

Bayerisches Landesamt für
Umwelt



Geotope in Oberbayern

Geotope in Oberbayern

von

Stefan Glaser, Ulrich Lagally, Georg Loth,
Hubert Schmid und Klaus Schwerd

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

ISBN 978-3-940009-95-1

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einzelaufnahme
Stefan Glaser, Ulrich Lagally, Georg Loth, Hubert Schmid und Klaus Schwerd
Geotope in Oberbayern
ISBN 978-3-940009-95-1

Anschriften der Verfasser: Dr. Stefan Glaser, Dr. Ulrich Lagally, Georg Loth, Dr. Klaus Schwerd:
Bayerisches Landesamt für Umwelt,
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, 86179 Augsburg

Prof. Dr. Hubert Schmid: Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz,
Rosenkavalierplatz 2, 81925 München

Bildbearbeitung: Bayerisches Landesamt für Umwelt
Grafik, Layout: Anna Feldtkeller, Bayerisches Landesamt für Umwelt
Druck: Pauli Offsetdruck e. K., Am Saaleschlößchen 6, 95145 Oberkotzau
Auflage: 3000, Juli 2008

Vordere Umschlagseite: Steinerne Agnes im Lattengebirge

Hintere Umschlagseite: Schleierfälle im Ammertal

Geoinformationen: © Bayerische  Vermessungsverwaltung
www.geodaten.bayern.de

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

© Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg, Juli 2008
Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck und Wiedergabe – auch auszugsweise –
nur mit Genehmigung des Herausgebers.

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

Eine Behörde im Geschäftsbereich des Bayerischen Staatsministeriums für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

Inhalt

Vorwort	4
Einleitung	5
1 Geotope – Naturerbe und Archive der Erdgeschichte	6
2 Naturraum Oberbayern	10
2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung	10
2.2 Überblick über die Erdgeschichte und Tektonik Oberbayerns	14
2.3 Geologische Gliederung und Gesteine Oberbayerns	20
2.3.1 Tieferer Untergrund und Fränkische Alb	20
2.3.2 Nördliche Kalkalpen	23
2.3.3 Flysch und Helvetikum am Alpennordrand	28
2.3.4 Faltenmolasse und Vorlandmolasse	30
2.3.5 Quartär	33
3 Geotope in Oberbayern – ein Überblick	36
3.1 Stand der bisherigen Erfassung	36
3.2 Eichstätt	38
3.3 Ingolstadt, Neuburg-Schrobenhausen und Pfaffenhofen an der Ilm	50
3.4 Dachau und Fürstenfeldbruck	62
3.5 Freising und München	68
3.6 Erding und Ebersberg	78
3.7 Mühldorf am Inn und Altötting	84
3.8 Landsberg am Lech und Starnberg	94
3.9 Weilheim-Schongau	102
3.10 Garmisch-Partenkirchen	116
3.11 Bad Tölz-Wolfratshausen	130
3.12 Miesbach	140
3.13 Rosenheim	150
3.14 Traunstein	162
3.15 Berchtesgadener Land	174
4 Dank	188
5 Literatur	188

Vorwort

Liebe Leserin, lieber Leser,

seit ihrer Entstehung vor 4,6 Milliarden Jahren unterliegt die Erde einem ständigen Wandel. Aus einer kosmischen Staubwolke wurde sie zu unserem „Blauen Planeten“. Diese Entwicklung verlief jedoch nicht gleichmäßig, vielmehr ist sie das Ergebnis von zum Teil katastrophalen Ereignissen. Es gab Eiszeiten und Trockenperioden, Phasen intensiver vulkanischer Tätigkeit und verheerende Erdbeben.

Woher beziehen wir dieses Wissen?

Viele Entwicklungsschritte unserer Erde und ihres Klimas sind in den Archiven der Erdgeschichte, den Geotopen, dokumentiert. Findlinge, Moränen und Gletscherschliffe zeugen von Eiszeiten, Gips- und Steinsalzlagen entstanden bei heißem Klima auf Kontinenten, Kohlenflöze entwickelten sich aus üppiger Vegetation in tropischen Gebieten, Verkarstung weist auf aggressive Niederschläge hin, Bergstürze und Vulkane sind die Folgen von Bewegungen in der Erdkruste. Sie alle geben uns Auskunft über Geschehnisse, die sich vor Jahrtausenden ereignet haben, enthalten aber auch nach wie vor ungelöste Rätsel. Daher ist es wichtig, sie für die Forschung zu bewahren und gleichzeitig ihren Wert, ihre Aussagekraft und ihre Bedeutung auch der Allgemeinheit nahe zu bringen.



Dr. Otmar Bernhard
Bayerischer Staatsminister für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

Mit gutem Recht sind wir in Bayern stolz auf die Schönheit und Vielfalt unserer Landschaften. Die dauerhafte Bewahrung ihrer herausragenden Elemente stand bereits am Anfang aller Naturschutzbemühungen. Aber nicht alle Geotope sind auf Anhieb als bedeutend zu erkennen: „Nur was man kennt, das schätzt man auch!“ Daher ist es wichtig, das Wissen über die Archive der Erdgeschichte in der Bevölkerung zu vermehren.

Als ein informativer Beitrag dazu hat sich die Schriftenreihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ erwiesen. Knapp und übersichtlich sind auch im jetzt vorliegenden Band „Geotope in Oberbayern“ die naturräumlichen Verhältnisse und die erdgeschichtliche Entwicklung dargestellt und anhand wichtiger Geotope beispielhaft erläutert. Damit soll die Schrift mithelfen, das Bewusstsein für den Wert der vielfältigen Bildungen der unbelebten Natur zu vertiefen und letztlich deren Erhalt sichern.

Wir wünschen Ihnen, liebe Leserin und lieber Leser, eine aufschlussreiche Lektüre und freuen uns, wenn dieser Band Ihr Interesse am Schutz der Umwelt vertieft und Ihre Bereitschaft zum Engagement stärkt.



Dr. Marcel Huber
Staatssekretär im Bayerischen Staatsministerium für
Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

Einleitung

Wie entstand die Erde und das Leben auf ihr?
Wo gibt es mineralische Bodenschätze? Wie
schützt man sich vor Naturgefahren?

Neue Erkenntnisse zu diesen Fragen erhält man nur an wenigen Orten. Forscher untersuchten daher vor allem erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die ihnen durch ihre besondere Bedeutung, Seltenheit, Eigenart, Form oder auch Schönheit auffielen – Geotope. Aber nicht nur für Wissenschaftler, auch für die Öffentlichkeit sind derartige, oft unersetzliche Geotope als Teil unseres erdgeschichtlichen Naturerbes von Interesse. Einmal zerstört, verlieren sie ihren Aussagewert und können auch mit großem Aufwand meist nicht wieder hergestellt werden.

Um einen Überblick über die wichtigsten Geotope Bayerns zu erhalten, begann das ehemalige Geologische Landesamt 1985 mit dem Aufbau des GEOTOPKATASTERS BAYERN, der heute über 2900 Einzelobjekte und darüber hinaus umfangreiche weitere Informationen enthält. Mit dieser Datenbasis wird zum einen die Tätigkeit der Naturschutz- sowie der Planungs- und Genehmigungsbehörden unterstützt; so fließen Auswertungsergebnisse laufend in die Verwaltungsverfahren ein. Zum anderen stehen die fachlichen Erkenntnisse der interessierten Öffentlichkeit, wie erstmals 1993 mit der Veröffentlichung „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern – Ergebnisse einer Erstaufnahme“, zur Verfügung.

Seither gewann der Geotopschutz in zunehmendem Maße an Bedeutung. Mit der „Arbeitsanleitung zum Geotopschutz in Deutschland“ wurde unter der Federführung Bayerns ein länderübergreifend abgestimmter Leitfaden zur Erfassung, Bewertung und Erhaltung von Geotopen erarbeitet. Aber nicht nur in den Amtsstuben, sondern vor allem in der Öffentlichkeit nahm das Interesse an Geotopen und am Geotourismus stark zu. Die Einrichtung von Geoparks hat ein weltweites Echo gefunden, das neben lokalen Initiativen auch nationale, kontinentbezogene und weltweite Netzwerke derartiger Einrichtungen zur Folge hatte.

Auf nationaler Ebene veranstaltete die Akademie der Geowissenschaften zu Hannover einen öffentlichen Wettbewerb, der die Ausweisung von insgesamt 77 „Nationalen Geotopen“, davon 14 in Bayern, zur Folge hatte. Das Landesamt für Umwelt führt im Auftrag des Bayerischen Umweltministeriums das Programm „Bayerns schönste Geotope“ durch, in dem zur Erläuterung der wesentlichen erdgeschichtlichen Ereignisse in Bayern insgesamt 100 besonders wichtige Geotope der Öffentlichkeit präsentiert werden. Und schließlich erfolgte mit der Veröffentlichung der Bände Ober- und Mittelfranken, Niederbayern und Oberpfalz eine Fortführung der 1993 begonnenen, bewährten Reihe „Erdgeschichtliche Beiträge zum Naturschutz“. Mit dem neuen Heft „Geotope in Oberbayern“ wurde die 1. Auflage der „Geowissenschaftlich schutzwürdigen Objekte in Oberbayern“ völlig überarbeitet, inhaltlich aktualisiert und gestalterisch an die seither erschienenen Bände angeglichen.



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

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

1 Geotope – Naturerbe und Archive der Erdgeschichte

„Teufelszeug!“; anders konnte man es sich nicht erklären. Niemand anders als der Leibhaftige konnte verantwortlich sein für diese steinerne Figur in Menschenform, die Steinerne Agnes. Man erzählte sich die Geschichten von der keuschen Sennerin, die sich lieber versteinern ließ, als den Versuchungen des Teufels in Form von liebeshungrigen Jägern und Holzknechten nachzugeben. Oder aber eine andere Version von der unkeuschen Sennerin, die versteinert wurde, weil sie der Versuchung nachgegeben und dann auf Anraten des Teufels ihr unehe-liches Kind getötet hatte. Wie man es auch drehte und wendete, die Sennerin war schlecht dran und der Felsen blieb suspekt.

Viele Naturphänomene waren den Menschen in früheren Jahrhunderten mysteriös. Den Naturgefahren war man schutzlos ausgeliefert. Als Erklärung für das Unerklärliche wurde immer wieder der direkte Eingriff übernatürlicher Mächte herangezogen.

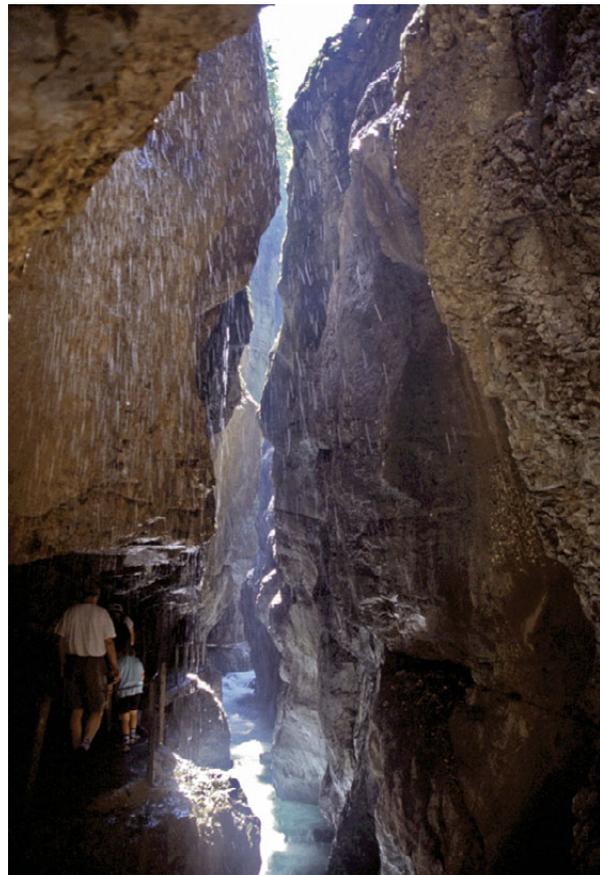
Erst vor etwa 200 Jahren begannen Forscher durch eine eingehende und unvoreingenommene Betrachtung der Natur deren Gesetze zu entschlüsseln. Physikalische, chemische und biologische Prozesse wurden erkannt und waren fortan berechenbar. Auch die Beschreibung des Aufbaus der Erde und der Entstehung der Gesteine schritt voran. Aus einer Unzahl von Einzelbeobachtungen an Gesteinsaufschlüssen und Landschaftsformen setzte sich ein zunehmend großes Gesamtbild zusammen. Man erkannte lange zurückliegende Vorgänge und großräumige Zusammenhänge.

Schier ungeheuerlich wirkte zunächst die Vorstellung von einem Eiszeitalter, in dem Gletscher aus den Alpentälern weit ins Vorland bis fast nach München reichten. Doch die Idee setzte sich durch, denn mit einem Schlag konnte man so die Entstehung zahlreicher Landschaftsformen im südlichen Oberbayern plausibel erklären. Auch die seltsamen Findlingsblöcke aus fremdartigen Gesteinen, die vielerorts herumlagen, gaben mit einem Mal ihr Geheimnis preis. GOETHE hatte hierzu noch gerätselt: „Da liegt der Block, man muss ihn liegen lassen; zuschanden haben wir uns

schon gedacht.“ (Mephisto in Faust II). Jetzt war klar, wie die Riesensteine, auf den Gletschern liegend, ihren Weg aus den Zentralalpen ins Vorland gefunden hatten.

Erst seit den 1960er Jahren ist die Theorie der Plattentektonik allgemein anerkannt, welche die Entstehung von Erdbeben und Vulkanen, aber auch von ganzen Gebirgen erklärt. Der „Bauplan“ der Alpen wurde dadurch erst verständlich.

Diese und andere Erkenntnisse besitzen aber nicht nur einen rein kulturellen Wert in Form einer Wissensvermehrung der Menschheit. Sie haben meist auch eine ganz konkrete, praktische Bedeutung, wenn es beispielsweise darum geht, welcher Baugrund welche Eigenschaften hat und wo mit welchen Natur-



Geotope wie die Partnachklamm vermitteln gleichzeitig ein eindrucksvolles Naturerlebnis und einen Erkenntnisgewinn zur Erdgeschichte.

gefahren zu rechnen ist. Wo findet man Grundwasser in ausreichender Menge und Qualität, um es als Trinkwasser nutzen zu können? Wo gibt es Bodenschätze, Erze und Kohle, wie sie in den vergangenen Jahrhunderten begehrt waren oder aber Sand, Kies und Thermalwasser, wie man sie heute sucht? Wie wirkten sich die großen Klimaänderungen der Vergangenheit auf die Erdoberfläche aus?

Es stellen sich immer neue Fragen, die mit alten und neuen Methoden untersucht werden. Die Grundvoraussetzung für Untersuchungen ist aber, dass das Untersuchungsobjekt noch in seiner ursprünglichen Form vorhanden ist. Geowissenschaftliche Erkenntnisse lassen sich nicht an beliebigen Orten gewinnen. Alle erdgeschichtlichen Bildungen sind räumlich begrenzt, manche sind in ihrer Art einmalig. Werden solche Objekte zerstört, so sind die in ihnen vorhandenen Informationen endgültig verloren. Hier liegt die Hauptaufgabe des Geotopschutzes: die natürlichen Archive der Erdgeschichte bewahren!

Geowissenschaftler beklagten seit langem den zunehmenden Verlust wichtiger Dokumente der Erdgeschichte (FREYBERG 1951). Welche Objekte dabei in erster Linie von 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 Geototypen

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.

Der Wert von Geotopen muss nicht nur in einer wissenschaftlichen Bedeutung liegen. Auch Schönheit, Eigenart oder Seltenheit sind zu berücksichtigen – oder anders ausgedrückt: Es ist gut, wenn sich Menschen an diesen Objekten erfreuen. 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 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 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 2900 Geotope katalogisiert

Geotope in Oberbayern

und bewertet. Auch über ca. 3700 Höhlen liegen Informationen vor, die von privaten bayerischen Höhlenvereinen für Zwecke des Geotopschutzes weitergegeben wurden. In Oberbayern befinden sich 631 der erfassten Geotope sowie 332 Höhlen. Einen Anspruch auf Vollständigkeit kann der GEOTOPKATASTER BAYERN trotzdem nicht erheben. Es liegen zahlreiche Vorschläge zur Neuaufnahme vor, eine flächendeckende Bearbeitung steht noch 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, die Betreuung muss regional erfolgen. 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.

Bereits 1993 wurde daher die Reihe „Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz“ gestartet, die sich vor allem an geowissenschaftlich interessierte Laien richtet und breite Akzeptanz gefunden hat. Der erste Band „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern – Ergebnisse einer Erstaufnahme“ (LAGALLY et al. 1993) erschien in zwei Auflagen, die längst vergriffen sind. Es folgten „Geotope in Oberfranken“ (EICHORN et al. 1999), „Geotope in Mittelfranken“ (GLASER et al. 2001), „Geotope in Niederbayern“ (KEIM et al. 2004) und „Geotope in der Oberpfalz“ (GLASER et al. 2007). Der vorliegende Band „Geotope in

Oberbayern“ stellt keine einfache Neuauflage des ersten Bandes dar, sondern wurde inhaltlich und gestalterisch vollständig überarbeitet und erweitert.

Seit dem Jahr 2000 ist die Mehrzahl der erfassten Geotope Bayerns 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 Programms „Bayerns schönste Geotope“, mit dem das Bayerische Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz die 100 wichtigsten Geotope Bayerns auszeichnet und mit Schautafeln versieht (LOTH et al. 2007). Mittlerweile wurden bereits 67 Geotope in ganz Bayern mit dem begehrten Prädikat versehen (Stand Juni 2008). In Oberbayern sind dies beispielsweise der Burgstein bei Dollnstein, die Eiszerfallslandschaft der Osterseen, der Findling von Steinwies, der Gletscher-



Gütesiegel „Bayerns schönste Geotope“



Diese Wegweiser führen zu „Bayerns schönsten Geotopen“



Enthüllung der Geotop-Schautafel am Kohleflöz am Bühlach bei Peiting

schliff bei Fischbach, der Klettergarten Baierbrunn, der Mühlsteinbruch Hinterhör, die Partnachklamm, die Peitinger Pechkohle, die Tertiärwelt Aubenham, das Toteisloch Wolfsgrube, das Wellheimer Trockental, der Zauberwald bei Ramsau und natürlich die Steinerne Agnes, deren Silhouette zum Symbol des Geotopschutzes in Bayern wurde. Informationen zu den prämierten Geotopen sind im Internet unter www.geotope.bayern.de und auf Faltblättern erhältlich.

Mit Prämierungsveranstaltungen für die ausgewählten Geotope, an denen immer auch die örtliche Bevölkerung und Presse teilnimmt, soll nicht nur das Bewusstsein für den Geotopschutz in die Öffentlichkeit getragen, sondern auch ein Beitrag zum sanften Geo-Tourismus geleistet werden. Einheimische wissen zu schätzen, welche Besonderheit 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 Partnachklamm erleben will, der muss schon ins Werdenfelser Land kommen.

Das in den letzten Jahren zunehmende Interesse der Allgemeinheit an Geotopen hat inzwischen eine erfreuliche Anzahl von lokalen

Initiativen hervorgebracht. In vielen Fällen haben Gemeinden oder Vereine Patenschaften übernommen und kümmern sich nun laufend um die Pflege „ihrer“ Geotope. Zunehmend bilden Geotope auch die Grundlage für geotouristische Aktivitäten. Ihre Bedeutung für den Tourismus gibt ihnen gleichsam einen finanziellen Wert, was wiederum einen zusätzlichen Anreiz zu ihrem Schutz bietet.

Beispielsweise ist ein Ammonit nicht nur das Wappentier des Naturparks Altmühltal, hier werden den Gästen auch zahlreiche Möglichkeiten für eigene Geo-Aktivitäten angeboten. Rund um den Gipfel des Wendelsteins mit seiner Schauhöhle kann man nicht nur die Aussicht genießen, sondern sich auch über geologische Themen informieren. Viele weitere Lehrpfade und Museen bieten ähnliche Möglichkeiten. Besonders aktiv sind manche ehemaligen Bergbaugebiete wie z. B. entlang der oberbayerischen Kohlenstraße von Peiting über Peißenberg und Penzberg nach Hausham. Auch das Salzbergwerk von Berchtesgaden, die Saline von Bad Reichenhall und die ehemalige Soleleitung werden viel besucht. Zu den am meisten besuchten Geotopen Oberbayerns zählen aber zweifellos die durch Wanderwege erschlossenen Schluchten und Klammern, in denen man sozusagen der schöpferischen und zerstörerischen Arbeit des Wassers „life“ zusehen kann.



Das Salzbergwerk in Berchtesgaden ist ein geotouristisches Highlight ersten Ranges.

2 Naturraum Oberbayern

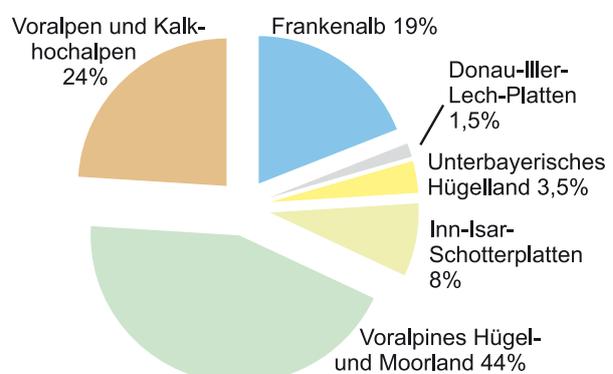
2.1 Geographischer Überblick und naturräumliche Gliederung

Der Regierungsbezirk Oberbayern erstreckt sich von der Mitte des Freistaats Bayern bis an dessen Süd- und Südostgrenze. Im Süden und Osten grenzt Oberbayern an Österreich, im Norden an Niederbayern, die Oberpfalz und Mittelfranken, im Westen an Schwaben. Mit 17 500 km² ist Oberbayern der größte Bezirk und nimmt etwa ein Viertel der Fläche Bayerns ein. Trotz der hohen Bevölkerungsdichte – mit 4,15 Millionen Einwohnern lebt hier über ein Drittel der bayerischen Bevölkerung – ist die Landnutzung überwiegend durch Land- und Forstwirtschaft geprägt.

Landschaftlich ist Oberbayern besonders vielfältig. Die Kette der Kalkalpen im Süden bildet ein Hochgebirge, dessen höchster Gipfel, die Zugspitze (2962 m), gleichzeitig Deutschlands höchster Berg ist. In diesem Gebiet fallen durchschnittlich 1500 bis 2000 mm Niederschlag pro Jahr. Das Vorland des Gebirges bilden eiszeitlich geprägte Hügelländer. An die Moränenhügel schließen nördlich meist weite Schotterebenen oder -terrassen an, die von den Schmelzwässern der eiszeitlichen Gletscher hinterlassen wurden. Zwischen den Schotterebenen und dem Donautal liegt das Tertiär-Hügelland mit Höhen bis knapp über 500 m. Mit zunehmender Entfernung vom Gebirge fallen immer geringere Niederschläge: Im Tertiärhügelland um 800 mm/Jahr, im Donautal nur ca. 650 mm/Jahr. Das weite und relativ ebene Donautal liegt nur noch in Höhen um 370 m; der mit 345 m tiefste Punkt des Bezirks liegt unterhalb von Pförring an der Donau. Nördlich des Donautals steigt das Gelände zu den verkarsteten Hochflächen der Südlichen Frankenalb mit Höhenlagen um 500 m an, die vom tief eingeschnittenen Altmühltal durchzogen werden. Hier fallen pro Jahr durchschnittlich 800 mm Niederschlag. Alle oberbayerischen Gewässer fließen zur Donau, die den Bezirk im Norden durchquert. Die wichtigsten südlichen Nebenflüsse sind Lech, Isar, Inn und Salzach, von Norden her mündet die Altmühl bei Kelheim in Niederbayern in die Donau.

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

Oberbayern hat Anteil an sieben naturräumlichen Haupteinheiten mit sehr unterschiedlichem landschaftlichem Charakter. Im Süden liegen die **Nördlichen Kalkhochalpen** und die **Oberbayerischen Voralpen**. Dieses Gebiet war als Teil des Deckengebirges der Alpen in der jüngeren Erdgeschichte von großen tektonischen Verschiebungen und Hebungen betroffen und wird von Gesteinen unterschiedlichster Herkunft aufgebaut. Die höchsten Gipfel der bayerischen Alpen liegen in den großen Kalksteinmassiven des Wettersteingebirges (013) mit dem Zugspitzmassiv und in den Berchtesgadener Alpen (016) mit den Gebirgsmassiven rund um das Berchtesgadener Becken und den Königssee: Watzmann, Hochkalter, Reiteralm, Lattengebirge, Untersberg, Hoher Göll, Hagengebirge und Steineres Meer. Zu den Hochalpen zählen ebenfalls das Karwendelgebirge (014) sowie der Nordrand der Loferer und Leoganger Alpen (015), der südöstlich von Reit im Winkl nach Bayern hereinreicht.



Verteilung der Geotope auf die oberbayerischen Naturräume

Voralpen und Kalkhochalpen

- 013 Wettersteingebirge
- 014 Karwendelgebirge
- 015 Loferer und Leoganger Alpen
- 016 Berchtesgadener Alpen
- 022 Ammergebirge
- 023 Niederwerdenfelser Land
- 024 Kocheler Berge
- 025 Mangfallgebirge
- 026 Kufsteiner Becken
- 027 Chiemgauer Alpen

Voralpines Hügel- und Moorland

- 036 Lech-Vorberge
- 037 Ammer-Loisach-Hügelland
- 038 Inn-Chiemsee-Hügelland
- 039 Salzach-Hügelland

Donau-Ille-Lech-Platten

- 045 Donauried
- 046 Ille-Lech-Schotterplatte
- 047 Lech-Wertach-Ebenen
- 048 Aindlinger Terrassentreppe

Inn-Isar-Schotterplatten

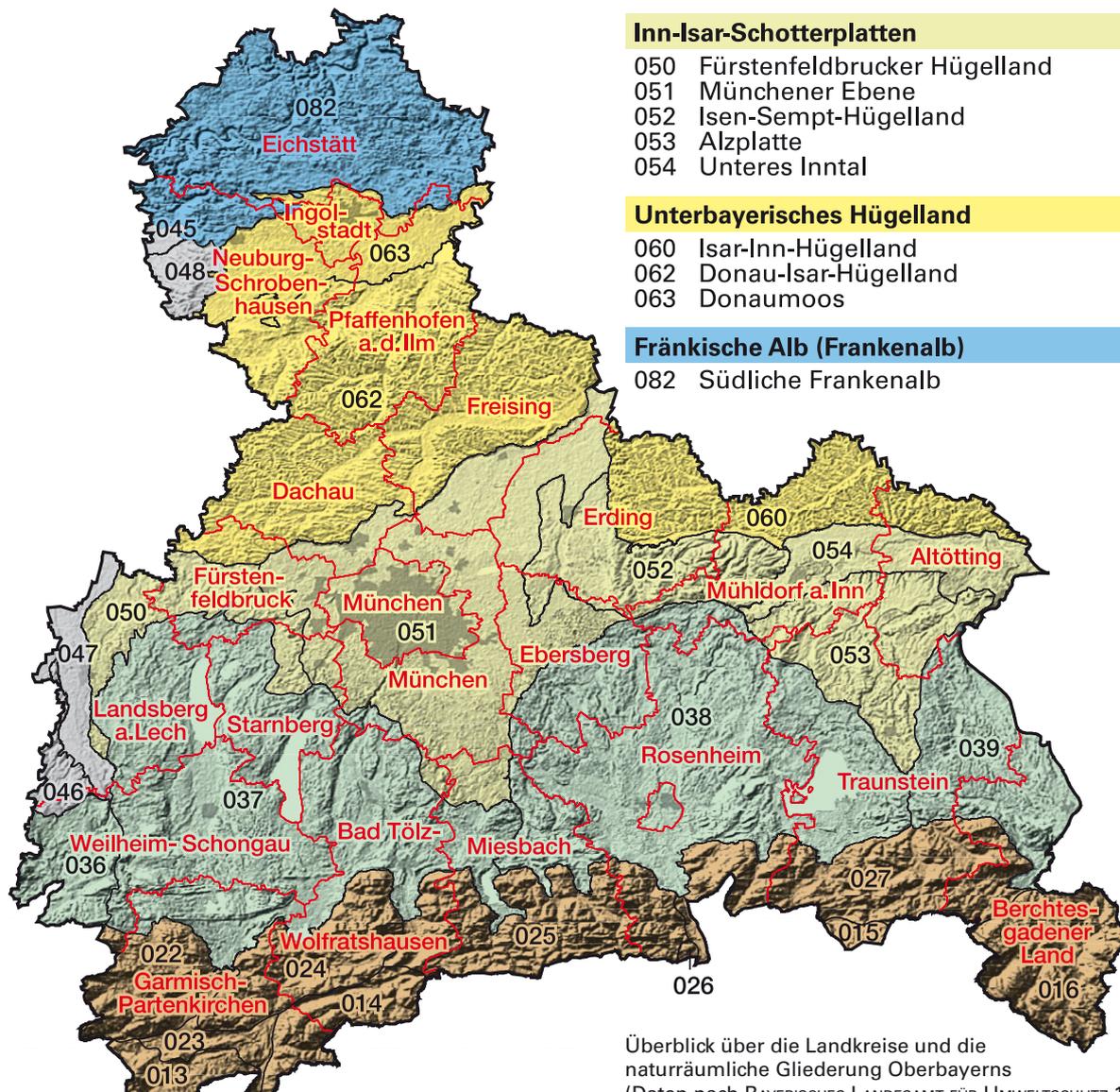
- 050 Fürstenfeldbrucker Hügelland
- 051 Münchener Ebene
- 052 Isen-Sempt-Hügelland
- 053 Alzplatte
- 054 Unteres Inntal

Unterbayerisches Hügelland

- 060 Isar-Inn-Hügelland
- 062 Donau-Isar-Hügelland
- 063 Donaumoos

Fränkische Alb (Frankenalb)

- 082 Südliche Frankenalb



Überblick über die Landkreise und die naturräumliche Gliederung Oberbayerns (Daten nach BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ 1997)

Die Gipfelhöhen der nördlicher gelegenen Gebirgsstöcke übersteigen nur noch an wenigen Stellen 2000 m, weswegen diese Gebiete aus geographischer Sicht zu den Voralpen gerechnet werden, obwohl sie aus tektonischer Sicht

überwiegend zu den Kalkalpen gehören. Von West nach Ost finden sich hier das Ammergebirge (022) mit dem Lindertal, der Kreuzspitze, dem Kramer und dem Ettaler Mandl; das Niederwerdenfelser Land (023) mit den



Die Zugspitze im Wettersteingebirge ist der höchste Berg Deutschlands.

Talkesseln um Garmisch-Partenkirchen, Mittenwald und Krün; die Kocheler Berge (024) mit den Gebirgsstöcken rund um den Walchensee; Estergebirge, Herzogstand und Benediktenwand; das Mangfallgebirge (025) zwischen Isartal und Inntal mit den Gipfeln Roßstein, Halserspitz, Risserkogel, Rotwand, Wendelstein und Großer Traithen; das Kufsteiner Becken (026) mit dem Inntal und die Chiemgauer Alpen (027) mit den Gebirgsmassiven und Tälern um Hochries, Kampenwand, Geigelstein, Hochgern, Rauschberg, Sonntagshorn und Hochstaufen.

Nördlich an die Bayerischen Alpen schließt sich das **Voralpine Hügel- und Moorland** an, das vor allem von den Gletschern der letzten Eiszeit geprägt ist. Zu den Lech-Vorbergen (036) zählt das Gebiet rund um das Lechtal südlich und westlich von Schongau. Das Ammer-Loisach-Hügelland (037) deckt sich weitgehend mit der maximalen Ausdehnung des Isar-Loisach-Vorland-

gletschers während der letzten Eiszeit rund um Ammersee, Starnberger See und das Isartal. Im Verbreitungsgebiet des Inngletschers erstreckt sich das Inn-Chiemsee-Hügelland (038) mit dem Chiemsee und dem Rosenheimer Becken. Östlich davon liegt im Bereich des Salzach-Vorlandgletschers das Salzach-Hügelland (039) mit dem Waginger See und dem so genannten Rupertiwinkel.

Die **Inn-Isar-Schotterplatten** umfassen neben Schotterterrassen und -ebenen auch Moränenhügel älterer Eiszeiten. So ist das Fürstenfeldbrucker Hügelland (050) überwiegend von solchen Altmoränen geprägt. Die riesige Münchener Ebene (051) zeugt dagegen als Sanderfläche von gewaltigen Schmelzwasserströmen am Ende der letzten Eiszeit. Das Isen-Sempt-Hügelland (052) wird wiederum überwiegend von Altmoränen eingenommen. Enorme Schotterterrassen, die nach dem Durchbruch des (ausgelaufenen) Rosenheimer Sees durch



Moränenhügel prägen das Alpenvorland.



Schotterterrassen begleiten viele Flusstäler in Oberbayern.

die Endmoränenstufen am Ende der letzten Eiszeit entstanden, prägen das Untere Inntal (054). Ältere Schotterterrassen und Moränenzüge finden sich im Bereich der Alzplatte (053).

Im **Unterbayerischen Hügelland** stehen in weiten Gebieten die tertiärzeitlichen Sedimente des voralpinen Molassebeckens an, weshalb dieses Gebiet auch Tertiärhügelland genannt wird. Das Donau-Isar-Hügelland (062) und das Isar-Inn-Hügelland (060) nehmen jeweils den Bereich zwischen den namengebenden Flusstälern ein, jedoch beinhaltet das Unterbayerische Hügelland auch das Donaumoos (063) mit seinen jungen Schotterterrassen und den Donau-Auen.

Im Westen ragen die **Donau-Ille-Lech-Platten** teilweise bis nach Oberbayern. Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch weite, mit jungen Schottern gefüllte Täler, die durch Erhebungen

aus Molassegesteinen und älteren Schotterterrassen voneinander getrennt sind. Nördlich von Schongau sind die Ausläufer der Iller-Lech-Schotterplatten (046) sowie die Lech-Wertach-Ebenen (047) im Bereich des Lechtals zu nennen. Westlich von Neuburg an der Donau liegt das Donauried (045), südlich davon steigt das Gelände zur Aindlinger Terrassentreppe (048) an.

Den Norden Oberbayerns bildet die **Fränkische Alb**, die überwiegend von Kalkgesteinen aus dem oberen Jura aufgebaut wird. Zu Oberbayern gehören ausschließlich Teile der Südlichen Frankenalb (082), die durch wasserarme verkarstete Hochflächen und das tief eingeschnittene Altmühltal und seine Seitentäler geprägt ist.



Karge Hänge mit Kalksteinfelsen, die mit Kalkmagerrasen und Wacholderbüschen bewachsen sind, sind typisch für das Altmühltal und seine Seitentäler.

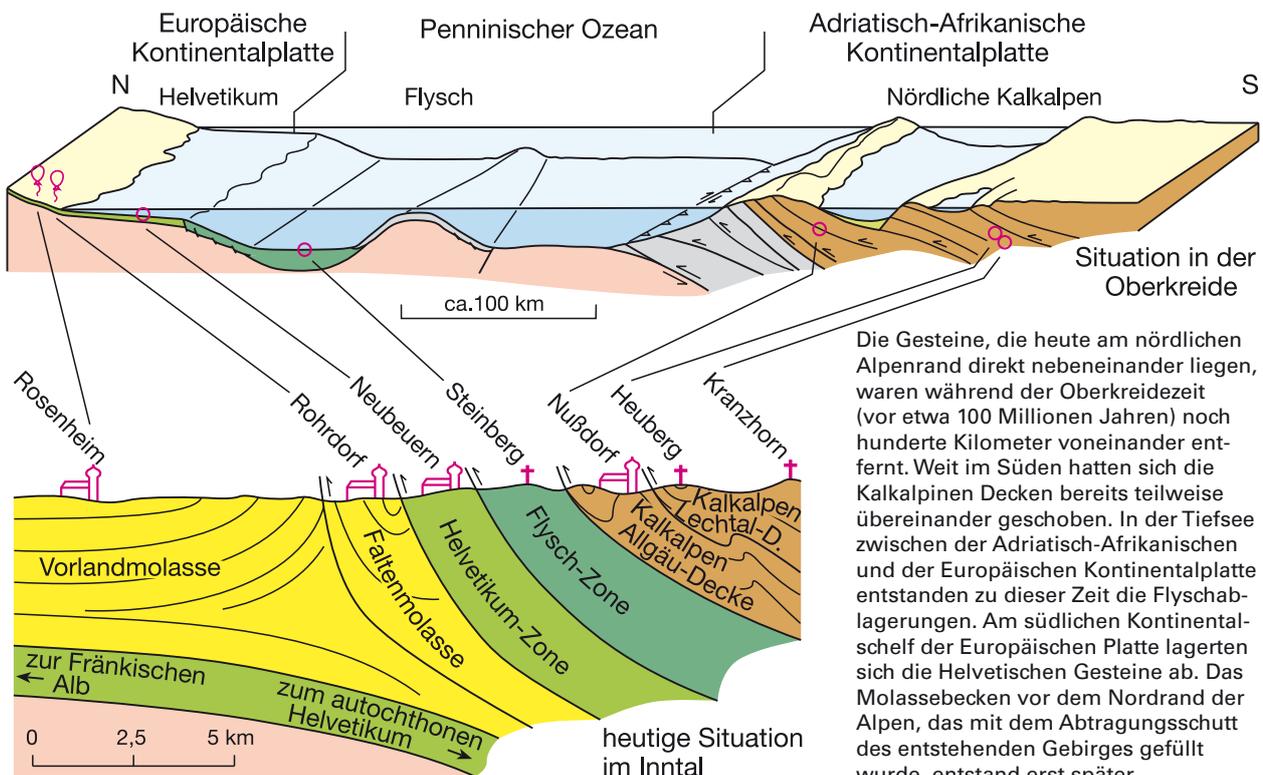
2.2 Überblick über die Erdgeschichte und Tektonik Oberbayerns

Obwohl das eigentliche Gebirge nur einen schmalen Gebietsstreifen im Süden Oberbayerns einnimmt, ist der geologische Bau des Bezirks geprägt durch die Vorgänge im Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen. Bei der Kollision der von Süden heranrückenden Adriatisch-Afrikanischen mit der Europäischen Kontinentalplatte wurden Gesteinseinheiten, die nebeneinander oder auch weit voneinander entfernt und zu verschiedenen Zeiten entstanden waren, in Form von Decken übereinander gestapelt.

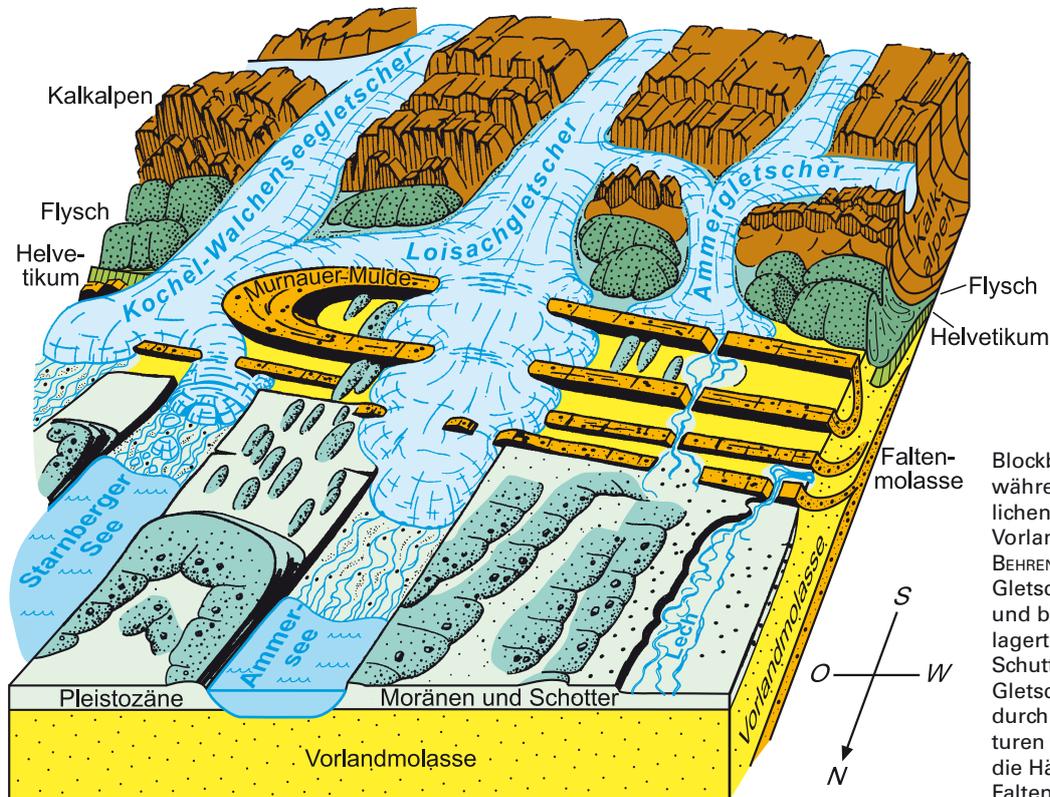
Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen – der südlichsten und gleichzeitig zuoberst liegenden tektonischen Einheit – wurden weit südlich ihrer heutigen Position abgelagert. Vor allem während der Trias bildeten sich in einem tropisch warmen Meer mächtige Kalksteinserien. Der Meeresboden in diesem Gebiet sank relativ rasch ab, während gleichzeitig laufend Karbonate abgelagert wurden. Auf diese Weise entstanden sehr mächtige Sedimentabfolgen, die überwiegend aus Flachwasserkarbonaten bestehen.

Während des Juras beendeten schließlich tektonische Prozesse die lange Zeit der ruhigen Sedimentation. Die entstandene riesige Karbonatplattform zerfiel in kleinere Schwelmen und Becken und im Süden begannen mit ersten Überschiebungen die gebirgsbildenden Prozesse. Gleichzeitig sank der Südrand der Europäischen Platte langsam ab und das „Vindelizische Land“, zu dem zuvor auch Südbayern gehörte, wurde komplett überflutet. Nun begann hier die Ablagerung von mächtigen Flachwasserkarbonaten und die Karbonatplattform der Fränkischen Alb entstand.

Von der Kreidezeit bis ins Alttertiär setzten sich im Süden die tektonischen Bewegungen fort, bei denen in mehreren Phasen die kalkalpinen Decken übereinander gestapelt wurden. Örtlich lagerten sich jetzt in so genannten „Gosaubecken“ Sedimente über den bereits verschuppten und verfalteten älteren Gesteinen ab. In dem Tiefseebecken zwischen den Kontinenten kam es zur selben Zeit von den Seiten immer wieder zu untermeerischen



Die Gesteine, die heute am nördlichen Alpenrand direkt nebeneinander liegen, waren während der Oberkreidezeit (vor etwa 100 Millionen Jahren) noch hunderte Kilometer voneinander entfernt. Weit im Süden hatten sich die Kalkalpinen Decken bereits teilweise übereinander geschoben. In der Tiefsee zwischen der Adriatisch-Afrikanischen und der Europäischen Kontinentalplatte entstanden zu dieser Zeit die Flyschablagerungen. Am südlichen Kontinental-schelf der Europäischen Platte lagerten sich die Helvetischen Gesteine ab. Das Molassebecken vor dem Nordrand der Alpen, das mit dem Abtragungsschutt des entstehenden Gebirges gefüllt wurde, entstand erst später.

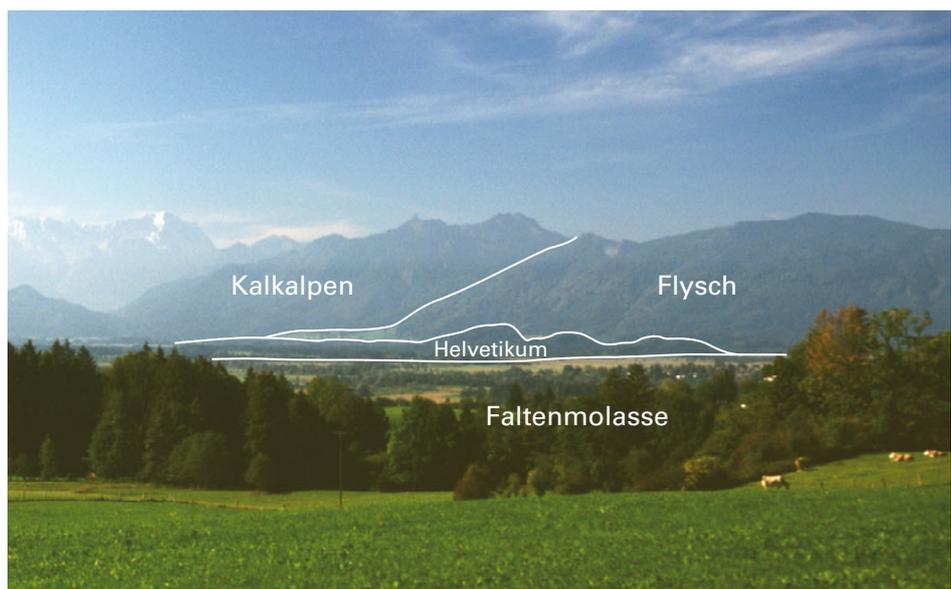


Blockbild des Alpenrandes während der würmzeitlichen Vergletscherung des Vorlandes (verändert nach BEHRENS et al. 1970). Die Gletscher schürften tiefe und breite Täler aus und lagerten im Vorland ihren Schutt ab. Der Verlauf der Gletscher wurde zum Teil durch tektonische Strukturen wie Störungen und die Härtlingsrippen der Faltenmolasse beeinflusst.

Massenbewegungen. Die dabei entstandenen Trübeströme hinterließen die rhythmisch geschichteten Flyschgesteine. Nördlich davon lagerten sich auf dem südlichen Kontinental-schelf der Europäischen Platte die Gesteine des Helvetikums ab. Die Fränkische Alb war dagegen – abgesehen von einem kurzen Meeresvorstoß in der Oberen Kreidezeit – bereits wieder ein Festland und damit der Abtragung und Verkarstung ausgesetzt.

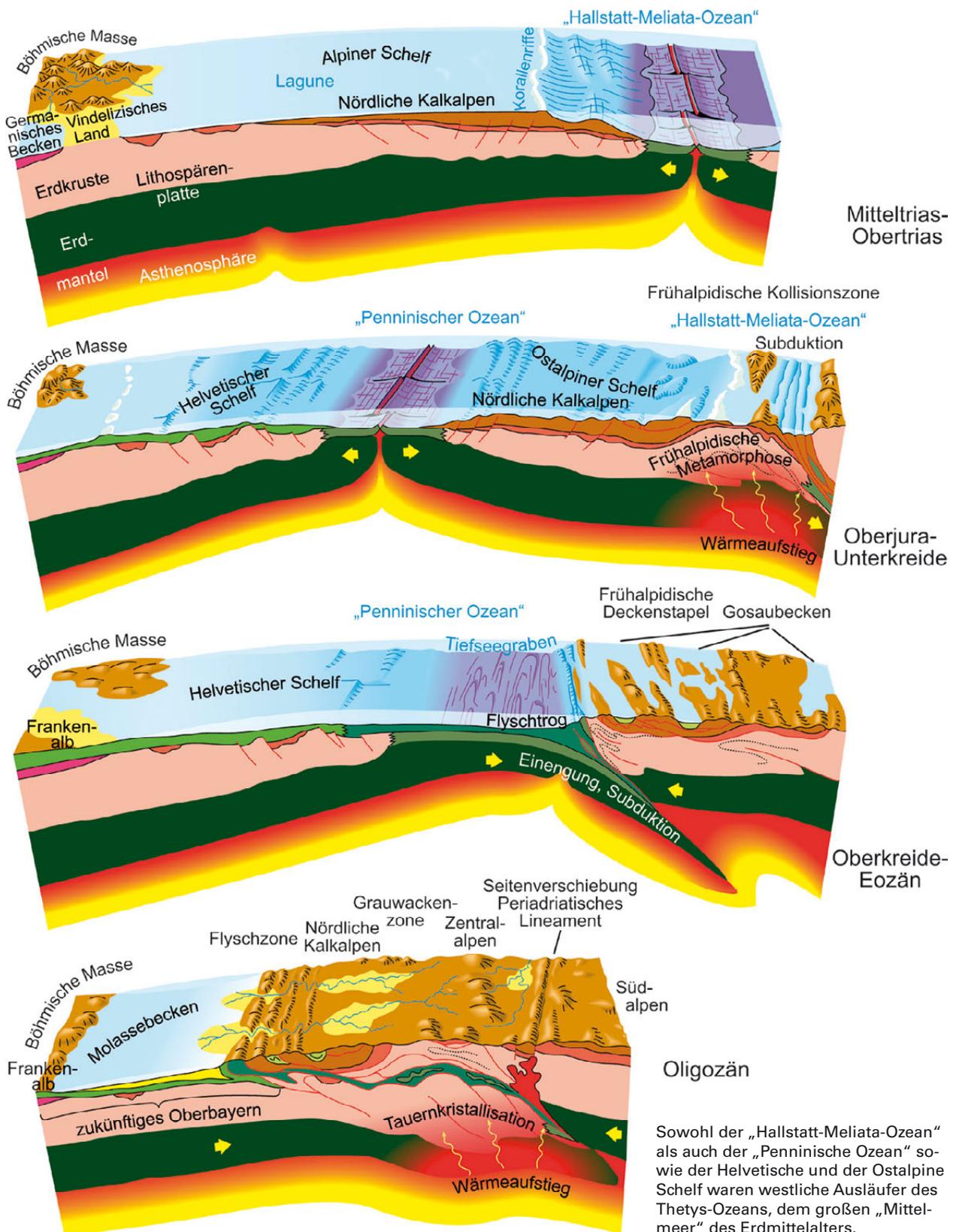
Während des Tertiärs kollidierten schließlich die beiden Kontinentalplatten – der Ozean, der sie bisher getrennt hatte, existierte nicht mehr. Die

Gesteine, die zuvor hier abgelagert worden waren, wurden jetzt unter den weiter nach Norden vorrückenden Decken der Nördlichen Kalkalpen mitgeschleppt und bilden heute



Der Deckenbau der Alpen ist auch in der Landschaft erkennbar, wie z. B. beim Blick von Murnau nach Süden in das Werdenfelser Land.

Geotope in Oberbayern



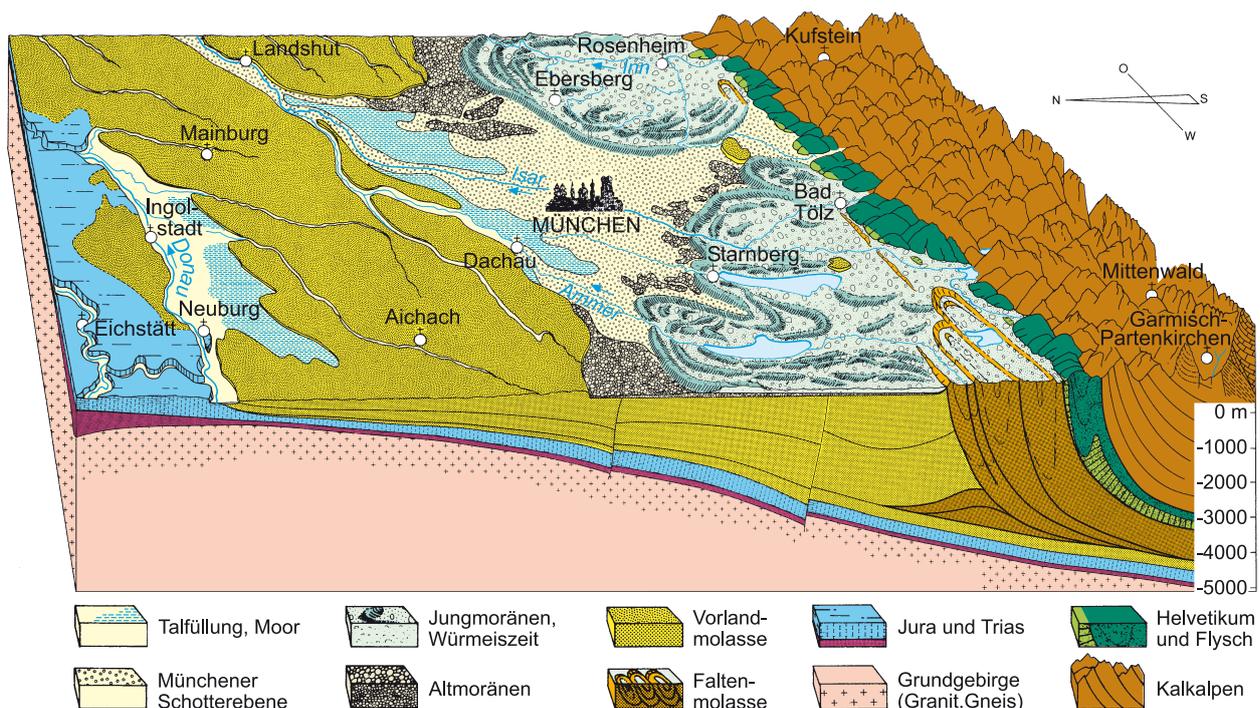
Blockbildserie zur Entstehung der Nordalpen (verändert nach Hofmann et al. 2002)

tektonische Einheiten am Nordrand des alpinen Deckenstapels. Nördlich des entstehenden Alpengebirges senkte sich nun unter der Deckenaufplast die Randsenke des Molassebeckens ein, die den Schutt aus dem entstehenden Gebirge aufnahm. Das wechselnde Überwiegen von Absenkung und Sedimentation führte dazu, dass sich in dem Becken zeitweise ein Meer erstreckte, zeitweise ein flaches Festland mit Flüssen und Seen. Am Südrand des Beckens liegt heute ein mehrere Kilometer mächtiger Sedimentstapel, nach Norden läuft das Becken flach aus gegen das Hochgebiet der Fränkischen Alb. Da sich die Deckenbewegungen am Nordrand der Alpen während des Tertiärs und bis heute fortsetzten, wurden auch bereits die am Südrand des Molassebeckens liegenden Gesteine mit in die Alpenfaltung einbezogen. Es entstanden die Muldenstrukturen der Faltenmolasse, die – im Gegensatz zur Vorlandmolasse – aus tektonischer Sicht bereits zu den Alpen gehören.

Während der vergangenen acht Millionen Jahre wurde der gesamte südbayerische Raum gehoben und teilweise abgetragen, weswegen aus der Zeit des ausgehenden Tertiärs kaum

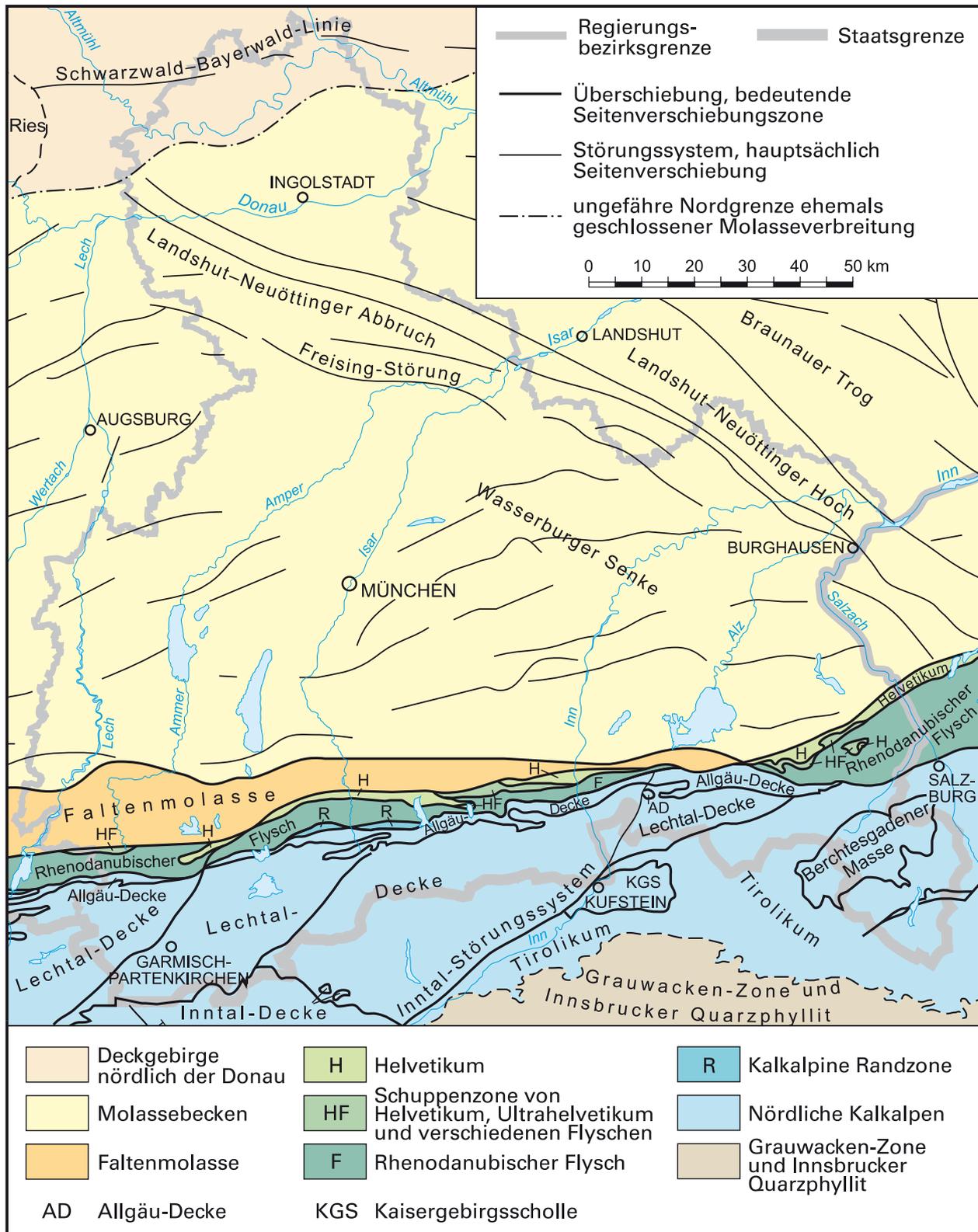
noch Sedimente überliefert sind. Besonders starke Hebungen betrafen insbesondere den Bereich der alpinen Decken – die Alpen wurden endgültig zum Hochgebirge.

Im Quartär kam es schließlich zu ausgeprägten Klimaschwankungen mit einem mehrfachen Wechsel von Kaltzeiten (auch Eiszeiten oder Glaziale genannt) und Warmzeiten (Interglaziale). Während der Kaltzeiten bildeten sich in den Alpen riesige Eisstromnetze, deren Eismassen über die Täler ins Vorland flossen und sich hier ausbreiteten. In ihren Entstehungsgebieten schürften die Gletscher tiefe Kare und weite U-förmige Täler aus und nahmen viel Gesteinsmaterial mit sich. Auch im Vorland schufen sie bereichsweise tiefe Becken, in denen heute oft noch Seen liegen. Die Gletscher hinterließen entlang der Alpentäler und vor allem im Vorland vielfältige Moränenablagerungen. Teilweise wurden diese von Schmelzwasserströmen oder Flüssen weitertransportiert und als Schotter wieder abgelagert. Außerhalb der vereisten Gebiete formten während der Kaltzeiten periglaziale Vorgänge die Landschaft: im Sommer aufgetaute Bodenhorizonte über Permafrost kamen auch schon

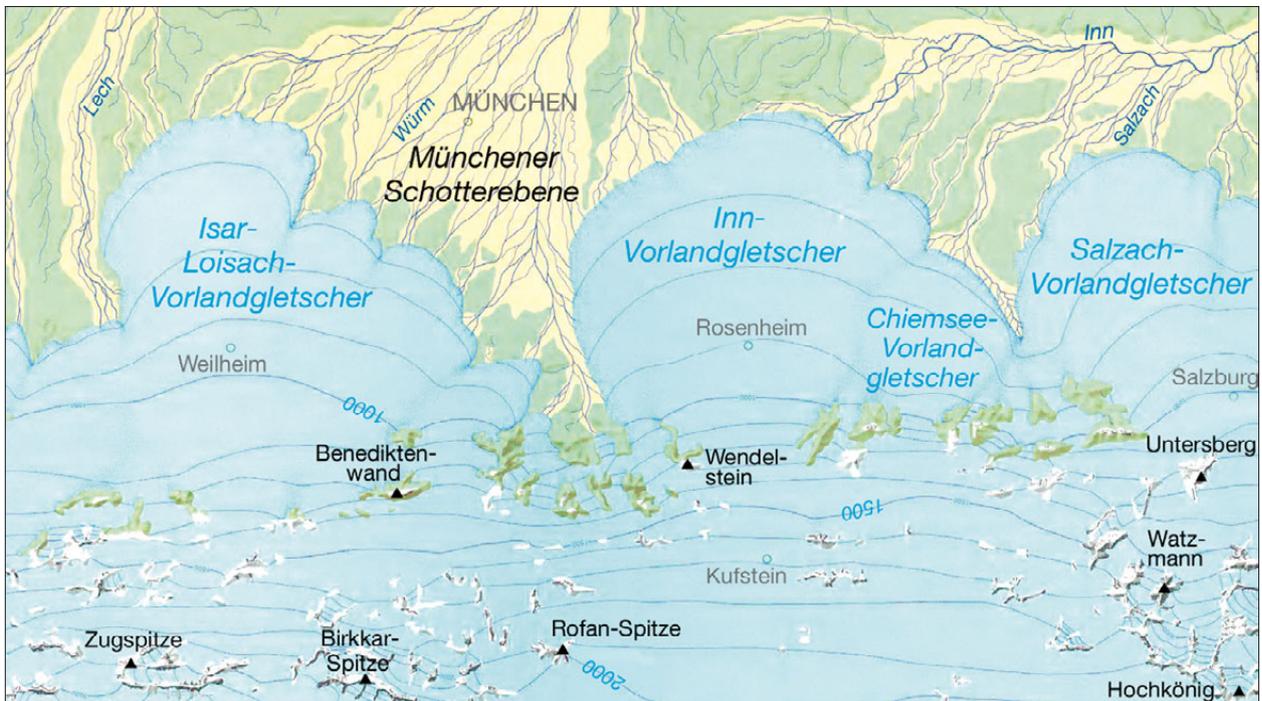


Geologisches Blockbild Oberbayerns (verändert nach WELLNHOFER 1983)

Geotope in Oberbayern



Tektonische Übersichtskarte Oberbayerns (verändert nach BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1996)

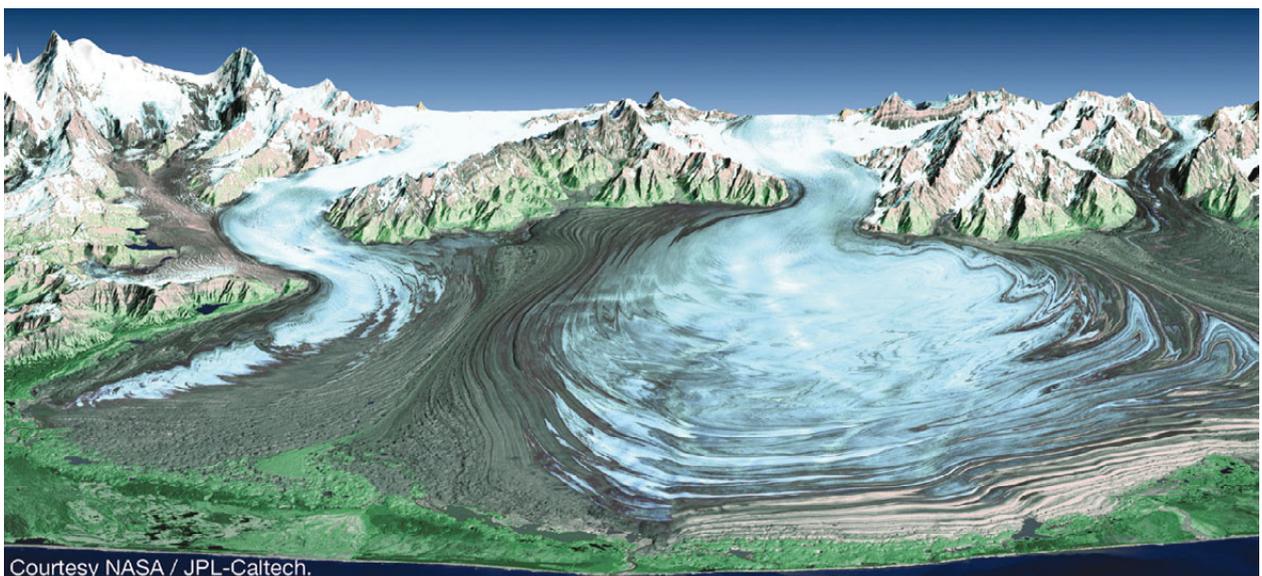


Karte der maximalen Gletscherausdehnung in der Würmzeit (nach VAN HUSEN 1987)

bei geringen Hangneigungen in Bewegung und wurden als Fließerden wieder abgelagert. Starke Winde wehten feines Material von vegetationsfreien Flächen aus und lagerten es andernorts als Flugsand oder Löß wieder ab.

Erst vor etwa 11 500 Jahren begann mit einer erneuten Klimaerwärmung am Ende des

Würmglazials die jüngste Phase der Erdgeschichte: das Holozän. Vielerorts entstanden Auenablagerungen und Moore, einige frühere Seen verlandeten. Besonders im Bereich der steilen Hänge im Alpenraum wurde noch viel Material umgelagert, es bildeten sich Hangschutt und Schwemmfächer, mancherorts ereigneten sich auch verheerende Bergstürze.



Courtesy NASA / JPL-Caltech.

Der rezente Malaspina-Gletscher in Alaska gibt einen Eindruck vom Aussehen des nördlichen Alpenrandes während der großen Eisvorstöße.

2.3 Geologische Gliederung und Gesteine Oberbayerns

2.3.1 Tieferer Untergrund und Fränkische Alb

Vor über 300 Millionen Jahren war das heutige Mitteleuropa Schauplatz der bedeutenden „variszischen“ Gebirgsbildung. Unter hohen Drücken und Temperaturen wurden dabei die Gesteine tief im Erdinnern verändert, wodurch entweder beispielsweise Gneise entstanden, oder die Gesteine schmolzen und schließlich z. B. als Granite wieder erstarrten. Das eigentliche Gebirge ist zwar längst wieder verschwunden, die typischen Gesteine, die bei der Gebirgsbildung entstanden sind, findet man jedoch heute noch. Im Bayerischen Wald, in den Zentralalpen und in anderen Kristallin-gebieten stehen sie an der Oberfläche an, aber auch in Oberbayern bilden gleichartige Gesteine als „Grundgebirge“ überall die Basis der jüngeren Gesteinsabfolgen, dem „Deckgebirge“.

Aus geophysikalischen Untersuchungen und aus einigen wenigen Bohrungen ist bekannt, dass das Grundgebirge im nördlichen Oberbayern etwa 400 m tief liegt. Nach Süden zu taucht seine Oberfläche immer weiter ab und liegt unter den Nördlichen Kalkalpen bereits in etwa 8000 m Tiefe. Die Europäische Kontinentalplatte wurde hier während des Tertiärs bei der Kollision mit der Adriatisch-Afrikanischen Kontinentalplatte nach unten gedrückt.

Das Grundgebirge im tieferen Untergrund Oberbayerns gehörte nach seiner Entstehung für beinahe 100 Millionen Jahre zu dem Hochgebiet des „Vindelizischen Landes“, das der Abtragung ausgesetzt war. Erst ab dem Keuper weitete sich das „Germanische Becken“ von Norden her auf das nördliche Oberbayern aus. Im unteren Jura (Lias) stieß schließlich ein Meer in das Becken vor.

Die ältesten Ablagerungen, die im nördlichen Oberbayern zu Tage anstehen, entstanden im mittleren Jura (Dogger). Insbesondere der bräunliche Eisensandstein, der im Germanischen Becken in einem Meer abgelagert wurde, tritt rund um Beilngries an den unteren Talhängen teilweise zu Tage. Die geringmächtigen und wenig verwitterungsbeständigen

Gesteine des mittleren bis oberen Dogger sind dagegen nirgends aufgeschlossen.

Mit Beginn des oberen Jura (Malm) kam es zu einer grundlegenden Änderung der Umweltbedingungen: Das ehemalige Vindelizische Land wurde durch ein tropisch-warmes Meer überflutet, das günstige Bedingungen für die Entstehung von Kalk-, Mergel- und Dolomitsteinen bot. Diese Karbonatgesteine prägen heute die Landschaften der Frankenalb.

Im unteren Malm wurden zunächst abwechselnd die Kalk- und Mergelschichten der Unteren Mergelkalke abgelagert. Es folgten darüber die geschichteten Werkkalke, die kaum noch Mergellagen enthalten. Sie sind in zahlreichen Steinbrüchen im Altmühltal aufgeschlossen, ebenso wie die gebankten Kalk- und Mergelabfolgen der Oberen Mergelkalke, die bereits zum mittleren Malm gehören.

An wenigen Orten begann im unteren Malm bereits das Wachstum von Schwammriffen. Im Gegensatz zu den umgebenden Gesteinen zeigen die Riffgesteine keine Schichtung. Besonders im mittleren Malm breiteten sich die Gebiete, in denen solche massigen Gesteine entstanden, großflächig aus. Es verblieben nur noch wenige Lagunenbereiche, in denen dickbankige Kalke – vor allem der sogenannte „Treuchtlinger Marmor“ – abgelagert wurden. Die massigen Gesteine aus Riffgebieten sind meist sehr abtragungssresistent und treten daher oft als Felsbildungen an den Talhängen des Altmühltals und seiner Seitentäler hervor. In ihrer Mehrzahl liegen die massigen Gesteine nicht mehr als Kalksteine vor, sondern wurden nachträglich in Dolomitstein umgewandelt.

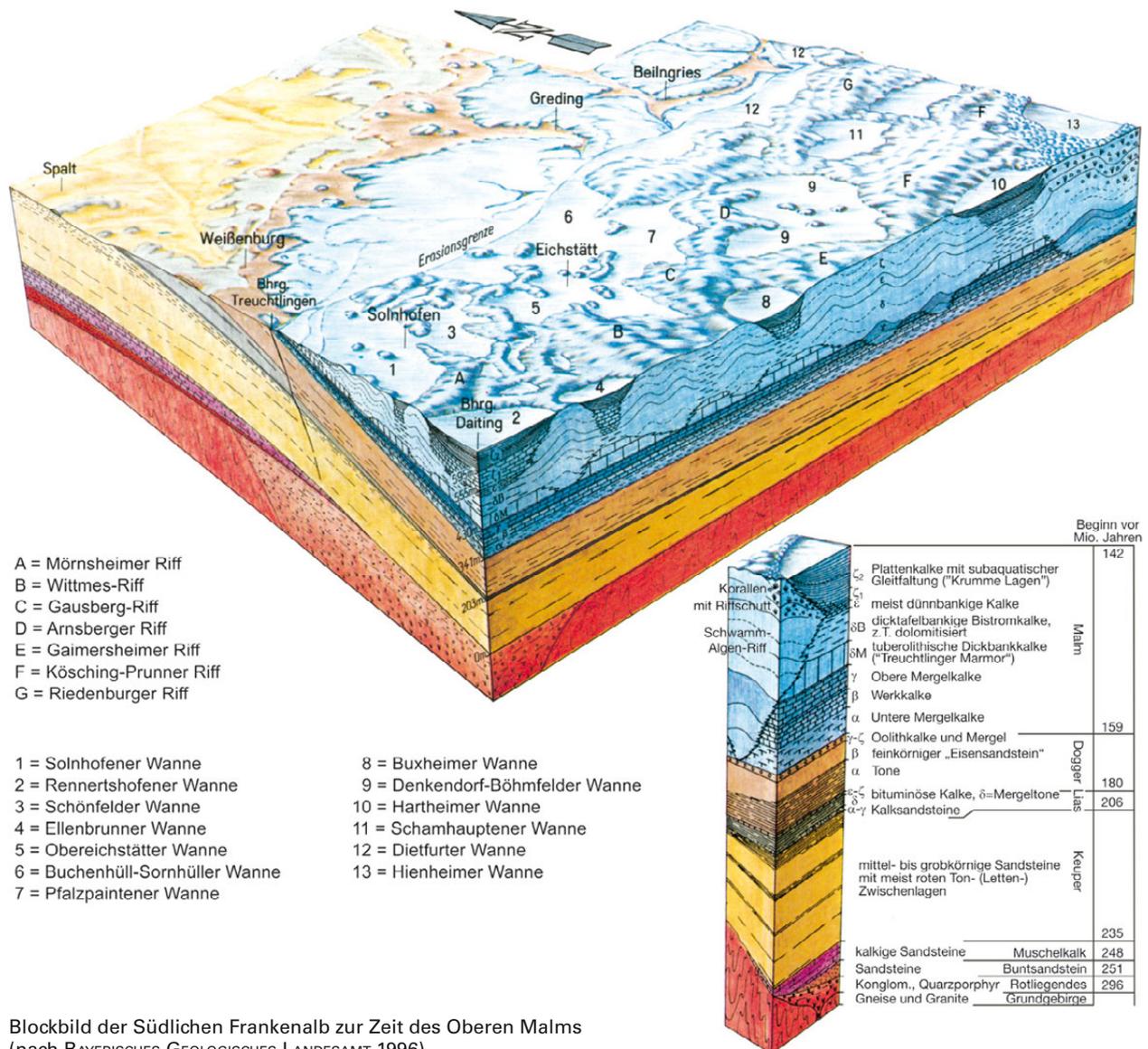
Im oberen Malm wurden die Riffgebiete wieder stark zurückgedrängt und es bildeten sich zahlreiche weite Lagunen, die durch schmale Riffzüge voneinander getrennt waren. In den wannenartigen Becken entstanden die berühmten dünnbankigen Plattenkalke. Die Umweltbedingungen in den verschiedenen Lagunen waren sehr unterschiedlich, meist jedoch

eher lebensfeindlich. Deshalb wurde die feine Schichtung nicht durch am oder im Meeresboden lebende Tiere zerstört und die wenigen Tierkadaver nicht von Aasfressern zerlegt. Diese ungewöhnlichen Verhältnisse bewirkten die außerordentlich gute Fossilhaltung, für die die Plattenkalke bekannt sind. Nicht nur der berühmte Urvogel *Archaeopteryx*, sondern Überreste von insgesamt über 700 Arten vermitteln uns einen einmaligen Einblick in die Biotope des oberen Malm.

der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Die Verkarstung der Karbonatgesteine hinterließ wohl ein starkes Relief mit tiefen Mulden. Zum Ende der Unterkreide stieg der Grundwasserspiegel wieder an. Flüsse transportierten Quarzsande und kaolinhaltige Tone aus den verwitternden Grundgebirgsgebieten im Osten über die Frankenalb und setzten sie in Mulden wieder ab. vielerorts sind kleinere Vorkommen dieser sogenannten Schutzfelschichten erhalten geblieben.

Gegen Ende der Jurazeit zog sich das Meer weit nach Süden zurück. Während der Unterkreidezeit war die Fränkische Alb als Festland

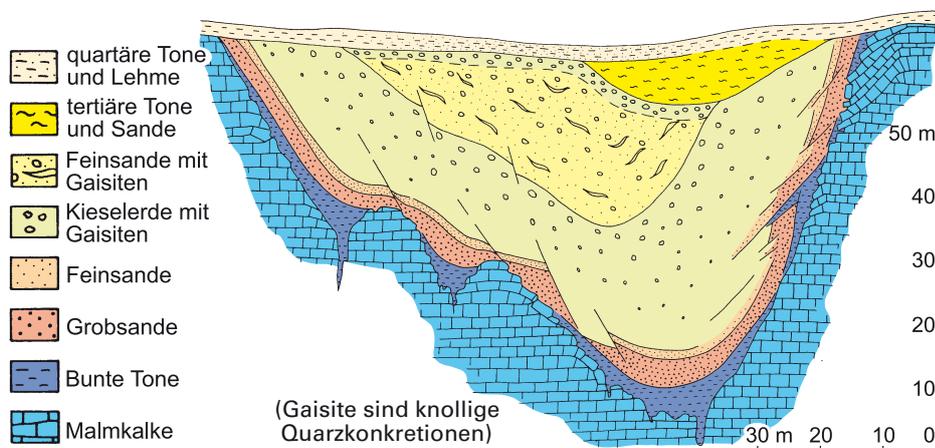
Während der Oberkreidezeit stieß das Meer erneut auf das Gebiet der heutigen Südlichen Frankenalb vor. Ablagerungen dieses Meeres



Geotope in Oberbayern

Mio Jahre vor heute	Ära	Sys-tem	Serie	Stufe	Hauptgesteine	Geotope			
2,6	Känozoikum [Erdneuzeit]	Quartär		Holozän	Torf, Auensedimente, Kalktuff, Hangschutt Flussschotter, Flugsand, Löß, Seesedimente	Steinerne Rinne Knapp (S.135) Schleierfälle im Ammertal (S.113) Sinterbildung Wörth (S.83) Buckelwiesen Mittenwald (S.125) Wildflusslandschaft Isar (S.130) Dünen im Hagenauer Forst (S.61) Haspelmoor (S.67)			
				Pleistozän	Deltaschotter, Seeton Niederterrassenschotter Vorstoßschotter Hochterrassenschotter verschiedene Deckenschotter	Wümmmoräne Schieferkohlen Rißmoräne Mindelmoräne Günzmoräne Donau Biber	Eiszerfallslandsch. Gänsgerbl (S.93) Toteisloch Wolfsgrube (S.65) Eiszerfallslandsch. Osterseen (S.111) Egglbürger Os (S.81) Findling Steinwies (S.159) „Hoher Stein“ bei Percha (S.99) Eberfinger Drumlinfeld (S.109) Interglaziale Sinter Hurlach (S.101) Kiental bei Andechs (S.97) Klettergarten Baierbrunn (S.73) Naturwehr in der Alz (S.171) Geolog. Orgeln Oberschroffen (S.91)		
		Paläogen Neogen		Pliozän	Molassebecken		Tertiärwelt Aubenham (S.89) Schürfrubenfeld Freising (S.75) Aubinger Lohe (S.77) Sandgrube Streitdorf (S.59) Dachwand bei Markt (S.87) Isarprallhang Staubachhof (S.137)		
				Jungtertiär Miozän	Obere Süßwassermolasse Obere Meeresmolasse	Ries-Impakt 			
		65		Paläogen Neogen	Altertertiär	Oligozän	Untere Süßwassermolasse Untere Brackwassermolasse Untere Meeresmolasse	Inneralpine Molasse	
						Eozän Paläozän			
		142	Mesozoikum [Erdmittelalter]	Kreide	Ober-	Maastricht	Frankenalb quarzitische Sandsteine, Neuburger Kieselerde, Schutzfelsschichten	Helvetikum Flysch Tratenbach-schichten Brander-fleck-schichten Gosau	
						Campan Santon Coniac Turon Cenoman			
					Unter-	Alb Abt Barrême Hauterive Valangin Berrias	Frankenalb	Losensteiner u. Tannheimer Sch. Schram-bach-schichten Roßfeld-schichten	Langer Köchel (S.123)
159				Jura	Ober- (Malm)	Oberer ζ ϵ	Mörnshheimer Schichten Sohnhofener Plattenkalk	Ammergauer Schichten Stein-mühl-kalk Ruhpol-dinger und Tegernseer Marmor Radiolarit	Wetzsteinbr. Unterammergau (S.129) Marmorsteinbr. Ruhpolding (S.173) Steinbruch Unterhausen (S.55) Sammelersteinbruch Eichstätt (S.45) Burgstein Dollnstein (S.47) Ponordoline Wachenzell (S.49) Steinbruch am Arzberg (S.43)
						Mittlerer δ γ	Treuchtlinger Marmor Obere Mergelkalke		
180				Jura	Mittel- (Dogger)	Unterer β α	Werkkalk Untere Mergelkalke		
						Oberer ζ ϵ Mittlerer δ γ Unterer β α	geringmächtige Sand-Ton- und Mergelschichten Sowerby-Bank Eisensandstein Opalinuston	Spatkalk Vilsener Kalk, Klauskalk Allgäuschichten Chiemgauer Schichten	
206				Trias	Ober- (Keuper)	Rhät	Oberrhätkalk Kössener Schichten Plattenkalk	Dachstein-kalk Zlambach-schichten Hallstätter Kalk und Dolomit	Salzgrabenhöhle (S.185)
						Nor Karn	Hauptdolomit Raibler Schichten Partnach-schichten	Karnisch-norischer Dolomit Carditaschichten Wetterstein-kalk Ramsau-dolomit	Hallstätter Kalk und Dolomit
248		Trias	Mittel- (Muschelkalk)	Ladin	Reiflinger Kalk Virgloriakalk	Steinalmkalk und Steinalmdolomit	Partnachklamm (S.121)		
				Anis	Reichenhaller Schichten	Skythisch-anisische Karbonatserie	Steinbruch Schärffen (S.145)		
251			Unter-	Skyth	Werfener Schichten				
			Perm		Haselgebirge	Salzbergwerk Berchtesgaden (S.187)			

Stratigraphie der oberbayerischen Gesteine



Schematischer Schnitt durch eine Lagerstätte der Neuburger Kieselerde (nach FÖRSTER 1982)

das Altmühltal, in das von Norden her bei Dollnstein der Urmain mündete. Womöglich erst vor etwa 70 000 Jahren verließ die Donau dieses Tal und suchte sich weiter südlich einen neuen Lauf, zunächst über das heutige Schuttertal und schließlich ihr jetziges Bett im Neuburger Tal.

blieben vor allem in großen Karstsenken zwischen Dollnstein und Neuburg a. d. Donau erhalten. Neben verschiedenen Sanden und Tonen lagerte sich hier ein weißlicher kaolinhaltiger Feinsand ab, der große Mengen Schwammnadeln enthält. Wegen seiner besonderen Eigenschaften ist dieses Gestein – die Neuburger Kieselerde – als Rohstoff für verschiedenste Produkte begehrt (STREIT 1987).

