenkalk) aufgebaut. In dessen oberen Abschnitt bilden die meterdicken Schaumkalk-Bänke häufig auffällige Simse oder Kanzelartige Gebilde aus, wie z. B. bei Karlstadt und Retzbach.

Über den Schaumkalk-Bänken verflachen sich die Hänge merklich. Diese Hangverflachung fällt in etwa mit dem Beginn des Mittleren Muschelkalks zusammen, der mit dolomitischen Mergeln und Gips wesentlich verwitterungsanfälliger ist als der Untere Muschelkalk. Die Gipsvorkommen wurden früher z. B. bei Stetten abgebaut. Mit Gesteinen des Unteren Keupers um Arnstein und Schwebenried endet im Landkreis Main-Spessart die erhaltene Abfolge des Erdmittelalters.

Hoher CaCO_3 -Gehalt der Muschelkalk-Gesteine und ein gering ausgebildeter Bodenhorizont sind die Grundlagen einer charakteristischen, kalkholden Flora, die landläufig als „Steppenheide“ bezeichnet wird. Die hier entwickelte Pflanzengesellschaft mit Erdsegge, Blaugrünem Faserschirm, Apeninnen- und Grauem Sonnenröschen, Sand-Esparsette und Berg-Gamander ist botanisch als „Mainfränkischer Faserschirm-Erdseggen-Trockenrasen“ ein inselartiges Vorkommen im Mittleren Maintal. Diese primär waldfreien Extremstandorte mit ihrer schütterten Vegetation stehen an Grainberg-Kalbenstein, Rammersberg und an der Homburg bei Eußenheim unter Naturschutz.



Die meterdicken Schaumkalk-Bänke bilden an den Talschultern der Muschelkalk-Hänge häufig markante Simse oder Kanzeln, wie hier am Kalbenstein; auf dem Muschelkalkschutt blüht die Astlose Grasllilie.



Bei Gössenheim wächst das graue Muschelkalk-Mauerwerk der Burgruine Homburg förmlich aus dem ebenfalls vom Unteren Muschelkalk aufgebauten Berggrücken „Hohe Setz“ heraus. Einzelne Bausteine aus Buntsandstein bilden mit ihrem kräftigen Rotbraun dazu einen auffälligen farblichen Kontrast. (oben)

Auf die ehemals große Bedeutung des Töpferhandwerkes weist heute noch der Namensbestandteil „Hafen“ im Ortsnamen von Hafenlohr hin. Dieser leitet sich nicht von einem Hafen am Main, sondern vom Hafner (Töpfer) ab. (rechts)

Die komplexe Flussgeschichte des Mains zeigt sich an einer Reihe von Inselbergen entlang der Ostseite des Mainvierecks. Besonders eindrucksvoll bezeugen der Romberg (bei Lohr-Sendelbach) und der Achtelsberg (bei Hafenlohr) die rasche und erstaunlich weitspannige Verlagerung des Flusses in der jüngeren Erdgeschichte. Dabei hat er auch bei Marktweidenfeld und Hafenlohr Tone hinterlassen, die lange Zeit Grundlage für ein regional so bedeutsames Töpferhandwerk waren, dass sich der Töpfer (Hafner) sogar in Ortsnamen wiederfindet.

Das Ende der bisher letzten Kaltzeit hat auf den Höhen östlich von Karlstadt Spuren hinterlassen. Aus den Flussterrassen wurde der Sand ausgeblasen und beim Nachlassen der Trans-



portkraft des Windes wieder abgelagert. So bildeten sich Flugsand-Dünen, deren ursprüngliche Gestalt heute allerdings weitgehend überprägt ist. Lediglich im Naturschutzgebiet Saupurzel sind sie noch sehr ursprünglich. Beeinflusst durch den unterlagernden Muschelkalk beherbergt der dortige Sandmagerrasen eine bemerkenswerte Fauna und Flora.

Dort, wo die Verwitterung auf dem Muschelkalk tiefe Böden hervorgebracht hat, werden sie zum Ackerbau genutzt, aber auch als Standort für Obstaine, während die Hanglagen des Main-tales von Weinbergen eingenommen werden.



Einst scheuten die Zugtiere eines Bauern und das Fuhrwerk samt Zugtieren und Bauer stürzte in das „Kühlloch“ und blieben bis heute verschwunden. Wenn das türkisfarbene Wasser des „Kühlen Loches“ geheimnisvoll durch die Bäume schimmert, versteht man, weshalb die Menschen in früheren Zeiten diesem nie zufrierenden Quelltopf sagenhaftes Geschehen zugeschrieben haben.

Die Bildung von Sinterkalken ist ein Vorgang, der bis in die heutige Zeit hinein anhält. An der Grenze zu den wasserstauenden Tonsteinen der Röt-Formation liegen Quellen, die von Wasser aus dem Muschelkalk gespeist werden. Dabei wird der in den Quellwässern gelöste Kalk ausgefällt und bildet dabei spektakuläre Kalksinter oder Grottensteine, wie bei Homburg am Main und beim Kloster Triefenstein.

Innerhalb der Muschelkalkverbreitung tritt das Grundwasser auch in Quelltöpfen zutage. Diese werden aus Höhlensystemen im verkarsiteten Muschelkalk gespeist und können große Ergiebigkeiten haben. Im sagenumwobenen „Kühlen Loch“ bei Münster in der Gemeinde Eußenheim hat das Quellwasser ganzjährig eine Temperatur von 8 bis 12 °C, sodass dieser in der Längsachse etwa 25 m lange und 4 m tiefe Quelltopf nie zufriert.



Durch die hohe Verwitterungsresistenz bilden die quarzitisches gebundenen Sandsteine des Rötquarzits deutliche Stufen in den Tälern von Bächen und Bächlein, wie hier in der Tretstein-Schlucht bei Gräfendorf. Häufig werden dabei die weichen Schichten der Röttonsteine unterhalb der Quarzitbänke herausgespült und es entstehen Hohlräume. Bricht deren Dach nach, beginnt der Prozess von neuem. Dies nennt man rückschreitende Erosion.

Der Buntsandstein – Einsichten in eine schwer zugängliche Vergangenheit

Trocken und heiß stellten sich frühere Geologen die Buntsandstein-Zeit mit ihren roten Sandsteinen und örtlichen Dünenablagerungen vor. Dazu passt jedoch nicht, dass die meisten Sandsteine aus Flussablagerungen entstanden sind.

Bei diesen Flüssen handelte es sich um verzweigte, breite Flüsse, die bei Hochwasser ständig ihren Lauf veränderten. Dabei wurde neuer Sand mitgebracht, und bereits abgelagerter wieder umgelagert. So entstanden großflächig durchhaltende Sandsteinpakete, die ihre Rotfärbung dem Feinmaterial von eingeschwemmtem Bodenmaterial verdanken. Diese Hochwasserereignisse und die tropischen Roterden sind deutliche Anzeichen für ein nicht zu trockenes Klima.

Die Röt-Formation des Oberen Buntsandsteins mit ihren Feinsedimenten unterscheidet sich

deutlich vom restlichen Buntsandstein. Die nur selten durch markante Sandsteinlagen unterbrochenen Tone führen in ihrem oberen Abschnitt auch marine Muscheln.



Durch Korngrößen- und Farbunterschiede nachgezeichnete Schrägschichtungskörper im Buntsandstein zeigen, dass die Sandsteine in Flüssen abgelagert wurden.

Ringelbachschlucht

Geotop-Nr: 677R008
Landkreis: Main-Spessart
Gemeinde: Gössenheim
TK 25: 5924 Gemünden am Main
Lage: N 50° 1.678', E 009° 46.088'
Naturraum: Wern-Lauer-Platte
Gestein: Röt-Formation
 (Oberer Buntsandstein)

Die Röt-Formation wird von Tonsiltsteinen dominiert, die durch den Rötquarzit in die Unteren und die Oberen Röttonsteine gegliedert werden.

Oberhalb des maximal 8 m mächtigen Rötquarzits ist nordwestlich von Gössenheim eine Hochfläche entwickelt, die durch den Ringelbach zur Wern hin entwässert wird. In einer tief eingeschnittenen Rinne durchschneidet dieser unscheinbare Bach den Rötquarzit. Der Sandstein steht nicht nur in einer Steilstufe an, es liegen talabwärts davon ebenfalls große Blöcke herum. Diese sind viel zu groß, als dass sie von dem Bächlein dorthin transportiert worden sein können.

In Zeiten starker Wasserführung, wie nach der Schneeschmelze oder bei Starkregen, spült das Wasser des Ringelbaches die wenig widerstandsfähigen Unteren Röttonsteine unterhalb des Rötquarzits heraus. Dabei wird die untere Rötquarzitbank unterspült und die hervorragenden Bereiche brechen in großen Blöcken ab. Auf den Tonsteinen wandern diese dann im Lauf der Jahre als Blockstrom talabwärts.

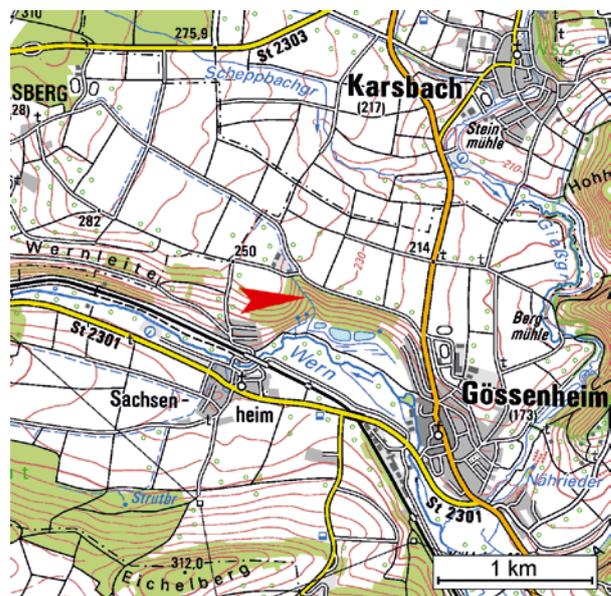
Auf den Oberseiten dieser Blöcke erkennt man immer wieder Oszillationsrippeln und an den Seitenflächen Kreuzschichtung. Beides ist typisch für den Gezeitenbereich eines flachen Meeres.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: RUTTE & WILCZEWSKI (1995)



Durch die rückschreitende Erosion sind in der Ringelbachschlucht die Sandsteinblöcke vom Ringelbach aus den unter- und überlagernden Tonsteinen herauspräpariert worden und wandern nun blockstromartig talabwärts. (oben)

Oberhalb der Geländekante verläuft der nicht ständig wasserführende Ringelbach in einem markanten Graben zwischen den Rötquarziten. (unten)





Beide Abbauwände der Tongrube an der ehemaligen Ziegelei in Wiesenfeld sind in den letzten Jahren soweit verstimmt, dass jeweils nur noch die obersten Meter der Röttonsteine erkennbar sind. Auf dem Schuttfächer beginnt bereits die Verbuschung. In wenigen Jahren werden die Wände fast vollständig verstimmt und der Schutt weitgehend überwachsen sein.

Selektive Wahrnehmung

Unser Eindruck vom Gesteinsaufbau einer Landschaft wird geprägt von den Gesteinen, die in hoch aufragenden Felsen, tiefen Schluchten oder senkrechten Steinbruchwänden spektakuläre Auftritte haben. Dabei wird das Erscheinungsbild der meisten Landschaften von Gesteinen bestimmt, die aufgrund ihrer Eigenschaften eher im Verborgenen wirken.

Zu diesen Gesteinseinheiten gehören im Bereich des Landkreises Main-Spessart die Röttonsteine des Oberen Buntsandsteins. Obwohl diese Gesteine weit verbreitet sind, fehlen natürliche Aufschlüsse nahezu vollständig, da sie sehr verwitterungsanfällig sind. Selbst in steilen Bachgräben verfallen und verrutschen die Aufschlüsse schnell, wie z. B. in der Ringelbachschlucht, in der die geringmächtigen, aber verwitterungsresistenten Rötquarzite dominieren.

Auch künstliche Aufschlüsse in diesen mürben Gesteinen verlieren schnell ihre geologische Aussagekraft, da die Wände nach Abbauende verfallen. Der Wandfuß „ertrinkt“ dadurch regelrecht im Lockermaterial wie in der ehemaligen Röttongrube westlich der ICE-Neubaustrecke bei Wiesenfeld. In der östlich der Eisenbahn gelegenen Grube sind die Aufschlusswände



Das Rot der Ton- und Siltsteine wird vereinzelt unterbrochen von feinsandigen, weißgrauen Lagen und Schlieren.

noch frischer. Dort hat man einen bayernweit zur Zeit einzigartigen Blick auf die Gesteine des Oberen Buntsandsteins.

Gute Aufschlüsse in leicht verwitternden Gesteinen sind selten, deshalb ist ihr geowissenschaftlicher Wert besonders hoch. Um sie in bergfrischem Zustand zu erhalten, sind Pflegemaßnahmen nötig, die von einem behutsamen weiteren Abbau bis zur gelegentlichen Entfernung störender Sukzessionsflora reichen können. Eine Abflachung oder Bepflanzung der wichtigsten Aufschlusswände ist kontraproduktiv.

Tongrube Wiesenfeld

Geotop-Nr: 677A018
Landkreis: Main-Spessart
Gemeinde: Stadt Karlstadt
TK 25: 5924 Gemünden a. Main
Lage: N 50° 0.0009', E 009° 41.450'
Naturraum: Marktheidenfelder Platte
Gestein: Röt-Formation
 (Oberer Buntsandstein)

Zum Ende des Buntsandsteins weichen die Sandsteine den überwiegend rotvioletten bis braunroten Röttonsteinen, deren monotones Erscheinungsbild durch grüngraue, blaugraue und gelbliche Lagen etwas aufgelockert wird. Ein Teil dieser Feinsedimente wurde auf dem Festland abgelagert, während der Rest – sozusagen als Vorbote des Muschelkalkmeeres – bereits unter marinen Bedingungen entstand. Diese marine Komponente nimmt nach oben hin immer mehr zu.

Der Obere Buntsandstein mit Oberen Röttonsteinen und Myophorienschichten war früher in zwei Tongruben nordwestlich Wiesenfeld erschlossen. Auch wenn die untersten 10 m dieser Abfolge heute unter Hangschutt begraben sind, ist das Profil östlich der ICE-Neubaustrecke immer noch der eindrucksvollste und besterhaltene Aufschluss Bayerns in dieser Schichtfolge.

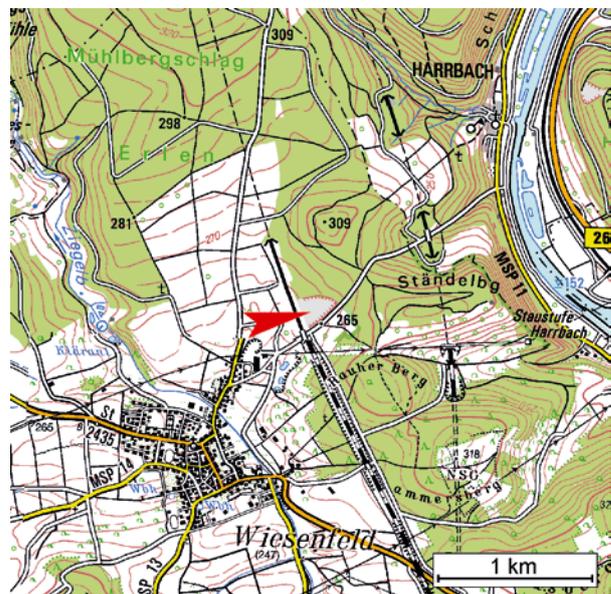
Bemerkenswert ist eine äußerlich eher unscheinbare Schicht, die marine Muscheln führt. Knapp oberhalb des Hangschuttes aufgeschlossen, treten in dieser Bank die Muscheln *Costatoria costata* und *Myophoria vulgaris* gemeinsam auf. *Costatoria costata* verschwindet danach von der Bühne der Erdgeschichte. Es liegt nahe, dass die in dieser Schicht neu aufgetauchte Art *Myophoria vulgaris* sie, da besser an die Umweltbedingungen angepasst, verdrängt hat. Diese einzigartige Fossilkombination macht diese Bank zu einer überregional wichtigen Zeitmarke im Oberen Buntsandstein.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: GEYER (2002)



Südwand der Tongrube östlich der ICE-Neubaustrecke bei Wiesenfeld. Hier sind die obersten Partien der Röt-Formation in Bayern nahezu vollständig erschlossen. (oben)

Das monotone Erscheinungsbild der Röttonsteine wird durch helle Lagen aufgelockert, die zum Teil eigene Namen tragen, wie „Grüne Leitschicht“, „Buntes Band“ oder „Grünes Band“ (unten)





Die Kalksteine des Muschelkalks werden nicht nur zu Werksteinen und Schotter verarbeitet, sondern auch in der Zementherstellung verwendet. Die Nähe zum Main als Transportweg, wie hier bei Lengfurt, ist ein Standortvorteil.

Comeback des Meeres

Nachdem sich das Zechstein-Meer vor etwa 252 Millionen Jahren aus dem Gebiet des heutigen Mitteleuropas zurückgezogen hatte, schufen im jetzt kontinentalen Germanischen Becken weitverzweigte Flusssysteme den Buntsandstein der Trias. Vor knapp 235 Millionen Jahren machte sich das Meer daran, das Germanische Becken für sich zurückzuerobern und in ein Binnenmeer zu verwandeln. Dieser Meeresvorstoß erfolgte nicht schwallartig, sondern in einem langanhaltenden, komplexen und bis heute noch nicht vollständig verstandenen Geschehen. Nachdem bereits im Obersten Buntsandstein ein erstes zaghaftes Vordringen des Meeres dokumentiert ist, verstärkte sich dieser Trend mit dem Beginn des Muschelkalks.

Dieser Umbruch ist im tiefsten Teil des Muschelkalks mit bloßem Auge zu erkennen. Über den dunkelgrauen Tonsteinen der Myophorien-

schichten des Oberen Buntsandsteins springt der massive, ockerfarbene Grenzgelbkalkstein sofort ins Auge. Darüber folgen weitere ebensichtige Bänke, bis die für den Unteren Muschelkalk typischen, wellig ausgebildeten Kalkmergel einsetzen.

Zu Beginn des Muschelkalks führten brackische Verhältnisse zu hohen Magnesiumgehalten in den Gesteinen, sodass der Grenzgelbkalkstein entgegen seiner Bezeichnung eigentlich kein Kalkstein, sondern ein Dolomitstein ist. Mit zunehmend marinen Verhältnissen nahmen die Magnesiumgehalte der Gesteine ab. Auch in den Fossilien spiegelt sich der Wechsel von brackischem zu marinem Milieu wider. Hartgrundbildungen mit den Spuren bohrender Organismen sind die Zeugen von Sedimentationsunterbrechungen und zeigen, dass sich das Comeback des Meeres recht stotternd vollzogen hat.

Mainprallhang Kallmuth

Geotop-Nr.: 677R006

Landkreis: Main-Spessart

Gemeinde: Markt Triefenstein

TK 25: 6123 Marktheidenfeld

Lage: N 49° 48.119', E 009° 37.393'

Naturraum: Marktheidenfelder Platte

Gestein: Wellenkalk, Grenzgelbkalkstein
(Unterer Muschelkalk)
Röt-Formation
(Oberer Buntsandstein)

Zwischen Lengfurt und Homburg hat der Main einen eindrucksvoll steilen, 150 m hohen Prallhang geschaffen. Oberhalb der bekannten Weinlage Homburger Kallmuth ist hier in einzigartiger Weise die Grenze vom Buntsandstein zum Muschelkalk lückenlos aufgeschlossen.

Die Rebhänge befinden sich auf Gesteinen der Röt-Formation (Oberer Buntsandstein), die hier nicht aufgeschlossen sind. Die Weinbergsmauern wurden aus roten Sandsteinen errichtet. Direkt oberhalb der Reben sind an einem Weg gerade noch die roten Oberen Röttonsteine zu sehen. Darüber folgen etwa 2 m graue, tonige Siltsteine der Myophorienschichten. Die Basis des Muschelkalks wird durch das leuchtend ockergelbe Band des Grenzgelbkalkstein markiert, der hier aus mehreren Bänken besteht. Über dem Horizont des Grenzgelbkalksteins folgen die typischen, meist welligen Kalksteine und Mergel des Unteren Muschelkalks, die die höheren Teile des Prallhangs aufbauen.

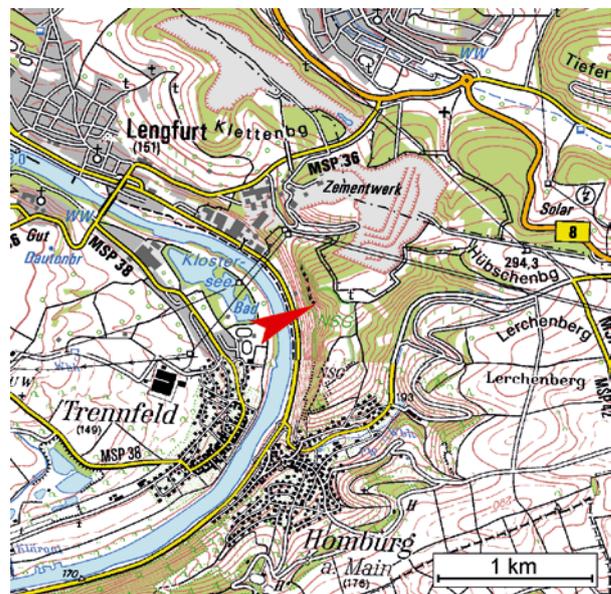
Nördlich des Prallhangs bei Lengfurt wird der Untere Muschelkalk als Zementrohstoff abgebaut. Eine Aussichtsplattform am „Kulturweg Triefenstein“ erlaubt einen Einblick in den großen Steinbruch.

Schutzstatus: z. T. Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: RUTTE & WILCZEWSKI (1995)
GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)



Am Kallmuth verläuft ein Weinbergweg unmittelbar im Grenzbereich zwischen Buntsandstein und Muschelkalk. Während die Weinreben links des Weges noch auf den Tonen der Röt-Formation stehen, erhebt sich rechts des Weges der Steilhang des Unteren Muschelkalks. (oben)

Das leuchtende Ockergelb des Grenzgelbkalkstein markiert den Beginn des Muschelkalks. (unten)



Geotope in Unterfranken

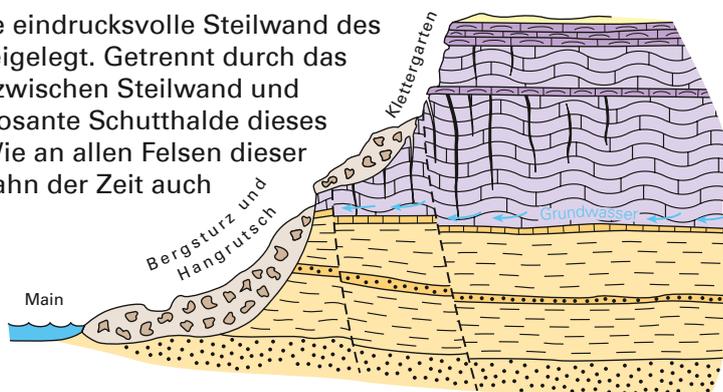
Zahn der Zeit

Sobald Gesteine in die Nähe der Erdoberfläche kommen, sind sie dem vielfältigen und zerstörerischen Wirken der Verwitterung ausgesetzt. Im Untergrund werden Gips und Kalksteine gelöst und Höhlen geschaffen. An der Oberfläche dringen Wurzeln und Wasser entlang von Rissen und Klüften in die Gesteine ein und lockern sie auf; Bäche und Flüsse unterspülen Felswände, bis diese einstürzen.

Beim Blick auf die aus Kalksteinen des Unteren Muschelkalks aufgebaute Felswand des Kalbensteins springen dem Betrachter neben der horizontalen Schichtung auch nahezu senkrechte Strukturen ins Auge. Ein Teil dieser Trennflächen ist, da kaum geöffnet, nur undeutlich erkennbar. An anderen Stellen sind sie sehr markant und trennen einzelne Felsen von der eigentlichen Wand ab.

Der Fuß des Kalbensteins der von Tonsteinen des Oberen Buntsandsteins gebildet wurde, wird allerdings fast überall von Muschelkalk-Schutt verdeckt. Auf diesen wasserundurchlässigen Schichten staut sich das Grundwasser aus dem Unteren Muschelkalk und kann die Oberfläche der Tonsteine aufweichen. Im Zusammenspiel aus Erosionswirkung des Mains am Fuß des Prallhanges, Wassermassen aus starken Regenfällen, Auflockerung des Gesteinsverbandes durch weite Klüfte und gut geschmierter Gleitbahn auf den Tonsteinen setzte sich dann 1784 ein beträchtlicher Teil des Kalbensteins in Bewegung und rutschte ins Maintal hinunter.

Dabei wurde die eindrucksvolle Steilwand des Kalbensteins freigelegt. Getrennt durch das Nackental liegt zwischen Steilwand und Maintal die imposante Schutthalde dieses Berggrutsches. Wie an allen Felsen dieser Welt nagt der Zahn der Zeit auch



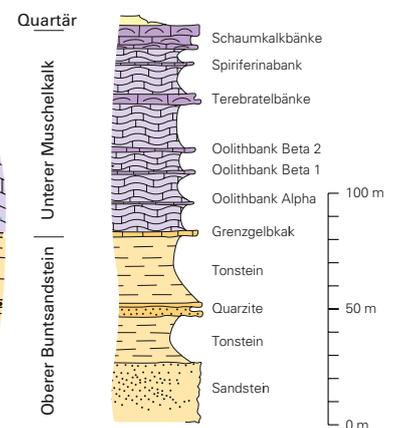
Die Schuttmassen des Berggrutsches überdecken den Buntsandstein und die Basis des Muschelkalks weitestgehend.



Blick auf die Abrissfläche des historischen Berggrutsches am Kalbenstein. Die herbstlich belaubten Gehölze im Vordergrund stehen auf den Rutschmassen. (oben)

Typisches Schalenpflaster mit *Coenothyris vulgaris* (früher: *Terebratula vulgaris*) aus dem Bereich der Terebratelbänke am Kalbenstein (unten)

heute noch am Kalbenstein. Sandkorngroße Verwitterungsstücke rieseln die Wand herunter, Steine können sich aus der Wand lösen oder bereits vor der Wand stehende Felspartien müssen gesichert werden, damit sie nicht abrutschen.



Muschelkalkprofil Kalbenstein

Geotop-Nr.: 677A009

Landkreis: Main-Spessart

Gemeinde: Stadt Karlstadt

TK 25: 6024 Karlstadt

Lage: N 49° 59.416, E 009° 45.761'

Naturraum: Mittleres Maintal

Gestein: Wellenkalk
(Unterer Muschelkalk)



Der historische Berggrutsch am Kalbenstein hat ein eindrucksvolles Profil freigelegt, welches fast den gesamten Unteren Muschelkalk umfasst. Vom Schuttberg seiner Rutschmasse kann man entlang des Wanderweges von der Falteshütte am Wandfuß zum Edelweiß auf der Hochfläche den Unteren Muschelkalk auf sich wirken lassen.

Das erschlossene Profil beginnt knapp über der Basis des Unteren Muschelkalks mit der Oolithbank Alpha. Gegliedert wird die montone Wellenkalkfolge durch die kleinen Stufen von Oolithbank Beta 1 und Beta 2, bis die Untere Terebratelbank einen auffälligen, weithin sichtbaren Sims bildet. Die verfalteten Lagen zwischen dieser und der Oberen Terebratelbank sind Zeugen von Erdbeben, bei denen das noch nicht ganz verfestigte Sediment verrutscht ist. Zum Gipfel hin folgen dann noch die Spiriferinabank, die hier nicht von den namensgebenden Armfüßern, sondern größtenteils von Seelilienstielgliedern gebildet wird, sowie die erste und die zweite Schaumkalkbank, die hier mehr als 1 m mächtig werden und markante Kanzeln bilden. Auch von hier oben fallen die zahlreichen Trennflächen in der Steilwand auf, die verantwortlich dafür sind, dass es immer wieder zu Felsabbrüchen am Kalbenstein kommt.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet

Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll

Literatur: RUTTE (1965)

LEYTHAEUSER (1966)

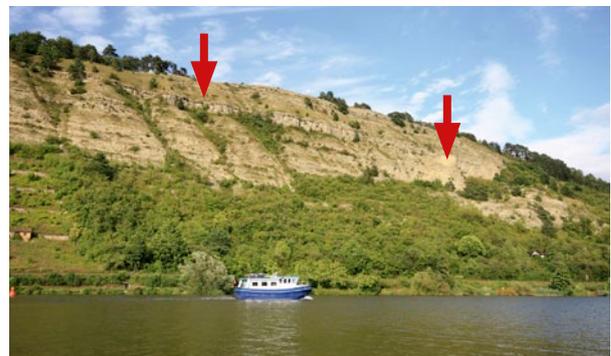
SCHWARZMEIER (1977)

WILCZEWSKI (1983)

RUTTE & WILCZEWSKI (1995)

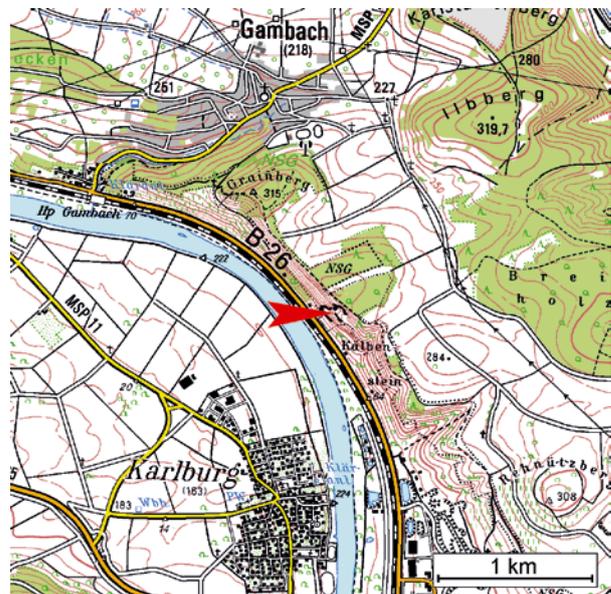
GEYER & SCHMIDT-KALER

(2009)



Die Klüfte in der Wand des Kalbensteins sind unterschiedlich weit geöffnet. Während die Kluft rechts im Bild noch geschlossen ist, sind sie zur Bildmitte hin immer weiter geöffnet. Im Vordergrund liegen Felsmassen aus dem Hangschuttmaterial. (oben)

Die Wand erhebt sich über dem östlichen Ufer des Mains. Im nördlichen Abschnitt (links im Bild) ist der Hang ungestört entwickelt, im Süden (rechts im Bild) erkennt man die Abrissfläche und darunter die Schuttmassen, in deren Bereich die Faltes-Hütte steht. (unten)



Schwerspat im Spessart

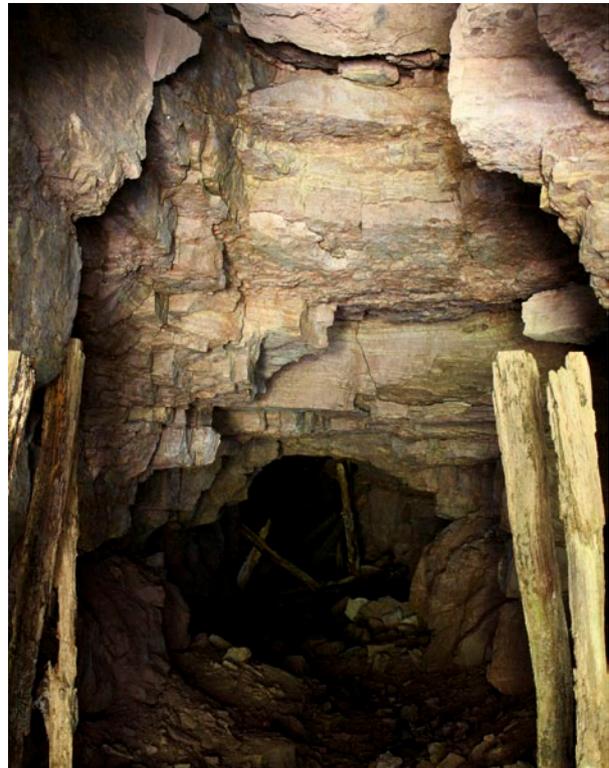
Schwerspat oder Baryt ist ein weißliches Mineral mit der chemischen Zusammensetzung $BaSO_4$. Nach diesem Barium-Gehalt hat es den wissenschaftlichen Namen erhalten, während die deutsche Bezeichnung auf sein auffällig hohes Gewicht zurückgeht. Verwendung findet der Schwerspat bei zahlreichen Produkten der Glas-, Papier- und chemischen Industrie, wie auch im Strahlenschutz. Eine spezielle Anwendung ist sein Einsatz in der Tiefbohrtechnik zur Erhöhung des spezifischen Gewichts der Bohrspülung.

Im Umfeld der vulkanischen Aktivität während des Tertiärs stiegen im Spessart auf Spalten und Störungen bariumreiche hydrothermale Lösungen empor. Aus diesen wurde der Baryt ausgeschieden und es entstanden gangförmige, Nordwest-Südost verlaufende Vorkommen. Die Baryt bringenden Lösungen haben auch das Nebengestein beeinflusst. Die Sandsteine wurden dabei brekziiert und verkieselert, ihre ursprünglich rote Farbe wurde durch Reduktion zu graugrünen und gelbweißen Farbtönen verändert.

Zwei solcher zum Teil mit Schwerspatgängen besetzten Störungszonen sind die von Partenstein-Wiesenfeld-Karlstadt und diejenige von Frammersbach-Rodenbach-Waldzell-Urspringen. Die durchschnittliche Breite der Gänge liegt bei wenigen Metern, kann aber manchmal bis zu 18 m anschwellen. Der Baryt tritt meist in linsenförmigen Vorkommen auf, zwischen



Dunkelgrauer Goethit (ein Eisenerz) auf weißem Baryt aus dem ehemaligen Abbau Gewerkschaft Michel im Hornrain bei Partenstein. Die Bildhöhe zeigt etwa 3 cm.



Der Erichstollen wurde in den Sandsteinen der Hardeggen-Formation angelegt und führt ca. 500 m nach Norden zum abbauwürdigen Barytgang des Marienschachtes.

die Quarz als unbrauchbares (taubes) Material eingeschaltet ist. Mit zunehmender Tiefe ver-tauben die Gänge ebenfalls sehr schnell. Aus diesem Grund war die Wirtschaftlichkeit des seit Ende des 19. Jahrhunderts verstärkt betriebenen Bergbaus auf dieses Mineral nie besonders hoch. Im Jahr 1970 endete der Barytabbau in Unterfranken.



Zur Darstellung des ehemaligen Verladebereichs am Erichstollen wurden während der Rekonstruierungsarbeiten 1992 auch Bergwerksloren aufgestellt.

Schwerspatgrube Erichstollen

Geotop-Nr: 677G003
Landkreis: Main-Spessart
Gemeinde: Partenstein
TK 25: 5923 Rieneck
Lage: N 50° 2.864', E 009° 32.059'
Naturraum: Sandsteinspessart
Gestein: Schwerspatgang (Tertiär)
 Hardegsen-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)

Im Jahr 1904 wurde im Erichstollen nordöstlich von Partenstein mit dem Abbau von Schwerspat begonnen. In Laufe einer wechselvollen Geschichte mit zahlreichen Abbaubunterbrechungen wurde dieser um den Marienschacht und um einen 520 m langen Abfuhrstollen ins Schnepfental im Süden erweitert.

Mit etwa 40 Beschäftigten war Ende der 1920er Jahre der Höhepunkt der Bergbauaktivitäten erreicht. Der bis zu 5 m breite, nahezu senkrecht stehende Gang wurde auf bis zu fünf Sohlen abgebaut. Infolge der Weltwirtschaftskrise ging der Abbau stark zurück, bis der Erichstollen während des 2. Weltkrieges einen letzten Aufschwung erlebte.

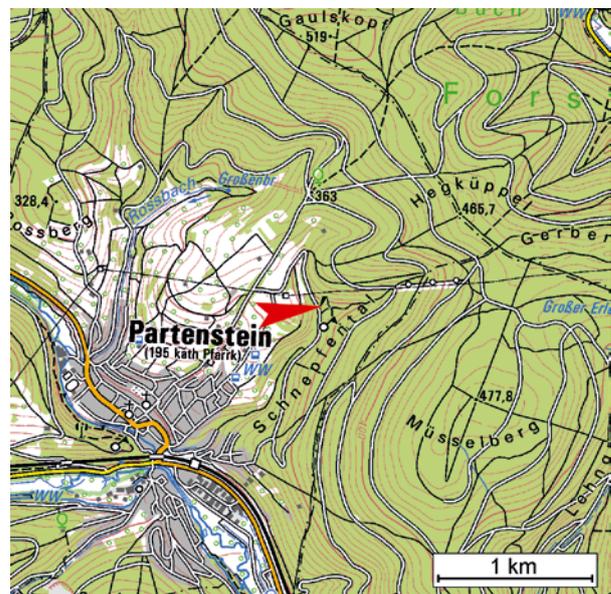
Trotz einer Verbindung zum Wilhelmstollen im Westen, der Verlängerung der Lorenbahn und dem Bau eines neuen Verladebunkers wurde der Abbau immer unrentabler. So fanden ab 1948 nur noch Untersuchungsarbeiten statt, bis die Grube 1964 endgültig stillgelegt wurde.

Mit der Anlage des Kulturweges „Schwerspat und Eisenbahn“ erfolgte ab 1992 die Restaurierung des Mundlochbereichs. Im Original erhalten geblieben ist der Verladebunker. Heute ist der Erichstollen eines der letzten Relikte des einstigen Schwerspatbergbaus im Spessart.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: LORENZ & SCHÖNMANN (2006)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)
 OKRUSCH et al. (2011)
 SCHWARZMEIER (2013)



Gemauerter Verladebunker des Erichstollens (oben)
 Stollenmundloch des Erichstollens (unten)



Kalkige Mäntel für tonige Schichten

Wenn Regenwasser auf seinem Weg in den Untergrund durch Kalkgesteine wandert, wird unter den dort herrschenden Temperatur- und Druckbedingungen immer etwas Kalk gelöst. Gelangt dieses kalkreiche Grundwasser wieder an die Erdoberfläche, kehrt sich dieser Prozess um und der Kalk fällt wieder aus. Die biologische Aktivität von Algen und Moosen erleichtert und beschleunigt die Kalkausfällung. Auf diese Weise können die Kalkkrusten bis zu mehreren Millimetern pro Jahr wachsen. Pflanzen und Tierreste werden dabei überwuchert und versteinert. Diese Fossilien oder die nach ihrer Verwesung verbliebenen Hohlräume liefern wertvolle Informationen über die Flora und Fauna der letzten Jahrtausende, in Einzelfällen sogar bis zurück in die letzte Eiszeit.

Die bei diesem Vorgang entstehenden Kalke haben eine poröse, bröckelige Struktur und werden als Kalktuffe bezeichnet. Mit dem Begriff „*tofós*“ (Tuff) beschrieb man in der An-

tike raue, porenreiche Gesteine, deren besonderes Merkmal Hohlräume und Lufteinschlüsse sind. Deshalb wird dieser Name sowohl für vulkanische Ablagerungen (vulkanischer Tuff) als auch für Kalkabscheidungen an Quellaustritten (Kalktuff) verwendet.

Südlich von Marktheidenfeld sind im Maintal besonders gute Voraussetzungen für die Bildung von Kalktuffen gegeben. Die stark wasserdurchlässigen Kalke des Unteren Muschelkalks liefern die nötigen Calciumionen im Grundwasser. Auf den Tonsteinen der Röt-Formation, die hier die Unterhänge des Maintales bilden, tritt dieses Wasser wieder zutage und das vorher aus dem Muschelkalk gelöste Calciumkarbonat fällt wieder aus. Algen und Moose siedeln auf der feuchten Oberfläche, werden anschließend von Kalk überkrustet und der Prozess beginnt von neuem, sodass die Felsen aus Tuff – gleichsam direkt vor unseren Augen – ständig weiter wachsen.



Detailbild des Kalktuffes von Homburg; Bildhöhe zeigt ca. 50 cm



Im Bachviertel von Homburg finden sich die Reste eines von Kalktuff überzogenen Mühlrades. Das Bild zeigt den Blick von oben in den Mühlkanal.

Kalktuff-Felsen in Homburg

Geotop-Nr: 677R001
Landkreis: Main-Spessart
Gemeinde: Markt Triefenstein
TK 25: 6223 Wertheim
Lage: N 49° 47.654', E 009° 37.225'
Naturraum: Sandsteinspessart
Gestein: Kalktuff, Sinter (Holozän)
 Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)
 Röt-Formation
 (Oberer Buntsandstein)

Auf der Nordseite des steilen Schlossberges von Homburg am Main sind die Felsen dick mit Kalktuff überzogen. Früher wurde vermutet, dass diese Bildungen aus der Eiszeit stammen. Fossilien der besonderen Art – Keramikscherben und Reste von Bierflaschen – verraten aber, dass die Krusten heute noch wachsen. Kalkgesättigtes Wasser aus dem Unteren Muschelkalk überzieht die Felsen auf seinem Weg in Richtung Main mit einer Rinde aus Kalksinter. So werden die Tonsteine und der Rötquarzit des Oberen Buntsandsteins, die unter dem Muschelkalk im Hang anstehen, von bizarren Gebilden überwuchert. Besonders hohlraumreiche Tuffbrocken wurden früher als Grottensteine in Kirchen aufgestellt.

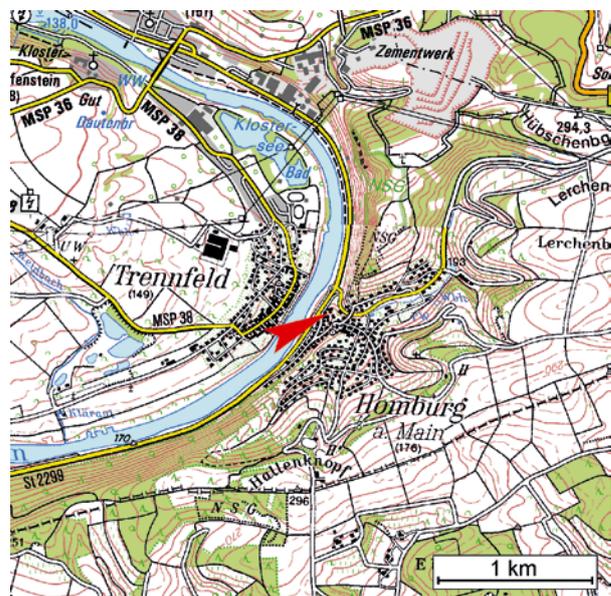
Die Überzüge bestehen aus dem Mineral Aragonit, welches auch die Tropfsteine in den Höhlen bildet. Dieses Mineral ist chemisch identisch mit Calcit (CaCO_3), dem Hauptbaustoff der Kalksteine. Aragonit ist etwas härter und schwerer als Calcit und seine Kristalle sehen anders aus. Auch auf dem Homburg gegenüber liegenden Mainufer finden sich in der Klingelbachgraben-Schlucht beim Kloster Triefenstein Vorkommen dieser Kalktuffe.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: REIS (1928)
 RUTTE (1965)
 FREUDENBERGER (1990)
 RUTTE & WILCZEWSKI (1995)
 GEYER (2002)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)
 OKRUSCH et al. (2011)

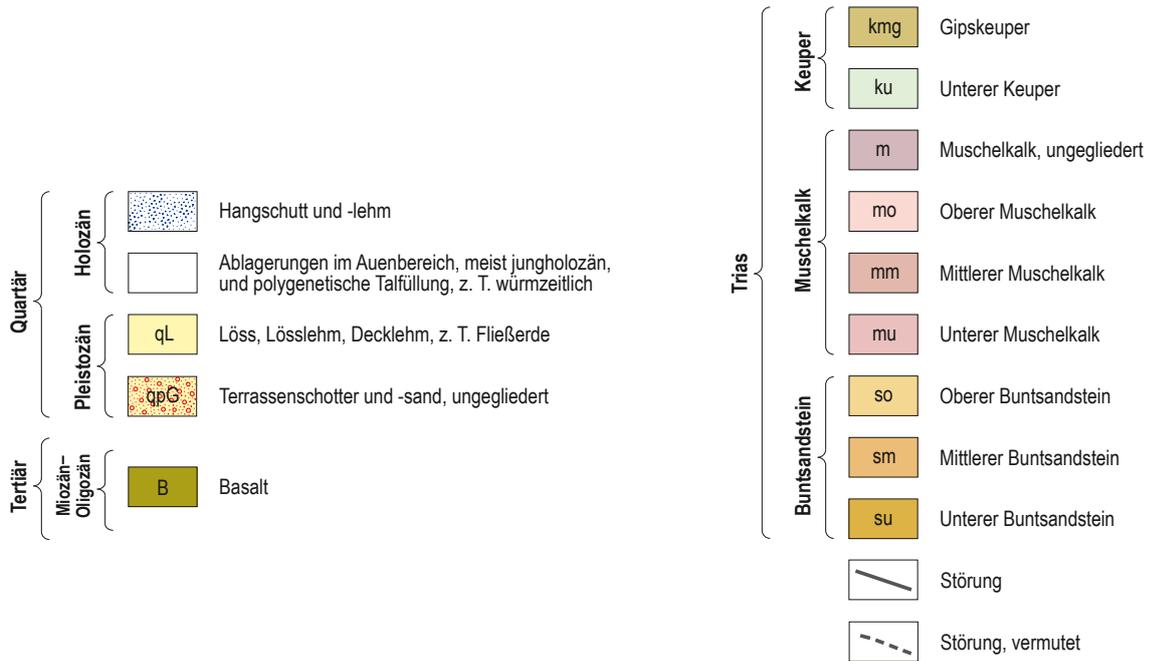
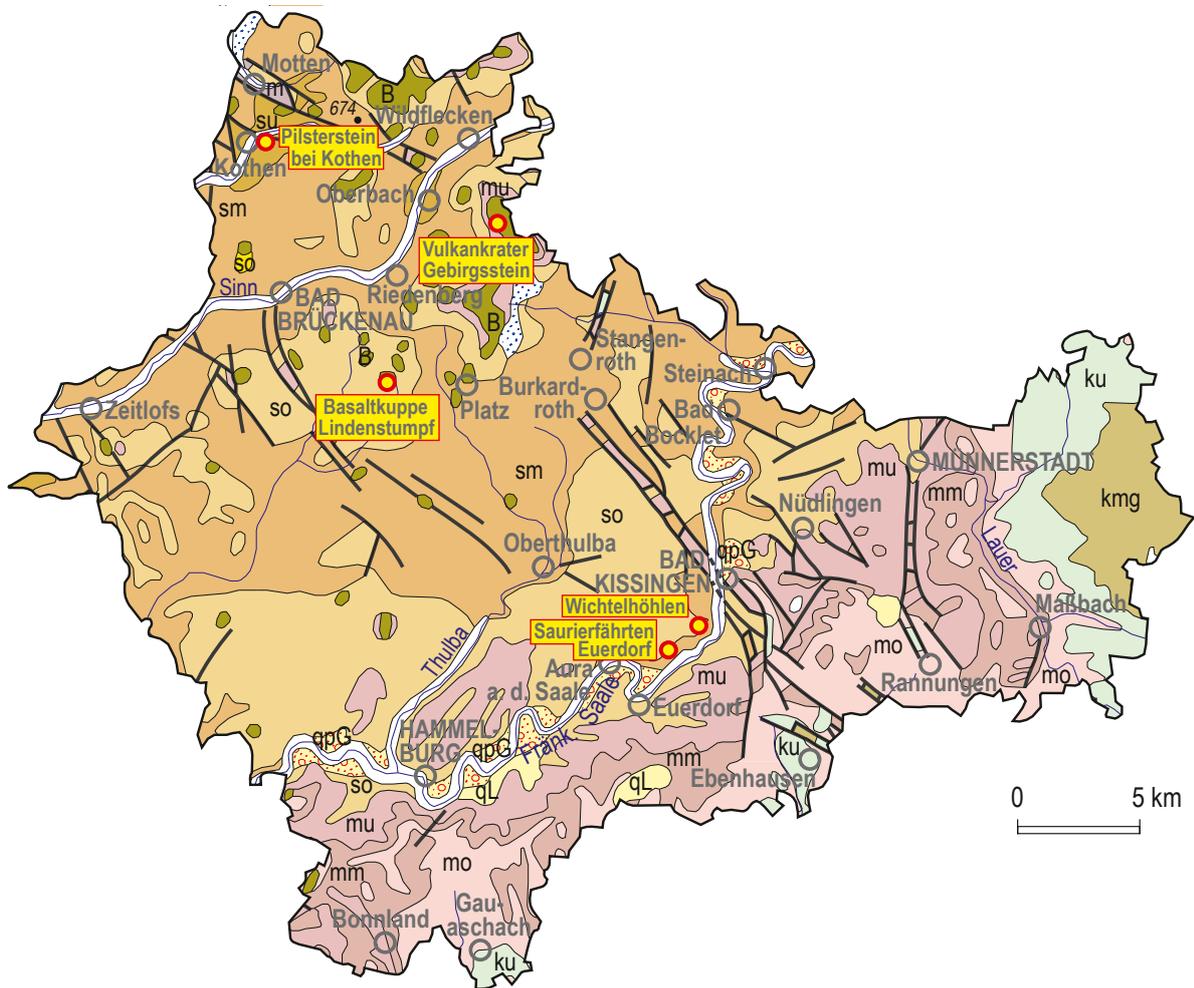


Das Schloss von Homburg thront auf einem von Kalktuff überwachsenen Felsen über dem Maintal. (oben)

Unter dem Schloss liegt im Inneren des Tuff-Felsens die Burkardusgruft. St. Burkard war der erste Bischof von Würzburg und soll der Legende nach in dieser natürlichen Höhle Zuflucht vor Verfolgern gefunden haben. Er ist auch der Kirchenpatron von Homburg. (unten)



Geotope in Unterfranken



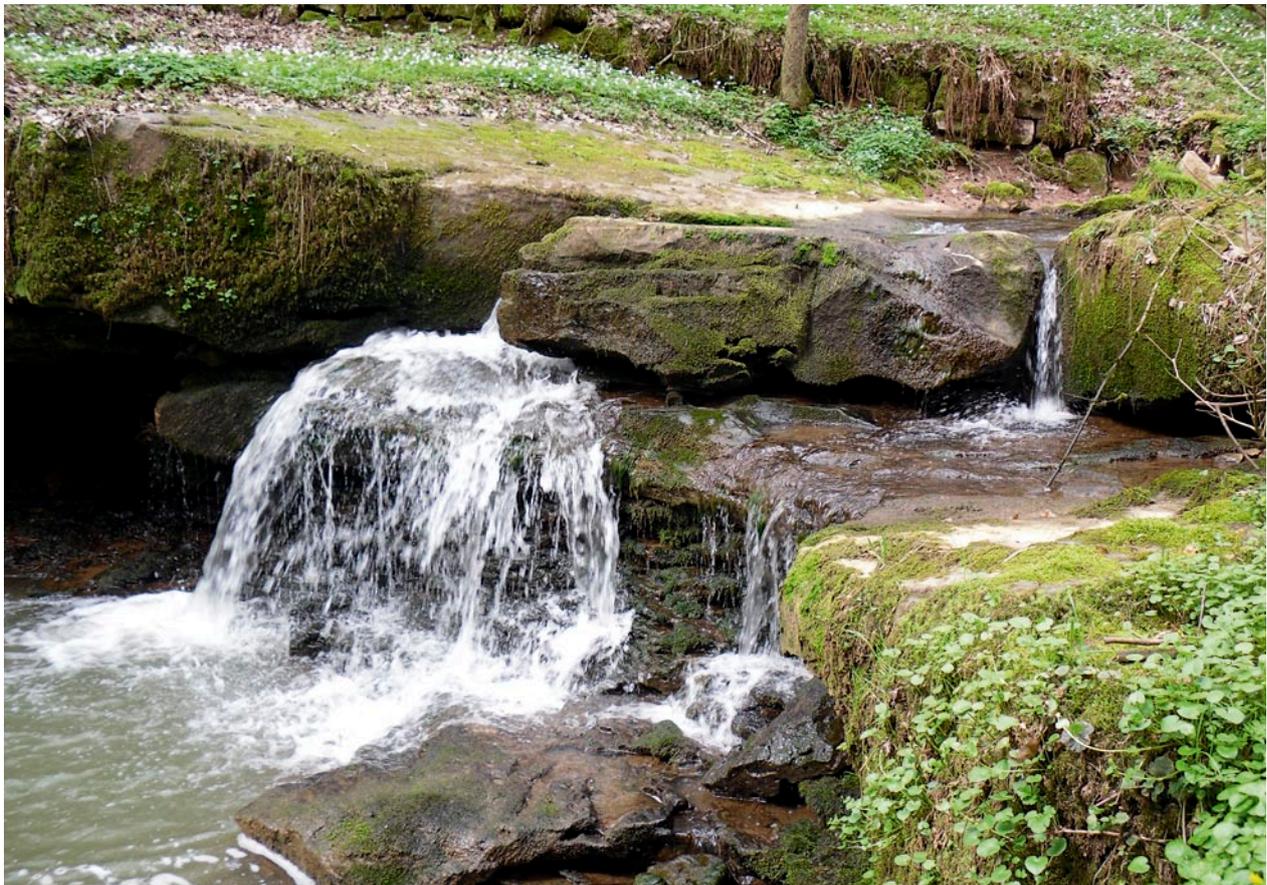
3.5 Landkreis Bad Kissingen

Der Landkreis Bad Kissingen hat Anteil an den südlichen Ausläufern der Langen Rhön (z. B. „Schwarze Berge“), der Vorder- und Kuppenrhön, der Südrhön, der Wern-Lauer-Platte und dem Grabfeldgau. Diese Naturräume haben ihre Entsprechung im geologischen Untergrund. Die höchsten Erhebungen im Bereich der Langen Rhön und des südlichen und süd-östlichen Rhönvorlandes werden von tertiären Basalten gebildet, die im Gegensatz zu den weit weniger harten Gesteinen des Buntsandsteins und des Muschelkalks eine vergleichsweise hohe Verwitterungsresistenz aufweisen. Die vulkanischen Gesteine treten dabei in Richtung auf die Lange Rhön im Norden zunehmend als an der Erdoberfläche gebildete Deckenbasalte auf, während die isolierten Vorkommen in der Vorder- und Kuppenrhön sowie der Südrhön durch die Verwitterung heraus-

präparierte Schlotfüllungen einzelner Vulkane darstellen. Die südlichsten Vorkommen des tertiären Vulkanismus der Rhön sind der Sodenberg westlich und der Reußenberg südwestlich von Hammelburg.

