



Geotope in der Oberpfalz

Geotope in der Oberpfalz

von

Stefan Glaser, Gertrud Keim, Georg Loth,
Andreas Veit, Barbara Bassler-Veit und Ulrich Lagally

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Landesamt für Umwelt,
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, D-86179 Augsburg
eine Behörde im Geschäftsbereich des Bayerischen Staatsministeriums
für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

ISSN 0945-1765

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einzelaufnahme
Stefan Glaser, Gertrud Keim, Georg Loth, Andreas Veit, Barbara Bassler-Veit und Ulrich Lagally
Geotope in der Oberpfalz
ISSN 0945-1765

Anschriften der Verfasser:
Dr. Gertrud Keim: Schollstaße 2, 82131 Gauting
Barbara Bassler-Veit, Dr. Andreas Veit: Brachvogelweg 3a, 85375 Neufahrn
Dr. Stefan Glaser, Georg Loth, Dr. Ulrich Lagally: Bayerisches Landesamt für Umwelt,
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, 86179 Augsburg

Vordere Umschlagseite: Pegmatitfelsen Kreuzberg in Pleystein
Hintere Umschlagseite: Dolomitfelsetürme in Schönhofen
Topographische Karten: Rasterdaten des Bayerischen Landesvermessungsamts. Wiedergabe
mit Genehmigung Nr. 6/94. Verwendete topographische Kartenaus-
schnitte im Maßstab 1:50 000

Alle Rechte vorbehalten
© Bayerisches Landesamt für Umwelt 2007

Bildbearbeitung: Pete Soxx, Berlin; Antje Böhmer, Bayerisches Landesamt für Umwelt
Grafik, Layout, Satz: Anna Feldtkeller, Bayerisches Landesamt für Umwelt
Druck: Pauli Offsetdruck, 95145 Oberkotzau/Hof

ISSN 0945-1765

Printed in Germany
**Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bürgermeister-Ulrich-Straße 160,
D-86179 Augsburg, Germany**
Tel: 0821 / 9071-0
Fax: 0821 / 9071-55 56
E-mail: info-geotope@lfu.bayern.de
Internet: www.geotope.bayern.de

Inhalt

Vorwort	4
Einleitung	5
1 Geotope – Trittsteine der Erdgeschichte	6
2 Naturraum Oberpfalz	10
2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung	10
2.2 Überblick zur Erdgeschichte und Tektonik der Oberpfalz	14
2.3 Das Grundgebirge der Oberpfalz	18
2.3.1 Einleitung	18
2.3.2 Gesteine im Grundgebirge	18
2.3.3 Entstehung und Gliederung des Grundgebirges der Oberpfalz	24
2.3.4 Saxothuringikum	26
2.3.5 Moldanubikum	26
2.3.6 Teplá-Barrandium	27
2.3.7 Variszische Intrusiv- und Ganggesteine	28
2.4 Das Deckgebirge der Oberpfalz	30
2.4.1 Permokarbon	30
2.4.2 Trias	32
2.4.3 Jura	32
2.4.4 Kreide	36
2.4.5 Tertiär	38
2.4.6 Quartär	42
3 Geotope in der Oberpfalz – ein Überblick	44
3.1 Stand der bisherigen Erfassung	44
3.2 Amberg-Sulzbach	46
3.3 Cham	60
3.4 Neumarkt in der Oberpfalz	72
3.5 Neustadt an der Waldnaab, Weiden in der Oberpfalz	84
3.6 Regensburg	96
3.7 Schwandorf	108
3.8 Tirschenreuth	120
4 Dank	132
5 Literatur	132

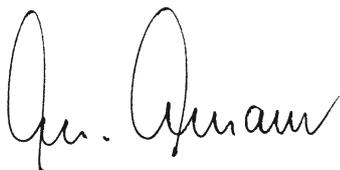
Vorwort

Berichte über Bergstürze, Flutkatastrophen, Vulkanausbrüche und Erdbeben beschäftigen uns alle zunehmend – die Erde meldet sich vehement zu Wort. Wie wird es weitergehen mit unserem Planeten – und damit auch mit uns?

Ein Blick zurück in die Erdgeschichte zeigt, dass die Geschehnisse in jüngster Zeit nichts Neues sind. Vergleichbares und Schlimmeres ereignete sich seit Bestehen des Planeten Erde immer wieder. Nicht nur die derzeitige Klimaerwärmung, auch die enormen Klimaschwankungen der vergangenen Jahrmillionen und das vielfältige Entstehen und Vergehen der Tier- und Pflanzenwelt zeugen von einer ungeheuren Dynamik der Natur. Die Kenntnis darüber ist eine wichtige Grundlage für das Verständnis unserer heutigen Umwelt und ihre Analyse gestattet uns, Prognosen für künftige Ereignisse zu erstellen.

Unser Wissen über Ereignisse in der erdgeschichtlichen Vergangenheit beziehen wir auch aus Geotopen. Spezielle Gesteinsvorkommen, Fossil- und Mineralfundstellen, aber auch Landschaftsformen, Quellen und Höhlen sind Seiten eines natürlichen Lehrbuches. Ohne diese Archive wären uns Evolution, Eiszeiten, Klimaveränderungen, Plattentektonik oder Massenaussterben von Tieren und Pflanzen kein Begriff. Wir müssen daher alles daransetzen, sie vor Gefährdungen zu schützen und auf Dauer zugänglich zu erhalten.

Geotope sind nicht nur wertvolle Dokumente des erdgeschichtlichen Naturerbes, sie bilden auch eine wesentliche Grundlage für die Vermittlung von Bodenbewusstsein. Darauf baut der sanfte „Geo-Tourismus“ auf, der in unserem Land zunehmend an Bedeutung gewinnt. Ohne große Investitionen oder umfangreiche Baumaßnahmen wird damit die Schön-



Dr. Werner Schnappauf
Bayerischer Staatsminister für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

heit unserer bayerischen Landschaften nicht nur dem Fachpublikum, sondern besonders auch den interessierten Bürgern zugänglich gemacht.

Mit dem Programm „Bayerns Schönste Geotope“ haben wir im Jahr 2002 begonnen, bayernweit 100 erdgeschichtliche Sehenswürdigkeiten in die Verantwortung lokaler Akteure zu übergeben. Bis heute konnte bereits den Paten von 61 Geotopen das bayerische Geotop-Gütesiegel überreicht werden. Einige davon liegen im Nördlinger Ries, das im Jahr 2006 mit dem Prädikat „Nationaler Geopark“ ausgezeichnet wurde. Andere befinden sich im Bayerisch-Böhmischen Geopark, der in der Oberpfalz die Landkreise Tirschenreuth und Neustadt a.d. Waldnaab umfasst. Die Einrichtung solcher Geoparks ist Beweis dafür, dass die lokale Bevölkerung Verantwortung für ihre Naturschätze übernehmen will.

Um das Verständnis für den Erhalt des erdgeschichtlichen Naturerbes in allen Landesteilen zu fördern, begann das ehemalige Geologische Landesamt bereits 1993, in zusammengefasster Form Ergebnisse aus dem GEOTOPKATASTER BAYERN zu veröffentlichen. Mit „Geotope in der Oberpfalz“ erscheint nunmehr beim Bayerischen Landesamt für Umwelt der fünfte Band der Reihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“. Er soll den Bewohnern und Besuchern dieser Region den Naturraum, die geologischen Verhältnisse und die erdgeschichtliche Entwicklung des Regierungsbezirkes Oberpfalz anhand von wichtigen Geotopen auf leicht verständliche Weise vorstellen. Gleichzeitig soll er sie anregen, sich nicht nur an den Naturschätzen vor der Haustüre zu erfreuen, sondern sich auch für ihre dauerhafte Erhaltung zu engagieren.



Dr. Otmar Bernhard
Staatssekretär im Bayerischen Staatsministerium für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

Einleitung

Die Erde, auf der und von der wir leben, ist ein überaus komplexes System. Seit Jahrtausenden nutzt sie der Mensch auf mannigfache Weise als Produktionsfläche für Nahrungsmittel, als Grundwasserreservoir oder als Rohstofflieferant. Gleichzeitig gehen von der Erde aber auch Bedrohungen aus, die den Menschen und sein Hab und Gut gefährden. Es ist eine Grundaufgabe der Geowissenschaften, das Wissen über dieses facettenreiche System Erde zu vermehren, damit der Mensch „den Boden unter seinen Füßen“ nicht verliert. Anders als in anderen naturwissenschaftlichen Disziplinen lassen sich viele Erkenntnisse über die Erde nur an den Objekten in der freien Landschaft, den Geotopen, gewinnen.

Geotope versetzen uns in die Lage, Fakten und Botschaften wie aus einem Lehrbuch zu erkennen. Sie machen bewusst, warum es so wichtig ist, sich für ihren Erhalt einzusetzen: wenn ein Objekt einmal zerstört ist, so ist die Chance auf einen künftigen Gewinn neuer Informationen an diesem Ort unwiederbringlich vertan. Eine Wiederherstellung des zerstörten Geotopes ist selbst mit größtem Aufwand meist unmöglich, und oft steht ein gleichwertiges Ersatzobjekt nicht zur Verfügung.

Für viele Menschen ist der Begriff „Geotop“ noch neu. Außergewöhnliche und eindrucksvolle Landschaftselemente wie beispielsweise markante Felsbildungen oder Höhlen kennt jeder. Aufgrund ihrer Schönheit, Eigenart oder Seltenheit prägen sie den Charakter einer Landschaft, viele stehen bereits seit Beginn der Naturschutzbewegung unter Schutz. Genauso wichtig wie Landschaftsformen sind seltene Gesteinsvorkommen und -strukturen oder versteinerte Lebensformen. An diesen Fenstern in die Vergangenheit unseres Planeten können Forschungsergebnisse gewonnen werden, sie sind aber auch als Lehrobjekte für die wissenschaftliche Ausbildung unverzichtbar. Es liegt daher im besonderen Interesse des Menschen, gerade diese Stellen auf Dauer zu erhalten.

Um sie aber erhalten zu können, muss man sie im Detail kennen. Zu diesem Zweck erstellt und pflegt das Bayerische Geologische

Landesamt (2005 aufgegangen im Bayerischen Landesamt für Umwelt) seit 1985 den digitalen Geotopkataster Bayern.

Zunächst konnte eine systematische Aufnahme von Geotopen in den verschiedenen Regierungsbezirken nur als Übersichterhebung durchgeführt werden. Mitte der 1990er Jahre kamen die Arbeiten, die im Wesentlichen im Auftrag des Bayerischen Umweltministeriums erfolgten, vorerst zum Abschluss. Gleichzeitig mit der Veröffentlichung erster Ergebnisse wurde begonnen, die Erhebungsdichte zu verfeinern. Heute liegt zwar für einige Teilbereiche bereits die Detailbearbeitung vor, eine flächendeckende Erfassung aller Geotope Bayerns muss jedoch noch Zukunftsziel bleiben.

Die GIS-basierte Datenbank enthält inzwischen mehr als 2800 Einzelobjekte, wovon die meisten unter www.geotope.bayern.de auch im Internet recherchiert werden können. Darüber hinaus liegen Angaben über mehr als 3700 Höhlen in Bayern vor. Diese Datenbasis erlaubt, geeignete Erhaltungsmaßnahmen wie Unterschutzstellungen nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz oder Sicherungen im Rahmen von Genehmigungsverfahren oder Fachplanungen fachlich fundiert zu begründen.

Um künftig Fragen zu unserem erdgeschichtlichen Naturerbe umfassend beantworten zu können, sind verlässliche und komplette Informationen nötig. Neben dem Erhalt des Bekannten müssen anhand einer flächendeckenden Kartierung von Geotopen noch weitere Daten zusammengetragen werden. Nur so können wir das Bild von den Ursprüngen der Erde und des Lebens auf ihr noch mehr schärfen. Und damit können wir erreichen, dass auch kommende Generationen im Buch der Erdgeschichte lesen, vor allem aber die Schönheit unserer Landschaften genießen können.



Prof. Dr.-Ing. Albert Göttle
Präsident des Bayerischen Landesamtes für Umwelt

1 Geotope – Trittsteine der Erdgeschichte

„Erdgeschichte, was ist das überhaupt? Warum sollte man sich über so etwas längst Vergangenes Gedanken machen? Gibt es nicht viel dringendere, aktuelle Probleme?“ Angesichts täglicher Nachrichten über wirtschaftliche Krisen, Krieg und Terror, Arbeitslosigkeit, Hungersnöte und ökologische Katastrophen sind derartige Fragen sicherlich naheliegend. Doch beim flüchtigen Blick auf das Tagesgeschehen übersieht man leicht die Zusammenhänge zwischen aktuellen Ereignissen und den seit Millionen von Jahren ablaufenden komplexen Vorgängen beim Entstehen und Vergehen von Gesteinen und Landschaften. Nur selten – beispielsweise bei Meldungen über knappe Vorräte an Energierohstoffen – wächst für kurze Zeit das Interesse für die tieferen, erdgeschichtlichen Ursachen der auftretenden Probleme.

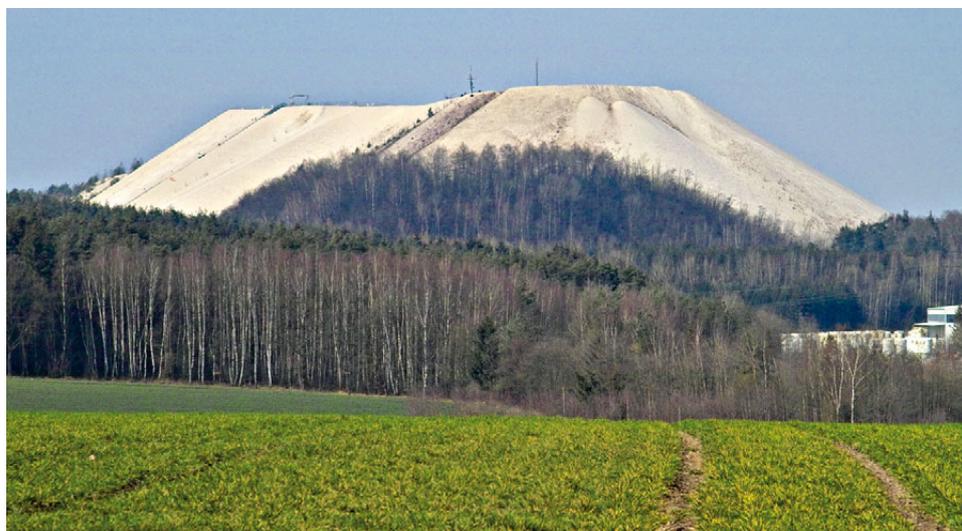
Tatsächlich hängen aber unser Alltag und die Erdgeschichte eng zusammen – allerdings erscheint uns dies so selbstverständlich, dass wir davon meist nichts bemerken. Ob Wasser aus der Leitung kommt oder nicht, ob es billig oder teuer ist und die Qualität gut oder eher zweifelhaft, ob und welche Feldfrüchte gedeihen oder nicht, ob wir in Häusern aus Beton, Ziegel, Holz oder Lehm wohnen und ob der Granit für die neue Arbeitsplatte aus der Oberpfalz oder China kommt, mag zwar teilweise wirtschaftliche oder kulturelle Gründe haben, entscheidend ist aber das System „Erde“. Die

Erde ist im wahrsten Sinne des Wortes die Basis, von der und auf der wir leben.

In kaum einem Gebiet Bayerns ist der Zusammenhang zwischen Kultur, wirtschaftlicher Entwicklung und natürlichen Ressourcen so deutlich wie in der Oberpfalz. Beispiele dafür sind die Porzellanindustrie, die sich auf reiche Kaolinvorkommen stützt, die Gewinnung und Verarbeitung von Eisen, die aus der Vorgeschichte bis in die jüngste Vergangenheit reicht, die Glashütten tradition, der Abbau von Braunkohlen oder die Gewinnung unterschiedlichster Natursteine. Diese und viele weitere Erwerbszweige haben auch die Kultur der Oberpfalz geprägt.

Die Erfolge der geowissenschaftlichen Forschung ermöglichen uns heute einen oft erstaunlich klaren Blick in die ferne Vergangenheit: So wissen wir beispielsweise, dass vor etwa 330 Millionen Jahren das gewaltige Variszische Gebirge entstand, dessen Gipfel aber schon vor 300 Millionen Jahren wieder eingeebnet waren. Wir können auch die Lebensbedingungen im tropisch warmen Jura Meer rekonstruieren, dessen Küstenlinie durch die Oberpfalz verlief, bevor es sich weit nach Süden zurückzog.

Gebirge entstehen und verschwinden wieder, Meere stoßen vor und ziehen sich zurück. Derart gewaltige Wandlungen der Erdoberflä-



Ein Berg von Menschenhand: Der Monte Kaolino besteht aus Quarzkörnern, die bei der Kaolingewinnung zurückbleiben.

che kann der Mensch während seines kurzen Lebens nicht direkt beobachten. Viele Menschen nehmen daher an, die Oberfläche des Planeten sei statisch: „Gebirge entstehen doch heute nicht mehr“, heißt es dann. Tatsächlich setzt sich der Wandel der Erde aber immer weiter fort: Ob durch gelegentliche Erdbeben an verschiedenen Orten oder durch Bewegungen ganzer Erdteile um wenige Millimeter pro Jahr – im Lauf von Jahrmillionen türmt sich auf diese Weise vielleicht ein Gebirge auf. Gleichzeitig tragen Bäche und Flüsse die Felsen wieder ab, transportieren sie als Kies, Sand und Schlamm zum Meer und lagern sie dort als neue Sedimentschichten ab.

Allerdings verläuft die Erdgeschichte nicht gleichförmig. Heute – im Industriezeitalter – herrscht sogar eine Phase besonders dramatischer Veränderungen, denn der Mensch ist zu einem wesentlichen Faktor im System Erde geworden. Noch nie wandelte sich die Oberfläche des Planeten in so kurzer Zeit derart drastisch. Kein bisheriges Ereignis in der Erdgeschichte ist global so einfach nachzuweisen, wie es das Wirken des Menschen im 20. und 21. Jahrhundert noch in vielen Millionen Jahren sein wird! Dabei ist die Zukunft des Menschen mit der „Erdzukunft“ – der Fortsetzung der Erdgeschichte – untrennbar verknüpft.

Wichtig ist daher das Bewusstsein für die Empfindlichkeit der Erde, auf der wir stehen und für die Möglichkeiten und Grenzen, die uns die Erdgeschichte aufzeigt. Jahrmillionen sind allerdings für den Menschen kaum vorstellbar und schriftliche Belege reichen bestenfalls bis in biblische Zeiten zurück. Wenn wir die Vergangenheit verstehen wollen, sind wir daher auf die Informationen angewiesen, die in den natürlichen Archiven der Erdgeschichte – den Geotopen – gespeichert sind.

Geotope sind unschätzbare Informationsquellen für Geschichte und Heimatkunde sowie die geowissenschaftliche Forschung und Lehre. Eine große Zahl von Gesteinsfreilegungen, sogenannte Aufschlüsse, wird regelmäßig von jeder neuen Studentengeneration besucht. Viele Gesteine geben immer noch große Rätsel auf und werden mit immer neuen Methoden oder auf neue Fragestellungen

hin untersucht. Beispielsweise wurden in den vergangenen Jahren viele bereits gut untersuchte Gesteine daraufhin begutachtet, welche Informationen sie zur Klimageschichte enthalten. Welche Klimaschwankungen gab es in den vergangenen Jahrmillionen und welche Auswirkungen hatten sie? Nur mit Hilfe derartiger Informationen können wir die aktuellen Klimaveränderungen richtig beurteilen und Prognosen für die Zukunft abgeben.

Deshalb ist es so wichtig, Geotope zu erhalten. Gehen sie verloren, so werden Dokumente unwiederbringlich zerstört. Unsere Fenster in die Erdgeschichte werden für immer geschlossen. Sofern keine geeigneten Vergleichsobjekte vorhanden sind, können gemachte Beobachtungen oder Messungen nicht mehr reproduziert werden. Wenn zudem durch an anderer Stelle gewonnene Erkenntnisse Zweifel an der ursprünglichen Aussage aufkommen, ist eine eindeutige Klärung des Sachverhalts nicht mehr möglich.

Geowissenschaftler beklagten seit langem den zunehmenden Verlust wichtiger Dokumente der Erdgeschichte (FREYBERG 1951). Welche Objekte dabei von besonderer Bedeutung sind, wurde erst vor wenigen Jahren festgelegt. Eine Arbeitsgruppe des Bund/Länder-Ausschusses „Bodenforschung“ schuf mit einer Arbeitsanleitung für den Geotopschutz in Deutschland die Definitionen für Geotope (AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996):

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.

Nach dieser sehr weit gefassten Definition stellt streng genommen die gesamte Erdoberfläche ein Mosaik von Geotopen dar. Ziel eines sinnvollen Geotopschutzes kann jedoch nicht sein, alle Geotope, d. h. die gesamte Erdoberfläche, oder auch nur bestimmte Geotypen pauschal zu schützen. Die Aufgabe besteht vielmehr darin, im Wesentlichen diejenigen Geotope zu erhalten, die schutzwürdig sind.

Diese wurden wie folgt definiert:

Schutzwürdige Geotope zeichnen sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit aus. 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.

Die Definitionen sind anthropozentrisch angelegt, das heißt, Geotope besitzen von sich aus nicht automatisch einen besonderen Wert. Sie erhalten ihn vielmehr dadurch, dass der Mensch sie als etwas Besonderes wahrnimmt.

Die Bedeutung von Geotopen kann auch in ihrer Schönheit, Eigenart oder Seltenheit liegen – oder anders ausgedrückt: Es bereitet Menschen Freude, diese Objekte zu erleben. Durch einen Schutz möchte man das gemeinsame Naturerbe für zukünftige Generationen erhalten. Die Begriffe „Schönheit“, „Eigenart“ oder „Seltenheit“ findet man auch im bayerischen Naturschutzgesetz. Sie treffen häufig auch auf Geotope zu, jedoch ist ein automatischer Schutz, wie er für einige Biotoptypen gesetzlich verankert ist, nicht sinnvoll. Denn Geotope sind niemals identisch, wie dies bei Tier- und Pflanzenarten der Fall ist. Ein rechtlicher Schutz wird daher, sofern der Geotop die entsprechende Bedeutung aufweist, erst nach Prüfung des Einzelfalls durch die Naturschutzbehörden erlassen.

„Nur was man kennt, lernt man schätzen und kann es auch schützen.“ Aus dieser Grundüberlegung heraus wurde bereits 1985 begonnen, die wichtigen Geotope Bayerns zu erfassen und im digitalen GEOTOPKATASTER BAYERN zu registrieren. Diese Inventarliste wird vom Bayerischen Landesamt für Umwelt geführt. Mittlerweile sind darin über 2800 Geotope katalogisiert und bewertet. Auch über ca. 3700 Höhlen liegen Informationen vor, die von bayerischen Höhlenvereinen für Zwecke des Geotopschutzes weitergegeben wurden. In der Oberpfalz befinden sich 666 der erfassten Geotope sowie 669 Höhlen. Einen Anspruch auf Vollständig-

keit kann der GEOTOPKATASTER BAYERN trotzdem nicht erheben. Zahlreiche Vorschläge zur Neuaufnahme sind noch unbearbeitet, eine flächendeckende Kartierung steht aus.

Ein verstärktes staatliches Engagement zur Erhaltung und Pflege wichtiger Geotope muss sich zwangsläufig auf eine Auswahl beschränken. Bei der zu betreuenden Landesfläche von über 70 000 Quadratkilometern können für die große Mehrzahl der Objekte die nötigen Schutz- und Pflegemaßnahmen nicht zentral vom Landesamt für Umwelt veranlasst oder gar durchgeführt werden, sie müssen regional betreut werden. Dies setzt jedoch voraus, dass das hierfür nötige Wissen und das Bewusstsein bei den zuständigen Stellen und in der Öffentlichkeit vorhanden ist. Öffentlichkeitsarbeit ist daher eine wichtige Aufgabe im Geotopschutz. Die Broschüren „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern“ (LAGALLY et al. 1993), „Geotope in Oberfranken“ (EICHHORN et al. 1999), „Geotope in Mittelfranken“ (GLASER et al. 2001) und „Geotope in Niederbayern“ (KEIM et al. 2004) richten sich vor allem an den geowissenschaftlich interessierten Laien und haben breites Interesse gefunden. Seit dem Jahr 2000 ist die Mehrzahl der erfassten Geotope Bayerns auch für die Öffentlichkeit im Internet unter www.geotope.bayern.de recherchierbar. Mittels Klick auf eine Bayernkarte oder über eine Stichwortsuche erhält der Benutzer Auskunft über die Geotope eines gewünschten Gebietes. Zu jedem Geotop kann ein „Steckbrief“ mit kurzer Beschreibung, Foto und Kartenausschnitt abgerufen werden.

„Geologie erleben!“ lautet das Motto des Projekts „Bayerns Schönste Geotope“, mit dem das Bayerische Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz die 100 wichtigsten Geotope Bayerns auszeichnet und



Gütesiegel „Bayerns Schönste Geotope“



Diese Wegweiser führen zu „Bayerns Schönsten Geotopen“

mit Schautafeln versehen (LOTH et al. 2007). Mittlerweile wurden bereits 61 Geotope in ganz Bayern mit dem begehrten Prädikat versehen (Stand September 2007). In der Oberpfalz sind dies beispielsweise der Serpentin-Härtling Föhrenbühl, der Basaltkegel Hoher Parkstein, der Burgberg Falkenberg, der Große Osser, die Kaolingruben bei Hirschau-Schnaittenbach, der Kreuzberg in Pleystein, der Pingartener „Porphy“ und der Schutzfelsen Pentling.

Mit Prämierungsveranstaltungen für die ausgewählten Geotope, an denen immer auch die örtliche Bevölkerung und Presse teilnimmt, soll nicht nur das Bewusstsein für den Geotop-schutz in die Öffentlichkeit getragen, sondern auch ein Beitrag zum sanften Geo-Tourismus geleistet werden. Die Einheimischen wissen immer mehr zu schätzen, welche Besonderheiten sie vor ihrer Haustüre haben und können dieses Wissen auch mit Stolz an Besucher und Touristen vermitteln. Geotope sind ein Stück unverwechselbare Heimat in einer ansonsten immer stärker globalisierten und vereinheitlichten Welt. Tennisplätze sehen weltweit gleich aus, aber wer die Besonderheiten des Ossers sehen will, der muss schon in den Lamer Winkel kommen.

Das in den letzten Jahren zunehmende Interesse der Allgemeinheit an Geotopen hat inzwischen schon eine erfreuliche Anzahl von lokalen Initiativen hervorgebracht. In vielen Fällen haben Gemeinden Patenschaften übernommen und kümmern sich nun laufend um



Enthüllung der Geotop-Schautafel am Schutzfelsen Pentling

die Pflege „ihrer“ Geotope. Zunehmend bilden Geotope auch die Grundlage für verschiedene Geopark-Initiativen in ganz Deutschland. Geoparks verfolgen – kurz gefasst – das Ziel, geotouristische Attraktionen einer Region zu vernetzen und bekannt zu machen. Dadurch wird der Tourismus gefördert und den Geotopen ein gleichsam finanzieller Wert gegeben, was wiederum einen zusätzlichen Anreiz zu deren Schutz gibt.

Im Jahr 2002 wurden die ersten vier „Nationalen GeoParks“ in Deutschland von der Geo-Union Alfred-Wegener-Stiftung prämiert. Darunter ist auch der Geopark „Bergstraße-Odenwald“, der im Raum Miltenberg nach Bayern reicht. Mittlerweile erhielt auch der Geopark „Nördlinger Ries“ diese Auszeichnung. Ein weiterer Geopark ist im Raum nördliche Oberpfalz-Ostoberfranken-Böhmen im Aufbau: Die Landkreise Neustadt a. d. Waldnaab, Tirschenreuth, Wunsiedel und Bayreuth sowie die tschechischen Regionen Karlovy Vary und Plzeň vereinbarten, einen internationalen Bayerisch-Böhmischen Geopark zu etablieren. Dessen Geschäftsstelle, die die Aktivitäten auf bayerischer Seite koordiniert, ist im „Geozentrum an der KTB“ (der ehemaligen Kontinentalen Tiefbohrung) in Windischeschenbach angesiedelt. Die Initiativen reichen von verschiedensten Informationsangeboten über Exkursionen bis zur Ausbildung von „Geopark-Rangern“, die als Multiplikatoren die Besonderheiten des Parks in der Öffentlichkeit darstellen können.

2 Naturraum Oberpfalz

2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung

Der Regierungsbezirk Oberpfalz liegt im nordöstlichen Mittelteil Bayerns. Im Nordosten grenzt er an Tschechien, im Nordwesten an Oberfranken, im Westen an Mittelfranken, im Süden an Oberbayern und Niederbayern. Mit ca. 9.700 km² nimmt die Oberpfalz fast 14 % der Fläche Bayerns ein. Rund 1,1 Millionen Menschen leben hier – knapp 9 % der bayerischen Bevölkerung. Obwohl die Landschaften der Oberpfalz durch Land- und Forstwirtschaft entscheidend geprägt werden, arbeiten hier überdurchschnittlich viele Menschen in Industriebetrieben. Administrativ gliedert sich das Gebiet in die sieben Landkreise Amberg-Weizsach, Cham, Neumarkt i. d. Opf., Neustadt a. d. Waldnaab, Regensburg, Schwandorf und Tirschenreuth sowie die drei kreisfreien Städte Amberg, Regensburg und Weiden i. d. Opf.

Die Oberpfalz weist durchwegs Mittelgebirgscharakter auf, wobei Hänge und Hochlagen überwiegend bewaldet sind, während die Täler für Landwirtschaft, Siedlungen und Verkehrswege genutzt werden. Ihre höchsten Erhebungen liegen im Ostteil mit über 1.400 m am Großen Arber und mit knapp 1.300 m am Großen Osser. Die einzige größere Ebene des Bezirks bildet das weite Donautal südöstlich von Regensburg, wo mit 320 m auch der niedrigste Punkt der Oberpfalz liegt. In den Hochlagen der Frankenalb und des Oberpfälzer Waldes fallen durchschnittlich 800 – 1.000 mm Niederschlag pro Jahr, in den Niederungen entlang des Naab- und Regentales nur etwa 600 – 800 mm.

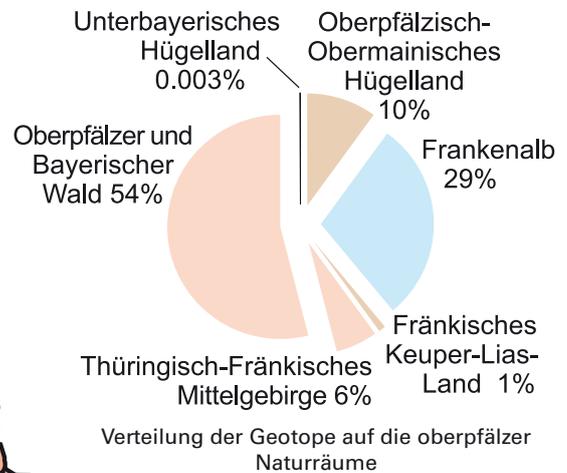
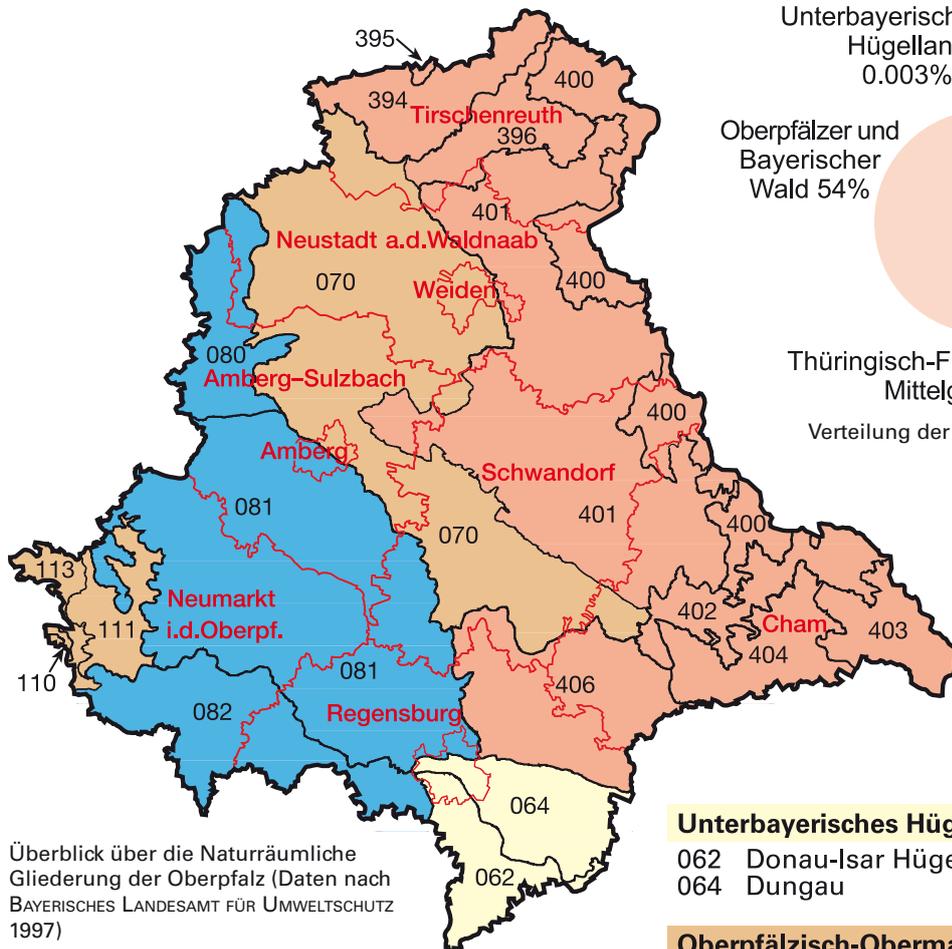
Ein interessanter Zusammenhang von Landschaft und Besiedlungsgeschichte zeigt sich beim Blick auf das Gewässernetz. Dieses wird dominiert von Nebenflüssen der Donau, insbesondere von Naab und Regen. Überwiegend entlang von Wasserscheiden verlaufen die Grenzen des Bezirks Oberpfalz. Die Ostgrenze liegt meist im Bereich der Wasserscheide zwischen den Donauzuflüssen und dem Moldausystem, das über die Elbe zur Nordsee ausgerichtet ist. In diese Richtung entwässert nur der Nordteil des Landkreises Tirschenreuth. Die

Grenze nach Franken verläuft etwa entlang der Wasserscheide zum Maingebiet, das über den Rhein in die Nordsee entwässert. Nur einzelne Bäche fließen aus der Oberpfalz nach Westen über die Regnitz in den Main.

Die Eigenheiten der Landschaften und Naturräume spiegeln den geologischen Aufbau eines Gebietes wieder. Daher kann die im Folgenden vorgestellte naturräumliche Gliederung Deutschlands nach MEYNEN & SCHMIDTHÜSEN (1953 – 1959) in leicht abgewandelter Weise auch als Grundlage der Naturschutzarbeit und des Geotopschutzes dienen.

Die Oberpfalz hat Anteil an sechs naturräumlichen Haupteinheiten mit sehr unterschiedlichem landschaftlichem Charakter. Ihr gesamter Ostteil ist geprägt von den Gesteinen des Variszischen Grundgebirges und wird zum großen Teil dem Naturraum **Oberpfälzer und Bayerischer Wald** zugerechnet. Im Norden reicht das Gebiet in das **Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge**. Der Zentralteil der Oberpfalz – zwischen dem Grundgebirge und der Frankenalb – gehört zum **Oberpfälzisch-Obermainischen Hügelland**. Hier dominieren Gesteine aus verschiedenen Epochen des Erdmittelalters, die durch tektonische Bewegungen vielfach gegeneinander verschoben wurden. Aus geologischer Sicht spricht man hier daher oft vom „Bruchschollenland“. Der Westteil des Bezirks wird überwiegend der **Frankenalb** zugeordnet, in der Kalkgesteine des Oberen Jura die Landschaft prägen. Im Westen des Landkreises Neumarkt reicht der Bezirk mit der entsprechenden Schichtstufenlandschaft bis in das **Fränkische Keuper-Lias-Land**. Das Gebiet südlich und östlich von Regensburg wird dem **Unterbayerischen Hügelland** zugerechnet.

Die Mittelgebirgslandschaften des **Oberpfälzer** und **Bayerischen Waldes** weisen überwiegend Höhen zwischen 500 und 700 m auf. Mehr als die Hälfte des Gebietes wird landwirtschaftlich genutzt, vor allem in den Hochlagen oberhalb 700 m finden sich jedoch meist ausgedehnte Wälder.



Überblick über die Naturräumliche Gliederung der Oberpfalz (Daten nach BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ 1997)

Der südöstlichste Teil des Gebietes, mit dem Großen Arber und dem Hohen Bogen, gehört naturräumlich zum Hinteren Bayerischen Wald (403). Diese stark herausgehobenen Bereiche rund um den Lamer Winkel bestehen vor allem aus Gneisen und Glimmerschiefern sowie einzelnen Granitvorkommen. Einen Sonderfall bildet der Hohe Bogen, dessen Höhenzug überwiegend aus basischen Gesteinen aufgebaut wird. Westlich und nördlich schließen sich die Regensenke (404) sowie die Cham-Further Senke (402) an, ein flaches bis hügeliges Gebiet, das das Regental umgibt. Weiter in Richtung Westen liegt der Falkensteiner Vorwald (406), der vor allem entlang der steilen Anstiege in seinen westlichen und südlichen Teilen von ausgedehnten Wäldern bedeckt ist; dort dominieren Gneise und große Granitmassive.

Nördlich der Cham-Further Senke liegen die weiten Gebiete des Hinteren Oberpfälzer

Unterbayerisches Hügelland

- 062 Donau-Isar Hügelland
- 064 Dungau

Oberpfälzisch-Obermainisches Hügelland

- 070 Oberpfälzisches Hügelland

Fränkische Alb (Frankenalb)

- 080 Nördliche Frankenalb
- 081 Mittlere Frankenalb
- 082 Südliche Frankenalb

Fränkisches Keuper-Lias-Land

- 110 Vorland der Südlichen Frankenalb
- 111 Vorland der Mittleren Frankenalb
- 113 Mittelfränkisches Becken

Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge

- 394 Hohes Fichtelgebirge
- 395 Selb-Wunsiedler Hochfläche
- 396 Naab-Wondreb Senke

Oberpfälzer und Bayerischer Wald

- 400 Hinterer Oberpfälzer Wald
- 401 Vorderer Oberpfälzer Wald
- 402 Cham-Further Senke
- 403 Hinterer Bayerischer Wald
- 404 Regensenke
- 406 Falkensteiner Vorwald

Geotope in der Oberpfalz

Waldes (400) und des Vorderen Oberpfälzer Waldes (401), die sich in ihrem geologischen Bau mit überwiegend Gneisen und Graniten weitgehend gleichen. Zum Hinteren Oberpfälzer Wald zählt man vor allem die meist bewaldeten Hochlagen entlang der Grenze zu Tschechien. Dieses Gebiet mit vorwiegend Glimmerschiefern reicht im Norden bis an den Rand des Egergrabens.

Nach Norden schließt an den Oberpfälzer Wald das **Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge** an. Dieses Gebiet im Grenzbereich Egergraben – Fichtelgebirge ist durch eine große Vielfalt unterschiedlicher Gesteine gekennzeichnet. So ist beispielsweise in der Naab-Wondreb Senke (396) zwischen Tirschenreuth und Mitterteich ein weites Gebiet mit tertiärzeitlichen Sedimentgesteinen bedeckt. Hier finden sich auch tertiärzeitliche Vulkanite – ebenso im nördlich anschließenden Hohen Fichtelgebirge (394). Letzteres weist neben den typischen Granitgebieten, die oft von ausgedehnten Wäldern bestanden sind, eine besonders große Vielfalt von metamorphen Gesteinen auf. Eine kleine Niederung um Waldershof wird bereits der Selbst-Wunsiedler Hochfläche (395) zugerechnet.

Westlich schließt sich an den Oberpfälzer Wald das **Oberpfälzer Hügelland** (070) an. Die Naturraumgrenzen verlaufen hier entlang großer geologischer Störungen wie der Fränkischen



Blick von Wunschenberg auf die bewaldete Granitkuppe der Kösseine im südlichen Fichtelgebirge

Linie im Norden, der Luhe-Linie in der Mitte und dem Bayerischen Pfahl im Süden, an denen das Grundgebirge herausgehoben wurde. Weitere Störungen sowie Faltenstrukturen durchziehen das Gebiet. An ihnen wurden die Gesteinseinheiten in einzelne Schollen zerlegt, weshalb man den Nordteil des Gebietes auch als „Bruchschollenland“ bezeichnet. Einen südlichen Ausläufer des Oberpfälzer Hügellandes bildet die Bodenwöhrer Senke.

Das Oberpfälzer Hügelland ist von verschiedensten Sedimentgesteinen geprägt, die überwiegend aus dem Erdmittelalter stammen. Es liegt meist etwa 400 – 500 m hoch, markante Erhebungen fehlen weitgehend. Eine Ausnahme bilden hier die tertiärzeitlichen Vulkanische Klöte des Parksteins und des Rauhen Kulms.

Ausgedehnte Waldgebiete finden sich vor allem in Gebieten mit kreidezeitlichen Sanden und Sandsteinen.

Die **Frankenalb** in der westlichen Oberpfalz ist geprägt von Hochebenen, die in einer Höhe von etwa 500 – 600 m liegen und von tief eingeschnittenen Tälern durchzogen sind. Es dominieren die Kalkgesteine des Oberen Jura (Malm). Ihre hohe Verwitterungsbeständigkeit wird entlang der oft



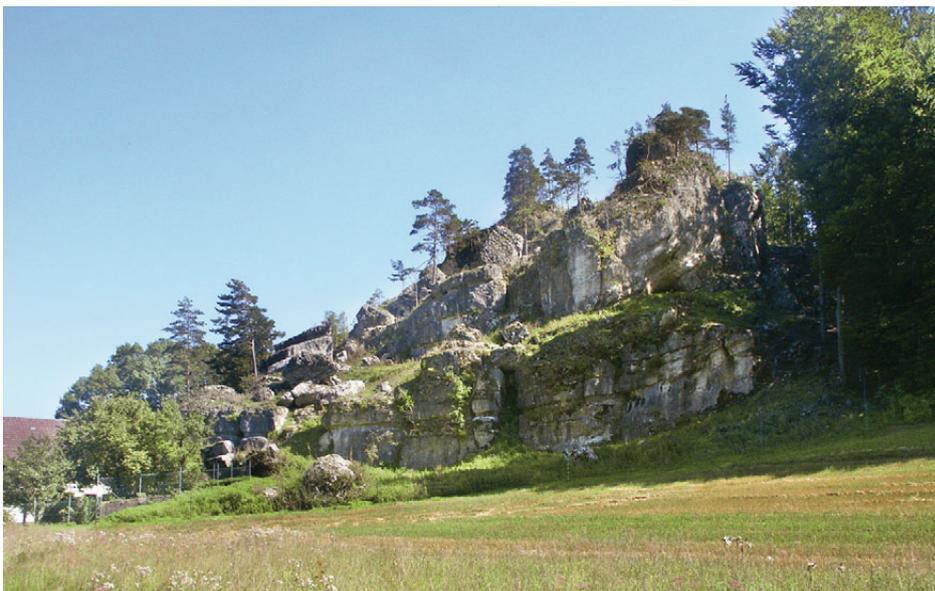
Blick vom Kleinen Osser über den Lamer Winkel zum Arbermassiv (Hinterer Bayerischer Wald)



Der Kegel des Rauhen Kulms überragt das Oberpfälzer Hügelland.

steilen und felsigen Täler sowie an Kuppen auf den Hochflächen offenbar. Eine weitere Eigenschaft dieses Gesteins ist seine Verkarstungsfähigkeit. Diese verursacht Wasserarmut auf den Hochflächen und ist verbunden mit starken Quellen entlang der Täler. Bereichsweise überlagern jüngere, oft kreidezeitliche Sedimente die Kalkgesteine. Hier finden sich dann meist ausgedehnte Wälder. Zur Nördlichen Frankenalb (080) zählt das Gebiet nördlich der Linie Pommelsbrunn – Sulzbach-Rosenberg. Die Mittlere Frankenalb (081) reicht von hier bis südlich der Schwarzen Laaber, wo sich – bereits im Einzugsgebiet der Altmühl – die Südliche Frankenalb (082) anschließt.

Im Westteil des Landkreises Neumarkt fällt das Gelände von der Frankenalb steil ab zum



Dolomittfelsen – wie hier im Königsteiner Polje – sind typisch für die Frankenalb.



Blick von Donaustauf Richtung Regensburg: rechts der Anstieg zum Falkensteiner Vorwald, links die Ebene des Donautales, im Zentrum der Keilberg

Fränkischen Keuper-Lias-Land. Dieses Gebiet um Neumarkt, Freystadt und Pyrbaum liegt meist zwischen 400 – 500 m hoch. Der mit Flussschottern und Flugsandablagerungen gefüllte Talgrund südlich von Neumarkt und das westlich anschließende, von Liasgesteinen geprägte Gebiet gehören zum Vorland der Mittleren Frankenalb (111). Mit einer niedrigen Schichtstufe fällt dieses nach Westen zum Mittelfränkischen Becken (113) ab. Dort finden sich Keupergesteine, beispielsweise in einem ausgedehnten Waldgebiet rund um Pyrbaum. Westlich von Freystadt liegt noch ein Ausläufer des Vorlandes der Südlichen Frankenalb (110).

In seinem südlichsten Teil reicht der Bezirk in das **Unterbayerische Hügelland**, das vorwiegend landwirtschaftlich genutzt wird. Die weite Schotterebene des Donautals südöstlich von Regensburg wird dem Dungau (064) zugerechnet. Südlich schließt daran ein Hügelland mit tertiärzeitlichen Lockergesteinen an, das zum Donau-Isar-Hügelland (062) gehört.

2.2 Überblick zur Erdgeschichte und Tektonik der Oberpfalz

Während eines langen geologischen Zeitraumes vom Neoproterozoikum vor mehr als 600 Millionen Jahren bis in die heutige Zeit bildeten sich die vielfältigen Gesteine der Oberpfalz. Unterschiedliche Oberflächenformen, Bewuchs, landwirtschaftliche Nutzungsmöglichkeiten bis hin zur Beschaffenheit des Grundwassers haben ihre Ursache in den jeweils im Untergrund befindlichen Gesteinen und der erdgeschichtlichen Entwicklung jedes Naturraumes.

Aus geologischer Sicht gliedert sich die Oberpfalz in zwei Teilgebiete mit grundlegend unterschiedlichen Gesteinen. Das **kristalline Grundgebirge** bildet den Ostteil mit den Mittelgebirgslandschaften im südlichen Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald, Naabgebirge, Regensburger Wald und im nördlichen Bayerischen Wald. Den West- und Südwestteil bauen erdgeschichtlich jüngere Sedimentgesteine des „**Deckgebirges**“ auf. Ganz im Westen liegt die Frankenalb mit ihrem Vorland. Schichtstufen sowie die Hochflächen und Täler des Juras sind charakteristisch für dieses Gebiet, das von vergleichsweise wenigen Bruchstörungen und Schichtverbiegungen betroffen war. Zwischen dem Jura und dem Grundgebirge liegt das so genannte Bruchschollenland, wo aufgrund zahlreicher Störungen, Aufwölbungen und Grabenbrüche auf engem Raum sehr unterschiedlich alte Gesteine nebeneinander liegen. Davon ausgehend greift die Bodenwöhrer Senke als tektonische Halbgrabenstruktur wie ein Sporn in das Grundgebirge. Mit der flachwelligen Hügellandschaft südlich der Donau hat die Oberpfalz schließlich noch Anteil am Molassebecken.

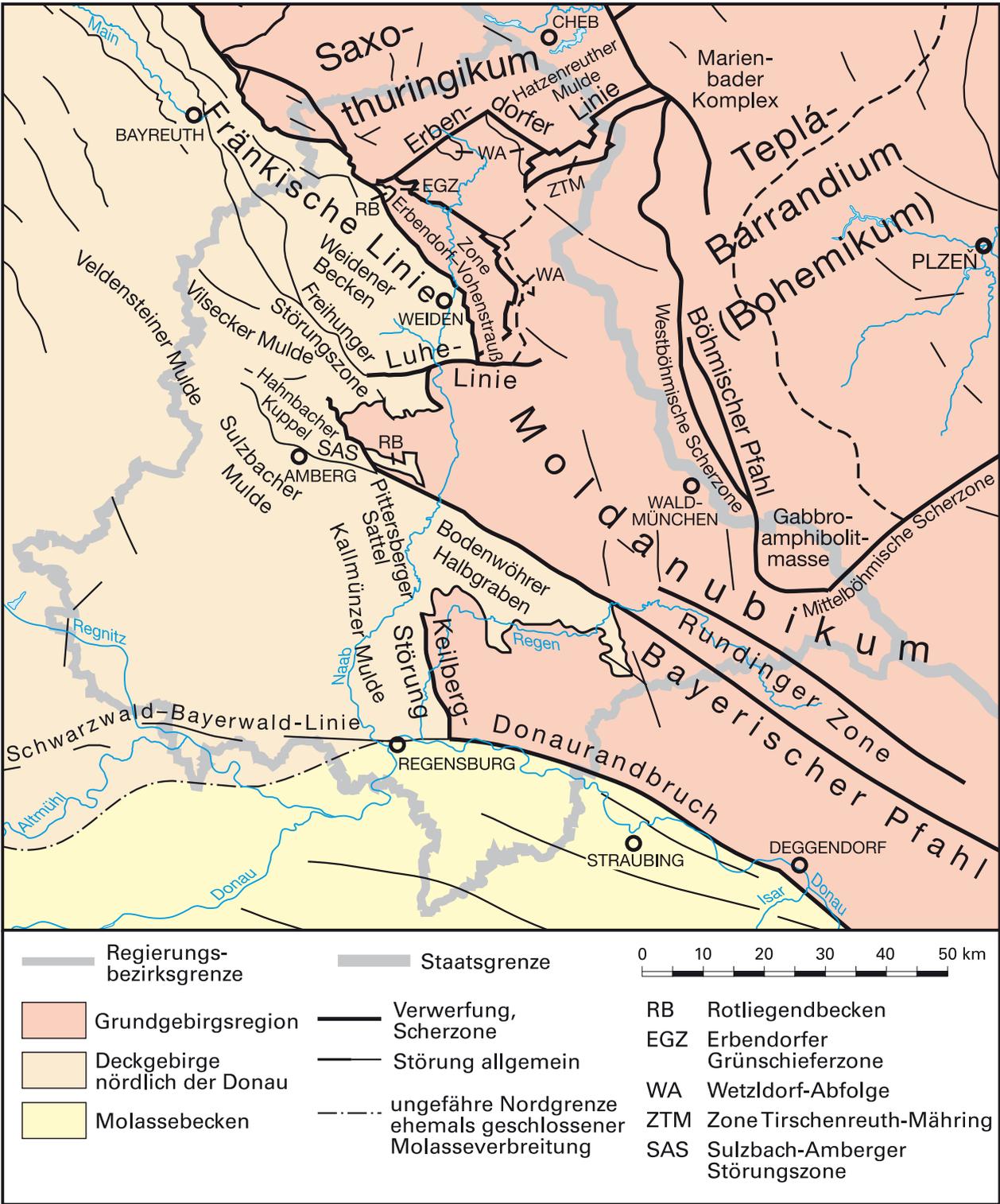
Die ältesten Gesteine findet man an der Oberfläche im kristallinen Grundgebirge in der östlichen Oberpfalz. Weite Bereiche dieses Gebietes werden von Graniten und Gneisen aufgebaut, die sich in der heute vorliegenden Form im Karbon vor mehr als 300 Millionen Jahren bildeten. Sie entstanden in großer Tiefe während der Auffaltung des „Variszischen Gebirges“. Die Ausgangsgesteine der jetzigen Metamorphite dieser Region sind teilweise älter als 600 Millionen Jahre. Sie wurden unter

hohen Drücken und Temperaturen geprägt und liegen heute überwiegend als Gneise, Amphibolite oder Glimmerschiefer vor. Andere Gesteine, vor allem Granite, entstanden aus glutflüssigen Schmelzen, die in der Erdkruste erstarrten. Durch spätere Hebung und Abtragung, die auch heute noch anhält, gelangten diese Gesteine aus großer Tiefe an die Erdoberfläche.

Während der variszischen Gebirgsbildung schoben sich Gesteinseinheiten übereinander, die zuvor an sehr unterschiedlichen Orten und unter verschiedenen Bedingungen entstanden waren. Die Oberpfalz hat Anteil an drei verschiedenen Grundgebirgsbereichen: Moldanubikum, Teplá-Barrandium und Saxothuringikum.

Der Großteil des oberpfälzischen Grundgebirgsgebietes wird zum **Moldanubikum** gerechnet, das vor allem aus Gneisen besteht. Ein davon verschiedener Gesteinsbestand mit überwiegend basischen Gesteinen findet sich am Hohen Bogen bzw. in der „Gabbro-Amphibolitmasse“ rund um Neukirchen b. Hl. Blut und in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß mit der Erbdorfer Grünschiefer-Zone. Diese Gebiete werden dem **Teplá-Barrandium** zugerechnet, das in Böhmen weite Flächen einnimmt. Im Grenzbereich zwischen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß und dem Moldanubikum liegt eine bunte Gesteinsserie mit Graphitquarziten bzw. Metakieselschiefern, die Wetzldorf-Abfolge.

Nach Norden reicht die Oberpfalz bis in das Fichtelgebirge. Dieser Raum mit zahlreichen Graniten und meist nur gering metamorphen Metasedimenten zählt zum **Saxothuringikum**, ebenso das Waldsassener Schiefergebirge nordöstlich von Tirschenreuth. Eine Besonderheit bilden die tektonisch stark beanspruchten Gesteine des Erbdorfer Paläozoikums. Dabei handelt es sich um ordovizische bis unterkarbone Gesteinsserien der Thüringischen Faziesreihe des Saxothuringikums, die in einer Grabenscholle an der Fränkischen Linie erhalten sind. Die Südgrenze des Saxothuringikums bezeichnet man als Erbdorfer Linie. Im Grenz-



Tektonische Übersichtskarte der Oberpfalz (nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

bereich Saxothuringikum und Moldanubikum östlich von Tirschenreuth bildet die über einen Kilometer breite Zone von Tirschenreuth-Mähring eine duktile Scherzone. Die West-Ost-streichende Luhe-Linie schließlich trennt in ihrem westlichen Abschnitt die Grundgebirgsscholle des Naabgebirges vom Rotliegenden und bildet im östlichen Teil den Südrand der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß.

Im Westen ist das Grundgebirgsgebiet durch große Bruchzonen bzw. Störungen begrenzt. Die markantesten Strukturen sind der Donaurandbruch, die Keilberg-Störung, der Bayerische Pfahl und die Fränkische Linie. Diese Verwerfungen markieren den Westrand des heute an der Oberfläche liegenden kristallinen Grundgebirges. Entlang dieser Nordwest-Südost bis Nord-Süd verlaufenden Brüche, hob sich das kristalline Grundgebirge seit dem Oberkarbon bis in die heutige Zeit um mehrere Tausend Meter.

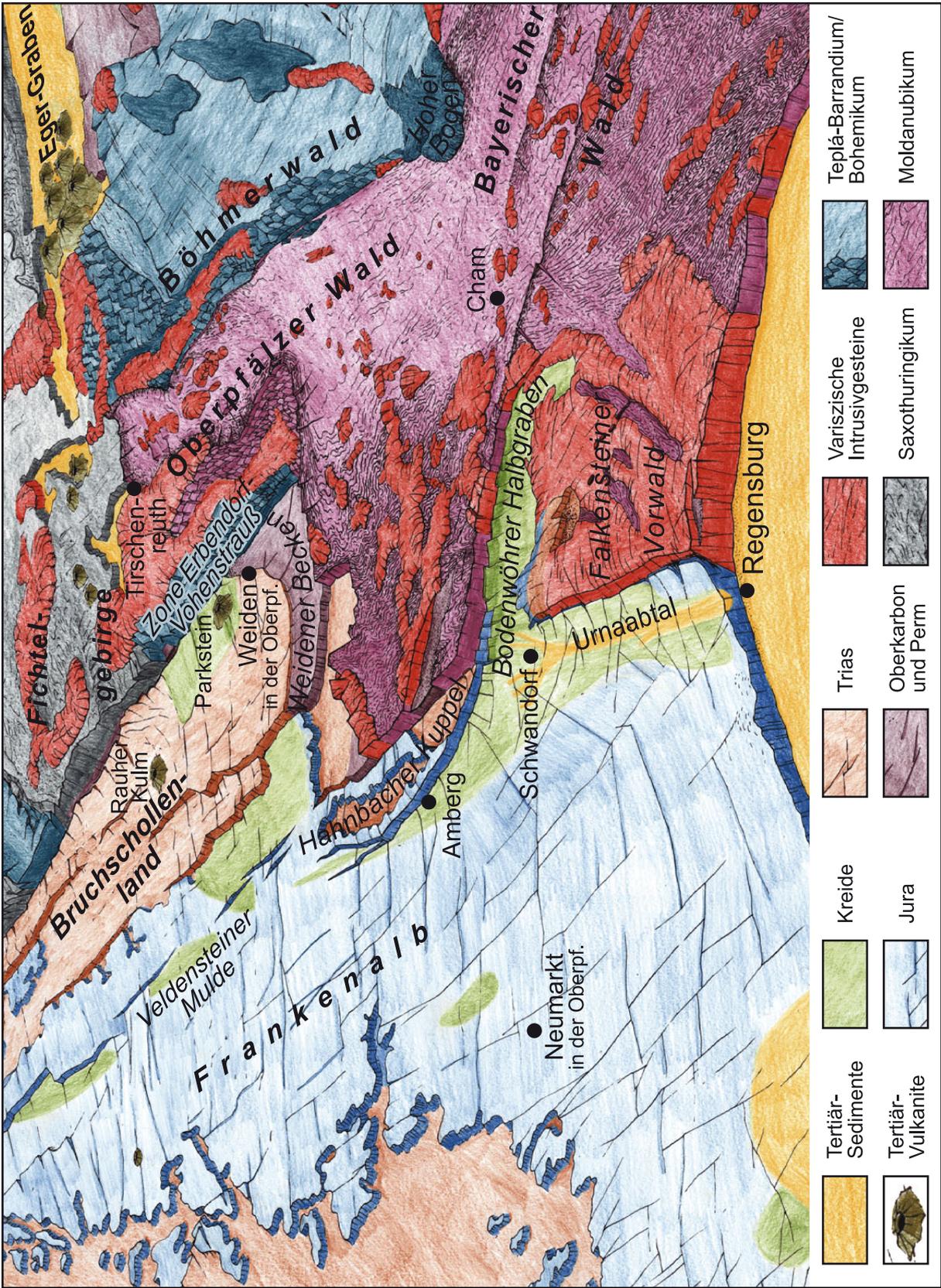
Der Abtragungsschutt des variszischen Gebirges wurde ab dem oberen Karbon und im Perm in synsedimentär gebildeten „Rotliegendbecken“ abgelagert. Untersuchungen an Sedimentkomponenten aus Rotliegend-Gesteinen belegen, dass bereits in dieser Zeit variszische Granite und Metamorphite an der Erdoberfläche lagen und abgetragen wurden. Während der Trias breitete sich von Nordwesten her das so genannte Germanische Becken immer weiter in die Oberpfalz aus. Die küstennahe Lage des Ablagerungsraums weist abschnittsweise eine spezielle Ausbildung der Gesteine auf. So ist vor allem der Muschelkalk hier meist sandig ausgebildet, diese „Randfazies“ wird auch als „Muschelsand“ bezeichnet.

Nach einer überwiegend festländischen Periode im Jura stieß ein Meer in die Oberpfalz vor, in dem sich zunächst überwiegend tonige und sandige Ablagerungen bildeten. Im Oberen Jura entstanden schließlich in einem tropischen Flachmeer mächtige Kalk- und Dolomitgesteine. Während der Unteren Kreidezeit waren sie nach einem Meeresrückzug der Verwitterung und Abtragung unter tropischen Klimabedingungen ausgesetzt. Erst in der Oberkreide, ab dem Cenoman, drang das Meer wieder in mehreren Perioden von Süden

her über Regensburg nach Norden in das Gebiet der Oberpfalz vor.

Nach einem erneuten Meeresrückzug am Ende der Kreidezeit unterlagen die Gesteine der Oberpfalz im Tertiär wieder weitgehend dem Einfluss der Verwitterung. In dieser Zeit wurden im südlichsten Teil der Oberpfalz Sedimente abgelagert, die bereits zum Molassebecken gehören, das nördlich der entstehenden Alpen einsank. Ein großes zusammenhängendes Vorkommen von tertiären Gesteinen befindet sich im Tal der Urnaab mit dem anschließenden Delta südlich von Regensburg. Dort lagerte der Fluss Sand und Ton aus dem umgebenden Einzugsgebiet ab. Aus den ehemaligen Auwäldern entstanden bedeutende Braunkohlenvorkommen wie z. B. bei Schwandorf. Auch im nördlichsten Teil der Oberpfalz, der zum Fichtelgebirge gehört, sowie im Mitterteicher Becken wurden in dieser Zeit im Zusammenhang mit der Egergrabenbildung Sedimente abgelagert, die gebietsweise ebenfalls Braunkohle führen. Bei den vulkanischen Aktivitäten im Zusammenhang mit den tektonischen Bewegungen wurden große Mengen von Laven und Tuffen gefördert.

Zur Zeit des nachfolgenden Quartärs prägte das eiszeitliche Klima auch die Landschaften der Oberpfalz. Es waren aber nur wenige Hochgebiete im Oberpfälzer und Bayerischen Wald zeitweise eisbedeckt, in der übrigen Oberpfalz veränderte sich die Morphologie durch die Ausbildung von Dauerfrostböden. Auf geneigten Flächen kam es durch Bodeneinfließen während der Auftauperioden im Sommer zur Verfrachtung von Lockermaterial. Von unbewachsenen Böden wurde Feinmaterial vom Wind verblasen und an anderer Stelle als Löß oder Flugsand wieder abgesetzt. Entlang der Flüsse entstanden Flussterrassen.



Geologisches Reliefbild der Oberpfalz (nach Voll 1960)

2.3 Das Grundgebirge der Oberpfalz

2.3.1 Einleitung

Die Gesteine des bayerischen Grundgebirges sind das Fundament eines längst abgetragenen Hochgebirges, des Variszischen Gebirges, das vor mehr als 300 Millionen Jahren im Erdaltertum (Paläozoikum) entstand. Es erstreckte sich in Europa über eine Länge von mehreren Tausend Kilometern von Spanien bis nach Osteuropa. In Bayern sind die Reste des Variszischen Gebirges heute an der Oberfläche im Bayerischen Wald, Oberpfälzer Wald, Regensburger Wald, Naabgebirge, Fichtelgebirge bis hin zum Frankenwald sowie im Spessart zu finden. Im übrigen Bayern bilden sie in großer Tiefe die Basis der darüber liegenden jüngeren Gesteine, des so genannten Deckgebirges.

2.3.2 Gesteine im Grundgebirge

Metamorphe Gesteine

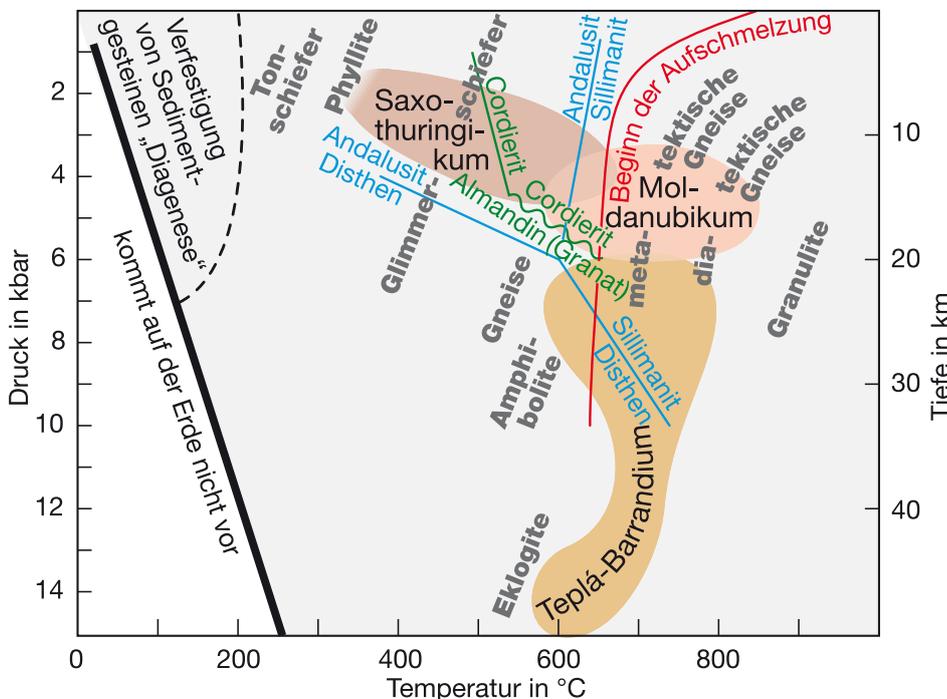
Metamorphe Gesteine entstanden unter dem Einfluss von Druck und Temperatur im Erdin-

neren durch Umwandlung aus anderen Gesteinen. Bei der Metamorphose werden einzelne Minerale des Ausgangsgesteins zerstört oder zum Wachstum angeregt, neue Minerale können entstehen und die Struktur der Gesteine verändert sich. Die auf diese Weise gebildeten metamorphen Gesteine sind sehr vielfältig, da ihr Aufbau und ihre Zusammensetzung sowohl vom Ausgangsmaterial als auch von der Höhe des Druckes und der Temperatur abhängen.

Lässt sich anhand des Mineralbestandes oder der Struktur eines metamorphen Gesteins das Ausgangsgestein eindeutig rekonstruieren, so kann das metamorphe Gestein mit dem Namen des Ausgangsgesteins und der Vorsilbe „**Meta-**“ bezeichnet werden. Beispielsweise ist ein Metabasalt ein metamorph umgewandelter Basalt. Verschiedene Ausgangsgesteine können durch die Metamorphose derart verändert werden, dass sie sich nach der Metamorphose kaum mehr von einander unterscheiden und deshalb unter einem gemeinsamen Ge-

steinsnamen zusammengefasst werden. Auskunft über die Art des Ausgangsgesteins bieten hier die Vorsilben „Para-“ und „Ortho-“. Mit „Para-“ werden metamorphe Gesteine bezeichnet, die sich aus Sedimenten gebildet haben, mit „Ortho-“ solche aus Magmatiten.

Der Begriff **Schiefer** bezeichnet Gesteine mit deutlicher Paralleltexur, die beim Anschlagen in Platten oder stängelige Bruchstücke von wenigen Millimetern bis höchstens einen Zentimeter Kantenlänge zerbrechen. Der Mineralbestand



Das Druck-Temperatur-Diagramm zeigt, welchen Metamorphosebedingungen verschiedene Gesteine und Gesteinseinheiten ausgesetzt waren. Kennzeichnend hierfür sind Minerale, die nur unter bestimmten Bedingungen entstehen können (Literatur: siehe BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996).

der Schiefer ist je nach Ausgangsmaterial sehr unterschiedlich, in der Regel entstehen sie aus tonigen Sedimenten. Die Tonschiefer, Dach-schiefer oder Graphitschiefer zerfallen in auffallend dünne Platten und sind häufig dunkelgrau bis schwarz. Sie bilden sich bei noch relativ geringen Temperaturen und Drucken. Ihre dunkle Farbe geht auf hohe Gehalte an ursprünglich enthaltenen kohligten Substanzen zurück, die in Graphit umgewandelt wurden.

Phyllite sind meist graue, seidig glänzende, deutlich geschieferte Gesteine. Sie entstehen bei der Metamorphose aus Tonschiefern durch eine Erhöhung von Druck und Temperatur. In den Phylliten sind die ehemaligen Tonminerale vollständig in feinkörnige Glimmer umgewandelt. Größere Vorkommen von Schiefen und Phylliten beschränken sich in der Oberpfalz auf den saxothuringischen Bereich des Grundgebirges im Norden.

Wenn Druck und Temperatur weiter zunehmen, entstehen aus Phylliten **Glimmerschiefer**. Während die Glimmer in den Phylliten sehr feinkörnig sind, bilden sie in den Glimmerschiefern deutliche Schuppen. Sie kommen in der Oberpfalz hauptsächlich im Gebiet um Rittsteig und Lam z. B. als „Osserglimmerschiefer“ und im nördlichen Landkreis Tirschenreuth vor. Bei hohen Gehalten an Feldspat bilden sich fließende Übergänge zwischen Glimmerschiefern und Gneisen.



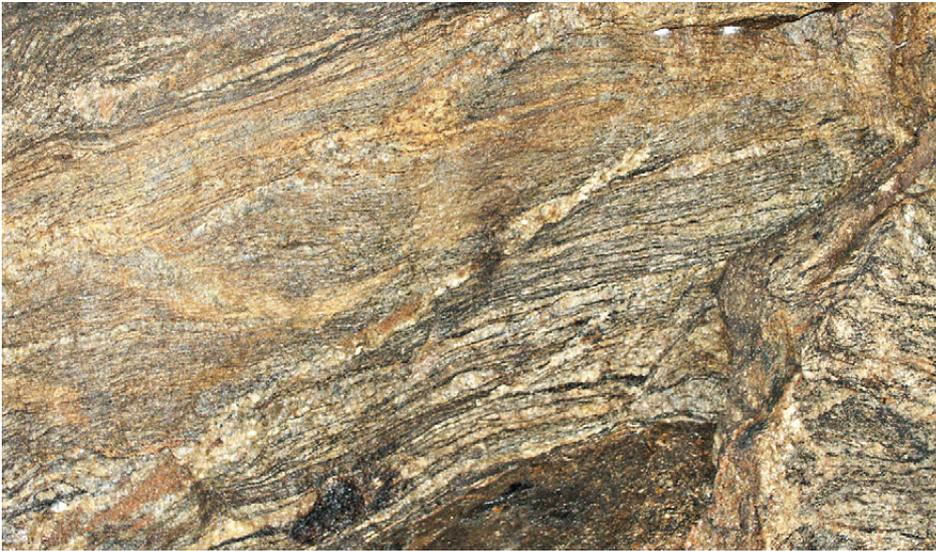
Glimmerschiefer mit Quarzmobilisaten am Großen Osser

Durch ihre charakteristische Farbe gekennzeichnet sind die **Grünschiefer**, die bei geringen Temperaturen von rund 400°C aus basischen magmatischen Gesteinen entstehen. Die grüne Farbe wird durch verschiedene grünliche Minerale wie Chlorit, Epidot oder Aktinolith hervorgerufen. Grünschiefer sind die Namen gebenden Gesteine der Erbsendorfer Grünschieferzone, dort liegen die einzigen größeren Vorkommen in der Oberpfalz.