Zum Ende der Kreidezeit zog sich das Meer wieder nach Süden zurück und während des folgenden Alttertiärs war die Südliche Frankenalb erneut der Verwitterung und Verkarstung ausgesetzt. Es entstanden weite Karstwannen und tiefe Täler am Südrand der Alb. An Gesteinen blieben aus dieser Zeit nur Verwitterungslehme zurück, oft mit Eisenanreicherungen in Form von Bohnerzen, die in früheren Jahrhunderten Grundlage einer bescheidenen Eisenindustrie waren. Ab dem ausgehenden Untermiozän überdeckten Sedimente der Oberen Süßwassermolasse das Gebiet. Die Karstwannen und Täler wurden mit tonigen, sandigen und teilweise auch kalkigen Schichten gefüllt (DOPPLER et al. 2002). Im Westen des Gebietes legten sich hierüber vor etwa 14,5 Millionen Jahren noch die Auswurfmassen des Meteoriteneinschlags im Nördlinger Ries.

Im Pliozän lagerten Flüsse im Bereich der Hochflächen der Südlichen Frankenalb Schotter ab. Ab der Wende Pliozän–Pleistozän tiefen diese Flüsse die wichtigsten Täler des Gebietes ein: von Süden her durch das heutige Wellheimer Trockental kommend schuf die Urdonau

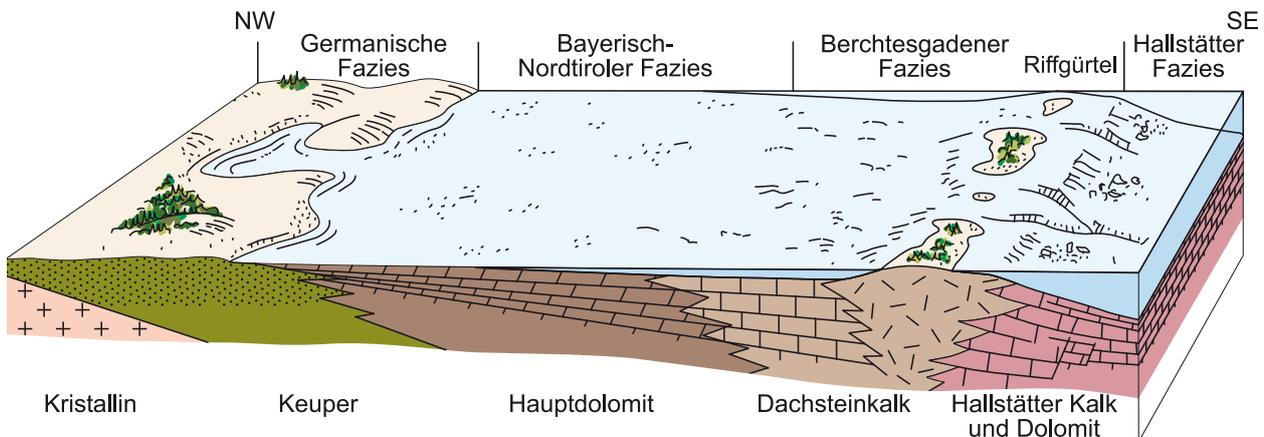
2.3.2 Nördliche Kalkalpen

Die Sedimente der Nördlichen Kalkalpen entstanden von der Trias bis in den jüngeren Jura auf einem Schelf nordwestlich eines in der Trias entstandenen Ozeanbeckens, des „Hallstatt-Meliata-Ozeans“. Während sich dieser Ozean im Oberjura zu schließen begann, öffnete sich etwa zeitgleich nördlich des bisherigen Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen ein neuer Ozean, der so genannte „Penninische Ozean“. Dadurch wurde das damalige Afrika mit einem nach Norden ausgreifenden Vorsprung, der Adriatischen Platte, vom damaligen Europa getrennt. Der Entstehungsraum der Nördlichen Kalkalpen befand sich nun am Nordrand der Adriatischen Platte und wurde im Laufe des Alttertiärs, als die beiden Kontinentalplatten kollidierten, über den Südrand der Europäischen Platte geschoben. Dabei wurden die Gesteinsserien der Nördlichen Kalkalpen in einer Reihe von bis zu einigen Kilometern mächtigen tektonischen Gesteins-



Brekziöses Haselgebirge im Salzbergwerk Berchtesgaden

Geotope in Oberbayern



Die Umweltbedingungen in verschiedenen Teilen des Ablagerungsraums der Nördlichen Kalkalpen bewirkten, dass zur selben Zeit unterschiedliche Gesteinsausprägungen („Fazies“) entstanden, die seitlich Übergänge zueinander aufwiesen. Hier ist die Situation während der Obertrias-Zeit schematisch dargestellt (nach SCHOLZ & SCHOLZ 1981).

decken übereinander geschoben, z. T. intensiv gefaltet und zerschert sowie folgend im Oligozän und vor allem im Miozän entlang großer, steil stehender Bruchzonen seitlich gegeneinander bewegt.

Am Nordrand der Kalkalpen liegen als unterste Baueinheiten die Kalkalpine Randzone und die Allgäudecke. In diesen Bereichen sind die kompakten Kalkgesteinsabfolgen der Trias vielfach weniger mächtig als in anderen Decken, weshalb die Gesteine hier meist besonders intensiv verfault und verschuppt sind. Vom westlichen Oberbayern bis in den Chiemgau schließt sich südlich an die Allgäudecke die Lechtaldecke an, die durch weiträumigere Faltenstrukturen geprägt ist. Östlich des Inns liegt darüber eine als Tirolikum bezeichnete Deckeneinheit. Sie baut – bis auf einen schmalen nordwestlichen Randstreifen – alle großen Kalksteinmassive des Reichenhaller und Berchtesgadener Raumes auf. Die „Berchtesgadener Masse“ („Hochjuvavikum“) bildet ihrem Gesteinscharakter nach ein nur lokal überschobenes Bauelement innerhalb des Tirolikums. Die früher als „Hallstätter Decke“ („Tiefjuvavikum“) interpretierten Gesteinsserien stellen nach gegenwärtiger, teils kontroverser Diskussion bis zu Kilometer-große Gesteinskomponenten dar, die während des Jura in Tiefseesedimente des Tirolikums umgelagert wurden (GAWLIK et al. 1999, FRISCH & GAWLIK 2003, GAWLIK & FRISCH 2003).

Die Schichtfolge der Kalkalpen beginnt im Perm. In dieser Zeit begann sich die Erdkruste

des Urkontinents Pangäa zu dehnen und sank dabei allmählich ab. Das entstehende Becken stand zeitweise mit dem Ozean in Verbindung. Im heißen Klima verdunsteten große Mengen an Meerwasser und ließen das so genannte Haselgebirge zurück, das neben Ton, Dolomit und Gips auch ausgedehnte Steinsalzlagerstätten enthält. Diese werden z. B. bei Berchtesgaden und Bad Reichenhall seit Jahrhunderten zur Salzgewinnung genutzt. Wo Grundwasser das Salz oder den Gips im Untergrund auslaugte, entstanden löchrige Rauhwacken und typische Brekzien, die mit ihren haselnussgroßen Komponenten dem Gestein zu seinem Namen verhalfen.

Die langsame Absenkung des Beckens setzte sich während der gesamten Trias fort. Im Westen lagerten sich zunächst noch unter Festlandsbedingungen Sandsteine ab, während im Osten bereits die flachmarinen Werfener Schichten entstanden – meist dunkle Mergel, Sandsteine und Kalke. Ab der Mitteltrias nahm schließlich ein flaches Meer das gesamte Becken ein. Die Sedimentationsrate hielt während der restlichen Triaszeit immer in etwa Schritt mit der fortwährenden Einsenkung. So erklärt sich, wie ein teilweise mehrere tausend Meter mächtiger Sedimentstapel entstehen konnte, der überwiegend aus in Flachmeeren – in Riffen und Lagunen – abgelagerten Karbonatgesteinen besteht.

Die Abfolge der triassischen Karbonatgesteine beginnt im Westen mit den kalkigen Reichenhaller Schichten, im Berchtesgadener Raum

mit der eher dolomitischen Skythisch-anisichen Karbonatserie. Die darüber folgenden Schichten von Virgloriakalk, Steinalmkalk und Reiflinger Kalk wurden früher als „Alpiner Muschelkalk“ zusammengefasst. In diesen Kalksteinen fallen oft Einschaltungen von dunklen Schiefern auf sowie „Pietra verde“ genannte grünliche Einschaltungen, die auf basischen Vulkanismus zurückgehen. Die Schichtflächen sind oft auffallend knollig und wulstig, weswegen man auch von „Wurstelbänken“ spricht.

Über diesen noch eher geringmächtigen Kalksteinabfolgen setzte im Westen im Bereich ausgedehnter Riffe und Lagunen die Ablagerung des bis 1500 m mächtigen Wettersteinkalks ein. Der überwiegend helle Kalkstein baut heute markante Gipfel wie z. B. Zugspitze, Benediktenwand, Wendelstein, Kampenwand, Rauschberg und Hochstaufen auf. In benachbarten Becken entstanden die dunklen Mergelsteine der Partnachschichten. Im Berchtesgadener Raum wird der Wettersteinkalk durch den bis 1000 m mächtigen



Die Almwiese auf mergeligen Kössener Schichten lädt zur Brotzeit ein, dahinter ragt ein Felsen aus Oberrhätalk auf (östlich des Spitzingsees).

Ramsaudolomit vertreten, der meist die Basis der großen Gebirgsmassive bildet. Dieses besonders brüchige Gestein bewirkt schrofige Hänge und liefert sehr viel Schutt, der sich an den unteren Talhängen ansammelt.

Während des Karns kam es mit den Raibler Schichten zu einer Unterbrechung der Karbonatablagerungen im Flachmeer, zunehmend gelangten Sande, Mergel und Tone in das Becken. Es wurde teilweise vom offenen Ozean abgeschnürt, wodurch örtlich mächtige Gips- und Dolomitgesteine entstanden. Wo später Grundwasser den Gips aus dem Gestein löste, blieben Dolomitbrekzien und löchrige Rauhwaacken zurück. Im Berchtesgadener Raum sind die Raibler Schichten oft nur wenige Meter mächtig und werden als Carditaschichten bezeichnet.

Zur Zeit des Nor setzte sich die Ablagerung von Flachwasserkarbonaten wieder fort. Im Westen entstand der bis 2000 Meter mächtige Hauptdolomit, das am weitesten verbreitete Gestein der Bayerischen Alpen. Aufgrund seiner brekziösen Internstruktur und intensiven Klüftung baut er aber nur wenige markante Felswände und Gipfel auf (z. B. Kramer, Wank und Herzogstand). Charakteristisch sind steile Waldhänge und mächtige Schuttablagerungen. In den obersten Partien des Hauptdolomits sind zunehmend Kalkbänke eingeschaltet, die bereits dem überlagernden Plattenkalk gleichen. Dieser ist nicht identisch mit dem Oberalm-Plattenkalk der Südlichen Frankenalb; es handelt sich um graue, gebankte Kalksteine mit tonigen Zwischenlagen. Der Plattenkalk baut – oft zu großen Mulden gefaltet – viele Gipfelbereiche vom Estergebirge über die Jachenau bis ins Mangfallgebirge auf, z. B. Krottenkopf, Hirschberg, Wallberg und Großer Traithen.

Zeitgleich entstand der im Berchtesgadener Raum verbreitete, bis 1000 Meter mächtige Dachsteinkalk. Typisch für ihn sind rhythmische Ablagerungen von dickbankigen Kalksteinen wie z. B. in der bekannten Watzmann-Ostwand. Aus ihnen bestehen auch die großen Plateaugebirge der Region z. B. Untersberg, Reiteralp, Steinernes Meer und Hagengebirge. Neben den gebankten Ablagerungen

von Riff-Rückseiten bilden die Riffbereiche massige Dachsteinkalkkomplexe, wie z. B. am Hohen Brett. Typisch für den Dachsteinkalk ist die ausgeprägte Verkarstung, die sich an der Oberfläche in weiten Karrenfeldern und in der Tiefe mit bedeutenden Höhlensystemen manifestiert.

In der obersten Trias werden die älteren Gesteine meist von den dunklen, tonig-mergeligen Kössener Schichten überlagert, die bereichsweise mächtige Kalkbänke enthalten. Diese sehr fossilreichen Gesteine wirken oft wasserstauend und entwickelten fruchtbare Böden. Typischerweise wurden und werden solche Gebiete oft als Almen genutzt. Über den Kössener Schichten und teilweise mit diesen verzahnt entstanden in den Schwellenbereichen des Triasmeeres die ebenfalls sehr fossilreichen Oberrhätkalke. Sie bauen einzelne kleinere aber markante Felsgipfel auf, wie z. B. den Blankenstein und den Leonhardstein im Mangfallgebirge.

Mit dem Beginn der Jurazeit verstärkte sich die tektonische Aktivität erheblich. Die bisher weitgehend stabile Karbonatplattform zerbrach, ihre Teile entwickelten sich unterschiedlich weiter. So entstanden einzelne rascher absinkende, tiefere Meeresbecken, zwischen denen langsamer absinkende Schwellenbereiche lagen. Es kam insbesondere ab dem Mitteljura auch zu gewaltigen gravitativen Gleitvorgängen: Vor allem im Berchtesgadener Raum glitten große Sedimentmengen mit eingelagerten riesigen Gesteinsschollen in die Becken des Jurameers.

Auf den Schwellen entstanden verschiedene, meist geringmächtige Kalksteinabfolgen, die oft reich an Fossilien sind, z. B. die Adneter Schichten, der Klauskalk, der Steinmühlkalk sowie der Tegernseer und Ruhpoldinger „Marmor“. Die teilweise auffällige Rot- oder Grünfärbung geht auf Anteile von zwei- bzw. dreiwertigem Eisen im Meerwasser zurück, die bei der Entstehung der Gesteine mit ausgefällt wurden. Die Farbigkeit und eine typisch knollig-flaserige Struktur machte manche Kalksteine zu begehrten Naturwerksteinen, die in vielen Kirchen und anderen historischen Bauten verwendet wurden. Die Knollen ent-



Im verwitterten „Crinoidenspatkalk“ treten die fossilen Bruchstücke von Seelilien deutlich hervor.

standen durch teilweise Auflösung von Kalzit. Typisch für den alpinen Jura sind auch Echinodermenspatkalke wie z. B. der Hierlatzkalk, der Vilser Kalk und der Dogger-Spatkalk. Fossile Bruchstücke von Echinodermen wie z. B. von Seeigeln oder Seelilien („Crinoiden“), die aus Kalzitkristallen bestehen, geben diesen Gesteinen ein „spätiges“ Aussehen.

In Beckenbereichen lagerten sich im Unter- bis Mitteljura die tonig-mergeligen Allgäuschichten ab. Am Übergang von den Schwellen zu den Becken entstanden kieselsäurereiche Kalksteine wie der Kirchsteinkalk und die Chiemgauer Schichten. Besonders reich an Kieselsäure sind die Radiolarite, ein dünnbankiges, rotes, grünes oder graues Gestein, das aus Radiolarienschlamm entstand. Vor allem im Berchtesgadener Raum treten in diesen Radiolariten mächtige, teils chaotisch gelagerte Trümmermassen auf, die während erster tektonischer Gebirgsbildungsphasen von Süden her in die Radiolaritbecken umgelagert wurden und deren Komponenten, vor allem Kalk- und Dolomitsteine, Durchmesser vom Sandkorn bis zu Berggröße aufweisen. Im Oberjura folgen über den Radiolariten feinkörnige, dünngebanke Tiefseekalke mit Mergelzwischenlagen und Hornsteinknollen, die Ammergauer Schichten („Malm-Aptychenschichten“). Im Berchtesgadener Raum wird eine ganz analoge Gesteinsserie als Oberalmer Schichten bezeichnet. Diesen steht der Plassenkalk als zeitgleich auf submarinen Schwellen entwickelter Flachwasserkalk gegenüber.

Erhalten geblieben sind die Jura-Gesteine meist nur im Kern der großen, in Ost–West-Richtung streichenden Muldenzüge. Sie treten im Gegensatz zu den mächtigen Trias-Gesteinsabfolgen auch nur selten landschaftsprägend in Erscheinung. Dasselbe gilt für die Kreide- und tertiärzeitlichen Ablagerungen in den Bayerischen Alpen.

Schon zu Beginn der Kreidezeit waren die submarinen Schwellen wieder in den Tiefseebereich abgesunken. Weiträumig setzte sich während der älteren Unterkreidezeit die Ablagerung von jetzt aber zunehmend mergeligeren Tiefseekalken in Form der Schrambachschichten („Neokom-Aptychenschichten“) fort. Schon während der älteren Unterkreide schalteten sich hierin zunehmend grobe Sedimente ein. Im Berchtesgadener Raum gingen so aus den Schrambachschichten die bis in das Apt reichenden Rossfeldschichten hervor, die im jüngsten Teil wiederum von Süden her umgelagerte Komponenten von Sandkorn- bis Riesenblock-Größe enthalten. In den übrigen oberbayerischen Kalkalpen entwickelten sich die Schrambachschichten dagegen bis in die jüngere Unterkreide relativ einheitlich. Erst im Apt folgten zunächst die tonig-mergeligen bis sandigen Tannheimer Schichten, aus denen sich dann während der jüngsten Unterkreidezeit die teils sandig-kiesigen und blockführenden Losensteiner Schichten entwickelten.

All diese zur jüngeren Unterkreidezeit hin zunehmend gröber werdenden Sedimente weisen auf erneut auflebende tektonische Bewe-

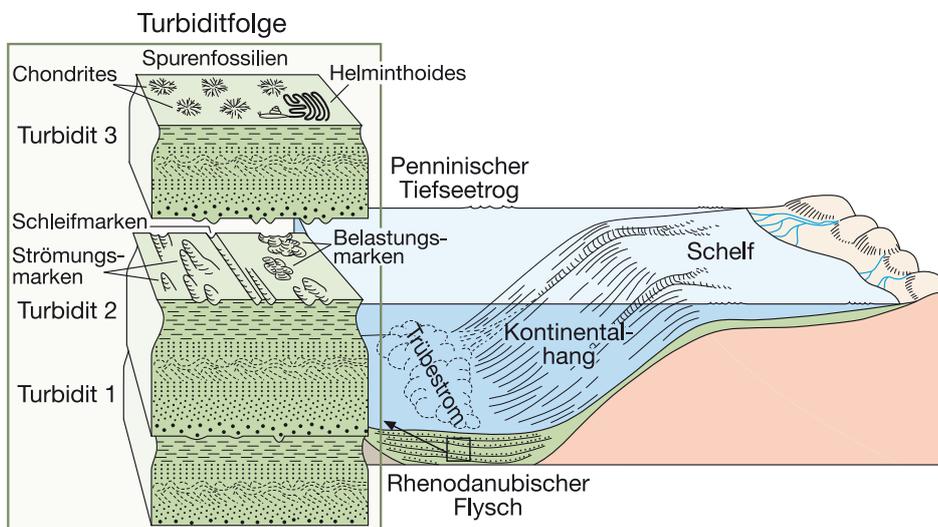


Radiolarite sind meist dünnbankig und intensiv gefärbt (Aufschluss am Hengstbach im Unterammergauer Forst).

gungen im Entstehungsraum der Nördlichen Kalkalpen hin. Von der jüngsten Unterkreide bis in die ältere Oberkreide wurde im Wesentlichen der Deckenbau innerhalb der gesamten oberbayerischen Kalkalpen angelegt. Durch diese Vorgänge wurden weite Teile des bisherigen Ablagerungsraums über den Meeresspiegel angehoben und intensiver Erosion ausgesetzt. Nur im nördlichen Teil der bayerischen Kalkalpen setzte sich die Sedimentation, vermutlich unterbrochen von zahlreichen Schichtlücken, mit den Branderfleckschichten bis in die jüngere Oberkreide fort. Am Nordsaum der Kalkalpen reichen die Tratenbachschichten sogar bis in das älteste Alttertiär.

Der übrige Teil der Kalkalpen fiel während der Deckenbewegungen weiträumig trocken, wodurch eine Schichtlücke unterschiedlichen Umfangs entstand. Darüber lagerten sich ab der Oberkreidezeit die so genannten Gosau-Sedimente ab. Sie bestehen aus zunächst festländischen und folgend flachmeerischen, überwiegend gröberkörnigen Gesteinen mit reichlich Kies- und Blockkomponenten. Ab der jüngeren Oberkreide gehen diese in feinerkörnige, erneut tiefmeerische Gesteinsserien über, die bis ins Alttertiär reichen. Solche Gosau-Sedimente sind in den bayerischen Kalkalpen nur in einzelnen Vorkommen zwischen Oberaudorf und Bad Reichenhall nachweisbar, dürften aber ursprünglich wesentlich weiter verbreitet gewesen sein. Nur im Reichenhaller Raum lassen sich als jüngste zur Gosau zu rechnende Ablagerungen erneut flachmarine Sedimente, darunter Riff- und Riffschuttkalke, nachweisen.

Zum letzten Mal stieß im jüngeren Alttertiär ein Meer in einzelne Talbereiche der sich zunächst wohl nur zu einem flachen Gebirge entwickelnden Kalkalpen vor. Reste der Ablagerungen dieses Meeres, die nach oben in Flussablagerungen übergehen, finden sich in Bayern nur bei Oberaudorf und Reit im Winkel. Sie werden bereits nicht mehr zu der Sedimentabfolge der Nördlichen Kalkalpen gerechnet, sondern als Inneralpine Molasse bezeichnet. Zu dieser zählen auch die so genannten Augensteinschotter, die sich in kleinen, vielfach umgelagerten Resten in Karstmulden und -höhlen der Berchtesgadener Alpen finden.



Skizze zur Entstehung von Turbiditabfolgen aus Trübeströmen (nach SCHOLZ & SCHOLZ 1981)

Abgelagert wurden diese quarzhaltigen Schotter im Oligozän, als Flüsse aus den entstehenden Zentralalpen flach durch die östlich des Inns noch kaum herausgehobenen Kalkalpen ins nördliche Vorland flossen. Die damaligen Flussbetten wären heute auf Gipfelniveau zu suchen, nur umgelagerte Schotterreste erinnern noch an sie.

2.3.3 Flysch und Helvetikum am Alpennordrand

Die tektonische Einheit der **Flysch**-Zone, die sich in den oberbayerischen Alpen zum allergrößten Teil aus dem so genannten Rhenodanubischen Flysch und in nur sehr geringen Anteilen aus Flyschgesteinen anderer paläogeographischer Herkunft aufbaut, bildet einen mehrere Kilometer breiten Streifen am morphologischen Nordrand der Alpen. Die Flyschberge sind meist bewaldet und weniger markant als die Kalkalpen. Sie bestehen vorwiegend aus weichen, erosionsanfälligen Gesteinen, was oft zu Hangbewegungen wie Rutschungen und Muren führt.

Die Gesteine des so genannten Rhenodanubischen Flysch wurden in einem Tiefseegraben zwischen Europa und den von Süden herandrückenden alpinen Decken abgelagert. Submarine Rutschungen bewirkten immer wieder Trübestürme, die Ton, Schluff und Sand weit in das mehrere 1000 m tiefe Becken transportierten. Aus den Trübestürmen setzten sich

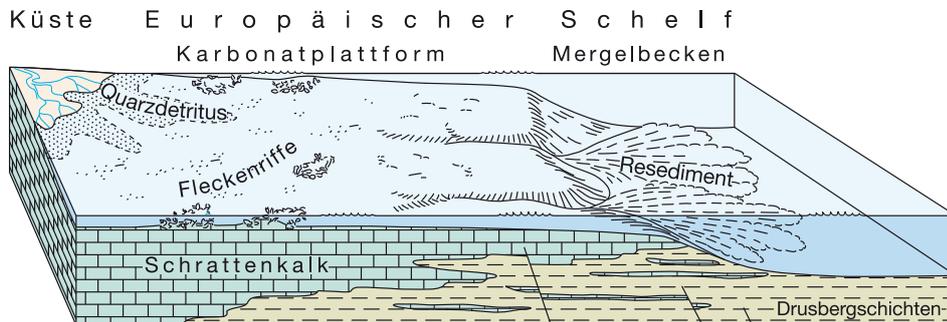
dann jeweils zuerst die größeren Komponenten ab, danach allmählich die immer feineren. So entstand die typische „gradierte Schichtung“, die sich in den Turbiditabfolgen – den Ablagerungen der Trübestürme – oft hundertfach rhythmisch wiederholt. Zwischen den einzelnen Trübestürm-Ereignissen herrschte meist eine Zeit der Ruhe. Auf den Schichtoberflächen zeugen immer wieder

typische Spurenfossilien vom Leben auf dem Meeresgrund, Strömungs- und Schleifmarken lassen dagegen Rückschlüsse auf die Transportrichtungen der kreidezeitlichen Trübestürme zu. Belastungsmarken und Entwässerungsstrukturen entstanden unter der Auflast jüngerer Turbidite über älteren, noch wassergesättigten und weichen Schichten.

Die gesamte Abfolge des Rhenodanubischen Flyschs ist bis etwa 1500 m mächtig und wurde zwischen dem Barrême und dem Maastricht abgelagert. Östlich des Inns scheinen die Serien teilweise noch in das Alttertiär zu reichen. Wesentliche Teile der Schichtenfolge bestehen aus kalkig-mergeligen Abfolgen mit wechselnden Sandanteilen. Dazu zählen vor allem die Tristelschichten, Ofterschwanger Schichten, Piesenkopfschichten, Kalkgraben-



Typisch für den Flysch sind rhythmisch gebankte Abfolgen wie z. B. im Halbammertal.



Schematische Darstellung des Ablagerungsraums des Helvetikums während des älteren Apt

schichten („Zementmergelerde“) und Hällritzer Serie. In mehreren Niveaus sind bunte, teils mergelige Tonsteine zwischengeschaltet („Untere Bunte Mergel“, „Obere Bunte Mergel“, „Oberste Bunte Mergel“). Im älteren und im jüngsten Teil der Schichtfolge treten aber auch sehr sandreiche bis sanddominierte Serien wie die „Quarzitserie“, der Reiselberger Sandstein und die Bleicherhornserie auf.

Der „**Feuerstätter Flysch**“ und das „**Ultra-helvetikum**“ repräsentieren mit ihren nur gelegentlich aufgeschlossenen Gesteinen den Ablagerungsraum zwischen dem Tiefseebecken, in dem der Rhenodanubische Flysch entstand und dem Europäischen Schelf, auf dem das Helvetikum abgelagert wurde. Entsprechend der unterschiedlichen Einflüsse auf die Bildungsbedingungen vermischen sich hier die Eigenschaften der Gesteinseinheiten. Zusätzlich kommen sogenannte Wildflysch-Ablagerungen vor, bei denen ältere Gesteine – teilweise auch in Form riesiger Blöcke – in jüngere Ablagerungen eingeglitten sind oder tektonisch mit diesen vermischt wurden.

Das **Helvetikum** ist eine tektonische Einheit, die in der Schweiz und bis ins Allgäu weit verbreitet ist. In Oberbayern kommt sie nur noch stellenweise in einem schmalen Gebietsstreifen am morphologischen Nordrand der Alpen vor. Die tektonisch verfalteten und steilgestellten Gesteine bilden vereinzelt Ost-West-streichende Härtlingsrücken.

Helvetikumsgesteine nehmen in Oberbayern zwar nur relativ geringe Flächen ein, ihre Vielfalt machte sie aber attraktiv für vielerlei Nutzungen. Historische Beispiele hierfür sind der Eisenerzbergbau am Kressenberg,

die Gewinnung von Mühlsteinen bei Neu-Neubauern, der Abbau von Naturwerksteinen bei Bad Heilbrunn, die Nutzung des Grünsandsteins zur Farbherstellung und die Verarbeitung zu Schotter im Hartsteinwerk Werdenfels im Murnauer Moos.

Aktiv ist heute nur noch das Zementwerk in Rohrdorf.

Abgelagert wurde das Helvetikum auf dem Schelf am Südrand der Europäischen Kontinentalplatte. In Oberbayern reicht die Schichtfolge von der Unterkreidezeit bis in das Alttertiär. Über den dunklen Mergelsteinen der Drusbergsschichten entwickelten sich der Schrattenkalk und die dunklen Sand- und Mergelsteine der Garschella-Formation. Bei einem Meeresspiegelvorstoß ab dem Cenoman entstand der helle Seewerkalk, auf den die Mergel der Amdener Schichten folgten. Für die jüngere Oberkreide und das Alttertiär liegen mehrere Typlokalitäten helvetischer Gesteine in Oberbayern: der auffällig gefärbte Stallauer Grünsandstein, die mergeligen Pinswanger, Pattenauer und Gerhartsreiter Schichten sowie der Quarzsandstein der Hachauer Schichten. Die dunklen Tonmergel und Sandsteine der Olchinger Schichten haben ihre Typlokalität im Salzburger Land. Darüber folgen die küstennahen Ablagerungen der Nummulitenschichten, Kressenbergsschichten



Massenhaft auftretende Gehäusereste von Einzellern geben dem „Enzenauer Marmor“ im Helvetikum seine typische Struktur.

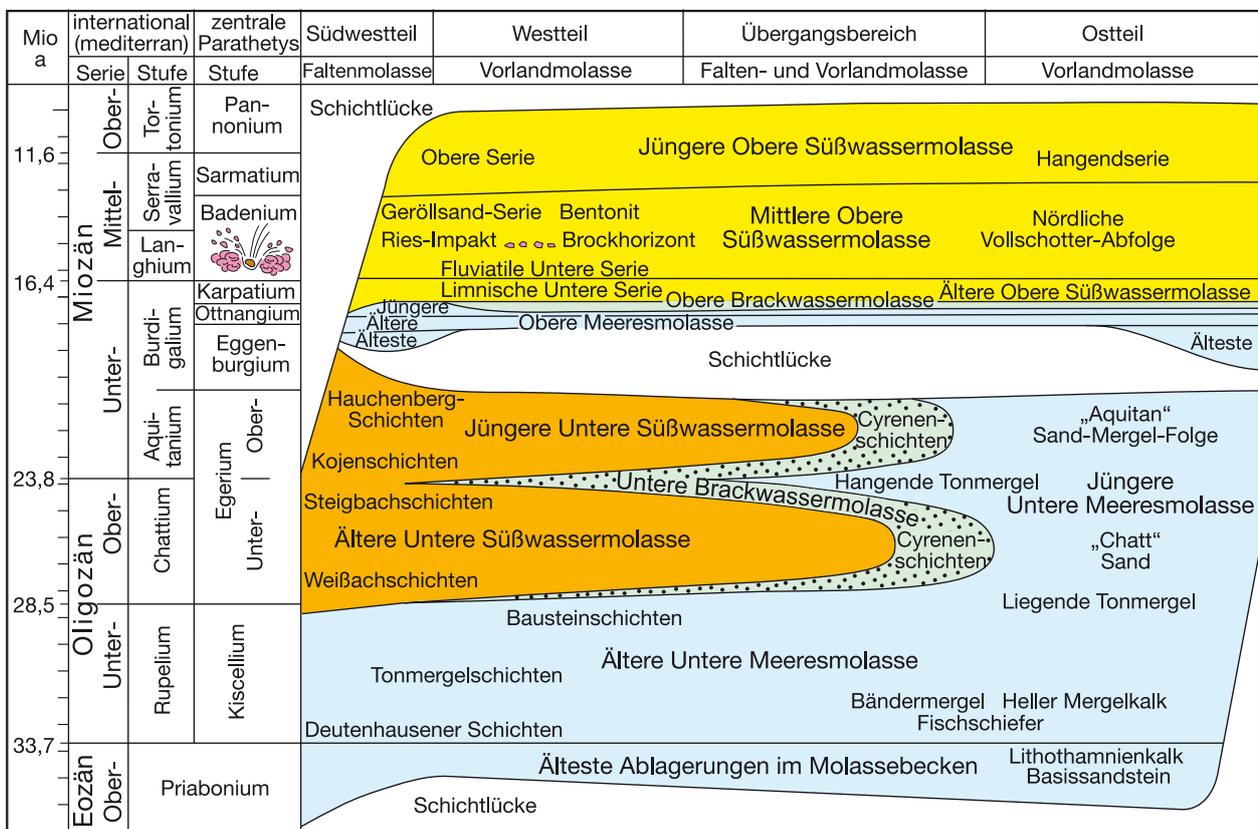
und Adelholzener Schichten, die sehr unterschiedliche Gesteine in sich vereinen. Örtlich finden sich hierin Eisenerzlagerstätten, wie sie etwa am Kressenberg bis 1924 abgebaut wurden. Auffällig ist der teilweise extreme Fossilreichtum, der vor allem auf Großforaminiferen wie *Nummuliten* und *Assilinen* beruht. Die Gehäuse dieser einzelligen Tiere erreichen bis über 10 cm Durchmesser und treten hier manchmal gesteinsbildend auf. Rötliche Nummulitenkalke sind attraktive Naturwerksteine, die früher bei Bad Heilbrunn als „Enzenauer Marmor“ gewonnen wurden. Die Lithothamnienkalke – wegen ihres Aussehens auch „Granitmarmor“ genannt – wurden dagegen hauptsächlich von Rotalgen aufgebaut.

Das jüngste Schichtglied des Helvetikums bildet der graue Gobigerinenmergel (auch Stockletten genannt). Die darüber liegenden Katzenlochschiefer und Fischschiefer aus dem jüngsten Eozän und Oligozän zählt man bereits nicht mehr zum Helvetikum, sondern zu den ersten Ablagerungen im Molassebecken.

2.3.4 Faltenmolasse und Vorlandmolasse

Im Alttertiär hatte sich das Ozeanbecken, das zuvor zwischen der Adriatisch-Afrikanischen und der Europäischen Kontinentalplatte lag, durch tektonische Bewegungen geschlossen. Die von Süden herangeführten alpinen Decken schoben sich nun über den Südrand der Europäischen Kontinentalplatte, die durch die Auflast einzusinken begann. Es entstand ein Trog, der von der „Orogenfront“ – dem Rand der Deckenüberschiebungen – bis über die heutige Donau hinaus nach Norden reichte. Dieses „Molassebecken“ nahm den Abtragungsschutt des entstehenden Gebirges auf. Im Zusammenspiel von Sedimentanlieferung, Einsinken des Beckens und Meeresspiegelschwankungen wurde in zwei großen Zyklen jeweils das ursprüngliche Meer („Meeresmolasse“) von Festland („Süßwassermolasse“) abgelöst.

Im Süden des Molassebeckens, wo sich der Trog laufend einsenkte, entstand eine mehrere tausend Meter mächtige Sedimentabfolge. Zu-

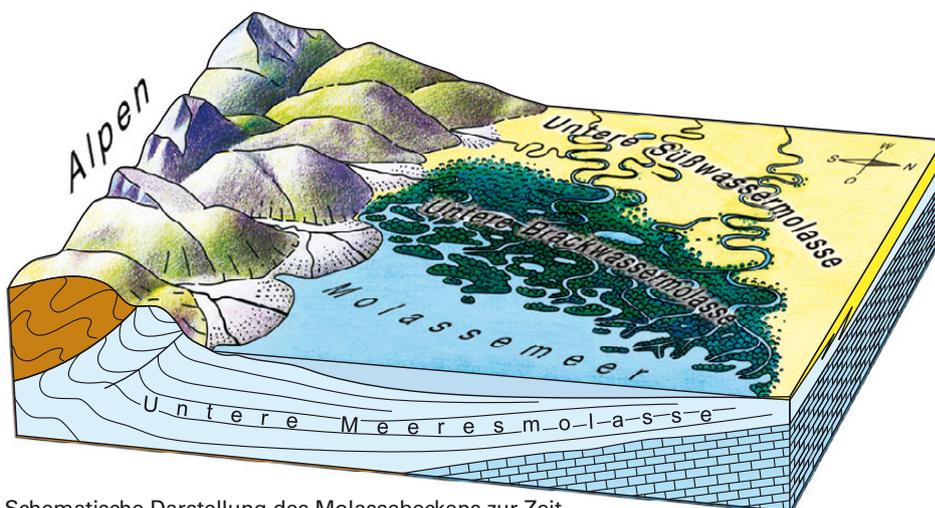


Gesteinsabfolgen im Tertiär des Molassebeckens

sätzlich waren die tektonischen Bewegungen noch nicht zum Stillstand gekommen. Die alpinen Decken rückten weiter nach Norden vor, wodurch ältere Ablagerungen am Südrand des Molassebeckens als „Faltenmolasse“ in den Deckenbau der Alpen mit einbezogen wurden, im Gegensatz zur ungefalteten „Vorlandmolasse“. Nach Norden zu läuft das Becken im Donaunraum flach aus, die Südliche Frankenalb war nur zeitweise in die Sedimentation einbezogen.

Die älteren Gesteinsabfolgen des Molassebeckens (Untere Meeresmolasse, Untere Brackwassermolasse, Untere Süßwassermolasse und Obere Meeresmolasse) sind in Oberbayern nur in den tektonisch beeinflussten Bereichen am Alpenrand (Faltenmolasse, aufgerichtete Vorlandmolasse) aufgeschlossen. Im Gelände zeichnen sich die durch tektonische Einengung steilgestellten Schichten oft durch überwiegend Ost-West-streichende Härtinge und Hügelketten ab, die langgestreckte tektonische Mulden oder Schuppen nachzeichnen. In weiten Bereichen – insbesondere nördlich der Faltenmolasse – sind die tertiärzeitlichen Sedimente von eiszeitlichen Moränen und Schottern überlagert. Erst etwa nördlich der Linie Fürstenfeldbruck–München–Altötting tritt die Obere Süßwassermolasse im so genannten Tertiärhügelland großflächig zu Tage.

Die ältesten Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse (Basissandstein, Lithothamnienkalk und Fischeschiefer) bildeten noch Übergän-



Schematische Darstellung des Molassebeckens zur Zeit der Entstehung der oberbayerischen Braunkohle-Lagerstätten vor ca. 23 Millionen Jahren

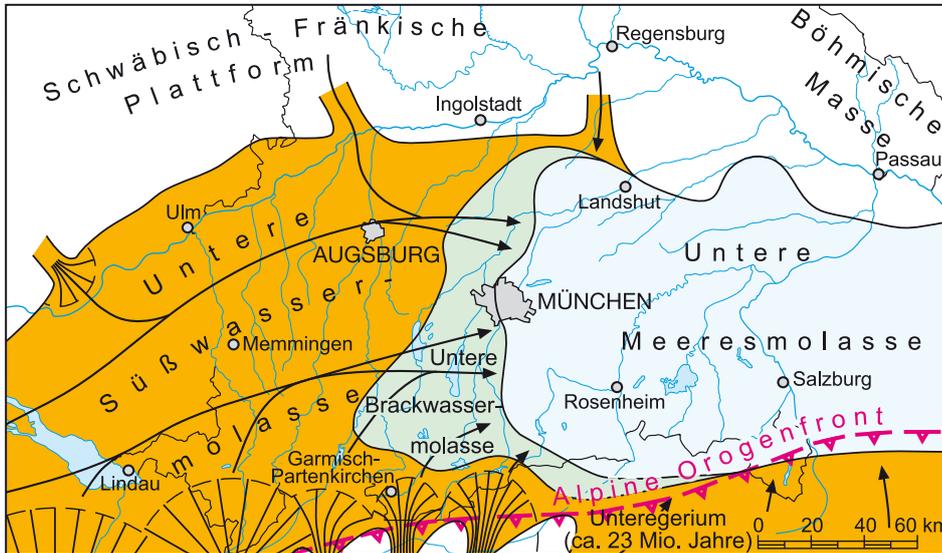
ge zu den ehemaligen Ablagerungsräumen des Helvetikums. Es folgen darüber mächtige, überwiegend feinkörnige Meeresablagerungen: heller Mergelkalk, Bändermergel und Tonmergelschichten. Im Westen werden sie überdeckt von den Sandsteinen der Bausteinschichten, die bereits unter küstennahen Ablagerungsbedingungen entstanden, während sich im Osten die marine Sedimentation mit den Liegenden Tonmergeln fortsetzten.

Verstärkte Sedimentzufuhr aus den im Westen bereits herausgehobenen Alpen führte schließlich dazu, dass sich im Westteil des Molassebeckens festländische Bedingungen durchsetzten („Untere Süßwassermolasse“), während im Ostteil das Meer weiter bestand („Jüngere Untere Meeresmolasse“). In dem breiten flachen Küstenbereich dazwischen entwickelte sich die Untere Brackwassermolasse.

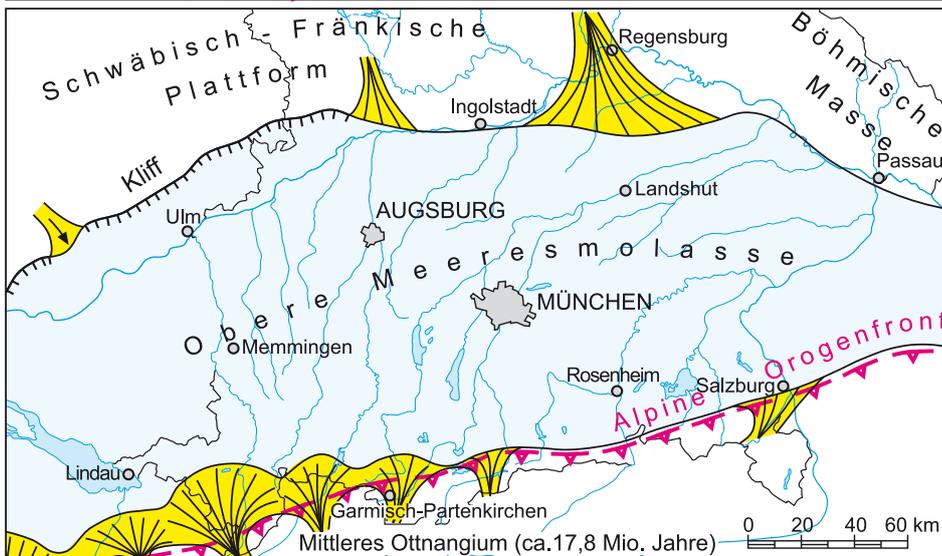
Die Gesteine der Unteren Süßwassermolasse (Weißach-, Steigbach- und Kojenschichten) sind Ablagerungen riesiger Schwemmfächer im Vorland der entstehenden Alpen. Grobe Schotterablagerungen, die heute meist zu Konglomeraten – auch Nagelfluh genannt – verfestigt sind, wechseln sich ab mit Sandsteinen und Mergeln, die im Auenbereich abgesetzt wurden.

Als Cyrenenschichten wird eine Abfolge sehr unterschiedlicher Gesteine der Unteren Brackwassermolasse zusammengefasst, die im Bereich der sich ständig verschiebenden Küstenlinie des Molassemeeres abgelagert wurden. Die tonigen, mergeligen und sandigen Schichten sind lagenweise sehr reich an Fossilien. Bis ins letzte Jahrhundert waren die aus ehemaligen Küstenwäldern entstandenen Kohleflöze der Brackwassermolasse Grundlage für den oberbayerischen Kohlenbergbau. Allerdings erreichten die Flöze

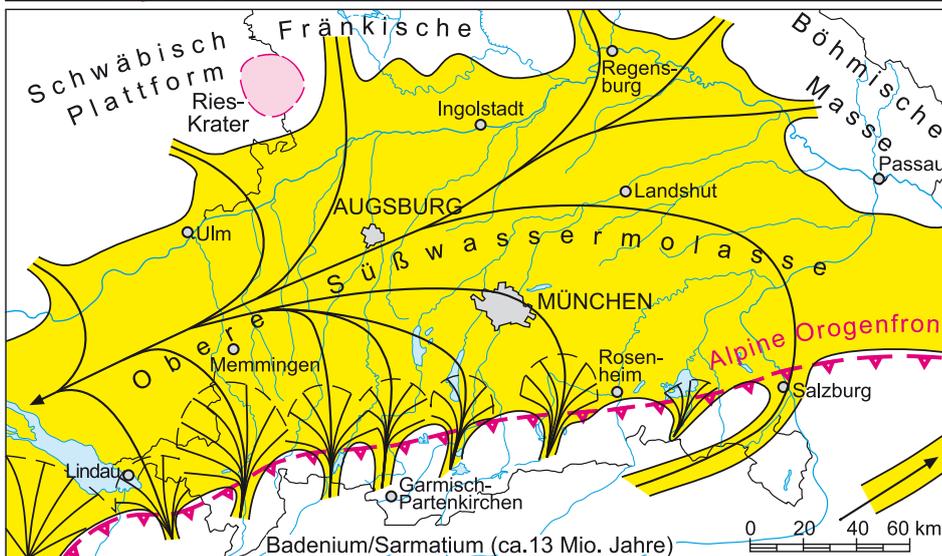
Geotope in Oberbayern



Sedimentationsräume im Molassebecken vor ca. 23 Millionen Jahren: Starke Sedimentanlieferungen aus dem Südwesten führten dazu, dass im Westteil des Beckens festländische Bedingungen herrschten (Untere Süßwassermolasse), während sich im Osten die Untere Meeresmolasse abgelagerte. Im breiten Küstengebiet dazwischen entstanden die Braunkohlenlagerstätten der Unteren Brackwassermolasse.



Vor ca. 17,8 Millionen Jahren überflutete zum letzten Mal ein Meer das Molassebecken.



Während der Ablagerung der Gesteine der Oberen Süßwassermolasse entstand in dem Becken ein nach Westen gerichtetes Flusssystem.

nur selten bis 1,5 m Mächtigkeit und keilten seitlich allzu oft aus. Im östlich angrenzenden Meeresbecken lagerten sich zur gleichen Zeit mächtige Sand-, Ton- und Mergelschichten der Jüngeren Unteren Meeresmolasse ab.

Vor etwa 20 Millionen Jahren sank der Meeresspiegel und es wurden im Molassebecken kaum noch Sedimente abgelagert, bis es vor etwa 19 Millionen Jahren wieder vom Meer der Oberen Meeresmolasse eingenommen wurde. Entlang des Alpenrandes kam es zur Ablagerung hauptsächlich von Sandsteinen und teilweise von Konglomeraten, weiter nördlich eher von Mergeln. Am Nordrand des Molassebeckens entstanden in Küstennähe die Gesteine der „Graupensandrinne“, die allerdings in Oberbayern nirgends zu Tage anstehen.

Vor etwa 17 Millionen Jahren zog sich das Meer endgültig aus Bayern zurück. Das Becken wurde von nun an von sich immer wieder verlagernden Flusssystemen geprägt. Die grobe Sedimentfracht aus den Alpen lagerte sich nördlich des Gebirgsrandes ab, während die feineren Sedimente – vor allem Sande, Schluffe und Tone – entlang der Ost–West verlaufenden Beckenachse weitertransportiert wurden. Die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse sind bis heute fast durchgehend unverfestigt geblieben.

Die Schichtfolge der Oberen Süßwassermolasse beginnt mit den feinkörnigen Ablagerungen der Limnischen Unteren Serie aus dem Unteren Miozän. Darüber folgen die Sande und Mergel der Fluviatilen Unteren Serie. Die etwas jüngere Geröllsandserie sowie die so genannten Vollsotter im Osten repräsentieren meist etwas gröbere Ablagerungen von Sanden und Kiesen, die allerdings nicht kontinuierlich sedimentiert, sondern immer wieder durch Erosionsereignisse unterbrochen wurden. In diesen Abfolgen findet sich örtlich der „Brockhorizont“ – eine Lage mit kantigen Kalksteinbrocken, die beim Meteoriteneinschlag im Nördlinger Ries ausgeworfen wurden und auf die damalige Landoberfläche im Molassebecken fielen. Außerdem findet man hierin bis zu mehrere Meter mächtige Bentonitvorkommen – montmorillonitreiche Tone, die durch Ver-

witterung von angewehten vulkanischen Glastuffen entstanden. Den Abschluss der Sedimentabfolge im Molassebecken bildet die Obere Serie bzw. Hangendserie mit überwiegend feinkörnigen Sedimenten. In den vergangenen etwa acht Millionen Jahren hob sich das Gebiet allmählich immer weiter heraus, so dass jüngere Sedimente im Molassebecken entweder nicht abgelagert oder aber bereits wieder abgetragen wurden.

2.3.5 Quartär

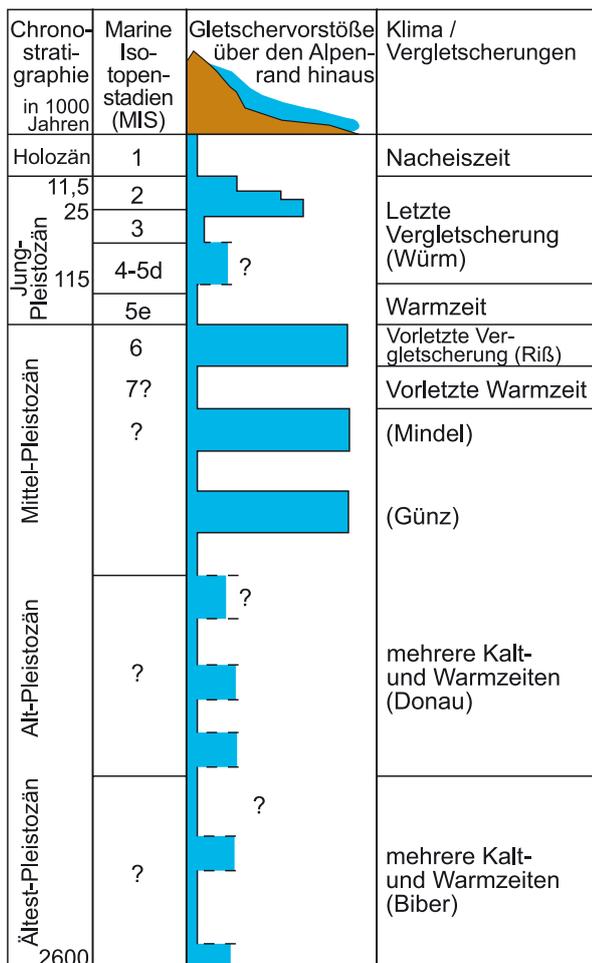
Im Quartär, dem „Eiszeitalter“, wechselten mehrfach kalte und trockene Klimaphasen, so genannte „Glaziale“, mit wärmeren und feuchteren „Interglazialen“ ab. Nachdem am Ende des 19. Jahrhunderts die Mehrgliedrigkeit des Eiszeitalters entdeckt worden war, ging man zunächst aufgrund von Schotterablagerungen im Alpenvorland von vier Hauptvereisungsperioden aus, die man in alphabetischer Reihenfolge vom Älteren zum Jüngeren nach Flüssen des Alpenvorlandes benannte (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909): Günz, Mindel, Riß und Würm. Später erkannte man weitere Glazialablagerungen und belegte ältere Eiszeitengruppen mit den Begriffen Biber und Donau. Heute weiß man aus der Untersuchung von Meeresablagerungen, dass es deutlich mehr Kaltzeiten gegeben haben muss. Die Meeresablagerungen, die mit Hilfe der Marinen Isotopenstadien „MIS“ gegliedert werden, lassen sich jedoch nur schwer mit den Ablagerungen des Alpenvorlands korrelieren, vor allem, wenn es um ältere Glaziale und Interglaziale geht (HABBE 2003).

Die Interglazialzeiten zeichneten sich überwiegend durch wärmere Klimabedingungen als die heute herrschenden aus. Es entstanden tiefgründige Verwitterungsböden, ausgedehnte Wälder und mächtige Torfablagerungen. Wo Holz und Torf später von Sedimenten überdeckt und gepresst wurden, findet man heute Schieferkohlen – Gesteine am Übergang von Torf zu Kohle. Von den Zeiten der Klimaverschlechterung zu Beginn der Glaziale zeugen so genannte Vorstoßschotter, die oft über interglazialen Ablagerungen und unter Moränen liegen.

Geotope in Oberbayern

Während der Glaziale wiesen die Alpen ein Eisstromnetz auf, vergleichbar mit dem heutigen Alaska oder Neuseeland. Durch die Haupttäler strömten große Eismassen nach Norden und weiteten sich nach Verlassen des Gebirges zu breiten Vorlandgletschern aus. In ihren Fließwegen übertieften und verbreiterten die Gletscher die durchflossenen Täler, hinterließen auf Festgesteinen markante Gletscherschliffe und schürften im Vorland tiefe Seebecken aus. Der Gesteinsschutt, den die Eismassen mit sich führten, wurde zunächst in Form von Moränen abgelagert.

Die größte Ausdehnung der Gletscher während der letzten Kaltzeit ist anhand markanter Endmoränenwälle heute noch deutlich zu erkennen. Dagegen weisen die Moränen älterer Kaltzeiten im Allgemeinen ein sanfteres Relief



Eine zeitliche Korrelation der aus „Marinen Isotopenstadien“ bekannten Kaltzeiten mit den festländischen Ablagerungen des Alpenrandes ist bis heute nur teilweise möglich.

auf und sind oft von jüngeren Deckschichten und Verwitterungsbildungen überdeckt. Typisch für Moränenmaterial ist, dass eine Schichtung fehlt und das Material völlig unsortiert ist: Vom feinsten Ton über Sand, Kies und Steine bis hin zu mehrere Meter großen Blöcken können alle Korngrößen vertreten sein. Besonders auffällig sind die großen Findlingsblöcke (oder „Erratische Blöcke“), die oft aus Gesteinen bestehen, die im näheren Umkreis nicht vorkommen, sondern durch die Gletscher aus entfernten Gebieten heran transportiert wurden. Eindeutige Hinweise darauf, dass das Gesteinsmaterial von Gletschern transportiert wurde, geben oft Schrammen auf den so genannten gekritzten Geschieben. In den Moränen vermischten sich Gesteine aus dem gesamten Zentral- und Nordalpenraum. Neben den auffälligen Endmoränen erinnern im Alpenvorland verschiedenste andere Landschaftselemente an die eiszeitlichen Gletscher. Beispielsweise wurden hügelige Drumlinlandschaften unter dem Eis geformt und vielfältige Eiszerfalllandschaften zeugen von der dynamischen Zeit der Wiedererwärmung am Ende der letzten Kaltzeit.

Durch die Gletschertore strömten gewaltige Schmelzwassermassen ins Vorland und rissen dabei riesige Mengen an Gestein mit sich. So genannte Gletscherläufe, wie sie heute noch gelegentlich z. B. in Island beobachtet werden, geben einen vagen Eindruck von den dramatischen Hochwässern, die Oberbayern während der Glaziale betrafen. Nördlich der Moränenzüge entstanden dadurch teils ausge dehnte Schotterflächen wie die riesige Münchener Schotterebene. Später konzentrierten sich die Schmelzwasserströme auf wenige Rinnen, die sich bei nachlassender Sedimentzufuhr terrassenförmig in die zuvor entstandenen Schotterflächen eintieften. Letztendlich setzte sich in jedem Gletscherzungenbecken ein einziger Abfluss durch, auf den sich die gesamte Tiefenerosion konzentrierte. Es entstanden tiefe, enge Durchbruchstäler durch die Endmoränenketten. Kleinere Durchbruchstäler werden auch „Trompetentäler“ genannt, da sie typischerweise in ihrem weiteren Verlauf breiter werden und auf älteren Terrassen auslaufen.

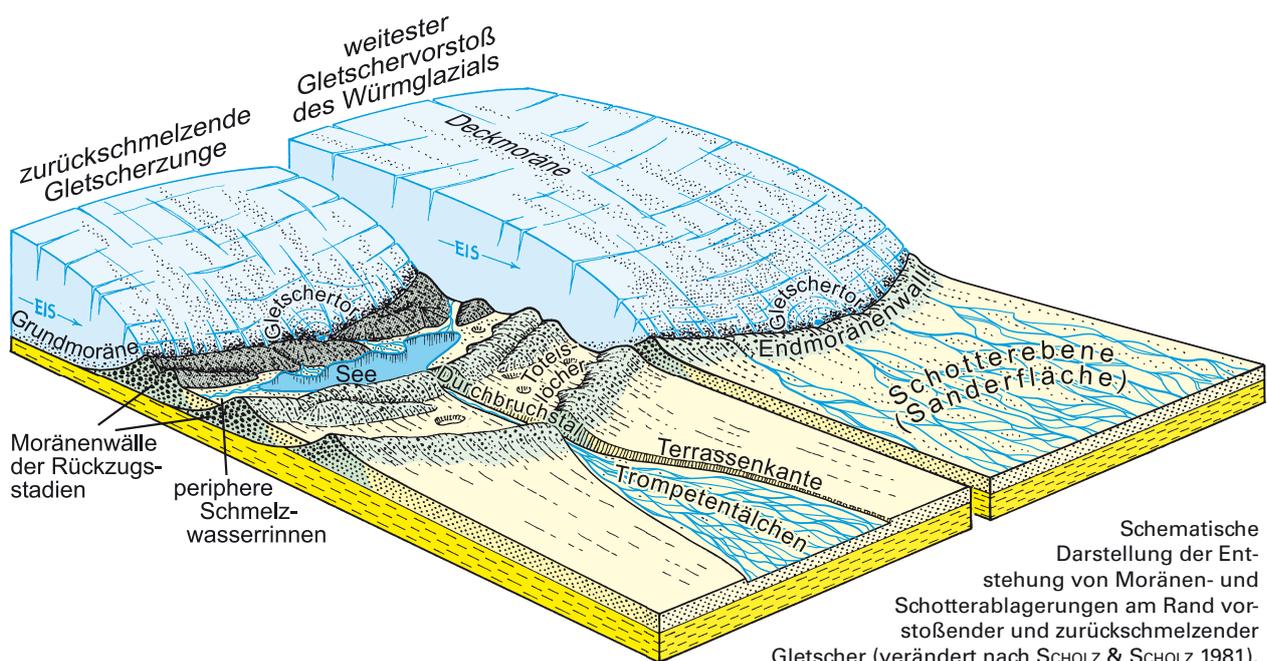
Im Gegensatz zu dem unsortierten Moränenmaterial der Gletscher hinterließen die Schmelzwässer ihre Ablagerungen wohl geordnet. Große Blöcke und Steine wurden höchstens über kurze Strecken transportiert, die größten Schotter blieben im Nahbereich der Moränen liegen. Kies und Sand transportierten die Schmelzwasserströme teilweise über dutzende Kilometer, bevor die Strömung nachließ und sich Schotterflächen bildeten. Solche Ablagerungen wurden später oft mehrfach wieder umgelagert. Die feineren Gesteinsfragmente wie Schluff und Ton blieben im abfließenden Wasser in Schwebelage und wurden weiter transportiert.

Nach dem Abtauen der Gletscher blieben in den Alpentälern und im Vorland tiefe Seebecken zurück. In diesen setzten sich in großen Mengen die in den Schmelzwässern enthaltenen Trübestoffe ab. Es entstanden tonige bis sandige Seesedimente, die oft eine jahreszeitliche Feinschichtung aufweisen. An größeren Flussmündungen wurden mächtige Kiesablagerungen in Form von Deltas in die Seen geschüttet. Die starke Sedimentzufuhr aus den Alpentälern ließ viele Seen rasch verlanden.

Außerhalb der vergletscherten Gebiete herrschten während der Kaltzeiten periglaziale Verhältnisse, vergleichbar mit jenen der

heutigen Polarregionen. Wenn Permafrostboden im Sommer oberflächennah antaute, konnte der breiig gewordene Boden schon bei geringen Hangneigungen in ein zähes Fließen kommen, wodurch die verbreiteten Fließerden entstanden. Aufgrund der fehlenden Vegetation auf frischen Schotter- und Moränenablagerungen waren die Böden auch vor Winderosion kaum geschützt. Sand und feinere Sedimentteilchen wurden von Sturmwinden aufgenommen und verfrachtet. In einzelnen Gebieten wurden Sanddünen angehäuft, weit verbreitet sind aber vor allem mächtige Lößablagerungen.

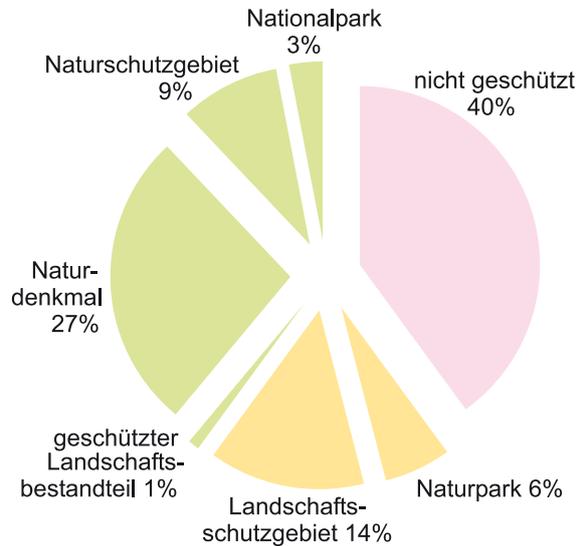
Während des Holozäns, der Nacheiszeit, die seit etwa 11 500 Jahren bis heute andauert, kam es nur noch zu vergleichsweise geringen Umgestaltungen der Landschaften. In den durch die glaziale Erosion übersteilten Alpentälern ereigneten sich zahlreiche Muren, Hangrutsche und Bergstürze, große Sturzkegel und Schwemmfächer lagerten sich ab. Flusstäler tieften sich teilweise weiter ein, Schotter und Auensedimente wurden ab- oder umgelagert. Viele Seen verlandeten teilweise oder ganz, es entstanden Moore und Torfablagerungen. Allorts bildeten sich Böden und Vegetationsdecken und auch der Mensch begann zunehmend in die Entwicklung einzugreifen.



3 Geotope in Oberbayern – ein Überblick

3.1 Stand der bisherigen Erfassung

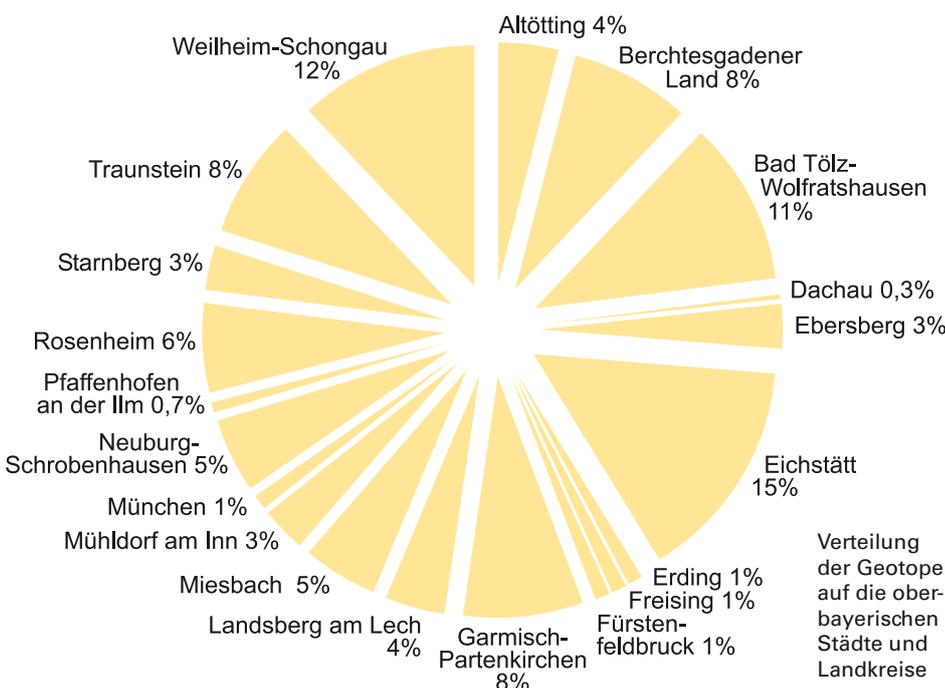
In seiner Endausbaustufe soll der GEOTOPKATASTER BAYERN des Bayerischen Landesamts für Umwelt die Daten der wichtigsten Geotope aller Naturräume enthalten. Neben den für Forschung und Lehre bedeutsamen Aufschlüssen sind dies vor allem die typischen oder besonderen Oberflächenformen, welche die Landschaft 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. Doch 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 in der Bevölkerung 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.



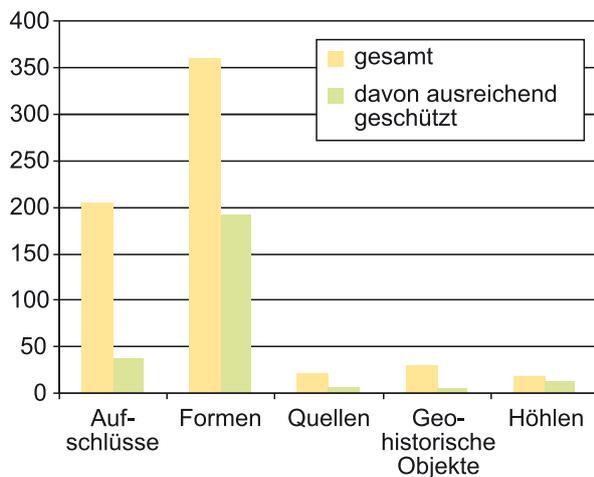
Schutzstatus der in Oberbayern erfassten Geotope

In Oberbayern wurden bis zum Sommer 2008 insgesamt 631 Geotope im GEOTOPKATASTER BAYERN erfasst, womit jedoch kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden kann. Es gehen laufend Vorschläge zur Neuaufnahme beim Landesamt für Umwelt ein. Die nötige Begutachtung von Objekten, die zur Neuaufnahme vorgeschlagen sind, ist 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.



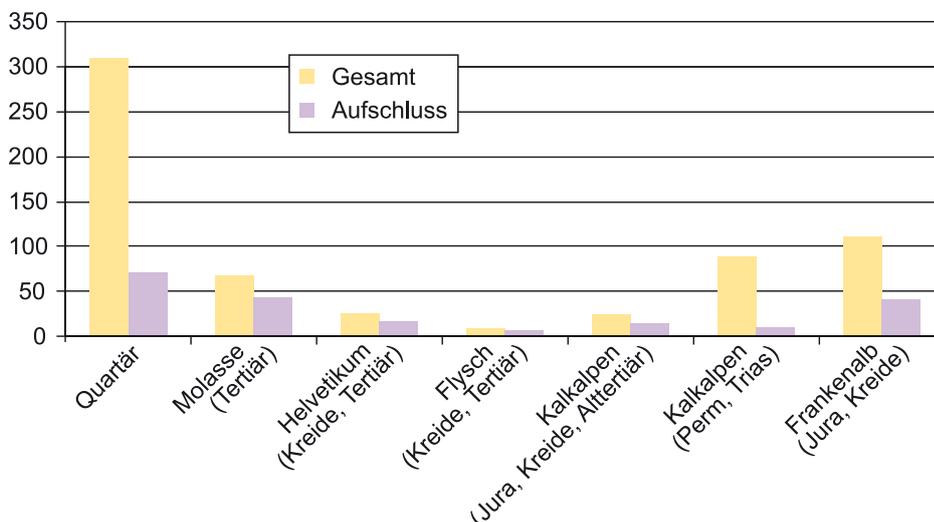
Verteilung der Geotope auf die oberbayerischen Städte und Landkreise



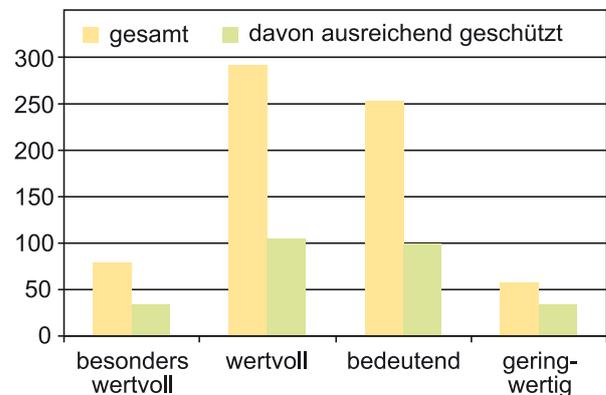
Gesamtheit und Anzahl der ausreichend geschützten Aufschlüsse, Formen, Quellen, Höhlen und geohistorischen Objekte in Oberbayern

Ergänzend zu den im GEOTOPKATASTER BAYERN erfassten Objekten wurden dem Landesamt für Umwelt für die Zwecke des Geotopschutzes Daten aus privaten Höhlenkatastern zur Verfügung gestellt. In Oberbayern finden sich 332 Höhlen, die zum größten Teil (ca. 70 %) in den Nördlichen Kalkalpen liegen und im Höhlenkataster der Bayerischen Alpen erfasst sind. Die restlichen Höhlen entstanden überwiegend im Malm der Frankenalb und sind im Höhlenkataster Fränkische Alb erfasst. In allen anderen Gebieten sind Höhlen sehr selten.

Statistisch gesehen findet man in Oberbayern ein Geotop pro 27,7 km². Insgesamt 95 unterschiedliche Geotoptypen wurden hier bisher erfasst. Fast 57 % hiervon sind Oberflächen-



Anzahl der Geotope Oberbayerns, verteilt auf Erdzeitalter und Gesteinsgruppen



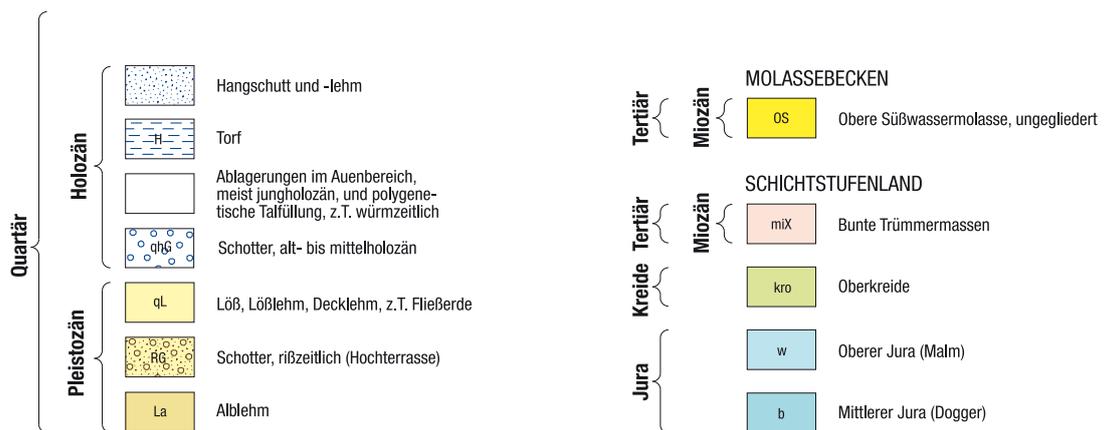
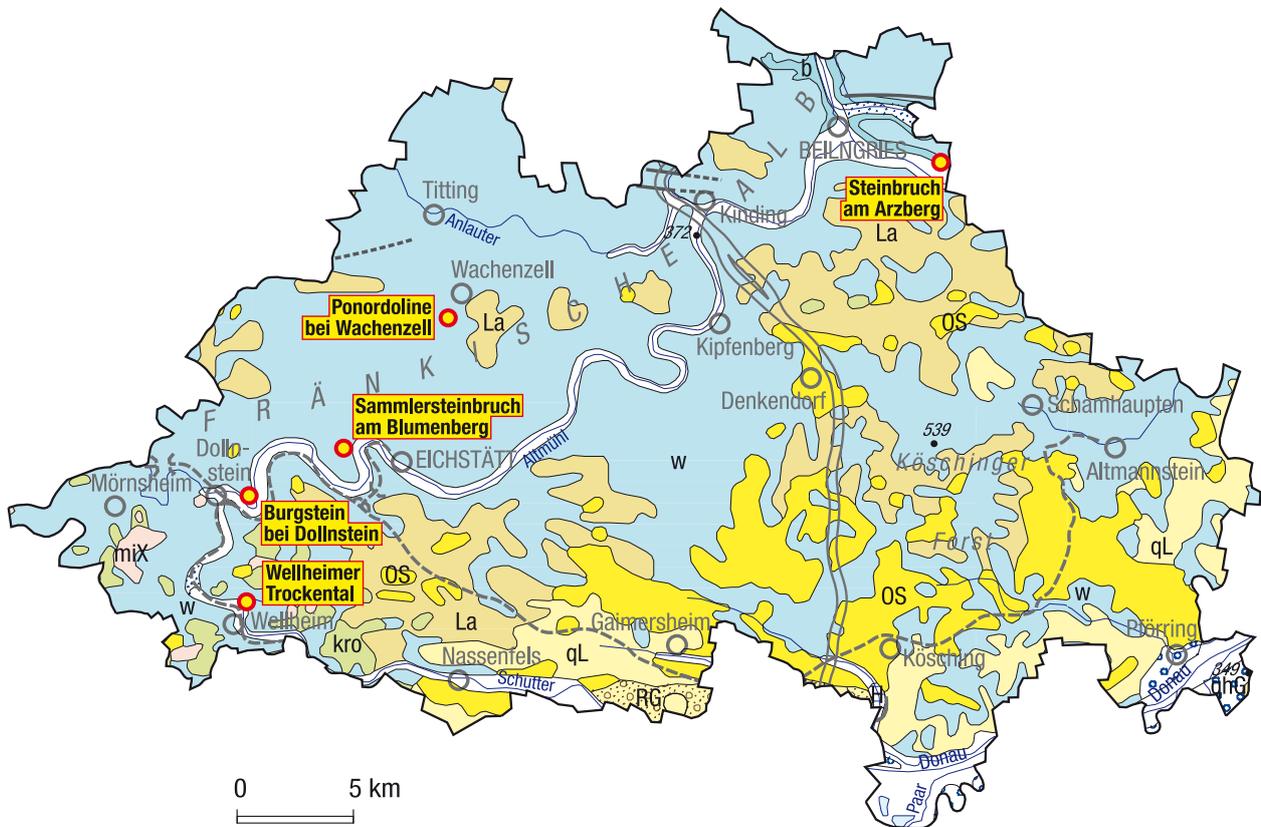
Geowissenschaftliche Bewertung der Geotope in Oberbayern

formen, unter denen die eiszeitlichen Bildungen wie z. B. Findlinge und Toteislöcher deutlich dominieren. Die zweite wichtige Gruppe machen mit 32 % die Aufschlüsse aus, die in der Mehrzahl mit dem Geotoptyp „Gesteinsart“ oder „Schichtfolge“ klassifiziert sind. Immerhin noch 5 % der erfassten Geotope sind Geohistorische Objekte, die meist an ehemalige Bergbauaktivitäten erinnern. Quellen und Höhlen sind dagegen nur untergeordnet vertreten.

Über 60 % der oberbayerischen Geotope weisen einen Schutzstatus nach dem Bayerischen Naturschutzgesetz auf. Ausreichende Schutzbestimmungen besitzen vor allem jene 40 % der Geotope, die in Naturschutzgebieten oder Nationalparks liegen beziehungsweise als Naturdenkmal oder geschützter Landschaftsbestandteil ausgewiesen sind. Weniger streng

sind die Schutzbestimmungen in Landschaftsschutzgebieten und Nationalparks. Betrachtet man den Schutzstatus der Datensätze getrennt nach Geotoptypen, so zeigt sich, dass die Oberflächenformen vergleichsweise häufig ausreichend geschützt sind, Aufschlüsse, Geohistorische Objekte und Quellen dagegen relativ selten.

Geotope in Oberbayern



3.2 Eichstätt

Der Landkreis Eichstätt liegt hauptsächlich im Naturraum Südliche Frankenalb, nur im Süden reicht er stellenweise bis an das Donaumoos. Sein tiefster Punkt – gleichzeitig der tiefste Oberbayerns – findet sich mit 345 m bei Pförring, wo die Donau den Landkreis verlässt. Nach Norden steigt das Gelände bis zur Hochfläche der Frankenalb auf durchschnittlich 500 m an. Ein Hügel im Workerszeller Forst erreicht sogar 585 m.

Das Altmühltal, das wie das Wellheimer Trockental ursprünglich von der Donau durchflossen wurde, ist bis auf 360–400 m eingetieft. Heute wirkt die Altmühl verloren in dem weiten Tal und schlackert hin und her „wie der Enkel in des Großvaters viel zu weiten Hosen“. Bevor die Donau das Wellheimer Trockental endgültig verließ, schnitt sie bei Wellheim noch eine Talschleife ab. Dann verkürzte sie ihren Lauf, indem sie über das obere Schuttertal und Nassenfels ins Ingolstädter Becken floss, bevor sie wenig später ihren heutigen Weg über Neuburg fand.

Im Bereich der Südlichen Frankenalb fällt die Schichtung der Gesteine allgemein leicht nach Süden ein. Die ältesten Gesteine finden sich daher im Norden im Raum Beilngries bis Titting. Dort stehen – meist überdeckt von Hang-

schutt – an den unteren Talhängen Gesteine des mittleren Juras an.

Das Altmühltal mit seinen Nebentälern und die umgebenden Hochflächen werden geprägt von Kalk-, Mergel- und Dolomitsteinen des Malms. Nur an wenigen Stellen sind die geschichteten Mergel und Kalke des unteren bis mittleren Malms auf natürliche Weise aufgeschlossen. Die Gesteine sind aber in Steinbrüchen zu sehen, insbesondere rund um Beilngries. Dagegen sind die Felsen aus Massenkalk und Frankendolomit aus dem mittleren bis oberen Malm vor allem entlang der Täler landschaftsprägend.

Eine Besonderheit der Region stellen die gebankten und plattigen Kalke dar, die im oberen Malm in großen wannenartigen Lagunen abgelagert wurden. Viele bedeutende Aufschlüsse und klassische Fossilfundstellen liegen im Landkreis Eichstätt. Die ältesten Gesteine des oberen Malms, die als Malm Epsilon und Zeta 1 bezeichnet werden, sind beispielhaft an der Torleite westlich von Dollnstein aufgeschlossen. Etwas jünger sind die berühmten Solnhofener Plattenkalke, die sich auch im Landkreis Eichstätt in verschiedenen Plattenkalk-Wannen finden, z. B. um Schernfeld, Eichstätt, Pfalzpaint, Böhmfeld, Ettling



Blick über die trockene Wellheimer Talschleife, aus deren Hängen die für die Frankenalb typischen Dolomitfelsen herausragen



An einem Straßenaufschluss an der Torleite bei Dollnstein ist die charakteristische „rote Mergellage“ zu erkennen, die die Bankkalke des Malm Epsilon von jenen des Malm Zeta trennt.

und westlich von Schamhaupten. Relativ häufig sind auch die überlagernden „Mörnsheimer Schichten“ aufgeschlossen, während die darüber folgenden jüngsten Schichten des Malms fast überall abgetragen sind. Nur bei Ensfield findet man noch geringe Restvorkommen.

Kohlensäurehaltiges Grund- und Sickerwasser löst die Karbonatgesteine des Malms entlang von Fugen und Klüften auf. Mehrfach, insbesondere während der Unterkreide und des Alttertiärs, war das Gebiet dieser Verkarstung ausgesetzt. Es bildeten sich große Karsttrichter und -wannen wie z. B. bei Wellheim und östlich von Kipfenberg. Diese großen Hohlformen sind heute weitgehend verfüllt, im Osten mit oberkreidezeitlichen, im Westen mit jungtertiären Sedimenten. Höhlen und fossilführende Karstfüllungen, die immer wieder in Steinbrüchen angeschnitten werden, zeugen von der wechselvollen Landschaftsgeschichte. In den letzten zwei Millionen Jahren, seit der Eintiefung des Altmühl-Donautals, wurden alte Karstsysteme reaktiviert und neu gebildet. Tausende von Dolinen sind in die Sedimentbedeckung der Alb eingesunken und große Karstquellen in den Tälern stehen im Kontrast zu der Wasserarmut auf den Hochflächen.

Zum Ende der Jurazeit wurde das Gebiet gehoben und war während der gesamten Unterkreide der Abtragung ausgesetzt. Während der

Oberkreide erfolgte zwar ein neuer Meeresvorstoß, die dabei abgelagerten Sedimente blieben aber nur in einigen tiefen Karsttrichtern im westlichen Landkreis erhalten. Andernorts wurden sie im Alttertiär wieder abgetragen, als das Gebiet erneut der Erosion ausgesetzt war. Es entstanden lehmige Verwitterungsreste, oft mit Bohnerz, das bis ins 19. Jahrhundert in zahlreichen kleinen Schürfen gewonnen und in Obereichstätt verhüttet wurde. Insbesondere im Oligozän bildeten sich auch einige Karstfüllungen, in denen Fossilien von Landsäugetieren erhalten blieben.

Im Miozän gelangte die Südliche Frankenalb in den Ablagerungsbereich der Oberen Süßwassermolasse. Aufgrund der randlichen Lage unterscheiden sich ihre Ablagerungen auf der Alb aber von jenen südlich der Donau. Vielfach wechseln Tone, Mergel, Schluffe, Sande, Süßwasserkalke und humose bis kohlige Lagen einander ab und verfüllen die tertiärzeitlichen Täler und Karstwannen. Im Westen des Landkreises liegen darüber örtlich noch Bunte Trümmermassen, die beim Einschlag des Ries-Meteoriten vor etwa 14,5 Millionen Jahren ausgeworfen worden waren.