Ein flächenmäßig ungleich größeres Areal nimmt der Buntsandstein ein, wobei dort oft steile Flusstalhäänge von überwiegend abtragsresistenten Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins, die Hochflächen dagegen größtenteils von den weicheren Tonsiltsteinen und Feinsandsteinen des Oberen Buntsandsteins eingenommen werden.

Die Wern-Lauer-Platte wird von Gesteinen des Muschelkalks und des Unteren Keupers aufgebaut. Nur eine kleine Fläche des Landkreises im Grabfeldgau wird von Gesteinen des Mittleren Keupers gebildet.



Die harte Bank des Rötquarzits verursacht im Neuwiesgraben bei Dittlofsroda kleine Wasserfälle.



Das Tal der Fränkischen Saale bei Hammelburg. Die oberen Abschnitte der Hänge bestehen aus Muschelkalk, die unteren aus Buntsandstein.

Die höchsten Erhebungen im Landkreis Bad Kissingen liegen mit der Dammersfeldkuppe (928 m) und dem Totnansberg (839 m) in der Langen Rhön, der tiefste Punkt mit circa 170 m bei der Mündung des Waizenbachs in die Fränkische Saale in der Nähe von Gräfendorf.

Die ältesten an der Erdoberfläche liegenden Gesteine im Landkreis gehören zum obersten Abschnitt des Unteren Buntsandsteins (Bernburg-Formation). Sie kommen in tiefen Tälern (z. B. bei Kothen und Oberbach) vor, sind jedoch häufig von Hangablagerungen aus Material des Mittleren Buntsandsteins verhüllt.

Der Mittlere Buntsandstein besteht aus einer Abfolge verschiedener Sandstein-Pakete und Sandstein-Tonsiltstein-Wechselagerungen („Wechselfolgen“). Die massigen Sandsteine bilden häufig Geländestufen und Blockfelder. Dies gilt insbesondere für den Felssandstein der Hardegsen-Formation. Er ist der morphologisch markanteste Sandstein des Mittleren Buntsandsteins und besteht aus dicken, oft schräg geschichteten Sandsteinbänken mit violetter bis braunroter oder sekundär gelblich-grauweißer Färbung. Als ein-

ziger Sandstein des Mittleren Buntsandsteins im Landkreis führt er von der Region um Bad Brückenau ausgehend nach Norden in seinen oberen Partien bis taubeneigroße Gerölle, wie z. B. an der Hohen Kammer bei Motten. An den Hangschultern tiefer Täler bildet der Felssandstein Steilstufen, oft mit freiliegenden Felsen sowie Blockschutt mit gewaltigen Einzelblöcken (z. B. Lange Steine und Große Steine bei Riedenberg), die die steilen Talhänge oft bis an die Talsohle überstreuen und auf Hochflächen Blockfelder bilden. Die Verwitterungsresistenz verdankt der Felssandstein der kieseligen Bindung seiner Quarzkörner.

Über dem Felssandstein folgt die geringmächtige Solling-Formation, deren auf Bodenbildungsprozesse zurückgehenden Karneol-Dolomit-Schichten bei Arnshausen aufgeschlossen sind. Ebenfalls zur Solling-Formation gehört der Thüringische Chirotheriensandstein, in dem früher vor allem bei Aura häufig Fährten von Archosauriern gefunden wurden. Heute sind derartige Fährtenplatten bei Euerdorf zu sehen. Der Obere Buntsandstein (Röt-Formation) beginnt mit den charakteristischen graugrünen und tonigen Schichten des Chirotherienschie-

fers, gefolgt vom Plattensandstein, der hier im Gegensatz zum südlichen Spessart und Odenwald nur noch spärlich entwickelt ist. Der höhere Teil des Oberen Buntsandsteins besteht vor allem aus den monotonen, hauptsächlich rotbraunen Röttonsteinen. Der darin eingelagerte Rötquarzit ist selten aufgeschlossen.

Die Grenze vom Buntsandstein zum überlagernden Muschelkalk ist an mehreren Stellen im Landkreis erkennbar, so in der Falkenwand bei Elfershausen, am Haarberg bei Euerdorf und am Heroldsberg bei Hammelburg.

Der Bereich südöstlich der Saale ist durch Gesteine des Muschelkalks geprägt. Der Untere Muschelkalk besteht auch im Landkreis Bad Kissingen überwiegend aus „Wellenkalk“, in den fossilführende Kalksteinbänke (Oolithbänke, Terebratelbänke, Schaumkalkbänke) eingeschaltet sind. Durch sie wird die Landstufe des Unteren Muschelkalks, die sich eindrucksvoll über die sanftwellige Landschaft des Oberen Buntsandsteins erhebt, in mehrere Geländestufen gegliedert. Die Gesteine des Unteren Muschelkalks wurden in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut.

Der Mittlere Muschelkalk bildet mit seinen überwiegend leicht verwitternden Gesteinen eine Geländeverflachung. Der Obere Muschelkalk bildet darüber eine weitere, wenn auch nicht sehr schroffe Landstufe.

Die Muschelkalk-Schichten im Steinbruch Höret bei Arnshausen sind alle leicht nach links verkippt – ein Zeichen, dass die eigentlich horizontalen Meeresablagerungen später tektonisch verformt worden sind.

Er ist vor allem in einem Streifen entlang der südöstlichen Landkreisgrenze verbreitet.

Die vielfältigen Gesteine des Unteren Keupers (Erfurt-Formation) kommen um Gauaschach und Ebenhausen, insbesondere aber im östlichen Landkreis vor. Das prominenteste Schichtglied ist der Werksandstein, der früher bei Maria Bildhausen, Wermerichshausen und Weichtungen abgebaut wurde.

Im Mittleren Keuper, der nur im äußersten Osten des Landkreises vorkommt, folgen die Gips führenden Myophorien- und Estherien-schichten (Grabfeld-Formation). Die jüngsten Gesteine der mesozoischen Schichtfolge im Landkreis Bad Kissingen gehören zum Schilfsandstein (Stuttgart-Formation), der in der östlichsten Ecke des Landkreises und am Dürrnberg bei Theinfeld ansteht.



Geotope in Unterfranken



Im Gegensatz zu vielen anderen Mineralquellen im Landkreis Bad Kissingen wurde das Wasser des Kothener Sauerbrunnens nie zu Bade- und Trinkkuren genutzt.

Die westliche Hälfte des Landkreises, vor allem im Bereich der Rhön im Norden ist durch vulkanische Gesteine aus dem Tertiär geprägt, die im Zeitraum Oligozän und Miozän gefördert

wurden. Die Spanne der geomorphologischen Ausprägungsformen reicht von isolierten Einzelvorkommen als Vulkanschlote oder Gangfüllungen (z. B. Dreistelz) über Häufungen mehrerer Vulkanschlote („Kuppenrhön“; z. B. Mettermich, Lindenstumpf und weitere zwischen Geroda und Mitgenfeld) bis zu Decken-Basalten der Hohen oder Langen Rhön. Mit den Basalten sind an mehreren Orten Tuffe vergesellschaftet. Insbesondere im Bereich der „Schwarzen Berge“ geben viele historische Steinbrüche (und ein aktiver) Einblicke in die verschiedenen vulkanischen Phänomene.

Vorkommen von tertiären Sedimentgesteinen sind in der Rhön auf relativ wenige und meist kleine Vorkommen beschränkt. Im Landkreis Bad Kissingen konnte das Alter einer Dolinenfüllung in einem Muschelkalkbruch bei Oberleichtersbach aufgrund des Fossilinhalts als Oligozän bestimmt werden.



Der ehemalige Basaltbruch am Farnsberg bei Riedenberg ist heute als „Tintenfass“ eine der Attraktionen der Schwarzen Berge



Das Mundloch des Rudolf-Stollens der Schwerspatgrube Marie bei Oberbach

In Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen entstanden vermutlich im Tertiär gangförmige Schwerspat-Mineralisationen. Vom einstigen Schwerspat-Bergbau im Raum Oberbach zeugt heute noch der Anschauungsstollen der Grube Marie am Großen Auersberg.

Gegen Ende des Tertiärs und vor allem im anschließenden Quartär kam es auch im heutigen Gebiet des Landkreises Bad Kissingen zur Freilegung von Felsen (hauptsächlich des Felsandsteins) und zur Bildung von Blockfeldern und Blockmeeren (vor allem aus basaltischen Gesteinen).

Durch den Landkreis Bad Kissingen verlaufen mehrere bedeutende, in der Regel nordwestlich bis südöstlich gerichtete Störungssysteme, wie z. B. die Kissingen-Haßfurter Störungszone. Dadurch bedingte Verwerfungen sowie Schrägstellungen und Faltungen der ansonsten mehr oder weniger horizontal liegenden Schichten sind lokal in Muschelkalkbrüchen zu sehen, wie z. B. bei Stralsbach und südöstlich Arnshausen.

Diese Störungssysteme tragen als Aufstiegswege für Grundwasser auch entscheidend zur Entwicklung der Rhön als Bäderregion bei. Die Mineralwässer von Bad Bocklet, Bad Brücke-

nau und Bad Kissingen (Kurgarten) sind stark kohlenstoffhaltige „Säuerlinge“. Das enthaltene CO_2 entstammt magmatischen Schmelzen im Untergrund, die mit dem tertiären Vulkanismus zusammenhängen. Viele Quellen weisen hohe Salzgehalte auf, die auf Zechstein-Salze im Untergrund zurückgehen. Nördlich von Bad Kissingen wurde früher aus der stark kohlenstoffhaltigen Sole Salz gewonnen.



Basalt-Blockmeer am Lösershag bei Oberbach

Sand – Stein – Fels

Der in der Rhön und ihrem südöstlichen Vorland weit verbreitete Mittlere Buntsandstein ist, obwohl der Name etwas anderes verspricht, über weite Strecken relativ eintönig rotbraun ausgebildet. Bunt wirkt er vor allem durch vielfältige Schattierungen dieses Farbtons zwischen rotviolett und rosarot. Grünlichgrau und grauweiß wird er dort, wo Grundwasser entlang von Klüften und Schichtfugen das Gestein nachträglich gebleicht hat. Besonders verbreitet sind solche Bleichungen im Felssandstein der Hardeggen-Formation. Partien, die lange an der Erdoberfläche lagen, können hier grauweiß, gelblichgrau, grünlichgrau oder sogar schneeweiß entfärbt sein.

Seinen Namen verdankt der Felssandstein seiner Festigkeit, da in ihm die Quarzkörner kieselig verbacken sind. Bei der Verwitterung verliert er mit der Zeit seine rotbraune Farbe und bleicht aus. Der sonstige Buntsandstein ist überwiegend tonig gebunden und verwittert daher meist schon bevor er intensiv entfärbt werden könnte.

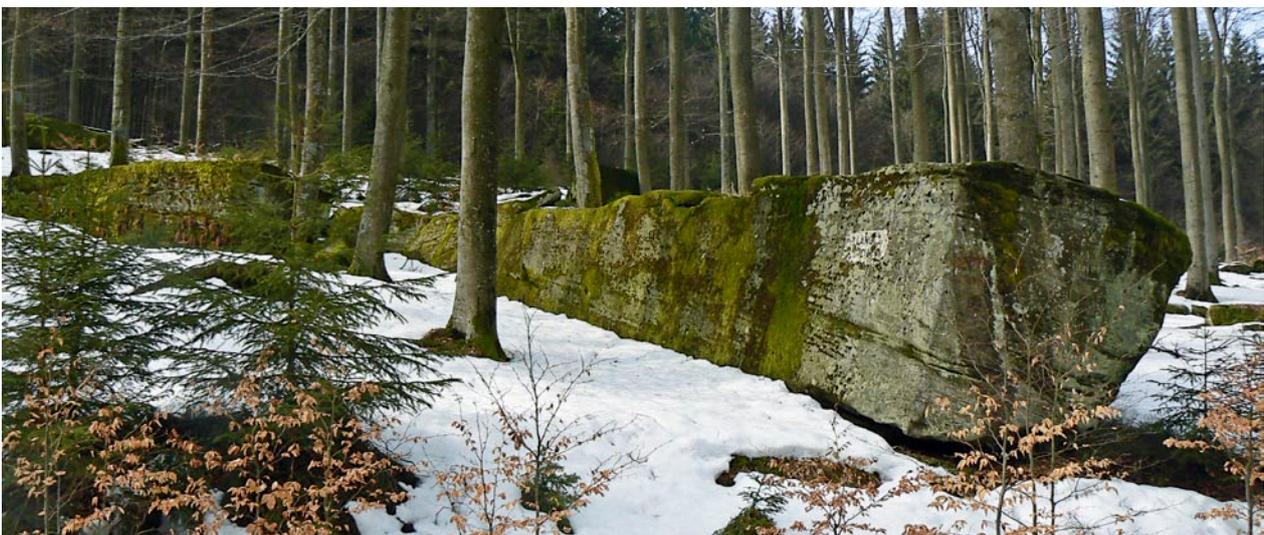
Aus den übrigen Sandsteinen ragt der Felssandstein deswegen vielerorts im wahrsten Wortsinn heraus. So bildet er als harter Fels gerne die Hangschultern an den Buntsandsteinhängen. Durch die schnellere Verwitterung



Das wildromantische Felsgebiet Wildweibstein bei Völkersleier: nach einer Sage sollen hier verstoßene Menschen Zuflucht gefunden haben.

der Mürbsandsteine unterhalb von ihm brechen Teile der Felsen ab und wandern die Hänge hinab – teils vereinzelt vom kleinen Block bis zur hausgroßen Scholle, teils als große Blockfelder, die den ganzen Hang bedecken.

So bestehen viele bekannte, oft sagenumwobene Felsgruppen aus Felssandstein. Beispiele hierfür sind neben den Wichtelhöhlen der Wildweibstein bei Völkersleier sowie die Langen Steine bei Riedenberg.



Die „Langen Steine“ bei Riedenberg

Wichtelhöhlen

Geotop-Nr: 672R014
Landkreis: Bad Kissingen
Gemeinde: Markt Euerdorf
TK 25: 5826 Bad Kissingen Süd
Lage: N 50° 10.372', E 010° 3.606'
Naturraum: Südrhön
Gestein: Hardeggen-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)

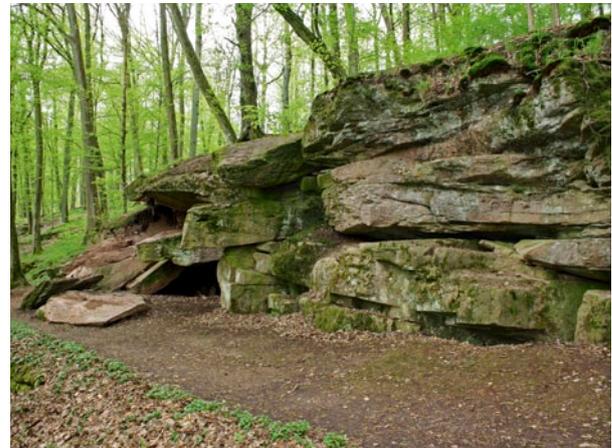
Von jeher neigt der Mensch dazu, für ihn geheimnisvolle Naturerscheinungen mit Sagen und Legenden zu belegen. So auch bei den Wichtelhöhlen an der Batzenleite am Promenadenweg zwischen Bad Kissingen und Euerdorf.

Auf einer Länge von mehreren 100 m wird der Weg hoch über dem Talgrund der Fränkischen Saale von markanten Felsen aus dem Felssandstein des Mittleren Buntsandsteins begleitet. Während die Sandsteine bergseitig noch weitgehend im ursprünglichen Verband anstehen, erkennt man talseitig zahlreiche bis zu zimmergroße Blöcke, die bereits abgebrochen sind und auf ihrer Wanderung hinunter ins Tal wild verstreute Felsen bilden.

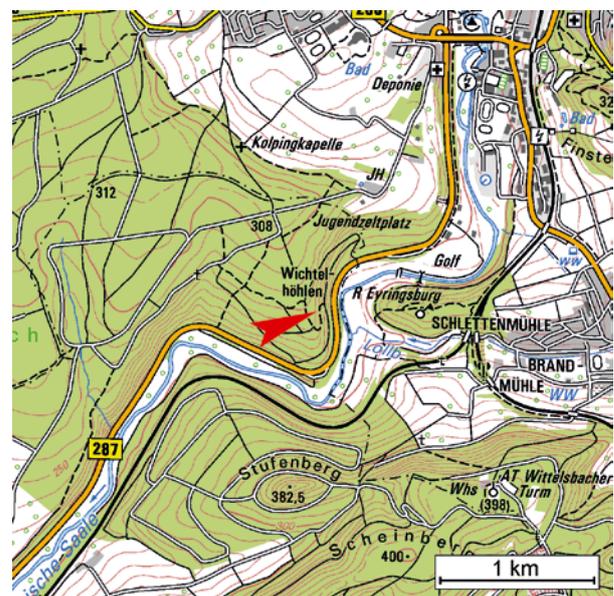
Auch die an der Bergseite anstehenden Felsen werden mit fortschreitender Erosion einmal die Batzenleite hinab ins Tal der Fränkischen Saale wandern. Erste Anzeichen für dieses Loslösen aus dem Gesteinsverband sind weitständige Klüfte und kleine Hohlräume.

Diese Hohlräume sollen Zwergen als Zufluchtsort dienen, die vor langer Zeit vor den Menschen hierher geflüchtet sind. Und so kamen die Wichtelhöhlen zu ihrem Namen.

Schutzstatus: Landschaftsbestandteil
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: HOFFMANN (2005)



Die eindrucksvollen Sandsteinfelsen der Wichtelhöhlen



Spuren im Sand – das rätselhafte Handtier

Als der fränkische Raum in der Zeit des Buntsandsteins nur wenig nördlich des Äquators (25° N Breite) lag, lebten in der steppen- bis wüstenhaften Landschaft des Germanischen Beckens zahlreiche urtümliche Reptilien und Sauriervorläufer. Vor allem in Überflutungsebenen von Flüssen, an Seeufern und in Gezeitebenen, aber auch in Zwischendünenbereichen hinterließen sie im weichen, feinkörnigen Sediment ihre Fährtenabdrücke. Dort wo diese Spuren nicht durch Wind oder strömendes Wasser verwischt, sondern mit Sand ausgefüllt wurden, blieben sie über Jahrtausende erhalten.

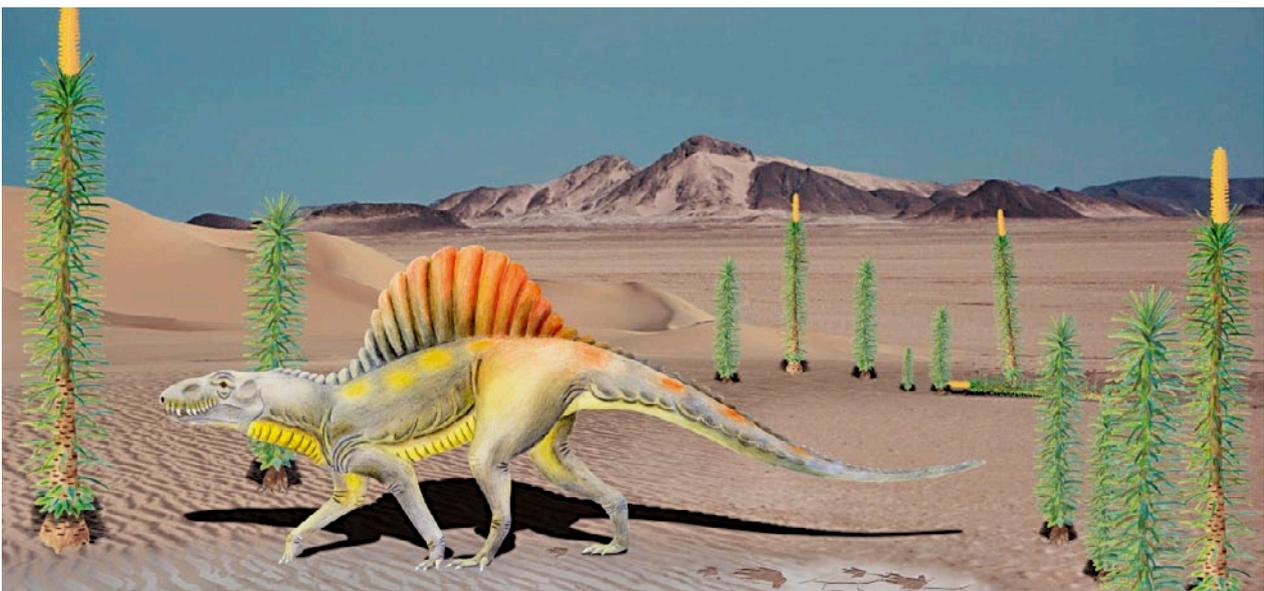
Unter den Archosauriern gab es Arten, deren Fußabdrücke an eine menschliche Hand erinnern und deshalb mit dem wissenschaftlichen Namen *Chirotherium* (das „Handtier“) versehen wurden. Der erste bekannte Fund dieser Spuren wurde in Thüringen in der Nähe von Hildburghausen im Jahre 1833 gemacht. Erst viel später konnte mit dem erstmals in Arizona gefundenen *Arizonasaurus babbitti* der Verursacher der Fährten nachgewiesen werden.

Die „Handtier“-Fährten treten im Grenzbereich vom Mittleren zum Oberen Buntsandstein gehäuft in vier Horizonten auf. Der unterste Hori-



Kleine und große *Chirotherien*-Fährten gehen auf die unterschiedliche Größe der Vorder- und Hinterbeine zurück.

zont ist der Thüringische Chirotheriensandstein unmittelbar an der Grenze von Mittlerem zu Oberem Buntsandstein. Aus diesem Horizont stammen sowohl der Erstfund und die Funde aus dem heute verfüllten Steinbruch bei Aura sowie die Fährten vom Saalrangen bei Euerdorf.



Künstlerische Rekonstruktion des „Handtiers“ in seiner natürlichen Umgebung

Saurierfährten Euerdorf

Geotop-Nr: 672A018
Landkreis: Bad Kissingen
Gemeinde: Markt Euerdorf
TK 25: 5826 Bad Kissingen Süd
Lage: N 50° 9.797', E 010° 2.334'
Naturraum: Südrhön
Gestein: Solling-Formation
 (Mittlerer Buntsandstein)

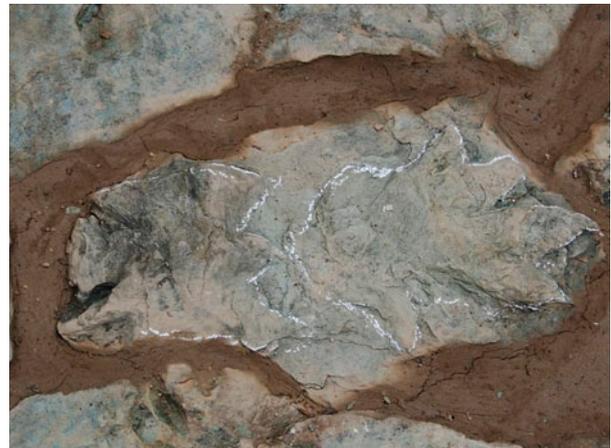


Die urtümlichen Reptilien im Gebiet der Markt-gemeinde Euerdorf hinterließen Spuren. Zahl-lose Trittsiegel von Archosauriern, Vorfahren der Dinosaurier und enge Verwandte der heuti-gen Krokodile blieben fossil erhalten. Berühmt für diese Spuren und ihre Häufigkeit war ein Steinbruch bei Aura nordwestlich von Euer-dorf, der schon lange verfüllt ist.

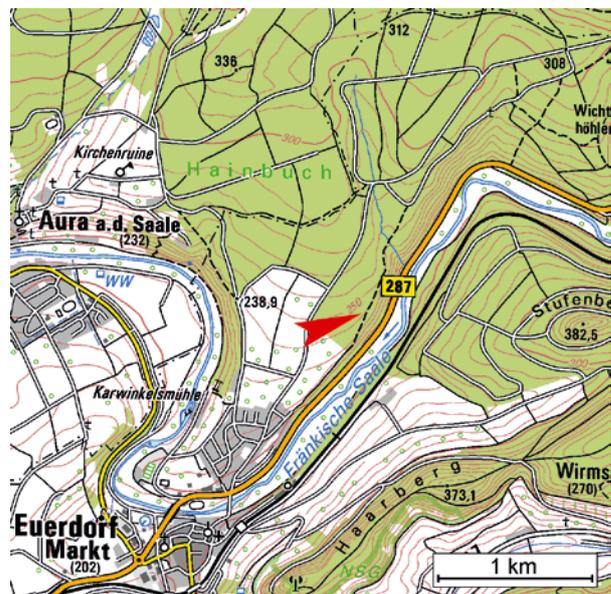
Deshalb sind die Neufunde von *Chirotherien*-Fährten am Saalrangen bei Euerdorf von be-sonderer Bedeutung. Nachdem im Jahr 2007 unter dem Wurzelballen einer umgestürzten Buche eine erste Fährte zutage kam, wurden später noch weitere Abdrücke entdeckt. Im Jahr 2011 legte man schließlich systematisch eine große Platte mit Fährten frei. Diese Platte kam nicht in ein Museum, sondern wurde am Fundort belassen. Da sich die als Ausfüllung der Spuren entstandenen Trittsiegel immer an der Unterseite der Schichten befinden, wurde die Platte umgedreht. So sind die Spuren jetzt dort zu sehen, wo sie vor mehr als 245 Millio-nen Jahren entstanden sind. Allerdings sind sie dadurch auch der Verwitterung ausgesetzt, sodass manche der „Handabdrücke“ nur noch undeutlich zu erkennen sind.

An gut erhaltenen Exemplaren erkennt man, dass die Ähnlichkeit mit einem Handabdruck nur auf den ersten Blick besteht. Der Abdruck des vermeintlichen Daumens ist in Wirklichkeit derjenige des abgespreizten kleinen Zehs.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Die Saurierfährten von Euerdorf sind hervorragend an Ort und Stelle präpariert – ein Besuch lohnt sich.



Kuppenrhön

Die Kuppenrhön liegt im zentralen Bereich des nördlichen Landkreises. Im Osten schließt die Lange Rhön an, die sich bis weit in den nördlichen Teil des benachbarten Landkreises Rhön-Grabfeld erstreckt. Während die Lange Rhön mit Deckenbasalten eine Hochfläche bildet, ist die Morphologie in der Kuppenrhön eine völlig andere. Die vielen einzelnen Bergkuppen sind Reste ehemaliger Vulkanschote, die durch Erosion freigelegt wurden. Sie sind beispielsweise in der Region südlich von Bad Brückenau auf einer topografischen Karte durch ihre gleichmäßigen, ringförmigen Höhenlinien gut zu erkennen. Tiefreichende Spalten in der Erdkruste, die Resultat einer Krustendehnung waren, dienten als Kanäle, in denen das basaltische Magma aufsteigen konnte. Da Basalt härter als die umliegenden verwitterungsanfälligeren Gesteine des Muschelkalks und des Buntsandsteins ist, wurden die Vulkanschote über Jahrmillionen als Kuppen herauspräpariert.

Aufgrund seiner hohen Verwitterungsresistenz und Druckfestigkeit wird Basalt nach wie vor in Steinbrüchen gewonnen. Er findet als Straßen- und Bahnschotter, in der Beton- und Steinwoll-



Blick vom Farnsberg auf die Basaltkuppen von Dreistelz (links hinten) und Pilsterköpfen

industrie sowie gemahlen als Mineraldünger Verwendung.

Durch den Abbau des begehrten Bausteins wurde das Innenleben einiger Vulkane, wie am Lindenstumpf, offen gelegt. Dokumente des Vulkanismus wie Gänge, Füllungen von Förderschloten und Basaltsäulen kamen dabei zu Tage. Einige stillgelegte Basalt-Steinbrüche stellen heute als Geotope wichtige Forschungs- und Lehrobjekte dar.



Blick vom Lindenstumpf über Oberleichtersbach zum Dreistelz

Basaltkuppe Lindenstumpf



Geotop-Nr.: 672R003
Landkreis: Bad Kissingen
Gemeinde: Markt Schondra
TK 25: 5725 Stangenroth
Lage: N 50° 16.645', E 009° 51.608'
Naturraum: Vorder- und Kuppenrhön
Gesteine: Vulkanite der Rhön (Tertiär)

Ein typischer Berg der Kuppenrhön ist der Lindenstumpf. Durch den ehemaligen Steinbruchbetrieb wurde er „aufgeschnitten“. Er zeigt beispielhaft seinen Innenbau aus Basaltsäulen und ein ungewöhnlich facettenreiches Nebeneinander der vulkanischen Produkte aus einer Förderphase der Rhön vor etwa 22 Millionen Jahren. Es handelt sich um Alkali-Olivin-Basalte, deren Schmelzen aufgrund ihrer chemisch-mineralogischen Zusammensetzung aus dem oberen Erdmantel, aus Tiefen von circa 70 km stammen.

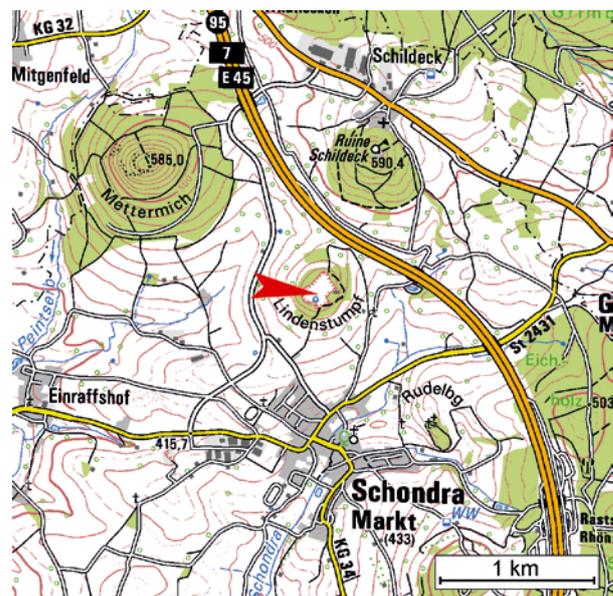
Die Basaltsäulen entstanden vermutlich in einem Lavasee innerhalb des Kraters, als Basaltlava langsam erstarnte. Durch die Schrumpfung während des Abkühlens bildeten sich hier Säulen, deren Längsachsen immer senkrecht zur Abkühlungsfläche verlaufen. Ihre radialstrahlige Anordnung erinnert an den Aufbau eines Kohlenmeilers (daher die Bezeichnung Meilerstellung). Im Steinbruch lassen sich aber auch vulkanische Schlacken und Tuffe finden, die belegen, dass das Magma die Erdoberfläche erreichte und dort einen Vulkankrater bildete.

Am Lindenstumpf wurde nur von 1965 bis 1968 abgebaut. Das Material verwendete man zum Bau der nahe gelegenen Autobahn.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: REIS (1923)
 NÜDLING (2006)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Basaltsäulen in Meilerstellung

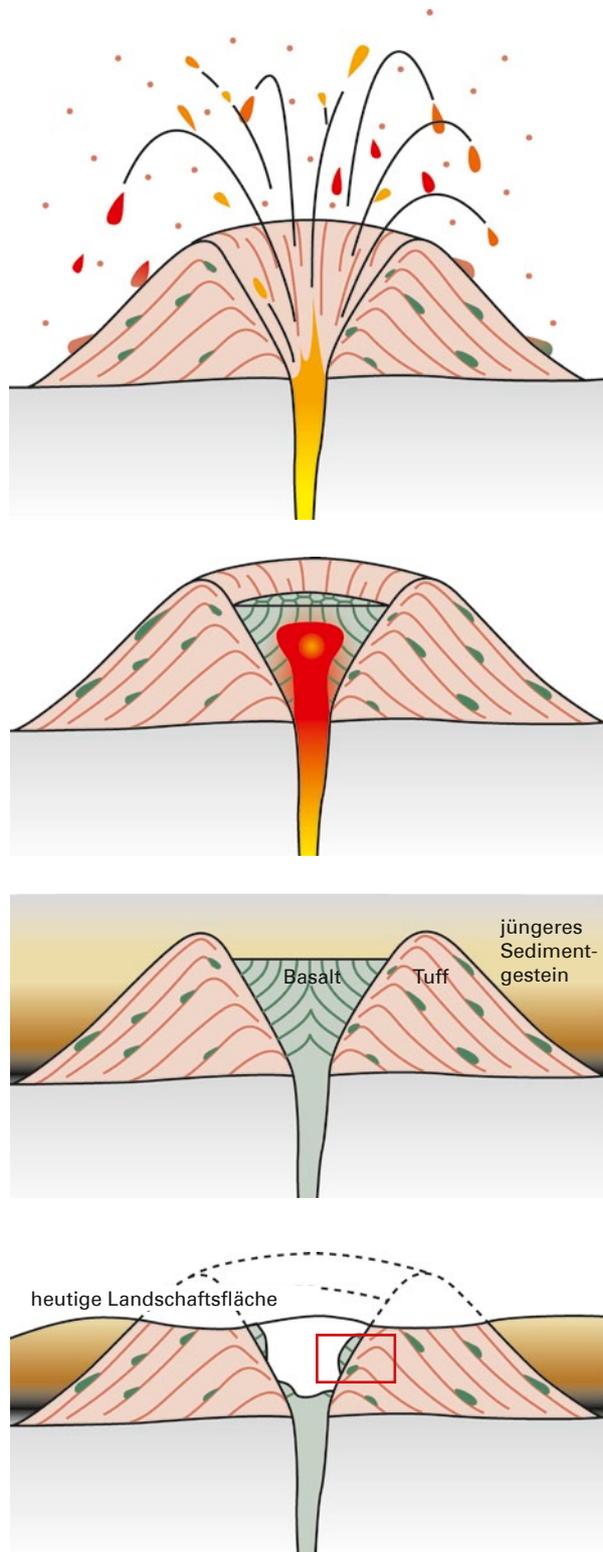


Maar-Diatrem-Vulkane und Schlackenkegel

Die häufigste Vulkanform der Erde ist der Schlackenkegel, weniger häufig, aber nicht selten sind Maar-Vulkane. Diese beiden Formen sind zwar prinzipiell verwandt, unterscheiden sich aber in ihrer äußeren Gestalt, in ihrem Eruptionsmechanismus und im Erscheinungsbild ihrer Produkte.

Schlackenkegel entstehen durch die Entgasung des Magmas. Mit Annäherung an die Erdoberfläche nimmt der auf der Schmelze lastende Druck ab, und ähnlich wie beim Öffnen einer Sektflasche bildet das zuvor gelöste Gas (vor allem Wasserdampf und Kohlendioxid) Blasen, die zum explosiven Zerreißen der Schmelze führen. Vulkanasche, kleinere und größere Stücke (Lapilli und Bomben) werden herausgeschleudert. Dringt nach der ersten explosiven Ausbruchphase gasärmeres Magma nach, kann dieses im Schlot ruhiger aufsteigen und innerhalb des Schlackenkegels einen Lavasee bilden. Wenn der See abkühlt, erstarrt die Lava in Form der typischen, meist sechseckigen Basaltsäulen.

Maarkrater werden dagegen durch heftige Explosionen aus der Erdoberfläche ausgesprengt. Der sich nach oben erweiternde Vulkanschlot wird als Diatrem bezeichnet. Die Explosionen werden ausgelöst, wenn die in einem Fördergang aufsteigende Schmelze mit Grund- oder Oberflächenwasser in Kontakt kommt. Diese als phreatomagmatisch bezeichneten Eruptionen ereignen sich, bevor die Schmelze die Erdoberfläche erreicht und durch Blasenbildung zerrissen wird. Die Bildung des Diatrem erfolgt häufig nicht nur durch eine einzige, sondern durch wiederholte Eruptionen. Aufgrund der heftigen Explosionen wird auch das Nebengestein zerrissen und mit den vulkanischen Anteilen vermischt. Rund um den Vulkanschlot wird ein Tuffring abgelagert, der flacher ist als ein Schlackenkegel. Zudem enthält er höhere Anteile an Nebengesteinsmaterial. Wird der Wasserzufluss weniger bzw. stoppt, kann die Basaltschmelze wiederum in den Krater aufsteigen und diesen als Lavasee ausfüllen.



Entstehung des Gebirgssteins vom Ausbruch des Vulkans über die Entwicklung eines Schlackenkegels bis zum Ende des Gesteinsabbaus; der rote Rahmen gibt den Bildausschnitt des oberen Fotos der Seite 109 wieder.

Vulkankrater Gebirgsstein



Geotop-Nr.: 672A017
Landkreis: Bad Kissingen
Gemeinde: Markt Wildflecken
TK 25: 5625 Wildflecken
Lage: N 50° 20.536', E 009° 55.559'
Naturraum: Lange Rhön
Gesteine: Vulkanite der Rhön (Tertiär)

Am Gebirgsstein wurde durch den Abbau von Basalt die Struktur eines ehemaligen Vulkankraters sichtbar. Der im Zentrum des Kraters angelegte Steinbruch erschließt zwei unterschiedliche Gesteine, die bei verschiedenen Ausbruchphasen vor etwa 18 Millionen Jahren entstanden.

Bei den beiden Vulkaniten im Steinbruch handelt es sich um rote Tuffbrekzien und schwarze Basalte. Die Kontaktfläche von Brekzie und Basalt ist allseitig ins Steinbruchzentrum gerichtet. Dies bedeutet, dass man sich auf der heutigen Steinbruchsohle im Inneren des ehemaligen Vulkankraters befindet. Die spätere Überdeckung des kleinen Vulkankegels durch jüngere Schichten hat ihn bis heute konserviert.

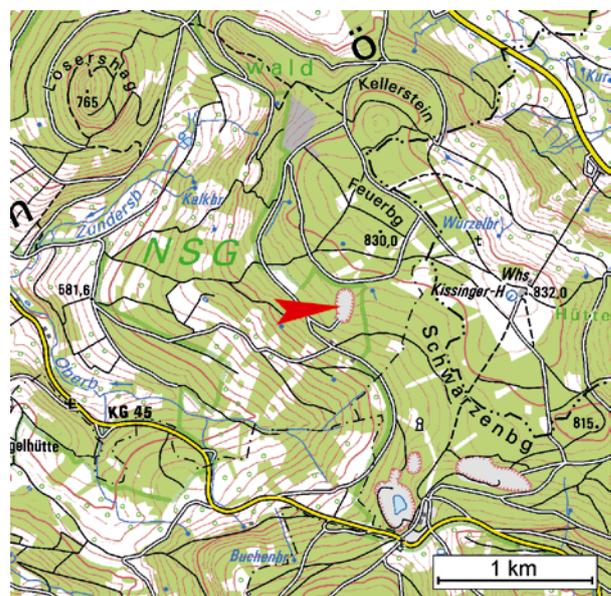
Normalerweise sind die Vulkane aus dem Tertiär so weit erodiert, dass ihre Kraterform nicht mehr zu erkennen ist. Der Steinbruch Gebirgsstein zeigt dagegen in einzigartiger Weise einen Querschnitt durch den Schlackenkegel mit dem darin liegenden Lavasee.

Der massive schwarze Basalt des Lavasees wurde dort von 1937 bis 1962 abgebaut. Nach Einstellung des Abbaus diente das Gelände als Erdaushubdeponie, doch die Verfüllung erfolgte nur teilweise. Der Steinbruch liegt im Naturschutzgebiet und darf im März und April nicht betreten werden.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: HOFBAUER (2004)
 SIMPER (2005)
 NÜDLING (2006)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Die Kontaktfläche der Basaltsäulen (schwarz) zu den Tuffbrekzien (rotbraun) fällt schräg Richtung Steinbruch-Zentrum ein.



Phonolith – der klingende Stein

Phonolithe sind vergleichsweise seltene, meist graue vulkanische Gesteine, die überwiegend aus Alkalifeldspat (vor allem Sanidin) und Feldspatvertretern (Foiden, wie z. B. Nephelin) bestehen. Sie kommen vor allem in kontinentalen Intraplatten-Vulkanprovinzen vor, wo sie sich aus alkalireichen basaltischen Magmen entwickeln. Da Phonolith-Schmelzen relativ zähflüssig sind, erstarren sie zu steilen, meist kuppenartigen Körpern.

Die Bezeichnung Phonolith ist griechischen Ursprungs und bedeutet „Klingstein“. Der Name rührt daher, dass das Gestein häufig in Form von dünnen Platten absondert, die einen hellen, glockenartigen Klang von sich geben wenn man mit einem Gegenstand dagegen schlägt.

In Bayern gibt es nur ein einziges echtes Phonolith-Vorkommen – in der Rückersbacher Schlucht bei Kleinostheim im Vorspessart. Dort wurde es abgebaut, heute ist der Steinbruch



Bayerns einziges Phonolith-Vorkommen in der Rückersbacher Schlucht bei Kleinostheim im Spessart ist inzwischen ziemlich zugewachsen.

jedoch gänzlich verfallen und zugewachsen. Wer Phonolithe studieren will, wird in der Rhön fündig, denn sie sind im hessischen Teil recht häufig. Sie bauen dort bekannte Geotope auf, wie z. B. die Steinwand bei Poppenhausen und den Gipfel der Milseburg.



Die Steinwand in Poppenhausen (Hessen) besteht aus Phonolith und ist als größte Felswand Hessens auch ein beliebtes Ziel von Kletterern.

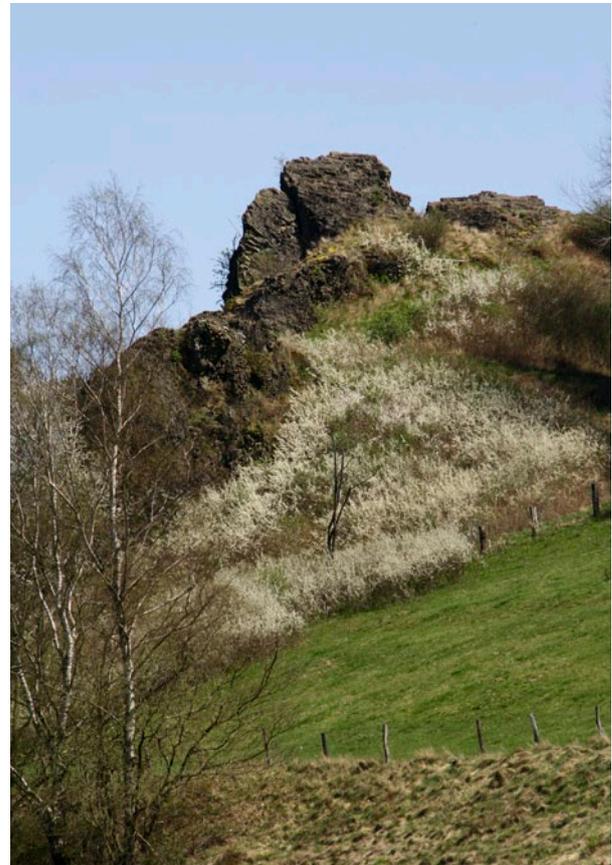
Pilsterstein bei Kothen

Geotop-Nr.: 672R004
Landkreis: Bad Kissingen
Gemeinde: Motten
TK 25: 5624 Bad Brückenau
Lage: N 50° 22.506', E 009° 46.554'
Naturraum: Vorder- und Kuppenrhön
Gesteine: Vulkanite der Rhön (Tertiär)

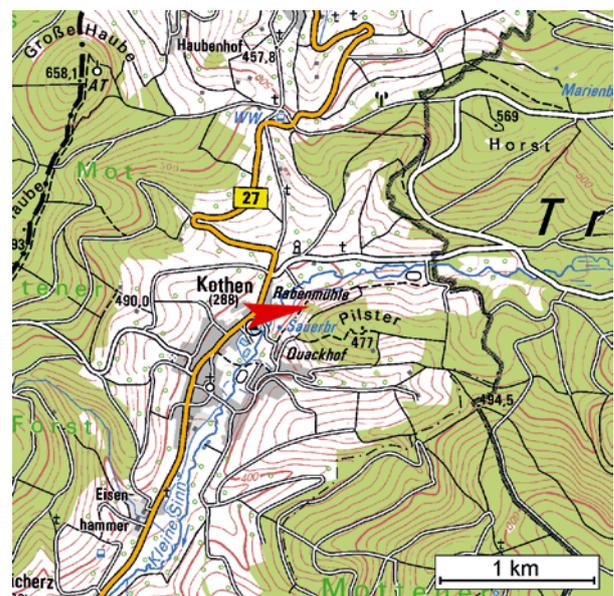
Nordöstlich von Kothen liegt der landschaftlich äußerst reizvolle Pilsterstein, ein von der Verwitterung morphologisch herauspräparierter Ost-West verlaufender, gangartiger Vulkanschlot. Das Gestein zeigt hier nicht die für basaltische Gesteine charakteristische Ausbildung von meist sechsseitigen Basaltsäulen, vielmehr sondert es unregelmäßiger und teilweise eher plattig-schichtig ab. Da eine plattige Absonderung typisch für das ebenfalls vulkanische Gestein Phonolith ist, wurde zeitweise angenommen, der Pilsterstein würde aus diesem Gestein bestehen. Tatsächlich handelt es sich aber um einen Basanit. Basanite haben mit Phonolithen gemeinsam, dass sie Feldspäte enthalten, Ersterer kaliumreiche, Letzterer hingegen calciumreiche.