Gneise machen den flächenmäßig weit überwiegenden Teil der Gesteine des Grundgebirges der Oberpfalz aus. Sie weisen eine deutliche lagige bis flaserige Paralleltexur auf und zerbrechen beim Anschlagen in charakteristische Platten oder Blöcke mit wenigen Zentimetern bis Dezimetern Kantenlänge. Zur Bildung von Gneisen sind Temperaturen von durchschnittlich mehr als 600°C und Druckbedingungen von mehr als 3 bis 3,5 Kilobar erforderlich. Der überwiegende Teil der Gneise der Oberpfalz entstand aus Grauwacken und tonigen bis sandigen Sedimentgesteinen, sie können somit als Paragneise bezeichnet werden. Helle Lagen aus Feldspat mit mehr oder weniger Quarz wechseln mit Lagen aus dunklen Mineralen. Während der Metamorphose können bereits vorhandene kleine Kristalle zu größeren Kristallen heranwachsen. In Abhängigkeit vom vorhandenen Material und den entsprechenden Druck- und Temperaturbedin-

gungen bilden sich vollständig neue Minerale oder bereits vorhandene Kristalle werden aufgelöst. Um die verschiedenen Gneise zu unterscheiden, werden sie nach typischen Mineralen benannt, die sie enthalten.

Die am weitesten verbreiteten Paragneise der Oberpfalz sind Biotit-Plagioklas-Gneise und Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise. Beim Biotit-Plagioklas-



Metatektischer Gneis in der Räuber-Haigl-Höhle am Kaitersberg (Lkr. Cham)

Gneis bestehen die hellen Lagen aus Plagioklas, Quarz und meistens auch Kalifeldspat, die dunklen Partien hauptsächlich aus Biotit. Die hellen Lagen des Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneises enthalten dagegen neben Kalifeldspat und Quarz weniger Plagioklas, während in den dunklen Partien außer Biotit auch Cordierit und Sillimanit zu finden sind. Der Gesamteindruck des Biotit-Plagioklas-Gneises ist meistens heller als der des Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneises. Eine sichere Unterscheidung kann jedoch erst nach der Bestimmung der enthaltenen Minerale mit Hilfe der Dünnschliffmikroskopie erfolgen.

Einzelne Bereiche innerhalb der Gneis-areale wurden während der Metamorphose bis zur Schmelzbildung aufgeheizt. Ob Gneise in der Tiefe bei den vorgegebenen Temperaturen tatsächlich aufschmelzen, wird im Wesentlichen durch die Anwesenheit von Wasser oder Kohlendioxid in der Erdkruste bestimmt. So können „trockene“ Gneise auch die maximal bei der Metamorphose entstehenden

Druck- und Temperaturbedingungen ohne Aufschmelzung überstehen. Generell bezeichnet man den Vorgang der Aufschmelzung als Anatexis, die daraus hervorgehenden Gesteine heißen **Anatexite**. Bei diesem Vorgang schmolzen zunächst die hellen Lagen mit Quarz und Feldspäten, während die dunkleren Lagen den hohen Temperaturen länger widerstehen konnten. Auf diese Weise entstanden so genannte **metatektische Gneise**, in denen Teilbereiche zeitweise aufgeschmolzen waren. Metatektische Biotit-Plagioklas-Gneise sind durch einen ausgeprägten Wechsel von hellen und dunklen Lagen gekennzeichnet und



Serpentinit mit Asbest-Anteilen aus dem Bereich der tektonischen Grenze der Gabbroamphibolitmasse zum Moldanubikum



Amphibolit aus der Gabbroamphibolitmasse (Ständlberg nahe Neukirchen b. Hl. Blut)

enthalten teilweise auffällig große Kalifeldspäte. Metatektische Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise weisen oft helle Partien auf, die den normalen Lagenbau quer durchsetzen. Derartige metatektische Gneise sind im Oberpfälzer Moldanubikum weit verbreitet. Wenn die Schmelzbildung weiter anhielt, entstanden teilweise so genannte **Diatexite**. In ihnen ist der Lagenbau der Gneise zugunsten eines schlierigen bis homogenen Gefüges vollständig aufgelöst.

Kleinere Vorkommen von **Orthogneisen** findet man im gesamten Bereich des Oberpfälzer Grundgebirges. Die Orthogneise unterscheiden sich von den Paragneisen durch ihre insgesamt hellere Farbe. Der Farbunterschied kommt durch einen geringeren Gehalt an dunklem Biotit zustande. Ausgangsgesteine der Orthogneise waren saure Vulkanite, Tuffe oder Granite. Besonders helle feinkörnige Orthogneise werden auch als Leptinite bezeichnet. Sie bilden teilweise geringmächtige Lagen in den Paragneis-Abfolgen.

Amphibolite sind dunkelgrün bis schwarz und bestehen hauptsächlich aus den Mineralen Amphibol und Feldspat. Sie können bei lagiger Einregelung der Minerale eine deutliche Bänderung aufweisen. Im Unterschied zum Gneis ist Quarz in den Amphiboliten nur untergeordnet vorhanden oder fehlt ganz, denn die Amphibolite entstanden in der Regel aus basaltischen Vulkaniten oder Gabbros. Eine

Besonderheit stellen die Gabbroamphibolite im Gebiet des Hohen Bogens und der Zone Erbdorf-Vohenstrauß dar. Sie bildeten sich aus basaltischem Magma, das in großer Tiefe als Gabbro auskristallisiert war.

In der Erbdorfer Grünschieferzone und im Randbereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß sowie rund um den

Hohen Bogen finden sich viele **Serpentinit**-Vorkommen. Dieses glänzende, grünlich-gelbe bis grünlich-schwarze Gestein, das durch seine Zusammensetzung aus Serpentinmineralen gekennzeichnet ist, bildete sich bei nachlassender Metamorphose bei Temperaturen um 450° C aus Pyroxeniten oder Peridotiten – besonders schweren Gesteinen aus dem oberen Erdmantel. Teilweise wurden die ultrabasischen Gesteine in Talk umgewandelt wie z. B. beim Marienstollen nördlich von Erbdorf.

Sowohl in den Gneisen des Moldanubikums als auch in den Schiefern des Saxothuringikums gibt es manchmal mehr oder weniger isolierte Lagen von **Marmor**. Er besteht überwiegend aus Calcit oder Dolomit und ist in der Regel weiß, je nach Beimengungen auch gelblich, bräunlich, rötlich, bläulich, grünlich oder sogar schwarz. Der Marmor entstand während der Metamorphose aus Kalk- und Dolomitsteinen durch Umkristallisation. Isolierte kleine Vorkommen von Marmor findet man vereinzelt in der südöstlichen Oberpfalz, größere Vorkommen des „Wunsiedler Marmors“ sind im Norden der Oberpfalz bei Neusorg in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen. Aus unreinen Kalksteinen bzw. Mergeln entstehen bei der Metamorphose **Kalksilikatgesteine**. Derartige Einschaltungen sind für Paragneise typisch.

Sandsteine, die schon im Ausgangszustand sehr reich an Quarz sind, werden unter dem

Einfluss von Druck und Temperatur zu **Quarziten**, die in der Oberpfalz nur im Ossergebiet und im Waldsassener Schiefergebirge in größerer Menge vorkommen. Diese sehr harten Gesteine zeichnen sich durch ihre weißen bis grauen Färbungen aus. Bei erhöhten Glimmer- oder Feldspatanteilen gehen sie in Glimmerschiefer oder Gneise über.

Variszische Intrusiv- und Ganggesteine

In der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung drangen glutflüssige Magmen in die metamorphen Gesteine der Oberpfalz ein und erstarrten in mehreren Kilometern Tiefe in der Erdkruste. Die größten Intrusivkörper bestehen aus Graniten. **Granite** sind helle kristalline Gesteine aus den Hauptbestandteilen Feldspat, Quarz und Glimmer. Die Magmen, aus denen sie erstarrten, entstanden durch Aufschmelzung von Gneisen in der Erdkruste in großer Tiefe. Von dort aus stiegen die granitischen Magmen nach oben und drangen als Intrusionen in die höher liegenden Gneise ein. Dort bildeten sie große und kleinere Intrusivkörper sowie schmale Gänge.

Nur östlich von Erbdorf und südöstlich von Windischeschenbach, im Nordwesten des Oberpfälzer Grundgebirges, befinden sich zwei größere „Redwitzit“-Körper von mehreren Kilometern Durchmesser. Die **Redwitzite** sind



Anschliff von Granit (Foto: Deutsches Naturstein-Archiv, Wunsiedel)

Diorite bis Gabbros, die sich vom Granit durch ihre unterschiedliche chemische Zusammensetzung und die dunklere Farbe unterscheiden. Charakteristisch für Redwitzite ist ein grobkörniges Biotit-Netzgefüge. Im Vergleich zum Granit enthalten sie weniger Kalifeldspat und teilweise deutlich weniger Quarz. Entstanden sind sie vermutlich aus Magmen aus dem Erdmantel, die mit Krustenschmelzen vermischt wurden.

Vor etwa 280 Millionen Jahren endete die Phase der Intrusion variszischer Granite in das bayerische Grundgebirge. Aus den letzten Restschmelzen entstanden Aplitgänge und Pegmatite, die in Rissen und Brüchen auskristallisierten. **Aplite** sind helle, sehr feinkörnige Gesteine. Ihre Minerale Feldspat, Quarz und Glimmer sind aufgrund ihrer geringen Größe kaum zu erkennen. Aplite dringen aus dem im zentralen Bereich noch heißen Magma in die Randbereiche der dort bereits abgekühlten Granitkörper vor. Hier reißen während der Abkühlung dünne Spalten auf, in welche die Restschmelze aus dem Zentrum eindringen kann. Da diese Restschmelze mehr Wasser und Kohlendioxid enthält als das ursprüngliche



Schriftgranitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat (rechts) am Rand des Pegmatits im Stanzenwald (Landkreis Cham) im Kontakt mit dem Nebengestein (links)

Glimmer sind aufgrund ihrer geringen Größe kaum zu erkennen. Aplite dringen aus dem im zentralen Bereich noch heißen Magma in die Randbereiche der dort bereits abgekühlten Granitkörper vor. Hier reißen während der Abkühlung dünne Spalten auf, in welche die Restschmelze aus dem Zentrum eindringen kann. Da diese Restschmelze mehr Wasser und Kohlendioxid enthält als das ursprüngliche

Magma, ist sie dünnflüssiger und kann durch feinste Risse das umgebende Gestein weit durchsetzen.

Während die dünnen Aplitgänge sehr häufig auftreten, sind die wesentlich mächtigeren Pegmatite relativ selten. **Pegmatite** sind helle, grob- bis riesenkörnige Gesteine mit Feldspat, Quarz, Glimmer und seltenen Mineralen. Sie bilden sich aus den letzten Restschmelzen der granitischen Intrusionen, in denen sich Flüssigkeiten, Gase und seltene Elemente anreichern. Einige der bekanntesten Pegmatitvorkommen finden sich zwischen Hagendorf und Pleystein. Wesentlich ältere (ordovizische), metamorph überprägte Metapegmatite sind in der nördlichen Zone von Erbdorf-Vohenstrauß bei Püllersreuth verbreitet.

Im Saxothuringikum und der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß gehören auch **Lamprophyre** zum Gefolge der granitischen Intrusionen. Dabei handelt es sich um dunkle feinkörnige Ganggesteine. Sie enthalten Feldspat, Glimmer, Pyroxene und nur untergeordnet Quarz. Die Frage nach der Herkunft der Schmelzen, die zu Lamprophyren erstarren, wurde bisher nicht gelöst.

Auf den Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung folgte eine erste Phase des Zerfalls. Quer zur Längserstreckung des Gebirges kam es zu Dehnungsbe-
wegungen und in deren Gefolge zu tiefen Einbrüchen im variszischen Gebirge. Während des seitlichen Zergleitens des Gebirges bildeten sich ausgedehnte Becken, die mit Rotliegend-Sedimenten gefüllt wurden. Es drangen Magmen durch Spalten und Risse nach oben und verursachten im gesamten bayerischen Grundgebirge die Entstehung von **Porphyrit-** bzw. **Quarzporphyrgängen**.

Diese Gesteine entsprechen ihrer Zusammensetzung nach Rhyolithen bis Rhyodaziten, also sauren Vulkangesteinen. Es sind meist helle, dichte bis feinkörnige Gesteine. Im Unterschied zu den Apliten zeigen sie aber ein porphyrisches Gefüge, d. h. in der feinkörnigen Grundmasse „schwimmen“ größere Körner von Quarz, Feldspat, Glimmer oder Amphibol. Äquivalente dieser Gesteine findet man als Laven und Tuffe zwischen den Sedimentabfolgen der Rotliegend-Becken.

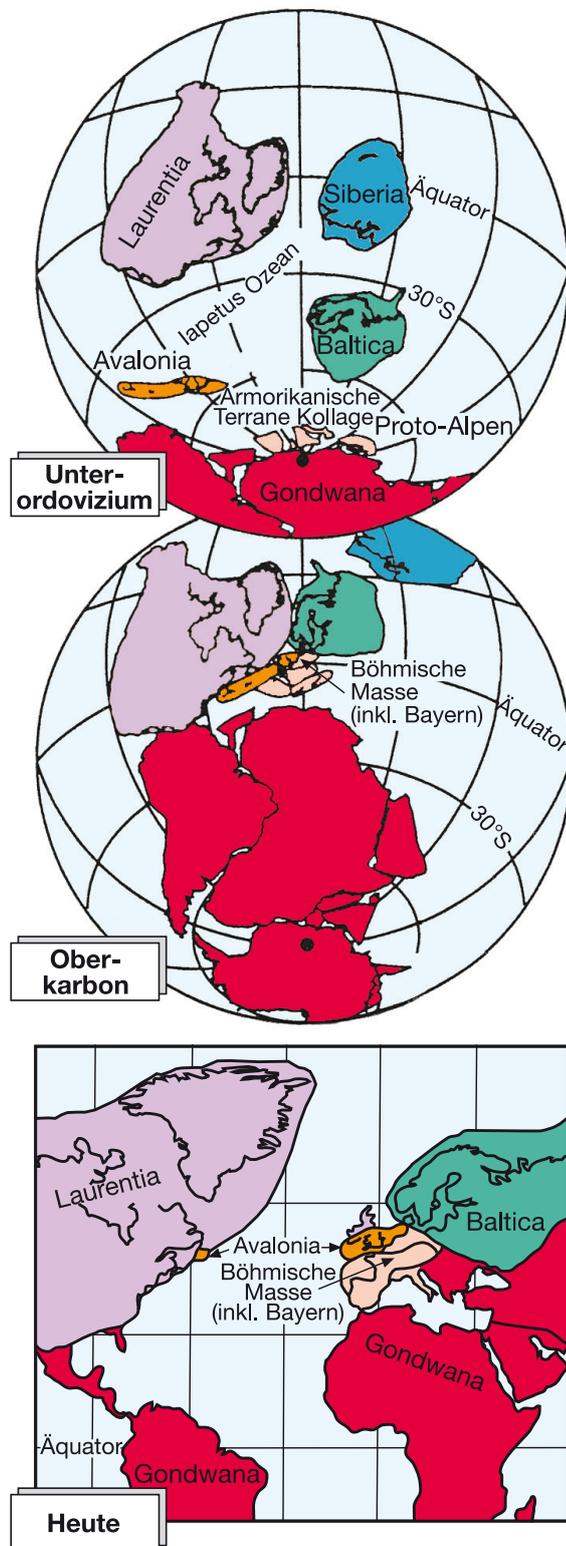
Gesteine an Störungszonen

Im Bereich der großen Störungen, an denen sich Teile des Grundgebirges gegeneinander verschoben, wurden die vorher hier vorhandenen Gesteine zu Myloniten und Kataklasiten zerschert. Bei **Kataklasiten** überwiegt die spröde Deformation, große Mineralkörner zerbrechen, kleinere orientieren sich entsprechend der Deformationsrichtung. Wenn die Deformation in größerer Tiefe erfolgt, ist sie durch plastisches Verhalten und Rekristallisation geprägt: die zerbrochenen großen Mineralkörner regeln sich im Fließgefüge der kleineren Körner ein. Man spricht dann von **Myloniten**. Von Kataklasiten zu Myloniten und Gneisen bestehen fließende Übergänge.

Der Bayerische Pfahl im Süden der Oberpfalz markiert mit dem **Pfahlquarz** eine besonders



Pfahlquarz ist typischerweise von zahlreichen Rissen durchzogen, die meist mit verschiedenen jüngeren Quarzgenerationen verheilt sind.



Rekonstruktion der Kontinentverschiebungen, die zur Entstehung des Variszischen Gebirges führten (nach TAIT et al. 1997, 2000)

markante Störungszone. In einem bis zu drei Kilometer breiten Bereich wurden die Gesteine nach der variszischen Gebirgsbildung durch intensive Deformation verändert und von Fluiden, d. h. heißen wässrigen Lösungen, überprägt (WIMMENAUER 1985). Die ursprünglich im Störungsbereich vorhandenen Gneise wandelten sich durch die Deformation zu Ultramyloniten um, die auch als „Pfahlschiefer“ bezeichnet werden. Im Zentrum der Störung schied sich in Fiederspalt aus aufsteigenden heißen wässrigen Lösungen der so genannte Pfahlquarz ab. Zusätzlich zu der Mineralisation im offenen Gangbereich erfolgte eine weit in das Nebengestein reichende Verdrängung der vorhandenen Minerale durch Quarz. Weitere hydrothermale Gangbildungen aus der Endphase der variszischen Gebirgsbildung sind beispielsweise die Flußspat- und Schwespatgänge im Raum Wölsendorf, um Kittenrain und bei Lam (VIERNSTEIN 1987).

2.3.3 Entstehung und Gliederung des Grundgebirges der Oberpfalz

Die Einheiten des Oberpfälzer Grundgebirges sind traditionell drei Teilbereichen des variszischen Gebirges zugeordnet: der nördlichste Abschnitt dem Saxothuringikum, der mittlere und südliche Teil dem Moldanubikum und dem Teplá-Barrandium. Als Folge einer Kontinent-Kontinent-Kollision und verbunden mit Deckentektonik im jüngeren Erdaltertum, in der Zeit vom Devon bis zum Karbon, sind sie in ihre heutigen Lagerungsbeziehungen geraten. Diese drei Bereiche sind randliche Teilgebiete des ehemaligen Großkontinents Gondwana („Ur-Afrika“), der sich am Ende des Präkambriums vor mehr als 600 Millionen Jahren gebildet hatte. Sie unterscheiden sich jedoch nach der Gesteinszusammensetzung und ihrer Entstehungsgeschichte, die heute im Sinne der Plattentektonik interpretiert wird. Die Zuordnung zu Gondwana beruht auf den Ergebnissen von paläogeographischen Rekonstruktionen und Untersuchungen an Zirkonmineralen aus metamorphen und magmatischen Gesteinen. Kerne und Anwachssäume von Zirkon-Kristallen zeigen typische Altersabfolgen, die nur mit denen des heutigen Nordwestafrika (ehemaliger Randbereich Gondwanas) in Einklang gebracht werden können (LINNEMANN 2004).

Mio Jahre vor heute	Ära	System	Sedimentation/Vulkanismus	Intrusionen	Tektonik/Metamorphose	Geotope
251	Paläozoikum [Erdaltertum]	Perm	Rotliegend-Becken Quarzporphyr	Ganggranite Quarzporphyrgänge Pegmatite Lamprophyre Nord-Oberfalz-Pluton Leuchtenberger Gr. Neunburger Granit, Kristallgranit Fichtelgebirgsgranite z. B. Kösselgranit Redwitzit	Pfahlstörung Gang-mineralisation Hebung, Grabenbrüche, Ausbildung einzelner Tröge Metamorphose Anatexis Überprägung Oberpfälzer u. Bayerischer Wald	Flußspatgang Wölsendorf (S.117) Pingarterner „Porphyry“ (S.115) Burgberg Donaustauf (S.103) Kreuzberg Pleystein (S.95) Schlossberg Flossenbürg (S.93) Doost (S.89) Burgberg Falkenberg (S.127) Obertrübenbach (S.65)
299		Karbon				
359		Devon	?	Gabbro-Amphibolit-Masse Aplite	Meta-morphose Anatexis	Großer Osser (S.67) Eisener Hut bei Pfaffenreuth (S.131) Rauchröhren (S.69) Hochfels bei Stadlern (S.119)
416		Silur	Wetzlar-Abfolge	Orthogneise		
444		Ordovizium	Osser-Serie Tichfelgebirge, Schiefergebirge Lam, Waldmünchen Waldassener Tichfelgebirge Epigäische in Thüringen und Oberfranken	Gabbros Orthogneise Domazilice-Kristallin	? Gebirgsbildung Anatexis Falkensteiner Vorwald, Hinterer Bayerischer Wald	
488		Kambrium	Diskordanz Passauer Wald Molda-nubikum	z. B. Wunsiedler Gneis in Sachsen u. Thüringen		Eckstein (S.71) Serpentinit-Härtling Föhrenbühl (S.129)
542	Proterozoikum	Neo-proterozoikum	Saxo-thuringikum		Faltung Thüringen, Sachsen Gebirgsbildung Saxo-thuringikum	
			Molda-nubikum	Teplá-Barrandium		Meta-morphose Domazilice-Kristallin
				Saxo-thuringikum	Molda-nubikum	Teplá-Barrandium

Zeitablauf der Ereignisse im Grundgebirgsbereich der Oberpfalz

Deshalb wird vermutet, dass die Gesteine des heutigen bayerischen Grundgebirges vom „nordwestlichen“ Gondwanavorland abzuleiten sind.

Ab dem mittleren Ordovizium, vor etwa 465 Millionen Jahren, spalteten sich die drei Bereiche des Oberpfälzischen Grundgebirges als Teile der armorikanischen Terranes von Gondwana ab (TAIT et al. 2000). Bei Terranes handelt es sich um Bruchstücke von Kontinenten mit jeweils eigener weiterer geologischer Entwicklungsgeschichte. Durch plattentektonische Vorgänge entfernten sich die armorikanischen Terranes während des Silurs immer weiter von Gondwana. In den sich bildenden Ozeanbecken flossen Vulkanite aus und es wurden Sedimente abgelagert. Gleichzeitig bewegten sich die armorikanischen Terranes auf Ur-Nordeuropa und Ur-Nordamerika (Baltica und Laurentia) zu. Ab dem Devon trafen einzelne Bereiche der Kontinente aufeinander und es begann die variszische Gebirgsbildung. Die Gesteinseinheiten wurden übereinander geschoben, verfault und ineinander verschuppt. Im Unterkarbon schloss sich der Ozean zwischen Gondwana und Laurentia-Baltica vollständig und an der Nahtlinie entstand das Variszische Gebirge.

Die in die Tiefe versenkten Gesteine wurden zum Teil metamorph überprägt. In Teilbereichen kam es zu Aufschmelzungen bzw. es drangen Schmelzen aus dem oberen Erdmantel in die Erdkruste ein. Diese Schmelzen erstarrten in der Tiefe zu Graniten, Dioriten oder Gabbros. Am Ende des Oberkarbons lagen die Gesteinsserien des bayerischen Grundgebirges im Wesentlichen in der heutigen Form vor. Nur die Bildung von Ganggesteinen wie Lamprophyren und Quarzporphyren sowie der Quarzmineralisationen erfolgte erst im Zusammenhang mit Bruchtektonik gegen Ende der Variszischen Gebirgsbildung.

Die Grundgebirgs-Bereiche, die heute an der Erdoberfläche liegen, waren zu jener Zeit zum Teil noch in mehreren Kilometern Tiefe verborgen. Durch Abtragung und unterschiedlich rasche Heraushebung an Bruchzonen wie der Fränkischen Linie wurden die Gesteine erst im Verlauf von vielen Millionen Jahren freigelegt.

2.3.4 Saxothuringikum

Gesteine des Saxothuringikums treten in der nördlichen Oberpfalz im Waldsassener Schiefergebirge, dem Erbdorfer Paläozoikum und den südlichen Teilen des Fichtelgebirges auf. In den ersten beiden Gebieten sind typische Vertreter der Thüringischen Faziesreihe verbreitet: Quarzite der Frauenbach-Gruppe, Phyllit-Quarzit-Wechselfolgen der Phycoden-Gruppe und dunkle Schiefer der Gräfenthaler-Gruppe. Serien des Silurs (Kieselschiefer), des Devons und des Unterkarbons (Flyschgesteine) findet man dagegen nur im Erbdorfer Paläozoikum. Bei den Glimmerschiefer-Quarzit-Wechselagerungen mit sauren Metavulkaniten („Epigneise“) des Waldsassener Schiefergebirges handelt es sich vermutlich um unterordovizische oder möglicherweise noch kambrische Abfolgen.

Die Metasedimente des südlichen Fichtelgebirges mit dem Marmorzug von Neusorg bis Waldershof (Typ „Wunsiedler Marmor“) werden zu den zentralen Abfolgen des Fichtelgebirges gezählt, sind aber stratigraphisch nicht sicher einzuordnen. Das genaue Alter des altpaläozoischen Marmorzuges und der umgebenden Glimmerschiefer und Phyllite ist noch unbekannt. Am plausibelsten ist ein mittelkambrisches oder silurisches Alter. Zwischen den metamorphen Sedimenten sind kleinere Lagen und Linsen von Metabasiten eingeschaltet.

2.3.5 Moldanubikum

In der Oberpfalz umfasst das Moldanubikum den Bayerischen Wald, den Oberpfälzer Wald mit dem Naabgebirge und den Regensburger Wald. Es besteht weitgehend aus Metasedimenten, die jetzt als Paragneise oder Anatexite und untergeordnet als Kalksilikate, Quarzite sowie Glimmerschiefer vorliegen. In geringerem Umfang existieren ehemalige magmatische Gesteine mit Amphiboliten und hellen Orthogneisen. Die Ausgangsgesteine der Paragneise waren vermutlich meist Grauwacken sowie tonige und sandige Schichten, die während des jüngeren Präkambriums bis zum Silur abgelagert wurden. Die Amphibolite entstanden meist aus Vulkaniten, deren chemische

Zusammensetzung auf eine ursprüngliche Bildung in kontinentalen Riftzonen oder kleineren ozeanischen Becken hindeutet. Eine genaue Datierung des Ablagerungszeitraumes ist nicht möglich, da die Gesteine später durch gebirgsbildende Ereignisse in über 15 km Tiefe versenkt, auf mehr als 700° C aufgeheizt und dabei umgewandelt wurden. Diese Metamorphose führte teilweise bis zum Aufschmelzen der Gesteinsserien, es entstanden Anatexite und Diatexite. Verbreitet sind derartige Gesteine hauptsächlich im südlichen Teil des Oberpfälzer Moldanubikums z. B. im Regensburger Wald.

Südlich der Gabbroamphibolitmasse – von dieser durch die steilstehende Mittelböhmische Scherzone getrennt – liegen die am schwächsten metamorphen Gesteine des ostbayerischen Moldanubikums mit den Glimmerschiefern von Rittsteig und Lam. Ihre Hauptbestandteile sind Chlorit, Biotit und manganreicher Granat. In diese Glimmerschiefer sind Graphit-führende Schiefer und Quarzite, ordovizische saure Metavulkanite und basische Metavulkanite eingeschaltet. Sporenfunde in Glimmerschiefern bei der Anglmühle östlich von Rittsteig belegen ein silurisches Alter für Teile dieser Serie. Nach Südwesten nimmt die Metamorphose zu, es folgen Biotit-Sillimanit-Gneise und Glimmergneise sowie Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise.

In der nördlichen Oberpfalz liegt im Grenzbereich von Moldanubikum und der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß die sogenannte Wetzldorf-Abfolge. Diese besteht aus einer bunten Serie aus niederdruckmetamorphen Gneisen, Graphitquarziten (so genannten Metakiesel-schiefern), Quarziten und Amphiboliten mit Kalksilikatlagen. Für diese Abfolge wird ein silurisches Alter angenommen.

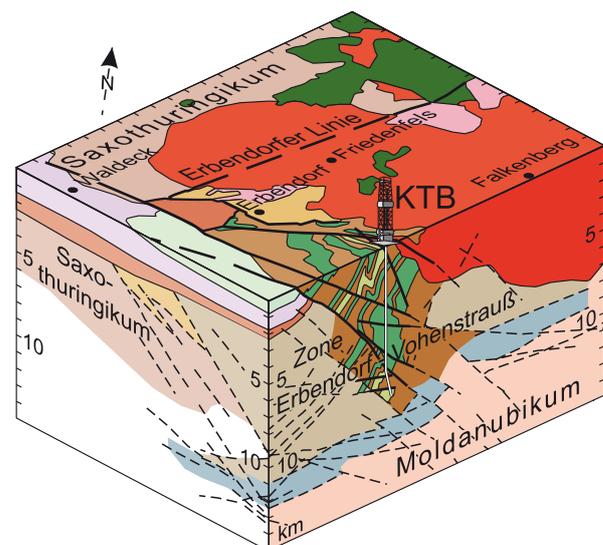
Das Ende der letzten, alles prägenden Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose (Druckbedingungen um 3,5 bis 5 Kilobar sowie Temperaturen von 700° bis 800° C und z. T. darüber) datierte man mit Hilfe von Isotopenmessungen auf die Zeit des Karbons vor ca. 325 Millionen Jahren. In einigen metamorphen Gesteinen sind Relikte einer älteren, vermutlich frühvariszischen Metamorphose mit

höheren Druckbedingungen, einer so genannten Mittel- bis Hochdruck-Metamorphose, erhalten. Anzeichen hierfür sind Disthen-führende Gneise bei Waldmünchen. Eklogit-Vorkommen wie zum Beispiel bei Winklarn sind als ortsfremde tektonische Einschuppungen oder „Deckenreste“ anzusehen. Gleiches gilt für die kleinen Meta-Ultrabazitvorkommen („Serpentine“) wie z. B. bei Winklarn, Nottersdorf und Hermannsreuth.

2.3.6 Teplá-Barrandium

Im Oberpfälzer Grundgebirge sind der Deckenstapel der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß und die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Bl. dem Teplá-Barrandium – früher auch als Bohemikum bezeichnet (ROHRMÜLLER & MIELKE 1998, STETTNER 1996) – zuzurechnen. Zusätzlich zu der variszischen Metamorphose sind diese Gesteine durch eine dominierende Mitteldruck-Metamorphose während des Devons vor ca. 375 Millionen Jahren geprägt.

Charakteristisch für den Bereich der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß sind große Deckenüberschiebungen, die den Gneis-Metabasit-Komplex und die Erbdorfer Grünschieferzone in ihre heutige Lage gebracht haben. Im Grenzbereich zum Moldanubikum liegt die ebenfalls tektonisch eingeschuppte Wetzldorf-



Blockbild der Umgebung der Kontinentalen Tiefbohrung in Windischeschenbach (nach HIRSCHMANN 1996)

Abfolge. Die Kontinentale Tiefbohrung bei Windischeschenbach lieferte ein 9101 m tiefes Profil durch steilstehende Serien des Gneis-Metabasit-Komplexes, vor allem mittel-druckmetamorphe Disthen-Sillimanit-Gneise, Amphibolite und Granat-Amphibolite (EMMERMANN 1995). Untergeordnet fand man hochdruckmetamorph gebildete Metagabbros. Eine Besonderheit des Bohrprofils ist die starke kataklastische Überprägung der Gesteine, z. T. mit Graphitkataklasiten. Die Metagabbros entstanden im Zeitraum Kambrium-Ordovizium. Für die Ausgangsgesteine der Gneise und Amphibolite wird ein jungpräkambrisches bis kambrisches Alter angenommen.

Die Erbdorfer Grünschieferzone besteht aus Meta-Ultrabasiten („Serpentiniten“) und Metagabbros mit Einschaltungen von kalkalkalischen Metavulkaniten (Amphiboliten) und Metasedimenten (Gneise). In ihrer Gesteinszusammensetzung ähnelt sie einem Bruchstück ozeanischer Erdkruste („Ophiolithkomplex“). Hier liegen die größten Serpentin-Vorkommen der Oberpfalz, die im Grenzbereich zum Steinwaldgranit kontaktmetamorph überprägt sind. Kleinere Serpentinvorkommen bilden den Randbereich des Gneis-Metabasit-Komplexes der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß im Osten und Südosten.

Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut ist aufgebaut aus jungpräkambrischen bis kambrischen Metavulkaniten mit untergeordneten Paragneisen, dem kambrischen Gabbroamphibolitkörper des Hohen Bogens sowie Gabbrointrusionen und devonischen Dioritintrusionen. Im Randbereich zum Moldanubikum treten in Scherzonen ehemalige Erdmantelgesteine mit Meta-Ultrabasiten (z. B. Harzburgite, „Serpentinite“) auf. Die Gabbroamphibolitmasse liegt im Kreuzungspunkt der westsüdwest-ostnordost-streichenden Mittelböhmischescherzone und der nordnordwest-südsüdost-verlaufenden Westböhmischescherzone. Zusätzlich zu den variszischen und devonischen Metamorphoseereignissen ist im böhmischen Teil der Gabbroamphibolitmasse ein weiteres, ca. 550 Millionen Jahre altes „cadomisches“ Metamorphoseereignis belegt.

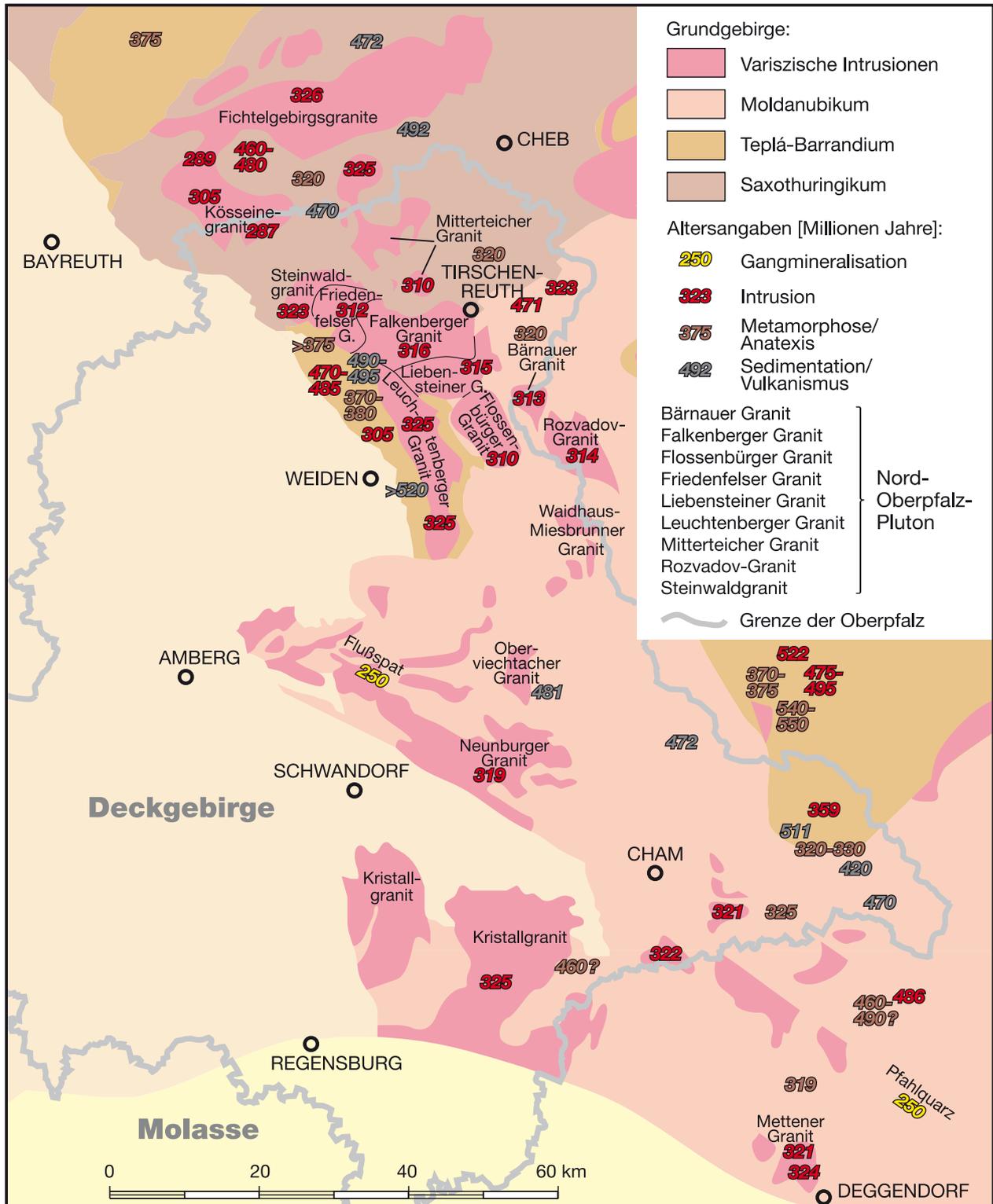
2.3.7 Variszische Intrusiv- und Ganggesteine

In der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung zur Zeit des Karbons drangen glutflüssige Magmen in die metamorphen Gesteine der Oberpfalz ein und erstarrten in mehreren Kilometern Tiefe. Aufgrund der späteren Hebung und Abtragung des Gebietes stehen sie heute großflächig als Gesteinskörper mit teilweise mehr als 10 Kilometern Durchmesser an der Oberfläche an.

Bereits an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon (vor 326 Millionen Jahren) drangen zunächst dioritische, später granitische Magmen im Gebiet des Regensburger Waldes in das noch heiße metamorphe Rahmengestein ein. Die isotopengeochemische Zusammensetzung der Diorite und der Redwitzite deutet auf eine Magmenherkunft aus dem Erdmantel hin, die Intrusionsalter der Granite schwanken zwischen 325 und 305 Millionen Jahren. Bei den Oberpfälzer Graniten handelt es sich weitgehend um Aufschmelzungsprodukte aus der tieferen Erdkruste. Nur der Leuchtenberger Granit und der Kristallgranit zeigen in ihrer isotopengeochemischen Zusammensetzung Hinweise auf eine stärkere Beteiligung von Mantelmaterial.

Die Granitvorkommen der Oberpfalz können mehreren Plutonen zugeordnet werden. So zählt der Kösseine-Granit zu den Fichtelgebirgsgraniten. Südlich davon schließt sich der weite Bereich des Nordoberpfalz-Plutons an, zu dem zahlreiche Granitkörper gerechnet werden. Der Kristallgranit wird dem Regensburger Wald-Pluton zugeordnet. Der Pluton des Neunburger Granits umfasst mehrere Varietäten. Darüber hinaus gibt es noch mehrere kleinere Plutone wie z. B. den Oberviechtacher Granit und den Waidhaus-Miesbrunner Granit.

Aplitgänge und Pegmatite vom Typ Hagendorf mit seltenen Phosphatmineralen schließen den variszischen Intrusionenzyklus weitgehend. Im Perm kam es noch zur Bildung von Ganggesteinen wie Lamprophyren und Quarzporphyren sowie zu Quarz- und Flußspatmineralisationen, die bereits der Phase der späten variszischen Bruchtektonik zuzurechnen sind.



Übersicht über die Verbreitung der Granitkörper sowie über wichtige Altersdatierungen im Grundgebirgsbereich (nach AHRENDT et al. 1997, BOWES & AFTALION 1991, BUES et al. 2002, CARL & WENDT 1993, CHEN et al. 2003, DALLMEYER & URBAN 1998, DÖRR et al. 1998, GEBAUER 1993, GEBAUER et al. 1989, GLODNY et al. 1998, HARMS & HÖLZL 1994, HOFMANN 1992, LOTH et al. 1997, MIELKE et al. 1996, PROPACH et al. 2000, REITZ 1992, ROHRMÜLLER et al. 2000, v. QUADT 1997, SIEBEL et al. 1997, 2003, SÖLLNER et al. 1997, TEIPEL et al. 2004, TEUFEL 1988, TIMMERMANN et al. 2006, WEGER et al. 1998, WENDT et al. 1994, WIEGAND 1997, ZULAUF et al. 1997)

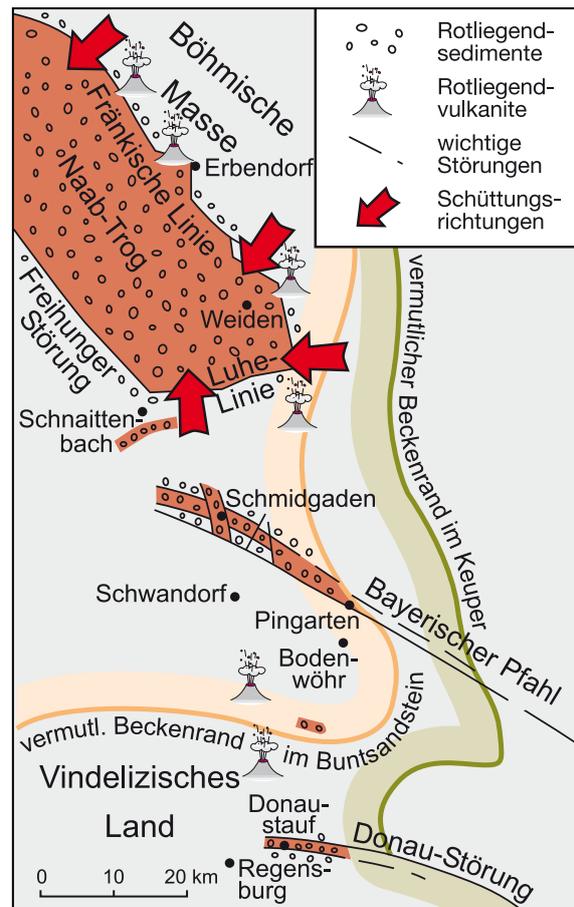
2.4 Das Deckgebirge der Oberpfalz

Die Vorgänge im Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung führten dazu, dass in Bayern alle ehemaligen Sedimentgesteine, die vor dem Oberen Karbon abgelagert wurden, heute als metamorphe Gesteine vorliegen. Die Hebung und Abtragung, die der Entstehung des Gebirges folgte, verursachte außerdem eine Schichtlücke, eine Phase der Erdgeschichte, die nicht durch Ablagerungen belegt ist. Nach dieser Zeit entstandene Gesteine fasst man als Deckgebirge zusammen. Spätere tektonische Hebungsbewegungen führten im Osten der Oberpfalz dazu, dass hier jüngere Gesteine entweder nicht abgelagert oder aber später wieder abgetragen wurden, das Grundgebirge liegt hier weiterhin zu Tage. Der Westteil der Oberpfalz wird dagegen von der Schichtfolge des Deckgebirges geprägt.

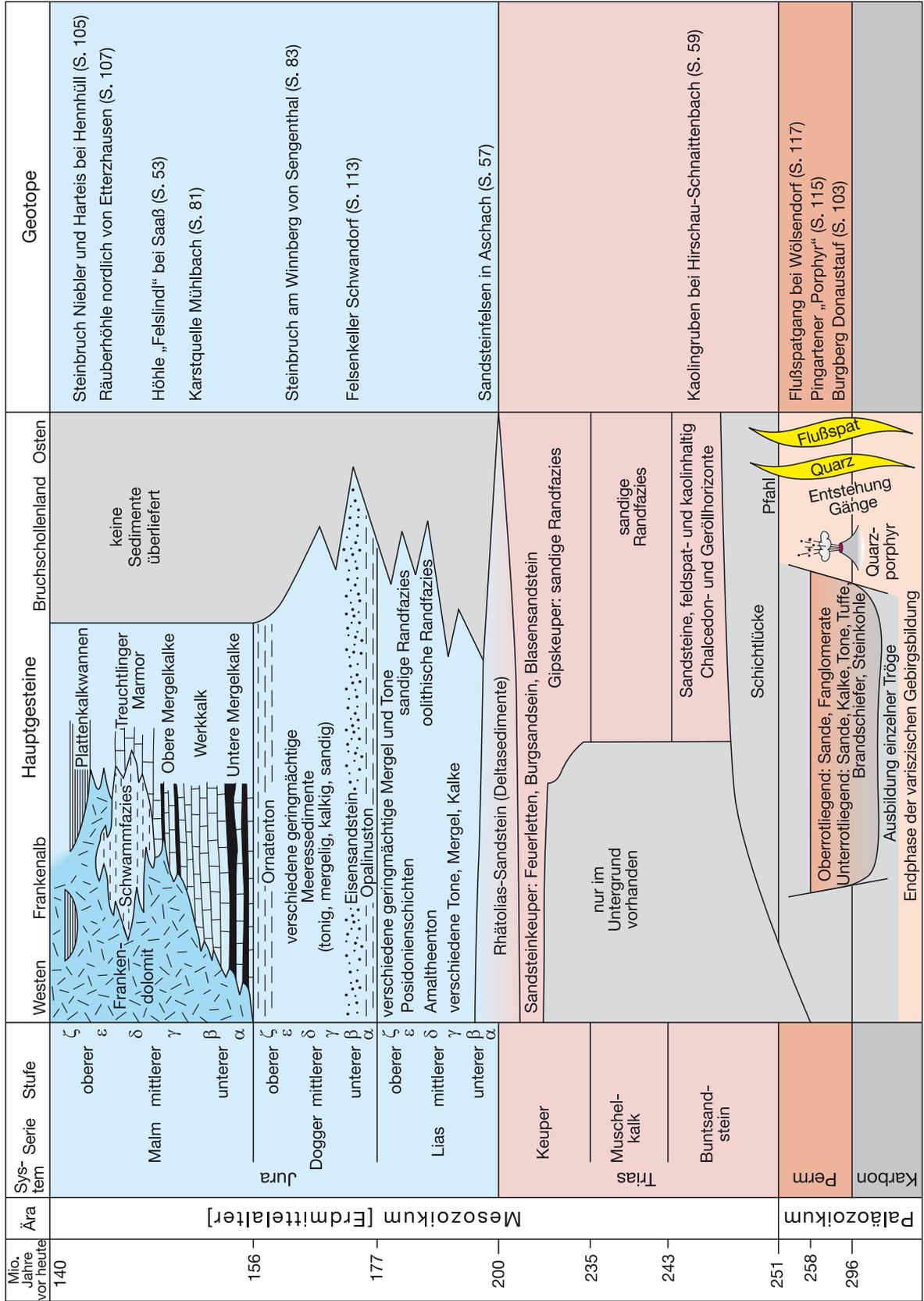
2.4.1 Permokarbon

Während dem oberen Karbon begann bereits die Abtragung der Hochlagen des variszischen Gebirges, die im Lauf des Perms weitgehend vollendet wurde (SCHRÖDER et al. 1997). Im selben Zeitraum brachen durch Dehnungstektonik tiefe Becken ein, die sich mit Sedimenten füllten. Das größte dieser „Rotliegend-Becken“ ist das Weidener Becken, weitere kleinere Becken sind bei Schmidgaden, Pingarten und Donaustauf durch Aufschlüsse und Bohrungen dokumentiert (MEYER 1989a, b). Die ältesten Ablagerungen auf dem Grundgebirge, die sich nach einer langen Zeit der Abtragung bildeten, sind gebietsweise kohleführende sandige Sedimentabfolgen. Hierzu gehören auch die „Brandschiefer“, die Kohlen enthalten und früher bei Erbendorf bergmännisch abgebaut wurden. Diese Reste ehemaliger Schachtelhalme, Farne und Siegelbäume lassen sich zeitlich mit den Kohlelagerstätten des Ruhrgebietes vergleichen und zeigen einen Ablagerungsbeginn der Rotliegendschichten bereits im höheren Karbon. Später transportierten Schlammlawinen den unsortierten Abtragungsschutt aus Ton, Sand und Kies aus dem aufsteigenden Gebirge von Osten her in die Becken. Im südlichen Weidener Becken sind in der Tiefe bis zu 2000 m Rotliegend-Sedimente erhalten (SCHRÖDER 1987). In den jüngeren Teilen der

Ablagerungen nehmen die kohleführenden Schichten ab, bis sie ganz verschwinden. Die Sedimente bestehen aus roten feldspathaligen Sanden (Arkosen), selten mit Geröllbändern, Tufflagen oder sogar Kalk- und Anhydrit-Schichten. Die Zusammensetzung der Gesteine spricht für eine Ablagerung auf dem Festland bei trockenem, heißem Klima. Die Tufflagen entstanden bei explosiven Vulkanausbrüchen. Mächtige effusive Quarzporphyre kommen im Bereich von Kornberg und Platte westlich von Erbendorf vor. Zahlreiche Gang- und stockförmige Quarzporphyre im Grundgebirge stehen im Zusammenhang mit dem sauren permokarbonen Vulkanismus, wie z. B. bei Theisseil östlich von Weiden. An manchen Stellen finden sich in den Geröllen des Unterrotliegenden auch Reste von Schiefnern aus den



Verbreitung der Rotliegend-Becken und -Vulkangebiete in der Oberpfalz und spätere Ausdehnung des „Germanischen Beckens“



Schichtfolge des Mesozoikums in der Oberpfalz

obersten Bereichen des bayerischen Grundgebirges, die heute längst abgetragen sind.

Während des Zechsteins veränderten sich die Umweltbedingungen grundlegend. Das variszische Gebirge war inzwischen weitgehend eingeebnet, nur in wenigen kleinen Bereichen um Kemnath und Weiden lagerten sich noch Sande und gröbere Sedimente ab. Die zuvor gebildeten Gesteine des Rotliegenden wurden zum Teil wieder abgetragen und nach Norden in das Zechstein-See geschwemmt. Teilweise erfasste intensive Verwitterung die Ablagerungen und es kam zur Bildung von Karneol oder Brauneisen. Aufschlüsse von Zechstein-Ablagerungen fehlen in der Oberpfalz, sie sind nur aus Bohrungen bekannt.

2.4.2 Trias

Während der Trias-Zeit lag im Osten das Abtragsgebiet der Böhmisches Masse, das sich nach Südosten hin in das ebenfalls aus kristallinen Gesteinen bestehende „Vindelizische Land“ fortsetzte. Ein tiefer gelegener Ablagerungsraum bestand nur im nordwestlichen Teil der Oberpfalz. Dieser lag am Ostrand des großen „Germanischen Beckens“. Dieses innerkontinentale Becken weitete sich im Laufe der Trias langsam nach Süden und Osten hin aus. Während der gesamten Trias-Zeit lagerten sich hier am Rand des Beckens fast durchwegs sandige Sedimente ab, die aus der Abtragung des Vindelizischen Landes und der Böhmisches Masse hervorgingen.

In der Oberpfalz sind die Ablagerungen der Trias-Zeit in der Regel unter den mächtigen Jura-Schichten verborgen. Sedimente aus der Trias-Zeit findet man an der Oberfläche aufgeschlossen nur im äußersten Westen, bei Pyrbach und Freystadt im Landkreis Neumarkt sowie am Rand des Grundgebirges, im Bodenwöhrer Halbgraben im Landkreis Schwandorf, im Hahnbacher Sattel im Landkreis Amberg-Weiden, westlich von Weiden und im Störungsbereich vor der fränkischen Linie.

Während des Buntsandsteins kam es überwiegend zum Absatz von Sanden, die durch große Rinnensysteme angeschwemmt wurden. Eine markante Lage bildet der Grenzkarneolhorizont

im Mittleren Buntsandstein. Um Grafenwöhr findet man hierin Chalcedon, der als Mineralausscheidung im damaligen Wüstenboden entstand. Die Sandsteine und Tonsteine des Oberen Buntsandsteins werden wegen ihrer Rotfärbung als Röt-Folge zusammengefasst. Allerdings sind die in der Oberpfalz an der Oberfläche liegenden Schichtglieder der Röt-Folge wegen der besonderen Lage am ehemaligen östlichen Beckenrand häufig untypisch in grauer oder gelblicher Farbe ausgebildet und enthalten zudem nicht selten Gerölle.

In kleinen Gebieten bei Kemnath und Grafenwöhr findet man Schichten der Muschelkalkzeit an der Oberfläche, die in der Oberpfalz als uncharakteristisch sandige und tonige Ablagerungen ausgeprägt sind. Die typischen kalkigen Meeressedimente des Muschelkalkes kommen nur außerhalb der Oberpfalz, beispielsweise im Creussener Höhenzug in Oberfranken vor.

Ablagerungen aus der Keuperzeit sind westlich von Neumarkt und am Westrand des Grundgebirges aufgeschlossen. Der Gipskeuper und der darauf folgende Sandsteinkeuper sind meist sandig ausgebildet, Tonsteine finden sich vor allem in den westlichen Vorkommen. Eine Ausnahme bildet der Feuerletten, das oberste Schichtglied des Sandsteinkeupers. Er tritt stellenweise auch am Grundgebirgsrand mit den charakteristischen roten Tonsteinen in Erscheinung. Zu den Schichten der Jurazeit leitet der Rhätolias über, dessen Sand- und Tonsteine in einem riesigen Flussdelta entstanden.

2.4.3 Jura

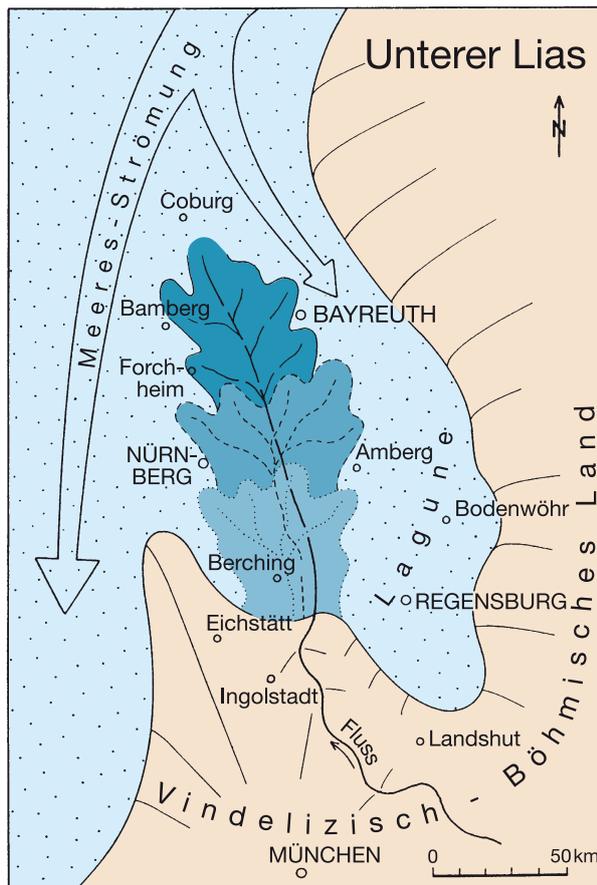
Die Schichten des Juras prägen weite Bereiche der westlichen Oberpfalz. Während dieser Zeit kam es zu einer tiefgreifenden Umgestaltung des ehemaligen Germanischen Beckens. Das Vindelizische Land im Süden wurde zunehmend vom Meer überflutet, die Böhmisches Masse im Osten bestand wenigstens teilweise als Insel weiter. Im Norden tauchte gegen Ende des Juras die Mitteldeutsche Landschwelle auf und verband sich mit der Böhmisches Masse zu einer mehrere hundert Kilometer langen Insel, die von London über Brüssel und Prag bis fast nach Wien reichte (FAUPL 2000).

Lias (Unterer Jura)

Vollständige Abfolgen des Lias liegen im westlichen Landkreis Neumarkt großflächig am Aufstieg zur Frankenalb. Schmalere Vorkommen finden sich am Ostrand der Alb sowie am Rand der Hahnbacher Kuppel und des Boden-

wöhrer Halbgrabens. Aufschlüsse sind allgemein relativ selten und beschränken sich in der Regel auf gelegentliche Abbaustellen von Ton oder kurzzeitige Baugruben.

Als Gesteine des Lias findet man überwiegend Sande und Tone. Besonders die Tone sind häufig durch hohe Gehalte an organischem Material (Bitumen) dunkel gefärbt. Die Sedimente wurden als feine Abtragungsprodukte des Vindelizisch-Böhmischen Landes von Süden nach Norden über ein großes Flussdelta in ein flaches und ruhiges Meer transportiert. Die Küstennähe zeigt sich in der wechselnden Ausprägung einzelner Schichten. So besteht der Amaltheenton im Westen der Frankenalb aus den charakteristischen grauen Tonmergeln, während er im Osten der Frankenalb von Amberg über Bodenwöhr bis Regensburg als küstennahes, oolithisches Roteisenerz ausgebildet ist (MEYER & SCHMIDT-KALER 1995). Die Posidonien-Schichten liegen im Westen der Frankenalb und im Nordosten bis über Amberg hinaus in der typischen Ausbildung als Ölschiefer vor, im Südosten wurden von Bodenwöhr bis Regensburg entlang der damaligen Küste hauptsächlich Sande abgelagert. Zahlreiche Ammoniten, Belemniten und weitere Fossilien aus den Lias-Gesteinen zeigen, dass das Meer mittlerweile die gesamte Oberpfalz einnahm.



Ein riesiges Flussdelta prägte im Lias die Sedimentation in Nordbayern.

Dogger (Mittlerer Jura)

Die Gesteine des Doggers finden sich im Landkreis Neumarkt am westlichen Aufstieg der



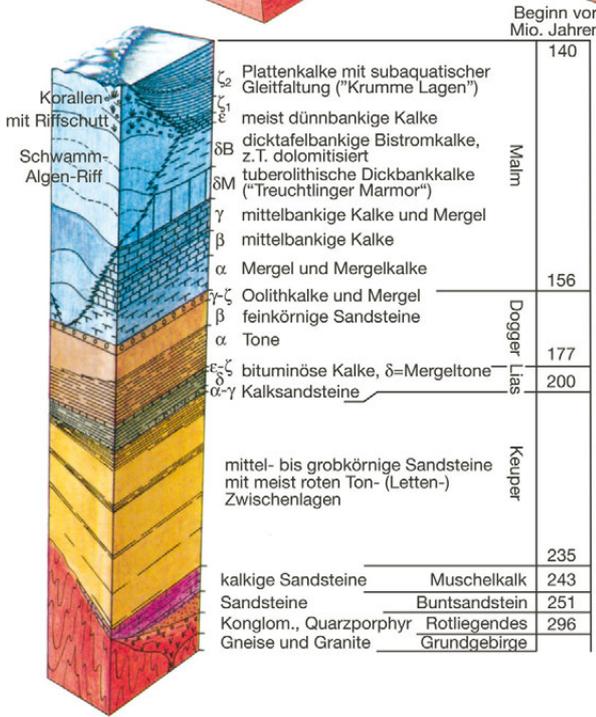
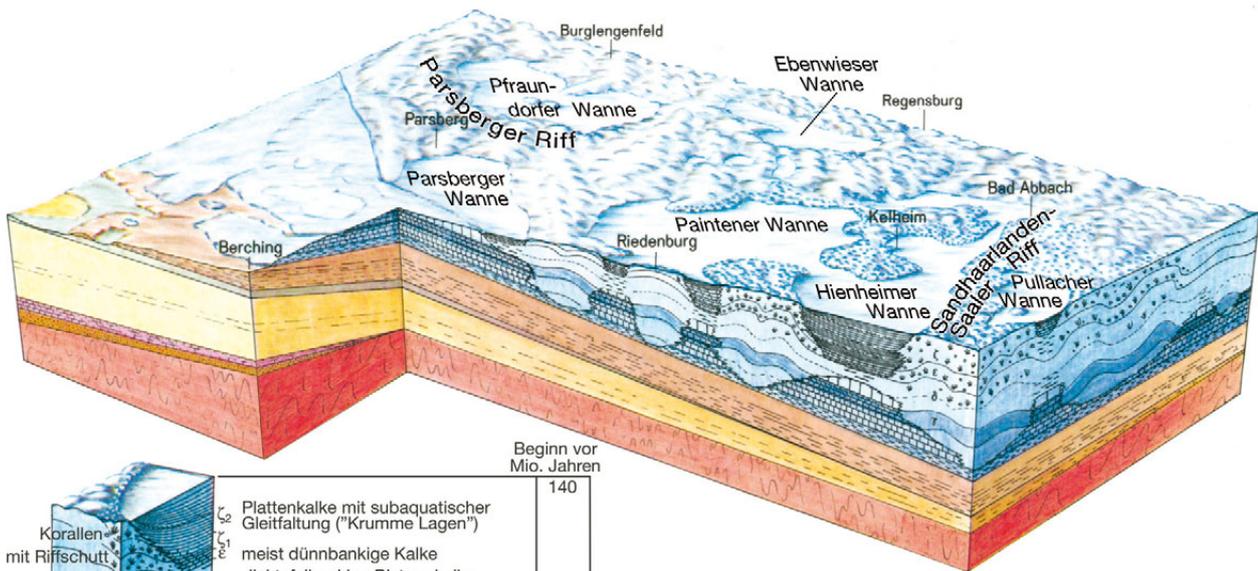
Doggersandstein-Aufschluss in Sulzbürg

Geotope in der Oberpfalz

Frankenalb und in deren Talbereichen. Weitere Vorkommen liegen am Ostrand der Frankenalb, rund um die Hahnbacher Kuppel und im Bodenwöhrer Halbgraben. Sie bilden oft eine Schichtstufe wie z. B. den ersten steileren Anstieg am westlichen Albrand.

Die unterste Einheit des Doggers, der dunkle, pyritreiche Opalinuston, entstand fern der Küste in einer Stillwasserumgebung. Nach oben hin geht er allmählich in die braunen Eisensandsteine über, die in bewegtem Flach-

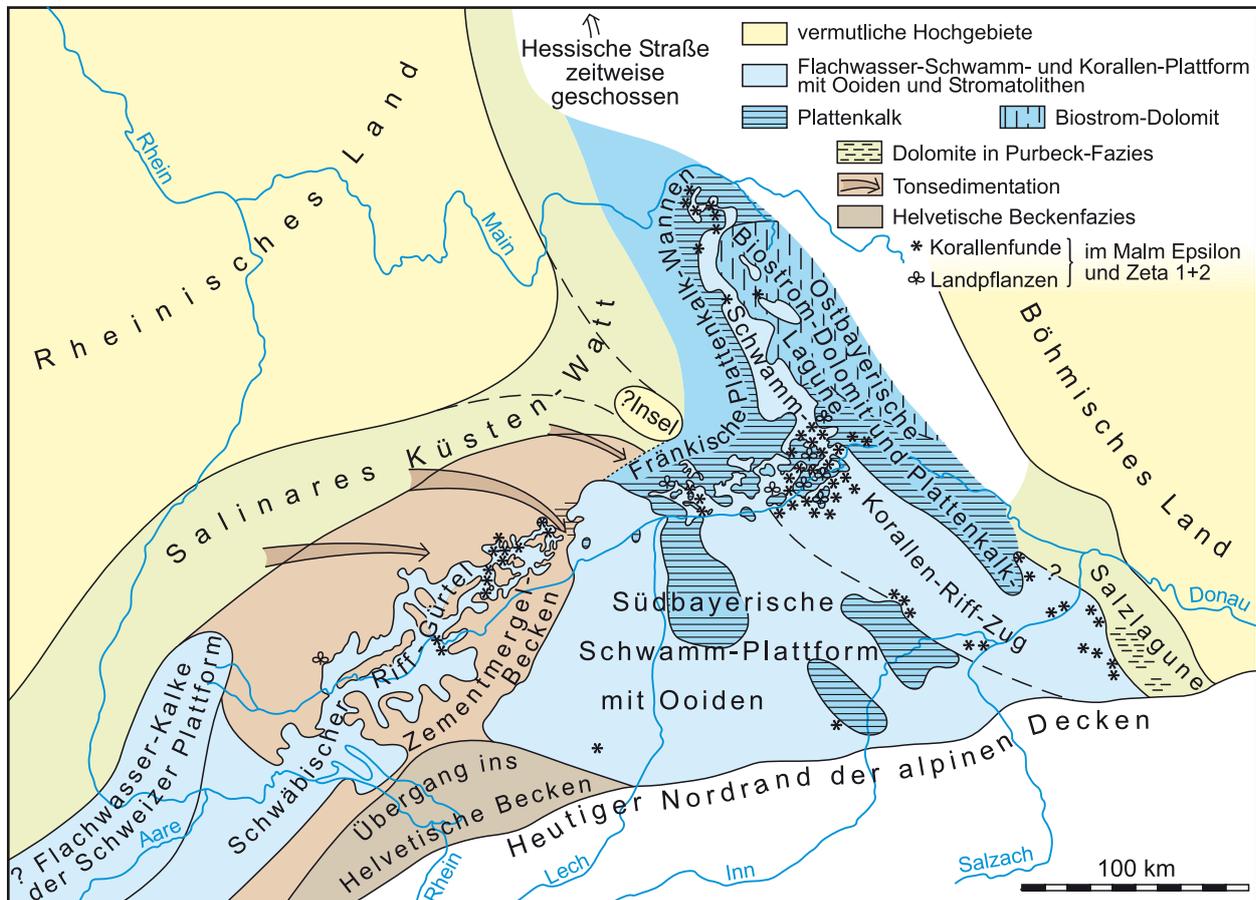
wasser entstanden. Im Osten kam es in Küstennähe zur Bildung von Eisenooliten. Die charakteristische braune Farbe der Sandsteine beruht auf hohen Eisengehalten aus verwitterndem Grundgebirge. Noch im ausgehenden Dogger entstand im Süden eine Verbindung zum Tethys-Meer, das ehemalige Vindelizische Land war jetzt komplett überflutet. Unter dem Einfluss aufsteigender Tiefenwässer lagerten sich erste geringmächtige Kalksteine ab. Der dunkle, pyritreiche Opalinuston bildet den Abschluss der Schichtfolge.



Malm (Oberer Jura)

Die Steilanstiege zur Frankenalb und deren Hochflächen werden von den Kalk- und Dolomitsteinen des Malm geprägt. Diese bildeten sich im Schelfbereich eines tropischen Meeres, dessen Küstenlinie im Norden am Rand der Mitteldeutschen Landschwelle lag und dessen tiefste Bereiche sich im Süden, im Tethys-Meer, befanden. Auf diesem Schelf entstanden unter günstigen Bedingungen riesige Riffe, die Stillwasserbereiche (Lagunen) gegeneinander abgrenzten. Die Kalksteine und Dolomite der Riffgebiete liegen heute als so genannte Massenfazies vor. Sie sind im Vergleich zu den Kalksteinen der Schichtfazies weniger anfällig gegen Verwitterung, weshalb sie häufig als markante Felsformationen an den Hängen der Alb hervortreten. Der meist graue Frankendolomit entstand nachträglich aus massigen und

Verbreitung der Schichtfazies-Wannen und Riffgebiete zur Zeit des oberen Malm und die mesozoische Schichtfolge in der westlichen Oberpfalz



Paläogeographische Karte Süddeutschlands zur Zeit des Oberen Malms

dickbankigen Kalksteinen durch Zufuhr von Magnesium.

Die Riffkuppen überragten die Lagunensedimente ursprünglich um mehrere Zehner Meter und wurden in erster Linie von Kieselschwämmen und Algen aufgebaut. Bereits im Malm alpha bildeten sich die ersten Schwamm-Algen-Riffe zwischen Kastl und Hohenburg sowie bei Parsberg und Beratzhausen. Im Verlauf des Malms wuchsen die einmal entstandenen Riffe in der Regel weiter nach oben und zur Seite. Ein breiter, Nord-Süd-streichender Riffzug entstand und trennte den fränkischen Ablagerungsbereich im Westen vom ostbayerischen (MEYER & SCHMIDT-KALER 1983a).

Ab dem Malm epsilon starben die Schwammriffe von Osten her ab, während im Süden der Oberpfalz Korallen als Riffbildner auftauchten. Diese weisen auf eine Verflachung des Meeres

hin, das von Norden her langsam trocken fiel. Ab dem Malm zeta starben die Riffe im gesamten Gebiet der Oberpfalz infolge des wieder sinkenden Meeresspiegels ab. Die Gesamtmächtigkeiten der während des Malms geformten Riffbauten betragen teilweise über 500 Meter.

Die Schichtfazies des Malms besteht aus unterschiedlich mächtigen Kalkbänken mit einzelnen Mergel-Zwischenlagen. Durch Setzung aus feinen Kalkschlämmen entstanden die Kalksteine. Von Nordwesten her wurden zudem laufend tonige Sedimente in das Meeresbecken verfrachtet, aus denen sich in längeren Zeiten ohne Kalkfällung die Mergellagen bildeten. Bis in den mittleren Malm standen die Schichtfaziesbereiche noch untereinander in Kontakt, so dass einzelne Schichten mit charakteristischer Mächtigkeit und Ausprägung über weite Bereiche hinweg verfolgt werden können.

Rund um das Riffgebiet beginnt die Schichtfazies des Malms mit den Unteren Mergelkalken, in denen Kalkstein- und Mergelschichten abwechseln. Bereits während des Malm alpha oder spätestens im Malm beta treten die Mergelschichten in immer größeren Abständen auf, bis sie schließlich ganz verschwinden. Es kam zur Ablagerung der reinen, hellen und gut gebankten Kalksteine des Werkkalkes. Im Malm gamma bildete sich die Kalkstein-Mergel-Wechselfolge der Oberen Mergelkalke. Jedoch brachten die Trübeströme nur wenig Ton in das Gebiet von Sulzbach-Rosenberg bis Regenburg im Osten des Riffes, da die Schwellenbereiche die Zufuhr hier erschwerten.

Im Verlauf des Malm gamma wurden die Lagunen von den sich ausbreitenden Riffen immer stärker eingeschlossen. Zwischen den Riffen lagerten sich im Malm delta die dicken Kalksteinbänke des so genannten „Treuchtlinger Marmors“ mit den charakteristischen, wenige Millimeter langen weißen Flämmchen und zahlreichen Schwammfossilien ab. Ab dem Malm epsilon bildeten sich im Südwesten Wannen, in denen dünnlagige Plattenkalke entstanden, die den weltbekannten Solnhofener Plattenkalken ähneln. Die jüngsten Schichten des Malm zeta sind in der Oberpfalz nirgends erhalten.