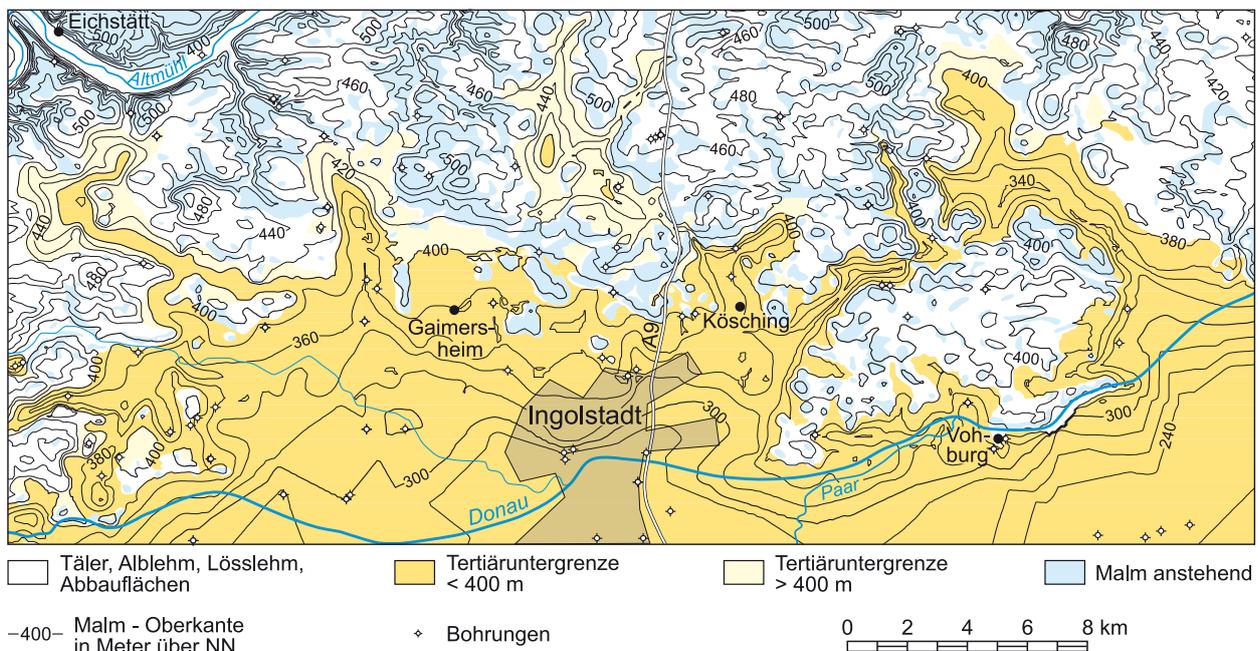
Im ausgehenden Tertiär waren die ehemaligen tiefen Täler verfüllt. Die Flüsse hinterließen ihre Schotter auf den Hochflächen, bis die Eintiefung wieder einsetzte. Der von Norden



Mehr Löcher als in einem Schweizer Käse entstanden durch Verwitterung im Lauf von Jahrmillionen in den kreidezeitlichen Sandsteinfelsen an der Sächsenfahrmühle.

kommende Ur-Main und die von Süden kommende Ur-Donau vereinigten sich bei Dollnstein und schufen im weiteren Verlauf das Altmühltal, worauf Schotterterrassen in

unterschiedlichen Höhen an den Talhängen hinweisen. Möglicherweise erst vor etwa 70 000 Jahren verlagerte die Donau ihren Lauf an den Südrand der Alb.

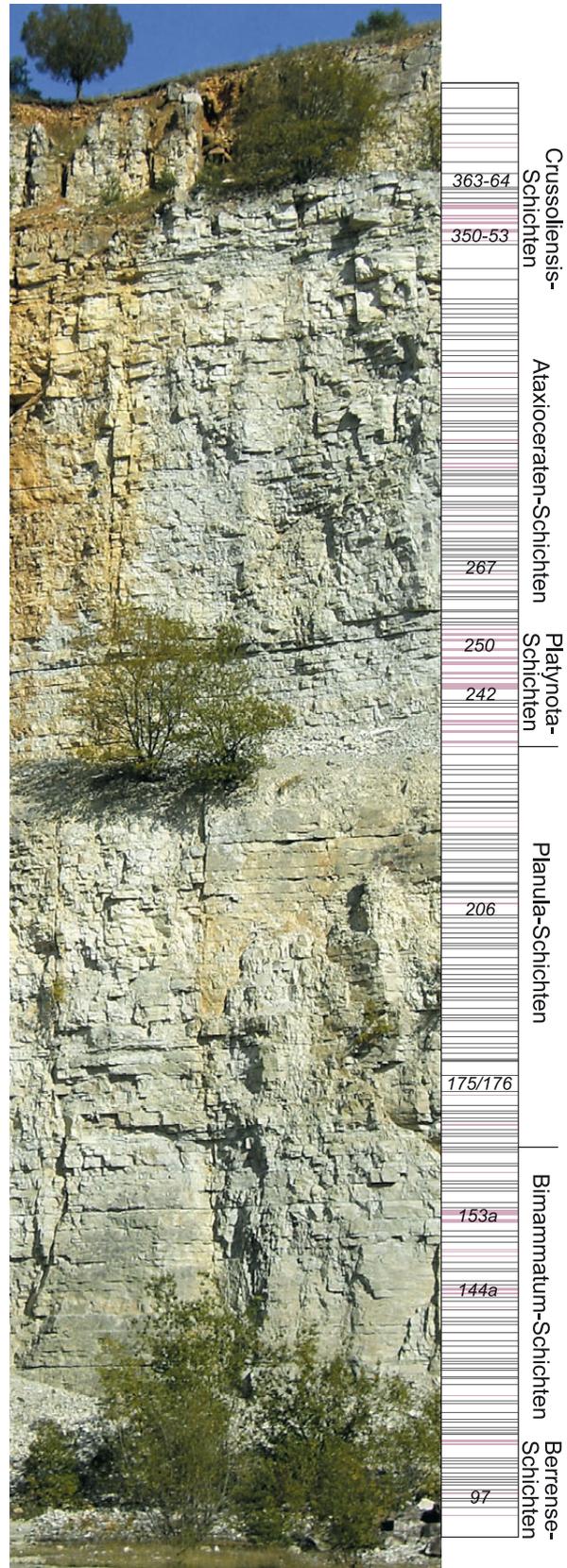


Umfangreiche geophysikalische Messungen und Kartierarbeiten ermöglichten ein dreidimensionales Modell der Malmoberfläche am Nordrand des Molassebeckens (DOPPLER et al. 2002, BÜTTNER et al. 2002). So erhielt man einen Überblick über die tertiärzeitlichen Täler und Karstwannen, die in der heutigen Landschaft nicht mehr zu erkennen sind.

Wie die Seiten eines Buches

Die Kalk- und Mergelbänke des Unteren und Mittleren Malm erstrecken sich, meist mit weitgehend konstanten Eigenschaften und Mächtigkeiten, über viele hundert Quadratkilometer. Allerdings ähneln sich die aufeinander folgenden Gesteinsbänke oftmals so sehr, dass sie kaum zu unterscheiden sind. Der Erlanger Geologieprofessor BRUNO V. FREYBERG nahm deshalb ab 1950 mit seinen Schülern tausende von Profilen in der Südlichen Frankenalb auf. An jedem Aufschluss wurden „Bank für Bank“ Mächtigkeit und Eigenschaften notiert. Durch den Vergleich der Profile ergab sich ein komplettes Bild der Gesteinsabfolge. Die einzelnen Bänke wurden nummeriert und können nun in neuen Aufschlüssen und Bohrkernen leichter identifiziert werden.

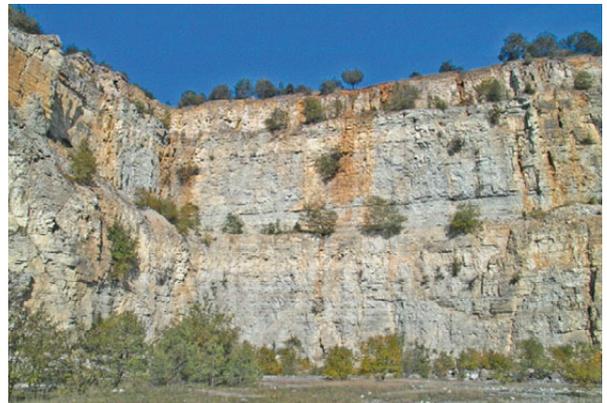
Die Sohle des Steinbruchs am Arzberg wird von der Bank 97a innerhalb des Malm Alpha gebildet. In etwa 10 m Höhe, markiert durch eine Kalkbank zwischen zwei dickeren Mergeln (Bank 153a), liegt die Grenze zum Malm Beta. Der Malm Gamma beginnt knapp oberhalb des ersten Absatzes, darüber folgt das markante graue Band der Platynota-Mergel (Bank 235–251). Etwa 20 m höher, knapp unter dem zweiten Absatz, durchzieht das Band der Crussoliensis-Mergel (Bank 350–357) die Wand. Darüber folgen dickbankige Kalke, die bereits dem „Treuchtlinger Marmor“ ähneln. Die Grenze zu diesem (Malm Delta) liegt wenige Meter unter der Oberkante des Steinbruches.



Schichtprofil aus dem Steinbruch am Arzberg, korreliert mit der Bank-für-Bank-Kartierung nach STREIM (1961) und SCHMIDT-KALER (1983)

Steinbruch am Arzberg

Geotop-Nr.: 176A017
Landkreis: Eichstätt
Gemeinde: Beilngries
TK 25: 6935 Dietfurt a.d. Altmühl
Lage: R: 4466350 H: 5431500
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Werkkalk (Malm Alpha/Beta)
 Obere Mergelkalke (Malm Gamma)
 Treuchtlinger Marmor (Malm Delta)



Der ehemalige Steinbruch am Arzberg schließt die Schichtfolge vom unteren bis in den mittleren Malm vollständig auf.

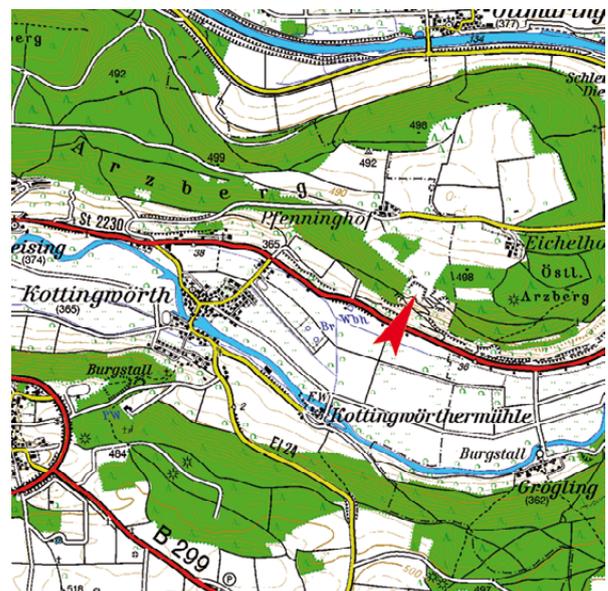
Beschreibung:

Der von Tälern rundum begrenzte Arzberg ist ein großer Durchbruchsbau, der entstand, als sich die Sulz, die ursprünglich nördlich des Arzbergs floss, bei Beilngries einen kürzeren Weg in das Altmühltal schaffte. Am steilen Südhang des östlichen Arzbergs liegt ein ehemaliger Steinbruch mit eindrucksvollen, etwa 70 m hohen senkrechten Abbauwänden. Diese zeigen ein Profil durch die gebankten Kalke und Mergel des unteren und mittleren Malms, das als Leitprofil große Bedeutung für stratigraphische Vergleiche in der Region hat.

An der westlichen und östlichen Steinbruchwand sind Hangabrisssklüfte und tektonische Störungen zu erkennen. Die vertikalen Klüfte sind an ihrem oberen Rand einige Meter weit geöffnet, nach unten werden sie immer schmaler. Sie sind mit Hangschutt verfüllt. Bei den Störungen handelt es sich um Abschiebungen von wenigen Dezimetern bis Metern, die mit etwa 60° nach Nordosten oder Südwesten einfallen.

**Achtung: Das Betreten der Böschungen und der Steinbruchsohle ist verboten.
Es herrscht Steinschlag- und Absturzgefahr!**

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: DOPPLER et al. (2002)
 MEYER & SCHMIDT-KALER (1983)
 STREIM (1961)



Plattenkalk ist nicht gleich Plattenkalk

Im oberen Malm entwickelten sich im Bereich der Südlichen Frankenalb zahlreiche Plattenkalk-Wannen, die sich aber in ihren Sedimentations- und Lebensraum-Eigenschaften stark unterscheiden (RÖPER et al. 2000). So stammen zum Beispiel die besten Lithographieplatten aus den Wannen um Solnhofen. Die Daitinger Plattenkalke dagegen sind besonders reich an fossilen Landpflanzen, und in jenen von Pfalzpaint fand man vermehrt Abdrücke von Quallen.

Der besonders gute Erhaltungszustand vieler Fossilien in den Plattenkalcken ermöglicht es den Forschern, ein besonders detailliertes Bild

des ehemaligen Lebensraumes zu rekonstruieren. Seit über 150 Jahren sind unzählige Veröffentlichungen zu diesem Thema erschienen; sie behandeln immer neue Aspekte und beruhen auf immer ausgefeilteren Methoden. Ein Besuch im Jura-Museum auf der Willibaldsburg in Eichstätt und im Museum Bergér nahe dem Blumenberg empfiehlt sich für Fachleute und Laien, um einen Überblick über die Vielfalt des Lebens im Jurameer zu erhalten. In den Museen und bei der Touristeninformation des Naturparks Altmühltal kann man auch erfahren, in welchen Steinbrüchen man selbst nach Fossilien suchen kann.



Die Wände des Steinbruches bei Zandt sind von zahlreichen Karstschlotten und -taschen durchzogen, die oft eine Füllung aus rötlichbraunen Verwitterungslehmen aufweisen. Sie sind Zeugen der tertiärzeitlichen Verkarstung der Alboberfläche. In den angewitterten Abschnitten des Schichtprofils tritt innerhalb der Plattenkalke besonders deutlich die Feinschichtung hervor.

Sammlersteinbruch am Blumenberg

Geotop-Nr.: 176A032
Landkreis: Eichstätt
Gemeinde: Eichstätt
TK 25: 7132 Dollnstein
Lage: R: 4437650 H: 5418000
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Solnhofener Schichten
 (Malm Zeta 2)

Beschreibung:

Westlich oberhalb von Eichstätt liegt ein großes Steinbruchgebiet, in dem seit Jahrhunderten Plattenkalke gewonnen werden. Im Gegensatz zu anderen Steinbrüchen der Region ist in einem kleineren Steinbruch südlich des Ortes Blumenberg ein Besuch auch für Sammler erlaubt und gefahrlos möglich. Gegen eine geringe Gebühr darf hier jeder sein Geschick bei der Jagd nach Fossilien versuchen. Werkzeug kann vor Ort ausgeliehen werden, alle Funde gehören dem Finder.

Die dünnbankigen Plattenkalke lassen sich gut spalten und geben dann nach 150 Millionen Jahren den Blick frei auf ein Stück Meeresboden des Jurameeres. Abgesehen von der kleinen Seelilienart *Saccocoma* sind Fossilien in dem Gestein allerdings recht selten. Nur gelegentlich findet man Ammoniten sowie kleine Fische und Krebse. Die Plattenkalklagunen waren an sich eher lebensfeindlich. Das erklärt die Seltenheit von Fossilien, aber auch ihren meist hervorragenden Erhaltungszustand: Der Meeresboden war unbesiedelt, weshalb er ungestört blieb, und auch Aasfresser fehlten weitgehend.

Trotzdem bleibt die Suche spannend, denn mancher Sammler kam schon mit einem großen Fisch oder einem Flugsaurier nach Hause! Und vor allem wurde genau hier im Jahr 1877 das besonders gut erhaltene Exemplar des Urvogels *Archaeopteryx* gefunden, das heute im Naturkundemuseum in Berlin ausgestellt ist.

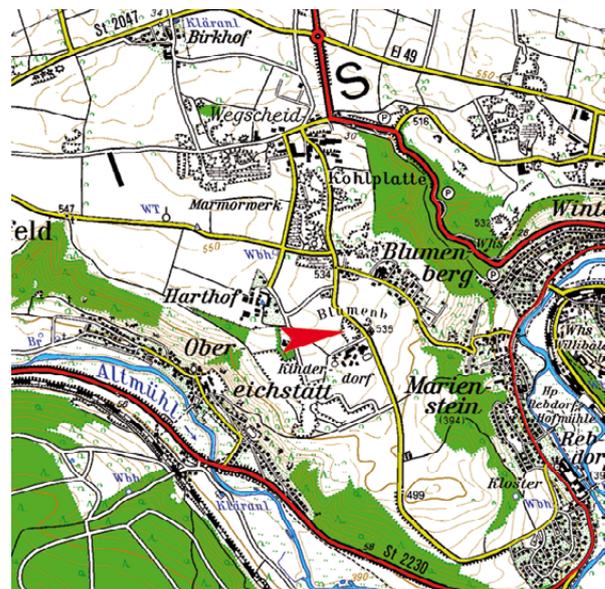
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Wert: wertvoll
Literatur: RICHTER (2000)
 RÖPER et al. (2000)
 MEYER & SCHMIDT-KALER (1991)



Der Sammlersteinbruch auf dem Blumenberg



Das „Berliner Exemplar“ des *Archaeopteryx lithographica* stammt aus dem Steinbruch am Blumenberg (Foto: Museum für Naturkunde Berlin).



Der Donauwegewalzer: „O'zapft is!“



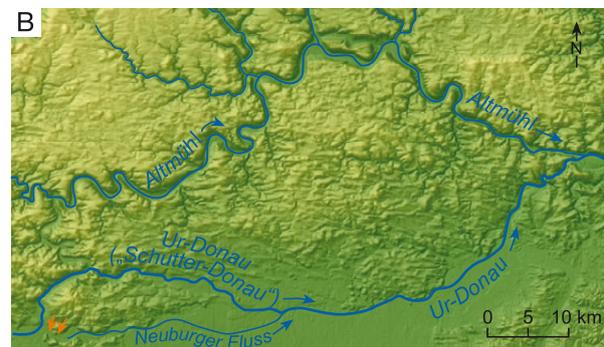
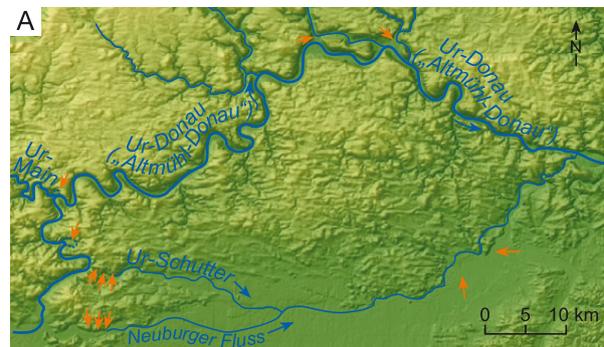
Vor etwa 80 000 Jahren, als die Region längst von altsteinzeitlichen Menschen besiedelt war, begann eine Serie von dramatischen Laufverlagerungen der Donau. Zuerst wurde die ehemalige Talschleife bei Wellheim durchbrochen, wobei der Galgenberg als Durchbruchsbereich zurückblieb. Später zapfte das von Osten heranrückende Schuttertal das Wellheimer Tal an, dessen Nordteil daraufhin trockenfiel. Schon kurze Zeit danach verließ die Donau



Der Dohlenfels bei Konstein im Wellheimer Trockental liegt an einem ehemaligen Prallhang der Urdonau.

aber auch das Schuttertal wieder und fand im „Neuburger Durchbruchstal“ ihr heutiges Bett.

Die Donau verkürzte dadurch ihren Laufweg von zuerst 119 Kilometern auf zunächst 75 Kilometer und schließlich nur noch 70 Kilometer. Zurück blieb eines der eindrucksvollsten Trockentäler Deutschlands.



- A Hauptgewässernetz vor den großen Flussverlagerungen
- B Hauptgewässernetz zur Zeit der „Schutter-Donau“ vor ca. 80 000 Jahren
- C heutiges Hauptgewässernetz

➔ Schauplätze von Flussverlagerungen

Burgstein bei Dollnstein

Geotop-Nr.: 176R006
Landkreis: Eichstätt
Gemeinde: Dollnstein
TK 25: 7132 Dollnstein
Lage: R: 4433680 H: 5414870
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Massenkalk (Malm Delta)



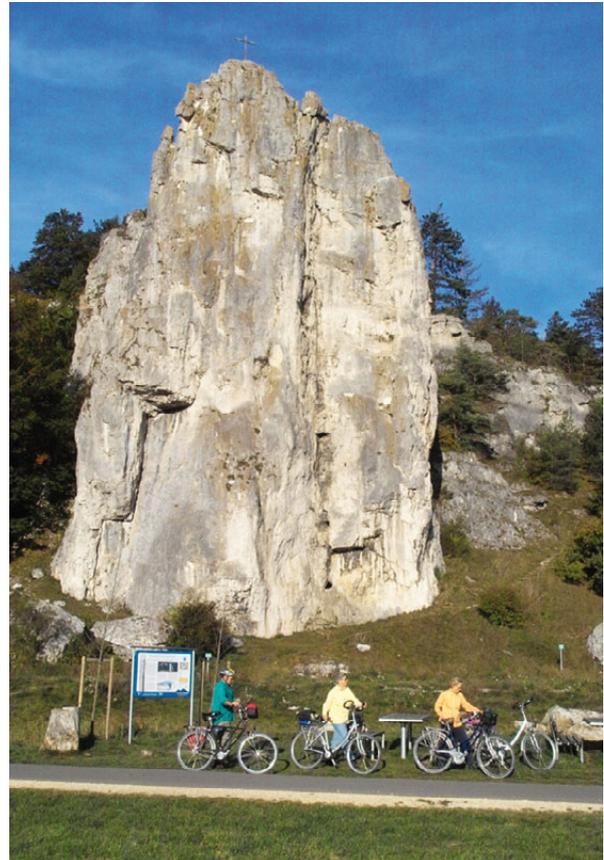
Beschreibung:

Östlich von Dollnstein liegt eine enge Talschleife, in der die Laufrichtung der Altmühl von südlich auf nördlich umschwenkt. In das Zentrum dieser Talschleife ragt von Norden ein felsiger Bergsporn. Den äußersten Vorposten des Bergsporns bildet ein markanter, etwa 50 m hoher Felsturm: der Burgstein.

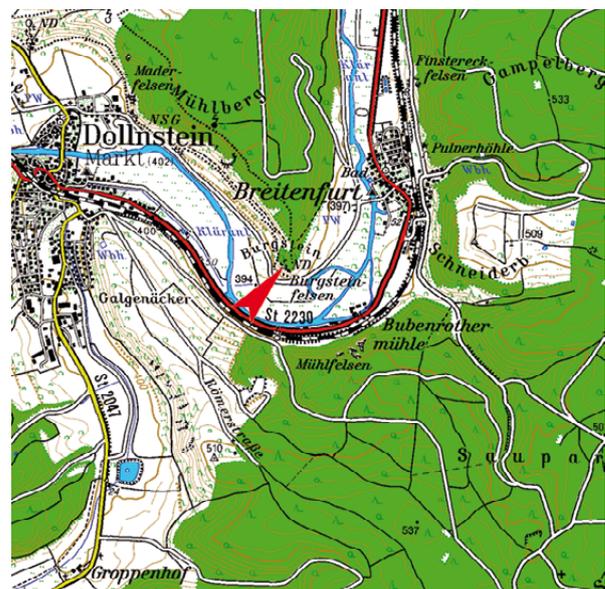
Bis vor etwa 80 000 Jahren war hier der Prallhang der Urdonau, die bei Dollnstein, aus dem heutigen Wellheimer Trockental kommend, das heutige Altmühltal erreichte. Hier lag auch die Einmündung des Urains, der bis ins Pleistozän durch das Regnitztal und das obere Altmühltal nach Süden floss. Die enorme Erosionskraft der eiszeitlichen Urdonau formte das breite Tal und präparierte an ihrem Prallhang den Burgstein heraus.

Der Felsturm, der seitlich von senkrechten Klufflächen begrenzt wird, besteht aus masigem, beinahe strukturlosem Kalkstein. Er gibt einen Einblick in das Zentrum des Dollnsteiner Riffzugs. Während am Fuß des Felsens teilweise die Querschnitte von Tellerschwämmen zu erkennen sind, bilden in höheren Partien Ooide – winzige Kalkkugeln – einen Hauptbestandteil des Gesteins. Die schwache Verebnung am Hang hinter dem Burgstein markiert die Grenze zum weniger verwitterungsresistenten Malm Epsilon.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1983, 1991)



Der Burgstein bei Dollnstein ist am besten über den Altmühl-Radweg zu erreichen.

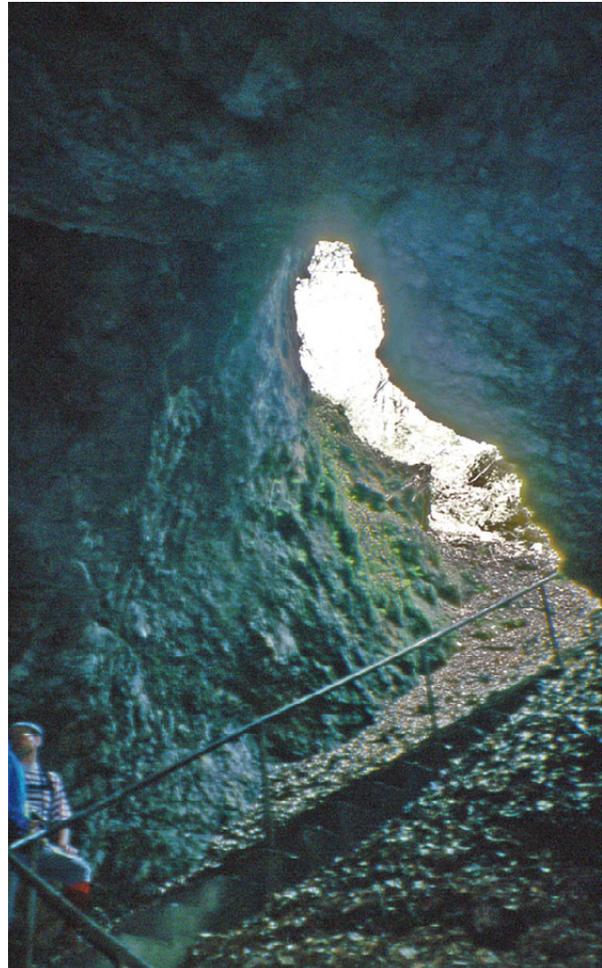


Karst: Kariöser Kalk

Der Vorgang der Verkarstung, d. h. die Lösung von Kalkgestein durch Wasser, prägt nicht nur das Landschaftsbild der Frankenalb und der bayerischen Kalkalpen, sondern beeinflusst auch das Verhalten des Wassers im Untergrund. Niederschläge versickern rasch in den weiten Hohlräumen des Karstes, dessen Reinigungsvermögen für das Grundwasser daher meist gering ist. Verkarstungsvorgänge und -formen sind daher in doppelter Weise umweltrelevant: landschaftsprägend und für das Grundwasserregime. Dolinen, Karrenfelder und Höhlen sind in ständiger Veränderung begriffen und geben uns dadurch Einblick in erdgeschichtliche Vorgänge, die auch heute noch stattfinden. Derartige Formen sind oftmals sehr bedroht und bedürfen des besonderen Schutzes.



Dolinen prägen die Landschaft der Hochflächen um Eichstätt wie hier z. B. im Schernfelder Forst.



Die Arndthöhle bei Attenzell ermöglicht einen „Abstieg in die Unterwelt“



Große Karstquellen, wie z. B. die Gailachquelle in Mühlheim, bilden die unteren Enden des verborgenen Entwässerungssystems im Karst der Südlichen Frankenalb.

Ponordoline bei Wachenzell

Geotop-Nr.: 176R011
Landkreis: Eichstätt
Gemeinde: Pollenfeld
TK 25: 7033 Titting
Lage: R: 4443150 H: 5424500
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Frankendolomit (Malm Delta)

Beschreibung:

Zwischen Wachenzell und Wörmersdorf liegt eine große Karstsenke ohne Oberflächenabfluss, in die mehrere Dolinen eingesenkt sind. Die nächst der Straße am Trockentalrand gelegene Doline ist als Ponor, d. h. als Gully für die Karstsenke wirksam. An ihren steilen Rändern schließt eine Felsgruppe dickbankige (tafelbankige) Schwammkalke des höchsten Malm Delta auf. Der dolomitisierte Kalk ist undeutlich geschichtet, in angewitterten Partien treten verkieselte Tellerschwämme als gesteinsbildende Organismen hervor.

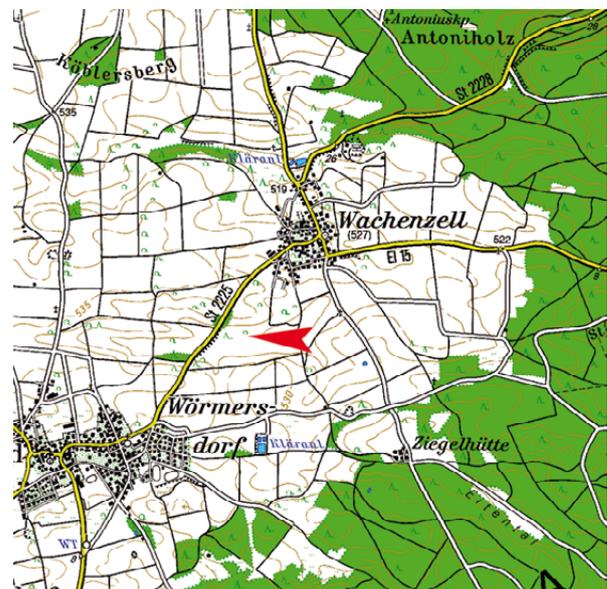
Da die meist gruppenweise auftretenden Dolinen in der freien Feldflur die Bewirtschaftung behindern, wurden sie oftmals durch Flurbereinigungsmaßnahmen eingeebnet oder durch „wilde“ Ablagerungen verfüllt. Von den Dolinen besteht aber meistens eine direkte Verbindung zum Karstgrundwasser, weshalb eine unkontrollierte Verfüllung eine erhebliche Gefährdung des Grundwassers bedeutet.

Die große Wasserdurchlässigkeit von Karstgesteinen bewirkt, dass sich in Karstgebieten kein ausgeprägtes oberirdisches Gewässernetz entwickelt. Höhlen ersetzen hier sozusagen die Täler. Dolinen sind die oberirdisch erkennbaren Ausläufer des unterirdischen Gewässernetzes. Sie sollten daher mit der selben Wertschätzung und Sorgfalt behandelt werden wie z. B. kleinere Bäche („Gewässer dritter Ordnung“).

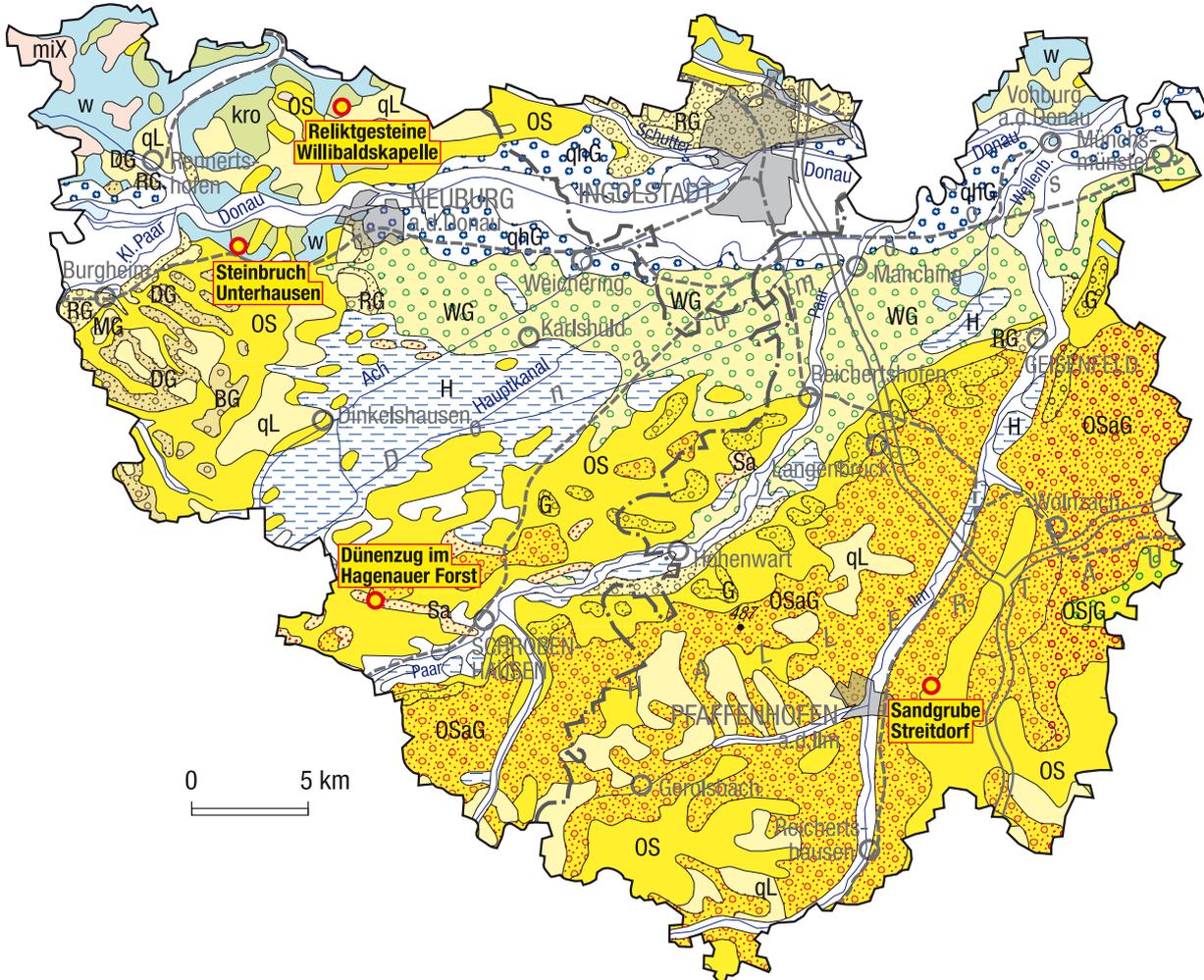
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1983)
 CRAMER (1939)



Der Grund der Ponordoline wird landwirtschaftlich genutzt, an ihrem Rand stehen Felsen an.



Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		Torf
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Flugsand, z.T. als Düne
			Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde
			Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse)
			Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)
			Schotter, donau- bis günzzeitlich (Ältere Deckenschotter)
			Schotter, biberzeitlich (Ältester Deckenschotter)
			Schotter, pliozän bis ältestpleistozän (Urdonau u.a.)

Tertiär	Miozän		Obere Süßwassermolasse, ungliedert
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil
Jura	Kreide		Bunte Trümmernmassen
			Oberkreide
Tertiär	Miozän		Oberer Jura (Malm)

3.3 Ingolstadt, Neuburg-Schrobenhausen und Pfaffenhofen an der Ilm

Dieses Gebiet reicht vom Südrand der Südlichen Frankenalb über das Donaumoos bis in das Donau-Isar-Hügelland. Im Westen werden auch noch das Donauried und die Aindlinger Terrassentreppe berührt. Die Jurahöhen nordwestlich von Neuburg erreichen als Ausläufer der Südlichen Frankenalb noch bis 554 m Höhe. Dagegen ist die Donau bis auf 390–350 m eingetieft. Auch die sie begleitenden Schwemmebenen und Schotterterrassen liegen meist knapp unter 400 m. Im Süden ragt das von Sedimenten der Tertiärzeit geprägte Hügelland aus der Ebene. Die Kuppen der Hallertau rund um Pfaffenhofen liegen wieder in ähnlicher Höhenlage wie die Hochebene der Südlichen Frankenalb und erreichen bis 530 m Höhe.

Die ältesten in der Region anstehenden Gesteine sind die massigen Dolomite des mittleren Malms, die als Felsen entlang des Wellheimer Trockentals hervortreten. Besonders bemerkenswert sind die jüngsten Schichten des Malms, die außer bei Neuburg nirgendwo sonst in der gesamten Schwäbischen und Fränkischen Alb aufgeschlossen sind. Dementsprechend tragen die Schichtglieder Namen aus diesem Gebiet: Die Usseltal-Schichten (Malm Zeta 4) mit den Tagmersheimer Bankkalken und den Spindeltal-Schiefeln, die

mergeligen Bankkalke der Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 5) sowie die Neuburger Bankkalke (Malm Zeta 6) mit den Unterhausener und Oberhausener Schichten.

Noch im obersten Jura zog sich das Meer aus dem Gebiet zurück, das nun der Abtragung und Verkarstung ausgesetzt war. Erst während der Oberkreide wurden hier wieder zunächst fluviatile, dann auch marine Sedimente abgelagert. Diese blieben aber nicht überall erhalten, sondern nur in einer Anzahl großer Karsttrichter im Raum Neuburg. Neben anderen Sedimenten findet sich hier auch die „Neuburger Kieselkreide“, ein besonderer Rohstoff, der überwiegend aus opalreichen Mikrofossilien besteht und in dieser Form weltweit einzigartig ist.

Der Großteil des Gebiets wird von tertiärzeitlichen Lockersedimenten geprägt, die im Süden bereits 900 m Mächtigkeit erreichen. Durch Bohrungen ist der zweifache Wechsel von Meeresbedeckung zu Flußlandschaften und wieder zurück dokumentiert. An der Oberfläche steht jedoch nur der jüngste Teil der Schichtfolge an, welcher zur Oberen Süßwassermolasse gehört: Zwischen Burgheim, Schrobenhausen und Geisenfeld dominiert die Fluviatile Untere Serie; weiter südlich



Das weite Wellheimer Trockental wurde von der Urdonau geformt.



Im ehemaligen Steinbruch Störzelmühle stehen unten Spindeltal-Schiefer an, die nach oben ohne scharfe Grenze in Rennertshofener Schichten übergehen.

liegen die Geröllsand-Serie und die Nördlichen Vollsotter. In den Hochlagen im Süden des Gebietes stehen die Mischserie und die Hangenserie an. Trotz der weiten Verbreitung dieser tertiärzeitlichen Gesteine sind aber sowohl Aufschlüsse als auch herausragende Reliefformen kaum vorhanden. Auch künstliche Aufschlüsse bleiben meist nicht lange erhalten, da sich in den Lockersedimenten rasch flache Böschungen ausbilden.

Zwei bedeutende Zeitmarken sind innerhalb der Nördlichen Vollsotter meist nur kurzfristig in künstlichen Aufschlüssen erkennbar: Der Brockhorizont und die Bentonit-Vorkommen. Im Brockhorizont werden rund um Pfaffenhofen immer wieder kantige Malm-Kalksteinbrocken gefunden, die beim Einschlag des Ries-

Meteoriten ausgeworfen wurden. Etwas jünger sind die Bentonite, die aus eingewehten vulkanischen Glastuffen entstanden sind und östlich von Wolnzach zutage anstehen.

Ablagerungen des jüngeren Tertiärs fehlen in der Region. Erst die eiszeitlichen Schotterterrassen finden sich wieder in größerer Verbreitung insbesondere entlang des Paartals, an der unteren Ilm, an der Lechmündung (Fortsetzung der „Aindlinger Terrassentreppe“) und im Donautal. Die genaue zeitliche Zuordnung der einzelnen Terrassen ist noch unsicher, da absolute Datierungen weitgehend fehlen. Sicher ist, dass die höchstgelegenen Schotter (etwa 470 m über NN) als die ältesten angesehen werden können und wohl aus dem Ältest-Pleistozän stammen. Besonders



Terrasse in ältestpleistozänen Deckenschottern bei Wangen



Aufschluss von Deckenschotter-Konglomeraten bei Wangen

ausgedehnt sind riß- bzw. frühwürmzeitliche Hochterrassen im Paartal sowie südlich von Neuburg und westlich von Ingolstadt. Die beiden letztgenannten Vorkommen sind entstanden, als die Donau ihren Lauf vom heutigen Altmühltal zunächst in das Schuttertal, dann in das Neuburger Tal verlegte. Auch das Paartal stellt eine Besonderheit dar, da es in seinem Oberlauf durch rückschreitende Erosion das Lechtal randlich angezapft hat und somit sogar dem Lech in ferner Zukunft als Abkürzung seines Laufes dienen könnte.

Weite Teile des Gebietes werden von spät- und nacheiszeitlichen Lockergesteinen geprägt, die

wiederrum nur selten dauerhaft aufgeschlossen sind: Eine ausgedehnte würmzeitliche Schotterterrasse liegt südlich der Donau. Junge Schotter, Auenablagerungen, Moorbildungen und Hangschutt bedecken alle Niederungen. Interessant sind einzelne Sanddünen und ganze Dünenfelder, die vor allem bei Schrobenhausen und um das Paartal von starken Sandverfrachtungen durch Wind zeugen. Datierungen zeigen, dass die Dünen nicht nur in den vegetationsarmen Kaltzeiten entstanden sind, sondern teilweise auch im Mittelalter reaktiviert wurden, möglicherweise als Folge umfangreicher Rodungen.



Die Weinberghöhlen bei Mauern wurden durch archäologische Funde aus der Jungsteinzeit bekannt.

Endzeit im bayerischen Tropenparadies

Karbonatgesteine des Malm prägen die Schwäbische und Fränkische Alb und gehören damit zu den in Süddeutschland am weitesten verbreiteten Gesteinen. Zur Zeit ihrer Entstehung hatte sich hier ein tropisches Flachmeer ausgedehnt, das in mancherlei Hinsicht mit der heutigen Bahama-Plattform vergleichbar ist.

Irgendwann im Oberen Malm, nach der Zeit der Solnhofener Plattenkalke, zog sich dann das Meer aus dem Gebiet zurück. „Irgendwann“ ist ein dehnbarer Begriff – und tatsächlich sind nirgendwo in der gesamten Schwäbisch-Fränkischen Alb Zeugen für diesen Meeresrückzug zu finden, da sie überall von der Erosion abgetragen wurden, mit einer



Der Finkenstein ist ein markanter Felsen im Neuburger Donautal.

Ausnahme: Westlich von Neuburg, wo der Malm unter die Molasse abtaucht, sind die jüngsten Malmsschichten aufgeschlossen. Hier finden sich auch Hinweise auf den Rückzug des Meeres: Die Schwämme, die den ganzen Malm hindurch in Riffen weit verbreitet waren, wichen im Oberen Malm immer mehr Korallen, die auf Lichteinfall im flachen Wasser angewiesen sind. Mit dem Ende des Malm Zeta 3 starben die Riffe weitgehend ab. Darüber folgen westlich von Neuburg noch die insgesamt etwa 200 m mächtigen geschichteten Kalke des Malm Zeta 4 bis Malm Zeta 6. Die allerjüngsten Schichten wurden beim Latour-Denkmal in Unterhausen erschürft (BARTHEL 1969), wo man allerdings schon (von außen eingespülte?) Süßwassermuscheln fand.



Ein ehemaliger Steinbruch erschließt westlich von Neuburg die Grenze zwischen Riffschuttkalken des Malm Zeta 3 und mergeligen Bankkalken des Malm Zeta 4.



Das „Strudeloch“ am Antoniberg ist eine Halbhöhle im massigen Riffkalk des oberen Malm direkt am Ufer der Donau.

Steinbruch Unterhausen

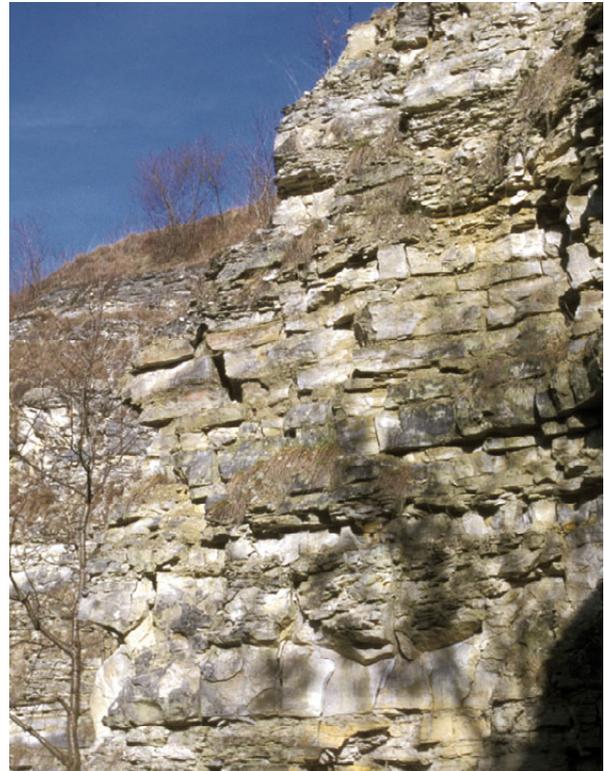
Geotop-Nr.: 185A003
Landkreis: Neuburg-Schrobenhausen
Gemeinde: Oberhausen
TK 25: 7232 Burgheim Nord
Lage: R: 4433950 H: 5398250
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Neuburger Bankkalk
(Malm Zeta 6)

Beschreibung:

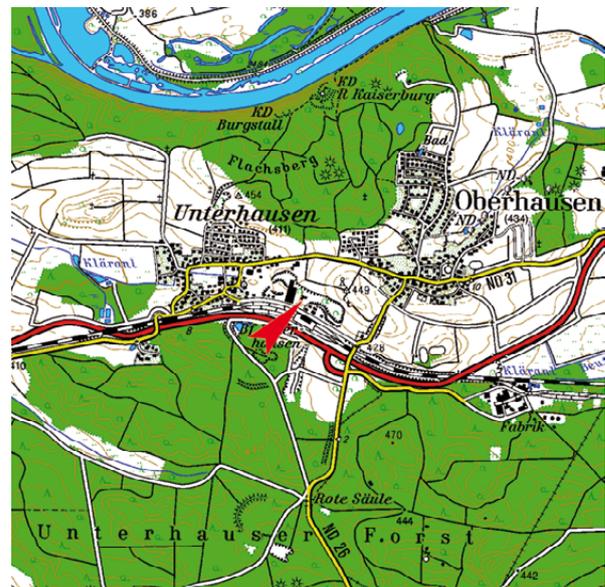
Nördlich des Bahnhofs Unterhausen liegt ein etwa 300 m langer und bis 100 m breiter, aufgelassener Steinbruch. An den etwa 20 m hohen Böschungen sind gebankte Kalke mit Mergelzwischenlagen aus dem mittleren bis oberen Tithon aufgeschlossen, die hier erstmals beschrieben wurden („Typlokalität“).

Auf den unteren Metern des Profils, die jetzt unter Schutt verborgen liegen, waren früher im Westteil des Bruches noch die Rennertshofer Schichten zu sehen, die hier aus einer Folge von etwa meterdicken Kalkbänken bestehen. Eine starke Mergellage markiert den Übergang zu den Neuburger Bankkalken. Auch diese werden innerhalb der unteren 15 m der Abfolge überwiegend von dicken Kalkbänken aufgebaut. Nach oben zu werden die Kalke dünnbankiger und Mergellagen häufiger. Es folgt ein markanter, etwa 2 m mächtiger Bereich mit dicken Kalkbänken. Bis hierher reichen die „Unterhausener Schichten“. Ammoniten und Muscheln sind in dieser Abfolge noch recht häufig und zeigen eine typische Flachmeer-Fauna an. Im Ostteil des Steinbruchs ist darüber noch eine Abfolge von dünnen Kalk- und Mergelbänken zu erkennen, die „Oberhausener Schichten“, deren jüngste Teile nördlich oberhalb des Steinbruchs bis zum Latour-Denkmal erschürft wurden. Brackwasser-anzeigende Fossilien und typische Sedimentstrukturen belegen hier den Rückzug des Meeres im obersten Jura.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Wert: besonders wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1983)
STREIT (1978)
BARTHEL (1969)
SCHNEID (1915)



Die Abfolge von Kalk- und Mergelbänken der Neuburger Bankkalk ist im ehemaligen Steinbruch noch gut aufgeschlossen.



Das ganz besondere Neuburger Weiß

Als Neuburger Kieselerde kennt man ein in seiner Art einmaliges Sediment. Es besteht hauptsächlich aus feinsandigem Quarz und organischer Kieselsäure, vor allem feinen Fragmenten von Kieselschwämmen. Etwa 20 % des Lockergesteins besteht aus dem Tonmineral Kaolinit (STREIT 1978, 1987).

Das Gestein ist ausschließlich aus bis über 100 m tiefen, kessel- oder wannenförmigen Mulden und Gräben bekannt, die in den unterlagernden Malmkalk eingetieft sind.



Kieselerde in der Lagerstätte „Pfaffengrund“



Umbiegende Malmkalkschichten am Rand des ehemaligen Kieselerde-Abbaus „Kleine Schaf-lache“ nördlich von Riedensheim

Alle bisher gefundenen Vorkommen liegen westlich und nördlich um Neuburg a. d. Donau. Die Ablagerung erfolgte vermutlich in einer begrenzten Bucht des kreidezeitlichen Meeres mit besonderen Sedimentationsbedingungen. Aufgrund des kreidezeitlichen Alters wird das Gestein auch als Kieselkreide bezeichnet.

Besondere Eigenschaften des Gesteins – vor allem seine hohe spezifische Oberfläche und die weiße Farbe in Verbindung mit der Härte des Quarzes – machen es zu einem begehrten Rohstoff für Putz- und Poliermittel, Deckweiß, Füllstoffe und viele andere Anwendungen. Das Material wird in großen Gruben gewonnen und als „Kieselerde“ oder „Neuburger Weiß“ gehandelt.

Kreidezeitliche Reliktgesteine bei der Willibaldskapelle

Geotop-Nr.: 185R006
Landkreis: Neuburg-Schrobenhausen
Gemeinde: Bergheim
TK 25: 7233 Neuburg a.d. Donau
Lage: R: 4439050 H: 5405330
Naturraum: Südliche Frankenalb
Gestein: Reliktblöcke von kreidezeitlichem Quarzsandstein

Beschreibung:

Auf der Forststraße westlich von Attenfeld erreicht man nach gut einem Kilometer die Willibaldskapelle, die etwas abseits südlich des Weges steht. Direkt neben der Kapelle ragt auf etwa 2 x 3 m Fläche ein kreidezeitlicher Sandstein aus dem Waldboden. Der kompakte, helle Sandstein ist in mehrere Blöcke zerfallen und teilweise von Moos bedeckt.

Abgesehen von den Kieselerte-Lagerstätten bestehen die kreidezeitlichen Ablagerungen im Raum Neuburg hauptsächlich aus Tonen und Sanden. Zirkulierende Wässer zementierten die Sande bereichsweise zu kompakten Sandsteinen. Vielerorts wurden die umgebenden weicheren Gesteine abgetragen, während die harten Sandsteine aus dem Gelände aufragten. Die zahlreichen rundlichen Mulden und Röhren in der Gesteinsoberfläche gehen wohl auf die korrosive Verwitterung im Boden – vor allem unter tropischem Klima im Tertiär – zurück.

Der Legende nach soll das Wasser in den Löchern nie austrocknen und Augenkrankheiten heilen – ein Hinweis darauf, dass sich frühere Generationen vielerlei Gedanken zu den eigentümlichen Sandsteinen machten, die sich stark von den anderen Gesteinen der Region unterscheiden. Der Besonderheit wurde wohl schon in vorchristlicher Zeit eine kultische oder mystische Bedeutung beigemessen. Damit war der Standort auch ideal für eine Kapelle als Symbol der neuen Religion.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: KLEINSCHNITZ & KROEMER (2003)



Kreidezeitliche Sandsteinblöcke finden sich in einzelnen Vorkommen weit verbreitet auf der Frankenalb. Sie werden auch als „Kallmünzer“ bezeichnet.



Wie kommen kantige Kalkbrocken zwischen Quarzsand und -kies?

Vor 15 Millionen Jahren ähnelte die südbayerische Landschaft in mancherlei Hinsicht schon der heutigen. Es gab aber auch Unterschiede: Vor allem sorgten die von Süden heranrückenden Alpen dafür, dass sich in ihrem nördlichen Vorland ein Becken bildete und stetig weiter einsenkte. In dieses „Molassebecken“ transportierten Flüsse den Abtragungsschutt der entstehenden Alpen. Vom weiten Transport stark abgerundete Sand- und Kieskörner wurden in vielen Schichten über- und nebeneinander abgelagert.

Die Sedimentfolge der Molasse ist schwer zu gliedern, da sich die Ablagerungen nur wenig unterscheiden, die Flüsse immer wieder ihren Lauf wechselten und auch ein deutliches Relief vorhanden war. Eine der wenigen sicheren Zeitmarken ist der so genannte Brockhorizont. Kantige Gesteinsbruchstücke, vor allem aus Malmkalkstein bestehend, markierten die Landoberfläche zum Zeitpunkt des Meteoriteneinschlags im Nördlinger Ries. Später wurden sie oft in den Flusssystemen des Molassebeckens umgelagert.

Über die Herkunft der Brocken wurde zunächst viel gerätselt. In Form, Größe und Material unterscheiden sie sich so sehr vom umgebenden Sediment, dass sie keinesfalls in ähnlicher Weise transportiert worden sein konnten. Vor allem explosiver Vulkanismus erschien als eine naheliegende Erklärung. Nicht nur das Nördlinger Ries wurde als Vulkankrater angesehen, auch über einen noch unentdeckt unter

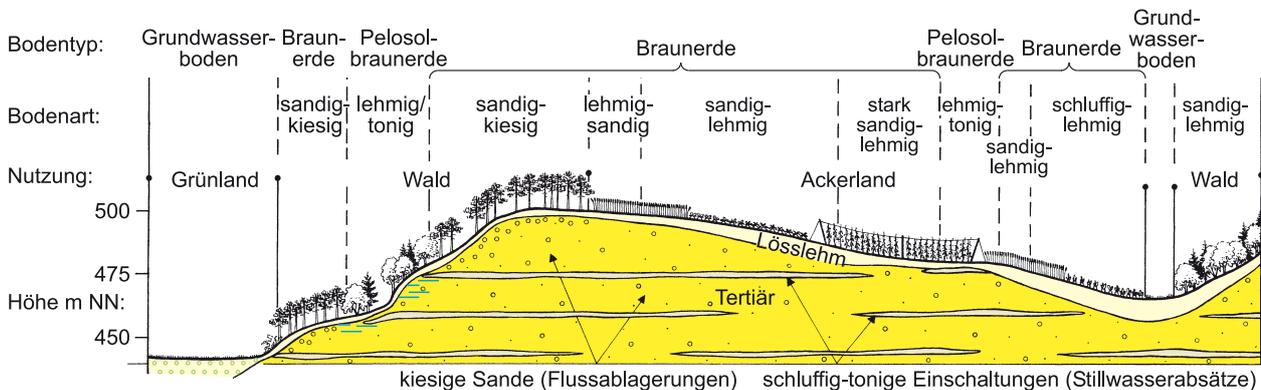
den Sedimenten liegenden „Molassevulkan“ wurde spekuliert (STEPHAN 1952).

Ein „Molassevulkan“ wird teilweise auch mit der Entstehung der Bentonit-Lagerstätten der Region in Zusammenhang gebracht, die aus umgewandelten vulkanischen Glastuffen bestehen (ULBIG 1999). Konkrete Beweise für die ehemalige Existenz eines Vulkans im bayerischen Molassebecken fehlen aber bisher.

Für die Entstehung des Brockhorizontes bietet der Ries-Impakt eine ausreichende Erklärung. Der Brockhorizont bildet die äußere Fortsetzung der Bunten Trümmermassen, die rund um das Ries eine geschlossene Decke bildeten. Er reicht in Einzelvorkommen bis in über 100 Kilometer Entfernung vom Kraterrand.



Die Hügellandschaft der Hallertau ist durch Hopfenanbau geprägt.



Bodenkundlich-geologischer Schnitt durch die Lößlandschaft der Hallertau östlich von Preinerszell (nach WITTMANN et al. 1981)

Sandgrube Streitdorf

Geotop-Nr.: 186A001
Landkreis: Pfaffenhofen a.d. Ilm
Gemeinde: Pfaffenhofen a.d. Ilm
TK 25: 7435 Pfaffenhofen a.d. Ilm
Lage: R: 4466380 H: 5377430
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Nördliche Vollschotter (Obere Süßwassermolasse, Mittel-Miozän)

Beschreibung:

Am Hang eines Hügels östlich von Streitdorf liegt eine ehemalige Sand- und Kiesgrube in den sogenannten Nördlichen Vollschootern der Oberen Süßwassermolasse. Die Sohle der stillgelegten Grube ist rekultiviert und wird landwirtschaftlich genutzt. Noch weitgehend erhalten sind die steilen Böschungen, die aber zusehends verfallen.

In dieser Grube liegt einer der relativ seltenen Aufschlüsse des Brockhorizontes. Etwa fünf Meter unter der Oberkante des Aufschlusses findet sich ein Kieshorizont, der einen beige-grauen Sand überlagert. An der Basis dieser Kieslage wurde immer wieder der Brockhorizont erschürft, der durch einzelne Malmkalkbrocken mit bis zu 30 cm Kantenlänge markiert ist.

Leider werden die Kalkbrocken immer wieder von Besuchern der Grube als „besonderes Souvenir“ mitgenommen. Es muss hier einmal ganz deutlich gesagt werden: **Diese Brocken sind eine Besonderheit – aber nur so lange sie sich in ihrer ursprünglichen Lagerung befinden!** In den Steinbrüchen rund um das Nördlinger Ries werden jedes Jahr viele Millionen Tonnen Gesteinsbrocken gewonnen, die sich von denen des Brockhorizonts in nichts unterscheiden. Also: falls Sie das Glück haben, den Brockhorizont in der Natur zu erkennen, lassen Sie ihn bitte unberührt!

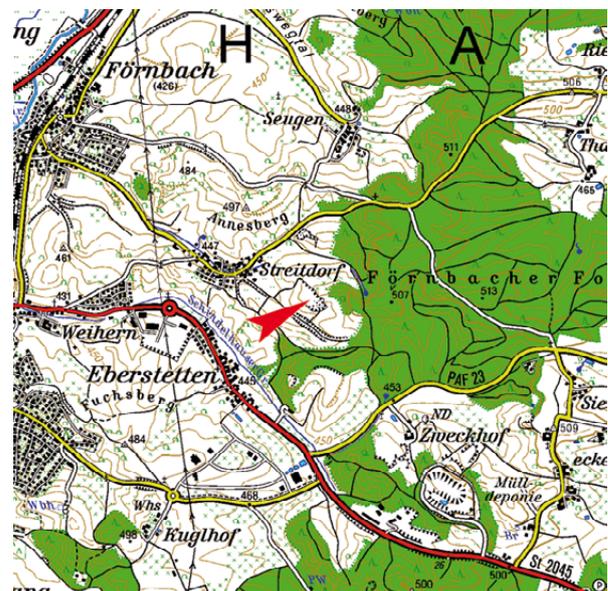
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: UNGER (2003)



Ehemaliges Erscheinungsbild des Brockhorizonts



Seit der Stilllegung der Sandgrube verfallen die Aufschlüsse allmählich.



Terrasse oder Treppe – was denn nun?

Im Quartär wechselten im Alpenvorland Sedimentation und Erosion einander mehrfach ab. Während der großen Eisvorstöße wurden riesige Mengen Schotter aus den Alpen ins Vorland transportiert und in ausgedehnten Schotterfeldern abgelagert. Insgesamt überwog aber die Erosion: Die Flusstäler tiefen sich im Laufe des Quartärs immer weiter in den Untergrund ein. Die Reste der älteren Schotterfelder blieben entlang der Flusstäler als Schotterterrassen in verschiedenen Höhenlagen erhalten. Die höchstgelegenen Terrassen sind dabei die ältesten, talwärts folgen immer jüngere Ablagerungen. Man spricht daher von „Terrassentritten“.

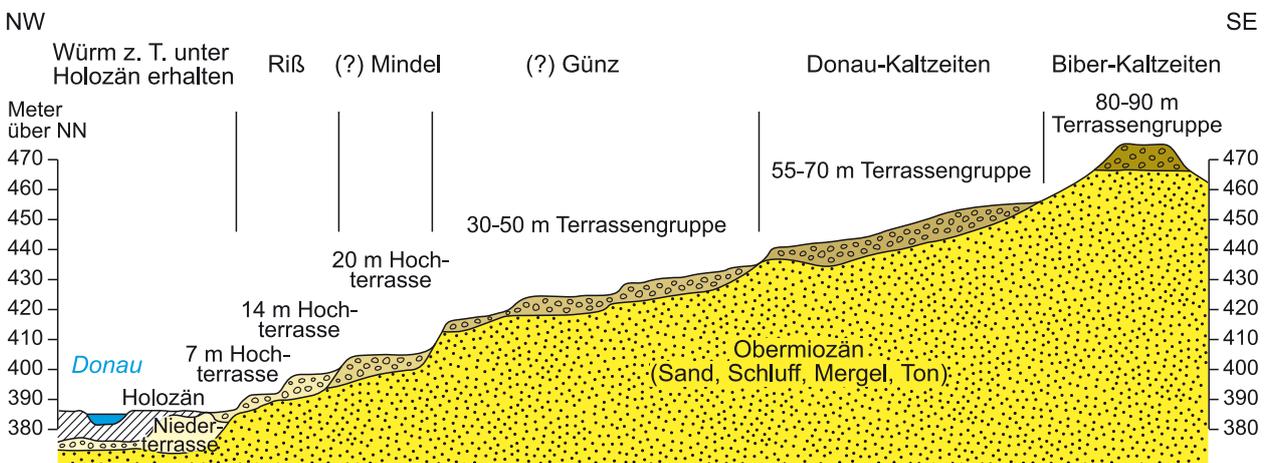
Die so genannte Aindlinger Terrassentreppe auf der Ostseite des Lechtals zwischen Mühlhausen und Neuburg an der Donau ist eines der markantesten und größten Gebilde dieser Art. Neun Schotterkörper können hier sicher unterschieden werden (TILLMANN et al. 1983), andere Bearbeiter sahen bis zu 17 Stufen (SCHAEFER 1966).

Die Terrassentritten waren zu Beginn der Eiszeitforschung ein wesentliches Argument für mehrfache Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Die ursprünglich angenommene Viergliedrigkeit des Eiszeitalters wurde anhand einer Terrassentreppe im Illertal postuliert (PENCK & BRÜCKNER 1901–09). Mit fortschreitendem

Kenntnisstand ist inzwischen klar, dass es mehr als vier Kaltzeiten gab und dass sich die Terrassen verschiedener Täler nicht ohne weiteres miteinander korrelieren lassen (HABBE 2003). Es liegen aber nur sehr wenige absolute Altersbestimmungen vor, die eine exakte Einstufung der Schotterkörper ermöglichen würden. Auch nach über 100 Jahren Eiszeitforschung gibt es also noch viel zu tun.



Eine markante Terrasse von Deckenschotter erhebt sich hinter Illdorf.



Schematischer Schnitt durch den nördlichen Teil der Terrassentreppe zwischen Burgheim und Unterhausen (aus STREIT 1978)

Dünenzug im Hagenauer Forst

Geotop-Nr.: 185R012
Landkreis: Neuburg-Schrobenhausen
Gemeinde: Schrobenhausen
TK 25: 7433 Schrobenhausen
Lage: R: 4440450 H: 5381500
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Flugsand (Pleistozän–Holozän)

Beschreibung:

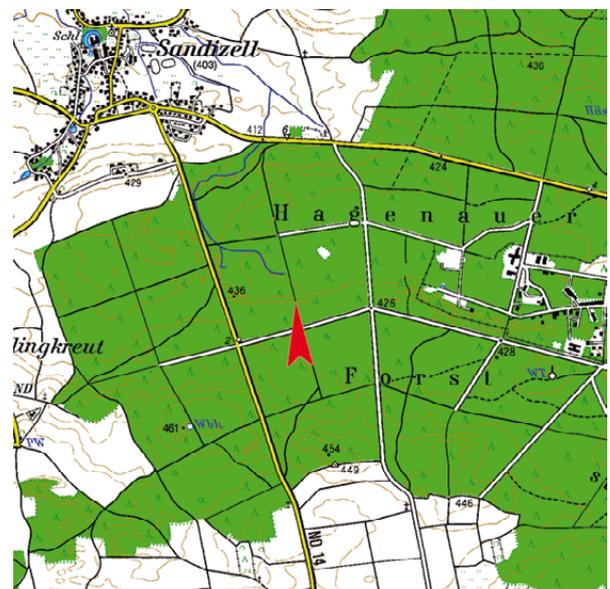
Etwa 1,5 km südöstlich von Sandizell zieht ein markanter Höhenrücken durch den Hagenauer Forst. Auf etwa 700 m Länge lässt sich der bis etwa 10 m hohe bahndammartige Wall, der etwa West–Ost orientiert ist, deutlich verfolgen. Nordwestlich und östlich findet der Wall seine Fortsetzung in weniger markanten Hügeln.

Bei dem Höhenrücken handelt es sich um einen Dünenzug, der wohl überwiegend während der vegetationsarmen Zeiten im Pleistozän angehäuft wurde. Der Wind konnte Sand aus den umgebenden Molassegebieten ausblasen und – nach Korngröße sortiert – wieder ablagern. Der fein- bis mittelkörnige Sand enthält auch etwas Glimmer sowie Holzkohlenfragmente.

Eine neue Altersdatierung an einem der Holzfragmente aus den Dünen hat überraschenderweise ein Alter von nur 720–840 Jahren ergeben. Dies weist darauf hin, dass die Dünen im Mittelalter zumindest teilweise weitergewandert sind. Der Grund hierfür lag wohl in vermehrten Rodungen und in der landwirtschaftlichen Nutzung auch ungünstiger Flächen.

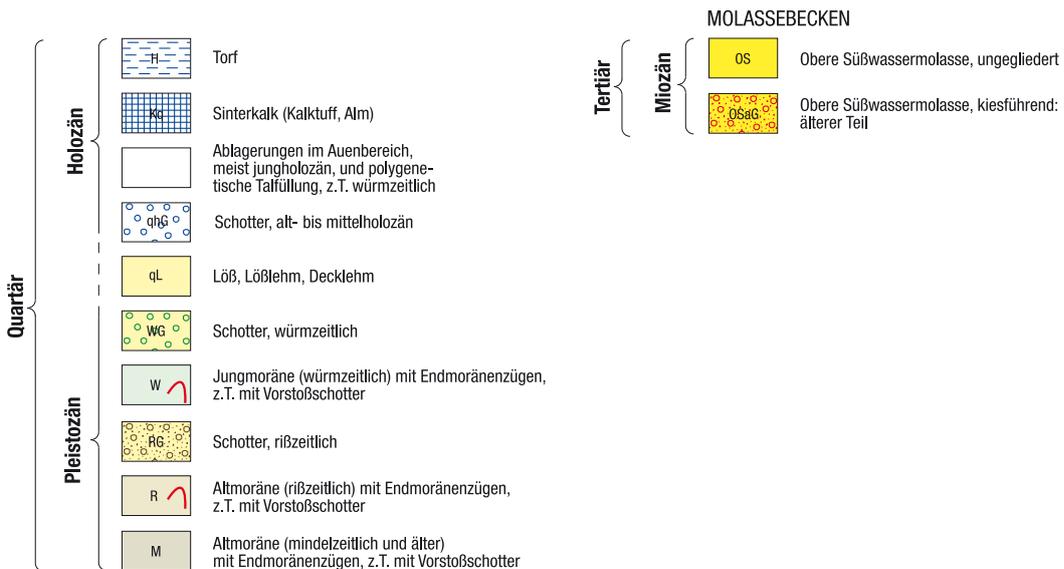
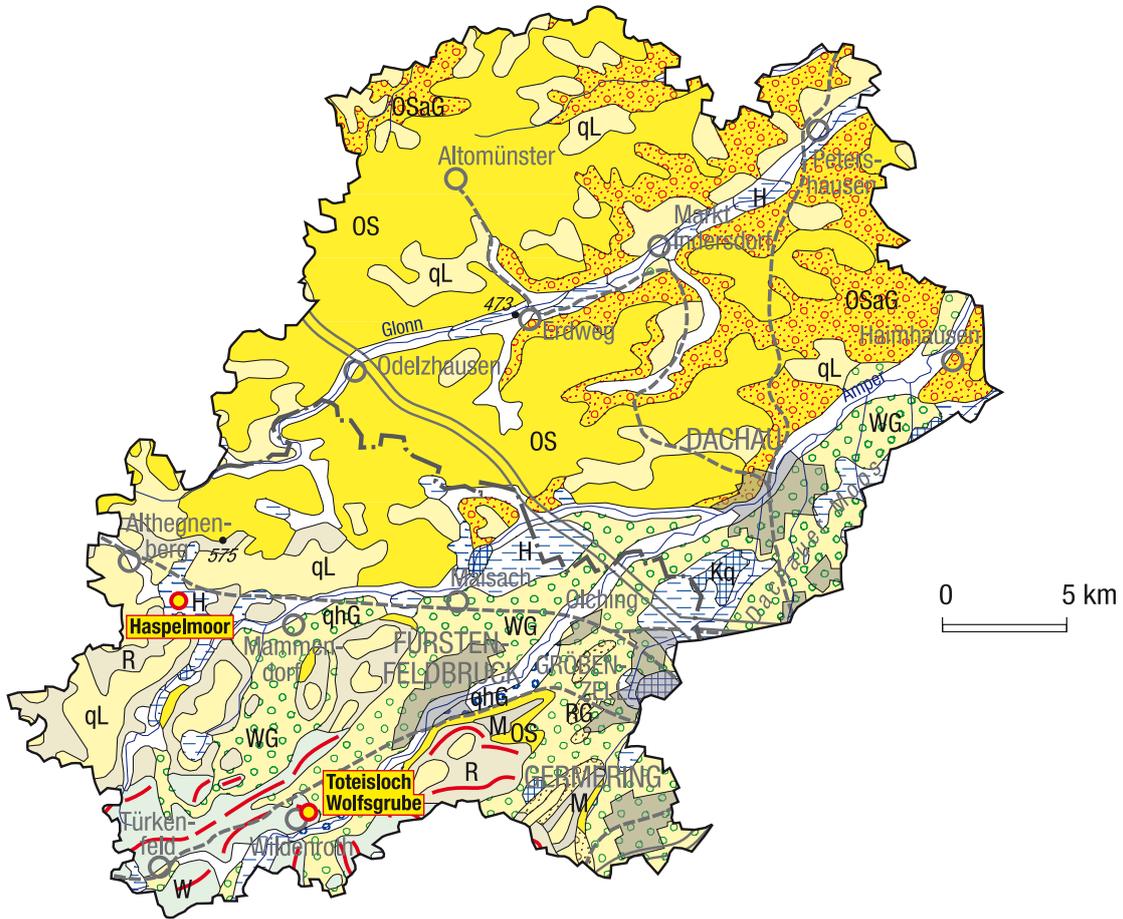


Der Dünenzug im Hagenauer Forst ist eine der markantesten Anhäufungen von Flugsand in Oberbayern.



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: WIERER & DOPPLER (2003)
FIEBIG & PREUSSER (2001)

Geotope in Oberbayern



3.4 Dachau und Fürstenfeldbruck

Den Nordteil beider Landkreise nimmt das Donau-Isar-Hügelland ein, das von Molasse-Sedimenten aufgebaut ist. Daran grenzen im Südosten die Münchener Ebene mit ihren weiten quartären Schotterflächen und im Südwesten das Fürstenfeldbrucker Hügelland, das Überreste älterer Eiszeiten prägen. Im Süden ragt noch ein Teil des Ammer-Loisach-Hügellandes mit seinen würmzeitlichen Geländeformen in das Gebiet hinein. Die Höhenunterschiede in diesem Gebiet sind nicht groß: Der höchste Punkt liegt mit 622 m an den Schneiderbergeln westlich von Kottgeisering, die tiefsten Punkte dort, wo die Amper nördlich von Haimhausen (456 m) und die Glonn bei Petershausen (454 m) den Landkreis Dachau verlassen.

Die ältesten Gesteine des Gebietes gehören zur Oberen Süßwassermolasse und bilden den Untergrund des Donau-Isar-Hügellandes, das den größten Teil des Landkreises Dachau und etwa das nördliche Drittel des Landkreises Fürstenfeldbruck einnimmt. Es handelt sich dabei um lockere oder wenig verfestigte Kiese, Sande, Schluffe und Tone aus dem Miozän. Außer in Abbaustellen und Baugruben sind diese Gesteine nur selten aufgeschlossen.

Moränen und Schotterfelder des Alt- und Mittelpleistozäns, überwiegend aus dem Riß-Glazial, prägen das meist flach-wellige Fürstenfeldbrucker Hügelland. Im Lauf der Zeit sind hier diese glazialen Geländeformen eingeebnet worden. Erhalten geblieben sind gelegentlich Hohlformen wie beispielsweise das Haspelmoor bei Hattenhofen, das vermutlich in einem rißglazialen Toteisbecken entstand; auch das Wildmoos bei Moorenweis ist ein derartiges „altes“ Moor. Das Fürstenfeldbrucker Hügelland wird aber auch von würmzeitlichen Schotterflächen durchzogen.

Die Gletscher des Würm-Glazials erreichten die Ausdehnung der vorangegangenen Vereisung nicht mehr. So schließt das jungpleistozäne Ammer-Loisach-Hügelland südlich an das Fürstenfeldbrucker Hügelland an. Ablagerungen des weitesten Vorstoßes des Isar-Loisach-Gletschers mit dem Ammersee-Lobus („Äußerste Rاندlage“) wurden durch jüngere Schmelz-



Weißer „Almerde“ im Dachauer Moos: es handelt sich um Kalkausscheidungen aus dem austretenden Grundwasser.

wässer weitgehend wieder abgetragen oder überdeckt. Reste davon findet man heute noch z. B. am Schlossberg bei Landsberied oder bei Holzhausen.

Moränen-Girlanden, die jeweils Stillstandsphasen der Eismassen dokumentieren, markieren die verschiedenen „Rückzugs“-Stadien des Gletschers. Steile Hügel bei Mauern zeigen den Stand der so genannten „Hauptrandlage“. Sie bildete sich vor ca. 20 000 Jahren, aber bereits 2000 Jahre später war die Gletscherzunge bis in die Gegend von Weilheim zurück geschmolzen. Das Ampermoos zwischen Stegen und Grafrath bildet die Verlandungszone des nördlichen Teils des Ammerseebeckens.

Neben den Moränen hinterließen die würmzeitlichen Gletscher auch andere Formen wie Findlinge, Schotterterrassen, Toteislöcher und ganze Eiszerfallslandschaften. Dort findet man auf engem Raum unterschiedliche Glazialformen, die sich auf, neben und unter dem sich auflösenden Gletschereis gebildet hatten. Zu den pleistozänen Schotterflächen gehört auch die Münchener Ebene, die sich von den Endmoränen des Jungmoränenbereiches im Süden bis zum Tertiärhügelland im Norden erstreckt. Der Flurabstand des Grundwassers in der Münchener Schotterebene wird nach Norden zu immer geringer. Dort, wo es an die Oberfläche tritt, kam es zur Bildung von Niedermooren. Hierzu gehören das Dachauer Moos, das Allinger Moos und das Fußbergmoos bei Maisach. Kalk-Ausfällungen aus dem Grundwasser führen zur Bildung von weißer „Almerde“, die in den Mooren vielfach beobachtet werden kann. Durch Landwirtschaft und Besiedlung sind bereits weite Moorflächen verschwunden.

Tauwetter!

Beim Abschmelzen des Ammerseegletschers bahnten sich die Schmelzwässer ihren Weg zunächst in verschiedene Richtungen. Vor allem im nördlichen Vorland der Moränen schufen sie weite Schotterflächen. Nördlich des Ammersees schließt an die Endmoränen des Stadiums von St. Ottilien-Wildenroth nach Nordosten die Schotterflur von Mauern an. Sie weist dort eine Höhenlage von etwa 560 bis 570 m auf. Nach der Stillstandsphase von St. Ottilien-Wildenroth schmolz der Gletscher etwas zurück und zwischen dem Eis und den Moränen entstanden kurzlebige

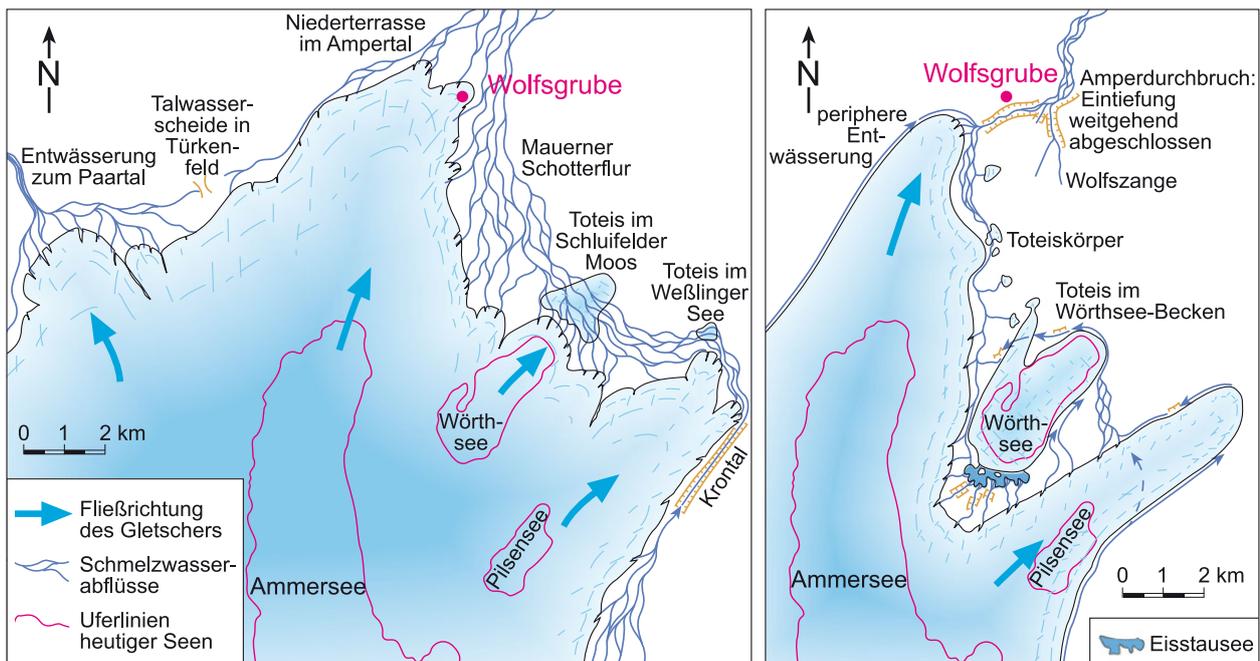
Eisrand-Stauseen. Die Schmelzwässer konnten nun bereits hier ihre Schotterfracht abladen (KUNZ 1998, SCHNEIDER 1995). Es entstand ein zentraler Schmelzwasserfluss – die Amper, die sich rasch in die Amperschlucht eintiefte. Die Amper, die am Nordrand des Ampermooses bei der Wallfahrtskirche St. Rasso den Moränengürtel durchschneidet, liegt heute auf einer Höhe von ca. 535 m. Sie hat sich noch während der letzten Eiszeit gut 30 m in die Moränen und den Schotterkörper eingeschnitten und dabei auch die markanten Zwischenterrassen bei Schöngeising geformt.



Amperschlucht zwischen Grafrath und Schöngeising



Das Ampermoos ist der verlandete Teil des Ammerseebeckens. Im Hintergrund der Endmoränengürtel, den die Amper zwischen den beiden Kirchen durchbrach.



Der Ammerseegletscher zur Zeit der „Phase von St. Ottilien-Wildenroth“ (links) und der „Schlangenhofener Phase“ (rechts) (nach KUNZ 1992)

Toteisloch Wolfgrube bei Wildenroth



Geotop-Nr.: 179R001
Landkreis: Fürstenfeldbruck
Gemeinde: Grafrath
TK: 7833 Fürstenfeldbruck
Lage: R: 4438400 H: 5332500
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Würm-Moräne, Niederterrassenschotter (Pleistozän)

Beschreibung:

Im Bereich der Moränen, die nach der Rückzugsphase von St. Ottilien-Wildenroth des Ammerseegletschers zurück blieben, liegt bei Wildenroth ein besonders auffälliges Toteisloch. Beim Abschmelzen zerfiel das Eis in große Blöcke, die keinen Kontakt mehr mit dem fließenden Gletschereis hatten. Dieses „Toteis“ wurde von Schmelzwasserschottern überdeckt und konnte so eine lange Zeit überdauern. Als das Eis dann schließlich doch geschmolzen war, sackte das darüber liegende Material nach und es entstanden kesselförmige Hohlformen.

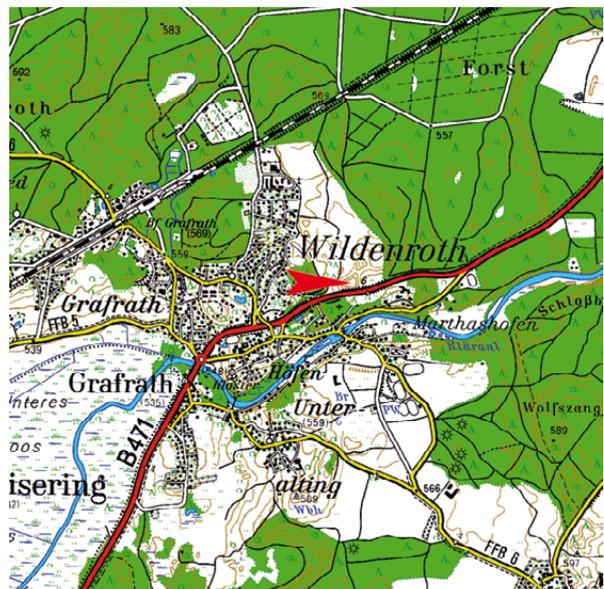
Viele Toteislöcher wurden bei späteren Gletschervorstößen mit Geschiebe oder Schmelzwasserablagerungen wieder aufgefüllt. Nur wenn kein weiteres Material angeliefert wurde, konnten die Hohlformen erhalten bleiben.

Mit mehr als 100 m Durchmesser, 20 m Tiefe und besonders steilen Wänden ist die Wolfgrube bei Wildenroth besonders eindrucksvoll und das markanteste der zahlreichen Toteislöcher um Wildenroth. Nach der Überlieferung wurde dieser Kessel früher als Fanggrube für Wölfe genutzt; daher erhielt er den Namen „Wolfgrube“.