In der Nähe des Pilstersteins befindet sich der Kothener Sauerbrunnen (auch Pilsterquelle genannt). Diese Mineralquelle enthält natürliche Kohlensäure, die mit dem Rhön-Vulkanismus ursächlich in Verbindung steht.

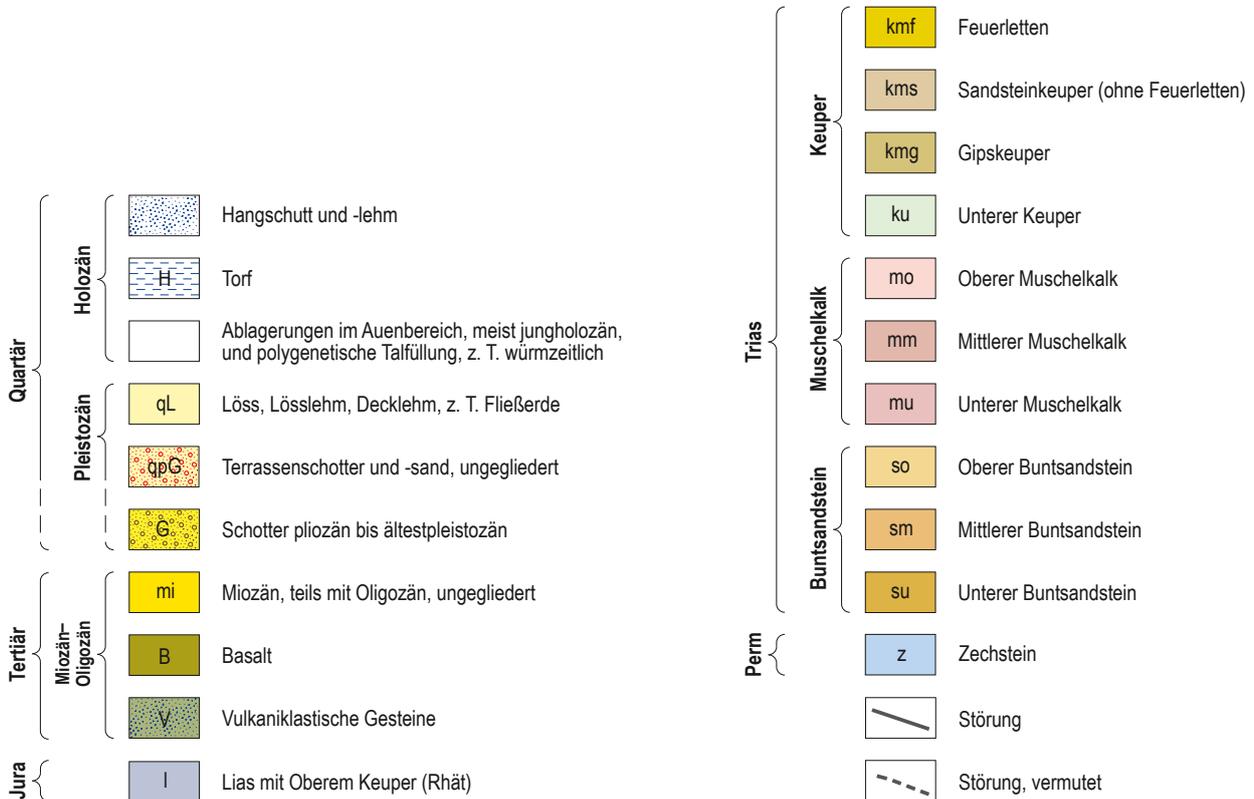
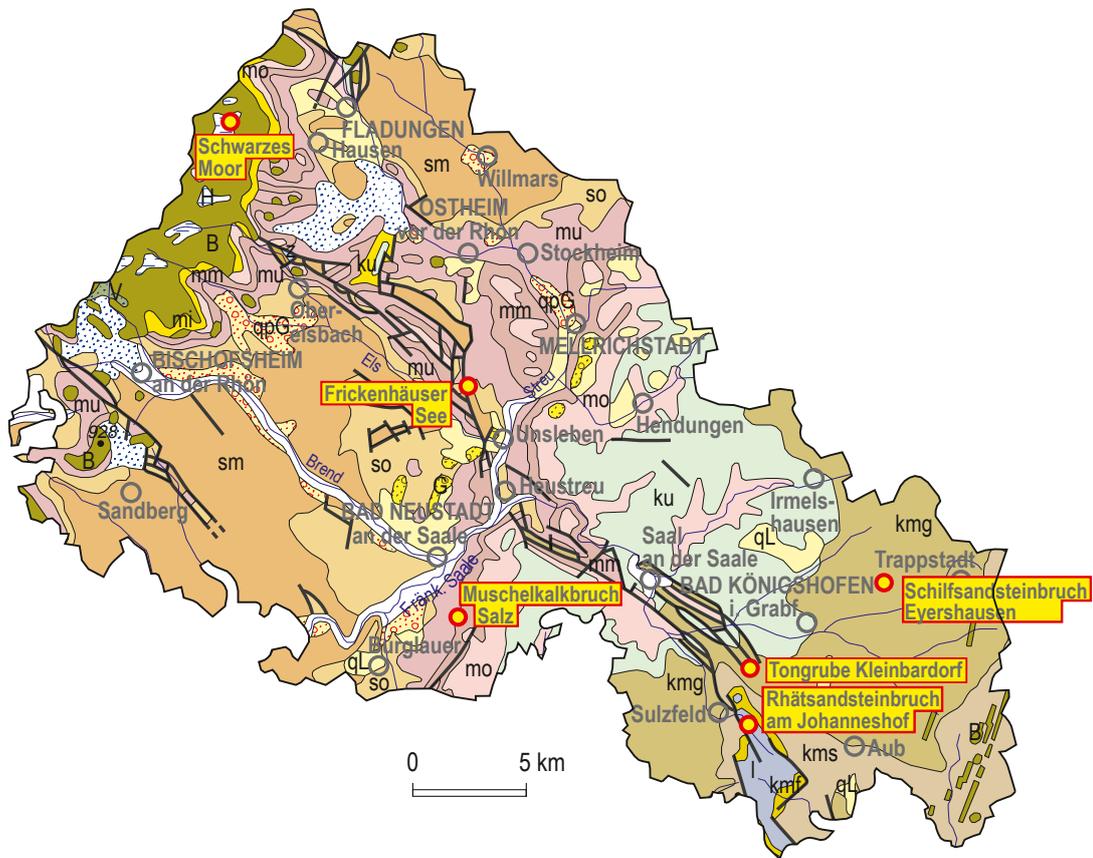
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BÜCKING (1916)



Eindrucksvoll überragt der Pilsterstein seine Umgebung.



Geotope in Unterfranken



3.6 Landkreis Rhön-Grabfeld

Im Nordwesten hat der Landkreis Rhön-Grabfeld mit der Langen Rhön sowie der Vorder- und Kuppenrhön Anteil am Naturraum des Osthessischen Berglandes. Im Süden der Langen Rhön erstreckt sich die Landschaft der Südrhön. Der Grabfeldgau, der den größten Teil des östlichen Landkreises einnimmt, gehört zu den Mainfränkischen Platten. Bei Bad Neustadt an der Saale schiebt sich der nördlichste Ausläufer der Wern-Lauer-Platte zwischen Südrhön und Grabfeldgau. Im Südosten und im äußersten Osten des Landkreises reicht das Fränkische Keuper-Lias-Land mit seinen nordwestlichsten Ausläufern noch in den Landkreis herein.

Diese naturräumliche Vielfalt wird unter anderem durch die unterschiedlichen geologischen Verhältnisse der jeweiligen Gebiete bedingt. So ist der Kreuzberg, mit 928 m der höchste Berg Unterfrankens, Teil der Langen Rhön („Hochrhön“), deren Höhen durch die verwitterungsresistenten tertiären Basalte gebildet werden. Diese schützen ihren Sockel aus Sedimenten des Buntsandsteins vor der Abtragung. Nach

Südosten hin bildet der nicht durch Basaltüberdeckung geschützte Buntsandstein über weite Strecken die Abdachung der Rhön-Hochstruktur. Aufgrund von Einmuldung und Bruchtektonik in der nordwestlichen Fortsetzung der Grabfeld-Mulde stößt jedoch der Muschelkalk in einem breiten Streifen bis zur Hohen Rhön vor und zerteilt damit das Buntsandstein-Verbreitungsgebiet in zwei voneinander getrennte Areale um Bad Neustadt-Bischofsheim und Willmars-Fladungen.

Die nördlichen Ausläufer der Wern-Lauer-Platte mit Muschelkalk und Unterem Keuper beschränken sich auf einen nur rund 10 km breiten Streifen. Nach Südosten reicht der Landkreis Rhön-Grabfeld bis in die Haßberge und das Itz-Baunach-Hügelland hinein, sodass in ihm neben dem gesamten Keuper auch Gesteine des Unteren Jura vorkommen. Diese finden sich am Laubhügel (ein Teil des Großen Haßberges) bei Leinach, mit 504 m der höchste Punkt im östlichen Landkreis. Der tiefste Punkt des Landkreises befindet sich auf etwa 220 m an der Stelle, an welcher die Fränkische Saale den Landkreis verlässt.



Blick vom Wartturm bei Münnerstadt über das Rhönvorland aus Buntsandstein und Muschelkalk: im Hintergrund die Rhön mit dem Kreuzberg (Bildmitte)



Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins (Volpriehausen-Formation) im Prallhang bei Schönau an der Brend

Die ältesten im Landkreis Rhön-Grabfeld an der Erdoberfläche ausstreichenden Schichten gehören zum Zechstein sowie zum Unteren Buntsandstein. Es handelt sich dabei um kleine Vorkommen, die ausschließlich an tektonische Strukturen der Heustreuer Störungszone gebunden sind. Gesteine des Mittleren Buntsandsteins kommen weitverbreitet vor. Gesteine der Volpriehausen-Formation des untersten Mittleren Buntsandsteins streichen z. B. an einem Prallhang der Brend bei Schönau aus.

Obwohl der insgesamt circa 170 m mächtige Mittlere Buntsandstein meist steile Hänge bildet, treten Felsen nur dort auf, wo die sonst eher mürben Sandsteine, z. B. durch kieselige Bindung, eine erhöhte Verwitterungsresistenz zeigen. Der markanteste dieser Felsenbildner ist – nomen est omen – der Felssandstein der Hardegsen-Formation. Der Obere Buntsandstein (Röt-Formation) wird von mächtigen Tonsteinpaketen dominiert. Dieses etwa 100 m mächtige Schichtpaket bildet oft sanfte Hänge und Verebnungen.

Darüber folgen die Karbonatgesteine des bis 95 m mächtigen Unteren Muschelkalks, die wieder steile Hänge bilden. Vor allem der Horizont der Schaumkalkbänke im Grenzbereich zum Mittleren Muschelkalk neigt zur Ausbildung markanter Geländestufen. Diese Bänke sind im großen Steinbruch Steinbach zwischen Strahlungen und Salz mustergültig aufgeschlossen. Große Abschnitte des darüber folgenden Mittleren Muschelkalkes wurden von Gips- und Salzausfällung bestimmt, die mehr als 50 % der ursprünglichen Mächtigkeit von etwa 90 m ausmachen konnten. Wo diese wieder ausgelaugt worden sind, beträgt die Restmächtigkeit heute nur noch 40 bis 45 m. Oberhalb des Mittleren Muschelkalkes setzt im Oberen Muschelkalk wieder eine Hangversteilung ein.

Nahezu das gesamte Grabfeld, also die Osthälfte des Kreisgebietes, wird von Gesteinen des Keupers eingenommen. Davon entfällt wiederum etwa die Hälfte auf den Unteren Keuper (Erfurt-Formation). Die Gesteine der Erfurt-Formation sind Zeugnisse sich rasch verändernder und intensiv miteinander verzahnter



Die aus Werksandstein gefertigte Kreuzigungsgruppe am Spielberg in Bastheim steht auf Muschelkalk, der in der Straßenböschung aufgeschlossen ist.

Ablagerungsräume (marin, brackisch, fluviatil, limnisch). Der in Flussrinnen abgelagerte Werksandstein war früher ein wirtschaftlich bedeutender Faktor und geschätzter Werkstein. Heute sind dessen ehemalige Gewinnungsstellen jedoch völlig überwuchert oder zugeschüttet.

Der Mittlere Keuper beginnt mit Gips- beziehungsweise Anhydrit-Lagen, die anderenorts in Unterfranken einem intensiven Abbau unterliegen. Darüber folgen festländische Tonsiltsteine (Myophorienschichten, Estherienschichten) mit einzelnen „Steinmergelbänken“ (Bleiglanzbank, Corbulabank), die Meeresvorstöße dokumentieren. Nach dem Grabfeld werden diese Schichten heute offiziell als Grabfeld-Formation bezeichnet.



Blick vom Judenhügel bei Kleinbardorf nach Nordosten über das Grabfeld. Im Hintergrund erheben sich der Große und der Kleine Gleichberg, die bereits in Thüringen liegen. Sie werden aus Basalten der Heldburger Gangschar aufgebaut.

Mit dem Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) kehren nochmals die Ablagerungsbedingungen der Werksandstein-Zeit zurück. Im ehemaligen Steinbruch bei Eyershausen sind diese Sandsteine eindrucksvoll aufgeschlossen. Es ist sehr schön zu sehen, wie sich die Sandsteine an ihrer Basis in die Gesteine der unterlagernden Grabfeld-Formation eingetieft haben. Anschließend liegt das Gebiet in der Übergangszone zwischen der sandsteindominierten Randfazies entlang des Vindelizischen Landes („Sandsteinkeuper“ der Haßberge- und Löwenstein-Formation) und der tonig-siltigen Fazies im Inneren des Germanischen Beckens, die heute als Weser- und Arnstadt-Formation bezeichnet werden.

Die roten Tonmergelsteine des Feuerlettens (Trossingen-Formation) und die Sand-Tonstein-Wechselagerung der Rhät-Lias-Übergangsschichten (Exter-Formation) schließen zum Ende des Keupers die festländisch dominierte Entwicklung ab. Erste marine Einflüsse entwickeln sich zu einem vollmarinen Umfeld im nun folgenden Unteren Jura mit Psilonotenton- und Angulatensandstein-Formation. Diese jüngsten in Unterfranken erhaltenen mesozoischen Schichten sind am Großen Haßberg (Laubhügel und Großer Breitenberg) bisher der Abtragung entgangen, da sie in einer tektonischen Struktur, dem Haßberg-Graben,

gegenüber ihrer ursprünglichen Lage abgesenkt worden sind.

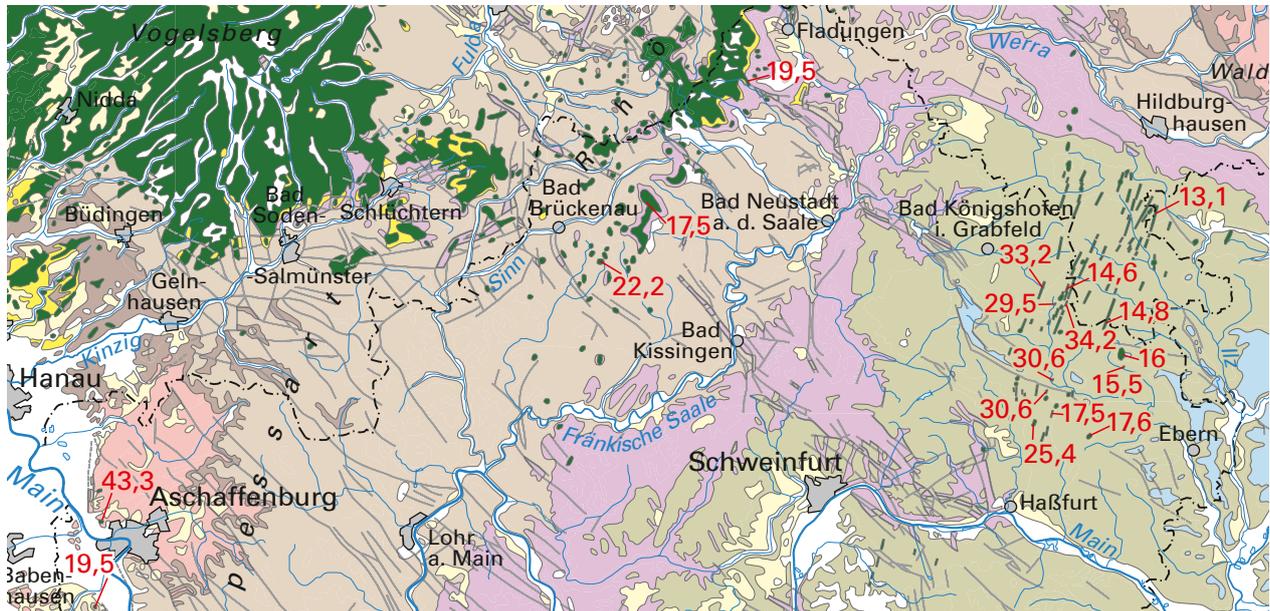
Nach einer Überlieferungslücke von etwa 175 Millionen Jahren setzt die Dokumentation der Erdgeschichte im Landkreis Rhön-Grabfeld vor etwa 25 Millionen Jahren mit den Vulkaniten des Tertiärs wieder ein. Im Nordwesten sind in der Rhön alle morphologischen Ausdrucksformen eines eruptiven Vulkanismus vertreten: von isolierten Durchschlagsröhren über Gänge bis hin zu Deckenbasalten. Diese Plateaubasalte der Langen Rhön („Hochrhön“) nehmen die weitaus größte Fläche unter den Vulkangesteinen ein. Neben den basischen Ergussgesteinen unterschiedlicher chemischer und mineralogischer Zusammensetzung kommen auch vulkanische Tuffe und Brekzien vor.

Die Heldburger Gangschar im Südosten des Landkreises ist das Produkt einer etwa zeitgleichen, aber gegenüber dem Rhön-Vulkanismus eher unbedeutenden vulkanischen Tätigkeit. Die meist kaum mehr als einen Meter breiten und maximal nur wenige hundert Meter langen Basaltgänge fallen durch ihre ziemlich einheitliche Südsüdwest-Nordnordost-Ausrichtung („rheinisches Streichen“) auf. Sie sind das Ergebnis eines Magmenaufstiegs auf Dehnungsklüften parallel zum Oberrheingraben.



In der Tertiärzeit wurden in der Rhön aber nicht nur Vulkanite gebildet. Flüsse, Bäche und Seen hinterlassen Sande und Tone ebenso wie Kiese, Süßwasserkalke und pflanzliche Ablagerungen, aus denen Braunkohlen entstanden sind. Als Zeugen der gleichzeitigen vulkanischen Aktivität sind diese

Basaltsäulen in der Basaltprismenwand am Gangolfsberg bei Oberelsbach



Verbreitungsgebiet tertiärer Vulkanite (dunkelgrün) mit Altersdaten (rot) in Millionen Jahren (weitere Legende siehe Seite 23)

Sedimente meist mit Tuffen vergesellschaftet oder stellenweise auch von Basaltlaven überdeckt. So ist im großen Basaltabbau am Bauersberg bei Bischofsheim ein Braunkohlevorkommen, eingeschaltet zwischen zwei Basaltlagern, erschlossen. Dort wie auch an anderen Stellen waren diese Braunkohlen zu früheren Zeiten Anlass für einen untertägigen Braunkohlebergbau.

Ab dem Ende des Tertiärs kommt es durch Hebungen zur Ausbildung der heutigen Landoberfläche. An den Hängen der herauspräparierten Berge stehen Hanglehm und Hangschutt. Besonders spektakulär sind hierbei die Blockfelder des Felssandsteins und vor allem die Blockmeere des Basalts z. B. am Gangolfsberg. In den Flusstälern werden Sand und Kies abgelagert, wobei allerdings die meisten erhaltenen Vorkommen klein und unbedeutend sind. Bei Wollbach und zwischen Mellrichstadt und Hendungen gibt es jedoch an der Fränkischen Saale zwei bedeutende Sand- und Kiesvorkommen. Diese können aufgrund von Fossilfunden ins Pliozän gestellt werden und dokumentieren damit eines der ältesten bekannten Flusssysteme Nordbayerns.

Tektonisch wird der Landkreis Rhön-Grabfeld von einem großräumigen Schwellen-Muldenbau beherrscht. Im Nordwesten hat er Anteil an der Spessart-Rhön-Schwelle, die über ihre Südostabdachung in die Grabfeld-Mulde übergeht. Überprägt wird diese Verbiegungstektonik durch die Bruchtektonik der Heustreuer Störungszone, die mit ihrem Streichen annähernd der Längsachse des Landkreises folgt. Es handelt sich dabei um eine komplizierte Horst-Graben-Struktur mit lokalen Versetzungsbeträgen von 100 bis 200 m. Begleitet werden diese Bruchstrukturen von intensiven Verfaltungen und Überschiebungen, wie z. B. am Storchsberg bei Rödelmaier. Im Südosten mündet die Heustreuer Störungszone in die Haßberg-Struktur, einen asymmetrischen Graben, mit der bedeutenden Haßberg-Randverwerfung am Südwestrand.

Geologie erleben

Mit dem Projekt „Bayerns schönste Geotope“ wurden aufgrund von Schönheit, Seltenheit, Eigenart oder hohem wissenschaftlichen Wert 100 Geotope ausgewählt und besonders gewürdigt. Aber nicht nur diese Hundert Meisterwerke gestatten einen Blick weit zurück in die Erdgeschichte Bayerns.

Zahlreiche Naturlehrpfade binden geologische Aufschlüsse vom Felsenkellereingang bis zur bizarren Felsnadel ein und informieren auf ihrem Weg durch die abwechslungsreiche Landschaft über Geologie und Boden als Standort und Lebensgrundlage für Flora, Fauna und Mensch. Geo-Lehrpfade haben die Geologie als Schwerpunkt und verknüpfen ausgewählte Geotope. Besonders wenn zu den Geo-Objekten Schauhöhlen, Besucherbergwerke oder für Besucher geöffnete Felsenkeller gehören, sind Ausflüge mit solchen Zielen nicht nur für Kinder ein spektakuläres Treffen mit der Erdgeschichte.

Diese Lehrpfade sind wichtige Bausteine zur Sichtbarmachung und Erhaltung unseres Naturerbes. Im Sinne eines kooperativen Naturschutzes arbeiten hierbei freiwillig und zu gegenseitigem Nutzen Kommunen, Geoparks und Naturparks, Arbeitskreise und Tourismusverbände und Firmen zusammen. So informiert der geologische Lehrpfad „Durch den Muschelkalk“ bei Bad Neustadt an der Saale nicht nur über das Leben damals und heute im Muschelkalk, sondern auch über die Bedeutung von Steinbrüchen als Wirtschaftsfaktor und ökologisch wichtige Lebensräume.

Eine Zusammenstellung von mehr als 150 Geo-Lehrpfaden findet sich im Internet unter www.geologie.bayern.de in der Rubrik „Geologie erleben“.

Das Betreten von aktiven und aufgelassenen Steinbrüchen ist meist verboten, da dies Privatgrund ist. Deshalb hat der Steinbruch Salz eine Aussichtsplattform errichtet, die einen atemberaubenden Blick in die Muschelkalk-Vergangenheit erlaubt.



Die im Projekt „Bayerns schönste Geotope“ ausgezeichneten Objekte werden vor Ort jeweils durch eine in einheitlichem Design gehaltene Tafel erläutert.



Zahlreiche Lehrpfade zu regionalen Geo-Wundern sind auch für Familien mit Kindern attraktive Ausflugsziele.



Muschelkalkbruch Salz

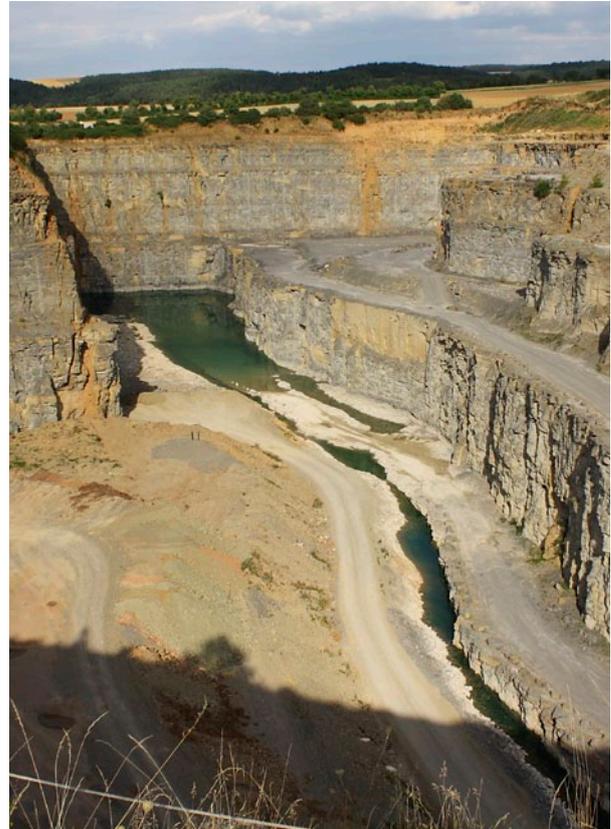
Geotop-Nr: 673A018
Landkreis: Rhön-Grabfeld
Gemeinde: Salz
TK 25: 5627 Bad Neustadt a. d. Saale
Lage: N 50° 18.078', E 010° 13.957'
Naturraum: Wern-Lauer-Platte
Gestein: Dolom. Ton-/Kalkmergelsteine (Mittlerer Muschelkalk)
 Orbicularis-Schichten, Schaumkalkbänke, Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)

Der ausgedehnte Steinbruch der Firma Adolf Steinbach erschließt ein Profil von 65 m Mächtigkeit. Dieses beginnt im Unteren Muschelkalk mit der Oolithbank Beta 2 an der Basis des Mittleren Wellenkalks und reicht hinauf bis in den Hauptanhydrit-Komplex des Mittleren Muschelkalks. Da dessen Sulfate weitgehend ausgelaugt sind, besteht dieser überwiegend aus Residualtonen und -mergeln. Das primäre Abbauziel ist die Werksteingewinnung aus den Terebratelbänken und den Schaumkalkbänken des Unteren Muschelkalks. Sie werden sowohl für Steinmetzarbeiten als auch für Stützmauern und in der Gartengestaltung verwendet, aber auch zu Pflastersteinen verarbeitet.

Begünstigt wird dieser Werksteinabbau durch die Möglichkeit, den für die Werksteingewinnung nicht geeigneten Wellenkalk (die Hauptausprägung des Unteren Muschelkalkes) zu Schotter zu verarbeiten. Selbst der im Osten des Steinbruchareals als Abraum anfallende Lösslehm wird weiterverarbeitet. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Wirbelkörpern, wie z. B. von solchen des Meeresreptils *Nothosaurus*, in konglomeratischen Lagen an der Basis des Mittleren Muschelkalkes.

Vom Aussichtspunkt am Geologischen Lehrpfad kann man in den Steinbruch blicken. Der Steinbruch ist in Betrieb und darf nur mit Genehmigung des Betreibers betreten werden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: GEYER (2002)



In eindrucksvollen Wänden präsentiert sich nahezu die ganze Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks im Steinbruch Salz. Die einzelnen Sohlen zeichnen die Lage der als Werksteine abgebauten Bänke nach.



Unterfrankens subtropische Vergangenheit

Kein Zeitraum in der geologischen Vergangenheit Unterfrankens ist der mitteleuropäischen Vorstellungswelt so wenig zugänglich, wie derjenige vor 232 bis 220 Millionen Jahren, in dem die Gesteine des Gipskeupers (unterer Teil des Mittleren Keupers) gebildet wurden. Die geologische Rekonstruktion der damaligen Umwelt- und Ablagerungsverhältnisse führt uns in eine Landschaft mit abflusslosen Becken innerhalb von wüsten- oder halbwüstenhaften subtropischen Klimaten, die am ehesten mit sogenannten Playas verglichen werden kann. Diese Becken werden durch periodische Regengüsse überflutet und es können flache Seen von mehreren 1.000 Quadratkilometern Fläche entstehen. Flächenhafte Abspülung aus dem höher gelegenen Umland trägt in kurzen Zeiträumen große Mengen von Schlamm in diese Becken ein. In den Trockenphasen verdunstet das Wasser dieser Seen und es können



Weißer Gips in grauen Tönen ist ein typisches Merkmal der Gipskeuper-Fazies im Mittleren Keuper.



Mächtige Gipslager werden in der Nähe von Bad Königshofen abgebaut.

Gips- oder Salzlager entstehen, wie dies heute z. B. im Great Salt Lake von Utah oder in den Salaren im südamerikanischen Altiplano geschieht.

Die Playa-Ablagerungen im Gipskeuper verkörpern solche Wechsel in den Ablagerungsbedingungen, die sich in charakteristischen Schichtfolgen niedergeschlagen haben. Vor allem in den Myophorienschichten der Grabfeld-Formation sind typische, kleine Ablagerungszyklen entwickelt. Bei vollständiger Ausbildung beginnen diese Zyklen mit in Seen



Der lebhafteste Farbwechsel und die eingeschalteten Steinmergel betonen zwei kleine Abschiebungen in den Tonsteinen der Grabfeld-Formation.

entstandenen Dolomitstein-Lagen (sogenannter „Steinmergel“), die Reste von Brackwasserbewohnern enthalten können. Überlagert werden diese Steinmergel von geschichteten Gipsen sowie grauen und rotbraunen Silt- und Tonsteinen. Die violettrotbraune Färbung der Feinsedimente ist Zeichen einer Bodenbildung unter subtropischen Klimabedingungen. Mit diesem Dokument einer mehr oder weniger langen Phase ohne nennenswerte Ablagerung ist ein Zyklus beendet – und der nächste kann beginnen.

Tongrube Kleinbardorf

Geotop-Nr.: 673A010
Landkreis: Rhön-Grabfeld
Gemeinde: Stadt Bad Königshofen i. Gr.
TK 25: 5728 Oberlauringen
Lage: N 50° 16.835', E 010° 25.471'
Naturraum: Grabfeldgau
Gestein: Myophorienschichten
 (Grabfeld-Formation)

Die ehemalige Tongrube zwischen Kleinbardorf und Merkershausen ist die Typuslokalität für die Grabfeld-Formation des Mittleren Keupers im Inneren des Germanischen Beckens. Die Grabfeld-Formation kann in zwei Subformationen unterteilt werden, die den Myophorien- und Estherienschichten der alten Nomenklatur entsprechen.

Die in der Tongrubenwand aufgeschlossenen etwa 12 m Mergel-, Ton-, Silt- und Dolomitsteine mit Gipseinschaltungen repräsentieren die obersten Partien der Myophorienschichten. In den bunten Farben sowie der Gesteinsvielfalt spiegeln sich die Ablagerungsmilieus und deren rasche Veränderung wider. „Steinmergel“ sind Ablagerungen zeitweise existierender Seen. Gips wurde beim Austrocknen kurzfristig bestehender Salzpfannen ausgeschieden. Traubige „Alabasterknollen“ oder pfeilerartig in benachbarte Lagen reichende Gipskrusten zeigen, dass der primäre Gips mobilisiert wurde und sich die Gipslagen heute nicht an der Stelle der Schichtenfolge befinden, an der sie entstanden sind.

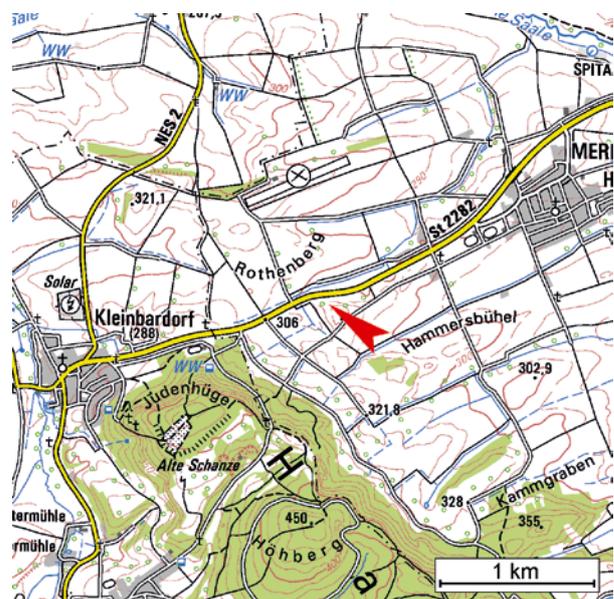
Schön zu sehen sind wegen des regen Schichtwechsels die vielen kleinen Verwerfungen, die die Grubenwand durchschlagen und die Schichten treppenartig versetzen. Meist handelt es sich um Abschiebungen, also Dehnungsstrukturen, mit einem Einfallen von 40° bis 60°. Der tektonische Graben, in dem der nahegelegene Große Haßberg liegt, ist ebenfalls eine Folge dieser Ausweitungsbewegungen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: HOFFMANN (1987)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)



Bunte Tonsteine und gelblichgraue Steinmergel der Myophorienschichten an der Typlokalität der Grabfeld-Formation bei Kleinbardorf (oben)

Die markante gelblichgraue Steinmergelbank im oberen Teil des Bildes zeigt die deutliche Verkippung der Schichten im Umfeld des Großen Haßbergs. (unten)

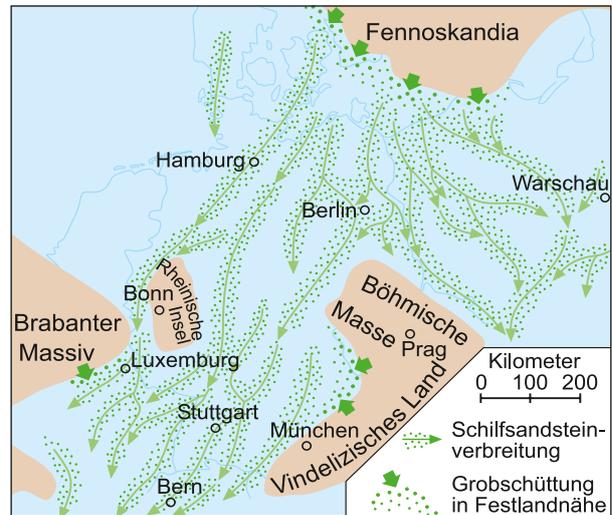


Gespräch mit der Erde

Der Geologe redet mit stummen Steinen? Oder weshalb bezeichnet er das Beschreiben eines Gesteins als „Gesteinsansprache“? Er tut dies, da Gesteine mit ihm reden und ihm ihre Geschichte erzählen. Er muss ihnen nur genau zuhören, z. B. dem Schilfsandstein, der nicht so recht in sein Umfeld passen will. Unter und über ihm liegen Tonsteine, an der einen Stelle ist er über 30 m mächtig und an einer anderen nur etwas mehr als einen Meter. Sind viele Sandsteine des Keupers mittel- bis grobkörnig mit schlecht gerundeten Sandkörnern, so ist er feinkörnig und seine Körner sind gut gerundet. Seine Farbe ist gelblichgrün, anstelle von rot oder weiß. Und dann hat er auch noch viele Pflanzenreste. Schwerminerale und Transportrichtungen sagen uns, dass er einem Flusssystem entstammt, welches vom heutigen Skandinavien nach Süden hin entwässerte. Auf dem Weg vom hohen Norden nach Unterfranken wurde seine Sandfracht zerkleinert und gerundet.

Zur Zeit des Keupers sank der Meeresspiegel deutlich ab und die Flüsse schnitten sich in ihren tonigen Untergrund ein. Anschließend wurden diese Rinnen wieder mit der fluviatilen Sandfracht verfüllt. Danach liefen die Ströme, begrenzt von Uferdämmen, durch die riesigen, nur wenig über dem Meeresspiegel liegenden Ebenen des Germanischen Beckens. Bei Hochwasser traten sie über die Ufer, rissen Pflanzen der Uferwälder mit sich und lagerten Sedimentfracht und die irrtümlich früher für Schilf gehaltenen Pflanzenreste in den umgebenden Ebenen ab.

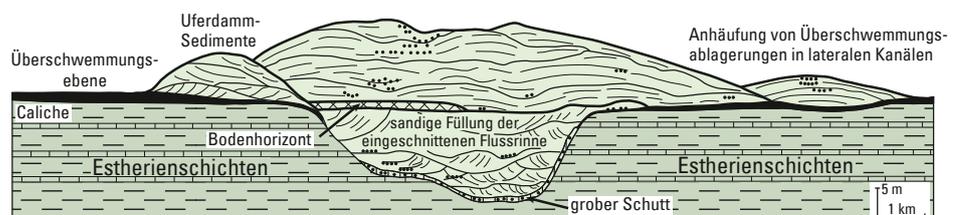
Das Mineral Glaukonit verursacht die gelbgrüne Farbe des Sandsteins. Es entsteht nur in Meeren und kündigt von Meeresvorstößen in das Germanische Becken während der Schilfsandstein-Zeit. Danach wurde der Schilfsandstein von den kontinentalen Ablagerungen der Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation) überdeckt.



Schilfsandstein: Transport von feinem Sand in Rinnen eines riesigen Deltasystems vom Fennoskandischen Hochgebiet bis in die heutige Schweiz (nach REIMANN & SCHMIDT-KALER 2002)



In der Tongrube bei Alsleben werden Tone der Lehrbergschichten abgebaut. Die markante Stufe vor der Abbauwand wird von Schilfsandstein mit einer Mächtigkeit von etwa 1,5 m gebildet. Bei den ockerfarbenen Gesteinen an der Grubenoberkante (Pfeil) handelt es sich um nur wenige Dezimeter breite Basaltgänge der Heldburger Gangschar.



Entstehung des Schilfsandsteins: In die Estherienschiefer eingeschnittene Täler werden verfüllt. Dann entstehen Uferdämme und der Fluss fließt oberhalb der Landoberfläche. Durch Dammbürche und Überschwemmungen entstehen in den Ebenen zwischen den Flussläufen tonige und sandige Überschwemmungsablagerungen. Die Abbildung ist stark überhöht dargestellt. Verändert nach GEYER 2002.

Schilfsandsteinbruch Eyershausen

Geotop-Nr.: 673A022
Landkreis: Rhön-Grabfeld
Gemeinde: Stadt Bad Königshofen i. Gr.
 im Grabfeld
TK 25: 5629 Römhild
Lage: N 50° 19.125, E 010° 31.224'
Naturraum: Grabfeldgau
Gestein: Schilfsandstein
 (Stuttgart-Formation)

Die Grenze zwischen Wald und landwirtschaftlichen Flächen im nördlich von Eyershausen gelegenen Höhenzug zeichnet in etwa die Grenze zwischen den Tonsteinen der Grabfeld- und den Sandsteinen der Stuttgart-Formation nach.

Am Lahnberg wurden diese Sandsteine früher unmittelbar hinter dem Waldrand abgebaut. Kurz vor dem Eingang zum Steinbruch ist in der linken Hohlwegwand die Grenze zwischen grauen Tonen der Grabfeld-Formation und dem Schilfsandstein aufgeschlossen. Grobes Material an der Basis der Sandsteine und das Fehlen der bunten Tone der obersten Estheriensichten zeigen, dass hier eine Flussrinne verläuft, die mindestens 15 m in den damaligen Untergrund eingeschnitten ist.

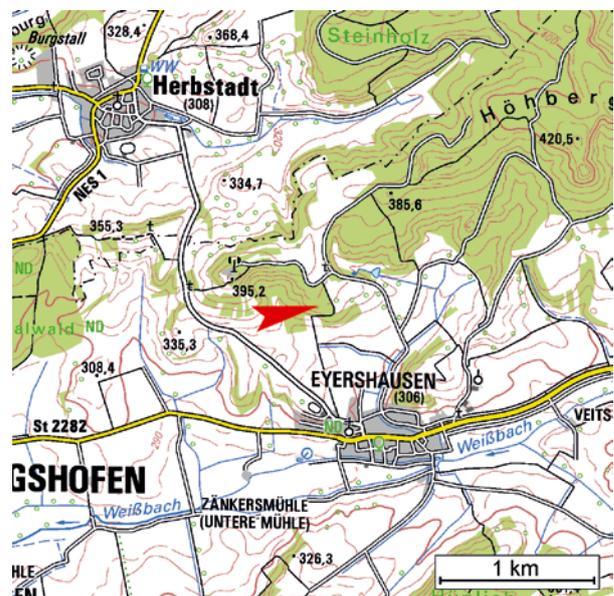
Der aufgelassene Steinbruch liegt im Zentrum dieser ehemaligen Flussrinne. In mehreren Meter hohen Wänden wurde der Sandstein abgebaut. Der aufgrund des tonigen Bindemittels und des feinen Kornes gut zu bearbeitende Stein wurde als Baustein und für Bildhauerarbeiten verwendet. Das tonige Bindemittel macht den Stein leider nicht nur sehr gut bearbeitbar, sondern auch verwitterungsanfällig. Bei nassen Bedingungen wird das zweiwertige Eisen, welches für die grüne Farbe des Glaukonits (und damit des Sandsteins) verantwortlich ist, zu dreiwertigem Eisen umgewandelt. Dabei bilden sich „rostige“ Rinden und die Oberfläche wird zerstört. Diese Eigenschaften führten dazu, dass in der Mitte des 20. Jahrhunderts der Schilfsandsteinabbau weitgehend zum Erliegen kam.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)



Im Steinbruch Eyershausen wurde massiger Schilfsandstein abgebaut. (oben)

Erosiver Kontakt zwischen Estheriensichten (roter Pfeil) und Schilfsandstein (gelber Pfeil) (unten)

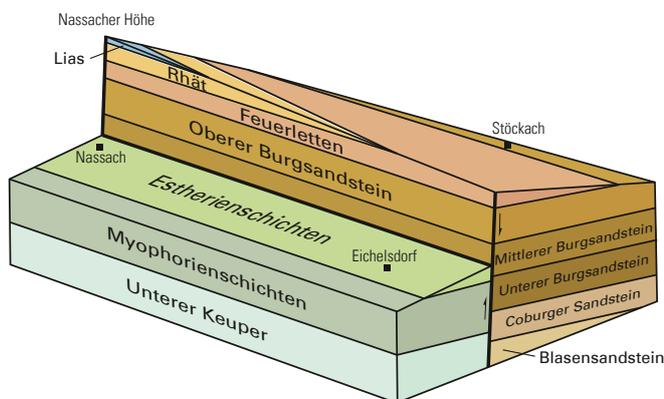


Reliefumkehr am Großen Haßberg

Die bedeutsame Heustreuer Störungszone setzt sich nach Südosten in eines der am intensivsten tektonisch gestörten Gebiete Nordbayerns fort. Kleindimensionale tektonische Schollen und Späne, in denen verwitterungsresistente Gesteine des Oberen Muschelkalks unmittelbar neben verwitterungsanfälligen Myophorienschichten zu liegen kommen, erzeugen als sichtbaren Ausdruck dieser Störungszone zwischen Kleineibstadt und Kleinbardorf ein ausgesprochen unruhiges Relief.

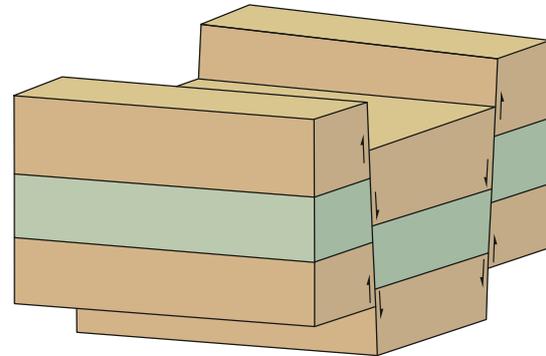
Südöstlich von Kleinbardorf ändert sich das Landschaftsbild radikal und es steigt als Nordwestspitze der Haßberge ein Höhenzug empor, der seine Umgebung zum Teil mehr als 150 m überragt. Dieser auch als Großer Haßberg bezeichnete Bergrücken verdankt seine Existenz ebenfalls einer Störungszone. Dabei handelt es sich um eine komplexe Grabenstruktur, die im Nordosten und Südwesten von tief reichenden Störungen begrenzt wird. Die gesamte Grabenscholle ist nach Südwesten verkippt, sodass das Bild eines Halbgrabens mit hohen Versatzbeträgen am Südwestrand und unbedeutenden am Nordostrand entsteht. Nach Südosten zu wird die intern durch Längsstörungen zerteilte Grabenscholle deutlich breiter.

Der Große Haßberg ist samt seinen Gesteinen an der Störung abgesenkt worden und erhebt sich deshalb über sein Vor- und Hinterland. Was

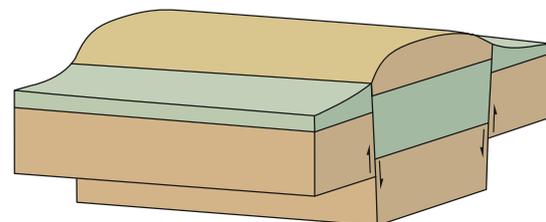


Durch die Reliefumkehr überragen am Großen Haßberg die Gesteine der tektonischen Tiefscholle (Sandsteinkeuper bis Lias) deutlich die leichter verwitternden Tonsteine der tektonischen Hochscholle des Haßberge-Vorlandes. Leicht verändert nach GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)

Grabenstruktur



Reliefumkehr durch Abtragung



hartes, verwitterungsresistentes Gestein weiches Gestein

Schema der Reliefumkehr: Entlang von Störungen bricht ein Teil der Erdkruste ein (relative Bewegungen an der Störung durch Pfeile verdeutlicht), dadurch entsteht eine Grabenstruktur. Weichere, weniger verwitterungsresistente Gesteine werden schneller abgetragen, als harte. Wenn nun innerhalb des Grabens härtere Gesteine an der Erdoberfläche anstehen als außerhalb, bildet sich durch die unterschiedlich schnelle Abtragung aus der ehemals abgesenkten Struktur ein Höhenrücken. Damit überragen die Gesteine der Tiefscholle, die der angehobenen; das Geländere Relief ist damit genau umgekehrt zur Struktur im tektonischen Unterbau.

zunächst wie ein Widerspruch klingt, löst sich beim zweiten Hinsehen auf. Das Umfeld des Grabens, in den Hochschollen, wird vor allem von den Myophorien- und Estherienschichten (Grabfeld-Formation) des Gipskeupers gebildet. Diese Ton- und Siltsteine werden leicht erodiert. In der Tiefscholle stehen dagegen die Sandsteine des höheren Keupers an. Diese sind deutlich verwitterungsresistenter, dort hinkt die Abtragung derjenigen im Vorland hinterher. So sehen wir heute als Folge der unterschiedlichen Gesteinseigenschaften die tektonische Grabenstruktur als morphologischen Horst vor uns. Dieses Phänomen wird als Reliefumkehr bezeichnet.

Rhätsandsteinbruch am Johanneshof

Geotop-Nr.: 673A020
Landkreis: Rhön-Grabfeld
Gemeinde: Sulzfeld im Grabfeld
TK 25: 5728 Oberlauringen
Lage: N 50° 15.334', E 010° 25.573'
Naturraum: Haßberge
Gestein: Rhät-Lias-Übergangsschichten
 (Exter-Formation)

Im Steinbruch am Rand der Feriensiedlung nahe dem Johanneshof bei Sulzfeld sind etwa 9 m eines gelbbraunen Sandsteins erschlossen. Zwei heute leider nicht mehr sichtbare Horizonte mit Kohleführung, Wurzelröhren und vereinzelte Saurierspuren zeigen, dass die Sandsteine auf dem Festland gebildet wurden. In den obersten Partien des Sandsteins finden sich aber mit *Haßbergia haßbergensis* Brackwassermuscheln, die einen marinen Einfluss belegen.

Diese Befunde malen das Bild eines – immer wieder unterbrochen von kurzen Rückzugsphasen – langsam vordringenden Meeres. Nur wenig weiter östlich herrschen, wie bei Ebern, zur selben Zeit noch ausschließlich festländische Bedingungen, unter denen der fluviatile Hauptsandstein abgelagert wird.