Im Steinbruch Grub (Lkr. Cham) liegen geschichtete Sedimente der Oberkreide diskordant direkt über Granit.

2.4.4 Kreide

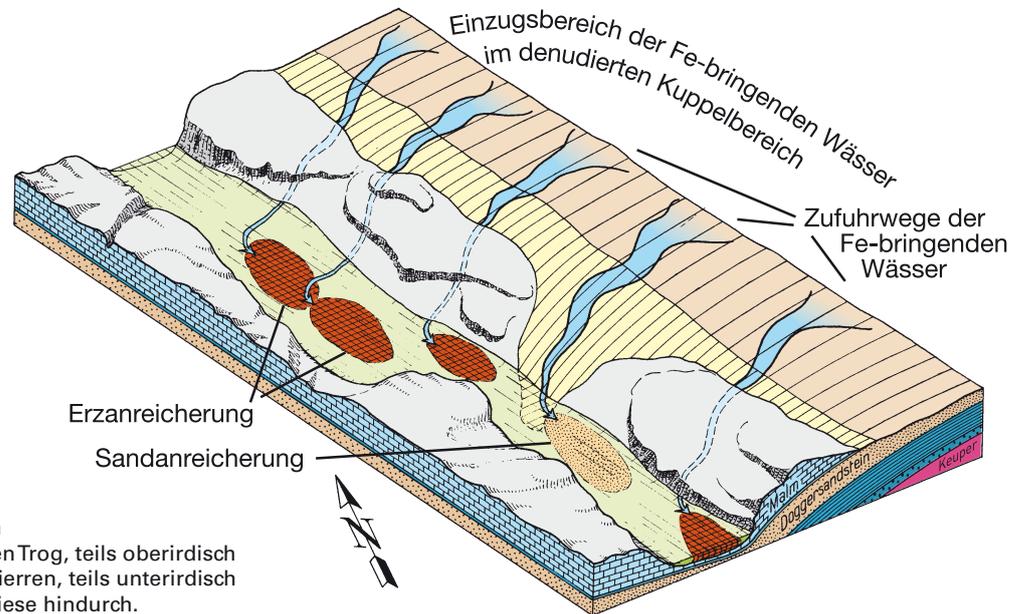
Mit dem Ende des Malms zog sich das Meer weit nach Süden zurück. Die Gesteine des Deckgebirges wurden ebenso wie die freiliegenden Bereiche des Grundgebirges als Landoberflächen der intensiven Verwitterung unter subtropischem bis tropischem Klima ausgesetzt. Sedimente der Trias und des Juras, die sich auf den westlichen Randbereichen des Grundgebirges abgelagert hatten, wurden wieder abgetragen.

Kohlendioxidreiche Regenwässer griffen die Gesteine des Malms an und lösten sie teilweise auf. Verkarstung und unterirdische Entwässerung setzten ein, es entstanden große, tiefe Wannen mit steilen Wänden und flachen Böden, so genannte Poljen, die sich teilweise über mehrere Quadratkilometer ausdehnten. Türme, Kuppen und Zinnen wurden aus den ehemaligen Riffbereichen herauspräpariert.

Im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen im Bereich des Bruchschollenlandes erfasste die Verwitterung hier auch ältere Schichtglieder. Feldspäte in Sandsteinen verwitterten tiefgründig zu Kaolin.

Zirkulierende Wässer lösten teilweise das Eisen aus dem Dogger-Eisensandstein und transportierten es nach Westen, wo sich beim Zusammentreffen mit stark kalkhaltigen Wässern die bis über 60 Meter mächtigen Erzhorizonte der Amberger Erzformation bildeten (GUDDEN 1972, 1987). Diese Eisenerze wurden bei Auerbach, Sulzbach-Rosenberg und Amberg abgebaut.

Die intensive Verwitterung bei feuchtwarmem Klima griff auch die freiliegenden Oberflächen

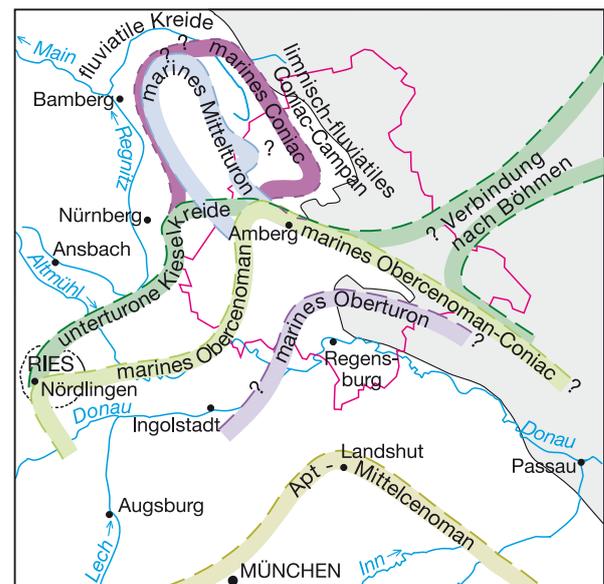


Schemaskizze eines Erz-Troges zur Zeit der Bildung der Eisenerze (nach GUDDEN 1966). Die eisenbringenden Oberflächenwässer rinnen an zahlreichen Stellen in den Trog, teils oberirdisch zwischen den Malm-Barierrn, teils unterirdisch als Karstwässer durch diese hindurch.

des Grundgebirges an. Die Feldspäte der Gneise und Granite zerfielen an der Oberfläche und entlang von Klüften zu Kaolin. Da sich gleichzeitig das Grundgebirge entlang der Fränkischen Linie und der Pfahl-Störung langsam hob, transportierten Flüsse Kaolin- und Tonschlämme aus dem Grundgebirgsbereich nach Westen in das Vorland und das Gebiet der heutigen Frankenalb. Auf diese Weise entstanden während der Unterkreide bunte Lehme, Sande und Kiese der Schutzfelsschichten, die oft als Füllungen von ehemaligen Karsthohlformen in der Frankenalb gefunden werden. Vielerorts wurden früher derart entstandene kleine Ockerlagerstätten als Farberden abgebaut. Heute erinnert kein einziger Aufschluss mehr an diesen jahrhundertlangen bäuerlichen Kleinbergbau.

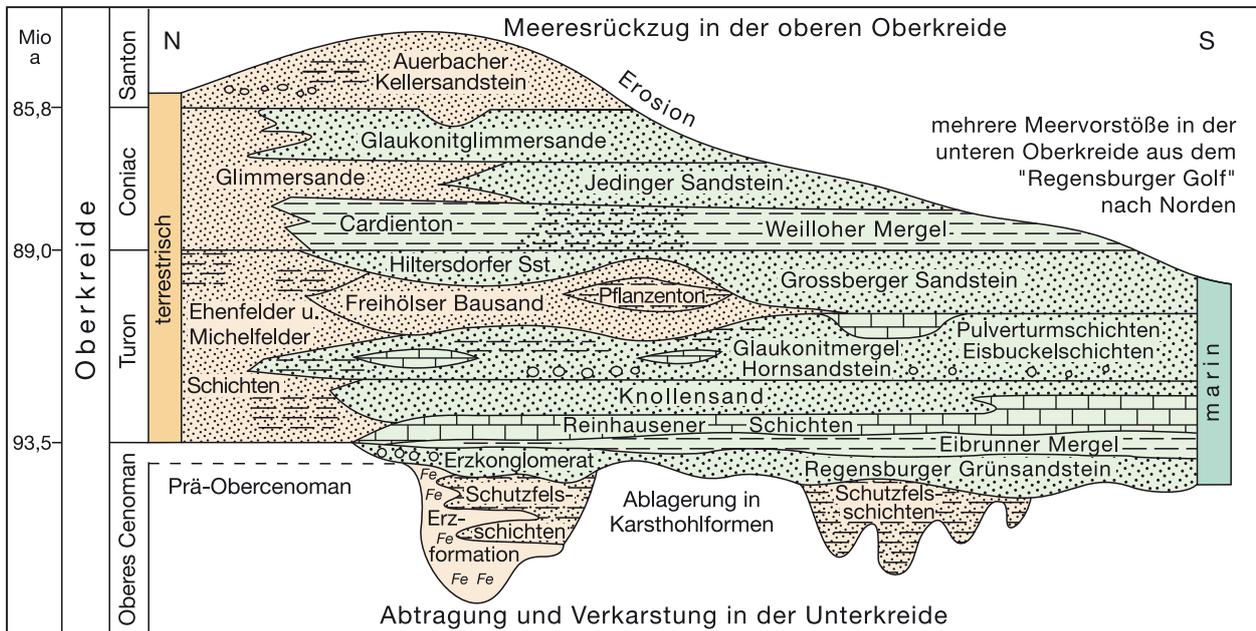
Im Oberen Cenoman überschwemmte das Meer von Süden her weite Bereiche der Oberpfalz. Dieser „Golf von Regensburg“ blieb für die folgenden 20 Millionen Jahre eine Meeresbucht. Das vorrückende Oberkreide-Meer dehnte sich nach Norden maximal bis über Bayreuth hinweg aus, wurde aber mehrfach von Schuttmassen aus dem aufsteigenden Grundgebirge wieder nach Süden gedrängt. Entsprechend abwechslungsreich sind die Ablagerungen, die in diesem Meer und seinem jeweiligen Hinterland gebildet wurden. Die älteste bekannte Meeresablagerung ist der

durch das Mineral Glaukonit charakteristisch gefärbte Regensburger Grünsandstein. Er lässt sich von Regensburg nach Norden bis über Amberg hinaus nachweisen. Das zu Beginn der Kreide gebildete Relief der Frankenalb wurde in der Oberen Kreide wieder mit Ablagerungen eingeebnet. Heute finden sich Sedimente der Oberkreide oftmals flächig über der Frankenalb, vor allem von Regensburg über Amberg und Vilseck weiter nach Norden und Westen. Weitere große Vorkommen lagern im Bodenwöhrer Halbgraben und bei Parkstein.



Küstenlinien in der Kreidezeit

Geotope in der Oberpfalz



Kreideschichtfolge in der Oberpfalz

In der nördlichen Oberpfalz bei Sulzbach-Rosenberg, Amberg und Schwandorf wurden Sande und Tone von Flüssen in das Meer geschwemmt. Die jeweils enthaltenen Fossilien und die Art der Feinschichtung gibt Auskunft darüber, ob die Sande und Tone im Meer oder noch vor der Meeresküste an Land abgelagert wurden. Die Ausdehnung des Meeres nach Norden und die Intensität der Schüttungen aus dem Grundgebirge beeinflussten auch die Ablagerungen in der südlichen Oberpfalz bei Regensburg. Wenn Sand- und Tonschüttungen aus dem Norden ausblieben, konnten sich dort Kalksteine bilden. Die in schneller Folge wechselnden Ablagerungsbedingungen führten zur Bildung sehr uneinheitlicher Gesteine mit meist geringen Schichtmächtigkeiten und abwechslungsreichem Gesteinsinhalt.

2.4.5 Tertiär

Im Alttertiär zog sich das Meer nach Süden bis über den heutigen Lauf der Donau zurück. Es kam zu weiteren starken tektonischen Bewegungen im Bereich des Grundgebirges. Diese standen im Zusammenhang mit der Einnengung, die die von Süden her vordringenden Alpen verursachten. Die alten Störungszonen des Grundgebirges wurden als Blattverschiebungen, Auf- und Überschiebungen reakti-

viert. Entlang der Pfahlstörung schob sich das Grundgebirge auf das Vorland. In diesem Zusammenhang entstand auch der Bodenwöhrer Halbgraben. Am Donaurandbruch hob sich das Grundgebirge etwa 1000 Meter gegenüber dem südlich gelegenen Molassebecken. Dieses Becken, das im Vorland des entstehenden Alpengebirges entstanden war, beherbergte während des Tertiärs in mehrfachem Wechsel Meere und Flusslandschaften. In ihm lagerte sich der Schutt aus den aufsteigenden Alpen, aber auch aus den nördlich angrenzenden Gebieten ab.

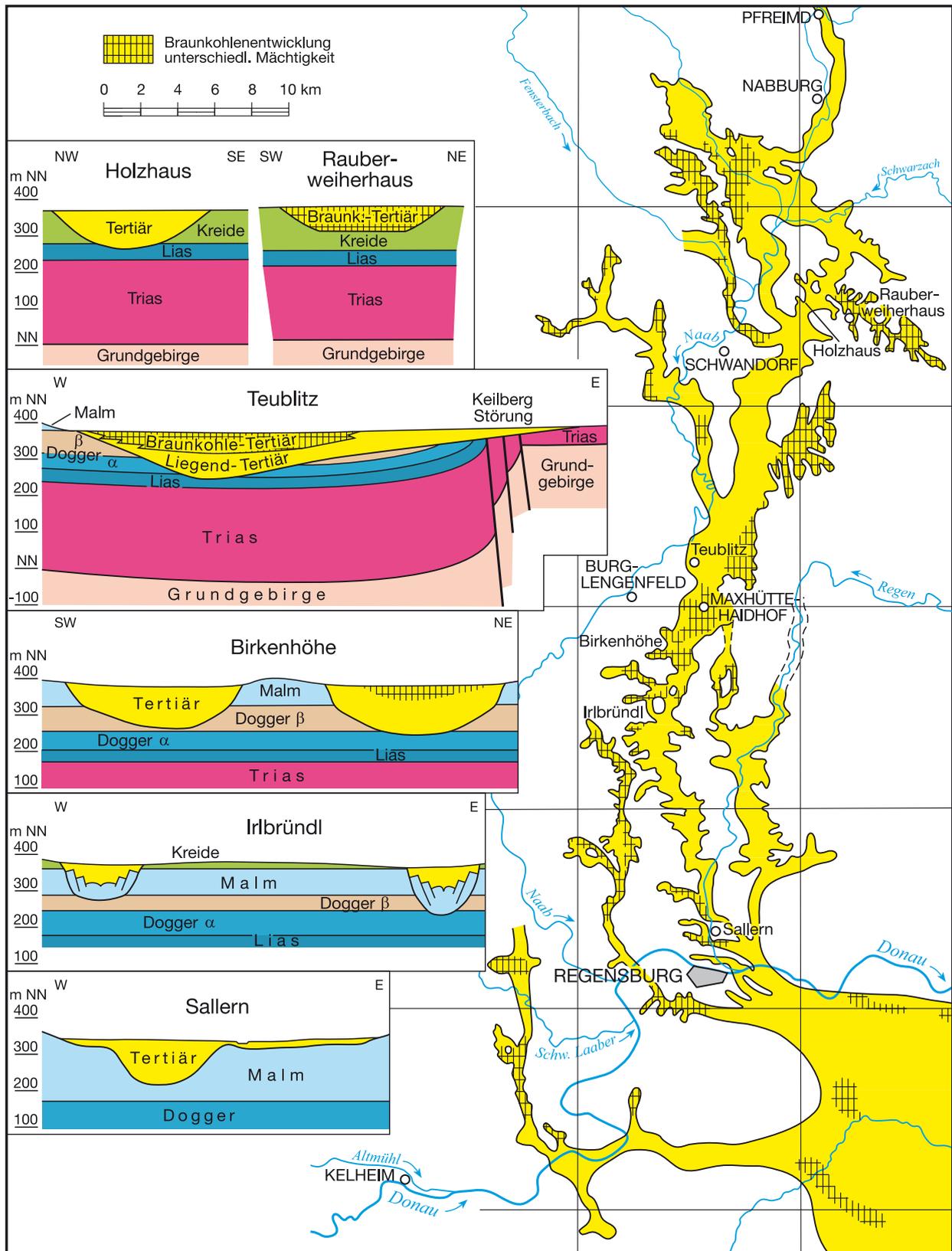
Die Sedimente der Oberkreide, die große Teile der Oberpfalz bedeckt hatten, wurden wieder weitgehend erodiert. Verwitterung und Abtragung erfassten erneut die zuvor durch Ablagerungen geschützten Gesteine. In der Frankenalb setzte sich die Verkarstung der Kalk- und Dolomitsteine fort. Auf der Albhochfläche bildeten sich aus dem Rückstand der verwitterten Gesteine Alblehme über den Kreide- und Malmschichten. Örtlich entstanden in diesen Deckschichten Eisenkonkretionen, die so genannten Bohnerze.

Im Osten der Frankenalb schnitt sich das Tal-system der Urnaab nach einer Hebung des Untergrundes tief in die Gesteine des Grund-

Mio. Jahre vor heute	Ära	Sys-tem	Serie	Stufe	Hauptgesteine	Geotope
0,01 –	Känozoikum [Erdneuzeit]	Quartär	Holozän	Pleistozän	Frankenalb Molassebecken Naabtal Bruchschollenland Kristallingebiet	Tuffeisen in Holnstein (S.77) Sanddünen südlich von Neumarkt (S.79)
2,6 –					<p> Kalktuff Auensedimente Torf Flugsand, Lößlehm, Löß Terrassenschotter Schotter Urdonau Schotter Urnaab Obere Süßwasser-molasse Braunkohlen-tertiär Obere Brackwasser-molasse Entstehung Urnaabtal Tertiär im Untergrund Karstfüllungen Alblehm Bohmerz Verkarstung </p>	Basaltkegel Hoher Parkstein (S.91) Basaltbruch am Gipfel des Hirschentanz (S.125)
65 –	Mesozoikum [Erdmittelalter]	Paläogen	Alt-Eozän	Paläozän	Verkarstung Meeresrückzug nach Süden verschiedene terrestrische Sedimente (sandig, tonig, kalkig) v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung Kallmünzerfeld am Steinberg b. Rinnenbrunn (S.51) Steinbruch bei Obertrübenbach (S.65) Brekzienblöcke bei Hohenkemmath (S.55) Schutzfelsen Pentling (S.101)
99 –					verschiedene terrestrische Sedimente v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung
142 –	Mesozoikum [Erdmittelalter]	Kreide	Ober-	Maastricht Campan Santon Coniac Turon Cenoman	Verkarstung Meeresrückzug nach Süden verschiedene terrestrische Sedimente (sandig, tonig, kalkig) v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung
99 –					Verkarstung Meeresrückzug nach Süden verschiedene terrestrische Sedimente (sandig, tonig, kalkig) v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung
142 –	Mesozoikum [Erdmittelalter]	Unter-	Alb-Abt	Barreme Hauterive Valangin Berrias	Verkarstung Meeresrückzug nach Süden verschiedene terrestrische Sedimente (sandig, tonig, kalkig) v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung
142 –					Verkarstung Meeresrückzug nach Süden verschiedene terrestrische Sedimente (sandig, tonig, kalkig) v.a. sandig, tonig Regensburger Grünsandstein Schutzfelsen Amberger Erzformation Verkarstung	tiefgründige Verwitterung

Schichtfolge des Känozoikums in der Oberpfalz

Geotope in der Oberpfalz



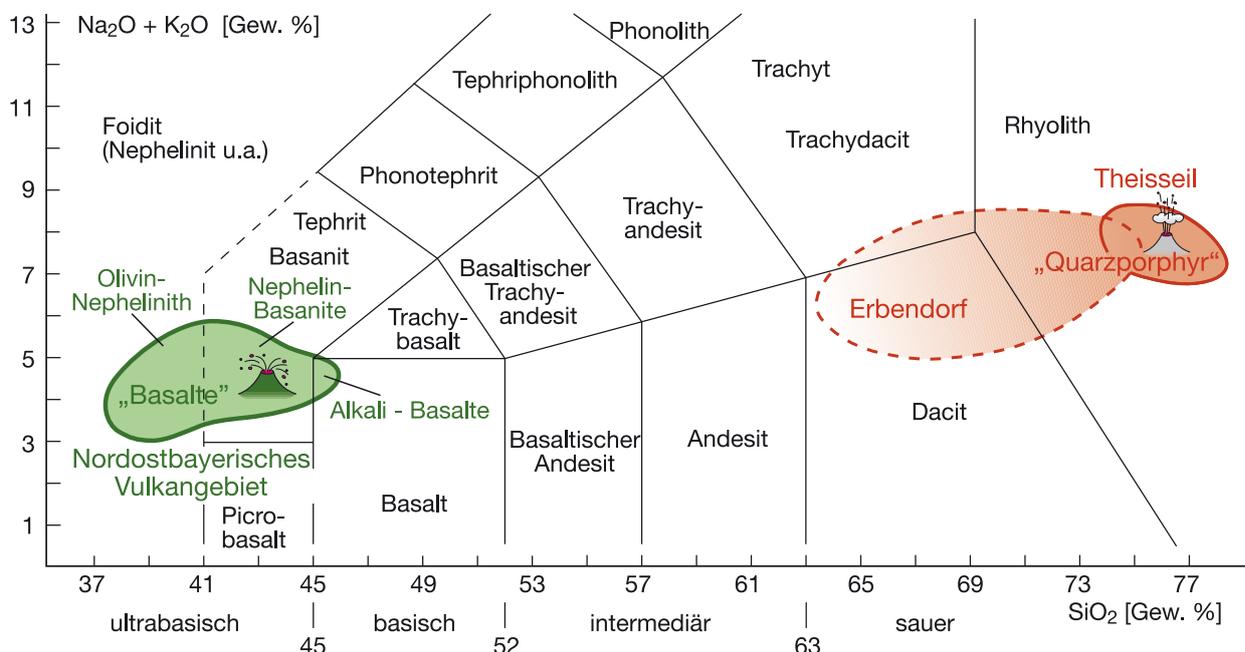
Das Talsystem der Urnaab konnte anhand der Verbreitung tertiärzeitlicher Sedimente rekonstruiert werden.



Der Braunkohle-Tagebau im Raum Schwandorf – Wackersdorf endete erst 1985.

gebirges und des vorgelagerten Mesozoikums ein. Die stellenweise bis über 100 Meter tiefen Rinnen der Urnaab und ihrer seitlichen Zuflüsse verliefen von Nabburg über Maxhütte-Haidhof nach Süden bis über Regensburg hinaus, wo sie in das Molassebecken mündeten. Dieses Rinnensystem wurde noch während des Tertiärs nach dem Abklingen der Hebungsbewegungen relativ schnell mit Sanden und Tonen aufgefüllt. Aus ausgedehnten Sumpfwäldern, die sich in den Talungen gebildet hatten, entstanden bedeutende Braunkohlelagerstätten, die im 20. Jahrhundert in großen Tagebauen abgebaut wurden. Zahlreiche Fossilfunde von Blättern, Pollen und Sporen aus den Braunkohlen sowie von Knochen aus den über- und unterlagernden Tonen dokumentieren ein subtropisch-feuchtes Klima in den Sumpfwäldern, aber auch Trockenwälder oder sogar Steppen in den umgebenden Hochgebieten. Die mit Wasser gefüllten Überreste der Tagebau-Restlöcher bilden heute ausgedehnte Seenlandschaften.

Während der Zeit der Braunkohlensümpfe schüttete die Urnaab ihr Material in das Molassemeer im Süden von Regensburg. Dort bildeten sich die oft fossilreichen tonig-sandigen Schichten der Oberen Brackwassermolasse. Am Ende des Unteren Miozäns zog sich das Meer endgültig nach Westen zurück. Die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse, die den südlichsten Teil des Landkreises Regensburg prägen, entstanden unter rein festländischen Bedingungen.



Die tertiärzeitlichen „Basalte“ der Fichtelgebirgszone und des Vorlandes unterscheiden sich in ihrem Chemismus und Mineralbestand erheblich von den permokarbonen „Quarzporphyren“ aus dem Erbdorfer Rotliegenden und dem Almesbachtal südlich Theisseil bei Weiden (hier im Diagramm zur geochemischen Klassifikation von vulkanischen Gesteinen nach LE BAS et al. 1986 und LE MAITRE 2002, Daten aus HUCKENHOLZ & KUNZMANN 1993, STETTNER & RICHTER 1993 und LOTH 1996). Vereinfacht werden die tertiärzeitlichen Vulkanite allgemein als „Basalte“ bezeichnet. Tatsächlich handelt es sich aber überwiegend um Basanite und Foidite, also um Gesteine, die noch weniger Kieselsäure enthalten als Basalte. Die große Schwankungsbreite des Kieselsäure-Gehaltes der Rhyolithe des Erbdorfer Rotliegenden ist bedingt durch spätere Veränderungen der ursprünglichen Zusammensetzung des Gesteins („Alteration“).

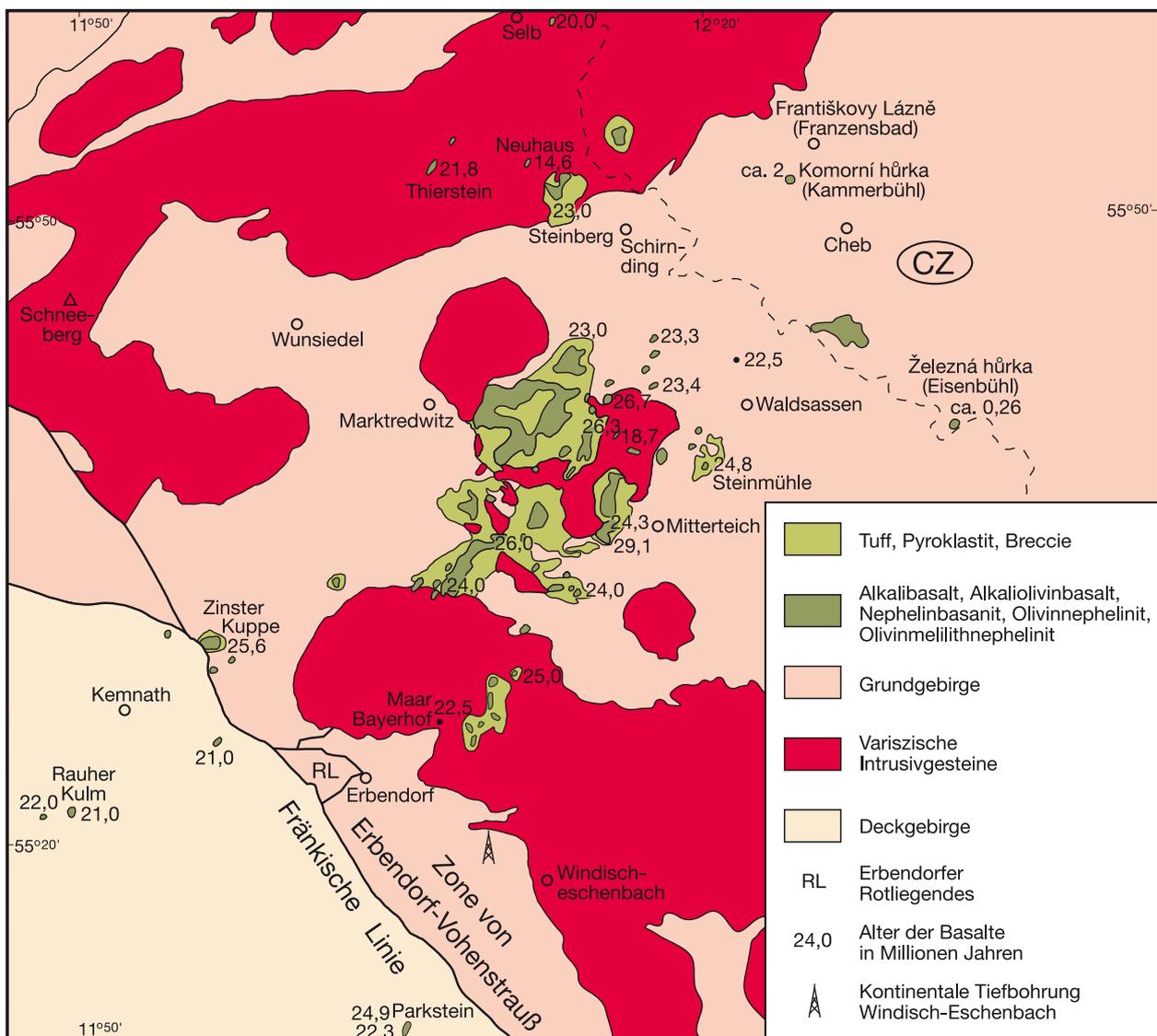
Geotope in der Oberpfalz

Mit den Hebungsbewegungen im Bereich des Grundgebirges während des Tertiärs kam es in der Erdkruste zu starken Spannungen, die schließlich im Eger-Graben zum Einbruch von Krustenteilen und zum Aufdringen basaltischer Magmen führten. Auch im südlichen Fichtelgebirge und in der nördlichen Oberpfalz bildeten sich Becken, die mit mächtigen tertiärzeitlichen Ablagerungen gefüllt wurden. Dort kam es zum Ausbruch verschiedener Vulkane mit explosivem Vulkanismus und ausgedehnten Lavaflüssen. Die dabei entstandenen Basalte werden heute in großen Steinbrüchen abgebaut. Häufig umgeben weite Tuffgebiete die

Basaltvorkommen. Durch eine Bohrung in der Nähe von Erbdorf wurde für die Zeit des Unteren Miozäns ein Maarsee nachgewiesen, der hier nach einer vulkanischen Explosion entstand. Vulkanismus und Tektonik sind im Egergraben bis heute aktiv, wie einzelne Mineralquellen und gelegentliche Erdbeben zeigen.

2.4.6 Quartär

Im Quartär bildeten sich die heutigen Landschaftsformen und das heutige Entwässerungsnetz der Oberpfalz heraus. Als Folge der jüngsten Umbildungen der Erdkruste bei der



Übersicht über die tertiärzeitlichen Vulkangebiete in der nördlichen Oberpfalz mit wichtigen Altersbestimmungen (nach ROHRMÜLLER et al. 2005)

Heraushebung der Alpen und der Bildung des Rheingrabens waren gegen Ende des Tertiärs die Frankenalb und das im Süden anschließende Molassebecken nach Südosten verkippt worden. Durch diese Verkipfung ragten die Schichten des vormals flach liegenden Juras im Nordwesten hoch hervor und wurden dort besonders stark abgetragen. Im ausgehenden Tertiär und während des Quartärs bildeten sich aufgrund der unterschiedlichen Erosionsbeständigkeit der Gesteine vielerorts die charakteristischen Schichtstufen heraus.

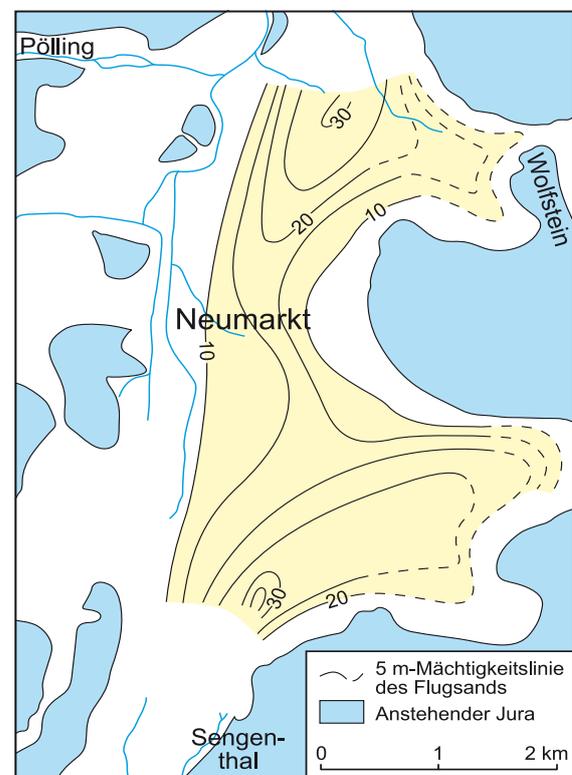
Das Einsetzen des Quartärs ist durch einen Klimaumschwung hin zu längeren Kalt- und zwischengeschalteten Warmzeiten markiert, der vor rund 2,6 Millionen Jahren begann. Dementsprechend wird das Quartär auch als „Eiszeitalter“ bezeichnet. Frostverwitterung und Bodenfließen prägten die Oberflächenformen. Es bildeten sich Fließerden, Blockmeere und die zahlreichen Felsformen. Auf der Frankenalb wurden die Alblehme zusammen mit Resten der Schutzfelses-schichten vermischt und in die Tallagen verfrachtet. Im Bereich des Grundgebirges wanderte der oberflächliche Verwitterungsschutt des Tertiärs vor allem an sonnigen Hanglagen durch Bodenfließen in die Täler.

Nur wenige Hochlagen des Hinteren Bayerischen Waldes trugen Lokalgletscher. Die vorstoßenden und wieder abschmelzenden Gletscher aus den Alpen erreichten die Oberpfalz nicht, beeinflussten aber mit den nach Norden ablaufenden Wassermassen und ihrer Geröllfracht die zur Donau hin entwässernden Flüsse. Am Ende der Eiszeiten brachten die Flüsse besonders viel Schotterfracht aus den nunmehr eisfreien Gebieten, um sich während der anschließenden Warmzeiten aufgrund fehlender Fracht in ihr eigenes Bett einzuschneiden. Entlang der Naab und der Donau zeugen die verschiedenen Schotterterrassen von den unterschiedlichen Flussniveaus.

Während der Eiszeiten waren weite Teile der Oberpfalz vegetationsfrei. An der Oberfläche liegende Feinsedimente wurden vom Wind aufgenommen und an anderer Stelle als Flugsand oder Löß wieder abgesetzt. Ausgedehnte Flugsandvorkommen mit markantem Kiefernbe-

wuchs kennzeichnen die Umgebung von Neumarkt, der feinere Löß verteilte sich in vielen kleinen Einzelvorkommen über die gesamte Oberpfalz. Nachträgliche Entkalkung vor Ort führte zur Bildung von Lößlehm hauptsächlich in den obersten Teilen der Lößauflage. Häufig wurden Löß und Lößlehm durch Bodenfließen miteinander durchmischt und lassen sich heute nicht mehr gegeneinander abgrenzen.

Nach dem Ende der letzten Eiszeit vor etwa 10000 Jahren setzte sich die Verwitterung in allen Bereichen der Oberpfalz fort. Auf der Frankenalb lösten sich weiterhin große Mengen an Kalk, die zumeist unterirdisch durch die geklüfteten Gesteine und in großen Höhlensystemen abgeführt werden. Beim Austritt des kalkhaltigen Wassers in Quellen bilden sich unter Einwirkung der wärmeren Außentemperatur und durch die Entspannung mehr oder weniger ausgedehnte Kalkablagerungen als so genannter Kalktuff. Zu den jüngsten geologischen Bildungen gehören die holozänen Hangschuttbildungen, Schwemmfächer, Torfbildungen in Mooren und Auenablagerungen.



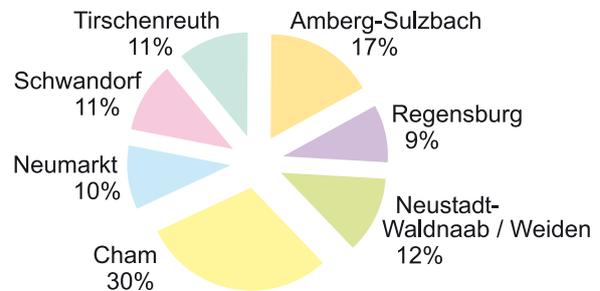
Mächtigkeiten der Flugsandablagerungen im Raum Neumarkt (nach LAHNER & STAHL 1969)

3 Geotope in der Oberpfalz – ein Überblick

3.1 Stand der bisherigen Erfassung

In seiner Endausbaustufe soll der GEOTOPKATASTER BAYERN des Bayerischen Landesamtes für Umwelt Daten aller wichtigen Geotope sämtlicher Naturräume enthalten. Neben den für Forschung und Lehre bedeutsamen Aufschlüssen sind dies vor allem die typischen oder besonderen Oberflächenformen, die ja die Landschaft wesentlich prägen. Aber auch Quellen, Höhlen und geohistorische Objekte können zum Geotop-Inventar einer Region gehören. Eine flächendeckende Kartierung Bayerns konnte zwar bisher nicht durchgeführt werden, aber der vorhandene Datenbestand im GEOTOPKATASTER BAYERN gibt bereits einen sehr guten Überblick über die prägenden Geotope der bayerischen Landschaften. Er dient als fachliche Grundlage für die Berücksichtigung der Geotope im Naturschutz sowie in Landesplanung und Raumordnung. Aber auch bei wissbegierigen Bürgern hat das Interesse an Geotopen in den vergangenen Jahren deutlich zugenommen. Einzelne Geotope waren als Ausflugsziele schon seit langem attraktiv. Immer mehr wird aber heute erkannt, dass die Vielfalt der Geotope entscheidend zum unverwechselbaren Charakter einer Region beiträgt und somit auch einen Wirtschaftsfaktor darstellt.

In der Oberpfalz wurden bis zum Sommer 2007 insgesamt 666 Geotope im GEOTOPKATASTER BAYERN erfasst. Wegen der noch ausstehenden flächendeckenden Kartierung kann jedoch kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden. Es gehen laufend Vorschläge zur Neuaufnahme beim Landesamt für Umwelt ein. Die nötige Begutachtung von Objekten, die zur Neuaufnahme vorgeschlagen sind, ist jedoch sehr zeitaufwändig und kann nur im Rahmen der vorhandenen Möglichkeiten erfolgen. Auch bei den bereits erfassten Geotopen ist der Datenbestand nicht statisch. Der Zustand von Geotopen ändert sich ständig, sei es auf natürliche Weise, wie z. B. durch Verwitterung, Bewuchs usw., oder auch durch Eingriffe des Menschen, wie z. B. die Stilllegung eines Gesteinsabbaus oder andere Nutzungsänderungen.



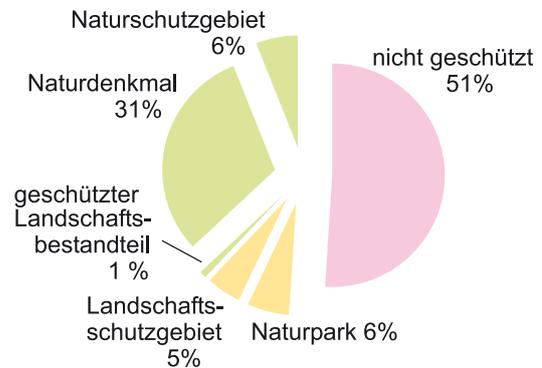
Verteilung der Geotope auf die oberpfälzischen Landkreise

Ergänzend zu den im GEOTOPKATASTER BAYERN erfassten Objekten wurden für die Zwecke des Geotopschutzes Daten von privaten Höhlenkatastern zur Verfügung gestellt. Innerhalb der Oberpfalz finden sich 669 Höhlen, die fast alle im Malm der Frankenalb liegen und deren Daten im Höhlenkataster Fränkische Alb erfasst sind. Einzelne Höhlen liegen in anderen Sedimentgesteinen oder im kristallinen Grundgebirge. Letztere sind im Höhlenkataster Nordostbayern erfasst.

Statistisch gesehen findet man in der Oberpfalz ein Geotop pro 14,5 km². Insgesamt 57 unterschiedliche Geotoptypen wurden in der Oberpfalz bisher erfasst. 44% hiervon sind Aufschlüsse, die in der Mehrzahl mit dem Geotoptyp „Gesteinsart“ oder „Schichtfolge“ klassifiziert sind. Es befinden sich aber auch vier Typlokalitäten und ein Referenzprofil darunter. Die zweite wichtige Gruppe machen mit 43% die Oberflächenformen aus. Hier dominieren die fluviatil und gravitativ entstandenen Formen und die Verwitterungsbildungen. Geohistorische Objekte bilden in der Oberpfalz mit 9% einen vergleichsweise großen Anteil am Geotopkataster. Hier spiegelt sich die weite Verbreitung und große Vielfalt von ehemaligen Bergbauanlagen wieder, die vor allem im Oberpfälzer und Bayerischen Wald über Jahrhunderte hinweg ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor waren. Quellen und Höhlen sind dagegen im oberpfälzischen Anteil des Geotopkatasters nur untergeordnet vertreten.

Etwa die Hälfte der oberpfälzischen Geotope weist einen Schutzstatus nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz auf. Ausreichende

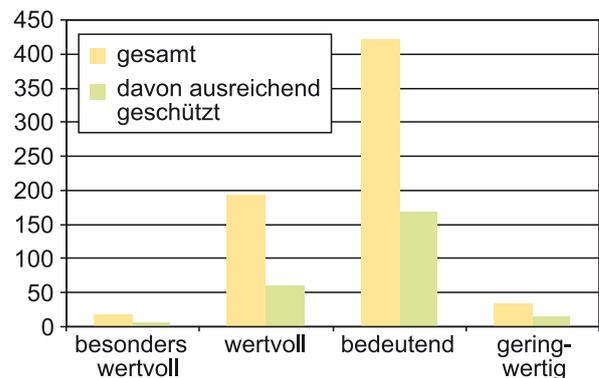
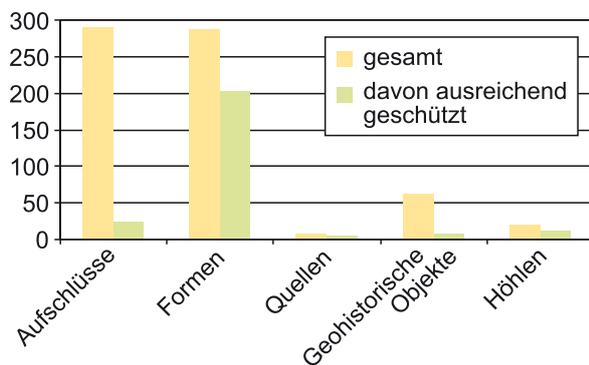
Schutzbestimmungen besitzen vor allem jene 38 % der Geotope, die in Naturschutzgebieten liegen oder als Naturdenkmal oder geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen sind. Weniger streng sind die Schutzbestimmungen in Landschaftsschutzgebieten und Naturparks. Betrachtet man den Schutzstatus der Datensätze getrennt nach Geotoptypen, so zeigt sich, dass die Oberflächenformen und Quellen vergleichsweise häufig ausreichend geschützt sind, Aufschlüsse und geohistorische Objekte dagegen relativ selten. 27 % der oberpfälzischen Geotope sind auch als Biotope registriert.



Schutzstatus der in der Oberpfalz erfassten Geotope

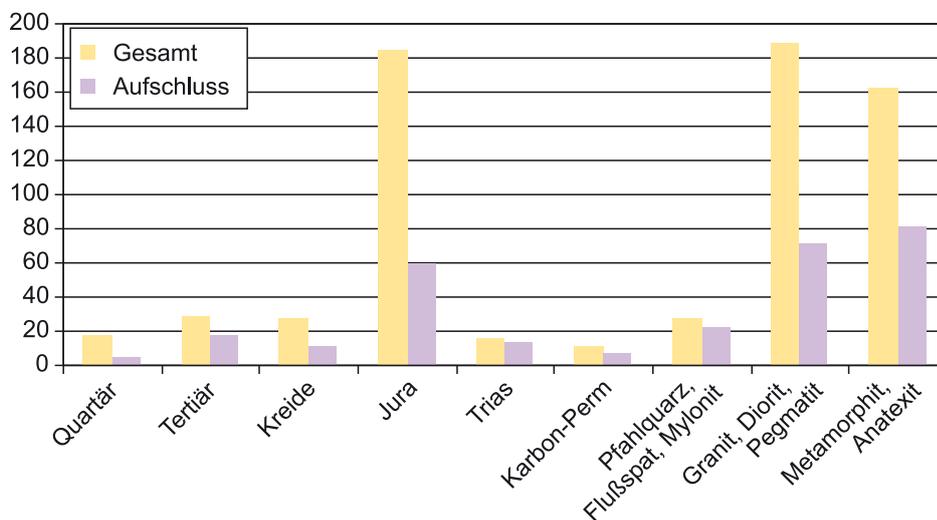
Für etwa ein Drittel der oberpfälzischen Geotope ergab die geowissenschaftliche Bewertung (nach der Methode der AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ 1996) eine Einstufung als wertvoll oder besonders wertvoll. Die restlichen wurden überwiegend als bedeutend eingestuft. Geringwertige

Geotope werden normalerweise nicht in den Datenbestand aufgenommen. In wenigen Fällen hat sich aber der Zustand von Geotopen im Lauf der Zeit soweit verschlechtert, oder es sind gleichartige, aber aussagekräftigere neu aufgenommen worden, dass eine Bewertung als bedeutend nicht mehr gerechtfertigt ist.



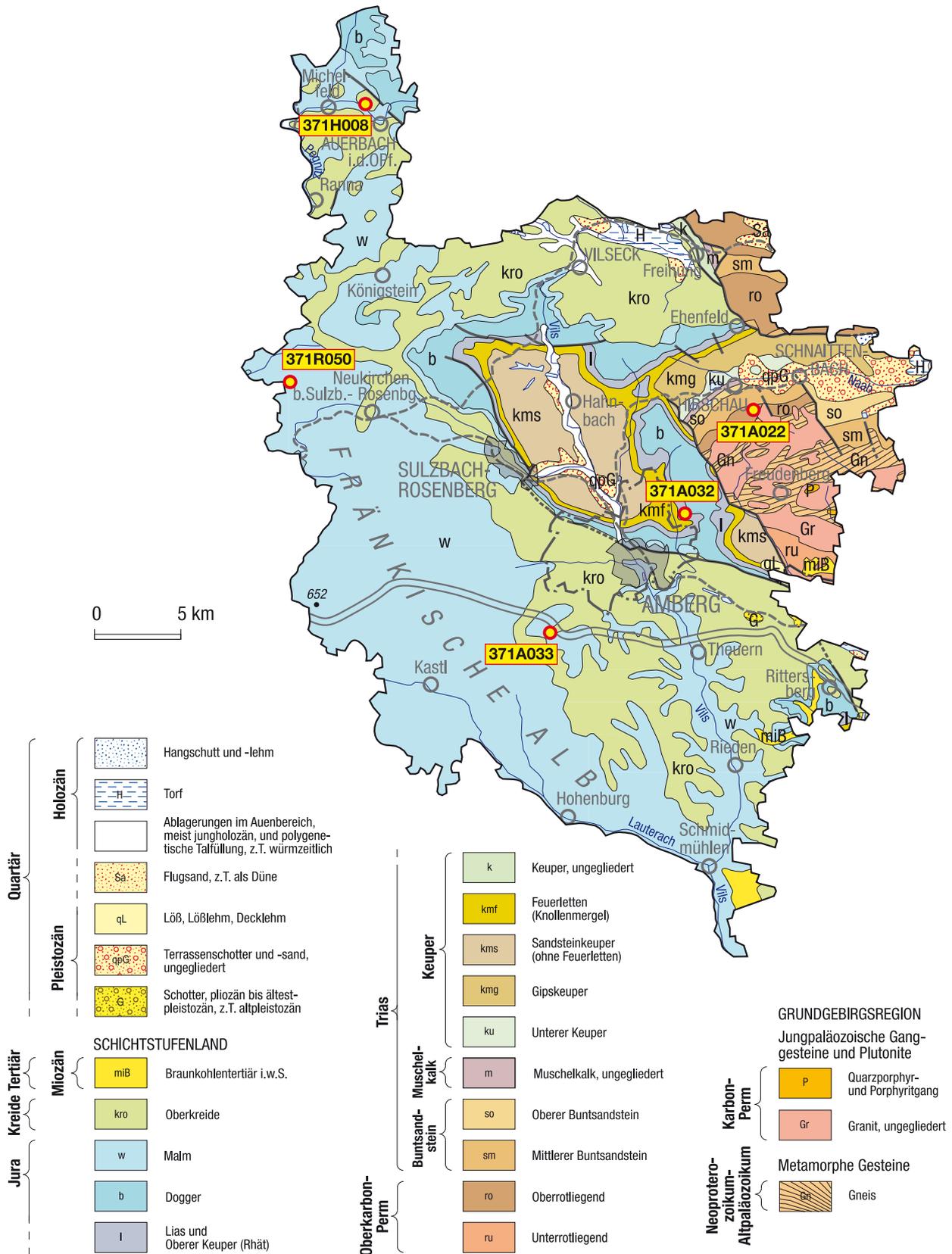
Gesamtheit und Anzahl der ausreichend geschützten Aufschlüsse, Formen, Quellen, Höhlen und geohistorischen Objekte in der Oberpfalz

Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope in der Oberpfalz



Anzahl der Geotope der Oberpfalz, verteilt auf die verschiedenen Erdzeitalter und Gesteinsgruppen

Geotope in der Oberpfalz



3.2 Amberg-Sulzbach

Der Landkreis Amberg-Sulzbach mit der Stadt Amberg hat Anteil an mehreren, sehr verschiedenen Naturräumen: Nördliche und Mittlere Frankenalb, Oberpfälzisches Hügelland sowie Vorderer Oberpfälzer Wald. Im Osten des Landkreises reicht bei Freudenberg mit dem Vorderen Oberpfälzer Wald noch ein Teil des kristallinen Grundgebirges in den Landkreis hinein. Dort wird in der bewaldeten Hügellandschaft mit dem 673 m hohen Buchberg (Rotbühl) nordwestlich von Hainstetten der höchste Punkt erreicht. Nach Westen schließt das Oberpfälzer Hügelland an, bestehend aus Deckgebirge in mehreren tektonischen Bruchschollen. Senken und Höhenrücken bis knapp 600 m Höhe gliedern die Landschaft. Der gesamte Westen und Südwesten des Landkreises gehört zum Naturraum der Frankenalb, die sich als typische Alblandschaft präsentiert. Sie ist geprägt von verkarsteten Malmkalken und jüngeren Kreideauflagerungen. An der Oberfläche anstehende Malmgesteine formen eine kuppige Landschaft, Gebiete mit Kreidegesteinen bilden sanftwellige Bereiche, oft mit Waldbedeckung. Als höchste Erhebungen überragen die Dolomitkuppen Ossinger bei Königstein mit 651 m und der Poppberg (Gemeinde Birgland) mit 652 m die Frankenalb. Der niedrigste Punkt des Landkreises mit 350 m liegt bei Vilshof südlich von Schmidmühlen.

Mit dem Naabgebirge, bestehend aus migmatischen Gneisen und variszischen Graniten, greift ein Sporn des Grundgebirges weit in das Bruchschollenland hinein. Im Westen wird das Areal tektonisch durch die Fensterbachstörung begrenzt, nach Norden taucht das Grundgebirge flach unter jüngere Gesteine ab. Im Süden wird das Kristallengebiet bei Ober- und Unterpennading überlagert durch Rotliegendesedimente des Troges von Schmidgaden. Auch im Norden beginnt die Schichtfolge des Deckgebirges mit Sedimenten des Rotliegenden und des mittleren Buntsandsteins, die diskordant über dem Grundgebirge liegen.

Das Bruchschollenland besteht aus einzelnen tektonisch abgegrenzten Bereichen, in denen Sedimente unterschiedlichen Alters zu Tage treten. Im Norden reicht das Südostende des

Weidener Beckens noch in den Landkreis hinein, an das sich, durch die Luhelinie getrennt, eine Mulde im Bereich von Hirschau und Schnaittenbach anschließt. Dem Kristallinsporn des Naabgebirges vorgelagert ist die durch die Vils ausgeräumte morphologische Senke um Hahnbach, bei der es sich tektonisch allerdings um eine Kuppelstruktur handelt.

Hier am Rand des Germanischen Beckens sind die gesamten Triassedimente sandig ausgebildet. Die Nähe zu den Liefergebieten der Böhmisches Masse spiegelt sich wider im Feldspatreichtum der Ablagerungen. Bei Hirschau und Schnaittenbach sind die Feldspäte des arkosischen mittleren Buntsandsteins weitgehend in das Tonmineral Kaolinit umgewandelt. Die entstandene Porzellanerde wird bereits seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts abgebaut (DOBNER 1987). Nicht genutzter Quarzsand wurde in große Mengen auf Halde gekippt, heute als „Monte Kaolino“ weithin bekannt. In seiner Umgebung informiert ein Lehrpfad des „Geoparks Hirschau-Schnaittenbach e.V.“ über den Kaolinbergbau und die Verwendung der Bodenschätze. Auch östlich von Freihung liegen bei Thansüß Feldspat-Sande. Sie sind schwächer kaolinisiert und werden daher auch als „Pegmatitsande“ bezeichnet.

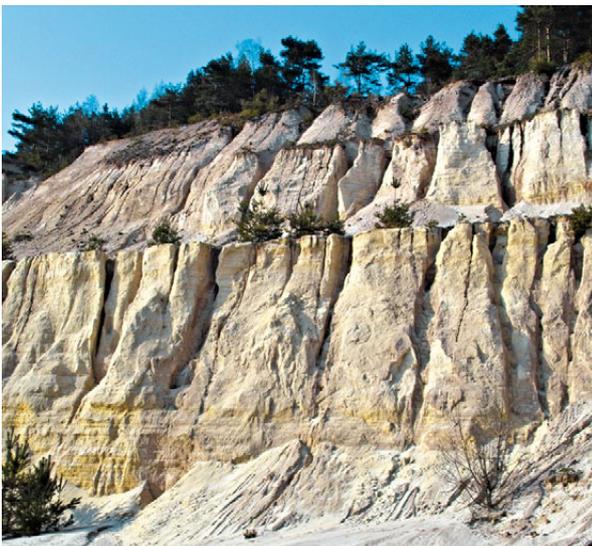
Entlang der Freihunger Störungszone streichen am Nordostrand der Vilsecker Mulde in einem schmalen Streifen Arkosesandsteine mit bunten Tönen des Oberen Muschelkalks und Unteren Keupers aus. Die hierin enthaltenen Bleierze wurden ab dem 15. Jahrhundert bis 1899 sowie während des 2. Weltkrieges gewonnen. Heute sind die Schächte verstürzt, nur die unruhige Morphologie zeugt noch von der ehemaligen Bergbautätigkeit.

Am Ostrand der Frankenalb bei Eschenfelden dienen die porösen Sandsteine des Keupers in etwa 600 m Tiefe als unterirdischer Gasspeicher (GUDDEN 1977). Die Gesteine im „Eschenfelder Gewölbe“ bilden eine kuppelförmige Aufwölbung ohne Brüche, wobei die Sandsteine nach unten und oben durch mächtige Tonlagen abgedichtet sind. Diese Struktur ermöglichte es, dort Erdgas einzupumpen und

zwischenzulagern, das, wie in einer natürlichen Gaslagerstätte, nicht entweichen kann.

Die terrestrisch dominierte Abfolge von Sand- und Tonsteinen des Keupers wird nach oben durch die Rhät-Lias-Übergangsschichten abgeschlossen, deren Sandsteine vor allem im Bereich der Hahnbacher Kuppel eine markante Schichtstufe bilden. Ab dem Lias griff das Meer auf das Gebiet über, und es lagerten sich dunkle Tone und Mergel des Lias und Dogger Alpha ab. Die darüber folgenden Eisensandsteine des Dogger Beta bilden eine weitere markante Schichtstufe in der Umrahmung der Hahnbacher Kuppel. Am Nordostrand der Kuppel, im Raum Kainsricht-Atzmansricht-Großschönbrunn, liegt der Sandstein des Dogger Beta in einer besonderen Ausbildung vor (Lagally 1987): Durch saure Grundwässer gebleicht bestehen hier vor allem die unteren Partien der mürben Sandsteine aus fast reinem Quarzsand. Dieser helle Sand enthält im Gegensatz zum typischen braunen Doggersandstein fast kein Eisen, nur in den oberen Lagen treten ausgeprägte Limonit-Schwarten auf. In mehreren Gruben wurde und wird dieser „Glassand“ gewonnen.

Karbonatgesteine des Malms prägen das Gebiet der Frankenalb. Ganz im Norden sowie in den tief eingeschnittenen Tälern der Vils und der Lauterach im Süden treten gebankte Kalksteine des unteren bis mittleren Malms



Ehemalige Glassandgrube bei Gebenbach

zu Tage. Die typischen kuppigen Hochflächenbereiche werden dagegen von massigen Schwammriff-Bildungen dominiert, die meist aus Frankendolomit bestehen. Daneben sind auch tafelbankige Dolomite mit Kieselknollen weit verbreitet. Charakteristisch für die Landschaft der Alb sind markante Felsbildungen aus massigem Kalk- und Dolomitgestein. Die Alb ist hier besonders durch Relikte kreidezeitlicher Verkarstung geprägt, die teilweise im Tertiär und Quartär reaktiviert wurden. Neben Höhlen und Höhlenruinen, die sich vielerorts in den Felsen finden, zeugen Dolinen (z. B. Hussitenloch bei Ursensollen), fossile Poljen (z. B. Königssteiner Polje), Trockentäler mit Ponoren und Quellen (z. B. Hirschbachtal, Reimbachtal) und Karstquellen (z. B. Sieben Quellen bei Breitenbrunn, Karstquelle in Steinbach) von den Verkarstungsvorgängen. Besonders eindrucksvolle Beispiele für die Kuppenlandschaft sind das Felsenlabyrinth bei Sackdilling und die Steinerne Stadt nahe der Schauhöhle Maximiliansgrotte im Wellucker Wald. Verschiedenste Karsterscheinungen erschließt hier ein Karstwanderweg. Eine weitere Möglichkeit, den unterirdischen Karst zu erkunden, bietet die Osterhöhle bei Trondorf.

Wie das Bruchschollenland ist auch die Frankenalb von tektonischen Verbiegungen betroffen. Eine Großstruktur bildet die „Frankenjura Mulde“, die mit Veldensteiner Mulde, Sulzbacher Mulde und Kallmünzer Mulde von Nordwesten nach Südosten quer durch den Oberpfälzer Jura verläuft. Daneben gibt es weitere Mulden, Aufwölbungen und Flexuren. Diese Elemente sind die Ursache für die Verbreitung der Kreidesedimente, die in tektonischen Senken, aber auch in Karsthohlförmungen teilweise noch mit großer Mächtigkeit erhalten sind. Der Landkreis Amberg-Sulzbach liegt dabei genau im Verzahnungsbereich der marinen Sedimentation im Süden aus dem „Golf von Regensburg“ und der festländisch dominierten Sedimentation im Norden. Auf die ehemals erheblich größere Verbreitung der Kreidesedimente weisen die „Kallmünzer“ hin. Dabei handelt es sich um quarzitisch gebundene Sandsteine, die im Bereich des Bruchschollenlandes und der Frankenalb als Relikte zu finden sind, wie z. B. der Teufelsstein am Kreuzberg südlich von Vilseck.



Kallmünzerblock „Teufelsstein“ am Kreuzberg südlich von Vilseck

Noch vor dem ersten Meeresvorstoß entstanden die ältesten Kreidesedimente: In Karsthohlformen setzten sich die sandig-tonigen Bildungen der Schutzfelsschichten sowie die Sedimente der Amberger Erzformation ab. Ockertone, die bis ins 20. Jahrhundert z. B. im Umfeld von Königstein meist in bäuerlichen Kleinbetrieben als Farberden gewonnen wurden, entstanden in flachen Wannern. Die Eisenanreicherungen in tiefen Karstsenken bei Amberg, Sulzbach-Rosenberg und Auerbach waren Grundlage eines jahrhundertlangen Bergbaus und lange Zeit wichtigster Wirtschaftsfaktor der Region (PFEUFER 2000, WOLF 1997). Heute sind die Bruchfelder, die durch den Nachbruch des Gesteins über den ausgebeuteten Bereichen bis an die Oberfläche entstanden sind, sichtbares Zeugnis des einstigen Erzabbaus, z. B. im Naturschutzgebiet Grubenfelder Leonie, bei Großenfalz oder am Galgenberg bei Sulzbach-Rosenberg. Das Bergbau- und Industriemuseum in Theuern informiert in hervorragender Weise über diese und weitere „Bergbaugeschichten“ der Region.

Im Landkreis findet man besonders vielfältige kreidezeitliche Sedimente; daher wurden viele der Schichtglieder nach Orten im Landkreis benannt. Während des Obercenomans drang das Meer bis etwa Sulzbach-Rosenberg vor. In der Brandungszone an der Nordküste entstanden je nach Untergrund Amberger Erzkonglomerat bzw. auf Malmkuppen fossilreiche Sulzbacher Kreidekalke. Im Süden lagerten sich geringmächtige marine Bildungen ab. Dort, wo wie in der Frankenalb südlich von Amberg, die Kieselkalksandsteine der Reinhausener Schich-

ten oberflächennah anstehen, sind sie zu weißem, porösem „Amberger Tripel“ entkalkt. Im Oberturon entstanden mit den Freihölser Bausanden vorwiegend terrestrische Ablagerungen. Die darüber liegenden Hiltersdorfer Sandsteine und Cardientone zeugen von einem neuerlichen Meeresvorstoß nach Norden. Im Raum südöstlich von Amberg folgen noch marine Jedinger Sandsteine und darüber Glaukonitglimmersande.

Terrestrische, sandig-tonige Ablagerungen der Michelfelder Schichten entstanden im Nordwesten, grobkörnigere der Ehenfelder Schichten dagegen im Bereich der Vilsecker Kreidemulde. Längs der Freihunger Störungszone sind die Grobsandsteine der untersten Stufe der Ehenfelder Schichten kieselig verfestigt. Sie wurden früher zwischen Ehenfeld und Freihung als Mühlsteine gewonnen (TILLMANN 1958). Nach oben hin folgen wechselnd marine („Seugaster Sandstein“) und terrestrische Schichten. Als jüngste Kreidesedimente (Santon) findet man wieder terrestrische Schichten wie den feldspatreichen Auerbacher Kellersandstein. Dieser hat seinen Namen von den Felsenkellern am nordwestlichen Ortsausgang von Auerbach erhalten. Im Raum Vilseck wurden zur selben Zeit grobe Arkosen abgelagert.

Aus der Tertiärzeit sind im Landkreis nur wenige Ablagerungen erhalten. So findet man bei Etsdorf und Pittersberg Seitenarme des miozänen Urnaabtales, die mit Braunkohlentertiär gefüllt sind. Aus dem Plio-Pleistozän stammen Relikte verschiedener hochliegender Schotterterrassen am Westrand des Naabgebirges und im Freihölser Forst. Sie wurden von einem Naab-Vorläufer hinterlassen, der zu jener Zeit seinen Weg noch westlich um das Naabgebirge herum nahm.

Flusssande und Schotterterrassen entlang von ehemaligen und heutigen Flussläufen sowie Fließerde, Lößlehme, Hang- und Blockschutt sind Bildungen des Pleistozäns, die man vielerorts findet. Aus dem Holozän stammen die Moorareale z. B. bei Vilseck sowie die jungen Talauen entlang der Vils.

Tief in der Kreide

Nach einer langen Meeresbedeckung in der Jurazeit war Nordbayern zur Zeit der Unterkreide Teil eines ausgedehnten Festlandes. Etwa 40 Millionen Jahre lang unterlagen nun die Gesteine der Frankenalb bei warm-feuchtem Klima der Abtragung und intensiven, tiefgründigen Verkarstung. In Gebieten mit geschichteten Kalken bildeten sich weite Ebenen. Dagegen entstand im Bereich der ehemaligen Schwammriffe des Jurameeres, wozu weite Teile des Oberpfälzer Jura gehören, eine stark gegliederte Landschaft mit Bergkuppen, Felstürmen und dazwischen liegenden Karstsenken (Poljen).

In der Zeit der Oberkreide folgte eine erneute Sedimentationsphase. Von Süden her drang aus dem „Regensburger Golf“ das Meer nach

Norden vor, von Nordosten wurden vom Festlandsgebiet des Böhmisches Massivs terrestrische Sedimente geschüttet. Das zuvor ausgebildete Relief verschwand unter einer mächtigen Decke sandig-toniger Kreideablagerungen. Diese wurden in der jüngeren Erdgeschichte schließlich wieder weitgehend abgetragen. Heute liegen die Gesteine des Oberen Jura erneut frei und sind der Verkarstung ausgesetzt. Die Landoberfläche entspricht dabei teilweise wieder der über 100 Millionen Jahre alten Karstlandschaft der Unterkreide und spiegelt diese teilweise im Landschaftsbild wieder.

Während sich in weiten Gebieten der Albfläche die Kreidereste auf Füllungen von Karstspalten und Reliktgesteine wie die Kallmünzerblöcke beschränken, sind z. B. bei Auerbach und Amberg noch großflächig Kreidesedimente erhalten.



Blick von der Bundesstraße auf den Talkessel bei Königstein. Der lang gestreckte Talzug ist von bewaldeten Kuppen und Höhen aus Frankendolomit eingerahmt. Es handelt sich hierbei um ein fossiles Polje – eine große Karsthohlform ohne oberirdischen Abfluss – aus der Kreidezeit. Im Tal sind mit Michelfelder Schichten noch kreidezeitliche Ablagerungen erhalten.

Knockfelsen im Ammerbachtal westlich von Amberg. Aus einer noch fast geschlossenen Decke von Kreidesedimenten ragen Kuppen aus dickbankig-mässigem Frankendolomit heraus. Vermutlich hat bereits kreidezeitliche Erosion die ehemaligen kuppelartigen Schwammriffbereiche aus Dolomit des oberen Jura herausmodelliert. Anschließend wurden die Felskuppen unter den Sedimenten begraben. Die Abtragung in der jüngsten Erdgeschichte hat bislang nur den obersten Bereich dieser Kuppenalblandschaft wieder freigestellt.



Kallmünzerfeld am Steinberg bei Rinnenbrunn

Geotop-Nr.: 371R050
Landkreis: Amberg-Sulzbach
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK25: 6435 Pommelsbrunn
Lage: R: 4469260, H: 5495380
Naturraum: Mittlere Frankenalb
Gestein: Michelfelder Schichten

Beschreibung:

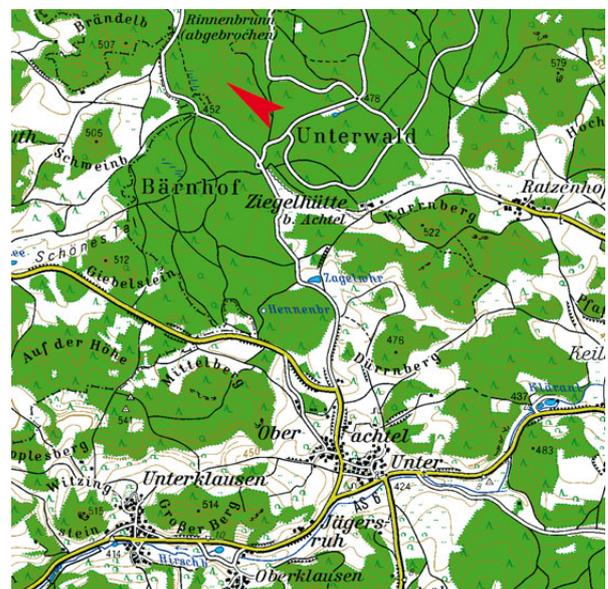
Als „Kallmünzer“ werden in der Frankenalb harte, kieselig gebundenen Sandsteinblöcke bezeichnet, die scheinbar ortsfremd auf dem Untergrund liegen, also mit den anstehenden Gesteinen nicht im direkten Zusammenhang stehen. Solche Blöcke findet man weit verstreut über das gesamte Gebiet der Frankenalb. Eine besonders schöne Ansammlung von etwa 80 Kallmünzern liegt auf der Gipfelkuppe des Steinberges im Bereich des Staatsforsts Unterwald zwischen Bärnhof bei Neuhaus an der Pegnitz (Mittelfranken) und der Ortschaft Achtel. Der größte Block (ca. 6 x 4 x 3 m), der „Zyprianstein“, ist einer der größten Kallmünzer der gesamten Frankenalb. Erreichbar ist dieser Geotop von der Forststraße im Südwesten über einen ausgeschilderten Pfad.

Zur Zeit der Oberkreide wurde das zuvor entstandene Relief unter einer dicken Sedimentdecke begraben. Im Bereich des Oberpfälzer Jura kamen vor allem Sande aus den östlich gelegenen Kristallingebieten zur Ablagerung, die ca. 90 Millionen Jahre alten Michelfelder Schichten. Diese Sande wurden bereichsweise durch Kieselsäure (SiO_2) zu sehr harten Sandsteinen verkittet, welche der Verwitterung stärker widerstanden als die umgebenden Gesteine. Einzelne Blöcke dieser Sandsteine überstanden die lang andauernde Abtragungsperiode seit dem Tertiär und blieben als Relikte erhalten, während der Rest der Kreidesedimente in den Kuppenlagen weitgehend verschwunden ist.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: TREIBS et al.(1977)



Der „Zyprianstein“ ist einer der größten Kallmünzer der Frankenalb.



Aus den Augen – aus dem Sinn?

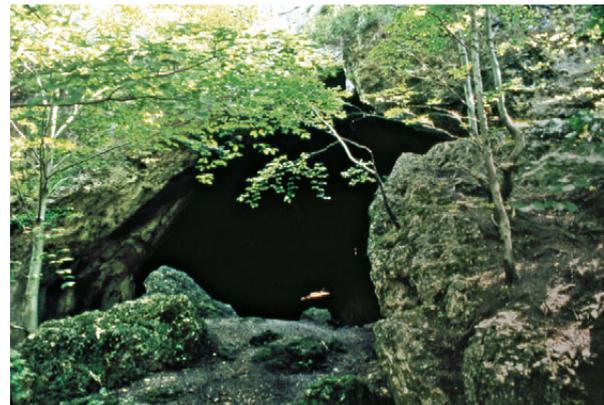
Höhlen haben auf den Menschen seit jeher einen besonderen Reiz ausgeübt. Sie waren schon in urgeschichtlicher Zeit Schutz- und Zufluchtstätten genauso wie Orte der Mystik und Religion. Zahlreiche Sagen und Geschichten ranken sich um die verschiedenen Höhlen und auch heute noch ziehen sie uns in ihren Bann. Viele leicht zugängliche Höhlen der Frankenalb erhalten daher reichlich Besuch, was man den Höhlen leider meist auch deutlich ansieht. Höhlen sind einzigartige Naturdenkmäler, Archive der Erdgeschichte und empfindliche ökologische Systeme, die leicht unwiederbringlich zerstört werden können.

Die Beeinträchtigung und Zerstörung des Naturraumes „Höhle“ ist aber kein Phänomen unserer Zeit, sondern begann bereits viel früher. Im Mittelalter war der Antrieb für das Interesse an Höhlen vor allem ihre kommerzielle Ausbeutung. Man vermutete in ihnen verborgene Schätze oder magische Substanzen. Es wurden Tropfsteine abgeschlagen, Höhlensedimente durchwühlt und fossile Knochen aufgesammelt. Die jahrhundertelange „Nutzung“ hat ihre Spuren hinterlassen, so dass viele Höhlen der Frankenalb stark beeinträchtigt sind. Neufunde von Höhlen mit intakten Sinterbildungen und unberührten Ablagerungen lassen erahnen, welche Schönheit, aber auch

welche wissenschaftlichen Schätze bereits für immer verloren gingen. Leider werden auch heutzutage durch Unachtsamkeit, Unverstand oder gar pure Zerstörungswut Schäden verursacht, die vermeidbar wären.