Wolfgrube bei Wildenroth

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GROTTENTHALER (1980)
 KNAUER (1929)



Beständiger Klimawandel

Vor ca. 2,6 Millionen Jahren begann das jüngste Erdzeitalter, das Quartär. Fast die gesamte Periode nimmt das „Eiszeitalter“ ein, eine Zeit extremer Temperaturschwankungen. Warme Epochen wechselten mit Kaltzeiten ab, in denen mächtige Gletscher aus den Alpentälern in das Vorland flossen. Nur die letzten 11 500 Jahre rechnet man zum Holozän – der „Geologischen Gegenwart“, die durch eine rasche Temperaturerhöhung eingeleitet wurde.

Im Landkreis Fürstentfeldbruck finden sich neben den Moränen der Würm-Kaltzeit mit ihrem lebhaften Relief auch die mittlerweile weitgehend eingeebneten Formen der rißzeitlichen Ablagerungen; gelegentlich wie z. B. bei Pars-

berg südlich von Puchheim sind Zeugen einer noch älteren Vereisung erhalten. Dort wird die Münchener Schotterebene von einem Hangzug begrenzt, dessen Sockel aus Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse besteht. Darüber liegen häufig mit Löß überdeckte Schotter, die vermutlich zur Mindel-Kaltzeit gehören („Deckenschotter“). Im Norden und Süden werden diese Schotter von rißzeitlichen Terrassen flankiert. Die Deckenschotter liegen morphologisch höher als die Würm-Schotter, d. h. die Schmelzwässer der letzten Eiszeit haben nicht nur Teile älterer Schotter und Moränen erodiert, sondern sich auch noch tiefer in das ältere Relief eingeschnitten.



Westlich von Schöngeising liegen würmzeitliche Schotterterrassen der Amper.



Höhenzug mit altpleistozänen Ablagerungen bei Parsberg

Haspelmoor

Geotop-Nr.: 179R005
Landkreis: Fürstenfeldbruck
Gemeinde: Althegnenberg
TK25: 7732 Mammendorf
Lage: R: 4432500 H: 5343000
Naturraum: Fürstenfeldbrucker Hügelland
Gestein: Torf (Holozän)
 Riß-Moräne (Pleistozän)

Beschreibung:

Bei einem Moor denkt man zunächst an Biotope und Artenschutz, doch sind manche wie das Haspelmoor auch als geologische Bildung von großer Bedeutung. Die Ursache für die Entstehung dieses Moores ist im Mittelpleistozän, in der Riß-Kaltzeit, zu suchen, die vor etwa 130 000 Jahren endete. Beim Abschmelzen des damaligen Isar-Loisach-Gletschers hatte sich hinter dem Endmoränenbereich eine Toteislandschaft gebildet, die von jüngeren Gletschern nicht erreicht wurde.

Der Untergrund der Hohlformen besteht aus fast wasserundurchlässigem Moränenmaterial, auf dem sich Wasser ansammelt und das Moor entstehen konnte. Im Haspelmoor sind sowohl Nieder- wie auch Übergangs- und Hochmoore zu finden. Der gesamte Torfkörper ist bis zu drei Meter mächtig. Immer wieder wurde das Haspelmoor bekannt als archäologische Fundstelle für Gegenstände aus der Steinzeit, der Bronzezeit und der Latènezeit. Stärkere Veränderungen erfuhr es, als Mitte des 19. Jahrhunderts die Eisenbahnlinie München–Augsburg durch das Moor gelegt und hierfür ein Teil entwässert wurde. Lange Zeit, zuletzt bis in die 1950er Jahre, wurde intensiv Torf abgebaut. Den Abbau besorgte im 19. Jahrhundert die Königliche Torfgewinnungs-Anstalt, dann bis 1931 das Torfstreu- und Mullewerk. Die Königliche Moorkulturanstalt kümmerte sich um die Kultivierung der abgetorften Bereiche für landwirtschaftliche Zwecke. Seit 1985 sind die Reste des Moores unter Naturschutz gestellt, Wiedervernässungsmaßnahmen sollen die Renaturierung beschleunigen.

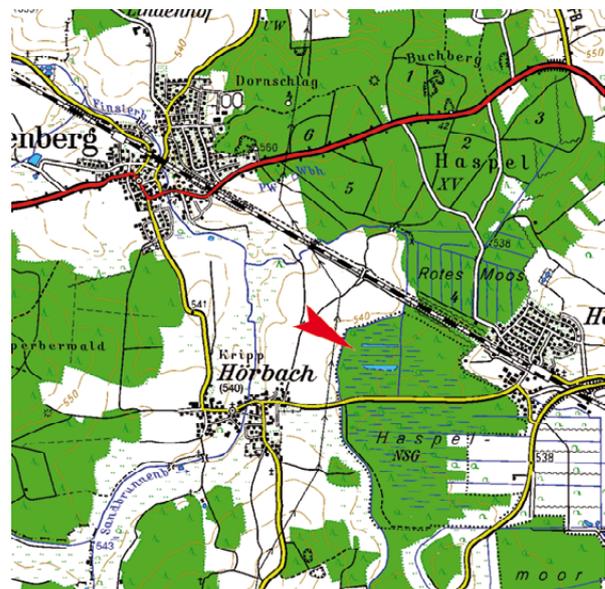
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: SALZMANN (1992)



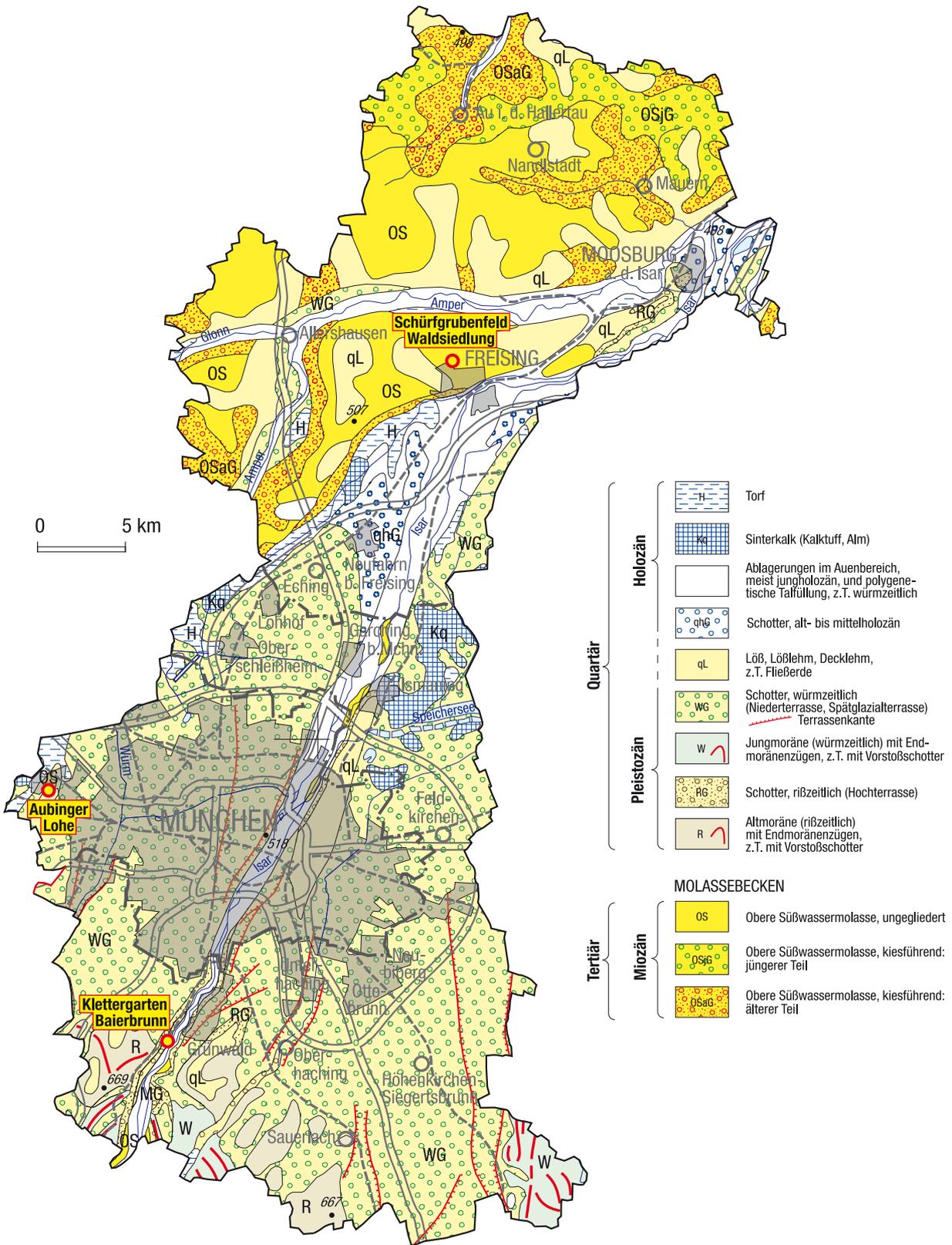
Das Haspelmoor bietet besonders vielfältige Lebensräume für Pflanzen und Tiere.



An ehemaligen Abbaustellen ist Torf aufgeschossen.



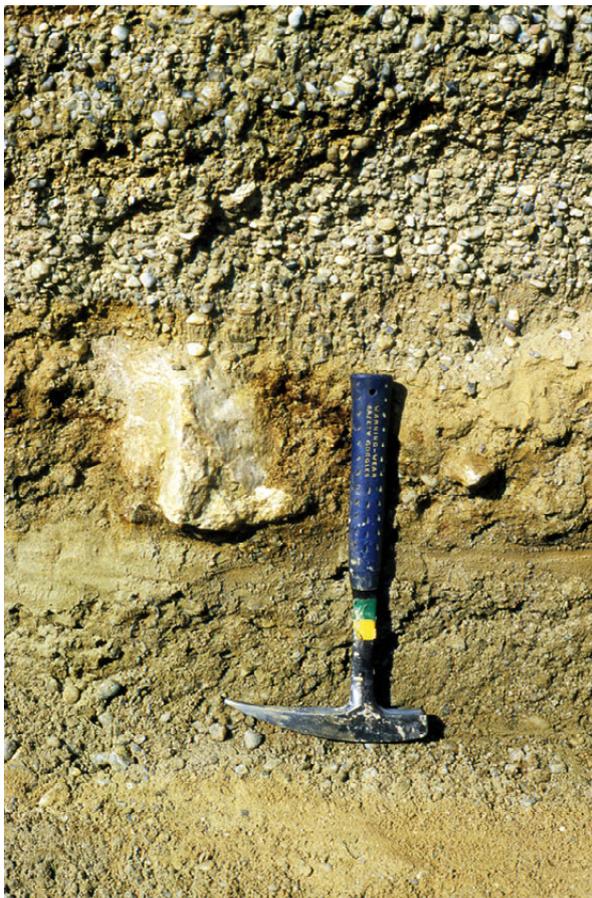
Geotope in Oberbayern



3.5 Freising und München

Der größte Teil der Landkreise Freising und München liegt im Bereich der weiten Münchener Ebene. Nur der nordöstliche Teil des Landkreises Freising gehört mit einem Ausläufer des Tertiärhügellandes noch zum Naturraum Donau-Isar-Hügelland. Im Süden hat der Landkreis München gerade noch Anteil an den Jungmoränenbereichen des Ammer-Loisach-Hügellandes und des Inn-Chiemsee-Hügellandes. Der höchste Punkt des Gebietes liegt mit 703 m auf einer Jungmoräne im Aufkirchener Holz südlich von Schäftlarn, der tiefste Punkt mit 408 m an der Isar bei Moosburg.

Die ältesten Gesteine des Gebiets treten mit den miozänen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse im Tertiärhügelland auf. Verbreitet ist dort die Abfolge des Nördlichen Vollschotter, der überlagert wird von fein-



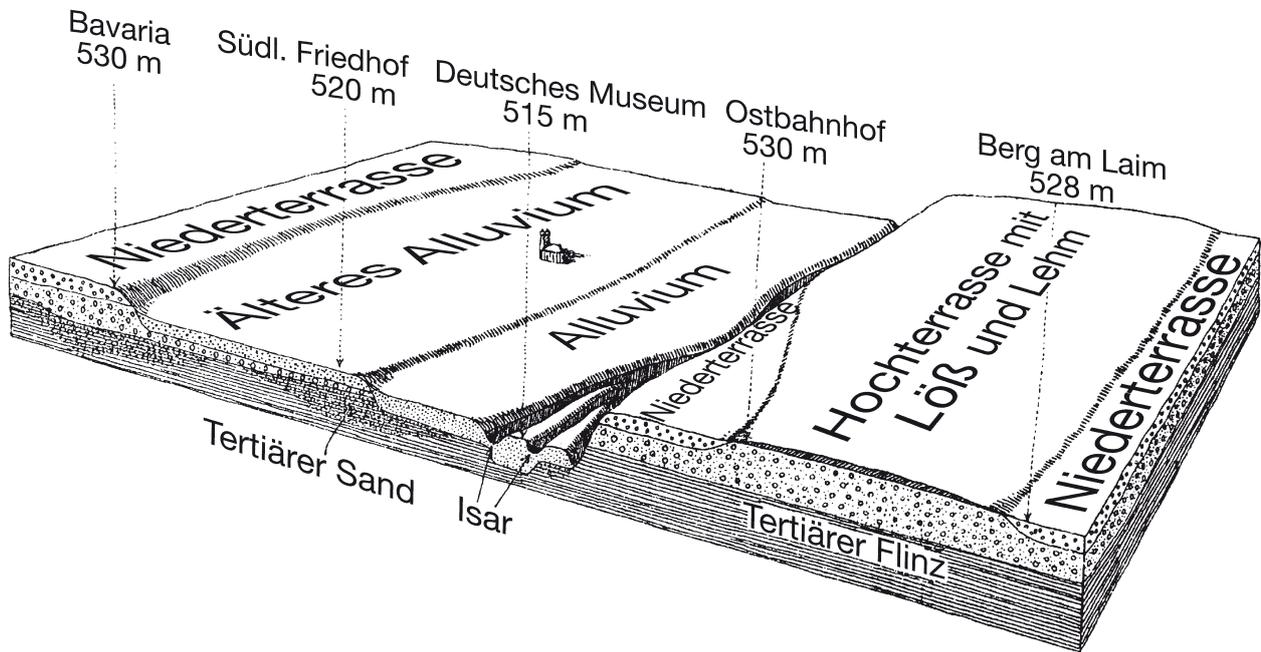
Ehemaliger Aufschluss des Brockhorizonts in einer Sandgrube bei Geierlambach

körnigen Sanden der Hangendserie bzw. der Mischserie. In der Molasseabfolge findet sich mit dem „Brockhorizont“ eine Schicht mit Malmkalk-Bruchstücken, die beim Ries-Impakt vor ca. 14,5 Millionen Jahren über eine Entfernung von über 100 km ausgeworfen wurden. Die Schicht ist im Norden des Landkreises Freising gelegentlich in Sand- und Kiesgruben aufgeschlossen. Hier werden örtlich auch die zu Bentonit verwitterten vulkanischen Glastuffe innerhalb der Oberen Süßwassermolasse abgebaut. Die tertiärzeitlichen Sedimentgesteine sind großflächig von Löß überdeckt.

Den Südrand der Münchener Schotterebene bilden Moränen und Schotterfelder früherer Kaltzeiten, die jedoch in der Landschaft weniger deutlich in Erscheinung treten als die südlich anschließenden Jungmoränen. Auffällige Hügelzüge mit kleinräumigem Relief bilden dagegen bei Schäftlarn und Dingharting die würmzeitlichen Endmoränen des Isargletschers und östlich von Aying die des Inngletschers. Die Schmelzwässer der Gletscher formten die riesige Sanderfläche der Münchener Schotterebene. Im starken Kontrast zum Berg- und Hügelland des südlichen Oberbayern bildet sie eine schiefe Ebene, die von einer Höhe von 660 m bei Otterfing im Süden auf 415 m bei Moosburg nach Norden bzw. Nordosten abfällt. Die Mächtigkeit der Schotterkörper, die aus mehreren Kaltzeiten stammen und hier ausnahmsweise übereinander lagern, liegt im Süden bei rund 100 m, nach Norden hin nimmt sie bis auf wenige Meter ab. Sowohl der Isargletscher als auch der Inngletscher speisten die Schmelzwässer, die das Schottermaterial von den Moränen in das nördliche Vorland transportierten. Prägend für das heutige Landschaftsbild waren die letzte Kaltzeit sowie das Holozän.

In München folgt über dem Molasse-Untergrund, der hier die Lokalbezeichnung „Flinz“ trägt, zunächst Deckenschotter aus dem Altpleistozän, der allerdings wegen des unruhigen Reliefs der Tertiäroberfläche sehr unterschiedlich verteilt ist. Darüber folgen der rißzeitliche Hochterrassenschotter und der würmzeitliche Niederterrassenschotter. Im Osten

Geotope in Oberbayern



Geologisches Blockbild von München aus MÜNICHSDORFER (1922): das „Ältere Alluvium“ der Darstellung wird heute als Spät-Würmglazial („Altstadtstufe“) gedeutet, das „Alluvium“ als älteres Holozän.

Münchens und bei Solln ragt der mit Löss und Lehm überdeckte Hochterrassenschotter über den Niederterrassenschotter hinaus. Die Deckschicht aus Feinsedimenten wurde früher zur Ziegelherstellung abgebaut. Einige Münchener Stadtteil- oder Straßennamen rühren von der geologischen Situation im Stadtgebiet her: Die „Theresienhöhe“ gehört zur Niederterrasse,

also zur hochwürmzeitlichen Terrasse, und liegt morphologisch höher als die spätglaziale Altstadtstufe. „Im Tal“ befindet man sich im älteren Holozän tiefer als auf der Altstadtstufe. „Laim“ und „Berg am Laim“ weisen auf die dortigen Vorkommen von Lösslehm auf der Hochterrasse hin.



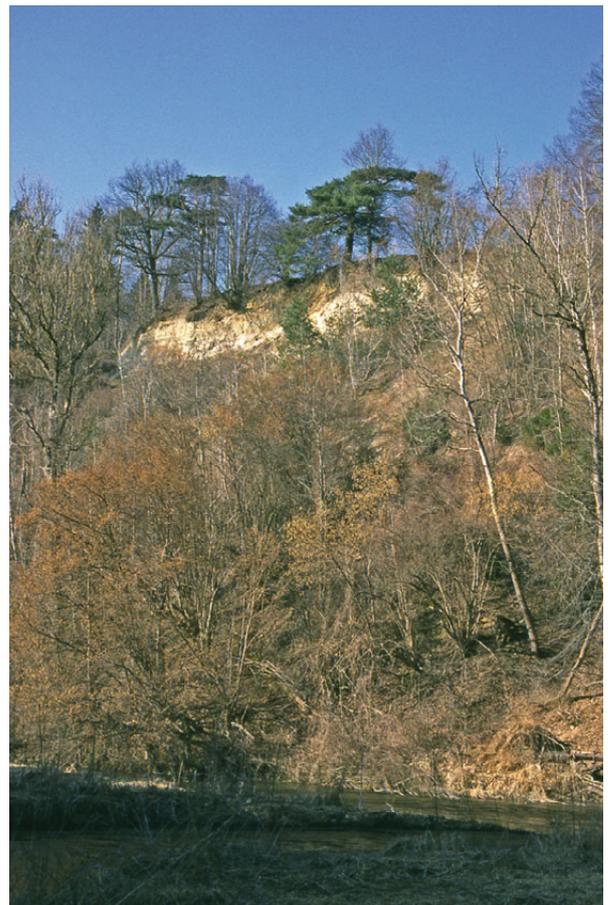
Ein ehemaliger Steinbruch im Gleißental erschließt verschiedene altpleistozäne Deckenschotter, die durch fossile Bodenhorizonte voneinander getrennt sind.



Zwischen Niederhummel und Moosburg bildet eine markante prä-würmzeitliche Schotterterrasse den Nordrand des Isartals.

Auf Grund ihrer hohen Porosität sind die Schotter der Münchener Ebene hervorragende Grundwasserleiter. Wegen der Eintiefung der Flusstäler nach der letzten Eiszeit und der damit verbundenen Absenkung des Grundwasserspiegels sind ehemalige Schmelzwasserrinnen, wie das Gleißental trocken gefallen: Der Abfluss des Deininger Weihers, der Gleißbach, versickert, sobald er aus dem Moränengebiet kommend bei Großdingharting die hoch durchlässigen Schotter erreicht.

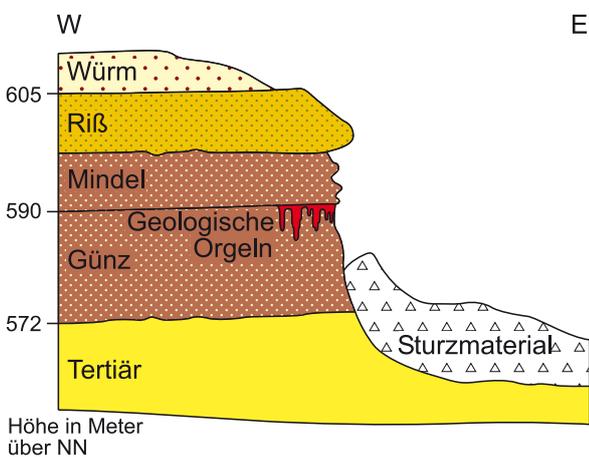
Unter „Flinz“ versteht man traditionell die tertiärzeitlichen, glimmerhaltigen Mergel und Sande, die in der Münchener Ebene die Basis der quartären Schotter bilden. Sie wirken oft als Grundwasserstauer, über dem sich ein Grundwasserstrom mit einer Geschwindigkeit von ca. 2 bis 40 m pro Tag generell nach Norden bewegt. Der Grundwasserkörper ist in der Regel 10 bis 20 m, maximal ca. 30 m mächtig. Im Süden beträgt der Flurabstand des Grundwasserspiegels mehr als 70 m, nach Norden hin nimmt er mit der Schottermächtigkeit auf weniger als zwei Meter ab. Am Nordrand der Schotterebene tritt das Grundwasser auf Grund der geringen Mächtigkeit der Niederterrassenschotter und wohl auch einer gewissen Stauwirkung des Tertiärhügellandes großflächig wieder an die Oberfläche, wodurch ausgedehnte Niedermoore wie das Freisinger und das Erdinger Moos entstanden.



Der Weißberg südlich von Langenbach ist ein markanter ehemaliger Prallhang der Isar am Nordrand der Münchener Schotterebene. Er stellt einen der seltenen natürlichen Aufschlüsse der Oberen Süßwassermolasse dar.

Paläoböden – Dokumente der Klimageschichte

Böden gehören zu unseren wichtigsten Lebensgrundlagen. Nach der bodenkundlichen Definition sind sie „ein Teil der belebten, obersten Erdkruste“. Böden entwickeln sich aus dem Ausgangsgestein unter dem Einfluß von Klima, Wasser, Relief, Tieren, Pflanzen, menschlicher Tätigkeit und Zeit. Außerdem sind Böden einer ständigen dynamischen Entwicklung unterworfen. Aufgrund dieser Variationsmöglichkeiten gibt es eine Fülle verschiedener Bodenarten.



Schematisches geologisches Profil durch die Felswand des Klettergartens bei Baierbrunn



Von Massenbewegungen an den Hängen des Isartals zeugt der Georgenstein. Der Konglomeratblock entstammt den verfestigten Deckenschottern vom oberen Talhang. Nachdem er sich vom Anstehenden gelöst hatte, glitt oder stürzte er bis ins Bett der Isar.

Nach MÜCKENHAUSEN (1982) ist ein „Paläoboden“ ein präholozäner Boden – der somit älter ist als 11 500 Jahre – und ein „fossiler Boden“ ein von Sedimenten überdeckter Boden. Bei einem fossilen Paläoboden, wie wir ihn beispielsweise im Klettergarten von Baierbrunn finden, ist die Entwicklung des Bodens durch die Überdeckung mit Gesteinsmaterial beendet worden. Ein derartiger fossiler Boden kann Hinweise auf die Bedingungen bei seiner Bildung und auch die Dauer seiner Entwicklung geben.

Für die Quartär-Stratigraphie sind Paläoböden von großer Bedeutung, da sie meist auf Warmzeiten – Interglaziale oder Interstadiale – hinweisen. Wie man im Klettergarten beobachten kann, kam es während der Bodenbildung im Günz-Mindel-Interglazial zur Ausbildung von trichter- und schlotförmigen Eintiefungen durch Lösungsvorgänge. Möglicherweise haben dabei auch Wasserwegsamkeiten entlang von Wurzelröhren eine Rolle gespielt. Auf jeden Fall spricht diese Erscheinung für eine langandauernde und intensive Verwitterung. Wegen ihrer Röhrenform, die man vor allem erkennt, wenn das Bodenmaterial ausgelaufen ist, bezeichnet man diese Verwitterungsform als „Geologische Orgeln“.

Die häufigsten Paläoböden blieben aus dem letzten Interglazial, d. h. aus der Warmzeit zwischen Riß- und Würmzeit erhalten. Nach JERZ (1993) sind im Bereich der Münchener Schotterebene stellenweise unter dem Niederterrassenschotter fossile Bodenreste auf Hochterrassenschotter erhalten.

Klettergarten Baierbrunn

Geotop-Nr.: 184A001
Landkreis: München
Gemeinde: Baierbrunn
TK: 7935 München-Solln
Lage: R: 4462800 H: 5321300
Naturraum: Münchener Ebene
Gestein: Niederterrassenschotter, Deckenschotter (Pleistozän)

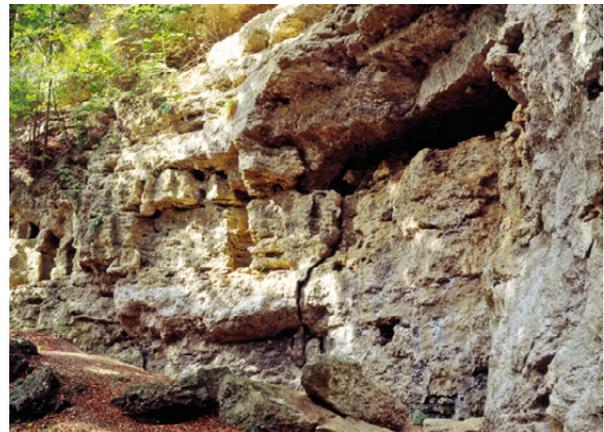


Beschreibung:

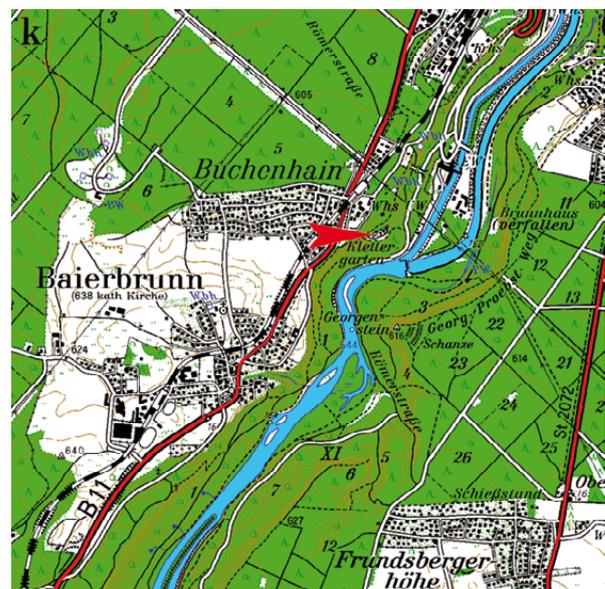
Am Isarhochufer bei Buchenhain wurde früher ein Steinbruch betrieben, später hat man die Felsen zum Klettern genutzt. Der Aufschluss wurde bereits von PENCK & BRÜCKNER beschrieben und war eines der Schlüsselprofile zum Nachweis der Mehrgliedrigkeit des Pleistozäns. Insgesamt sind an den Wänden des Klettergartens die Ablagerungen von drei verschiedenen Eiszeiten aufgeschlossen: Zuerst liegen mäßig verfestigte, rißzeitliche Schotter, die so genannten „Hochterrassenschotter“. Darunter folgen fest verbackene Jüngere Deckenschotter („Nagelfluh“), die der Mindelzeit zugeordnet werden. Mit einer deutlichen Fläche an einem Paläoboden abgegrenzt folgen darunter die Älteren Deckenschotter, die möglicherweise aus der Günzzeit stammen. Die unter der Grenzfläche ansetzenden „Geologischen Orgeln“ – senkrechte, mehrere Meter tiefe Röhren – werden als Zeugen intensiver Verwitterung während einer lang anhaltenden Warmzeit gedeutet. Heute ordnet man diese Geologischen Orgeln dem Günz-Mindel-Interglazial zu.

Unter den Schottern liegen Sande und Mergel der Oberen Süßwassermolasse, die aber im Klettergarten nicht aufgeschlossen sind. Diese wenig standfesten, wasserstauenden Gesteine verursachen vielerorts im Isartal Rutschungen, wodurch auch die überlagernden eiszeitlichen Konglomerate instabil werden. Daher: **Vorsicht beim Betreten des Geländes – es herrscht Steinschlaggefahr!**

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: JERZ (1993)
 PENCK & BRÜCKNER (1901–1909)



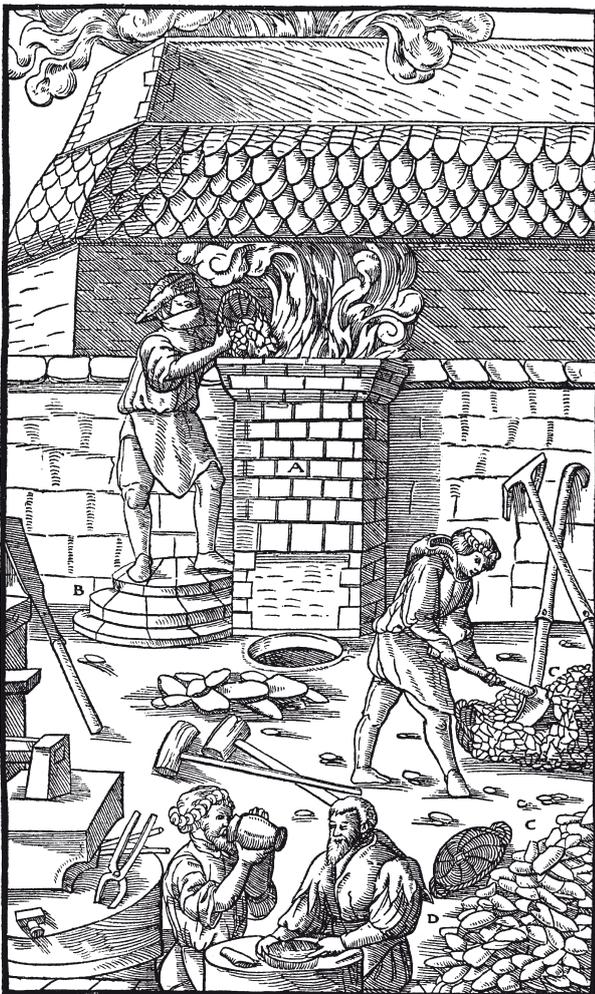
Geologische Orgeln im Klettergarten Baierbrunn



Vom Erz zum Eisen – Verhüttung in Rennöfen

Bis zum Aufkommen von Hochöfen im späten Mittelalter wurde Eisenerz in so genannten Rennöfen verhüttet. Der Name rührt davon her, dass die beim Schmelzen des Eisens entstehende Schlacke aus dem Ofen heraus rann. Dieses Verfahren hat GEORG AGRICOLA, der Altmeister der Berg- und Hüttentechnik, in seinem umfassenden, nach seinem Tod im Jahr 1556 erschienenen Werk „de re metallica“ beschrieben und illustriert.

Der abgebildete Schachtofen funktionierte nach dem gleichen Prinzip wie ein Rennofen.



Der Ofen A. Die Stufen B. Erz C. Kohlen D.

Die Funktionsweise von Schachtofen, wie hier bei AGRICOLA (1557) abgebildet, entspricht weitgehend jener der Rennöfen, die über Jahrtausende zur Erzverhüttung benutzt wurden.

Er wird vom Meister oder „Renner“, der zum Schutz vor der Hitze sein Gesicht verhüllt hat, beschickt. Ein Gehilfe geht ihm zur Hand, indem er das auf dem Boden angehäuften Erz und die Kohlen für die Beschickung des Ofens bereit macht. Zwei langstielige Holzhämmer zur weiteren Bearbeitung der Luppe – dem schlackenhaltigen Eisenklumpen, der in dem Ofen entstehen soll – liegen bereit.

Insbesondere in früheren Zeiten waren Rennöfen sicherlich nicht, wie bei AGRICOLA dargestellt, gemauert und die Arbeitsabläufe in einem Hüttenbetrieb organisiert. Über lange Zeiträume hinweg bestanden sie aus etwa 50 bis 200 cm hohen, meist aus Lehm im Freien errichteten Schächten. Unten befanden sich Öffnungen (Düsen) für die Luftzufuhr, die Temperatur im Ofen wurde durch ein Gebläse oder durch den natürlichen Wind geregelt.

Zuerst wurde der Ofen mit Holzkohle auf die gewünschte Temperatur gebracht und dann lagenweise mit Holzkohle und zerkleinertem Erz beschickt. Bei etwa 1200 bis 1400 °C wurde das oxidische Eisenerz durch die Kohle reduziert. Die Holzkohle hatte also zwei Funktionen: Energieträger und Reduktionsmittel. Die entstehende flüssige Schlacke wurde abgelaassen, während das Eisen selbst im festen Zustand blieb und sich am Boden des Ofens als „Luppe“ oder „Ofensau“, einem Gemenge von Stahl, Schlacke und Holzkohlenresten, sammelte. Um schließlich an die Eisenluppe zu gelangen, zerstörte man den Lehmofen. Durch mehrmaliges Erhitzen und Ausschmieden wurde der Stahl anschließend gereinigt, jedoch war die Ausbeute gering, da die Schlacke noch sehr viel Eisen enthielt (FREI 1966). Über dieses alte Verfahren der Eisenverhüttung kann man sich auch im Deutschen Museum in München informieren.

Um den hohen Bedarf an Holzkohle zu decken, wurden Wälder abgeholzt und es entstanden bereits früh lokale Umweltbelastungen, die mitunter bis in die Gegenwart nachwirken.

Schürfgrubenfeld Waldsiedlung Freising

Geotop-Nr.: 178G001
Landkreis: Freising
Gemeinde: Freising
TK: 7536 Freising Nord
Lage: R: 4480700 H: 5364350
Naturraum: Donau-Isar-Hügelland
Gestein: Sand der Oberen Süßwassermolasse (Miozän)

Beschreibung:

Freising ist nicht gerade als Bergbaustadt bekannt, und doch wurde hier in früheren Zeiten Eisenerz gewonnen. Davon zeugt ein Trichtergrubenfeld, das im Norden der Stadt südlich der Waldsiedlung liegt. Derartige Trichtergruben mit vergleichbaren Merkmalen sind im Alpenvorland nicht selten. Für die Gegend von Freising erwähnt FREI (1966) ca. 200 Gruben mit einem Durchmesser von 3 bis 6 m und einer Tiefe von 0,5 bis 1,5 m. Ihre Seitenwände sind oft sehr steil, auf der Grubensohle steht manchmal Wasser. Neben runden kommen auch ovale und längliche Vertiefungen vor. Heute ist das Gebiet bewaldet, was einen Überblick über das Gewinnungsfeld erschwert.

In den Gruben wurden Limonitkonkretionen gewonnen, das sind Eisenhydroxid-Geoden, -Knollen oder -Schwarten in Sanden oder Kiesen der Oberen Süßwassermolasse. Um an die Erze zu gelangen, teufte man Schächte bis zu einer Tiefe von einigen Metern ab. Je nach Standfestigkeit des Gesteins erweiterte man sie in der Tiefe auch seitlich. Die Löcher wurden später wieder verfüllt, wohl mit dem Aushubmaterial des benachbarten Schachtes.

Über das Alter der Gruben liegen keine genauen Angaben vor. Auf Grund von Anhaltspunkten an anderen Orten nimmt FREI für den Betrieb einen Zeitraum zwischen 750 und 1000 n. Chr. an. Damals muss Eisen ein sehr wertvoller Rohstoff gewesen sein, da der Abbau derart armer Lagerstätten mit großem Arbeitsaufwand betrieben wurde.

Schutzstatus: Bannwald
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: FREI (1966)

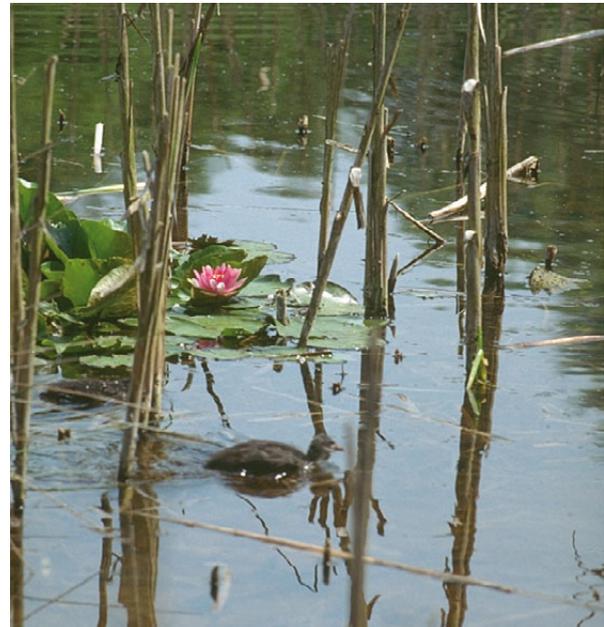


Pingen südlich der Waldsiedlung in Freising

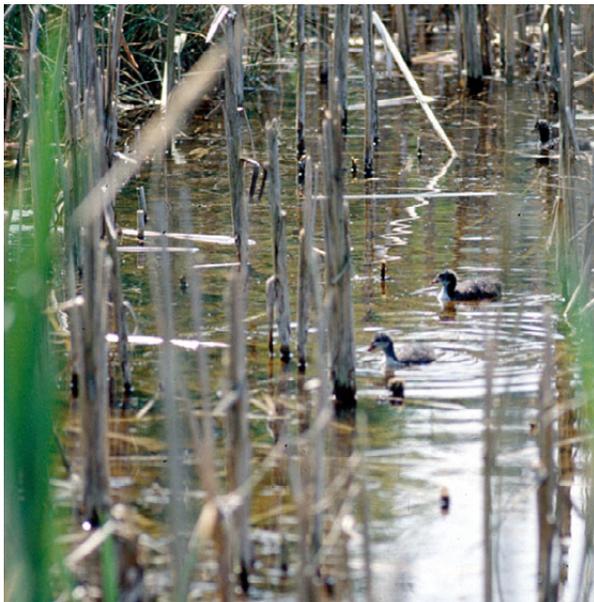
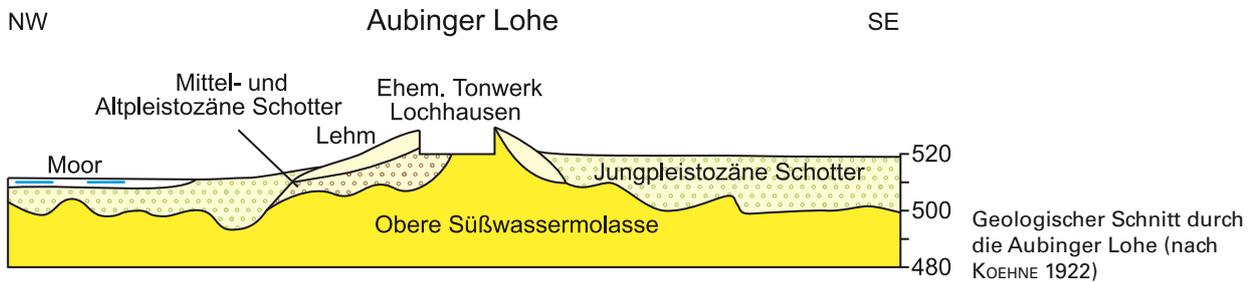


Münchens ältestes Gestein – der „Flinz“

Stadt und Landkreis München werden – wie kein anderes Gebiet in Bayern – fast ausschließlich von pleistozänen Schotterfeldern geprägt, welche die älteren Gesteine überdecken. Diese sind in der Regel nur an den Hängen des Isartals sowie gelegentlich in tiefen Baugruben im Stadtgebiet aufgeschlossen. Nur an einer Stelle, in der Aubinger Lohe, überragte die tertiäre Obere Süßwassermolasse die Schmelzwasserströme um mehr als 25 m. Bei den Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse handelt es sich neben Schottern um überwiegend feinkörnige Sedimente wie Mergel, Schluffe und Feinsande, die wegen ihres relativ hohen Anteils an Glimmer auch „Flinz“ genannt werden („flinzeln“ = bayerischer Ausdruck für glitzern). Über diesen wasserstauenden Schichten treten zahlreiche Quellen aus. Der „Flinz“ ist wenig standfest und daher auch verantwortlich für zahlreiche Rutschungen an den Hängen des Isartals.



Feuchtbiotop Aubinger Lohe



Aubinger Lohe

Geotop-Nr.: 162R001
Landkreis/Stadt: München
Gemeinde: München
TK: 7834 München-Pasing
Lage: R: 4455300 H: 5337250
Naturraum: Münchener Ebene
Gestein: Lehm, Ton, Schotter, Löß (Holozän–Pleistozän)
 Mergel, Feinsand (Obere Süßwassermolasse, Miozän)

Beschreibung:

Die Aubinger Lohe ist ein Landschaftsschutzgebiet am westlichen Stadtrand von München. Sie ist die einzige größere Aufragung in der ansonsten flach nach Norden geneigten, aus wärmzeitlichen Niederterrassenschottern aufgebauten Münchener Ebene. Das hier gelegene ehemalige Tonwerk Lochhausen bot früher einen Aufschluss der tertiärzeitlichen Oberen Süßwassermolasse.

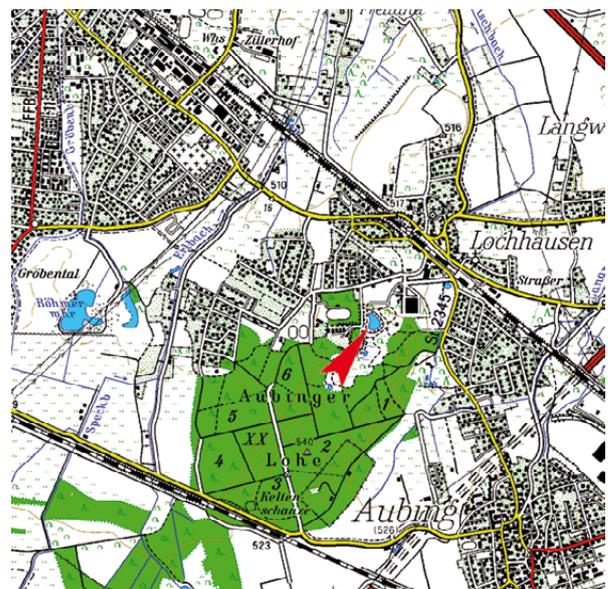
Während der Kaltzeiten wurde auf die Hügel Löß aufgeweht. Der durch spätere Entkalkung in Lehm umgewandelte Löß, in erster Linie aber die darunter liegenden Tone und Mergel der Süßwassermolasse wurden als Rohstoffe zur Ziegelherstellung abgebaut. Reste von Betriebsanlagen sind heute noch am Nordoststrand der Aubinger Lohe in Lochhausen sichtbar.

Die Aubinger Lohe ist aber nicht nur ein bedeutendes Geotop. In den ehemaligen Abbaustellen entwickelten sich nach Einstellung der Rohstoffgewinnung auf dem wenig durchlässigen Untergrund wertvolle Feuchtbiotope. Die dortigen Keltenschanzen machen das Gebiet auch kulturhistorisch interessant.

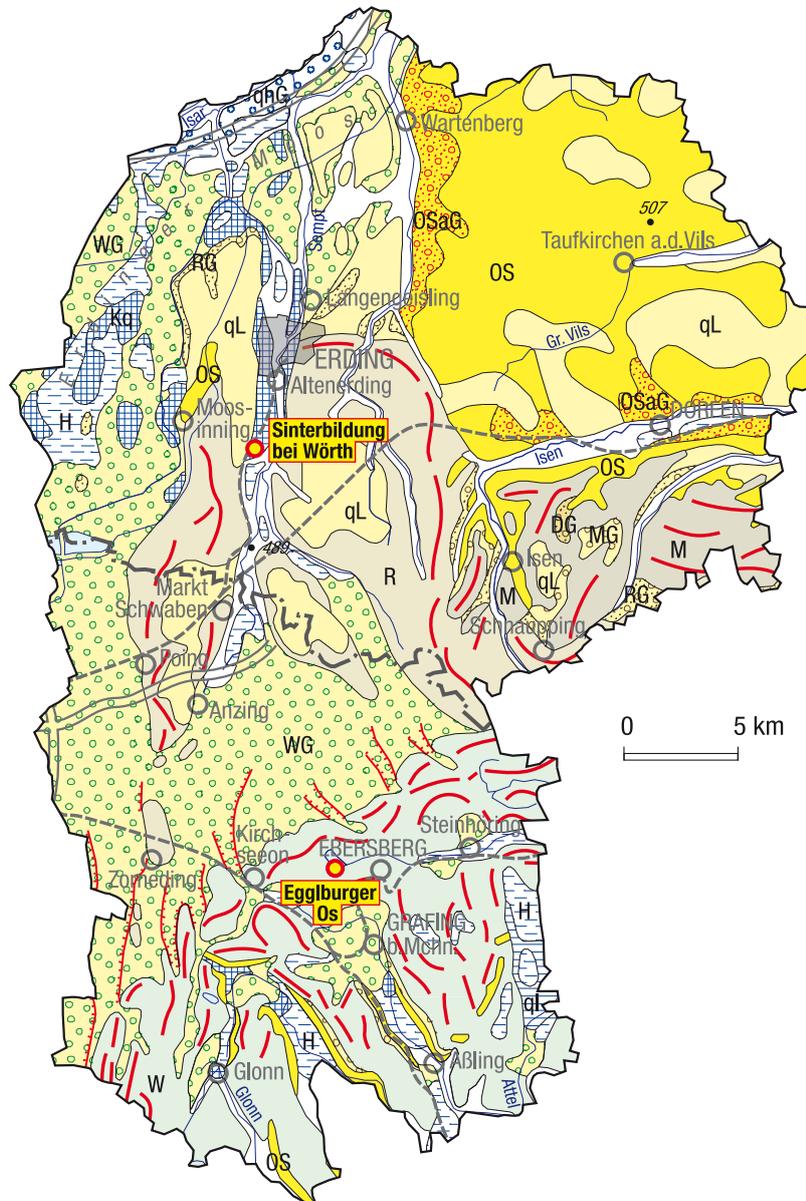
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: KOEHNE (1922)



Die Aubinger Lohe: Natur aus zweiter Hand



Geotope in Oberbayern



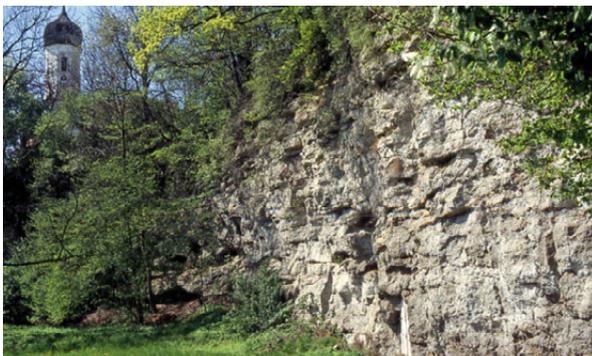
Quartär	Holozän	 Torf	Quartär	Pleistozän	 Schotter, ribzeitlich (Hochterrasse)	
		 Sinterkalk (Kalktuff, Alm)			 Altmoräne (ribzeitlich) mit Endmoränenzügen	
		 Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Tafüllung, z.T. würmzeitlich			 Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)	
		 Schotter, alt- bis mittelholozän			 Altmoräne (mindelzeitlich) mit Endmoränenzügen	
		 Seeablagerungen, würmzeitlich bis holozän			 Schotter, donau- bis günzeitlich (Älterer Deckenschotter)	
	Pleistozän	 Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde		Tertiär	Miozän	 Obere Süßwassermolasse, ungliedert
		 Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)  Terrassenkante				 Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil
		 Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter				

3.6 Erding und Ebersberg

Das Gebiet der beiden Landkreise liegt in vier Landschaftseinheiten, die sich vor allem in ihrem geologischen Untergrund unterscheiden: Den nordöstlichen Teil des Landkreises Erding nimmt das Isar-Inn-Hügelland, das zum Tertiär-Hügelland gehört, ein. Nach Süden schließt sich daran das Isen-Sempt-Hügelland mit seinen Altmoränenhügeln an. Der südöstliche Teil des Landkreises Ebersberg gehört zum Jungmoränengebiet des Inn-Chiemsee-Hügellandes. Im Westen des Gebietes bestimmt die Münchener Schotterebene die Landschaft. Den höchsten Punkt mit 638 m bildet der Obermaierberg bei Oberpframmern, der niedrigste Punkt mit 420 m liegt bei Langenpreising im Norden des Landkreises Erding.

Im Isar-Inn-Hügelland findet man mit den Kies-, Sand- und Ton-Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse die ältesten an der Oberfläche anstehenden Gesteine. Typisch für dieses Gebiet sind sanfte Hügel, asymmetrische Täler und mäandrierende Flüsschen. Während der Eiszeiten lag es im Vorland der Gletscher; dort herrschten periglaziale Bedingungen und Löß überdeckte weite Gebiete. Die meisten der Gesteine sind wenig verfestigt. Deshalb sind kaum dauerhafte Aufschlüsse erhalten oder markante Reliefformen entwickelt und somit auch verhältnismäßig wenige Geotope vorhanden.

Moränen und Schotter der Riß-, Mindel- und noch älterer Kaltzeiten bauen das Isen-Sempt-Hügelland auf. Diese Geländeformen sind im Lauf der Zeit abgeflacht und teilweise von Löß überdeckt worden.



Ein ehem. Steinbruch bei Tegernau erschließt Deckenschotter-Konglomerate unter Jungmoränen des Inngletschers.



Ein beim Kiesabbau nördlich von Forstern freigelegter Findlingsblock aus Nummulitenkalk war ursprünglich neben der Staatsstraße abgelagert worden, musste aber wegen Straßenbauarbeiten nochmals umgelagert werden und liegt heute im Schulzentrum des Ortes.

Während des Würmglazials erreichten die Gletscher den Stand der vorausgegangenen Vereisungen nicht mehr. Daher liegt der Endmoränenkranz des würmzeitlichen Inn-Gletschers im Inn-Chiemsee-Hügelland weit südlich der Altmoränenlandschaft. Die Morphologie der Jungmoränenlandschaft ist noch frisch erhalten mit vielen Moränenhügeln, Toteislöchern und Findlingsblöcken. Innerhalb der Endmoränen des Inngletschers ist die Entwässerung heute nach Südosten zum Inn hin gerichtet. Sie konnte sich erst ausbilden, nachdem der am Ende des Würmglazials entstandene, ehemals riesige Rosenheimer See durch das Inntal abgelaufen war.

Schmelzwässer der verschiedenen Glaziale bauten mit ihrer Schotterfracht die Münchener Ebene auf. Zu ihr gehört auch ein Großteil des Gebietes, das heute der Ebersberger Forst einnimmt; dieser Bereich wurde von den Abflüssen des Inngletschers geformt. Im südöstlichen Teil der Schotterebene existiert heute an der Oberfläche kein Abfluss mehr, alle Niederschläge versickern in den porösen Kiesen. Wo im Norden der Schotterebene der Grundwasserspiegel die Oberfläche erreicht, haben sich große Niedermoore wie das Erdinger Moos ausgebildet. Dort gibt es auch eine geologische Besonderheit: Wiesenkalk, lokal als „Alm“ bezeichnet, der in diesem Bereich größere Flächen einnimmt. Beim Anflug auf den Flughafen München kann man vom Flugzeug aus zuweilen die hellen Flächen in den Äckern erkennen.

Vorstoß und Rückzug der Gletscher

Die Endmoränen der Würmzeit sind Zeugen verschiedener Gletscherstände. Man unterscheidet im Wesentlichen zwischen der Hauptrandlage und verschiedenen, so genannten Rückzugsphasen, die ihrerseits aus unterschiedlichen Moränenstufen bestehen können (JERZ 1993). Bei den „Rückzugsphasen“ handelt es sich um Moränenwälle, die bei längerem Stillstand oder erneuten Gletschervorstößen nach teilweisem Abschmelzen entstanden. Bereichsweise ist der Hauptrandlage noch eine Äußerste Randlage vorgelagert, die auf einen kurzzeitigen maximalen Vorstoß des Gletschers zurückzuführen ist.

Der Höhepunkt der Vereisung während der Würm-Kaltzeit war vor ca. 20 000 Jahren, in geologischen Zeiträumen gesehen also vor kurzer Zeit. Die dazugehörige Hauptrandlage wird nach TROLL (1924) im Gebiet des Inngletschers als Kirchseeoner Stadium bezeichnet. Auf dieses folgen als Rückzugsphasen das Ebersberger Stadium, das Ölkofener Stadium und schließlich das nur noch sehr undeutliche Stephanskirchener Stadium. Im Ebersberger Gebiet befindet sich die Hauptrandlage nördlich des Egglburger Sees und bei der Ludwigshöhe. Daher liegt nahe, dass das Egglburger Os nahe am Gletscherrand während seines weitesten Vorstoßes als Füllung eines Kanals



Eine abflusslose Senke im Moränengebiet südlich von Grafing wird bei Eisendorf durch einen aus Nagelfluhblöcken gemauerten Stollen entwässert.

unter dem Eis gebildet wurde. Zur Endmoräne des Ebersberger Stadiums gehört die Hupfauer Höhe in Ebersberg, ein markanter Hügel mitten im Stadtgebiet. Namensgebend für das Ölkofener Stadium sind die Moränenzüge bei Elkofen in der Nähe von Grafing. Im Stephanskirchener Stadium schließlich, benannt nach Stephanskirchen bei Rosenheim, war der Gletscher vor etwas mehr als 16 000 Jahren (JERZ 1993) somit schon wieder sehr nahe bis zum Alpenrand zurückgeschmolzen. Die Eisbedeckung von Teilen des Alpenvorlandes seit der Hauptphase der Würm-Eiszeit dauerte also nur einige tausend Jahre.



In den Grünanlagen der Hauptschule von Ebersberg liegt ein aus Konglomerat bestehender Findlingsblock.

Egglburger Os bei Ebersberg

Geotop-Nr: 175R006
Landkreis: Ebersberg
Gemeinde: Ebersberg
TK: 7937 Grafing b. München
Lage: R: 4495500 H: 5326900
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Kies, Sand (Pleistozän)

Beschreibung:

Das Egglburger Os erstreckt sich als markanter Hügelzug über ca. 1 km Länge von Vorder- über Hintereggburg in nordwestlicher Richtung. Diese Orientierung zeichnet im Wesentlichen die Eisbewegung und die Richtung von Gletscherspalten im Würmglazial nach. Auf dem Egglburger Os steht eine Kirche, früher war dort eine Burg angelegt, wodurch die ursprüngliche Form des Hügels möglicherweise verändert wurde. Der Berg erlaubt einen sehr schönen Blick auf den Egglburger See, der allerdings keine natürliche Bildung ist, sondern künstlich aufgestaut wurde.

Oser (Mehrzahl von Os) sind im Alpenvorland verhältnismäßig selten. Häufiger findet man sie im Bereich der nördlichen Vereisung in Skandinavien, woher auch die Bezeichnung stammt (schwedisch Ås). Dort können sie als Bahndamm-ähnliche Aufschüttungen beträchtliche Längen von einigen Zehnerkilometern erreichen. Ihre Entstehung ist auf Transport und Ablagerung von Material – hauptsächlich Kies und Sand – in Schmelzwassertunnels im oder unter dem Eis der Gletscher zurückzuführen. Ein besonderes Charakteristikum ist die Sortierung und mehr oder weniger horizontale Lagerung ihrer Sedimente. Der Grat der Oser ist meist abgeflacht, ihre Flanken sind steil. Wechselnde Ablagerungsverhältnisse in den Schmelzwasser-Kanälen bewirkten auch eine unregelmäßige Höhe der Oserzüge.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ (1993)
 SPONHOLZ (1965)
 TROLL (1924)



Os bei Egglburg im Sommer ...



... und im Winter



Terra alba – weißer Quellkalk im schwarzen Moor

Kalksinter ist im Haushalt überall dort, wo es hartes, karbonathaltiges Leitungswasser gibt, als „Kesselstein“ wohlbekannt. In der Natur kommt er in verfestigter Form häufig als Kalktuff vor, meist an Hängen, an denen karbonatreiche Quellwässer austreten. Örtlich wurde er als Bau- oder Werkstein gewonnen.

Eine andere Form von Kalksinter ist der „Alm“, eine Bildung in Niedermooren. Der Begriff leitet sich ab von „terra alba“ – weiße Erde. Der Alm ist kein Festgestein wie der Kalktuff, sondern eine sehr feinkörnige, lockere, krümelige Masse von weißer oder gelber Farbe, die sich zwischen den Fingern zerreiben lässt. Größere Körner sind mit inkrustierten Pflanzenresten verbacken und werden als „Tuffsand“ bezeichnet.

Die ziemlich reinen Alm-Kalke entstehen, wenn karbonathaltiges Grundwasser an der Oberfläche austritt, sich dabei erwärmt und Kohlendioxid (CO_2) abgibt. Auch Pflanzen können durch Aufnahme von CO_2 den Ausfällungsprozess beeinflussen. Dabei verschiebt sich das chemische Gleichgewicht vom nur in gelöster Form vorkommenden Kalzium-Hydrogenkarbonat hin zum schwerlöslichen Kalk (Kalziumkarbonat), der dann ausfällt.



Alm im Acker bei Goldach



Alm mit Torfzwischenlage im Notzingermoos

Alm entsteht oft dort, wo die Mächtigkeit der eiszeitlichen Schotterkörper geringer wird, der Flurabstand des Grundwassers stark abnimmt und sich daher Niedermoore bilden.

Vorkommen von Alm sind im Erdinger Moos ebenso wie im Freisinger und im Dachauer Moos weit verbreitet, wobei Mächtigkeiten von einigen Metern erreicht werden können. Aufgeschlossen sind die Alm-Vorkommen kaum, doch kann man häufig auf Äckern die charakteristischen weißen Kalk-Krümel finden. Altersbestimmungen an Basistorfen und torfigen Zwischenlagen haben ergeben, dass die Almbildung bereits im Präboreal, also unmittel-

bar nach der letzten Eiszeit, einsetzte (JERZ 1993). Der Höhepunkt der Kalkausfällung lag aber in der warmen Zeit des Atlantikums, ca. 7000–4000 Jahre vor heute, in einer Zeit verstärkter Niederschläge und Quellfähigkeit. Früher wurde der Alm örtlich als Düngekalk und zur Verwendung als Putz- und Scheuermittel gewonnen.

Sinterbildung bei Wörth

Geotop-Nr.: 177R003
Landkreis: Erding
Gemeinde: Erding
TK: 7737 Altenerding
Lage: R: 4492000 H: 5346900
Naturraum: Isen-Sempt-Hügelland
Gestein: Kalksand, Alm (Holozän)

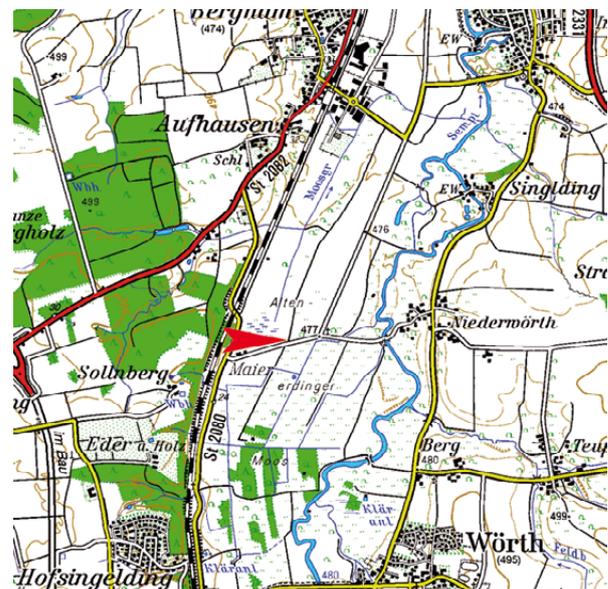
Beschreibung:

Im Altenerdinger Moos fällt westlich von Niedermörth ein Bereich mit flachen Hügeln auf, die aus dem sonst ebenen Sempttal aufragen. Sie bestehen aus sehr feinkörnigem, kalkigem Material, auf dem artenreiche Kalkmagerrasen gedeihen. Bei diesen Erhebungen handelt es sich um kegelförmige Kalkausfällungen aus dem älteren Holozän. Die Bildung von derartigen Tuffkegeln oder -kuppen lässt darauf schließen, dass hier über längere Zeit stark karbonathaltiges Grundwasser an der Oberfläche ausgetreten ist. Rund um die Austrittsstellen lagerte sich der Quellkalk ab, wodurch sie langsam in die Höhe wuchsen. Die deutliche Morphologie der Kuppen kann durch die Sackung benachbarter Niedermoorkörper im Zuge der Entwässerung zusätzlich verstärkt worden sein.

Nur selten bilden Quellkalke im Flachland morphologisch so auffällige Formen wie hier. In viel größerer Ausdehnung findet man Kalkabscheidungen lagenweise zwischen den Torfschichten von Niedermooren als „Alm“. Dabei handelt es sich um besonders junge Gesteine, deren Bildung teilweise bis heute anhält.

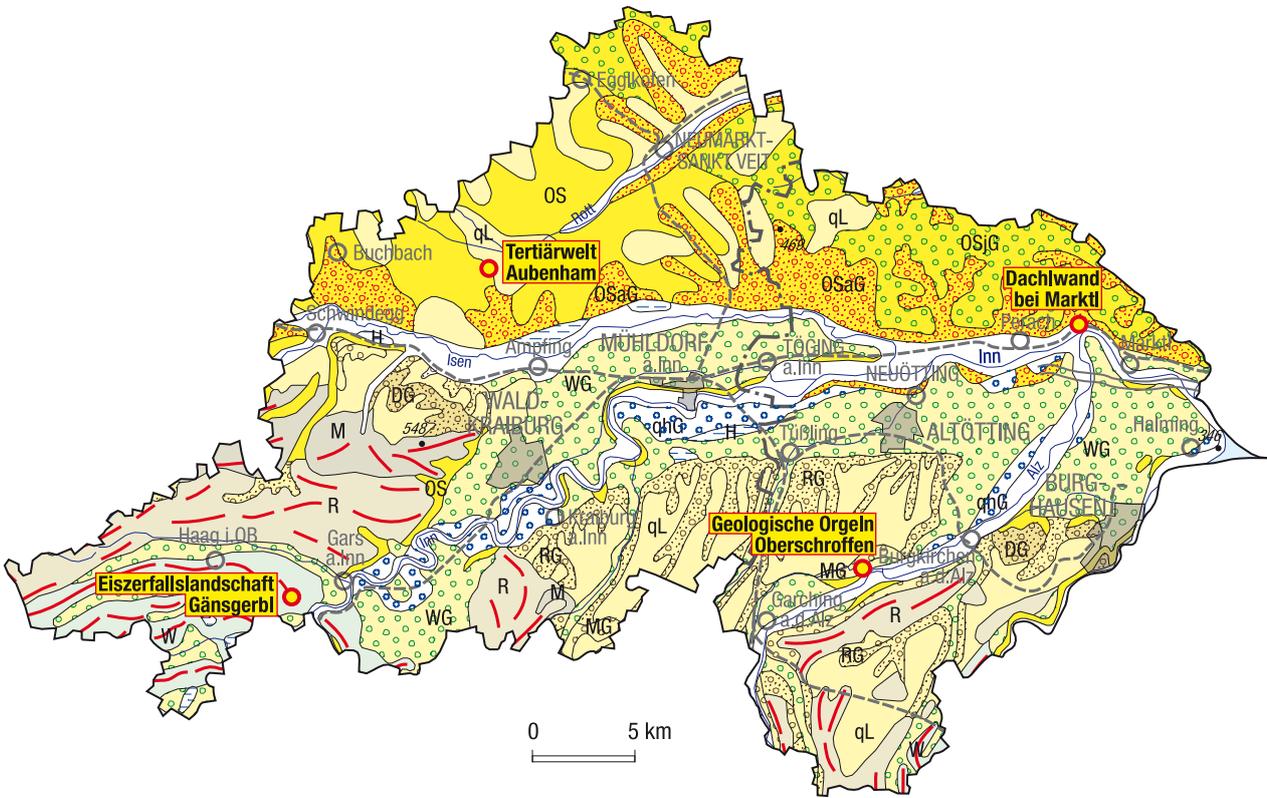


Sinterbildung bei Wörth



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: VIDAL et al. (1966)

Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		H	Torf	Tertiär	Miozän		OS	Obere Süßwassermolasse, ungliedert
				Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich				OSiG	Obere Süßwassermolasse, kiesführend: jüngerer Teil
			qLg	Schotter, alt- bis mittelholozän				OSaG	Obere Süßwassermolasse, kiesführend: älterer Teil
	Pleistozän		qL	Löß, Lößlehm, Decklehm, z.T. Fließerde					
			WG	Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)					
			W	Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen					
			RG	Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse)					
			R	Altmoräne (rißzeitlich) mit Endmoränenzügen					
			MG	Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)					
			M	Altmoräne (mindelzeitlich) mit Endmoränenzügen					
			DG	Schotter, donau- bis günzzeitlich (Ältere Deckenschotter)					

3.7 Mühldorf am Inn und Altötting

Typische Landschaften aus dem nördlichsten Randbereich der pleistozänen Vergletscherung des Alpenvorlandes zeigt das Gebiet der Landkreise Mühldorf und Altötting. Während das Salzach-Hügelland mit den Endmoränen des Salzachgletschers nur den Süden des Landkreises Altötting berührt, nehmen den Südwestteil des Landkreises Mühldorf im Inn-Chiemsee-Hügelland die Endmoränen des würmzeitlichen Inngletschers ein. Ihre Geländeformen sind hier noch frisch und Moränenwälle, Toteiskessel sowie andere Formen sind in großer Fülle zu beobachten. In pleistozänen Ablagerungen sind hier auch Überreste von Mammuts gefunden worden. Bei Maithenbeth im Westen erreichen die Jungmoränen eine Höhenlage bis 624 m.

Den Jungmoränen sind westlich von Waldkraiburg im Isen-Sempt-Hügelland die Moränen älterer Kaltzeiten nördlich vorgelagert, in denen die Gletscher weiter vorgestoßen waren als in der letzten Kaltzeit. Moränen des Mindel-Glazials erreichen Höhen bis etwa 550 m, Riß-Moränen mehr als 600 m. Diese Altmoränen-Landschaften sind großflächig mit Löß überdeckt. Durch Täler werden sie in einzelne Höhenzüge gegliedert, wobei an den Talflanken zuweilen die unterlagernden Schichten des Tertiärs zutage treten.

Südwestlich von Altötting liegt die Alzplatte, die im Wesentlichen von den Schottern der rißzeitlichen Hochterrasse aufgebaut wird. Sie ist von mehreren Schmelzwassertälern zerschnitten. Im Süden grenzen die Hochterrassenschotter an die rißzeitlichen Altmoränen.

Das Untere Inntal ist geprägt von eindrucksvollen Schotterterrassen, die der Inn vor allem während des Auslaufens des ehemaligen Rosenheimer Sees am Ende des letzten Glazials hinterlassen hat. Nur die tiefergelegenen Teile des Inntals wurden im Holozän geformt: Es entstanden Talauen und junge Schotterterrassen. Der Inn durchfließt beide Landkreise, sein Spiegel liegt beim Eintritt in den Landkreis Mühldorf bei 418 m, beim Verlassen des Landkreises Altötting an der niedrigsten Stelle des Gebietes bei 346 m.

Nördlich von Inn und Isen liegt schließlich das Inn-Isar-Hügelland. Es gehört mit Schottern, Sanden und Mergeln der Oberen Süßwassermolasse zum Tertiär-Hügelland. Seine Geländehöhen erreichen dort etwa 450 bis 500 m. Dieses Gebiet haben die pleistozänen Gletscher nie erreicht, weite Flächen wurden von Löß überdeckt, der die Grundlage für fruchtbare Ackerböden darstellt. Entstanden ist der Löß durch Wind-Verfrachtung von feinkörnigem Material während der Kaltzeiten in den damals nicht vom Eis überdeckten Gebieten. Seine Ablagerung, aber auch andere Faktoren im periglazialen Gebiet haben zur Ausbildung von so genannten asymmetrischen Tälern geführt. Darunter versteht man hauptsächlich Nord-Süd verlaufende Täler, bei denen die west-exponierten Hänge steiler sind als die nach Osten weisenden.

In Schichten des Tertiärs sind Reste von Säugetieren gefunden worden, unter anderem von Elefanten-Vorläufern und Nashornverwandten (SCHMIDT-KITTLER 1978). In Sanden an der Basis der Molasse sowie in unterlagernden mesozoischen Gesteinen befinden sich Erdöl- und Erdgasvorkommen, die früher vor allem im Raum Ampfing wirtschaftlich genutzt wurden.



Am Prallhang des Inns westlich von Waldkraiburg ist in seinem unteren Teil die Obere Süßwassermolasse aufgeschlossen, darüber folgt Niederterrassenschotter.

Kies und Holz

Fossile Überreste von Tieren findet man in den Südlichen Vollschottern eher selten. Am ehesten fallen Knochen oder Zähne von großen Säugetieren auf, insbesondere von Elefanten-Vorläufern wie *Dinotherium* oder *Mastodon*. Häufiger finden sich dagegen Pflanzenreste. Filigrane Blätter, Samen und Früchte blieben oft in Feinsanden oder Mergeln erhalten, die sich in Stillwasserbereichen absetzten. Holzreste finden sich dagegen auch im gröberen Sand und Kies. Der Erhaltungszustand der Hölzer kann dabei sehr unterschiedlich sein, wie GRIMM (1957) beschreibt: „... Oft liegen ganze Baumstämme im Grobkies. Sie sind meist zu braunem oder schwarzem Mulm verwittert ... Stellenweise wurde das Holz völlig aufgelöst, und nur die Struktur der Rinde hat sich in einer durch Brauneisen leicht verkitteten Sedimenthülle bis in die Einzelheiten abgebildet. Diese Hülle wurde im Inneren durch feinkörnige Sedimente vollgeschüttet ... Die Füllung der Stämme durch feinerkörnige Sedimente, vor allem Sande, erfolgte nach der Einbettung; mit



Von einem im Schotter einbetteten Baumstamm blieb nur ein Loch zurück, in dessen Umrandung sich Limonit („Brauneisen“) abgeschieden hat.

zunehmender Vermoderung und Aushöhlung der Stämme infiltrierte mehr und mehr Sand aus dem hangenden und seitlich lagernden Kies in die Hohlformen, bis schließlich eine getreue Wiedergabe des Holzes durch Sand gegeben war ...“.



Die Südlichen Vollschotter sind kein dauerhaft standfestes Gestein. Auch der abgebildete turmförmige Erosionsrest an der Dachwand ist schon vor Jahren eingestürzt.

Dachlwand bei Markt

Geotop-Nr.: 171A007
Landkreis: Altötting
Gemeinde: Perach
TK 25: 7742 Altötting
Lage: R: 4559900 H: 5348700
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Südlicher Vollschocter (Miozän)

Beschreibung:

Bevor der Inn sein Bett etwas weiter nach Süden verlagerte, war die Dachlwand ein Prallhang, an dem die typischen, steilen Erosionsformen entstanden. Sie ist aber nicht nur wegen ihrer morphologischen Eigenheiten wie Höhlen und Erdpfeiler interessant. Vielmehr handelt es sich dort auch um einen der wenigen großen natürlichen Gesteinsaufschlüsse der Region. Er ist wissenschaftsgeschichtlich bedeutsam, da hier wichtige Erkenntnisse über einen Teil der Oberen Süßwassermolasse, nämlich die Südlichen Vollschocter, gewonnen wurden: Aus den Alpen stammende Schotter wurden in der so genannten Peracher Rinne abgelagert, die sich heute anhand der Sedimente von Oberösterreich nach Westnordwest in Richtung Landshut verfolgen lässt. Die Entwässerungsrichtung des Molassebeckens war im Miozän noch nach Westen orientiert, nicht wie heute über die Donau nach Osten. Nur wenige Kilometer östlich der Dachlwand sind im Tal des Türkenbachs sogar die *Oncophora*-Schichten aufgeschlossen, die beim Rückzug des letzten Meeres Bayerns während des Untermiozäns im Brackwasserbereich entstanden waren.

Die Aufschlüsse an der Dachlwand stellen ein wichtiges wissenschaftliches Referenzprofil dar. Gleichzeitig ist das vielfältige Gebiet mit seinen freiliegenden Gesteinsflächen auch ein wertvolles Biotop, das als Naturschutzgebiet ausgewiesen ist.

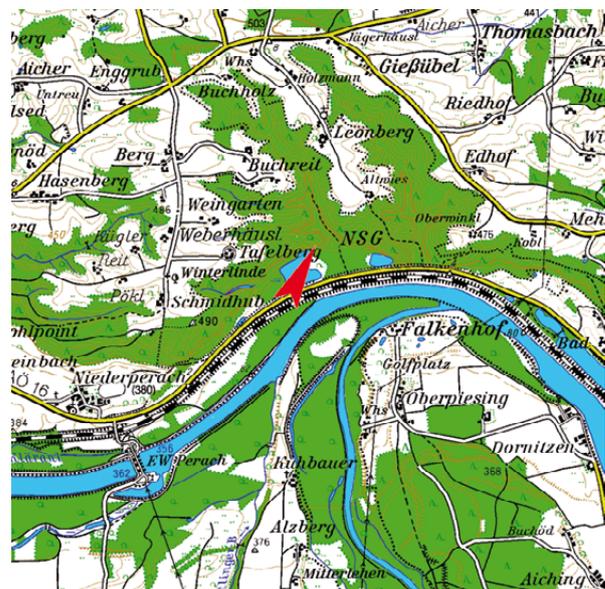
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: PITTNER (1973)
 BLISSENBACH (1957)
 GRIMM (1957)



Blick auf die Dachlwand



Die Bärenhöhle ist ein Konglomerat-Überhang nordöstlich der Dachlwand.



Einst am „Molassissippi“

Zur Zeit des Oberen Miozäns wurde das Molassebecken nördlich der Alpen geprägt von einem Flusssystem mit vielen Altarmen, das gelegentlich auch großflächig überflutet wurde. Die womöglich 50 bis 100 km weite Flusslandschaft dieses „Molassissippi“ kennzeichnete vor etwa neun Millionen Jahren auch die Umgebung des heutigen Aubenham. Jahres-Mitteltemperaturen von etwa 14 °C (heute etwa 9 °C) und Niederschlagsmengen von mehr als 2000 mm im Jahr (heute etwa 1000 mm) belegen ein subtropisches Klima. In Sumpfbereichen und Auwäldern gedieh eine reiche Vegetation, wie man sie heute beispielsweise in Südchina oder dem US-amerikanischen Virginia findet (GREGOR & UNGER 2007). Hier lebten Hirsche und Pferde, aber auch Elefanten und Nashörner – und im Wasser Krokodile. Überschwemmungen hoben den Wasserspiegel bisweilen um mehr als 10 m und hinterließen mächtige Schlammschichten, in denen Tiere und Pflanzen, die in den Fluten umgekommen waren, eingebettet wurden.

Verschiedenste Untersuchungen der Fossilien, die bei Aubenham gefunden wurden, erhellten die Lebensumstände der damaligen Tiere und Pflanzen, Klimaverhältnisse und Landschaftsentwicklung. Im Vergleich mit anderen Ge-

bieten ergab sich auch, dass sich manche der damaligen Pflanzenarten an die kälteren Temperaturen während der Kaltzeiten anzupassen vermochten. Andere reagierten empfindlich auf die Klimaveränderungen und starben in Mitteleuropa aus, weil die Alpen einen Rückzug in den mediterranen Raum verhinderten. Untersuchungen ergaben, dass im Miozän hier 35 verschiedene Laubbaumarten (Platane, Amberbaum, Ulme, Zerkowie u. a.) heimisch waren, deren Nachfahren uns heute zum großen Teil nur aus subtropischen Klimaten bekannt sind. Mit dem Projekt „Mühdorfer Tertiärwelt“ versucht man seit 1994 durch Anpflanzungen von verwandten Arten, den miozänen Auwald dort wieder aufleben zu lassen, wo ehemals in der Tongrube seine Fossilien ruhten.



Fossile Blätter aus Aubenham zeigen auch feinste Blattstrukturen. Links Silberahorn, rechts Elsbeerbaum.



So stellte sich der Künstler HORST PREIBISCH unter wissenschaftlicher Betreuung von HANS-JOACHIM GREGOR den tertiärzeitlichen Wald von Aubenham vor.

Tertiärwelt Aubenham

Geotop-Nr.: 183A003
Landkreis: Mühldorf am Inn
Gemeinde: Oberbergkirchen
TK 25: 7640 Eggkofen
Lage: R: 4528400 H: 5351950
Naturraum: Isar-Inn-Hügelland
Gestein: Obere Süßwassermolasse
 (Miozän)



Beschreibung:

Die ehemalige Ziegelei-grube erschließt Gesteine aus dem Obermiozän. Im Liegenden sind Fein- bis Grobsande aufgeschlossen, die zum Hangenden hin mit Mergeln im Wechsel lagern. Höhere Bereiche werden von z. T. tonigen Schluffen, Mergeln und Kalkmergeln aufgebaut. In den tieferen Teilen der Feinsedimentfolge tritt bevorzugt in mergeligen Partien eine reiche Blattflora auf. Selten finden sich auch Fossilien von Früchten und Tieren, wie z. B. Teile von Fischen, Schnecken und Insekten. Erwähnenswert ist der Fund des Unterkiefers eines hirschartigen Tieres und des Beckenknochens eines Ur-Elefanten.

Die Sedimente belegen ein limnisches Ablagerungsmilieu (Altwasser) bei temporärem fluviatilen Einfluss (Hochwässer). Die bereits 1973 entdeckte Flora ist mehrfach bearbeitet worden. Nach paläobotanischen Befunden gehört die Blattflora von Aubenham zu den jüngsten der Oberen Süßwassermolasse. Erstmals gelang der Nachweis der Gattung *Fagus* (Buche) in Blatt- und Fruchtresten der Oberen Süßwassermolasse. In der benachbarten Schule informiert eine Ausstellung über diese wichtige Fundstelle. Im aufgelassenen Teil der Tongrube sind die Gesteine mit der Fundschicht aufgeschlossen.

Aus Sicherheitsgründen darf die anschließende aktive Tongrube nur mit einer entsprechenden Erlaubnis betreten werden!

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Wert: wertvoll
Literatur: GREGOR & UNGER (1988, 2007)
 KNOBLOCH (1988)
 UNGER (1983)



Böschung der früheren Tongrube



Wegweiser zur Tertiärwald



Orgeln ohne Töne

Zwar enthalten die Schotterablagerungen des Alpenvorlandes verschiedenste Gesteine aus dem gesamten Alpenraum, dominant sind aber Gerölle von Kalkgesteinen der Nördlichen Kalkalpen vertreten. Die Lösung des Kalkes durch Sickerwasser und nachfolgende Ausfällung führte bei vielen älteren Schotterablagerungen mit kalkigem Bindemittel zur Verfestigung als Konglomerate. Das entstandene Festgestein, das zu großen Teilen aus Kalziumkarbonat besteht, ist – wie andere Kalkgesteine auch – sehr lösungsanfällig. Allerdings unterscheiden sich die Lösungserscheinungen in den Konglomeraten – wohl aufgrund der hohen Porosität dieser Gesteine – von den typischen Formen der Verkarstung in Kalksteinen.



Ehemalige Steinbruchwand in Oberschroffen mit angeschnittenen Geologischen Orgeln



Manche Geologische Orgeln wurden vom Steinbruch in ihrem unteren Teil angeschnitten. Ihre Lehmfüllung liegt hier nun frei und ist der Erosion ausgesetzt.

Dort, wo altpleistozäne Konglomerate durch Erosion oder Rohstoffgewinnung freigelegt sind, findet man häufig so genannte Geologische Orgeln: senkrechte, rundliche, röhren- oder taschenförmige Hohlformen, die im Originalzustand immer mit Verwitterungslehm gefüllt sind. Bei diesem handelt es sich um den unlöslichen Rückstand, der zurückbleibt, wenn saures Wasser die Karbonatanteile aus dem Gestein herauslöst und abtransportiert. Dieser Lösungsvorgang findet hauptsächlich dort statt, wo saure Sickerwässer aus dem Boden auf die kalkhaltigen Schotter treffen und diese auflösen. Auf diese Weise entstanden während der wärmeren Interglaziale über den Schottern dicke Verwitterungsböden.

Wenn das Wasser im Untergrund z. B. aufgrund erhöhter Porosität an einzelnen Stellen etwas leichter versickern konnte als andernorts, so fand hier mehr Lösung statt. Dadurch wurde die Porosität weiter erhöht. Der sich selbst verstärkende Vorgang ließ schließlich die senkrechten Lösungsröhren entstehen, in die der entstandene Lehm laufend von oben her nachsackte.



Im Anschnitt einer Kiesgrube bei Burgheim (Landkreis Neuburg-Schrobenhausen) erkennt man die beginnende Entstehung von lehmgefüllten Verwitterungstaschen in rißzeitlichen Hochterrassenschottern.

Geologische Orgeln Oberschroffen

Geotopnr.: 171R001
Landkreis: Altötting
Gemeinde: Unterneukirchen
TK 25: 7841 Garching a. d. Alz
Lage: R: 4548200 H: 5335330
Naturraum: Alzplatte
Gestein: Jüngere Deckenschotter (Altpleistozän)

Beschreibung:

Am nordwestlichen Ortsrand von Oberschroffen liegt ein ehemaliger Steinbruch in Deckenschotter-Konglomeraten, die der Mindelzeit zugeordnet werden. Die etwa 10 m hohen Abbauwände werden von senkrechten, röhrenförmigen Verwitterungsschloten – so genannten Geologischen Orgeln – durchzogen. Diese Lösungsformen entstanden durch intensive Bodenbildung und tiefgreifende Verwitterung wohl während des Mindel-Riß-Interglazials, einer Warmzeit zwischen den beiden Kaltzeiten.