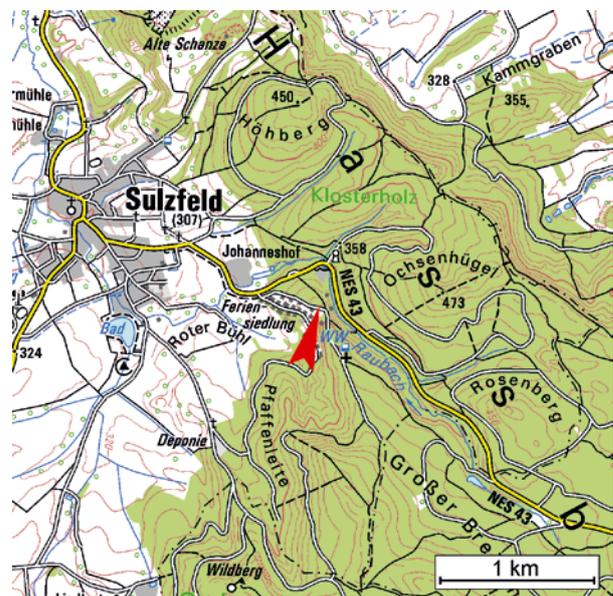
Besonders ins Auge springt im Steinbruch eine dichte Schar von Klüften und Verwerfungen, die die Sandsteinschichten regelrecht in Dominosteine zerbrechen. Zum Teil sind die Sandsteinbänke auch verkippt und schief gestellt. Diese Zerstückelung wird durch die Haßberg-Südrand-Verwerfung verursacht, die nur wenige Meter südwestlich der Straße am Hang verläuft. Durch die enormen vertikalen Bewegungen entlang dieser Störungszone wurden auch die Gesteinsschichten in der Nachbarschaft mit zerschert und verstellt.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BLOOS (1979)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)



Reste der Abbauwand im Steinbruch am Johanneshof (oben)

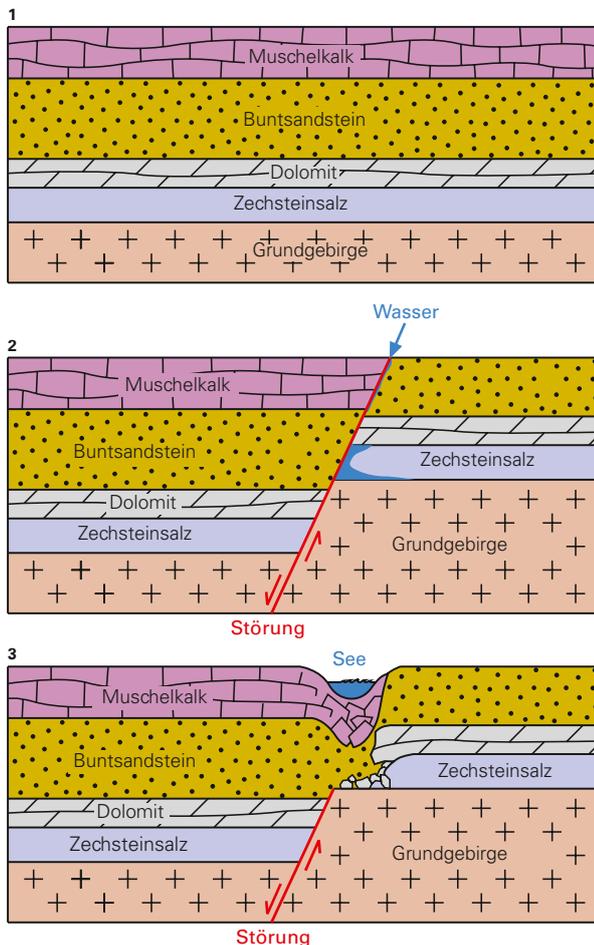
Durch die Haßberg-Südrand-Verwerfung intensiv zerlegte Sandsteine (unten)



Unruhige Erde – Tektonik der Heustreuer Störungszone

Die geometrische Längsachse des Landkreises Rhön-Grabfeld verläuft in einem Gebiet, welches intensiv von tektonischen Strukturen durchzogen ist, sodass der Landkreis auch eine „tektonische Längsachse“ hat. Das markanteste tektonische Element im Landkreis und zugleich in Unterfranken ist die Heustreuer Störungszone.

Die Anlage der Heustreuer Störungszone erfolgte in mehreren tektonischen Phasen im Zeitraum vom späten Jura bis ins jüngere Tertiär. An der individuellen Entwicklung der Strukturen und ihrer jeweiligen lokalen Ausprägung hat neben dem tektonischen Spannungsfeld selbst auch noch das Verhalten der unterschiedlichen Gesteine in diesem einen maßgeblichen Anteil. Das alles hat zu einem entsprechend komplexen Aufbau dieser Zone



Grabenstruktur in den Gesteinen des Unteren Muschelkalks im Löhriether Graben bei Salz (versetzte Bank mit roten Pfeilen markiert)

geführt, sodass deren Verwerfungen heute sowohl Sättel und Mulden als auch Horste und Gräben begrenzen.

Der bekannteste Horst der Störungszone ist der Heidelberg südlich von Ostheim vor der Rhön. Er besteht aus Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalks und ist allseitig von Verwerfungen begrenzt. Die Zerrungsformen, die ursprünglich zur Herausbildung des Horsts geführt haben, sind im Zuge weiterer struktureller Entwicklungen durch Einengung überformt worden. Aufgeschlossen wurde die Heustreuer Störungszone beim Bau der Autobahn A71 am Storchsberg bei Rödelmaier/Eichenhausen. Dort ist sie als zentraler Graben mit senkrecht stehendem Mittlerem Keuper (Myophorienschichten) ausgebildet, der nach Südwesten von einer Aufwölbung aus Mittlerem Muschelkalk begrenzt wird.

An den Hauptverwerfungen sind dunkelblaue bis schwärzliche Verfärbungen vor allem der Tonsiltsteine des Oberen Muschelkalks und des Unteren Keupers sowie eine Rotfärbung einiger Kalkmergel-Lagen des Mittleren Muschelkalks bemerkenswert. Dies deutet auf hydrothermale Beeinflussung hin, die möglicherweise auf im Untergrund steckengebliebene Basalte zurückgeht.

Entstehung des Frickenhäuser Sees: Entlang einer Verwerfung der Heustreuer Störungszone eindringendes Wasser löste im Untergrund Zechsteinsalz. Der dadurch entstandene Hohlraum brach ein und ließ im Störungsbereich an der Erdoberfläche den Boden nachsacken. In der Einmuldung im anstehenden Muschelkalk bildete sich der See.

Frickenhäuser See

Geotop-Nr.: 673R001

Landkreis: Rhön-Grabfeld

Gemeinde: Stadt Mellrichstadt

TK 25: 5527 Mellrichstadt

Lage: N 50° 24.201', E 010° 14.163'

Naturraum: Grabfeldgau

Gestein: Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)
Röt-Formation
(Oberer Buntsandstein)
Werra-Salinar (Zechstein)



Nahezu kreisrund mit einem Umfang von 380 m und einer Tiefe von bis zu 28 m ist der Frickenhäuser See der einzige natürliche See im nördlichen Unterfranken ohne Oberflächenzu- und abflüsse.

Er liegt auf einer Verwerfung der Heustreuer Störungszone, an der Unterer Muschelkalk im Nordosten neben Oberem Buntsandstein im Südosten zu liegen kommt. Entlang dieser Verwerfung gelangen Oberflächenwässer bis in den tieferen Untergrund. Dabei lösten sie nicht nur die Kalksteine im Bereich des Unteren Muschelkalks, sondern vor allem den Gips und das Steinsalz in den Schichten des Zechsteins. Es entstanden Hohlräume, in die darüber liegende Schichten bis hinauf zur Erdoberfläche einbrachen. Der dadurch entstandene Einsturztrichter füllte sich mit Wasser – der Frickenhäuser See war entstanden.

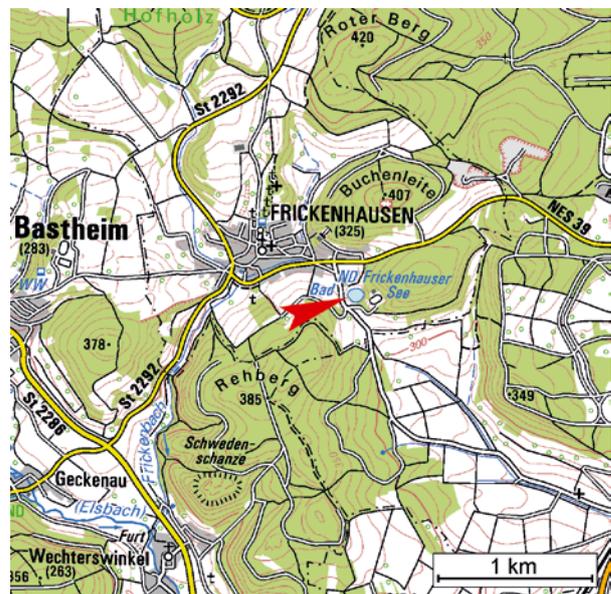
Der Untere Muschelkalk bildet den steilen Hang im Nordosten des Sees. Die Schichten fallen auf den See zu ein, sodass das Wasser dem Schichtfallen folgend dem See oberflächlich zuströmt. Zusätzlich dringt entlang der Verwerfung Wasser aus der Tiefe empor und speist ebenfalls den See.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: RUTTE (1974)
GEYER (2002)



Der Frickenhäuser See ist nicht nur ein Naturdenkmal, sondern auch ein landschaftlich reizvoller öffentlicher Badesee. (oben)

Die Muschelkalk-Schichten im Steilhang oberhalb des Sees fallen auf den See zu ein. So wird Regenwasser wie in einer natürlichen Zisterne von den Rändern in den See geleitet. (unten)



Die Moore der Rhön

Während der Eiszeiten lag die Rhön im nicht vergletscherten Periglazialbereich, wie er heute in den Tundren entwickelt ist. Durch Firn-Erosion und Bodenfließen entstanden auf den Höhen der Rhön große Hangmulden. Dort, wo wasserstauende Sedimente diese abdichteten, bildeten sich ausgedehnte Mooregebiete.

Hohe Niederschlagsmengen führten zu einer dauernden Vernässung der Böden. Durch den damit verbundenen Luft- beziehungsweise Sauerstoffmangel konnte abgestorbenes organisches Material nur unvollständig oder gar nicht abgebaut werden und es reicherte sich in Form von Torf an. Niedrige Bodentemperaturen verlangsamten die Abbauprozesse zusätzlich.

Bei der Moorentstehung werden verschiedene Typen und Stadien unterschieden. Zunächst bilden sich in Senken oder in den Verlandungszonen von Seen nährstoffreiche Niedermoore, die mit dem Grundwasser in Verbindung stehen. Durch die fortschreitende Materialanhäufung wächst das Moor in die Höhe und verliert dadurch den Kontakt zum Grundwasser. Die so entstehenden nährstoffarmen Hochmoore werden ausschließlich von Regen, Nebel und

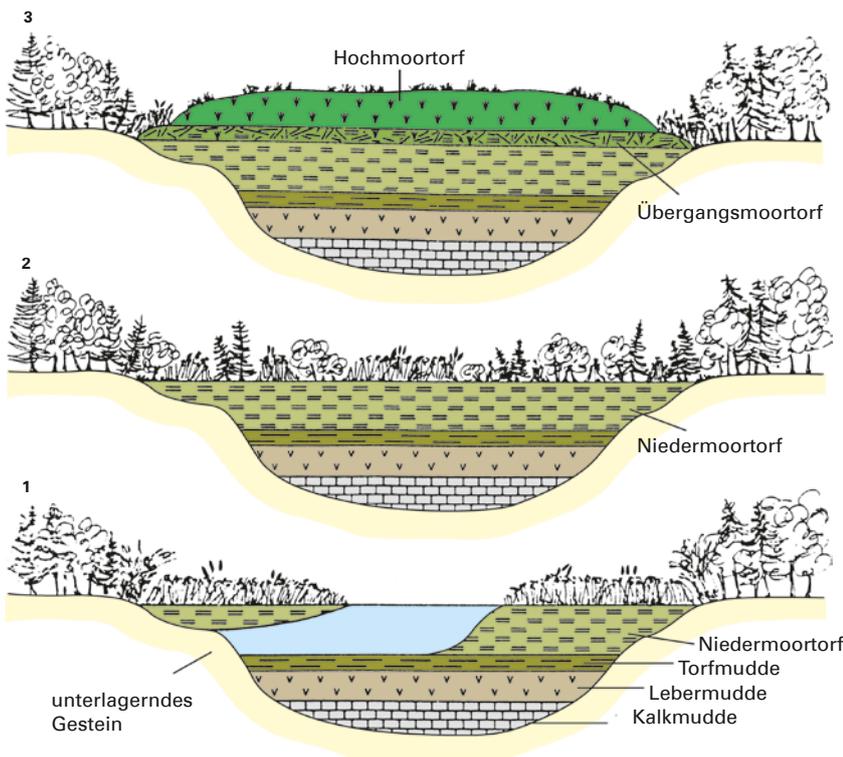


Der fleischfressende Sonnentau *Drosera* – eine typische Hochmoorpflanze

Tau gespeist. Im Zentrum wachsen bevorzugt wasserspeichernde Torfmoose, wodurch Hochmoore einen uhrglasförmigen aufgewölbten Querschnitt entwickeln. Zwischen Hoch- und Niedermooren befinden sich häufig vergleichsweise trockene Übergangsmoore mit spärlichem Bewuchs durch anspruchslose Baumarten, wie z. B. Birken.

Während des langsamen Moorwachstums durch die Jahrtausende hindurch wird immer mehr organisches Material angehäuft, sodass jedes Moor einen lokalen CO₂-Speicher darstellt. Moore sind aber auch „Klimadaten-Speicher“. Aus dem Umfeld eingewehte Pflanzenpollen bleiben im Torf erhalten und bezeugen so Schicht für Schicht anhand der Vegetationsentwicklung die regionalen Klimaschwankungen in der jüngsten Erdgeschichte.

1.000 mm Jahresniederschlag, 4,7 °C Jahresmitteltemperatur und zahlreiche Schnee-, Frost- und Nebeltage begünstigen auch heute noch das Moorwachstum auf der Rhön.



Stadien der Moorentstehung vom flachen, mit Grundwasser gefüllten Niedermoor (unten) zum uhrglasförmig aufgewölbten Hochmoor (oben)

Schwarzes Moor

Geotop-Nr.: 673R008
Landkreis: Rhön-Grabfeld
Gemeinde: Hausen
TK 25: 5426 Hilders
Lage: N 50° 31.331', E 010° 4.202'
Naturraum: Lange Rhön
Gestein: Hoch-, Niedermoortorf (Quartär)



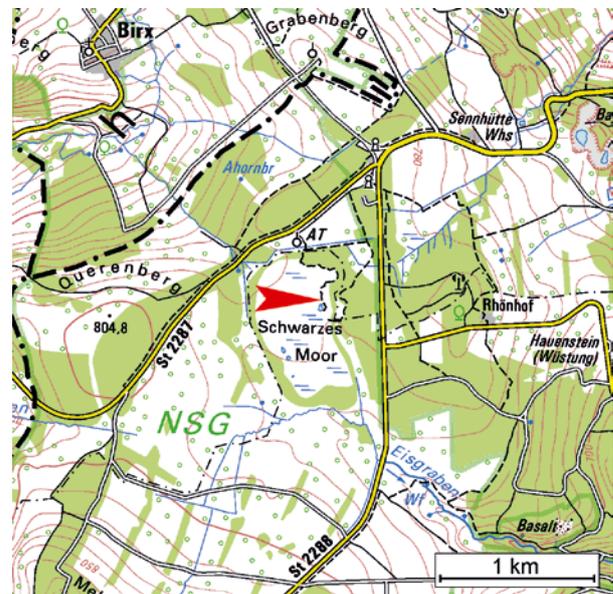
Das Schwarze Moor hat sich in einer flachen Mulde auf einer wasserundurchlässigen, tertiärzeitlichen Tonunterlage gebildet. Auf einer Fläche von etwa 60 ha weist es alle Stadien vom Niedermoor über das Übergangsmoor zum Hochmoor auf. Lokal erreichen die Torfmächtigkeiten bis zu 8 m. Viele Moore wurden in den letzten Jahrhunderten tiefgreifend beeinträchtigt oder vollständig zerstört. Man hat diese „wertlosen“ Areale trockengelegt, um landwirtschaftliche Nutzflächen zu gewinnen. Trotz seines geringen Brennwertes war Torf bis weit in das 19. Jahrhundert ein regional begehrter Rohstoff, der sogar zum Befeuern von Dampflokomotiven verwendet wurde. Heute wird Torf vor allem für gartenbauliche und medizinische Zwecke verwendet.

Das rauhe Klima der Hohen Rhön bewahrte das Schwarze Moor vor diesem Schicksal. Gelegentliche Versuche einer Torfgewinnung wurden nach kurzer Zeit wieder eingestellt. Eine Umwandlung in landwirtschaftliche Flächen war aufgrund der klimatischen Faktoren eigentlich aussichtslos, wurde zur Zeit des NS-Regimes dennoch in Angriff genommen. Mit dem Scheitern dieser Anstrengungen wurde das Schwarze Moor 1939 unter Naturschutz gestellt. Erhalten blieben sowohl seine natürliche Entwicklung als auch die damit verbundenen besonders spezialisierten Lebensgemeinschaften. Das Schwarze Moor ist eines der am besterhaltenen Moore. Es ist durch einen mehrere Kilometer langen Naturlehrpfad erschlossen. Ein Aussichtsturm erlaubt einen Überblick.

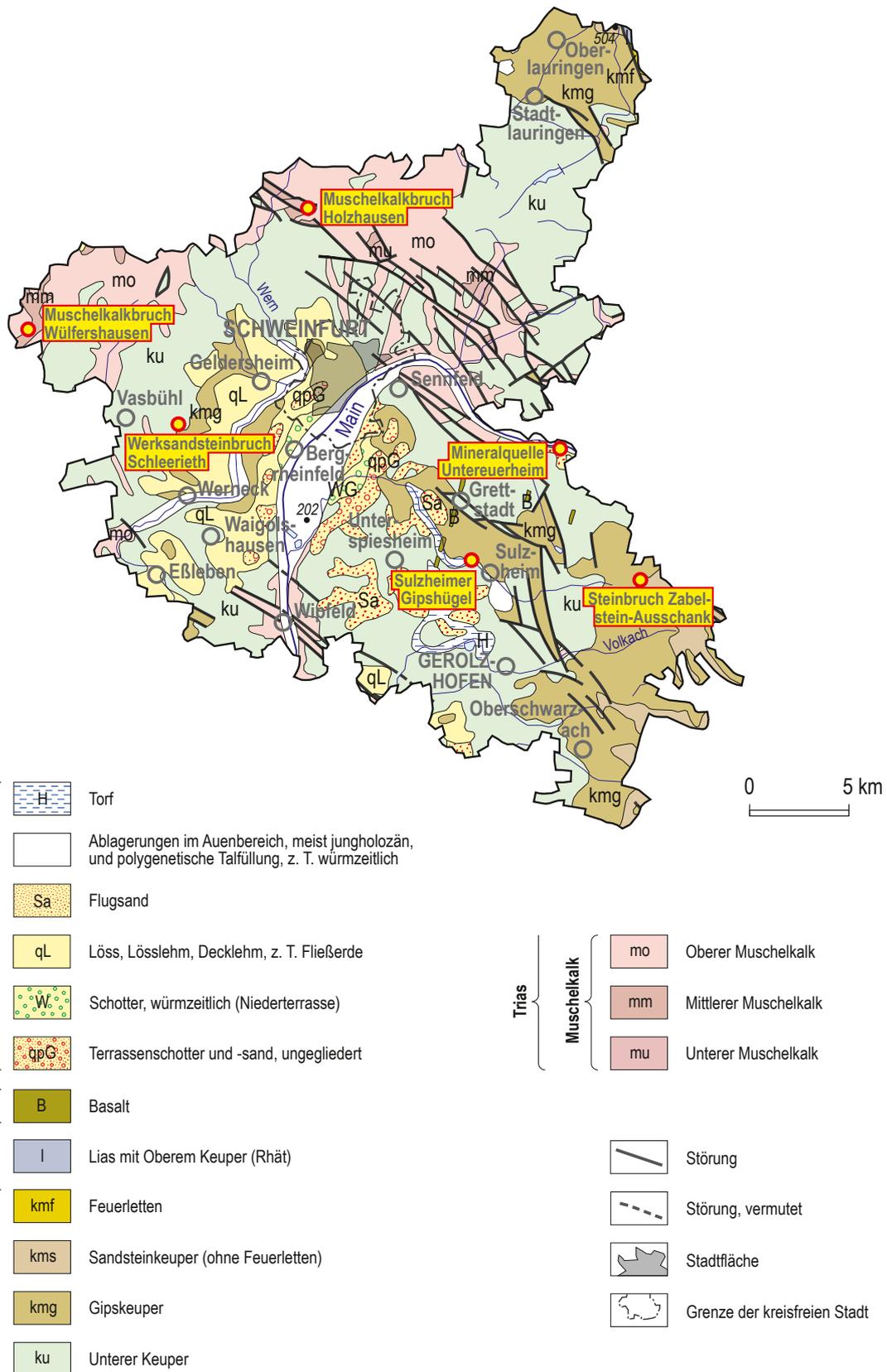
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: JERZ (1993)
 BAYERISCHES LANDESAMT
 FÜR UMWELT (2011)



Auf einem Holzweg lässt sich das Schwarze Moor gut erkunden. Bei trübem Wetter scheinen die unheimlichen Sagen über Moore nur einen Fehltritt weit entfernt, während die von weißem Wollgras umrandeten Mooraugen bei Sonnenschein ihren ganzen Reiz spüren lassen. Wie bei allen Mooren gilt auch hier: Auf den Wegen bleiben.



Geotope in Unterfranken



3.7 Stadt und Landkreis Schweinfurt

Der Landkreis Schweinfurt liegt hauptsächlich im Bereich der naturräumlichen Einheit der Mainfränkischen Platten. Zum Fränkischen Keuper-Lias-Land gehören nur im Südosten die Ausläufer des Steigerwalds und im äußersten Nordosten Randbereiche der Haßberge.

Die Mainfränkischen Platten werden in mehrere Teilgebiete untergliedert. Anteile des Hesselbacher Waldlands und des Grabfeldgaus umfassen große Teile des nördlichen Landkreises. Der westliche Landkreis liegt im Gebiet der Wern-Lauer-Platte und der Gäuplatten im Maindreieck sowie auch im Schweinfurter Becken, welches den Zentralteil des Landkreisgebietes einnimmt.

Bei Wipfeld reicht in einem schmalen Zipfel auch der Naturraum Mittleres Maintal in den Landkreis hinein. Fast der gesamte Südost-Landkreis gehört zum Steigerwaldvorland, über das sich die Schichtstufe des Steigerwaldrandes erhebt.

Die Stadt Schweinfurt selbst liegt zum größten Teil in dem nach ihr benannten Schweinfurter Becken, einem weiten, morphologisch eintönigen Senkungsfeld an der nordöstlichen Spitze des Maindreiecks. Die nordöstlichen Bereiche

des Stadtgebietes reichen in das deutlich reliefreichere Hesselbacher Waldland hinein.

Das morphologische Zentrum des Schweinfurter Beckens wird durch den Main markiert, der auf einer Höhe von etwa 207 m in den Landkreis eintritt und ihn 30 Flusskilometer später auf einer Höhe von 194 m bei Stammheim wieder verlässt. Der Untergrund des Schweinfurter Beckens, wie auch in weiten Teilen des nördlichen und westlichen Landkreises, wird von Gesteinen des Muschelkalks und des Unteren Keupers aufgebaut.

Die ältesten Gesteine des Landkreises gehören zum Unteren und Mittleren Muschelkalk. Sie treten nicht ausschließlich im Werntal am Westrand des Landkreises auf, wie es aufgrund des generellen Südost-Einfallens des Deckgebirges zu erwarten wäre, auch nördlich und nordöstlich von Schweinfurt gibt es kleinere Vorkommen. Die Kissingen-Haßfurter Störungszone hat sie in diese Position gebracht.

Der Obere Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) ist eine marine Wechselfolge aus Bänken von relativ harten Kalksteinen, plattigen Kalkmergeln, dunklen Tonmergel- und Tonsteinlagen. Dieser Wechsel führt in Steinbrüchen und Steilwänden zum typischen, gebankten Erscheinungsbild dieser Schichtfolge. Gegen-



Umgeben von Höhenzügen liegt die auffällige Senke des Schweinfurter Beckens: Blick von den Höhen bei Schleerieth Richtung Südosten zum Steigerwald.

Geotope in Unterfranken

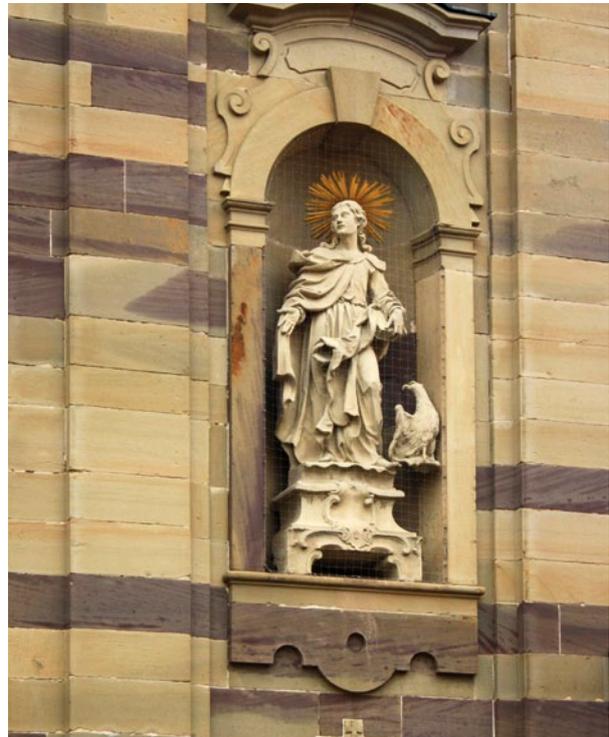
über dem restlichen Verbreitungsgebiet dieser Abfolge treten die dunklen Tonsteine im Landkreis Schweinfurt deutlich zurück. Die Kalkstein-Bänke wurden früher als Bausteine und zum Kalkbrennen genutzt. Da sie jedoch nur mäßige Materialeigenschaften besitzen, beschränkte sich die Nutzung nur auf die unmittelbare Umgebung der jeweiligen Vorkommen.

Der Obere Muschelkalk bildet gute Ackerböden und besonders dort, wo zusätzlich Löss oder Lösslehm diese Gesteine überlagert, sind diese exzellente Grundlagen für die Landwirtschaft. Auf den Hängen aus Hauptmuschelkalk wird im Maindreieck Wein angebaut.

Der Untere Keuper (Erfurt-Formation) war eine Übergangsperiode zwischen der marin dominierten Zeit des Muschelkalks und der von festländischen Ablagerungen bestimmten Zeit des Keupers. Dies spiegelt sich in der wechselhaften Gesteinsfolge wider, die die damaligen wechselnden Ablagerungsbedingungen belegt: Sandsteine in Flussrinnen, Ton- und Siltsteine in kontinentalen Überschwemmungsebenen, Kalk- und Dolomitsteine aus Meeresbereichen, die abwechselnd vollmarine und brackische Salzgehalte hatten.

Der Werksandstein, ein während des Unteren Keupers in Flussrinnen abgelagerter Sandstein, ist das Charaktergestein des Landkreises Schweinfurt. Sein feines Korn und die tonige Bindung erlauben eine relativ einfache Bearbeitung bei gleichzeitig hohen gestalterischen Möglichkeiten. Dies zeigt sich eindrucksvoll an den aufwendig gestalteten Bildstöcken („Marterl“), die man in der Flur an fast jedem Feldweg und jeder Kreuzung findet. Hauptsächlich wurden diese meist grünlichgelben Werksteine jedoch für Massivbauten im ganzen Landkreis und in der Stadt Schweinfurt verwendet (historisches Rathaus, Johanniskirche). Das prächtigste Beispiel dafür ist die Residenz in Würzburg.

Jahrhundertlang wurde der Werksandstein in mehr als 80 Steinbrüchen im westlichen Landkreis zwischen Vasbühl und Kronungen abgebaut, wobei die Steinbrüche bei Egenhausen als erste Werksandsteinbrüche bereits 1349



Der jahrhundertelange Abbau des Werksandsteins um Egenhausen spiegelt sich intensiv im Ortsbild wider. Nicht nur Kirche und Friedhof werden vom Werksandstein geprägt, sondern auch das gesamte Ortsbild bis hin zu ganz profanen Bauteilen, wie Fensterlaibungen und Zaunpfosten.



urkundlich erwähnt wurden. Die Reichsstadt Schweinfurt besaß dort einen Steinbruch, in dem um 1570 Werksteine für das Rathaus gebrochen wurden. Nachdem die Steinbrüche ihre große Bedeutung verloren hatten, kam es in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts zu einem Wiederaufblühen des Abbaus mit der Anlage neuer Steinbrüche bei Schleierieth (1860), Stettbach (1880) und Kützberg (1895).

Ziel war nicht nur die Gewinnung von Bausteinen. Die besonders feinkörnigen Gesteine bei Vasbühl, Egenhausen und Stettbach wurden zu Schleifsteinen („Schweinfurter Schleifstein“) verarbeitet und bis nach Übersee verschifft. Im Egenhausener Revier arbeitete damals ein beträchtlicher Teil der Bevölkerung in den Steinbrüchen, wobei die Arbeiten einem saisonalen Wechsel unterlagen. Im Sommer wurden die Werksteine gebrochen und meist vor Ort bearbeitet, im Winter wurde der Abraum beseitigt. Nach dem 1. Weltkrieg setzte der Niedergang der Steinbrüche ein. Heute ist nur noch der Steinbruch bei Schleierieth im Abbau.

Über dem Unteren Keuper folgen die verwitterungsanfälligen Gesteine des tieferen Gipskeupers (Myophorien- und Estheriensichten der Grabfeld-Formation), die den Grabfeldgau und das Steigerwaldvorland prägen. Mit ihnen beginnt der Anstieg der Keuper-Schichtstufe. Darüber folgen der grünlichgelbe Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) und die meist roten, tonigen Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation). Nordöstlich von Stadtlauringen treten am Laubhügel, mit 505 m die höchste Erhebung im Landkreis, mit Gesteinen des Rhätolias die jüngsten mesozoischen Schichten auf.

Die ausgeprägte Flächenbildung während des Pliozäns, die für die westlich anschließenden Landkreise in Unterfranken auch heute noch das Landschaftsbild bestimmt, ist in weiten Bereichen des Landkreises Schweinfurt nur noch ansatzweise erkennbar.

Auf ihrem Weg durch den heutigen Landkreis Schweinfurt tieften sich Main und Wern so weit in das ursprünglich flachwellige Hügelland der Gäuflächen ein, dass etwa ab der Landkreisingrenze im Westen bzw. Süden das Bild eines stark eingetieften Tales mit steilen Böschungen an den Prallhängen entwickelt ist. Die überbreite, flache Talmulde, in der die Wern westlich von Schweinfurt über weite Strecken recht verloren fließt, war ehemals ein Talabschnitt des Mains, bevor sich dieser nach Süden ins Mairdreieck umorientierte.

Große Areale entlang von Main und Wern werden von Terrassenschottern eingenommen, die überwiegend im Mittel- und Spätpleistozän



Die Steinbrüche südöstlich von Egenhausen liegen auf unterschiedlichen Niveaus. Eine Brücke aus Werksandstein ermöglicht den Zugang zum höher gelegenen Bruch.

sowie im Holozän abgelagert worden sind. Das größte zusammenhängende Verbreitungsgebiet nehmen die frühholozänen Talsedimente des Mains zwischen Untereuerheim und Hirschfeld ein. Bei Grafenrheinfeld werden diese mehr als 2 km breit. Zahlreiche Baggerseen sind Zeugen eines ehemals intensiven Abbaues dieser Sedimente. Aus einer dieser Kiesgruben bei Berg-rheinfeld stammt ein 1934 gefundenes Riesenhirschgeweih, das einem 22-Ender gehörte. Mit über drei Metern Spanne repräsentiert es das vermutlich größte bisher bekannte Individuum dieser Spezies (KIRCHNER 1936).

Vegetationsarmut im Spätpleistozän und Frühholozän begünstigte das Ausblasen von feinen Partikeln aus der offen liegenden Bodenkrume. Dort, wo die Transportkraft des Windes nachließ, fielen diese wieder zu Boden und begruben große Flächen unter einer Decke aus Löss und Flugsand. So sind im Westteil des Schweinfurter Beckens heute mehr als 70 % des Gebietes mit Löss und Lösslehm bedeckt, während südlich von Schweinfurt (besonders im Dreieck zwischen Schwebheim, Alitzheim und Stammheim) große Areale eine Flugsandbedeckung aufweisen. Lokal sind spektakuläre Dünenzüge erhalten geblieben, wie z. B. bei Schwebheim. Flugsande über keltischen Siedlungsspuren belegen, dass diese Sedimente bei entsprechenden Rahmenbedingungen auch noch in jüngeren Zeiten abgelagert wurden.

Ein Meer kehrt zaghaft zurück

Das im Mittleren Muschelkalk schon fast aus dem Germanischen Becken verschwundene Meer erlebte gegen Ende des Mittleren Muschelkalks ein Comeback. Das Meer überflutete fast ganz Mitteleuropa und es entstanden dabei die Gesteine des Oberen Muschelkalks, auch „Hauptmuschelkalk“ genannt.

Der Umschwung vom fast immer trocken gefallenem Becken zum flachen, aber immer Wasser gefüllten Binnenmeer vollzieht sich schrittweise. Dolomitische Kalkmergelsteine und der sogenannte „Stylolithenkalkstein“ sind noch Zeugnisse von Umweltbedingungen, unter denen episodisch Schlämme abgelagert wurden, die Tieren kaum Überlebenschancen gaben. Darüber folgt mit der Hornsteinbank ein Schillkalk, der nichts anderes ist als die Anhäufung von Schalen und Klappen von Abermillionen Schnecken, Muscheln und Armfüßern.

Über diesem Zeugnis eines ersten marinen Vorstoßes mit einer vielfältigen Lebewelt,

folgen mit dolomitischen Mergeln und dem Oberen Zellenkalkstein nochmals Gesteine, die denen des nichtmarinen, lebensfeindlichen Mittleren Muschelkalks gleichen. Reste von Armleuchteralgen aus dem Oberen Zellenkalk des Steinbruches Wülfershausen beweisen, dass das Meer eine kurze Auszeit nahm und nochmals brackische Verhältnisse herrschten. Mit dem Auftreten des Wulstkalksteins setzten sich dann endgültig wieder marine Verhältnisse im Germanischen Becken durch.

Traditionell wird in Unterfranken die Basis des Wulstkalksteines mit der des Oberen Muschelkalks gleichgesetzt. Aber das Vor- und Zurückweichen des Meeres an der Wende vom Mittleren zum Oberen Muschelkalk hat es den Geowissenschaftlern nicht leicht gemacht, sich zu entscheiden, wo nun eigentlich die Grenze zwischen diesen Einheiten liegt – beim ersten zaghaften Meeresvorstoß an der Basis der Hornsteinbank, oder erst nachdem mit dem Wulstkalkstein die letzten festländischen Einflüsse verschwunden sind.



Nachdem das Meer zu Beginn des Oberen Muschelkalks langsam zurückgekehrt war, entstanden die marinen Kalksteine des Hauptmuschelkalks mit ihrem typischen Schichten, wie hier im Steinbruch bei Lindach.

Muschelkalkbruch Wülfershausen

Geotop-Nr.: 678A003
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Wasserlosen
TK 25: 5925 Gauaschach
Lage: N 50° 3.769', E 009° 58.315'
Naturraum: Wern-Lauer-Platte
Gestein: Wulstkalkstein
 (Oberer Muschelkalk)
 Hornsteinbank, Stylolithen-
 kalkstein, dolomitische Ton-/
 Kalkmergelsteine (Mittlerer
 Muschelkalk)

Der ehemalige Steinbruch in der Au nordwestlich von Wülfershausen ist einer der wenigen Orte, an denen der Übergang vom Mittleren zum Oberen Muschelkalk zugänglich ist. Leider ist dieser Aufschluss stark zugewachsen. Man muss sich erst durch dichtes Buschwerk kämpfen, bevor die Gesteine studiert werden können, die bei einem Meeressvorstoß in das Germanische Becken abgelagert wurden. Interessant ist hier die Hornsteinbank mit ihren unregelmäßigen Hornsteinen. Aus Kieselschwamm-Skelettnadeln in den oberhalb liegenden Wulstkalken wurde Kieselsäure mobilisiert und in der Hornsteinbank wieder ausgefällt.

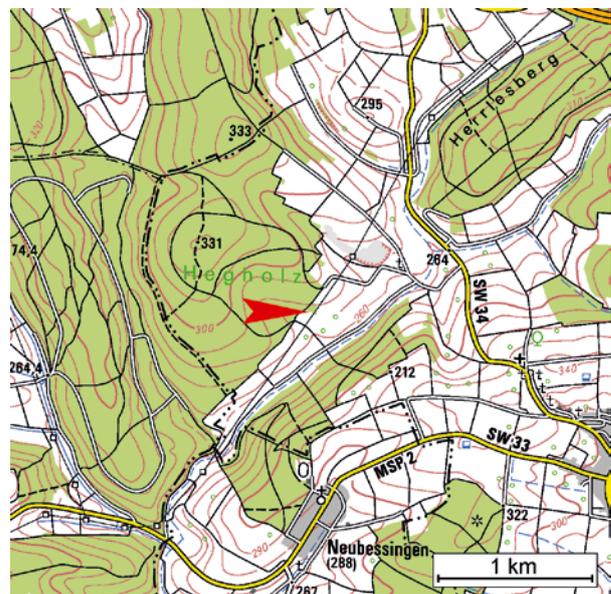
Der Wulstkalkstein enthält bereichsweise Ooide und ist ungewöhnlich fossilreich. Neben Kieselschwamm-Nadeln führt er Zähne und Schuppen von Haien und Knochenfischen, Ostracoden und Mundwerkzeuge von Ringelwürmern. Auch die bisher einzige jemals aus dem Muschelkalk Süddeutschlands bekannt gewordene Polyplacophore (Käferschnecke) wurde hier gefunden.

Die Auslaugung der Gipse und Salze des Mittleren Muschelkalks führt zum Nachbrechen des überlagernden Gesteins. Ein in der Steinbruchwand angeschnittener Einsturztrichter ist Zeuge solcher Auslaugungsvorgänge im Untergrund des Steinbruches.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: KUKLA (1986)
 GEYER & KUKLA (1990)
 GEYER (2002)



Grenzbereich zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk mit Stylolithenkalkstein, Hornsteinbank und Wulstkalkstein



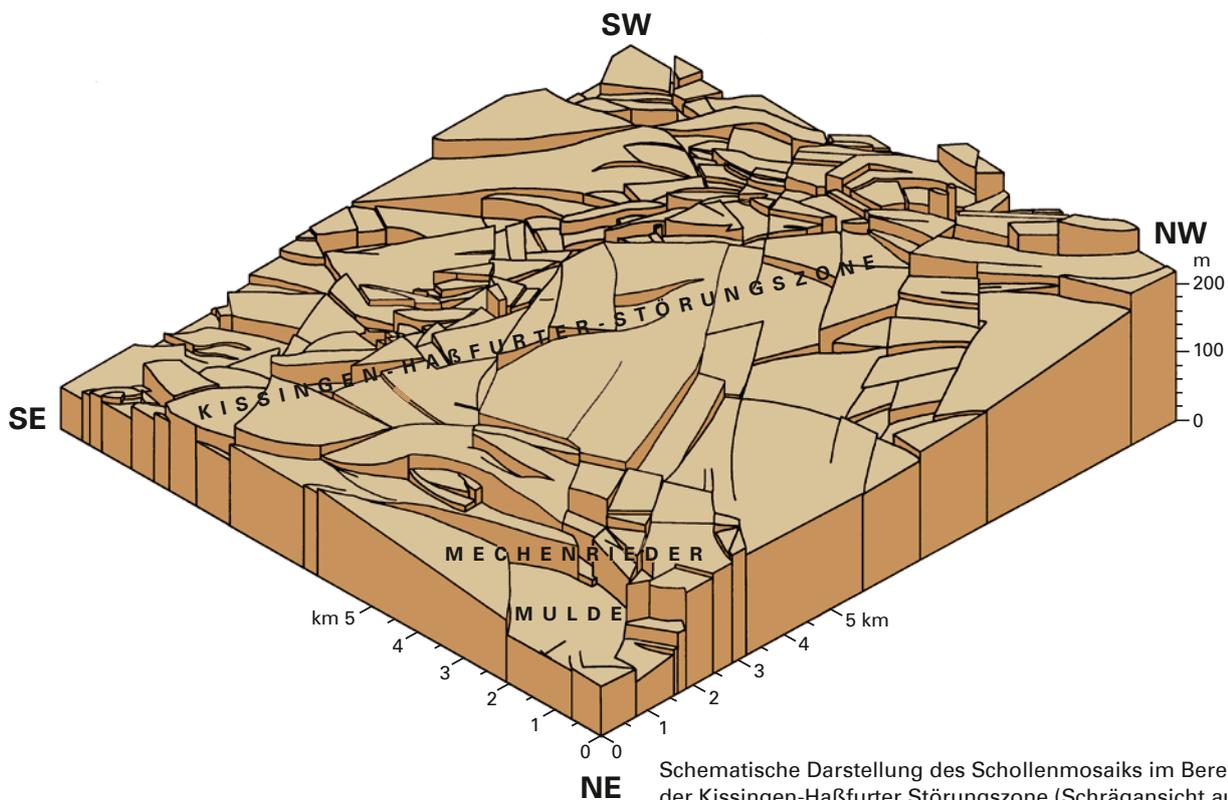
Geologische Bauschäden

Erdbeben verursachen nicht nur an Gebäuden Schäden. Auch das „Erdgebäude“ selbst nimmt dabei Schaden und bekommt Risse und Sprünge, in unserer Region ist dies die Süd-deutsche Großscholle. Spannungen im Umfeld der alpidischen Gebirgsbildung lösten Erdbeben aus, die auch in Unterfranken Spuren hinterließen.

Zuerst führte der Druck der Gebirgsbildung im Süden dazu, dass die Schichten bis zu einem gewissen Grad verbogen wurden, bis sie dann bei weiterer Einengung zerbrachen. Im Deckgebirge Nordostbayerns entstanden so meist Nordwest-Südost verlaufende Bruchzonen, die sich ihrerseits aus Scharen von Verwerfungen zusammensetzen. Durch das Wechselspiel von Zusammenschieben, mit Aufwölbungen und Einmuldungen, und Zerbrechen der Schichten

sind diese Bruchzonen komplizierte Horst- und Grabenstrukturen. Kleine, linsenförmige Schollen, die zwischen den Störungen eingequetscht sind, zeigen zudem, dass die von den Störungszonen begrenzten Areale seitlich aneinander vorbeibewegt wurden.

Das beherrschende Strukturelement im Landkreis Schweinfurt ist die Kissingen-Haßfurter Störungszone, die sich über 70 km von Burkardroth bei Bad Kissingen bis in den zentralen Steigerwald hinein verfolgen lässt. In ihrem Kern ist sie eine Sattelstruktur, die durch zahlreiche Störungen komplex überprägt ist. Solche tiefreichenden Störungszonen eröffnen auch Transportwege für Grundwasser und mineralische Lösungen aus dem Untergrund bis an die Erdoberfläche. Der jeweilige Chemismus der Mineralwässer verrät dabei ihre Herkunft und ihre Aufstiegswege.



Schematische Darstellung des Schollenmosaiks im Bereich der Kissingen-Haßfurter Störungszone (Schrägsicht aus nordöstlicher Richtung). Die unterschiedlichen Einfallrichtungen der einzelnen Störungen sind in diesem Schema nicht berücksichtigt, während die Oberflächen der Schollen die relativen Höhenlagen zueinander anzeigen. Umgezeichnet und verändert nach BÜTTNER (1989) und GEYER (2002)

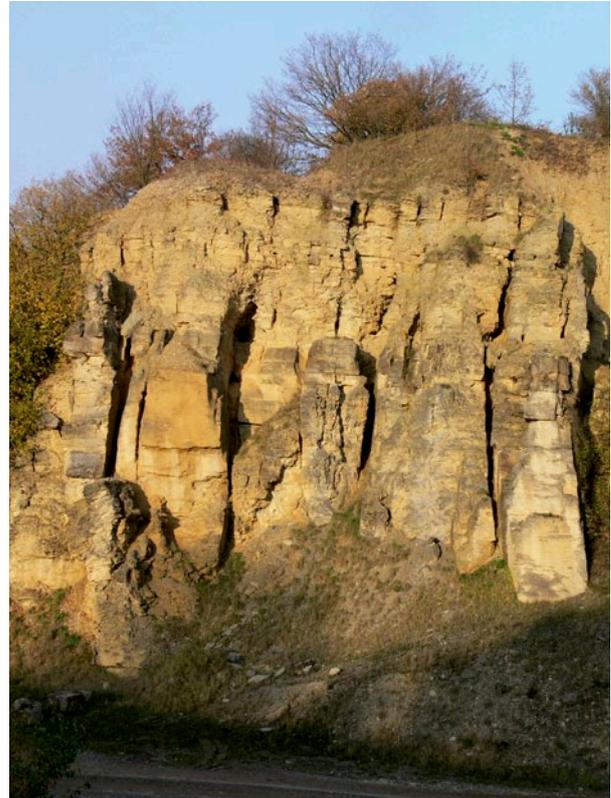
Muschelkalkbruch Holzhausen

Geotop-Nr.: 678A002
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Dittelbrunn
TK 25: 5827 Maßbach
Lage: N 50° 7.621', E 010° 11.159'
Naturraum: Hesselbacher Waldland
Gestein: Mittlerer Muschelkalk
 Orbicularis Schichten, Schaumkalkbänke, Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)

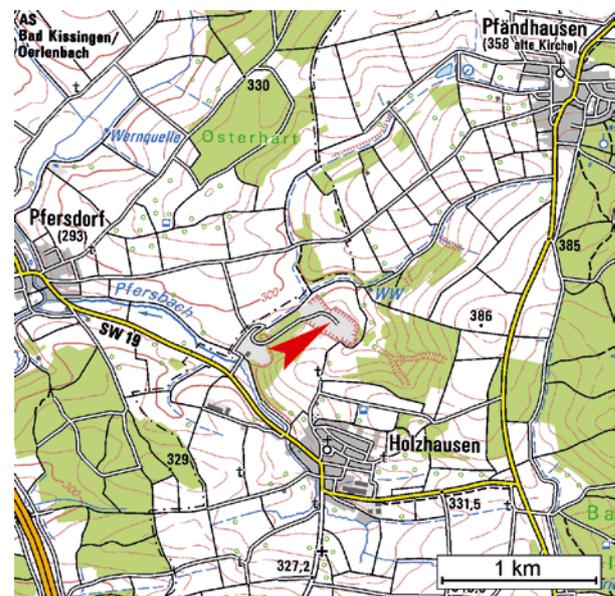
Auf den ersten Blick ist der Steinbruch bei Holzhausen ein ganz gewöhnlicher Abbau im Muschelkalk, wie er vielerorts in Unterfranken zur Gewinnung von Straßenschotter oder für die Zementherstellung betrieben wird. Er erschließt die oberen Schichten des Unteren Muschelkalks und den untersten Teil des Mittleren Muschelkalks. Die Grenze zwischen diesen Einheiten ist sowohl am auffälligen Farbwechsel von gelbgrau zu intensivem ockerbraun, als auch am Wechsel von standfesten, gut geschichteten zu schiefrig erscheinenden Gesteinen erkennbar. Die Orbicularisschichten unmittelbar unter dieser Grenze, die üblicherweise reich an der namensgebenden Muschel *Neoschizodus orbicularis* sind, führen diese hier eher selten. Typisch entwickelt ist die darunter folgende Schaumkalkbank, die aufgrund ihrer auffälligen Verwitterungsresistenz in den Steinbruchwänden gut zu sehen ist.

Augenfälliger als der horizontale Wechsel der Gesteinsausprägung ist die bereichsweise spektakuläre Zerstückelung der Schichtenfolge. Die Kissingen-Haßfurter Störungszone hat hier die Gesteine entlang von Nordwest-Südost streichenden Verwerfungen blockartig zerlegt und versetzt. Zu Splintern zerfallen die Kalksteine dort, wo Klüfte spitzwinkelig die Störungsflächen schneiden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: BESCHOREN (1955)



Die Verwerfungen der Kissingen-Haßfurter Störungszone haben die Gesteine im Steinbruch Holzhausen intensiv zerstückelt.



Der Werksandstein – Invasion der Wikinger

Fast alle Sand- und Tonablagerungen des Germanischen Beckens stammen aus Südbayern – nämlich vom Vindelizischen Land. Dieser „Vindelizische Keuper“ wurde von Flüssen nach Nordwesten in das Germanische Becken hinein verfrachtet.

Mit zwei Ausnahmen – der Schilfsandstein und der Werksandstein – beide stammen aus dem Land der Wikinger. Schwermineralanalysen zeigen, dass sein Liefergebiet im heutigen Skandinavien lag. Von dort wurde das Abtragungsmaterial durch ein Flusssystem mit schmalen, netzartig verbundenen Stromrinnen über 1.000 km in südsüdwestliche Richtung transportiert. Im Bereich eines ausgedehnten Deltas mit zeitweilig weitreichenden und intensiven marinen Einflüssen wurde die Sandfracht des „Nordischen Keupers“ dann in Flussrinnen als massige Sandsteine und in randlichen Überflutungsbereichen als „Sandschiefer“ und Tonsteine abgelagert.