Die wichtigsten Verhaltensregeln für einen Höhlenbesuch lassen sich leicht einhalten:

- **Keine Fackeln oder Kerzen benutzen und kein Feuer anzünden**
- **Alle Abfälle wieder mitnehmen**
- **Keine Spuren oder Farbmarkierungen hinterlassen**
- **Nichts mitnehmen und nichts beschädigen**
- **Fledermausquartiere nicht während der Winterschlafzeit besuchen**



Eingangportal der Sonnenuhr am Schelmbachstein



Die Sonnenuhr am Schelmbachstein, eine große Durchgangshöhle, ist ein eindrucksvolles Beispiel einer Höhlenruine.

Höhle „Felslindl“ bei Saaß

Geotop-Nr.: 371H008
Landkreis: Amberg-Sulzbach
Gemeinde: Auerbach in der Oberpfalz
TK25: 6235 Pegnitz
Lage: R: 4472060, H: 5507910
Naturraum: Nördliche Frankenalb
Gestein: Frankendolomit (Malm)

Beschreibung:

Der Oberpfälzer Jura, der östlichste Teil der Frankenalb, ist eine Hügellandschaft, geprägt durch zahlreiche Dolomittkuppen und bizarre Felskulissen. Eine Vielzahl von Karsterscheinungen findet man hier: Höhlen, Naturbrücken, Schächte und Dolinen, Bachschwunden und Quellen. Das „Felslindl“ bei Saaß ist nur ein Beispiel für die unzähligen Höhlen der Region. Diese Höhle war in frühgeschichtlicher Zeit vermutlich ein willkommener Schutz- und Zufluchtsort. Im Mittelalter soll sie auch als Räubernest gedient haben.

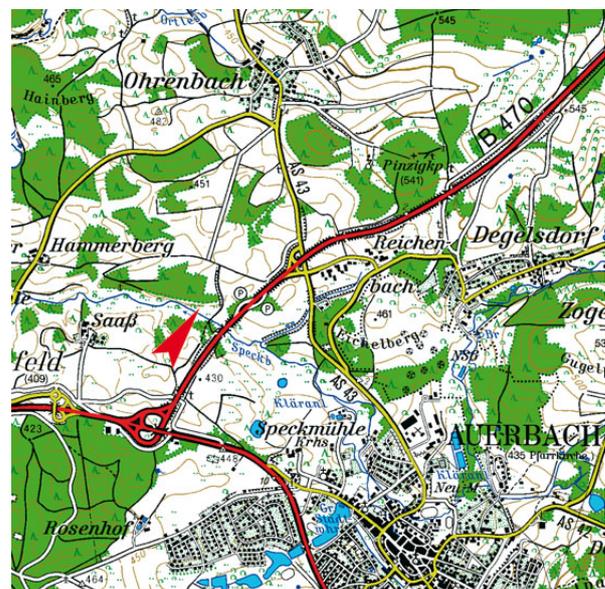
Am Hangfuß des von zahlreichen Dolomittfelsen gesäumten Hanges des Speckbachtals öffnet sich der Eingang zum Felslindl. Die Höhle beginnt mit einer eindrucksvollen 16 Meter breiten und 5 Meter hohen lichtdurchfluteten Eingangshalle. Deckeneinbrüche nordöstlich dieses größten Höhlenraumes haben zwei weitere Zugänge geschaffen, die offenen Deckenschlote münden in Dolinen. Hinter der Eingangshalle schließt sich eine kleinere Halle an, von der aus der Hauptgang mit mehreren Raumerweiterungen abzweigt. Die Gesamtganglänge der Höhle beträgt 110 Meter. An den Höhlenwänden sind Reste alten Wandsinters zu sehen.

Leider ist die Höhle durch Besucher stark in Mitleidenschaft gezogen worden: Die Decke der Eingangshalle ist rußgeschwärzt, die Wände durch Schmierereien entstellt. Immer wieder zeugen Lagerfeuerreste und Müll von der Unvernunft einzelner Besucher.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: LANG (2002)
 HUBER (1967)
 SPÖCKER (1930-37, 1935)



Der weite Eingang des Felslindl lockt viele Besucher an. Lagerfeuer sind hier jedoch tabu!



Schwarzwasser, Brauneisenerz und Weißeisenerz

Die kreidezeitliche Amberger Erzformation, bezeichnet nach den darin enthaltenen Eisenanreicherungen, war das Ziel eines jahrhundertelangen Bergbaus in der Oberpfalz. Wie eine Perlenkette ziehen sich am Ostrand der Frankenalb im Raum Amberg und Sulzbach-Rosenberg die Erzkörper entlang, ein weiteres Eisenerzvorkommen findet sich bei Auerbach.

Nach Rückzug des Meeres am Ende des Juras unterlagen die Gesteine in der Unterkreide einer intensiven Verwitterung. Die Kalke und Dolomite der Malmtafel verkarsteten tiefgründig. Im Vorland des sich heraushebenden ostbayerischen Grundgebirges bildeten sich entlang Nordwest-Südost laufender Störungszonen große Talzüge und Karstsenken, die sich 100 bis 200 m tief bis in den Dogger einschnitten.

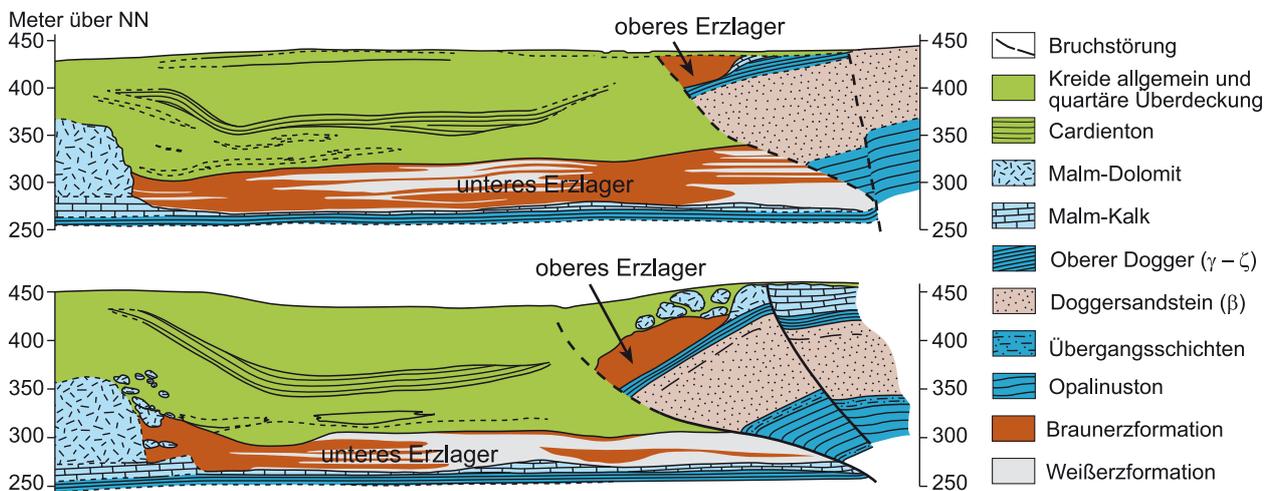
In den umgebenden Hochgebieten gelangten eisenreiche Schichten des Doggers an die Oberfläche. Durch die Verwitterung ging Eisen in Lösung, eisenhaltige „Schwarzwässer“ flossen in die Senken. Bei der Mischung mit karbonathaltigen Wässern aus dem Malmkarst wurden sie neutralisiert. Das gelöste oder als Gel transportierte Eisen fiel aus und setzte sich in Hohlformen ab, besonders in den mit großen Seen gefüllten tiefen Karströgen und Randtalzügen. Zusammen mit eingespülten Sanden und Tonen entstand so die über 60 m mächtige Amberger Erzformation. Ihre Erzkörper

per bestehen hauptsächlich aus Brauneisenerz (Nadeleisenerz, Goethit), stellenweise tritt auch Weißeisenerz (Eisenspat/Siderit) auf.

Später wurde das Gebiet mit Sanden und Kaolintonen überschüttet, die von Flüssen aus den im Osten gelegenen Kristallingebieten herangebracht wurden. Diese so genannten Schutzfelsschichten verzahnen sich mit der Erzformation. Beide Bildungen wurden noch vor dem erneuten Meeresvorstoß in der Oberkreide wieder fast vollständig abgetragen, nur in tektonischen Gräben und Karsthohlformen blieben sie erhalten.

Tektonische Bewegungen haben später die Erzkörper in ein unteres und ein oberes Erzlager geteilt. Während das obere Erzlager schon seit Jahrhunderten abgebaut wurde, beutete man das untere erst im 20. Jahrhundert aus. Gewinnung und Verhüttung der Eisenerze hatten über einen langen Zeitraum eine zentrale wirtschaftliche Bedeutung für die Oberpfalz. Bereits im Mittelalter entwickelte sich das Gebiet zu einem Eisenhüttenzentrum von überregionaler Bedeutung.

Die Erschöpfung der Lagerstätten und Entwicklungen auf dem weltweiten Eisen- und Stahlmarkt führten schließlich in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zur Einstellung der Eisenerzgewinnung. Am Erzberg in Amberg wurde der Betrieb 1964 stillgelegt, im Revier Sulzbach 1977. Als letztes Bergwerk beendete die Grube Leonie im Revier Auerbach 1987 den Erzabbau.



Zwei typische Schnitte durch die Lagerstätte Leonie bei Auerbach/Opf (nach ECKMANN & GUDDEN 1972)

Brekzienblöcke bei Hohenkemnath

Geotop-Nr.: 371A033
Landkreis: Amberg-Sulzbach
Gemeinde: Ursensollen
TK25: 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd
Lage: R: 4484330, H: 5473810
Naturraum: Mittlere Frankenalb
Gestein: Erzkonglomerat (Cenoman)

Beschreibung:

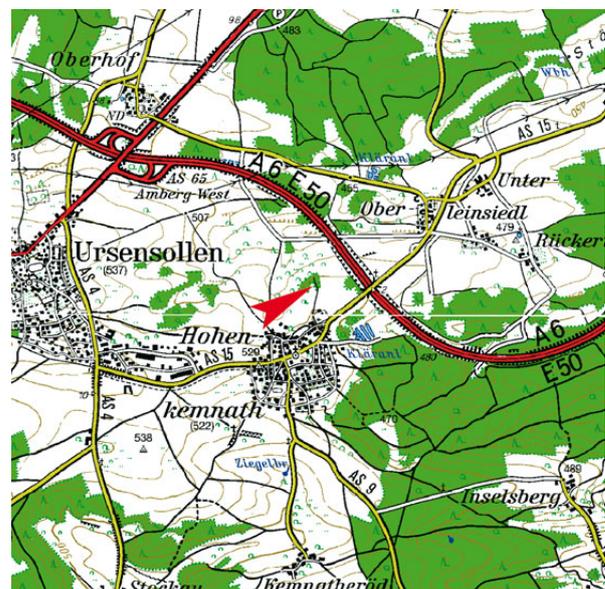
Seit dem Ende des Bergbaus gibt es keine Aufschlüsse der Amberger Erzformation mehr. Nur an wenigen Stellen können verwandte Gesteine besichtigt werden. In dem nach Norden abfallenden Waldstück nördlich des Friedhofs von Hohenkemnath verbirgt sich ein loser Blockstrom aus Brekzienblöcken bis 1,5 Meter Durchmesser, weitere Blöcke am Waldrand wurden aus den umliegenden Feldern zusammengetragen.

Brekzien sind Ablagerungsgesteine, die aus überwiegend eckigen Gesteinsbruchstücken bestehen. Diese Brekzienblöcke enthalten Bruchstücke aus hellem Dolomit und Kieselknollen, den Gesteinen des Oberen Jura, sowie Quarzgerölle und Eisenerzbröckchen. Eingebettet sind die Komponenten in eine sandige Matrix, die infolge ihres hohen Eisenanteils intensiv gelblich-ockerfarben bis tief dunkelviolettfärbt ist. Die sehr harten, weitgehend verkieselten Brekzienblöcke liegen isoliert auf dem Untergrund aus Frankendolomit. Vergleichbar den „Kallmünzern“ sind sie sehr verwitterungsbeständig und haben als Reliktgesteine überdauert. Ihre zeitliche Zuordnung ist daher nicht unproblematisch: Früher wurden sie als Teil der Amberger Erzformation, also als terrestrische Bildungen betrachtet. Beim Bau der nahen Autobahn standen bessere Aufschlüsse zur Verfügung, die eine Zuordnung zum etwas jüngeren Erzkonglomerat nahe legen. Dieses entstand, als beim Meeresvorstoß im Cenoman ältere Gesteine als Strandgerölle aufgearbeitet wurden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: MEYER (1986)
 GUDDEN & TREIBS (1964)



Die Brekzienblöcke bei Hohenkemnath bieten die seltene Gelegenheit, das Erzkonglomerat zu studieren.



Die Mulde in der Kuppel

Von „Reliefumkehr“ spricht man, wenn aufgrund der unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit der Gesteine tektonische Hochlagen wie Sättel oder Horste in der Landschaft als Vertiefungen in Erscheinung treten oder tektonische Tieflagen wie Mulden oder Gräben als Erhebungen. Ein klassisches Beispiel für dieses Phänomen ist die Landschaft um Hahnbach, eine weitläufige flachhügelige Niederung, die ringsum von bewaldeten Steilhängen gesäumt wird. Diese morphologische Mulde ist der durch Verwitterung und Abtragung freigelegte Kern einer weitgespannten tektonischen Aufwölbung der Schichten, die als Hahnbacher Kuppel oder auch Hahnbacher Sattel bekannt ist. Wären hier alle Schichten, die in der Umrahmung anstehen, heute noch erhalten, würde die Aufwölbung ihre Umgebung um etwa 400 bis 450 m überragen.

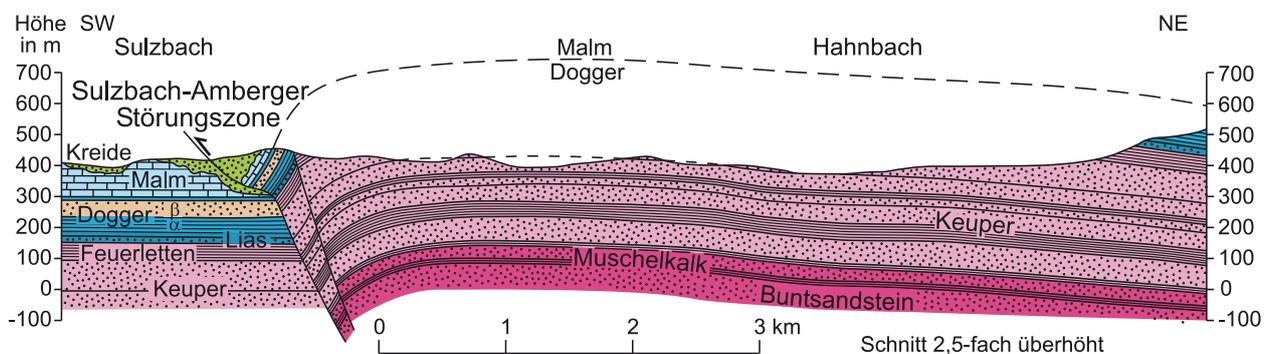
Die Hahnbacher Kuppel schließt sich westlich an das Naabgebirge an, den Teil des Grundgebirges, der zwischen dem Weidener Becken und der Bodenwöhrer Senke wie ein Keil weit in das Bruchschollenland hineingreift. Im Süden und Westen wird sie von der Sulzbach-Amberger Störungszone begrenzt, welche die Störungszone des Bayerischen Pfahls nach Nordwesten hin fortsetzt. In Südost-Nordwestrichtung (Längsachse) wölbt sich die Kuppel nur flach heraus, während sie in Querrichtung deutlich asymmetrisch gebaut ist. An der steileren Südwestflanke entfällt ein Teil des Hebungsbetrags auf die Aufschiebungen der Sulzbach-Amberger Störungszone.

Erste Hebungen im Bereich der Hahnbacher Kuppel fanden bereits in der Zeit des Doggers statt. Die starke Herauswölbung erfolgte während der Unterkreidezeit. Zeitgleich begann aber auch die Abtragung der Schichten. Im Cenoman lieferten freigelegte Dogger-Eisensandsteine an den Flanken der Kuppel das Eisen für die Bildung der kreidezeitlichen Vererzungen bei Amberg und Sulzbach-Rosenberg. Wie Gerölle in der Erzformation zeigen, muss die Wölbung aber bereits so hoch gewesen sein, dass im Kuppelkern schon die Rhät-Lias-Übergangsschichten vom Abtrag erfasst waren. Im Tertiär und Quartär bildete sich schließlich die heutige von der Vils und ihren Nebenflüssen durchzogene Keuperniederung aus.

In der Niederung im Zentralbereich der Aufwölbung sind heute die Ablagerungen bis zum mittleren Keuper (Blasensandstein) freigelegt. Sie werden ringsum von Jurahöhen umrahmt, die zumindest bis zum Dogger, teilweise auch bis in den Malm hinaufreichen. Im Anstieg zu den Höhen bilden vor allem der Sandstein der Rhät-Lias Übergangsschichten sowie der Eisensandstein des Dogger beta markante Geländestufen.



Ehemalige Sandgrube im Burgsandstein (Keuper) bei Süß



Querschnitt durch die Hahnbacher Kuppel (nach GUDDEN & TREIBS 1961). Das Zentrum der tektonischen Aufwölbung wurde in Reliefumkehr zur morphologischen Senke, in der Keupersedimente anstehen. An den Rändern steigt die Landschaft in Schichtstufen zu den Jurahöhen an.

Sandsteinfelsen in Aschach

Geotop-Nr.: 371A032
Landkreis: Amberg-Sulzbach
Gemeinde: Freudenberg
TK25: 6537 Amberg
Lage: R: 4493120, H: 5481470
Naturraum: Oberpfälzisches Hügelland
Gestein: Rhät-Lias-Übergangsschichten (Lias alpha)

Beschreibung:

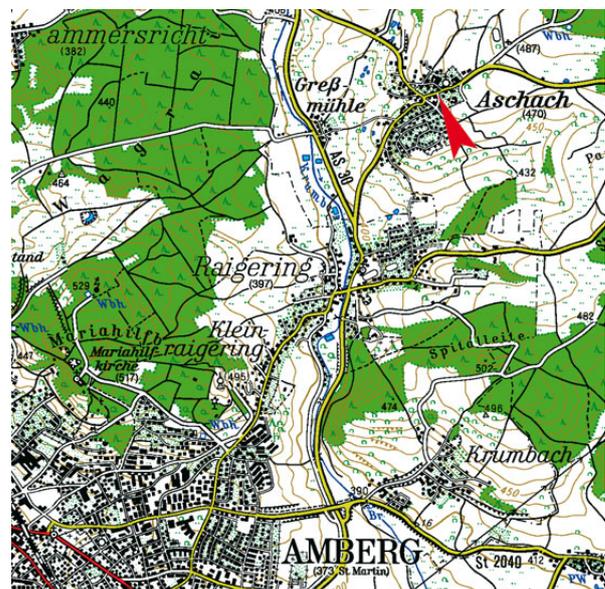
Der Ort Aschach liegt direkt am Hang einer markanten Schichtstufe am Ostrand der Hahnbacher Kuppel. Mitten im Ort, unterhalb der Kirche an der Straße nach Lintach, sind an einem Felsporn massige, schräggeschichtete Grobsandsteine aufgeschlossen. Diese fluviatilen Sandsteine der Rhät-Lias-Übergangsschichten sind trotz mürber Beschaffenheit so standfest, dass sie in der Schichtenfolge als deutliche, oft bewaldete Steilstufe zwischen dem flacheren Wiesen- und Ackerland des unterlagernden Feuerletten und den überlagernden marinen Liassedimente hervortreten.

Die Rhät-Lias-Übergangsschichten – eine Abfolge von Sand- und Tonsteinen – sind Ablagerungen eines ehemaligen gewaltigen Flussdeltas, vergleichbar mit dem heutigen Mississippidelta. In der ausgehenden Trias (Rhät = oberster Keuper) und zu Beginn des Juras (Lias alpha) schob sich das Delta vom südlich gelegenen Festland, dem so genannten Vindelizischen Land, in das von Nordwesten vorrückende Jurameer. Da im Gelände keine Unterscheidung zwischen Gesteinen aus dem Rhät und Lias möglich ist, hat man sie als Rhät-Lias-Übergangsschichten zusammengefasst. Pflanzenfunde ermöglichen für die vorwiegend aus Sandsteinen bestehenden Schichten in diesem Gebiet eine Zuordnung zum Lias. Früher wurde der gelbbraune Sandstein in der Umgebung von Amberg als Baustein gebrochen und ist beispielsweise an Turm und Sakristei der Maria-Hilf-Bergkirche zu sehen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: MEHRINGER (2004)
 KAULICH et al. (2000)
 TILLMANN et al. (1963)



Der leicht zu bearbeitende, aber standfeste Sandstein wurde gerne zur Anlage von Felsenkellern genutzt.

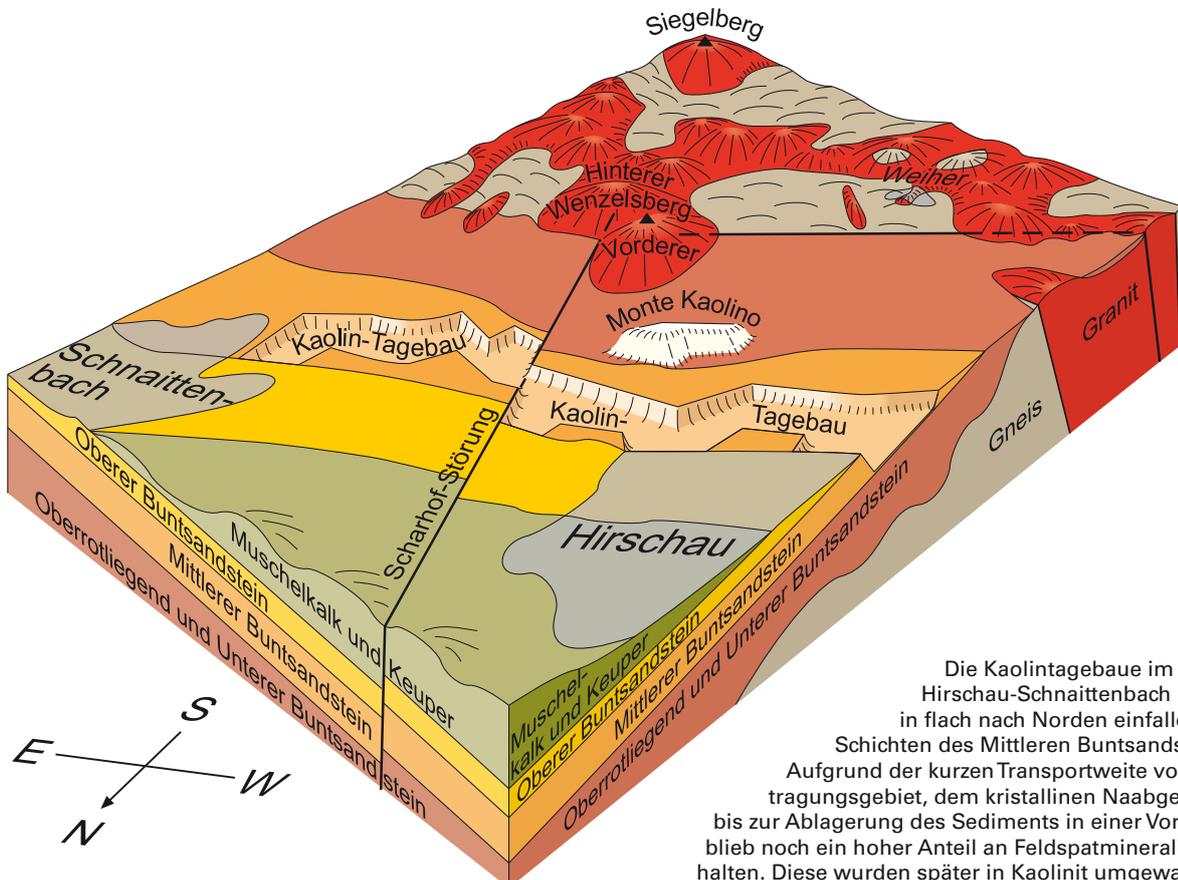


Das weiße Gold der Oberpfalz

Zur Zeit des Buntsandsteins reichte das Germanische Becken bis in den Bereich von Hirschau-Schnaittenbach. Südlich und östlich davon lag ein Hochgebiet mit Graniten und Gneisen. Aus diesem verfrachteten Flüsse die Verwitterungsprodukte der kristallinen Gesteine in das angrenzende Becken. Die robusten Quarzkörner überstanden den weiten Weg in die zentralen Beckenbereiche gut, weshalb man dort vor allem eintönige Sandsteine findet. Am Beckenrand waren die Ablagerungen dagegen noch reich an Feldspatmineralen – dem Ausgangsmaterial für Kaolin. Die „Kaolinisierung“, bei der die Feldspäte in Kaolinit (submikroskopisch kleine, sechseckige Tonmineralplättchen) umgewandelt werden, begann wahrscheinlich bereits zur Zeit der Sedimentation der Buntsandsteinschichten. Diese chemische Verwitterung in saurem Milieu, die auch die Bleichung des ursprünglich roten Gesteins verursachte, betraf die feldspatreichen Sandsteine (Arkosen) in unterschiedlichem Maße. So wurden

beispielsweise die höchsten Kaolingehalte an der so genannten Scharhofstörung im Zentralbereich der Lagerstätte gefunden. Diese versetzt den westlichen Teil gegenüber dem östlichen um ca. 300 Meter nach Norden.

Bereits im 6. Jahrhundert war Kaolin in China ein begehrter Rohstoff zur Herstellung von hochwertigem Porzellan. Von dort, aus dem Ort Gaoling (= weißer Hügel) in der Provinz Jiangxi, stammt der für dieses Mineralgemenge verwendete Begriff „Kaolin“. Auch in der Oberpfalz kennzeichnet eine Verwendung zur Porzellanherstellung den Beginn der Kaolingerwinning. Heute wird das Material vorwiegend in der Papier- und Keramikindustrie, zur Glasfaserherstellung und als Füll- und Pigmentstoff verwendet. Nicht verwertetes Fördergut wie der in großen Mengen anfallende Quarzsand wurde seit langem zu Halden aufgeschüttet. So entstand der berühmte „Monte Kaolino“, ein Freizeitgelände besonderer Art südlich von Hirschau, das vor allem als Sommerskigebiet eine große Anziehungskraft ausübt.



Die Kaolintagebaue im Raum Hirschau-Schnaittenbach liegen in flach nach Norden einfallenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins. Aufgrund der kurzen Transportweite vom Abtragungsgebiet, dem kristallinen Naabgebirge, bis zur Ablagerung des Sediments in einer Vorsenke blieb noch ein hoher Anteil an Feldspatmineralien erhalten. Diese wurden später in Kaolinit umgewandelt.

Kaolingruben bei Hirschau-Schnaittenbach

Geotop-Nr: 371A022
Landkreis: Amberg-Sulzbach
Gemeinde: Hirschau
TK25: 6437 Hirschau
Lage: R: 4496700, H: 5488800
Naturraum: Oberpfälzisches Hügelland
Gestein: Arkose (Mittlerer Buntsandstein)



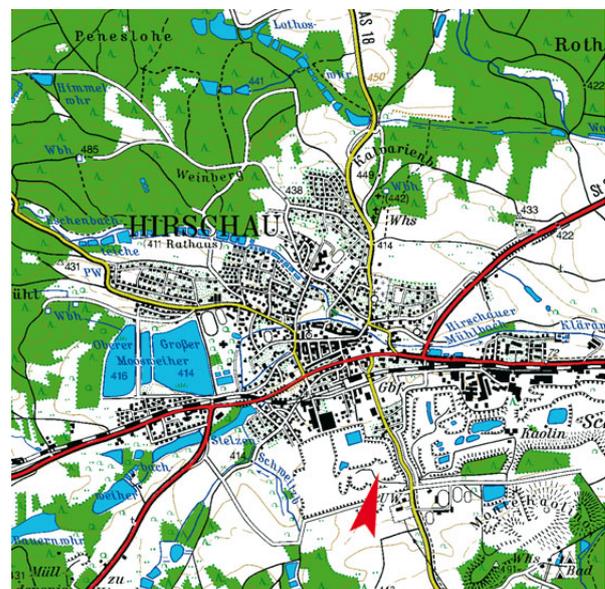
Beschreibung:

Riesige Tagebaue bei Hirschau-Schnaittenbach sind Zeugen eines seit langer Zeit umgehenden Kaolin-Bergbaues. Er begann im Jahr 1833 zunächst als Untertagebau. Ausgehend von bis zu 10 Meter tiefen Schächten, so genannten Kellern, wurden diese, soweit es die Standfestigkeit des Gebirges erlaubte, erweitert. Die Roherde förderte man mit Kübeln und Seilwinden. Erst 1883 stellte man den Abbau auf Tagebaubetrieb um. Ihre heutige Ausdehnung erhielten die Gruben mit der Einführung moderner Technik und Transportsysteme nach dem 2. Weltkrieg.

Die Kaolin-Lagerstätte befindet sich in einer Arkose des Mittleren Buntsandsteins, der hier in einer Mächtigkeit von maximal 75 Metern flach nach Norden einfällt. An der Oberfläche ist er in einem sechs Kilometer langen, aber nur einen Kilometer breiten Streifen abgeschlossen. Ein vorbildlicher Lehrpfad des „Geoparks Kaolinrevier Hirschau-Schnaittenbach e.V.“ informiert an zwölf Stationen über viele Aspekte der Rohstoffgewinnung und -verarbeitung, ihre Auswirkungen auf die Umwelt und Renaturierungsmaßnahmen.

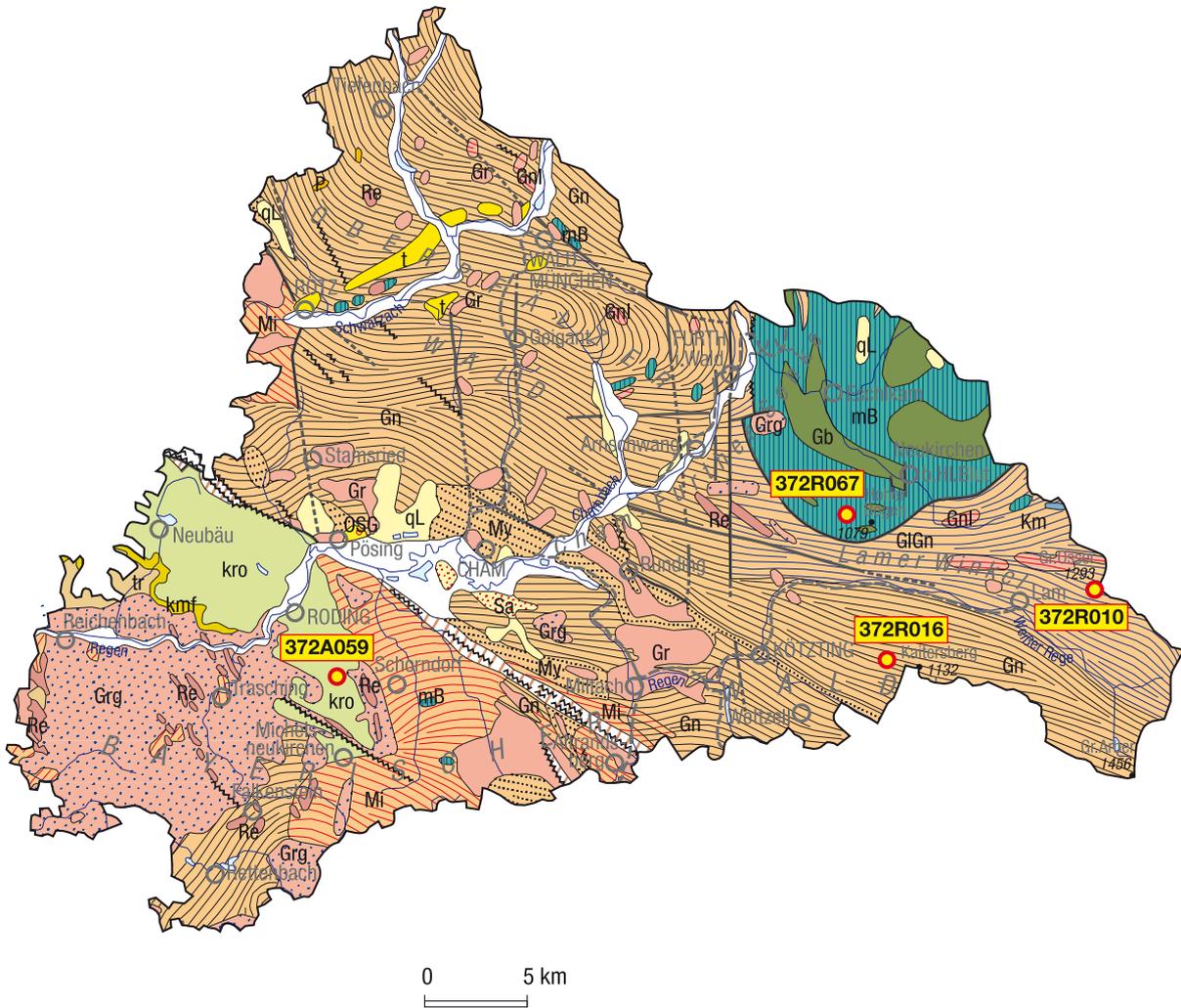


Flach liegende kaolinitisierte Schichten mit gelegentlichen bräunlichen Tonlagen im Tagebau südlich von Hirschau



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: DOBNER (1987)
 BAUBERGER et al. (1960)

Geotope in der Oberpfalz



Quartär	Holozän		Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
	Pleistozän		Flugsand, z.T. als Düne
			Löß, Lößlehm, Decklehm
Tertiär	Miozän		SCHICHTSTUFENLAND Obere Süßwassermolasse
			Tertiär
Kreide			Oberkreide
			Trias, ungliedert
Trias	Keuper		Feuerletten (Knollenmergel)

Karbon-Perm		Quarzgang
		Quarzporphyr- und Porphyritgang
		Granit, ungliedert
		Granit mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch
		Diorit, "Redwitzit"
Devon		Altpaläozoische Magmatite Gabbro, Olivinggabbro, Gabbronorit, Norit, Diorit, Ferrodiort

Neoproterozoikum- Altpaläozoikum		Metamorphe Gesteine Gneis
		Gneis, migmatisch, Diatexit, Anatexit
		Kalk- und Dolomitmarmor
		Metabasit
		Leukokrater Gneis
		An Scherzonen gebundene Gesteine Kataklastit bis Mylonit
		Blastomylonit, Perlgneis

3.3 Cham

Der Landkreis Cham gehört weitgehend den naturräumlichen Haupteinheiten des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes an, in denen Gesteine des kristallinen Grundgebirges vorherrschen. Er gliedert sich in die Mittelgebirgslandschaften des Hinteren Oberpfälzer Waldes und des Hinteren Bayerischen Waldes im Osten, die hügeligen Wald- und Wiesenlandschaften des Oberpfälzer Waldes, des Falkensteiner Vorwaldes und der Regensenke im Westen und Süden sowie der Cham-Further Senke. An der Westgrenze greift mit der von sandigen Kreidesedimenten dominierten Bodenwöhrer Bucht noch ein Ausläufer des Oberpfälzischen Hügellandes in den Landkreis ein.

Mittelgebirgsrücken des Hinteren Bayerischen Waldes bilden mit Gipfelhöhen von 1000 bis über 1400 m die höchsten Erhebungen: den Arber-Kaitersberg-Zug, das Künische Gebirge mit dem Großen Osser und das Massiv des Hohen Bogen. Der mit 1439 m höchste Punkt des Landkreises und gleichzeitig der Oberpfalz liegt auf der Grenze zu Niederbayern, nahe dem Gipfel des Großen Arber. Im restlichen Gebiet sind die Reliefunterschiede geringer. Die Erhebungen im Hinteren Oberpfälzer Wald erreichen Höhen von 700 bis 950 m, im Vorderen Oberpfälzer Wald 600 bis 700 m. Eine ähnliche Höhenlage haben auch die Gipfel der Regensenke und die kleingliedrige Berg- und Kuppenlandschaft des Falkensteiner Vorwaldes. Die von den Flüssen Chamb und Regen durchzogene Cham-Further-Senke trennt als markante Niederung (Höhen von 350 bis 500 m) den Bayerischen vom Oberpfälzer Wald. Charakteristisches Landschaftsmerkmal sind die von flachen Hügeln gesäumten

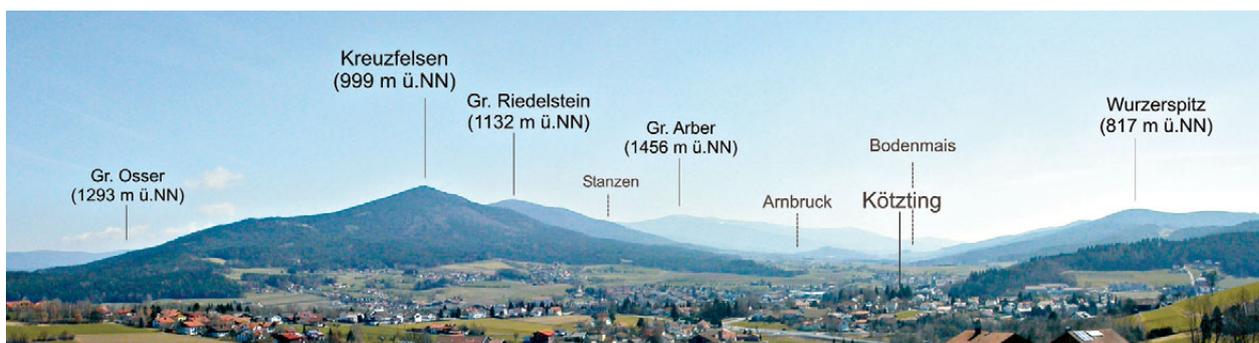
Talauen. Der mit 331 m tiefste Punkt des Landkreises liegt am Regen bei Reichenbach.

Die geologische Einteilung des Gebietes unterscheidet sich von der naturräumlichen Gliederung, denn die Gesteine des kristallinen Grundgebirges gehören zwei unterschiedlichen tektonischen Baueinheiten an. Der größte Teil des Landkreises zählt zur Einheit des Moldanubikums, während der Gebirgszug des Hohen Bogen und die nördlich daran anschließenden Bereiche der Cham-Further Senke jedoch als sogenannte Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen-Kdyně zur Einheit des Teplá-Barrandiums gehören. Diese ist tektonisch gegen das Moldanubikum abgegrenzt.

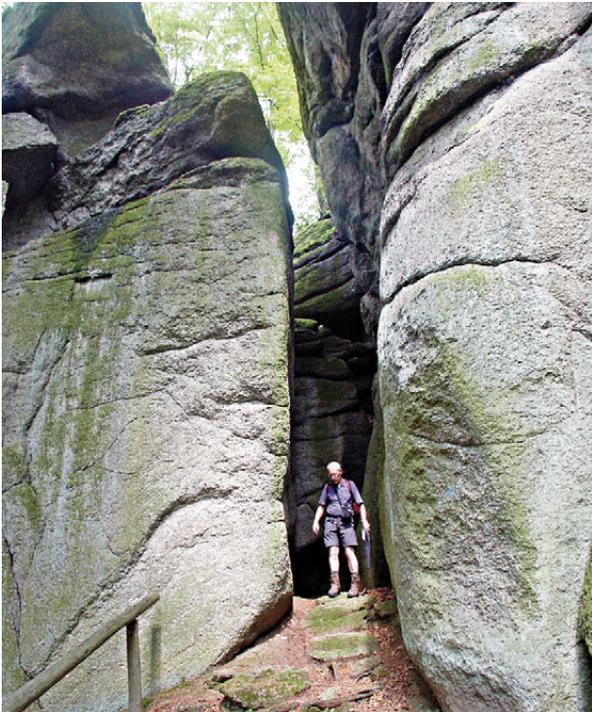
Im Bereich der Gabbroamphibolitmasse treten vor allem basische Gesteine zu Tage: so besteht der markante Gebirgszug des Hohen Bogen vorwiegend aus Amphiboliten. An der Überschiebung auf das Moldanubikum findet man auch ultrabasische Gesteine, wie z. B. Serpentinite. Hierin enthaltene Asbestvorkommen waren früher das Ziel eines bescheidenen Bergbaus.

Den moldanubischen Bereich im Hinteren Bayerischen Wald und Oberpfälzer Wald dominieren verschiedene Gneise. Vor allem metatektische Cordierit-Sillimanit-Gneise sind weit verbreitet. Daneben treten untergeordnet Biotit-Plagioklas-Gneise, Kalksilikatgesteine, Diatexite und Orthogneise auf.

Im Hinteren Bayerischen Wald, vom Tal des Weißen Regens aus nach Nordosten, nimmt der Metamorphosegrad der Gesteine ab, die



Blick über Kötzing hinweg zum Hinteren Bayerischen Wald (Foto: C. ARTMANN)



Die eindrucksvollen Granit-Felsen am Burgberg Falkenstein sind durch einen Wanderweg erschlossen.

Glimmergneise gehen in Glimmerschiefer über. Gelegentlich eingeschaltete Sulfidierzlager wie jenes, das früher in der Johanniszeeche bei Lam abgebaut wurde, führt man auf Abscheidungen aus untermeerischen Thermalquellen zurück. Im Künischen Gebirge und in der Gegend um Waldmünchen treten mit Einschaltungen von Quarziten, Marmoren sowie basischen und sauren Metavulkaniten lithologisch buntere Gesteinsfolgen auf. Gerade der Marmor war früher in dem kalkarmen Gebiet ein gesuchter Rohstoff. Bei Kalkofen östlich von Tretting und bei den Helmhöfen nahe Rittsteig baute man Marmorlinsen zur Herstellung von Branntkalk ab.

Im Vorderen Bayerischen Wald – im Bereich der Regensenke südlich des Pfahls – ist der Gesteinsbestand eintöniger; dieser Bereich wird vorwiegend von Diatexiten aufgebaut. Metamorphe Gesteine im Falkensteiner Vorwald treten gegenüber magmatischen Gesteinen stark in den Hintergrund. Die größte Fläche nimmt ein ausgedehnter Granitstock ein, der vor allem aus grobkörnigem Granit mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen („Kristallgranit“) besteht. Aber auch feinkörnigere Gra-

nite sowie Diorite findet man hier. Derartige Gesteine bilden viele markante Gipfelklippen mit typischen Wollsack-Verwitterungsformen, wie z. B. am Gipfel des Pfaffensteins bei Hochgart. Beispielhaft kann die Granitverwitterung bei einer Wanderung durch das Naturschutzgebiet „Hölle“ südwestlich von Falkenstein studiert werden. Einzelne kleine Granitkörper nördlich und südlich der Pfahlstörung werden, wie beispielsweise am Blauberg östlich von Cham, schon seit dem 19. Jahrhundert zur Natursteingewinnung genutzt.

Als große Störungszone zieht der Pfahl quer durch den Landkreis und trennt den Hinteren Bayerischen Wald von den südwestlich gelegenen Kristallingebieten des Vorderen Bayerischen Walds (Bereich der Regensenke südlich des Pfahls) und des Regensburger Walds (Falkensteiner Vorwald). Besonders landschaftsprägend treten die Quarzgänge des Pfahls als Härtlinge zwischen Radling und Thierlstein und bei der Ruine Schwärzenberg in Erscheinung. Entlang dieser Bruchlinie findet man zahlreiche ehemalige Quarzbrüche. Eine weitere wichtige Störungszone, die Runder Scherzone, verläuft parallel zum Pfahl durch das Zellertal und Kötzing bis Runding. Zur selben Zeit wie die Quarzgänge des Pfahls entstand auch die Flußspat- und Erzmineralisation, die in der Fürstenzeche bei Lam – heute ein Besucherbergwerk – abgebaut wurde.

Gesteine des Deckgebirges sind nur im Bereich der Bodenwöhrer Bucht erhalten. In diesem tektonischen Halbgraben haben vor allem Sedimente der Oberkreide eine weite Verbreitung. Ablagerungen aus Trias und Jura sind nur an einigen Stellen aufgeschlossen.

Schichten der Trias treten am südlichen Bereich des Halbgrabens zu Tage, wo er an das Kristallin des Regensburger Waldes grenzt. Die festländischen Sedimente bestehen aus Arkosen, darüber liegt Feuerletten (Keuper). Im Lias griff das Meer auf das Grundgebirge über, es entstanden flachmarine klastische Ablagerungen und Trümmereisenerze. Bei Michaelsneukirchen sind diese direkt auf Kristallin in Resten erhalten (KLING in Vorb.). Über die weitere Verbreitung von Dogger und Malm ist fast nichts bekannt. Funde einzelner



In der Kernzone des Pegmatits Stanzen bei Eck finden sich Dezimeter-große Kalifeldspat-Kristalle in Rauchquarz.

Lesesteine aus besonders verwitterungsresistenten Sedimenten im Rötzer Becken werden als Relikte des Deckgebirges (Keuper, Dogger, Malm, Kreide) interpretiert (MIELKE 2002) und weisen auf eine einstmals viel größere Verbreitung der Sedimente hin.

Nach Rückzug des Jurameeres folgte im obersten Jura und in der Unterkreide eine lange Phase der Abtragung, in der die mesozoischen Deckgesteine erodiert wurden, wodurch der kristalline Untergrund frei lag und der Verwitterung ausgesetzt war. Neue Ablagerungen sind erst entstanden, als im Obercenoman das Meer erneut vorstieß. Über geringmächtigen Schichten des Cenomans (Regensburger Grünsandstein) folgen feinklastische flachmarine Sedimente (Reinhausener Schichten, Knollensand, Sedimente des Mittelturon), die im Oberturon von terrestrischen Bildungen abgelöst werden. Diese bestehen aus einer Folge von groben Sanden mit eingeschalteten tonigen Lagen (Bausand, Pflanzenton). Zu Sandsteinen verfestigte Bausande wurden früher bei Oberkreith als „Oberkreithen Sandstein“ gewonnen (STREIT 1984). Ein weiterer Meeresvorstoß im Coniac führte erneut zur Ablagerung mariner Sedimente. Über der charakteristischen limonitischen Grenzbank folgen als Äquivalente des Cardientons wechselnd sandig-tonige Ablagerungen. Nach oben hin ist die Folge erosiv abgeschnitten. Insgesamt erreichen die Bildungen der Oberkreidezeit im Landkreis Cham über 100 m Mächtigkeit.

Das heutige Landschaftsbild im Landkreis Cham ist vor allem durch Vorgänge in der Erdneuzeit geprägt. Nach Heraushebung des Gebirges und Abtragung der Deckschichten waren die kristallinen Gesteine in der Tertiärzeit über einen langen Zeitraum intensiver Verwitterung ausgesetzt. Im gesamten Gebiet kam es zur Bildung von Zersatzdecken und zu tiefgründiger Vergrusung. Senken wurden zum Ablagerungsraum für Verwitterungsschutt der umliegenden Gebiete. Im Bereich des Rötzer Beckens, einer tektonischen Senke, sind noch Schotter, Sande, Tone und Lehme der Tertiärzeit erhalten.

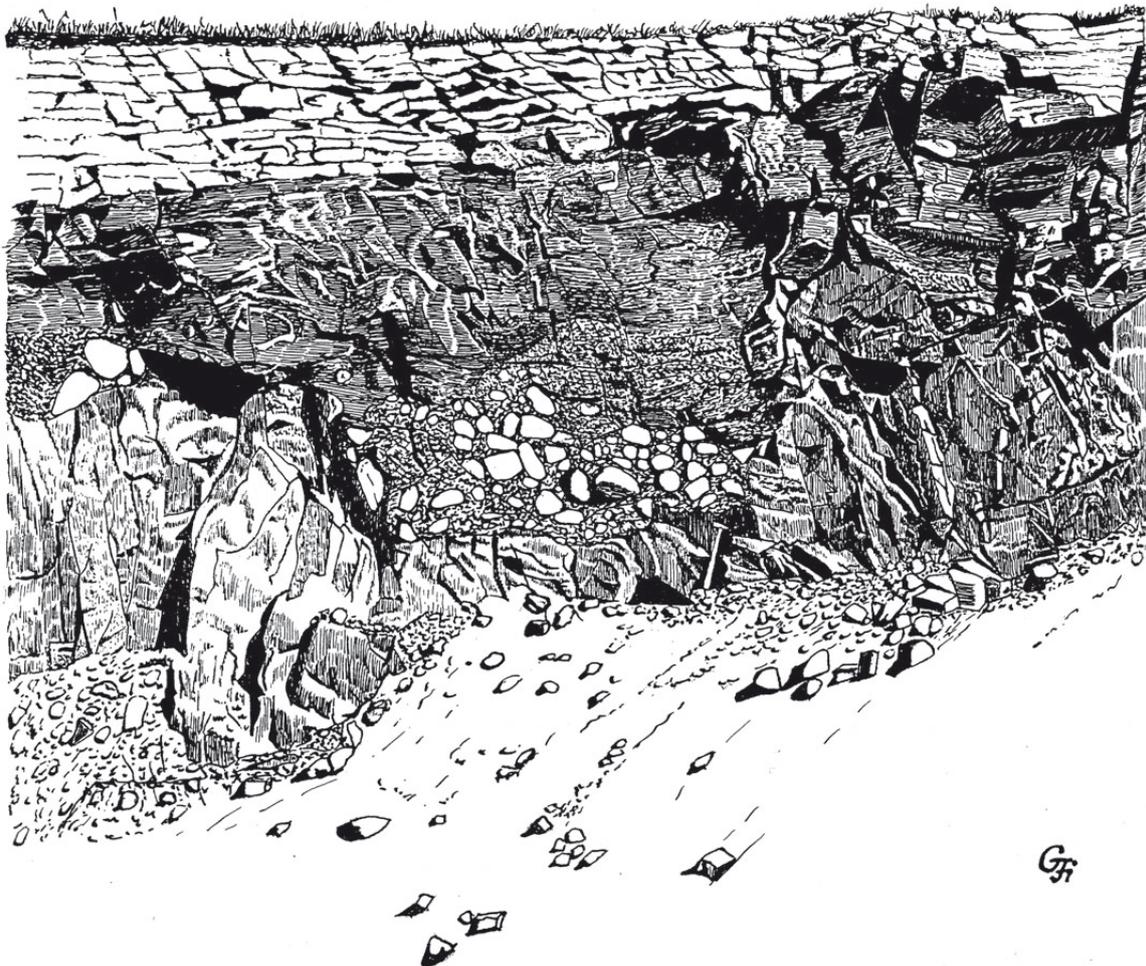
Das Eiszeitalter führte in den höchsten Lagen zu einer Vergletscherung, beispielsweise zeugt das Kar des Kleinen Arbersees hiervon. Mit der Klimaverschlechterung ging auch verstärkte Erosion einher. In tertiärzeitliche Rumpfflächen schnitten sich Täler ein, Gipfel und Hügellücken wurden von ihren Zersatzdecken befreit und kompaktere Felsareale freigestellt. Von periglazialen Prozessen zeugen Fließerden, Wanderschuttdecken und Blockansammlungen. Ein besonders schönes Blockmeer findet sich beispielsweise am Höllbach südwestlich von Falkenstein. Aus den kreidezeitlichen Sandgebieten wurde Feinsand ausgeblasen und als Flugsand wieder abgelagert. In breiten Flusstälern sind Schotterflächen erhalten, in denen im Rötzer Becken bei Diepoldsried „Grübenfelder“ erhalten sind, die auf einen ehemaligen Goldbergbau zurückgehen.

Mut zur Lücke

Im Raum Roding – Michelsneukirchen liegen kreidezeitliche Schichten meist direkt auf Gesteinen des variszischen Grundgebirges. Zwischen der Entstehung dieser Gesteine liegt ein Zeitraum von 200 Millionen Jahren, aus dem hier meist nichts weiter übrig blieb als eine schmale Gesteinsgrenze. Offenbar kam es in dieser Zeit fast ausschließlich zur Hebung und Abtragung, wodurch die gewaltige Schichtlücke entstand. Erst vom Meeresvorstoß ab dem Cenoman blieben wieder zusammenhängende Ablagerungen erhalten. Damals wurden hier, im Bereich der ehemaligen Nordküste dieses Meeres, geringmächtige, über kurze Distanzen wechselnde Gesteine abgelagert. An der Basis der Folge findet man meist einen Aufarbei-

tungshorizont, der entstand, als das Meer vorstieß.

Die „Kreidesedimente des Obercenoman“ haben sich, abhängig vom Relief des Untergrundes und der Wasserbedeckung, sehr unterschiedlich entwickelt. Sie bestehen aus glaukonitführenden Sandsteinen, sandigen Mergeln und Mergeln. Während der Oberkreide setzten sich in weiten Bereichen des südwestlichen Moldanubikums marine und terrestrische Ablagerungen ab, auch über den Kristallingebieten des Regensburger Waldes und des Naabgebirges. Heute sind diese Sedimente wieder fast vollständig abgetragen, nur im Bereich des Bodenwöhrer Halbgrabens, der sich erst im Lauf von Oberkreide und Alttertiär einsenkte, sind noch Reste der ehemaligen Kreideüberdeckung erhalten geblieben.



Skizze von Prof. Dr. GEORG FISCHER zur Situation bei frischen Aufschlüssen im Steinbruch Obertrübenbach (ca. 1960)

Steinbruch bei Obertrübenbach

Geotop-Nr.: 372A059
Landkreis: Cham
Gemeinde: Roding
TK25: 6841 Roding
Lage: R: 4539980, H: 5447670
Naturraum: Cham-Further Senke
Gestein: Falkensteiner Granit (variszisch)
 Sedimente des Obercenoman,
 Reinhausener Schichten (Turon)

Beschreibung:

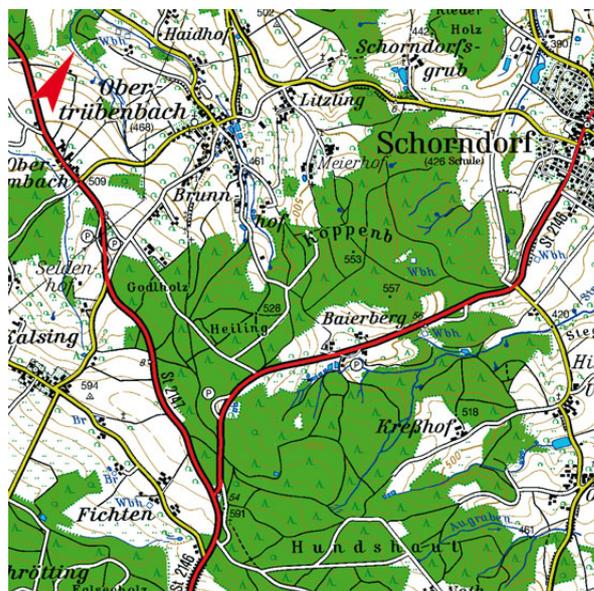
Aufschlüsse, an denen die Auflagerung der obercenomanen Sedimente auf Gesteine des kristallinen Grundgebirges zu sehen ist, sind in der Oberpfalz selten. Ein „klassischer“ Aufschluss ist der ehemalige Steinbruch nordwestlich von Obertrübenbach. Hier überdecken die Kreideschichten diskordant das unebene Relief des verwitterten Granits. Die Abfolge der Kreideschichten beginnt mit einem wenige Dezimeter mächtigen Basalkonglomerat mit Geröllen aus Granit und Gneis. Darauf liegen glaukonitführende Sandsteine, gefolgt von sandigen Mergeln, die nach oben in die Sandsteine der Reinhausener Schichten übergehen. Die gesamte, oberkreidezeitliche Schichtfolge weist nur eine Mächtigkeit von etwa 2 m auf.

Leider ist dieser schon lange aufgelassene Steinbruch teilweise verstürzt und stark zugewachsen. Trotz der derzeit schlechten Aufschlussverhältnisse ist er aber ein wichtiges Dokument der erdgeschichtlichen Entwicklung dieses Raumes. Da der Bruch nicht verfüllt wurde, kann die Aufschlussituation durch Rodung des Pflanzenbewuchses und geringfügige Materialentnahme wieder verbessert werden. Entsprechende Pflegemaßnahmen sind derzeit beim Naturpark Oberpfälzer Wald und der Stadt Roding in Planung. So besteht die berechtigte Hoffnung, dieses Kleinod der regionalen Geologie bald wieder in bestem Zustand besichtigen zu können.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: KLING (in Vorb.)
 TROLL & BAUBERGER (1968)
 FISCHER (1967)



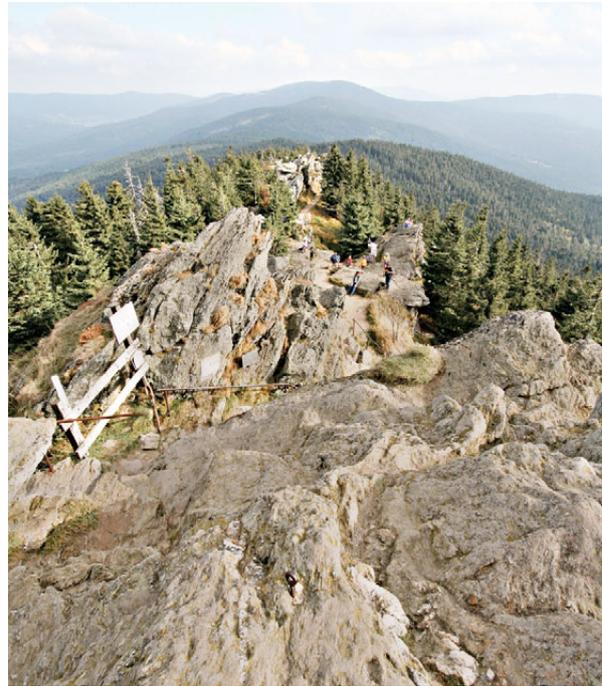
Der Steinbruch Obertrübenbach im Frühjahr 2007. Während der Vegetationsperiode sind die noch erhaltenen Restaufschlüsse nahezu unzugänglich.



Vielfalt im Künischen Gebirge

Im Künischen Gebirge östlich und nördlich von Lam bis zur Landesgrenze bei Rittsteig treten metamorphe Gesteine des Moldanubikums zu Tage, die vergleichsweise niedrigeren Temperaturen und Drucken ausgesetzt waren als die benachbarten Gneise. Im Nordwesten grenzt die Abfolge an die Gabbroamphibolitmasse des Teplá-Barrandiums. Nach Südwesten steigt der Metamorphosegrad der sich anschließenden Gesteine immer weiter bis zu hochmetamorphen Gneisen und Migmatiten an.

Im Gegensatz zu den ansonsten im Landkreis Cham vorherrschenden, meist relativ eintönigen Paragneisen des Moldanubikums steht am Nordostrand des Hinteren Bayerischen Waldes eine vielfältige Gesteinsabfolge an. Es sind dies Glimmerschiefer und Quarzite, in die Amphibolite, helle Orthogneise, Marmore, Kalksilikatfelse und graphitführende Lagen eingeschaltet sind. Hervorgegangen ist die Folge aus ehemaligen Tonsteinen, Sand-Ton-Wechselagerungen sowie Sandsteinen. Ausgangsmaterial für die Glimmerschiefer war ein tonreiches Sediment, während aus Quarzsand-dominierten Sedimenten durch die metamorphe Überprägung Quarzite entstanden. In dieser Abfolge kommen vereinzelt auch basische und saure Vulkanite sowie Karbonatgesteine, Mergel und kohlenstoffreiche Sedimente vor.



Blick vom Großen Osser mit seinen Glimmerschiefern über das Künische Gebirge

Als Ablagerungsalter dieser vulkano-sedimentären Gesteinsgesellschaft vermutet man das Altpaläozoikum. Untersuchungen an sauren Metavulkaniten bei Lam ergaben ein ordovizisches Alter (MIELKE et al. 1996). In phyllitischen Biotit-Glimmerschiefern, die sich nördlich an die bunten Gesteinsfolgen anschließen, konnten Mikrosporen aus dem Silur nachgewiesen werden (REITZ 1992).



Am Ossersattel-Parkplatz stehen an einer markanten Felsrippe stark verfaltete Quarzite an. Die vor allem im Ossergebiet verbreiteten Gesteine werden auch als Osserquarzite bezeichnet.

Großer Osser

Geotop-Nr.: 372R010
Landkreis: Cham
Gemeinde: Lohberg
TK25: 6744 Rittsteig
Lage: R: 4581000, H: 5452360
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Glimmerschiefer, Quarzit



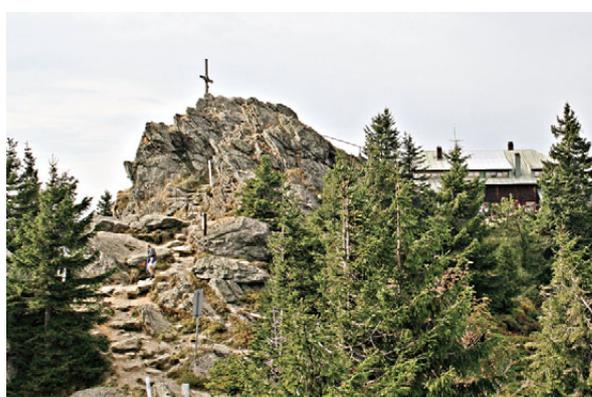
Beschreibung:

Der markante Gipfel des Großen Ossers (1293 m) am Grenzkamm zwischen Bayern und Böhmen erschließt in seinem schroffen, felsigen Gipfelaufbau quarzreiche, granatführende Glimmerschiefer.

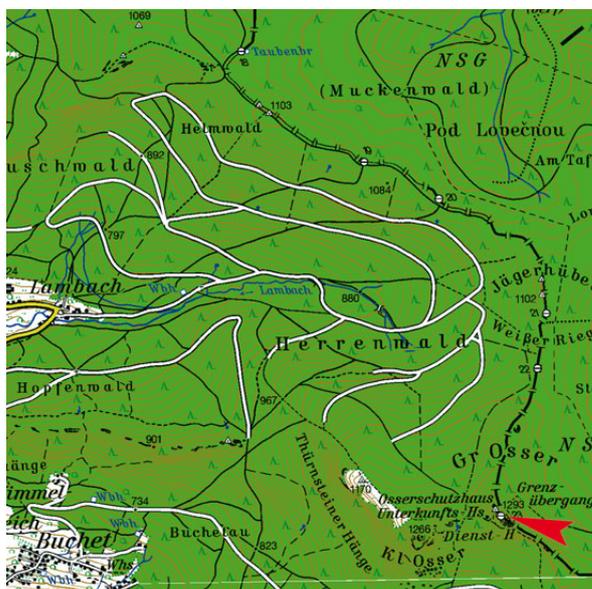
Typisches Merkmal von Glimmerschiefern ist eine ausgeprägte Schieferung, die auf die parallele Einregelung der plättchenförmigen Glimmerminerale zurückgeht. Das Gestein bricht plattig parallel zur Schieferung. Da die Schieferungsflächen nahezu vollständig von Glimmern besetzt sind, zeigen sie eine silbrig-schillernde bis seidig-glänzende Oberfläche. Bereits beim Aufstieg ist dies an den Felsen am Weg gut zu sehen.

Hauptbestandteile der quarzreichen Glimmerschiefer sind Quarz, Muskovit (Hellglimmer) und Biotit (Dunkelglimmer). Dunkelrote, bis zu 4 mm große Granatkristalle sind vor allem in den Gesteinen des Gipfelbereichs verbreitet. Hinzu kommen in geringen Anteilen Plagioklas, Andalusit, Granat, Staurolith und Cordierit. Wenn man das Gestein quer zur Schichtung bricht, fallen außerdem zahlreiche Quarzbänder und -linsen ins Auge, die zwischen die glimmerreichen Lagen eingeschaltet sind und stellenweise eine starke Verfaltung erkennen lassen. Typisch für das Ossergebiet sind auch dickere Zwischenlagen von Quarziten, die aus ehemaligen Sandsteinen entstanden sind. Die besten Aufschlüsse dieser Gesteine finden sich im Bereich des Ossersattel-Parkplatzes.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: KÖHLER et al. (1989, 1993)
 FISCHER & TROLL (1973)



Blick auf den Ossergipfel



Der Gneis war heiß

Weite Bereiche des Hinteren Bayerischen Waldes und des südöstlichen Oberpfälzer Waldes bestehen aus Gneisen. Dies sind mittel- bis hochgradig metamorphe Gesteine, die einen hohen Anteil Feldspat enthalten und ein typisches Gefüge – wie z. B. eine Bänderung oder Flaserung – aufweisen. Diese Gefüge mit mehr oder weniger parallelen Flächen entstehen durch die Einregelung plättchenförmiger und prismatischer Minerale.

Die meisten Paragneise bestehen in ihren Hauptkomponenten aus den gleichen Mineralen wie Granit. Der Merksatz „Feldspat, Quarz und Glimmer – die drei vergess’ ich nimmer“ für den Granit gilt meistens auch für Gneise. Diese Minerale, die sowohl in nichtmetamorphen als auch in metamorphen Gesteinen vorkommen, sind über einen weiten Druck- und Temperaturbereich stabil. Andere Minerale, wie beispielsweise Cordierit und Sillimanit, sind dagegen für bestimmte metamorphe Gesteine kennzeichnend. Ihre Existenz lässt Rückschlüsse auf die Metamorphosebedingungen zu, da sie bei einer gegebenen Gesteinszusammensetzung nur unter bestimmten Druck- und Temperaturbedingungen entstehen können.

Metatektische Cordierit-Sillimanit-Gneise wie am Kaitersbergzug sind in der Region weit verbreitet. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Dazu

kommen in wechselnden Anteilen die namensgebenden Minerale Cordierit und Sillimanit; sie treten zwar teilweise nur als Nebengemengteile auf, geben aber wichtige Hinweise zur Metamorphose. Teilweise führen die Gneise auch Granat. Dieser Mineralbestand ist typisch für eine Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose mit 3 bis 5 kbar Druck und 670 bis 850° C Temperatur. Die letzte durchgreifende jungvariszische Metamorphose, die vor etwa 320-330 Millionen Jahren im Karbon stattfand, hat die Gesteine so stark überprägt, dass Spuren älterer ähnlicher Ereignisse weitgehend ausgelöscht sind.

Die hohen Temperaturen während der Metamorphose in Kombination mit wässrigen Lösungen führten zur teilweisen Aufschmelzung der Gesteine, der so genannten Metatexis. Bei diesem Prozess werden als erstes die hellen Minerale aufgeschmolzen („Granitschmelzen“). Es entwickeln sich helle Adern, Linsen und Lagen aus Quarz und Feldspat zwischen den wegen ihres höheren Schmelzpunktes noch erhaltenen dunklen Anteilen, die vorwiegend aus Biotit und Cordierit bestehen. Dieses Nebeneinander von neugebildeten Anteilen und verändertem Ausgangsmaterial führt zu dem ausgeprägten Lagenbau, wie er bei den Gesteinen am Kaitersberg zu sehen ist. Geschwungene Faltenstrukturen belegen die „weiche“ Konsistenz der Gesteine während der Metatexis.



Typisches Erscheinungsbild der metatektischen Cordierit-Sillimanit-Gneise an den Rauchröhren (Hoher Stein/Kaitersberg)

Felsgruppe „Rauchröhren“ am Kaitersberg

Geotop-Nr.: 372R016
Landkreis: Cham
Gemeinde: Kötzing
TK25: 6843 Kötzing
Lage: R: 4570080, H: 5448580
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Cordierit-Sillimanit-Gneis

Beschreibung:

Der langgestreckte Kaitersbergzug östlich von Kötzing, der das Zellertal vom Tal des Weißen Regen trennt, besteht aus eintönigen Paragneisen, die im Hinteren Bayerischen Wald sehr weit verbreitet sind. Vor allem der mittlere Abschnitt des Bergzuges mit bis zu 40 m hohen Felswänden und schroffen Felstürmen bietet interessante Gesteinsaufschlüsse. Eine besonders eindrucksvolle Felsformation sind die Rauchröhren, etwa auf halber Strecke zwischen Mittagstein und Großem Riedelstein, im Bereich Hoher Stein (1042 m) gelegen. Durch Bergzerreißung und Hangbewegungen wurden hier mehrere Felstürme abgespalten. Auffallend ist eine etwa 2 Meter breite Gasse zwischen zwei großen Felsen, durch die man hindurchsteigen kann.

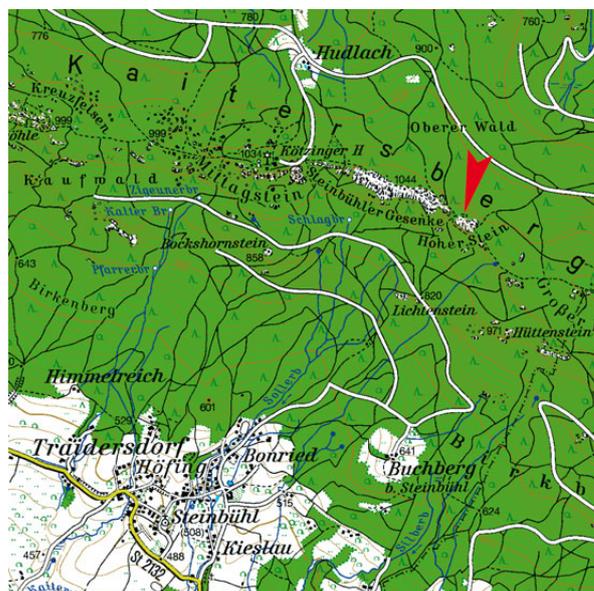
Die Felstürme bestehen aus metatektischem Cordierit-Sillimanit-Gneis, der aus ehemaligen Sedimenten hervorgegangen ist. Typisches Erscheinungsbild dieser Gneise ist ein ausgeprägter Lagenbau, der aber nichts mit einer ursprünglich vielleicht vorhandenen Schichtung der Ausgangsgesteine zu tun hat, sondern rein metamorphen Ursprungs ist.

Ihren Namen sollen die „Rauchröhren“ aus der Zeit des Dreißigjährigen Krieges haben. Damals flüchteten die Menschen in die Berge und suchten im Wald Schutz. Um den Feuerschein abzuschirmen, entzündeten sie ihre Kochfeuer in der Schlucht zwischen den Felstürmen. Der Rauch stieg zwischen den Felsen hoch und trat erst über dem Kamm ins Freie.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: FISCHER & TROLL (1973)
 TROLL (1967)



Die Felsengasse zwischen dem Steinturm und dem Rauchröhrenblock. Erreichbar sind die Felstürme über den Höhenwanderweg entlang des Kaitersbergkammes und durch markierte Wanderwege von Süden oder Norden.