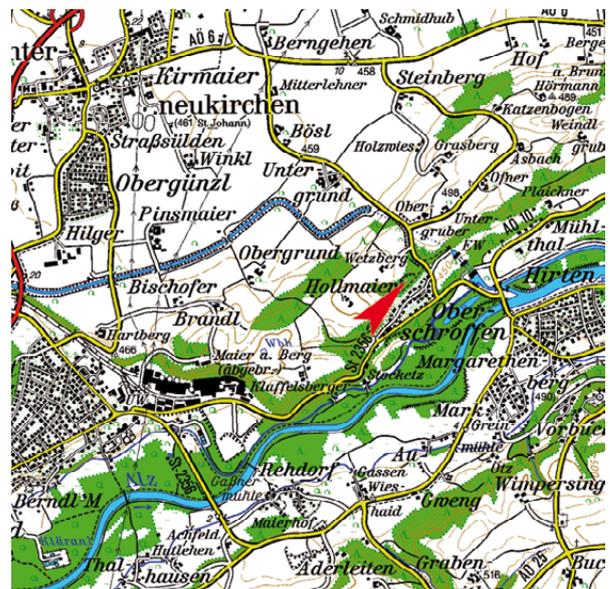
Die kaminartigen Röhren haben einen Durchmesser von etwa einem halben Meter und sind teilweise an der Steinbruchwand zur Hälfte angeschnitten. Andere Röhren liegen noch etwas hinter der Steinbruchwand und sind nur von unten her in kleinen Überhängen erkennbar. Manche Röhren beinhalten noch ihre originale Lehmfüllung, aus anderen ist diese bereits nach unten herausgefallen. Wo die Lehmfüllung fehlt, ziehen schlotartige Röhren senkrecht bis zur Oberkante des Steinbruchs.

Dieser bayernweit einzigartige Aufschluss ist als Naturdenkmal geschützt. Klettern Sie nicht an den Felsen und entnehmen Sie kein Gestein! Achtung, es herrscht Absturz- und Steinschlaggefahr!

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: DOPPLER (1980)
 GRIMM (1979)
 EBERS et al. (1966)



Blick von unten durch eine Geologische Orgel, deren Lehmfüllung bereits fehlt



Eis – ein Gestein, aber kein dauerhaftes

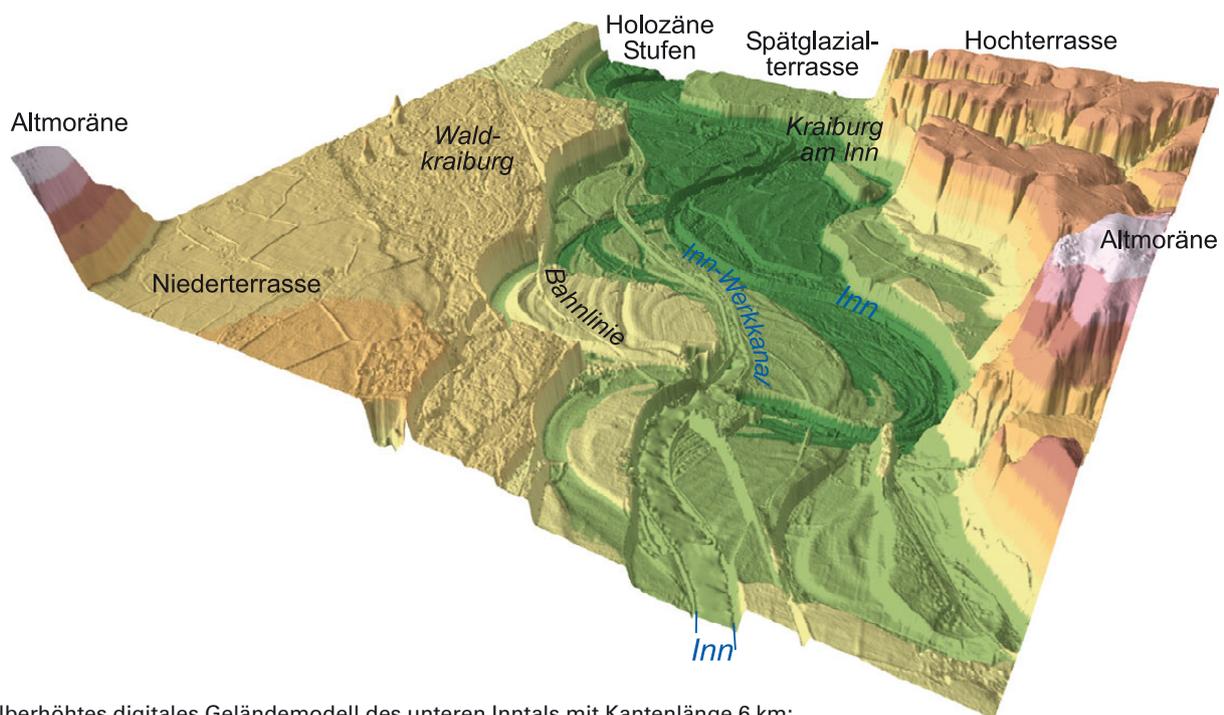
In der Geologie wird Gletschereis bisweilen als ein Gestein angesehen – allerdings als eines mit ganz besonderen Eigenschaften. Das Eis entsteht im Gebirge oberhalb der Schneegrenze durch Verdichtung und Umkristallisation aus Schnee und Firn. Wenn es genügende Mächtigkeit erreicht, reagiert es unter dem Druck der überlagernden Partien plastisch und fließt daher aus seinem „Nährgebiet“ hangabwärts. Bei seiner Bewegung entfaltet es zusammen mit Schmelzwasser und Frosteinwirkung an seiner Sohle eine enorme Erosionskraft und schürft Kare, weite Täler und tiefe Becken aus. Außerdem wird Gesteinsschutt auf, in und unter dem Eis über weite Strecken transportiert und später als unsortiertes Moränenmaterial abgelagert. Bei ihrem dauernden Abschmelzen im „Zehrgebiet“ schließlich liefern die Gletscher riesige Mengen an Schmelzwasser, das wiederum große Mengen an Sedimenten umlagert und so die Landschaften neu gestaltet.

Wie gewaltig die geologische Wirkung des Gletschereises auch sein mag, dauerhaft ist es trotzdem nicht. Die Klimaerwärmung am Ende

der letzten Eiszeit brachte es weitgehend zum Schmelzen. Bis vor 200 Jahren konnte sich kaum jemand vorstellen, dass der Südtail des heute so idyllischen Alpenvorlandes noch vor 20 000 Jahren eine Eiswüste war. Erst Vergleiche mit heutigen arktischen Gebieten erhellten allmählich den Blick auf die speziellen Landschaftsformen, die das Eis hinterlassen hatte.



Haag i. Obb. ist auf den nördlichsten Endmoränen des würmzeitlichen Inngletschers erbaut. In einem „Gletschergarten“ wurden mehrere Findlinge – überwiegend aus Gneis bestehend – zusammengetragen.



Überhöhtes digitales Geländemodell des unteren Inntals mit Kantenlänge 6 km: Um Waldkraiburg liegen die ausgedehnten Schotterterrassen, die hauptsächlich entstanden, als der vorher existierende riesige Rosenheimer See auslief. Die Höhendifferenz zwischen Inn und rißzeitlicher Hochterrasse beträgt ca. 70 m.

Eiszerfallslandschaft bei Gänsgerbl

Geotop-Nr.: 183R008
Landkreis: Mühldorf am Inn
Gemeinde: Gars am Inn
TK: 7839 Haag i. Obb.
Lage: R: 4517900 H: 5334000
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Würm-Moräne (Pleistozän)

Beschreibung:

In den äußeren Endmoränenstufen des Inn-Vorlandgletschers findet man zahlreiche, oft wassergefüllte oder vermoorte, meist kleinräumige, z. T. steilrandige Geländedepressionen. Besonders häufig sind sie zwischen Haag i. Obb. und dem Inn im Bereich der Moränen des Kirchseeoner Stadiums (TROLL 1924). Ihre Entstehung verdanken diese Reliefformen den Vorgängen beim Zerfall des Inn-Vorlandgletschers. Vom Gletscherrand gelöste Eisblöcke wurden von Schottern überdeckt oder umschottert. Nach dem Abtauen der Eiskörper sackte die Schotteroberfläche nach und es blieben schließlich ausgeprägte Hohlformen erhalten.

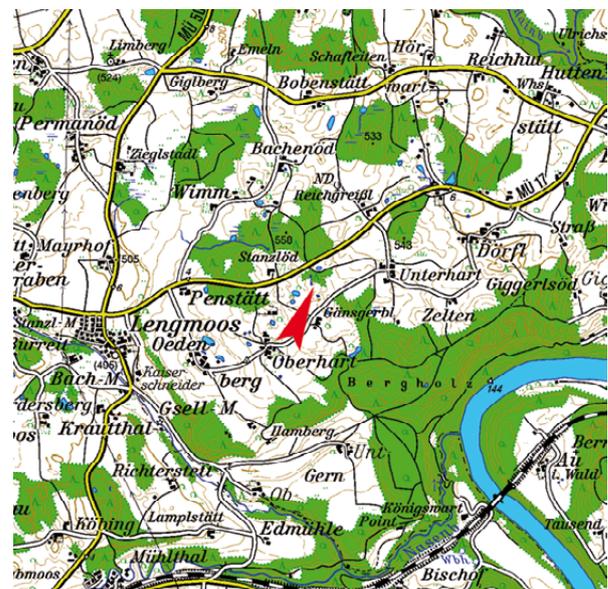
In den Hohlformen konnten sich kleine Tümpel oder Weiher bilden, die heute oftmals verlandet sind. Neben ihrer Bedeutung für Kleinklima und Wasserhaushalt sind derartige Totekessel wichtige ökologische Zellen in einer oft intensiv genutzten Landschaft.

Erhalten geblieben sind die Hohlformen, die in beinahe 550 m Höhe liegen, vor allem deshalb, weil nach dem Abschmelzen der Gletscher auf den Höhen der Endmoränen keine Fließgewässer mehr vorhanden waren und somit keine größeren Mengen an Sedimenten mehr in das Gebiet eingebracht wurden.

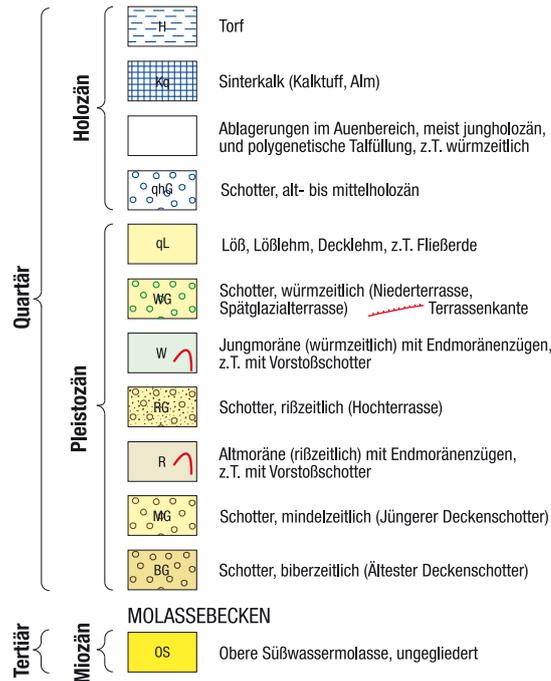
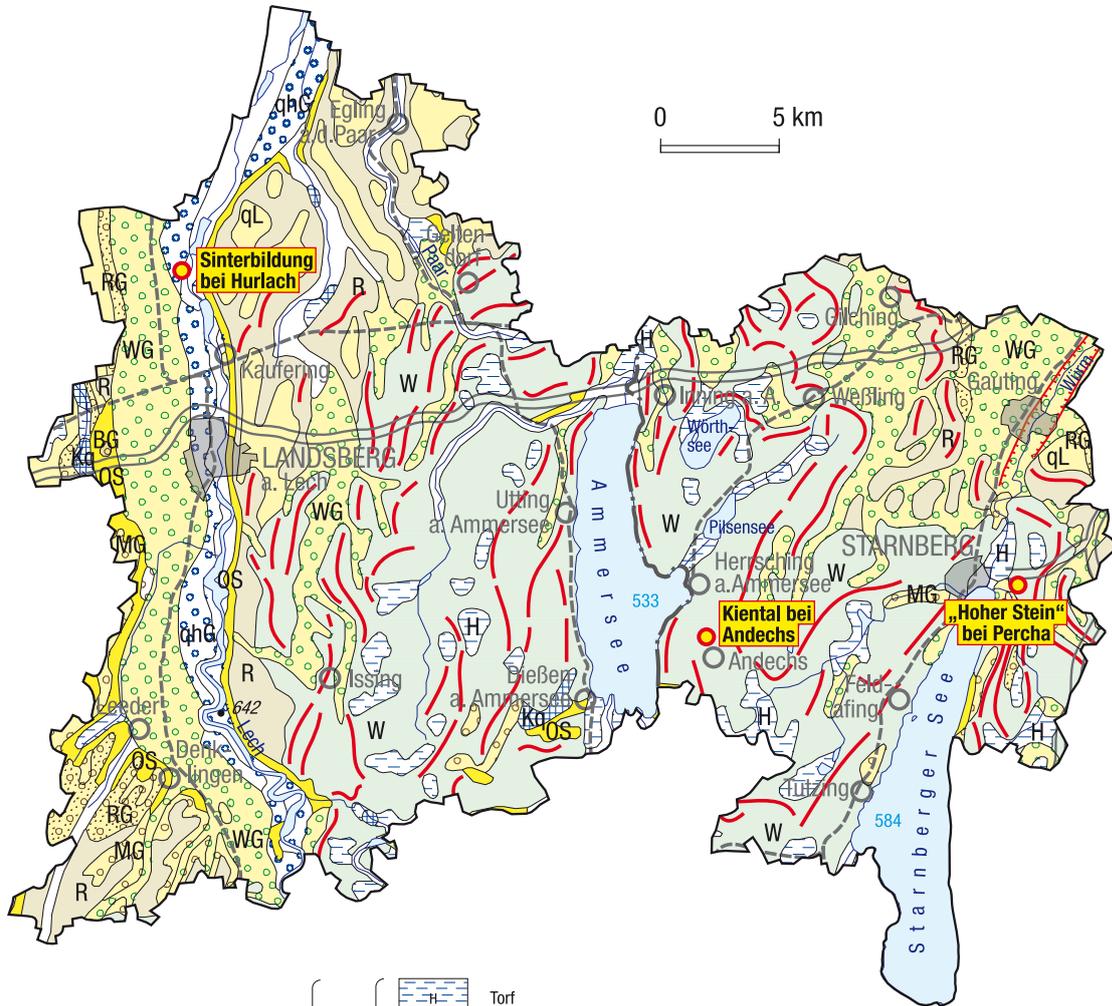
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: RINGLER (1979)
 TROLL (1924)



Zahlreiche Senken – teils trocken, teils wassergefüllt – zeugen bei Gänsgerbl vom Zerfall des Inngletschers.



Geotope in Oberbayern



3.8 Landsberg am Lech und Starnberg

Mit seinen Moränenhügeln und den heute meist von Seen – wie dem Ammersee und dem Starnberger See – eingenommenen Gletscherzungenbecken gehört der zentrale Teil dieses Gebietes zum Ammer-Loisach-Hügelland, das im Wesentlichen von der letzten Kaltzeit geprägt ist. Im Westen und Nordosten schließt sich das Fürstenfeldbrucker Hügelland mit seinen rißzeitlichen Altmoränen an. Der Bereich um Gauting gehört bereits zur Münchener Ebene und auch der Westteil des Landkreises Landsberg wird von Schotterterrassen geprägt: Hier liegen die Lech-Wertach-Ebene und die Iller-Lech-Schotterplatten.

Das hügelige Gebiet, auch Fünfseenland genannt, hat keine spektakulären Gipfel zu bieten und nimmt meist eine Höhenlage zwischen 550 und 700 m ein. Der höchste Punkt liegt im Südwesten des Landkreises Landsberg oberhalb von 810 m, der tiefste Punkt findet sich bei der Lechstaustufe 22 unterhalb von 524 m. Allerdings reicht der Grund des Starnberger Sees (Würmsees) auf 456 m und jener des Ammersees sogar auf 452 m hinab.

Als älteste Gesteine des Gebietes treten die glimmerführenden Sande, Schluffe und Tone der Oberen Süßwassermolasse vor allem am Osthang des Lechtals, aber auch entlang weiterer Täler immer wieder als Basis der quartären Ablagerungen zu Tage. Während der quartären Kaltzeiten stießen Gletscher von Süden her mehrfach über das Gebiet hinweg nach Norden vor. Von den ältesten Kaltzeiten zeugen nur noch die hochgelegenen Deckenschotter entlang des Lechtals und um den Starnberger See. Die weite Ausdehnung der Gletscher während des vorletzten (Riß-) Glazials belegen nicht nur Hochterrassenschotter, sondern auch ausgedehnte Altmoränengebiete. Rißzeitliches und älteres Schotter- und Moränenmaterial ist vielerorts zu Konglomerat verfestigt und tritt an Hängen manchmal felsartig hervor.

Wesentlich geprägt wurde das Gebiet von der letzten großen Kaltzeit, der Würmzeit, die hier ihre Typusregion hat. Die großen Eisströme des Isar-Loisach-Vorlandgletschers schütteten

Moränen in unterschiedlichen Formen auf und schürften in der Hauptvorstoßrichtung tiefe Gletscherbecken aus: So übertiefte der Isargletscher das Würmsee-Becken, der Loisachgletscher das Ammersee-Becken und die Zweigbecken des Pilsensees und des Wörthsees. Die heutigen Täler von Würm und Amper waren die Hauptabflussrinnen der eiszeitlichen Schmelzwässer. Weitere bedeutende Abflussbahnen waren die heute trocken liegenden Täler von Wangen–Oberdill, Hanfeld–Gauting und Hadorf–Gilching. Vom Eisrand weggeführte Schottermengen bauten weiter im Norden die westlichen Fächer der Münchener Schotterebene auf.

Seit dem Eisrückzug enthalten die von den Endmoränen umrahmten Zungenbecken tiefe Seen, in denen sich Seesedimente ansammeln. Im Spätglazial reichte der Ammersee noch weiter nach Norden bis zu den Endmoränenwällen bei Grafrath, der Würmsee bis zu den Endmoränen von Leutstetten. Mit dem Verlanden der nördlichen Seebereiche entstanden das Amper-Moos und das Leutstettener Moor. Die Täler von Lech, Amper und Würm werden von mehreren hochglazialen, spätglazialen und postglazialen Schotterterrassen begleitet.

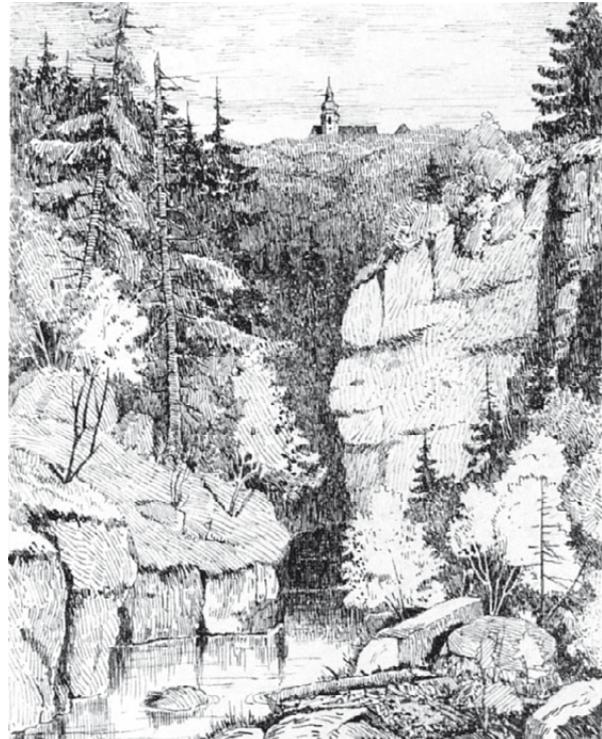


Auffällige Terrassenstufen, wie hier die Hochterrasse bei Untermeitingen, begleiten das Lechtal vor allem auf seiner Westseite über Dutzende von Kilometern.

Verfestigtes Lockergestein – lockeres Festgestein

Während der quartären Kaltzeiten wurden im Alpenvorland immer wieder große Mengen an Schottern abgelagert. Der Transport dieses Materials erfolgte – im Gegensatz zu Moränen – durch fließendes Wasser, oft durch gewaltige Schmelzwasserströme. Die von Gletschern hinterlassenen Moränen enthalten kantige Gesteinsfragmente jeder Größe vom Staubkorn bis zum riesigen Felsbrocken. Dagegen bewirkte der Transport in fließendem Wasser eine Sortierung nach der Korngröße: Die großen Felsblöcke blieben an Ort und Stelle liegen oder wurden in Ausnahmefällen über kurze Strecken bewegt. Kieselsteine und Sand transportierte das Wasser oft über dutzende bis hunderte Kilometer weit und setzte das Material erst bei nachlassender Fließgeschwindigkeit wieder gut gerundet ab. Feinkörnige Schluff- und Tonteilchen blieben dagegen meist im abfließenden Wasser in Schwebelage und erreichten wohl recht schnell über die Donau das Schwarze Meer, wenn sie nicht vorher in Auenbereichen abgesetzt wurden.

Die frisch abgelagerten Schotter bildeten zunächst ein Lockergestein mit einem enormen Porenvolumen in den Zwickeln zwischen den rundlichen Kieselsteinen. Während der Warmzeiten kam es oft zu Bodenbildungen auf den Schotterablagerungen. Die Wurzelatmung der



Federzeichnung des Kientals von M. SCHUSTER (1906)

Pflanzen reicherte das eindringende Sickerwasser mit Kohlendioxid an. Dieses löste nun den Kalk aus den obersten Schotterlagen und zurück blieben lehmige Böden. Tiefer im Untergrund fiel in den Räumen zwischen den Kieselsteinen ein Teil des gelösten Kalks wieder aus – ähnlich wie Sinter in einer Tropfsteinhöhle – und führte zu einer Verfestigung der

Schotter. Vor allem aus den Schottern älterer Kaltzeiten bildeten sich aufgrund dieser Vorgänge oft Konglomerate. Diese treten gelegentlich als recht standfeste Felsen an Talhängen hervor. Die Verfestigung ist aber sehr ungleichmäßig, weswegen es gerade an unterhöhlten Hängen immer wieder zu Felsstürzen kommen kann.



Kieselsteine mit „Meniskuszement“: Rund um die Kontaktstellen der benachbarten Kieselsteine hatte sich aus dem Grundwasser Kalk abgeschieden, wodurch aus dem Lockergestein allmählich ein Festgestein entstand.

Kiental bei Andechs

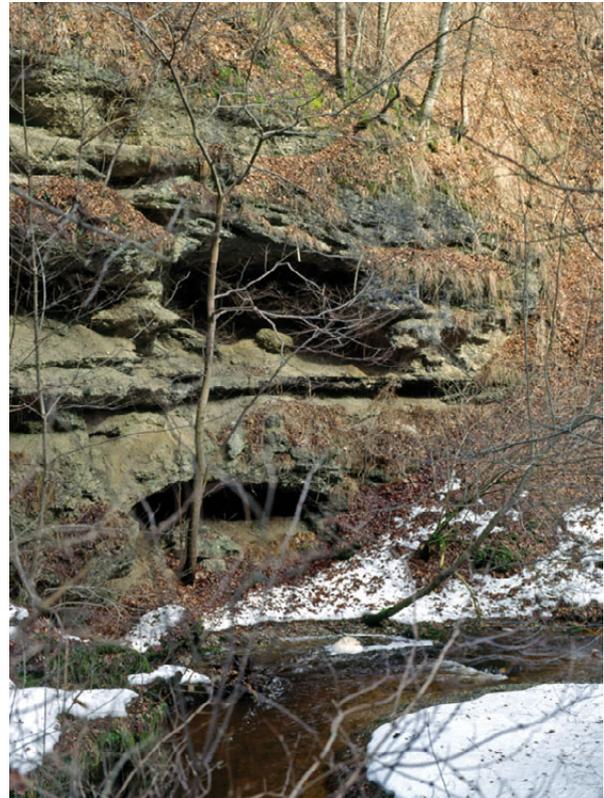
Geotop-Nr.: 188R013
Landkreis: Starnberg
Gemeinde: Andechs
TK 25: 8033 Tutzing
Lage: R: 4438800 H: 5316400
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Jungmoräne (Würmzeitlich)
Jüngerer Deckenschotter (Mindelzeitlich)
Mergel der Oberen Süßwassermolasse (Miozän)

Beschreibung:

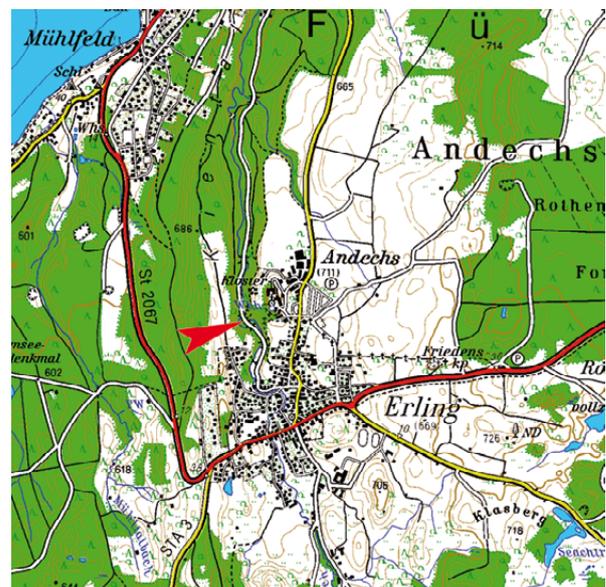
Das Kiental zwischen Erling, Andechs und Herrsching am Ammersee ist ein beliebtes Ausflugsziel. Der Kienbach hat seinen Ursprung in der etwa 700 m hoch gelegenen Jungmoränenlandschaft zwischen den Gletscher-Zungenbecken des Ammersees und des Starnberger Sees. Im tief eingeschnittenen Kiental überwindet der Bach auf kurzer Strecke die etwa 150 m Höhenunterschied zum Ammersee. An den Talhängen sind Deckenschotter aufgeschlossen, die teilweise zu Konglomerat – auch Nagelfluh genannt – verfestigt sind. Vielerorts ragen Felswände mit zahlreichen Grotten und Überhängen auf. Dort wurden unter den standfesten Konglomeratlagen die weniger verfestigten Lagen des Schotters heraus erodiert. Im tieferen Teil des Tales sind vereinzelt die Mergel der Oberen Süßwassermolasse aufgeschlossen, welche die Unterlage der eiszeitlichen Ablagerungen bilden.

Die steilen Talhänge des Kientals bilden eine eindrucksvolle Kulisse, bergen allerdings auch Gefahren. Besonders in den Wintermonaten und bei Starkregen können Wanderer durch Steinschlag und kleinere Felsstürze gefährdet werden. Vor einigen Jahren mussten deshalb einige besonders absturzgefährdete Hangbereiche abgetragen werden, um den Wanderweg besser zu schützen. Eine absolute Sicherheit kann es in der Natur allerdings nicht geben.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Wert: wertvoll
Literatur: ROTHPLETZ (1917)
PENCK & BRÜCKNER (1901-09)



In weniger verfestigten Lagen der Deckenschotter entstehen oft breite Halbhöhlen und Überhänge.



Wie die Würmeiszeit zu ihrem Namen kam

Eigenartige Findlingsblöcke gaben den frühen Naturforschern sowohl in Bayern als auch in Norddeutschland zum Ende des 18. Jahrhunderts ein unlösbares Rätsel auf. LEOPOLD V. BUCH, ALEXANDER V. HUMBOLDT und auch JOHANN WOLFGANG V. GOETHE zerbrachen sich ihre Köpfe über diese „Irrblöcke“. Im „Faust II“ lässt GOETHE sogar Mephisto sagen: „Da liegt der Block, man muss ihn liegen lassen; zuschanden haben wir uns schon gedacht.“

Als der bayerische Botaniker KARL SCHIMPER 1835 zuerst den Begriff „Eiszeit“ prägte, waren die Vorstellungen über die Vorgänge immer noch ziemlich verschwommen und bei weitem nicht allgemein akzeptiert. Erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts klärte sich das Bild allmählich. Mit ihrem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ schufen ALBRECHT PENCK und EDUARD BRÜCKNER zwischen 1901 und 1909 ein grundlegendes Standardwerk. Sie erkannten auch, dass es mehrere große Gletschervorstöße gegeben hatte und führten die Viergliederung in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit ein. Neben der alphabetischen Namensreihenfolge war die Benennung wohl inspiriert von morphologischen Besonderheiten entlang der jeweiligen Flüsse.

Das Gebiet um Starnberg ist geprägt von dem teilweise verlandeten Zungenbecken, das von einer Abfolge steiler Endmoränen der letzten Eiszeit begrenzt wird. Sehr typisch ist auch das Durchbruchstal der Würm, das seine engste Stelle an der Passage der Endmoränen aufweist und sich nach Norden „trompetenförmig“ weitet, bevor es in der Münchener Schotterebene ausläuft. Dass dieses landschaftlich attraktive Gebiet von München aus schon um 1800 besonders gut zu erreichen war, machte es rasch zu einem beliebten Exkursionsgebiet, was letztlich die Namensgebung mit beeinflusst haben mag.

Auch heute ist die Erforschung des Klimas im Quartär noch nicht abgeschlossen. Untersuchungen an Bohrkernen aus Meeresablagerungen zeigten, dass es erheblich mehr Kaltzeiten gegeben hat als die vier, die anhand der lückenhaften terrestrischen Sedimente zu

unterscheiden waren. Inzwischen stehen auch Methoden zur absoluten Datierung von Eiszeitablagerungen auf dem Festland zur Verfügung. Dort, wo diese komplizierten Untersuchungen durchgeführt wurden, kam es in vielen Fällen zu Überraschungen. Häufig mussten frühere Einstufungen revidiert werden – die Erforschung der Eiszeiten ist wieder in eine neue dynamische Phase eingetreten. Nicht zuletzt wegen des aktuell zu beobachtenden Klimawandels hat das Interesse an dem Thema deutlich zugenommen. Um so wichtiger ist es, die klassischen Aufschlüsse der Eiszeitforschung zu schützen, um sie auch noch in der Zukunft für Untersuchungen zur Verfügung zu haben.

Neue Datierungen der Oberflächenexposition des „Hohen Steins“ bei Percha mit Hilfe kosmogener Nuklide ergaben das überraschend junge Alter von ca. 13 500 Jahren (REUTHER 2005). Die Autorin führt dieses auf mögliche spätere Umlagerungsvorgänge im Periglazialbereich und eine mögliche zeitweise Sedimentüberdeckung des Findlings zurück. Die Datierung anderer Findlinge weist darauf hin, dass diese zusammen mit den umgebenden Moränen vor über 18 000 Jahren abgelagert wurden.



Markanter Moränenrücken östlich von Herrsching

Erratischer Block „Hoher Stein“ bei Percha

Geotop-Nr.: 188R002
Landkreis: Starnberg
Gemeinde: Starnberg
TK 25: 7934 Starnberg Nord
Lage: R: 4453250 H: 5318250
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Findlingsblock aus Granatamphibolit

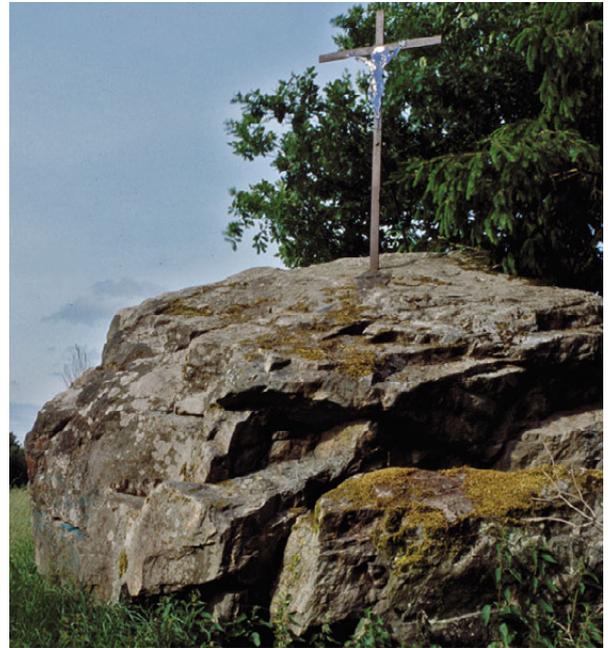
Beschreibung:

Zur Beschreibung dieses aus den Zentralalpen stammenden Findlings, dem eine Bedeutung in der frühesten Eiszeitforschung zukommt, sei hier AMMON (1894) zitiert:

„Besser erhaltene Blöcke trifft man bei einer Stelle westlich von Buchhof an. Die Strasse weiter gegen den See herabschreitend gelangt man bald an dem grossen Block von Percha vorbei, der als der schönste der erratischen Felsstücke in der Münchener Gegend gelten kann. ... Sein Gestein besteht aus einem granatführenden, ziemlich feldspatreichen Amphibolit (Hornblendeschiefer), der reichlich mit schräg laufenden Quarzadern durchzogen ist. ... Wegen der auffälligen Gestalt und seiner isolierten Lage ist der Perchaer Block seit langem bekannt. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass unter den Blöcken, die GRUITHUISEN im Jahre 1809 erwähnte, wobei er zur Erklärung des Vorkommens bereits die Hülfe des Eises in Anspruch nimmt, in erster Linie der Block von Percha sich befand.“

AMMON bedauert auch schon den Verlust vieler Findlinge und ruft zu deren Schutz auf: „Da den verebneten Gegenden, in denen sie jetzt liegen, ein härteres anstehendes Gestein völlig fehlt, sind sie in den meisten Fällen ein gesuchter Gegenstand der Verwendung gewesen und daher mag es vorkommen, dass man in manchen Strichen der Moränenlandschaft so gut wie keine Stücke mehr von ihnen findet. ... Die Blöcke sind nach mehr als einer Richtung hin wissenschaftlich von Interesse und man sollte daher möglichst für ihre Erhaltung bestrebt sein.“

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: JERZ (1987)
 AMMON (1894, 1899)



Der Hohe Stein bei Percha heute ...



... und als Holzschnitt bei AMMON (1894)



Gezähmte Gewalten?

Bis weit ins 20. Jahrhundert war der Lech ein Wildfluss, der sein Bett immer wieder verlagerte und dessen Hochwässer besonders gefürchtet waren. Schon ab 1910 reifte der Gedanke, mit Stauseen die Hochwassergefahr zu reduzieren und die Energie des Flusses zur Elektrizitätsgewinnung zu nutzen. Ab 1940 wurde schließlich mit dem Bau der Lechstau-stufen begonnen, ab 1954 der Forggensee aufgestaut.

Ein Nebeneffekt dieser Maßnahmen ist, dass auf weiten Strecken die Fließgeschwindigkeit des Wassers stark verringert wurde und Schotterumlagerungen dadurch kaum mehr stattfinden. Dadurch sind Verlagerungen des Flussbetts heute unterbunden und auch Rutschungen an den steilen Prallhängen sind weniger aktiv als noch vor Jahrzehnten.

Gelegentlich zeigt der Lech mit seinem großen alpinen Einzugsgebiet aber auch heute noch seine Kraft. Bei Extremhochwässern wie an

Pfingsten 1999 oder im August 1970 und 2005 schwillt der Lech, der bei Landsberg durchschnittlich etwa 83 m^3 Wasser pro Sekunde führt, auf weit über $1100 \text{ m}^3/\text{s}$ an.



Entlang des Lechs finden sich mehrfach Rutschungen an steilen Prallhängen wie z. B. nördlich von Mundraching.



Würmzeitliche Moräne

Würmzeitliche Terrasse

ältere holozäne Terrasse

jüngere holozäne Terrasse

Gletscher-Schmelzwässer und holozäne Flussverlagerungen hinterließen südlich von Apfeldorf eine Abfolge von Schotterterrassen.

Interglaziale Kalksinterbildungen bei Hurlach

Geotop-Nr.: 181A004
Landkreis: Landsberg a. Lech
Gemeinde: Hurlach
TK 25: 7831 Egling a. d. Paar
Lage: R: 4414720 H: 5332600
Naturraum: Lech-Wertach-Ebenen
Gestein: Schotter (Holozän)
Kalktuff (Pleistozän)
Auensedimente (Pleistozän)

Beschreibung:

Bei Hurlach liegt am linken (westlichen) Lechufer ein besonders interessantes Gesteinsvorkommen. Auf fast 200 m Länge hat sich hier eine 2,5 bis 3 m hohe Steilböschung in Sinterkalken gebildet, die über schluffig-sandigen Auensedimenten und Schottern liegen. Landseitig formen die travertinartigen Kalke eine bis 30 m breite Ebene, an die sich eine holozäne Schotterterrasse anschließt.

Im Gegensatz zu der großen Mehrzahl der Kalksintervorkommen in Bayern entstanden jene von Hurlach nicht im Holozän, also der Nacheiszeit, sondern sind bis über 120 000 Jahre alt. Sie stammen demnach aus der Warmzeit („Interglazial“) zwischen der vorletzten („Riß“) und der letzten Kaltzeit („Würm“). Besonders interessant sind fossile Bodenhorizonte und Schneckenfaunen in den Quellkalken.

Es wird vermutet, dass die Quellen, die die Ablagerungen verursachten, weiter im Osten lagen. Heute sind die Kalksinter durch den Lech von diesem Quellgebiet getrennt. Das Lechsteilufer hat sich demnach hier in den letzten 100 000 Jahren um etwa 200 m nach Osten verlagert.

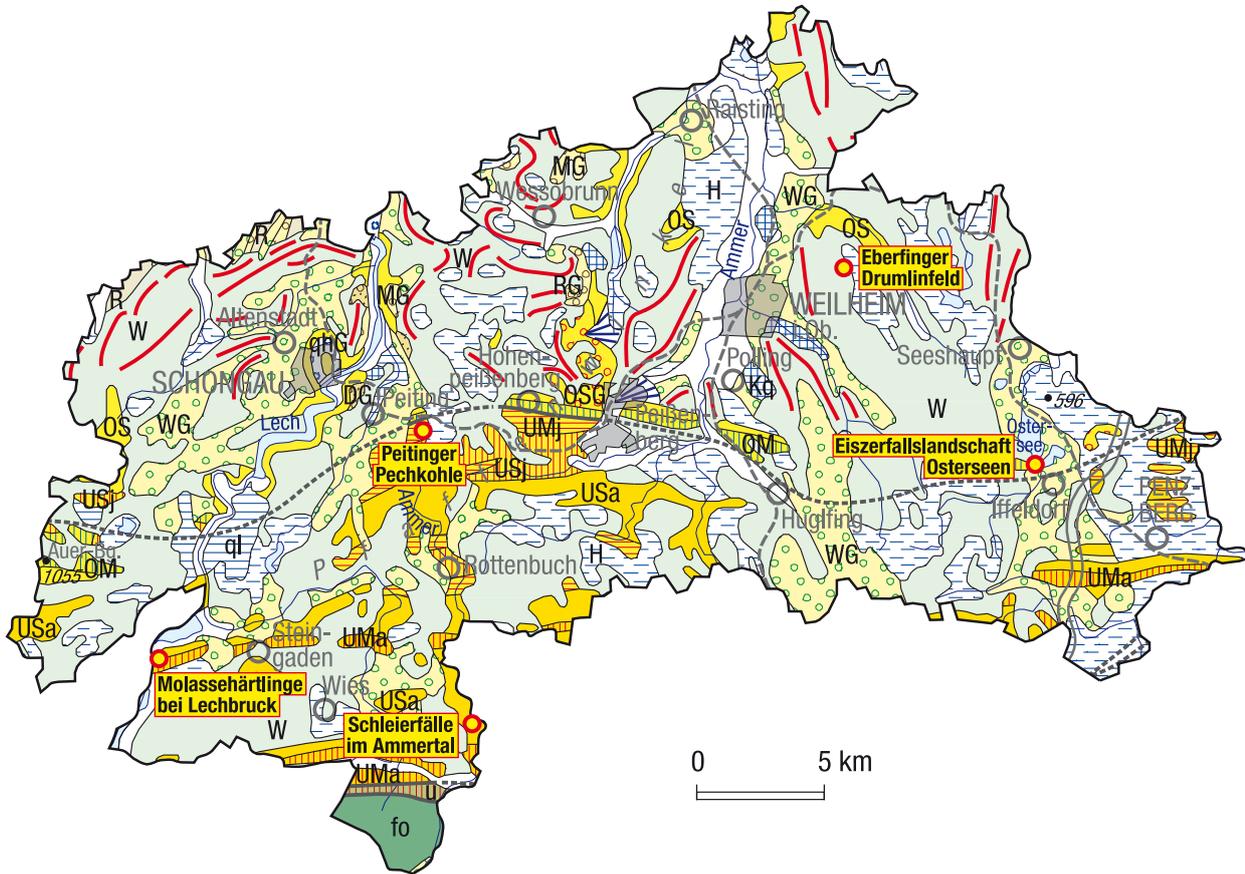
Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: JERZ & MANGELSDORF (1989)
KOVANDA (1989)



Die interglazialen Kalksinter von Hurlach sind nur direkt am Lechufer aufgeschlossen.



Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		Schwenmfächer und Schuttkegel
			Torf
			Sinterkalk (Kalktuff, Alm)
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Tafüllung, z.T. würmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Seeablagerungen, würmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter
			Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
			Schotter, ribzeitlich (Hochterrasse)
			Altmoräne (ribzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
Kreide-Alttertiär		Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)	
		Schotter, donau- bis jünzeitlich (Älterer Deckenschotter)	
		Rhenodanubischer Flysch	

Tertiär	Miozän		Obere Süßwassermolasse, ungegliedert
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: Konglomerat, alpenrandnah
			Obere Meeresmolasse
	Oligozän		Untere Süßwassermolasse, jüngerer Teil
			Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil
			Untere Meeresmolasse, älterer Teil
Kreide-Alttertiär		Feuerstätter Flysch („Unternoggschichten“)	
		Rhenodanubischer Flysch	

3.9 Weilheim-Schongau

Zum größten Teil liegt der wegen seines Reichtums an sakralen Bauwerken auch als „Pfaffenwinkel“ bekannte Landkreis im Ammer-Loisach-Hügelland. Der westliche Teil des Landkreises zählt zu den Lech-Vorbergen. Im äußersten Nordwesten hat er noch Anteil an den Iller-Lech-Schotterplatten und den Lech-Wertach-Ebenen. Überwiegend ist das Gebiet geprägt von Gletscherschutt und Schmelzwasserablagerungen der Würmzeit. Aus den Moränen und Schotterfeldern ragen vielerorts Höhenrücken aus harten Gesteinen des Tertiärs. Diese werden durchschnitten von Flüssen, die, von den Alpen kommend, nach Norden fließen: Lech, Loisach und im zentralen Teil die Ammer, die im nördlichsten Teil des Landkreises in den Ammersee mündet. Nur ein kleiner Teil des Gebietes hat südlich der weltberühmten Wieskirche (UNESCO Welt-erbstätte) noch Anteil am Naturraum Ammergebirge.

Seine höchste Erhebung weist der Landkreis mit der Niederbleick (1590 m) an seinem südlichsten Zipfel in den stark bewaldeten Ausläufern des Ammergebirges auf. Den nördlich daran anschließenden, überwiegend hügeligen Jungmoränenbereich mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 550 m bis 800 m überragen zwei weithin sichtbare Vorberge:

Der Auerberg an der westlichen Landkreisgrenze (1055 m) sowie zwischen Schongau und Weilheim der Peißenberg (988 m), auf dem seit 1781 die älteste Bergwetterstation der Welt betrieben wird. Die Ammer mündet, nachdem sie über 15 km von Peißenberg her das bereits verlandete Seebecken durchquert hat, am mit 533 m niedrigsten Punkt des Landkreises bei der Schwedeninsel in den Ammersee. Neben einer Vielzahl von kleineren Seen, von denen ein Großteil bereits verlandet ist, grenzt der Landkreis an zwei der großen voralpinen Seen: den Ammersee im Norden und den Starnberger See im Osten.

Drei tektonische Baueinheiten prägen das Gebiet: im Süden am Hohen Trauchberg die Flysch-Zone, daran anschließend die Faltenmolasse-Zone und im Norden die Vorlandmolasse. Flysch- und Faltenmolasse-Zone rechnet man geologisch noch zu den Alpen, ihre Gesteinsschichten sind steil gestellt, gefaltet und verschuppt. Die Grenze zwischen der gefalteten und der ungefalteten Molasse verläuft in West-Ost-Richtung durch das Alpenvorland: im Landkreis knapp nördlich des Auerberges und am Südhang des Peißenberges. Diese so genannte „Peißenberger oder Alpenrand-Überschiebung“ ist eine bedeutende geologische Struktur: Dort grenzt die



Blick vom Peißenberg über die Hügelketten der Faltenmolasse und die bewaldeten Flysch-Vorberge in die Nördlichen Kalkalpen mit der Zugspitze

Faltenmolasse an das kaum noch deformierte Vorland – sie markiert den geologischen Nordrand der Alpen.

Der so genannte Rhenodanubische Flysch im Bereich des Hohen Trauchberges besteht aus Sand-, Mergel- und Tonsteinen. Im Zuge der Alpenentstehung wurden diese Gesteine verfaltet und nach Norden überschoben.

Im Bereich der Molassevorberge bilden Konglomerate, Sand- und Mergelsteine West–Ost-verlaufende Geländerrücken, die vom Gletschereis herausmodelliert wurden. Weit überragt werden sie von Auerberg und Peißenberg, die aus widerstandsfähigen Schotterfächern von Alpenflüssen der Tertiärzeit bestehen. Beide Erhebungen ragten während der quartären Kaltzeiten über das vergletscherte Vorland heraus und teilten so die von Süden heranfließenden Eismassen.



Der „Tiefstollen“ und das Bergwerksmuseum in Peißenberg machen den erloschenen oberbayerischen Braunkohlenbergbau für Besucher erlebbar.

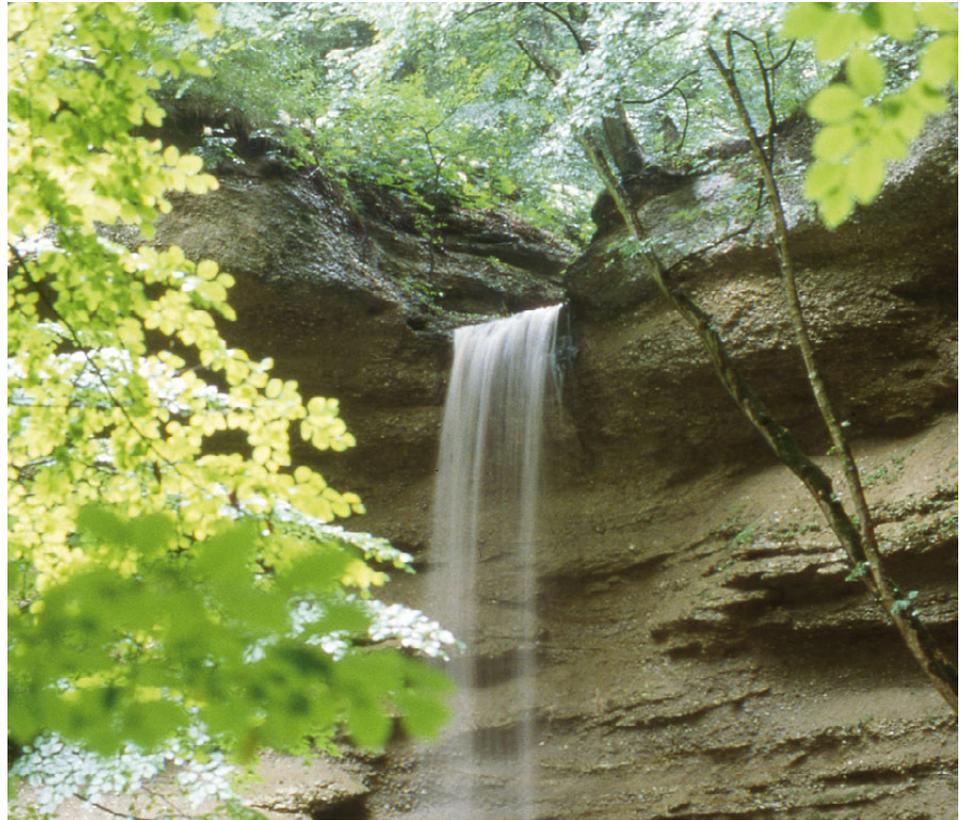
Vor allem im südlichen Landkreis lassen sich die Höhenrücken von Lechbruck über Steingaden und Rottenbuch nach Osten verfolgen; bei Iffeldorf und Penzberg tauchen sie erneut aus den pleistozänen Deckschichten auf. Ein zweiter Zug verläuft vom Auerberg südlich an Peiting vorbei über den Peißenberg weiter bis Oberhausen.

Unter dem Gebirgsdruck entstand in der Faltenmolasse aus Pflanzenresten die so genannte Pechkohle. Sie wurde im Landkreis ab dem 16. Jahrhundert – ab 1837 als staatlicher Bergbau – bis vor wenigen Jahrzehnten abgebaut: bei Penzberg bis 1966, im Revier von Peiting bis 1968 und am Peißenberg bis 1971.

Weit über die Landkreisgrenze nach Norden stießen die Alpenglotscher vor. Sie schürften im Westen das Füssener Becken aus, weiter im Osten jene des Ammersees und Starnberger Sees. Zwischen den mächtigen Gletscherzungen entstand im Raum Weilheim-Seeshaupt unter geringerer Eisbedeckung das Eberfinger Drumlinfeld, die bedeutendste derartige Glazialbildung in Oberbayern. An den Osterseen hinterließ der sich im Spätglazial auflösende Gletscher eine eindrucksvolle Eiszerfallandschaft.

Beispiele für grundlegende Veränderungen der Flusslandschaften findet man besonders ausgeprägt zwischen Lech und Ammer. So wurde der markante Umlaufberg, auf dem sich der Stadtkern von Schongau befindet, einst von einer Flussschleife des Lechs abgeschnürt. Erst seit dem Spätglazial wird das Becken des früher weitaus größeren Ammersees durch Sedimente der Ammer von Süden her aufgefüllt: Davor floss sie ab der markanten Knickstelle bei Peiting nach Norden dem Lech zu.

In den von Grundmoränen bedeckten Gebieten und den Verlandungszonen der Seen bildeten sich im Holozän ausgedehnte Moore, so z. B. im Verlandungsbereich des Ammersees, nordöstlich von Peiting oder bei Penzberg. In plombierten Senken wuchsen vielerorts die charakteristischen, uhrglasförmigen Hochmoore auf.



Der Wasserfall in der Pähler Schlucht ist in zu Konglomerat verfestigten Deckenschottern angelegt.

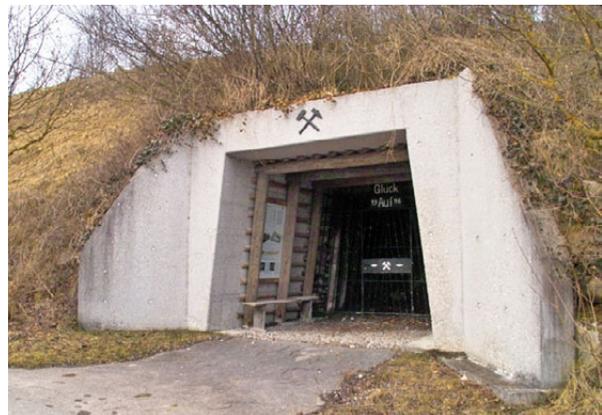


Die „Tumuli“ am Hirschberg sind markante kleine Hügelchen, die aus Ablagerungen in so genannten Gletschermühlen hervorgingen: Schmelzwasserbäche hatten hier ihren Weg von der Oberfläche des Gletschers in dessen Unterrund gefunden. Im Bereich dieser Bachschwinden wurde viel Moränenmaterial zusammengespült, das auch nach dem Abschmelzen des Gletschers die Lage der ehemaligen Gletschermühle kennzeichnet.

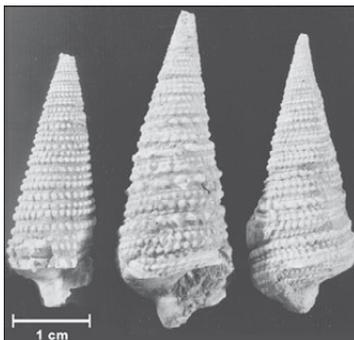
Tropisches Oberbayern – als die Pechkohle entstand

Zur Zeit des Oligozäns lagen Teile des südlichen Oberbayerns im Randbereich eines flachen Meeres. Durch das Vordringen und Zurückweichen des Meeres verlagerte sich der Brackwasserbereich mit zahlreichen Meeresarmen, Lagunen, Inseln und üppig bewachsenen Uferstreifen häufig. In dem sich ständig verändernden Küstenbereich wurden die in Mooren in großer Menge anfallenden Pflanzenreste schnell mit Sanden, Mergeln und Tonen zugedeckt und verrotteten daher nicht. Aus ihnen entstand im Verlauf von Jahrtausenden die so genannte Pechkohle. Allerdings verhinderten die unruhigen Ablagerungsbedingungen die Bildung von mächtigen und gleichmäßigen Schichten; die Kohlelagen („Flöze“) sind deshalb oft nur weniger als einen Meter mächtig.

Zwischen dem Lech im Westen und dem Inn im Osten liegen zahlreiche dieser Kohlevorkommen. Bereits MATHIAS FLURL (1792) erwähnt in seiner „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“ viele Kohlevorkommen bei Hirschau am Lech, Peiting, am Peißenberg, bei Penzberg, Miesbach und Gschwend und seit 1598 nachgewiesene Versuche einer wirtschaftlichen Nutzung dieser Rohstoffe. Die ergiebigsten Flöze wurden zwischen Peiting und Peißenberg, bei Penzberg sowie im Raum Hausham–Miesbach gefunden, und dort ging auch über lange Zeit intensiver Bergbau um. Aber auch kleinere Vorkommen wie das Echelsbacher Flöz waren zeitweise in Abbau (HÖFLE & KUHNERT 1969).



Kohleflöz: Entdeckung, Planung und fertige Einhausung



Turmschnecke
*Tympanotonus
margaritaceus*



Muschel *Cyrena*
(heute *Polymesoda*)
convexa – namensgebendes Fossil für die
Cyrenenschichten

Peitinger Pechkohle

Geotop-Nr.: 190A012
Landkreis: Weilheim-Schongau
Gemeinde: Peiting
TK 25: 8231 Peiting
Lage: R: 4421750, H: 5294900
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Cyrenenschichten (Oligozän)



Beschreibung:

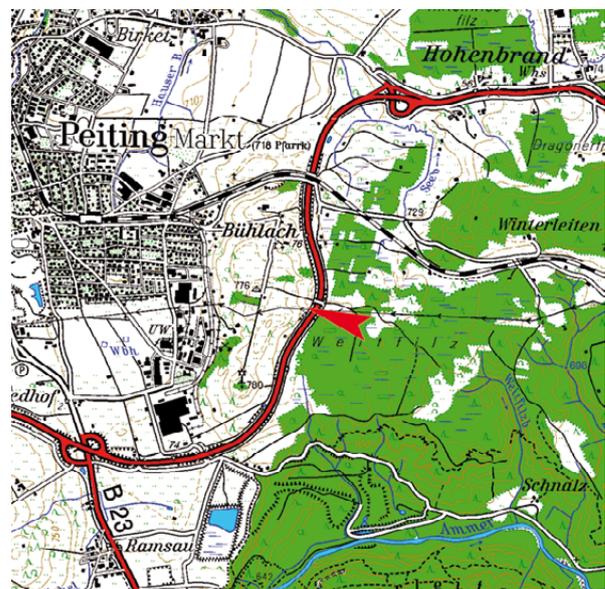
Am Bühlach bei Peiting befindet sich eine der wenigen Stellen, wo die so genannte Pechkohle dauerhaft aufgeschlossen ist. In einem künstlichen Stollenmundloch, das an den Kohleabbau bei Peiting erinnert, sieht man das nach Süden einfallende Kohleflöz 2. Es besteht aus mehreren Kohlelagen, die durch Tonmergel und Stinkstein, einem bitumenreichen, gelblichen Kalkstein, voneinander getrennt sind. Darunter liegen graublau Feinsedimente mit den für die Cyrenenschichten typischen Fossilien *Cyrena* (heute *Polymesoda*) *convexa* und *Tympanotonus margaritaceus*. Das Flöz selbst ist Teil der Zwischen-Cyrenenschichten nahe zum überlagernden, bräunlich-gelben Oberen Sand, der nur wenige Meter weiter südlich aus der Böschung ragt. Nach unten folgt ein Sandstein, der zu der älteren Gesteinsabfolge mit der Mehrzahl der Kohleflöze, den Haupt-Cyrenenschichten, überleitet.

Das Kohleflöz am Bühlach wurde beim Bau der Umgehungsstraße angefahren. Im Rahmen der Initiativen zum Geotopschutz in Bayern konnte dieser wichtige Aufschluss im Jahr 1996 durch Zusammenarbeit von Geologischem Landesamt und Straßenbauamt Weilheim auf Dauer erhalten werden. Seitdem kümmert sich der örtliche Knappenverein um die fachgerechte Pflege dieses Dokumentes der Erd- und Kulturgeschichte. Damit wird zum einen die Erinnerung an das bis 1968 bestehende Bergwerk in Peiting wachgehalten; zum anderen wurde ein für die wissenschaftliche Forschung und Lehre besonders wertvolles Objekt geschaffen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: MÜLLER (2001),
 JUNGK (1975)
 GILLITZER (1955)



Viel Engagement und Arbeit waren nötig, um den Aufschluss des Kohleflözes zu sichern.



Vom Eis geformte Landschaften

Nachdem die Eismassen der letzten Kaltzeit im Alpenvorland abgeschmolzen waren, blieb eine völlig neu gestaltete Landschaft zurück. Die Gletschervorstöße hatten hohe Moränenwälle aufgeschüttet, ihre Schmelzwässer weite Schotterfelder geformt. Als das liegen gebliebene, bewegungslose Eis abschmolz, wurden die Grundmoränenlandschaften mit ihren markanten Drumlins sichtbar.

Dort, wo sich heute Ammersee und Starnberger See befinden, hatten die Gletscher tiefe Zungenbecken ausgeschürft, in denen die mächtigen Eismassen langsam abschmolzen. In dem höher gelegenen Gebiet dazwischen liegt das Eberfinger Drumlinfeld. Dort waren Bewegung und Mächtigkeit der Eisströme vermutlich geringer, denn der Riegel aus Molassegesteinen und Deckenschottern, den der Hirschberg und die Ilkahöhe zwischen Pähl und Tutzing bilden, behinderte die Ausbreitung des Eises.

Das Gebiet blieb aber auch weitgehend von der nachträglichen Veränderung durch Schmelzwasserflüsse verschont. Denn der Bereich nördlich der Osterseen war vermutlich schon im Spätglazial vom Gletscher abgeschnitten, sodass der Eisfluss dort zur Ruhe kam. Nur vereinzelt bahnten sich Schmelzwasserbäche ihren Weg nach Nordwesten. Die beim Abschmelzen des Eises freigebliebenen, charakteristischen Drumlins und Senken wurden dabei jedoch nicht erodiert oder zugeschüttet. Über den exakten Entstehungsmechanismus der stromlinienförmigen Drumlins an der Basis aktiver Gletscher wird noch immer diskutiert.



Drumlin bei Schmitten



Der Burgberg bei Burggen ist eine markante Wallmoräne der „Tannenberger Randlage“

Eberfinger Drumlinfeld

Geotop-Nr.: 190R039
Landkreis: Weilheim-Schongau
Gemeinde: Weilheim
TK 25: 8133 Seeshaupt
Lage: R: 4442150 H: 5298750
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Würm-Moräne (Jung-Pleistozän)

Beschreibung:

Eine der bedeutendsten und eigenartigsten Hinterlassenschaften der Gletscher im oberbayerischen Alpenvorland ist das Eberfinger Drumlinfeld. Es nimmt nahezu den gesamten Bereich von den Osterseen im Südosten bis Diemendorf im Nordwesten ein. Seine markanten Hügel sind fast perlschnurartig hintereinander aufgereiht. Insbesondere im Gebiet von Magnetsried und Jenhausen findet man Drumlins, die eine Länge von fast 2 km, eine Breite von 150 m und eine Höhe von 20 m erreichen können. Ihr morphologisches Gegenstück bilden in gleicher Richtung verlaufende Senken, in denen sich häufig Weiher oder Nieder Moore gebildet haben.

Entstanden sind die Drumlins unter dem Eis, das sich in nordnordwestlicher Richtung fortbewegte. Ihre Anordnung zeichnet so die Fließrichtung des Gletschers nach. Charakteristisch ist die tropfenförmige Gestalt in Form eines Walrückens mit steiler Vorder- und flach auslaufender Hinterseite. Die Drumlins bestehen meist aus verdichtetem Grundmoränenmaterial. Dort, wo das Eis seine Vorstoßschotter überfahren hatte, besitzen sie einen Kieskern, der mit Grundmoräne überzogen ist.

Als die bekannteste und mit über 360 Drumlins auch größte derartige Bildung in Bayern spielte das Eberfinger Drumlinfeld eine bedeutende Rolle in der Eiszeitforschung. Häufig wird es in der Literatur als Musterbeispiel nicht nur für die Gestalt von Drumlins, sondern auch für ihre räumliche Anordnung angeführt.

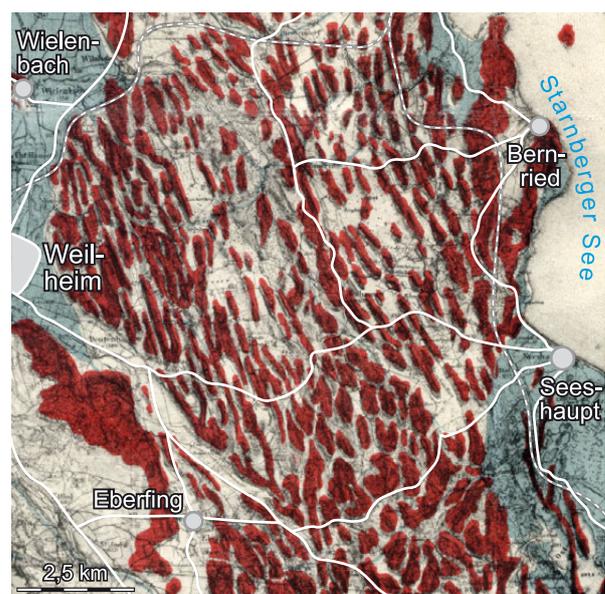
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Wert: besonders wertvoll
Literatur: JERZ (1993), KNAUER (1931)
 EBERS (1937, 1926)
 ROTHPLETZ (1917)



Drumlin am Beatweiher westlich Magnetsried



Hohenberger Hügel nördlich von Magnetsried



Kartenausschnitt des Eberfinger Drumlinfeldes (Drumlins und Moränen in Rot) (nach ROTHPLETZ 1917)

Von allen Gletscher verlassen

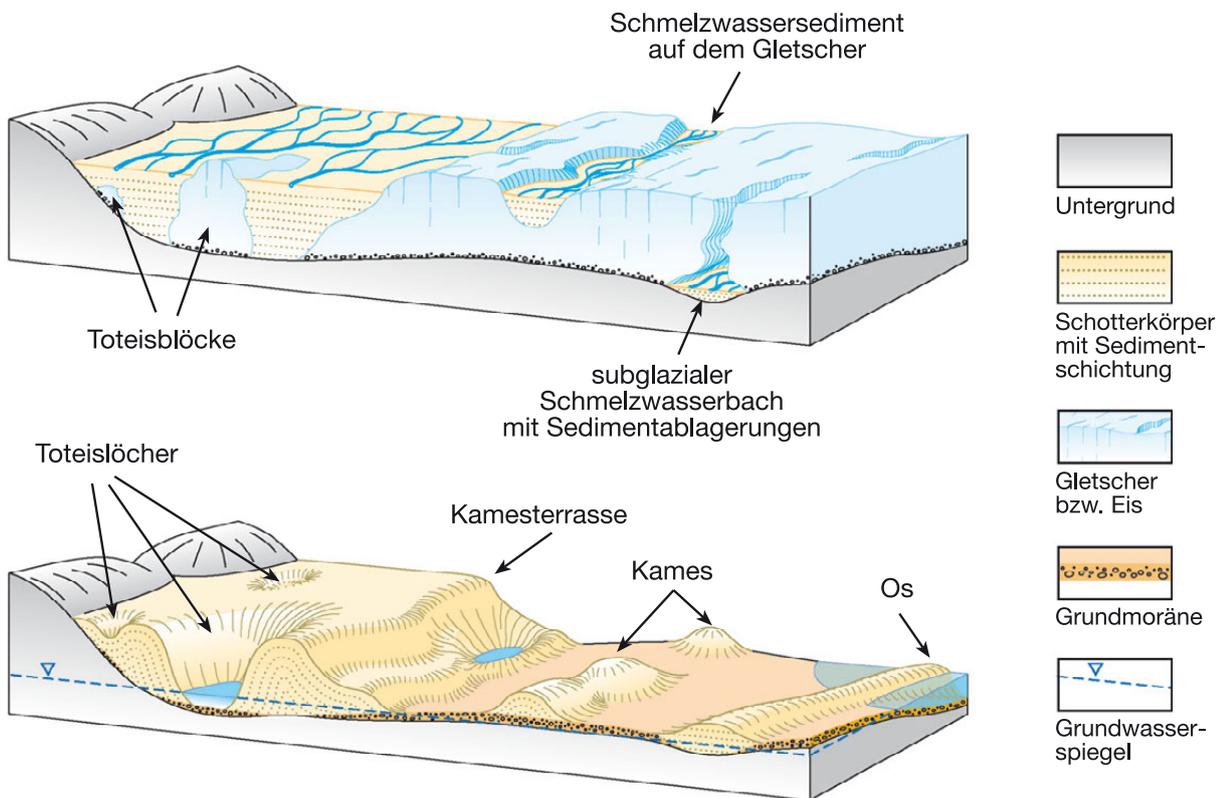
Die letzte der aus dem Alpenraum bekannten Kaltzeiten, die Würm-Kaltzeit, erreichte ihr Maximum vor etwa 20 000 Jahren. Danach stiegen die Temperaturen an, die Gletscher schmolzen ab. Eis, das nicht mehr mit dem sich bewegenden Gletscher in Verbindung stand, zerfiel in Blöcke und blieb liegen. Dazwischen suchten sich Schmelzwasserflüsse ihren Weg und lagerten Schotter an den Rand der Eismassen, füllten Rinnen im Eis mit Sand und Kies auf und überdeckten einzelne Eisblöcke auch gänzlich. Nachdem dieses „Toteis“ abgeschmolzen war, blieben charakteristische Geländeformen zurück wie die kesselartigen „Toteislöcher“, die heute oft mit Wasser gefüllt sind. Derartige Formen findet man in großer Zahl und Vielfalt in Eiszerfallandschaften wie an den Osterseen, bei Eggstätt oder Seeon, aber auch in Bereichen von Endmoränen.

In Gletscherspalten oder -mühlen geschüttete Schmelzwasserschotter blieben als langgestreckte („Kames“) oder kegelförmige („Tumuli“) Ablagerungen zurück. So genannte



Aufsteigende Quellen wie die „Blaue Gumppe“ speisen die Osterseen.

Kamesterrassen wurden an den Gletscher-rändern zwischen Moränen und Gletschereis abgelagert. Wallartige, langgestreckte Rücken aus Sand und Kies („Oser“) zeichnen in etwa die Richtung der Eisbewegung nach. Sie sind, wie die Marieninsel im Großen Ostersee oder das Eggelburger Os bei Ebersberg, Hinterlassenschaften von Schmelzwasserflüssen in Gletschertunneln unter dem Eis.



Schematische Skizze zur Entstehung von Eiszerfallandschaften

Eiszerfallslandschaft Osterseen

Geotop-Nr.: 190R035
Landkreis: Weilheim-Schongau
Gemeinde: Iffeldorf
TK 25: 8233 Iffeldorf
Lage: R: 4447754 H: 5294969
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Niederterrassenschotter
 (Jung-Pleistozän)
 Würm-Moräne (Jung-Pleistozän)



Beschreibung:

Wassergefüllte Senken, Moore, markante Hügel und Schotterflächen kennzeichnen das Gebiet der Osterseen südlich des Starnberger Sees. Das Gebiet gilt als eine der am besten erhaltenen Eiszerfallslandschaften Bayerns. Große Toteismassen und mehrere Generationen von Schmelzwasserflüssen, die ihre Gesteinsfracht ablagerten, formten die Landschaft. Aber bereits im Spätglazial war der Bereich vom großen Entwässerungsnetz der Alpen abgeschnitten. Es wurden nur noch geringe Mengen an Sedimenten eingetragen. Deshalb sind die Osterseen, im Gegensatz zu vielen anderen voralpinen Seen der Nacheiszeit, kaum verlandet; die ursprüngliche Eiszerfallslandschaft mit den zahlreichen Toteislöchern, Eisränderterrassen, Kames und Osern blieb erhalten.

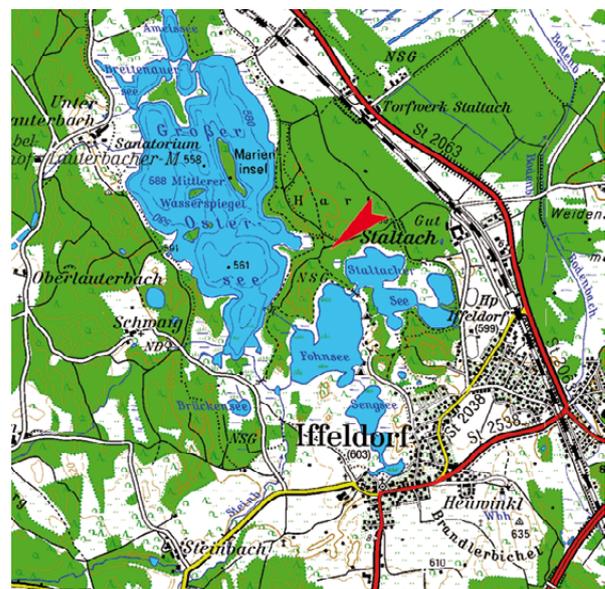
Die Osterseen werden vorwiegend durch Grundwasser gespeist, das in zahlreichen Quelltrichtern austritt. Am bekanntesten ist die „Blaue Gump“ südlich des Großen Ostersees. Die Wände ihres Quelltrichters sind von weißen Ablagerungen aus Süßwasserkalk überzogen, der aus dem kalkreichen Quellwasser ausgeschieden wird.

Teile des Osterseegebietes sind seit 1981 als Naturschutzgebiet ausgewiesen. Zum Erhalt dieses einzigartigen geologischen und biologischen Naturerbes sind die Besucher gebeten, den Schutzbestimmungen Folge zu leisten.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: KEIM & LAGALLY (2006)
 GAREIS (1978)
 ROTHPLETZ (1917)



Aus der Vogelperspektive erkennt man besonders gut die geometrische Anordnung von Inseln und Untiefen, die ehemaligen Gletscherspalten folgen.

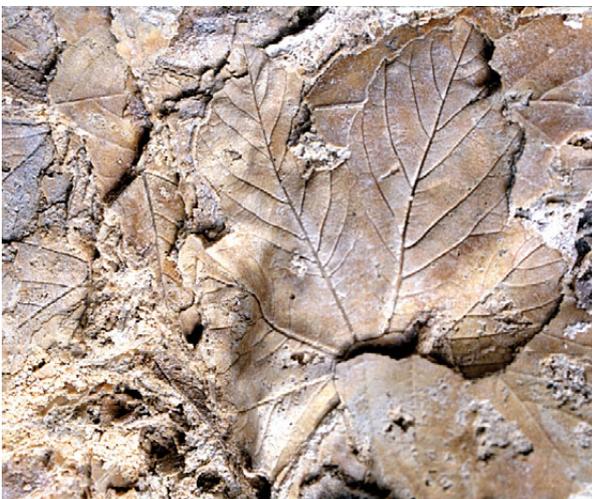


Kalksinter – wachsende Steine

Kalktuffe sind erdgeschichtlich sehr junge Bildungen, die auch heute noch entstehen. Im Jungmoränenbereich des Alpenvorlandes konnten sie sich erst in den letzten ca. 12 000 Jahren bilden. Häufig treten an der Grenze von schlecht wasserdurchlässigen Schichten und darüber liegenden, kalkreichen quartären Schottern karbonatreiche Grundwässer aus, die durch das Zusammenwirken unterschiedlicher Prozesse, wie z. B. turbulentes Fließen, Erwärmung, aber auch durch den Stoffwechsel von Pflanzen ihre Kohlensäure abgeben. Das dadurch frei werdende Kalziumkarbonat wird bevorzugt an exponierten Stellen abgelagert.



Aus Kalktuff erbaute romanische Basilika von Altenstadt bei Schongau (1180–1220)



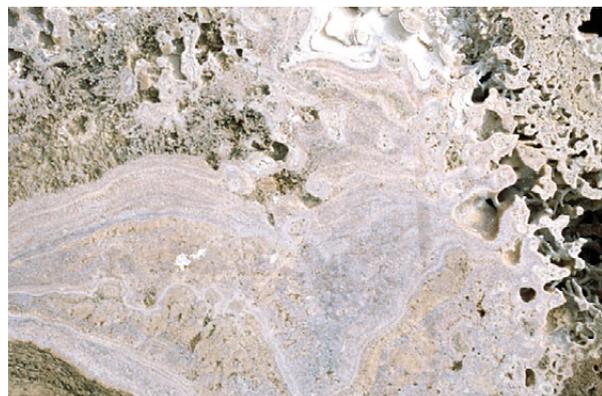
Blattabdrücke in Pollinger Kalksinter

So können an steilen Talflanken Überhänge entstehen, die dabei den dahinterliegenden Hohlraum einschließen. Derartige Primärhöhlen, die bereits während der Gesteinsbildung auf natürliche Weise entstanden sind, findet man in unterschiedlicher Größe vor allem im Ammertal.

In früheren Jahrhunderten hatte Kalktuff als Werkstein eine große Bedeutung. So sind die ältesten Bauwerke der Gegend wie die romanische Basilika in Altenstadt, die Klosterkirche in Polling sowie die Stadtmauern von Schongau und Weilheim aus diesem leicht zu bearbeitenden Baustein errichtet. Besonders wichtig waren die großen Sinterkalkvorkommen bei Polling, Paterzell, im Ammertal bei Rottenbuch, aber auch im Isartal oberhalb von Bad Tölz oder im Mangfalltal bei Weyarn. Heute ist nur noch ein Steinbruch in Polling in Betrieb.



Ein ehemaliger Baumstamm ist als Hohlraum im Kalktuff konserviert.



Kalktuff ist meist sehr porös.

Schleierfälle im Ammertal

Geotop-Nr.: 190R046
Landkreis: Weilheim-Schongau
Gemeinde: Wildsteig
TK 25: 8331 Bad Bayersoien
Lage: R: 4424004 H: 5282381
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Kalktuff, Sinter (Holozän)

Beschreibung:

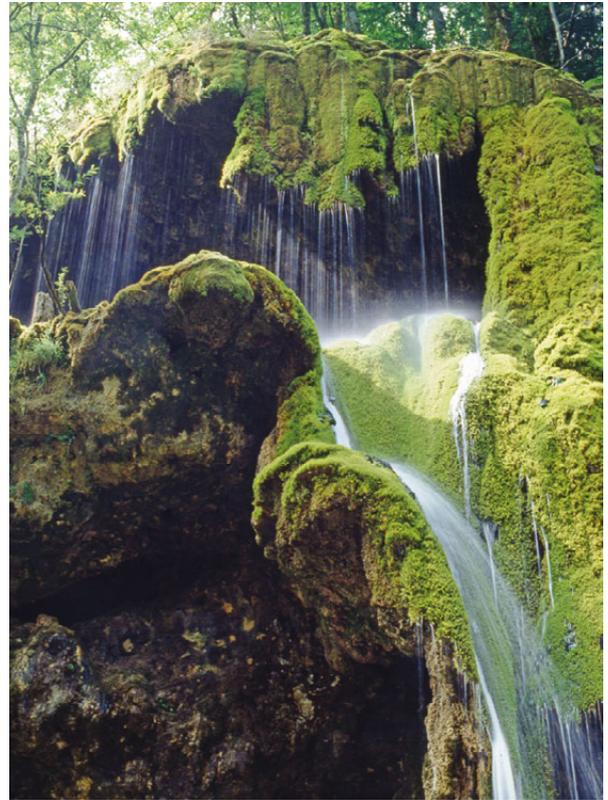
Südlich von Bayersoien ragt ein Tufffelsen in das tief eingeschnittene Ammertal. Über seine steilen Flanken suchen sich kleine Bäche ihren Weg durch moosüberwachsene Felsen, von Überhängen tropfendes Wasser bildet feine Schleier, aus Hohlräumen und Gängen gurgelt Wasser heraus. Die „Schleierfälle“ zeigen auf anschauliche Weise die Vorgänge bei der Ablagerung von Kalktuff aus karbonatreichem Quellwasser.

Ihre Entstehung verdanken sie einer besonderen geologischen Situation: Auf halber Höhe der Talflanke bildeten sich an der Grenze von Gesteinsschichten der Tertiärzeit und darüber liegenden eiszeitlichen Schottern mehrere Schichtquellen. An diesen tritt seit Jahrtausenden karbonatreiches Wasser aus. Zunächst fließt es über bereits früher abgesetzte, mit Pfeifengras und Fichtenwald bestandene Kalktuffablagerungen und fällt schließlich, zum Teil in breiten Schleiern, von den bemoosten Kalktufffelsen in mehreren Stufen bis zum Flussbett hinunter.

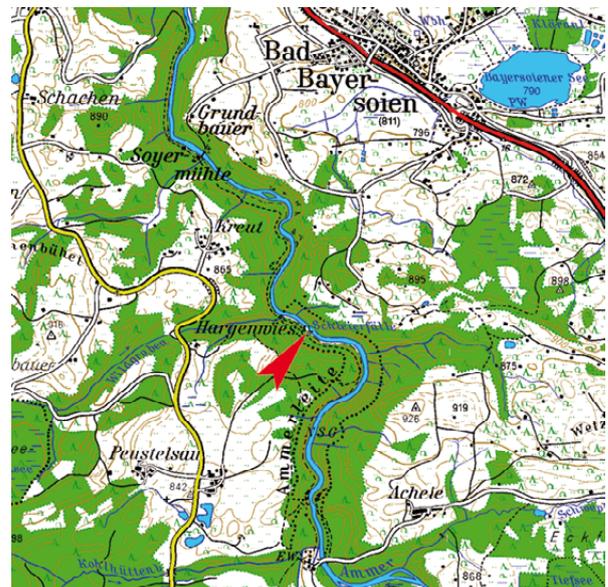
Die Schleierfälle sind eines der wenigen Beispiele, an denen man aktuelle Vorgänge der Entstehung von Kalktufffelsen und gleichzeitig die Bildung von Primär-Höhlen beobachten kann. Um dieses besondere Geotop vor weiteren Beschädigungen, aber auch Besucher vor abstürzenden Felsen zu schützen, musste mit der Ausweisung der Schleierfälle als Naturdenkmal auch die Betretung eingeschränkt werden.

Bitte beachten Sie das Wegegebot!