Farn *Sphenopteris schoenleiniana* aus dem Werksandstein

Zu diesem exotischen Ablagerungsmilieu passen auch die tierischen Fossilien, die mit Tetrapoden (*Mastodonsaurus*), Insektenresten und Ringelwürmern einerseits, Knochen- und Knorpelfischen sowie Muscheln andererseits sowohl festländische als auch marine Ablagerungsbedingungen dokumentieren. Daneben tritt noch eine ungewöhnlich reiche Flora auf, wie sie z. B. aus dem Egenhausener Abbaurevier bekannt geworden ist.

Die im Steinbruchrevier zwischen Vasbühl und Kronungen abgebauten Werksandsteine sind in frischem Zustand meist grünlichgelb bis gelb gefärbt. Je nach Verwitterungszustand sind sie auch ockergelb bis bräunlich verfärbt. Rötlich-violette Varianten, die häufig im Abbaurevier um Egenhausen vorkommen, werden „Blut-sandstein“ genannt.



Schichtabfolge im Steinbruch Schleerieth oberhalb des Werksandsteins: Das dünne schwarze Band (roter Pfeil) ist ein dezimeterdickes Kohleflözchen.

Werksandsteinbruch Schleerieth

Geotop-Nr.: 678A004
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Markt Werneck
TK 25: 5926 Geldersheim
Lage: N 50° 1.193', E 010° 5.391'
Naturraum: Gäuplatten im Maindreieck
Gestein: Unterer Keuper (Erfurt-Formation)

Der Steinbruch Schleerieth ist der letzte große aktive Steinbruch im Werksandstein und wurde ab 1999 beträchtlich erweitert. Das oberhalb des Sandsteins liegende Abraummateriale wurde für Aufschüttungen im hochwassergefährdeten Industriegebiet von Schweinfurt verwendet. Der somit gut zugängliche Werkstein wird wirtschaftlich abgebaut.

An seiner Basis ist der mehr als 7 m mächtige Werksandstein-Komplex partiell als „Blutsandstein“ ausgebildet. Markante dolomitische Kalksteinbänke, wie die Albertibank und die Anthrakitbank, gliedern die sandig-tonigen Schichten oberhalb des Werksandsteins. Dieser auffällige Gesteinswechsel dokumentiert ein abwechslungsreiches Sedimentationsgeschehen. Muschelansammlungen unmittelbar unter kohligem Pflanzenlagen sind dramatische Wechsel der Lebensräume. Vor allem in den Ton- und Siltsteinen finden sich Pflanzenreste in hervorragendem Erhaltungszustand. Zahlreiche Arten von mikroskopisch großen Pollen und Sporen, Insektenfunde und Spuren von Insektenfraß an Pflanzenresten geben Einblicke in die damalige Lebenswelt.

Der Steinbruch ist zeitweise in Betrieb und darf nur nach vorheriger Genehmigung durch die Betreiber betreten werden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: GEYER & KELBER (1987)
 KELBER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT (1998)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)



Der Werksandstein ist gut aufgeschlossen an der Basis der östlichen Abbauwand in der Erweiterung des Steinbruchs. (oben)

Abdruck eines Schachtelhalmrestes (unten)



Gips und seine Folgen

Zu den wirtschaftlich wichtigsten mineralischen Rohstoffen Frankens gehören Gips und seine wasserfreie Variante Anhydrit mit einer Jahresproduktion in der Größenordnung von einer Million Tonnen. Beide Minerale stammen überwiegend aus den Grundgipsschichten an der Basis der Myophorienschichten. Da Gips auch in den Schichten darüber sehr häufig auftritt, wird diese Folge bis hinauf in die Lehrberg-Schichten auch als „Gipskeuper“ bezeichnet.

Grund für die Gipsbildung sind die ungewöhnlichen Umweltbedingungen in der Zeit vor etwa 232 Millionen Jahren: Pfannenartige Senken im Küstenbereich wurden episodisch überflutet und bei trocken-warmem Klima ständig eingedampft. Dabei bildeten sich dicke Sulfatlagen. Ähnliche Bedingungen kann man heute z. B. in den Sabkhas an den Küsten des Persischen Golfes finden.

Die Vorkommen oberhalb der Grundgipsschichten sind dagegen kontinental in Playas, großen abflusslosen Senken mit episodisch existierenden Seen, entstanden. Beim Verdunsten blieb auch hier der Lösungsinhalt des Wassers zurück. Aus dem zunächst gebildeten Mineral Gips (chemisch: $\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$)

Renaturierter Gipsabbau bei Sulzheim



Auf den Sulzheimer Gipshügeln wachsen seltene Steppenflorengemeinschaften, darunter auch das Frühlings-Adonisröschen.

entsteht durch den Druck der überlagernden Schichten im Lauf der Zeit der wasserfreie Anhydrit (CaSO_4). Im Untergrund ist deshalb nur Anhydrit zu finden. Geraten diese Schichten nun wieder nahe an die Erdoberfläche, dann nimmt der Anhydrit aus Grund- oder Regenwasser H_2O -Moleküle auf und wird unter starker Volumenzunahme wieder zu Gips, der aber vom Wasser teilweise wieder aufgelöst wird. Es entstehen Gipskarstlandschaften mit Höhlensystemen, über denen die Deckschichten zu Erdfällen und Dolinen einstürzen.

Sulzheimer Gipshügel

Geotop-Nr.: 678R005
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Sulzheim
TK 25: 6027 Grettstadt
Lage: N 49° 57.182', E 010° 19.052'
Naturraum: Steigerwaldvorland
Gestein: Myophorienschichten
 (Grabfeld-Formation)
 Unterer Keuper (Erfurt-Formation)



Bei Sulzheim bildete sich über der verwitterungsresistenten Grenzdolomit-Platte am Top des Unteren Keupers ein breiter Ausbiss im Grundgips der Myophorienschichten. Bereichsweise sind die gipsführenden Schichten aber bereits tiefgründig korrodiert. Eindringendes Wasser hat den Gips dabei sowohl oberflächlich als auch entlang von Klüften aufgelöst. Dabei werden die Klüfte erweitert, Material sackt von oben nach. Es entsteht in diesem Areal ein kleinräumiges, unruhiges Relief mit flachen, pilzartigen Gipskuppeln, Dolinen und Erdfalltrichtern. Areale mit Gipsschwarzerden wechseln mit solchen, in denen der blanke Gips ansteht.

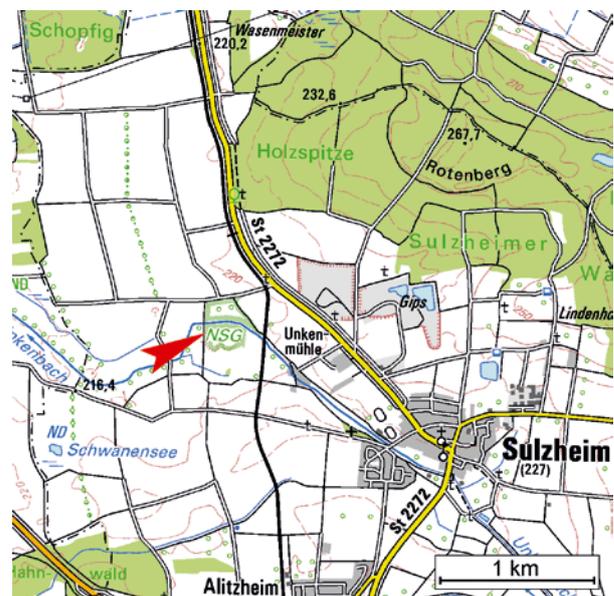
Eine Fläche von rund 8 ha in dieser Gipshügellandschaft ist unter Naturschutz gestellt, da diese geologischen Besonderheiten einer seltenen, reliktschen Steppenfloregemeinschaft Lebensraum bietet. So wachsen dort Federgras, Steppenwolfsmilch, Dänischer Tragant und das Fünfmännige Hornkraut. Die Gipsfelsen werden von einer bunten Erdflechten-Vergesellschaftung besiedelt. Besonders farbenprächtig zeigt sich das Naturschutzgebiet im Frühjahr, wenn dort Frühlings-Adonisröschen, Küchenschelle und Traubenhyazinthe blühen.

Bitte bleiben Sie auf den ausgewiesenen Wegen, um die Vegetation zu schützen.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: NEZDAL & WELSS (1996)
 REIMANN & SCHMIDT-KALER (2002)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Typische Gipshügellandschaft mit pilzartigen Gipskuppeln





Blick von Falkenstein über die Weinberge am Fuß des Steigerwaldanstiegs zum Gipfel des Zabelsteins

Alles im Fluss – Sandsteinkeuper zwischen Steigerwald und Haßbergen

Mit dem Erscheinen des Blasensandsteins endet der Gipskeuper und der Sandsteinkeuper beginnt. Ausgedehnte Flusssysteme brachten die Sandfracht vom Vindelizischen Land in den Randbereich des Germanischen Beckens. Zwischen den Flüssen entstanden Sümpfe und Seen mit reicher Fauna und Flora. In diesen wurden vor allem Tone abgelagert, während es in trockenen Arealen zur Bodenbildung kam.

Hochwasser trat über die Flußufer und die Sedimentfracht wurde weit über das umliegende Land verteilt. Dabei wurden auch die Sedimente der Sümpfe und Seen teilweise mitgerissen und als blau- bis grünlichgraue „Tongallen“ mit den hellen Sanden zusammen abgesetzt. Die Verwitterung dieser Einschlüsse führt zu einem typischen „blasigen“ Erscheinungsbild, welches für den Blasensandstein namensgebend ist. Mit zunehmender Entfernung vom Vindelizischen Land nimmt der Sandsteinanteil immer weiter ab, bis schließlich nur noch Tone abgelagert werden. Dieser Übergang liegt etwa im Bereich des heutigen Maintals, sodass in den Haßbergen der Blasensandstein nur noch selten auftritt. Dort findet sich dafür der etwas jüngere Coburger Sandstein.

Aufgrund des gleichen Liefergebietes und ähnlicher Ablagerungsbedingungen kann man diese beiden Sandsteine nur schwer unterscheiden. Deshalb werden sie in der modernen Literatur inzwischen auch in der Haßberge-

Formation zusammengefasst. So reichen heute die Haßberge nicht nur als Landkreis bis in den Steigerwald hinein, sondern auch mit ihren geologischen Einheiten.



Typischer, zart rosafarbener Blasensandstein mit blaugrauen Tongallen (oben)

Durch das Herauswittern der Tongallen erhält der Sandstein das löchrige oder blasige Aussehen, dem er seinen Namen verdankt. (unten)



Steinbruch „Zabelstein-Ausschank“

Geotop-Nr.: 678A011
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 6028 Gerolzhofen
Lage: N 49° 56.830', E 010° 26.918'
Naturraum: Steigerwald
Gestein: Blasensandstein
 (Haßberge-Formation)

Als Dachfläche der Steigerwaldschichtstufe hat der Blasensandstein eine hohe Bedeutung für das heutige Landschaftsbild.

Auf dem Zabelstein, der sich fast 200 m über das Steigerwaldvorland erhebt, ist heute noch ein Steinbruch in diesem Gestein erhalten. Die unmittelbar neben dem Steinbruch gelegene Ruine, eine ehemalige Veste des Fürstbistums Würzburg, wächst in Teilen förmlich aus dem Blasensandstein. Die Reste von Burg und Burgmauer zeugen davon, dass sie aus den im benachbarten Steinbruch gewonnenen Steinen erbaut wurden.

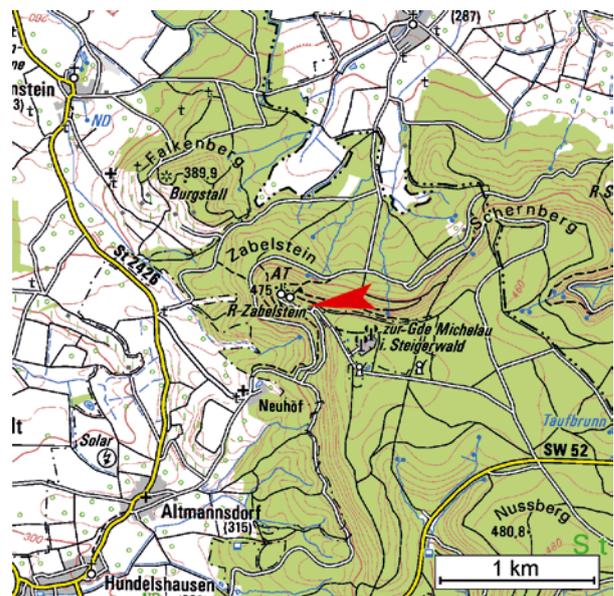
Im Steinbruch sind die mehrere Meter hohen Abbauwände gut aufgeschlossen, sodass man sowohl Spuren von Abbauwerkzeugen als auch verschiedenste Sedimentstrukturen erkennen kann. Neben den Einblicken in die Zeit des Blasensandsteins kann man sich an sommerlichen Sonn- und Feiertagen für den Fußmarsch zum Zabelstein auch noch mit einem kühlen Getränk und einer Brotzeit am Fuße der Abbauwände belohnen.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur:: REIMANN & SCHMIDT-KALER (2002)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2009)



Der ehemalige Steinbruch am Zabelstein wird an Wochenenden und Feiertagen zum Biergarten. (oben)

Zum Blasensandstein gehören neben massigen Sandsteinen auch dünne Sandsteinbänkchen und rote und graue Tonlagen. (unten)

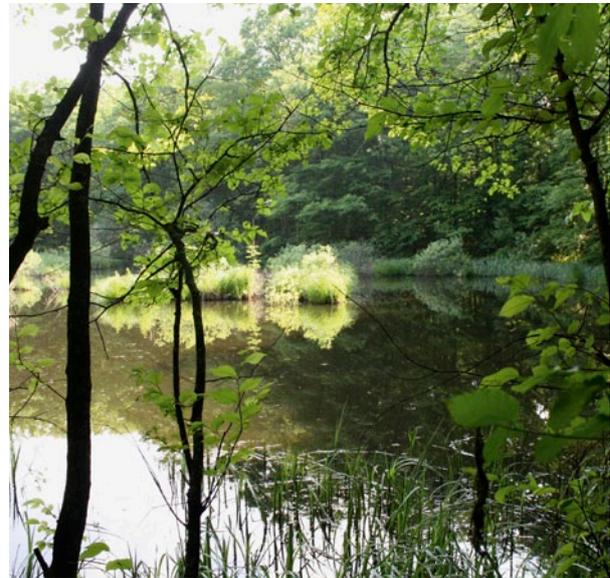


Gipskarst – Schlucklöcher und Seen

Die Lösungsvorgänge im Gipsgestein finden auch im Untergrund statt. Dort entstehen Hohlräume und Höhlensysteme. Stürzt deren Dach ein, dann entstehen Erdfälle oder Dolinen. Sackt das überlagernde Gestein während des Auslaugungsprozesses kontinuierlich nach, dann entstehen Senkungsstrukturen, die vom kleindimensionalen Lösungstrichter bis zur weitspannigen, flachen Subrosionssenke reichen können. Diese Phänomene bezeichnet man als „Gipskarst“.

Existieren am Grund von Dolinen offene Klüfte und Spalten, in denen das Oberflächenwasser im Untergrund verschwindet, spricht man von Schlucklöchern oder Ponoren. Ein schönes Beispiel für eine solche Ponordoline ist die Hollergrube circa 1 km nördlich von Sulzheim. In die bei einem Durchmesser von etwa 10 m knapp 5 m tiefe Grube führt ein mehrere 100 m langer, ebenfalls bis zu 5 m tiefer Graben. Nur nach Starkregen und bei der Schneeschmelze wird dieser Graben von einem Bach durchflossen, der in der Hollergrube in den Untergrund verschwindet.

Werden Schlucklöcher durch Schlamm und Geröll versiegelt, kann das Oberflächenwasser nicht mehr in den Untergrund gelangen und es bilden sich in den Dolinen Seen, wie sie mehrfach im Steigerwaldvorland auftreten.

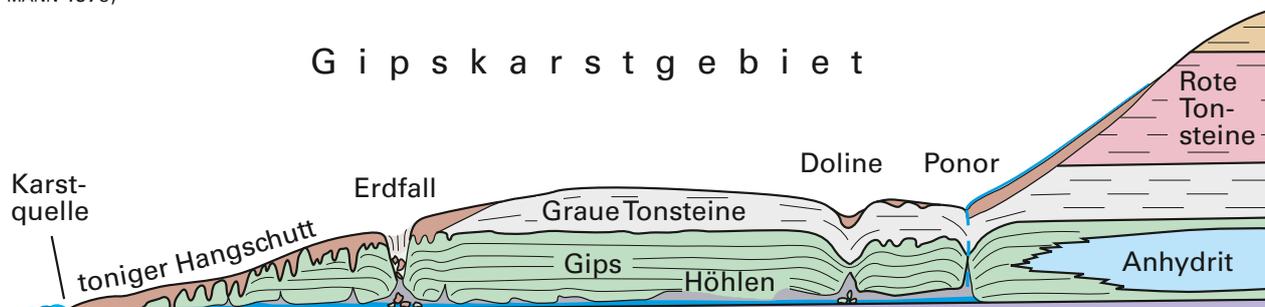


Der Wagnersee bei Pusselsheim

Ein schönes Beispiel für so eine „ertrunkene“ Doline ist der nahezu kreisrunde Wagnersee südlich von Pusselsheim mit einem Durchmesser von 80 m.

Karsterscheinungen im Untergrund verraten sich nicht nur durch das Verschwinden von Wasser von der Oberfläche, sondern auch durch vermehrte Wasseraustritte in Form von Quellen, die in solchen Gebieten häufig stark mineralisiert sind.

Die verschiedenen Gipskarst-Phänomene wie Karstquelle, Erdfall, Doline, Ponor und Höhlen (verändert nach HERRMANN 1976)



Mineralquelle Untereuerheim

Geotop-Nr.: 678Q001
Landkreis: Schweinfurt
Gemeinde: Grettstadt
TK 25: 5928 Obertheres
Lage: N 50° 0.814', E 010° 23.215'
Naturraum: Steigerwaldvorland
Gestein: Kalktuff, Sinter (Holozän)
 Wulstkalkstein
 (Oberer Muschelkalk)

In den Mainauen zwischen Untereuerheim und Horhausen liegt ein in der Bevölkerung als „Pfarrersbrunnle“, „Eiserne Quelle“ oder auch „Rote Quelle“ bekannter Wasseraustritt. Die beiden letzten Namen gehen auf den braunroten Untergrund am Quellaustritt und in den ersten Metern des anschließenden Bächleins zurück, in dem auch die Stiele der Wasserpflanzen diese Farbe haben. Der Grund für diese Verfärbung ist der hohe Eisengehalt des Quellwassers.

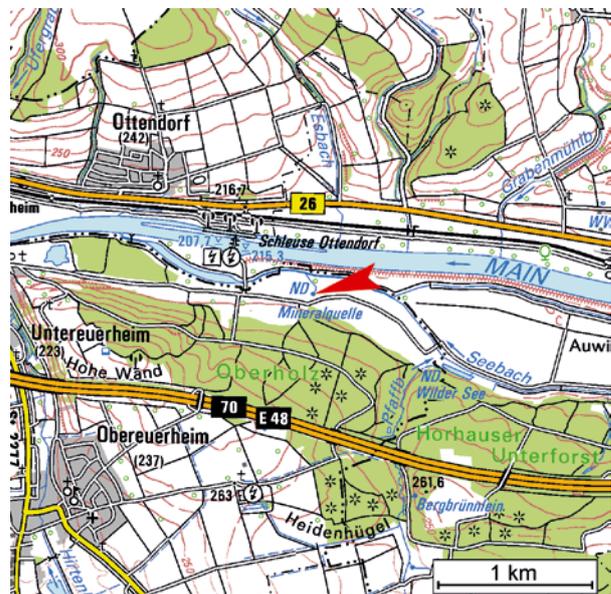
Neben dem Eisen ist aber auch Calciumsulfat sehr stark angereichert. Diese Mineralisation kann hier nur durch eine Mischung von Wasser aus unterschiedlichen Grundwasserstockwerken erklärt werden. Aus dem Buntsandstein, der mindestens 100 m unter der Talsohle liegt, steigt das eisenführende Grundwasser nach oben und vermischt sich mit einem calcium- und sulfatreichen Grundwasser. Diese Mineralisation entstammt dem Gips des Mittleren Muschelkalks unmittelbar unter dem Talgrund.

Damit sich diese Grundwässer mischen können, bedarf es einer Verbindung zwischen den beiden Grundwasserstockwerken. Dies ermöglicht die Kissingen-Haßfurter Störungszone, die mit zahlreichen, tiefgreifenden Verwerfungen zwischen Schonungen und Obertheres das Maintal kreuzt. Entlang einer dieser Verwerfungen findet das Mineralwasser der „roten Quelle“ seinen Weg ans Tageslicht.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: BÜTTNER (1989)



Der hohe Eisengehalt des Quellwassers färbt den Untergrund der „Roten Quelle“ und ihres Bächleins braunrot.



3.8 Stadt und Landkreis Würzburg

Der Landkreis Würzburg liegt im westlichen und zentralen Bereich der Mainfränkischen Platten einschließlich des Ochsenfurter und Gollachgaus. Im Süden und Südwesten schließen sich randlich die Gäuplatten des Tauberlands an. Vergleichsweise verwitterungsresistente Gesteine des Muschelkalks prägen die Landschaft, wobei in weiten Teilen die wechselhaft ausgebildeten Sedimentgesteine des Unteren Keupers als geringmächtige Auflage erhalten sind. Außerdem sind besonders auf Osthängen Lössschleier zu finden. Die erstaunlich geringen Reliefunterschiede und das Landschaftsbild außerhalb der Flusstäler lassen sich auf eine Flächenbildung im Pliozän zurückführen. Im Gramschatzer Wald im Zentrum des Maindreiecks erreichen die Muschelkalk-Kuppen 365 m, im Guttenberger Forst südwestlich des Mains 373 m, südwestlich von Helmstadt 382 m. Im Bereich dieser Hochplateaus liegen die größten Waldareale im Landkreis. Prägendes Landschaftselement ist das Maintal. Im Osten des Landkreises wird gerade noch der Ostschenkel des Maindreiecks tangiert. Das Mainniveau im mittleren Teil des Westschenkels nördlich von Thüngersheim bildet mit etwa 162 m die niedrigste Stelle des Landkreises. Die Erhebungen über dem Tal liegen im Schnitt gut 100 m höher.

Die ältesten Gesteine des Landkreises gehören zum Oberen Buntsandstein (Röt-Formation). Dieser tritt im Norden in tektonischen Sattelstrukturen zutage, sofern diese in Flusstälern angeschnitten sind, wie im Thüngersheimer Sattel nördlich von Würzburg. Dort befinden sich heute aufgelassene und völlig verwachsene Steinbrüche im Plattensandstein. Dieser rote Sandstein war für die Würzburger Umgebung am einfachsten erreichbar und wurde in der Stadt vor allem für Treppenstufen, Fenstersimse und Brüstungen genutzt. Im Westen des Landkreises kommt Plattensandstein in ungestörter Lagerung vor. Dort wird er beispielsweise bei Remlingen noch abgebaut.

Die Gäuflächen selbst bilden ein weitspanniges, flachwelliges Hügelland. Der Main hat sich allerdings örtlich tief eingeschnitten. Dort, wo



Blick von der Weinlage „Würzburger Stein“ (Mittlerer bis Oberer Muschelkalk) auf die Würzburger Innenstadt mit der Festung Marienberg

der Fluss im Niveau des Unteren Muschelkalks fließt, bildeten sich zumindest an den Prallhängen steile Böschungen. Durch den hohen CaCO_3 -Gehalt der Gesteine wächst auf dem Unteren Muschelkalk häufig eine schütterere, als „Steppenheide“ bezeichnete Flora. Die Gesteine des Mittleren Muschelkalks sind oft als dolomitische Mergel und tonige Residualbildungen ausgebildet. Sie verwittern leicht und bilden deshalb eine Hangverflachung über den Steilhängen des Unteren Muschelkalks. Die Areale sind außerdem deutlich üppiger bewachsen, sodass Gesteine des Mittleren Muschelkalks an der Erdoberfläche selten zu sehen sind.



Steinbruch im Plattensandstein bei Wüstenzell

Der Obere Muschelkalk (auch als „Hauptmuschelkalk“ bezeichnet) ist eine Wechselfolge von Kalksteinen, plattigen Kalkmergeln, dunklen Tonmergeln und Tonsteinen. Durch den Wechsel der hellen relativ harten, kalkigen Bänke mit dunklen, eher verwitterungsanfälligen tonigen und mergeligen Partien entsteht das auffällig schichtige Erscheinungsbild des Oberen Muschelkalks in den Steinbrüchen. Der Obere Muschelkalk ist nur mäßig verwitterungsresistent und bildet gute Ackerböden, deren Güte besonders dort zunimmt, wo eine Lössauflage vorhanden ist. Die Kalkstein-Bänke eignen sich als Bausteine, besitzen allerdings eher mittelmäßige Materialeigenschaften und wurden nur für Bürgerhäuser und mittelalterliche Stadtmauern im unmittelbaren Umkreis der Abbaustellen benutzt.

Die obersten Partien des Hauptmuschelkalks zeigen südlich von Würzburg dagegen eine besondere Ausbildung, die durch die massiven Kalksteine des Quaderkalks geprägt ist. Diese Region ist wegen der Quaderkalk-Gewinnung eine der am dichtesten mit Steinbrüchen durchsetzten Landschaften in ganz Europa. Das Gestein, das seinen Namen wegen der quaderförmigen Absonderung der Bankteile bekam, hatte noch vor 100 Jahren eine eminente Bedeutung für die unterfränkische Wirtschaft und avancierte zum wichtigsten Exportartikel. Noch heute wird der begehrte Werkstein in etlichen

Steinbrüchen abgebaut, wie bei Winterhausen und Kirchheim. Waren früher Massivsteine aus zugerichteten Blöcken das wichtigste Produkt, sind es mittlerweile geschliffene oder polierte Fassadenplatten, die unter Namen wie Kirchheimer Blaubank, Kirchheimer Goldbank oder Krensheimer Muschelkalk gehandelt werden.

Die Hänge des Oberen Muschelkalks im Maintal bringen auch beachtliche Weine hervor. In früheren Zeiten trugen zur guten Qualität dieser Lagen die Steinriegel bei. Dies sind senkrecht zur Hangneigung angeordnete Lesesteinhaufen, in denen sich tagsüber die Wärme in den aus Fossilschutt bestehenden Schillkalksteinen speicherte und auf diese Weise für ein besonders günstiges Mikroklima sorgte. Die stärker mergeligen Kalksteine des Unteren Muschelkalkes sind dafür weniger gut geeignet.

Im Unteren Keuper sind im Landkreis Würzburg die Gesteine des Werksandsteins aufgeschlossen. Der Glaukonit führende grünlichbraune Feinsandstein ist eines der charakteristischen Gesteine in Unterfranken. Prächtigstes Beispiel stellt die Würzburger Residenz dar, an der die warme Färbung des Gesteins bestens zur Geltung kommt. Das Material hierfür stammt überwiegend aus dem heute verfüllten Steinbruch am Faulenberg im Würzburger Stadtteil Lengfeld. Dieser Steinbruch lieferte auch seltene Fossilreste, unter anderem den einzigen bisher aus dem Germanischen Becken bekannten Lungenfisch.

In Würzburg nutzte man geschickt die drei heimischen Bausteine, den roten Plattensandstein des Buntsandsteins, den

Blick oberhalb Erlabrunn auf die steilen Hänge aus Unteren Muschelkalk. Die weniger verwitterungsresistenten Gesteine des Mittleren Muschelkalks verursachen eine Hangverflachung auf der Wein angebaut wird.





Das UNESCO-Weltkulturerbe Würzburger Residenz wurde aus Werk- und Schilfsandstein erbaut.

grauen Quaderkalk des Muschelkalks und den gelb-grünen Werksandstein des Keupers. Daraus entstanden „Trias-Häuser“ mit reizvollen Farbkombinationen, wobei der Quaderkalk wegen seiner geringen Wasseraufnahme meist als Fundament verwendet wurde und so die tonig gebundenen Sandsteine vor allzu viel aufsteigendem Porenwasser schützte.

Gesteine im mittleren Keuper (Gipskeuper) sind im Nordosten des Landkreises an sehr wenigen Stellen aufgeschlossen. Im ehemaligen Steinbruch bei Bergtheim wurde beispielsweise Gips abgebaut. Er ist heute weitgehend zugewachsen.

Die quartären Sedimente sind insgesamt bedeutend, aber nur selten aufgeschlossen. Die Terrassenschotter dokumentieren die vielfältige Geschichte des Mains. Am wichtigsten sind die zwischen zwei Eiszeiten, in der Cromer-Warmzeit, gebildeten Sande, die im Landkreis Würzburg vielfach zur Sand- und Kiesgewinnung abgebaut wurden. Bei Goßmannsdorf, Randersacker, Würzburg-Schalksberg und Erlabrunn fanden sich in diesen altpleistozänen Ablagerungen des Mainvorläufers Reste von Wirbeltieren.

Zu den jüngsten beachtenswerten geologischen Zeugnissen gehören äolische spätpleistozäne bis frühholozäne Bildungen von Löss und Flugsanden. Die Gäuflächen um Würzburg

verdanken ihre hohen landwirtschaftlichen Erträge zum Gutteil der Lössauflage. Die Bildung von holozänen Sinterkalken ist dagegen ein Ergebnis der Lösung des Karbonatgehaltes der Muschelkalk-Gesteine, vor allem denen des Unteren Muschelkalks. Das mit Kalziumkarbonat gesättigte Quellwasser tritt meist dort aus, wo kalkarme tonige Gesteine im Liegenden anstehen. Es entstehen so Kalksinter.



Kalksinter sind am Main zwischen Zell und Zellerau aufgeschlossen.

Die stark schüttende Karstquelle im Norbertusheim-Stollen hingegen tritt nicht an Schichtgrenzen aus, sondern an einer Störung. Sie wird mit mehr als 25 anderen Quellen im Stollen zur Wasserversorgung der Stadt Würzburg genutzt und im nahen, denkmalgeschützten Wasserwerk aufbereitet.

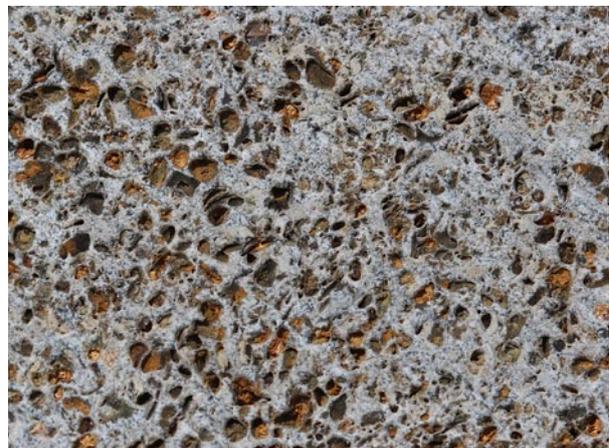
Schaumkalk – Dünen unter dem Meeresspiegel

Als das Muschelkalkmeer das Germanische Becken überflutete, wurden Sedimente abgelagert, aus denen die Schaumkalk-Bänke entstanden. Der Name verweist darauf, dass diese Gesteine bei genauer Betrachtung so aussehen, als bestünden sie aus lauter millimetergroßen Kalkbläschen. Dieses „schaumige“ Aussehen entsteht bei der Verwitterung des Gesteins. Aus der dichten Grundmasse werden dabei bis zu 2 mm große Kalkpartikel herausgelöst. So bleiben kleine Hohlräume zurück, die den porösen, „schaumigen“ Charakter des Gesteins verursachen.

Einerseits handelt es sich bei diesen Kalkpartikeln um winzige Schalenreste oder Gesteinsbruchstücke, die durch die Wasserbewegungen abgerundet wurden. Andererseits können es auch Ooide sein – sphärische, lagig aufgebaute Kalkkugeln.

Ooide werden in heftig bewegtem, sehr kalkreichem Meerwasser durch eine chemische Kalkfällung gebildet: An mikroskopisch kleinen, im Meer schwebenden Partikeln lagert sich Kalk an und umgibt den „Keim“. Konzentrisch werden anschließend weitere Lagen gebildet, bis die Wellenenergie nicht mehr ausreicht, das Kügelchen in Bewegung zu halten. Es sinkt zu Boden und reichert sich mit Millionen anderer Ooide zu einem Kalksand an. Die Wasserströmungen häufen die Ooidsande oft zu ausgedehnten untermeerischen Dünen an, wie heute beispielsweise vor den Küsten der Bahamas. Die resultierenden Gesteine aus solchen Ooiden werden Oolithe genannt.

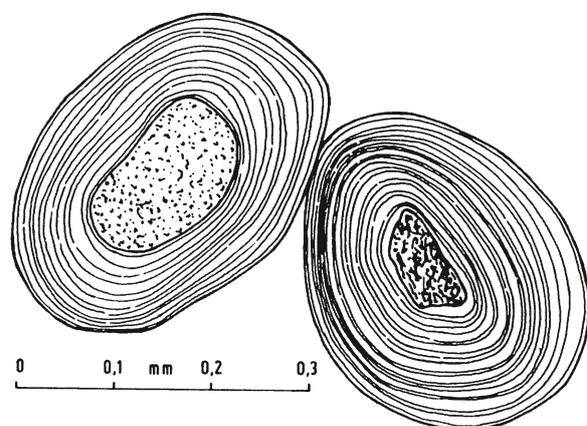
Der Schaumkalk wird als begehrter Bau- und Werkstein gebrochen. Er lässt sich gut bearbeiten und hat eine hohe Stabilität und Druckfestigkeit.



Im Steinbruch bei der Höfeldplatte sind die Schaumkalkbänke als ockerfarbene Bänder von weitem erkennbar. (oben)

Detailfoto eines gesägten Schaumkalkes aus dem Werk Salz/Strahlungen bei Bad Neustadt an der Saale. (Mitte)

Schematischer Schnitt durch zwei Ooidkörner (aus SCHIRMER 1980) (unten)



Muschelkalkprofil an der Höhfeldplatte

Geotop-Nr: 679A011
Landkreis: Würzburg
Gemeinde: Thüngersheim
TK 25: 6125 Würzburg Nord
Lage: N 49° 52.278', E 009° 51.811'
Naturraum: Mittleres Maintal
Gestein: Orbicularis-Schichten,
 Schaumkalkbänke, Wellenkalk
 (Unterer Muschelkalk)

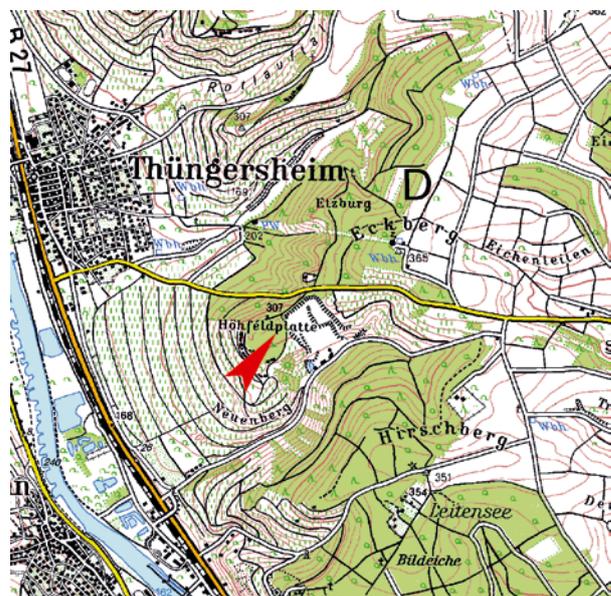
Am Rand des Naturschutzgebiets „Höhfeldplatte“, das bei botanisch Interessierten als ein vorzüglicher Orchideenstandort bekannt ist, kann der Wellenkalk in mehreren kleinen Aufschlüssen entlang eines Fußweges betrachtet werden. Im benachbarten Steinbruch, den man vom Weg aus einsehen kann, sind zwei Schaumkalkbänke als gelbbraune Bänder in der monoton grauen Schichtenfolge des Wellenkalks leicht zu erkennen. Ebenso ist dort der überlagernde Mittlere Muschelkalk aufgeschlossen. Beide Schaumkalkbänke sind typische Oolithe und können an der Hangkante oder auch am talwärts führenden Weg vereinzelt als Lesesteine gefunden werden. Eine dritte, oberste Schaumkalkbank ist völlig anders ausgebildet. Es handelt sich um teilweise blumenkohlartige Wachstumskörper aus Kalklagen, die von Cyanobakterien (Blaualgen) abgeschieden wurden. Sie sind stellenweise als freigespülte Körper im Fußweg nahe dem Zaun zum Steinbruch zu erkennen.

Gleich darüber folgen die Orbicularis-Schichten, dolomitische Mergel, in denen mehrere fossilreiche Lagen mit der namensgebenden Muschel *Neoschizodus orbicularis* eingeschaltet sind, die mit dem immer salziger werdenden Meerwasser gut zurecht kam. Andere Fossilien finden sich nur sehr selten. Diese weniger resistenten Schichten leiten die Verebnung der Höhfeldplatte ein.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HOFFMANN (1967b)
 GEYER (2002)



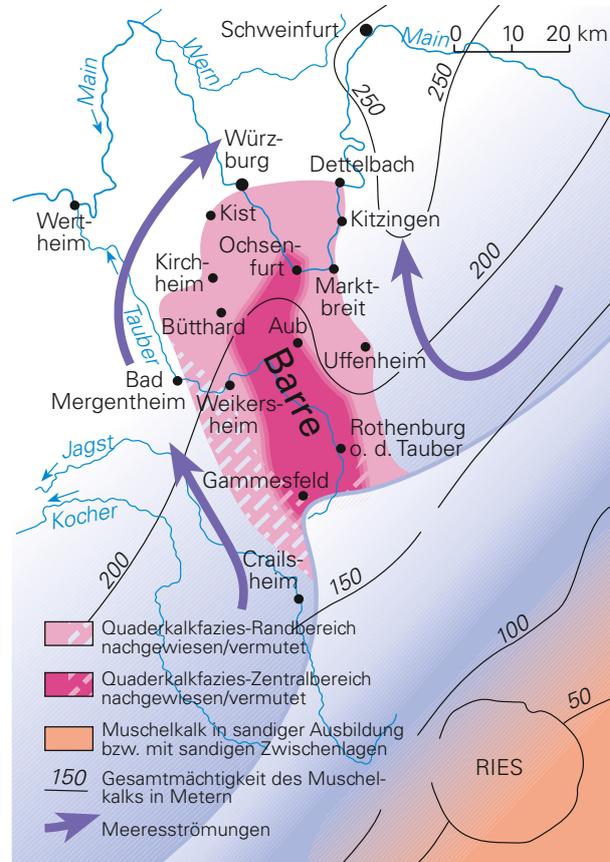
Im Naturschutzgebiet Höhfeldplatte gibt es neben zahlreichen seltenen Pflanzen auch Aufschlüsse im Wellenkalk.



Quaderkalk – Unterfrankens Brotgestein

Der oberste Muschelkalk ist zwischen Würzburg und Rothenburg ob der Tauber durch das Vorkommen bis zu mehrere Meter mächtiger Kalksteinbänke gekennzeichnet. Diese dick entwickelte und hauptsächlich aus Schalenresten fossiler Tiere bestehende Gesteinsausbildung wird als Quaderkalk-Fazies bezeichnet. Die Gesteine entstanden im Bereich der Gammesfelder Barre, einer schwellenartigen Untiefe im Muschelkalkmeer. Hier herrschten günstige Lebensbedingungen für schalentragende Organismen. Aufgrund der vergleichsweise stärkeren Wellenbewegungen wurden die Schalenreste leichter zerbrochen und umgelagert. So und zeitweise durch tropische Stürme entstanden enorme Schillmengen in Form mehrerer übereinander liegender Gesteinskörper. Bänke aus sogenannten „Sturmflutschichten“ werden auch Tempestite genannt. Gegen die Ränder dünnen diese Schillzungen immer mehr aus und verschwinden schließlich.

Der Begriff „Quaderkalk“ beruht auf der in den Steinbrüchen erkennbaren natürlichen klotzigen Absonderung der Schillkalke, die durch zwei mehr oder weniger rechtwinklig zueinander stehende Kluftsysteme gebildet wird. Je nach Art der Schalenreste, Ausbildung der Grundmasse, Mengenverhältnis zwischen Schill und Grundmasse existieren viele verschiedene Varietäten der Quaderkalke.



Die Verbreitung der Quaderkalkfazies in der Gammesfelder Barre: Meeresströmungen im Muschelkalkmeer glitten quasi an dem untermeerischen Höhenrücken – der Barre – entlang.

Das derzeitige Abbauzentrum befindet sich im Raum Kirchheim, wo sich Steinbruch an Steinbruch reiht. Der Quaderkalk war und ist noch immer der begehrteste Werkstein Unterfrankens. Im südlichen Maindreieck stellte das Gestein vor einem Jahrhundert den wichtigsten Wirtschaftsfaktor dar. Er wurde nicht nur innerhalb Deutschlands verwendet, sondern auch weltweit exportiert, zum Beispiel für den Bau der Grand Central Station in New York.

Quaderkalkblöcke in einem Steinbruch bei Winterhausen – bereit für die Abholung.

Quaderkalkbruch Kleinochsenfurt



Geotop-Nr: 679A012
Landkreis: Würzburg
Gemeinde: Stadt Ochsenfurt
TK 25: 6326 Ochsenfurt
Lage: N 49° 40.894', E 010° 2.391'
Naturraum: Gäuplatten im Maindreieck
Gestein: Quaderkalk-Fazies
 (Oberer Muschelkalk)

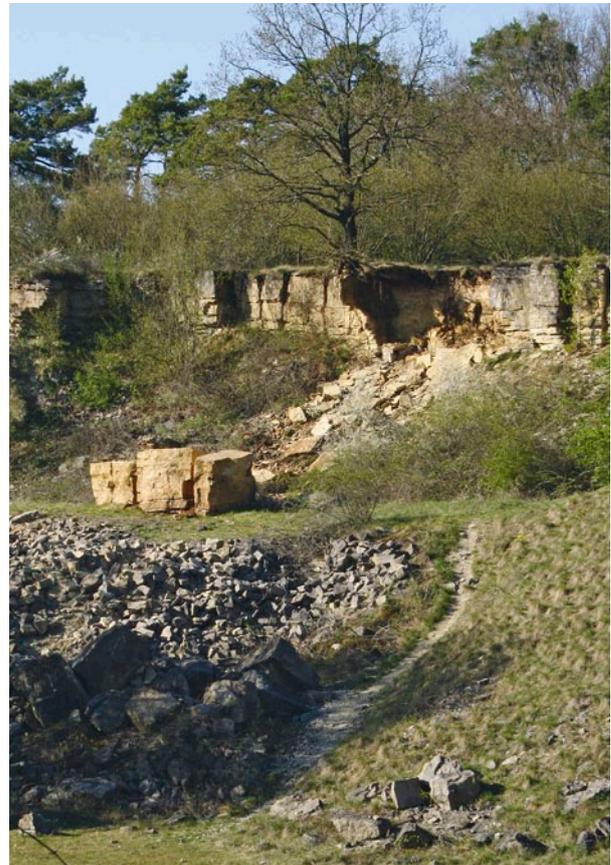
Im Naturschutzgebiet „Maintalhang Kleinochsenfurter Berg“ liegt am Panoramaweg der stillgelegte Steinbruch Kleinochsenfurt. Er wurde in den 1940er Jahren zunächst für den Bau der darunter liegenden Main-Staustufe angelegt. Die Quaderkalk sowie manche der überlagernden Schichten aus diesem Steinbruch wurden für verschiedene Bauzwecke verwendet.

Um den wertvollen Lebensraum für spezialisierte Tiere und Pflanzen zu erhalten, wird das Gelände seit vielen Jahren mit Tieren beweidet. Daher sind die Quaderkalk-Aufschlüsse nicht zugewachsen – wie in so vielen offen gelassenen Steinbrüchen – sondern gut erhalten und zugänglich.

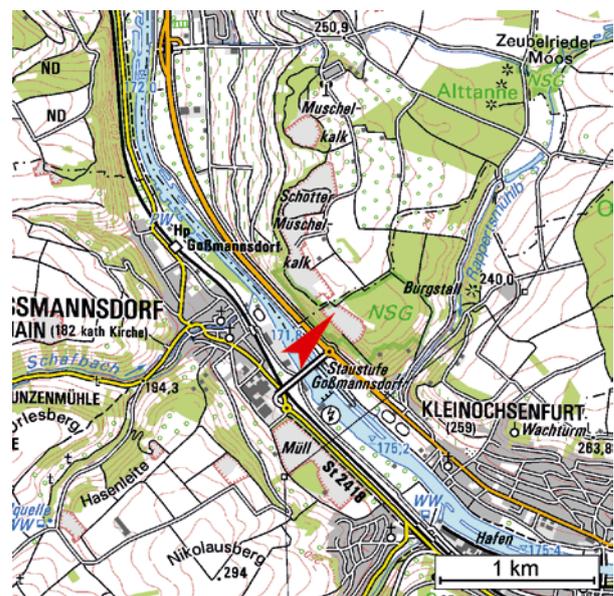
Auffallend sind vor allem die dicken Bänke des „Unteren Hauptquaderhorizonts“. Die Klüftung und dadurch bedingte Absonderung in große Quader ist mustergültig erkennbar.

In Kleinochsenfurt befindet sich das Trias-museum, wo unter anderem fossile Funde aus diesem Steinbruch sowie alte Steinbruchfotografien ausgestellt sind.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: WEINIG (1986)
 BAYERISCHES LANDESAMT
 FÜR UMWELT (2011)



Rechtwinklig verlaufende Klüfte und Schichtfugen lassen Schillkalk in Quader zerbrechen. Einige der Quader lösten sich aus der Wand und rutschten den Hang hinunter.



Die Würzburger Lügensteine

Das Maintal südlich von Würzburg ist nicht nur aufgrund der zahlreichen Quaderkalkbrüche interessant, es war auch der Tatort der „Lügenstein-Affäre“, einer wissenschaftsgeschichtlichen Posse. Im frühen 18. Jahrhundert machten Fossilfälschungen im Raum Würzburg große Schlagzeilen. Zentrale Figur war dabei Johann Bartholomäus Adam Beringer, Chef des Julius-Spitals, Leibarzt zweier Fürstbischöfe und Dozent für Medizin und Therapie an der Universität Würzburg.

Zwischen Mai und November 1725 verkauften drei Jugendliche aus Eibelstadt bis zu 2.000 der gefälschten Versteinerungen (heute „Lügensteine“ genannt) an Beringer. Sie hatten diese angeblich am Eibelstädter Kapellenberg gefunden. Beringer verfasste eine lateinische Schrift über diese Stücke, die im Mai 1726 unter dem Titel „*Lithographiae Wirceburgensis*“ veröffentlicht wurde. Auf 21 Kupferstichtafeln sind 204 Lügensteinexemplare abgebildet und in 14 Kapiteln interpretiert.

Es gab ungewöhnliche „Fossilien“, wie Vögel mit ihren Eiern oder Spinnen, die noch in



Vom Lügensteinweg hat man einen schönen Blick auf Eibelstadt und auf den Tatort, wo die ersten Lügensteine gefunden wurden.

ihrem Netz saßen. Daneben entdeckte man immer kuriosere Objekte wie Kometen mit Schweif oder Sonnen mit menschlichen Gesichtern. Bei allen Lügensteinen handelt es sich um bearbeitete Lesesteine aus dem Oberen Muschelkalk. Dieses Gestein ist an den Talhängen des Mains um Eibelstadt herum weit verbreitet.

Zunächst zweifelte niemand an der Echtheit der Funde, da in der damaligen Zeit gerade erst die bloße Existenz von Fossilien bekannt und die Paläontologie noch nicht entwickelt war. Angeblich stellten zwei Universitätskollegen die Fälschungen her, weil sie sich über die Hochnäsigkeit Beringers ärgerten. Wer die Lügensteine wirklich angefertigt hat, bleibt zweifelhaft. Aber vieles deutet darauf hin, dass Beringer zumindest um die wahre Herkunft der Lügensteine Bescheid gewusst haben muss (NIEBUHR & GEYER 2005).

Heute sind noch 522 Lügensteine, darunter 97 Originale von Beringers Kupferstichtafeln, in insgesamt 20 nationalen und internationalen Sammlungen zu bewundern. Die meisten Exemplare befinden sich in Würzburg: 184 im Bestand der Universitätsbibliothek und 173 im Mainfränkischen Museum auf der Marienfeste.

Ein Lügenstein, der bereits 1726 von Beringer abgebildet wurde, stellt eine Spinne im Netz dar (aus NIEBUHR & GEYER 2005). Dieser Lügenstein befindet sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie in München.

Lützelbruch bei Lindelbach

Geotop-Nr.: 679A002
Landkreis: Würzburg
Gemeinde: Markt Randersacker
TK 25: 6226 Kitzingen
Lage: N 49° 44.190', E 010° 1.130'
Naturraum: Gäuplatten im Maindreieck
Gestein: Quaderkalk-Fazies
 (Oberer Muschelkalk)

Im Lützelbruch westlich von Lindelbach wurde Quaderkalk abgebaut. Das Steinbruchgelände erschließt die obersten Schichten des Oberen Muschelkalks und die untersten Schichten des Unteren Keupers. Im Ostteil des ehemaligen Steinbruchs durchschlägt eine Störung die Schichten. Die meist relativ horizontal liegenden Schichten sind zur Störung hin deutlich abgesenkt.