Der Hohe Bogen – ein Fremdkörper auf dem Moldanubikum

Das Massiv des Hohen Bogens markiert das Südwest-Ende der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen-Kdyně, einem vorwiegend aus Metabasiten bestehenden Komplex, der zur tektonischen Einheit des Teplá-Barrandiums gehört. Im Bereich des Hohen Bogens ist er zunächst nach Südwesten auf das Moldanubikum aufgeschoben worden. In der Endphase der variszischen Gebirgsbildung kam es im Zuge einer Dehnungstektonik zu weiteren tektonischen Bewegungen; daher sind die Gesteine an der Grenze zum Moldanubikum besonders stark deformiert. Hier sind die ehema-

ligen Metabasite in einer ein bis vier Kilometer breiten Scherzone zu mehr oder weniger stark mylonitisierendem Amphibolit umgewandelt. Die Schieferung fällt steil nach innen ein und folgt dem Verlauf des Hohen Bogens und dem Umbiegen der Zentralböhmischen in die Westböhmische Scherzone, den tektonischen Grenzen des Teplá-Barrandiums. Unmittelbar am Kontakt der Amphibolite des Teplá-Barrandiums mit dem Moldanubikum treten im Bereich der Störungszone schmale Linsen stark zerscherter, weitgehend zu Serpentinitt umgewandelter Ultramafitkörper zu Tage. Dieses Gestein reagiert auf Spannungen sehr flexibel und tritt typischerweise als „Schmiermittel“ an tektonischen Deckengrenzen auf.



Im Kammbereich des Hohen Bogens sind mehrfach Gabbroamphibolite als Felsbildungen freigestellt.



Typisches Erscheinungsbild der mehr oder weniger stark mylonitisierendem Amphibolite des Hohen Bogens. Die dunklen Bereiche bestehen überwiegend aus dem Mineral Amphibol, die hellen aus Plagioklas. Je nach Deformation und Anschnitt erscheinen die Plagioklase als „Tüpfel“, „Stengel“, „Streifen“ oder in unregelmäßigen Formen.

Eckstein am Hohen Bogen

Geotop-Nr.: 372R067
Landkreis: Cham
Gemeinde: Neukirchen bei Hl. Blut
TK 25: 6743 Neukirchen bei Hl. Blut
Lage: R: 4568040, H: 5456000
Naturraum: Hinterer Bayerischer Wald
Gestein: Amphibolit

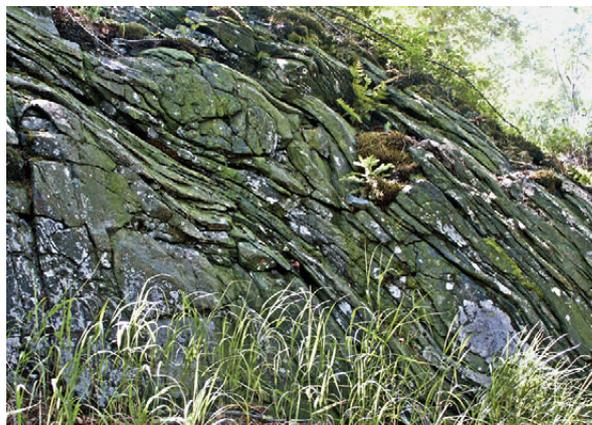
Beschreibung:

Der Hohe Bogen erhebt sich als markanter Mittelgebirgszug zwischen der flachhügeligen Landschaft der Cham-Further Senke im Norden und Westen und dem Tal des Weißen Regen im Süden. Seine höchsten Erhebungen sind der Schwarzriegel (1079 m) und der Eckstein (1073 m). Felsfreistellungen, die mylonitisierten Amphibolit aufschließen, treten entlang der Kammlinie und oberhalb des Grenzweges auf. Die Klippen am Gipfel des Ecksteins sind ein gutes Beispiel, an dem verschiedene Gefügeelemente des Gesteins gut zu sehen sind.

Amphibolit besteht hauptsächlich aus den Mineralen Amphibol (Hornblende) und Plagioklas. In dem oft grobkörnigen Gestein heben sich dabei die weißen Plagioklase, deren Anteil deutlich variiert, markant von den immer sehr dunklen Amphibolen ab und verleihen dem Gestein ein auffällig gesprenkeltes, bei starker Zerschering auch gestreiftes Aussehen. Die Amphibolite weisen eine starke Zerschering auf, wobei in kurzem Abstand schwächer deformierte und extrem mylonitisierte Partien abwechseln können.

Die Amphibolitmylonite des Hohen Bogens hat man lange Zeit als deformierte und metamorphisierte Gabbros angesehen, vergleichbar mit den nicht so stark überprägten Metagabbros im Inneren der Gabbroamphibolitmasse (Intrusivgesteine des Neukirchen-Kdyně-Massivs). In jüngerer Zeit werden aber als Ausgangsgestein auch Basalte der ozeanischen Kruste diskutiert.

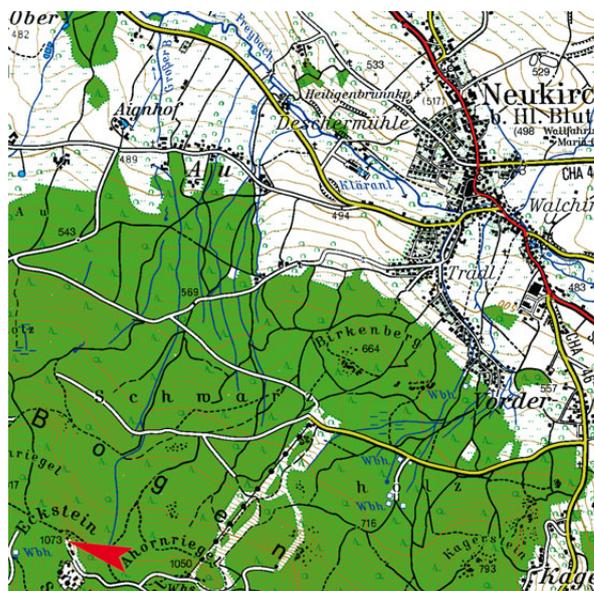
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: PROPACH & PFEIFFER (1998)
 KÖHLER et al. (1993)
 BUES & TROLL (1991)



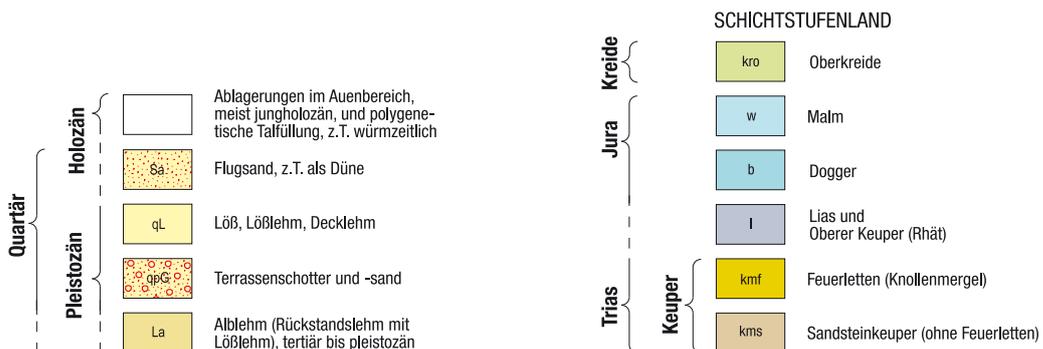
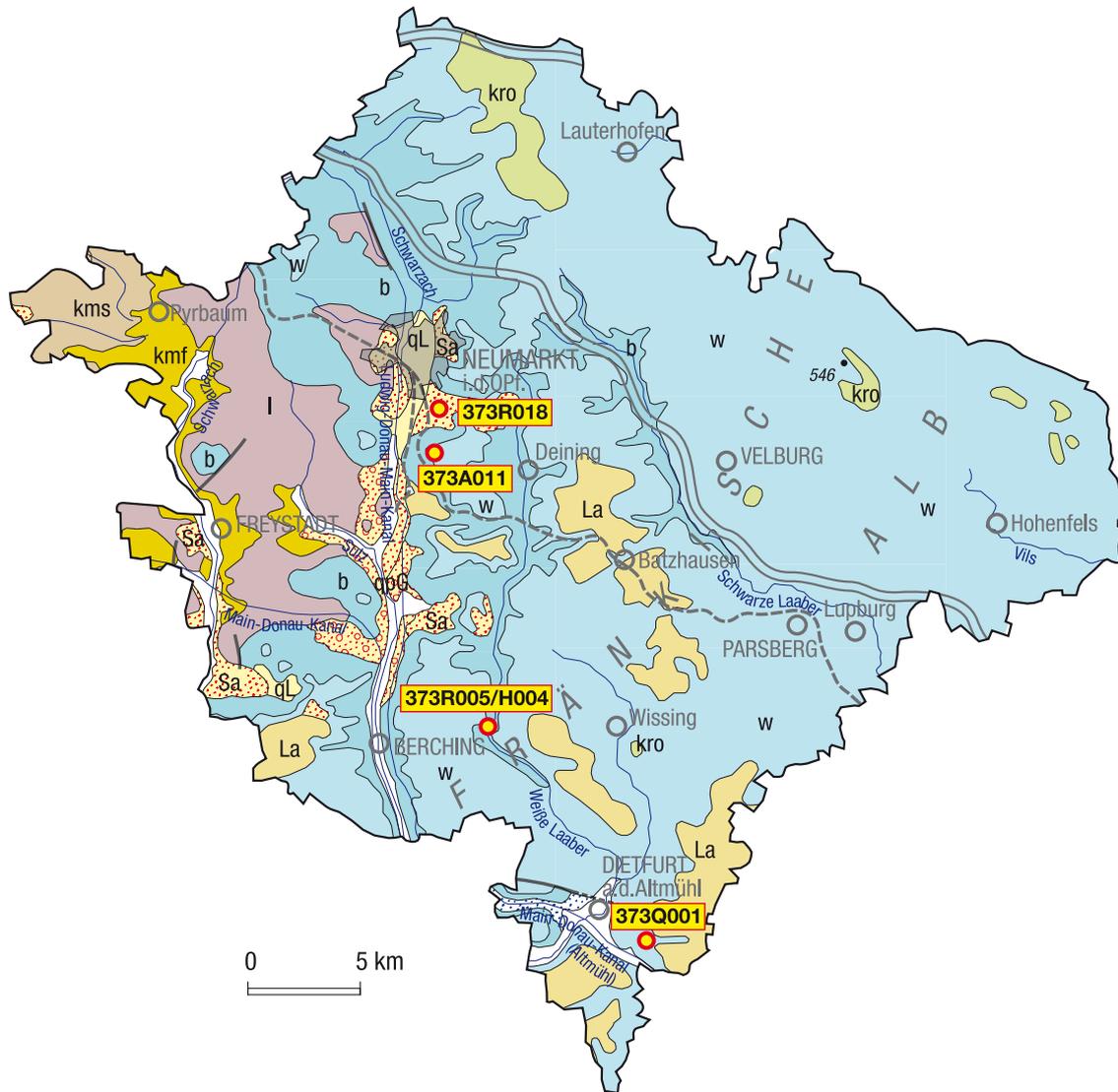
Felswand im Gipfelbereich des Ecksteins mit deutlich geschiefertem Amphibolit. Zwischen den stark deformierten Gesteinen zeichnen sich in ovalen Anschnitten weniger stark deformierte Einschlüsse ab.



Faltenstruktur im Amphibolit, die durch ein plagioklasreiches Band nachgezeichnet wird



Geotope in der Oberpfalz



3.4 Neumarkt in der Oberpfalz

Den Westteil des Landkreises Neumarkt in der Oberpfalz charakterisiert der Übergang vom Mittelfränkischen Becken über das Albvorland auf die Hochflächen der Frankenalb, die den Süden und Osten einnehmen. Etwa entlang einer Linie von Mühlhausen nach Parsberg verläuft die Trennung der Südlichen Frankenalb zur Mittleren Frankenalb im Norden.

Durch den Landkreis verläuft auch die Mitteleuropäische Wasserscheide. Nördlich und westlich fließen die Schwarzach und andere Gewässer zum Rhein hin, während der Ost- und Südteil zur Donau entwässert. Die günstigen Talverläufe um Berching nutzte man, um eine schiffbare Verbindung zwischen den Flusssystemen des Rheins und der Donau zu schaffen: im 19. Jahrhundert mit dem Ludwig-Donau-Main-Kanal und im 20. Jahrhundert mit dem Main-Donau-Kanal.

Das Albvorland im Westen weist eine durchschnittliche Höhenlage von 400 bis 450 m auf. Die Hochfläche im Osten, die von tief eingeschnittenen Tälern durchzogen ist, erreicht 500 bis 600 m. Sie wird von zahlreichen Dolomitzukuppen überragt, u. a. von der höchsten Erhebung im Landkreis, dem Limpelberg bei Velburg, mit 641 m. Der tiefste Punkt des Landkreises liegt bei 355 m im Altmühltal südlich von Dietfurt.

Im Albvorland bei Pyrbaum und Freystadt treten mit Sandsteinkeuper und Feuerletten die ältesten Gesteine des Landkreises zu Tage. Die flache Landschaft des Sandsteinkeupers im äußersten Westen ist größtenteils von Kiefern-



Blick vom Kopffelsen bei Mühlbach auf das tief eingeschnittene Tal der Altmühl im Hintergrund



Der Zeugenberg Buchberg erhebt sich über der Lias-Landschaft.

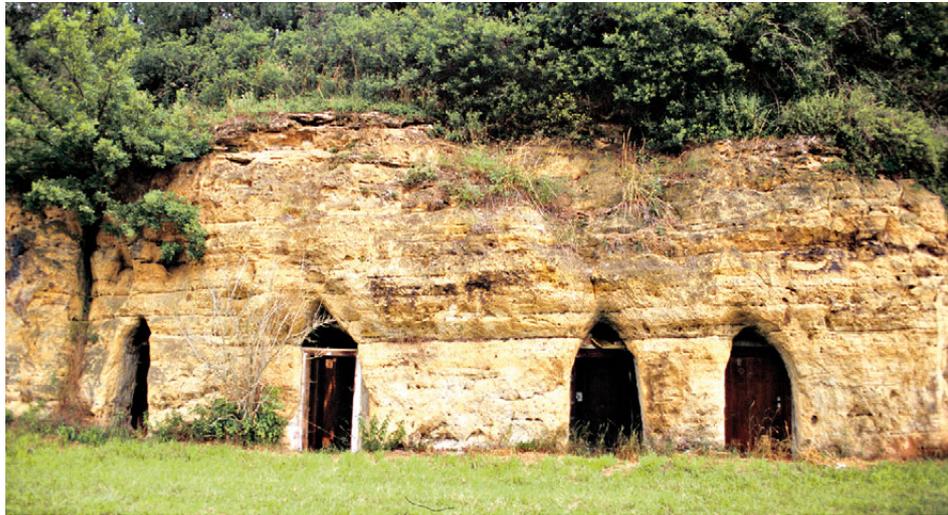
wald bestanden, während die leicht hügeligen Gebiete des Feuerletten zusammen mit den nach Osten anschließenden Sanden und Tonen des Lias um Neumarkt und Freystadt häufig intensiv landwirtschaftlich genutzt werden. Dort sind die wenig verwitterungsresistenten Gesteine an der Oberfläche nur selten aufgeschlossen.

Auf den Äckern fallen die meist weniger als 2 m mächtigen Sandsteine der Arietenschichten (Lias alpha und beta) durch die aus dem Untergrund herauswitternden Quarzkörner auf. Darauf folgende kalkig-mergelige Schichten des Lias gamma sind gekennzeichnet durch Quarzkörner, weißliche Phosphoritknollen und Fossilien. Die anschließenden flachen Hänge, vor allem im Nordwesten des Landkreises, werden vom fossilreichen blaugrauen Amaltheenton (Lias delta) aufgebaut.

Bedeutende Wirbeltierfossilien in den darüber liegenden Posidonienschiefern (Lias epsilon) aus der Gegend von Neumarkt sind bereits seit mehr als 150 Jahren bekannt. Im Zuge der Bauarbeiten am Main-Donau-Kanal wurden bei Grabungen zwischen Sulzkirchen und Bachhausen südlich von Sulzbürg zahlreiche neue und wichtige Fossilien gefunden. Neben Pflanzenresten und wirbellosen Tieren konnte man dort Fische, Reste von Meereskrokodilen, Fische, Flugsauriern und einer Brückenechse bergen (SCHMIDT-KALER et al. 1992).

Harte Kalkbänke im obersten Lias epsilon bewirken einen Geländeknick. Sich anschließende, flach ansteigende Hänge, zumeist

als Wiesen genutzt, werden von dem bis zu 55 m mächtigen Opalinuston des untersten Doggers aufgebaut. Als markanter Steilanstieg tritt darüber der mehrere Zehner-Meter mächtige Eisensandstein des Doggers morphologisch deutlich in Erscheinung. Aufschlüsse des Gesteins findet man oft in Hohlwegen oder ehemaligen Sandgruben.



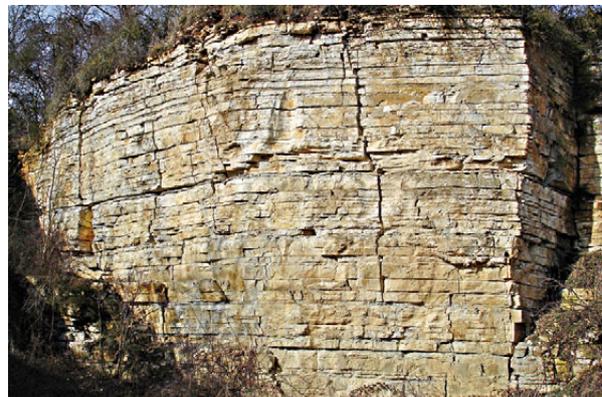
Bei Niederhofen wurden im Sandstein des Dogger beta zahlreiche Felsenkeller angelegt.

Mit dem Übergang zum Malm folgt gleichzeitig der Steilanstieg zur Hochfläche der Frankenalb. Diese wohl während des Tertiärs entstandene Verebnungsfläche wird heute von zahlreichen – meist bewaldeten – Dolomitzuppen überragt, die seit jener Zeit durch Abtragung der weniger verwitterungsresistenten Umgebungsgesteine herausmodelliert wurden. Einzelne höhere Erhebungen mit flachen Gipfelbereichen – so genannte Zeugenberge – belegen die ehemals größere Ausdehnung der Albhochfläche. Der Möninger Berg nördlich von Freystadt, der Großberg westlich von Neumarkt und der Burgberg von Sulzbürg sind Zeugenberge, die aus Gesteinen des Doggers aufgebaut sind. Dillberg, Buchberg und Schlüpfelberg tragen über dem Dogger noch eine Kappe aus Malmkalken.

Bereits im Malm alpha bildete sich im Jura-meer eine Dreiteilung des Ablagerungsraumes heraus (MEYER & SCHMIDT-KALER 1983a). Im Bereich Dietfurt-Berching-Breitenbrunn wurden zunächst Mergel abgelagert, während im Gebiet von Parsberg-Mühlhausen-Deining-Velburg rasch ein breiter Riffgürtel entstand. Von Sengenthal aus nach Norden begann die Sedimentation des Malm alpha mit gebankten Kalken und Mergelkalken. Der „Parsberger Riffzug“ entwickelte sich während des gesamten Malms weiter und trennte die Mergel-ärmeren ostbayerischen Ablagerungsbereiche vom Mergel-reicheren „Fränkischen“ Bereich. Im Malm beta und gamma entstanden außerhalb des

Parsberger Riffzuges gebankte Kalke, die so genannten Werkkalke (oder „Wohlgebankten Kalke“) sowie die Oberen Mergelkalke. Auch in den gebankten Kalken finden sich immer wieder kleine Schwammriff-Körper mit wenigen Metern Durchmesser, jedoch konnten sich die Schwämme dort auf Grund widriger Lebensbedingungen nicht großflächig ausbreiten.

Im Malm delta führt eine Veränderung des Lebensraumes, die mit einer Abnahme der Wassertiefe zusammenhing, zu einer rasanten Ausbreitung der Schwamm-Riffe im nördlichen Landkreis. Große, weit gespannte Riffkuppeln erstreckten sich über mehrere Hundert Meter Länge. Einzelne davon prägen aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz heute bereichsweise das Landschaftsbild der Frankenalb. Im Nor-



Im ehemaligen Steinbruch von Ernersdorf ist die typische Abfolge von ca. 10-25 cm mächtigen Kalkbänken der Werkkalke (Malm beta) aufgeschlossen.

den schrumpfte das Verbreitungsgebiet der gebankten Kalke auf einen kleinen Bereich um Lauterhofen, im Süden beschränkte es sich auf die Umgebung von Dietfurt und Berching. Zur Zeit des Malm epsilon wurden bei Lauterhofen weiter Bankkalke gebildet, im Bereich von Dietfurt und Berching entstanden Plattenkalke. Nur in einem kleinen Gebiet östlich von Dietfurt, Breitenbrunn und Seubersdorf kann die Weiterentwicklung des Malms bis in den untersten Malm zeta verfolgt werden.

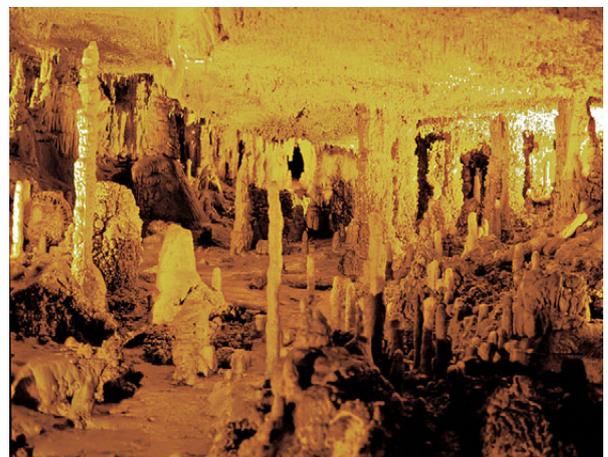
Nachdem sich das Meer gegen Ende des Juras aus dem Gebiet zurückgezogen hatte, unterlagen die Malm-Gesteine einer intensiven Verwitterung und Verkarstung. Diese langandauernde Verkarstungsperiode in der unteren Kreidezeit wurde beendet durch die Ablagerung der bunten Kaolintone und Kaolinsande der Schutzfelsschichten, die allerdings meist nur in einzelnen Karsthohlformen erhalten blieben. In der oberen Kreide drang das Meer von Süden her vor. Die untersten Einheiten der marinen Abfolge bilden das Erzkonglomerat und Glaukonitsandsteine, die dem Regensburger Grünsandstein ähneln. Darauf folgen die dunklen Eibrunner Mergel. Die weißlichen, entkalkten Sandsteine des Amberger Tripels und die braunen Quarzsande des Knollensandes markieren den Vorstoß und die anschließende Verflachung des Kreidemeeres im Unterturon. Jedoch wurden die vielfältigen Sedimente des Kreidemeeres häufig umgelagert und weitgehend abgetragen. Heute treten sie vor allem bei Bauarbeiten zu Tage oder liegen in Relikten als „Kallmünzer“-Sandsteinblöcke vor. Größere zusammenhängende Kreidenvorkommen beschränken sich auf ein Gebiet westlich von Lauterhofen.

Am Ende der Kreidezeit und während des Tertiärs geriet die Frankenalb erneut unter den Einfluss tropischer Verwitterung. Diese griff zunächst die obenauf liegenden Kreideschichten an und drang später wieder nach unten bis in die Malmkalke vor. Nach Auflösung des Kalkes blieben Verwitterungslehme zurück, die so genannten Alblehme, die heute weite Bereiche der Frankenalb überdecken. Es entstand eine weite Verebnungsfläche, die im Süden kurzzeitig mit Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse überschüttet wurde.

Nach dem Klimaumschwung an der Wende Tertiär/Quartär schnitten sich Flusstäler tief in den Untergrund ein. Die Verkarstung schritt weiter fort, Höhlen und Dolinen erhielten ihre heutige Form und Ausprägung. Abwechselndes Gefrieren und Auftauen ließ im Sommer Lockergesteine langsam nach unten fließen. Dabei wurden häufig Relikte der kreidezeitlichen Deckschichten mit Rückständen der Kalksteinverwitterung und eingewehtem Löß vermischt.

Im Altmühltal bei Dietfurt liegen an den seitlichen Hängen über dem Talboden Reste von Schottern der „Altmühl-Donau“ (TILLMANN 1977). Erst vor etwa 80.000 Jahren verlagerte die Donau ihren Lauf nach Süden in ihr heutiges Bett. Das Tal von Neumarkt über Mühlhausen und Berching nach Dietfurt wurde von der Ursulz geschaffen, deren Terrassensande und -schotter bis 50 m über dem heutigen Talboden liegen. Sie wurden häufig von Flugsand überdeckt, der hauptsächlich während der Kaltzeiten von Westwinden aus den vegetationslosen Keuperlandschaften herantransportiert und am westlichen Albrand zwischen Neumarkt und Mühlhausen in Mächtigkeiten bis zu mehr als 20 Metern abgelagert wurde. Heute markieren lichte Kiefernwälder die Sandvorkommen im Untergrund.

Die kalkreichen Wässer aus dem Malmkarst bilden beim Austritt an die Oberfläche oft Kalktuffablagerungen in Form von großen Lagern, Kaskaden oder Dämmen.



Die König-Otto-Tropfsteinhöhle bei Velburg ist als Schauhöhle für Besucher zugänglich.

Unser jüngster: Kalktuff

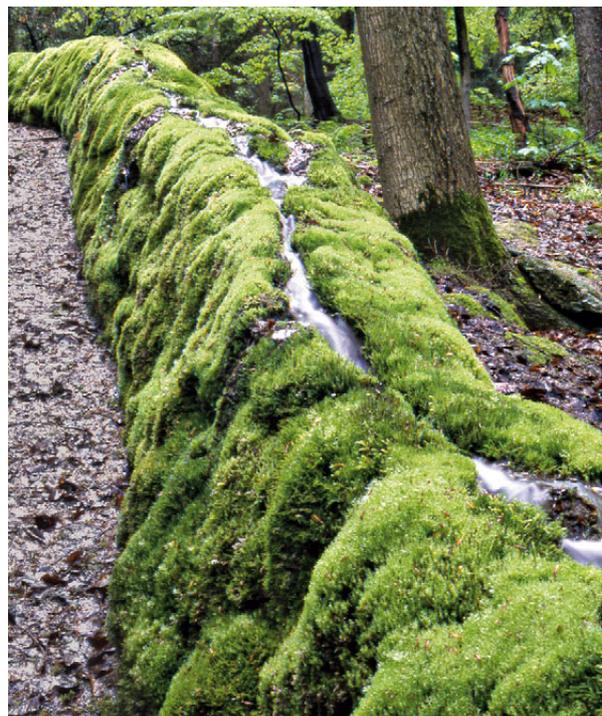
Kalktuffe kommen in verschiedenen morphologischen Formen vor: als große Tufflager, Sinterterrassen, Tuffkaskaden oder in seltenen Ausnahmefällen als Tuffrinnen. Sie sind stets an Quellen gebunden, deren Wässer einen besonders hohen Kalkgehalt aufweisen. Solche Quellen treten im Raum Neumarkt meist über dem Ornatenton aus den Kalksteinen des Malms aus. Das Grundwasser im Kalkstein kann aufgrund der unterliegenden wasserstauenden Schicht des Ornatentons nicht tiefer sickern und wird seitlich zum Quellaustritt geleitet.

Die steinerne Rinne unterhalb der „Franzosenquelle“ am Nordhang des Erasbacher Berges ist ein besonderes Kalktuff-Vorkommen, bei dem das Gerinne sich kurioserweise nicht in den Untergrund einschneidet, sondern mit seinem Bett in die Höhe wächst. Am Austritt des Wassers erfolgen eine Druckentlastung, eine Durchmischung mit der Luft und gleichzeitig eine Temperaturänderung. Das im Wasser gelöste Kohlendioxid entweicht, wodurch Kalk aus dem Wasser ausfällt, der sich am Rinnenboden und auf Pflanzenteilen absetzt (GLASSL & SCHIEBER 1990, BAIER 2002). Der Untergrund der Steinernen Rinne von Erasbach besteht bis in eine Tiefe von über einem Meter und auf einer Breite von zwei bis fünf Metern aus einem derartig gebildeten Kalksinter.

Am Aufbau der über die Oberfläche morphologisch herausragenden Rinne sind verschiedene Pflanzen als Kalkbildner und Kalkfänger entscheidend beteiligt. Bestimmte Algen sind in der Lage, den im Wasser gelösten Kalk auszufällen. Moose fangen mit ihren vielfältig verästelten Blättchen den ausgefallten Kalk auf. Algen und Moose bewirken auf der zunächst mehr oder weniger ebenen Sinterfläche das nach oben gerichtete Wachstum der Steinernen Rinne. Die Moose finden ihren optimalen Lebensraum am Rande des Bachbettes in einer feuchten und kalkhaltigen Umgebung. Um immer genügend Sonnenlicht für ihr Wachstum zu bekommen, müssen sie stets nach oben oder zur Seite aus der durch den Kalk hervorgerufenen Verkrustung herauswachsen. So sorgten sie für eine Kanalisierung des

Gerinnes. Die Algen leben hingegen bevorzugt auf dem Grund der Fließrinne. Der durch sie abgesetzte feste Kalk dichtet die Rinne nach unten und zur Seite hin ab.

Die Steinernen Rinne von Erasbach ist eine sehr junge geologische Bildung. Der gesamte heute sichtbare Kalktuffkörper hat sich erst in den letzten 60 Jahren gebildet. So lange die Wasserzufuhr zwischen der Quelle und der Steinernen Rinne nicht unterbrochen wird, ist mit einem weiteren Wachstum zu rechnen. **Bitte achten auch Sie bei einem Besuch darauf, die empfindlichen porösen Tuffkalke nicht zu betreten oder auf andere Weise zu zerstören. Vor allem darf die Rinne nicht verstopft oder zerbrochen werden.**



Die Steinernen Rinne südlich von Erasbach

Tuffsteinfelsen in Holnstein

Geotop-Nr.: 373R005/H004
Landkreis: Neumarkt i. d. Opf.
Gemeinde: Berching
TK25: 6835 Wissing
Lage: R: 4464700, H: 5442050
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Kalktuff (Holozän)

Beschreibung:

Die Tuffsteinfelsen in Holnstein im Tal der Weißen Laaber erreicht man bequem vom zentral gelegenen Parkplatz im Ort. Das mehr als 10 m hohe Kalktufflager bildet am Westrand des Laabertales nahezu senkrechte Wände. Mit über 400 m Länge und einigen Zehner Metern Tiefe handelt es sich um eines der größten Kalktufflager Nordbayerns. Der Name „Holnstein“ deutet bereits auf die besondere Lage des Ortes hin. Ein Teil der Häuser, die Kirche und das Schloss sind direkt auf dem porösen und unterhöhlten Kalktuff erbaut.

An der Basis der steilen Wände befindet sich eine natürliche, etwa 20 m lange Höhle, die heute als Keller genutzt wird. Sie entstand nicht durch Verkarstung, sondern ist als „Primärhöhle“ frei geblieben, als sich das Kalktufflager bildete.

Der Kalktuff von Holnstein bildete sich vermutlich während des nacheiszeitlichen Klimaoptimums des Atlantikums vor 7000 bis 9000 Jahren, als die Durchschnittstemperaturen um zwei bis drei Grad Celsius über den heutigen lagen. Der Kalk wurde von einer Karstquelle herangeführt, deren Wasser dem Malmkalk entstammte. Der Absatz des Kalkes erfolgte häufig auf abgestorbenen Pflanzenteilen, die im Gestein oft noch deutlich erkennbar sind; gelegentlich findet man auch versteinerte tierische Überreste. So konnten aus einem Aufschluss im Norden von Holnstein zehn verschiedene Schneckenarten im Tuff bestimmt werden.

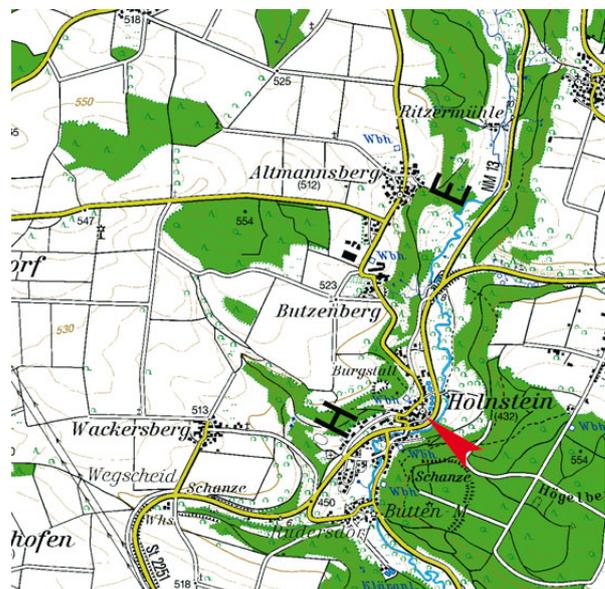
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1983b)
 HERTLE (1962)



Höhlen durchziehen den Tuffsteinfelsen.



Der Tuffsteinfelsen in Holnstein teilt den Ort in einen oberen und einen unteren Ortsteil.



Unter Sand begraben

Ausgedehnte Kiefernwälder im Sulztal zwischen Neumarkt und Berching und im Schwarzachtal rund um Freystadt weisen schon von weitem auf Flugsandvorkommen im Untergrund hin. Diese Sande lagerten sich hauptsächlich am Ende der letzten Kaltzeit im Quartär ab. Auf deren Höhepunkt vor etwa 25 000 Jahren prägte trockenes und kaltes Klima die Oberpfalz. Danach stiegen die Durchschnittstemperaturen und unterlagen in der Zeit von 15 000 bis 10 000 Jahren vor heute großen Schwankungen. Während dieser Zeit prägten oft weite, pflanzenarme Flächen das Landschaftsbild. Wo Bewuchs fehlte, konnten starke Winde ungehindert Material vom Boden aufnehmen und rollend und hüpfend über die Landoberfläche fortbewegen. Die Ablagerung des Sandes erfolgte überwiegend westlich von großen Schichtstufen, beispielsweise rund um Neumarkt i. d. Opf. unterhalb des Steilanstiegs zur Frankenalb. Zur Stabilisierung der Dünen trugen später vermutlich spezielle Gräser und andere Pflanzen bei.

Die Flugsande rund um Neumarkt stammen ursprünglich aus der Keuperlandschaft im Westen. Vorherrschende Westwinde verbliesen das sandige Material nach Osten bis in die Gegend zwischen Neumarkt und Berching. Stellenweise wurden die Sande aus der Neumarkter Region auch ausgewaschen und von der Sulz nach Süden verfrachtet.



Ehemalige Sandgruben – wie hier bei Burggriesbach – geben einen Einblick in den Aufbau der Sanddünen und bieten einen kargen, aber wertvollen Lebensraum für seltene Pflanzen- und Tierarten.

Flugsande wurden zum Teil auch sehr viel später erneut umgelagert. Das genaue Alter der Dünen kann nur in Ausnahmefällen bestimmt werden. Eine solche Ausnahme bildet das Vorkommen im Graßholz südöstlich von Neumarkt. Die dort auf der Albhochfläche abgelagerten Flugsande bilden eine ausgedehnte Decke über Malmkalken von durchschnittlich einem Meter Mächtigkeit und einzelne, bis zu zwei Meter hohe und 20 Meter breite Dünen in Ost-West-Erstreckung. In einer dieser Dünen fand man Keramikscherben und Holzkohle, die eine indirekte Datierung der darüberliegenden Sande in das Frühmittelalter ermöglichten. Offenbar waren hier in historischer Zeit gerodete Flächen schutzlos der Wirkung des Windes ausgeliefert, so dass sich neue Dünen bilden konnten oder alte reaktiviert wurden.



Mächtige Flugsandablagerungen werden südöstlich von Neumarkt auch heute noch abgebaut. Wegen der guten Sortierung, der großen Reinheit und dem Fehlen eines Bindemittels sind sie begehrt, u. a. als Bausand und zur Herstellung künstlicher Pflastersteine.

Sanddünen südlich von Neumarkt

Geotop-Nr.: 373R018
Landkreis: Neumarkt i. d. Opf.
Gemeinde: Neumarkt i. d. Opf./Sengenthal
TK25: 6734 Neumarkt i. d. Opf.
Lage: R: 4461800, H: 5457800
Naturraum: Vorland der mittl. Frankenalb
Gestein: Flugsand (Holozän)

Beschreibung:

Das große Dünenfeld südlich von Neumarkt wird im Osten durch den Anstieg der Frankenalb und im Westen durch den Buchberg begrenzt. Es erstreckt sich von Föhrenbusch im Südosten bis kurz vor Lähr im Nordosten. Wanderwege erschließen die Vielfalt der häufig mehr als 10 m hohen und bis über 200 m langen Dünen.

Im Westen sind die Sanddünen fast hufeisenförmig gekrümmt und erinnern an Sicheldünen. Ihre Öffnung zeigt nach Nordosten und weist damit auf eine ursprüngliche Windrichtung aus Südwesten hin. Quer zu dieser Windrichtung erstrecken sich die mehr oder weniger geraden Transversaldünen und im östlichen Bereich des Dünenfeldes die nach Nordosten gekrümmten Bogendünen.

Auf den Dünen entstanden extrem saure und nährstoffarme Böden, die landwirtschaftlich kaum nutzbar waren und sind. Sie beherbergen jedoch zahlreiche seltene Tier- und Pflanzenarten. Überwiegend sind die Sanddünen und die dazwischen liegenden Flugsandfelder heute von Kiefernwäldern und Sandgrasheide bestanden. Im Zentrum des Dünenfeldes wurde 1984 ein 65 Hektar umfassendes Naturschutzgebiet zur Erhaltung der Geomorphologie und zum Schutz der typischen Lebensgemeinschaften ausgewiesen.

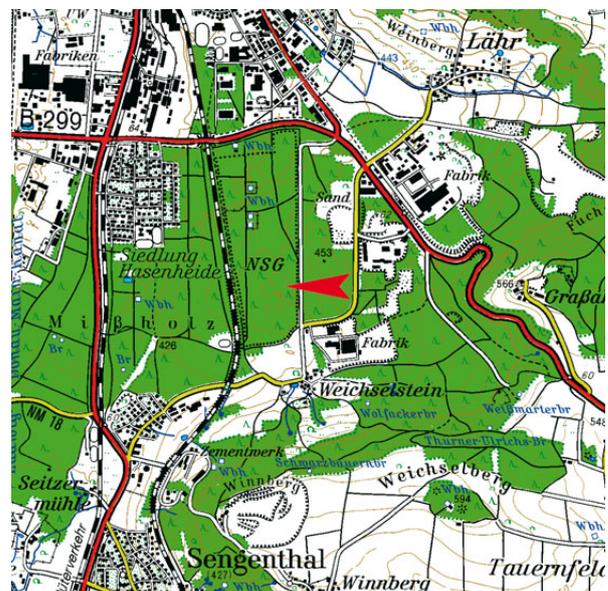
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: bedeutend
Literatur: HABBE (1997)
HABBE et al. (1981)
SCHMIDT-KALER (1981)
VOSSMERBÄUMER (1973)
LAHNER & STAHL (1969)



Die Sanddünen südlich von Neumarkt sind von lichten Kiefernwäldern bestanden.



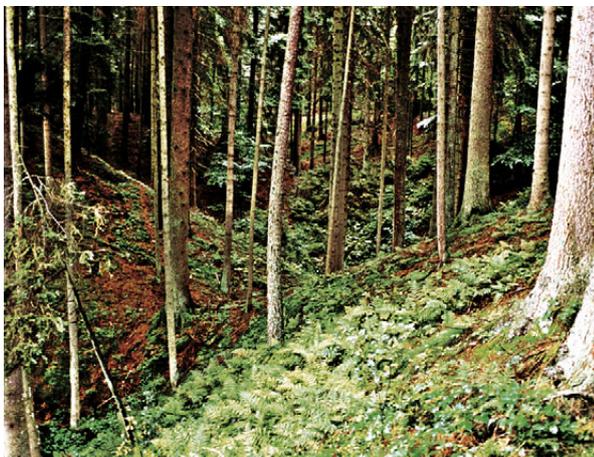
Auf kleinen Flächen liegt der Sand frei.



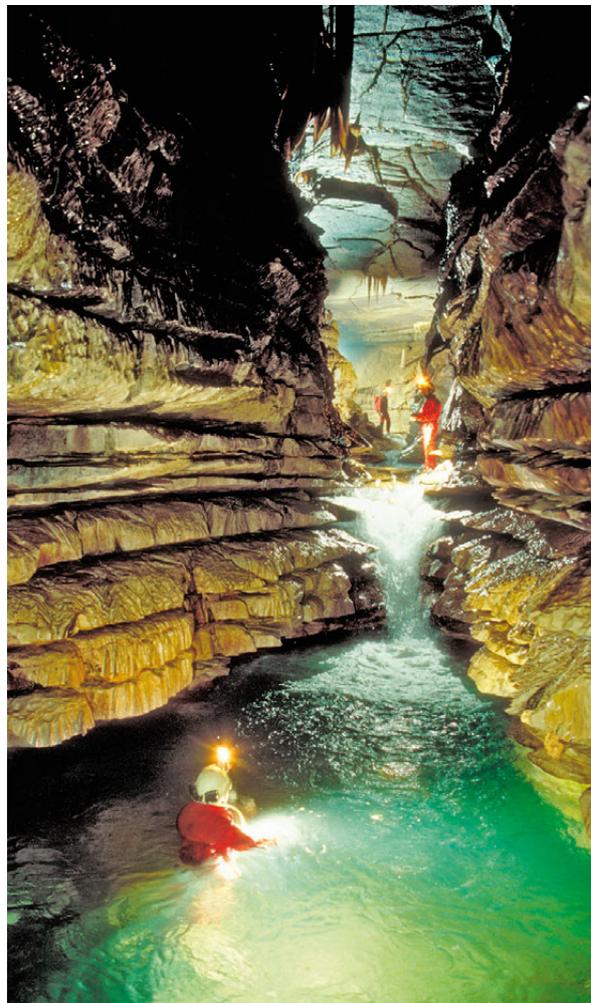
Wasser, wo ist dein Weg?

Seit der Kreidezeit werden die Kalk- und Dolomitsteine des Malms – mit Unterbrechungen – mehr oder weniger stark von mit Kohlendioxid angereicherten Sickerwässern angegriffen. Das Wasser versickert in den stets vorhandenen Klüften der Kalksteine. Dabei löst die im Wasser enthaltene Kohlensäure etwas Kalk und erweitert die vorhandenen Hohlräume. Immer mehr Wasser findet so seinen Weg durch den Untergrund und löst noch mehr Gestein, bis schließlich ausgedehnte Höhlensysteme entstehen. Durch diese „unterirdischen Täler des Karstes“ fließt das Wasser, bis es in Karstquellen wieder zu Tage tritt. Dagegen fallen die Täler an der Oberfläche bei fortschreitender Verkarstung trocken. Hier entstehen zunehmend Hohlformen ohne oberirdischen Abfluss: trichterförmige Dolinen, Ponore („Schlucklöcher“, in denen Oberflächenwasser den Weg in den Untergrund nimmt), weite Karstwannen und große Trockentalsysteme.

Bei seltenen Extremereignissen wie z. B. Starkregen können sich aber auch auf den sonst trockenen Hochebenen große Wassermassen sammeln. Ein derartiges Ereignis betraf die Hochfläche oberhalb von Mühlbach im Februar 1909: Die Dolinen auf der verschneiten Hochfläche waren zugefroren. Eine etwa 40 cm dicke Schneedecke wurde durch einen Starkregen von etwa 100 mm in kurzer Zeit aufgetaut, worauf sich durch die Trockentäler reißende Wildbäche ergossen. In den abflusslosen



Langgestreckte Ponordoline im Dolinenfeld im Herrnholz nördlich von Mühlbach



Die Mühlbachquellhöhle bietet die bisher einzigartige Möglichkeit, den unterirdischen Wasserwegen der Frankenalb direkt zu folgen (Foto: Karstgruppe Mühlbach e.V.).

Karstsenken stauten sich großflächige, mehrere Meter tiefe Seen an. Dörfer, die normalerweise unter Wassermangel leiden, wurden überflutet. Vieh ertrank in den Ställen, die Bewohner mussten mit herangeschafften Booten versorgt werden (HARTMANN 1914, WELLNHOFER 1952). Als einzelne Dolinen schließlich auftauten, flossen hier in kürzester Zeit mehrere Millionen Liter Wasser in den Untergrund ab. Dabei wurde auch sehr viel Sediment aus dem Rand der Dolinen mitgerissen. In den tiefsten Bereichen der Karstwannen oberhalb von Mühlbach – wie z. B. im Herrnholz – befinden sich daher ungewöhnlich viele und besonders große Dolinen. Auch am Wiederaustrittsort in Mühlbach richteten die Wassermassen noch erhebliche Schäden an.

Karstquelle Mühlbach

Geotop-Nr.: 373Q001
Landkreis: Neumarkt i. d. Opf.
Gemeinde: Dietfurt a. d. Altmühl
TK25: 6935 Dietfurt a. d. Altmühl
Lage: R: 4572200, H: 5431800
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: gebankter Kalkstein (Malm)

Beschreibung:

Die Mühlbachquelle im Ort Mühlbach erreicht man von der Hauptstraße aus links an der Kirche vorbei. Der Quellteich ist künstlich aufgestaut und dient zum Betrieb der Mühle im anschließenden Anwesen. Grundwasser tritt durch den Hangschutt mit einer mittleren Schüttung von etwa 300 Litern pro Sekunde in den Quellteich ein. Das etwa 35 Quadratkilometer große Einzugsgebiet der Quelle umfasst weite Bereiche der Hochfläche bis in den Raum Eichelberg.

Erst im Jahr 2001 fand die „Karstgruppe Mühlbach e.V.“ nach jahrelangen Vorarbeiten oberhalb der Quelle den Zustieg zur Mühlbachquellhöhle, die mit inzwischen über sieben Kilometern Ganglänge die längste bekannte Höhle der Fränkischen Alb ist. Es handelt sich um eine aktive, also von Bachläufen durchzogene Wasserhöhle. Obwohl in der Fränkischen Alb schon über 3000 Höhlen bekannt sind, bietet nur die Mühlbachquellhöhle die Möglichkeit, das unterirdische Gewässernetz dieses Karstgebietes direkt zu untersuchen.

Das Begehen des unterirdischen Höhlensystems ist jedoch nur für Spezialisten mit entsprechender Erfahrung und Ausrüstung möglich. Um Besuchern die Besonderheiten und die Ausdehnung der Mühlbachquellhöhle nahe zu bringen, wurde ein höhlenkundlicher Wanderweg eingerichtet, der an der Karstquelle beginnt und über Tage im Wesentlichen dem Verlauf der Höhle folgt.

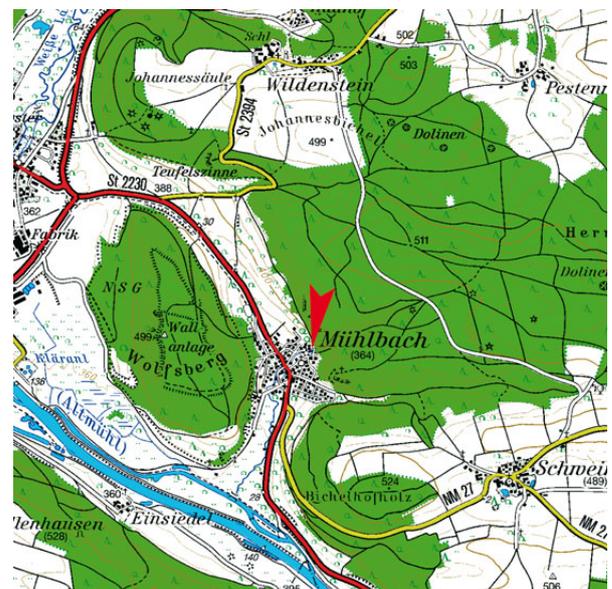
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: GLASER (1998, 2005)
 KARSTGRUPPE MÜHLBACH (2002)
 APEL (1971)



Um die angrenzende Mühle mit Wasser zu versorgen, wurde die Karstquelle aufgestaut.

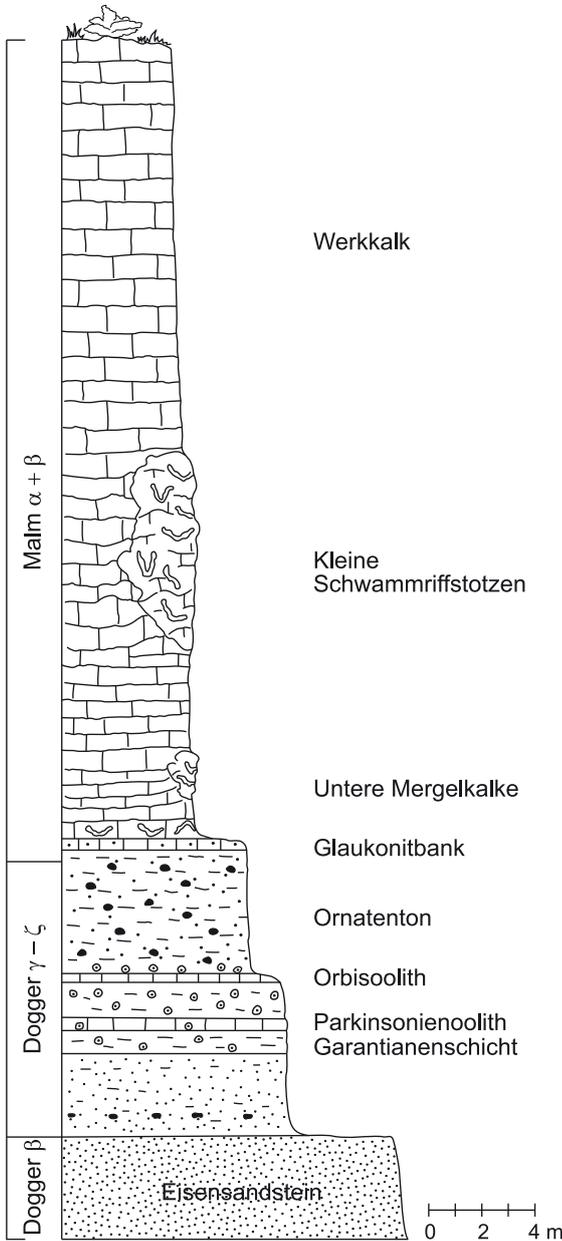


Das Wasser der Karstquelle Mühlbach tritt unterirdisch in den gefassten Quellteich ein.



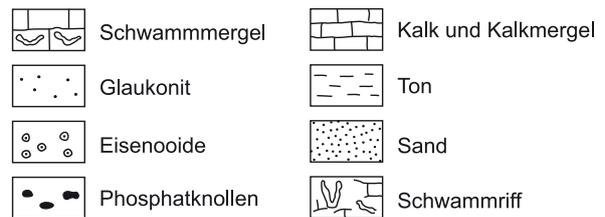
Gut' Ding will Weile haben: 800.000 Jahre pro Meter

Die Schichten des Mittleren und Oberen Doggers sind nur gering verwitterungsbeständig und bilden daher flache Hänge mit nur wenigen natürlichen Aufschlüssen. Vielfältige, abschnittsweise fossilreiche Ablagerungen von nur etwa 12 m Mächtigkeit repräsentieren jedoch einen Zeitraum von mehr als 15 Millionen Jahren, in dem sich die Umweltbedingungen mehrfach änderten.



Die scharfe Grenze vom obersten Dogger beta zum Dogger gamma ist in der – leider stark verwachsenen – ehemaligen Sandgrube bei Wolfenthal aufgeschlossen.

Die nur geringe Schichtmächtigkeit, die in einem sehr langen Zeitraum entstanden ist, weist darauf hin, dass sich hier nicht dauernd Sedimente ablagerten – so entstanden die besonders fossilreichen „Kondensations-Horizonte“. Zeitweise wurden möglicherweise sogar wieder Sedimente abgetragen oder weggelöst. Trotz der möglichen Lücken in der Schichtfolge gibt aber der ehemalige Steinbruch am Winnberg bei Sengenthal einen für Bayern einmaligen Einblick in die Entwicklung des Lebens zur Zeit des Doggers.



Schichtprofil des Steinbruchs Sengenthal (nach KÄSTLE 1990 und SCHMIDT-KALER et al. 1992).

Steinbruch am Winnberg bei Sengenthal

Geotop-Nr.: 373A011
Landkreis: Neumarkt i. d. Opf.
Gemeinde: Sengenthal
TK25: 6734 Neumarkt i. d. Opf.
Lage: R: 4461800, H: 5455600
Naturraum: Mittlere Frankenalb
Gestein: Schichtfolge Dogger beta bis Malm beta

Beschreibung:

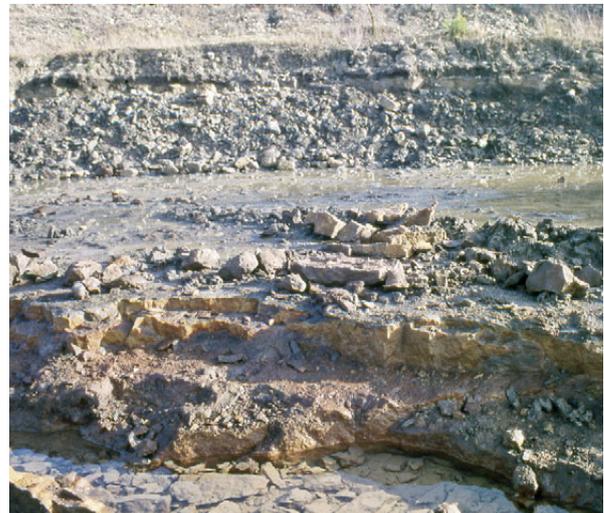
Im ehemaligen Steinbruch bei Sengenthal ist in einzigartiger Weise die gesamte Schichtfolge vom Eisensandstein bis zu den Werkkalken aufgeschlossen. Bis zum Jahr 1986 wurde hier auf drei Sohlen Gestein abgebaut. Nach Einstellung des Abbaues verfiel der nicht mehr zugängliche Steinbruch zunehmend. Inzwischen wird er aber von einer eigens gegründeten Stiftung verwaltet. Die oberste Sohle wurde entsprechend der Flora-Fauna-Habitat-Richtlinie (FFH) an die EU gemeldet und ist derzeit nicht zugänglich. Auf der zweiten Sohle ist nach Voranmeldung das Betreten und Sammeln von Fossilien möglich. Durch die aktive Betreuung des Geländes werden die Belange des Naturschutzes und der Geotoperhaltung gleichermaßen berücksichtigt.

Die Bedeutung des Steinbruches für die Wissenschaft lag seit jeher in dem großen Fossilienreichtum einzelner Schichten. Besonders die Gruppe der Ammoniten ist mit zahlreichen Arten und Gattungen vertreten und liefert wichtige Hinweise zur Alterseinstufung und zur Rekonstruktion der sich wandelnden Lebensräume. Berühmt wurden insbesondere zwei oolithische Horizonte im Dogger delta: die Garantianenschicht und der Parkinsonienoolith. Ammoniten der namensgebenden Gattungen finden sich hierin sehr zahlreich und gut erhalten.

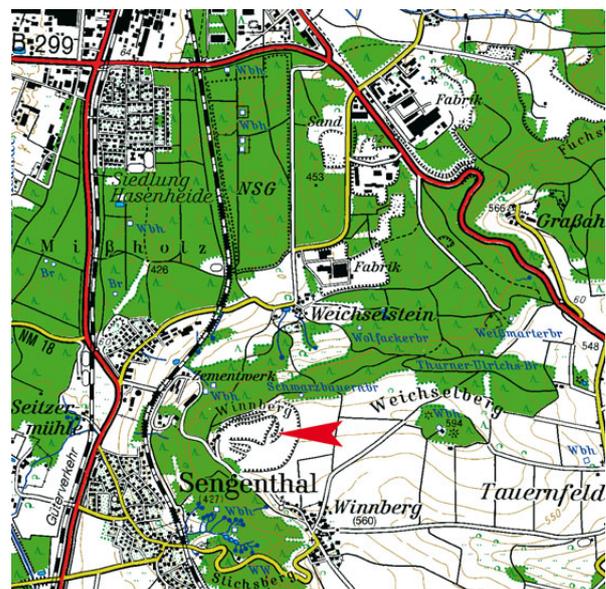
Schutzstatus: FFH-Gebiet
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: SCHMIDT-KALER et al.(1992)
 FREITAG (1990)
 KÄSTLE (1990)
 SCHAIRER (1989)
 CALLOMON et al.(1987)



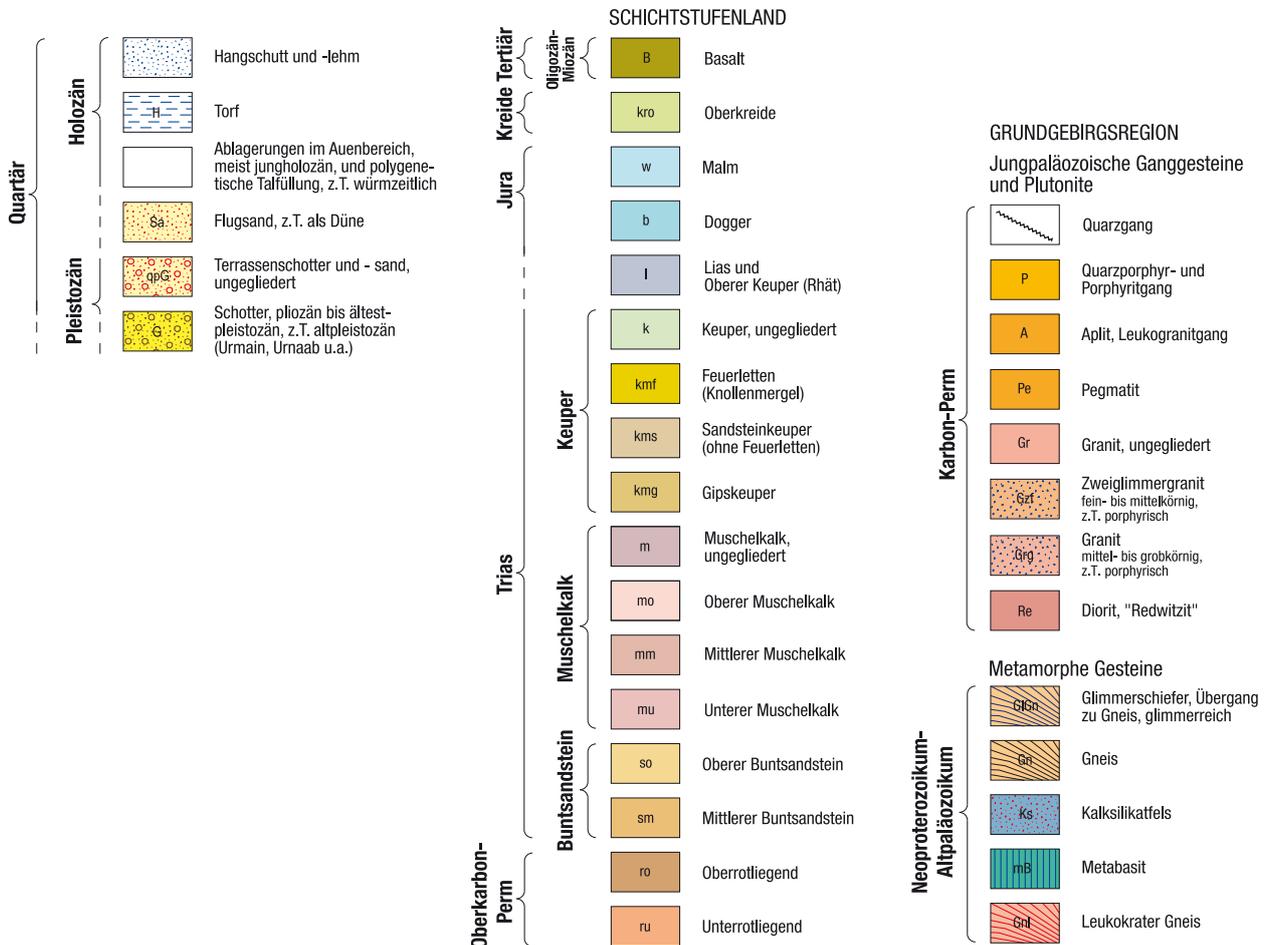
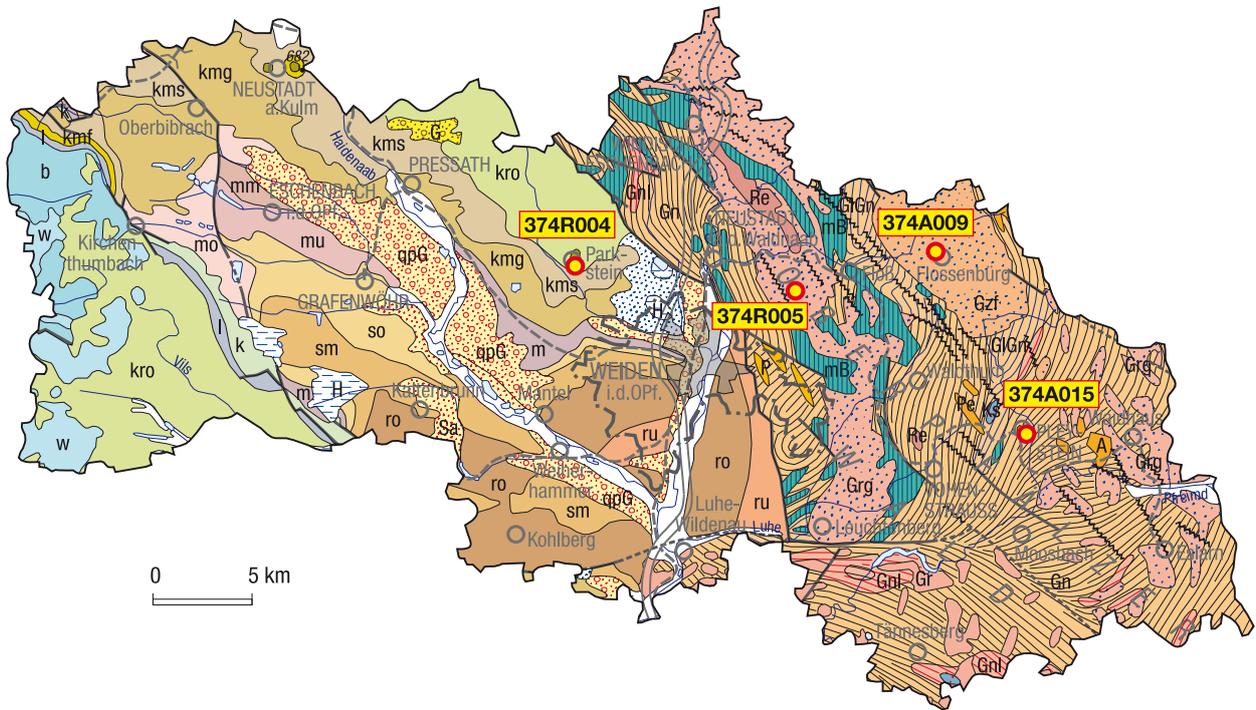
Blick in den Steinbruch mit dem roten fossilreichen Parkinsonienoolith im Vordergrund zu den Steilwänden des Unteren Malm im Hintergrund



Detailaufnahme des Parkinsonienooliths an der Abbaustelle für Fossilien Sammler



Geotope in der Oberpfalz



3.5 Neustadt an der Waldnaab, Weiden in der Oberpfalz

Der Landkreis Neustadt a. d. Waldnaab mit der kreisfreien Stadt Weiden i. d. Oberpfalz weist naturräumlich und geologisch zwei unterschiedliche Bereiche auf: Den östlichen Teil, überwiegend zu den Naturräumen Vorderer und Hinterer Oberpfälzer Wald gerechnet, bauen Gesteine des Grundgebirges auf. Nur ein kleines Areal nördlich von Windischeschenbach gehört zur Naab-Wondreb Senke. Die höchste Erhebung der Hügellandschaft bildet der 901 m hohe Entenbühl im Nordosten des Landkreises. Die weitgehend bewaldete Landschaft mit Höhen von 600 bis 800 m im Osten geht nach Westen zu in eine etwas niedrigere, sanfthügelige Wiesen- und Waldlandschaft über. Der niedrigste Punkt des Landkreises liegt bei etwa 375 m an der Naab bei Grünau.

Der westliche Teil des Landkreises ist durch eine markante Störung, die Fränkischen Linie, vom kristallinen Grundgebirge getrennt. Sein Hauptteil entfällt auf den Naturraum Oberpfälzisches Hügelland und wird von Sedimentgesteinen des Deckgebirges aufgebaut. Ganz im Westen erstreckt sich noch ein schmaler Streifen, welcher der Nördlichen Frankenalb zugeordnet wird. Das Oberpfälzer Hügelland bildet mit dem Weidener Becken eine Niederung mit ausgedehnten Waldarealen in einer Höhenlage von 400 bis 500 m, die durch Schichtstufen gegliedert wird. Nur im Hessenreuther Forst werden Höhen über 600 m erreicht. Der Bereich der Frankenalb liegt auf etwa 500 bis 600 m.



Geo-Zentrum an der KTB vor dem Steinwald im Hintergrund



Gneiskuppe „Hutstein“ am Stückstein

Am Aufbau des kristallinen Grundgebirges sind Einheiten des Moldanubikums und des Teplá-Barrandiums beteiligt. Die dem Teplá-Barrandium zugeordnete Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, auch als Neustädter Scholle bezeichnet, bildet einen etwa 5 bis 8 km breiten Streifen am Westrand des Grundgebirges, der sich von Vohenstrauß nach Norden bis in den Landkreis Tirschenreuth erstreckt. Dieser Bereich ist durch eine Wechsellagerung von Paragneis- und Metabasit-Einheiten (Amphibolite, Metagabbros) charakterisiert. In der Einheit kommen auch Serpentinittkörper vor, die wie z. B. am Haarhügel bei Floß wegen ihrer Verwitterungsresistenz als Härtlinge in Erscheinung treten. Bei Windischeschenbach im Bereich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß wurde bis 1994 im Rahmen eines großen Forschungsprojekts die „Kontinentale Tiefbohrung“ (KTB) bis in eine Tiefe von 9101 m abgeteuft (EMMERMANN 1995). An diesem tiefsten Loch Deutschlands entstand als Bildungseinrichtung das „Geo-Zentrum an der KTB“

Der Südostteil des Landkreises ist von hochmetamorphen eintönigen Paragneisen des Moldanubikums geprägt. Im Bereich des Zottbachtals liegt eine buntere Gesteinsfolge mit Einschaltungen von Quarziten, Kalksilikatgesteinen und Amphiboliten.

In der Umrahmung der Zone Erbdorf-Vohenstrauß tritt die so genannte Wetzldorf-Abfolge zu Tage, die einen geringeren Metamorphosegrad als die im übrigen Bereich

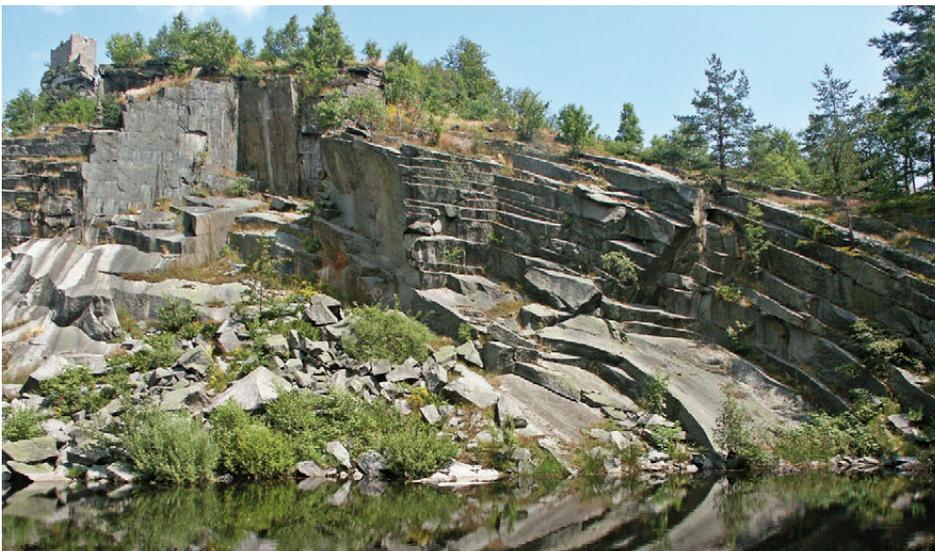
des Moldanubikums verbreiteten Gesteine aufweist. Für das Ausgangsgestein der Glimmerschiefer und Glimmergneise, teilweise mit „bunten“ Einschaltungen (basische und saure Metavulkanite, Graphitquarzite, Kalksilikatgestein), nimmt man paläozoisches Alter an.

Neben metamorphen Gesteinen bilden jung-variszische Intrusivgesteine in großen Arealen den Untergrund. Es handelt sich meist um Granite, die oftmals, wie z. B. an den weit hin sichtbaren Kuppen von Flossenbürg und Leuchtenberg, gipfelbildend in Erscheinung treten. Der „Leuchtenberger Granit“ erstreckt sich in Südost-Nordwest-Richtung, bei seiner Platznahme wurden die angrenzenden Gesteine an seinem Südostrand kontaktmetamorph überprägt. Der „Flossenbürger Granit“, der ein großes Gebiet im Nordosten von Flossenbürg einnimmt, ist in einen Rahmen aus moldanubischen Gneisen eingedrungen. Nordöstlich von Windischeschenbach reicht noch der „Falkenberger Granit“ in den Landkreis Neustadt a. d. Waldnaab herein. Mit den Intrusionen verbunden entstanden Aplitgänge und bedeutende Pegmatite, z. B. bei Pleystein, Hagendorf und Waidhaus.