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: CRAMER (1969)



Die Schleierfälle – ein smaragdgrünes Kleinod im Ammertal

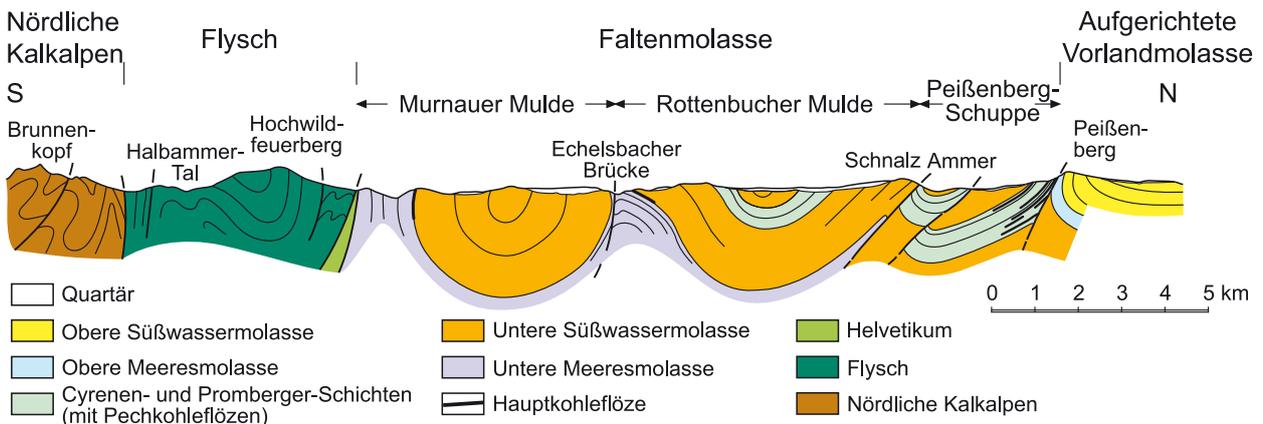


Faltig, aber gar nicht so alt

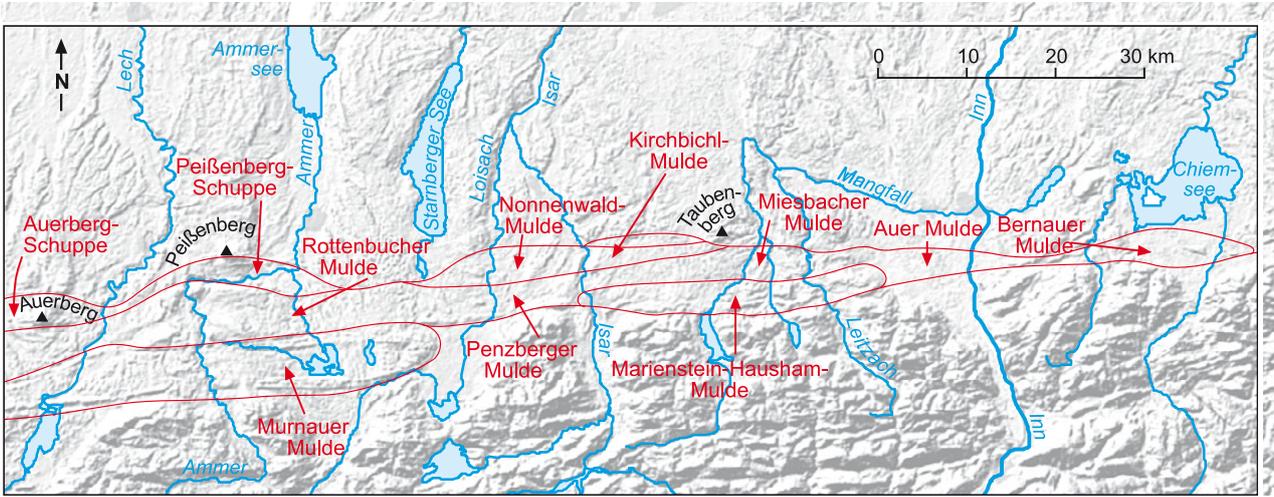
An den morphologischen Alpenrand schließt sich im Norden die Faltenmolasse an. Dieses Gebiet weist Gesteine auf, die vom Beginn der Absenkung des Molassebeckens bis zur Zeit des Miozäns abgelagert wurden. Der dem Alpenrand nahe Teil der Molasse wurde an der Front der im Miozän nordwärts gleitenden alpinen Decken als „Knautschzone“ von ihrem Untergrund abgeschert und in eine Reihe von Ost-West-verlaufenden Muldenzügen und Schuppen zusammengestaucht (LEMCKE 1973, 1988). Im westlichen Oberbayern bildeten sich so hintereinander gestaffelt die Murnauer und die Rottenbucher Mulde sowie die Peißenberg-Schuppe, im Raum Miesbach die Haushamer und Miesbacher Mulde und südlich des Chiemsees schließlich nur noch eine, die Bernauer Mulde. Durch interne Faltung und

Verschuppung der Mulden und Zerschering der Verbindungssättel ist der geologische Bau zusätzlich verkompliziert (SCHWERD 1996).

An der Oberfläche werden die Mulden oder Schuppen von steilen, in der Tiefe flacher nach Süden einfallenden Bewegungsflächen begrenzt. Im Südteil ist die Faltenmolasse noch durch große Blattverschiebungen im Alpenkörper beeinflusst. So endet beispielsweise die Murnauer Mulde im Osten an der Kesselbergstörung mit einem lehrbuchhaften umlaufenden Streichen der Schichten. Nach Norden grenzt die Faltenmolasse, die im Bereich des Peißenberges mit 17 km ihre maximale Breite erreicht, mit der südfallenden Peißenberger Überschiebung an die Vorlandmolasse.



Schnitt durch die Faltenstrukturen am Alpennordrand (nach GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955)



Übersicht über die Muldenstrukturen der Faltenmolasse am Alpennordrand

Molassehärtlinge bei Lechbruck

Geotop-Nr.: 190R048
Landkreis: Weilheim-Schongau
Gemeinde: Prem
TK 25: 8330 Roßhaupten
Lage: R: 4410046 H: 5284923
Naturraum: Lech-Vorberge
Gestein: Weißach-Schichten (Oligozän)
 Bausteinschichten (Oligozän)

Beschreibung:

Östlich von Lechbruck überströmt der Lech mehrere Felsriegel aus Molassekonglomeraten, wobei er kleine Kaskaden ausbildet. Bei Niedrigwasser sind die Gesteine vom Ufer gut zugänglich. Direkt unterhalb der Lechbrücke überströmt der Fluss steil nach Norden einfallende, dicke Konglomeratbänke der Bausteinschichten (Untere Meeresmolasse). Besonders westlich des Flusses sind sie als mehrere Meter hohe Felsrippen freipräpariert. Etwa 150 m weiter nördlich erkennt man eine Abfolge dünner Konglomerat- und Sandsteinbänke der etwas jüngeren Weißach-Schichten (Untere Süßwassermolasse), die im Flusslauf als deutliche Schwellen in Erscheinung treten. Südlich der Lechbrücke weitet sich das Flussbett, die Ufer treten zurück. Dort stehen die weicheren Tonmergelschichten an, die der Erosion weniger Widerstand entgegensetzen konnten und deshalb bis auf das Flussniveau abgetragen sind.

An den Aufschlüssen ist der Übergang von den marinen Kalksandsteinen und Konglomeraten der Unteren Meeresmolasse in die Gesteinsschichten der Unteren Süßwassermolasse zu erkennen. Gleichzeitig weisen die steilstehenden, sowohl nach Norden wie nach Süden einfallenden Schichten auf eine besondere tektonische Situation hin: Die Molasse-schichten sind in einem Sattel aufgefaltet, dessen Kern aus Tonmergelschichten von einer Störung durchzogen ist. Diese markiert die Grenze zwischen der Murnauer Mulde im Süden und der Rottenbucher Mulde im Norden.

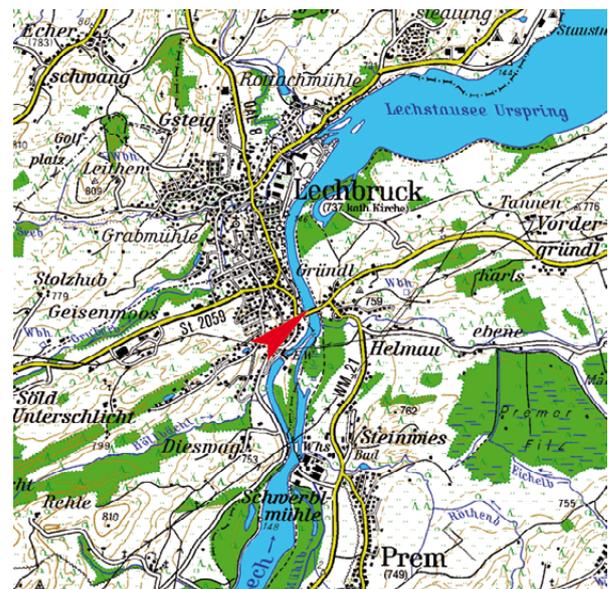
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: HÖFLE & KUHNERT (1969)



Die Brücke von Lechbruck wurde direkt oberhalb einer markanten Gesteinsrippe gebaut.



Etwas flussabwärts ist bei Niedrigwasser eine Abfolge von Konglomerat-, Sandstein- und Mergelbänken zugänglich.



Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		Firneis, Gletscher
			Schwemmfächer und Schuttkegel
			a) Hangschutt und -lehm b) Bergsturzmasse
			Torf
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			Jungmoräne (würmzeitlich), z.T. mit Vorstoßschotter

Tertiär	MOLASSEBECKEN UND ALPEN		
	Oligozän	USa	Untere Süßwassermolasse, älterer Teil
		UMa	Untere Meeresmolasse, älterer Teil
Kreide	Helvetikum		
	Oberkreide	ho	Seewer Kalk
		hm	Drusbergschichten bis Garschella-Formation

Kreide-Altertär	Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhenodanubischer Flysch		
		u	Feuerstätter Flysch („Unternoggschichten“)
		fo	Rhenodanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Ofterschwanger Schichten bis Bleicherhorn-Serie
		fu	Rhenodanubischer Flysch: Tristelschichten bis Quarzitserie
Kreide	Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)		
	Oberkreide	ce	Branderfleckschichten Losensteiner Schichten
	Unterkreide	n	Tannheimer Schichten Schrambachschichten
Jura	Lias-Malm		
		j	Liasbasiskalk bis Ammergauer Schichten
Trias	Rhät	ko	Oberrhätkalk Kössener Schichten
		pk	Plattenkalk
	Nor	hd	Hauptdolomit
Karn	r	Raibler Schichten	
	Anis-Karn	wk	Wettersteinkalk
		p	Partnachschichten
		ma	„Alpiner Muschelkalk“ (Virglioriakalk bis Reiflinger Kalk)

3.10 Garmisch-Partenkirchen

Auch wenn sich der Landkreis Garmisch-Partenkirchen weit in das oberbayerische Alpenvorland hinaus erstreckt, das Werdenfelser Land in der naturräumlichen Einheit Niederwerdenfelser Land zwischen Griesen im Westen und der Isar im Osten bildet sein eigentliches Herzstück. Im Süden ragt das Wettersteingebirge mit Deutschlands höchstem Berg, der Zugspitze (2962 m), auf. Hier befinden sich mit dem Schneeferner und Höllentalferner die Reste von zwei in den bayerischen Alpen verbliebenen Gletschern. Östlich und südlich der Isar liegen die nördlichen Teile des Karwendelgebirges mit seinem höchsten Gipfel im Landkreis, der Östlichen Karwendelspitze (2538 m).

Diesen zu den Nördlichen Kalkhochalpen gehörenden Hochgebirgsregionen ist westlich der Loisach das von der Ammer durchschnittene Ammergebirge vorgelagert. Östlich des tiefen Trogtales der Loisach erstrecken sich die Kocheler Berge, deren Westteil zwischen Loisach und Walchensee das Estergebirge mit seiner höchsten Erhebung, dem Krottenkopf (2086 m), bildet. Mit Gipfelhöhen um ca. 2000 m sind diese zu den Schwäbisch-Bayerischen Voralpen zählenden Gebirgsbereiche deutlich niedriger als die Kalkhochalpen.

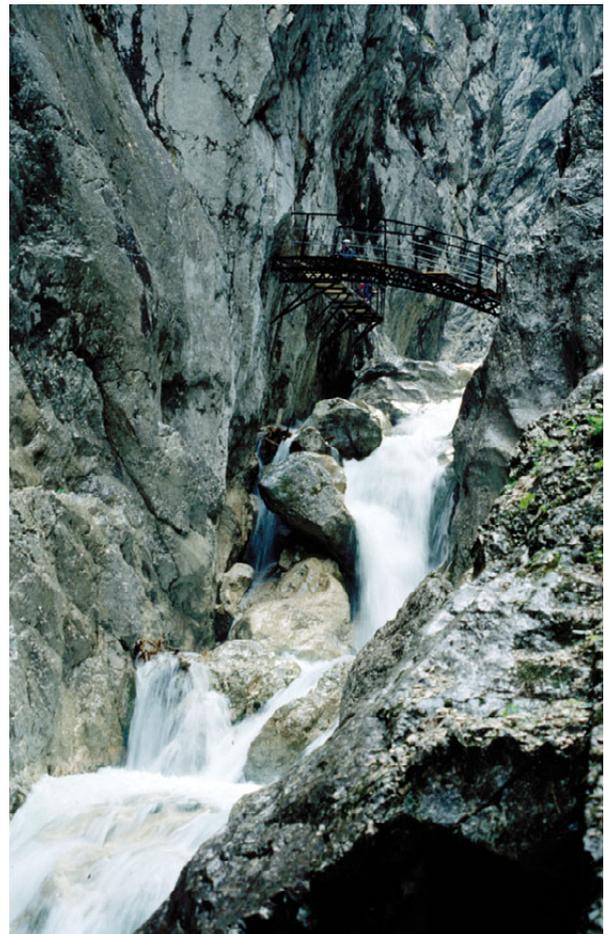
Morphologisch besonders prägnant ausgebildet ist der Alpennordrand, der Übergang von den Schwäbisch-Bayerischen Voralpen zum Ammer-Loisach-Hügelland. In diesem, von Ost-West-verlaufenden Höhenrücken der Faltenmolasse durchzogenen Teil des Voralpinen Hügel- und Moorlandes mit durchschnittlichen Höhenlagen um 700 m liegen mit dem Staffelsee und dem Riegsee die einzigen größeren Seen des Landkreises.

Der Voralpen-Bereich wird von den tiefen Tälern der Ammer im Westen, der Loisach im Zentrum und der Isar im Osten durchschnitten. Besonders ausgeprägt ist das Loisachtal, das während der Eiszeiten von mächtigen Gletschermassen durchflossen und tief ausgeräumt wurde. Sie hinterließen das Becken des Murnauer Moores und des Kochelsees, wo

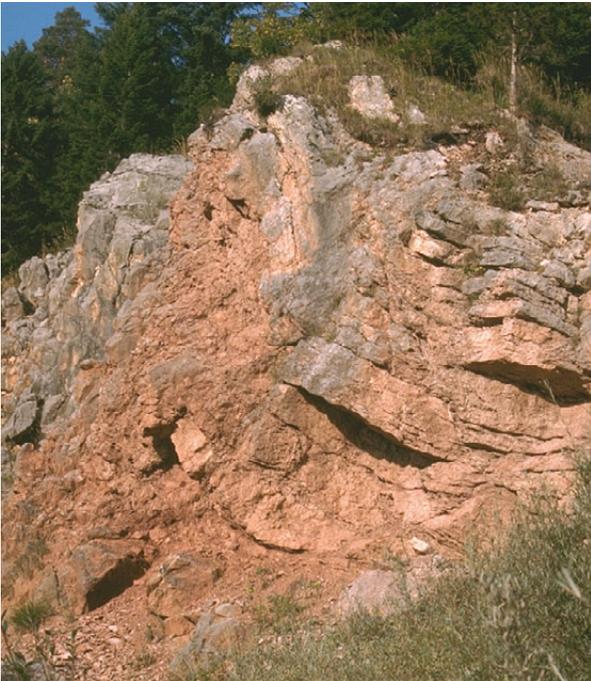
sich im Mondscheinfilz bei Großweil mit 601 m der niedrigste Punkt des Landkreises befindet.

Klassisch ausgebildet kann man hier auf engstem Raum die unterschiedlichen Baueinheiten des nördlichen Alpenrandes studieren. Im Loisachtal sind von Süden nach Norden die Nördlichen Kalkalpen, die Flysch-, die Helvetikum- und die Faltenmolasse-Zone aufgeschlossen.

Die Nördlichen Kalkalpen werden im Süden vom Wetterstein- und Karwendelgebirge geprägt, die vorwiegend von Gesteinen der Trias aufgebaut sind: an den unteren Hängen liegen oft gebankte dunkle Reiflinger Kalke, darüber der helle, kompakte Wettersteinkalk, der hier ebenso wie die dunklen, mergeligen Partnach-



In der Höllentalklamm hat sich der Hammersbach tief in den Wettersteinkalk eingeschnitten.



Rötliche Jurakalke wurden früher nördlich von Mittenwald gewonnen und als „Mittenwalder Marmor“ gehandelt.

schichten seine Typlokalität hat. Die Gebirgsmassive von Kreuzspitze, Kramer, Estergebirge und Soiernspitze bestehen hauptsächlich aus Hauptdolomit, nur im Gipfelbereich befinden sich in Muldenzügen Plattenkalke. Jüngere Gesteine findet man vorwiegend im Bereich der Allgäudecke am Nordrand der Kalkalpen.

Die nördlich anschließende Flysch-Zone bildet einen wenige Kilometer breiten Streifen am

morphologischen Alpennordrand. Im nördlichen Ammergebirge, der Hörnle-Gruppe und am Nordrand der Kocheler Berge tritt sie weniger auffällig in Erscheinung als die Kalkalpen, da sie vorwiegend aus weichen, erosionsanfälligen Gesteinen besteht. Gesteine des so genannten Helvetikum sind im Landkreis nur in einem schmalen Saum von wenigen 100 m Breite in den so genannten Köcheln, vom Gletschereis herauspräparierten Härtlingsrücken im Murnauer Moos, aufgeschlossen.

Auch die Faltenmolasse-Zone knapp nördlich des morphologischen Alpenrandes rechnet man geologisch noch zu den Alpen, auch wenn sie im Landkreis keine markanten Gipfel aufweist. Durch die Kräfte der Gebirgsbildung wurden hier Teile der Schichtenfolge des Alpenvorlandes von ihrer Unterlage abgeschert, nach Norden verfrachtet und in mehrere Ost–West verlaufende Mulden gefaltet. Besonders auffällig ist die tektonische Struktur der Murnauer Mulde, deren östliches Ende an der Loisach bei Großweil ein so genanntes umlaufendes Streichen, eine schüsselförmige Struktur, aufweist.

Zeugen der quartären Vereisungen und der Nacheiszeit sind an vielen Stellen vor allem in den Tälern und im Alpenvorland zu finden. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um Moränen, die dort erhalten blieben, wo sie vor der Erosion geschützt waren wie bei Mittenwald und Klais oder im Ammer- und Loisach-



Das Hörnle südwestlich von Murnau ist ein typischer Berg der Flyschzone: niedrig, bewaldet und rutschgefährdet.



Murnauer Moos: Blick über das Murnauer Moos mit seinen „Köcheln“ nach Süden zum Werdenfelder Land. Das weite Moorgebiet entwickelte sich nach der letzten Eiszeit in einem Becken, das der Loisachgletscher südlich der Hügelkette der Faltenmolasse ausgeräumt hatte.

tal. Drumlins finden sich nördlich von Murnau an den Barrieren aus Molassegesteinen. Ein besonderes Dokument der Klimageschichte der Erde befindet sich bei Großweil, wo aus der im feuchtwarmen Klima des Riß-Würm-Interglazials verbreiteten üppigen Vegetation mächtige Schieferkohlen entstanden waren, die bis 1962 abgebaut wurden. Schotterkörper in den von Gletschern ausgeräumten Tälern von Ammer, Loisach und Isar besitzen heute als wichtige Grundwasservorkommen besondere Bedeutung.

Nahe an den abschmelzenden Gletschern bildeten sich im Spätglazial Staubeckensedimente. Aufgestaut durch Moränenwälle oder Eisreste entstanden Eisrandseen, in denen glazifluviatile und -limnische Sedimente abgelagert wurden: Deltaschotter, Feinsande und vor allem Seekreiden. Diese weisen unterschiedliche Färbungen von blaugrau bis weiß und Mächtigkeiten bis 20 m auf. Häufig findet man derartige Bildungen bei Elmau und dem Schloss Kranzbach sowie vor allem bei Kaltenbrunn. Dort wird die so genannte Kaltenbrunner Bergkreide seit fast 400 Jahren abgebaut und zu Tüncherkreide, für Heilzwecke, als Rohstoff für die chemisch-technische Industrie und zu Füllstoff verarbeitet (WEINIG et al. 1984). Verfestigte Seekreiden aus älteren Kaltzeiten wurden im Raum Mittenwald als „Kofelstein“ abgebaut.

Im Holozän kam es zu großen Bergstürzen wie beispielsweise vor ca. 3700 Jahren zum Grainauer Bergsturz an der Westflanke des Zugspitzmassivs (JERZ & POSCHINGER 1995).



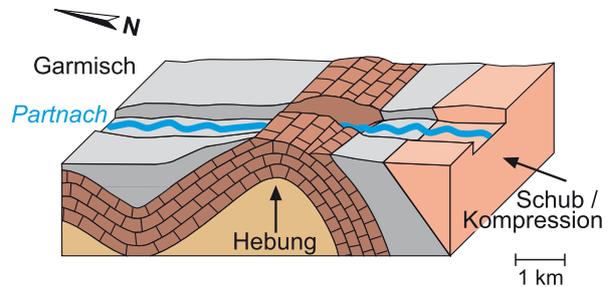
Am Isarhorn nördlich von Mittenwald hat sich die Isar tief in pleistozäne Schotter und Seesedimente eingeschnitten und so spektakuläre Erosionsformen geschaffen.

Heller Kalk und dunkler Mergel

Als zu Beginn des Erdmittelalters der ehemals zusammenhängende Urkontinent Pangäa zerfiel, entwickelte sich ein tropisches Schelfmeer. In jenem Teil dieses Meeres, in dem sich die Sedimente der späteren Nördlichen Kalkalpen ablagerten, entstanden in der Mitteltrias auf ausgedehnten Karbonatplattformen mächtige Riff- und Lagunensedimente.

In den Flachwasserbereichen des lichtdurchfluteten Meeres herrschten reges Leben und gute Bedingungen für kalkabscheidende Organismen. Hier konnte die „Biogenproduktion“ von Sedimenten Schritt halten mit der laufenden Absenkung des Ablagerungsraums. So bildete sich der bis 1500 m mächtige, helle Wettersteinkalk, der teils gebankt, teils massig vorliegt. Am Aufbau der massigen Riffgesteine waren vor allem Kalkschwämme und Mikroorganismen beteiligt. Die gebankten Kalke waren hinter den Riffen in Lagunenbereichen entstanden, wobei die so genannte *Diploporen* und andere Rasen bildende Kalkalgen eine wesentliche Rolle spielten (BÖGL & SCHMIDT 1976, OTT 1967). Nicht selten findet man im oberen Wettersteinkalk Vererzungen, die mit einem untermeerischen Vulkanismus in Zusammenhang gebracht wurden (SCHNEIDER 1953). Vor allem Bleiglanz und Zinkblende wurden an verschiedenen Stellen abgebaut, beispielsweise bei den Knappenhäusern im Höllental und im Raum Mittenwald.

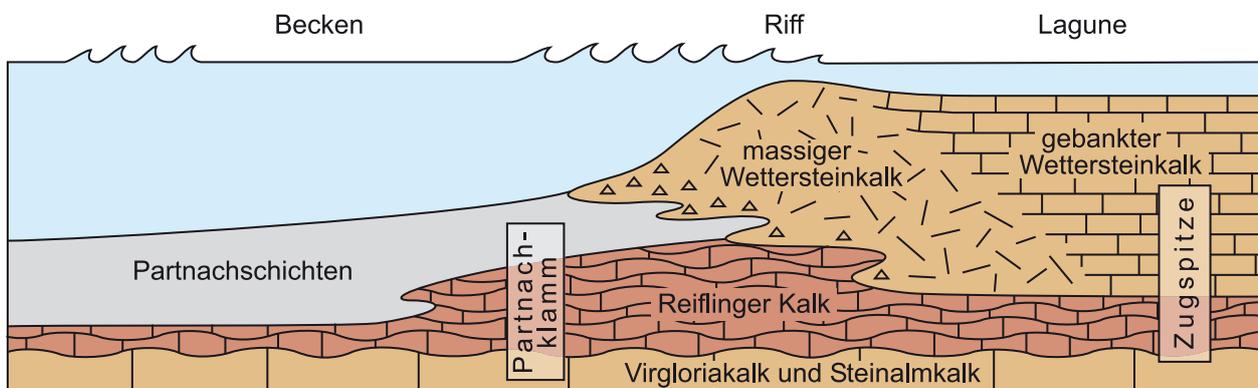
Zeitgleich mit der Bildung des Wettersteinkalkes kam es in den benachbarten tieferen



Die Partnachklamm durchschneidet den so genannten Wamberger Sattel, dessen Kern hier von Reiflinger Schichten und Steinalmkalk gebildet wird.

Beckenbereichen des Meeres zur Ablagerung der Partnachschiefer, die im Vergleich zum Wettersteinkalk eine wesentlich geringere Mächtigkeit aufweisen. Hier wurden vorzugsweise feinkörnige bis tonige Sedimente in die Meeresbecken eingetragen. Aus ihnen entstanden dunkle Mergelsteine, in die bereichsweise hell verwitternde, graue Kalksteine eingeschaltet sind.

Im Übergangsbereich zwischen den Becken mit Partnachschiefer und den Wettersteinkalk-Riffen entstanden zunächst noch die dunklen gebankten Kalksteine der Reiflinger Schichten. Mit der Zeit verschwand jedoch der Übergangsbereich. Daher gehen die Reiflinger Schichten nach oben teilweise in Wettersteinkalk über wie z. B. an der Nordflanke der Zugspitze, oder sie werden von Partnachschiefer überlagert, wie in der Partnachklamm.



Schematische Skizze des Ablagerungsraums von Partnachschiefer und Wettersteinkalk im oberen Ladin vor ca. 230 Millionen Jahren

Partnachklamm

Geotop-Nr.: 180R002
Landkreis: Garmisch-Partenkirchen
Gemeinde: Garmisch-Partenkirchen
TK 25: 8532 Garmisch-Partenkirchen
Lage: R: 4434072 H: 5258630
Naturraum: Niederwerdenfelser Land
Gestein: Partnachschichten (Ladin)
 Reiflinger Kalk, Steinalmkalk, Virgloriakalk (Anis-Ladin)

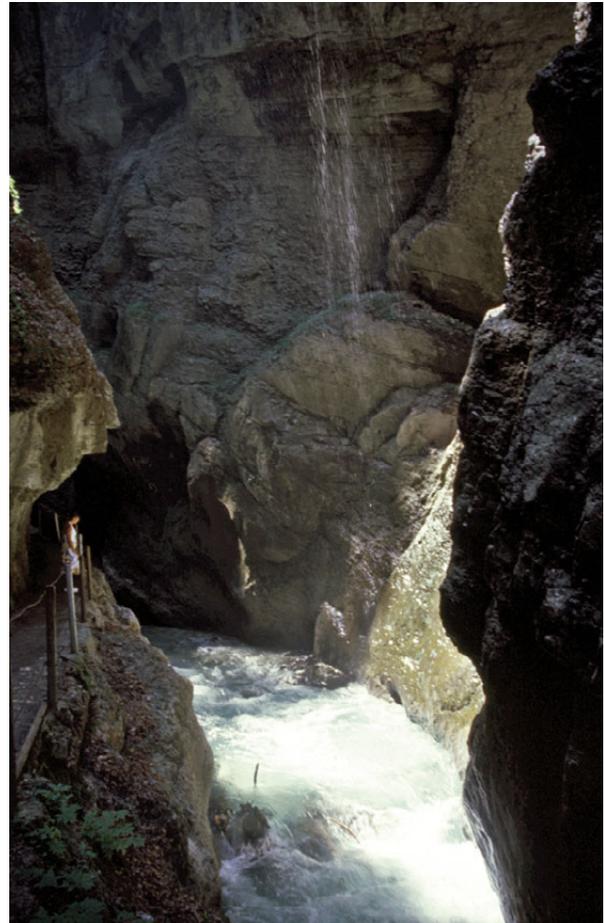


Beschreibung:

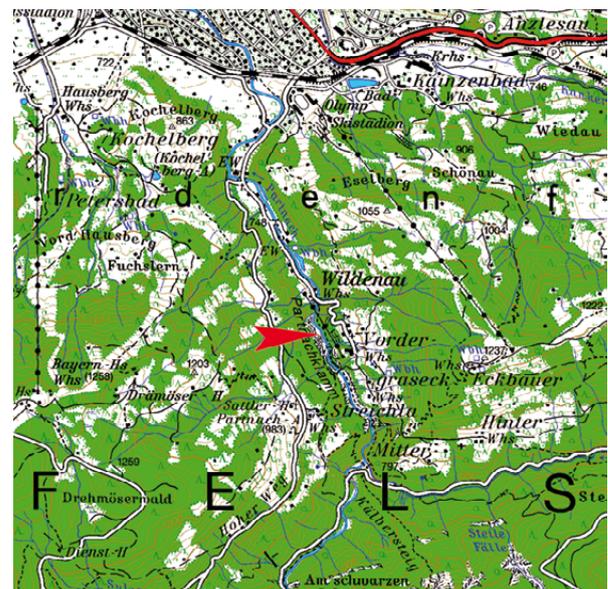
Als eine der eindrucksvollsten Klammern in den bayerischen Alpen durchschneidet die Partnachklamm auf einer Länge von 700 m Steinalmkalk, Reiflinger Kalk und Partnachschichten. Ihre Wände reichen bis zu 86 m in die Höhe. Der namensgebende Fluss – die Partnach – entspringt im Reintalanger und wird u. a. durch Schmelzwasser des Schneefeners, dem kläglichen Rest eines eiszeitlichen Gletschers auf dem Zugspitzplatt, gespeist.

Der Reiflinger Kalk, ein dunkelgrauer Kalkstein, zeigt als charakteristisches Merkmal unebene, wulstartige Schichtflächen, die auf Drucklösung an den Grenzflächen der einzelnen Schichten zurückgeführt werden. Darüber liegen dunkelgraue Mergelsteine mit einzelnen Kalkbänken der Partnachschichten. Bei der alpidischen Gebirgsbildung wurde die Gesteinsserie gefaltet und südlich der Linie Grainau–Wallgau als so genannter Wamberger Sattel tektonisch herausgehoben. Die obersten Partien dieser Struktur bestanden aus den weicheren Partnachschichten, die schnell durch die Erosion bis auf den harten Kalk im Sattelnern abgetragen wurden. Die Erosionskraft der Partnach war groß genug, um den Riegel aus hartem Reiflinger Kalk mit einer engen Schlucht zu durchbrechen. Oberhalb und unterhalb dieses Riegels fließt die Partnach durch die weicheren Partnachschichten, in denen sie ein viel breiteres Flussbett anlegen konnte.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: UHLIG (1991, 1954)
 REIS (1911)



Auf einem Wanderweg können Besucher die Partnachklamm mit allen Sinnen erleben.



Bahnschotter aus dem Murnauer Moos

Nur vereinzelt an wenigen Stellen am oberbayerischen Alpennordrand findet man wechselhaft ausgebildete Grünsandsteine der helvetischen Kreide. Sie unterscheiden sich von anderen Sandsteinen durch besondere gesteintechnische und mineralogische Besonderheiten. Aufgrund einer Sonderentwicklung besaß der so genannte Glaukoquarzit für lange Zeit eine wirtschaftliche Bedeutung. Er steht in den so genannten Köcheln im Murnauer Moos an. Diese durch die Eismassen der quartären Gletscher zu Rundhöckern geformten, West–Ost-verlaufenden Gesteinsrücken bestehen im Norden aus Gesteinen der Helvetikum-Zone, im Süden aus Gesteinen der Flysch-Zone.

Dank ihrer besonderen Eigenschaften waren die quarz- und glaukonitführenden Kalksandsteine des Helvetikums seit langer Zeit als Hartgestein sehr geschätzt (LAGALLY & STEPHAN 1984). In der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden in verschiedenen Brüchen im Murnauer Moos vor allem Pflastersteine für München gehauen, daneben auch Mauer- und Mühlsteine. Später verarbeitete man das gebrochene Material zu Bahn- und Straßenschotter sowie zu Splitt, grobe Blöcke fanden als Wasserbausteine Verwendung. Aufgrund ihrer hohen Druckfestigkeit und Frostbeständigkeit erfüllten diese Vorkommen die von der Deutschen



Blick von Süden auf den Härtlingsrücken des Langen Köchel

Bundesbahn gestellten Qualitätsanforderungen für Gleisschotter. Daher fanden sie bei Gleiserneuerungen in weiten Bereichen Südbayerns, aber auch beim U- und S-Bahn- sowie beim Straßenbahnbau in München Verwendung.

Von 1927 bis 1999 produzierte hier der Stein- und Erdenbetrieb „Hartsteinwerk Werdenfels“ ca. 24 Millionen Tonnen Naturstein mit dem Handelsnamen „Glaukoquarzit“. Seit der Stilllegung des letzten Abbaubetriebes im Jahr 1999 sind die ehemaligen Gewinnungsstellen am Moosberg-Köchel und am Langen Köchel voll Wasser gelaufen und bilden heute lang gestreckte Seen.



In den tieferen Teilen des ehemaligen Steinbruchs hat sich ein von Grundwasser gespeister See gebildet.

Langer Köchel im Murnauer Moos

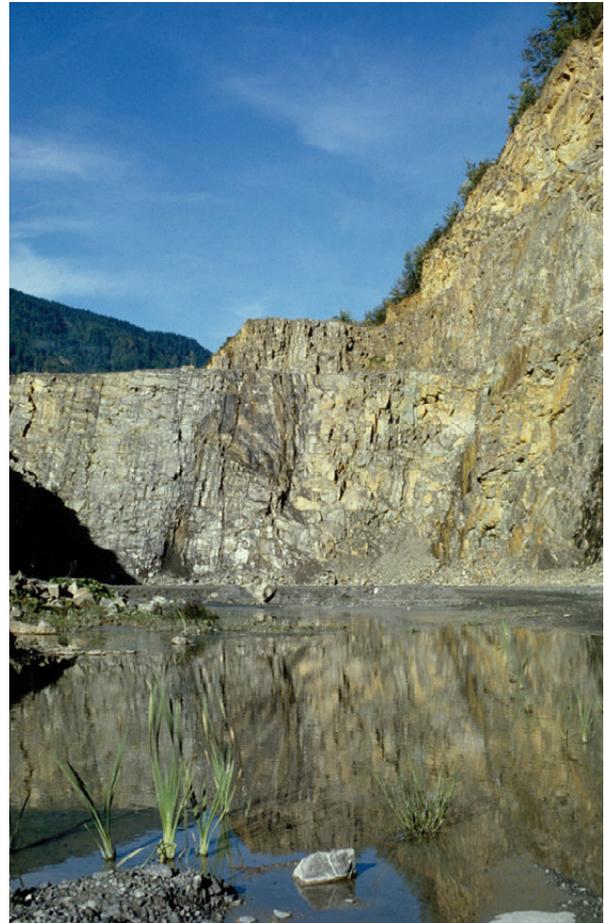
Geotop-Nr.: 180A004
Landkreis: Garmisch-Partenkirchen
Gemeinde: Murnau a. Staffelsee
TK 25: 8332 Unterammergau
Lage: R: 4436289 H: 5277309
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Garschella Formation
 (Alb-Cenoman)
 Schrattekalk (Apt)
 Drusbergschichten (Barrême)

Beschreibung:

Am westlichen Ende einer West–Ost-verlaufenden Hügellkette, die das Murnau-Eschenloher Moos in zwei Teilbereiche gliedert, befindet sich der Lange Köchel, in dem der ehemalige Steinbruch des „Hartsteinwerks Werdenfels“ liegt. Die tiefste Abbausohle lag 40 m unter Geländeniveau (630 m). Wegen des hohen Grundwasserspiegels des Gebietes entstand daher nach Einstellung des Abbaus ein ca. 1,1 km langer und bis zu 100 m breiter, künstlicher See.

Die nach Süden einfallende Schichtenfolge beginnt mit den im Nordteil des ehemaligen Abbaus aufgeschlossenen dunkelgrauen bis schwarzen Mergelsteinen und eingeschalteten Kalkmergelbänken der Drusbergschichten. Auf diesen liegt eine Abfolge von dunklen Kalk- und Mergelsteinen mit hohen Anteilen an Quarzsandkörnern, die stratigraphisch etwa dem Schrattekalk entspricht. Der hohe Mergelanteil der Gesteine weist darauf hin, dass diese im Übergangsbereich vom Schrattekalk zu den Drusbergschichten abgelagert wurden. Der Abbau betraf hauptsächlich die darüber folgenden, zum Teil meterdick gebankten Quarzsandsteine und Quarzsand-reiche Kalksteine der Garschella-Formation, die man früher als Gault-Grünsandstein bezeichnete. Wechselnde Anteile des Minerals Glaukonit geben den Gesteinen ihre oftmals dunkelgrünlich-graue Farbe.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: ENGELBRECHT et al. (2007)
 ENGELBRECHT (2000)
 ZEIL (1954)



Der Steinbruch im Langer Köchel während des Abbaus im Jahr 1983



„Bucklige Welt“ – Alter und Entstehung von Buckelwiesen

Buckelwiesen sind ein landschaftsprägendes geomorphologisches Phänomen des Alpenraumes und seines unmittelbaren Vorlandes, doch ist ihre Verbreitung in diesem Gebiet nicht gleichmäßig. Die meisten befinden sich in den größeren Tälern der Kalkalpen. Sie entwickelten sich auf kalkreichen, eiszeitlichen Moränen- und Schotter-Ablagerungen sowie auf Karbonatgesteinen mit geringmächtiger Überdeckung.

Die Entstehung der Buckelwiesen war lange Zeit rätselhaft und auch heute noch werden die Vorgänge, die zu ihrer Bildung beigetragen haben, kontrovers diskutiert (PENCK 1941, ZECH & NEUWINGER 1974, ZECH & WÖLFEL 1974, ENGELSCHALK 1982, EMBLETON-HAMANN 1999). Grabungen haben ergeben, dass unter den Mulden meistens Verwitterungstaschen liegen, während dies unter den Buckeln nicht der Fall ist. Offensichtlich greift die Verwitterung aufgrund von Kalklösung durch verstärkt in den Mulden versickerndes Regen- und Schneeschmelz-Wasser hier tiefer ein. Der aus dem Untergrund gelöste Kalk wird abgeführt, durch das Materialdefizit sinken die Mulden nach. Manche Phänomene wie die schräge Lage von Verwitterungssäcken oder gelegentliche Einre-



Nur auf Teilflächen sind die Buckelwiesen auch heute noch erhalten.

gelung von Steinen geben auch Hinweise auf eine Beeinflussung durch periglaziale Frostboden-Vorgänge. Möglicherweise entstand durch diese Bodenbewegungen ein „Primärrelief“, das später durch Lösungsvorgänge verstärkt wurde.

Neuere Untersuchungen zeigen, dass die Ausbildung dieses primären Reliefs auch durch Windwurf initiiert werden kann. Aber auch das bloße Vorhandensein eines Waldbewuchses kann bei geeignetem Untergrund ausreichen, da aufgrund der höheren Niederschläge (vor allem Schnee im Winter) zwischen den Bäumen mehr kalkreiches Material im Untergrund gelöst werden kann. In jedem Fall scheinen aber die Lösungsvorgänge unter den Mulden der entscheidende Faktor zu sein.

Das Entstehungsalter der Buckelwiesen ist noch umstritten, da es bisher nur wenige verlässliche Daten gibt. Es scheint jedoch als maximales Alter das Würm-Spätglazial (nach dem Abschmelzen der Gletscher in den großen Alpentälern) fest zu stehen. Manche Buckelwiesen wurden auf nur wenige hundert bis eintausend Jahre datiert.



Abendliches Streiflicht bringt die Buckelwiesen besonders zur Geltung.

Buckelwiesen bei Mittenwald

Geotop-Nr.: 180R013
Landkreis: Garmisch-Partenkirchen
Gemeinde: Mittenwald
TK25: 8533 Mittenwald
Lage: R: 4444800 H: 5259600
Naturraum: Niederwerdenfelser Land
Gestein: Würm-Moräne (Jung-Pleistozän)



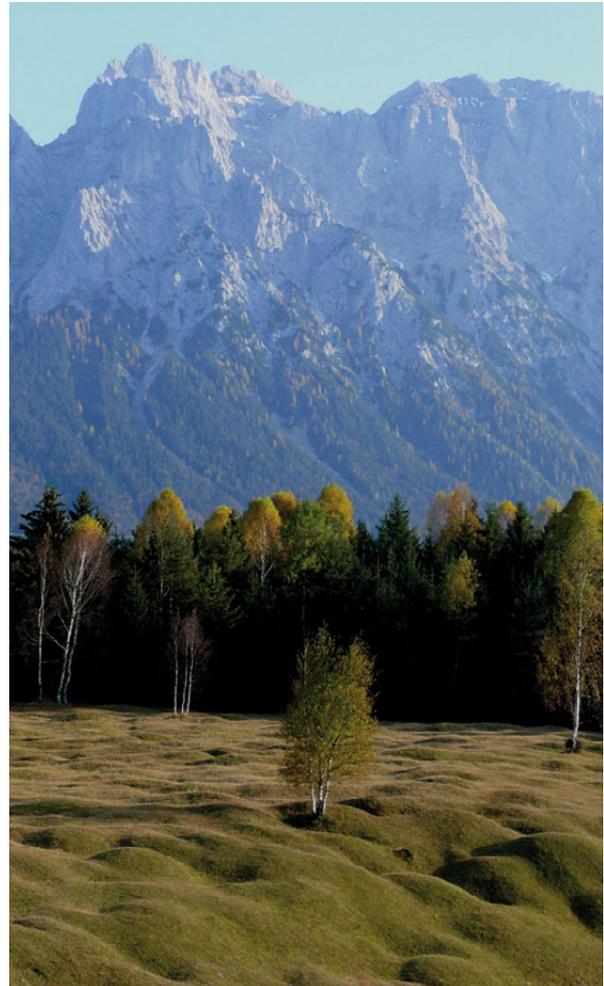
Beschreibung:

In Bayern besitzen Buckelwiesen ihre größte Verbreitung im Raum Mittenwald. So findet man auf dem Höhenrücken zwischen Mittenwald, Klais und Krün weite Flächen mit derartigen Bildungen. Dort befand sich früher eine mehr oder weniger zusammenhängende Buckelflur. Da die wellige Oberfläche aber eine intensive landwirtschaftliche Nutzung behinderte, wurden im Raum Mittenwald vor allem in den 1920er bis 30er Jahren große Teile der Buckelwiesen eingeebnet. Besonders in Gräben und an steileren Hängen blieben aber häufig noch größere Restbestände erhalten.

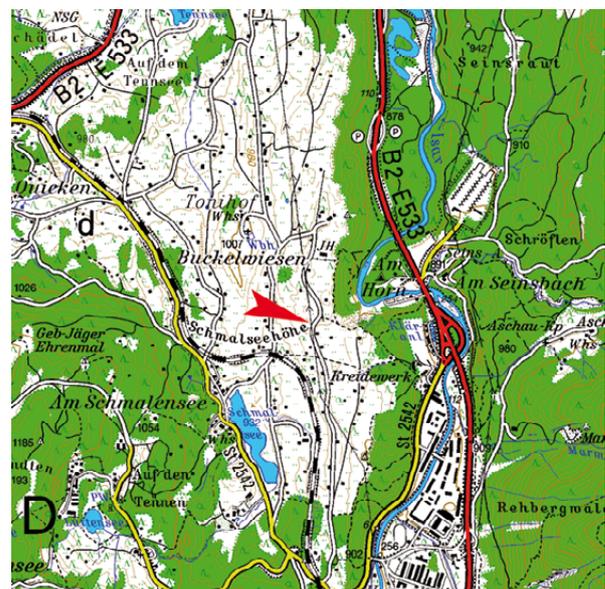
Das Nebeneinander eingeebneter und erhaltener Buckelwiesen ist im Gebiet zwischen Mittenwald, Krün und Klais gut zu sehen. Rund um Mittenwald existieren heute die größten Buckelwiesen-Restbestände im gesamten Alpenraum!

Buckelwiesen stellen nicht nur eine landschaftliche Besonderheit dar, sondern sind auch äußerst artenreiche Lebensräume. Um diese Kostbarkeit zu erhalten, werden die Wiesen nicht gedüngt und heute noch mühsam mit der Sense oder dem Balkenmäher gemäht.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: JERZ & ULRICH (1966)
 EBERS (1959)
 KNAUER (1943)



Intakte Buckelwiesen vor der Kulisse des Karwendelgebirges



Die „unterirdischen Regenrinnen“ des Estergebirges

Die schrofigen, steil aus dem Loisachtal aufragenden Flanken des Estergebirges bestehen fast vollständig aus Hauptdolomit. Doch in den oberen Teilen der Hänge erkennt man schon von weitem einen Übergang zum dickbankigen, so genannten Plattenkalk, der die Gipfel- und Plateaubereiche von der Hohen Kisten über den Krottenkopf bis zum Hohen Fricken aufbaut. Der Kalkstein liegt in einer großen tektonischen, intern noch weiter verfalteten Mulde, die vom Kuhfluchtgraben im Südwesten nach Nordosten in Richtung Obernach südlich des Walchensees zieht.

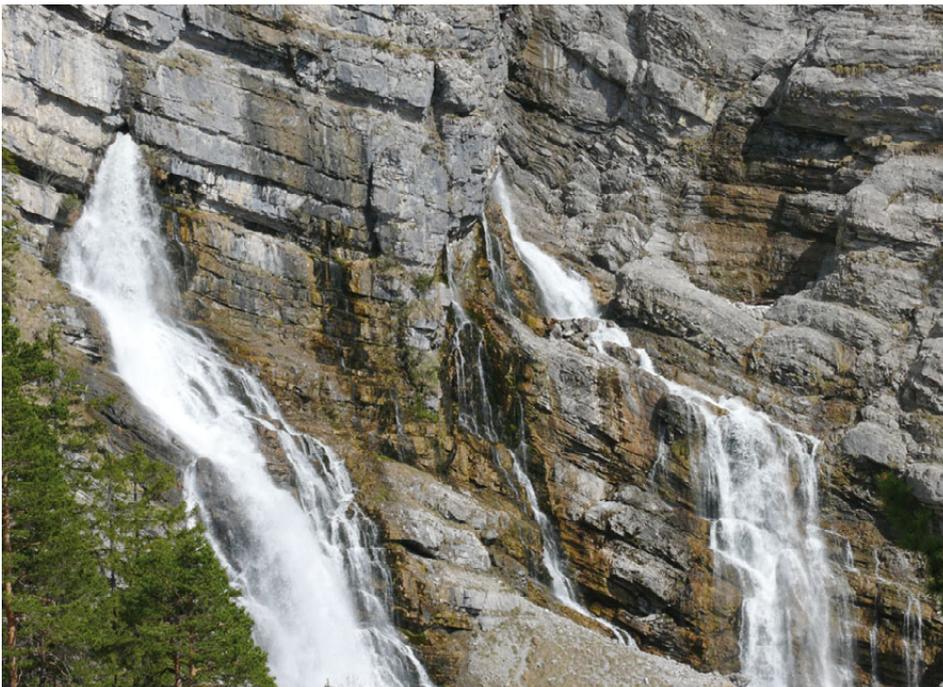
Im Gegensatz zum Hauptdolomit ist der Plattenkalk gut verkarstungsfähig: Kohlensäurehaltige Regen- und Sickerwässer lösen das Gestein entlang von Klüften auf und schaffen so im Laufe der Zeit unterirdische Gewässernetze. Deshalb fehlen in den Plattenkalkgebieten Wasseraustritte und Bäche weitgehend, das Wasser fließt durch Höhlen zu großen Karstquellen.

Lehrbuchhaft ausgeprägt ist im Estergebirge die enge Bindung der Höhlenentstehung an die geologisch-tektonischen Gegebenheiten



Das „Michelfeld“ zwischen Krottenkopf und Hoher Kisten entwässert ausschließlich unterirdisch zu der 5 km entfernten Kuhfluchtquelle (WROBEL 1970, 1976).

(VERBAND DER DEUTSCHEN HÖHLEN UND KARSTFORSCHER 1997): Das versickernde Wasser sammelt sich im Innern des Gebirges im Kern der Plattenkalkmulden und fließt dann in Höhlensystemen zu den Rändern des Gebirges ab. Dort, wo im Südwesten und Nordosten die Kerne der Plattenkalkmulde an den Talflanken austreichen, tritt das Wasser dann in großen Karstquellen zu Tage. Besonders eindrucksvoll ist der schon vom Tal aus sichtbare Kuhfluchtwasserfall, der direkt in der Felswand oberhalb des Kuhfluchtgrabens entspringt. Weitere Karstquellen finden sich um Obernach.



Die Kuhfluchtquelle entspringt aus einer senkrechten Felswand und speist – je nach Wasserführung – einen spektakulären Wasserfall, der schon vom Loisachtal aus zu sehen ist.

Dolinenfeld bei Krün

Geotop-Nr.: 180R006
Landkreis: Garmisch-Partenkirchen
Gemeinde: Wallgau
TK 25: 8433 Eschenlohe
Lage: R: 4444560 H: 5263700
Naturraum: Niederwerdenfelser Land
Gestein: Spät- bis postglaziale Schotter
 Raibler Schichten (Karn)

Beschreibung:

Westlich von Krün befinden sich auf einem Schotterfeld mehrere steilwandige Gruben mit unregelmäßigem Grundriss. Sie weisen Durchmesser bis zu mehreren 10er Metern und Tiefen von drei bis vier Metern auf. Unter der Schotterdecke stehen hier Raibler Schichten an. Diese weisen eine Mächtigkeit von über 500 m auf und bestehen zum Teil aus Rauhwacken – brekziösen und zellig porösen Kalk- und Dolomitsteinen.

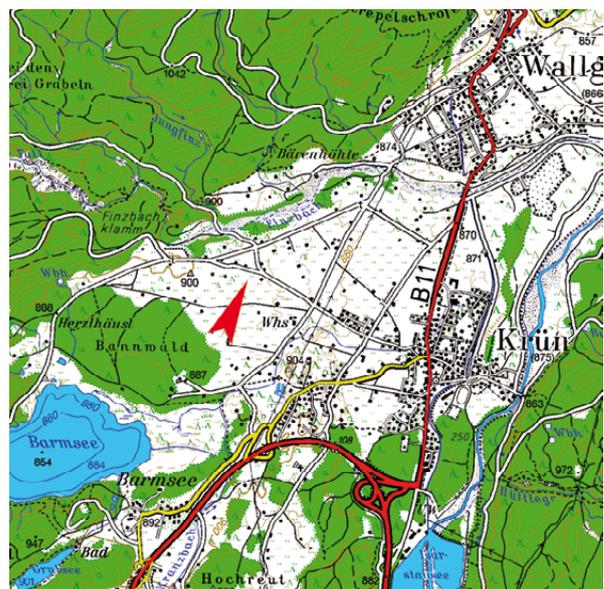
In der 15 km östlich gelegenen Bohrung Vorderriß erbohrte man in großer Tiefe insgesamt etwa 1600 m mächtige Raibler Schichten, hauptsächlich als Wechsellagerung von Kalkstein, Dolomitstein und viel Anhydrit. Rauhwacken entstehen erst im Grundwasserbereich: Der Anhydrit quillt hier zu Gips auf, wodurch die Kalk- und Dolomitlagen zerbrechen. Die Dolomitbruchstücke und der Gips werden später weggelöst, während das zellige Gerüst aus Kalzit, der in sulfatischem Wasser weniger löslich ist, als Rauhwacke zurück bleibt.

Von den oberirdisch bei Krün anstehenden Raibler Schichten wurde also schon ein mehrere hundert Meter mächtiges Gesteinspaket weggelöst. Diese „Subrosion“ dokumentiert sich vergleichsweise harmlos in der Landschaft: In die entstehenden Hohlräume brechen die darüber liegenden Gesteine nach. So pausen sich die unterirdischen Hohlräume zur Oberfläche durch, wo Einsenkungen entstehen.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: ORTH & GLASER (1997)
 BACHMANN & MÜLLER (1981)
 DOBEN (1976)
 JERZ & ULRICH (1966)



Die trichterförmigen Mulden entstehen durch das Nachsacken überlagernder Sedimente in unterirdische Lösungshohlräume.



Einst weltweit gefragt – Wetzsteine aus dem Ammergau

Eine lokal begrenzte Sonderentwicklung von Gesteinen am nördlichen Alpenrand bescherte einigen Orten zwischen Lech und Loisach in der Vergangenheit einen gewissen Wohlstand. Dabei handelt es sich um die so genannten Wetzsteinkalke. Als solche bezeichnet man meist sehr dünne (5 bis 7 cm), kieselsäure-reiche Einlagerungen in den Ammergauer Schichten.

Der Abbau derartiger Kalksteine am Alpenrand und die Herstellung von Wetz- und Abziehsteinen geht auf den Anfang des 16. Jahrhunderts zurück und entwickelte sich rasch zu einem einträglichen Gewerbe. Das Material wurde im Herbst in den Steinbrüchen abgebaut, zwischengelagert und zu Beginn des Winters ins Tal gebracht. Dort wurde es von den „Steinheigel“, den Wetzsteinmachern, weiterverarbeitet: bis 1840 mit der Hand, dann mit Schleifmaschinen. Diese waren in Schleifmühlen an Wasserläufen im Tal eingerichtet. Steinsägen kamen ab ca. 1880 zum Einsatz. Der Verkauf der nach Farbe und Größe unterschiedenen Produkte war genossenschaftlich organisiert und ging in das nähere Umland, aber auch auf den vorhandenen Schiffahrtswegen bis in die Donauländer.



Rohstoff für Wetzsteine oder Abraum? Jede Schicht hat andere Eigenschaften in Klüftung, Farbe und Mineralbestand. Nur ein kleiner Teil des gebrochenen Materials konnte zur Weiterverarbeitung verwendet werden.

Insgesamt sind ca. 70 Abbaustellen von Wetzsteinschichten am nördlichen Alpenrand bekannt. Sie liegen bei Schwangau, vor allem aber bei Unterammergau und Ohlstadt. Der letzte Abbau wurde 1949 eingestellt.



Wetzsteine in unterschiedlichen Verarbeitungszuständen vom gebrochenen Rohmaterial bis zum fertigen Produkt

Wetzsteinbrüche Unterammergau



Geotop-Nr.: 180G004
Landkreis: Garmisch-Partenkirchen
Gemeinde: Unterammergau
TK 25: 8332 Unterammergau
Lage: R: 4425768 H: 5274669
Naturraum: Ammergebirge
Gestein: Ammergauer Schichten (Malm)

Beschreibung:

Südwestlich von Unterammergau liegen im Bereich des Scharten-Köpfels mehrere Steinbrüche, die bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts betrieben wurden. Der ehemals bedeutende Wirtschaftszweig ist heute fast vergessen. Nur einige Abraumhalden zeugen auch heute noch davon, dass große Mengen Gestein gebrochen werden mussten, um das wenige geeignete Rohmaterial zu gewinnen.

Ziel des Abbaues waren quarzreiche Lagen in den Ammergauer Schichten. Diese Gesteinsserie ist hier am Nordrand der Allgäu-Decke der Nördlichen Kalkalpen steil aufgerichtet. Sie besteht aus gut geschichteten, im Zentimeterbereich gebankten, äußerst feinkörnigen, teilweise auch mergeligen Kalksteinen. In einzelnen Horizonten dieser „Aptychenschichten“ ist „Kieselsäure“ (SiO_2) fein und gleichmäßig verteilt vorhanden, Analysen ergaben einen SiO_2 -Gehalt von ca. 12,5 Gew.-%. Diese Kieselsäure liegt vor allem in Form von Radiolarien-Skeletten, manchmal auch als Hornstein und selten als kleine Sandkörner vor. Diese zur Herstellung von Wetzsteinen geeigneten Lagen weisen meist gelbliche, graue oder weißliche Farben auf, seltener sind sie rötlich oder grünlich gestreift; sie sind spröde und haben einen muscheligen-splittigen Bruch. Geübte Steinbrecher unterschieden früher anhand der Farbe und Gesteinsausbildung unter anderem mit Hilfe ihrer Zunge über 100 verschiedene Qualitäten der Wetzsteine.

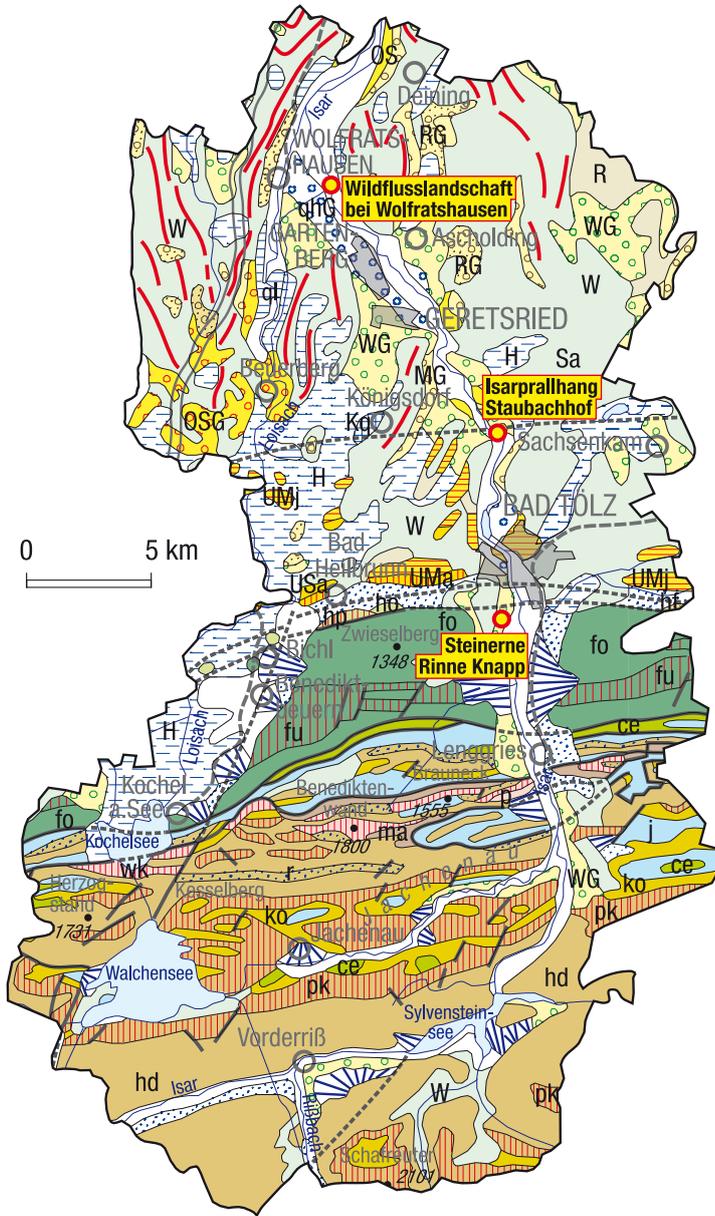
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: ZWICKER (1993)
 LAGALLY & STEPHAN (1984)



Der ehemalige Wetzsteinbruch bietet auch heute noch sehr gute Aufschlüsse der Ammergauer Schichten.



Geotope in Oberbayern



0 5 km

Quartär	Holozän		Schwemmfächer und Schuttkegel
			Hangschutt und -lehm
			Torf
			Sinterkalk (Kalktuff, Alm)
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
			Seeablagerungen, würmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter

Quartär	Pleistozän		Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
			Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse)
			Schotter, mittelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)
			Altmoräne (rißzeitlich), z.T. mit Vorstoßschotter

MOLASSEBECKEN UND ALPEN

Tertiär	Miozän		Obere Süßwassermolasse, ungliedert
			Obere Süßwassermolasse, kiesführend: Konglomerat, alpenrandnah
			Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil, mit Unterer Brackwassermolasse
			Untere Meeresmolasse, älterer Teil
Oligozän		Untere Süßwassermolasse, älterer Teil	
		Untere Meeresmolasse, älterer Teil	

Kreide Tertiär	Oberkreide		Helvetikum
			Dreiangelserie bis Globigerinenmergel
			Seewerkalk bis Hachauer Schichten

Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhenodanubischer Flysch

Kreide-Alttertiär		Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, "Südtirahelvetikums" und Rhenodanubischen Flyschs
		Rhenodanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Oferschwanger Schichten bis Bleicherhorn-Serie
		Rhenodanubischer Flysch: Tristelschichten bis Quarzserie

Jura	Oberkreide		Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)
			Branderschiefer Losensteiner Schichten
Lias-Malm		Liasbasiskalk bis Ammergauer Schichten	

Trias	Rhät		Oberrhät Kössener Schichten
			Plattenkalk
			Hauptdolomit
Karn		Raibler Schichten	

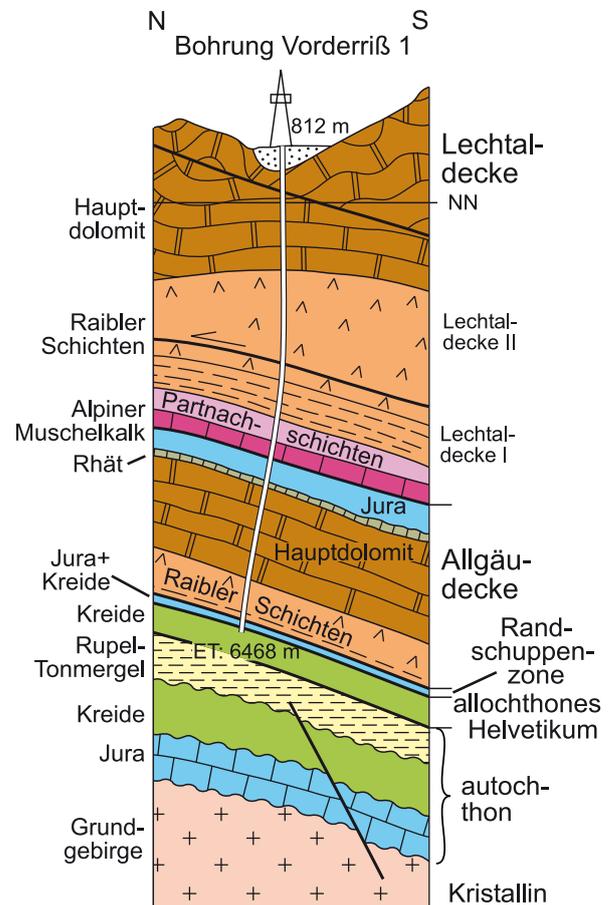
Anis-Karn		Wettersteinkalk
		Partnachschichten
		„Alpiner Muschelkalk“ (Virglioriakalk bis Reifinger Kalk)

3.11 Bad Tölz-Wolfratshausen

Der Landkreis liegt am nördlichen Rand der Alpen. Sein Nordteil gehört hauptsächlich zum Naturraum Ammer-Loisach-Hügelland, das von würmzeitlichen Moränen und Schottern sowie von Molassegesteinen geprägt ist und vom Loisach- und Isartal durchzogen wird. Im Nordosten reicht der Landkreis bis zu den Altmoränen und eiszeitlichen Schottern am Südrand der Münchener Ebene. Der Süden des Landkreises wird überwiegend von den bayerischen Voralpen eingenommen: westlich der Isar liegen die Kocheler Berge, östlich das Mangfallgebirge. Südlich des Sylvensteinsees beginnen mit dem Karwendelgebirge die Kalkhochalpen.

Mit 2101 m ist der Schafreuter an der Grenze nach Österreich der höchste Punkt im Landkreis. Einen weiteren markanten Höhenzug bildet der Gipfelgrat der 1800 m hohen Benediktenwand. Die restlichen Berge der Kalkalpen reichen im Landkreis nur selten über 1500 m und sind, ebenso wie die niedrigeren Vorberge im Flysch und Helvetikum, überwiegend bewaldet. Nur noch durchschnittliche Höhen von 600–700 m weist das hügelige Alpenvorland auf. Unterhalb von Wallgau erreicht die Isar den Landkreis bei 830 m und verlässt ihn wieder beim Bruckfischer auf etwa 555 m. Die Loisach hat dagegen ein wesentlich geringeres Gefälle: sie erreicht den Landkreis nahe der Mündung in den Kochelsee bei etwa 600 m. Die spektakulären 200 m Höhenunterschied, die zwischen dem Isar- und dem Loisachsystem (zwischen Walchensee und Kochelsee) auf engstem Raum bestehen, wurden schon vor etwa 100 Jahren als ideale Voraussetzung zum Bau des Walchenseekraftwerks erkannt.

Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen im Süden des Landkreises sind stark verfaltet, verschuppt und durch große Deckenüberschiebungen in tektonische Einheiten gegliedert. Weite Gebiete werden vor allem vom Hauptdolomit geprägt. Typisch sind schrofige Hänge und bewaldete Kuppen entlang des Isartals rund um Vorderriß. In einzelnen West–Ost-streichenden Zügen treten auch ältere Gesteine wie z. B. die Raibler Schichten und der Wetter-



Mit der 6468 m tiefen Bohrung Vorderriß wurde 1977 der Deckenbau der Kalkalpen in eindrucksvoller Weise nachgewiesen. Die Lechtaldecke, die Allgäu-decke und die Rand-schuppenzone wurden durchbohrt sowie das allochthone Helvetikum, das erst 20 km weiter nördlich zutage tritt, noch erreicht (DOBEN 1993, BACHMANN & MÜLLER 1981).

steinkalk zu Tage. Letzterer kommt vor allem in einem Zug zwischen Kesselberg, Benediktenwand und Brauneck als Wand- und Gipfelbildner vor und ist besonders abtragungsbeständig. In einigen West–Ost-streichenden großen Muldenzügen und am Nordrand der Kalkalpen finden sich die jüngeren Gesteine: Plattenkalk, Kössener Schichten und jurassische bis kreidezeitliche Ablagerungen.

Die großen Alpentäler verdanken ihre Form den eiszeitlichen Gletschern. Bruchstücke von Gesteinen aus den Zentralalpen zeugen in Form von Findlingen und Moränenmaterial bis in 1800 m Höhe von der ehemaligen Eismächtigkeit. Die Talflanken wurden zu Steilhängen

geformt, die Talböden bis einige hundert Meter übertieft und später wieder teilweise mit Sedimenten aufgefüllt. So fand man beispielsweise in den oberen 360 m der Bohrung Vorderriß Schotter und Seesedimente. Eine Besonderheit stellt der Walchensee dar, dessen etwa 200 m tiefes Becken entlang einer tektonischen Schwächezone vom Gletschereis ausgeschürft wurde. Er ist der tiefste See Bayerns.

Nördlich vor den Kalkalpen liegt die Zone der Flyschgesteine, die vor allem die bewaldeten Vorberge östlich von Benediktbeuern prägen. Ein klassisches Exkursionsziel in dieser geologischen Baueinheit ist das Lainbachtal östlich von Ried. Bei einer leichten Wanderung entlang des Wildbach-Lehrpfades kann man einen

hervorragenden Eindruck vom Aufbau dieser Gesteinsserien und von der typischen Instabilität der Hänge gewinnen.

Nur in einem schmalen Gebietsstreifen zwischen Bad Tölz und Bichl sowie in einigen Härtlingsbuckeln, die aus dem Moor nördlich des Kochelsees herausragen, sind die Gesteine des Helvetikums aufgeschlossen. Trotz der geringen Fläche, die sie einnehmen, liegen hier einige klassische Aufschlüsse (STACKELBERG 1960, IMKELLER 1895/96). Der Stallauer Grünsandstein und der Enzenauer Marmor sind sogar nach Aufschlüssen in diesem Gebiet benannt. Ein durch die gesteinsbildenden Fossilien herrlich gemustertes Material für zahlreiche Gebäude und Brunnen in München und

Bad Tölz lieferte der ehemalige Steinbruch bei Unterenzenau (KLEMT 2004). Auch das Jodwasser, dem die Kurorte Bad Tölz und Bad Heilbrunn ihre Bekanntheit letztlich verdanken, stammt aus dem Grenzbereich Flysch–Helvetikum–Faltenmolasse (ABELE 1950, SCHMIDT-THOMÉ 1957).

Die Faltenmolasse bildet von Langau bis Bad Tölz einen markanten Hügelzug, ist im übrigen Gebiet aber weitgehend von jüngeren Sedimenten überdeckt. Es gab einzelne Versuche zur Gewinnung der Braunkohlen aus diesen tertiärzeitlichen Gesteinen, die aber nie eine ähnliche Bedeutung erlangten wie in den Nachbarlandkreisen.



Stark verfaltete Turbiditabfolgen des Flyschs im Lainbachtal bei Benediktbeuern



Aufschluss tertiärzeitlicher Schotter am Tischberg westlich der Autobahn München–Garmisch-Partenkirchen

Nur vereinzelt entlang des Talgrundes der Isar ist die ungefaltete Vorlandmolasse aufgeschlossen. Dagegen prägt das „Tischberg-Konglomerat“ das bewaldete Hügelland zwischen Beuerberg und dem Starnberger See. Ein aus den Alpen kommender Fluss hat hier im Miozän einen großen Schwemmfächer abgelagert (JERZ 1969). Seine verfestigten Schotter bilden einen Härtling, der durch die Erosion aus der Umgebung herauspräpariert wurde.

Im Wesentlichen wird der Nordteil des Landkreises von pleistozänen und holozänen Sedimenten geprägt. Vor allem über den Kesselberg, aber auch aus dem Isartal, reichten große Seitenarme des Inngletschers während der



Drumlin bei Königsdorf

Kaltzeiten weit ins Vorland, schürften tiefe wannenartige Becken aus und lagerten Moränenmaterial ab. Markante Wallmoränen umgeben die Becken der ehemaligen Wolfratshausener und Tölzer Gletscherloben. Drumlins – beispielsweise um Königsdorf und Schwaigwall – sind typische Formen der Grundmoränenlandschaften, die von den Gletschern überfahren wurden. Schotter- und Moränenmaterial der älteren Eiszeiten sind, wie beispielsweise um Hapberg und Holzhausen in Aufschlüssen zu sehen, teilweise zu Konglomeraten verfestigt.

Nach dem Abtauen der Gletscher entstanden in den ausgeschürften Becken tiefe Seen, in denen sich Seetone abgelagerten. Diese nutzte man früher vielerorts als Ziegeleirohstoff. In den verlandeten Seebereichen finden sich heute oft große Moore mit Torfablagerungen, wie z. B. bei Mooseurach, um den Kirchsee und nördlich von Kochel.

Im ausgehenden Pleistozän und im Holozän hinterließ die Isar vor allem in der Gegend von Geretsried und Wolfratshausen ausgedehnte Schotterterrassen. Bei Schäftlarn tiefte sie später ihr Bett zwischen den Endmoränen weiter ein. Ihre Zuflüsse sind aber meist noch deutlich an den Gletscherbecken orientiert. So fließt beispielsweise der Moosbach von Egling aus zunächst 5 Kilometer weit nach Süden, bevor er nach Norden schwenkt und in die Isar mündet.



Bei Unterenzenau liegt ein schmaler langgestreckter, ca. 10 m hoher Geländerrücken. Dabei handelt es sich um ein Os, das aus Schottern besteht, die sich beim Eiszerfall in Höhlen unter dem Gletschereis abgelagerten.

Landschaft im Wandel

Den Menschen erscheint eine Landschaft meist als etwas statisches, da sie während ihres Lebens kaum jemals eine Veränderung beobachten können. Tatsächlich finden aber die Prozesse, die im Laufe der Erdgeschichte die Erdoberfläche geprägt haben, auch heute vor unseren Augen statt. Einige dieser Vorgänge vollziehen sich fast stetig, aber sehr langsam, wie z. B. die Verlandung von Seen oder die Entstehung von Kalktufflagern. Andere Prozesse manifestieren sich dagegen in seltenen kurzen Ereignissen. So weisen gelegentliche kleinere Erdbeben in den bayerischen Alpen darauf hin, dass die tektonischen Bewegungen, die zur Entstehung der Alpen geführt haben, auch heute noch ablaufen.

Ein anderes Beispiel für kurzfristige und oft dramatische Ereignisse sind plötzliche Hangbewegungen. Die starke Heraushebung der Alpen in den vergangenen Jahrmillionen und die schürfende Wirkung der eiszeitlichen Gletscher haben entlang der Täler oft sehr steile Flanken hinterlassen. Solche Hänge, die oft über Jahrtausende hinweg stabil erschienen, können sich unter ungünstigen Umständen, der Schwerkraft folgend, plötzlich in Bewegung setzen und als Berg- oder Felssturz, Rutschung oder Mure abgehen.

Am Fuße des Braunecks bei Lenggries im Isartal liegt auf einer Fläche von circa 3 Hektar die

so genannte Tumuluslandschaft von Untermurbach. Bei diesen eigenartigen Hügeln und Wällen handelt es sich nicht um eiszeitliche Bildungen, sondern um das Relikt eines Bergsturzes, der sich vor etwa 5000–10 000 Jahren ereignet hat. Seine Ablagerungen wurden später durch Fließgewässer überformt und bilden heute eine aus etwa 60 Hügeln (= Tumuli) bestehende reizvolle Landschaft.

Wohl aus dem oberen Schlundgraben zwischen Demelspitz und Waxenstein hatte sich eine große Gesteinsmasse – überwiegend Kalke und Dolomite der Triaszeit – mit einem Volumen von etwa vier Millionen Kubikmetern gelöst; sie stürzte nach Osten in das Isartal, wobei sie in große Brocken zerlegt wurde. Erst in ihrer heutigen Lage kam sie zum Stillstand.



Westlich von Untermurbach wechseln karge Hänge der Tumuli auf engstem Raum mit sumpfigen Wiesen und kleinen Wasserläufen ab und bilden einen besonders vielfältigen Lebensraum.

Steinerne Rinne bei Knapp

Geotop-Nr.: 173R022
Landkreis: Bad Tölz-Wolfratshausen
Gemeinde: Wackersberg
TK 25: 8235 Bad Tölz
Lage: R: 4466770 H: 5288850
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Kalktuff (Holozän)
 Schotter, Seeton (Pleistozän)

Beschreibung:

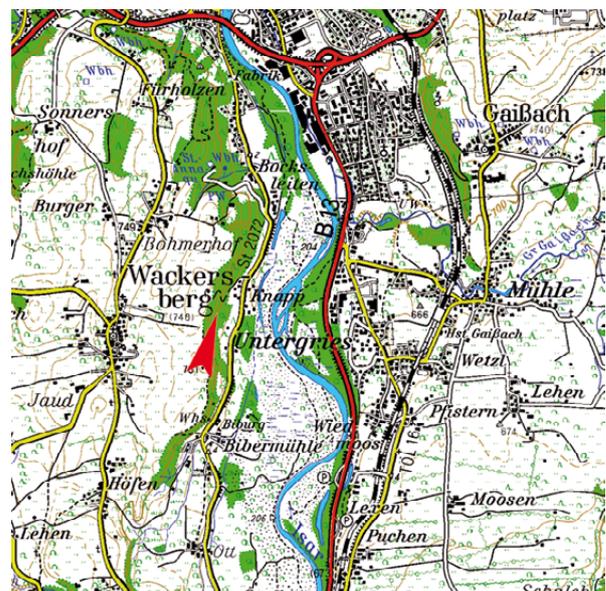
Südlich des Weilers Knapp bei Bad Tölz befindet sich eine besondere Kalktuffbildung. An einer Schichtgrenze von Seeton zu überlagernden würmglazialen Schottern treten zahlreiche Quellen aus. An einer liegt der Anfang eines ca. 20 m langen und maximal 0,7 m hohen Kalktuffdammes, der in einer Viehtränke endet. Auf diesem Damm fließt das Quellwasser, aus dem sich ständig Kalk abscheidet, in einer wenige Zentimeter breiten und tiefen Rinne. Als Hydrogenkarbonat ist Kalk im Wasser gelöst und zwar in einem Gleichgewicht, das vom Gehalt an gelöster Kohlensäure abhängig ist. Beim Quellaustritt geht das Kohlendioxid zum Teil in die Luft über und Kalziumkarbonat fällt aus.

Neben der rein anorganischen Kalkfällung sind auch Pflanzen an der Kalkablagerung beteiligt. Benetzte Pflanzen vergrößern die Oberfläche des Wassers, wodurch die Verdunstung gefördert wird. Durch Assimilation wird dem Wasser zusätzlich CO_2 entzogen. Fortlaufend überkrustet Kalktuff Teile der Pflanzen. Während Laub- und Lebermoose den porösen Tuffdamm aufbauen, scheiden vor allem Blau- und Grünalgen den dichten Kalk des Rinnenbodens ab. An Quellhorizonten karbonatischer Grundwasser sind Kalktuffe eine häufige Erscheinung, jedoch kommt es nur selten zur Bildung Steinerne Rinnen.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: VOIGTLÄNDER (1976)



Nur selten formen Kalktuffabscheidungen so genannte Steinerne Rinnen wie jene bei Knapp.



Das knusprige Randstück der Alpen

Die Alpen bildeten sich, indem sich ein Teil der Adriatischen Platte über den Südrand Europas schob. Tektonische Bewegungen führten dazu, dass heute am Alpennordrand Gesteine verschiedensten Alters und aus ehemals weit auseinander liegenden Ablagerungsgebieten auf engem Raum nebeneinander liegen. Benediktenwand und Brauneck gehören noch zu den Nördlichen Kalkalpen, deren Sedimentabfolgen weit südlich ihrer heutigen Position abgelagert wurden. Nördlich davon liegen die bewaldeten Vorberge aus Flysch-Gesteinen, die aus dem ehemaligen Meeresbecken zwischen den beiden Kontinentblöcken stammen. In einem schmalen Gebietsstreifen zwischen Bichl und Bad Tölz finden sich Gesteine des Helvetikums, die ursprünglich auf dem Südrand Europas abgelagert wurden. Im Vorland schließlich liegt die „Faltenmolasse“ der Abtragungsschutt aus den entstehenden Alpen, der noch mit in die Alpenfaltung einbezogen wurde.

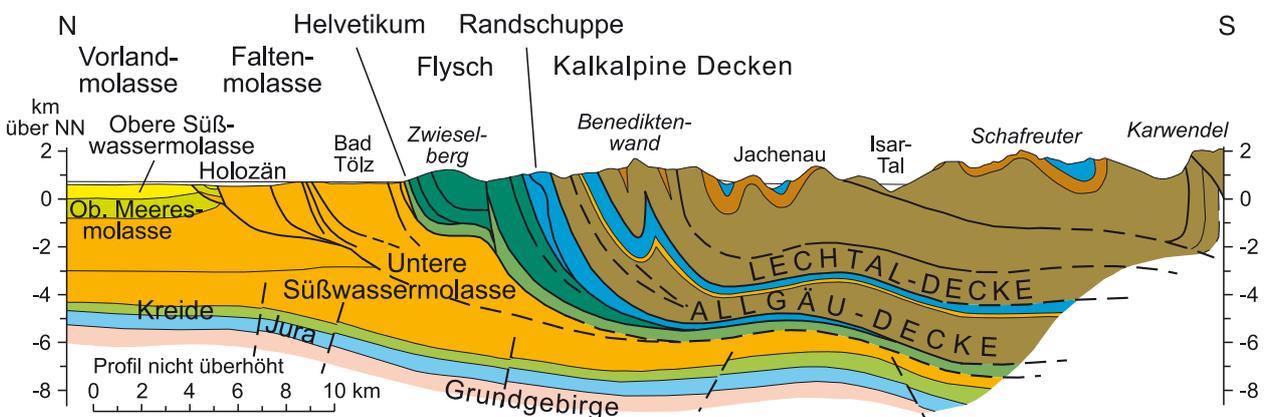
Die Grenzen all dieser tektonischen Großeinheiten verlaufen in etwa Ost-West-gerichtet, und die Gesteinsschichten sind durch die Faltung meist steil aufgestellt oder sogar überkippt (älteres Gestein liegt über jüngerem). Aus den Schichtpaketen hat die Erosion jeweils die härtesten Partien herauspräpariert, die als alpenrand-parallele Hügelketten auffallen. So besteht z. B. der Geistbühl bei Bichl, der aus der sonst flachen Umgebung herausragt, aus hartem, helvetischem Grünsandstein.

Etwas weiter nördlich umfließt die Loisach mit einem markanten Knie bei Langau eine Hügelkette aus Konglomeraten und Sandsteinen der Faltenmolasse.

Der äußerste nördliche Vorposten der Alpen wird beim Staubachhof an der Isar von den aufgefalteten Schichten der Vorlandmolasse markiert, die der Fluss als felsigen Härtling in seinem Bett überströmt.



Der heutige Klettergarten bei Unterenzenau war früher ein Steinbruch, in dem der so genannte Enzenauer Marmor abgebaut wurde. Dieser alttertiäre Kalkstein aus der Helvetikumszone ist sehr reich an Fossilien (HESSE & STEPHAN 1991).



Ein Schnitt durch den Alpenrand bei Bad Tölz zeigt die heutige Lagerung die Gesteine und der tektonischen Großeinheiten am Nordrand der Alpen.

Isarprallhang beim Staubachhof

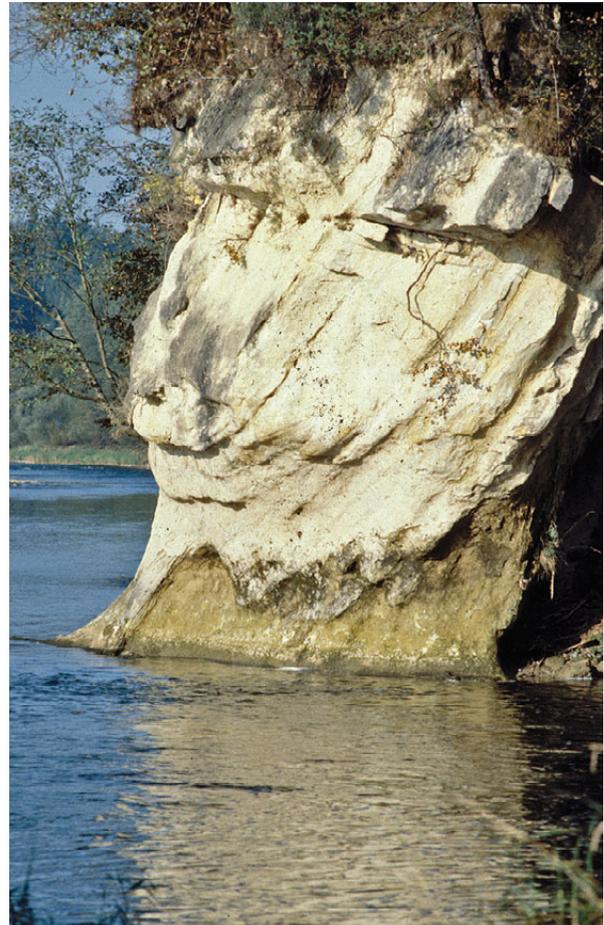
Geotop-Nr.: 173A006
Landkreis: Bad Tölz-Wolfratshausen
Gemeinde: Dietramszell
TK 25: 8135 Sachsenkam
Lage: R: 4466480 H:5296980
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Sandsteine und Mergel der Oberen Meeresmolasse (Untermiozän)

Beschreibung:

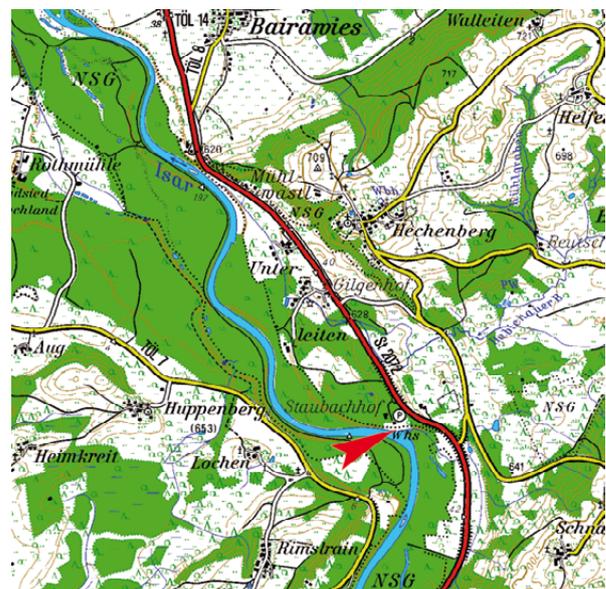
Der bekannte Aufschluss liegt am rechten Isarufer ca. sieben Kilometer nördlich von Bad Tölz und ist nur vom Wasser her oder über den Privatgrund des Staubachhofs zugänglich. Aufgeschlossen sind steil nach Süden einfallende, überkippte Schichten der Oberen Meeresmolasse (feinsandige, graue Tonmergel und gelbgraue Sandsteine). Diese markieren an der Erdoberfläche den tektonischen Alpennordrand, d. h. bis hier hin verursachte die mit der Alpenfaltung einhergehende Deformationswirkung bedeutende Gesteinsverschiebungen. Der eigentliche morphologische Alpenrand liegt etwa acht Kilometer weiter im Süden.