Beispielhaft ist die namensgebende Klüftung an der Steinbruchsohle zu sehen, vor allem von der südöstlichen Steinbruchkante aus. Besonders gut erkennt man das nahezu rechtwinklige Klüftmuster durch die Vegetation, die sich bevorzugt im Bereich der Klüfte ansiedelt.

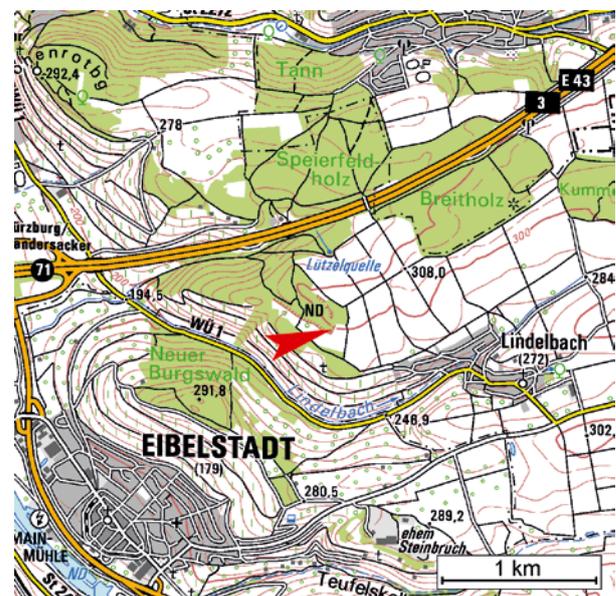
Vom einstigen Abbau des Quaderkalks im Lützelbruch zeugen Reste der Abbauanlagen, wie zum Beispiel ein teilrekonstruierter „Derrick“, der charakteristische Kran, der zum Bewegen der Werksteinblöcke benutzt wurde.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HOFFMANN (1967a)
 HAUNSCHILD (1986)
 RUTTE & WILCZEWSKI (1995)
 GEYER (2002)



Durch die Vegetation ist die rechtwinklige Klüftung gut erkennbar. (oben)

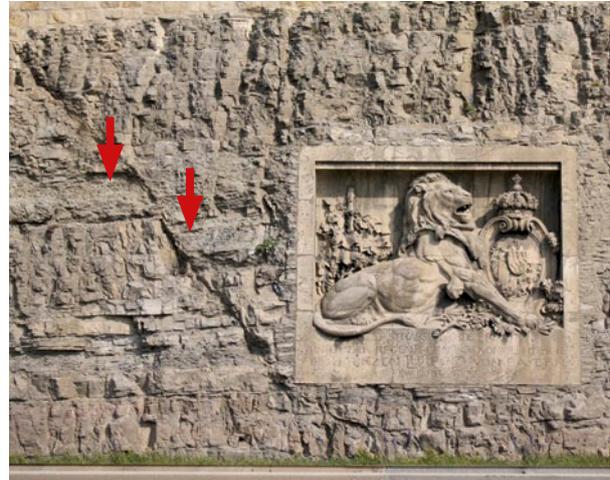
Quaderkalkblöcke im ehemaligen Steinbruchgelände (unten)



Zerbrochene Tafeln und lebendige Tektonik

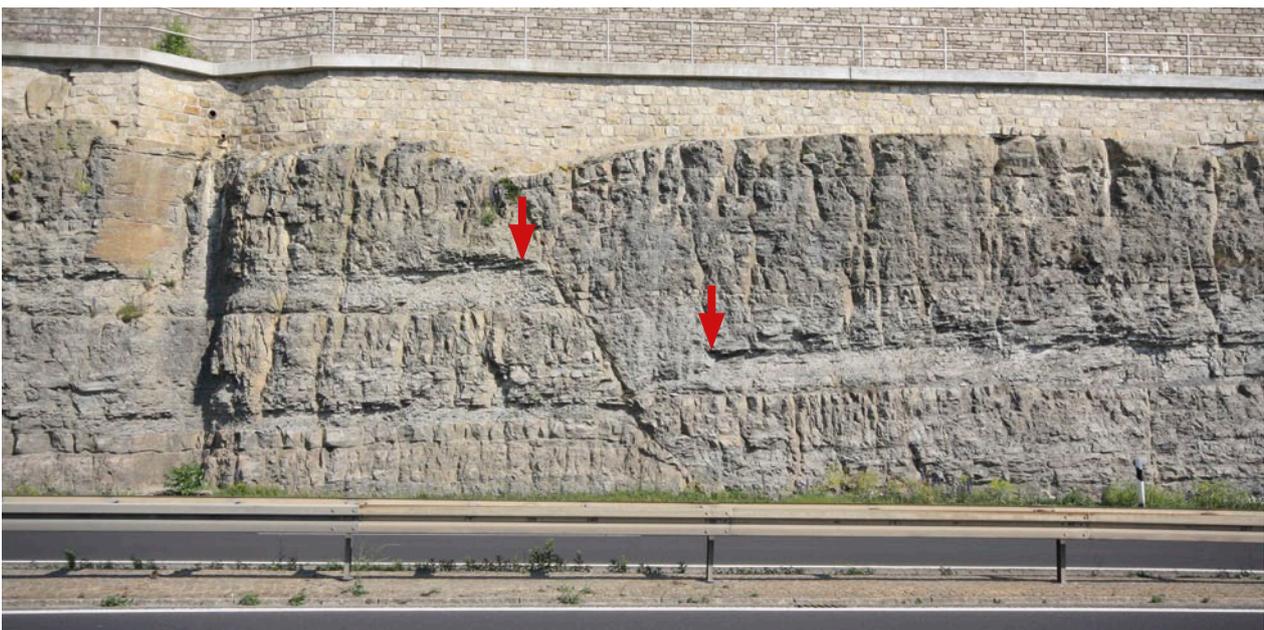
Während in Faltengebirgen wie den Alpen die Gesteinskörper – wie der Name schon sagt – verbogen und verfalzt sind, sind sie in den etwa gleichaltrigen Gesteinen des nordbayerischen Deckgebirges zerbrochen. Die charakteristischen Brüche verlaufen meist Nordwest-Südost. Die Störungen treten häufig in Scharen auf und bilden dann über weite Strecken verfolgbare Störungszonen. Im zentralen Bereich des Landkreises Würzburg kreuzt sich eine dieser Störungszonen, die Karlstadt-Würzburg-Kitzinger Störungszone mit der Südwest-Nordost gerichteten Zellinger Mulde.

An der Ausfallstraße von Würzburg Richtung Thüngersheim ist im Bereich der Weinlage „Würzburger Stein“ der oberste Teil des Unteren Muschelkalks im Straßenniveau angeschnitten. In diesem Profil sind mehrere Störungen aufgeschlossen, wie z. B. Abschiebungen. Die Störungen können anhand von Leithorizonten, wie den Schaumkalkbänken, gut nachvollzogen werden. Das Profil am Stein ist einer der wenigen Aufschlüsse, die das beachtliche Maß an tektonischer Deformation des mesozoischen Deckgebirges in Franken widergeben. Das Profil kann nur von einem Fuß- und



Das Relief weist darauf hin, dass die Straße im Jahre 1902 unter der Regentschaft des Prinzen Luitpold von Bayern erbaut wurde. Links vom Relief „Löwe am Stein“ an der Veitshöchheimer Straße ist eine Abschiebung zu sehen (versetzte Bank mit roten Pfeilen markiert).

Radweg auf der gegenüberliegenden (südlichen) Seite der vierspurigen Bundesstraße aus betrachtet werden.



Abschiebung in Gesteinen des Unteren Muschelkalks (versetzte Bank mit roten Pfeilen markiert) an der Ausfallstraße von Würzburg Richtung Thüngersheim im Bereich der Weinlage „Würzburger Stein“

Felswand am Maschikuliturm

Geotop-Nr.: 663R001
Landkreis: Würzburg
Gemeinde: Stadt Würzburg
TK 25: 6225 Würzburg Süd
Lage: N 49° 47.297', E 009° 55.036'
Naturraum: Mittleres Maintal
Gestein: Schaumkalkbänke, Wellenkalk (Unterer Muschelkalk)

An der Felswand nahe dem Maschikuliturm im Würzburger Leiestengrund sind Gesteinsschichten des Unteren Muschelkalks aufgeschlossen. Eine der typischen Schaumkalkbänke ist hier relativ dünn ausgebildet und keilt entlang des Aufschlussbereichs teilweise völlig aus. Hier wurden weit weniger Ooide (Kügelchen, entstanden durch konzentrische Anwachsschalen um Kristallisationskerne) bzw. Pseudo-Ooide (kleinste Stücke, abgerundet durch Wasserbewegungen) abgelagert. Streckenweise blieben sie überhaupt nicht erhalten, weil sie vermutlich von Strömungen abtransportiert wurden.

Eine zweite Schaumkalkbank weiter oben im Profil ist dagegen am Maschikuliturm in normaler Mächtigkeit ausgebildet und ragt als leicht zu erkennendes Gesims vor.

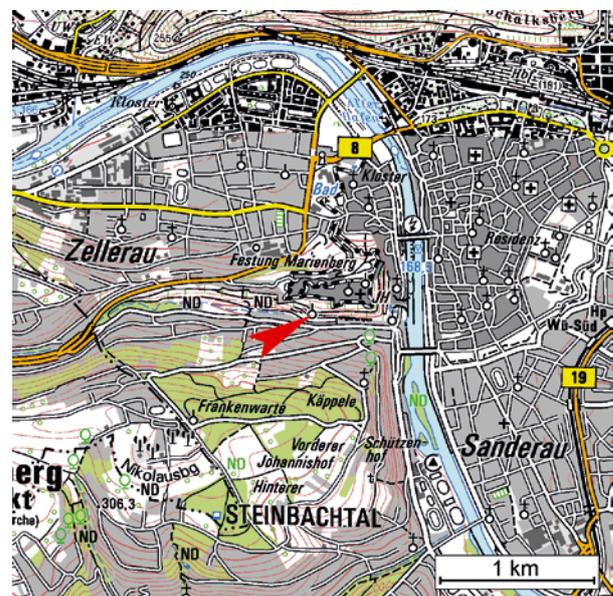
Die unteren Begrenzungsflächen der beiden Schaumkalkbänke sind nicht eben, sondern zeigen ein zum Teil deutliches Relief – ein Resultat von Erosionsereignissen vor der Ablagerung der (Pseudo-)Oolithe. Offenkundig war die Wasserbewegung im Meer so stark, dass bis dahin nicht verfestigtes Material am Meeresgrund erodiert und abtransportiert wurde. Die entstandene unebene Fläche wurde danach mit Ooiden und Pseudo-Ooiden verfüllt und bedeckt.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HOFFMANN (1967a)



Am Maschikuliturm ragt eine Schaumkalk-Bank als Felsgesims vor. (oben)

Die Unterseiten der Schaumkalkbänke sind wellig, nicht eben. Im Grunde handelt es sich hier um Sanddünen, die durch das Hin und Her der Meeresbrandung entstanden. (unten)



Werksandsteinbrüche und ihr Nutzen

Werksandstein lässt sich gut bearbeiten und eignet sich somit besonders für Bildhauerarbeiten und Bauzwecke. Wegen seines weitflächigen Vorkommens im und um das Maindreieck wurde er früher in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen, heute wegen der geringen Witterungsbeständigkeit allerdings fast nicht mehr. Früher gab es mehrere Werksandsteinbrüche in Stadt und Landkreis Würzburg. Im Steinbruch am Faulenberg im heutigen Stadtgebiet Würzburgs wurden beispielsweise Bausteine für die Würzburger Residenz gewonnen. Leider ist dieser Steinbruch heute verfüllt, überbaut und nicht mehr zugänglich.

Durch die Nähe zur Universität Würzburg wurden die Werksandsteinbrüche bereits früh zu klassischen Forschungsstätten der Paläontologie. Carl Ludwig Fridolin von Sandberger (1826–1898) beispielsweise, ab 1863 als Geologe und Mineraloge an der Universität in Würzburg tätig, trug wesentlich zur Gliederung der Germanischen Trias und zur Einstufung des Werksandsteins bei.

In den Werksandsteinbrüchen im Raum Würzburg wurden verschiedenartige Tier- und Pflanzenreste gefunden, die die unterschiedlichen Ablagerungsbereiche dokumentieren. So entdeckte man beispielsweise Knochen



Bildstock aus rotem „Blutsandstein“, einer Varietät des Werksandsteins

von „*Mastodonsaurus*“, einem bis zu mehrere Meter großen Riesenlurch sowie Knochen- und Knorpelfische, Muscheln, Insektenreste und Ringelwürmer. Besonders erwähnenswert ist der Fund eines Lungenfisches (*Coelacanthus giganteus*) im Werksandsteinbruch am

Faulenberg in Würzburg, der in der Germanischen Trias bisher einzigartig geblieben ist. Charakteristisch sind auch die im Werksandstein enthaltenen artenreichen Pflanzenreste, wie riesige Schachtelhalme und bärlappartige Gewächse sowie Nadelbäume.



Der Riesenlurch *Mastodonsaurus* im Naturkundemuseum Coburg

Werksandsteinbruch Höchberg

Geotop-Nr.: 679A007

Landkreis: Würzburg

Gemeinde: Markt Höchberg

TK 25: 6225 Würzburg Süd

Lage: N 49° 47.020', E 009° 51.655'

Naturraum: Marktheidenfelder Platte

Gestein: Unterer Keuper (Erfurt-Formation)



In einem Waldstück westlich Höchberg befindet sich im Unteren Keuper (Erfurt-Formation) der Werksandsteinbruch Höchberg. Im Steinbruchgelände liegt der sogenannte Pfadfindersee.

Im Steinbruch wurde der bis 6 m mächtige feste Werksandstein abgebaut. Darüber sind stellenweise noch 3 m mächtige sandige Ton-schiefer mit Kalksteinbänken (Albertibank) aufgeschlossen. Aktenkundig wurde der Steinbruch Anfang des 19. Jahrhunderts, vermutlich war er aber schon früher in Betrieb. Zum Teil sind noch jüngere Abbauspuren zu sehen.

In diesem Steinbruch wurden viele fossile Pflanzenreste gefunden. Der Würzburger Paläontologe Carl von Sandberger beschrieb Mitte des 19. Jahrhunderts Fragmente zweier verschiedener Schachtelhalm-Gewächse (*Equisetum arenaceum*, *Schizoneura Meriani*) und Holz von Nadelbäumen.

Von den rund 150 bekannten Werksandstein-Abbauen in Franken ist der Steinbruch Höchberg einer der größten und am besten erhaltenen. Er ist als Naturdenkmal geschützt.

Schutzstatus: Naturdenkmal

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: SANDBERGER (1893)

EMMERT (1965)

HOFFMANN (1967a)

RUTTE & WILCZEWSKI

(1995)

OKRUSCH et. al (2006)

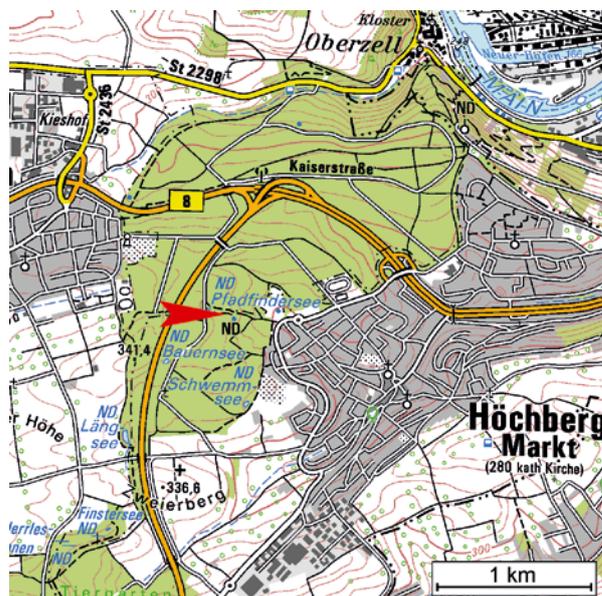
BAYERISCHES LANDESAMT

FÜR UMWELT (2011)

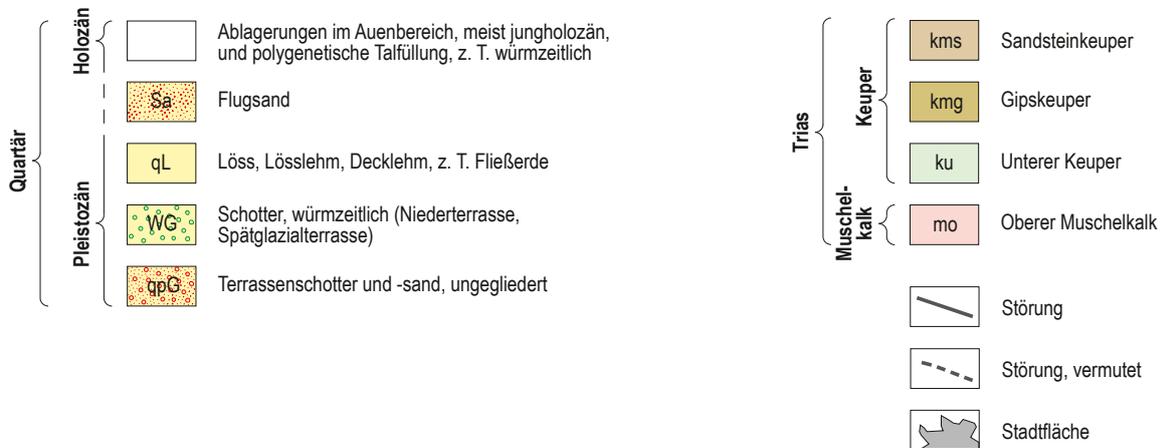
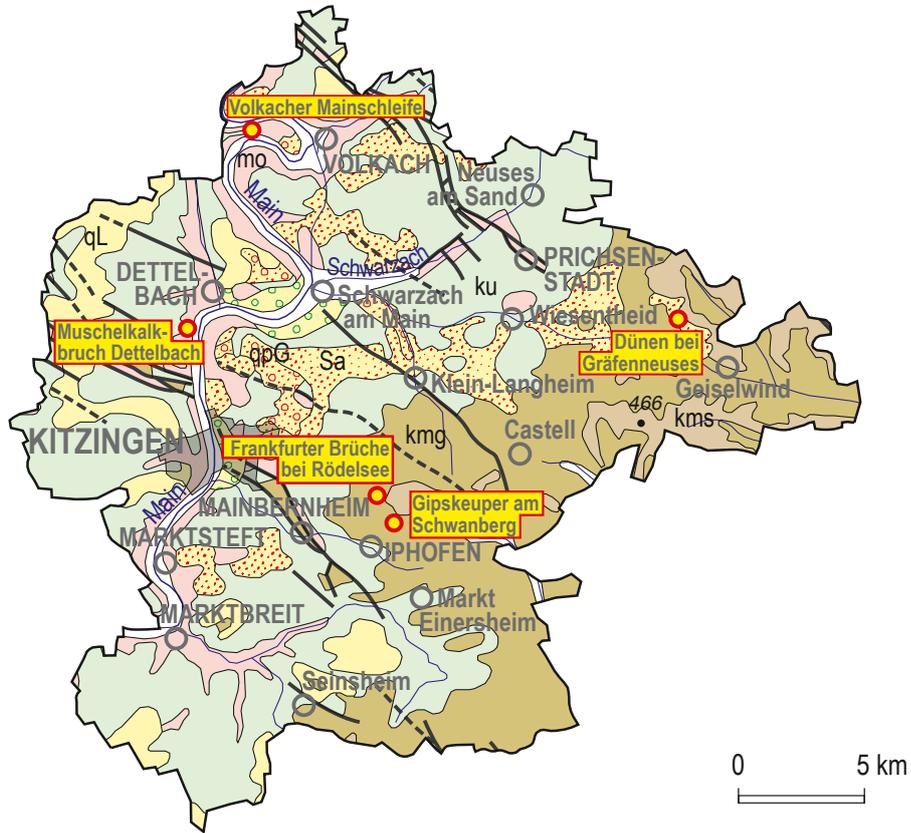


Der ehemalige Werksandsteinbruch Höchberg ist über den Waldlehrpfad gut erreichbar. (oben)

Es sind stellenweise noch Abbauspuren (rote Pfeile) erkennbar. (unten)



Geotope in Unterfranken



3.9 Landkreis Kitzingen

Mainschleife, Schwanberg, Gipsabbau, Muschelkalkhänge – dies sind die Schlagworte, möchte man spontan geologische Charakteristika des Landkreises benennen. Diese Begriffe oder Lokalitäten stehen stellvertretend für die Landschaften, die sich ganz unterschiedlich herausgebildet haben.

Der westliche Teil des Landkreises gehört zum Naturraum Gäuplatten im Maindreieck. Der harte Muschelkalk mit weicher Keuper-Decke bildet diese fruchtbare Landschaft, die sich etwa 150 m über die Mainaue erhebt. Hier überwiegt der Charakter einer sanft welligen Hochfläche.

Die im östlich angrenzenden Naturraum, dem Mittleren Maintal, vorhandenen Tälchen reichen nicht weit. Sie kerben die Muschelkalkplatte nur am Rand. Der Main hat sich tief in die Landschaft eingeschnitten. In diesem Naturraum liegt mit etwa 175 m der tiefste Punkt des Landkreises westlich von Marktbreit am Main.

Den Raum zwischen Mittlerem Maintal und Steigerwald nimmt das Steigerwaldvorland ein. Es liegt 150 bis 200 m tiefer als die benachbarten Plateaulandschaften. Der Main beziehungsweise seine Vorläufer und Zuflüsse räumten hier kräftig aus und auf. Die Flüsse

und Bäche hatten leichtes Spiel, die weichen Gesteine des Keupers abzutragen. Die Landschaft zwischen dem Main und der Steilstufe im Osten stellt sich als leicht hügeliges Auf und Ab ohne große Höhenunterschiede dar, sieht man von den jungen Talkerben der dem Main zustrebenden Bäche wie Breitbach oder Volkach ab. Auch im Vorland können Unterschiede in der Verwitterungsbeständigkeit der Schichten festgestellt werden, die sich im Gelände abbilden, wie die härteren Einheiten des Werksandsteins. Diese Schichten tragen, da sie nach kleineren Kanten weite Verebnungen bilden, zum Gäuflächencharakter bei.

Den Osten des Landkreises nehmen die Berge des Steigerwalds ein. Seine Bezeichnung hat der Steigerwald vermutlich von den vielen, an seinem Rand steil bergauf führenden Passstraßen („Steigen“). Er ragt in mehreren Einzelplateaus mit Höhen bis zu knapp 480 m etwa 200 m über das Vorland hinaus. Die höchsten Punkte des Landkreises sind mit jeweils 477 m der Rehhügel im Ebener Trieb und ein namenloser Gipfel im Ilmbacher Wald. Beide liegen östlich von Kirchschnöbchen. Weitere markante Erhebungen sind der Schwanberg mit 474 m und der Friedrichsberg bei Abtswind mit 473 m. Ausgehend von seinen höchsten Erhebungen im Westen neigt sich die Hochfläche des Steigerwalds leicht nach Osten. Die Täler folgen hier noch heute

der Laufrichtung aus der Tertiärzeit und entwässern nach Osten. Dadurch wird die Hochebene in lange, West–Ost gestreckte Rücken geteilt. Seit Jahrmillionen wandert der Stufenrand des Steigerwalds stetig nach Osten, der Erosionsarbeit der vom



Blick vom Aussichtsturm unterhalb des Schwanbergs auf Rödelsee und Steigerwaldvorland

Westen her angreifenden Bäche ausgesetzt. Neben größeren Teilplateaus schuf die Erosion auch filigrane Kleinformen, wie herauspräparierte Zwischenstufen und zernagte Plateauränder.

Die ältesten Gesteine des Landkreises sind Kalksteine des Mittleren Muschelkalks, die lediglich bei Wenzelmühle (nordöstlich von Volkach) aufgeschlossen sind. Die Gesteine kommen durch die Wipfeld-Prichsenstadt-Störungszone zu Tage, auf der sie nach oben geschoben wurden. Hier befindet sich auch der ehemalige und mittlerweile zugewachsene Muschelkalkbruch Krautheim.

Entlang des Mains und seiner Zuflüsse ist oft der Obere Muschelkalk aufgeschlossen. Der Main wird hier häufig eingerahmt von den steilen Muschelkalkhängen im Westen und flacheren Anstiegen im Osten. Der alte Steinbruch von Obernbreit ist einer der wenigen noch gut erhaltenen Aufschlüsse im Bereich der kalkreichen „Uffenheimer Fazies“ des Oberen Muschelkalks. Hier wurden der einzige, vollständig erhaltene Unterkiefer des Tintenfisch-Verwandten Nautilus (*Conchorhynchus avirostris*) sowie Haifisch-Flossenstacheln und einige Panzer des Krebses *Pemphix* gefunden.

Beachtlich ist, dass vermutlich ab dem 17. Jahrhundert der Kalkstein des Oberen Muschelkalks



auch untertage gewonnen wurde. Allein nördlich von Dettelbach gab es um die 40 Stollen.

Eine weitere Besonderheit bietet das Placunopsiden-Riff in Tiefenstockheim. Das nur wenige Meter große Riff wird von austernartigen Muscheln der Gattung *Placunopsis* aufgebaut und unterbricht die ansonsten horizontale Schichtung. Es ist das größte aufgeschlossene Austern-Riff in Franken.

Der Untere Keuper (Erfurt-Formation) kommt sowohl westlich des Mains als auch auf weiten Flächen zwischen Main und Steigerwald vor. Im Landkreis gab es einige Werksandsteinbrüche, von denen derzeit nur noch der Werksandsteinbruch bei Gnodstadt zeitweise in Betrieb ist. Hier steht der obere Teil des Werksandsteins an, in dem zahlreiche Pflanzenabdrücke gefunden wurden. Aber auch der Werksandsteinbruch Brünnau mit seinem besonders mächtigen Sandsteinpaket bietet gute Einblicke in den Unteren Keuper.

Der Steigerwald im Osten des Landkreises baut sich hauptsächlich aus Gipskeuper-Ablagerungen (Mittlerer Keuper) auf. Die Basis des Gipskeupers ist der sogenannte „Grundgips“ in den Myophorienschichten (Grabfeld-Formation), in dem mächtige Gipslager ausgebildet sind. Alabasterartige Gipsbänke aus dem höheren Teil der Myophorienschichten wurden einige Zeit in Castell als Casteller Marmor zu dekorativen Gegenständen verarbeitet. Die Gipslagen mit Tonbeimischungen erhalten durch die rötlichen oder grünlichen Fasern im geschliffenen Zustand ein marmorähnliches Aussehen.

Üblicherweise werden die Gruben nach Einstellung des Gipsabbaus in Zusammenarbeit mit den Naturschutzbehörden und -verbänden wieder renaturiert. Daher gibt es wenige zugängliche Gipsaufschlüsse, derzeit im Landkreis keinen.

Schilfsandsteinbruch Seinsheim am Nordwesthang des Kapellbergs, in dem zuletzt 1989 Steine für die Erneuerung der Kirchenmauer in Seinsheim gebrochen wurden.



Nicht alltägliche, aber typische Fossilfunde im Oberen Muschelkalk: ein versteinertes Panzer des Krebses *Pemphix* (Länge circa 7,5 cm)



Das Austern-Riff (*Placunopsis ostracina*) bei Tiefenstockheim: Die unterlagernden Schichten im Bereich der Hauptterebraletbank sind aufgrund des Gewichts des Riffes eingedellt.

Der Schilfsandstein (Stuttgart-Formation), der markante Schichtstufen im Steigerwald bildet, wird ebenfalls als Naturwerkstein verwendet. Im Landkreis wird er derzeit sporadisch bei Abtswind abgebaut. Mit den darüber liegenden Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation) endet die Abfolge des Gipskeupers. Das Dach des Steigerwalds bilden in der Regel der Blasensandstein und im Ilmbacher Wald der Coburger Sandstein. Die jüngsten mesozoischen Gesteine im Landkreis gehören zum Unteren Burgsandstein (Löwenstein-Formation). Sie treten lokal an der Ostabdachung des Steigerwalds auf, z. B. um Dürrnbuch und östlich Ebersbrunn.

Jüngere mesozoische Sedimente (Jura, Kreide) wurden vollständig abgetragen oder nie abgelagert. Der Main hat sich in der Erdneuzeit stark in die mesozoischen Schichten eingeschnitten. Es bildeten sich Prall- und Gleithänge wie an der Volkacher Mainschleife. Die steilen Prallhänge ergeben bei günstiger Exposition exzellente Weinlagen.

Ein eher verstecktes landschaftliches Phänomen ist die weite Verbreitung junger Flugsand- und Dünenfelder, die vor allem in Waldgebieten gut erhalten sind. Sie wurden am Ende oder nach der letzten Kaltzeit gebildet, als die Vegetationsdecke noch weitgehend fehlte und das Material dadurch aus dem Boden ausgeblasen werden konnte. Dünen sind zwischen Volkach und Großlangheim weit verbreitet, doch im Steigerwald nur bei Gräfenneuses vorzufinden. Sie wurden zeitweise zur Sandgewinnung genutzt.



Blick aus der Nähe der Vogelsburg über einen Teil des Prallhangs der Volkacher Mainschleife (Weinlage „Escherndorfer Lump“) nach Escherndorf

Muschelkalk – begehrt und bewährt

Spricht man heute von Muschelkalk als Baumaterial, dann denkt man an die dicken Bänke des Quaderkalks, die in großen Blöcken im Landkreis Würzburg bei Winterhausen und Kirchheim gebrochen und in den Steinwerken gesägt werden. Diese spezielle Ausbildung begleitet das Maintal von Marktbreit bis Randersacker und hat bei Kirchheim und Kleinrinderfeld ein zweites Abbauzentrum. Im Raum zwischen Volkach und Marktbreit liegt der Obere Muschelkalk dagegen in normaler Ausbildung vor. Seine einst bedeutende Nutzung als Werkstein ist seit dem 2. Weltkrieg Geschichte.

Oberer Muschelkalk war überall da, wo er vorkam, seit Jahrhunderten übliches Baumaterial. Es gab zahlreiche, meist nahe den Orten gelegene Steinbrüche, die die am Oberhang anstehenden und gut zugänglichen oberen 30 m des Muschelkalks erschlossen. In diesem Abschnitt stecken die besten Bausteinbänke.

Die Steinbrecher unterschieden zwei Grundtypen der Steine: „Buchene Kalke“ sind dunkelgraue, dichte, glatt brechende Kalksteine, die im Fachbegriff als mikritisch bezeichnet werden. Sie enthalten meist mehr oder weniger Tonminerale, sodass sie verschieden hart ausfallen. Im Steinbruch erscheinen sie meist dünnbankig bis plattig, oft mit unebenen Schichtflächen.



In Sulzfeld am Main wurde bei vielen Häusern sowie für einige Straßen Muschelkalk verwendet.

„Eichene Kalke“ sind dagegen variantenreiche, hell- oder mittelgraue bis rötlichgraue, kristallin bzw. spätig erscheinende Kalksteine, die im Fachbegriff als sparitisch bezeichnet werden. Sie sind oberflächlich und im Bruch meist rau, enthalten oft reichlich Schalenschill (Fossil-schutt) und sind hart. Im Steinbruch bilden sie die dickeren, ebenschichtigen Bänke.

Alle Kalksteine des Oberen Muschelkalks wurden abgebaut, aber in unterschiedlicher Weise verwendet. In den Muschelkalk-Dörfern am Maintal ist dies gut zu erkennen. Größere Bauteile oder ebenmäßiges Mauerwerk bestehen aus den „eichenen“ Bänken, für einfachere, kleinstückig zusammengesetzte Mauern reichten „buchene“ oder dünnere, mäßig gerichtete „eichene“ Kalksteine aus.

Zwischen Marktstett und Haßfurt gab es an den Hängen des Mains und seiner Seitentälchen ehemals weit über 200 Muschelkalk-Bergwerke. Mannshöhe Stollen wurden gezielt auf eine oder zwei im Profil benachbarte Schillkalkbänke angesetzt. Oft nur kurze, aber auch tiefere, verzweigte Stollensysteme wurden betrieben. Das Zentrum dieses Bergbaus lag im Landkreis Kitzingen. Die letzte Grube bei Marktstett schloss 1964.



„Eichene“ (links) und „buchene“ (rechts und Mitte) Kalksteine aus dem Muschelkalkbruch Dettelbach

Muschelkalkbruch Dettelbach

Geotop-Nr.: 675A008
Landkreis: Kitzingen
Gemeinde: Stadt Dettelbach
TK 25: 6226 Kitzingen
Lage: N 49° 47.155', E 010° 8.716'
Naturraum: Gäuplatten im Maindreieck
Gesteine: Unterer Keuper (Erfurt-Formation)
 Hauptterebatelbank, Cycloides-
 bank (Oberer Muschelkalk)

Der Steinbruch westlich der Autobahnbrücke bei Dettelbach erschließt die oberen 30 m des Oberen Muschelkalks sowie überlagernde Schichten des Unteren Keupers. Die Schichtfolge vermittelt einen vorzüglichen Eindruck der Sedimentation. Viele Kleinzyklen sind übereinander gestapelt und gut mit Hilfe der deutlichen Fossilischuttbänke abzugrenzen. An der Steinbruchsohle liegen noch Brocken der fast vollständig herausgebrochenen Cycloidesbank, dem besten Leithorizont des Oberen Muschelkalks. Diese Bank ist an dem Brachiopoden *Coenothyris cycloides* zu erkennen, dessen glatte, massenhaft vorkommende zweiklappige Gehäuse den überwiegenden Teil der Bank bilden. In den darüber liegenden mergeligen Partien des Steinbruchs wurden etliche seltene Knochenfische gefunden.

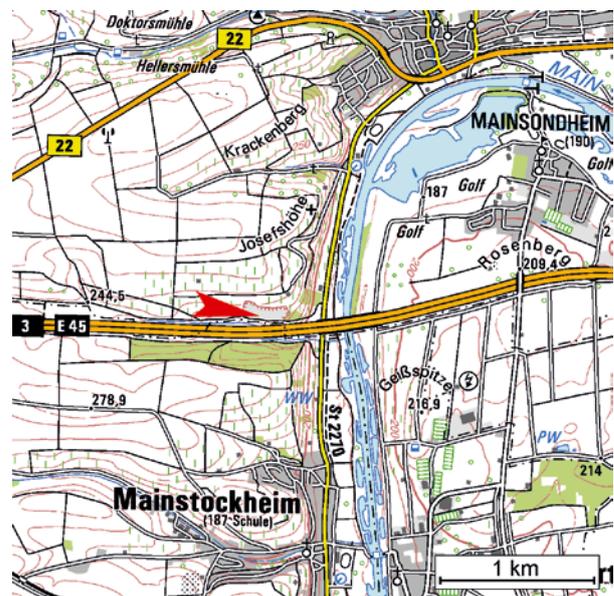
Die unterschiedliche Ausbildung der Kalksteine ist in der Steinbruchwand gut zu studieren. Sparitische (eichene) Schillkalke wechseln dort mit mikritischen (buchenen) und oft wulstigen Mergelkalksteinen.

Der Muschelkalkbruch Dettelbach wird als Deponie für Erdaushub genutzt, darf aber nur zum Teil verfüllt werden, um das in Deutschland einzigartige Profil in der Schichtfolge der Normalfazies des Oberen Muschelkalks zu erhalten.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: GEYER (2002)
 GEYER et al. (2002)
 FREUDENBERGER (2003)
 WEINIG (2003)

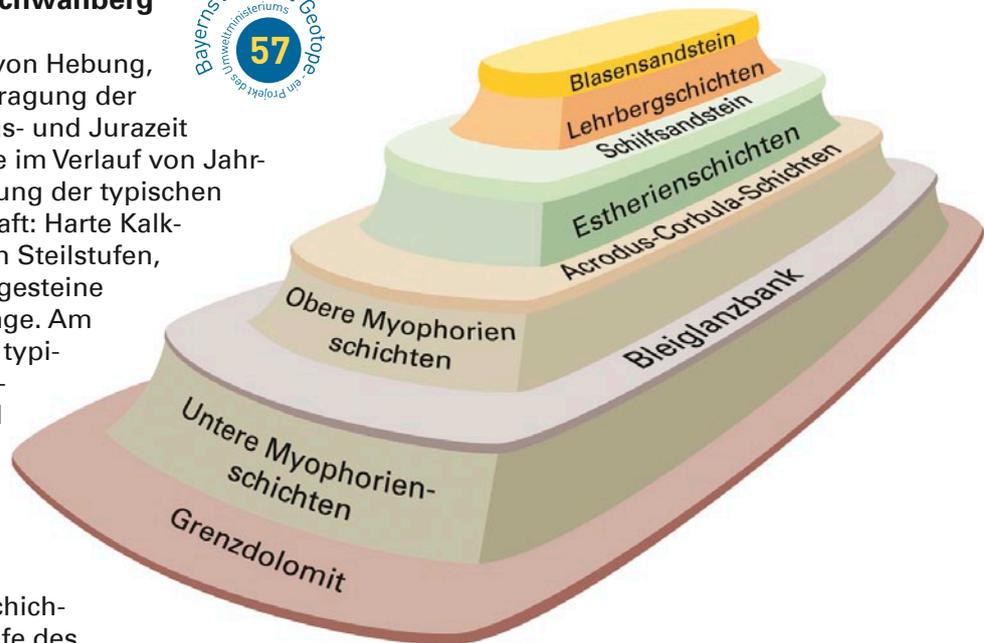


Unterschiedlich dicke Schillkalkbänke im Wechsel mit Wulstkalken und Tonmergeln



Schichtstufen am Schwanberg

Das Zusammenspiel von Hebung, Verwitterung und Abtragung der Schichten aus der Trias- und Jurazeit Nordbayerns bewirkte im Verlauf von Jahr-millionsen die Entstehung der typischen Schichtstufenlandschaft: Harte Kalk- und Sandsteine bilden Steilstufen, weiche Ton- und Gipsgesteine dagegen flachere Hänge. Am Schwanberg ist diese typische Geländeform besonders eindrucksvoll entwickelt: Die verwitterungsanfälligen Gesteine der Unteren und Oberen Myophorienschichten sowie der Estherienschichten bilden die Steilstufe des Schwanbergs. Gedeckelt werden die Stufen von harten Gesteinen wie Bleiglanzbank und Acrodus-Corbula-Schichten. *Acrodus* ist ein Haifischzahn, *Corbula* eine kleine Muschel. Der Schilfsandstein hat seinen Namen von den enthaltenen fossilen Schachtelhalm-Gewächsen, die man ehemals für Schilffreste hielt. Ab dem Schilfsandstein setzt der Wald ein, der die darüber folgende Steilstufe der Lehrbergschichten bis hinauf zum Trauf der Landstufe bedeckt.



In der Schichtfolge des Keupers wechseln mehrfach verwitterungsanfällige Lagen mit härteren Bänken ab. Bleiglanzbank, Acrodus-Corbula-Schichten, Schilfsandstein und Blasensandstein schützen die weicheren Schichten vor der Abtragung und bewirken so die Ausbildung der typischen Schichtstufen.

Die Lehrbergschichten werden vom verwitterungsresistenten Blasensandstein des Sandsteinkeuper geschützt. Die Höhenrücken des Steigerwalds sind erreicht.



Der Westabhang des Steigerwalds bildet eine markante Schichtstufe. Die Verebnung auf halber Hanghöhe wird durch den Schilfsandstein verursacht (roter Pfeil).

Gipskeuper am Schwanberg

Geotop-Nr.: 675A001
Landkreis: Kitzingen
Gemeinde: Stadt Iphofen
TK 25: 6227 Iphofen
Lage: N 49° 42.861', E 010° 16.431'
Naturraum: Steigerwald
Gesteine: Schilfsandstein
 (Stuttgart-Formation)
 Estherienschiefer
 (Grabfeld-Formation)

Der etwa auf halber Höhe des Schwanbergs anstehende verwitterungsresistente Schilfsandstein bildet die stellenweise sehr markanten und für die Konturen des Schwanbergs so typischen, schulterartig vorspringenden Terrassen. Das Gestein wurde hier früher in mehreren Steinbrüchen abgebaut. Auf Schilfsandstein entwickelten sich saure, nährstoffarme und trockene Böden, die sich nicht zur landwirtschaftlichen Nutzung eignen.

Nordöstlich von Iphofen ist unterhalb eines alten Schilfsandsteinbruchs mit Aussichtspunkt am obersten Weinbergweg der Kontakt des Sandsteins zu den darunter liegenden weichen, oft grauen Ton- und Mergelsteinen der Estherienschiefer zu sehen. Diese, nach dem darin enthaltenen Schalenkrebs *Estheria* benannt, bilden weiche, nährstoffreiche und wasserundurchlässige Böden, ideal für den Weinanbau. In den Estherienschiefern sind immer wieder weiße bis rosafarbene Gipsknauern, Alabasterknollen und Fasergipslagen zu sehen.

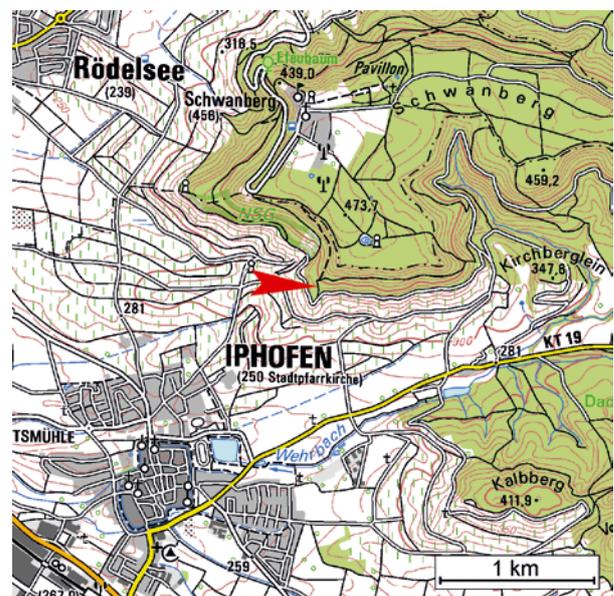
Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: CRAMER (1964)



Der Aufschluss zeigt den Kontakt von Estherienschiefern (unten) zum verwitterungsresistenten, einen Felsvorsprung bildenden Schilfsandstein. (oben)



Graue Ton- und Tonmergelsteine mit weißen Fasergipslagen in den Estherienschiefern





Der Landkreis Kitzingen ist Zentrum der unterfränkischen Gipsgewinnung.

Grundgips und Berggips

Der Westrand des Steigerwalds wird aus den Gipskeuper-Schichten aufgebaut. Diese Schichten setzen sich hauptsächlich aus Ton-, aber auch – wie der Name schon sagt – aus Gipsedimenten zusammen. An der Basis des Gipskeupers bzw. der Myophorienschichten befinden sich mächtige Gips- und Anhydrit-lagerstätten im sogenannten „Grundgips“. Diese bis zu 8 m mächtigen Lagen haben eine besondere wirtschaftliche Bedeutung für die Region und werden stellenweise abgebaut. Ein Zentrum der derzeitigen bayerischen Grundgips-Gewinnung liegt im Landkreis Kitzingen: so werden sowohl Gips bei Possenheim und Hellmitzheim als auch Anhydrit untertage bei Hüttenheim abgebaut.

Während die Vorkommen im „Grundgips“ bereichsweise recht groß sind, kommen sie in anderen Schichten des Gipskeupers wesentlich geringmächtiger vor. Gips wurde daher in den restlichen Schichten nie abgebaut. Die Lehrbergschichten stellen den obersten Abschnitt des Gipskeupers dar. Benannt sind sie nach der Typlokalität in Lehrberg im Landkreis Ansbach, die nur gut 30 km südlich der Landkreisgrenze liegt. In den oft bunt gefärbten Gesteinen der Lehrbergschichten enden die sporadisch auftretenden Gipszwischenlagen. Auffällige Fasergipse und ihr Vorkommen in höheren Teilen der Keuper-Schichtstufe („am Berg“) führten früher zur Bezeichnung „Berggips“. Fasergipse sind senkrecht zur Schichtung gewachsen, sie wurden also sekundär angereichert und lagenweise abgeschieden.

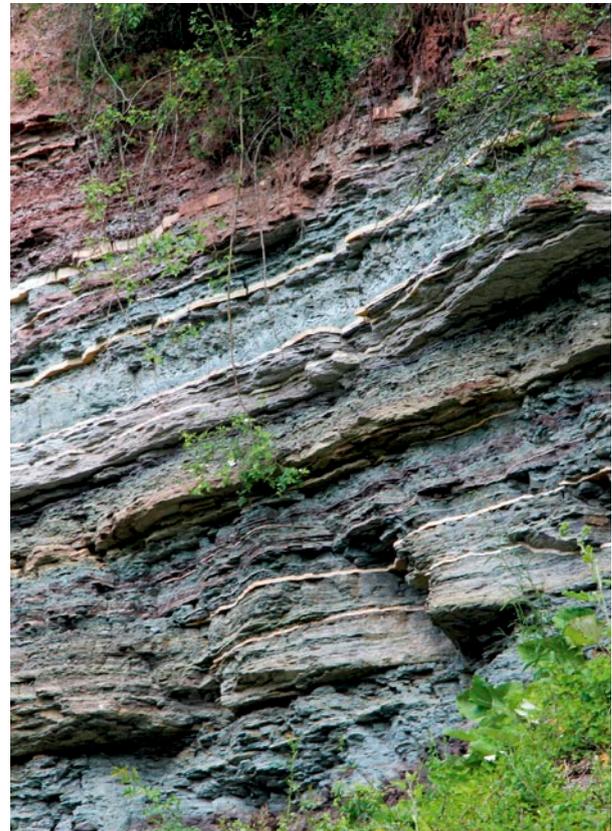
Frankfurter Brüche bei Rödelsee

Geotop-Nr.: 675A010
Landkreis: Kitzingen
Gemeinde: Rödelsee
TK 25: 6227 Iphofen
Lage: N 49° 43.203', E 010° 15.965'
Naturraum: Steigerwald
Gesteine: Lehrbergschichten
 (Steigerwald-Formation)
 Schilfsandstein
 (Stuttgart-Formation)

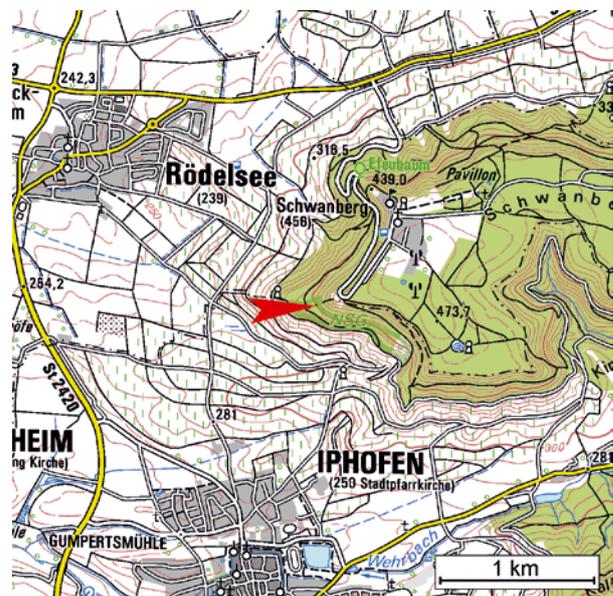
Am Wanderweg von Rödelsee zum Schwanberg liegt ein Areal von alten Schilfsandstein-Brüchen, die nach dem Sitz der einstigen Betreiberfirma als „Frankfurter Brüche“ bezeichnet werden. Sie sind inzwischen teilweise zugewachsen, jedoch erlauben schmale Pfade zumindest in der vegetationsarmen Zeit die Erkundung des Areals.

Die Steinbrüche zeigen im oberen Teil der Aufschlusswand graue, rote und grüne Ton- beziehungsweise Mergelsteine der Lehrbergschichten. Sie sind so typisch für den Steigerwald, dass sie offiziell von der Deutschen Stratigraphischen Kommission als „Steigerwald-Formation“ bezeichnet werden. Innerhalb der mehrfarbigen Schichten sind immer wieder weiße Bänder aus Fasergips, dem sogenannten „Berggips“, erkennbar. Darunter ist an wenigen Stellen Schilfsandstein aufgeschlossen.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: SCHERZER (1920)
 CRAMER (1964)



Im oberen Teil der ehemaligen Steinbruchwand ist das farbenfrohe Spektrum der Lehrbergschichten erkennbar. Auffällig sind die weißen bis rosafarbenen Fasergips-Lagen.



Sand auf dem Luftweg

Es müssen heftige Stürme gewesen sein, die von Westen her während und nach der letzten Kaltzeit durch das Maintal fegten. Sie nahmen aus den Sandfluren der vegetationsarmen Landschaft Staub und feinen Sand auf und transportierten sie ostwärts. Der allergrößte Teil blieb im Bereich der Gäuebene liegen und bildete dort weite Sanddecken und Dünenfelder. Ausgedehnte Dünenzüge finden sich vor allem im Klosterforst nördlich von Großlangheim, zwischen Reupelsdorf und Sommerach sowie östlich und südlich von Volkach.