Nach dem Ende der variszischen Gebirgsbildung erfolgten entlang von großen Störungen mehrfach tektonische Bewegungen. Das Grundgebirge zerbrach in einzelne Blöcke,

die gegen einander verschoben und verstellt wurden. So wurde die Böhmisches Masse im Laufe von Jahrtausenden gegenüber dem jüngeren Deckgebirge herausgehoben. Zwischen der Frankenalb im Westen und dem Westrand der Böhmisches Masse ist im so genannten Bruchschollenland der Untergrund in einzelne gegeneinander verstellte Schollen gegliedert, an denen Ablagerungen unterschiedlichen Alters neben einander liegen. Im Raum Neustadt a. d. Waldnaab treten in der tektonisch durch die Fränkische Linie, die Luhe-Linie und die Freihunger Störungszone begrenzten Bruchscholle des Weidener Beckens Sedimentgesteine aus dem Perm und der Trias zu Tage, die jedoch in weiten Bereichen von kreidezeitlichen und quartären Bildungen überlagert werden. Zeugen des tertiären Vulkanismus zeigen sich in den markanten Basaltschlot-Ruinen des Parksteins und des Rauhen Kulms. Das an der Fränkischen Linie herausgehobene Grundgebirge am Ostrand des Beckens ist in der Landschaft meist an einer markanten Stufe zu erkennen, wie z. B. zwischen Altenstadt a. d. Waldnaab und Altenparkstein.

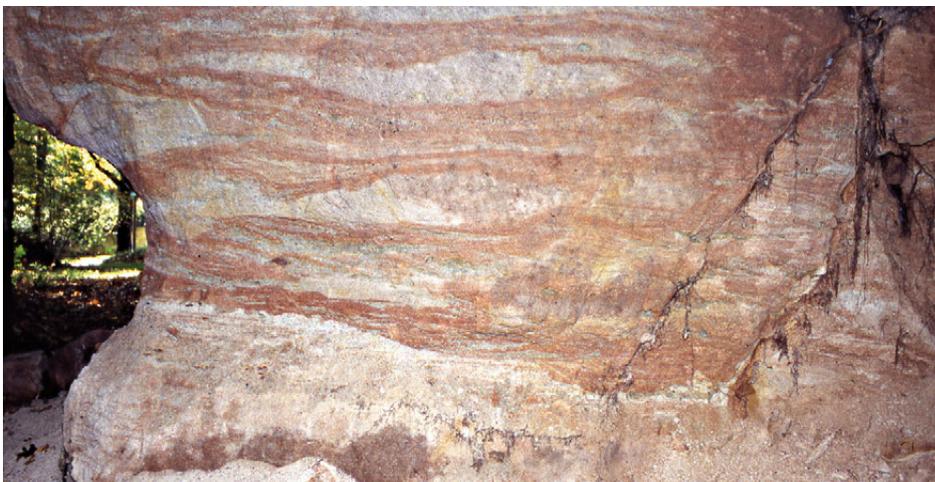
Im Südteil des Weidener Beckens ist ein Teil eines Rotliegend-Troges erhalten, der den Abtragungsschutt des aufsteigenden variszischen Gebirges aufnahm. Aus Bohrungen bei Weiden ist bekannt, dass der Sedimentstapel aus (meist rotgefärbten) Konglomeraten, Sandsteinen, Tonsteinen sowie untergeordnet auch Vulkaniten und Kohleflözen mehr als 1400 m Mächtigkeit erreichen kann. Der Hauptteil der Bruchscholle wird von Sedimenten der Trias gebildet, die am Rand des Germanischen Beckens überwiegend festländisch geprägt wurden. Helle feldspathaltige Sande und Sandsteine des Buntsandsteins bilden den Untergrund im Gebiet um Kaltenbrunn und Grafen-



Im ehemaligen Steinbruch am Schlossberg von Flossenbürg erkennt man besonders eindrucksvoll die „zwiebelschalige“ Klüftung des Granits.

wöhr. Während der Zeit des Muschelkalks drang das Meer bis in den Bereich der Weidener Senke vor. Die mit Tonsteinlinsen und Kalksteinbänkchen unterbrochenen Arkosesandsteine zeigen den Übergang vom küstennahen zum terrestrischen Ablagerungsraum an. Verbreitet findet man die Kalksteinbänkchen noch im Bereich um Eschenbach. Ein härterer „Pflanzensandstein“ aus dem unteren Muschelkalk tritt zwischen Eschenbach und Grafenwöhr als markante Schichtstufe hervor. Als nächst höheres Schichtglied folgen Keupersedimente, wiederum mit Feldspat-führenden Sandsteinen, denen bunte Tonlagen zwischen geschaltet sind. Im Bereich der Keuperlandschaft, die sich südlich von Parkstein über Pressath und Neustadt a. Kulm bis weit nach Westen erstreckt, sind östlich des Haidenaabtales zwischen Pressath und Schwarzenbach sowie nördlich der Creußen vom Schneckenberg bis Grub besonders auffällige Schichtstufen entstanden.

Die Frankenalb besteht aus unterschiedlichen Meeresablagerungen, die in der Jurazeit entstanden sind. Südwestlich von Heinersreuth beginnt mit den dunklen Tönen und Mergeln des Lias und des Dogger alpha der Anstieg zur Albhochfläche. Die Eisensandsteine des Dogger beta bilden den Untergrund um Thurndorf und treten morphologisch als Geländestufen in Erscheinung. Nach Süden zu bestimmen die verkarsteten Kalke und Dolomite des Malms das Landschaftsbild und prägen den südöstlichsten Teil des Landkreises (Truppenübungsplatz) als markante Kuppenalb.



Felsenkeller in Keupersandstein am Rauhen Kulm

Im Landkreis überdecken zwei große Vorkommen von Sedimenten der Oberkreide verschiedenen alte Schichten. Dies weist auf tektonische Bewegungen und damit verbundene Abtragung in der Zeit vor der Oberkreide hin. Im Bereich der Frankenalb sind in der Vilsecker Mulde mit den Ehenfelder Schichten bis 200 m mächtige, tonig-sandige Bildungen erhalten. Das isolierte Kreidegebiet im Hessenreuther Forst besteht zu unterst aus Sand-Tonstein-Wechselfolgen mit bunten Kaolintonen, welche Schichten des Keupers überlagern. Nordöstlich von Pressath wurden sie als „Riggauer Ton“ gewonnen. Über dieser Serie folgen Schotter, die aus Abtragungsschutt des sich heraushebenden Grundgebirges entstanden sind. Durch tektonische Bewegungen kam es im Alttertiär zu einer Aufschubung des Grundgebirges auf das Weidener Becken und nachfolgend zu einer Aufschubung dieser Bruchscholle auf die Frankenalb. An den Störungsflächen wurden die Schichten verbogen und stehen heute teilweise senkrecht. In der jüngeren Erdgeschichte wurde auch das Kreideareal des Hessenreuther Forstes stark angehoben

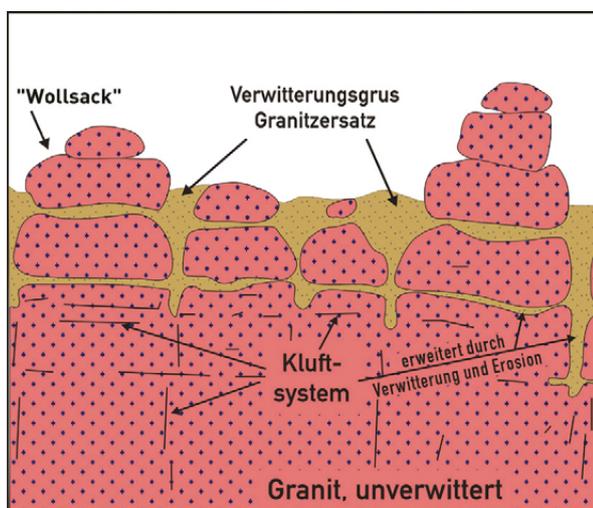
Die Formung der heutigen Landschaft erfolgte vorwiegend im Pleistozän. Felsfreistellungen, Fließerdern und Blockschutt im Bereich des Oberpfälzer Waldes sind Zeugen der periglazialen Klimabedingungen. Im Vorland bildeten sich verschieden alte Flussterrassen entlang ehemaliger und heutiger Täler. Entlang von Flüssen, deren Einzugsgebiet in Bereichen mit

meist sandigen Schichten des Deckgebirges lag, entstanden Flusssande wie entlang der Creußen. Dagegen brachten Flüsse mit Zubringern aus dem Grundgebirge auch gröbere Schotter mit. Entlang der Haidenaab zwischen Troschelhammer und dem Naabtal liegen zahlreiche Seen als Folge der regen Sand- und Kiesgewinnung in diesem Bereich.

Wollsack und Wanderblock

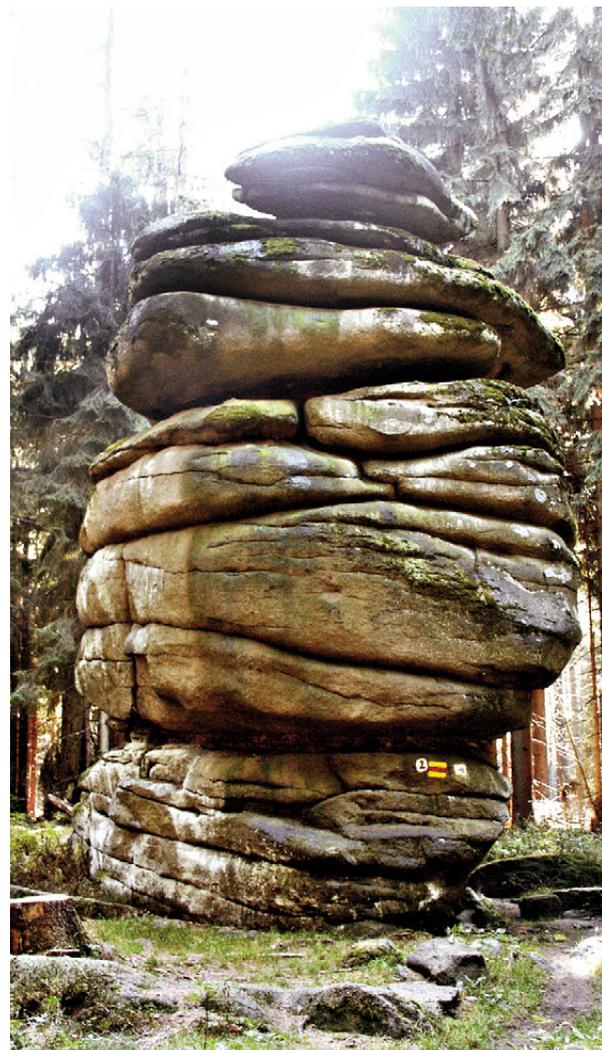
Granitische Gesteine nehmen weite Teile des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes ein. Ihre typischen Verwitterungserscheinungen prägen das Landschaftsbild, das von charakteristischen Fels- und Geländeformationen dominiert wird. Granit ist ein Gestein, das aus kieselsäurereichen Gesteinsschmelzen tief unter der Erdoberfläche auskristallisiert ist. Durch Hebung des Untergrunds und Abtrag der Deckschichten gelangen die Granitkörper schließlich an die Oberfläche und sind damit der Verwitterung ausgesetzt. Saures Sickerwasser kann entlang des Kluftnetzes in das Gestein eindringen, dieses lösen und zersetzen. Aus dem ehemals soliden Gestein entstehen durch die Erweiterung der Klüfte zunächst quaderförmige Körper, die der Verwitterung mehr Angriffsflächen bieten, sodass Ecken und Kanten zunehmend abgerundet werden. Wird schließlich der Gesteinszersatz wegtransportiert, bleiben rundliche Granitfelsen zurück, die in ihrer Form mit Wolle gefüllten Säcken gleichen. Daher wird diese für massige Gesteine wie Granit typische Verwitterungsart auch als „Wollsackverwitterung“ bezeichnet.

Auf chemischen Prozessen beruhende Verwitterung unter feucht-warmem Klima herrschte in der Oberpfalz vor allem in der Kreide- und Tertiärzeit vor. Dagegen prägten in den Warm- und Kaltzeiten des Pleistozäns vor allem physikalische Vorgänge die Landschaft. Während



Schema der Bildung von Wollsäcken (modifiziert nach LEHRBERGER & HECHT (1997))

der Kaltzeiten wurden Felsen und Gesteinsblöcke infolge von Frostsprengung zerteilt. Zum Bodenfließen kam es, wenn im Sommer die oberste Bodenschicht über dem Permafrost auftaute. Bereits bei geringen Hangneigungen geriet dann der breiige Auftauboden in Bewegung. Mit derartigen Fließerden wurden große Mengen von Verwitterungsmaterial jeglicher Korngröße transportiert, unter anderem auch große „Wanderblöcke“. Nach Auswaschung des Feinmaterials blieben Blockmeere und Blockströme zurück. Solche Blockansammlungen sind vor allem in Granitarenalen anzutreffen, da das Gestein infolge der weitständigen Klüftung in große Blöcke zerfiel. Gneise wurden hingegen auf Grund ihres engen, sperrigen Gefüges in kleinere Stücke zerlegt.



Wollsackverwitterung am Brotlaibfelsen nördlich der Ruine Schellenberg

Tal der Girnitz („Doost“)

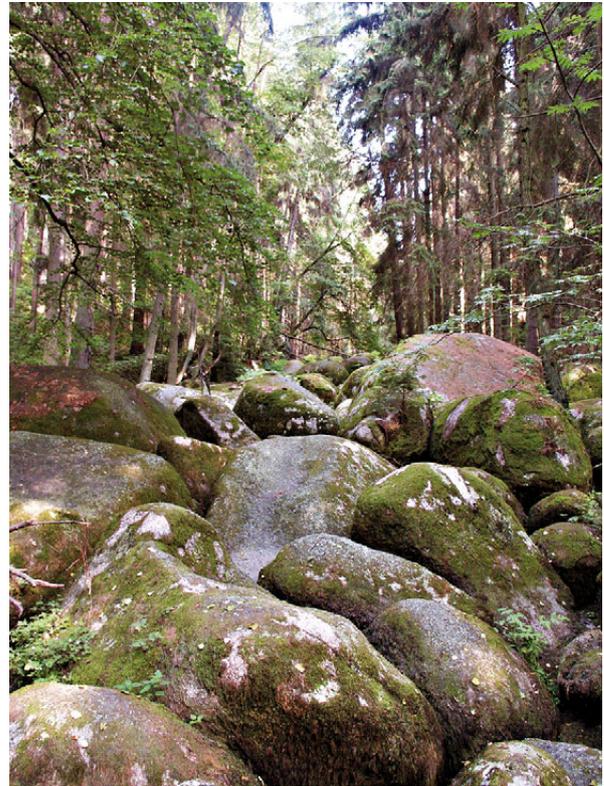
Geotop-Nr.: 374R005
Landkreis: Neustadt a. d. Waldnaab
Gemeinde: Floß
TK25: 6239 Neustadt a. d. Waldnaab
Lage: R: 4517470, H: 5508760
Naturraum: Vorderer Oberpfälzer Wald
Gestein: Leuchtenberger Granit (variszisch)

Beschreibung:

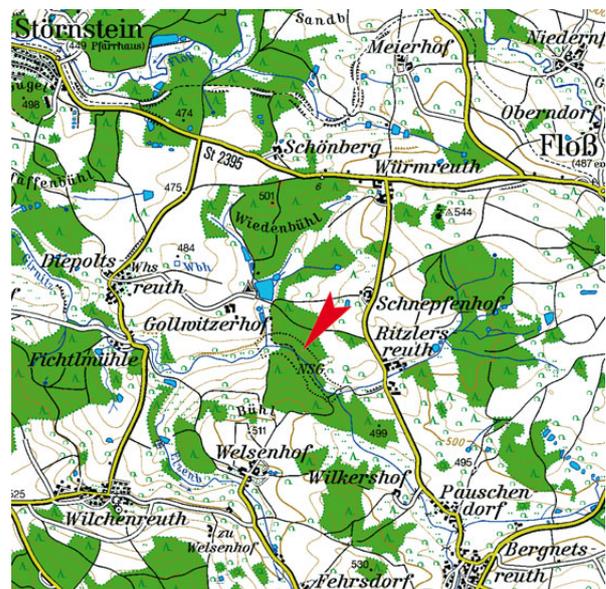
Eine versteckte Naturschönheit findet man im Tal der Girnitz westlich von Floß im Naturschutzgebiet „Doost“, dem ältesten Naturschutzgebiet der Oberpfalz. Über weite Strecken durchfließt die Girnitz mit geringem Gefälle weite Wiesentäler. Unweit des Weilers Ritzlersreuth durchschneidet sie jedoch in einem V-förmigen Taleinschnitt eine bewaldete Geländestufe. Dort liegt auf einer Länge von etwa 500 Metern ein ausgedehntes Blockmeer. Gewaltige rundliche Granitblöcke bis 5 m Durchmesser türmen sich wild übereinander. Darunter sucht sich das Wasser, meist unsichtbar, seinen Weg durch das Tal. Nur ein Gurgeln, Plätschern und Tosen verrät, dass hier ein Bach fließt. Am Ende dieses Tales endet das Blockmeer unvermittelt, und der Bach läuft mit schwachem Gefälle in einem Wiesentälchen weiter.

Zur Entstehung des Blockmeeres haben verschiedene Vorgänge beigetragen: Bereits im Tertiär zerfiel der im Untergrund anstehende Granit als Folge intensiver chemischer Verwitterung in einzelne Felskörper („Wollsackverwitterung“). Im Pleistozän konnten sich nun unter periglazialen Klimabedingungen am Grund des Taleinschnittes blockbeladene Fließerden und Wanderblöcke ansammeln. Der Boden der Tal-Kerbe war von Granitblöcken erfüllt, die in Feinmaterial eingebettet waren. Im Laufe des Holozäns spülte die Girnitz das Feinmaterial im Bereich der Gefällstufe aus und legte die Blöcke frei. Dabei grub sich der Bach immer tiefer in das Blockmeer hinein.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: BARDUA (2001)
VOLLRATH (1984)



Das eindrucksvolle Blockmeer im Naturschutzgebiet Doost. Ein Wanderweg, erreichbar von Ritzlersreuth, Gollwitzerhof oder Welsenhof, führt durch das wunderschöne Waldtal der Girnitz.



Alte und junge Vulkane in Nordostbayern

Im nördöstlichen Teil der Oberpfalz und im südöstlichen Oberfranken, im Bereich des Fichtelgebirges, sind Basalte und Basalttuffe aus dem Jungtertiär erhalten, die von vulkanischer Tätigkeit in der Erdneuzeit zeugen. Als Teil eines Vulkansystems lassen sie sich von Nordostbayern über das Duppauer Gebirge und das Böhmisches Mittelgebirge in Nordböhmen bis nach Südost-Sachsen verfolgen. Der Vulkanismus ist an den Egergraben gebunden, der durch Dehnung der Erdkruste seit dem späten Oligozän eingesunken ist. In Bayern sind die Grabenrandstörungen allerdings nicht aufgeschlossen. Die west- bis südwestliche Verlängerung des Egergrabens lässt sich hier durch die Verbreitung tertiärer Vulkanite und Sedimentgesteine nachvollziehen (Literaturauswahl: HUCKENHOLZ & KUNZMANN 1993, SCHRÖDER 1965, STETTNER 1992).

Das Vulkansystem besteht aus zahlreichen Eruptionszentren, die Basaltgesteine und vulkanische Tuffe hinterlassen haben. Besonders auffällig sind im Landkreis Neustadt a. d. Waldnaab die Basaltschlot-Ruinen des Parksteins und des Rauhen Kulms als südwestlichste Ausläufer des Egergraben-Vulkanismus. Unübersehbar ragen sie aus der Niederungslandschaft des mesozoischen Vorlandes westlich der Fränkischen Linie heraus.



Die Kuppe des Rauhen Kulms östlich von Neustadt am Kulm ist von einem Basaltblockfeld umgeben, das den Brekzienschlot mit seinem massiven Kern aus Basalt fast völlig bedeckt. An den Blöcken ist teilweise noch die meist sechsseitige Geometrie der Basaltsäulen erkennbar.

Gesteinsdatierungen haben ergeben, dass die vulkanische Aktivität im bayerischen Teil des Egergrabens vor etwa 29 Millionen Jahren begann, ihren Höhepunkt vor 24 bis 20 Millionen Jahren im unteren Miozän hatte und sich vereinzelt ins mittlere Miozän fortsetzte (TODT & LIPPOLD 1975, ROHRMÜLLER et al. 2005). Ein Wiederaufflammen des Vulkanismus in der jüngsten Erdgeschichte wird durch die in Tschechien gelegenen Vulkane Železná hůrka (Eisenbühl bei Neualbenreuth) und Komorní hůrka (Kammerbühl) belegt.



Links die Säulenköpfe der Basaltsäulen am Parkstein. Die Erstarrung der Gesteinschmelze ging mit einer Volumenreduktion einher. Es bildete sich zunächst an der Oberfläche ein polygonales Netz von Rissen, die sich in Richtung der abkühlenden Schmelze ausbreiteten. So entstanden die gebogenen, meist sechsseitigen, mitunter aber auch fünf- oder siebenseitigen Säulen.

Basaltkegel Hoher Parkstein

Geotop-Nr.: 374R004
Landkreis: Neustadt a. d. W.
Gemeinde: Parkstein
TK25: 6238 Parkstein
Lage: R: 4505140, H: 5510560
Naturraum: Oberpfälzisches Hügelland
Gestein: Basalt, Schlotbrekzie (Tertiär)



Beschreibung:

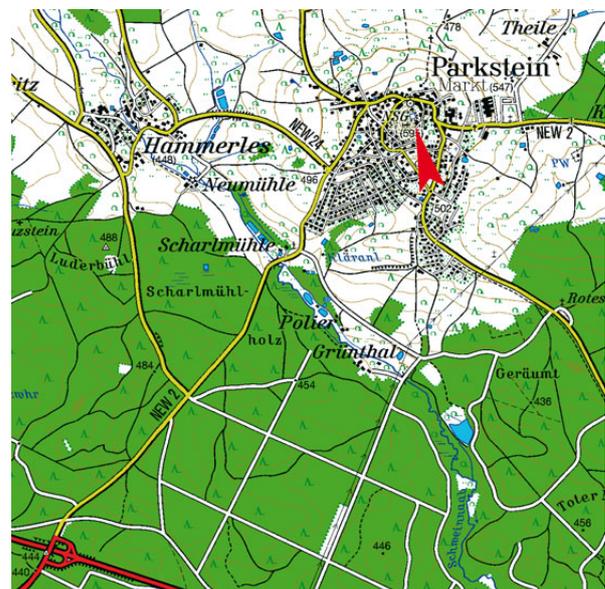
Weithin sichtbar überragt der Parkstein die flachhügelige Landschaft des Bruchschollenlands. Der einem Vulkankegel ähnliche Berg ist in Wirklichkeit ein Förderschlot, also der tiefere, innere Teil eines Vulkans, dessen Oberbau längst abgetragen ist. Zur Zeit der Magmenförderung im Jungtertiär lag die Landoberfläche weit über dem heutigen Gipfel des Parksteins. Erst im Laufe der Zeit wurde er durch Verwitterung und Abtragung als Härtling aus den weicheren Umgebungsgesteinen herauspräpariert.

An der steilen Süd-Ostseite des Berges sind die vulkanischen Gesteine hervorragend aufgeschlossen. Während einer ersten explosiven Eruptionsphase entstand eine Schlotbrekzie – in feiner Grundmasse aus Asche sind Lavabomben und diverse Nebengesteinsfragmente eingebettet. Bei einer späteren Ausbruchphase drang basaltische Lava ein. Der im Schlot erstarrte Basalt zeigt in sehr ausgeprägter Form die typische säulige Absonderung als Folge der Abkühlung der Gesteinsschmelze. Besonders auffällig ist die Fächer- und Garbenanordnung der Säulen, die nach ALEXANDER VON HUMBOLDT den „schönsten Basaltkegel Europas“ ausmachen. Die vielbestaunte Felswand entstand erst, als man Basalt für Bauzwecke abbaute. Mittlerweile steht der Gipfel des Parksteins unter Schutz. Er ist im Besitz der Gemeinde, die sich um seine Pflege und Erhaltung verdient gemacht hat.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: ALTENSCHMIDT (1991)
 HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985)
 STRUNZ (1975)



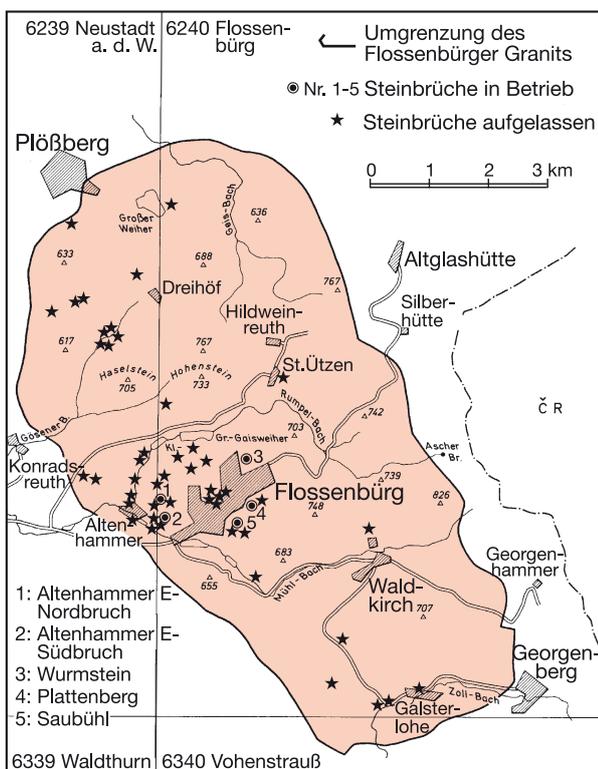
Mustergütig ausgebildete Basaltsäulen an der Süd-Ostwand des Parksteins



Granit – ein harter Broterwerb

Die Granitindustrie hat speziell im Raum Flossenbürg eine lange Tradition und besitzt eine erhebliche wirtschaftliche Bedeutung. Etwa seit dem 11. Jahrhundert begann man viele Kirchen in Steinbauweise zu errichten, ungefähr zeitgleich setzte die hochmittelalterliche „Burgenbauwelle“ ein. Der Bedarf an für diese besonderen Bauten benötigten Naturwerksteinen wurde fallweise aus geeigneten freistehenden Felsen, „Findlingen“ oder oberflächennahen Schichten gewonnen.

In der Mitte des 18. Jahrhunderts, als Steinbau allgemein die Holzbauweise ersetzte, begann ein verstärkter Granitabbau. Dieser erfolgte aber im Wesentlichen noch in oberflächennahen Steinbrüchen. Als Werkzeuge dienten Brechstangen oder Keile. Auch aufquellendes Holz und gefrierendes Wasser waren bewährte Mittel, um den Granit zu spalten.



Aktive und aufgelassene Granitsteinbrüche im Bereich des Flossenbürg Intrusivmassivs (nach WEINIG 1998). Im direkten Umfeld von Flossenbürg gibt es etwa 30 alte Steinbrüche, im übrigen Verarbeitungsgebiet des Flossenbürg Granits nochmals etwa 20 aufgelassene Steinbrüche. Diesen stehen fünf aktive Brüche gegenüber.

Industrialisierung und allgemeines Wirtschaftswachstum in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts steigerte den Bedarf an Granit immens. Der Bau von Eisenbahnverbindungen sorgte für Materialbedarf und verbesserte die Transportmöglichkeiten. So entwickelte sich etwa ab 1870 in der Gegend von Flossenbürg eine Granitindustrie von überregionaler Bedeutung. Mit dem industriellen Aufschwung ging auch eine Verbesserung der Abbaumethoden einher, wodurch die Gewinnung in größere Tiefen vorstoßen konnte. Weitere Neuerungen, wie die Einführung druckbetriebener Geräte, steigerten im 20. Jahrhundert nochmals die Effektivität der Betriebe. In der Regel wurden die Rohblöcke direkt im Bruch zu Bausteinen aller Größen, Formen und Arten weiterverarbeitet. Es entstanden u. a. Mauersteine, Randsteine, Grenzsteine, Wasserbausteine und spezielle Werksteinfertigungen, die im Straßen-, Eisenbahn-, Brücken- und Wasserbau Verwendung fanden. Bekannt sind die Flossenbürger Granitplatten, die Ende 19./Anfang 20. Jahrhundert zu Tausenden u. a. in Berlin, Leipzig und Dresden verlegt wurden.

Regionales Abbauzentrum war immer die nähere Umgebung von Flossenbürg. Die meisten Steinbrüche wurden im Laufe des 20. Jahrhunderts stillgelegt. Neben Fassaden- und Bodenplatten werden heute massive Bauteile wie z. B. Treppenstufen hergestellt. Nicht zuletzt findet der Granit aber auch in der Bildhauerei Verwendung. Da sich aufgrund der weitständigen Trennflächen besonders große Rohblöcke bis zu 10 x 3 x 2 m gewinnen lassen, wird dieser Naturwerkstein gerne für großvolumige Steindenkmäler genutzt. Die Produktion von Spaltsteinen wie Mauer- und Randsteinen wurde dagegen fast vollständig aufgegeben.

Ein trauriges Kapitel in der Geschichte ist die Zeit des Dritten Reiches, in der unzählige Zwangsarbeiter und KZ-Häftlinge zur Arbeit in den Granitbrüchen gezwungen wurden, um Material für Monumentalbauten wie z. B. das Reichsparteitagsgelände zu gewinnen. Über 30.000 Menschen starben hier überwiegend an Entkräftung. In einer Gedenkstätte im ehemaligen Konzentrationslager Flossenbürg wird diesem menschenverachtenden Abschnitt der Geschichte gedacht.

Schlossberg Flossenbürg

Geotop-Nr.: 374A009
Landkreis: Neustadt a. d. Waldnaab
Gemeinde: Flossenbürg
TK25: 6240 Flossenbürg
Lage: R: 4525020, H: 5510930
Naturraum: Hinterer Oberpfälzer Wald
Gestein: Flossenbürger Granit
(variszisch)

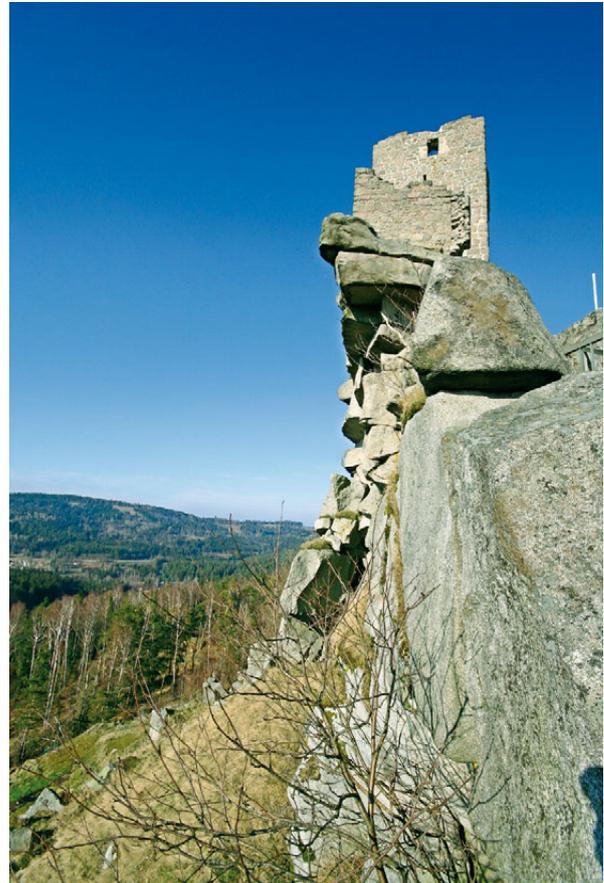
Beschreibung:

Der Schlossberg von Flossenbürg gehört wegen der zwiebelschaligen Absonderung des Granits zu den bekanntesten Granitfelsen der Oberpfalz. Vor allem im Gipfelbereich und auf der Westseite des Berges zeigt sich die auffällige „Bankung“ des Intrusivgesteins.

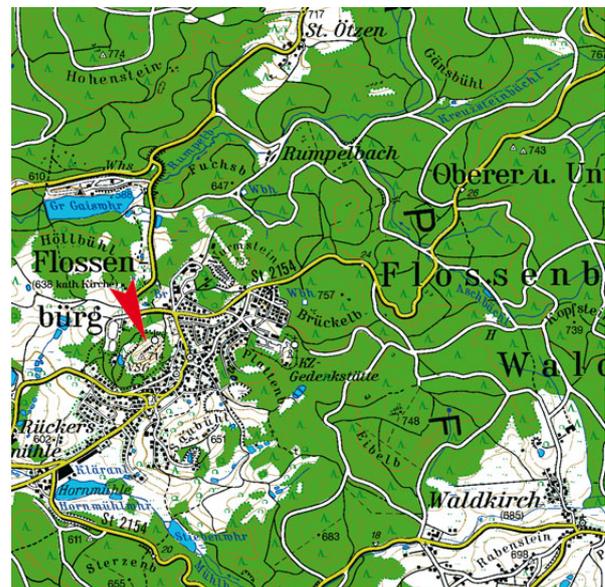
Granite erstarren in vielen Kilometern Tiefe aus glutflüssigem Magma. Hier herrscht ein Druck von mehreren Kilobar und im Zusammenhang mit den gebirgsbildenden Prozessen ein tektonisches Spannungsfeld. Wenn der Gesteinskörper später durch Hebung und Abtragung der überlagernden Gesteine an die Erdoberfläche gelangt, haben sich die Druck- und Spannungsverhältnisse stark verändert. Es entstehen Klüfte, die für die Teilbarkeit des Granits verantwortlich sind. Beim Flossenbürger Granit sind die Druckentlastungsklüfte, die etwa parallel zur Erdoberfläche verlaufen, besonders deutlich ausgeprägt. Die Aufschlüsse rund um den Schlossberg erlauben eindrucksvolle Einblicke in den schalenförmigen Aufbau des Berges.

Seit 1868 standen die Granitbänke am Schlossberg in Abbau; zeitweise waren bis zu zehn Betriebe aktiv. Obwohl das Gebiet bereits Ende der dreißiger Jahre des 20. Jahrhunderts unter Naturschutz gestellt wurde, war die Granitgewinnung erst 1961 endgültig beendet.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: ROHRMÜLLER (1998)
WEINIG (1998)
SCHUSTER (1990)
WEINELT (1984)



Die Ruine Flossenbürg auf dem Gipfel des Schlossbergs



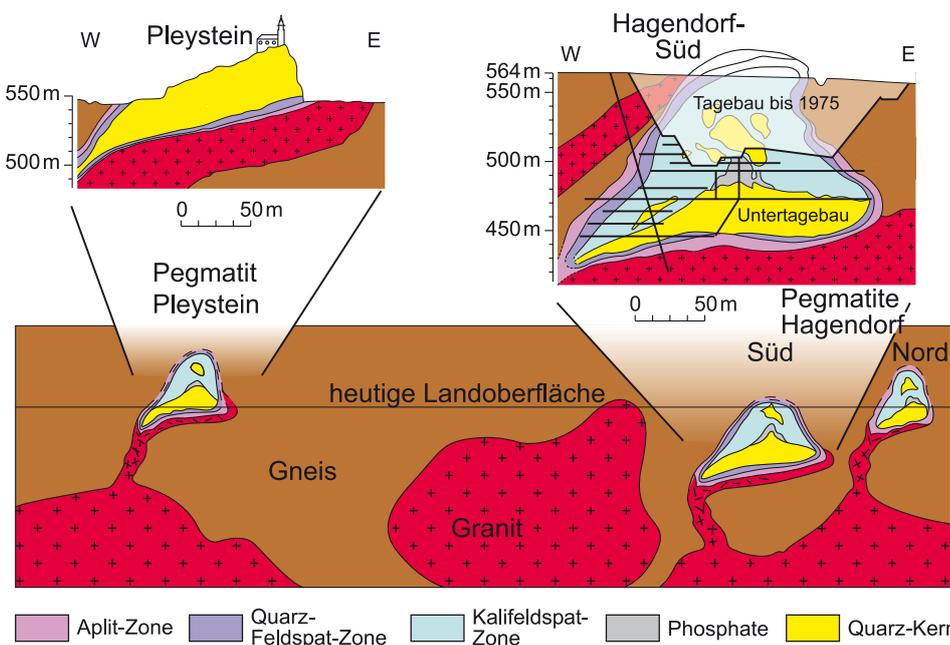
Die „Sonderlinge“ von Pleystein und Hagendorf

Pegmatite sind magmatische Gesteine, die sich im Endstadium der Granit-Kristallisation gebildet haben. Sie zeichnen sich durch besonders große Kristalle aus. Bei der fortschreitenden Erstarrung einer Granitschmelze sammeln sich im Rest des Magmas sowohl Wasser als auch Elemente, die aufgrund relativ großer oder kleiner Ionenradien nicht in die gängigen Granitminerale eingebaut werden können. Durch den hohen Wassergehalt und eine niedrige Viskosität entstehen besondere Bedingungen, die das Entstehen ungewöhnlich großer Kristalle begünstigten. Wie Granite bestehen Pegmatite hauptsächlich aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Dazu treten aber zahlreiche Mineralien, in welche die in der Restschmelze angereicherten Elemente eingebaut werden, wie z. B. Beryllium, Lithium, Bor, Fluor und Phosphor. Häufig bilden Pegmatite Gänge oder stockartige Intrusionen im Dachbereich von Granitkörpern und weisen einen ausgeprägt zonaren Bau auf.

Die bekanntesten und größten Pegmatite der Oberpfalz liegen bei Pleystein, Hagendorf-Nord und Hagendorf-Süd. Sie stehen in ihrer Genese mit dem Granitmassiv von Flossen-

bürg in Zusammenhang. Hagendorf-Süd ist sogar der größte bekannte Pegmatitstock Mitteleuropas. Bei allen dreien handelt es sich um Quarz-Feldspat-Phosphat-Pegmatite mit einem typischen zonaren Bau.

Aufgrund ihrer Mineralfunde wurden die Pegmatitstöcke von Hagendorf weltberühmt. Besonders bekannt sind die Fundstellen wegen ihrer außergewöhnlichen Phosphatminerale. Neben primären Phosphaten wie Triphylin, Zwieselit, Wolfcit, Hagendorfit und Apatit wurden zahlreiche Sekundärphosphate gefunden. Sie sind durch Umwandlung und Neubildung als Folge hydrothormaler Einwirkung sowie durch Oberflächen-Sickerwässer aus den Primärphosphaten entstanden. Die Grube Hagendorf-Nord („Meixner-Grube“) ist Typlokalität für das Mineral Phosphophyllit, die Grube Hagendorf-Süd („Cornelia-Schacht“) unter anderem für die Mineralien Hagendorfit, Strunzite und Laueit. Diese Mineralien wurden also hier erstmals bestimmt und beschrieben. Die Pegmatite von Hagendorf wurden von 1860 bis 1937 (Nord) bzw. 1894 bis 1983 (Süd) zunächst im Tagebau, später auch im Untertagebau vor allem auf Feldspat für die Porzellanindustrie hin abgebaut. Aber auch Triphylin aus der Phosphatzone und Quarz fanden als Industriemineral Verwendung.



Schematische Darstellung der Pegmatitstöcke von Pleystein, Hagendorf-Nord und Hagendorf-Süd (zusammengestellt nach SCHMID 1955, FORSTER 1967 und KASTNING & SCHLÜTER 1994).

Kreuzberg Pleystein

Geotop-Nr.: 374A015
Landkreis: Neustadt a. d. W.
Gemeinde: Pleystein
TK25: 6340 Vohenstrauß
Lage: R: 4529830, H: 5501140
Naturraum: Vorderer Oberpfälzer Wald
Gestein: Pegmatit (variszisch)



Beschreibung:

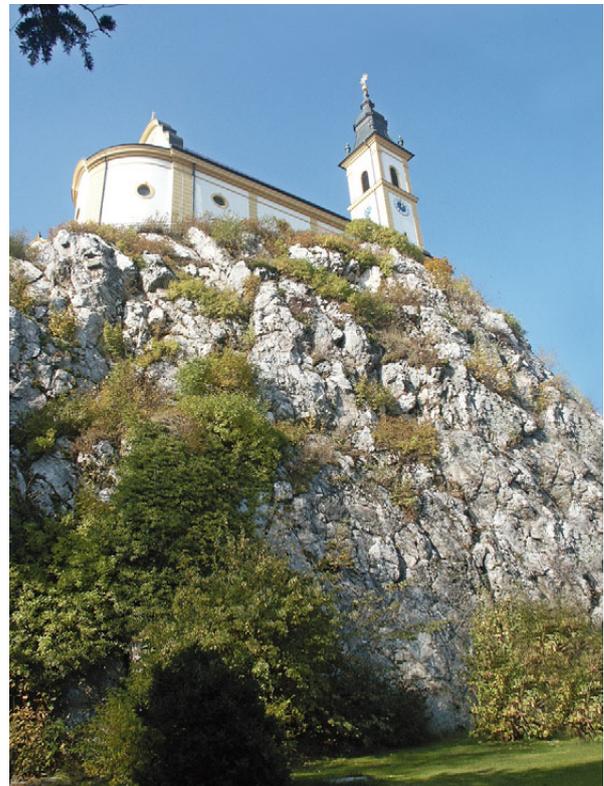
Als markante Felskuppe überragt der Kreuzberg die umgebende Stadt Pleystein und ist als Landmarke weithin sichtbar. Der mehr als 30 m hohe Quarzfelsen ist der Rest eines ehemals größeren Quarz-Feldspat-Phosphat-Pegmatits, der durch die Erosion weitgehend abgetragen ist, jedoch blieb der zentrale Quarzkern als Härtling erhalten.

Von der Mitte des 19. Jahrhunderts bis 1920 wurde der Quarz des Kreuzberges abgebaut. Er war wegen seiner Reinheit als Rohstoff zur Glasherstellung begehrt. In dieser Zeit entstand auch die markante Steilwand an der Ostseite des Berges. Danach wurde der Abbau eingestellt, um die Felskuppe – das Wahrzeichen der Stadt Pleystein – zu erhalten.

Berühmt wurde der Felsen vor allem wegen seiner schönen und seltenen Mineralien, die beim Abbau zu Tage kamen. Der Quarzfelsen selbst besteht überwiegend aus hellem Rauchquarz mit weißlichem Milchquarz, stellenweise tritt lichter Rosenquarz auf. In den Quarz eingeschlossen finden sich zahlreiche weitere Mineralien.

Der als Naturdenkmal geschützte Pleystein wird von der Gemeinde gepflegt. Er ist der letzte der großen Pegmatite der Region, den man noch besuchen kann. Die ehemaligen Bergwerke von Hagendorf sind heute geflutet und nicht mehr zugänglich.

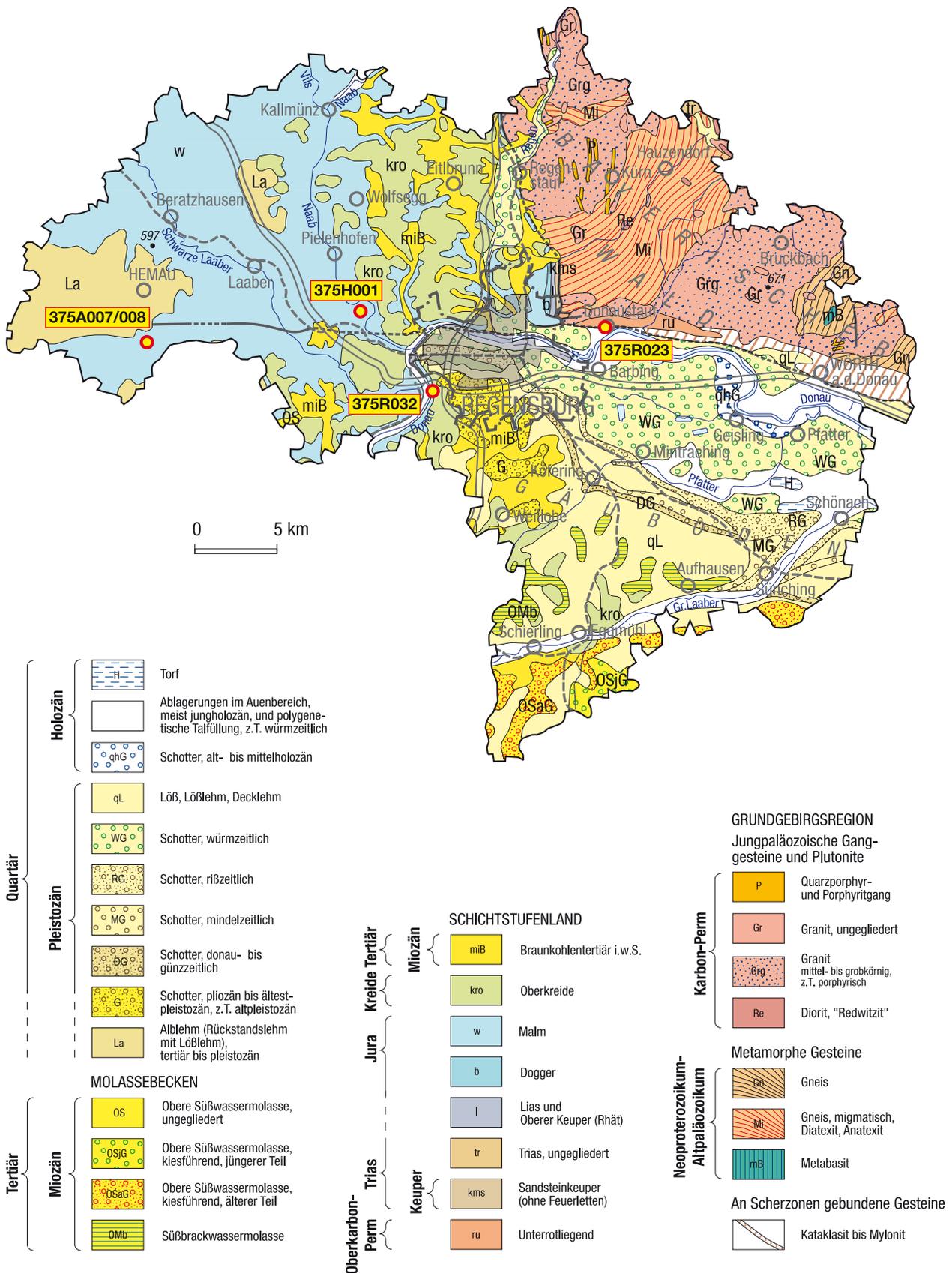
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: STRUNZ et al. (1975)
 WILK (1975)
 FORSTER (1965)
 LAUBMANN & STEINMETZ (1920)



Der Quarzfelsen des Kreuzberges in Pleystein



Geotope in der Oberpfalz



3.6 Regensburg

Bei Regensburg grenzen drei sehr unterschiedliche geologische Einheiten aneinander, die sich auch in ihrem Landschaftsbild stark unterscheiden: im Nordosten das Grundgebirge des Falkensteiner Vorwaldes, im Westen die Frankenalb und im Süden das Molassebecken und das Donautal, geprägt von jungen Lockergesteinen. An den großen Verwerfungen der Donaustörung und der Keilbergstörung wurde das Grundgebirge im Nordosten gegenüber den jüngeren Gesteinen im Süden und Westen um einige 100 bis über 1000 Meter weit angehoben. Bei Tegernheim treffen diese beiden großen Bruchlinien der Erdkruste in beinahe rechtem Winkel auf einander.

Eine weitere Besonderheit ist das mit Sedimenten der Tertiärzeit verfüllte Talsystem der Urnaab, das heute in der Landschaft nicht mehr erkennbar ist. Es durchquerte den Landkreis von Norden kommend und mündete in seinem Süden in das Molassemeer. Diese Lage im Grenzbereich unterschiedlichster Gesteinseinheiten macht die Region um Regensburg aus geologischer Sicht besonders vielfältig und interessant.

Der Grundgebirgsanteil des Landkreises zählt zum Naturraum Falkensteiner Vorwald, der hier meist zwischen 400 und 600 m hoch liegt. Seine höchste Erhebung findet sich mit 674 m im östlichen Forstmühler Forst. In der Südlichen und Mittleren Frankenalb im Westen liegen die typischen Hochflächen durchschnittlich um 500 m. Das Donau-Isar-Hügelland im Süden ist geprägt von Kuppen, die höchstens noch knapp über 400 m reichen. Entlang der Donau erstreckt sich die Ebene des Dungaues auf etwa 330 m, die Donau verlässt den Landkreis in 320 m.

Die ältesten Gesteine im Landkreis Regensburg sind verschiedene Metamorphite des Molanubischen Grundgebirges. Ehemals tonige und sandige Gesteine aus dem Präkambrium bis Altpaläozoikum liegen heute in Form von Paragneisen vor. Seltener sind metamorphe magmatische Gesteine wie z. B. geringmächtige Amphibolit-Einschaltungen im Gebiet östlich von Dietersweg bei Wörth a. d. Donau.

Die Metamorphite zeigen charakteristische Anzeichen einer hochgradigen metamorphen Überprägung, die vor allem auf die variszische Gebirgsbildung zurückzuführen ist. Während dieser Gebirgsbildung wurden die Gesteine zur Zeit des Karbons vor mehr als 320 Millionen Jahren so tief in der Erdkruste versenkt und aufgeheizt, dass es zur teilweisen Aufschmelzung kam. Dabei entstanden Anatexite, das sind Mischgesteine aus Anteilen des metamorphen Altbestands sowie magmatischer Gesteine, die aus den neugebildeten Schmelzen kristallisierten. Je nach dem Grad der Aufschmelzung entstand so eine Reihe verschiedenartiger Gneise. So genannte „meta-tektonische bis diatektonische Gneise“, die meist lagig angeordnete Relikte des metamorphen Gefüges zeigen („Bändergneise“), finden sich z. B. bei Wulkersdorf. Im Bereich von Wenzelbach kommen dagegen „Diatexite“ vor, die bereits so stark aufgeschmolzen und homogenisiert waren, dass kaum noch alte Gefügerelikte zu finden sind („Körnelgneise“).

Neben den Anatexiten entstanden im Zuge der variszischen Gebirgsbildung auch „echte“ magmatische Gesteine. Weite Bereiche des Grundgebirges im Landkreis Regensburg nimmt ein Granit mit charakteristischen großen Feldspat-Kristallen ein („Kristallgranit“). Dieser Granit kristallisierte vor etwa 325 Millionen Jahren noch tief in der Erdkruste. Durch seine typische Neigung zur Wollsackverwitterung tritt er auch landschaftsbildend in Erscheinung, so z. B. am Schlossberg in Kürn. Zwischen Wenzelbach und Bernhardswald finden sich kleine Vorkommen von Granodioriten und Dioriten, die zum Teil älter und zum Teil jünger als der Kristallgranit sind. Nach der Platznahme der großen Granitplutone drangen nochmals Schmelzen aus tieferen Teilen der Erdkruste nach oben und kristallisierten zu fein- bis mittelkörnigen Graniten in gang- und stockförmigen Vorkommen.

Im Bereich des variszischen Gebirges kam es in der Zeit vom obersten Karbon bis ins Perm zu weitverbreitetem Vulkanismus. Im Landkreis Regensburg sind zwar keine Vulkanbauten erhalten, es entstanden aber im

Geotope in der Oberpfalz

Zusammenhang mit saurem Vulkanismus gangförmige „Quarzporphyre“. Auf einem derartigen Gang ist z. B. das Schloss von Kürn erbaut. Da Quarzporphyre im Regensburger Wald weit verbreitet sind, führte GÜMBEL (1868) den Begriff „Regenporphyr“ ein. Auffällig ist das generelle Nord-Süd-Streichen der Gänge.

Entlang der Donauströmung kommen tektonisch brekziierte und mylonitisierte Granite und Gneise vor, die z. B. in den ehemaligen Steinbrüchen auf der Südseite des Scheuchenberges bei Sulzbach abgebaut wurden. Nach dem Ort Winzer im Landkreis Deggendorf wurden diese früher als „Winzergesteine“ bezeichnet.

Im Zusammenhang mit den Bewegungen entlang der großen Störungssysteme in der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung zirkulierten heiße Wässer durch Kluftsysteme, wobei oft Mineralien ausfielen; so entstanden hydrothermale Mineralgänge. Neben Quarzgängen sind im Landkreis Regensburg vor allem die zwölf Flußspatgänge des Donau-stauer Flußspat-Reviers von Bedeutung, die überwiegend im 20. Jahrhundert bei Sulzbach und Kittenrain abgebaut wurden.

Die Zeit des „Rotliegend“ (Oberkarbon bis Perm), in der das zuvor entstandene Variszische Gebirge wieder weitgehend eingeebnet wurde und sich einzelne Tröge mit Sedimenten füllten, ist im Landkreis durch gute Aufschlüsse von Brekzien am Burgberg von Donaustauf dokumentiert. Kaum aufgeschlossen sind dagegen die Vorkommen in der Tegernheimer Schlucht an der Keilbergstörung. Auch die

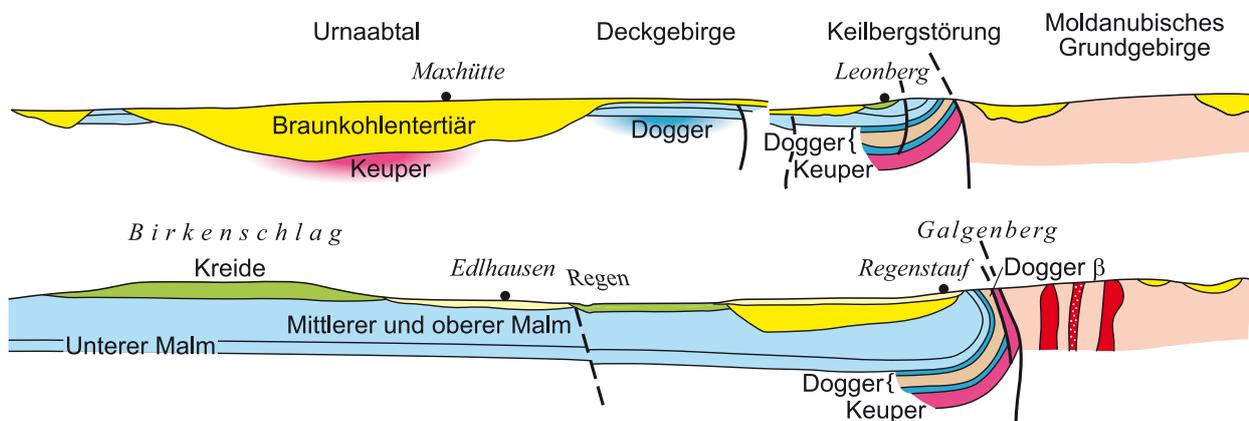


Wollsäcke aus „Kristallgranit“ am Kürner Schlossberg

sedimentäre Auflagerung von Rotliegend und Buntsandstein über Gneis an einem südlichen Ausläufer der Bodenwöhrer Senke bei Wulkersdorf ist im Gelände nicht aufgeschlossen.

Nur entlang der Keilbergstörung aufgeschleppt finden sich Gesteine aus dem Keuper, Lias, Dogger und dem Unteren Malm. Aus dem Keuper (Burgsandstein und Feuerletten) wurde früher in geringem Umfang Kaolin gewonnen (BRUNNHUBER 1921). In Schichten des Lias existiert hier ein geringmächtiges Eisenerzflöz („Keilbergflöz“), dessen Bauwürdigkeit zwischen 1938 und 1956 untersucht wurde. Ein Abbau, der bis 1959 erwogen wurde, fand aber nicht statt (BAUBERGER et al. 1969).

Kalk- und Dolomitgesteine des Mittleren bis Oberen Malms prägen den gesamten Westteil des Landkreises. Vor allem die Massenkalk und Dolomite des Parsberger Riffzuges fallen häufig durch schroffe Felsbildungen entlang der Täler von Donau, Naab und Schwarzer



Schnitt durch die aufgeschleppte Schichtfolge an der Keilbergstörung (aus BAUBERGER & CRAMER 1961)



An den Felsen am Keilberg ist deutlich das Einfallen der Schichten in Richtung Westen (links) zu erkennen, das durch die Aufschleppung an der Keilbergstörung verursacht wurde.

Laaber auf. Wo die massigen Gesteine im Bereich der Hochfläche anstehen, bilden sie die typischen bewaldeten Kuppen, wie z. B. rund um Beratzhausen.

Zwischen den höher aufgewachsenen Riffzügen lagen zur Zeit des Mals einzelne Lagunen, in denen sich geschichtete Sedimente ablagerten. Während der Verfestigung wurde der Lagunenschlamm stärker verdichtet als die umgebenden Riffgesteine, wodurch die wannenartige Struktur der Lagunen zusätzlich betont wurde. Die größte derartige Schichtfazieswanne ist jene südlich von Hemau, weitere liegen z. B. bei Deuring und nördlich von Regensburg zwischen Kager und Ebenwies. Die jüngsten Gesteine der Schichtfazieswannen reichen bis in den Malm Epsilon und Zeta und sind als Plattenkalke ausgebildet.

Nach dem Meeresrückzug am Ende des Mals waren die Kalkgesteine in der unteren Kreidezeit und auch später intensiver Verkarstung ausgesetzt – zahlreiche Dolinen, Höhlen und Karstquellen zeugen hiervon. Diese Karsthohlförmungen wurden noch vor dem Meeresvorstoß im Cenoman durch sandig-tonige Sedimente verfüllt. Diese werden nach einer Lokalität bei Pentling Schutzfelschichten genannt. Ab dem Cenoman stieß das Meer von Süden her über den damaligen „Golf von Regensburg“ auf die Frankenalb vor. Die Ablagerungen des oberkreidezeitlichen Meeres sind rund um Regensburg gut erhalten, weshalb einige Schichtglieder nach Orten in der Region benannt sind: Regensburger Grünsandstein, Eibrunner Mergel und Reinhausener Schichten. Obschon

in der Fläche relativ weit verbreitet, sind die kreidezeitlichen Meeresablagerungen im Landkreis kaum aufgeschlossen oder die Aufschlüsse sind unzugänglich – wie im Fall des Grünsandsteins, der mehrfach in Autobahnböschungen angeschnitten ist. Vielerorts sind die Kreidesandsteine nur als Relikt-Blöcke, so genannte Kallmünzer, erhalten.

Im Campan zog sich das Meer wieder nach Süden zurück, eine neue Periode der Abtragung und Verkarstung setzte ein. Es entstand das Talsystem von Urnaab und Urregen, das von Norden kommend den Landkreis durchquerte und im Süden in das Molassebecken einmündete. Der Talgrund des Urnaabtals liegt bei etwa 220 m ü. NN, also noch etwa 100 m unter dem heutigen Donauniveau. Die Urtäler sind im heutigen Landschaftsbild nicht mehr zu erkennen, da sie im Miozän vollständig mit dem sogenannten Braunkohlentertiär aufgefüllt wurden. Die Braunkohlen gewann man an vielen Orten im Landkreis, beispielsweise im Raum Viehhausen-Bergmatting, am Abbachhof, bei Schweighausen und bei Rohrdorf. Der letzte noch aktive Tagebau, der allerdings vor allem auf den umgebenden Ton abzielt, findet sich in Dechbetten und ist mit einem Lehrpfad erläutert.

Schotter aus dem jüngsten Tertiär – teilweise als Höhendorfer Schotter bezeichnet – finden sich verbreitet südlich von Regensburg. Quartäre Schotterterrassen sowie junge Auensedimente prägen das weite Donautal östlich und südöstlich von Regensburg sowie das Regental um Regenstauf.

Sedimentiert und erodiert – die Schutzfels-schichten

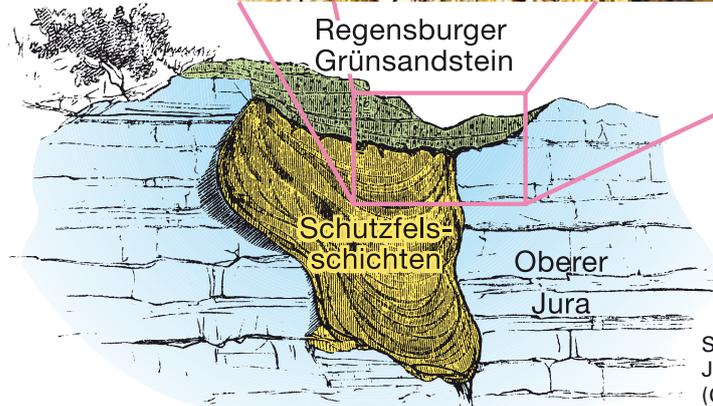
Der Schutzfelsen bei Pentling an der Donau war namensgebend für eine dort mustergültig aufgeschlossene Gesteinsabfolge. Sande und bunte Tone der so genannten Schutzfels-schichten sind die ältesten kreidezeitlichen Sedimente in diesem Gebiet. Sie wurden in der Unterkreide nach einer langen Sedimentationspause in den zuvor entstandenen Karsthohlräumen abgelagert.

Während der Zeit des Oberen Jura lagen weite Teile Süddeutschlands im Bereich eines tropischen Flachmeeres, an das sich im Süden ein offener Ozean anschloss. In diesem Flachmeer entstanden die mächtigen Kalk- und Dolomitgesteine, die heute die Frankenalb bilden. Am Ende des Jura wich das Meer weit nach Süden zurück, aus dem Flachmeerbereich wurde Festland. Während der folgenden 40 Millionen Jahre, in der Unterkreide, herrschte ein tropisches Klima, unter dem die Gesteine verwitterten und abgetragen wurden. Dabei verkarsteten die Kalke und Dolomite der heutigen Albtafel tiefgründig. Es entstand eine Landschaft, wie man sie aus heutigen tropischen Karstgebieten (z. B. in Südchina) kennt.

Häufig finden sich in Karsthohlformen der Juragesteine unter dem Regensburger Grünsandstein kaolinische Quarzsande, Feinkiese und bunte Tone. Diese Gesteine wurden am Schutzfelsen bei Pentling erstmals beschrieben und tragen nach dieser Typlokalität den Namen „Schutzfels-schichten“. Sie sind zwar regional weit verbreitet, ihre

einzelnen Vorkommen jedoch meist recht klein. Entstanden sind sie vor dem oberen Cenoman, als die lange Zeit der Verkarstung durch eine Phase unterbrochen wurde, in der Flüsse verstärkt Sande und Tone aus dem ostbayerischen Grundgebirge herantrugen und ablagerten. Noch bevor das Meer in der Oberkreidezeit wieder vorstieß, waren diese Schichten bereits fast vollständig abgetragen. Nur in damaligen Höhlen, Dolinen und Karstsenken blieben Reste bis heute erhalten. Das genaue Alter der Schutzfels-schichten konnte bisher nicht bestimmt werden, spärliche Fossilfunde erlauben aber eine zeitliche Zuordnung in den Grenzbe-reich Unter-/Oberkreide (Alb bis Cenoman) vor etwa 100 Millionen Jahren.

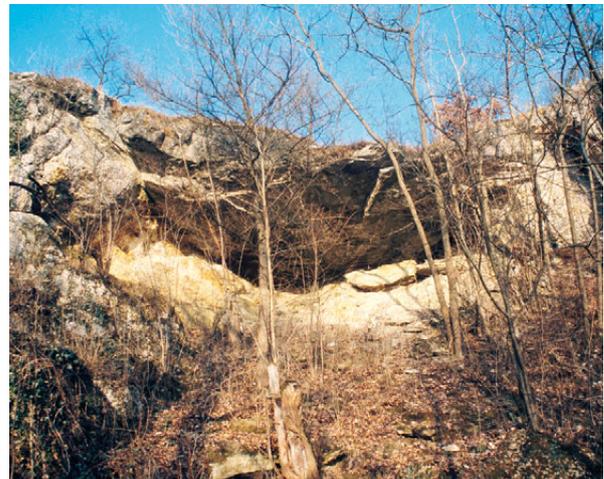
Zur Zeit des oberen Cenomans, vor ca. 95 Millionen Jahren, überflutete das Meer von Süden her erneut das Festland. Dadurch wurden im Bereich der „Regensburger Bucht“ zunächst fossilreiche Sandsteine („Regensburger Grünsandstein“) abgelagert. Über ihnen folgen Sandsteine, Mergel und Kalke der Oberkreide.



Schutzfels-schichten im Jurakalk am Schutzfelsen (GÜMBEL 1868).

Schutzfelsen Pentling

Geotop-Nr.: 375R032
Landkreis: Regensburg
Gemeinde: Pentling
TK25: 7038 Bad Abbach
Lage: R: 4503520 H: 5428330
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Regensburger Grünsandstein (Cenoman)
 Schutzfelsschichten (Alb – Cenoman)
 Massenkalk (Malm)



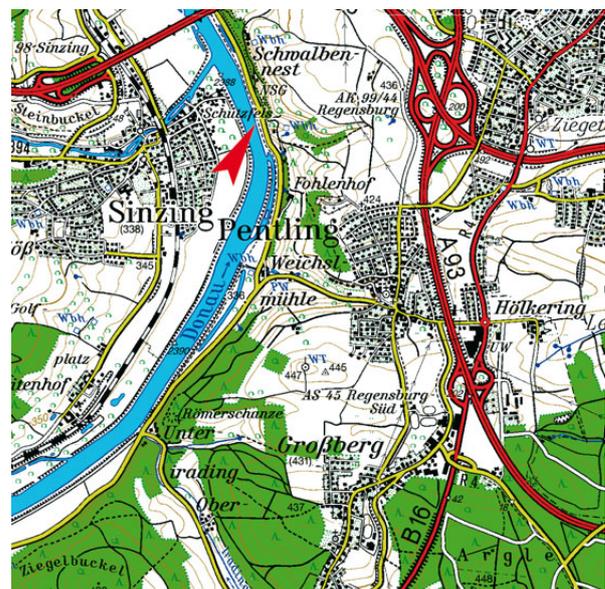
Das Felsdach des Schutzfelsens liegt teilweise hinter Bäumen und Büschen verborgen.

Beschreibung:

Südlich von Regensburg hat sich die Donau in Jura- und Kreidegesteine eingeschnitten. Den unteren Bereich des Uferhanges bilden verkarstete Massenkalke des Oberen Jura mit häufig steilen Felsklippen. Über ihnen liegt Regensburger Grünsandstein aus der Oberkreide. Besonders eindrucksvoll zeigt sich dies im Bereich des Naturschutzgebiets „Max-Schultze-Steig“, einem der ältesten Schutzgebiete Bayerns, in dem auch der Schutzfelsen bei Pentling liegt. Die Bezeichnung „Schutzfelsen“ geht auf den Botaniker DAVID HEINRICH HOPPE (1760 – 1846) zurück, der während eines Unwetters unter dem Felsdach Schutz suchte. Später, am 14. Mai 1790, gründete er dort mit weiteren Naturfreunden die älteste noch bestehende botanische Vereinigung der Welt – die Regensburgische Botanische Gesellschaft.

In der Felswand am Schutzfelsen befindet sich die Schutzfelsenhöhle, eine etwa 13 m breite, bis 5 m tiefe und etwa 4 m hohe Halbhöhle. Das Dach des Felsüberhanges besteht aus Regensburger Grünsandstein, darunter liegen in einer unterkreidezeitlichen Karsthohlform im Massenkalk ältere kreidezeitliche Sedimente. Im Jahr 1854 beschrieb der bayerische Geologe CARL WILHELM GÜMBEL erstmals diese Gesteine und benannte sie als „Schutzfels-sandstein“. Damit wurde der Schutzfelsen zur „Typlokalität“ für die heute als „Schutzfelsschichten“ bezeichneten Gesteine.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: OSCHMANN (1958)
 GÜMBEL (1854)



„Das Schönfärbige Bergwerk“

Am Südrand des Falkensteiner Vorwalds sind im Bereich von Sulzbach und Bach a. d. Donau etwa ein Dutzend bedeutende Flußspatgänge bekannt („Donaustauer Flußspat-Revier“). Die Entstehung dieser Nordwest-Südost streichenden, steilstehenden Strukturen wird mit großen horizontalen Verschiebungen an der Pfahlstörung und der Donaustörung gegen Ende der Variszischen Gebirgsbildung vor etwa 250 Millionen Jahren in Verbindung gebracht (KRAUS 1958). Dabei wurden aufreißende Spalten im Gestein durch aus heißen wässrigen Lösungen ausgeschiedene, neu gebildete Minerale gefüllt. Diese so genannten hydrothermalen Gänge enthalten hier vor allem Flußspat, untergeordnet auch Schwerspat, Quarz und Erzminerale.

Während auf den meisten Gängen nur im 20. Jahrhundert relativ kurz Bergbau umging, bildet der etwa 2 m mächtige und 450 m lange Kittenrainer Flußspat-Quarz-Gang eine kuriose Ausnahme: Seit der 1496 unter Herzog Albrecht IV gegebenen Bergfreiheit für das Gebiet gab es vermutlich mehrere kurze Betriebsperioden, zunächst auf Silber. Diese führten wohl

zu keinem großen Erfolg, da die nötigen Erzmengen nicht vorhanden waren. 1702 wurde unter Kurfürst Max Emanuel erneut vergeblich versucht, reiche Silbererze zu finden. Hierbei entdeckte man allerdings den vielfarbigen Charakter des Flußspats und begann diesen als Schmuckstein zu gewinnen. Seit 1703 wird die Grube das „Schönfärbige Bergwerk“ genannt. Die bunten Steine (violetter und hellgrüner Flußspat, Quarz und Hornstein) waren damals recht beliebt und fanden ihren Weg in viele Schmuckkästchen. FLURL (1792) fand das Bergwerk verlassen und verfallen vor. Um das Jahr 1860 suchte man wieder vor allem den blauvioletteren Flußspat und verarbeitete ihn zu Schmuck- und Gebrauchsgegenständen wie z. B. Aschenbechern und Tischplatten. Ab 1923 wurde aus dem Kittenrainer Gang erneut Flußspat gewonnen, jetzt allerdings zur technischen Verwendung in der metallurgischen und chemischen Industrie. Während der letzten Betriebsperiode der Grube Kittenrain, von 1970 bis 1994, wurde der Gang neu aufgeföhren und weitgehend abgebaut. Die Grube kann heute als Schaubergwerk besichtigt werden (Historisches Schmucksteinbergwerk „Silberschacht“ in Bach a. d. Donau).



„Schönfärbiger“ Flußspat

Burgberg Donaustauf

Geotop-Nr.: 375R023
Landkreis: Regensburg
Gemeinde: Donaustauf
TK25: 6939 Donaustauf
Lage: R: 4515230 H: 5432600
Naturraum: Falkensteiner Vorwald
Gestein: Unterrotliegend-Sedimente
 (Karbon – Perm)

Beschreibung:

Der Burgberg von Donaustauf ist ein markanter Härtling und Aussichtspunkt am steilen Übergang vom Tiefland an der Donau zum Falkensteiner Vorwald. Gekrönt wird er von der eindrucksvollen Ruine der 1634 zerstörten Burganlage.