Mit einer steilen Aufschiebung auf die Vorlandmolasse endet hier die Faltenmolasse. Eine harte Sandsteinbank bildet eine dem Isarprallhang vorgelagerte Klippe, die nach Westen als flache Gesteinsrippe weiter im Flußbett zu verfolgen ist. Tonmergel und Sandsteine führen meist schlecht erhaltene Mollusken der Gattungen *Isocardia* und *Tellina*. Die Sandsteine zeigen schwache Gradierungen, Gerölllagen und Sohlmarken an der Schichtunterseite. Ihr Einfallen verflacht nach Norden, die Obere Meeresmolasse taucht unter die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse ab.

Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: MEYER & SCHMIDT-KALER (1997)
 PAULUS (1981)
 SCHMIDT-THOMÉ (1968)
 KALLENBACH (1964)



Am Staubachhof hat die Isar steil nach Süden einfallende Schichten der Oberen Meeresmolasse aufgeschlossen.



Panta rhei – alles ist im Fluss

Stark verzweigte Flusslandschaften wie jene in der Pupplinger Au sind typisch für Flüsse, die einerseits ein relativ starkes Gefälle aufweisen und andererseits sehr viel Kies mit sich führen. Vor allem bei Hochwasserereignissen bilden sich oft völlig neue Fließwege, die dann teilweise von der Hauptrinne übernommen werden. An den Prallhängen greift kräftige Erosion an, wobei nicht nur Kies umgelagert wird, sondern oft auch ganze Auenwälder abgetragen und mitgerissen werden. An den Gleithängen kehrt dagegen oft für mehrere Jahre Ruhe ein – die Pioniervegetation findet hier einen neuen Lebensraum.

Seit 1924 wird Wasser von der oberen Isar für das Walchenseekraftwerk abgeleitet und seit 1959 werden mit Hilfe des Sylvensteinspeichers extreme Hoch- und Niedrigwässer in Bad Tölz und München vermieden. Kiesumlagerungen und das Pendeln der Fließrinnen finden seitdem in erheblich geringerem Umfang statt wie vor den menschlichen Eingriffen. Alte Karten und Luftbilder zeigen, dass das vegetationsfreie Kiesbett der Isar bis vor 100 Jahren teilweise den gesamten, bis zu zwei Kilometer breiten, Talgrund eingenommen hatte.



An den Prallhängen, wie hier bei Geretsried, wird vor allem bei Hochwässern viel Material abgetragen und andernorts wieder abgelagert.

Der Bedarf an Energie und der Schutz vor verheerenden Hochwässern hatten natürlich Folgen für die Flusslandschaften. Auch die Pupplinger Au war indirekt von den Maßnahmen betroffen und wuchs in den vergangenen Jahrzehnten immer stärker zu. Trotzdem vermittelt sie auch heute noch den Eindruck einer wilden und ursprünglichen Flusslandschaft – und das im Nahbereich einer Millionenmetropole!



Trotz der Wasserableitung zum Walchenseekraftwerk kann die Isar bei Vorderriß immer noch ein breites Schotterbett in Anspruch nehmen.

Wildflusslandschaft der Isar bei Wolfratshausen

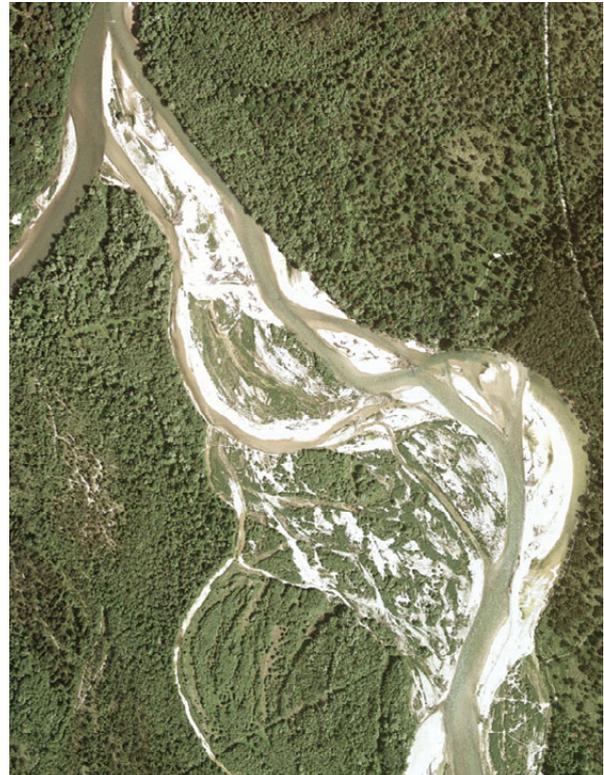
Geotop-Nr.: 173R004
Landkreis: Bad Tölz-Wolfratshausen
Gemeinde: Egling
TK 25: 8034 Starnberg Süd
Lage: R: 4458200 H: 5310000
Naturraum: Ammer-Loisach-Hügelland
Gestein: Flussschotter und -sande (Holozän)

Beschreibung:

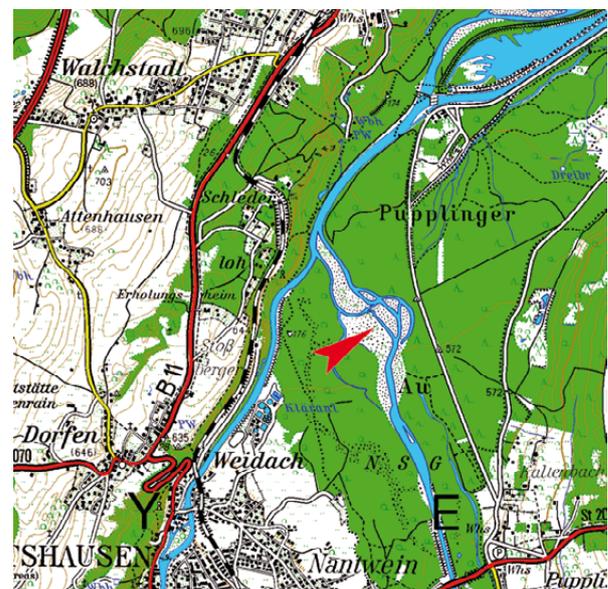
Nordöstlich von Wolfratshausen befindet sich in der Pupplinger Au eine besonders eindrucksvolle Wildflusslandschaft. Auf über einem Kilometer Länge verlagert dort die Isar ständig ihr Bett. In einem mehrere hundert Meter breiten Bereich finden sich Altwässer, Haupt- und Nebenarme des Flusses sowie Kiesbänke und angrenzende Auenwälder. Ein Besuch lohnt sich immer wieder, denn schon nach einem Hochwasser kann es sein, dass sich die Landschaft völlig verändert hat. Die Umlagerungsvorgänge in einem kiesreichen Flusssystem und auch die Entwicklung von Auenlandschaften können hier in idealer Weise studiert werden.

Besonders gut eignen sich die Kiesbänke der Isar auch, um sich einen Überblick über die Gesteine der Nordalpen zu verschaffen. Natürlich dominieren die meist grauen Kalksteingerölle aus den Nördlichen Kalkalpen. Radiolarite und rötliche Kalke aus dem Jura der Kalkalpen fallen durch ihre Farbe auf. Oft findet man Sandsteingerölle aus dem Flysch und fossilreiche Gesteine aus dem Helvetikum. Auch Gneise und Amphibolite aus den Zentralalpen, die von einem Ausläufer des Inngletschers in das Einzugsgebiet der Isar gebracht wurden, sind nicht selten. Die weiteste Reise – aus dem Engadin – hat der auffallend grünliche Julier-Granit hinter sich.

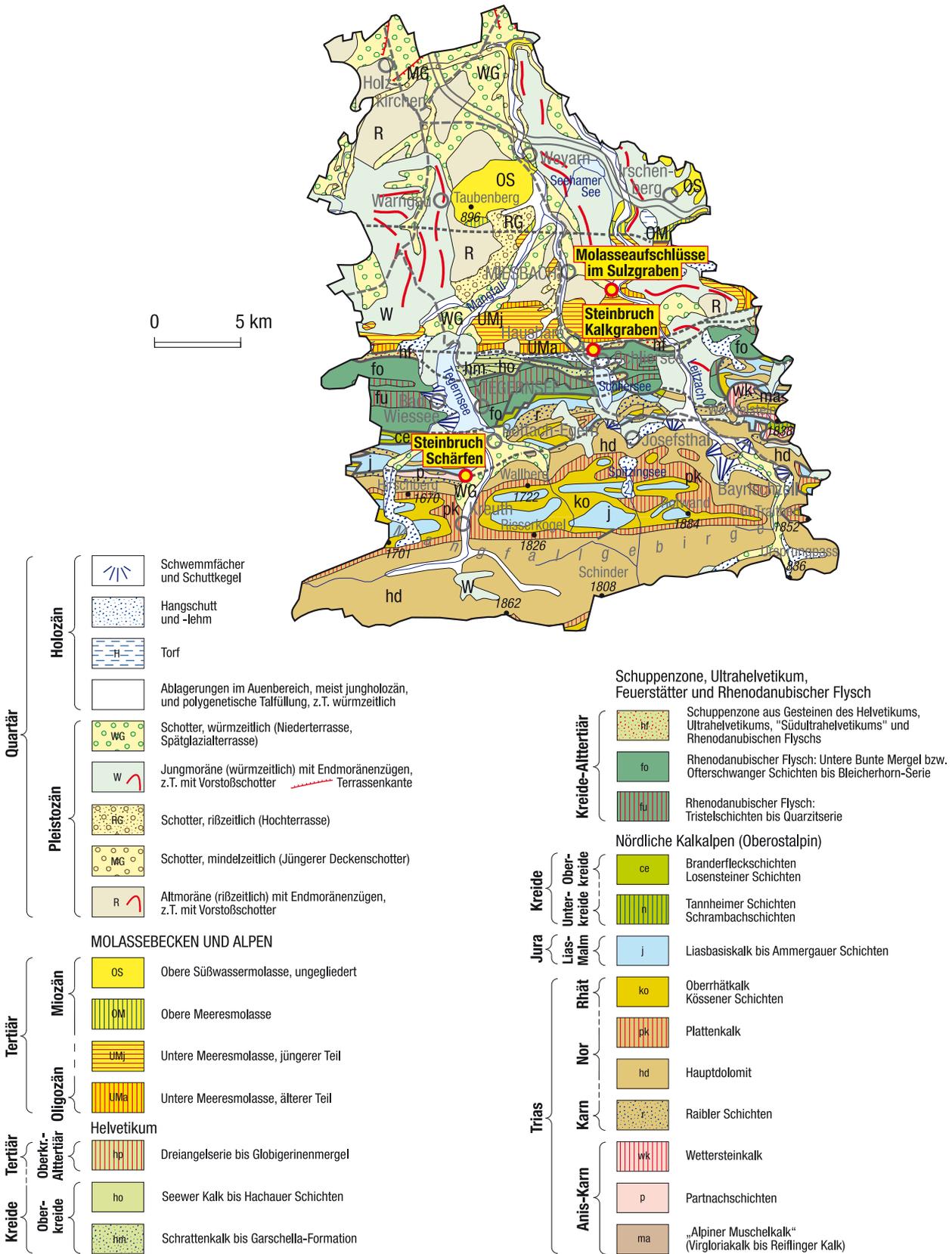
Schutzstatus: Naturschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GRUNDMANN & SCHOLZ (2006)
 MEYER & SCHMIDT-KALER (1997)
 JERZ et al. (1986)



Das Luftbild zeigt die Pupplinger Au im Bereich der Mündung der Loisach in die Isar. Letztere pendelt in ihrem breiten Bett und sucht sich immer wieder neue Fließrinnen.



Geotope in Oberbayern



- Quartär**
- Holozän**
 - Schwemmfächer und Schuttkegel
 - Hangschutt und -lehm
 - Torf
 - Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
 - Pleistozän**
 - Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
 - Jungmoräne (würmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter ----- Terrassenkante
 - Schotter, rißzeitlich (Hochterrasse)
 - Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)
 - Altmoräne (rißzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter

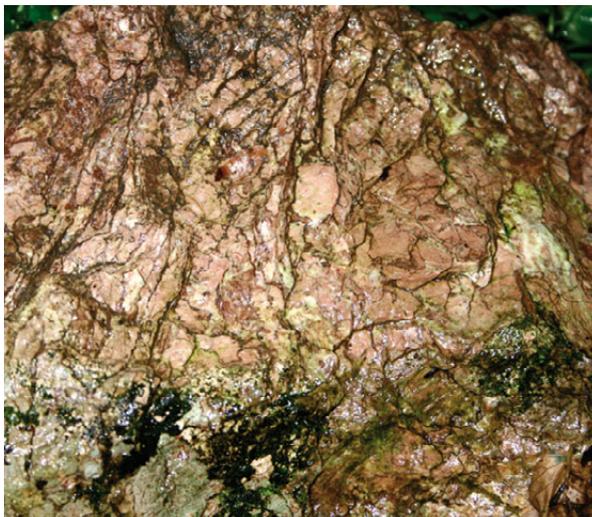
- MOLASSEBECKEN UND ALPEN**
- Tertiär**
- Miozän**
 - OS Obere Süßwassermolasse, ungegliedert
 - OM Obere Meeresmolasse
 - Oligozän**
 - UMj Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil
 - UMa Untere Meeresmolasse, älterer Teil
 - Helvetikum**
 - hp Dreiangelserie bis Globigerinenmergel
 - ho Seewer Kalk bis Hachauer Schichten
 - hnh Schrattekalk bis Garschella-Formation

- Kreide-Alttertiär**
- Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhenodanubischer Flysch
 - hf Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, "Südultrahelvetikums" und Rhenodanubischen Flyschs
 - fo Rhenodanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Ofterschwanger Schichten bis Bleicherhorn-Serie
 - fu Rhenodanubischer Flysch: Tristelschichten bis Quarziterie
- Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)**
- ce Branderfleckschichten Losensteiner Schichten
 - n Tannheimer Schichten Schrambachschichten
- Jura**
- Unter- Ober- kreide kreide
 - lias- malin j Liasbasiskalk bis Ammergauer Schichten
- Trias**
- Rhät ko Oberrhätalk Kössener Schichten
 - Nor pk Plattenkalk
 - Karn hd Hauptdolomit
 - Anis-Karn r Raibler Schichten
 - wk Wettersteinkalk
 - p Partnachschichten
 - ma „Alpiner Muschelkalk“ (Virgioriakalk bis Reiflinger Kalk)

3.12 Miesbach

Am Nordrand der Alpen gelegen verfügt der Landkreis Miesbach über eine besondere landschaftliche und geologische Vielfalt. Vier Landschaftseinheiten umfasst das Gebiet: Im Süden liegt der alpine Bereich mit dem Mangfallgebirge, nördlich davon schließt das von den pleistozänen Gletschern geprägte Hügelland an: im Westen das Ammer-Loisach-Hügelland und östlich der Mangfall das Inn-Chiemsee-Hügelland. Im Norden reicht der Landkreis bis in die Münchener Ebene. Den höchsten Punkt bildet die Rotwand mit 1884 m, der tiefste Punkt des Landkreises liegt mit ca. 540 m an der Leitzach nahe ihrer Mündung in die Mangfall.

Kalkalpine Gesteine der Lechtaldecke bestimmen den südlichen Teil der Kalkalpen im Landkreis. Dort bildet der Hauptdolomit die Gipfel der Blaubeerge, der Halserspitze und des Schinders. Innerhalb der Lechtaldecke sind zwei Muldenzüge tektonisch angelegt, das so genannte „Synklinorium“. Den Kern dieser Mulden bildet meist die Schichtenfolge vom Plattenkalk bis zum Jura mit den Gipfeln Roßstein, Leonhardstein, Risserkogel, Stolzenberg und Rotwand im südlichen sowie Hirschberg, Wallberg und Stümpfling im nördlichen Muldenzug. Zu einem nach Norden vorspringenden Teil der Lechtaldecke gehören die aus Wettersteinkalk bestehenden Gipfel von Wendelstein und Breitenstein.



Tegernseer Marmor im Rohzustand



Die Mariensäule in München, errichtet im Jahr 1638, besteht aus „Tegernseer Marmor“.

Nördlich der Lechtaldecke folgen, tektonisch abgegrenzt, die Allgäudecke und die Randschuppenzone vom Fockenstein über Rottach-Egern bis zum Breitenstein – Gebiete, in denen besonders Gesteine von kalkalpinem Jura und Kreide vorkommen. In der Allgäudecke wurde früher bei Enterbach der „Tegernseer Marmor“ gewonnen, ein meist rotbrauner Knollen- bzw. Spatkalk des alpinen Jura mit hellen und dunklen Flecken, der für Dekorationszwecke in Kirchen und Schlössern sowie als Grabstein eine weite Verwendung gefunden hat. Beispielsweise besteht die Mariensäule auf dem Marienplatz in München aus diesem Gestein.

Eine weitere tektonische Grenze trennt die Decken der Nördlichen Kalkalpen von der Flyschzone. Deren Gesteine bauen die meist bewaldeten Kuppen beiderseits des Tegernsees und Schliersees auf, die sich deutlich von den schrofferen Kalkalpen abheben. Östlich des Tegernsees bildet das Helvetikum die Gipfel des Gaßlerberges (1180 m), des Öderkogels

und des Schusskogels. Mergelsteine des Ultrahelvetikums wurden südlich von Marienstein lange Zeit zur Zementherstellung abgebaut.

Nördlich des morphologischen Alpenrandes folgt, wiederum tektonisch abgegrenzt, die Molassezone, deren südlicher Bereich unter dem Einfluß alpiner Tektonik gefaltet wurde. Die dadurch entstandenen, West–Ost-verlaufenden Muldenzüge treten, da verschieden widerstandsfähige Gesteine an der Oberfläche ausstreichen, morphologisch zum Teil als Höhenrücken in Erscheinung. In der Miesbach–Auer Mulde im Norden und der Marienstein–Haushamer Mulde im Süden wurde früher Bergbau auf Kohle betrieben.

Nach Norden folgt auf die Faltenmolasse die Vorlandmolasse. Ihre Gesteine sind weitflächig überdeckt von pleistozänen Moränen und Schottern: im Westen von denen des Isar-Loisach-Gletschers und im Osten von denen des Inn-Gletschers. Kleinere Talgletscher, die nicht ins Vorland vorstießen, schürften die Becken des Tegernsees und Schliersees aus.

Zwischen den beiden großen Gletscher-Systemen befand sich im Raum Miesbach und weiter nach Norden eine Lücke. So ist dort

die ungefaltete Molasse nicht von glazialen Ablagerungen überdeckt. Der Taubenberg (896 m) stellt den Rest eines Schuttfächers dar, der im Miozän von einem Fluß aus den aufsteigenden Alpen aufgeschüttet wurde. Seine Gesteinsabfolge besteht aus Mergeln, Sanden und Konglomeraten, wobei letztere deutlich überwiegen. Das Material stammt vorwiegend aus dem Flysch und den Kalkalpen, während Kristallingerölle weitgehend fehlen. Rund um den Taubenberg gibt es auch Ablagerungen der Riß-Kaltzeit und älterer Vereisungen, die an ihren sanfteren Geländeformen erkennbar sind.

Nördlich des Taubenberges schütteten die Schmelzwasserströme der abtauenden Gletscher die Münchener Schotterebene auf. In ihrem Südteil ist sie von ehemaligen Schmelzwasserrinnen durchzogen, die durch das Einschneiden der heutigen Täler und die damit verbundene Absenkung des Grundwasserspiegels trocken gefallen sind. Ein Beispiel dafür bietet der markante Teufelsgraben, der von den Schmelzwässern des Tölzer Gletschers geschaffen wurde. Heute versickert in ihm der Kirchseebach dort, wo er aus den Wasserstauenden Moränen kommend durchlässige Schotter erreicht.



Deckenschotter westlich von Leithen an der Straße nach Pelletsmühl: Konglomerate des Ältest-Pleistozäns mit Halbhöhlen in einer kurzen Felsschlucht

Früher floss das Wasser im Teufelsgraben der Mangfall zu, die damals noch am Außenrand der würmzeitlichen Endmoränen des Inn-Gletschers nach Norden verlief. Erst nach dem Rückschmelzen des Eises wurde die Mangfall vom Beckeninneren her angezapft. Am „Mangfallknie“ knickt sie seitdem scharf nach Südosten zentripetal in das Becken des Inn-Gletschers ab (JERZ 1993).

Der Begründer der modernen Geologischen Landesaufnahme in Bayern, CARL WILHELM VON GÜMBEL, wies Ende des 19. Jahrhunderts auf die Quellen im Mangfalltal hin und hat damit der Stadt München für deren Wasserversorgung einen so großen Dienst erwiesen, dass er zum Ehrenbürger ernannt wurde. An den Quellaustritten bei Maxlmühle entstanden mächtige Kalktuffbildungen, die früher für Bauzwecke Verwendung fanden.

Eine geohistorische Besonderheit im Landkreis ist die frühere Gewinnung von Erdöl am Tegernsee. Schon im 15. Jahrhundert schöpften Mönche am Rohbogenhof das mit Wasser frei austretende Erdöl ab und verwendeten es als „St. Quirinusöl“ für Heilzwecke. Der kurfürstliche Berg- und Münzrat MATHIAS VON FLURL

beschrieb das Vorkommen im Jahr 1792 und erwähnte auch Öl auf der Wasseroberfläche des Tegernsees. Zur Wirkung und Verwendung des St. Quirinusöls berichtete er:

„... so dient es nicht nur äußerlich gegen Erhärtungen und Verstopfungen; sondern ist vorzüglich ein sehr beliebtes Mittel für Ohrenscherzen; und gleich von der Quelle abgeschöpft nehmen es die herumliegenden Bauern, die es in eigenen Gruben sammeln, theils zum Brennen, theils mischen sie selbes auch unter ihre Wagenschmierien.“

FLURL schlug die Anlage eines Stollens zur Gewinnung des „Steinöls“ vor, was man 1838 bis 1840 auch versuchte. Allerdings ließ das dabei austretende Gas das Unternehmen scheitern. Im Jahr 1883 begannen systematische Bohrarbeiten im Feld „Tegernsee“, der wirtschaftliche Erfolg war aber gering (STEPHAN & HESSE 1966). Umso bedeutender war das unerwartete Auffinden von Mineralwasser in einer Erdölbohrung im Jahr 1907 durch den niederländischen Ingenieur ADRIAN STOOP. In einer Tiefe von 676,5 m angetroffen trat das stark mit Jod und Schwefel mineralisierte Wasser frei aus dem Bohrloch aus. Dieses Wasser begründete den medizinischen Badebetrieb in Bad Wiessee.



Quer durch den trockenen Süden der Münchener Schotterebene zieht sich die Schmelzwasserrinne des Teufelsgrabens. Der Kirchseebach, der heute den Südtail der Rinne durchfließt, versickert, sobald er die stark porösen Gesteine der Schotterebene erreicht.

Die Alpen auf dem Weg zum Mittelgebirge

Bei dem Wort „Alpengeologie“ denkt man zunächst an die Entstehung und die Struktur eines Hochgebirges. Zwar werden die Alpen immer noch gehoben, aber sie werden auch abgetragen. Seit etwa 35 Millionen Jahren wurden riesige Mengen an Gesteinen erodiert und ins Vorland transportiert.

Die Abtragung kann durch Verwitterung und Erosion langsam vor sich gehen, es können aber auch katastrophale Ereignisse wie Berg- oder Felsstürze, Rutschungen, Schuttströme oder Muren auftreten. Die pleistozänen Gletscher haben die Talflanken übersteilt und die holozäne Verwitterung hat das Gesteinsgefüge aufgelockert. So kam es in den vergangenen Jahrtausenden in den bayerischen Alpen zu einer Anzahl bedeutender Bergstürze.

Ein Beispiel für einen derartigen Bergsturz findet man bei Aurach am Auracher Köpferl in der Gemeinde Fischbachau. Er ereignete sich im Postglazial, aber wohl noch in prähistorischer Zeit. Sein Sturzmaterial formt eine reizvolle Landschaft, den „Märchenwald“, wo die Sturzmassen einen Wall bildeten, der eine Blocklandschaft mit bis zu 15 m hohen Hügeln und moorigen Senken umschließt.

Ein anderes Beispiel für spontane Abtragung großer Gesteinsmassen findet man am Stümpfling. Von der Seilbahn aus, die vom



Die Bergsturzablagerungen bei Aurach sind teilweise wallförmig angeordnet.



Felsblöcke bei den „Donnerlöchern“ am Stümpfling

Spitzingsee zum Stümpflingsattel hinaufführt, ist eine bizarre Blocklandschaft zu sehen – die „Donnerlöcher“. Die teilweise haushohen Blöcke stammen aus einer Platte von Rhätkalken am Rosskopf, die infolge Kriechbewegungen auf den unterlagernden, weicheren Kössener Schichten zerbricht.



Der „Märchenwald“ bei Aurach wächst auf Bergsturzablagerungen.

Steinbruch bei Schärfen

Geotop-Nr.: 182A009
Landkreis: Miesbach
Gemeinde: Kreuth
TK 25: 8336 Rottach-Egern
Lage: R: 4480770 H: 5281350
Naturraum: Mangfallgebirge
Gestein: Partnachschichten (Mitteltrias)
 Reiflinger Kalk (Mitteltrias)

Beschreibung:

Der ehemalige Steinbruch bei Schärfen, südlich des Tegernsees, liegt in einer steil stehenden Abfolge von Kalksteinen des Alpenen Muschelkalk (heute als Reiflinger Kalk bezeichnet) und Partnachschichten, die nach Osten in das Weißachtal vorspringt. Dunkle, teilweise mergelige Partnachschichten im Süden sind durch eine Störung von dunklen Kalksteinen mit den wulstigen Schichtflächen abgegrenzt.

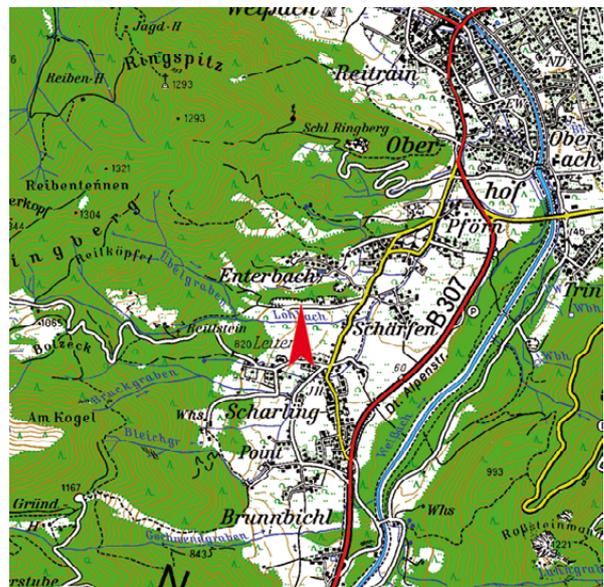
Zur Zeit König Ludwigs I. waren diese „dunklen Marmore“ mit ihren weißen Kalkspatgängchen, die schleif- und polierbar sind, als Bausteine sehr beliebt. Auf ihren Schichtflächen sind deutliche Sedimentstrukturen zu erkennen, die so genannten Wurstelbänke. Diese knolligen Strukturen sind typisch für den Reiflinger Kalk, aber im bayerischen Alpenraum an keiner anderen Stelle auf so großer Fläche und in so deutlicher Ausprägung aufgeschlossen. Die knollige Struktur der so genannten Wurstelbänke entstand hauptsächlich durch Drucklösung an den Schichtflächen. Zusätzlich kann man Fress- und Kriechspuren von Tieren erkennen, die zur Zeit der Gesteinsentstehung in dem noch weichen Kalkschlamm lebten. Als weitere Besonderheit findet man in den Kalken dünne grünliche Lagen von „Pietra verde“, die Einschaltungen von vulkanischem Tuff repräsentieren.



„Wurstelbänke“ im ehemaligen Steinbruch Schärfen



Durch den ehemaligen Abbau wurde eine Schichtfläche großflächig freigelegt.



Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: LAGALLY & STEPHAN (1984)

Flysch – das „fließende“ Gestein

Der „Rhenodanubische Flysch“ bildet überwiegend sanfte, meist bewaldete Kuppen nördlich der Kalkalpen. Aufgrund seiner Gesteinsausbildung sind die Berghänge häufig instabil und neigen zu Rutschungen. Aus dieser Eigenschaft leitet sich auch der aus der Schweiz stammende Name – gesprochen „Fliesch“ – ab, der so viel wie „fließen“ bedeutet.

Typisch für die Flyschsedimente ist eine gradierte Schichtung mit gröbereren Komponenten jeweils an der Basis und feineren am Top der Gesteinsbänke. In standfesten Aufschlüssen wie dem alten Steinbruch Kalkgraben ist die



Flyschaufschluss bei Bad Wiessee

für den Flysch typische Wechsellagerung schön zu erkennen. Im frischen Zustand sind die Gesteine mitunter sehr fest, durch Verwitterung werden sie aber aufgelockert. Insbesondere die mergeligen Partien können viel Wasser aufnehmen und begünstigen dadurch Hangbewegungen. Besonders kritisch ist die Situation oft, wenn das Einfallen der Schichten in etwa der Hangneigung entspricht. Die Gesteinsinhomogenitäten innerhalb der Schichtabfolgen können dann die Ausbildung von Gleitbahnen begünstigen.



Typisch für Flyschabfolgen ist eine rhythmische Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln wie z. B. im Lainbachtal (bei Benediktbeuern, Landkreis Bad Tölz-Wolfratshausen).

Steinbruch Kalkgraben

Geotop-Nr.: 182A005
Landkreis: Miesbach
Gemeinde: Schliersee
TK 25: 8237 Miesbach
Lage: R: 4489350 H: 5289500
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Kalkgraben-Schichten
 (Flysch, Oberkreide)

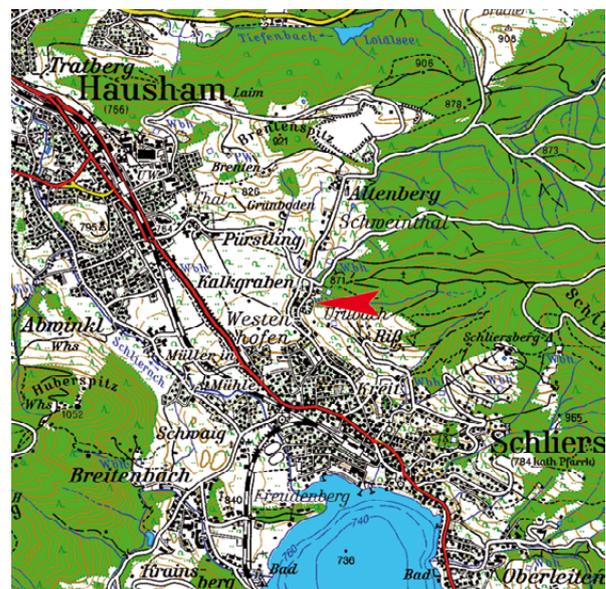
Beschreibung:

Der ehemalige Steinbruch zwischen Schliersee und Hausham ist die Typlokalität für die „Kalkgraben-Schichten“, die früher auch als Zementmergelserie bezeichnet wurden. Unter dieser Serie liegen die Piesenkopf-Schichten, nach oben geht sie in die Hällritzer Serie über. Sie besteht aus einer Wechselfolge von Kalksandsteinen, feinsandigen Kalken, Kieselkalken und Kalkmergeln. In ihnen findet man Sedimentstrukturen wie gradierte Schichtung, Wickelungsstrukturen und Parallelschichtung. Mikrofossilien wie Foraminiferen und Schwammnadeln ermöglichten eine altersmäßige Einstufung ins Campan (Oberkreide). Körperlich erhaltene Großfossilien wie *Inoceramen* (Austern-Verwandte), die hier auch gefunden wurden, sind für die Flysch-Zone außerordentlich selten.

In dem Steinbruch wurden früher „Zementmergel“ abgebaut, also Mergel, die sich aufgrund ihrer Zusammensetzung zur Herstellung von Zement eigneten. Das Gelände befindet sich heute in Privatbesitz und ist bebaut. Jedoch ist die Aufschlusswand mit der steil einfallenden, ausgeprägten Schichtung auch von der Straße aus gut zu erkennen.



Rückwand des ehemaligen Steinbruchs Kalkgraben



Schutzstatus:	nicht geschützt
Geowiss. Bewertung:	wertvoll
Literatur:	KIRSCH (2000) HAGN & MARTINI (1981) PFLAUMANN & STEPHAN (1968) PFLAUMANN (1964)

Pech mit der Kohle

In den Muldenzügen der Faltenmolasse Oberbayerns gibt es mehr als 30 Kohleflöze, auf denen, soweit sie abbauwürdig waren, früher Bergbau betrieben worden ist. Dabei handelt es sich um eine tertiärzeitliche Braunkohle, die durch ihre Versenkung im Molassetrog unter Luftabschluss durch Druck und Temperatur zu Glanzbraunkohle umgewandelt wurde. GÜMBEL (1861) hat hierfür die Bezeichnung „Pechkohle“ eingeführt. Ihr Heizwert liegt mit ca. 5500 Wärmeeinheiten zwischen dem von Braun- und Steinkohle.

Im Raum Miesbach–Tegernsee ging der Bergbau in der Miesbach–Auer Mulde im Norden sowie dem Marienstein–Haushamer Muldenzug im Süden um (GEISLER 1975). Für lokale Zwecke wurde Kohle im Ausbiss-Bereich der Flöze in geringem Umfang schon im 18. Jahrhundert abgebaut. Jedoch erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts begann ein planmäßiger Bergbau, der im Zuge der Industrialisierung und insbesondere mit dem Bau des Eisenbahnnetzes in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts einen besonderen Aufschwung erlebte. In Hausham, Marienstein, Miesbach

und Au wurden Bergwerke eröffnet. Während der Bergbau in der Miesbach–Auer Mulde schon im Jahr 1911 eingestellt wurde, lief der Betrieb in Marienstein bis 1962 und in Hausham bis 1966. Die Grube in Hausham hatte im Jahr 1950 eine Belegschaft von über 1800 Personen, im Jahr 1964, also kurz vor der Schließung waren es noch ca. 1500 Personen (BALTHASAR 1975).

In der Haushamer Mulde waren in der ca. 1000 m mächtigen Schichtfolge für den Bergbau insbesondere drei Flöze von Bedeutung: das Flöz 3 „Großkohl“ und das Flöz 4 „Kleinkohl“, örtlich auch das Flöz 2 „Philipp 2“ (GEISLER 1968). Ein Problem des oberbayerischen Pechkohle-Bergbaus war, dass die Flöze zwar flächenmäßig ausgedehnt, aber meist geringmächtig sind. Die Mächtigkeit der abgebauten Flöze betrug 20 bis 250 cm, im Mittel 110 cm, davon waren aber nur 60 bis 70 cm verwertbare Kohle. Durch die Konkurrenz des Heizöls und der Ruhrkohle konnten die Gruben schließlich nicht mehr wirtschaftlich betrieben werden, obwohl die Kohlevorräte noch für Jahrzehnte gereicht hätten.



Fördererturm des ehemaligen Bergwerks in Hausham

Molasse-Aufschlüsse im Sulzgraben

Geotop-Nr.: 182A003
Landkreis: Miesbach
Gemeinde: Miesbach
TK 25: 8237 Miesbach
Lage: R: 4490499 H: 5293430
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Bausteinschichten (Untere Meeresmolasse) sowie Untere Süß- und Brackwassermolasse (Oligozän)

Beschreibung:

Im Sulzgraben südöstlich von Miesbach ist der Nord-Flügel der Haushamer Mulde aufgeschlossen. Dies ist die einzige Stelle, wo man an der Oberfläche den Muldenkern am gegensinnigen Schichteneinfallen der Muldenflügel feststellen kann. Von Leitzach aus führt ein Weg in den Graben, an dem bis zum unteren Wasserfall Sandsteine, Mergelsteine und Konglomerate der Baustein-Schichten anstehen. Gelegentlich kann man schmale Kohleflöze erkennen, in einer Mergelschicht findet man Turmschnecken, die in den ehemaligen Küstengebieten zuweilen massenhaft auftraten.

Über dem Wasserfall werden in der Literatur Aufschlüsse der Liegend-Flözgruppe, der Philipp-Flözgruppe sowie der Großkohl- und Kleinkohl-Flözgruppe beschrieben. Hier ist der Übergang vom marinen über das brackische zum limnischen Milieu durch zahlreiche Fossilfunde belegt. Allerdings ist der Graben in diesem Bereich in großen Teilen schwer oder gar nicht begehbar, aussagekräftige Gesteinsaufschlüsse existieren nicht mehr. Im Jahr 1850 begann östlich des Gehöftes Sulzbach im Leitzachtal der erste planmäßige Abbau des Flözes Kleinkohl im Nordflügel der Haushamer Mulde. Um 1860 dehnte die „Königlich Bayerische Privilegierte Miesbacher Steinkohlengewerkschaft“ den Abbau auf den Südflügel bei Hausham und auf die Miesbacher Mulde aus.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Wert: besonders wertvoll
Literatur: GEISSLER (1968)
 PLAUMANN & STEPHAN (1968)
 HÖLZL (1962, 1961, 1957)



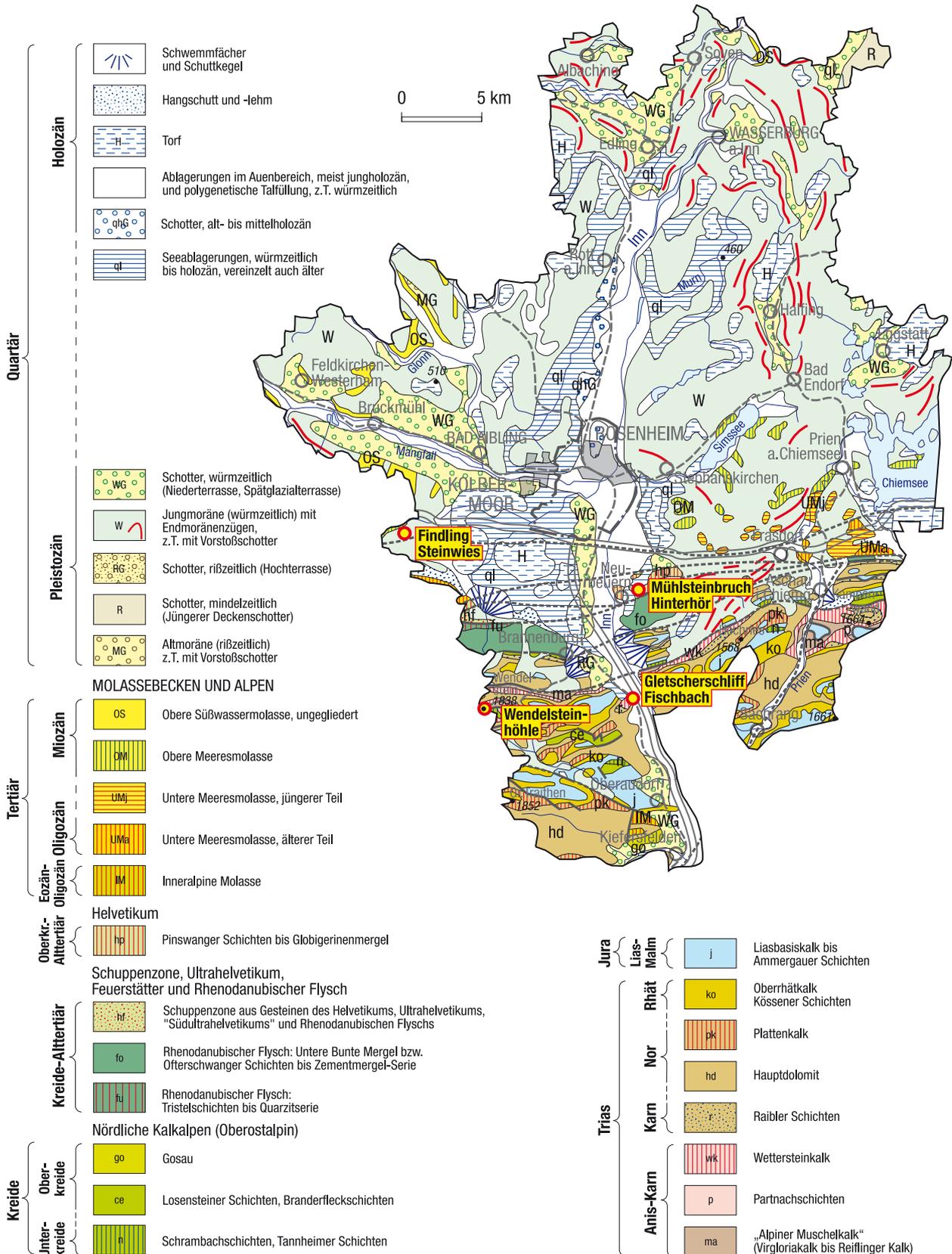
Unterer Wasserfall im Sulzgraben



Gesteinsplatte mit Fossilien aus dem Sulzgraben



Geotope in Oberbayern

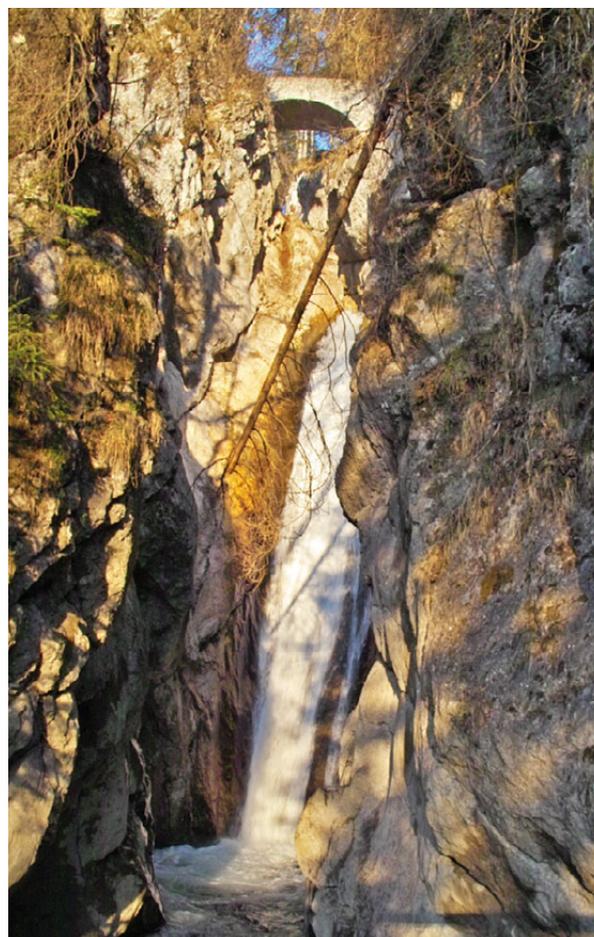


3.13 Rosenheim

Das Tal des Inns prägt weite Bereiche des Landkreises. Der Fluss verlässt bei Flintsbach am Alpenrand das Kufsteiner Becken und verläuft über Rosenheim weiter nach Norden. Im Süden liegen die Oberbayerischen Voralpen – östlich des Inns die Chiemgauer Alpen und im Westen das Mangfallgebirge mit seiner höchsten Erhebung, dem Großen Traithen (1852 m). Den größten Teil des Gebietes nimmt das nördlich anschließende, zum Inn-Chiemsee-Hügelland gehörende Becken ein, das vom Inngletscher ausgeschürft worden ist. Es liegt mit einer Höhenlage von meist 450 bis 500 m deutlich niedriger als die umliegenden Bereiche, sein tiefster Punkt befindet sich mit 413 m am Inn beim Stauwerk Teufelsbruck bei Babensham. Charakteristisches Landschaftselement ist der Inn, der den Landkreis Rosenheim in einer Länge von ca. 60 km durchzieht. Im Osten hat der Landkreis noch Anteil am Chiemsee, mit den drei Inseln Herreninsel, Fraueninsel und Krautinsel sowie dem Aiterbacher Winkel.

Der kalkalpine Anteil des Landkreises Rosenheim besteht hauptsächlich aus Gesteinen der alpinen Trias, wobei der Hauptdolomit am weitesten verbreitet ist. Dieser bildet aber nur wenige Gipfel wie z. B. den des Geigelsteins (1813 m). Wie im westlichen Oberbayern sind auch hier Wettersteinkalk (Wendelstein 1838 m, Kampenwand 1668 m) oder Plattenkalk (Großer Traithen 1852 m, Hochries 1569 m) die markanten Gipfelbildner. In tektonischen Mulden ist noch in weiten Gebieten die vielfältige Schichtfolge des alpinen Jura und teilweise auch der Kreide erhalten. Die Überschiebungsbahn zwischen der Lechtal- und der Allgäu-Decke ist in einem Steinbruch südlich von Nußdorf als Grenzfläche zwischen alpinem Jura und überlagernder alpiner Trias aufgeschlossen. Von den Gipsvorkommen in den Raibler Schichten der Allgäu-Decke, die früher im Steinbachtal bei Nußdorf abgebaut wurden und von ihrer Auslaugung im Untergrund zeugen im Inntal Dolinen wie die Wolfsgrube bei Flintsbach.

Diskordant über den älteren kalkalpinen Gesteinen liegen die Reste eines Gosau-



Am „Tatzelwurm“ im Wendelsteingebiet hat sich in Oberhätalkalken ein Wasserfall gebildet.

ckens bei Kiefersfelden und die aus dem Eozän stammenden Oberaudorfer Schichten. Aufschlüsse dieser zur Inneralpinen Molasse gerechneten Gesteinsserie findet man bei Mühlau und an der Gfallermühle (HAGN 1985). Diese Ablagerungen markieren die letzten Meeresvorstöße über die bereits verfalteten und teilweise abgetragenen Decken der Nördlichen Kalkalpen. Ihre Lage deutet an, dass das spätere Inntal bereits früh durch einzelne Becken vorgezeichnet war.

Viele der alpinen Kalksteine sind stark verkarstet, weshalb der Landkreis Rosenheim eine große Anzahl von Höhlen aufweist. Besonders bekannt sind das Karstgebiet am Laubenstein und die Wendelsteinhöhle, die im Sommer als Schauhöhle für Besucher zugänglich ist.



Der instabile Hang am Brechries muss ständig beobachtet werden.

Nach Norden hin schließt sich an die Kalkalpen ein schmaler Gebietsstreifen mit meist bewaldeten, gerundeten Hügeln des Flyschs an. Bedingt durch die wechselhafte Konsistenz der Flysch-Gesteine sind hier häufig instabile Hänge anzutreffen. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die Rutschung des Brechries am Jenbach südlich von Bad Feilnbach. Wegen des Risikos einer plötzlichen Hangbewegung und der daraus resultierenden Gefährdungssituation wird dieses Gebiet laufend überwacht.

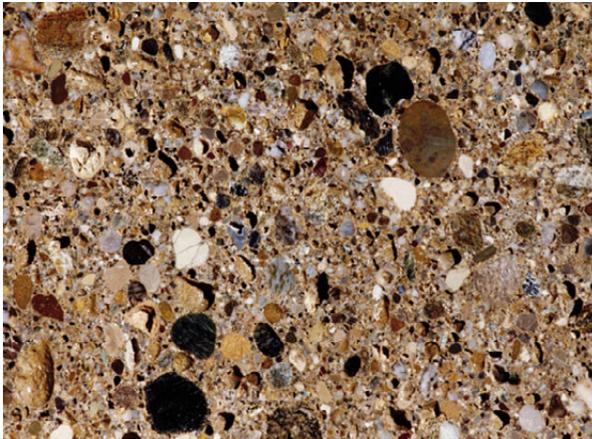
Einige wichtige und bekannte Aufschlüsse des bayerischen Helvetikums liegen im Landkreis Rosenheim. Dazu gehören der Mühlsteinbruch bei Hinterhör, die Wolfsschlucht bei Neubeuern oder die Steinbrüche bei Rohrdorf und am Kirchberg bei Neubeuern. Die Überlagerung

von Pinswanger durch Adelholzener Schichten im Profil an der Straße von Langweid nach Rohrdorf zeigt eine Schichtlücke in der Oberkreide und im Alttertiär an. Im Steinbruch Rohrdorf werden „Stockletten“ für die Zementherstellung abgebaut. Früher gewann man dort hauptsächlich aus Kalkalpengrus und anderen Fossilbruchstücken bestehenden Lithothamnienkalk, der im 19. Jahrhundert zeitweise als Modegestein galt und unter dem Begriff „Granitmarmor“, „Neubeurer Marmor“ oder „Rosenheimer Marmor“ bekannt wurde.

Gesteine der gefalteten Molasse sind weitflächig von eiszeitlichen Ablagerungen überdeckt. Aufgeschlossen ist die Schichtenfolge des Tertiärs in der Bernauer Mulde beispielsweise im Bichling-Graben westlich von Bernau. Gesteine der ungefalteten Molasse, die ebenfalls unter den eiszeitlichen Ablagerungen liegen, kommen im Landkreis lediglich in einigen Flusstälern zum Vorschein. Sogar Gesteine aus dem älteren Quartär sind meist von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Eines der wenigen aufgeschlossenen Vorkommen ist die so genannte Biber-Nagelfluh bei Brannenburg. Dabei handelt es sich um verfestigte, wahrscheinlich rißzeitliche Schotter mit einem hohen Anteil von Kristallingeröllen, die dem Gestein das charakteristische, bunte Aussehen verleihen. Biber-Nagelfluh besitzt auch als Bau- und Werkstein große wirtschaftliche Bedeutung und wird seit langer Zeit abgebaut.



Das Grabmal Ludwig von Schwanthalers im Alten Südlichen Friedhof in München besteht aus Rosenheimer „Marmor“: rötliche Kalkalgen, so genannte Lithothamnien, umkrusten konzentrisch winzige Sandkörner oder Fossilbruchstücke.



Typisch für die Biber-Nagelfluh sind kleine Hohlräume und ein „buntes“ Erscheinungsbild, das auf Geröllen unterschiedlichster Herkunft beruht.

Der außeralpine Teil des Landkreises wurde ganz wesentlich im Würm-Glazial vom mächtigen Inn-Gletscher geprägt. Während seines größten Vorstoßes ragten nur noch einige Gipfelregionen aus der Eismasse heraus, die den gesamten Rest des Gebietes bedeckte. Die Oberfläche des Gletschers lag im Inntal dort, wo er aus den Alpen ins Vorland floss, noch auf über 1000 m Höhe. Dort weitete sich der Eisstrom auf über 40 Kilometer Breite aus und stieß bis über die heutigen Landkreisgrenzen hinaus nach Norden vor. Nur ein kleines Gebiet nordöstlich von Babensham lag außerhalb dieses Eisfeldes und wird bereits dem Naturraum Alzplatte zugerechnet. Weiter östlich formte der Chiemseegletscher ein weites Becken, in dem heute der Chiemsee liegt.

Die großen Endmoränen des Inngletschers befinden sich überwiegend außerhalb der Landkreisgrenzen. Nur entlang der Linie Frasdorf–Bad Endorf–Halfing sind Mittelmoränen aus dem Bereich zwischen dem Inn- und dem Chiemsee-Gletscher erhalten. Sie setzen sich als Endmoränen des Inngletschers bis nördlich von Wasserburg fort. Die mächtigeren Teile („Loben“) des Inn-Vorlandgletschers schufen tiefe „fingerförmige“ Zungenbecken, die sich vom Ausgang des Inntals strahlenförmig nach Nordwesten, Norden und Nordosten erstrecken. Beispiele sind die Becken von Feldkirchen–Westerham, das Inntal nördlich von Rosenheim und das Becken des Simssees, das bis heute mit Wasser gefüllt ist. Zwischen den tieferen Zungenbecken formten die Gletscher mit ihren Grundmoränen typische Hügelland-

schaften, zum Teil mit ausgeprägten Drumlinfeldern wie etwa bei Prutting und zwischen Tuntenhausen und Bad Aibling. Vom Zerfall der Gletscher und dem Abschmelzen ihrer Reste zeugt beispielsweise die Eggstätt–Hemhofer Seenplatte. Ihre vielfältige, formenreiche Landschaft entwickelte sich im Bereich großer Toteisblöcke, die von Schottern und Moränen umschlossen waren.

Nach dem Abschmelzen des Inn-Vorlandgletschers waren zunächst große Teile des entstandenen Beckens mit Wasser gefüllt. Der so genannte Rosenheimer See reichte mit einem maximalen Seespiegel von 480 m von Kiefersfelden bis zu den Endmoränen bei Wasserburg und nahm fast den gesamten Landkreis ein (PROBSTL 2003, JERZ 1993). In ihm lagerte sich die Trübe der Gletscherschmelzwässer aus den Alpen großflächig als feinkörnige Seesedimente ab. Sie wurden früher in Tongruben abgebaut wie z. B. in Kolbermoor, derzeit fehlen jedoch dauerhafte Aufschlüsse.

Die heutige Landschaft entwickelte sich erst, nachdem sich der Inn zwischen Wasserburg und Gars tief in die Endmoränenketten eingeschnitten hatte und der Rosenheimer See ausgelaufen war. Die Entwässerung, die beim Maximalstand der Vergletscherung vom Rand des Beckens nach außen orientiert war, kehrte sich um und ist seitdem zentripetal auf das Beckeninnere gerichtet.

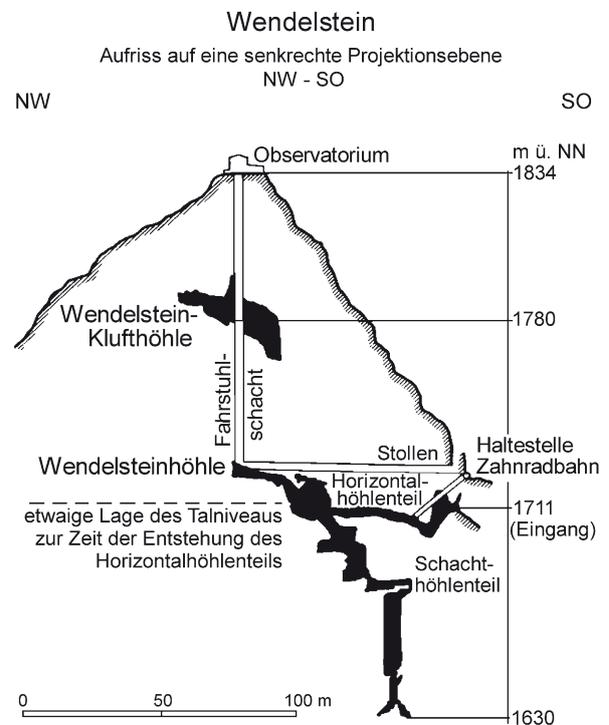


Der im Jahr 1989 beim Kiesabbau freigelegte „Stoa von Edling“ bietet heute eine eindrucksvolle Kulisse für kulturelle Veranstaltungen. Der ca. 200 t schwere Findling aus Wettersteinkalk stammt möglicherweise aus der Gegend von Kramsach im Inntal.

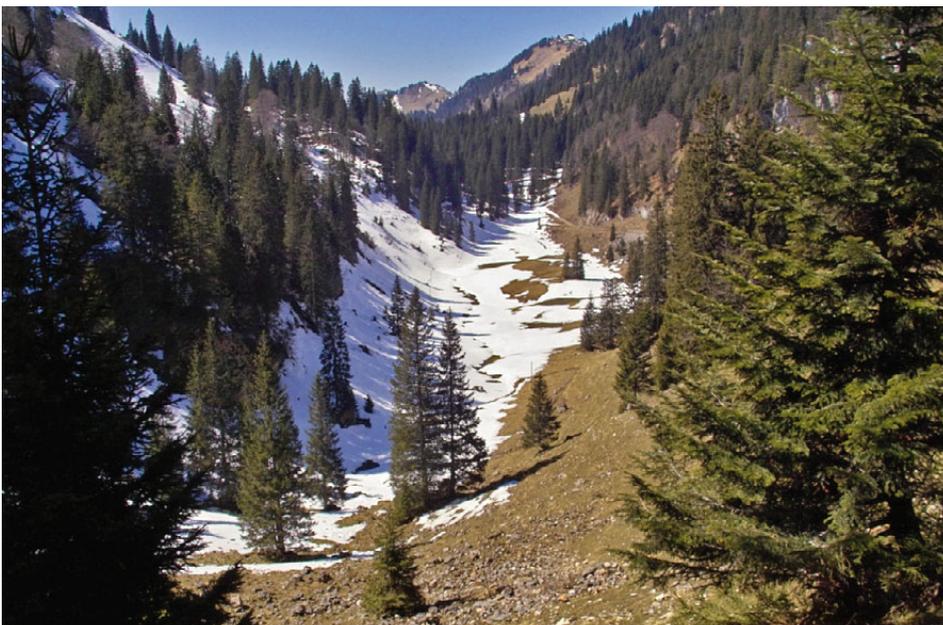
Vom steten Tropfen zur Höhle

Karsterscheinungen sind in Karbonatgesteinen häufig anzutreffen, so auch in den Kalkalpen. Sie bilden eine Fülle von unterschiedlichen Formen, weil kohlendioxidhaltiges Wasser in der Lage ist, das Kalkgestein zu lösen. Wenn beispielsweise Grundwasser führende Klüfte im Lauf der Zeit durch Lösungsvorgänge vergrößert werden, bilden sich Höhlen, die beträchtliche Ausmaße erreichen können. Beim Einsturz derartiger Hohlformen können auf der Erdoberfläche Trichter entstehen, Dolinen, meist mit rundem Grundriss. Sehr große geschlossene Hohlformen mit ebenem Boden, die durch Lösung oder durch den Zusammenschluss von mehreren Dolinen entstehen, nennt man Poljen.

Am Laubenstein südlich von Frasdorf befindet sich ein ausgeprägtes Karstgebiet mit Karrenfeldern, Poljen, Dolinen, Ponoren und Höhlensystemen (TREIBS 1962). Die Verkarstung hängt dort zusammen mit so genannten Altflächen, Resten der tertiärzeitlichen, von Flüssen geformten Landschaft, die von pleistozänen Gletschern kaum verändert wurde (GANSS 1980). Diese ehemalige Landoberfläche verkarstete intensiv zu einer Zeit, als das Gebiet noch Mittelgebirgscharakter hatte. Später wurde es gehoben, von seinen Zuflüssen getrennt und fiel trocken, womit die Höhlenbildung endete.



Schematischer Schnitt durch den Wendelsteingipfel mit seinen Höhlen (CRAMER 1973, ergänzt nach GLASER 2004)



Die Grubalm-Polje im Laubensteingebiet

Wendelsteinhöhle

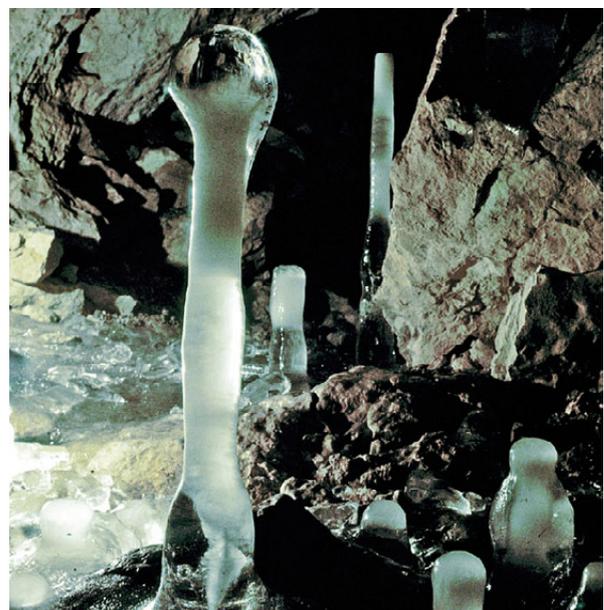
Geotop-Nr: 187H001
Landkreis: Rosenheim
Gemeinde: Brannenburg
TK 25: 8238 Neubeuern
Lage: R: 4501100 H: 5285000
Naturraum: Mangfallgebirge
Gestein: Wettersteinkalk (Trias)

Beschreibung:

Im Jahr 1864 wurde die Wendelsteinhöhle durch einen Bergsteiger entdeckt und 1921 als Schauhöhle ausgebaut. Man betritt sie über einen künstlich angelegten Stollen und kann den beinahe horizontalen Gängen etwa 300 m weit folgen. Nahe dem natürlichen Eingang sammelt sich in einer Gangsenke kalte Luft, weshalb hier oft auch im Sommer Temperaturen unter null Grad herrschen. Oberhalb der Wendelsteinhöhle wurde beim Bau eines Fahrstuhlschachts eine Klufthöhle angefahren, die für Besucher nicht zugänglich ist, ebenso wie ein Schachthöhlenteil, der erst vor wenigen Jahren entdeckt wurde und von den Horizontalgängen der Wendelsteinhöhle beinahe 100 m in die Tiefe führt.

Typische Auslaugungsformen weisen auf eine Entstehung der horizontalen Gänge unterhalb des damaligen Grundwasserspiegels hin. Bei ihrer Bildung muss die Höhle in Tallage, im Niveau der damaligen Vorfluter gelegen haben. Durch Hebungsvorgänge wurde sie später vom Grundwasserspiegel abgetrennt, worauf die Schachthöhlenteile entstanden, deren Entwässerung bereits auf ein tieferes Talniveau gerichtet ist. Mit der weiteren Hebung des Gesteinsmassivs erreichte die Höhle ihre heutige Position im Gipfelbereich des Wendelsteins, weit über den heutigen Tälern und völlig abseits von größeren Wasserzuflüssen, die eine Karsthöhle entstehen lassen könnten.

Schutzstatus: Landschaftsschutzgebiet
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: GLASER (2004)
 CRAMER (1973)



Sommerliches Eis im natürlichen Eingang der Wendelsteinhöhle



High-Tech in früheren Zeiten: Mühl- und Wetzsteine

Mit mehreren Steinbrüchen in seiner Umgebung war Neubeuern jahrhundertlang ein Zentrum für die Gewinnung von Sandsteinen, deren technische Eigenschaften in früheren Zeiten für die Wirtschaft bedeutend waren. FLURL (1792) meint sicher auch die Neubeurer Brüche wenn er schreibt: „Zu Flintsbach und in dem dasigen Bezirke sind die vielen Schleifsteinbrüche merkwürdig, mit denen das ganze Unterland mit diesem nöthigen Fossil versehen wird.“ Die Wolfsschlucht im Neubeurer Berg zeugt von fleißiger Betriebsamkeit in früheren Jahrhunderten. Sie ist von Menschenhand geschaffen worden und entstand durch den selektiven Abbau des steil stehenden Grünsandsteins. Der Abbau erfolgte untertage, die Schlucht ist hauptsächlich das Ergebnis des Einsturzes unterirdischer Baue. Heute misst sie etwa 300 m Länge, 10 bis 20 m Breite und bis zu 30 m Tiefe, an den Wänden sind noch Abbauspuren zu erkennen.

Ziel der Bemühungen war der Grünsandstein in den „Schmalflözsichten“. Dieser feinkörnige Sandstein eignete sich mit seiner gleichmäßigen Körnung zur Herstellung von Schleif-, aber auch von Mühlsteinen. Im Jahr

1853 wurde die Wolfsschlucht auf Veranlassung des Rittmeisters v. BÜCHOLT aufgeräumt und allgemein zugänglich gemacht (HAGN 1973).



Im Mühlsteinbruch bei Hinterhör sind die Spuren des Abbaus noch deutlich zu erkennen.



Die Wolfsschlucht im Neubeurer Berg ist ein beliebtes Exkursionsziel.

Mühlsteinbruch bei Hinterhör

Geotop-Nr.: 187G001
Landkreis: Rosenheim
Gemeinde: Neubuern
TK 25: 8238 Neubuern
Lage: R: 4511850 H: 5293350
Naturraum: Chiemgauer Alpen
Gestein: Sandsteine des Helvetikums (Alttertiär)



Beschreibung:

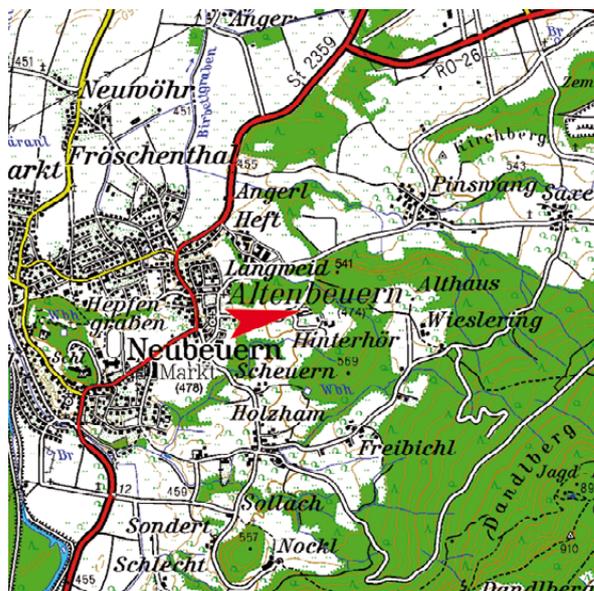
Nahe dem Weiler Hinterhör bei Altenbuern liegt der aufgelassene Steinbruch, in dem vom 16. bis ins 19. Jahrhundert in harter Arbeit Untersteine für Getreidemühlen gewonnen wurden. An der ehemaligen Abbaufont sind die Bearbeitungsspuren noch deutlich zu erkennen. Zunächst wurde der Umfang des Steins rinnenförmig aus dem Fels gemeißelt, wofür ein Steinhacker etwa 10 bis 14 Tage benötigte. Dann wurden ausgetrocknete Hartholzkeile in den Spalt eingeschlagen und immer wieder mit Wasser begossen, bis das quellende Holz nach Tagen den Mühlstein vom Anstehenden absprengte. Schließlich wurde der Stein noch behauen und mit dem Achsloch versehen, bevor er meist auf dem Inn mit Platten verschifft wurde. Bis zum Ende des 19. Jahrhunderts war die Mühl- und Wetzsteinproduktion ein bedeutender Wirtschaftszweig im Inntal.

Der Bruch ist in einem hellen, grauen bis gelbgrauen, mittel- bis grobkörnigen Sandstein angelegt. Die Mühlsandsteine sind Äquivalente der Kressenberger „Schwarzerzschichten“ des Helvetikums (Mitteloazän), die in einem Flachmeer abgelagert wurden. Fossilfunde (Nummuliten, Austern) weisen auf Wassertiefen bis ca. 50 m hin. Der kalkig-tonig gebundene Sandstein ist in frischem, unverwittertem Zustand zäh und hart, was ihn für die Verwendung als Mühlstein auszeichnet.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: WOLFF (1973)
 HAGN (1954)
 FLURL (1972)



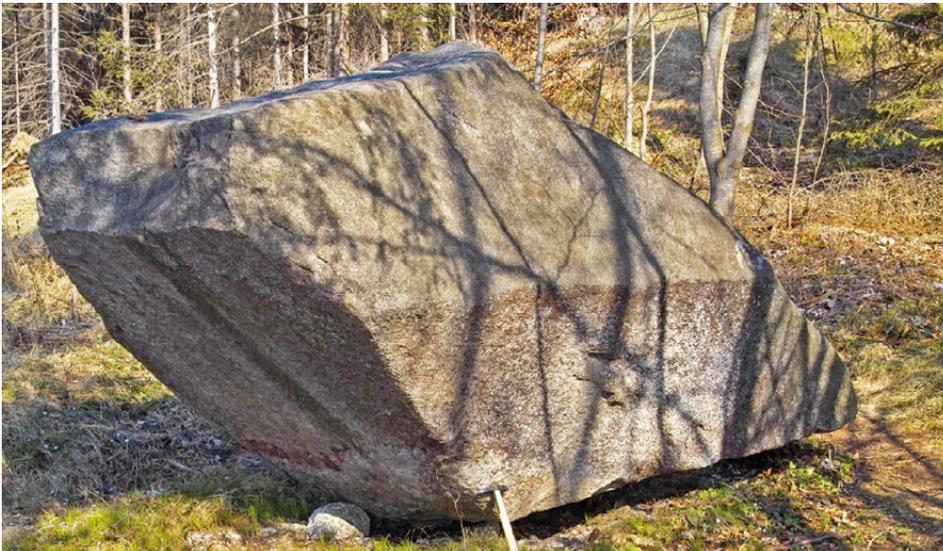
Der händische Abbau hinterließ bei Hinterhör eine eindrucksvolle künstliche Grotte.



Fernreisende

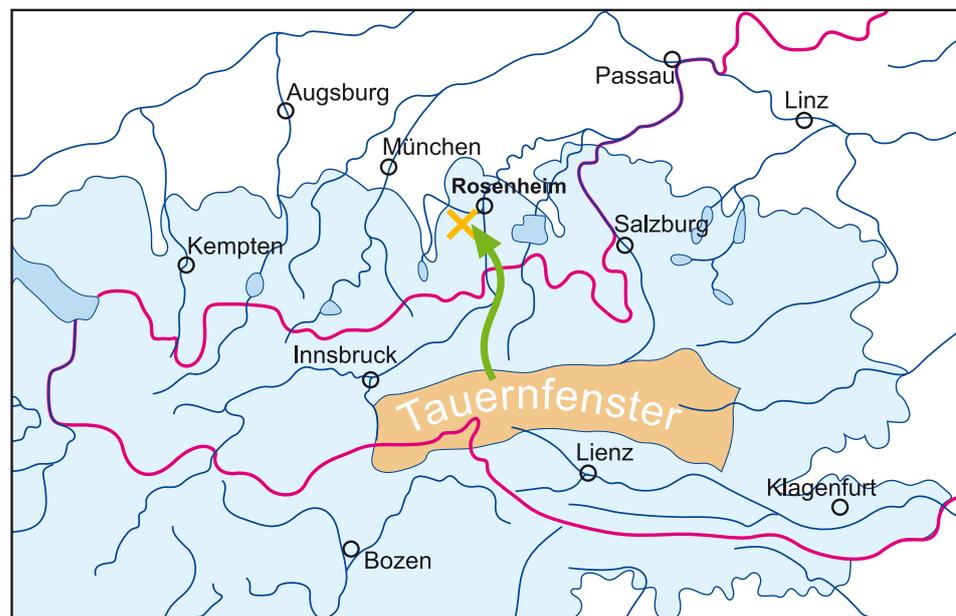
Der Inngletscher hat nicht nur seinen Untergrund „abgehobelt“ und übertiefte Täler geschaffen, er hat auf seinem Weg auch viel Material mit sich transportiert, das beim Abschmelzen liegen blieb. Die Eismassen kamen durch das Inntal aus der Schweiz über Österreich nach Bayern und brachten verhältnismäßig viel kristallines Gestein aus den Zentralalpen mit. Dieses vom Gletscher transportierte Material ist nicht sortiert und besitzt eine große Spannweite der Korngrößen. Dazu gehören auch Blöcke mit z. T. enormen Aus-

maßen, die heute als „Findlinge“ oder „erratische Blöcke“ wie der „Graue Stein“ bei Oberaudorf an unterschiedlichen Positionen in der Landschaft liegen. Dieser Findling befindet sich nördlich von Agg bei Oberaudorf etwa 250 Höhenmeter über dem Inntal und ist dort wohl vom Eis abgelagert worden. Er besteht aus grauem, mittelkörnigem, leicht texturiertem Granit aus den Zentralalpen. Den Untergrund der Umgebung bilden Gesteine der alpinen Trias (Hauptdolomit und Plattenkalk).



Grauer Stein bei Oberaudorf: Der Sage nach mussten der Teufel (oder war es eher der Pfarrer?) und eine „sündige“ Pfarrersköchin unter Donner und Tosen, vergleichbar mit gewaltigem Peitschknallen, den Stein mittels „Schloapfhackln“ zur Buße für begangene Untaten den Hang hinaufziehen.

Der „Graue Stein“ und der Findling Steinwies bestehen aus Gesteinen des kristallinen Grundgebirges und stammen somit sehr wahrscheinlich aus dem zentralalpinen „Tauernfenster“, wo solche Gesteine zu Tage anstehen.



Findling Steinwies

Geotop-Nr.: 187R020
Landkreis: Rosenheim
Gemeinde: Bad Feilnbach
TK 25: 8137 Bruckmühl
Lage: R: 4495250 H: 5296820
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Gneis-Felsblock auf Würm-Moräne (Pleistozän)



Beschreibung:

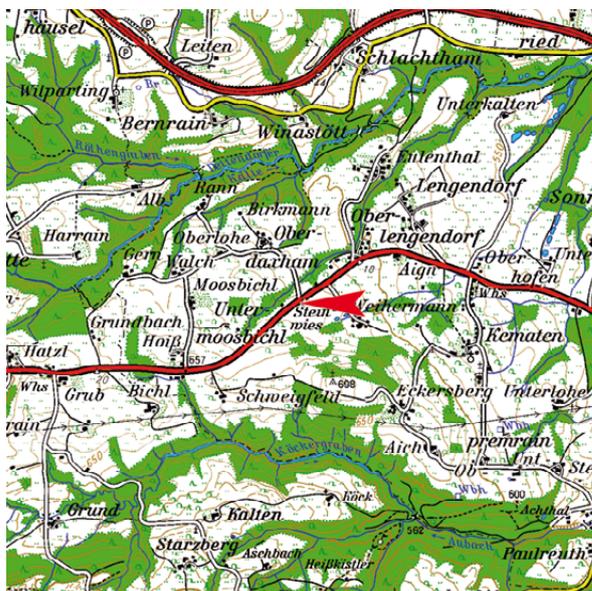
Westlich von Au bei Bad Aibling liegt auf einer Wiese neben der Straße ein ungewöhnliches Gestein: Der Findling von Steinwies ist mit etwa 60 Kubikmetern Volumen einer der größten Gneisfindlinge im Bayerischen Alpenvorland. Die Herkunft solcher einzeln liegenden Blöcke aus fremdartigem Gestein konnte man sich früher nicht erklären, weshalb sie auch Irrblöcke oder Erratische Blöcke genannt wurden. Ihre Entstehung war suspekt und wurde teilweise mit übernatürlichen Kräften in Zusammenhang gebracht. Auch am Findling von Steinwies wurde eine Kapelle und ein Feldkreuz errichtet – sicher ist sicher! Immerhin blieb ihm das profanere Schicksal vieler anderer Findlinge erspart, die als Steinbrüche genutzt oder als Hindernisse bei der Landwirtschaft beseitigt wurden.

Das Material des Findlings von Steinwies gleicht dem so genannten Zentralgneis, der in den Hohen Tauern und den Zillertaler Alpen weit verbreitet ist. Dort liegen heute – nach der tektonischen Heraushebung der Zentralalpen – Gesteine zutage, die zuvor großem Druck und hohen Temperaturen im Erdinneren ausgesetzt waren. Das „Tauernfenster“ gibt sozusagen den Blick in tiefere Teile der Erdkruste frei. Vergleichbare Gesteine kommen in den Nordalpen nirgends vor. Der Inngletscher und dessen seitliche Zubringer müssen den Gneisblock somit über fast 100 Kilometer transportiert haben, bevor dieser in seine heutige Lage kam.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: REUTHER (2005)



Gneis kennt man im Alpenvorland nur in Form von Findlingen und Geröllen.



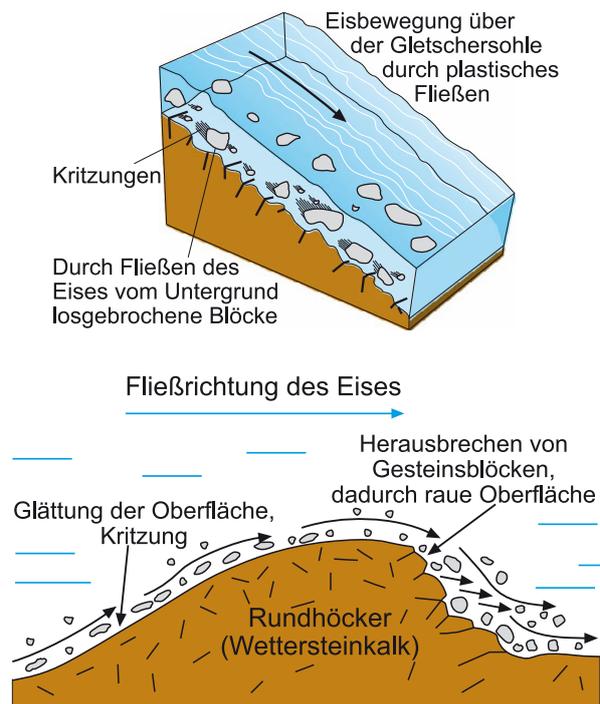
„Der letzte Schliff“

Offen zutage liegende Kalksteine verwittern unter dem Einfluss von saurem Regenwasser und insbesondere durch den Bewuchs mit Algen, Flechten und Moosen. Um ein vielfaches verstärkt wird die Verwitterung, wenn sich über dem Kalkstein ein Boden gebildet hat. Die Sickerwässer werden dann durch Wurzelatmung der Pflanzen und durch Fäulnisprozesse mit Kohlendioxid angereichert und können relativ große Mengen des Kalksteins lösen. An der Oberfläche entstehen dadurch im Lauf von Jahrtausenden typische Karrenformen.

Trotz dieser Vorgänge war der Gletscherschliff bei Fischbach, als er 1960 beim Bau der Inn-talautobahn entdeckt und freigelegt wurde, außerordentlich gut erhalten. Insbesondere die feinen Schrammen im polierten Fels, die unter dem Gletschereis vor über 15 000 Jahren entstanden waren, weisen darauf hin, dass der Fels bis zu seiner Freilegung keiner intensiven Verwitterung ausgesetzt war. Der Härtling war am Ende der Eiszeit durch Deltaschotter überdeckt worden, die der Inn in den spät-glazialen Rosenheimer See geschüttet hatte. Derart geschützt wurden die Feinstrukturen auf dem Wettersteinkalk konserviert und bis heute erhalten.

In den fast 50 Jahren seit der Freilegung machte sich nun aber der Einfluss von Bewuchs und Verwitterung zunehmend bemerkbar. Um

zumindest die schleichende Zerstörung des Gletscherschliffs durch Wurzelsprengung und Bodenbildung zu verlangsamen, wurde dieser im Jahr 2007 durch einen großen Arbeitseinsatz der Jugendfeuerwehr Flintsbach von Bewuchs und Bodenbildungen gereinigt.



An der Sohle des Gletsches eingefrorene Gesteinsbruchstücke glätten und striemen die Oberfläche von Härtlingsrücken.



Im Jahr 2007 wurde der Gletscherschliff bei Fischbach durch die Jugendfeuerwehr von Bewuchs und Bodenbildungen gereinigt.

Gletscherschliff bei Fischbach

Geotop-Nr.: 187R004
Landkreis: Rosenheim
Gemeinde: Flintsbach am Inn
TK 25: 8238 Neubeuern
Lage: R: 4511400 H: 5285800
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Wettersteinkalk (Trias)



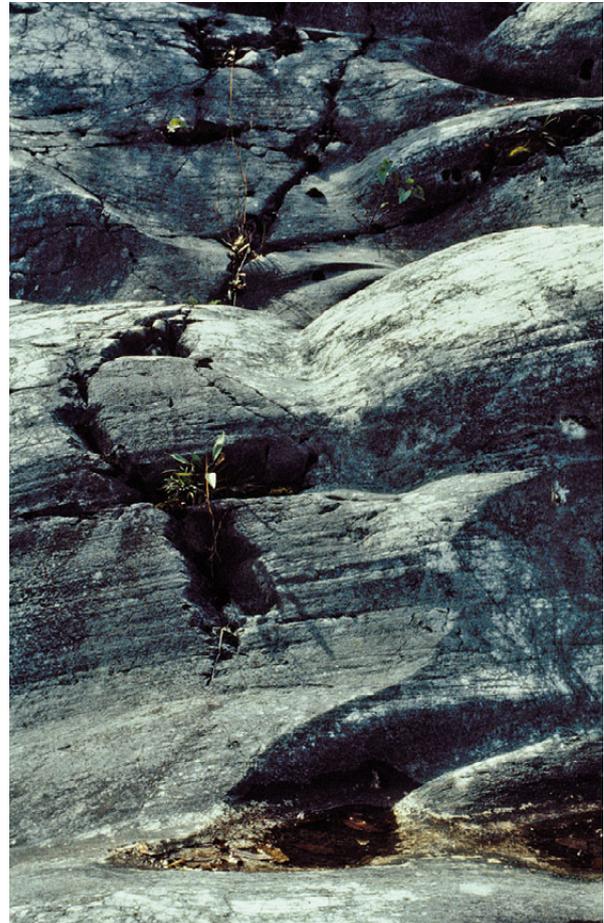
Beschreibung:

Östlich von Fischbach ragt mitten im Inntal ein flacher Hügel aus den ebenen Talsedimenten auf. Es handelt sich um einen Härtling aus Wettersteinkalk, der hier quer zum Inntal verläuft. Dasselbe Material wird in einem Steinbruch am Talhang südwestlich des Gletscherschliffs abgebaut.