Die Passmulde der Steigerwaldstufe bei Geiselwind führte zu einer Kraftverstärkung der anströmenden Westwinde. Die Stürme der Kaltzeit wehten auf diese Weise Sande in die östlichsten Regionen des Landkreises und formten dabei die Dünen bei Gräfenneuses.

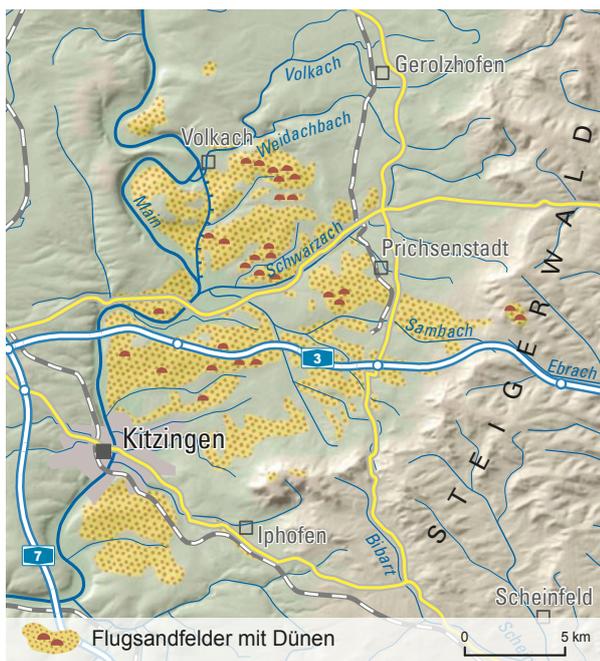
Die Verfrachtung durch den Wind führte zu einer exzellenten Sortierung der Dünensande. Die Dicke der Flugsanddecken, die das vorgegebene Relief auskleideten oder sich im Lee von Hindernissen absetzten, reicht von einer dünnen Bestreuung bis zu mehrere Meter hohen Dünen. Solche besitzen häufig eine langgestreckte, in der dominierenden Windrichtung



Im Geotop „Dünen im Spessart“ östlich von Sommerach ist eine rund 10 m hohe Sicheldüne sichtbar, die mehr und mehr zuwächst.

nach Osten bis Nordosten verlaufende oder leicht gebogene Wallform, oft gestaffelt nebeneinander. Dünen sind an Ebenen gebunden. Sie halten sich nicht in stärker geneigtem oder der Erosion ausgesetztem Gelände.

Die markanten Dünenformen sind vornehmlich im Wald zu finden. Dies hat damit zu tun, dass mächtigere Sandakkumulationen aus Ertragsgründen vom Ackerbau ausgespart blieben. Der Wald konservierte die primäre Dünenform. Landwirtschaftlich genutzte Wälle wurden dagegen durch ständige Bearbeitung mehr und mehr eingeebnet. Auf diese Weise stellte sich über lange Zeiträume eine Trennung von mit Kiefern bewaldeten Dünenzügen und reliefarmen Sandäckern ein, die unter anderem Grundlage des Spargelanbaus sind.



Verbreitung von Flugsand- und Dünenfeldern östlich von Kitzingen

Dünen bei Gräfenneuses

Geotop-Nr.: 675R006
Landkreis: Kitzingen
Gemeinde: Markt Geiselwind
TK 25: 6228 Wiesentheid
Lage: N 49° 47.763', E 010° 26.740'
Naturraum: Steigerwald
Gesteine: Flugsand, Dünen
 (Jung-Pleistozän)

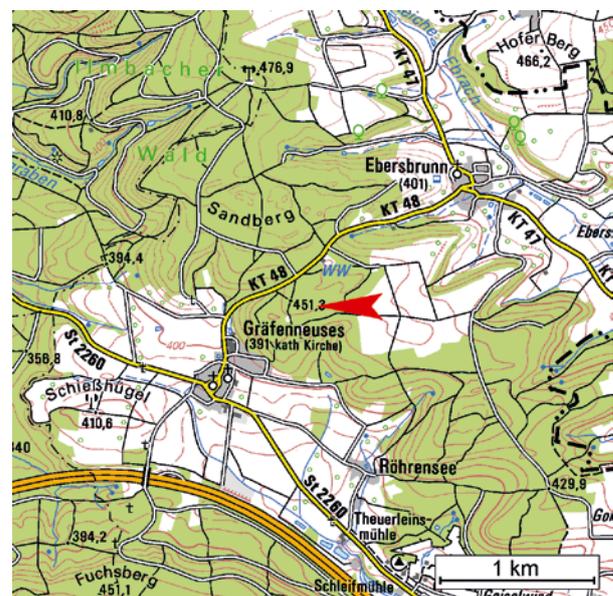
Die Dünen bei Gräfenneuses sind die einzigen des Landkreises, die sich so weit im Osten befinden. Sie sind bereits im Naturraum Steigerwald. Wenn man sie auf dem lokalen Wanderweg G1 durchquert, findet man große, bis 15 m hohe und mehrere Zehnermeter breite Hauptwälle, teils mit scharfem Kamm, die durch Tälichen und kleinere, mannshohe Zwischenwälle getrennt sind. Zudem ist eine V-förmig nach Westen geöffnete Doppeldüne erkennbar, die mehrfach in Nordost streichende Wälle und Tälichen gegliedert ist. Sandaufschlüsse sind nicht zu sehen.

Eindrucksvoll ist auch die Geschichte der Sandkörner: herausgewittert aus älteren Gesteinen, transportiert und rundgeschliffen vom Main, nahe dem heutigen Volkach abgelagert, vom Wind verblasen und bei Gräfenneuses zur Düne aufgeweht. So manches Quarzkörnchen könnte sogar aus Graniten des Fichtelgebirges stammen. Es ist nicht nur lokales, sondern auch weither transportiertes Material Bestandteil dieser Dünen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: EMMERT (1965)



Im Wald sind die Dünenformen noch gut zu erkennen: auf landwirtschaftlich genutzten Flächen wurden sie von Pflugscharen über die Jahrhunderte immer mehr eingeebnet.





Die Ortschaft Nordheim liegt im Bereich des Gleithanges der Mainschleife.

Flüsse – alte und junge Talformen

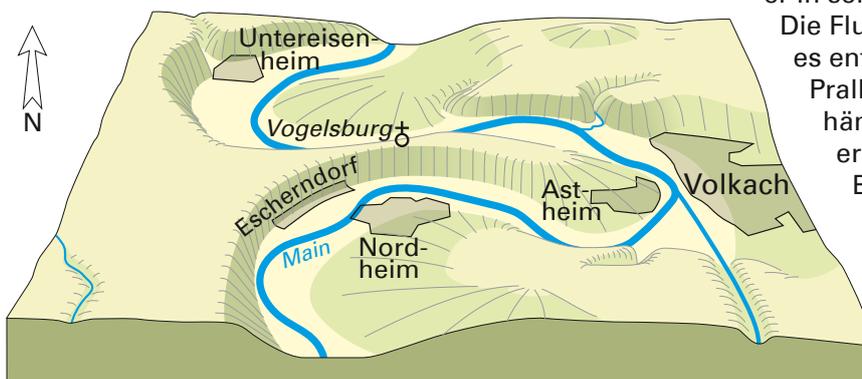
Vieles weiß man über die Entwicklung unserer Landschaft, manches wird immer Vermutung bleiben. Ein Grund hierfür liegt darin, dass Flüsse und Bäche ihre eigenen Sedimente und Talzüge durch Abtragung und Tieferlegung der Landoberfläche wieder zerstören.

Alte Talformen finden wir auf der Ostabdachung des Steigerwalds. Dort sind noch annähernd die breitwannigen Talmulden aus dem Pliozän erhalten, die nach Osten entwässern. Hebungen beziehungsweise Schollenkipfung und Klimawende im ausgehenden Tertiär führten zu einer im wörtlichen Sinn einschneidenden Veränderung der Flusssysteme in Franken. Die Umformung der höher gelegenen tertiären Altflächen zur heutigen Gäufäche des Steigerwaldvorlandes war ein langer Prozess. Mehrere Abtragungs- und Aufschüttungsphasen des Mains und seiner Nebenbäche führten zur

heutigen Landschaft. Zeugnisse dafür sind alte Flächenreste vor der Steilstufe, alte Flussschotter, die bis 40 m und höher über dem heutigen Main liegen, und junge, steile Kerbtäler in Mainnähe.

Warum pendelt der Main ausgerechnet im Raum zwischen Volkach und Dettelbach so stark hin und her? Als der Vorläufer des Mains noch vor Beginn des Quartärs auf viel höherem Niveau verlief, fand er zwischen den harten Gesteinsplattformen des Muschelkalks im Westen und des Sandsteinkeupers im Osten die verwitterungsanfälligen Gesteine des Unteren Keupers und des Gipskeupers vor. In ihnen räumte er zusammen mit seinen Nebenbächen eine weite Senke aus, die heute vor dem Steigerwald liegt. Die „weichen“ Gesteine erlaubten dem Fluss starkes Auspendeln und ständige Laufveränderungen. Als sich der Main in den im Bereich des „Volkacher Sattels“ tektonisch hochliegenden Muschelkalk einschneidete, wurde er in seinem Schlingental gefangen.

Die Flussmäander tieften sich ein und es entwickelten sich eindrucksvolle Prall- und Gleithänge. Steile Prallhänge entstehen durch Seitenerosionskräfte des Flusses in den Biegungen. Im Gegensatz dazu bilden sich flache Gleithänge auf der Innenseite von Flussschlingen.



Die Volkacher Mainschleife ist der größte Talmäander Bayerns

Volkacher Mainschleife

Geotop-Nr.: 675R004
Landkreis: Kitzingen
Gemeinde: Stadt Volkach
TK 25: 6127 Volkach
Lage: N 49° 51.999', E 010° 10.978'
Naturraum: Mittleres Maintal
Gesteine: Unterer Keuper (Erfurt-Formation)
 Oberer Muschelkalk



Auch wenn das Gebiet der Volkacher Mainschleife durch die Jahrtausende lange Nutzung vom Menschen stark verändert wurde, kann dieser größte Talmäander Bayerns nach wie vor als Musterbeispiel für Gleit- und Prallhänge betrachtet werden. Das liegt unter anderem daran, dass hier nicht Waldvegetation den Blick auf die Flusstalmorphologie verhüllt.

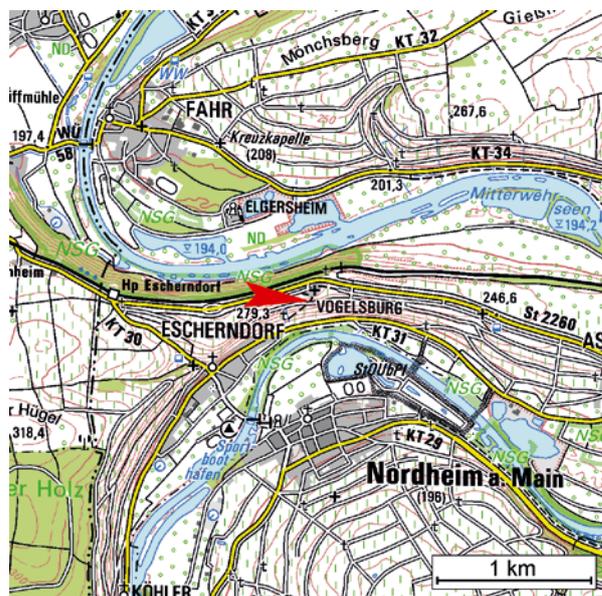
Die ganze Schönheit der Volkacher Mainlandschaft erschließt sich erst durch einen mehrmaligen Standortwechsel. Vom Bahnhof Escherndorf ist nordwärts zu erkennen, dass der Main sein Prallhangufer bei Untereisenheim verlassen hat und heute am Gleithang südöstlich davon fließt. Von der Aussichtskanzel westlich der Vogelsburg zeigt der Blick nach Süden bei Escherndorf einen idealen Prallhang aus Muschelkalk. Escherndorf liegt am Fuß des Prallhangs auf einem Schwemmfächer vor einem steilen Kerbtälchen. Der Main pendelt leicht in seiner jungen Aue.

Schließlich ist von der Gaststätte der Vogelsburg und vom darunter befindlichen Weg nach Escherndorf (Standort der Geotop-Infotafel) nach Osten der Übergang zwischen Prallhang und Gleithang bei Nordheim zu erkennen. Im Hintergrund zeichnet sich die Gäufläche aus Grenzdolomit und die Keuper-Stufe des Steigerwalds ab.

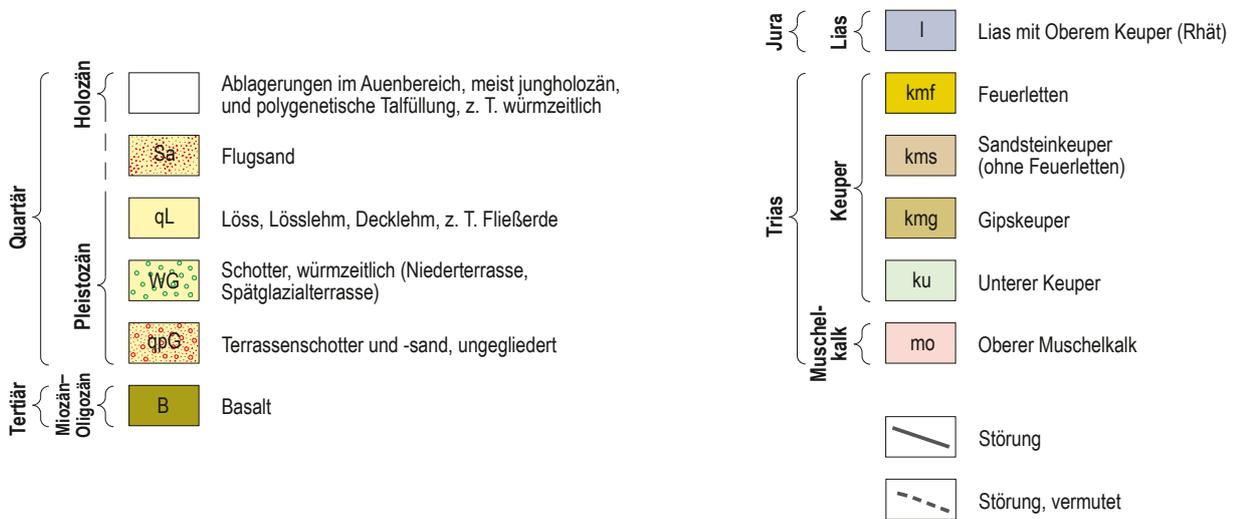
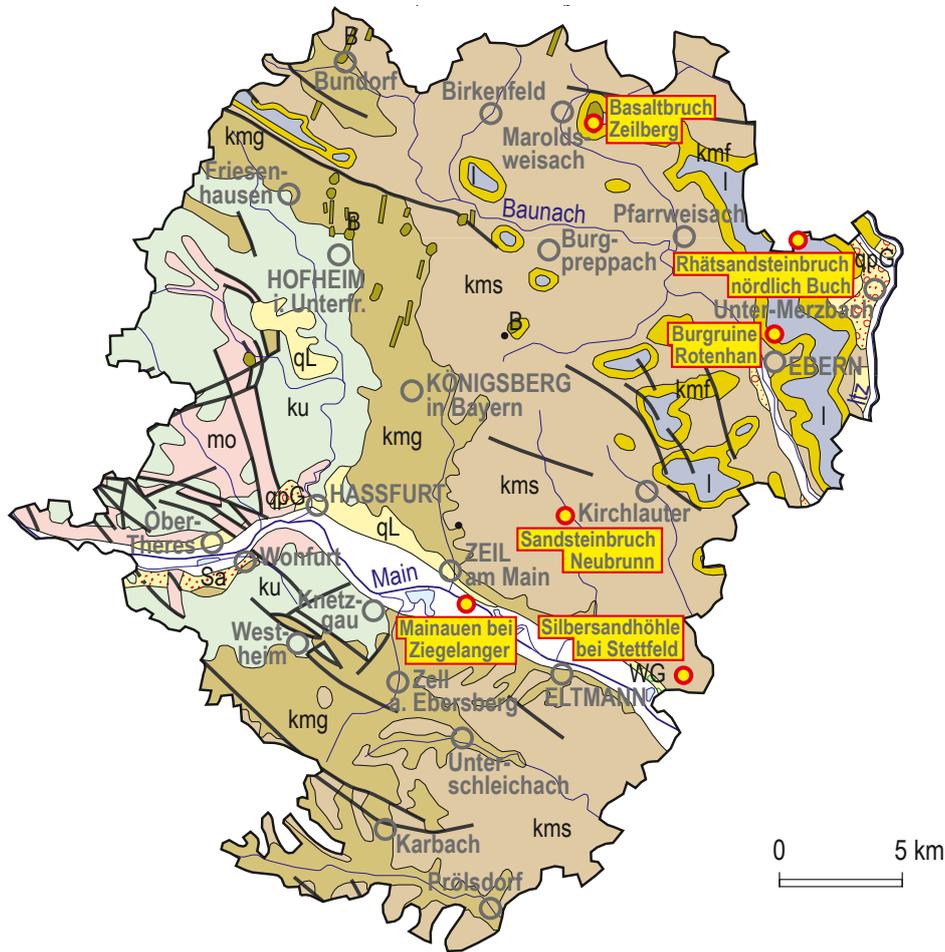
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: SCHMIDT-THOMÉ (1964)
 SCHWARZMEIER (1983)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Blick auf den Prallhang mit Escherndorf und der Vogelsburg



Geotope in Unterfranken



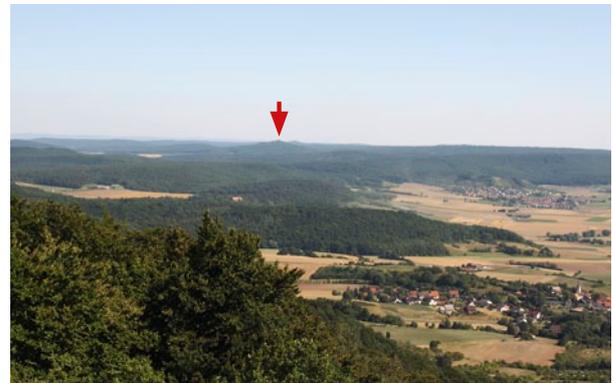
3.10 Landkreis Haßberge

Die Mittelgebirge der Haßberge und des Steigerwalds sowie das Maintal prägen die Landschaft, die Gesteine des Keupers die Geologie des Landkreises Haßberge.

Der Landkreis umfasst Teilbereiche der naturräumlichen Einheit Fränkisches Keuper-Lias-Land mit dem Itz-Baunach-Hügelland im nördlichen Landkreis, den im Süden daran anschließenden Haßbergen und dem Steigerwald südlich des Mains. Zur naturräumlichen Einheit Mainfränkische Platten gehören die Teilgebiete des Steigerwaldvorlands südlich des Mains, das Hesselbacher Waldland westlich Haßfurt und der Grabfeldgau im westlichen Vorland der Haßberge.

Der in Westnordwest-Richtung fließende Main durchzieht den Landkreis Haßberge. Er tritt im Osten auf einer Höhe von circa 225 m bei Roßstadt in den Landkreis ein und verlässt ihn 34 Flusskilometer später, westlich Gädheim, auf einer Höhe von circa 207 m wieder.

Die höchste Erhebung im Landkreis ist mit 512 m die Nassacher Höhe am Nordwest streichenden Höhenzug des Großen Haßbergs, östlich Nassach. In den südöstlich anschließenden Haßbergen überragen die Höhen



Die nördlichen Haßberge mit der Spitze des Brambergs (roter Pfeil) und das Haßberge-Vorland in der rechten Bildhälfte mit den Orten Eichelsdorf und Gossmannsdorf werden durch Einheiten des Gipskeupers aufgebaut: Blick vom Aussichtsturm auf der Schwedenschanze am Großen Haßberg nach Südosten.

des Brambergs mit 494 m und des Stachels mit 484 m die Höhenflur. Im nordöstlichen Landkreis bildet der Höhenrücken zwischen Lichtenstein und Altenstein mit Höhen von knapp über 450 m eine markante Struktur. Die höchste Erhebung im südlichen Landkreis, im Steigerwald, bildet der Euerberg westlich Fabrikschleichach mit 491 m.

Die Oberflächenabflüsse fließen alle dem Main zu, direkt oder über Umwege. Die Nassach und die Wässernach entwässern den mittleren



Die weite Senke der Nassach von Hofheim bis Haßfurt mit Gesteinen des Unteren Keupers nimmt den Westteil des Landkreises Haßberge ein; im Hintergrund die Höhen des Steigerwalds südlich des Mains; Blick vom Aussichtsturm auf der Schwedenschanze am Großen Haßberg nach Süden.



Blick vom Spitzberg über das Maintal zum Südwestrand der Haßberge mit Zeil a. M.: hinter Zeil erhebt sich die „Hohe Wann“ mit dem Plateau des Schilfsandsteins und dem Gipfel aus Lehrbergsschichten.

westlichen Landkreisteil. Im Norden erfolgt der Abfluss erst ostwärts über Alster zu Itz sowie Baunach, danach weiter nach Süden. Die flach nach Osten geneigte Steigerwaldtafel entwässert nach Ostsüdosten über Aurach und Rauhe Ebrach zur Regnitz, das Steigerwaldvorland direkt zum Main.

Der Rundblick vom Turm der Schwedenschanze, auf dem Großen Haßberg nördlich von Hofheim, bietet bei guter Fernsicht eine einzigartige Möglichkeit, die Landschaften und geologischen Baueinheiten des Landkreises Haßberge zu überschauen.

Die Schichtpakete der mesozoischen Serien fallen flach nach Osten bis Südosten ein. Deshalb sind die ältesten Schichten im westlichen Landkreis und die jüngeren im östlichen Landkreis anzutreffen. Die ältesten Gesteine im Landkreis sind die des Oberen Muschelkalks. Im Bereich der Nordwest streichenden Kissingen-Haßfurter Störungszone im mittleren westlichen Landkreis, westlich Haßfurt, treten diese Schichten zu Tage, vielfach von Störungen durchsetzt oder durch Störungen begrenzt. Der Obere Muschelkalk (auch „Hauptmuschelkalk“) ist eine Wechselfolge von Bänken aus

relativ harten Kalksteinen, plattigen Kalkmergeln, dunklen Tonmergel- und Tonstein-Lagen, die in einem Meer abgelagert wurden.

Die über dem Muschelkalk folgenden Formationen des Keupers dominieren die Geologie des Landkreises Haßfurt. Im westlichen Landkreis, zwischen Hofheim und Haßfurt, bilden die härteren Werksandsteine des Unteren Keupers sich sanft heraushebende Rücken über dem Muschelkalk im Gebiet des Hesselbacher Waldlandes („Schweinfurter Rhön“). Der Untere Keuper (Erfurt-Formation) war eine Übergangsperiode zwischen der Zeit des Muschelkalk-Meeres und der von festländischen Ablagerungen bestimmten Zeit des Keupers. Dies spiegelt sich in der wechselhaften Gesteinsfolge wider, die die damaligen variierenden Ablagerungsbedingungen belegt: Sandsteine in Flussrinnen, Ton- und Siltsteine in kontinentalen Überschwemmungsebenen, Kalk- und Dolomitsteine aus Meeresbereichen, die abwechselnd vollmarine und brackische Salzgehalte hatten. Der Werksandstein ist ein in Flussrinnen abgelagerter Sandstein. Bei Rügheim wurden Tone des Unteren Keupers abgebaut.

Die überwiegend tonigen Schichten des Unteren Keupers und des darüber folgenden Gipskeupers (Myophorien- und Estheriensichten der Grabfeld-Formation) bilden die sanfte hügelige Landschaft des Haßbergevorlands (Teil des Grabfeldgaus) und Steigerwaldvorlands von der weiten Talsenke der Nassach über Hofheim im Norden bis südlich des Mains zum Zabelstein. Der Anstieg nach Osten zur Landstufe wird auf halber Hanghöhe vom umlaufenden Sims des grünlichgelben Schilfsandsteins (Stuttgart-Formation) unterbrochen. Man erkennt diese Zwischenstufe besonders gut, wenn sie zur Plattform verbreitert ist, wie unmittelbar östlich von Hofheim (z. B. am Altenberg bei Goßmannsdorf) und weiter im Süden das breite durch das Tal des Krumbaches von den höheren Haßbergehöhen getrennte Sandsteinplateau mit der aufsitzenden „Hohen Wann“ zwischen Zeil und Königsberg. Der Schilfsandstein wurde früher an vielen Stellen abgebaut. Der letzte in Betrieb befindliche Abbau im Landkreis existiert am Hermannsberg südlich Sand a. Main.



Schachtelhalmstiel-Bruchstück aus dem Schilfsandstein bei Limbach; Länge circa 15 cm (oben)

Fluviatile Rinnensandsteine umgeben von wechselhaft ausgebildeten, geschichteten, tonigen und sandigen Sedimenten im Coburger Sandstein an der Schönbachsmühle. (unten)



Die Marienkirche in Königsberg wurde größtenteils aus Schilfsandstein erbaut.

Über dem Schilfsandstein folgen die meist roten, tonigen Lehrbergschichten (Steigerwald-Formation). Alte Abbaue fallen durch die markante rote Farbe auf, wie z. B. bei Ebelsbach.

Die markantesten landschaftlichen Elemente sind die Steilstufen von Steigerwald und Haßbergen mit den Dachflächen der Sandsteine des Sandsteinkeupers. Unser Gebiet lag in dieser Keuperzeit in der Übergangszone zwischen der sandsteindominierten Randfazies entlang des Vindelizischen Landes („Sandsteinkeuper“ der Haßberge- und Löwenstein-Formation) und der tonig-siltigen Fazies im Inneren des Germanischen Beckens, die heute als Weser- und Arnstadt-Formation bezeichnet werden. Der Coburger Sandstein der Haßberge-Formation und der Burgsandstein der Löwenstein-Formation waren einst begehrte Naturwerksteine der



Rhätsandstein und aufliegendes, tonig-sandiges Oberrhät mit mehreren Kohleflözchen im Steinbruch Rotreisach

Haßberge im Ebelsbachtal und des Steigerwalds. Nur an wenigen Stellen wird heute noch abgebaut.

Die roten Tonmergelsteine des Feuerletten (Trossingen-Formation) und die Sand-Tonstein-Wechselagerung der Rhät-Lias-Übergangsschichten (Exter-Formation) schließen zum Ende des Keupers die festländisch dominierte Entwicklung ab. Im oberen Teil des Höhenrückens zwischen Altenstein und Lichtenstein stehen Rhätsandsteine über Feuerletten an.

Erste marine Einflüsse entwickeln sich zu einem vollmarin entwickelten Umfeld im nun folgenden Unteren Jura mit Pylonotenton- und Angulatensandstein-Formation. Diese jüngsten im Landkreis erhaltenen mesozoischen Schichten sind am Großen Haßberg (z. B. Nassacher Höhe) bisher der Abtragung entgangen, da sie in einer tektonischen Struktur, dem Haßberg-Graben, gegenüber ihrer ursprünglichen Lage abgesenkt worden sind. Weitere Vorkommen existieren vom Lußberger Wald im Süden bis östlich Jesserndorf und im östlichen Landkreis zwischen Losbergsgereuth und östlich Altenstein.

Die Stufenränder am Haßberge- und Steigerwaldwestrand sind vielfach eingeschnitten, zerkerbt von Erosion, die einen stetigen Abbau der Landstufe und damit ihr Zurückweichen nach Osten bewirkte. Die Einbuchtungen des Stufenrandes enden abrupt im Hofheimer Winkel bei Manau an der Bettenburg. Von dort erstreckt sich bis zum Laubhügel bei Leinach der viele Kilometer lange Rücken des Großen Haßbergs, dessen Abgrenzung gegen das Vorland wie mit dem Lineal gezogen erscheint. Hier sind die Haßberge durch eine Bruchlinie begrenzt. Seine hervorgehobene Position verdankt der Große Haßberg besonderen geologischen Bedingungen. Durch tektonische Absenkung gelangten harte, verwitterungsresistente Keupersandsteine in eine Höhenposition, aus der sich durch Abtragung der weicherer Umgebung der heute aufragende Rücken des Großen Haßbergs herausgebildet hat – ein klassisches Beispiel von Reliefumkehr.

Im Steigerwald und in den südlichen Haßbergen ist das leichte Einfallen ihrer landschaftlichen Dachflächen nach Osten gut zu erkennen. Verantwortlich für das augenfällige Nachzeichnen der Schichtflächen sind Blasensandstein und Coburger Sandstein. Dieser regelmäßige

Landschaftscharakter verliert sich in den nördlichen Haßbergen. Da dort Ton- und Siltsteine die Sandsteine ersetzen, überwiegt eine lebhaft bewegte Landoberfläche mit kuppigem Auf und Ab.

In der Tertiärzeit vor circa 34 bis 10 Millionen Jahren waren Vulkane aktiv und förderten Lava. Erhalten sind nur die Schlot- und Spaltenfüllungen, da die damalige Oberfläche mehr als 100 m über der heutigen lag. Markant sind die aufragenden Vulkanschlote des Zeilbergs und des Brambergs sowie des Hofheimer Wolfshügels. Die Vulkanite der Heldburger Gangschar (meist Basalte, seltener Tuffe und Tuffbrekzien) sind etwa zeitgleich entstanden wie die Rhön-Vulkanite. Die Vulkanitgänge streichen ziemlich einheitlich Südsüdwest-Nordnordost.

Eine geologische Besonderheit tritt zwischen Rügheim und Mechenried auf. Dort entweicht Gas aus der Erde mit relativ hohen CO_2 - und SO_2 -Gehalten (BÜTTNER 1989). Diese Gasaustritte sind als postvulkanische Aktivitäten im

Zusammenhang mit dem Vulkanismus der Heldburger Gangschar zu sehen.

Die ausgeprägte Flächenbildung während des Pliozäns ist im Landkreis Haßberge noch ansatzweise erkennbar. Die pliozänen Flächen wurden aber hier sowohl durch junge tektonische Verstellungen als auch durch die Eintiefungen verändert. Östlich Zeil a. Main bildet das Maintal ein markantes, über 100 m eingetieftes Durchbruchstal mit steilen Hängen zwischen den Haßbergen im Norden und dem Steigerwald im Süden. Westlich davon dominiert eine weite Talung bis Haßfurt.

Im Gebiet zwischen Hofheim und Obertheres und entlang des Maintals sind Ablagerungen aus dem Pleistozän verbreitet mit Löss, Lösslehm und Flugsanden sowie Main-Terrassenschotter. Das Maintal wird von holozänen Ablagerungen eingenommen. Diese Sande und Kiese werden teilweise abgebaut. Dabei wurden im Sediment eingebettete Baumstämme, sogenannte „Rannen“, gefunden.



Blick von der Ruine Bramberg nach Südosten über die Höhen der Haßberge mit dem Ort Bramberg

Mainsandsteine in alle Welt

Beiderseits des Maintals treten über kurze Entfernung sehr verschiedene Sandsteine zutage. Sie bildeten die Grundlage für die ehemals bedeutende Steinindustrie in den Haßbergen und im Steigerwald. Nach dem Schichtstufenprinzip dachziegelartig übereinander folgen von Westen nach Osten der Schilfsandstein im Hanganstieg, der Coburger Sandstein auf den Talschultern und der Rhätsandstein auf den Hochlagen der Haßberge. Die übrigen Sandsteine hatten nur lokale Bedeutung.

Die Sandsteine unterscheiden sich durch verschiedene Färbungen und wurden demgemäß als Grüner, Weißer und Gelber Mainsandstein unterschieden. Alte Steinbrechernamen („Werk“- „Schilf“- „Blasen“- und „Bau“-Sandstein) fanden Eingang in die viel später eingeführte formelle Lithostratigraphie.

Gemeinsam ist allen Sandsteinen der Haßberge ihre Verwendung als massiver Baustein. In früherer Zeit Burgen, Wehranlagen und Kirchen vorbehalten, setzte sich die Steinbauweise neben dem Fachwerk verstärkt im 17. Jahrhundert und vor allem im 18. Jahrhundert durch.



„Vergessene“ Schleifwalze in einem Steinbruch im Ebelsbachtal: Schleifwalzen aus Coburger Sandstein wurden unter anderem auch in die Karibik exportiert.

Das älteste Steinhauergewerbe ist für Zeil nachgewiesen (Steinhauergunft vor 1750). Das ausgehende 19. Jahrhundert, die „Gründerzeit“, führte mit dem Bau der Bahnlinien zu einer Blüte der Steinindustrie. Um die Jahrhundertwende war die Natursteinindustrie im Landkreis Haßfurt der wichtigste Gewerbebezweig. Sie beschäftigte 2.500 Arbeitskräfte. In Abbau standen mehr als 100 gewerbsmäßig betriebene Steinbrüche, daneben ungezählte kleinere.

Neben der Bausteingewinnung, die in geringerem Umfang auch nach dem 2. Weltkrieg anhielt, bestanden je nach Materialeigenschaften spezielle Nutzungen der Sandsteine. Aus dem tonig gebundenen Schilfsandstein wurden unter anderem Schleifsteine und Skulptursteine (Bamberger Reiter, Ritterkapelle Haßfurt) hergestellt. Abbauzentren lagen bei Zeil a. Main (Kapellenberg, Schleifberg) und am Hermannsberg bei Sand a. Main. Der Coburger Sandstein wurde in dem Steinbruchrevier von Zeil („Bildhauer-Sandstein“) und im Ebelsbachtal gewonnen und als spezielle Schleifsteinprodukte sogar bis nach Übersee exportiert.

Die Steinmetztradition im Aurachtal wird durch eine neuere Plastik in Kirchaich dokumentiert.

Sandsteinbruch Neubrunn

Geotop-Nr.: 674A024
Landkreis: Haßberge
Gemeinde: Kirchlauter
TK 25: 5930 Ebern
Lage: N 50° 1.925', E 010° 40.245'
Naturraum: Haßberge
Gesteine: Heldburger Gipsmergel
 (Mainhardt-Formation)
 Coburger Sandstein
 (Haßberge-Formation)

Der in Teilbereichen noch in Abbau befindliche Steinbruch steht im Coburger Sandstein der Haßberge-Formation des Mittleren Keupers. Es ist die Schichtenfolge vom „Unteren Werkstein“ des Coburger Sandsteins bis hoch zu den basalen „Heldburger Gipsmergeln“ vertreten. Zu sehen ist der rinnenförmige Charakter der hellen Sandsteinpakete. Gut erschlossen sind die Bereiche des „Haupt-Rinnenhorizonts“ und die überlagernden Schichtflut-Sandsteine. In dünnplattigen Schichten des oberen Steinbruchabschnitts wurden Sauriertrittsiegel (Spurentyp: *Brachyichirotherium*) gefunden und geborgen. Die oberen Pakete sind reich an Sedimentstrukturen wie Rippelmarken und Flaserschichtung. In den Sandsteinen wurden häufig Pflanzenreste gefunden, die zu einer wesentlichen Erweiterung des Kenntnisstands des Florenspektrums führten. So wurden bis dato unbekannte Koniferenarten nachgewiesen. Ferner existieren Steinsalzkristallmarken – würfelige Gebilde aus Sandstein, die bis 1,5 cm Kantenlänge erreichen. Es finden sich auch Insektenfossilien.

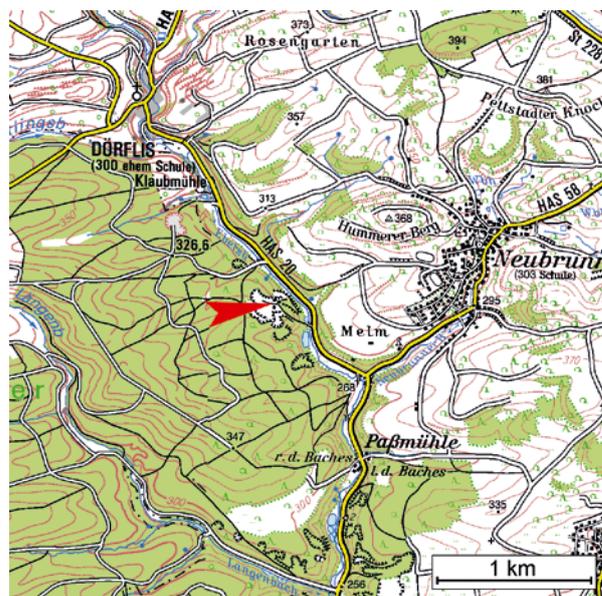
Die Werksteine dieses Bruchs wurden unter dem Handelsnamen „Neubrunner Sandstein“ vertrieben. Der Steinbruch ist der Exkursionspunkt Nr. 4 der Geo-Route des Naturparks Haßberge mit einer Info-Tafel.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: KARL & HAUBOLD (1998)
 KELBER & NITSCH (2005)
 GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)



Eine sogenannte „abgesoffene“ Steinbruchsohle: das heißt Regen- und Grundwasser bilden einen Tümpel im Steinbruch, der für Amphibien einen neuen Lebensraum bildet. (oben)

Sandsteinblöcke im Abraummaterial mit typischen Bohrrillen der Gewinnungsmethode (unten)



Sandmännchens Geschichte(n)

Was Sie schon immer über den Sandmann wissen wollten.

Sand wurde früher zu vielem verwendet, was uns heute nicht mehr geläufig ist. Er diente als Streusand zur Erhöhung der Hygiene, da ausgewaschener, natürlich vorkommender Sand weitgehend keimfrei war. Er wurde als Medizin (angeblich schweißtreibende Wirkung) sowie für kultische Zwecke (Vertreibung von Hexen, Teufeln und bösen Geistern) verwendet. Mit besonders feinkörnigem „Silbersand“ wurden mit Tinte geschriebene Texte getrocknet. Die mengenmäßig wichtigste Verwendung aber war die Reinigung: Holzböden wurden mit Bürsten, Lauge und Sand gescheuert, oder es wurde Sand darauf gestreut. In diesem Fall hieß Reinigen Austauschen des Sandes.

Der Abbau von Sand für Putzwecke war so bedeutend, dass er in die geologische Nomenklatur einging. So wird die in Bayern traditionell als Burgsandstein (heute: Löwenstein-Formation) bezeichnete stratigraphische Einheit in Baden-Württemberg „Stubensandstein“



genannt. Ein wichtiges Abbauzentrum war die württembergische Gemeinde Sternenfels, die durch ihre „Sandbauern“ berühmt wurde. Sie gewannen den lokal anstehenden Stubensandstein in großem Stil für Scheuersand.

Beliebt war weißer Sand, der vor seiner Verwendung selbstverständlich von tonigen Beimengungen gesäubert und anschließend getrocknet werden musste. Die aufbereiteten Sande wurden durch den Berufsstand des „Sandmanns“ vertrieben. In manchen Gegenden wurde nach der Farbe der Handelsware unterschieden zwischen rotem und weißem Sandmann (EMMERT 1994).



Der früher offensichtlich allgegenwärtigen Figur des Sandmanns wurden noch andere Eigenschaften zugeschrieben. Das Sandmännchen besucht abends die Kinder, streut ihnen Schlaf bringenden Sand in die Augen und lässt Träume entstehen. Am nächsten Morgen reibt man sich den Schlafsand wieder aus den Augen. Dies ist die Grundlage der bekannten und berühmten „Sandmännchen-Geschichten“. Dieses Motiv des Träumebringers erlangte auch durch die Erzählungen des Märchendichters Hans Christian Andersen große Bekanntheit.

Es gibt aber auch den bösen Sandmann als Kinderschreckfigur, wie ihn E. T. A. Hoffmann in der Schauernovelle „Der Sandmann“ beschreibt. Der böse Mann wirft den Kindern, die nicht ins Bett gehen wollen, Sand in die Augen, sodass die Augen aus dem Kopf herauspringen. Dann packt er die Kinderaugen in den Sack, nimmt sie mit und verfüttert sie.

Sandmann: Radierung mit Unterschrift um 1589 (Germanisches Nationalmuseum Nürnberg) (rechts oben)

Sandverkäufer mit Hundewagen („le marchand de sable“ von V. DeDoncker, Stich 1871) (links unten)

Silbersandhöhle bei Stettfeld

Geotop-Nr.: 674G004
Landkreis: Haßberge
Gemeinde: Stettfeld
TK 25: 6030 Eltmann
Lage: N 49° 58.268', E 010° 44.528'
Naturraum: Haßberge
Gesteine: Burgsandstein
 (Löwenstein-Formation)

Die Silbersandhöhle wurde in den in diesem Bereich sehr mürben Mittleren Burgsandstein gegraben, um den feinkörnigen und glimmerreichen hellen Sand abzubauen. Der Zugang ist mit einer Gittertür verschlossen. Der Schlüssel für die Zugangstür kann in Stettfeld ausgeliehen werden, auf einer Hinweistafel ist eine Telefonnummer angegeben. Eine kleine Info-Tafel ist vorhanden.

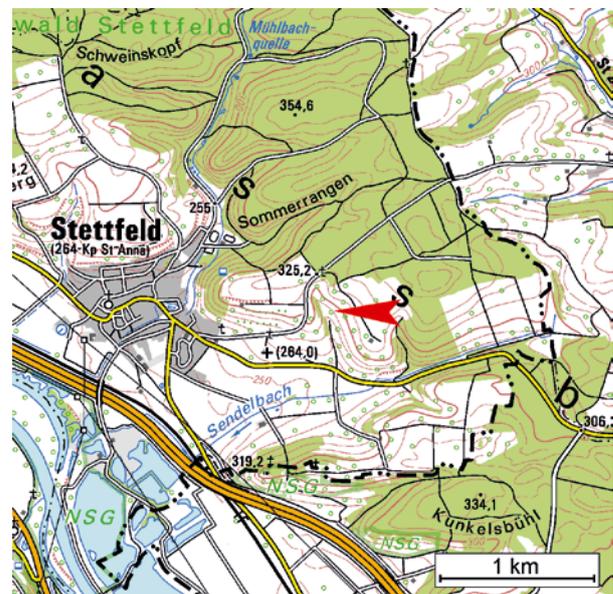
Es handelt sich um ein etwa 20 x 30 m großes Höhlensystem mit mehreren Gängen. Das Deckengewölbe wird durch stehen gebliebene Pfeiler abgestützt, es gibt keine künstlichen Stützen. In Handarbeit wurde der Sand mit Werkzeugen herausgekratzt, sodass in den letzten 200 bis 300 Jahren ein von Menschenhand geschaffenes Höhlensystem entstand.

Die sehr feinkörnige und wenig verfestigte Burgsandstein-Ausbildung enthält viele feine Glimmerschüppchen, die wohl für den Namen des Materials, nämlich „Silbersand“, verantwortlich sind. Der Putz- oder Scheuersand war früher sehr begehrt. Er wurde unter anderem zur Reinigung der Holzböden in den Stuben verwendet, indem man ihn als Scheuermittel verwendete.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GEYER & SCHMIDT-KALER (2006)



Zugang der Silbersandhöhle (oben)



Szenenwechsel zwischen Meer und Land

Die Gesteine des Keupers sind bunt und vielfältig. Sie bilden zwischen Muschelkalk und Jura eine rund 450 m mächtige, festländisch geprägte Schichtenfolge mit marinen Einflüssen an der Basis und am Top. Der Keuper ist ein gutes Beispiel dafür, dass erdgeschichtliche Veränderungen oft langsam von statten gehen, mit mehrmaligem Hin und Her.

Den Unteren Keuper prägt eine Landschaft mit geringen Reliefunterschieden. Dies führt bereits bei leichten Anstiegen des Meeres zu weiten Überflutungen. Amphibisch, also beiden Einflussbereichen ausgesetzt, so nennt man dieses Milieu. Wir sehen es an Karbonatbänken, die denen des Muschelkalks gleichen. Im Gipskeuper werden marine Einflüsse selten. Sie sind wohl noch im Grundgipslager erkennbar und in dünnen „Steinmergelbänken“, in denen unter anderem Haifischzähnen vorkommen – letzte Erinnerungen an das zurückweichende Meer.

Über dem Gipskeuper finden sich in den südlichen Haßbergen Sandsteine, die als Rinneablagerungen verzweigter Flusssysteme entstanden. Im Coburger Sandstein sind Rinne- und Überflutungsebenen durch vielfältige Sedimentbilder dokumentiert.



Schleif- und Strömungsmarken im Coburger Sandstein (Sandsteinbruch Neubrunn): Unterseite einer Bank

Erst mit dem Burgsandstein wird das Festland durch ausladende Schuttfächer dominant. Es existieren zyklische Sedimentanlieferungen aus dem südlichen und östlichen Hochland. Schlammebenen und Kalkkrusten wechseln mit Sedimentationspausen.

Nach einer Periode festländischer Ablagerungen auf weiten Schwemmebenen, die heute als rote Ton- und Siltsteine den Feuerletten charakterisieren, kündigte sich in der ausgehenden Keuperzeit, dem Rhät, erneut das Meer an. So wurden die Rhätsandsteine überwiegend im Bereich eines Deltas abgelagert.



Großrippel im Rhätsandstein, ehemaliger Steinbruch am Eichelberg südlich Burgpreppach

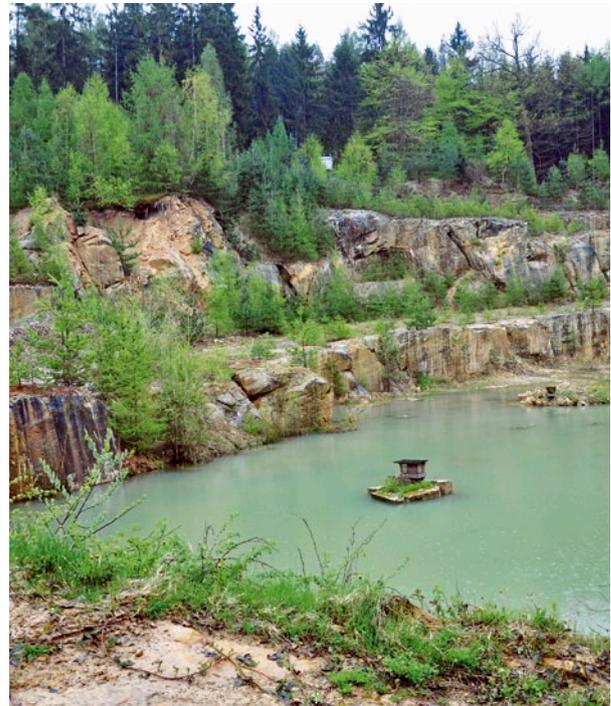
Rhätsandsteinbruch nördlich Buch

Geotop-Nr.: 674A023
Landkreis: Haßberge
Gemeinde: Untermerzbach
TK 25: 5830 Pfarrweisach
Lage: N 50° 8.735', E 010° 48.567'
Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland
Gesteine: Rhätsandstein (Exter-Formation)

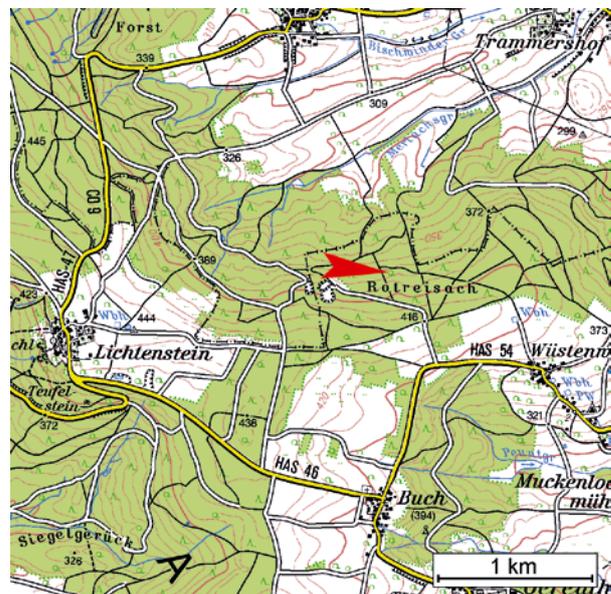
Der Rhätsandstein steht im aufgelassenen Steinbruch an. Er bildet meist dicke Bänke mit weiten Kluftabständen. Der braungelbe, oft grobe Rhätsandstein oder Hauptsandstein ist das typische Gestein des Rhäts. Im Umfeld des Steinbruchs treten sie als massige Klötze an den Plateaukanten zutage oder sind schon auf der Gleitbahn des Feuerletten ein Stück weit hangabwärts geglitten. Die Sandsteine – heute nur noch in wenigen Steinbrüchen erschlossen – entstanden als Ablagerungen eines nach Nordwesten geschütteten fluviatil dominierten Delta-Systems. Die verzweigten Flussarme unterlagen häufiger Laufveränderung. Sie umschließen dabei Bereiche mit feinen Sedimenten, die in ruhigem Wasser abgesetzt wurden, sodass im Rhät grobe Flussandsteine und feine Stillwassersedimente neben- und übereinander liegen.

Wenige 100 m westlich schließt sich ein noch zeitweise in Abbau befindlicher Bruch an.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: WEINIG (1984)



Das ehemalige Steinbruchgelände mit der „abgesoffenen“ Sohle – ein grünlich-blau schimmernder Teich als Sekundärbiotop ist entstanden.



Frankens Schmierseife – ein Georisiko

Unterhalb des „Bergdorfs“ Altenstein liegt auf freiem Feld ein hausgroßer Felsblock aus Rhätsandstein. Man sieht sofort, er ist ortsfremd, befindet sich also nicht mehr dort, wo er entstanden ist. Ganz langsam hat sich der Felsriese aus dem festen Verband der Rhätsandstein-Platte, die das Altensteiner Plateau bildet, gelöst und ist auf dem steilen Hang abwärts gerutscht. Dabei hat er sich gedreht, sodass die Schichtung heute steil steht.