Aus tektonischer Sicht befindet sich der Burgberg innerhalb des Donaustauer Rotliegend-Grabens, der am Südrand des Falkensteiner Vorwalds auf ca. 10 km Ost-West-Erstreckung parallel zur Donaustörung verläuft. Hier finden sich verwitterungsresistente, quarzitisch gebundene, dunkelrötlichbraune Brekzien („Fanglomerate“) und feldspatreiche Sandsteine („Arkosen“). Diese Gesteine entstanden in wüstenartigem Klima aus Schlammfluten und setzen sich vorwiegend aus Schutt des Grundgebirges zusammen. Charakteristische Komponenten der Fanglomerate sind bis 10 cm große Bruchstücke aus verschiedenen Graniten und Gneisen.

Früher gab es am Burgberg zahlreiche Aufschlüsse, die aber heute weitgehend verwachsen sind. Manche sind aber noch zugänglich, sie befinden sich hinter der Kirche und am Übergang von der Vorburg zur Hauptburg. Da die Rotliegend-Gesteine teilweise zum Bau der Burganlage genutzt wurden, kann das Material auch sehr gut im Detail im alten Mauerwerk der Ruine studiert werden.

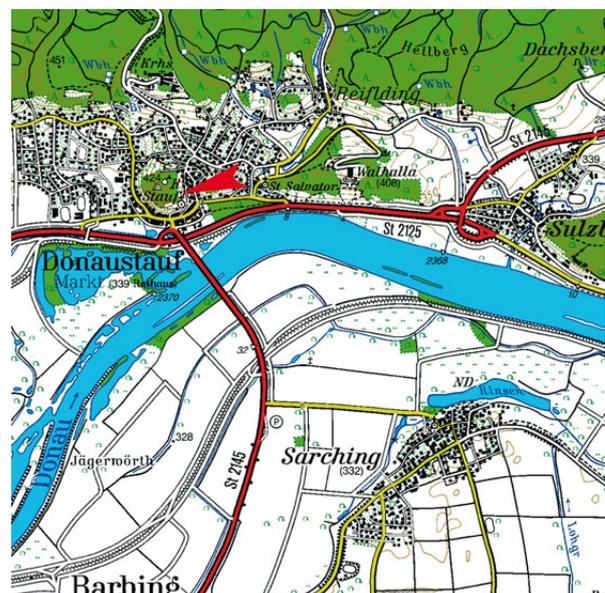
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1995)



Der Burgberg erhebt sich vor der Kulisse des Regensburger Waldes steil aus dem Donaual.



Typischer Aufschluss von Rotliegend-Gesteinen am Burgberg



Endzeit im Jurameer

Vom Malm alpha bis in die Zeit des Malm delta herrschte in der Frankenalb eine relativ stabile Periode der Kalkablagerung im Flachmeer. So kann man die gebankten Kalkabfolgen außerhalb der Riffgebiete hier über weite Strecken parallelisieren. Die Grenze vom Malm delta zum Malm epsilon ist geprägt durch eine weitgehende Einebnung des vorherigen untermeerischen Reliefs und markiert wohl eine größere Schichtlücke. Darüber zeigen Korallenriffe eine geringere Wassertiefe an. Zwischen den Riffzügen lagerten sich in einzelnen wannenartigen Senken Schichten ab, die sich aber von Ort zu Ort sehr stark unterscheiden.

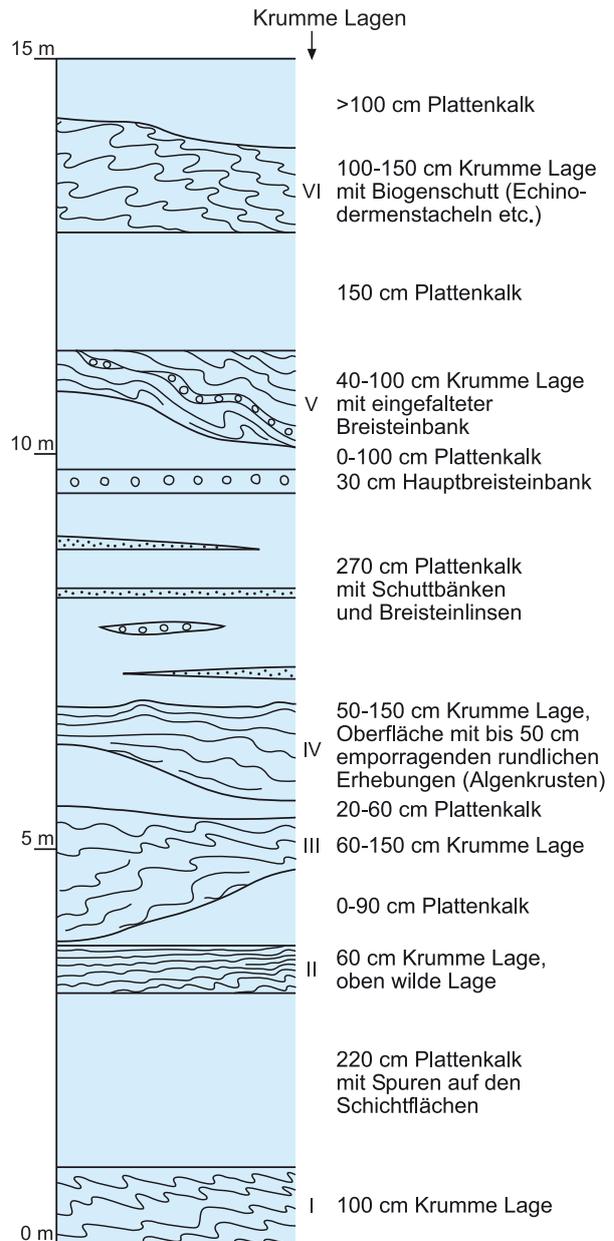


In einem ehemaligen Steinbruch bei Kager liegt der östlichste Aufschluss von gebankten Kalken des Malm epsilon. Fossilfunde sind in diesen Gesteinen sehr selten, da das lebensfeindliche lagunenartige Ablagerungsgebiet ringsum durch Riffe vom offenen Meer abgetrennt war.



Die Täler der Naab und der Schwarzen Laaber verlaufen fast durchgehend im Bereich des Parsberger Riffzugs, dessen massige Felsen die Hänge säumen. Der obere Teil der Felsen gehört oft schon zum Malm Epsilon, was an den etwas helleren und teilweise gebankten Dolomiten zu erkennen ist. Hier: Felsen südlich von Schönhofen

Die Ursachen für diese Veränderungen im Süddeutschen Jurameer liegen vor allem in großen geotektonischen Vorgängen: zur Zeit des Oberjura begann der riesige Urkontinent Pangäa zu zerbrechen und der Atlantische Ozean entstand, zunächst als schmaler Grabenbruch. Auch der Rückzug des Meeres aus der Oberpfalz bis zum Ende des Juras ist eine Randerscheinung solcher Verschiebungen in der Erdkruste.



Schematische Darstellung des Malm zeta Profils im Steinbruch Harteis bei Hennhüll (aus MEYER & SCHMIDT-KALER 1983b)

Steinbrüche Niebeler und Harteis bei Hennhüll

Geotop-Nr.: 375A007 und 008
Landkreis: Regensburg
Gemeinde: Hemau
TK25: 6936 Hemau
Lage: R: 4484500 H: 5431420
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Plattenkalke (Malm zeta 1/2)

Beschreibung:

Auf der Jurahochfläche südlich von Hemau befinden sich knapp westlich von Hennhüll zwei ehemalige Abbaustellen von Plattenkalken. Hier fällt auf, dass die regelmäßig geschichteten Plattenkalke immer wieder durch grobkörnige oder wild verfaltete Gesteinslagen oder Linsen unterbrochen werden. Während Plattenkalke normalerweise aus besonders feinkörnigen Komponenten aufgebaut sind, finden sich hier viele sogenannte Schutt-, Schill- und Breisteinbänke, welche Rückschlüsse auf die eher unruhigen Ablagerungsbedingungen in diesem Teil des Jurameeres zulassen. Die Schuttbänke enthalten Material, das aus den nahen Riffgebieten in die Hemauer Schichtfazieswanne eingeglitten ist. In den Schillbänken besteht dieser Schutt überwiegend aus Fossilien. Von Breistein spricht man, wenn die Fossilbruchstücke dick von Algen überkrustet wurden, wodurch sich Onkoide bildeten – konzentrisch aufgebaute, kugelige bis unförmige Strukturen im Gestein, die mehrere Millimeter Durchmesser erreichen können.

Rutschungen ereigneten sich aber nicht nur an den umgebenden Riffen. Auch innerhalb der Schichtfazieswanne kam es immer wieder zum Abgleiten von erst teilweise verfestigten Sedimenten. Aus dem zähen Kalkschlamm am damaligen Meeresboden entstanden so anstatt ebener gebankter Plattenkalke die wild verfalteten „Krummen Lagen“. Sechs solche Horizonte waren früher auf 15 m Profilhöhe aufgeschlossen. Leider verschwinden die Aufschlüsse zusehends.

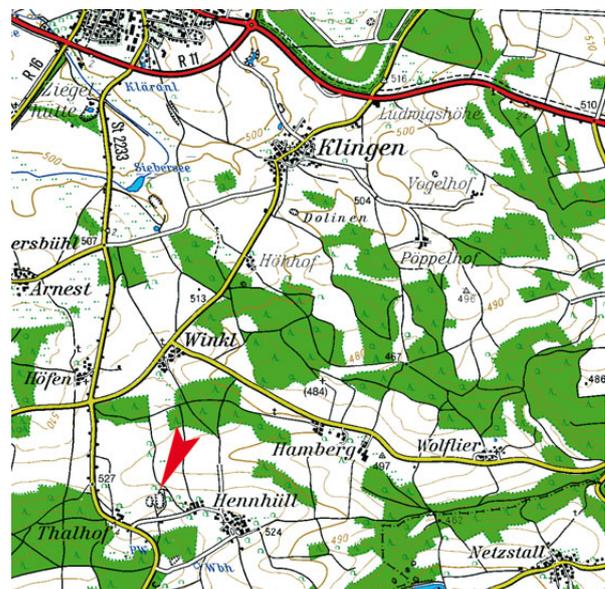
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1983, 1994)



Die Aufschlüsse bei Hennhüll verfallen und verwachsen zusehends.



Für die durch submarine Rutschungen entstandenen Gleitfalten ist der Aufschluss bekannt.



Rätselhaftes Relikt Räuberhöhle

Geräumige Höhlen wie die Räuberhöhle zeugen von der teilweise sehr intensiven Verkarstung der Malm-Gesteine. Ihre Entstehung ist mit Sicherheit auf einen ehemals bedeutenden unterirdischen Fluss zurückzuführen. Die heute begehbare Höhle stellt folglich nur ein winziges Fragment eines früher sehr ausgedehnten Höhlensystems dar. Mehr über dieses Höhlensystem zu erfahren ist aber aus verschiedenen Gründen schwierig.

Beim Ausbau des Höhlenraums zu einem Bierkeller im 19. Jahrhundert wurde der Boden ohne Rücksicht auf die natürlichen Gegebenheiten planiert. Die ursprüngliche Struktur des Raumes und auch die Höhlensedimente, die in ihrer originalen Lagerung möglicherweise viele Informationen über die Höhlenentstehung enthielten, sind dadurch unwiederbringlich zerstört. Auch Lagerfeuer, wie sie bis heute von unverantwortlichen Zeitgenossen in der Höhle geschürt werden, wirken zerstörerisch: Die Decke des Raumes wird dadurch geschwärzt, Fledermäuse und andere Höhlenbewohner werden vertrieben oder gar getötet.



Der sehr geräumige Eingang zur Räuberhöhle

Aber auch in ihrem Urzustand hätte die Räuberhöhle wohl nicht alle Rätsel preisgegeben. Der ehemalige Höhlenfluss existiert heute offenbar nicht mehr, denn wäre er noch vorhanden, so müsste sich im nahen Naabtal eine große Karstquelle befinden. Eine solche ist jedoch nicht bekannt. Ein so großer Hohlraum wie die Räuberhöhle könnte sich somit unter den heutigen Bedingungen hier nicht bilden – er ist ein Relikt aus einer Zeit, in der die Landschaft völlig anders aussah. Stammt die Höhle vielleicht aus dem frühen Quartär, als sich das heutige Naabtal bildete? Oder gehört sie zu einem noch viel älteren Höhlensystem, das im Miozän zum drei Kilometer weiter westlich gelegenen Tal der Urnaab hin entwässerte?

Möglicherweise bringen zukünftige Untersuchungen mit Methoden, die wir heute noch nicht kennen, eine Antwort auf diese Fragen. Unbestritten ist aber, dass die längst vergangenen Verkarstungsperioden in der Tertiär- und Kreidezeit auch heute noch erheblichen Einfluss auf die Grundwasserbewegung in der Region haben. Beispielsweise wurden in verschiedenen Brunnen rund um Regensburg tief unter dem Donauniveau große wasserführende Karsthöhlen angetroffen. So tief lag die Verkarstungsbasis im Miozän, bevor das Urnaabtal im Braunkohletertiär versank und das Vorflutniveau wieder höher gesetzt wurde.



Die Quellen des Bachmühlbachs westlich von Deuerling treten aus tiefen Trichtern am Bachgrund aus. Sie liegen in einem Tal, das sich an der großen West-Ost-verlaufenden Störungszone der Schwarzwald-Bayerwald-Linie orientiert, die östlich von Regensburg in die Westnordwest-Ostsüdost-streichende Donaustörung mündet. Eine Besonderheit der Bachmühlbach-Quellen ist ihre erstaunlich konstante Schüttung, die man in einem Karstgebiet normalerweise nicht erwarten würde (GLASER 1998).

Räuberhöhle Etterzhausen

Geotop-Nr.: 375H001
Landkreis: Regensburg
Gemeinde: Nittendorf
TK25: 6937 Laaber
Lage: R: 4498680 H: 5433900
Naturraum: Mittlere Frankenalb
Gestein: Frankendolomit (Malm)

Beschreibung:

Etwa 1 km nördlich von Etterzhausen liegt am Hang des Naabtales der Eingang zur sogenannten Räuberhöhle (auch „Altes Haus“). Auf einem Waldweg erreicht man den schmalen hohen Eingang und innen bequem über eine künstlich angelegte Treppe einen überraschend großen Raum. Die beinahe runde Halle hat einen Durchmesser von gut 20 m und ist in der Mitte etwa 8 m hoch. Der flache Boden, der offenbar künstlich eingeebnet wurde, zeugt von der ehemaligen Nutzung als Bierkeller. Auf der gegenüberliegenden Seite des Raumes liegt ein zweiter Eingang, durch den diffuses Licht in die Halle fällt. Hier kann man allerdings nicht im Freien weiterwandern, da man sich direkt in den Dolomitfelsen am steilen bewaldeten Prallhang oberhalb der Naab befindet. Von hier aus den Hang querend erreicht man nach wenigen Metern eine weitere kleine Höhle, die wohl ursprünglich mit der Räuberhöhle zusammenhing.

Die Höhle liegt im Grenzbereich zwischen dem dunkleren Dolomit des Malm delta und dem überlagernden hellen Dolomit des Malm epsilon. In diesem Horizont finden sich – nicht nur im Naabtal – zahlreiche kleine Höhlen.

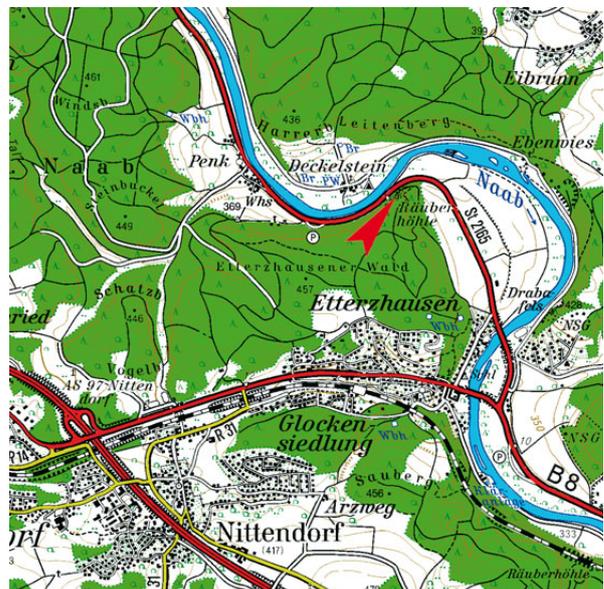
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1995)
 HERRMANN (1976)



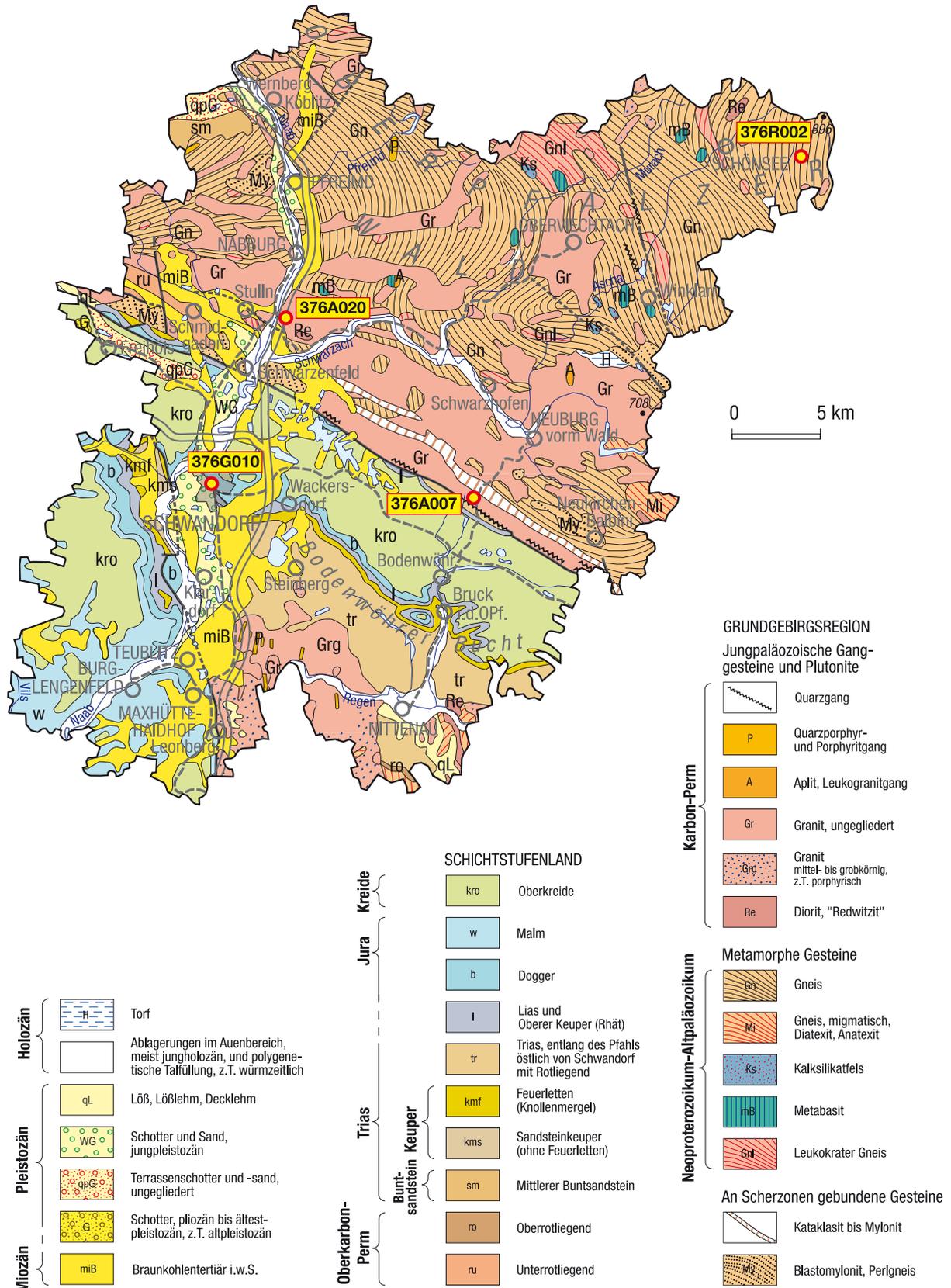
Eine alte Steintreppe führt vom Eingang in die Haupthalle.



Feuerstellen und Schmierereien an den Wänden zeugen von der Unvernunft mancher Höhlenbesucher.



Geotope in der Oberpfalz



3.7 Schwandorf

Der Landkreis Schwandorf hat Anteil an sehr unterschiedlichen Naturräumen. Entsprechend vielgestaltig ist auch sein Landschaftsbild, das den unterschiedlichen geologischen Aufbau widerspiegelt. Der Nord- und Ostteil gehört zum Oberpfälzer Wald, der von Gesteinen des kristallinen Grundgebirges dominiert wird. Etwa die Hälfte der Landkreisfläche entfällt auf den Vorderen Oberpfälzer Wald, eine Hügellandschaft mit Höhen um 500–650 m, die nach Nordosten hin ansteigen. Die östlichste Ecke um Schönsee, mit Erhebungen bis über 800 m, wird dem Hinteren Oberpfälzer Wald zugerechnet. Hier liegt auch der 896 m hohe Weingartenfels, die höchste Erhebung im Landkreis.

Ganz im Süden reicht der Landkreis Schwandorf bis in das Kristallgebiet des Falkensteiner Vorwalds, der zum Bayerischen Wald zählt. Nördlich davon quert die Bodenwöhrer Bucht, die zum Oberpfälzer Hügelland gehört, in einer Höhenlage von etwa 350–450 m den Landkreis. Im Kontrast zu dem unruhigen Relief der Kristallgebiete ist es durch eine flachwellige Schichtstufenlandschaft mit Sedimenten des Mesozoikums gekennzeichnet. Zwischen Schmidgaden und Maxhütte-Haidhof liegen in Senken tertiärzeitliche Ablagerungen des Urnaabtales. Ein kleines Areal westlich von Wernberg-Köblitz gehört ebenfalls der Einheit des Oberpfälzer Hügellandes an. Der Südwestteil des Landkreises ist Teil der Mittleren Frankenalb, die von jura- und kreidezeitlichen Gesteinen aufgebaut wird. Die Albhochfläche mit Höhen um 500 m grenzt mit einem Steilabfall an die Tertiärniederungen des Urnaabtales. Die tiefsten Punkte des Landkreises liegen jeweils auf etwa 340 m an den Übertritten von Naab und Regen in den Landkreis Regensburg.

Die metamorphen und magmatischen Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Landkreis Schwandorf gehören alle zur Einheit des Moldanubikums. Ausgangsgestein für die Paragneise waren sandig-tonige Sedimente, in diese eingelagerte Mergel treten als Kalksilikate in Erscheinung. Hinzu kommen granitische („Orthogneis“) und basische („Metabasit“) Einschaltungen. Im Hinteren Oberpfälzer Wald dominieren metatektische Gneise, im Vor-



„Perlgneis“ (metablastischer Plagioklas-Biotit-Gneis) entstand durch tektonische Scherbewegungen während der abklingenden Metamorphose. Eine ausgeprägte Neuspaltung von Plagioklaskristallen schuf das namensgebende Erscheinungsbild dieser Gneise, bei denen Plagioklaskristalle wie Perlen in der Gneis-Matrix schwimmen.

deren Oberpfälzer Wald sind die Gneise meist intensiv durch Aufschmelzung und Mineralneuspaltung überprägt. Hier treten verstärkt auch Diatexite und Metablastite in Erscheinung. Im Bereich um Winklarn und Niedermurach sind in die Gneise Serpentinikörper, teilweise begleitet von Amphibolit und Eklogit-amphibolit, eingeschaltet. Die Serpentinite bilden oft markante Härtlingsrücken, die auch durch ihre besondere Vegetation auffallen.

Während der Variszischen Gebirgsbildung vor ca. 330 bis 310 Millionen Jahren sind Gesteinschmelzen in die metamorphen Folgen eingedrungen und zu Graniten, Granodioriten und Dioriten auskristallisiert. Im Vorderen Bayerischen Wald (Naabgebirge) bilden die Intrusivgesteine etwa die Hälfte des Untergrunds. Große Granitäreale sind der Neunburger Pluton und der Oberviechtacher Pluton. Auf letzterem gründet beispielsweise die Burgruine Obermurach.

Das Grundgebirge südlich der Bodenwöhrer Bucht wird fast vollständig von Graniten des Regensburger-Wald-Massivs eingenommen. Überwiegend handelt es sich um „Kristallgranit“, einen grobkörnigen Granit mit großen Feldspateinsprenglingen. Er wird von steilstehenden Porphyrgängen durchsetzt, deren Eindringen mit der postvariszischen Bruchtektonik im Unterrotliegend verbunden ist.

Die weitere Entwicklung des Grundgebirges ist durch Bewegungen an Störungszonen geprägt. Während und nach der variszischen Gebirgsbildung wurden einzelne Blöcke gegen-

einander verschoben und verstellt, wobei im Bereich der Scherzonen Mylonite und Ultramylonite entstanden. Entlang der Pfahlstörung sind an mehreren parallel streichenden Bewegungszonen solche Gesteine entwickelt. Die „Hauptstörung“ des Pfahls wird durch Härtlingsrücken aus Pfahlquarz nachgezeichnet, der an der Wende Perm/Trias aus hydrothermalen Lösungen ausgeschieden wurde. Im Zusammenhang mit den Bewegungen an der Pfahlstörung steht auch die Bildung der Flußspatgänge des Nabburg-Wölsendorfer Reviers.

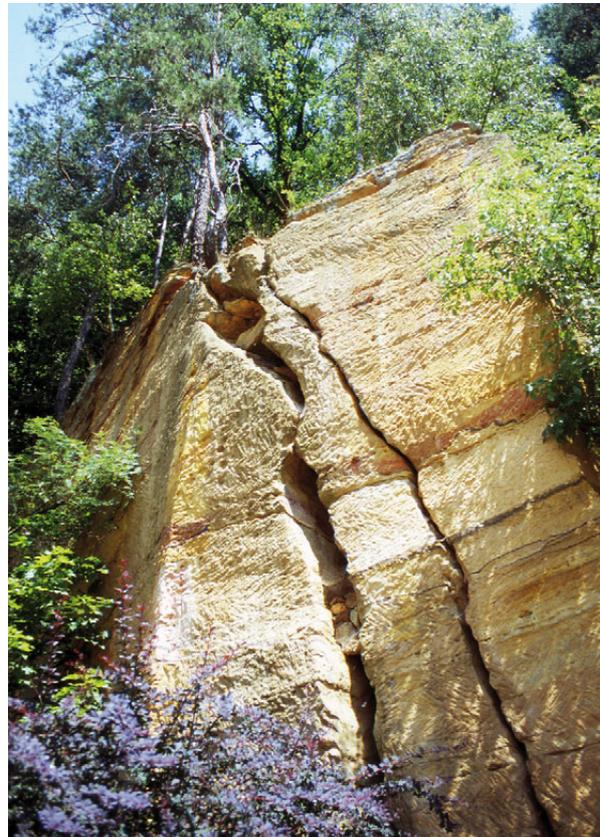
Als markante Störungszone trennt der bayerische Pfahl das kristalline Grundgebirge des Oberpfälzer Waldes von den jüngeren Schichten der Bodenwöhrer Senke, dem südöstlichsten Ausläufer des Bruchschollenlandes. Diese morphologische Senke ist auch tektonisch ein Tiefland – ein sogenannter Halbgraben, in dem sich Ablagerungen des Deckgebirges aus Perm, Trias, Jura und Oberkreide erhalten haben. Der Hauptgrabeneinbruch erfolgte im Alttertiär; dabei wurde an der Pfahlstörung im Norden das Kristallin auf das Vorland geschoben. Im Süden fehlt ein Bruch, deshalb ist der Schichtstapel nur leicht gekippt.

Die ältesten Sedimente des Deckgebirges im Landkreis stammen aus dem Rotliegend. Bei Schmidgaden sind in tektonisch eingesenkten Gräben Reste eines Rotliegend-Troges erhalten. Weitere Vorkommen findet man bei Pingarten und südlich von Nittenau.

Während der Trias weitete sich das Germanische Becken von Norden her und griff auf das Grundgebirge über. Im Norden bei Wernberg-Köblitz sowie im Süden bei Nittenau sind als älteste Triasbildungen Arkosen des mittleren Buntsandsteins erhalten. Die weitere Schichtfolge der Trias besteht aus eintönigen Arkosen, die sich schwer gliedern lassen. Da das Gebiet direkt am Rand des Germanischen Beckens lag, entstanden hier fast während der gesamten Trias festländische Sedimente. Sie stehen im Süden der Bodenwöhrer Bucht zwischen dem Kristallin und der Schichtstufe des Juras an. Rote Tonsteine des Feuerletten schließen die Schichtfolge des Keupers nach oben ab. Zusammen mit den sandigen Ablagerungen des Lias bildet er eine markante Schichtstufe.

Im Lias stieß das Meer in das Gebiet vor. In der Bodenwöhrer Bucht kommt im Lias delta ein Eisenerzflöz vor, das früher bei Buch und Bruck i. d. OPf. abgebaut wurde. Ansonsten entstanden im küstennahen Bereich flachmarine klastische Sedimente, in tieferem Wasser Mergel und Tone des oberen Lias und unteren Dogger (Opalinuston), die in der Landschaft flache Hänge bilden. Allerdings entwickelte sich an den feinkörnigen Eisensandsteinen des Dogger beta eine markante Schichtstufe, beispielsweise bei Schwandorf und Wackersdorf. Die Ablagerungen des restlichen Doggers treten durch ein schmales Verebnungsband in Erscheinung.

Marin und terrestrisch geprägte Kreidesedimente nehmen den Nordteil der Bodenwöhrer Senke ein. Mit Jeding und Freihöls liegen zwei der namensgebenden Lokalitäten für Schichtglieder der Kreide im Landkreis. In der Unterkreide wurden die Juragesteine im Osten zunehmend abgetragen. Das obercenomane



Doggereisensandstein an einer ehemaligen Abbauwand nordwestlich von Schwandorf

Kreidemeer griff dann diskordant auf den älteren Untergrund über. Auf einem Transgressionshorizont liegen mit den Äquivalenten des Regensburger Grünsandsteins und des Eibrunner Mergels geringmächtige Meeresablagerungen. Über diesen folgen feinkörnige Sedimente eines Flachmeers (Reinhausener Schichten, Knollensand, Sedimente des Mittelturon), die im Oberturon von vorwiegend festländischen Bildungen überdeckt werden. Letztere bestehen aus einer bis zu 100 m mächtigen Folge von groben Sandsteinen, denen tonige Lagen zwischengeschaltet sind (Freihölser Bausand bzw. Pflanzensandstein mit Pflanzenton). So findet sich in der Nähe des Pfahls bei Erzhäuser ein durch Kieselsäure verfestigter Pflanzensandstein, der als „Bodenwöhler Bausandstein“ abgebaut wurde. Der Meeresvorstoß im Coniac führte mit dem Cardienton wieder zur Ablagerung mariner Sedimente. Ganz im Westen des Landkreises bei Jeding sind darüber mit dem Jedinger Sandstein noch glaukonitische Feinsandsteine und Glaukonitglimmersande erhalten.

Westlich des Naabtales reicht die Frankenalb bis in den Landkreis. Die Gesteinsfolge des Malms beginnt mit der geschichteten Fazies der Unteren Mergel- und Werkkalke und reicht über die Oberen Werkkalke bis zu den Bankkalken des Treuchtlinger Marmors (Malm delta). Es dominieren geschichtete Gesteine, nur im südlichsten Bereich treten massige Kalk- und Dolomitgesteine der Riffazies auf. Die Schichten tauchen nach Südwesten ab, so dass von Nord nach Süd immer jüngere Gesteine die Hochfläche der Alb bilden. Oft liegen darüber noch kreidezeitliche Sedimente. An der Ostflanke der Albtafel reicht im Bereich des Pitterberger Sattels, der in Verlängerung der Keilbergstörung bei Regensburg liegt, die Schichtfolge am Albrauf bis in den Keuper hinunter, während bei Burglengenfeld die Dogger-Malm-Grenze unter das Naabtal abtaucht. Im Süden ist die mit Tertiär-Sedimenten gefüllte Rinne des Urnaabtales mehr als 100 m tief in die Malmkalke eingeschnitten.

Im Miozän bildete sich am Westrand des Grundgebirges das weitverzweigte und tief in den Untergrund eingeschnittene Rinnensystem der Urnaab aus, das sich aus dem

Raum Pfreimd bis nach Regensburg erstreckt. Die ehemaligen Täler sind mit einer bis 100 m mächtigen Folge von jungtertiären Sedimenten aufgefüllt. Bei Schmidgaden und im Bereich der Bodenwöhler Senke sind weitreichende Seitenrinnen ausgebildet.

Zur Tertiärzeit entstanden unter subtropischen Bedingungen in verlandenden Seitenästen ausgedehnte Sumpfwälder. Ihre Reste wurden durch sandig-tonige Ablagerungen überdeckt – eine Wechselfolge von kaolinitischen Tonen mit Sandlagen und Braunkohleflözen lagerte sich ab. Von industrieller Bedeutung waren vor allem die Braunkohlen, die in großen Tagebauen zwischen Schwarzenfeld und Maxhütte-Haidhof – vor allem um Wackersdorf – abgebaut wurden. Der Höhepunkt, aber auch das Ende des Abbaus fällt in die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts. Kaolinitone werden bis heute als feuerfeste Spezialtone gewonnen.

Im Pliozän und frühen Pleistozän floss die Naab zunächst im Westen um das Naabgebirge herum. Schotterablagerungen westlich von Wernberg-Köblitz im Norden und zwischen Freihöls und dem Naabtal im Süden zeichnen diesen alten Weg nach. Entlang des heutigen Naabtales sind kaltzeitliche Niederterrassenschotter erhalten. Quartäre Sedimente wie Decklehme und -sande, Fließerdien und Blockschutt verhüllen vielerorts den Untergrund. Von früheren Goldabbau in Fließerdien und Bachsedimenten zeugen ausgedehnte „Grübenfelder“ z. B. bei Unterlangau westlich Schönsee (LEHRBERGER 1997).



Die ehemaligen Braunkohletagebaue bilden heute in der Bodenwöhler Bucht eine ausgedehnte Seenlandschaft, die von der einstmaligen Abbautätigkeit zeugt. Die Seenplatte bei Rauberweiher zeichnet einen Seitenast des Urnaabtales nach, der weit in die Niederung aus Kreidesedimenten hineingriff.

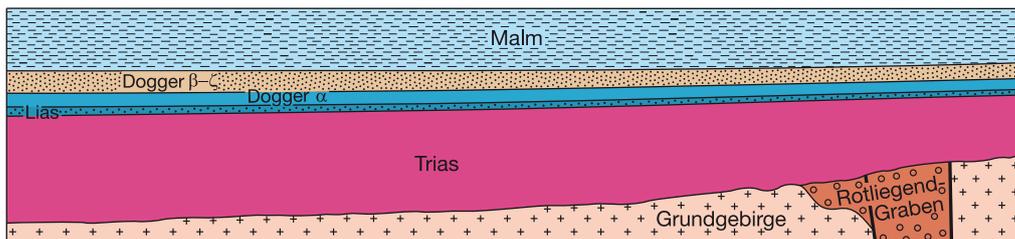
Geotope in der Oberpfalz

Eine unruhige Gegend – tektonisch gesehen

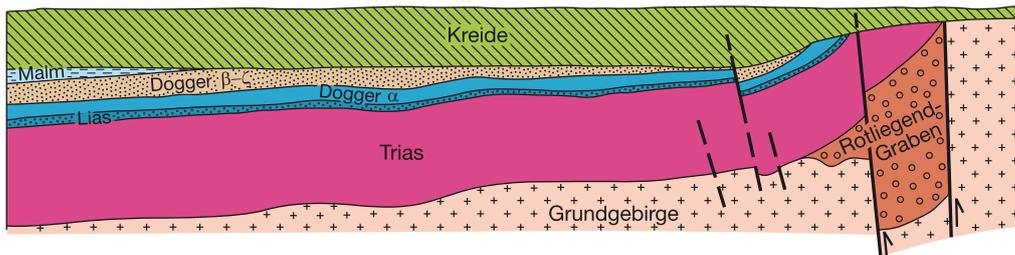
Die Gesteine des Juras weisen auf der geologischen Karte im Landkreis Schwandorf ein eigenartiges Muster auf. Während die Kalk- und Mergelgesteine des Malm bei Burglengenfeld als Teil der Mittleren Frankenalb größere Flächen einnehmen, treten die Ablagerungen des Lias und des Doggers im Kartenbild überwiegend als schmale Bänder in Erscheinung. Verantwortlich für dieses Muster sind die tektonischen Gegebenheiten im Grenzbereich zwischen den Kristallingebieten der Böhmisches Masse und der Frankenalb. Die wichtigsten geologischen Bau-Elemente dieses Gebietes sind die Pfahlstörung (Aufschiebung mit Aufschleppung), die Bodenwöhrer Senke (Halbgraben) und der Pittersberger Sattel (Aufwölbung) .

Im Südwesten des Landkreises – westlich des Naabtales – streichen am Rand der Frankenalb am Albtrauf unter den Malmgesteinen Dogger und Liasgesteine am Hang aus. In der Bodenwöhrer Senke liegen Sedimentgesteine von der Trias bis zur Kreide, die mit etwa 2–5° nach Nordosten einfallen. Inmitten der Senke treten die Juragesteine als Nordwest-Südost verlaufendes Band zu Tage. Sie bilden zwischen dem Ausstrich der Triassedimente im Süden und den Kreidegesteinen im Norden entlang der Linie Schwandorf-Wackersdorf-Bruck eine markante Schichtstufe in der ansonsten eintönigen Senke. Auch am Nordrand der Bodenwöhrer Senke stehen Juragesteine an, die als Folge tektonischer Bewegungen entlang der Pfahlstörung aufgeschleppt wurden. Sie findet man als schmalen Saum am Rand des Kristallins.

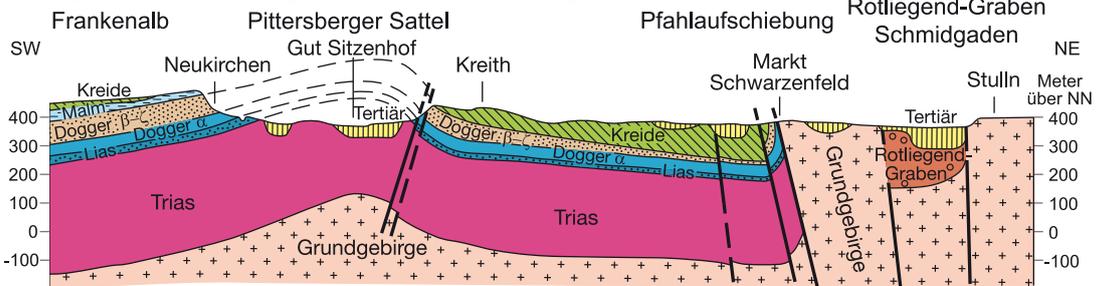
Bis Ende Malm: Sedimentation



Bis gegen Ende der Oberkreide: Sedimentation; Hebung des Grundgebirges im NE



Jungtertiäre Talverfüllung und quartäre Ausräumung



Erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung seit dem Jura im Bereich Schwandorf–Schmidgaden (nach MEYER 2000). Die Profilinie beginnt im Bereich der Frankenalb westsüdwestlich von Schwandorf, läuft im Bereich der Landkreisgrenze westlich an Schwandorf vorbei und endet im Kristallingebiet nördlich von Schmidgaden. Dabei quert sie den Pittersberger Sattel, den Rand der Bodenwöhrer Senke und die Pfahlstörung.

Felsenkeller Schwandorf

Geotop-Nr.: 376G010
Landkreis: Schwandorf
Gemeinde: Schwandorf
TK25: 6638 Schwandorf
Lage: R: 4508030 , H: 5465800
Naturraum: Oberpfälzisches Hügelland
Gestein: Eisensandstein (Dogger beta)

Beschreibung:

Unter dem Weinberg in Schwandorf verbirgt sich ein großes, über mehrere Etagen angelegtes System von Felsenkellern. Im Laufe der Zeit wurde ein Teil der etwa 60 Einzelkeller durch weitere Räume und Gänge verbunden, so dass ein regelrechtes Labyrinth entstand. Die geschätzte Gesamtganglänge der Anlagen beläuft sich auf mehrere Kilometer. Die direkt in den Fels geschlagenen Keller sind in Eisensandsteinen des Dogger beta angelegt (obere Aalen-Schichten). Es handelt sich hierbei um einen feinkörnigen, glimmerhaltigen Sandstein, der teilweise schicht- und schlierenartig von Limonit (Eisenhydroxid) durchsetzt und zumeist gelblich bis bräunlich gefärbt ist. Wegen des feinen Kornes, der schönen Färbung und seiner gut abbaubaren Dickbänke wurde der Eisensandstein früher auch als Baustein gewonnen.

Die Suche nach verwertbaren Erzen führte zur ersten Anlage von Stollen in Schwandorf. Spätestens seit dem 15. Jahrhundert wurden in dem leicht zu bearbeitenden, aber standfesten Sandstein Felsenkeller als Bierlager angelegt. Der Aus- und Weiterbau ging bis ins 20. Jahrhundert weiter (u. a. Nutzung als Luftschutzbunker). Fast in Vergessenheit geraten, wurde das weit verzweigte Kellersystem vor wenigen Jahren „wiederentdeckt“. Die Erforschung und Sanierung der Anlage ist in Gange, Teile davon wurden durch Führungen und Veranstaltungen der Stadt Schwandorf der Öffentlichkeit zugänglich gemacht.

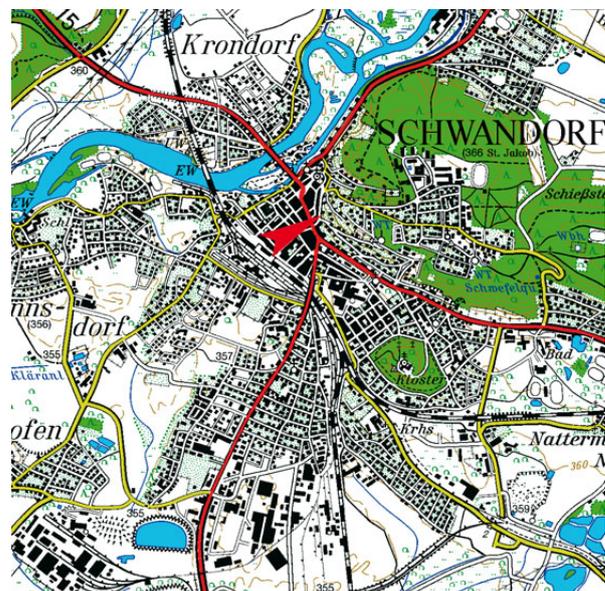
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HÄCK (1999, 2000)
 HÄCK & ROTHKEGEL (2000)
 MEYER (2000)



Die Felsenkeller von Schwandorf sind häufig als Halbtonnengewölbe gebaut.



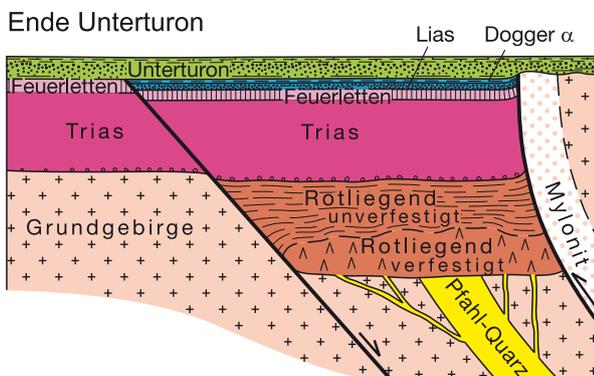
Anschnitte von Eisenerzschlieren in den Sandsteinen zeigen fantastische Figuren an den Kellerwänden.



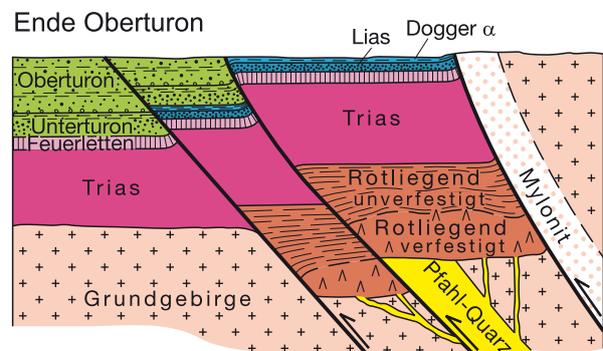
Reste von Rotliegend am Rand des Grundgebirges

Vor etwa 300 Millionen Jahren, noch vor dem Ende der variszischen Gebirgsbildung, begann bereits die Abtragung des damaligen Hochgebirges. Als Folge einer Scher- und Dehnungstektonik entstanden zwischen den Gebirgsketten Becken und Gräben. Im Verlauf des späten Oberkarbons und des frühen Perms (Rotliegend) wurden sie mit bis zu

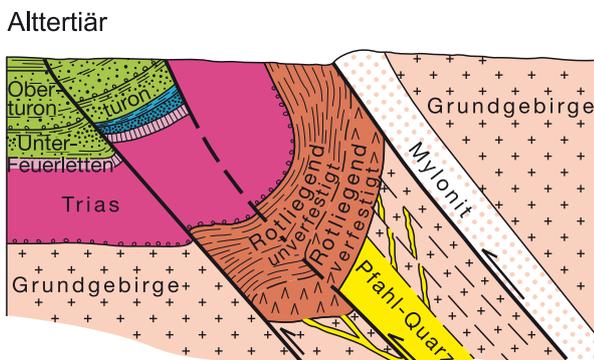
mehreren tausend Metern mächtigen, kontinentalen Sedimenten, dem Abtragungsschutt des Gebirges, gefüllt. Das Wissen über diese Ablagerungen gründet sich vorwiegend auf Bohrungen, denn über Tage gibt es nur wenige Rotliegend-Vorkommen. Sie liegen hauptsächlich, wie z. B. der Pingartener „Porphy“, direkt am Westrand des ostbayerischen Grundgebirges. Das Rotliegend wurde hier auf das Vorland überschoben und an der Pfahlstörung aufgeschleppt.



Unterturon: Durch Wiederaufhebung des Rotliegend-Graben während der Unterkreide-Zeit bleiben trotz allgemeiner Abtragung Jura-Reste vor dem Kristallin erhalten. Anschließend transgredierte die Oberkreide weit auf das eingebnete Grundgebirge.

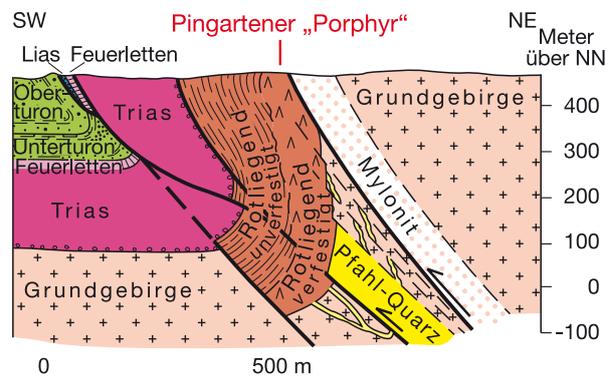


Im Oberturon beginnt die Hebung des Grundgebirges an der Pfahlstörungszone, grobe Schüttungen füllen den davor einsinkenden Halbgraben. Im Coniac lassen die Hebungen nach, es werden feinkörnige Sedimente abgelagert. Mit dem Ende der Kreidezeit erfolgt die weitere Heraushebung Ostbayerns.



Ins Alttertiär fällt die Hauptphase der Bildung des Bodenwöhrer Halbgrabens. An seinem Nordrand kommt es entlang der Pfahlstörungszone zur Aufschiebung des Kristallins und zur Aufschleppung des Deckgebirges.

Untermiozän bis heute



Unter-Miozän bis heute: Am Ende des Alttertiärs sind die Hebungen, Aufschleppungen und Überschiebungen an der Pfahlstörungszone abgeschlossen. Hebungen des gesamten Raumes führten zur Abtragung und Ausbildung des heutigen Reliefs.

Entwicklung der Pfahlstörungszone im Bereich von Pingarten seit der Kreidezeit (nach MEYER 1989a)

Pingartener „Porphyr“

Geotop-Nr.: 376A007
Landkreis: Schwandorf
Gemeinde: Bodenwöhr
TK25: 6639 Wackersdorf
Lage: R: 4524000, H: 5464400
Naturraum: Vorderer Oberpfälzer Wald
Gestein: Unterrotliegend-Sedimente
 (Karbon – Perm)



Beschreibung:

In Bayern gibt es nur wenige gut erhaltene Aufschlüsse von Sedimenten der Rotliegendzeit. Einer der bedeutendsten ist der Steinbruch am Kolmberg bei Pingarten. Hier wurde Anfang des 20. Jahrhunderts Eisenbahnschotter gebrochen. Der Betrieb wurde zwar bereits 1912 eingestellt, aber sporadische Gesteinsentnahmen zum Wegebau hielten die Wände frei – ideale Pflege für den Aufschluss. Er erschließt die sogenannte „Erzhäuser Arkose“. Das braunrote Sedimentgestein besteht aus einer feinkörnigen Grundmasse, in die grobe Mineral- und Gesteinsbruchstücke eingebettet sind. Die Entstehung dieses Gesteins ist auf Schlammströme zurückzuführen (Fanglomerat). In gebirgiger Wüstenlandschaft bildeten sich nach plötzlichen Starkregenereignissen Sturzfluten, die ihre Sedimentfracht beim Austritt des Flussbetts in ebenes Gelände rasch und weitgehend unsortiert als Schuttfächer ablagerten.

Während das Gestein südlich des Steinbruchs unverfestigt ist, weist es im Steinbruch eine Sonderentwicklung auf: Hier, direkt an der Pfahlaufschiebung, ist es durch Kieselsäure verfestigt und mit Fluorit und Baryt mineralisiert. Wegen seines porphyrischen Aussehens wurde das verfestigte Fanglomerat bei Pingarten vormals für ein magmatisches Gestein gehalten und fälschlicherweise als Pingartener „Porphyr“ bezeichnet.

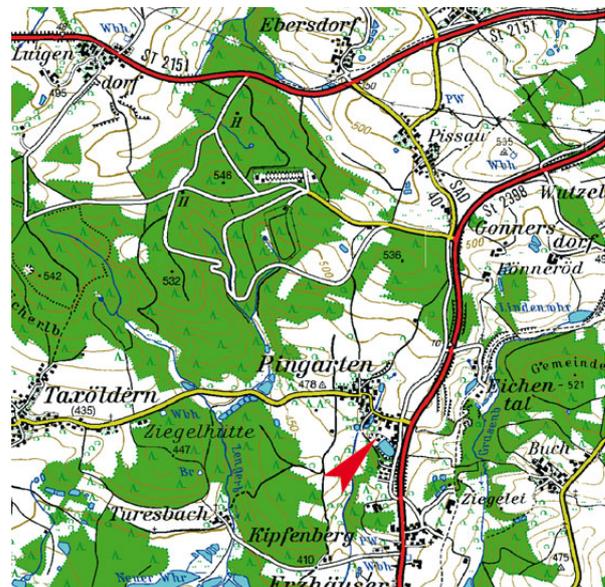
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: ENDLICHER & HALBACH (1993)
 MEYER & MIELKE (1993)
 MEYER (1989a, b)
 GÜMBEL (1868)



Steinbruch Kolmberg in Pingarten



Detailaufnahme des Fanglomerats



Flußspat – ein flüchtiger Geschäftszweig

Am Westrand des kristallinen Grundgebirges zwischen Nabburg und Schwarzenfeld liegt das Nabburg-Wölsendorfer Flußspatrevier. Die Granite und Gneise sind hier auf einem Areal von etwa 15 mal 8 km von ca. 100 Gängen durchschwärmt, die vorwiegend aus Fluorit (Flußspat), Baryt (Schwerspat) und Quarz bestehen. Nur etwa 30 davon waren wirtschaftlich bedeutend. Die Mächtigkeiten der meist steilstehenden Gänge, die maximal 4 km streichende Länge aufweisen, variieren zwischen wenigen Zentimetern und 12 Metern. Ein Großteil davon verläuft etwa parallel zur Pfahlstörung in nordwestlich-südöstlicher Richtung.

Bleiglanz-Vererzungen mit geringen Silberanteilen in manchen Gängen führten im 15. und 16. Jahrhundert zu einer ersten bergbaulichen Tätigkeit auf Silber. Allerdings war die Ausbeute nicht ergiebig. Im 18. Jahrhundert folgte eine zweite Bergbauphase, die sich auf Blei konzentrierte, aber auch ihr war wenig Erfolg beschieden.

Erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde Flußspat zu einem gesuchten Rohstoff für die Metallverarbeitung. In der Folgezeit entstanden zahlreiche Kleinbetriebe, in denen der Flußspat meist oberflächennah in Gruben und Schürfen gewonnen wurde. Gegen Ende des 19. Jahrhunderts setzte der unternehmerische Flußspatbergbau ein. Der steigende Bedarf für metallurgische Prozesse sowie wesentlich verbesserte Transportbedingungen durch den Bau von Eisenbahnlinien führten zu einem Aufschwung im Flußspatabsatz. Zunehmend ging der Abbau auf untertägigen Tiefbau über.

Das 20. Jahrhundert war geprägt durch ein Auf und Ab in der Flußspatgewinnung, abhängig von der politischen Situation und der Weltwirtschaft. Mit der expandierenden chemischen Industrie entstand ein weiterer Markt für Flußspat. Die Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg wurde zum Höhepunkt in der Flußspatgewinnung in der Oberpfalz und war ein ausschlaggebender Wirtschaftsfaktor. In der Zeit zwischen 1950 und 1960 stieg die Förderung auf ca. 1 Million Tonnen Flußspat. Die Grube Cäcilia war damals mit einer jährlichen För-

derung von 60.000 Tonnen das größte Flußspatbergwerk der Welt, zeitweise kamen 10 % der Weltjahresproduktion an Flußspat aus dem Nabburg-Wölsendorfer Revier.

Nach dieser Blütezeit musste man in den 1960er Jahren feststellen, dass die Vorräte rasch zur Neige gingen und die Gänge in der Tiefe geringmächtiger wurden. Je tiefer gearbeitet werden musste, umso höher stiegen die Kosten. Dies und die wachsende Konkurrenz aus kostengünstigerer Tagebauförderung im Ausland machten den Abbau unrentabel. 1987 erlosch mit Schließung der letzten Grube („Hermine“) der Flußspatbergbau im Revier.

Einblicke in den untertägigen Abbau gewähren heute nur noch die Besucherbergwerke „Heinrich-Kocher-Stollen“ bei Wölsendorf und der „Reichhart-Schacht“ in Freiling bei Stulln. Im „Reichhart-Schacht“, einem ehemaligen bäuerlichen Kleinbetrieb, ist ein mächtiger zonargebauter, feingebänderter Flußspatgang aufgeschlossen, der beispielhaft einen mehrphasigen Aufbau zeigt, wie er im Nabburg-Wölsendorfer Revier häufig war.

Das Mineral Flußspat hat seinen Namen von der Verwendung als Flussmittel bei der Verhüttung von Erzen. Es wird hauptsächlich bei der Stahlerzeugung zur Herabsetzung der Schmelztemperatur eingesetzt. In der chemischen Industrie wird Flußspat zur Herstellung von Flusssäure und andere Fluorverbindungen benötigt. Auch in der Keramik- und Glasindustrie findet Flußspat Verwendung.



Gebänderter Flußspatgang im Besucherbergwerk Reichhart-Schacht

Flußspatgang bei Wölsendorf

Geotop-Nr.: 376A020
Landkreis: Schwandorf
Gemeinde: Nabburg
TK25: 6539 Nabburg
Lage: R: 4512290, H: 5475760
Naturraum: Vorderer Oberpfälzer Wald
Gestein: Gangmineralisation (Perm)

Beschreibung:

An der steilen Hangböschung östlich der Autobahn nördlich von Wölsendorf sind zwei Flußspatgänge erkennbar, die durch einen kurzen Schurfstollen bzw. durch einen längeren (heute zugemauerten) Stollen aufgeschlossen wurden. Während der rechte, ca. 0,2 m breite Gang Fluorit-Farben von gelblich, grün und rosa aufweist, zeigt der linke, über 0,5 m mächtige Gang dunkelviolett bis schwärzlich gefärbte Fluorite.

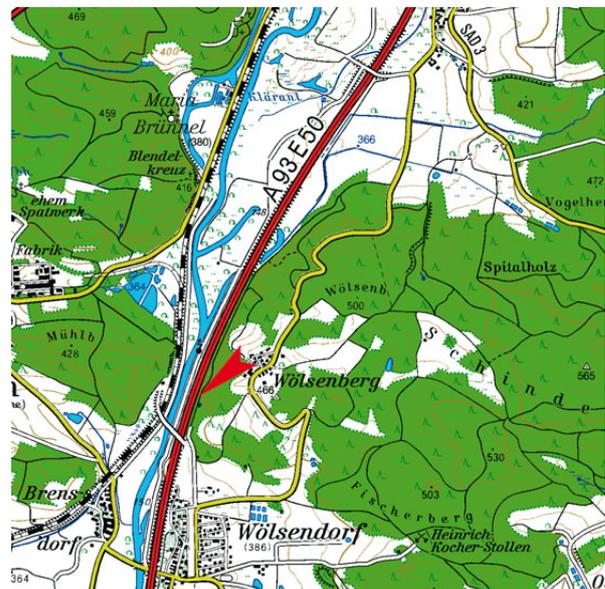
Flußspat entsteht hauptsächlich durch die Abscheidung aus etwa 100–400° C heißen, mineralreichen Wässern. Für die Gänge im Wölsendorfer Flußspatrevier nimmt man eine mehrphasige Entwicklung an, wobei während und zwischen den Mineralisationsphasen tektonische Bewegungen stattfanden. Altersbestimmungen lassen auf eine Bildung der Gänge zeitgleich mit dem Pfahlquarz im Oberen Perm schließen.

Eine typische Gangmineralisation besteht hier aus einer schichtartigen Wechsellagerung verschieden gefärbter Fluoritgenerationen, Barytabfolgen und Quarzlagen. Häufig treten Dolomit und Calcit sowie untergeordnet Erzminerale hinzu. Die dunkle Färbung mancher Fluorite geht auf die radioaktive Einwirkung von Uranmineralien zurück, die häufig mit ihm vergesellschaftet sind. Für diesen sogenannten „Stinkspat“, der beim Anschlagen intensiv riecht, war das Wölsendorfer Revier bekannt.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: BALD (2000), BAUBERGER & ENDLICHER (1993)
 BAUBERGER & STREIT (1982)
 ZIEHR (1975)
 BAUBERGER (1967)



Flußspat in der Firste des alten Stollens nördlich von Wölsendorf



Gneisklippen und Blockschutt – typischer „steinreicher“ Oberpfälzer Wald

Weite Bereiche des östlichen Oberpfälzer Waldes zwischen der Cham-Further-Senke im Süden bis etwa Moosbach und Eslarn im Norden bestehen aus Gneis. Geprägt wird diese Mittelgebirgslandschaft durch den Wechsel von meist bewaldeten Hügeln und Kuppen mit Höhen zwischen 700 m und 900 m sowie dazwischenliegenden, vielfach landwirtschaftlich genutzten Talbereichen.

Entstanden ist das heutige Landschaftsbild durch die Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in der Erdneuzeit. Im Tertiär wurde das Gebiet herausgehoben und es wurden ehemalige Deckschichten abgetragen. Die kristallinen Gesteine des Grundgebirges unterlagen nun

bei feuchtwarmen Klimabedingungen über einen langen Zeitraum hinweg intensiver Verwitterung. Es entstanden Verebnungsflächen mit tiefgründigen Zersatzdecken. Hebung und Klimaverschlechterung im Quartär führten zu verstärkter Erosion, das Relief wurde versteilt. Unter den periglazialen Klimabedingungen kam es zu Bodenfließen und intensiver Frostverwitterung. Die tertiären Verwitterungsmassen wurden weitgehend abgetragen, auf Gipfeln und Hügelrücken die intakten Gneispartien als Felstürme, Felsburgen und Blockmeere freigestellt. Von Blockschutt überzogene Hänge und große anstehende oder nur leicht verstürzte Felsgruppen aus Gneis zeugen von diesen Prozessen und sind typische Landschaftselemente des südöstlichen Oberpfälzer Waldes. Viele der Gipfelklippen sind beliebte Ausflugsziele.



Felskuppe aus Biotit-Plagioklas-Gneis am Gipfel des Wildsteins bei Wildstein

Hochfels bei Stadlern

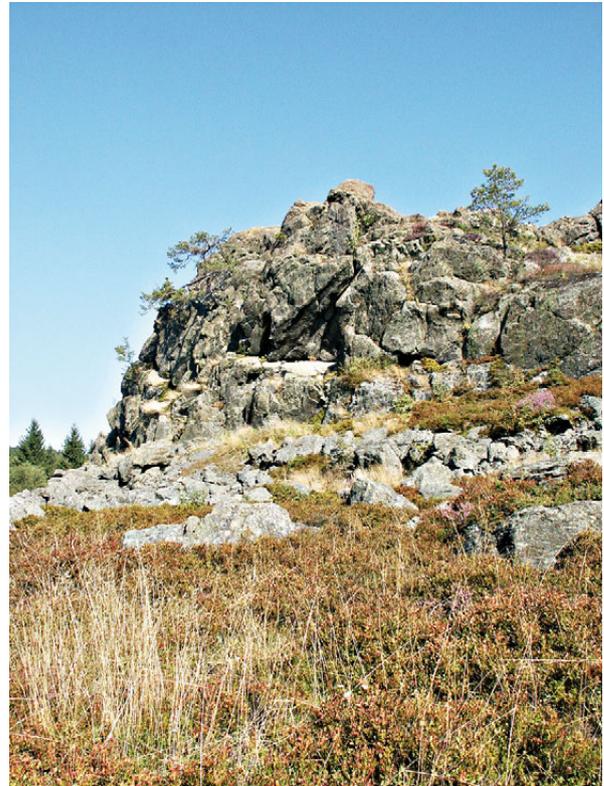
Geotop-Nr.: 376R002
Landkreis: Schwandorf
Gemeinde: Stadlern
TK25: 6441 Eslarn
Lage: R: 4544800, H: 5485740
Naturraum: Hinterer Oberpfälzer Wald
Gestein: Cordierit-Sillimanit-Gneis

Beschreibung:

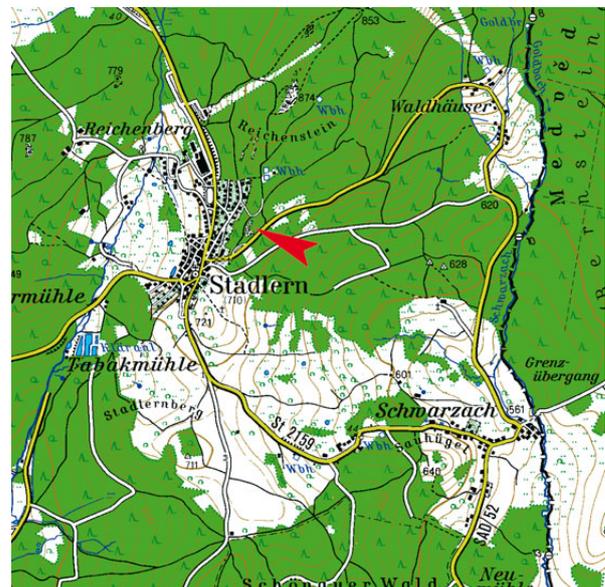
Der Hochfels ist eine markant aus der Umgebung herausragende Gneisklippe. Er liegt am südlichen Ende eines Höhenzuges aus Paragneisen, der sich über den Reichenstein bis zum höchsten Punkt des Landkreises, den Weingartenfels (896 m), hinzieht. Zahlreiche Blöcke – Zeugen der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge während des Pleistozäns und umrahmt von Heidevegetation – umgeben den Hochfels. Sie prägen teils als Einzelblöcke, teils als regelrechtes Blockfeld diese reizvolle Landschaft.

Die hier auftretenden flaserigen Cordierit-Sillimanit-Gneise sind das vorherrschende Gestein im südöstlichen Oberpfälzer Wald. Ausgangsmaterial dieser hochmetamorphen Gneise waren sandig-tonige Sedimente des Präkambriums oder Altpaläozoikums. Infolge vermutlich mehrfacher metamorpher Prägung und Deformation lassen sich die ursprünglichen Ablagerungsbedingungen und das Entstehungsalter heute aber nicht mehr bestimmen. Zuletzt waren die Gesteine vor etwa 320 Millionen Jahren einer durchgreifenden Niederdruck-Hochtemperaturmetamorphose unterworfen. Die in dem Gneis gemeinsam auftretenden Minerale Kalifeldspat, Cordierit und Sillimanit sind kennzeichnend für eine derartige Metamorphose. Außer diesen Mineralen besteht der feinkörnige Gneis hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Biotit. Die Aufteilung in helle Quarz-Feldspat- und dunkle Cordierit-Biotit-Anreicherungen verleiht dem Gestein sein typisch „flaseriges“ Aussehen.

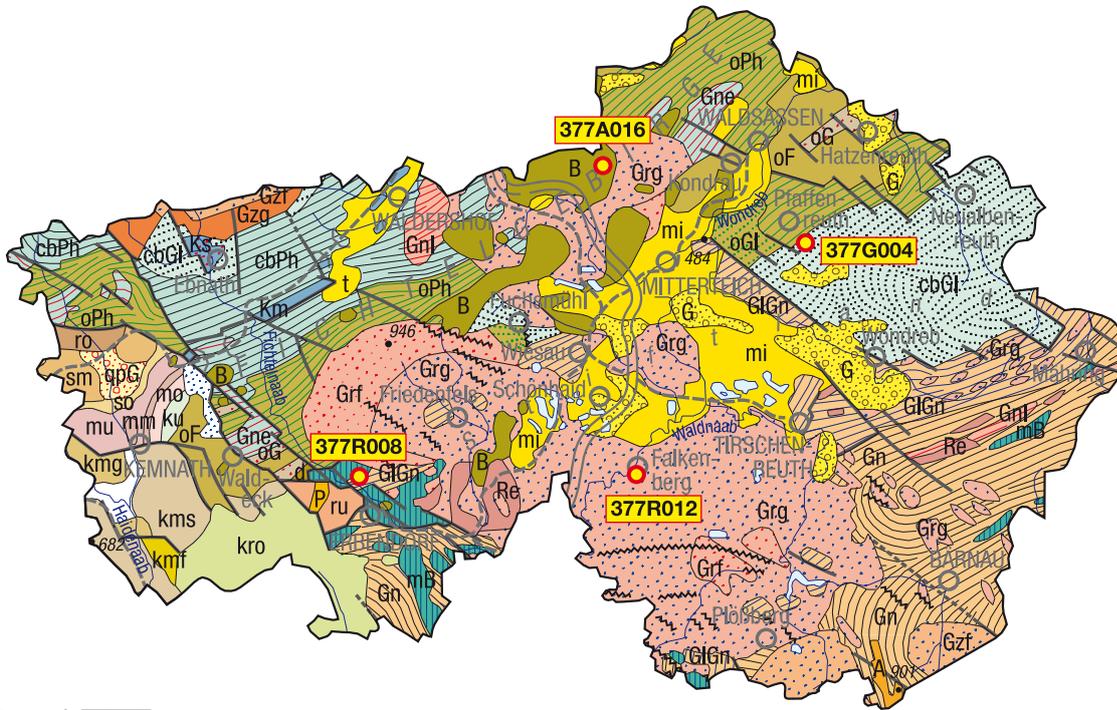
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: FORSTER (1961)



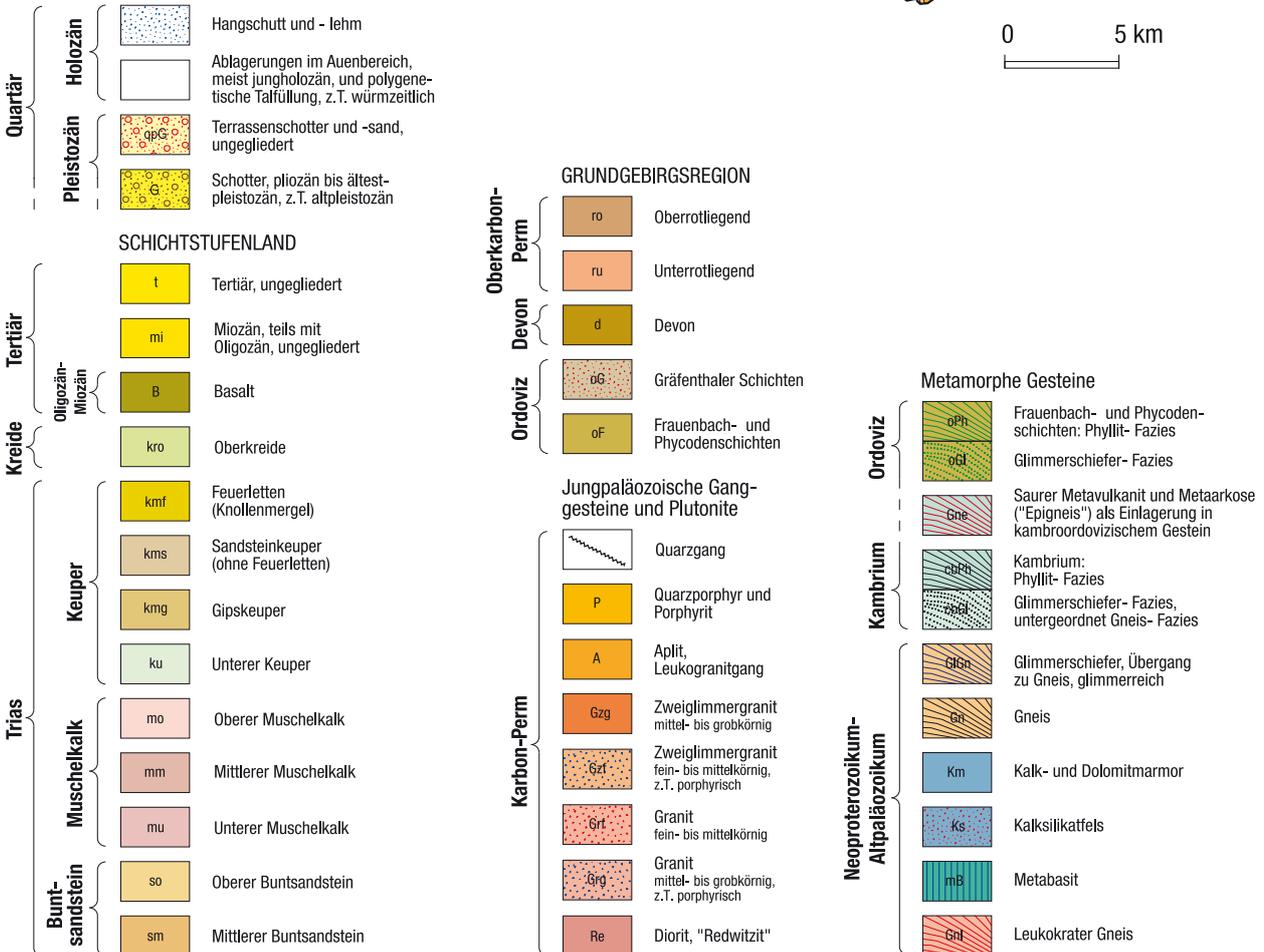
Blockhalde und Heidevegetation am Fuß des Hochfelses



Geotope in der Oberpfalz



0 5 km



3.8 Tirschenreuth

Der Nordteil des Landkreises Tirschenreuth zählt zum Hohen Fichtelgebirge, um Waldershof sogar bereits zur Selb-Wunsiedler Hochfläche. Südlich schließen die Naab-Wondreb Senke sowie der Vordere und Hintere Oberpfälzer Wald an. Der südwestlichste Bereich des Landkreises reicht in das Oberpfälzer Hügelland, das von Gesteinen des Deckgebirges aufgebaut wird.

Weite, meist bewaldete Höhen des kristallinen Grundgebirges prägen die Landschaft. Die Europäische Wasserscheide trennt das Gebiet in einen südlichen und einen nördlichen Teil. Nach Norden entwässert die Wondreb zur Elbe. Haidenaab, Fichtelnaab und Waldnaab fließen nach Süden zur Donau. Die Flusstäler sind im Allgemeinen flach in die Landschaft eingebunden, eine Ausnahme bildet nur das fast canyonartige Tal der Waldnaab südlich von Falkenberg. Der tiefste Bereich des Landkreises liegt in der Nähe von Kemnath im Oberpfälzer Hügelland, der niedrigste Punkt mit 434 m südlich von Kastl an der Haidenaab. Die höchsten Erhebungen bilden die Platte im Steinwald mit 946 m und der Entenbühl mit 901 m im Hinteren Oberpfälzer Wald.

Der geologische Bau des Landkreises Tirschenreuth ist vielgestaltig: Im Norden liegen unterschiedlich metamorphe Gesteine des Saxo-

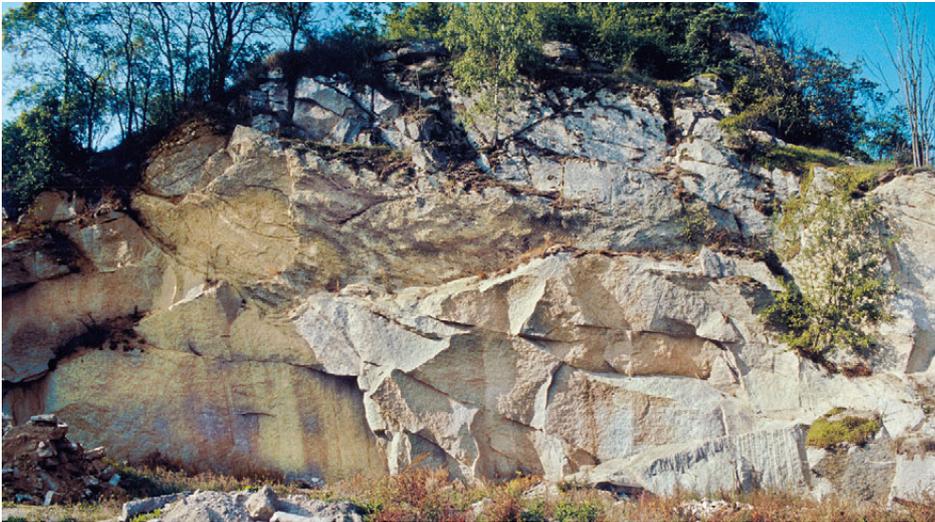
thuringikums. Das Grundgebirge im Südosten gehört zum Moldanubikum. Die „Zone Erbdorf-Vohenstrauß“ und die „Erbdorfer Grünschieferzone“ bei Erbdorf werden dem Teplá-Barrandium zugeordnet. Große Granitmassive prägen sowohl das Fichtelgebirge als auch die Gebiete bei Falkenberg, Bärnau und Friedenfels (SIEBEL et al. 2003, HECHT 1998). Verschiedenste Gesteine des Deckgebirges findet man im Westen des Landkreises. Der zentrale und nördliche Landkreis liegt in der Fortsetzung des Egergrabens und ist reich an tertiärzeitlichen Sedimenten und Vulkaniten.

Höhergradig metamorphe Abfolgen des zentralen Fichtelgebirges mit Glimmerschiefern und dem Wunsiedler Marmor, in dem mehrere Steinbrüche angelegt wurden, findet man im Bereich des Saxothuringikums im Raum Waldershof-Ebnath. Im Waldsassener Schiefergebirge überwiegen geringer metamorphe Phyllite und Quarzite wie z. B. Frauenbachquarzit, Phycodenschichten und andere Gesteine der „Thüringischen Fazies“. Bemerkenswert sind primäre und sekundäre Goldvorkommen um Neualbenreuth im Waldsassener Schiefergebirge. Nordwestlich von Erbdorf ist im sogenannten Erbdorfer Paläozoikum eine Schichtfolge vom tieferen Ordovizium bis ins Unterkarbon aufgeschlossen.



Leicht verfaltete Wechsellagerung von Marmor mit Glimmerschiefer am Rand des Wunsiedler Marmor-Vorkommens bei Dechantsees

Die tektonische „Erbdorfer Linie“ trennt das Saxothuringikum vom Moldanubikum. Dieses besteht hauptsächlich aus Gneisen mit Einschaltungen von Amphiboliten. Im Gebiet zwischen Tirschenreuth und Mähring bildet die Grenze zum Saxothuringikum eine breite Scherzone. Tektonische Beanspruchung sowie Mineralneubildungen weisen auf mehrfache Bewegungen in der End-



Wegen seiner besonders hellen Farbe war der „Liebensteiner Eisgranit“ früher als Naturwerkstein begehrt.

phase der variszischen Gebirgsbildung bei noch hohen Temperaturen hin. Uran-Vererzungen bei Mähring wurden in den 60er- und 70er-Jahre des 20. Jahrhunderts probeweise abgebaut.

Im Grenzbereich der „Zone Erbandorf-Vohenstrauß“ zum Saxothuringikum und Moldanubikum findet man die geringer metamorphen Gesteine der Wetzold-Abfolge, die nach einem Ort bei Erbandorf benannt ist. Dabei handelt es sich um graphithaltige Quarzite („Metakieselschiefer“), Schiefer und Gneise mit Einschaltungen verschiedener Metavulkanite und Kalksilikatgesteine.

Bei Erbandorf ist das Gebiet tektonisch besonders stark gegliedert. Hier hat der Landkreis mit der „Zone Erbandorf-Vohenstrauß“ und der „Erbandorfer Grünschieferzone“ auch Anteil am Teplá-Barrandium. Gneise und Amphibolite der Zone Erbandorf-Vohenstrauß wurden bei Windischeschenbach durch das „Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland“ (KTB) bis zu einer Tiefe von mehr als 9 km nachgewiesen. In der „Erbandorfer Grünschieferzone“ finden sich neben den namensgebenden Grünschiefern vor allem Amphibolite und Serpentinite. Westlich davon liegt schließlich das kleine, tektonisch begrenzte „Erbandorfer Rotliegendbecken“, das über 1400 m mächtige Sedimente aus dem Oberkarbon bis Perm sowie saure Vul-

kanite enthält. Die in den Schichten eingeschalteten Steinkohle-Flöze wurden früher bei Erbandorf abgebaut. Dasselbe Bergwerk schloss auch silberhaltige Blei-Zink-Erzgänge auf (BAUMANN 1998). Im Zusammenhang mit dem Einsinken großer Becken während des Perms drangen Magmen aus der Tiefe bis an die damalige Landoberfläche auf. Als Zeugen des explosiven

Vulkanismus findet man am Kornberg und der Platte bei Schadenreuth Tuffe und Quarzporphyre. Gelegentlich enthalten die vulkanischen Ablagerungen Achatknollen.

Während der Spätphase der variszischen Gebirgsbildung im Karbon drangen in großer Tiefe granitische Schmelzen in die älteren, bereits metamorph umgewandelten Gesteine ein und erstarrten. Im Landkreis Tirschenreuth können zahlreiche, mehr oder weniger große, ehemalige Magmenkörper unterschieden werden. Zu den ältesten magmatisch gebildeten Gesteinen gehört der dunkle und feinkörnige Redwitz von Reuth bei Erbandorf. Unter den jüngeren Granitkörpern lassen sich im Landkreis Tirschenreuth mehrere Typen unterscheiden, die zum Teil durch den Gesteinsabbau überregionale Bedeutung erlangten.

Der Bereich westlich der Fränkischen Linie ist geprägt von Gesteinen des Deckgebirges. Auch hier bilden mächtige Abfolgen des Permokarbons die Basis. Während der Trias hielt die Sedimentation von Sand und Ton im Weidener Becken an. Vermutlich bedeckten die Ablagerungen auch Teile des heutigen kristallinen Grundgebirges, jedoch wurden sie während der Unterkreidezeit wieder vollständig abgetragen. Im Oberpfälzer Hügelland prägen die von zahlreichen Störungen durchzogenen Gesteine der Trias überwiegend die Landschaft. Von Norden nach Süden lassen sich Schichten



Moosbewachsener Redwitzblock südlich von Röthenbach am Steinwald

aus der Zeit des Buntsandsteins, des Muschelkalkes und des Keupers nachweisen.

Die Zeit der unteren Kreide ist geprägt von starker tektonischer Aktivität entlang der großen Störungszonen, die das kristalline Grundgebirge im Westen begrenzen. Östlich der Fränkischen Linie hob sich das Land gegenüber dem Vorland im Westen um mehr als tausend Meter an. Während der Oberkreide setzten sich in einem großen Flusssystem im Westen der Fränkischen Linie Sande und Gerölle ab. Danach wurde das Oberpfälzer Hügelland erneut gegen das kristalline Grundgebirge angehoben, wodurch in weiten Bereichen die Oberkreide-Ablagerungen wieder abgetragen wurden. Heute finden sich Kreideablagerungen im Landkreis Tirschenreuth im Hessenreuther Wald südlich von Kemnath und Erbdorf mit Sand-Tonstein-Wechselfolgen und bunten Kaolintonen.

Im Tertiär sank der Eger-Graben ein, der von Tschechien her in den Landkreis reicht. Im Bereich des kristallinen Grundgebirges füllten sich die tieferen Bereiche des Grabens mit Sanden und Tonen des Braunkohlentertiärs, die man heute bei Waldershof und im Bereich von Mitterteich, Tirschenreuth und Schönhaid findet. An einigen Stellen drangen aufsteigende Magmen bis zur Oberfläche, formten große Vulkane, und mächtige Lavaströme bedeckten das Land. Das größte Vorkommen

derartiger tertiärer Vulkanite bilden die Basalte des Großen Teichelberges. Viele weitere Hügel und Kuppen im Gelände stellen herausgewitterte Reste von Basaltschloten dar. Aber auch unter flachem Gelände können ehemalige Vulkane liegen: Südlich von Friedenfels wurde durch eine Bohrung ein heute vollständig verfüllter tertiärer Maarsee nachgewiesen, der nach einer vulkanischen Explosion entstanden war (ROHRMÜLLER 2003).

Die Hauptphase des Vulkanismus lag im Unteren Miozän vor über 20 Millionen Jahren. Dass die vulkanische Aktivität aber auch heute nicht als völlig erloschen gelten kann, zeigen quartärzeitliche Vulkanite im nahen Tschechien: Der Eisenbühl (Železná hůrka) nördlich von Neualbenreuth war vor nur etwa 260.000 Jahren aktiv! Tuffablagerungen dieses Vulkans reichen auch nach Bayern hinein.

Während des Tertiärs unterlag das Gebiet intensiver Verwitterung unter tropischen bis subtropischen Klimabedingungen. Die Feldspat-Kristalle in den Graniten wurden durch diese Verwitterung zersetzt und in das begehrte Tonmineral Kaolinit umgewandelt (OTT 2003). Im Falkenberger Granit bei Tirschenreuth, wo seit dem 19. Jahrhundert Kaolinerde abgebaut wird, drang diese Zersetzung bis in Tiefen von fast 100 m vor.

Im Quartär erhielt die Landschaft ihre endgültige Prägung. Während der sommerlichen Auftauperioden wurden im Permafrostbereich große Mengen verwitterten Materials durch Bodenfließen in die Tallagen verfrachtet. Die beeindruckenden Wollsäcke und Felsenmeere in den Granitvorkommen entstanden durch die Abtragung des umgebenden Gesteinsersatzes. Zwischen Kulmain und Immenreuth bildeten sich eiszeitliche Flussterrassen.

Ein Graben verbindet Bayern und Böhmen

In Folge von Krustendehnung und tektonischen Aufwölbungen sank während der Tertiärzeit der Egergraben ein. Als über 200 Kilometer lange und mehr als 20 km breite Grabenstruktur erstreckt er sich in Richtung Nordost-Südwest quer durch den Nordwesten der Tschechischen Republik und reicht bis nach Bayern hinein. Tertiärzeitliche Sedimente, vor allem aber junge Vulkangesteine, markieren den Verlauf des Grabens. Die Erdbebenaktivität im Egerer Becken, Vogtland und in Nordostbayern sowie die Entstehung der bekannten Mineral- und Thermalquellen der Region stehen damit in Verbindung. Auf die Fortsetzung des Grabens auch in das südwestliche Grundgebirgsvorland weisen Vulkanschlote wie z. B. der Rauhe Kulm und der Parkstein hin.

Die von Böhmen nach Bayern reichende geologische Struktur des Egergrabens wirkte über Jahrhunderte hinweg verbindend für die Entwicklung der Kultur und Wirtschaft beiderseits der Grenze. So nutzten beispielsweise alte Handelswege die naturgegebenen Übergänge.

Im 20. Jahrhundert trennte der „Eisernen Vorhang“ jahrzehntelang die Region, nun soll der Grabenbruch wieder verbinden: Gemeinsam mit den tschechischen Regionen Karlovy Vary und Plzeň bauen derzeit die bayerischen Landkreise Neustadt a. d. Waldnaab, Tirschenreuth, Wunsiedel und Bayreuth den grenzüberschreitenden Bayerisch-Böhmischen Geopark auf.

Im Gebiet des Geoparks werden unter anderem Lehr- und Geo-Erlebnispfade eingerichtet sowie ausgewählte Geotope für die Öffentlichkeit zugänglich gemacht. In den letzten Jahren durch das Geo-Zentrum an der KTB in Windischeschenbach umgesetzt wurde bereits die „Geo-Tour Granit“ mit acht Schautafeln, zwei weitere Geo-Touren zu den Themen „Vulkanismus“ und „Boden“ sind in Vorbereitung. Das Geo-Zentrum an der KTB (der ehemaligen Kontinentalen Tiefbohrung) entwickelte sich zu einer geowissenschaftlichen Bildungsstätte, die beispielsweise Führungen und Ausstellungen anbietet. Für Schüler und Lehrer ist hier das geowissenschaftliche Demonstrationlabor besonders interessant.



In einem ehemaligen Basaltbruch bei Aign hat sich ein Teich gebildet. Die Stirnseiten der Basaltsäulen spiegeln sich im Wasser.

Basaltbruch am Gipfel des Hirschentanz

Geotop-Nr.: 377A016
Landkreis: Tirschenreuth
Gemeinde: Konnersreuth
TK25: 6039 Mitterteich
Lage: R: 4514350, H: 5539350
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge
Gestein: Basalt (Tertiär)

Beschreibung:

Der aktive Basaltbruch am Gipfel des Hirschentanz zwischen Konnersreuth und Pechbrunn kann nur nach vorheriger Anmeldung beim Betreiber besucht werden. An der Zufahrt zum Steinbruch befindet sich ein eindrucksvolles Profil vom Randbereich des Basaltvorkommens, das erfreulicherweise nicht weiter abgebaut wird. Dort sind im unteren Bereich die Reste des stark verwitterten Granits aufgeschlossen, in den der Basalt vor etwa 26 Millionen Jahren eingedrungen ist. Über dem Granit folgen zunächst verschiedene Lagen feinkörniger Aschentuffe, Zeugen der explosiven Ausbruchstätigkeit des Hirschentanz-Vulkans. Aschen mit weniger als zwei Millimetern Durchmesser sind die kleinsten Partikel, die aus einem Vulkan geschleudert werden. Wenn sie nach dem Ausbruch fest verbacken, werden sie als „Aschentuff“ bezeichnet.

Über den Ascheschichten liegen mehrere Lagen von Lapillituffen, wobei Lapilli Durchmesser bis zu 6 cm erreichen. Deutlich erkennbar sind neben vulkanischen Schlacken und Gläsern auch Granitbruchstücke, die während der Explosion aus dem Förderschlot herausgeschleudert wurden. Später änderte sich der Charakter der vulkanischen Aktivität. Auf den explosiven Ausbruch folgte eine ruhige Förderung flüssiger Lava. Dieser Übergang ist im Profil an der Überdeckung der Tuffe mit Basalt gut erkennbar.

Schutzstatus: keiner
Geowiss. Bedeutung: bedeutend
Literatur: KÄMPF et al. (2005)
 WEIHER & ROHRMÜLLER (2005)
 HUCKENHOLZ & KUNZMANN (1993)



Abbau im basaltgefüllten Krater des ehemaligen Hirschentanz-Vulkans



An der Zufahrt zum Basaltbruch ist der ehemalige Kraterand aufgeschlossen: rechts Lapillituffe und Aschentuffe des Kraterandes, links oben der Basalt, der den Krater später füllte.

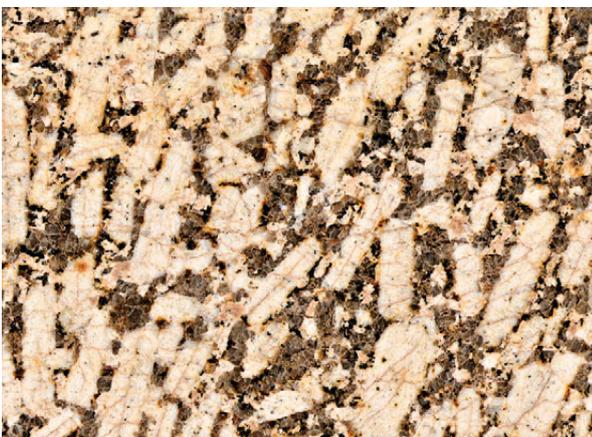


Granit-Magma: heiß und feucht

Granitische Gesteine bilden sich entweder durch die Aufschmelzung von Material der Erdkruste, die sogenannte Anatexis, oder sie lassen sich von Material ableiten, das aus dem Erdmantel in die Erdkruste aufstieg. Bei den Graniten der Oberpfalz handelt es sich in der Regel um aufgeschmolzene ehemalige tonige bis sandige Sedimentgesteine und so genannte Grauwacken. Ihre Aufschmelzung erfolgte in großer Tiefe unter mehr als 20 Kilometern Gesteins-Überdeckung. Um zu ihrem Abkühlungsort in höheren Stockwerken zu gelangen, musste die Schmelze nach ihrer Bildung zunächst aufsteigen und sich einen Platz schaffen



Der Flossenbürger Granit verdankt seine gelbliche Farbe der Verwitterung des eisenhaltigen Biotits, während er im unverwitterten Zustand durch Quarz leicht bläulich gefärbt erscheint. (Foto: Deutsches Natursteinarchiv, Wunsiedel).



Im gelbgrauen oder blaugrauen Falkenberger Granit fallen die sehr großen leistenförmigen Feldspat-Kristalle auf. (Foto: Deutsches Natursteinarchiv, Wunsiedel).

um schließlich dort auszukristallisieren. Diesen Vorgang nennt man Intrusion („Platznahme“).

Zur Bildung granitischer Schmelzen aus einem sedimentären Ausgangsgestein sind Temperaturen von 650 bis 800° C erforderlich. Derartige Temperaturen wurden während der variszischen Gebirgsbildung in tieferen Teilen des bayerischen Grundgebirges erreicht, als mehrere Krustenpakete übereinander gestapelt wurden. Jedoch können große Mengen an Schmelze nur entstehen, wenn auch relativ viel Wasser vorhanden ist. Derartige heiße Schmelzen mit einem hohen Wasseranteil können in höhere Krustenpartien aufsteigen, wo sie schließlich auskristallisieren.



Der sehr helle Steinwald-Granit enthält fast keine dunkel gefärbten Mineralkörner. (Foto: Deutsches Natursteinarchiv, Wunsiedel).



Einmalig in seiner bläulichen Färbung ist der Kösseine-Granit aus der Gegend nördlich von Ebnath. Er verdankt seine Farbe großen blaugrauen Feldspat-Kristallen und zählt zu den jüngsten Granitkörpern. (Foto: Deutsches Natursteinarchiv, Wunsiedel).

Burgberg Falkenberg

Geotop-Nr.: 377R012
Landkreis: Tirschenreuth
Gemeinde: Falkenberg
TK25: 6139 Falkenberg
Lage: R: 4516300, H: 5524800
Naturraum: Vorderer Oberpfälzer Wald
Gestein: Falkenberger Granit (variszisch)



Beschreibung:

Der Burgberg Falkenberg mit der mittelalterlichen Burg bildet ein weithin sichtbares Wahrzeichen. Die exponierten Granitfelsen unterhalb der Burg sind Teil des rund 140 km² umfassenden Massivs der so genannten Falkenberger Granitintrusion. An der natürlich entstandenen Felswand können die charakteristischen Merkmale des Falkenberger Granits gut studiert werden.

Der gelblich verwitternde Falkenberger Granit enthält zahlreiche außerordentlich große leistenförmige Kalifeldspat-Kristalle, die bis zu 9 cm Länge erreichen können. Diese sind oft eingeregelt, was für Granite untypisch ist. Dadurch unterscheidet er sich deutlich von den anderen Graniten im Landkreis. Den Raum zwischen den Kalifeldspat-Kristallen nehmen wesentlich kleinere Quarz-, Plagioklas- und Biotit-Kristalle ein. Durch das Herauswittern von Eisen aus dem Biotit erhält der Falkenberger Granit seine typische gelbliche Färbung.

Nachdem der Granit bis nahe an die Erdoberfläche angehoben war, erweiterte die Verwitterung die Klüfte im Gestein und ließ die typischen „Wollsäcke“ entstehen, die den Burgberg aufbauen. Der bildhafte Begriff „Wollsackverwitterung“ wird auch über den Falkenberg hinaus zur Charakterisierung dieser besonderen Verwitterungsform von Graniten verwendet.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: besonders wertvoll
Literatur: SIEBEL et al. (2003)
 TRZEBSKI et al. (1997)
 STRUNZ & MÜCKE (1975)
 VIÉRLING (1970)



Die Burg Falkenberg thront auf einem Granitsockel über der Umgebung.



Auch im verwitterten Gestein fallen die großen Feldspat-Kristalle des Falkenberger Granits auf.



Seltenes Gestein – seltener Bewuchs

Rund um Erbdorf besteht der Untergrund häufig aus basischen und ultrabasischen Gesteinen, die sehr wenig Kieselsäure (SiO_2) enthalten. Diese Gesteine sind fast durchweg grünlich gefärbt, weswegen man auch von der „Erbdorfer Grünschieferzone“ spricht. Ihre basischen Anteile entstanden aus Basalten eines ehemaligen Ozeanbodens, während die ultrabasischen Gesteine aus dem unter diesem Ozeanboden liegenden Erdmantel stammen.

Im Devon, vor mehr als 375 Millionen Jahren, kam es zur Kollision verschiedener Kontinente, wodurch auch Teile des ehemaligen Ozeanbodens zwischen kontinentale Platten geschoben und in größere Tiefen versenkt wurden. Unter Wasserzufuhr und bei der erneuten Heraushebung wieder nachlassenden Temperatur- und Druckbedingungen wandelten sich die olivinreichen, ultrabasischen Gesteine des Erdmantels in Serpentinite um, aus den basaltischen Gesteinen bildeten sich Grünschiefer und Amphibolite.

Teilweise entstanden neben den Serpentinmineralen auch Talk und Chlorit, wodurch sich vor allem in Bereichen starker tektonischer Durchbewegung sogenannte „Topfsteinlager“ bildeten. Diese weichen und besonders leicht zu bearbeitenden Gesteine waren begehrte Rohstoffe für feuerfeste Produkte und die keramische Industrie. Sie wurden früher im Westen



Hell glänzender Talkschiefer in der ehemaligen Talkschiefergrube „Marienstollen“

des Föhrenbühls und im „Marienstollen“ nördlich von Erbdorf abgebaut. Hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung des Marienstollens existieren verschiedene Pläne zur geotouristischen Nutzung des Geländes.

Während der Variszischen Gebirgsbildung kam es dann im Oberen Karbon vor etwa 315 Millionen Jahren zu weiteren Gesteinsumwandlungen: Zu dieser Zeit nahm tief in der Erdkruste das glutflüssige Magma des Steinwald-Granits neben der Erbdorfer Grünschieferzone Platz. Durch die hohe Temperatur in der Nachbarschaft des Granits entstanden aus den Serpentiniten die Serpentin-Hornfelse, die heute vor allem im Kammbereich des Föhrenbühls aufgeschlossen sind. Dabei neu gebildete Minerale wie z. B. Hornblende verleihen dem Gestein ein körniges Aussehen.



Großer Serpentinblock in der ehemaligen Talkschiefergrube „Marienstollen“

Serpentinit-Härtling am Föhrenbühl

Geotop-Nr.: 377R008
Landkreis: Tirschenreuth
Gemeinde: Erbendorf
TK25: 6138 Erbendorf
Lage: R: 4502650, H: 5524500
Naturraum: Hohes Fichtelgebirge
Gestein: Serpentinit



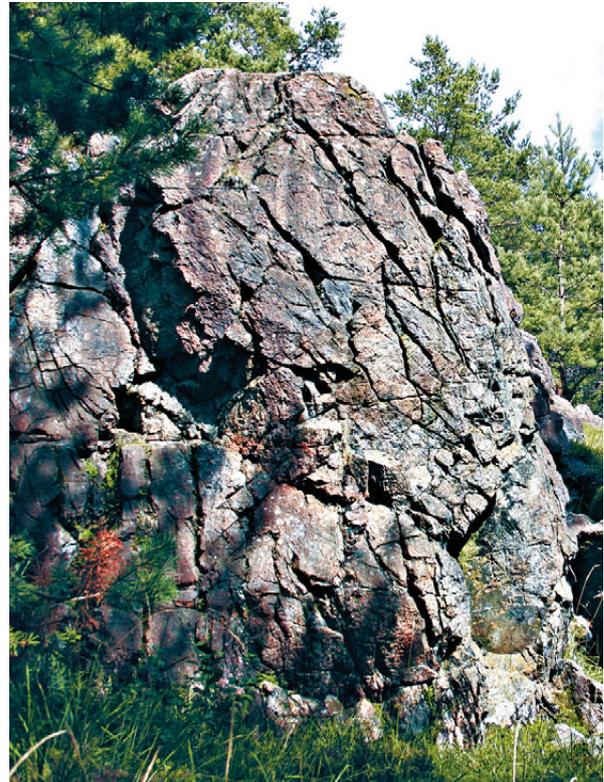
Beschreibung:

Die Serpentinit-Hornfelse des Föhrenbühls bilden zusammen mit den nördlich anschließenden Grünschiefern und Amphiboliten eine tektonisch begrenzte Schuppe von etwa einem Kilometer Länge. Nördlich des Föhrenbühl-Kammes verläuft die Grenze zwischen den ultrabasischen und basischen Gesteinen. Die besondere Widerstandsfähigkeit des Serpentinit-Hornfelses gegenüber der Verwitterung führte zur Ausbildung des über seine Umgebung herausragenden Härtlings.

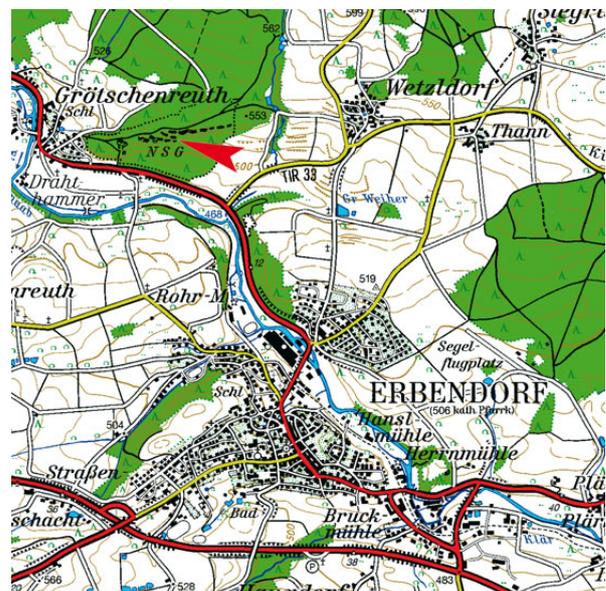
Über ultrabasischen Gesteinen zeichnen sich die dünnen Verwitterungsböden durch eine besondere mineralische Zusammensetzung aus. Der allgemeinen Nährstoffarmut stehen hohe Magnesiumgehalte gegenüber. Auf diesen „schwer besiedelbaren“ Böden entwickelte sich ein charakteristischer Bewuchs mit Föhren (Kiefern) und zahlreichen seltenen Arten. Beispielsweise kommt der streng geschützte Serpentinit-Zeigerfarn *Asplenium adulterinum* ausschließlich auf ultrabasischen Gesteinen vor. Am Föhrenbühl befindet sich eines der wenigen größeren Vorkommen in Bayern.

Die geologische und landschaftliche Besonderheit des Föhrenbühls und der darauf beruhende Bewuchs mit seltenen und streng geschützten Pflanzenarten führte zur Ausweisung des Föhrenbühls als Naturschutzgebiet. **Bitte bleiben Sie auf den Wegen, halten Sie Ihren Hund an der Leine und schützen Sie die empfindliche Vegetation.**

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: BAUMANN (1998)
 STETTNER (1992)
 KLINKHAMMER & ROST (1975)



Kammereich des Föhrenbühls mit Gesteinen der Erbendorfer Grünschieferzone



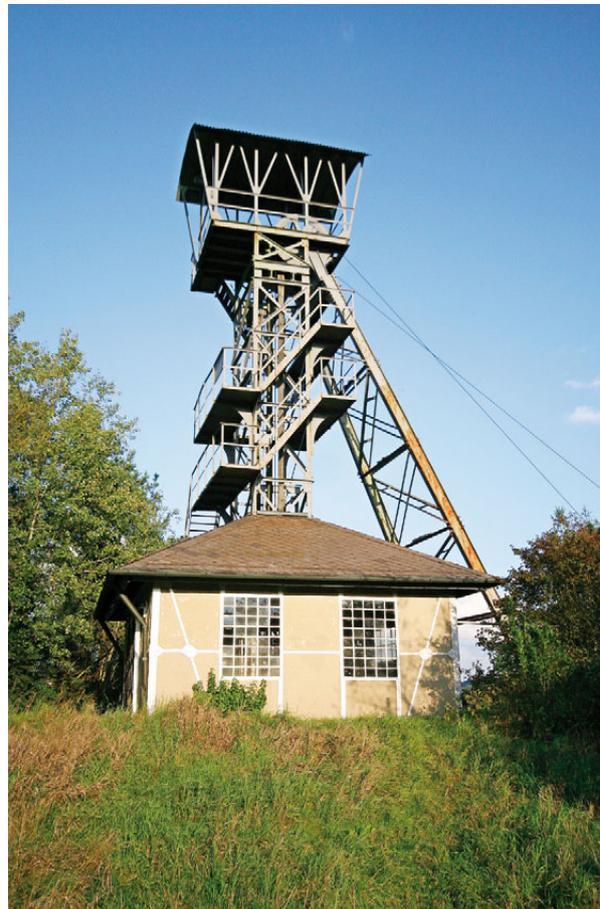
Eiserner Hut und Glaskopf – Bergbau bei Waldsassen

Am Teichtelrangen südlich von Pfaffenreuth befinden sich in ordovizischen Phylliten mindestens zwei synsedimentäre, quarzreiche Kieserzlager. Aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung werden diese als P-Lager (Pyrit) und als M-Lager (Magnetkies) bezeichnet. An der Erdoberfläche sind die sulfidischen Kieserze (bis in etwa 40 m Tiefe) durch die Verwitterung in Brauneisenerze umgewandelt, die nesterartig innerhalb von Quarzmassen liegen. Diese sogenannten „Eisernen Hüte“ bilden morphologisch herauspräparierte Härtlinge.

Schon 1792 beschrieb der „kurfürstliche wirkliche Berg- und Münzrath“ MATHIAS FLURL in seiner „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“ die Situation: „Ein Quarzlager weiset sich unweit Pfaffenreit an dem sogenannten Teichtelrang. Es gehet dasselbe in zweyen erhabenen Hügeln, welche wie kleine Basaltkuppen auf dem Rücken des Thonschiefergebirges zu ruhen scheinen, zutage aus; zu ihren Füßen liegen eine Menge losgebrochener Stücke und Trümmer als Überbleibsel eines ehemals vorhandenen Bergbaues, welcher auch noch durch eine schiefer in den Quarz hineingetriebene Höhlung kennbar ist.“ Wann dieser frühe Bergbau auf Brauneisenerze im Gebiet um Pfaffenreuth seinen Anfang nahm, ist nicht überliefert.



Der „Braune Glaskopf“ – traubig ausgebildeter Limonit (Brauneisenerze) aus dem Eisernen Hut von Pfaffenreuth – war wegen seiner Anlauffarben früher ein begehrtes Sammelobjekt.



Der Förderturm der Schachanlage Bayerland wurde demontiert und ist heute im Bergbau- und Industriemuseum Ostbayern in Theuern bei Amberg zu besichtigen.

1799 jedenfalls beginnt eine neue Bergbauperiode mit dem Abbau oberflächennaher Brauneisenerze vor allem des P-Lagers durch eine Gruppe von Tirschenreuter Gewerken. Die unregelmäßigen Erzgehalte und die schlechte Qualität des Eisenerzes wie hohe Schwefel- und Kupfergehalte, die das Roheisen brüchig machten, erzwangen aber 1876 die Stilllegung des Betriebs.

Durch Erkundungsbohrungen wurde im Jahr 1900 das primäre, sulfidische Erz des P-Lagers unterhalb des Eisernen Huts entdeckt. 1916 – 1919 und schließlich ab 1922 war der Bergbau am Teichtelrangen wieder in Betrieb, dieses Mal allerdings nicht auf Eisen, sondern auf Schwefelerz. Nachdem 1938 auch das primäre M-Lager entdeckt wurde, florierte die „Grube Bayerland“ bis zu ihrer durch den Verfall des Schwefel-Preises bedingten Schließung 1971.

Eisener Hut bei Pfaffenreuth

Geotop-Nr.: 377G004
Landkreis: Tirschenreuth
Gemeinde: Leonberg
TK25: 6040 Neualbenreuth
Lage: R: 4524300, H: 5536000
Naturraum: Hinterer Oberpfälzer Wald
Gestein: Phyllit, Eisenerz (Ordoviz)

Beschreibung:

Der Begriff „Eisener Hut“ wird allgemein für eisenreiche oxidische Verwitterungszonen von karbonatischen bzw. sulfidischen Erzlagerstätten verwendet. Da die Verwitterung in der Regel von oben nach unten voranschreitet, bilden diese einen „Hut“ über dem Primärerz.

Am Teichtelrangen bei Pfaffenreuth kommen synsedimentäre Kieserzlager in ordovizischen Phylliten vor. Diese sind an der Erdoberfläche durch die tiefgründige lateritische Verwitterung der sulfidischen Erzkörper im Tertiär umgewandelt worden. Sie bilden heute Limonit- (Brauneisenerz) führende Quarzmassen, die sich als morphologische Härtlinge mehrere Meter über ihre Umgebung erheben. Einer dieser „Eisernen Hüte“ am Teichtelrangen wurde aufgrund der geringen Erzgehalte vom Bergbau weitgehend verschont. Er stellt den Ausbiss des sogenannten M (Magnetkies)-Lagers dar. Das Vorkommen war früher für seine Mineralfunde bekannt, wurde aber durch übermäßigen „Raubbau“ stark in Mitleidenschaft gezogen. Dies führte zur Unterschutzstellung des Eisernen Huts als Naturdenkmal. **Seither ist das Mineraliensammeln untersagt.**

In der Nähe des Eisernen Huts befinden sich noch Gebäude-Reste der „Grube Bayerland“, die bis 1971 in Betrieb war. Der Förderturm wurde ins Bergbau- und Industriemuseum Ostbayern in Theuern bei Amberg überführt und als Teil der Außenanlagen wieder aufgebaut. Im Museum kann auch ein Modell der Lagerstätte besichtigt werden.

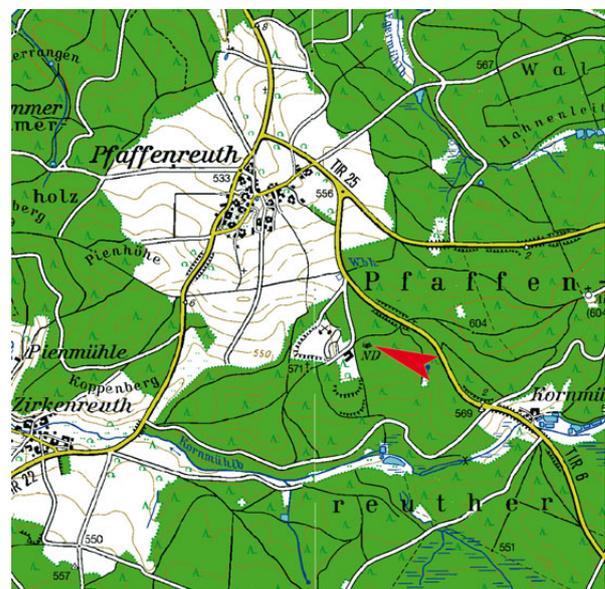
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bedeutung: wertvoll
Literatur: PFEUFER (2003)
 RECHENBERG (1953)
 MAUCHER (1939)



Der „Eisener Hut“ ragt als Härtling im Wald auf.



An ehemaligen Schürfen existieren noch Aufschlüsse des Gesteins.



4 Dank

Allen, die beim Zustandekommen dieser ersten zusammenfassenden Darstellung der „Geotope in der Oberpfalz“ mitgewirkt haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Zahlreiche Privatpersonen, Vereine und Kollegen engagierten sich für das Thema und lieferten Hinweise und Daten, sie alle zu nennen ist hier leider nicht möglich. Hervorzuheben ist die

tatkräftige Mithilfe des Bergbau- und Industriemuseums Theuern in der schwierigen Anfangsphase der Geotopkartierung. Besonderer Dank gebührt Frau Frederike Bleckmann, Herrn Thomas Pürner und Herrn Dr. Johann Rohrmüller für zahlreiche Hinweise und Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Das Vorhaben wurde gefördert vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz.

5 Literatur

- AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ [Hrsg.] (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland – Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland.- Angewandte Landschaftsökologie, 9: 105 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- AHRENDT, H., GLODNY, J., HENJES-KUNST, F., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., KÜSTNER, W., MÜLLER-SIGMUND, H., SCHÜSSLER, U., SEIDEL, E. & WEMMER, K. (1997): Rb-Sr and K-Ar mineral data of the KTB and the surrounding area and their bearing on the tectono-thermal evolution of the metamorphic basement rocks.- Geol. Rundsch., Suppl. 86: 251-257; Berlin, Heidelberg.
- ALTENSCHMIDT, H. (1991): Maare in der Oberpfalz - Gedanken zur Entstehung des Parksteins.- Der Aufschluss, 42: 83-93; Heidelberg.
- APEL, R. (1971): Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der Südlichen und Mittleren Frankenalb.- Geologica Bavarica, 64: 268-355; München.
- BAIER, A. (2002): Die „Steinerne Rinne“ am Berg südlich Erasbach/Opf. – eine Untersuchung zur Hydrogeologie und -chemie des Seichten Karstes.- Geol. Bl. Nordost-Bayern, 52: 139-194; Erlangen.
- BALD, G. (2000): Wölsendorfer Flussspatrevier.- In: VEREINIGUNG DER FREUNDE DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE (VFMG)-BEZIRKSGRUPPE AMBERG-SULZBACH [Hrsg.]: Aufschlüsse zur Erdgeschichte Bayerns.- 38-48; Sulzbach-Rosenberg.
- BARDUA, J. (2001): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6239 Neustadt a.d. Waldnaab.- 159 S.; München.
- BAUBERGER, W. (1967): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6539 Nabburg.- 151 S.; München.
- BAUBERGER, W. & CRAMER, P. (1961): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6838 Regenstauf.- 220 S.; München.
- BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6938 Regensburg.- 414 S.; München.
- BAUBERGER, W. & ENDLICHER, G. (1993): Alter und Genese der Flußspat-, Schwerspatgänge.- In: MEYER, R.K.F. & MIELKE, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf.- 161-163; München.
- BAUBERGER, W., HAUNSCHILD, H., SCHNEIDER, E.F. & TILLMANN, H. (1960): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6437 Hirschau.- 138 S.; München.
- BAUBERGER, W. & STREIT, R. (1982): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6538 Schmidgaden.- 186 S.; München.
- BAUMANN, E. (1998): Geologie, Mineralogie und Bergbaugeschichte in und um Erbdorf.- 79 S.; Erbdorf.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.- 329 S.; München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ [Hrsg.] (1997): Nationalparke, Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparke Bayerns mit naturräumlicher Gliederung.- Karte 1:500 000 mit Erläuterungen; München.
- BOWES, D.R. & AFTALION, M. (1991): U-Pb zircon isotopic evidence for early Ordovician and late Proterozoic units in the Mariánské Lázně complex, Central European Hercynides.- N. Jb. Min. Mh., 1991: 315-326; Stuttgart.
- BRUNNHUBER, A. (1921): Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung.- 2. verb. Aufl., 112 S.; Regensburg.
- BUES, C.C., DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (2002): Emplacement depths and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyne massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif).- Tectonophysics, 352: 225-243; Amsterdam.
- BUES, C.C. & TROLL, G. (1991): Geologie und Petrographie der Intrusiv- und Rahmengesteine der Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Hl. Blut (Nordostbayern).- Geologica Bavarica, 96: 29-50; München.
- CALLOMON, J.H., DIETL, G., GALÁČZ, A., GRADL, H., NIEDERHÖFER, H.-J. & ZEISS, A. (1987): Zur Stratigraphie des Mittel- und unteren Oberjuras in Sengenthal bei Neumarkt /Opf. (Fränkische Alb).- Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B. 132: 53 S.; Stuttgart.
- CARL, C. & WENDT, I. (1993): Radiometrische Datierung der Fichtelgebirgsgranite.- Z. geol. Wiss., 21: 49-72; Berlin.
- CHEN, F., SIEBEL, W. & SATIR, M. (2003): Geochemical and isotopic composition and inherited zircon ages as evidence for lower crustal origin of two Variscan S-type granites in the NW Bohemian Massif.- Int. J. Earth Sci., 92: 173-184; Berlin, Heidelberg.
- DALLMEYER, R.D. & URBAN, M. (1998): Variscan vs Cadomian tectono-thermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages.- Geol. Rundsch., 87: 94-106; Berlin, Heidelberg.
- DOBNER, A. (1987): Kaolin.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern.- Geologica Bavarica, 91: 101-114; München.
- DÖRR, W., FIALA, J., VEJNAR, Z. & ZULAUF, G. (1998): U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic).- Geol. Rundsch., 87: 135-149; Berlin, Heidelberg.

- ECKMANN, W. & GUDDEN, H. (1972): Die Eisenerzlagerstätte „Leonie“ bei Auerbach/Opf.- *Geologica Bavarica*, 65: 126-159; München.
- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, 2: 176 S.; München.
- EMMERMANN, R. (1995): Abenteuer Tiefbohrung – Eine Zwischenbilanz zum Abschluß des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB).- *Geowissenschaften*, 4/1995: 114-128; Berlin.
- ENDLICHER, G. & HALBACH, M. (1993): Rotliegendes von Pingarten.- In: MEYER, R.K.F. & MIELKE, H.: *Geologische Karte von Bayern 1:25 000*, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6639 Wackersdorf.- 29-36; München.
- FAUPL, P. (2000): *Historische Geologie*.- 270 S.; Wien.
- FISCHER, G. (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes.- *Der Aufschluss*, Sonderband 16: 27-111; Heidelberg.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Petrographische Arbeiten über das Grundgebirge des Bayerischen Waldes*.- *Geologica Bavarica*, 68: 7-44; München.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz.- 642 S.; München.
- FORSTER, A. (1961): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6441 Eslarn.- 90 S.; München.
- FORSTER, A. (1965): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6340/6341 Vohenstrauß/Frankenreuth.- 174 S.; München.
- FORSTER, A. (1967): Die Pegmatite und pegmatitischen Lagerstätten Ostbayerns, ihre Verbreitung, ihr Bau und Chemismus.- *Schriften der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute e.V.*, 19: 59-69; Clausthal-Zellerfeld.
- FREITAG, D. (1990): Das geologische Schrifttum über den Steinbruch am Winnberg bei Sengenthal/Opf., Fränkische Alb.- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 40: 219-222; Erlangen.
- FREYBERG, B.V. (1951): Rettet unsere Aufschlüsse!- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 1: 74-75; Erlangen.
- GEBAUER, D. (1993): Geochronologische Übersicht.- In: BAUBERGER et al. (1993): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6439 Tannesberg*.- 104 S.; München.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons.- *Tectonophysics*, 157: 81-96; Amsterdam.
- GLASER, S. (1998): Der Grundwasserhaushalt in verschiedenen Faziesbereichen des Malms der Südlichen und Mittleren Frankenalb.- *GSF-Bericht*, 2/98: 135 S.; Neuherberg.
- GLASER, S. (2005): Geologische und hydrogeologische Erkenntnisse aus der Mühlbachquellhöhle (Südliche Frankenalb, Bayern).- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 55: 1-30; Erlangen.
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, 3: 127 S.; München.
- GLASSL, R. & SCHIEBER, M. (1990): Die Tuffrinne von Erasbach.- *Archaeopteryx*, 8: 127-139; Eichstätt.
- GLODNY, J., GRAUERT, B., FIALA, J., VEJNAR, Z. & KROHE, A. (1998): Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallisation and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data.- *Geol. Rundsch.*, 87: 124-134; Berlin, Heidelberg.
- GUDDEN, H. (1966): Der Rosenberger Quersprung, ein präceno-maner Bruch in der Amberg-Sulzbacher Störungszone.- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 16: 91-101; Erlangen.
- GUDDEN, H. (1972): Die Bildung und Erhaltung der Oberpfälzer Kreide-Eisenerzlagerstätten in Abhängigkeit von Biegungs- und Bruchtektonik.- *Geologica Bavarica*, 65: 107-125; München.
- GUDDEN, H. (1977): Der Untertage-Porenraum-Gasspeicher Eschenfelden.- In: TREIBS, W., GOETZE, F. & MEYER, R.K.F.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000*, Blatt Nr. 6435 Pommelsbrunn.- 101-105; München.
- GUDDEN, H. (1987): Eisenerz.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Der Bergbau in Bayern*.- *Geologica Bavarica*, 91: 25-36; München.
- GUDDEN, H. & TREIBS, W. (1961): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord.- 143 S.; München.
- GUDDEN, H. & TREIBS, W. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6536 Sulzbach-Rosenberg Süd.- 104 S.; München.
- GÜMBEL, C.W. (1854): Zitiert nach GÜMBEL, C.W. (1868): *Erstbeschreibung der Schutzfelsschichten im Korrespondenzblatt des zoolog.-mineralogischen Vereins in Regensburg*, Jahrg. VIII.
- GÜMBEL, C.W. (1868): *Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. 2. Abtheilung – Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges*.- 968 S.; Gotha.
- HABBE, K.A. (1997): Die aeolischen Sandablagerungen vor dem Stufenhang der Nördlichen Frankenalb.- *Mitt. Fränk. Geogr. Ges.*, 44: 1-73; Erlangen.
- HABBE, K.A., MIHL, F. & WIMMER, F. (1981): Über zwei 14C-Daten aus fränkischen Dünenensanden.- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 31: 208-221; Erlangen.
- HÄCK, B. (1999): Die Stollen- und Kellersysteme in Schwandorf (Oberpfalz) – Ein Vorbericht.- *Beitr. Archäologie Oberpfalz*, 3: 459-478; Regensburg.
- HÄCK, B. (2000): Mittelalterlicher Bergbau und Kellersysteme in Schwandorf.- In: MEYER, R.K.F.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000*, Blatt Nr. 6638 Schwandorf.- 136-141; München.
- HÄCK, B. & ROTHKEGEL, K. (2000): Zu geologischen Fragestellungen des Untergrundes und der Anlage unterirdischer Keller in Schwandorf (Oberpfalz).- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 50: 137-166; Erlangen.
- HARMS, U. & HÖLZL, S. (1994): Lamprophyres from the KTB: petrogenetic implications from whole-rock geochemistry and Sr and Nd isotopes.- *KTB-Report*, 94-3: 165-178; Hannover.
- HARTMANN, O. (1914): *Der Aufbau und Verlauf der Täufel vom Februar 1909 im Bayer. Donaugebiet*.- *Abh. d. Kgl. Bayer. Hydrotechnischen Bureaus*, 31 S.; München.
- HECHT, L. (1998): Granitoide des Fichtelgebirges (NE-Bayern): Magmengenese und hydrothermale Alteration.- *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 80: 223-250; Stuttgart.
- HERRMANN, F. (1976): *Jurahöhlen der Oberpfalz*.- 97 S.; Regensburg.
- HERTLE, A. (1962): *Stratigraphie und Tektonik der Fränkischen Alb um Wissing*.- *Erlanger Geol. Abh.*, 45: 41 S.; Erlangen.
- HIRSCHMANN, G. (1996): KTB – The structure of a Variscan terrane boundary: seismic investigation – drilling – models.- *Tectonophysics*, 264: 327-339; Amsterdam.

- HOFMANN, B. (1992): Die metamorphe Geschichte des Kontakthofes Steinach und seiner Rahmengesteine.- Dissertation a.d. Ludwig-Maximilians-Universität, 169 S.; München.
- HUBER, F. (1967): Die nördliche Frankenalb 2. Band – Die Höhlen des Karstgebietes A Königstein.- Jahreshefte für Karst- und Höhlenkunde, 8: 196 S.; München.
- HUCKENHOLZ, H.G. & KUNZMANN, T. (1993): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Egergrabens und des mesozoischen Vorlandes.- Beih. Europ. J. Mineral., 5: 1-34; Stuttgart.
- HUCKENHOLZ, H.G. & SCHRÖDER, B. (1985): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Eger Grabens und des mesozoischen Vorlandes (Exkursion G am 13. April 1985).- Jber. Mitt. oberheinh. geol. Ver., N.F. 67: 107-124; Stuttgart.
- KÄMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPEL, H.-J. & GEISSLER, W.H. (2005): The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben.- Schriften. Dt. Ges. Geowiss., 40: 37-107, Hannover.
- KARSTGRUPPE MÜHLBACH [Hrsg.] (2002): Die Mühlbachquellhöhle – ein neuentdecktes Naturwunder im Altmühltal.- 23 S.; Erlangen.
- KÄSTLE, B. (1990): Fauna und Fazies der kondensierten Sedimente des Dogger und Malm (Bajocium bis Oxfordium) im südlichen Frankenjura.- Münchner Geowiss. Abh., A 18: 134 S.; München.
- KASTNING, J & SCHLÜTER, J. (1994): Die Mineralien von Hagendorf und ihre Bestimmung.- Schriften des Mineralogischen Museums der Universität Hamburg, Bd. 2: 96 S.; München.
- KAULICH, B., MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (2000): Wanderungen in die Erdgeschichte (11) – Von Nürnberg durch die Pegnitz-Alb zur Bayerischen Eisenstraße.- 128 S.; München.
- KEIM, G., GLASER, S., & LAGALLY, U. (2004): Geotope in Niederbayern.- Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 4: 172 S.; München.
- KLING, M. (in Vorb.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6841 Roding.- 28 S.; München.
- KLINKHAMMER, B. & ROST, F. (1975): Die Serpentine des Oberpfälzer Waldes.- Der Aufschluss, Sonderband 26: 39-64; Heidelberg.
- KÖHLER, H., MASCH, L., MIETHIG, T., PFEIFFER, T., PROPACH, G. & WEGER, M. (1993): Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kdyne und ihr Rahmen.- Europ. J. Miner. Bh., 5 (2): 35-80; Stuttgart.
- KÖHLER, H., PROPACH, G. & TROLL, G. (1989): Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges.- Europ. J. Miner. Bh., 1 (2): 1-84; Stuttgart.
- KRAUS, G. (1958): Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayerischer Wald.- N. Jb. Mineral. Abh., 92: 109-146; Stuttgart.
- LAGALLY, U. (1987): Spezialquarz und Quarzsande.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Der Bergbau in Bayern.- Geologica Bavarica, 91: 159-167; München.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme.- Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 1: 168 S.; München.
- LAHNER, L. & STAHL, G. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6734 Neumarkt i.d.Opf.- 83 S.; München.
- LANG, S. (2002): Höhlen in Franken – Ein Wanderführer in die Unterwelt der Hersburger Schweiz und des Oberpfälzer Jura.- 112 S.; Nürnberg.
- LAUBMANN, H. & STEINMETZ, H. (1920): Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes.- Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie, 55: 523-586; Leipzig.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram.- J. Petrol., 27: 745-750; Oxford.
- LEHRBERGER, G. (1997): Geochemische Untersuchungen an der Goldvererzung bei Oberviechtach-Unterlangau im Moldanubikum des Oberpfälzer Waldes.- Geologica Bavarica, 102: 207-227; München.
- LEHRBERGER, G. & HECHT, L. (1997): Granit – das Höchste und das Tiefste – Zur Geologie und Mineralogie der Granite des Bayerischen Waldes.- In: ORTMEIER, M. & HELM, W. [Hrsg.]: Granit.- Freilichtmuseum Finsterau, 9-32; Finsterau.
- LE MAITRE, R.W. [Edr.] (2002): Igneous rocks – a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks, 2nd edition.- 236 S.; Cambridge.
- LINNEMANN, U. (2004): Sedimentation und geotektonischer Rahmen der Beckenentwicklung im Saxothuringikum (Neoproterozoikum – Unterkarbon).- Geologica Saxonica, 48/49: 71-110; Dresden.
- LOTH, G. (1996): Petrogenetische Untersuchungen an Rhyolithen des Kartenblattes Waldthurn.- In: WEGER, M., HÖLL, R. & MASCH, L.: Beiträge zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 6339 Waldthurn.- Manuskript, 80-89; München.
- LOTH, G., KLING, M., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (1997): Meta-Ignimbrites of the "Arzberger Serie": Age, origin and stratigraphical significance for the Saxothuringian Zone in the southern Fichtelgebirge area (NE-Bavaria).- Schriften. Dt. Geol. Ges., 2: 78-79; Hannover.
- LOTH, G., LAGALLY, U. & GLASER, S. (2007): "Bayerns Schönste Geotope" – Eine Halbzeitbilanz.- Schriften. Dt. Ges. Geowiss., 51: 115-118; Hannover.
- MATTHES, S. (1990): Die Erbdorfer Grünschieferzone.- Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. 2 z. Eur. J. Mineral., 2: 85-116; Stuttgart.
- MAUCHER, A. (1939): Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz.- Z. Angew. Miner., 2: 219-275; Berlin.
- MEHRINGER, M. (2004): Exkursionen für Fossilien Sammler im Landkreis Amberg-Weizsach.- Der Aufschluss, 55: 193-239; Heidelberg.
- MEYER, R.K.F. (1986): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6636 Kastl.- 100 S.; München.
- MEYER, R.K.F. (1989a): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf, mit einem geophysikalischen Beitrag von Kurt Bader.- Erlanger geol. Abh., 117: 1-24; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. (1989b): Schrägbohrungen durch die Aufschleppungszone von Taxöldern-Pingarten.- Erlanger geol. Abh., 117: 25-34; Erlangen.
- MEYER, R.K.F. (2000): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6638 Schwandorf.- 173 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & MIELKE, H. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6639 Wackersdorf.- 194 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1983a): Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm).- Geologisches Jahrbuch (A), 115: 77 S.; Hannover.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1983b): Erdgeschichte sicht-

- bar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb.- 260 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1994): Wanderungen in die Erdgeschichte (6) – Unteres Altmühltal und Weltenburger Enge.- 152 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1995): Wanderungen in die Erdgeschichte (7) – Rund um Regensburg.- 128 S., München.
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. [Hrsg.] (1953-1959): Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands.- 6 Lieferungen; Remagen.
- MIELKE, H. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6641 Rötz.- 119 S.; München.
- MIELKE, H., ROHRMÜLLER, J. & GEBAUER, D. (1996): Ein metaliteritisches Denudations-Niveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Bezugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayerischen Grundgebirges.- *Geologica Bavarica*, 101: 139-166; München.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7038 Bad Abbach.- 183 S., München.
- OTT, T. (2003): Die Verwitterungsdecke und ihre Umlagerungsprodukte im Raum Mitterteich (NE-Bayern) aus lagerstättenkundlicher Sicht.- *Geologica Bavarica*, 107: 159-173; München.
- PFEUFER, J. (2000): Der Oberpfälzer Eisenerzbergbau nach dem Zweiten Weltkrieg.- Veröffentlichungen aus dem Deutschen Bergbau-Museum Bochum, 89: 97 S.; Bochum.
- PFEUFER, J. (2003): Bayerns ehemaliger Schwefelerzbergbau bei Waldsassen (Oberpfälzer Wald) und bei Bodenmais (Bayerischer Wald).- 114 S.; Bochum.
- PROPACH, G., BAUMANN, A., SCHULZ-SCHMALSLÄGER, M. & GRAUERT, B. (2000): Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian zone of eastern Bavaria, Germany.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 2000: 345-377; Stuttgart.
- PROPACH, G. & PFEIFFER, T. (1998): Ocean floor basalt, not continental gabbro: a reinterpretation of the Hoher Bogen amphibolites, Teplá-Barrandium, Bohemian massif.- *Geol. Rundsch.*, 87: 303-313; Berlin, Heidelberg.
- QUADT, A.V. (1997): U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb whole-rock investigations from the continental deep drilling (KTB).- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 258-271; Berlin, Heidelberg.
- RECHENBERG, H. (1953): Neue Untersuchungen über die Lagerstätte der Grube „Bayerland“ in der Bayerischen Oberpfalz.- *N. Jb. Miner. Abh.*, 85: 395-466; Stuttgart.
- REITZ, E. (1992): Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1992: 351-358; Stuttgart.
- ROHRMÜLLER, J. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6240 Flossenbürg.- 95 S.; München.
- ROHRMÜLLER, J. (2003): Die Forschungsbohrung Bayerhof – die Erkundung eines tertiären Maars im Steinwald, Oberpfalz (NE-Bayern).- *Geologica Bavarica*, 107: 215-220; München.
- ROHRMÜLLER, J., HORN, P., PETEREK, A. & TEIPEL, U. (2005): Specification of the excursion stops – First day: Geology and structure of the lithosphere.- In: KEMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPEL, H.-J. & GEISSLER, W.H. [Eds.]: *The KTB deep crustal laboratory and the western Eger Graben.* – Schriftenr. Dt. Ges. f. Geowiss., 40: 46-50; Hannover.
- ROHRMÜLLER, J. & MIELKE, H. (1998): Die Geologie des Fichtelgebirges und der nördlichen Oberpfalz – Nordostbayern.- *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., 80: 25-47; Stuttgart.
- ROHRMÜLLER, J., MIELKE, H. & GEBAUER, D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.* – 16-54; München.
- ROHRMÜLLER, J., GEBAUER, D. & MIELKE, H. (2000): Die Altersstellung des ostbayerischen Grundgebirges.- *Geologica Bavarica*, 105: 73-84; München.
- SCHAIRER, G. (1989): Ammoniten aus dem Braunen und Weißen Jura von Sengenthal.- *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 29: 109-131; München.
- SCHMID, H. (1955): Verbandsverhältnisse der Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes (Hagendorf-Pleystein-Hühnerkobel).- *N. Jb. Min. Abh.*, 88: 309-404; Stuttgart.
- SCHMIDT-KALER, H. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6834 Berching.- 72 S.; München.
- SCHMIDT-KALER, H., TISCHLINGER, H. & WERNER, W. (1992): Wanderungen in die Erdgeschichte (4) – Sulzkirchen und Sengenthal – zwei berühmte Fossilfundstellen am Rande der Frankenalb.- 112 S.; München.
- SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld.- *Erlanger geol. Abh.*, 60: 90 S.; Erlangen.
- SCHRÖDER, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif.- *Tectonophysics*, 137: 93-100; Amsterdam.
- SCHRÖDER, B., AHRENDT, H., PETEREK, A. & WEMMER, K. (1997): Post-Variscan sedimentary record of the SW margin of the Bohemian massif: a review.- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 178-184; Berlin, Heidelberg.
- SCHUSTER, W.A. [Hrsg.]. (1990): *Geschichte der Gemeinde Flossenbürg.* – 1+2: 564 S. Weiden.
- SIEBEL, W., CHEN, F. & SATIR, M. (2003): Late-Variscan magmatism revisited: new implications from Pb-evaporation zircon ages on the emplacement of redwitzites and granites in NE Bavaria.- *Int. J. Earth Sci.*, 92: 36-53; Berlin, Heidelberg.
- SIEBEL, W., RASCHKA, H., IRBER, W., KREUZER, H., LENZ, K.-L., HÖHN-DORF, A. & WENDT, I. (1997): Early Palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian belt: new insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany.- *J. Petrol.*, 38: 203-230; Oxford.
- SÖLLNER, F., NELSON, D.R. & MILLER, H. (1997): Provenance, deposition and age of gneiss units from the KTB drill hole (Germany): evidence from SHRIMP and conventional U-Pb zircon age determinations.- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 235-250; Berlin, Heidelberg.
- SPÖCKER, R.G. (1930-37): *Topographischer Höhlenatlas von Franken. A Plateau Königstein (Obpf.).* – Höhlenverzeichnis mit Zeichenerklärung, 25 Atlasblätter in zeitlich freier Folge, 16 S.; Nürnberg.
- SPÖCKER, R.G. (1935): Der Karst des oberen Pegnitzgebietes.- *Abh. Naturhist. Ges. Nbg.*, 25: 1-83; Nürnberg.
- STETTNER, G. (1992): *Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz – Einführung und Exkursionen.* – 240 S.; München.
- STETTNER, G. (1996): Zu den geotektonischen Beziehungen von Saxothuringikum, Moldanubikum und Bohemikum im Umfeld der Tiefbohrung Oberpfalz.- *Geologica Bavarica*, 101: 181-209; München.
- STETTNER, G. & RICHTER, P. (1993): Der rhyodazitische „Quarzporphyr“ im Erbendorfer Rotliegenden – Geochemie und geologische Position.- *Geologica Bavarica*, 98: 153-165; München.

- STREIT, R. (1984): Sandsteine der Oberkreide.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Oberflächennahe mineralische Rohstoffe in Bayern.- *Geologica Bavarica*, 86: 269-277; München.
- STRUNZ, H. (1975): Die Basalte der Oberpfalz und ihre Mineralien.- *Der Aufschluss*, Sonderband 26: 329-342; Heidelberg.
- STRUNZ, H., FORSTER, A. & TENNYSON, C. (1975): Die Pegmatite der nördlichen Oberpfalz – A. Geologie und Genese – B. Mineralführung.- *Der Aufschluss*, Sonderband 26: 117- 189; Heidelberg.
- STRUNZ, H. & MÜCKE, A. (1975): Die variskischen Granite der Oberpfalz.- *Der Aufschluss*, Sonderband 26: 105-116; Heidelberg.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 585-598; Berlin, Heidelberg.
- TAIT, J.A., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H.C. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes.- In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. [Hrsg.]: *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt*.- *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 179: 21-32; London.
- TEIPEL, U., EICHORN, R., LOTH, G., ROHRMÜLLER, J., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (2004): U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism.- *Int. J. Earth Sci.*, 93: 782-801; Berlin, Heidelberg.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern.- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 35: 1-87; Göttingen.
- TILLMANN, H. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn.- 118 S.; München.
- TILLMANN, H., TREIBS, W. & ZIEHR, H. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6537 Amberg.- 222 S.; München.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg.- *Sonderverf. Geol. Inst. Univ. Köln*, 30: 198 S.; Köln.
- TIMMERMANN, H., DÖRR, W., KRENN, E., FINGER, F. & ZULAU, G. (2006): Conventional and in situ geochronology of the Teplá Crystalline unit, Bohemian Massif: implications for the processes involving monazite formation.- *Int. J. Earth Sci.*, 95: 629-647; Berlin, Heidelberg.
- TODT W. & LIPPOLD, H.J. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtungen. I. Oberpfalz und Oberfranken.- *J. Geophys.*, 41: 43-61; Berlin, Heidelberg, New York.
- TREIBS, W., GOETZE, F. & MEYER, R.K.F. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6435 Pommelsbrunn.- 127 S.; München.
- TROLL, G. (1967): Der Arber-Kaiterbergzug.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald – Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil*.- *Geologica Bavarica*, 58: 53-66; München.
- TROLL, G. & BAUBERGER W. (1968): *Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald – Teil II: Aufschlüsse im Westteil: Regensburger Wald*.- *Geologica Bavarica*, 59: 88 S.; München.
- TRZESKI, R., BEHR, H.J. & CONRAD, W. (1997): Subsurface distribution and tectonic setting of the late-Variscan granites in the northwestern Bohemian Massif.- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 64-78; Berlin, Heidelberg.
- VIERLING, W. (1970): Die Granite des Oberpfälzer Waldes.- *Oberpfälzer Heimat*, 14: 19-32; Weiden.
- VIERNSTEIN, M. (1987): *Flußspat*.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Der Bergbau in Bayern*.- *Geologica Bavarica*, 91: 95-100; München.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine.- *Beih. Geol. Jb.*, 42: 1-382; Hannover.
- VOLLRATH, H. (1984): Erosionsformen des Granits in Nordostbayern.- *Berichte des Nordoberfränkischen Vereins für Natur-, Geschichts- und Landeskunde*, 31: 104 S; Hof/Saale.
- VOSSMERBÄUMER, H. (1973): Quartäre Flugsande in Nordbayern.- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, 23: 1-20; Erlangen.
- WEGER, M., LOTH, G., HÖLL, R., MASCH, L., KÖHLER, H. & ROHRMÜLLER, J. (1998): The tectonometamorphic evolution of the Southern Zone of Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV, NW-Bohemian Massif, Germany) – a multi-rocktype geochemical approach.- In: NOVAK, M. & ROSENBAUM, J. [Edrs.]: *Challenges to chemical geology, refereed papers from MAEGS-10*.- 33-68; Prag.
- WEIHER, B. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Location: Hirschentanz Mountain (northern Oberpfalz, 3 km NE Pechbrunn).- In: KEMPF, H., PETEREK, A., ROHRMÜLLER, J., KÜMPEL, H.-J. & GEISSLER, W.H. [Edrs.]: *The KTB deep crustal laboratory and the western Eger Graben*.- *Schriften. Dt. Ges. Geowiss.*, 40: 58-61, Hannover.
- WEINELT, W. (1984): Plutonite.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: *Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern*.- *Geologica Bavarica*, 86: 21-75; München.
- WEING, H. (1998): Rohstoffe.- In: ROHRMÜLLER, J.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6240 Flossenbürg*.- 57-64; München.
- WELLNHOFER, P. (1952): Eine Überschwemmung auf der Jura-hochfläche.- *Die Oberpfalz*, 40: 30-33; Kallmünz.
- WENDT, I., ACKERMANN, H., CARL, C., KREUZER, H., MÜLLER, P. & STETTNER, G. (1994): Rb/Sr-Gesamtgesteins- und K/Ar-Glimmerdatierungen der Granite von Flossenbürg und Bärnau.- *Geol. Jb.*, E51: 3-29; Hannover.
- WIEGAND, B. (1997): Isotopengeologische und geochemische Untersuchungen zur prävariskischen magmatischen und sedimentären Entwicklung im saxothuringisch-moldanubischen Übergangsbereich (Grenzgebiet BRD/CR).- *Geotekt. Forsch.*, 88: 1-177; Stuttgart.
- WILK, H. (1975): Der Quarzpegmatit von Pleystein und seine Phosphatparagenese.- *Der Aufschluss*, Sonderband 26: 191-206; Heidelberg.
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*.- 382 S.; Stuttgart.
- WOLF, H. (1987): Die Eisenerzvorkommen in Ostbayern – Geologie und Lagerstätten.- In: BERGBAU- UND INDUSTRIEMUSEUM OSTBAYERN [Hrsg.]: *Die Oberpfalz - ein europäisches Eisenzentrum – 600 Jahre große Hammereinigung*.- *Schriftenreihe des Bergbau- und Industriemuseums Ostbayern*, Bd. 12/1: 15-26; Amberg.
- ZIEHR, H. (1975): Das Wölsendorfer Fluorit-Revier.- *Der Aufschluss*, Sonderband 26: 207-242; Heidelberg.
- ZULAU, G., DÖRR, W., FIALA, J. & VEJNAR, Z. (1997): Late Cado-mian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides).- *Geol. Rundsch.*, Suppl. 86: 571-584; Berlin, Heidelberg.



Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz Band 5

Der Band „Geotope in der Oberpfalz“ gibt einen Überblick über die wichtigsten und schönsten Geotope dieses ostbayerischen Raumes. Damit soll er beitragen, das Bewußtsein für die Bedeutung des Geotopschutzes zu schärfen und so die Bewahrung dieser Dokumente der Erdgeschichte zu fördern.