Rutschungen sind hier weit verbreitet, weil verwitterungsanfällige Tonsteine des unter dem Rhätsandstein liegenden Feuerletten ein vorzügliches Schmiermittel für natürliche Rutschpartien bilden. Fast überall in den Haßbergen erleben Rhätsandstein-Felsmassen auf dem Feuerletten Talfahrten. Solche Blöcke finden sich beispielsweise im Freibad von Ebern. Alle Stadien der Ablösung und unzählige Felsformen sind rund um die Plateaukanten zu beobachten. Viele tragen Namen, um etliche spinnen sich Mythen. Die Erosion schreitet



Ein Riesenblock aus dem Rhätsandstein hat sich aus dem Verband gelöst und ist auf dem Feuerletten-Ton hangabwärts gerutscht: bei Altenstein.

munter fort. Förster klagen über abgeglittene Forstwege, Anwohner über Gebäudeschäden. Die zur Bauzeit aufrecht, heute aber teilweise deutlich schräg stehende Burgruine von Altenstein ist ein naturgeschaffenes *Memento mori*.



Die Burgherren von Altenstein hielten den Baugrund ihrer im 13. Jahrhundert errichteten Burg für stabilen Fels. Wegen dem schmierigen Feuerletten-Untergrund gleitet allerdings ihr Heim beständig hangabwärts: Risse in der Mauer und die schiefen Wände zeigen dies deutlich.

Burgruine Rotenhan

Geotop-Nr.: 674G001

Landkreis: Haßberge

Gemeinde: Stadt Ebern

TK 25: 5830 Pfarrweisach

Lage: N 50° 6.847', E 010° 47.511'

Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland

Gesteine: Rhätsandstein (Exter-Formation)
Feuerletten
(Trossingen-Formation)



Die Felsenburg Rotenhan am Hang des Baunachtals wurde an Ort und Stelle aus mehreren riesigen Rhätsandstein-Blöcken herausgehauen. Einen Teil der Burganlage, wie der Zugang zur Burg, Türen, Treppenanlagen und eine Zisterne, hat man direkt aus dem Fels gemeißelt. Deutlich sind heute noch Widerlager für Holzbalken sowie Fundamentabstufungen für das Mauerwerk zu erkennen. Bereits 1323 wurde die Ende des 12. Jahrhunderts errichtete Burg Rotenhan zerstört. Die Mauersteine der geschleiften Burg wurden andernorts als Bausteine wieder verwendet. Von der Ruine blieb daher kein Mauerwerk.



Teile der Burg wurden direkt aus dem Felsen gemeißelt.

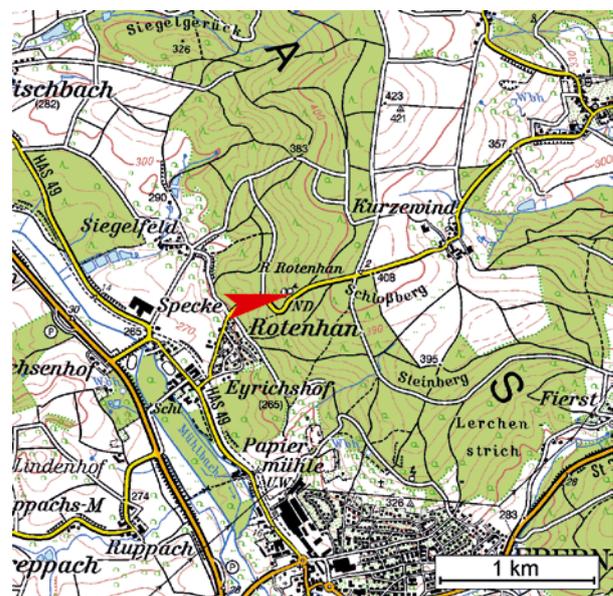
Der mittel- bis grobkörnige Rhätsandstein zeigt überall für Flussande typische Sedimentationsstrukturen, wie Schrägschichtung. Werkzeugspuren an den Felsblöcken belegen, dass der Sandstein leicht bearbeitet werden konnte. Dennoch ist er sehr robust und verwitterungsbeständig und daher als Baustein hervorragend geeignet.

Betreten des Geländes auf eigene Gefahr, der Besitzer übernimmt keine Haftung. Helfen Sie mit, dieses einmalige Boden- und Baudenkmal zu erhalten. Bitte verändern oder zerstören Sie die Steinblöcke und den Bewuchs nicht und schlagen Sie nichts ab.

Schutzstatus: Baudenkmal,
Bodendenkmal

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: GEYER & SCHMIDT-KALER
(2006)
BAYERISCHES LANDESAMT
FÜR UMWELT (2011)





Die Tuffbrekzie von Mechenried enthält vielfältige sedimentäre und vulkanische Komponenten.



„Olivinknolle“ im Basalt vom Zeilberg – ein Gruß aus dem Erdmantel



Der Bramberg mit der Burgruine ist ein Erosionsrest eines Basalt-gefüllten Förderschlots, der als Härtling herausragt.

Die Heldburger Gangschar

Die Heldburg in Thüringen steht auf einer markanten Kuppe aus dem vulkanischen Gestein Phonolith und ist namensgebend für einen etwa 20 km breiten Schwarm von Basaltgängen zwischen Werra und Main. Diese Heldburger Gangschar umfasst mehr als 100 einzelne Gänge und Schlote, von denen die meisten kaum breiter als einen Meter und nur wenige länger als 100 m sind. Ihre Füllung aus basaltischen Vulkaniten und Tuffen mit Nebengesteinsanteilen ist oft brekziiert, weshalb die Gänge nur selten morphologisch in Erscheinung treten. Bei Mechenried sind Vulkanitbrekzien erschlossen. Allerdings gibt es auch spektakuläre Vertreter dieses Gangschwarmes. Markante Höhen ehemaliger Vulkanschlote sind der Zeilberg, der Bramberg und der Wolfshügel.

Es handelt sich um Vulkanite, die typisch sind für vulkanische Aktivität innerhalb von Kontinentplatten. Ihre Magmen werden aus sehr großer Tiefe (mehr als 70 km) gefördert. Es sind Alkalibasalte und relativ siliziumarme Laven, in denen auch Minerale aus der Gruppe der Feldspatvertreter (Foide) vorkommen.

Die Aktivitätsperiode der Vulkane umfasst den Zeitraum von circa 34 bis 10 Millionen Jahren vor heute. Die Landoberfläche lag während der Förderperiode im Schnitt einige 100 m höher als die heutige, wie aus Sedimentgesteins-Fragmenten rekonstruierbar ist, die in Vulkangesteinen des Schlots eingeschlossen wurden. Die jüngsten von diesen Gesteinen (in der Regel Unterer Jura, seltener Mittlerer Jura oder auch Oberer Jura) müssen die damalige Landschaft gebildet haben. Unsere heutigen „Vulkanberge“ sind nur bescheidene Erosionsreste der Förderschlote, die als Härtlinge über die Keupergesteine aufragen.

Basaltbruch Zeilberg

Geotop-Nr.: 674A017

Landkreis: Haßberge

Gemeinde: Markt Maroldsweisach

TK 25: 5830 Pfarrweisach

Lage: N 50° 11.503', E 010° 40.966'

Naturraum: Itz-Baunach-Hügelland

Gesteine: Vulkanite der Heldburger Gangschar (Tertiär)

Der Steinbruch erschließt einen Teil der etwa Nord-Süd gerichteten Förderzone des Zeilbergs mit länglich ovalem Querschnitt. Bei den Vulkaniten handelt es sich um Alkali-Basalt beziehungsweise Olivinbasalte und Nephelinbasanite sowie Nephelintephrite.

Im Basalt kommen Einschlüsse von Gesteinen aus dem Erdmantel vor. Berühmt sind die „Reaktions-Mineralie“ aus der Umgebung von Nebengesteinseinschlüssen, besonders solche aus dem Reaktionsbereich zwischen Sulfat führenden Gesteinen (Untere Heldburger Gipsmergel) und der über 1.000° C heißen Lava. Neubildungen von Zeolithen, wie beispielsweise Natrolith sind häufig. Auch Nebengesteinschollen bis über 100 m Durchmesser treten auf (Gesteine des Oberen Keupers und des tiefen Lias).

Der Rundwanderweg „Stein-Erlebnispfad um den Zeilberg“ bietet an neun Info-Punkten Informationen zur Abbaugeschichte und Steinbearbeitung sowie zu Flora und Fauna im Steinbruch. Er führt an einem Aussichtspunkt nördlich Geroldswind vorbei, von dem man eine gute Sicht in den großen Steinbruch hat.

Der Steinbruch selbst ist in Betrieb und darf nur nach ausdrücklicher Genehmigung durch die Betreiber betreten werden.

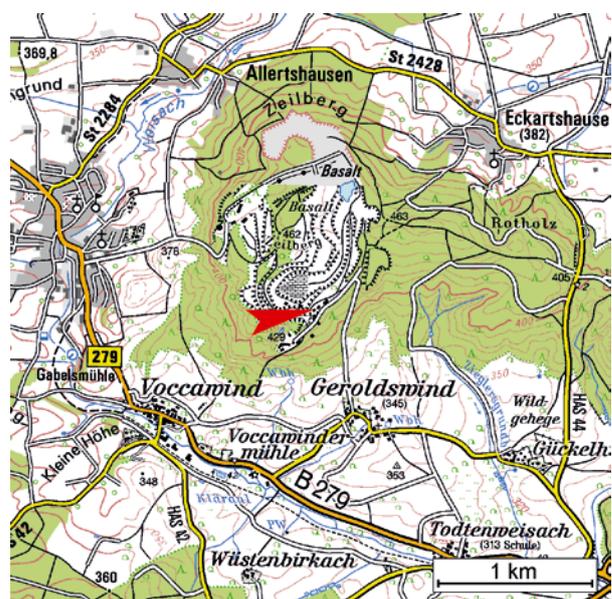
Schutzstatus: nicht geschützt

Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: HUCKENHOLZ & WERNER (1990)
PÖLLMANN & KRÄTSCHMER (1990)
SCHRÖDER & FESL (2004)



Info-Punkt des „Stein-Erlebnispfads um den Zeilberg“





Durchbruchstal des Mains zwischen Haßbergen und Steigerwald, Blick vom Spitzberg nach Osten mit Maria Limbach (Kirche links)

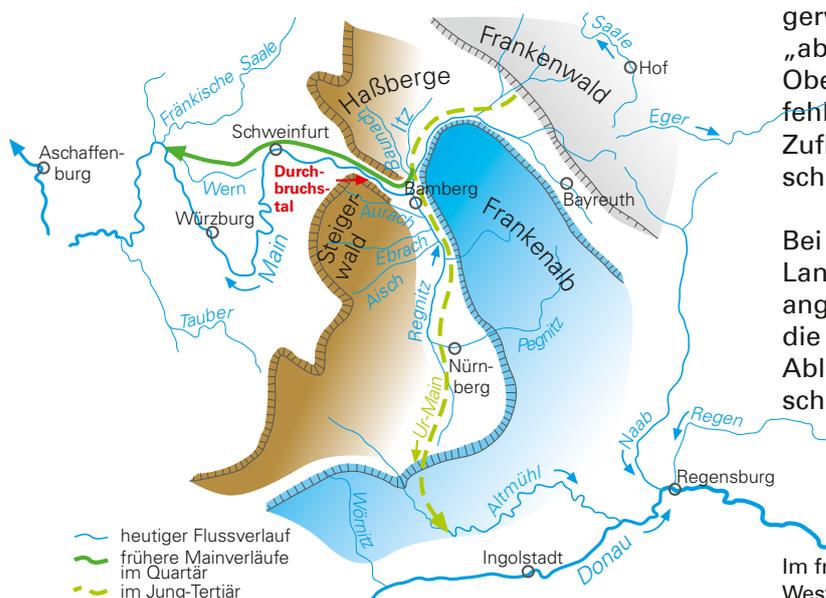
Europas Wasserscheide

Noch am Ende der Tertiärzeit waren die Flüsse unseres Raumes nach Süden, zur Donau gerichtet. Hauptsammler war ein Fluss im Bereich des heutigen Regnitztals. Dieser alten Abflussrichtung folgen heute noch der Obermain bis Bamberg, Itz und Baunach in den Haßbergen sowie alle Flüsse in den Steigerwald-Tälern. Den Main gab es im ausgehenden Tertiär noch nicht. Etwa mit dem Beginn der quartären Kaltzeiten verstärkte sich die Erosionskraft der Rheinzufüsse. Die resultierende rückschreitende Erosion bewirkte, dass die Süd gerichteten Flüsse an vielen Stellen angezapft und umgeleitet wurden. Dem wichtigsten „Südfluss“

wurde das Wasser im wahrsten Sinne des Wortes abgegraben. Sein Oberlauf erfuhr bei Bamberg eine Ableitung nach Westen. Unser heutiges, zum Rhein hin orientiertes Flusssystem mit dem Main als Hauptfluss bildete sich heraus.

Die Richtungsänderung des Abflusses nach Westen und die Entstehung von Bächen mit hohem Gefälle waren Motor und Ursache für die Ausweitung des rheinischen Einzugsgebietes nach Osten. In unserem Raum gibt es ausgezeichnete Dokumente für diesen Wandel, der auch heute noch weitergeht: Zum einen ist der Laufrichtung des Böhlbachs anzusehen, dass er einst südlich von Zell in das Aurachtal mündete. Eine steile Erosionsrinne in der Steigerwaldstufe hat hier der Aurach das Wasser „abgegraben“. Das Aurachtal ist heute westlich Oberschleichach scharf abgeschnitten. Dem Tal fehlt sein früherer Oberlauf. Sein ehemaliger Zufluss, der Böhlbach, fließt heute in einem scharfen, jungen Kerbtal nach Norden.

Bei Hofheim hat sich die zurückweichende Landstufe dem Baunach-Knie bei Manau stark angenähert. Die Anzapfung der Baunach durch die Hangkerben bei der Bettenburg und ihre Ableitung in die Nassach steht – nach erdgeschichtlichem Maßstab – unmittelbar bevor.



Im frühen Quartär veränderte der Main seinen Lauf nach Westen.

Mainauen bei Ziegelanger

Geotop-Nr.: 674A016
Landkreis: Haßberge
Gemeinde: Stadt Zeil am Main
TK 25: 6929 Knetzgau
Lage: N 49° 59.916', E 010° 36.670'
Naturraum: Steigerwaldvorland
Gesteine: Main-Schotter (Holozän)



Der Standort „Alte Sandgrube“ südlich von Ziegelanger liegt am westlichen Ausgang des Durchbruchtals zwischen Haßbergen und Steigerwald, das der Main nutzte und formte, nachdem er nach Westen abgelenkt wurde.

Die Sandgrube erschließt holozäne kiesführende Sande, die im Maintal mehrere Auenterrassen bilden. Diese Ablagerungen der jüngeren, nebeneinander liegenden Terrassen führen immer wieder Rannen (Baumstämme), oft Eichen, die eine Altersbestimmung ermöglichen. Die Sandgrube Ziegelanger bietet mehrere gut erhaltene Stämme, von denen aber nur noch wenige in ihrer primären Position im Sediment liegen. Sie sind durch die Einbettung im Sediment und den Kontakt mit Wasser gedunkelt oder schwach inkohlt. Das Alter der Rannen führenden Terrassen umfasst den Zeitraum von etwa 10.000 Jahren v. Chr. bis 250 Jahre n. Chr.

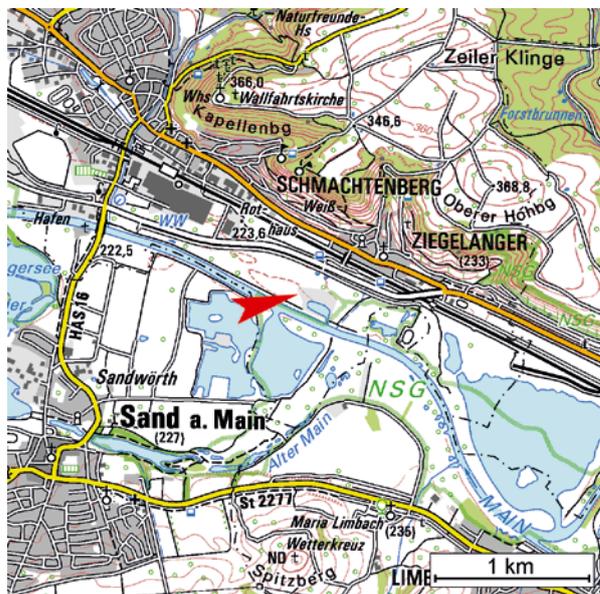
Der durch das Gelände führende „LIFE-Naturerlebnisweg Ziegelanger“ bietet Informationen rund um die Flussgeschichte und den Lebensraum Mainauen. Der Weg ist mit Main-Kies aus benachbarten Gruben geschottert und ermöglicht so das Studium des bunten Geröllspektrums.

Schutzstatus: Naturpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: FRIEDRICH et al. (2004)
 BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011)



Ehemalige Abbaustelle (oben)

Kohlschwarz gefärbte uralte Baumstämme in den Main-schottern heißen „Rannen“ (unten)



4. Dank

Bei der Zusammenstellung dieses Bandes haben viele mitgewirkt, nicht nur die namentlich genannten. Bei ihnen allen, seien es die Datenerfasser im Gelände, die Programmierer der Datenbank, die Freiwilligen draußen vor Ort, die aktuelle Informationen lieferten und sich bei Geotoppflege-Aktionen engagierten, oder all jene, die nicht nur beim Aufbau sondern vor allem bei der ständigen unerlässlichen Pflege des Geotopkatasters Bayern geholfen haben, möchten wir an dieser Stelle herzlich danken. Ohne ihre tatkräftige Mithilfe und ihren persönlichen Einsatz hätte das Material für diese Veröffentlichung in diesem Umfang nicht gesammelt und aufbereitet werden können.

Ein spezieller Dank gebührt den Kollegen Dr. Walter Freudenberger, Dr. Stefan Glaser, Peter Köstner, Uwe Lauterbach, Dr. Birgit Niebuhr, Gabriele Raum und Christine Schindelmann vom Landesamt für Umwelt für die kritische Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Beiträge.

Für die Bereitstellung und Genehmigung zur Verwendung von Bildmaterial gilt unser besonderer Dank:

Bayerische Vermessungsverwaltung, Ausschnitte der Topografischen Karten 1:50.000

Bremer Christin, S. 70 o

Krause Torsten, S. 186 u

Lagally Ulrich, S. 11 u

Loth Georg, S. 10 l, S. 50, S. 61 o, S. 65, S. 66 ru, S. 68 o, S. 70 u, S. 71 m, S. 73 m, S. 75 o, S. 88, S. 90 m, S. 91 o, S. 94 l, S. 95 o, S. 100 o, S. 100 u, S. 106 o, S. 111 o, S. 118 m, S. 147 u, S. 148, S. 149 u, S. 150 o, S. 151 o, S. 151 m, S. 153 o, S. 154 o, S. 157 o, S. 157 m, S. 158 u, S. 161, S. 163 u, S. 167 m, S. 169 o, S. 172 o, S. 173 o

Loth Rosemarie, S. 17 o, S. 47, S. 67, S. 149 o, S. 162, S. 188 m

Krisl Peter, S. 25 o

Schindelmann Christine, S. 110 u

Sell Jürgen, S. 87 o, S. 87 m, S. 138 l

Stürmer Günter, S. 134

Wikimedia, S. 54 u

5. Literatur

AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ [HRSG.] (1996): Arbeitsanleitung Geotopenschutz in Deutschland – Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angew. Landschaftsökologie, **9**: 1–105; Bonn.

ARBEITSAUSSCHUSS BUNTSANDSTEIN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER (1974): Richtlinien zur Gliederung des Westdeutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., A **25**: 123–125; Hannover.

BACKHAUS, E. (1964): Zur Frage der Einwirkung des Pleistozäns auf dem Buntsandstein in Odenwald und Spessart. – Z. Dt. Geol. Ges., **116** (3): 984–985; Hannover.

BACKHAUS, E. (1967): Zur Genese des Buntsandsteins im Spessart. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **49**: 157–171; Stuttgart.

BACKHAUS, E. & BÄR, R. (1987): Faziesmodelle für den Unteren Buntsandstein Südwestdeutschlands. – Facies, **17**: 1–18; Erlangen.

BACKHAUS, E. & WEINELT, W. (1967): Über die geologischen Verhältnisse und die Geschichte des Bergbaus im Spessart. – Veröff. Geschichts- und Kunstverein Aschaffenburg, **10**: 217–250; Aschaffenburg.

BARTHOLOMÄ, H.-D. (1955): Über eine Erläuterung des SO-Teils des Blattes Marktheidenfeld unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie des Unteren Muschelkalkes in Unterfranken. – Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 52 S.; Heidelberg. [Unveröff.]

BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN & BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT [Hrsg.] (2005): Steinbrüche und Gruben Bayerns und ihre Bedeutung für den Arten- und Biotopschutz. – Bayerischer Industrieverband Steine und Erden, 199 S.; München.

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 4. Aufl.: 329 S.; München.

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (2002): Grüne Liste der Nationalparke, Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparke Bayerns, 42 S.; Augsburg.

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT [Hrsg.] (2011): Hundert Meisterwerke – Die schönsten Geotope Bayerns. – Bayerisches Landesamt für Umwelt, 287 S.; Augsburg.

BECKENKAMP, J. (1907): Ueber die Bildung der Zellenkalle. – Sitz.-Ber. phys.-med. Ges. Würzburg: 41–52; Würzburg.

BERGER, S. (1964): Erläuterungen zur geologischen Teilkartierung auf dem Meßtischblatt 6123 Marktheidenfeld 1 : 25 000. – Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Würzburg, 78 S.; Würzburg. [Unveröff.]

BESCHOREN, B. (1955): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 510 Schweinfurt. – 95 S.; München.

BLOOS, G. (1979): Über den Jura am Großen Haßberg (Unterfranken, N-Bayern) mit Bemerkungen zum Rät. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde - Reihe B, **44**: 53 S. Stuttgart

BOCK, H., FREUDENBERGER, W., LEPPER, J., SCHMITT, P. & WEBER, J. (2005): Der Buntsandstein in Main-Tauberfranken (Exkursion B am 31. März 2005). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **87**: 65–96; Stuttgart.

BRAUCKMANN, C. & SCHLÜTER, T. (1993): Neue Insekten aus der Trias von Unter-Franken. – Geol. et Palaeont., **27**: 181–199; Marburg.

BRUNNACKER, K. (1964): Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. – Eiszeitalter u. Gegenw., **15**: 72–80; Öhringen.

BÜCKING, H. (1892): Der nordwestliche Spessart. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F. **12**: 274 S.; Berlin.

BÜCKING, H. (1916): Geologischer Führer durch die Rhön. – Samml. geol. Führer, **11**: 262 S.; Berlin.

BÜTTNER, G. (1989): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5928 Obertheres. – 161 S.; München.

CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle. – Geol. Jb., Beih., **16**: 272 S.; Hannover.

CRAMER, P. (1964): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6227 Iphofen. – 132 S.; München.

CRAMER, P., & WEINELT, W. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5922 Frammersbach. – 137 S.; München.

DIEDERICH, G. (1964): Zur Stratigraphie des Unteren Buntsandsteins im deutschen Buntsandsteinbecken. – Z. Dt. Geol. Ges., **116** (3): 875–890; Hannover.

DOBNER, A. (1984): Sandsteine des Buntsandsteins. – In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W., Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern, Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden. Geologica Bavarica, **86**: 242–248; München.

DOBNER, A. (1987): Spezialton. – In: SCHWERD, K. & WEINELT, W., Der Bergbau in Bayern. Geologica Bavarica, **91**: 121–134; München.

DRABICK, F. (1970): Der frühere Kupfererzbergbau bei Sommerkahl im Spessart. – Der Aufschluss, **21**: 163–168; Heidelberg.

EHRT, E. (2007): Das Tonbergwerk Klingenberg am Main. – Spessart Monatsz. Kulturlandschaft Spessart, **101** (12): 17–24; Aschaffenburg.

EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **2**: 176 S.; München.

EMMERT, U. (1965): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6228 Wiesentheid. – 132 S.; München.

EMMERT, U. (1994): Die volkstümlichen Bezeichnungen: Kipper bzw. Keuper, Letten, Steinmergel und Stubensand, im fränkischen Keuperland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **76**: 245–252; Stuttgart.

FETZ, R. (2001): Der Steinbruch als Sekundärbiotop. – Merkbl. Landschaftspf. Naturschutz, **6**: 1–44; Augsburg.

FRANTZEN, W. (1884): Ueber Chirotherium-Sandstein und die carneolführenden Schichten des Buntsandsteins. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. Bergakad. für **1883**: 347–382; Berlin.

FRANZ, M., HENNIGER, M. & BARNASCH, J. (2013): The strong diachronous Muschelkalk/Keuper facies shift in the Central European Basin: implications from the type-section of the Erfurt Formation (Lower Keuper, Triassic) and basin-wide correlations. – Int. J. Earth Sci., **102**: 761–780; Berlin, Heidelberg.

- FREUDENBERGER, W. (1990): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6223 Wertheim. – 147 S.; Stuttgart.
- FREUDENBERGER, W. (2000): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 6226 Kitzingen. – 210 S.; München.
- FREUDENBERGER, W. (2003): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Beiträge zum Blatt 6126 Dettelbach – 148 S.; München.
- V. FREYBERG, B. (1951): Rettet unsere Aufschlüsse. – Geol. Bl. NO-Bayern, **1**: 74–75; Erlangen.
- V. FREYBERG, B. (1965): Der Coburger Bausandstein (Mittl. Keuper) von Zeil-Ebelsbach als Beispiel einer epikontinentalen Schichtfolge. – Erl. Geol. Abh., **58**: 1-60; Erlangen.
- FREYMAN, K. (1991): Der Metallergbergbau im Spessart. Ein Beitrag zur Montangeschichte des Spessarts. – Veröff. Geschichts- und Kunstvereins Aschaffenburg, **33**: 413 S.; Aschaffenburg.
- FRIEDRICH, M., REMMELE, S., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J., HURNI, J.-P., KAISER, K. F. & KÜPPERS, M. (2004): The 12.480-year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe – A unique annual record for radiocarbon calibration and palaeoenvironment reconstructions. – Radiocarbon, **46**: 1111-1122; Tucson.
- GEYER, G. (2002): Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen. – Fränkische Landschaft, Arbeiten zur Geographie von Franken, **2**: 588 S.; Gotha.
- GEYER, G., HAGDORN, H. & KELBER, K.-P. (2002): Trias-Exkursion II: Muschelkalk und Keuper in Nord-Württemberg und Unterfranken. – In: NIEBUHR, B. [Hrsg.], Geo 2002 – Planet Erde: Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft. Exkursionsführer. Schriften. Dt. Geol. Ges., **22**: 45–87; Hannover.
- GEYER, G. & KELBER, K.-P. (1987): Flügelreste und Lebensspuren von Insekten aus dem Unteren Keuper Mainfrankens. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **174**: 331–355; Stuttgart.
- GEYER, G. & KUKLA, P.A. (1990): An unusual new Lepidopleurid polyplacophoran from the Germanic Muschelkalk (Triassic). – J. Paleont., **64** (2): 222–228; Tulsa.
- GEYER, G. & SCHMIDT-KALER, H. (2006): Die Haßberge und ihr Vorland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **20**: 128 S.; München.
- GEYER, G. & H. SCHMIDT-KALER (2009): Den Main entlang durch das Fränkische Schichtstufenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **23**: 205 S.; München.
- GÜMBEL, K.W. VON (1894): Geologie von Bayern, Zweiter Theil. Geologische Beschreibung von Bayern. – 1184 S.; Cassel.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G., VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **5**: 136 S.; Augsburg.
- GLASER, S., LAGALLY, U., LOTH, G., SCHMID, H. & SCHWERD, K. (2008): Geotope in Oberbayern. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **6**: 192 S.; Augsburg.
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken (1. Aufl.). – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **3**: 127 S.; München.
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R., BRANDT, S., LOTH, G. & LOTH, R. (2011): Geotope in Mittelfranken (2. Aufl.). – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **3**: 128 S.; Augsburg.
- HALTENHOF, M. (1962): Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie). – Abh. naturwiss. Ver. Würzburg, **3**: 124 S.; Würzburg.
- HAUNSCHILD, H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6327 Markt Einersheim und zum Blatt Nr. 6427 Uffenheim. – 139 S.; München.
- HAUNSCHILD, H. (1986): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6325 Ochsenfurt. – 152 S.; München.
- HESS, G. (1973): Zum geologisch-tektonischen Rahmen der Schwespatlagerstätten im Südharz und im Spessart. – Geol. Jb, **D 4**, 65 S.; Stuttgart.
- HEINE, C. (2004). Qualitätsmodell Ton Klingenberg/Main Altbau und Restvorräte. – Dipl.-Arb. Inst. Geol. TU Bergakademie Freiberg, 187 S.; Freiberg. [Unveröff.]
- HERRMANN, A. (1976): Gips und Anhydrit. – S. 104-117 in: HAUNSCHILD, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6327 Markt Einersheim und Blatt Nr. 6427 Uffenheim. – 134 S.; München.
- HEYDENREICH, S. (1959): Pollenanalytische Untersuchungen von Fluß-Sedimenten des Mains bei Markheidenfeld. – Zulassungsarb. Botan. Inst. Univ. Würzburg, 89 S.; Würzburg. [Unveröff.]
- HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldeutschen Kristallzone – ein Vergleich. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **177**: 1–39; Stuttgart.
- HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (2001): Spessart und Rhön (18) – Teil der MKZ. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg [Hrsg.], Stratigraphie von Deutschland II – Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum, 93–108; Frankfurt.
- HOCK, J. & VÖLKER, P. (1987): „Hartkoppe“ Quarzporphyr von Sailauf. Erstfund von Achat im kristallinen Vorspessart. – Der Aufschluss, **38** (7/8): 275–278; Heidelberg.
- HOFBAUER, G. (2004): Ein tertiärer Schlackenkegel in der Rhön. – www.gdgh.de/berichte/b01.
- HOFBAUER, G., BIEMANN, R., EBERLE, A., ESCHENBACHER, H., KÖNIG, S., MÜHLDORFER, N., STUHLINGER, H., STRAUSSBERGER, W. & WEBER, M. (2008): Der Vulkan von Oberleinleiter: Spuren eines Maars in der Nördlichen Frankenalb. – www.gdgh.de/berichte/b13.
- HOFFMANN, U. (1967a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6525 Würzburg Süd. – 134 S.; München.
- HOFFMANN, U. (1967b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6515 Würzburg Nord. – 94 S.; München.
- HOFFMANN, U. (2005): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5726 Bad Kissingen Nord und Blatt Nr. 5826 Bad Kissingen Süd. – 64 S.; München.
- HOFMANN, K. (1986): Die lithostratigraphische Gliederung der Myophorienschichten des Mittleren Keupers in der tonigen Beckenfazies des nördlichen Süddeutschlands. – Geologica Bavarica, **89**: 179–188; München.

- HUCKENHOLZ, H.G. & WERNER, C.-D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). – Beih. Europ. J. Min., **2**: 1–42; Stuttgart.
- IUGS [Hrsg.] (2013): International chronostratigraphic chart 2013/01. – www.stratigraphy.org
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern: Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 2. Auflage, 243 S.; Stuttgart.
- KARL, C. & HAUBOLD, H. (1998): Brachychotherium aus dem Coburger Sandstein (Mittlerer Keuper, Karn/Nor) in Nordbayern. – Hallesches Jb. Geowiss., B **20**: 33–58; Halle.
- KEIM, G., GLASER, S. & LAGALLY, U. (2004): Geotope in Niederbayern. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **4**: 172 S.; München.
- KELBER, K.-P. (1983): Schizoneura paradoxa Schimp. & Moug. aus dem Unteren Keuper Frankens. – Naturwiss. Jb. Schweinfurt, **1**: 19–33; Schweinfurt.
- KELBER, K.-P. (1990): Die versunkene Pflanzenwelt aus den Deltasümpfen Mainfrankens vor 230 Millionen Jahren. – Beringeria, SH **1**: 67 S.; Würzburg.
- KELBER, K.-P. (2000): Paläobotanisch-geologische Exkursion in die Obere Trias Frankens. – Terra Nostra, **2000 (4)**: 120–142; Berlin.
- KELBER, K.-P. & HANSCH, W. (1995): Keuperpflanzen. Die Entdeckung einer über 200 Millionen Jahre alten Flora. – Museo, **11**: 157 S.; Heilbronn.
- KELBER, K.-P. & NITSCH, E. (2005): Paläoflora und Ablagerungsräume im unterfränkischen Keuper (Exkursion H am 1. April 2005). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **87**: 217–253; Stuttgart.
- KELBER, K.-P. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (1998): Equisetites areanceus from the Upper Triassic of Germany with evidence for reproductive strategies. – Rev. Palaeobot. Palynol., **100**: 1–26; Amsterdam.
- KIRCHNER, H. (1936): Mainfränkische Riesenhirsch-Reste nebst Untersuchungen über Rassenunterschiede, Geweihform, Bedeutung der Gefäßrillen bei Riesenhirschen. – Paläont. Z., **18 (3/4)**: 227–256; Stuttgart.
- KLEY, J. (2013): Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert. – Z. Dt. Ges. Geowiss., **164**: 295–311; Stuttgart.
- KREUZER, H., LENZ, H., HARRE, W., MATTHES, S., OKRUSCH, M. & RICHTER, P. (1973): Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart – Rb/Sr-Gesamtgesteins-Datierungen. – Geol. Jb., A **9**: 69–88; Hannover.
- KUKLA, P. (1986): Erweiterte Erläuterungen zu einer geologischen Kartierung auf dem Blatt 5925 Gauaschach (NE-Quadrant) der Topographischen Karte 1 : 25 000. – Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Würzburg, 185 S.; Würzburg. [Unveröff.]
- KURZ, R.W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. – Würzburger Geogr. Arb., **72**: 238 S.; Würzburg.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **1**: 168 S.; München.
- LAGALLY, U., GLASER, S., JOBE, E., LOTH, G., MURR, A., SCHMID, H., SCHMID, W., SCHWERD, K., SIEBLITZ, S. & TEIPEL, U. (2009): Geotope in Schwaben. – Erdwiss. Beitr. Naturschutz, **7**: 160 S.; Augsburg.
- LEPPER, J. (1970): Neue Ergebnisse lithostratigraphisch-fazieller Detailuntersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar. – Diss. Univ. Würzburg, 189 S.; Würzburg. [Unveröff.]
- LEPPER, J. (1972): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Buntsandstein zwischen Fulda und Neckar. – Geol. Jb., **90**: 38 S.; Hannover.
- LEPPER, J. (2004): 100 Jahre Wassum Miltenberger Natursteinwerk in Miltenberg: Stein und Wein am Untermain. – Naturstein, **6**: 54–57; Ulm.
- LEYTHAEUSER, D. (1966): Der Karlstädter Klettergarten geologisch betrachtet. – Festschrift der Sektion Würzburg des Deutschen Alpenvereins, 6 S. [ohne Paginierung]; Würzburg.
- LORENZ, J. (1987): Die Mineralien im Rhyolith von Sailauf. – Der Aufschluss, **38**: 317–329; Heidelberg.
- LORENZ, J. (1995): Mineralisationen aus dem Rhyolith-Steinbruch Sailauf – mit Beobachtungen zu Geologie. – Nachr. Naturwiss. Museum Aschaffenburg, **97**: 1–77; Aschaffenburg.
- LORENZ, J. (1996): Lithiophorit und Dravit aus dem Quarzit-Steinbruch von Hemsbach (Spessart). – Der Aufschluss, **47**: 314–320; Heidelberg.
- LORENZ, J. (2002): Crandallit und ein bauxitischer Ton aus dem Quarzit-Steinbruch bei Hemsbach im Spessart. – Der Aufschluss, **53**: 201–208; Heidelberg.
- LORENZ, J. (2003): Bariumpharmakosiderit und Lithiophorit von der kleine Eisen- und Manganerzgrube „Beschertglück“ am Kalmus bei Schöllkrippen im Spessart. – Der Aufschluss, **54**: 45–56; Heidelberg.
- LORENZ, J. mit Beiträgen von OKRUSCH, M., GEYER, G., JUNG, J., HIMMELSBACH, G. & DIETL, C. (2010): Spessartsteine. Spessartin, Spessartit und Buntsandstein - eine umfassende Geologie und Mineralogie des Spessarts. Geographische, geologische, petrographische, mineralogische und bergbaukundliche Einsichten in ein deutsches Mittelgebirge. - 910 S.; Karlstein am Main.
- LORENZ, J. & SCHMITT, R. (2005): Das Kupfererzbergwerk Grube Wilhelmine in Sommerkahl. – Spessart Monatsz. Kulturlandschaft Spessart, **99 (2)**: 3–22; Aschaffenburg.
- LORENZ, J. & SCHÖNMANN, H. (2006): Schwerspat – das „weiße Gold“ des Spessarts! – Spessart Monatsz. Kulturlandschaft Spessart, **100 (9)**: 3–25; Aschaffenburg.
- LORENZ, V. & KURSZLAUKIS, S. (2007): Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. – J. Volcan. Geotherm. Res., **159**: 4–32; Amsterdam.
- MARTINI, E. (2008): Die Doline Oberleichtersbach bei Bad Brückenau (Sedimente, Fossilien, Paläoökologie, Stratigraphie). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **260**: 1–10; Frankfurt.
- MATTHES, S. (1978): Der kristalline Spessart (Exkursion am 31.3.1978). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **60**: 65–78; Stuttgart.
- MATTHES, S. & OKRUSCH, M. (1965): Spessart. – Samml. geol. Führer, **44**: 220 S.; Berlin.

- MATTHES, S., OKRUSCH, M. & WEINELT, W. (1967): Das kristalline Grundgebirge des Vorspessarts. – In: Backhaus, E. [Hrsg.], Exkursionsführer zur 88. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 28. März – 1. April 1967 in Aschaffenburg (Exkursion B). Nachr. Naturwiss. Mus. Stadt Aschaffenburg, **74**: 21–57 Aschaffenburg.
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. [Hrsg.] (1955): Haupteinheitengruppen 07-15 (Südwestdeutsches Stufenland). – Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 2. Lief.: 137–258; Bad Godesberg.
- MOSEBACH, R. (1934): Die körnigen Kalke von Auerbach-Hochstädten a.d. Bergstraße und der Umgegend von Aschaffenburg. – Senckenbergiana, **16** (4/6): 175–188; Frankfurt.
- MOSEBACH, R. (1934): Die kontaktmetamorphen Kalke des kristallinen Spessarts. – Chemie der Erde, **8**: 622–662; Jena.
- MURAWSKI, H. (1954): Bau und Genese von Schwespatlagerstätten des Spessarts. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **4**: 145–163; Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1958): Der geologische Bau des zentralen Vorspessarts. – Z. Dt. Geol. Ges., **110**: 360–388; Hannover.
- MURAWSKI, H. (1965): Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle. – Geol. Rundschau, **54** (2): 835–852; Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1957): Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **18**: 135–148; Wiesbaden.
- MURAWSKI, H. (1992): "Nur ein Stein" – Geologie des Spessart. Einführung in die geologische Entwicklung und die geologische Erforschungsgeschichte des Spessarts. – 308 S.; Aschaffenburg.
- NEUBAUER, D. & REIS, W. (1967): Mineralien aus dem Spessart. – Der Aufschluss, **18**: 215–218; Heidelberg.
- NEZADAL, W. & WELSS, W. (1996): Franken. – Botanische Wanderungen in deutschen Ländern, **6**: 199 S.; Leipzig.
- NIEBUHR, B. & GEYER, G. (2005): Beringers Lügensteine: 493 Corpora Delicti zwischen Dichtung und Wahrheit. – Beringeria, SH **5** (2): 188 S.; Würzburg.
- NÜDLING, H.D. (2006): Rhönbasalt: Erschließung – Abbau – Geotope. – 151 S.; Fulda.
- OKRUSCH, M. (1995): Metamorphic Evolution (of the Mid-German Crystalline High). – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.], Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. 201–213; Berlin.
- OKRUSCH, M. & WEBER, K. (1996): Der Kristallinkomplex des Vorspessart. – Z. geol. Wiss., **24** (1/2): 141–174; Berlin.
- OKRUSCH, M. & WEINELT, W. (1965): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen. – 327 S.; München.
- OKRUSCH, M., GEYER, G. & LORENZ, J. (2011): Spessart. – Samml. geol. Führer, **106**: 368 S.; Berlin, Stuttgart.
- OKRUSCH, M., KELBER, K.-P., FRIEDRICH, V. & NEUBERT, M. (2006): Würzburger Steinbrüche – Historische Steinbrüche im Würzburger Stadtgebiet im Wandel der Zeit. Mainfränkisches H., **105**: 1-70, Würzburg.
- OKRUSCH, M., SCHUBERT, W. & NASIR, S. (1995): Igneous Activity (Pre- to Early Variscan Magmatism) (of the Mid-German Crystalline High). – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. [Hrsg.], Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. – 190–200; Berlin.
- OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (1967): Geologische Karte 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5920 Alzenau. – 336 S.; München.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rundschau, **63**: 850–884; Berlin, Heidelberg.
- PETERSEN, T. (1881): Kupfer- und Wismutminerale aus dem Spessart. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1**: 262–264; Stuttgart.
- PÖLLMANN, H. & KRÄTSCHMER, H. (1990): Tetranatrolith und Paranatrolith – Seltene Zeolithe im Basalt des Zeilberges bei Maroldsweisach/Unterfranken. – Geol. Bl. NO-Bayern, **40**: 199–206; Erlangen.
- QUENTIN, K.-E. (1970): Die Heil- und Mineralquellen Nordbayerns. – Geologica Bavarica, **62**: 312 S.; München.
- REIMANN, M. & SCHMIDT-KALER, H. (2002): Der Steigerwald und sein Vorland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **13**: 160 S.; München.
- REIS, O.M. (1923): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 22 Brückenau und Blatt Nr. 23 Geroda. – 75 S.; München.
- REIS, O.M. (1928): Erläuterungen zum Blatt Würzburg Nr. XXIII der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Teilblatt Würzburg. – 54 S.; München.
- REITZ, E. (1987): Palynologie in metamorphen Serien: I. Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessart, NW-Bayern. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **11**: 699–704; Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., A **25**: 127–132; Hannover.
- RINGLER, A., DONIG, G., HUIS, T., SCHMIDT, C., HANSBAUER, G., HEMP, A., WIRTH, V. & KILLER, G. (1998): Lebensraumtyp Geotope: Mit besonderer Bedeutung für Artenschutz und Landschaftsbild. – Landschaftspflegekonzept Bayern, **II.15**: 560 S.; München.
- RÖDER, J. (1960): Teutonenstein und Heunesäulen bei Miltenberg. Ein Beitrag zur alten Steinindustrie am Untermain. – Materialh. Bayer. Vorgesch., **15**: 86 S.; Kallmünz.
- RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. – 168 S.; Würzburg.
- RUTTE, E. (1965): Mainfranken und Rhön. – Samml. geol. Führer, **43**: 221 S.; Berlin.
- RUTTE (1974): Hundert Hinweise zur Geologie der Rhön. – Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg, **1**: 96 S, Würzburg.
- RUTTE, E. (1981): Bayerns Erdgeschichte. Der geologische Führer durch Bayern. – 266 S.; München.
- RUTTE, E. & WILCZEWSKI, N. (1995): Mainfranken und Rhön. – Samml. geol. Führer, **74**: 232 S.; Berlin, Stuttgart.
- SANDBERGER, F. VON (1867): Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Aequivalente. – Würzburger naturwiss. Z., **6**: 131–210; Würzburg.

- SANDBERGER, F. VON (1881): Mineralien aus der Gegend von Schöllkrippen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1**: 259–260; Stuttgart.
- SANDBERGER, F. VON (1892): Übersicht der Mineralien des Regierungsbezirk Unterfranken und Aschaffenburg. – Geogn. Jh., **4**: 1–33; Kassel.
- SANDBERGER, F. VON (1893): Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken. – Verh. phys.-med. Ges. Würzburg, N.F. **26**; 1–24; Würzburg.
- SCHERZER, H. (1920): Erd- und pflanzengeologische Wanderungen durchs Frankenland. 1. Teil: Die Keuper- und Muschelkalklandschaft. – 184 S.; Wunsiedel.
- SCHIRMER, W. (1980): Reichtümer der Erde um Staffelstein. – In: Staffelstein, die Geschichte einer fränkischen Stadt. – 23–52; Staffelstein.
- SCHMINCKE, H.-U. (2004): Volcanism. – 2. Ausgabe: 324 S.; Berlin, Stuttgart.
- SCHMIDT-THOMÉ, M. (1964): Erläuterungen zur geologischen Kartierung auf dem Nordwest-Quadranten des Gradabteilungsblattes Volkach der topographischen Karte 1 : 25 000. – Dipl.-Arb. Univ. Würzburg: 53 S.; Würzburg. [Unveröff.]
- SCHRÖDER, B. (1976): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5829 Hofheim i. UFr. – 116 S.; München.
- SCHRÖDER, B. & FESL, S. (2004): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5830 Pfarrweisach. – 36 S.; München. [Unveröff.]
- SCHUSTER, M. (1933): Die Gliederung des Unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein. – Abh. Geol. Landesunter. Bayer. Oberbergamt, **9**: 58 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und Blatt Nr. 6124 Remlingen. – 155 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1979): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. – 174 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1980): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6023 Lohr a. Main. – 159 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Buntsandstein. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.], Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 3. Aufl.: 41–46; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1982): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6027 Schweinfurt. – 126 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6127 Volkach, – 132 S.; München.
- SCHWARZMEIER, J. (1985): Der Mittlere Buntsandstein in Kernbohrungen des Ostspessarts. – Geologica Bavarica, **87**: 61–90; München.
- SCHWARZMEIER, J. (2013): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 5923 Rieneck. [Unveröff.]
- SCHWARZMEIER, J. & WEINELT, W. (1993): Naturpark Spessart 1 : 100 000, Geologische Karte mit Kurzerläuterungen; München.
- SEIDENSCHWANN, G. & JUVIGNÉ, E. (1986): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Randbereich des Kristallinen Vorspessarts. – Z. Dt. Geol. Ges., **137**: 625–655; Hannover.
- SIEBEL, W., EROGLU, S., SHANG, C.K. & ROHRMÜLLER, J. (2012): Zircon geochronology, elemental and Sr-Nd- isotope geochemistry of two Variscan granitoids from the Odenwald-Spessart crystalline complex (mid-German crystalline rise). – Miner. Petrol., **105**: 187–200; Berlin.
- SIMPER, G. (2005): Vulkanismus verstehen und erleben. – 452 S.; Stuttgart.
- STEIDL, B. (2008): Welterbe Limes – Roms Grenze am Main. – Archäol. Staatssamml. München, Ausstellungskatalog **36**: 298 S.; Obernburg am Main.
- STREIT, R. & WEINELT, W. (1971): Geologische Karte 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – 398 S.; München.
- THÜRACH, H. (1893): Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. – Geognost. Jh., **5**: 1–160; Cassel.
- TRUSHEIM, F. (1934): Der Muschelkalkaufschluß am Stein bei Würzburg. – Das schöne Franken, **11/12**: 2 S.; Würzburg.
- ULBRICH, R. (1956): Tektonik und Grundwasserführung in ihren Beziehungen zueinander auf Grund geologischer Aufnahmen in der Umgebung von Würzburg. – Geologica Bavarica, **25**: 51–89; München.
- WEINELT, W. (1962): Geologische Karte 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6021 Haibach. – 246 S.; München.
- WEINELT, W., SCHMEER, D. & WILD, A. (1965): Durchbrüche jungtertiärer Vulkanite im westlichen kristallinen Vorspessart. – Geologica Bavarica, **55**: 317–340; München.
- WEINIG, H. (1984): Sandsteine des Keupers. – In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W., Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern, Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden. Geologica Bavarica, **86**: 249–265; München.
- WEINIG, H. (1986): Nutzbare Gesteine. – In: HAUNSCHILD, H., Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6326 Ochsenfurt. 105–114; München.
- WEINIG, H. (2000): Rohstoffe. – In: FREUDENBERGER, W. (2000): Geol. Kt. v. Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6226 Kitzingen. – 109–126; München.
- WEINIG, H. (2003): Rohstoffe. – In: FREUDENBERGER, W., Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Beiträge zum Blatt 6126 Dettelbach. 96–106; München.
- WIKIPEDIA (2013a): <http://de.wikipedia.org/wiki/Sandmann>, 25.07.2013.
- WIKIPEDIA (2013b): <http://de.wikipedia.org/wiki/Scheuersand>, 25.07.2013.
- WILCZEWSKI, N. (1983): Der Kalbenstein bei Karlstadt – Geologische Analyse einer Rutschung. – Weltenburger Akad.: 239–244; Kelheim-Weltenburg.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 2. Aufl., 239 S.; Den Haag.



**Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz
Band 8**

Der Band „Geotope in Unterfranken“ gibt einen Überblick über den geologischen Bau sowie die wichtigsten und schönsten Geotope dieses nordwestbayerischen Raumes. Damit soll er dazu beitragen, das Bewusstsein für die Bedeutung des Geotopschutzes zu schärfen und so die dauerhafte Bewahrung dieser Dokumente der Erdgeschichte zu fördern.