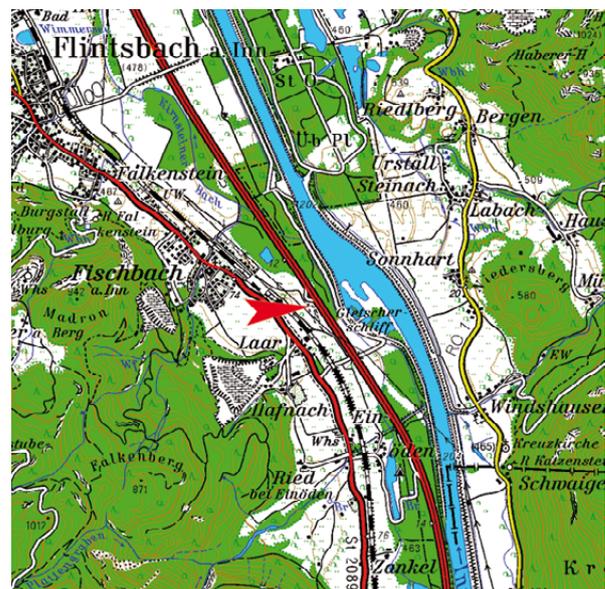
Der kompakte Kalkstein bot dem Gletscher, der sich aus dem Inntal ins Alpenvorland ergoss, erheblichen Widerstand; das Tal wurde hier weniger tief ausgeschürft als südlich und nördlich des Härtlings. Das schuttbeladene Eis floss über den Kalksteinrücken hinweg, wobei es seine schleifende und polierende Wirkung entfaltete. Es blieben Rundhöcker und polierte Flächen mit typischen Schrammen zurück, die die Bewegungsrichtung von am Grund des Eises eingefrorenen Gesteinsbruchstücken anzeigen.

Das Hindernis im Untergrund bewirkte auch, dass sich hier an der Oberfläche des Gletschers bevorzugt Spalten bildeten, durch die vermehrt Schmelzwässer in die tieferen Bereiche des Gletschers gelangten. Diese im und unter dem Gletscher strömenden Schmelzwässer standen unter hydrostatischem Druck und führten Geröll und Sand mit sich. Damit konnten sie eine enorme Erosionskraft entwickeln. Auf dem polierten Härtling entstand so noch eine glaziale Mikrolandschaft mit Kolken und Rinnen, die ihre letzte Prägung erhielt, als der Gletscher bereits vom Vorland bis in das Inntal zurück geschmolzen war.

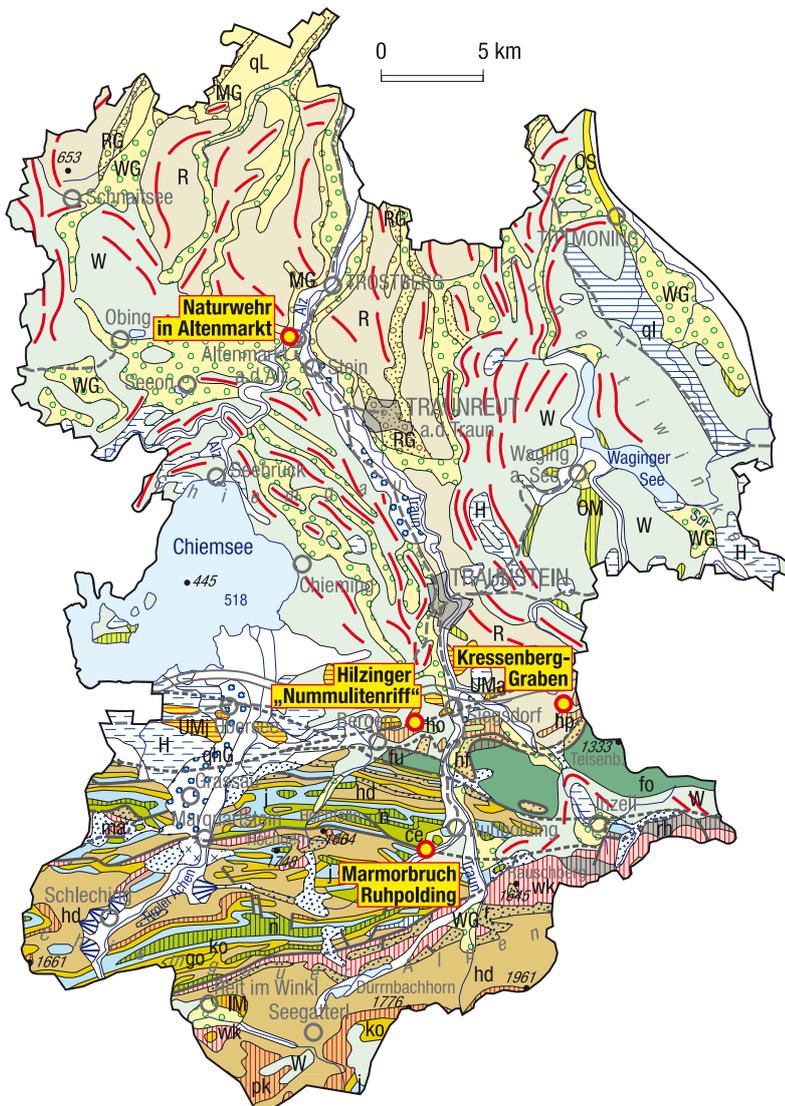
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: WOLFF (1973)
 KRAUS & EBERS (1965)
 EBERS et al. (1961)



Striemen im Kalkstein zeigen die Bewegungsrichtung des Inngletschers an.



Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		Schwenmfächer und Schuttkegel
			Hangschutt und -lehm
			Torf
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. wärmzeitlich
			Schotter, alt- bis mittelholozän
	Pleistozän		Seeablagerungen, wärmzeitlich bis holozän, vereinzelt auch älter
			Schotter, wärmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			Jungmoräne (wärmzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter
			a) Schotter, ribzeitlich (Hochterrasse) b) Schotter, mindelzeitlich (Jüngerer Deckenschotter)
			Altmoräne (ribzeitlich) mit Endmoränenzügen, z.T. mit Vorstoßschotter

		MOLASSEBECKEN UND ALPEN	
Tertiär	Eozän- Oligozän		OS Obere Süßwassermolasse, ungliedert
			OM Obere Meeresmolasse
			UMj Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil
			UMä Untere Meeresmolasse, älterer Teil
			IM Inneralpine Molasse
Kreide Tertiär	Ober- kreide Alttertiär		hp Olchinger Schichten bis Globigerinenmergel
			ho Seewer Kalk bis Hachauer Schichten
Kreide-Alttertiär			hf Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, "Südultrahelvetikums" und Rhenodanubischen Flyschs
			fo Rhenodanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Oferschwanger Schichten bis Bleicherhorn-Serie
			fu Rhenodanubischer Flysch: Tristelschichten bis Quarzierserie
Kreide	Ober- kreide		go Gosau
			ce Branderfleckschichten, Losensteiner Schichten
			n Tannheimer Schichten, Schrambachschichten
			j Liasbasiskalk bis Ammergauer Schichten
			ko Oberrhätalk, Kössener Schichten
Jura	Lias- Malm		pk Plattenkalk
			hd Hauptdolomit
Trias	Rhät Nor Karn		r Raibler Schichten
			wk Wettersteinkalk
			ma „Alpiner Muschelkalk“ (Virglorjakalk bis Reiflinger Kalk)
			rh Reichenhaller Schichten

3.14 Traunstein

In morphologischer und geologischer Hinsicht ist der am Alpenrand gelegene Landkreis Traunstein sehr vielseitig. Seine südliche Begrenzung bilden die Chiemgauer Alpen, an die sich von würmeiszeitlichen Gletschern geprägte Gebiete anschließen: im Nordwesten das Inn-Chiemsee-Hügelland und im Nordosten das Salzach-Hügelland. Den Nordteil des Gebietes rechnet man zur Alzplatte, die vor allem aus rißzeitlichen Altmoränen und Hochterrassenschottern besteht. Ganz im Süden hat der Landkreis mit einem Nordausläufer der Loferer und Leoganger Alpen noch Anteil an den Nördlichen Kalkhochalpen. Seine höchste Erhebung erreicht er mit dem Sonntagshorn (1961 m) an der Grenze zu Österreich, der tiefste Punkt liegt mit 370 m bei Tittmoning, wo die Salzach den Landkreis verlässt.

Die Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen im Süden des Landkreises reicht von der Trias über den Jura bis in die Oberkreide. Wichtige Gipfelbildner sind der Wettersteinkalk und der Hauptdolomit. So bestehen der Geigelstein (1813 m) an der Grenze zum Landkreis Rosenheim oder die Hochplatte (1587 m) aus Hauptdolomit. An dessen Obergrenze zum Plattenkalk liegen die Gipfel von Dürrnbachhorn (1775 m) und Sonntagshorn (1961 m). Die Hörndlwand (1684 m), der Rauschberg

(1671 m) und der Hochstaufen (1771 m) ganz im Osten sind dagegen von Wettersteinkalk aufgebaut. An den jahrhundertelangen Bergbau auf Blei- und Zinkerze in diesem Gestein vor allem im Raum Inzell am Rauschberg und am Hochstaufen (SCHNEIDER 1953, ANGERMEIER 1960) erinnern heute noch einige Halden und Flurnamen. Die alpinen Kalksteine sind meist verkarstet und weisen damit überwiegend eine unterirdische Entwässerung auf. Eine typische Karstquelle, die mit schwankender Schüttung zeitweise eindrucksvolle Kaskaden speist, ist die Weißbachquelle südlich von Inzell. Rötliche Knollenkalke des alpinen Jura wurden früher bei Ruhpolding und Inzell als „Ruhpoldinger Marmor“ gewonnen.

Charakteristisch für die Gesteine der kalkalpinen Zone ist die intensive Verfaltung und deckenartige Übereinanderstapelung verschiedener tektonischer Baueinheiten. Zuunterst und am weitesten nach Norden reichend liegt die Allgäu-Decke, darüber folgt die Lechtal-Decke mit den markanten Gipfeln des Hochfelln und Hochgern. Weiter südlich im Bereich von Reit im Winkl folgt das Tirolikum, zu dem z. B. das Dürrnbachhorn gehört.

Über den bereits verfalteten und teilweise abgetragenen alpinen Decken lagerten sich in



In einem Straßenaufschluss bei Raithen kommen unter der Lechtal-Decke in einem tektonischen Fenster intensiv gefaltete Gesteine der Allgäu-Decke zum Vorschein.



Blick vom Hochberg nach Süden über die Helvetikum- und Flysch-Vorberge auf die Kalkalpen

der Kreidezeit Gosaugesteine ab, die südwestlich von Oberwössen aufgeschlossen sind. Eine Besonderheit stellt die Inneralpine Molasse bei Reit im Winkl dar. Die hier anstehenden Häringer Schichten belegen den wohl letzten Meeresvorstoß über die in Entstehung begriffenen Alpen in dieser Region.

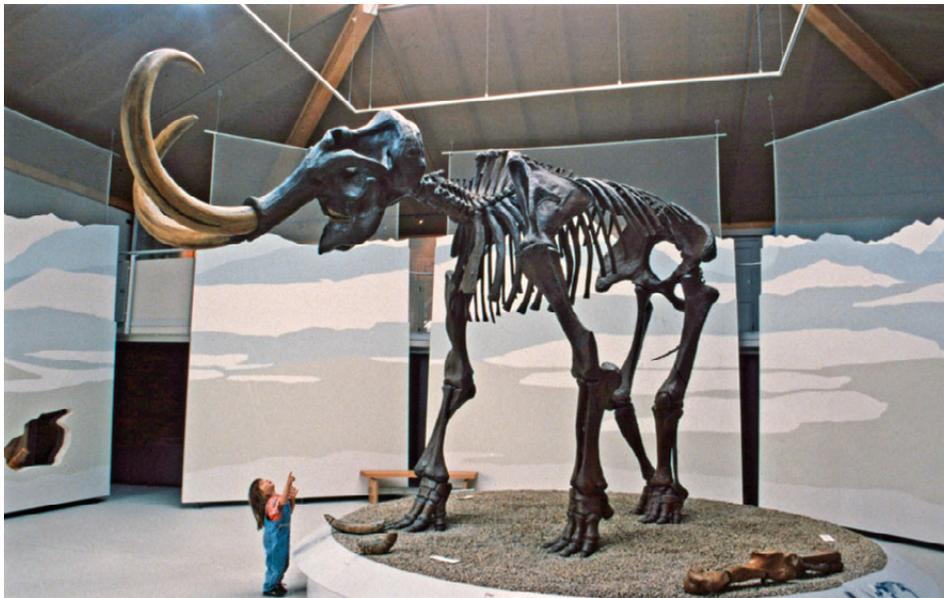
An die Kalkalpen schließen sich nach Norden die überwiegend bewaldeten Berge der Flysch-Zone an, die nur im östlichen Landkreis – insbesondere am Sulzberg und am Teisenberg – in der Landschaft deutlich in Erscheinung tritt. An den labilen Hängen in den Flysch-Gebieten kommt es immer wieder zu Hangbewegungen. Ein Beispiel dafür ist der Schuttstrom Hutterer, der mit etwa 70 000 Kubikmetern Gestein und Schlamm im August 1991 eine Feriensiedlung bei Inzell bedrohte (v. POSCHINGER 1992).

Zwar in der Landschaft unscheinbar, dafür aber für ihre ganz besonderen Gesteinsausbildungen bekannt ist die Helvetikum-Zone. Sie enthält Schichten mit einer Fülle unterschiedlicher Fossilien und am Kressenberg bei Neukirchen Eisenerzvorkommen, auf die noch bis 1924 Bergbau betrieben wurde (HAGN et al. 1992). Diese tektonische Einheit ist in einer bis mehrere Kilometer breiten Zone etwa von Bergen bis Teisendorf an der Oberfläche aufgeschlossen. Mehrere ihrer Schichtglieder sind nach Orten im Landkreis benannt: Die extrem fossilreichen Adelholzener Schichten, die Eisenerz führenden Kressenberger Schichten, die dunklen Mergel der Gerhardsreiter Schichten und die hellen Mergel der Pattenauer Schichten.

Die Faltenmolasse, die im westlichen Oberbayern als „Knautschzone“ der Alpenbildung mit mehreren Mulden- und Schuppenzügen einen breiten Raum einnimmt, ist im Landkreis Traunstein nur noch mit einer einzigen derartigen Struktur, der Bernauer Mulde, vertreten. Südlich des Chiemsees, z. B. am Westerbuchberg, stehen Konglomerate der Faltenmolasse an. Aufgrund ihrer Härte ragen sie als „Inseln“ aus den Sedimenten der Chiemsee-Verlandungszone heraus. Östlich von Osterbuchberg endet schließlich die Faltenmolasse. Weiter nach Osten grenzt die in ihren südlichen Teilen steil aufgestellte, ungefaltete Molasse unmittelbar an das Helvetikum.

In den Alpentälern und im Alpenvorland sind die älteren Gesteine weitgehend von pleistozänen Bildungen überdeckt. Sie prägen besonders im nördlichen Teil des Landkreises die Landschaft. So bauen Ablagerungen älterer Glaziale die fast bis zum Inn reichende Alzplatte auf. Die Altmoränen rund um Trostberg zeigen im Vergleich mit den Jungmoränen eine weniger markante Morphologie. Vielfach sind die alten Schotter und Moränen zu Konglomeraten verfestigt.

Die Gletscherbedeckung im Würmglazial ist in der Verbreitung der charakteristischen Endmoränenzüge dokumentiert. Zwischen seinen mächtigen Nachbarn, dem Inn- und dem Salzach-Gletscher, war der aus dem Tal der Tiroler Ache kommende Chiemsee-Gletscher vergleichsweise klein. Nach seinem Abschmelzen hinterließ er das Chiemseebecken sowie eine Fülle eiszeitlicher Formen wie



Das 1975 im Gerhardsreiter Graben gefundene Mammutskelett ist heute im Museum zu bewundern (Foto: Naturkunde- und Mammutmuseum Siegsdorf).

Kamesterrassen, Schotterfluren, Findlinge oder Toteislandschaften wie die Seener Seen oder den Tüttensee bei Grabenstätt. Im Bereich des Salzachgletschers bestand am Ende des Würmglazials mit dem Tittmoninger See ebenfalls ein großer See, der den Ostrand des Landkreises einnahm. Reste von Seesedimenten, die teilweise in Tongruben gewonnen wurden, zeugen heute noch von seiner ehemaligen Ausdehnung. Nur der Waginger See füllt noch heute eines der Zungenbecken des Salzachgletschers. Eindrucksvoll ist die Drumlinlandschaft östlich des Waginger Sees, die unter der Gletscherbedeckung geformt worden war. Neben dem Eberfinger Drumlinfeld zählt es zu den bedeutendsten derartigen Bildungen im Alpenvorland. Zu erwähnen ist auch der Fund des Skeletts eines über 44 000 Jahre alten und vier Meter hohen Mammut südlich von Siegsdorf (HEISSIG & BREDOW 1987), das im Naturkunde- und Mammut-Museum Siegsdorf ausgestellt

ist. Ein Besuch lohnt sich auch, um sich über die regionale Geologie zu informieren.

Nach dem Ende des Würm-Glazials verlandeten viele der zuvor entstandenen Gewässer. Es entstanden ausgedehnte Moorflächen wie z. B. südöstlich von Petting und vor allem südlich des Chiemsees. In den übersteilten Alpentälern kam es zu vielen Hangbewegungen und zur Aufschüttung großer Schwemm- und Sturzkegel, aber auch zu riesigen Bergstürzen wie beispielsweise südlich von Marquartstein.



Der Tüttensee, ein Toteiskessel

„Helvetikum“ – Schichten mit versteinertem Geld?

Viele Gesteine der Helvetikum-Zone sind bekannt für ihren Fossilreichtum. Darunter befinden sich Großforaminiferen wie die *Nummuliten* („Münzsteine“), die Durchmesser bis 8 cm erreichen können (HAGN et al. 1992). Der Name „Helvetikum“ kommt von der flächenhaften Verbreitung der Gesteinsserie in der Schweiz, wo sie beispielsweise den Säntis aufbaut. In breiter Front ist sie im Allgäu aufgeschlossen, weiter nach Osten bildet sie nur noch ein schmales, oft unterbrochenes Band am Nordrand der Alpen. Im Landkreis Traunstein kommt das Helvetikum zwischen Bergen und dem Kressenberg zum Vorschein.

Die Gesteine entstanden in der jüngeren Oberkreide und im Alttertiär in einem Schelfmeer am damaligen Südrand des europäischen Kontinents. Südlich davon befand sich eine Tiefsee, in der auch die Gesteine des Rhodanubischen Flyschs abgelagert wurden. Den Übergangsbereich zwischen Schelfmeer und Tiefsee bezeichnet man als Ultrahelvetikum, das im Landkreis Traunstein durch die Buntmergelserie repräsentiert wird.



Großforaminiferen im Gesteinsverband, zu erkennen an den langgestreckten Querschnitten (oben) und von der Verwitterung aus dem Gestein herauspräpariert mit deutlich sichtbaren, spiralförmig angeordneten Internstrukturen (rechts)

Die Kressenberger Schichten im Süden mit ihren Eisenerzvorkommen enthalten eine reiche marine Fauna (Großforaminiferen, Muscheln, Schnecken, Seeigel, Nautiloideen, Mikrofossilien). Weiter im Norden bildeten sich im Küstenbereich die Adelholzener Schichten. Ihr Fossilreichtum verleiht ihnen besondere wissenschaftliche Bedeutung, insbesondere ist das Hilzinger „Nummulitenriff“ wegen seiner reichen Fossilfunde überregional bekannt. Hauptsächlich aus Lithothamnien (Kalkalgen)-Grus und anderen Fossilbruchstücken besteht der Lithothamnienkalk. Er wird in der steinverarbeitenden Industrie als „Granitmarmor“ bezeichnet, wobei es sich allerdings weder um Granit noch um Marmor handelt. Das Gestein ist leicht zu bearbeiten und polierbar und fand hauptsächlich im Innenbereich (z. B. St. Bonifaz-Basilika in München) und für Grabmäler Verwendung. Früher wurde es auch im Landkreis Traunstein z. B. bei Schöneck (Siegsdorf) abgebaut.



Hilzinger „Nummulitenriff“

Geotop-Nr.: 189A025
Landkreis: Traunstein
Gemeinde: Siegsdorf
TK 25: 8141 Traunstein
Lage: R: 4546200 H: 5297250
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Adelholzener Schichten (Eozän)

Beschreibung:

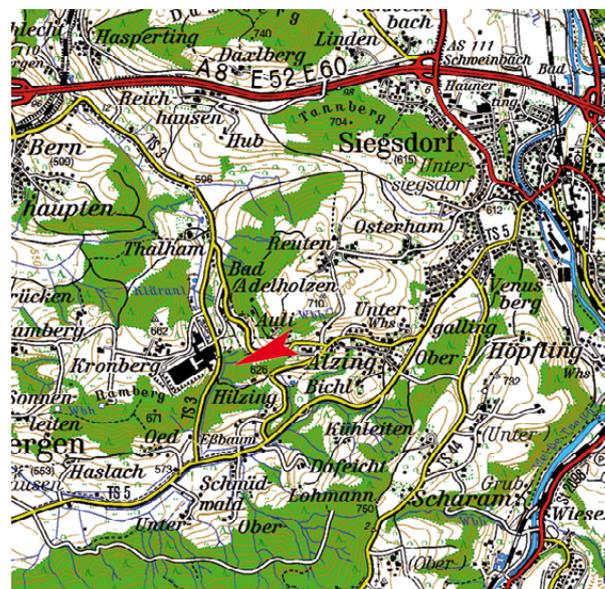
Südlich der Mineralwasserfabrik Adelholzen liegt die Typlokalität der Adelholzener Schichten (REIS 1896). An der Straße aufgeschlossen sind kalkig-mergelige Gesteine mit reichlich Glaukonit – einem grünlichen Mineral, das sich in flachem Meerwasser bildet. Bereichsweise besteht das wenig verfestigte Gestein aber fast ausschließlich aus massenhaft auftretenden Großforaminiferen (schalenträgende Amöben) der Gattungen *Nummulites*, *Assilina* und *Discocyclina*. Bei diesem so genannten „Hilzinger Nummulitenriff“ handelt es sich nicht um ein ehemaliges Riff, sondern eine Ablagerung in festlandnaheem Flachwasser an der damaligen europäischen Südküste. Der Ausdruck Riff wurde gewählt, weil die Gesteinsabfolge steil aufgerichtet und tektonisch verschuppt ist und sich in Form dammartiger Hügelszüge nach Osten verfolgen lässt.

Nummulit bedeutet übersetzt „Münzstein“ (von lateinisch nummulus = Münze und griechisch lithos = Stein). Der Begriff für diese riesenhaften Einzeller wurde von ihrer scheibenartigen Form hergeleitet, die an Münzen erinnert. Sie gehören zur Gruppe der Foraminiferen, die üblicherweise als Mikrofossilien auftreten. Hier in den Adelholzener Schichten erreichen sie mit Durchmessern von mehreren Zentimetern eine beachtliche Größe, so dass meist auch die Struktur der Gehäuse schön zu sehen ist. Im Volksmund nennt man sie auch „Maria-Eck-Pfennige“, weil sie oft von Wallfahrern auf dem Weg zur Wallfahrtskirche Maria Eck als Andenken gesammelt wurden.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: HAGN et al. (1992)
 HAGN (1981)
 GANSS (1977)



Neben den massenhaft vorkommenden, linsen- und scheibenförmigen Großforaminiferen enthalten die Adelholzener Schichten auch zahlreiche Überreste von Muscheln, Seeigeln und anderen Meerestieren.



Max, Ferdinand und Emanuel

Nach einer alten Bergbautradition werden Flöze mit Namen versehen. Im Eisenerzrevier am Kressenberg treten zwei Schichtglieder mit reicher Erzführung auf: „Roterz“ und



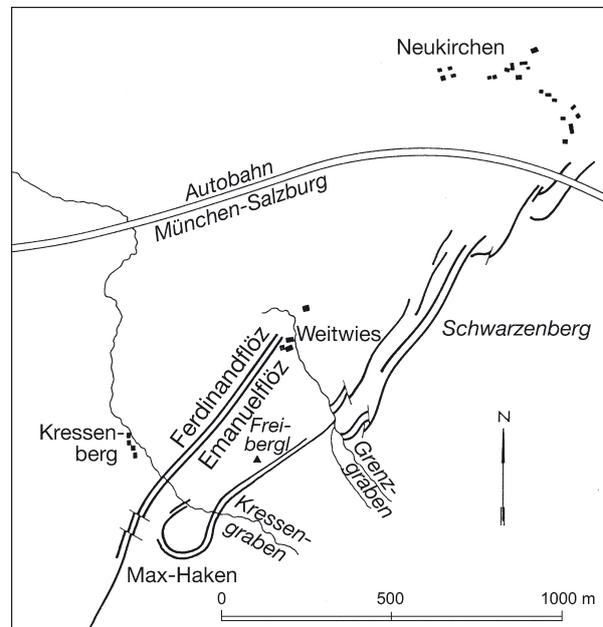
Stollen am Kressenberg (Max-Joseph-Querschlag), aus WINKLER (1990)



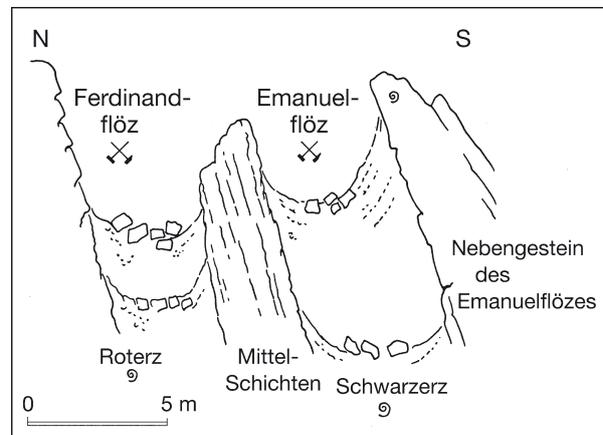
Seeigel (*Conoclypeus conoideus*) aus dem Nebengestein der Eisenerzflöze des Kressenberger Reviers (aus HAGN et al. 1992)

„Schwarzerz“. Durch tektonische Bewegungen sind sie steil aufgerichtet, verschuppt und in Teilflöze zerstückelt, die man mit unterschiedlichen Namen belegt hat– meist nach dem jeweils regierenden Fürsten. Eine besondere Bedeutung besaßen im Kressenberger Revier das Ferdinandflöz (Roterz) und das Emanuelflöz (Schwarzerz).

Nähere Informationen über den Bergbau am Kressenberg und die Verhüttung der Erze findet man im Bergbaumuseum Achthal.



Flözkarte des Kressenbergs (aus HAGN & WELLNHOFER 1972)



Schnitt durch die helvetische Schichtenfolge am Kressenberg (aus HAGN & WELLNHOFER 1972)

Kressenberg-Graben

Geotop-Nr.: 189A017
Landkreis: Traunstein
Gemeinde: Siegsdorf
TK 25: 8142 Teisendorf
Lage: R: 4554500 H: 5298650
Naturraum: Inn-Chiemsee-Hügelland
Gestein: Kressenberger Schichten
 (Alttertiär)

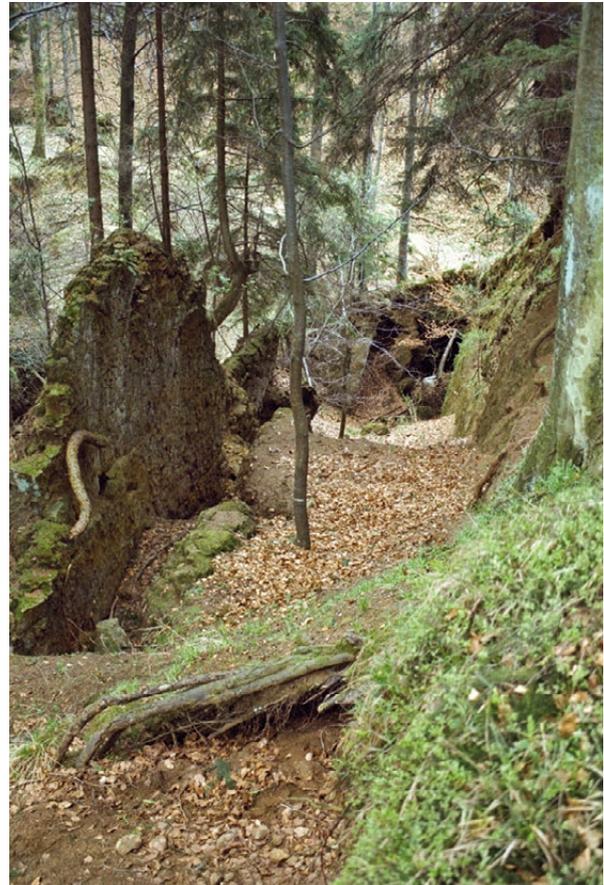
Beschreibung:

Am Kressenberg-Graben ist ein Profil des eisen-
 erzführenden Südhelvetikums aufgeschlossen.
 Senkrecht zum Graben sind alte Erzabbau-
 e zu sehen, unter Tage ist das Gebiet durchzo-
 gen von alten Bergwerksstollen. Das gesamte
 Gelände ist mit Pingens und Einsturzschächten
 übersät. Bergbau wurde dort möglicherweise
 schon während der Römerzeit betrieben. Im
 Jahr 1924 hat man den Abbau endgültig ein-
 gestellt. Vom harten Leben der Bergleute zeugt
 ein altes Neukirchener Bergmannslied:
*Der Bergmann im schwarzen Gewande, so
 einfach und schlicht, geht still durch das Le-
 ben, man achtet seiner nicht. Tief unten in der
 Grube, da kämpft er mit Not, gräbt Schätze
 und hat kaum sein tägliches Brot.*

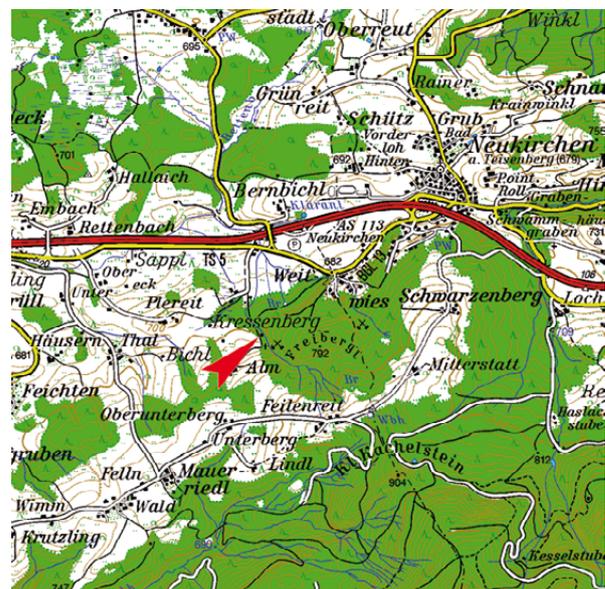
In der Lagerstätte sind noch Erzvorräte von
 mindestens 30 Millionen Tonnen nachgewie-
 sen, die aber heute mit einem Eisen-Gehalt
 von ca. 30% weit außerhalb der Möglich-
 keit einer wirtschaftlichen Gewinnung liegen.
 Die Bildung der oolithischen Eisenerze erfolgte im
 Alttertiär durch Ausfällung aus eisenhaltigen
 Verwitterungslösungen, die von einem Fest-
 landsbereich in ein gut durchlüftetes Flach-
 meer flossen. Gleichzeitig sind die Schichten
 am Kressenberg eine der bekanntesten Fossil-
 fundstellen des Helvetikums.

**Achtung: Das Betreten der Bruchfelder ist
 lebensgefährlich und verboten!**

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: HAGN et al. (1992),
 WINKLER (1990, 1985)
 ZIEGLER (1983)
 HAGN (1981, 1961)
 HAGN & WELLNHOFER (1972)



Aufschluss im Kressenberg-Graben



Nagelfluh – altbekannt im Alpenland

Aus dem alemannischen Sprachraum kommend, wird der Begriff „Nagelfluh“ im gesamten süddeutschen Alpenvorland für verfestigte Schotter, also für Konglomerate, verwendet. Unter „Fluh“ versteht man eine „Felswand“, und mit etwas Phantasie kann man in den Geröllern, die aus der Gesteinsmasse herausragen, Nagelköpfe erkennen. Bei der Nagelfluh kann es sich um eiszeitliche Schotter handeln, die im Lauf der Zeit verfestigt wurden; man verwendet diesen Begriff aber auch, vor allem im Allgäu, für Konglomerate der Molasse.

Bei den pleistozänen Schottern sind es vor allem die älteren, also die rißglazialen oder noch ältere Ablagerungen, die zu Nagelfluh verbacken sind. Die Verfestigung erfolgt insbesondere an Talflanken, wo kalkreiche Grundwässer austreten. Beim Kontakt mit der Luft scheidet sich Kalk aus und liefert ein Bindemittel, das die losen Schotter verkittet. Harte Gesteinsbänke verursachen dann oft Steilstufen und Überhänge im Gelände.

Bei geeigneten technischen Eigenschaften sowie hinreichender Verbreitung und Mächtigkeit kann Nagelfluh ein wertvoller mineralischer Rohstoff sein. Früher gab es viele Abbaustellen, in denen das Gestein hauptsächlich zum Haus-, aber auch für den Brückenbau gewonnen wurde.

Ein besonders imposanter Aufschluss von Nagelfluh prägt das Ortsbild von Stein a. d. Traun. Mitten im Ort erschließt eine markante Felswand Konglomerate aus mindelzeitlichen Vorstoßschottern. In ihr liegt eine Höhlenburg, die besichtigt werden kann. Dort soll der legendäre Raubritter HEINZ VON STEIN die Nagelfluh auf seine eigene Weise genutzt haben.



Nagelfluhwand in Stein a. d. Traun

Naturwehr in der Alz in Altenmarkt

Geotop-Nr.: 189R020
Landkreis: Traunstein
Gemeinde: Altenmarkt a. d. Alz
TK 25: 7941 Trostberg
Lage: R: 4539800 H: 5318650
Naturraum: Alzplatte
Gestein: Deckenschotter (Altpleistozän)

Beschreibung:

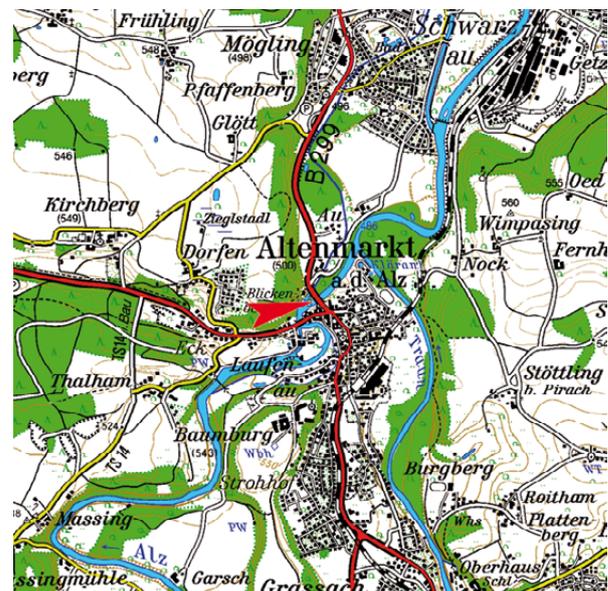
Oberhalb der Straßenbrücke in Altenmarkt und von dort aus gut sichtbar, strömt die Alz über eine Felsbarriere aus Konglomeraten und bildet so einen reizvollen Wasserfall. Allerdings wurde das Naturwehr randlich durch künstliche Anlagen zur Stromerzeugung ergänzt.

Bei dem Konglomerat („Nagelfluh“) handelt es sich um verfestigte, altpleistozäne Deckenschotter. Als solche bezeichnet man Schotter der Mindel-, Günz- und älterer Kaltzeiten. Aufgrund seiner beachtlichen Festigkeit setzt es der erodierenden Kraft des Wassers einen erheblichen Widerstand entgegen, so dass sich die Kaskaden entwickeln konnten. Dennoch wird der „stete Tropfen“ den Stein abtragen, wodurch sich die Schwelle im Lauf der Zeit stromaufwärts verlagern wird.

Knapp unter dem Naturwehr mündet die Traun in die Alz. Offensichtlich hatte die mit der Traun vereinigte Alz eine höhere Erosionskraft als die in ihrem Oberlauf vom Chiemsee bis Altenmarkt mäandrierende Alz, so dass es zur Ausbildung einer Stufe mit Wasserfall kommen konnte.



Naturwehr in der Alz oberhalb der Straßenbrücke der B 299 in Altenmarkt



Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: bedeutend
Literatur: DOPPLER (1982)

Im Land des „Roten Marmors“

In den Nördlichen Kalkalpen kommen verbreitet rötliche Kalksteine vor, die früher vielerorts abgebaut wurden und häufig als Werk- und Dekorsteine Verwendung fanden. Auch wenn es sich dabei nicht um echte Marmore im geologischen Sinn handelt, wurden sie aufgrund ihrer Schleifbarkeit meist so bezeichnet. Die wichtigsten Abbaue in Oberbayern lagen bei Ettal, Mittenwald, Tegernsee, Marquartstein, Inzell, Ruhpolding, Königssee und Berchtesgaden (LAGALLY & STEPHAN 1984). Die stratigraphische Zuordnung reicht von den „Hallstätter Kalken“ der Trias (Kälberstein und Zill im Raum Berchtesgaden) über „Bunte Liaskalke“ (Ettal, Mittenwald, Marquartstein, Königssee) und „Doggerspatkalke“ (Inzell) bis zu den „Bunten Malmkalksteinen“ (Tegernsee, Ruhpolding, Inzell). Allen Gesteinen gemein ist die Entstehung auf submarinen Schwellen mit geringer Sedimentationsrate. Umlagerungsvorgänge, Teil-Lösung des Kalks und Durchwühlung durch Lebewesen erzeugten



Adneter Kalk, Leissbruch, Königssee



Ruhpoldinger Marmor an der Ruhpoldinger Kirche

unregelmäßige Sedimentstrukturen. Häufig vorkommende Fossilien sind Ammoniten („Cephalopoden“) und Stielglieder von Seelilien („Crinoiden“).

Die Varietäten der Hallstätter Kalke (Trias) reichen von roten Knollenflaserkalken (Berchtesgadener Marmor) über Crinoidenschuttkalke bis zu bunten, brekzierten Kalken (Zill).

Die Bezeichnung „Spatkalke“ für die Gesteine aus dem Dogger beruht vor allem auf ihrem hohen Anteil an Crinoidenbruchstücken.

Bei den „Rotmarmoren“ des Jura können im wesentlichen zwei Ausbildungen unterschieden werden, die nach den Typlokalitäten entsprechender Gesteine in Österreich als „Hierlatz-Fazies“ bzw. „Adneter Fazies“ bezeichnet werden. Es bestehen jedoch auch Übergänge zwischen den beiden Gesteinstypen.

Der Hierlatz-Kalk ist ein „Crinoidenspatkalk“ mit weißen Kalkspat-Fragmenten (Crinoiden) in einer meist hellroten Grundmasse. Er kommt z. B. in Ettal, Mittenwald und Tegernsee vor.

Als Adneter Kalk bezeichnet man einen „Cephalopoden-Knollenkalk“ mit intensiver dunkel- bis braunroter Grundmasse, in der etwas hellere Knollen liegen. Diese Knollen enthalten teils Ammoniten, teils sind sie auf Schlickgerölle zurückzuführen. Dieser Gesteinstyp kommt z. B. in Ruhpolding und Königssee vor.



Hierlatzkalk aus Mittenwald

Marmorbruch am Haßberg bei Ruhpolding

Geotop-Nr.: 189A021
Landkreis: Traunstein
Gemeinde: Ruhpolding
TK 25: 8241 Ruhpolding
Lage: R: 4547200 H: 5290300
Naturraum: Chiemgauer Alpen
Gestein: Schrambach-Schichten (Berrias-Valendis), Bunte Knollen-Flaser-Kalksteine (Malm)

Beschreibung:

Am Haßberg südwestlich von Ruhpolding befindet sich ein großer stillgelegter Steinbruch, in dem verschiedene Gesteine aus dem oberen Jura und der unteren Kreide aufgeschlossen sind. Die Schichtfolge reicht von grauen, oolithischen Malmkalken über rote Malmkalke zu grauen „Neokom“-Kalken der Schrambach-Schichten.

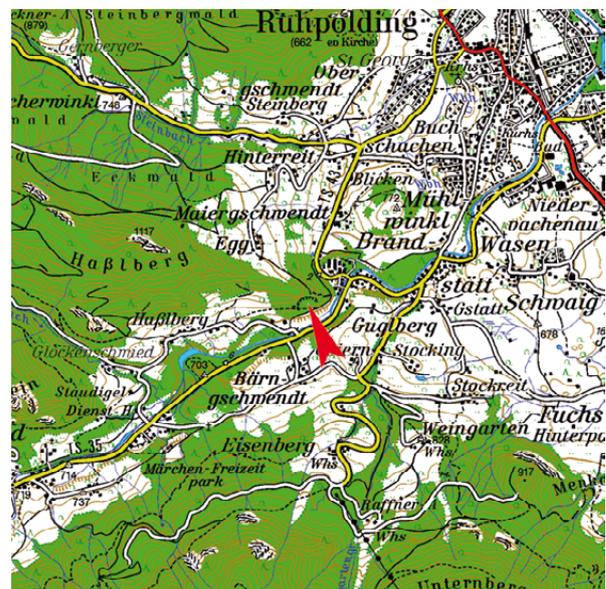
Der Abbau erfolgte hauptsächlich auf die roten Malm-Kalksteine, die als „Ruhpoldinger Marmor“ in den Handel kamen. Vorherrschend ist ein dickbankiger, braunroter Knollenflaserkalk, es treten jedoch in enger Nachbarschaft auch Crinoidenkalke und Cephalopodenkalke auf. Die Verwendung des Ruhpoldinger Marmors als Dekorstein geht bis auf das frühe Mittelalter zurück. Im Raum Ruhpolding ist die Beliebtheit dieses Gesteins an vielen Bauwerken, wie z. B. der Ruhpoldinger Kirche, erkennbar. Der heutige Kirchenboden besteht aus einem ähnlichen, jedoch deutlich orange-roterem Gestein, das allerdings nicht aus Ruhpolding stammt.

Der Betrieb am Haßberg wurde 1970 eingestellt. Heute führt ein Wanderweg durch das Gelände, die Wände werden als Klettergarten genutzt.

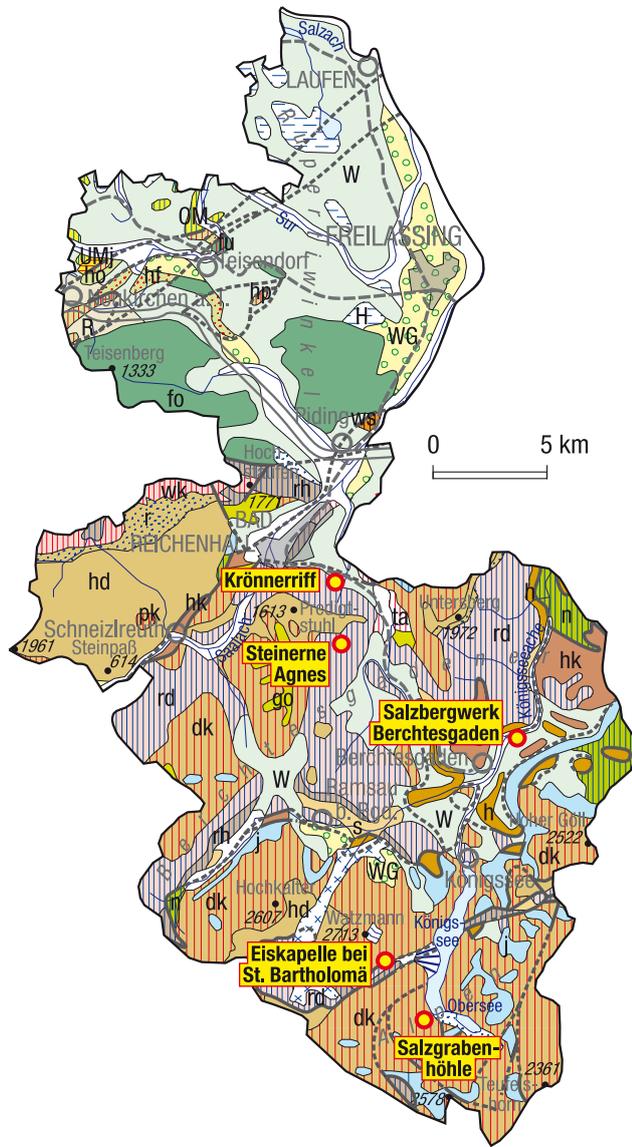
Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: LAGALLY & STEPHAN (1984)
 DOBEN (1970)



Die rötlichen Kalksteine sind in dem ehemaligen Steinbruch noch gut aufgeschlossen.



Geotope in Oberbayern



Quartär	Holozän		Firneis, Gletscher
			Schwemmfächer und Schuttkegel
			a) Hangschutt und -lehm b) Bergsturzmasse
			Torf
			Ablagerungen im Auenbereich, meist jungholozän, und polygenetische Talfüllung, z.T. würmzeitlich
	Pleistozän		Jungmoräne (würmzeitlich), z.T. mit Vorstoßschotter
			Altmoräne (rißzeitlich), z.T. mit Vorstoßschotter
			Schotter, würmzeitlich (Niederterrasse, Spätglazialterrasse)
			WG
			W

Tertiär	Oligozän		OM	Oberes Meeresmolasse		
			UMj	Untere Meeresmolasse, jüngerer Teil		
	Helvetikum	Ober-Alt-tertiär		hp	Olchinger Schichten bis Globigerinenmergel	
				ho	Pattener Schichten bis Hachauer Schichten	
	Schuppenzone, Ultrahelvetikum, Feuerstätter und Rhenodanubischer Flysch	Kreide-Alttertiär		bf	Schuppenzone aus Gesteinen des Helvetikums, Ultrahelvetikums, "Südultrahelvetikums" und Rhenodanubischen Flyschs	
				fo	Rhenodanubischer Flysch: Untere Bunte Mergel bzw. Oferschwanger Schichten bis Bleicherhorn-Serie	
				fu	Rhenodanubischer Flysch: Tristelschichten bis Quarzserie	
	Walsbergserie			ws	Walsbergserie (Kreide)	
	Tertiär	Alt-tertiär	Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)		ta	Alttertiär des Beckens von Reichenhall
					gosau	Gosau
Kreide		Ober-creide		ce	Branderfleckschichten Losensteiner Schichten	
				s	Schrambachschichten, Raibfeldschichten	
		Unter-creide		j	Liasbasiskalk bis Oberalmer Schichten	
Jura		Lias-Malm		hk	Hallstätter Kalk, Pötschenkalk, Pedataschichten	
				dk	Dachsteinkalk	
Nor			pk	Plattenkalk		
			hd	Hauptdolomit, östlich der Saalach auch karnisch-norischer Dolomit und Dachsteindolomit		
Trias		Karn		r	Raibler Schichten bis Carditaschichten	
			rd	Ramsaundolomit, Wettersteindolomit		
Ladin-Karn		wk	Wettersteinkalk			
		rh	Skythisch-Anisische Karbonatserie Reichenhaller Schichten			
Perm Skyth Anis		s	Werfener Schichten Buntsandstein			
		h	Haselgebirge			
Paläozoikum	Perm		h	Haselgebirge		

3.15 Berchtesgadener Land

Im südöstlichsten Zipfel Bayerns liegt am Nordrand der Alpen der Landkreis Berchtesgadener Land, in dem sehr unterschiedliche Landschaften aneinander grenzen: im Norden das von pleistozänen Gletschern geprägte Salzach-Hügelland, aus dem im Süden unvermittelt die Alpen aufsteigen. Der Bereich nördlich der Saalach zählt noch zu den Chiemgauer Alpen, während man die südlicher gelegenen, schroffen Kalkmassive als Berchtesgadener Alpen bezeichnet. Wegen der verhältnismäßig niedrig gelegenen Talböden bestehen hier zu den Gipfeln beträchtliche Höhenunterschiede. Der höchste Punkt des Landkreises ist der dem Königssee mit seinem Wasserspiegel auf 603 m direkt benachbarte Watzmann mit 2713 m – das zweithöchste Bergmassiv Deutschlands. Sein tiefster Punkt liegt mit 383 m bei Laufen, wo die Salzach den Landkreis verlässt.

Die Kalkalpen mit ihrem Hochgebirgscharakter weisen im Landkreis einen sehr komplexen tektonischen Bau auf. Eine Überschiebung innerhalb des Tirolikums brachte die Berchtesgadener Masse, zu der vor allem die Gebirgsmassive der Reiteralm, des Lattengebirges und des Untersbergs gehören, in ihre tektonisch umgrenzte Position. Der gesamte Bereich der Berchtesgadener Alpen ist zusätzlich gekennzeichnet durch teils riesige Gesteinschollen, die nicht mehr im ursprünglichen Verband liegen, da sie während der Jurazeit in ein damaliges Meeresbecken eingeglitten waren.

Zum Tirolikum in der Umrandung der Berchtesgadener Masse gehört im Norden das Gebiet westlich von Bad Reichenhall mit den Gebirgsmassiven zwischen Staufen (1771 m) und Sonntagshorn (1961 m). Sie sind hauptsächlich von Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit aufgebaut. Vor allem am Vorderstaufer treten die dolomitischen Reichenhaller Schichten auf, die hier ihre Typlokalität haben. Südlich von Berchtesgaden liegen die großen Kalksteinmassive von Hochkalter (2606 m), Watzmann (2713 m), Steinernem Meer (2653 m), Hagengebirge (2361 m) und Hohem Göll (2522 m). Prägende Gesteine sind

hier – ebenso wie in der Berchtesgadener Masse – der Ramsadolomit und der Karnisch-Norische Dolomit, die über weite Strecken die Basis der Massive bilden, sowie der Dachsteinkalk, der überwiegend die hohen Gipfel aufbaut. Grusiges, kleinstückiges Verwitterungsmaterial des Ramsadolomits und des Karnisch-Norischen Dolomits formten den Schuttstrom des Wimbachtales, während die schroffen Gipfel des Watzmann und des Hohen Göll aus Dachsteinkalk bestehen. Der Dachsteinkalk kann sowohl in massiger Rifffazies als auch in gebankter Ausbildung vorkommen. Häufig sieht man in ihm Fossilien, von denen die *Megalodonten* besonders bekannt sind – dickschalige Muscheln, die im Volksmund wegen ihrer Form auch als „Kuhtritte“ bezeichnet werden.

Typisch für den Dachsteinkalk ist die starke Verkarstung, welche an der Oberfläche an ausgedehnten Karrenfeldern und Hohlformen unterschiedlichster Größe zu erkennen ist und im Untergrund zur Entstehung einiger der größten Höhlen Deutschlands geführt hat. Die meisten sind nur für gut ausgerüstete und erfahrene Spezialisten zugänglich, einzig in der Schellenberger Eishöhle am Osthang des Untersbergs können sich Bergwanderer im Sommer durch die sonst verborgene unterirdische Welt führen lassen.



Auf freiliegendem Dachsteinkalk erkennt man oft Querschnitte von großen dickschaligen Muscheln, den so genannten Kuhtrittmuscheln (*Megalodonten*).



Die Barmsteinkalke aus dem Oberen Jura haben ihre Typlokalität an den markanten Felszacken der Barmsteine östlich von Marktschellenberg.

Rund um die Berchtesgadener Masse liegen vielfältige Gesteine, die durch enorme Sedimentumlagerungen während der Jurazeit aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen und vermischt wurden. Früher wurden diese Gesteine einer tektonischen „Hallstätter Decke“ zugeordnet, heute werden sie als „Hallstatt-Melange“ bezeichnet (GAWLIK & FRISCH 2003). Aufgeschlossen sind sie hauptsächlich in Talnähe in der Umrandung der Berchtesgadener Masse und bilden mit ihren überwiegend weichen Sedimentgesteinen meist keine markanten Geländeformen. Besondere Bedeutung kommt hier den Salzvorkommen zu, die in der als „Haselgebirge“ bezeichneten Gesteinseinheit liegen. Deren Entstehung geht zurück auf Sedimentation und Eindampfung in flachen Lagunen im Perm vor mehr als 250 Millionen Jahren.

Das Steinsalz des Haselgebirges ist seit prähistorischer Zeit von wirtschaftlichem Interesse und mit bestimmend für die geschichtliche Entwicklung der Region. Eine Besucher-Einfahrt in das Salzbergwerk Berchtesgaden oder den Quellenbau in Bad Reichenhall vermittelt eindrucksvolle Einblicke in die Lagerstätten. Charakteristisch für die Hallstatt-Melange sind daneben die häufig bunten, brekzierten Hallstätter Kalke, die z. B. am Kälberstein bei Berchtesgaden und bei Zill als Werksteine abgebaut wurden.

Kleinere Vorkommen von alpinem Jura finden sich vielerorts. Diese Gesteine sind sehr vielfältig: Oft handelt es sich um rötliche Kalke oder Radiolarite, aber auch dunkle Kalke wie die Barmsteinkalke kommen vor. Bemerkenswert ist das Vorkommen eines roten Knollenflaserkalks aus dem Lias, der früher als „Königsseer Marmor“ gehandelt wurde. Besonders vielfältig sind im Berchtesgadener Raum kreidezeitliche Ablagerungen: Die Roßfeldschichten, die vor allem im Bereich Obersalzberg–Roßfeld und östlich von Marktschellenberg auftreten sowie die Schichten der Gosau mit zahlreichen Vorkommen rund um das Becken von Bad Reichenhall, an den Hängen des Untersbergs und auf den Plateaus von Lattengebirge und Reiteralm. Die Roßfeldschichten wurden in der Zeit der Unteren Kreide als Tiefsee-Rinnenfüllung sedimentiert. Dabei handelt es sich um Mergel- und Sandsteine mit nach oben zunehmenden Einschaltungen von Kiesen bis zu Großblöcken.

Die Gesteine der „Gosau“, benannt nach ihrer Typlokalität im Salzkammergut, stammen überwiegend aus der Oberkreidezeit. In diesen Schichten findet man u. a. Riffe und Riffschuttkalke (z. B. „Untersberger Marmor“). Sie wurden nach der Anlage des Haupt-Deckenbaus der Nördlichen Kalkalpen über tektonisch gefaltetem Untergrund mit einem erheblichen Relief abgelagert (LANGENSCHIEDT 1994, DARGA 1992).



Der aus dem Alttertiär stammende Riffkomplex Eisenrichterstein bei Hallthurm gehört zu den jüngsten Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen.

Teilweise setzte sich die Sedimentation in den Nierentaler Schichten, die ihre Typlokalität am Westhang des Untersbergs haben, bis ins Tertiär fort. Die Ablagerung erfolgte im Paläozän zunächst noch in tiefen Meeresbecken, im Eozän entstanden schließlich vereinzelt Riffe im flachen Wasser – die jüngsten Gesteine, die hier noch zu der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen gerechnet werden. Besonders erwähnenswert ist der Eisenrichterstein südlich von Hallthurm, ein eozäner Riffkomplex mit Korallen und Großforaminiferen.

Nördlich der Kalkalpen liegt – tektonisch abgegrenzt – die Flysch-Zone mit ihren bewaldeten Kuppen und Vorbergen wie dem Teisenberg und dem Högl. Daran schließt sich die tektonische Einheit des Helvetikums an. Während dieses im westlich benachbarten Landkreis Traunstein mit wichtigen Vorkommen fossil- und erzführender Schichten vertreten ist, liegt es im Berchtesgadener Land weitgehend unter Überdeckung. Nur bei Neukirchen und Teisendorf ist es vereinzelt aufgeschlossen.

Die Faltenmolasse, die im restlichen Oberbayern fast überall den Alpennordrand bildet, fehlt im Berchtesgadener Land. Nur selten ist die Vorlandmolasse, die im nördlichen Landkreis überall die Unterlage der eiszeitlichen Ablagerungen bildet, in einzelnen Tälern aufgeschlossen.

Das Alpenvorland im Landkreis lag während des Gletscher-Höchststandes des Würm-Glazials vollständig unter einer mehrere hundert Meter mächtigen Eisdecke. Der gewaltige Salzachgletscher, der zu dieser Zeit weit über den Landkreis hinaus nach Norden reichte, wies bei Laufen noch eine Mächtigkeit von über 350 m auf. Unter dem Eis entstanden die typischen, stromlinienförmigen Drumlinrücken, in den vom Gletscher ausgeschürften Becken bildeten sich Moore und Seen wie der Abtsdorfer See. Zum Ende des Würm-Glazials und im Holozän schuf die Salzach entlang ihres Tales die Flussterrassen, auf denen beispielsweise Freilassing erbaut wurde, und lagerte Auensedimente ab.

Ablagerungen des Würm-Glazials prägen die Landschaft des Salzachhügellandes im nörd-

lichen Teil des Landkreises, jedoch kommen pleistozäne Ablagerungen und Formen auch innerhalb der Alpen vor. So sind der Löwenstein südlich von Dörfel (Königssee), der große Stangerstein am Königssee oder der Schusterstein bei Unterschönau eindrucksvolle Findlinge aus dem Würmglazial. Zu den pleistozänen Bildungen gehören auch die Gletscherhöpfe in Berchtesgaden oder Gletscherschliffe, von denen einer im Gletschergarten bei Weißbach besonders schön erschlossen ist.

Im Holozän formten große Bergstürze örtlich die Landschaft. Ein derartiges Ereignis hat den Hintersee aufgestaut und die reizvolle Landschaft des Zaubervaldes hinterlassen. Ein anderer Bergsturz aus dem 11. Jahrhundert trennt zusammen mit einem Moränenwall den Obersee vom Königssee. Felssturzmaterial bildet auch das Umfeld des Bahnhofs von Hallthurm. Nicht weniger eindrucksvoll sind die Formen, die in der jüngsten Erdgeschichte durch die erosive Kraft des Wassers entstanden, wie beispielsweise die Wimbach- und die Almbachklamm.

Mit vielen geologischen Besonderheiten ist der Landkreis Berchtesgadener Land reich an Geotopen. Hinzu kommen noch geohistorische Objekte wie der Bergbau auf Mangan am Jenner, ein Mühlsteinbruch in der Ramsau oder als Besonderheit eine der ersten Pipelines der Welt: Die 1617 bis 1619 erbaute ehemalige Soleleitung von Reichenhall nach Traunstein, mit deren Hilfe der mineralische Rohstoff Salz dem Energieträger – damals waren das nutzbare Wälder – zugeführt wurde.



Der Gletscherschliff bei Weißbach wurde beim Bau der Alpenstraße freigelegt.

Der Watzmann: 2000 m Erdgeschichte

Der Watzmann ist einer der höchsten Berge Deutschlands und seine Silhouette das Wahrzeichen des Berchtesgadener Landes. Sein wuchtiges Erscheinungsbild ergibt sich auch aus seiner beachtlichen relativen Höhe: Vom Königssee aus gemessen sind es immerhin mehr als 2100 m bis zum Gipfel und die berühmte Watzmann-Ostwand gehört mit ca. 1800 Metern zu den höchsten Felswänden der Ostalpen. Der Sockel des Berges besteht zum großen Teil aus splittrig-grusig verwitterndem Dolomitgestein, dessen enorme Schuttmassen südwestlich des Watzmanns das Wimbachgries füllen. Von dort bewegt sich der mächtige Schuttstrom ins Wimbachtal. Auf der Ostseite des Berges baut überwiegend Dolomit-Verwitterungsschutt, aus dem Eisgraben kommend, den Schwemmfächer von St. Bartholomä auf, der in näherer geologischer Zukunft den Königssee in einen Nord- und einen Südabschnitt teilen wird.

Über dem Dolomit liegen die Schichten des Dachsteinkalks, der Gipfel und Steilwände bildet und den größten Teil des Watzmann-Massivs einnimmt. Das im Flachwasser entstandene, außerordentlich fossilreiche Gestein erreicht eine Mächtigkeit von ca. 1000 m und liegt beim Watzmann vorwiegend in bankiger Ausbildung („Lofer-Fazies“) vor. Durch stetiges Absenken des Untergrundes bei gleichzeitiger Sedimentation konnte sich die mächtige Schichtfolge unter Flachwasserbedingungen entwickeln. Durch gelegentliches

Trockenfallen und erneute Überflutung ergab sich eine Wechsellagerung von dünnen Ton- und Dolomitlagen und bis zu 20 m mächtigen Kalkbänken. Eine derartige Gesteinsbank mit darüber folgender Schichtfuge repräsentiert durchschnittlich ca. 30 000 bis 50 000 Jahre Erdgeschichte (LANGENSCHIEDT 2002).



Am Fuß der Watzmann-Ostwand liegt ganzjährig das Lawinenschnee- und Firneisfeld der Eiskapelle.



Die markante Silhouette des Watzmanns prägt den Südteil des Berchtesgadener Landes.

Eiskapelle bei St. Bartholomä

Geotop-Nr.: 172R025

Landkreis: Berchtesgadener Land

Gemeinde: Schönau am Königssee

TK 25: 8443 Königssee

Lage: R: 4570360 H: 5267670

Naturraum: Berchtesgadener Alpen

Gestein: Eis (rezent)
Karnisch-Norischer Dolomit (Trias)

Beschreibung:

Die Eiskapelle ist ein geräumiger Hohlraum im Firneis am Fuß der Watzmann-Ostwand, ihr Eingang gleicht einem Gletschertor. Dieser „Gletscher“ oder besser dieses „Firnfeld“ wird im Winter und Frühjahr von gewaltigen Lawinen aus der Wand genährt. Es ist das tiefstgelegene Vorkommen von ständigem Firneis im deutschen Alpenraum – die sommerliche Schneegrenze liegt fast 2000 m höher.

Im Sommer schmelzen die über die Ostwand abfließenden Niederschlagswässer Schächte in die Rückseite des Firnfeldes. Auf dem Schuttboden unter dem Eis entsteht ein Gewässernetz, das auch Höhlengänge an der Unterseite des Eises freischmilzt. Sobald ein durchgehendes Gangsystem an der Rück- und Unterseite des Firnfeldes besteht, setzt Luftzug ein: Schwere, kalte Luft aus der Höhle strömt – angetrieben durch einen umgekehrten Kamineffekt – aus dem unteren Eingang und saugt dadurch von oben warme Luft durch die Schächte nach. So erweitern sich die Höhlengänge im Sommer durch diesen Luftzug stark und erreichen bis über 30 m Breite und 15 m Höhe, wobei auch die charakteristischen Auskühlungen an den Höhlenwänden entstehen. Im darauffolgenden Winter werden die Eingänge und Schächte wieder durch Lawinen verstopft, die plastische Verformung des Eises lässt die Höhlengänge schrumpfen. Dadurch wechseln Firnfeld und Höhle ständig ihre Gestalt.

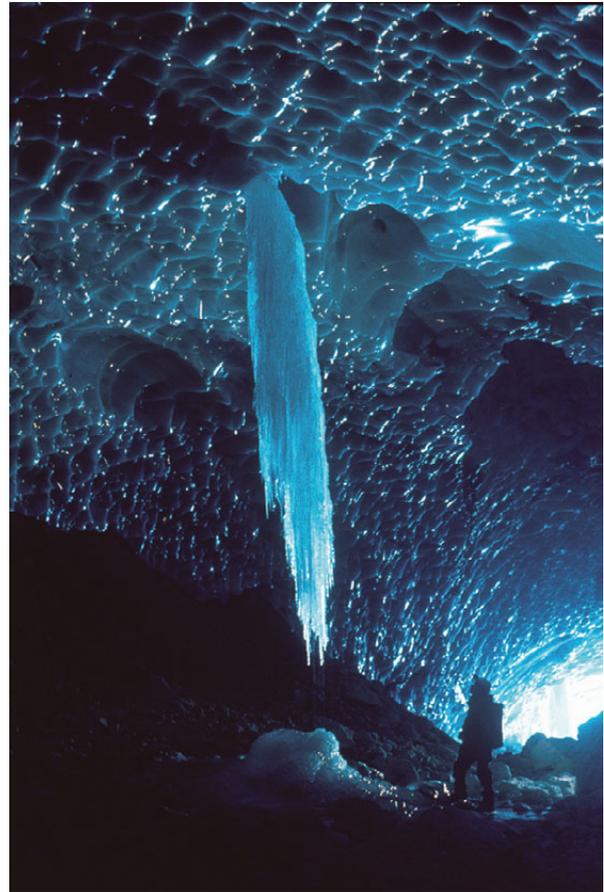
Die Eiskapelle ist ständig einsturzgefährdet, vor dem Betreten wird dringend gewarnt!

Schutzstatus: Nationalpark

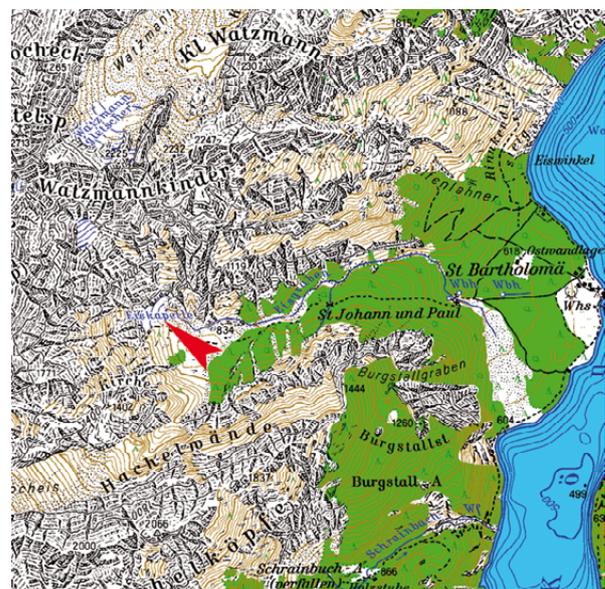
Geowiss. Bewertung: wertvoll

Literatur: WOLF (2005, 2004)

JERZ (1993)



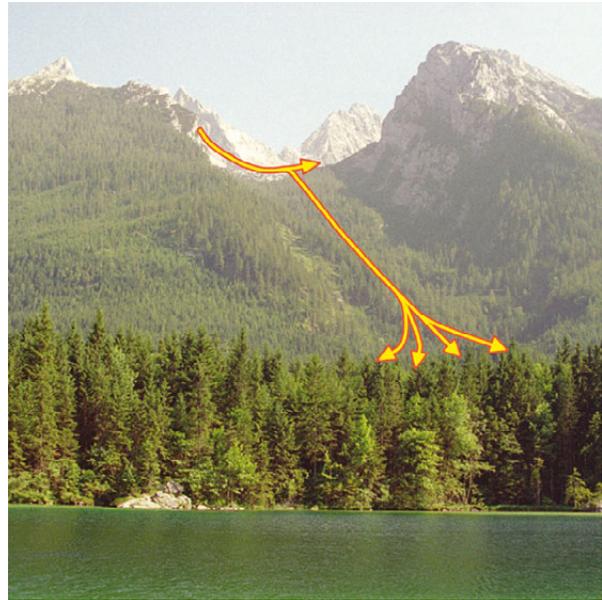
Zeitweise durchziehen riesige Gänge das Innere der Eiskapelle.



Der Zauberwald bei Ramsau – von der Naturkatastrophe zur reizvollen Landschaft

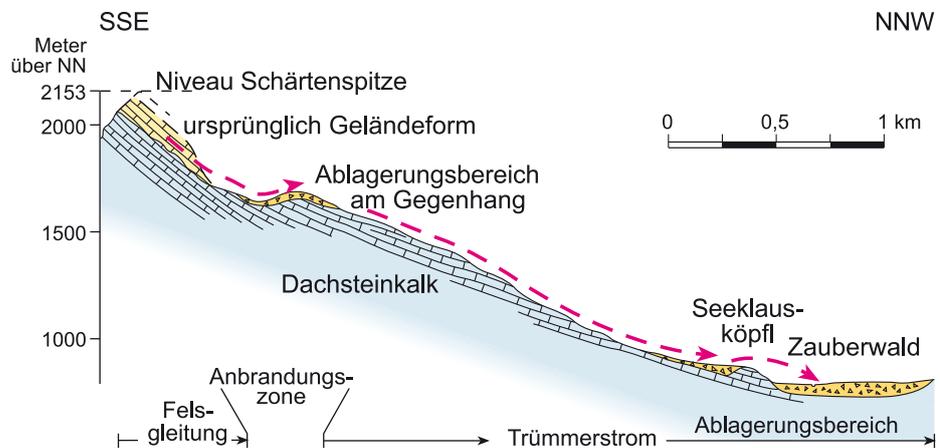
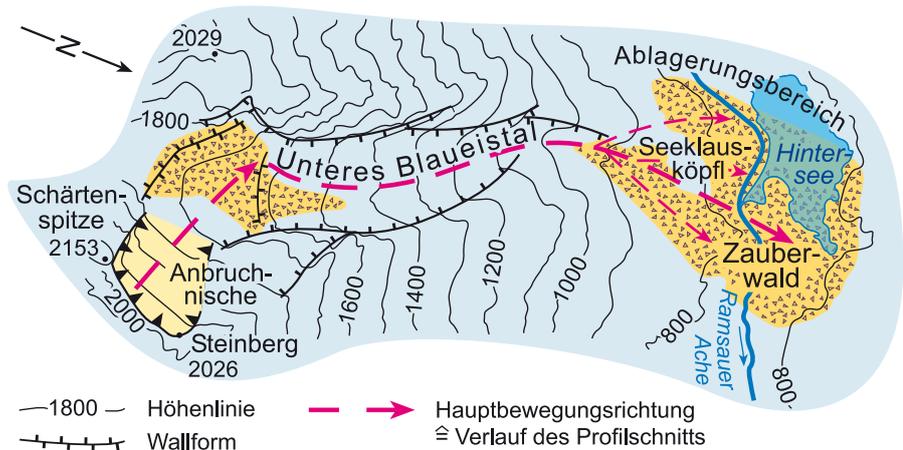


Abtragungsvorgänge eines Gebirges können langsam vor sich gehen oder aber durch rasche Massenbewegungen ablaufen. Ein Beispiel für einen derartigen geologischen Prozess sieht man am Hintersee bei Ramsau. Vor ca. 3500 Jahren, in der Bronzezeit, brachen an der Schärtenspitze rund 15 Millionen Kubikmeter Gestein los und stürzten mehr als 1000 Meter zu Tal (v. POSCHINGER & THOM 1995). Dort türmten sich Felsblöcke übereinander und das abgelagerte Material staute Bäche auf. So entstanden der Hintersee und die reizvolle Landschaft des Zauberwaldes bei Ramsau.



Die Sturzbahn ist heute noch im Gelände zu erkennen.

Das Bergsturzmaterial besteht aus dickbankigem Dachsteinkalk der Obertrias, der große Teile der Gebirgsstöcke rund um den Hintersee aufbaut. Dünne Mergel- oder Dolomitlagen trennen die bis 20 m dicken Kalksteinbänke. In der Bergflanke zwischen Schärtenspitze und Steinberg konnte man die Anbruchnische feststellen, wo sich auf einer Breite von ca. 400 m ein 70 bis 100 m mächtiger Schichtstapel gelöst hatte. Die Gesteinsmassen stürzten in das Blaueistal und brandeten zunächst am Gegenhang an, wo man Blöcke bis 160 m über der Talsohle findet. Ein Großteil des Materials bewegte sich weiter talwärts und blieb schließlich im Klausbachtal als bis 40 m mächtige Masse aus Blöcken und Gesteinsschutt liegen.



Geologische Karte und Schnitt durch den Anbruch-, Sturz- und Ablagerungsbereich

Steinerne Agnes

Geotop-Nr.: 172R012
Landkreis: Berchtesgadener Land
Gemeinde: Gemeindefreies Gebiet
TK 25: 83443 Berchtesgaden West
Lage: R: 4568350 H: 5283540
Naturraum: Berchtesgadener Alpen
Gestein: Karnisch-Norischer Dolomit (Trias)



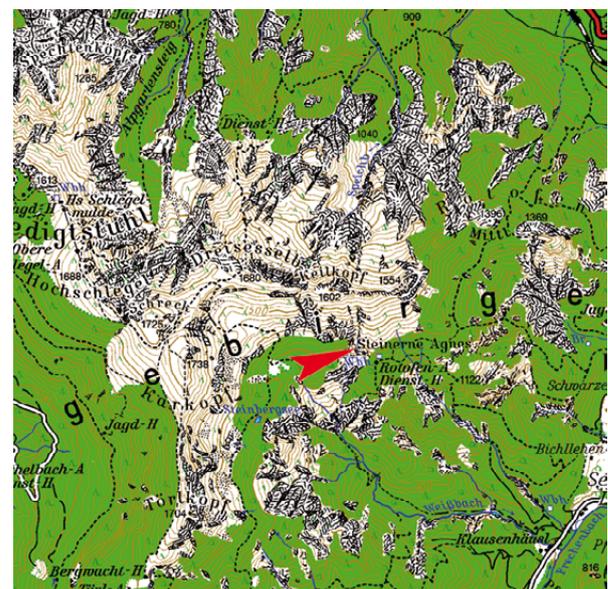
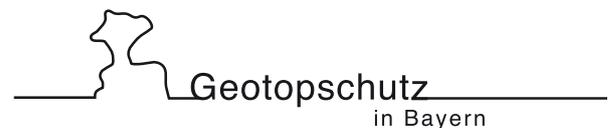
An der Südostseite des Lattengebirges findet sich die Steinerne Agnes, eine bizarre, pilzartige Felsform. Der etwa zehn Meter hohe Felsen besteht aus Karnisch-Norischem-Dolomit. Die markante Verwitterungsform entstand in einem Bereich, in dem kleinstückig verwitternder Dolomit mit kompakteren, kalkreicheren Lagen abwechselt. Da Kalk- und Dolomitstein unterschiedliches Verwitterungsverhalten besitzen, kann man sie im Gelände gut unterscheiden: Kalkstein bildet häufig steil aufragende Wände, während für den brüchigeren Dolomit eher Steilhänge und Schrofengelände mit Schuttreissen typisch sind.

Besonders verwitterungsanfällig ist der schlanke Hals der Steinernen Agnes, der Kopf dagegen ist etwas resistenter. Kompaktere Lagen bewirken den Erhalt dieser Partie, und mit etwas Phantasie kann man in der Felsform eine Sennerin mit Hut erkennen. Es ist daher auch kein Wunder, dass sich um einen so auffallenden Felsen Sagen gewoben haben. Bei der Entstehung soll sogar der Teufel seine Hand im Spiel gehabt haben: In verschiedenen Verkleidungen verfolgte er eine tugendsame Sennerin, die zu ihrer Errettung schließlich gnädigerweise in einen Felsen verwandelt wurde. Einer anderen Version zufolge soll die Sennerin weniger tugendsam gewesen und zur Strafe versteinert worden sein.

Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Bewertung: wertvoll
Literatur: RISCH (1993)
 GANSS & GRÜNFELDER (1973)
 GÜMBEL (1861)



Die markante Silhouette der Steinernen Agnes wurde als Symbol für den Geotopschutz in Bayern ausgewählt.

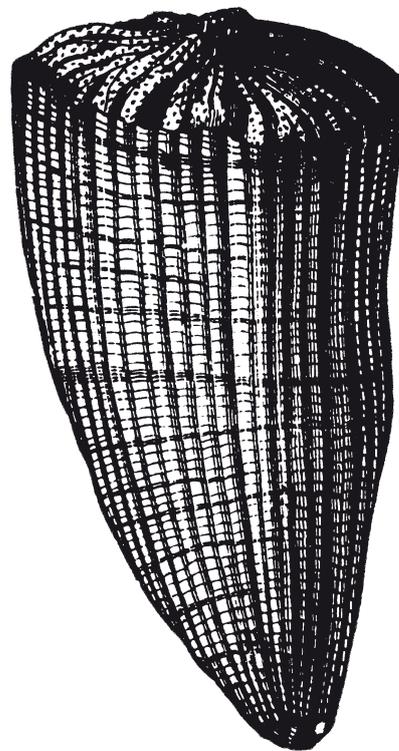


Tief in der Kreide – die Gosauschichten

Benannt nach der Typlokalität Gosau im Salzkammergut findet man Sedimente der Gosauschichten in Einzelvorkommen weit verteilt in den Ostalpen. Diese „Gosau“ wurde in der Oberkreidezeit, nachdem Deckenüberschiebungen bereits erfolgt und ältere Gesteine teilweise abgetragen waren, über einer Schichtlücke abgelagert. Den neu entstandenen Ablagerungsraum zu dieser frühen Zeit der Gebirgsbildung kann man sich als eine Insel- und Küstenlandschaft mit einzelnen flachen, gelegentlich auch tieferen Meeresbecken vorstellen – ähnlich der heutigen Küste von Dalmatien.

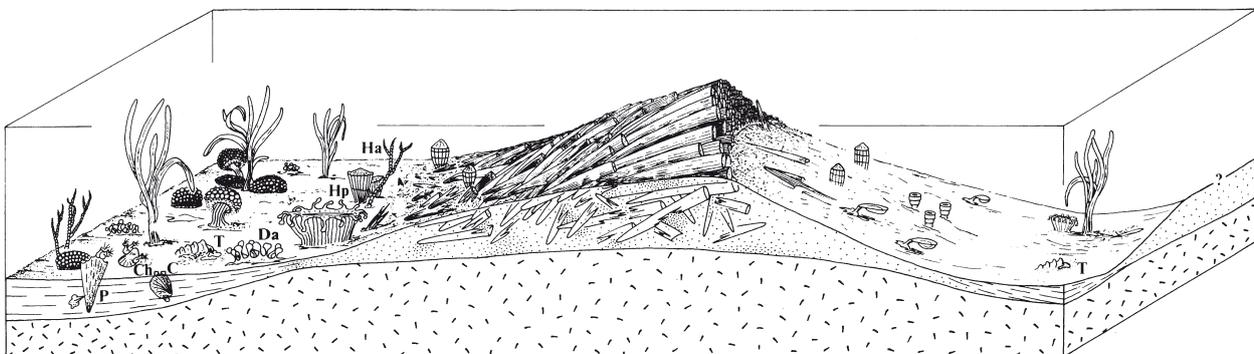
Dementsprechend stark unterscheidet sich die Gesteinsausbildung in den unteren Gosauschichten von Ort zu Ort. Im Becken von Salzburg–Bad Reichenhall entstanden zunächst Brekzien und Konglomerate, darüber bildeten sich örtlich Riffe wie das Krönner-Riff. Aus Riffschutt entstanden Kalke wie der Untersberger „Marmor“, den König Ludwig I. als Baustein sehr geschätzt hat. Er wurde beispielsweise in München beim Bau der Propyläen oder der Glyptothek eingesetzt. Typisch für den Untersberger „Marmor“ sind kleine rote Flecken („Forellenmarmor“), die von wieder aufgearbeitetem, älterem und rot gefärbtem Gesteinsmaterial herrühren.

Ab dem Mittleren Coniac begann sich der Ablagerungsraum der Gosau abzusenken und



Hippurites (aus GANSS & GRÜNFELDER 1973)

es bildeten sich in tieferen Becken die sandig-mergeligen Glanegger Schichten. Darüber folgen die in der Tiefsee abgelagerten kalkig-mergeligen Nierentaler Schichten, deren Alter bis in das Alttertiär reicht. Im Eozän entstanden schließlich wieder Riffe im Flachwasser, wie z. B. der Eisenrichterstein bei Hallthurm.



Schematische, nicht maßstäbliche Rekonstruktion des fossilen Hippuriten-Barriereriffs (Krönner-Riff) und seiner benachbarten Lebensräume (nach HÖFLING 1985)

Erläuterung der Abkürzungen: Ha=Halimeda (Kalkalge), Da=Dasycladaceen (Kalkalgen), C=Cardium („Herzmuschel“), Hp=Hippurites (großwüchsige, rübenförmige Muschel), P=Pinna (Steckmuschel), T=Trochus (Meeresschnecke).

Krönner-Riff südöstlich von Bayerisch Gmain

Geotop-Nr.: 172A003
Landkreis: Berchtesgadener Land
Gemeinde: Bayerisch Gmain
TK 25: 8243 Bad Reichenhall
Lage: R: 4568650 H: 5286100
Naturraum: Berchtesgadener Alpen
Gestein: Gosau-Kalkstein (Oberkreide)

Zwischen Bayerisch Gmain und Hallthurm befindet sich am Nordrand des Lattengebirges auf Ramsaudolomit ein Vorkommen von Gosau-Schichten mit einem fossilen Riff. Riffbildner sind hier vor allem *Hippuriten*, das sind besonders robuste, dickschalige Muscheln aus der Familie der Rudisten, die in der Oberkreide vorkamen. Daneben gibt es aber auch eine Fülle weiterer Fossilien wie *Nerineen* (Schnecken) oder Korallen.

Die Sedimentation setzte mit einer Basal-Brekzie ein, auf die rote Schuttkalke mit zunehmendem Anteil von Fossilien folgten. Ein im Osten gelegenes Vorriff wird von weißen Schuttkalken gebildet, lagunenwärts treten Kalkmergel und Mergel als Stillwasserablagerungen auf. Der eigentliche, etwa 50 m lange und 5 m mächtige Riffkörper wird von harten Kalken aufgebaut, die fast vollständig aus *Hippuriten* bestehen, deren Deckelklappen überwiegend zum Vorriff hin gerichtet sind. Die Dickschaligkeit der Fossilien weist auf ein Leben im Brandungsbereich eines Meeres hin. Zum Hangenden hin deutet sich das Ende des Riffwachstums an, das Riff wird von Fossil-schuttkalken eingedeckt.

Das Krönner-Riff ist als Naturdenkmal geschützt, die Entnahme von Gesteinsproben und Fossilien ist verboten!

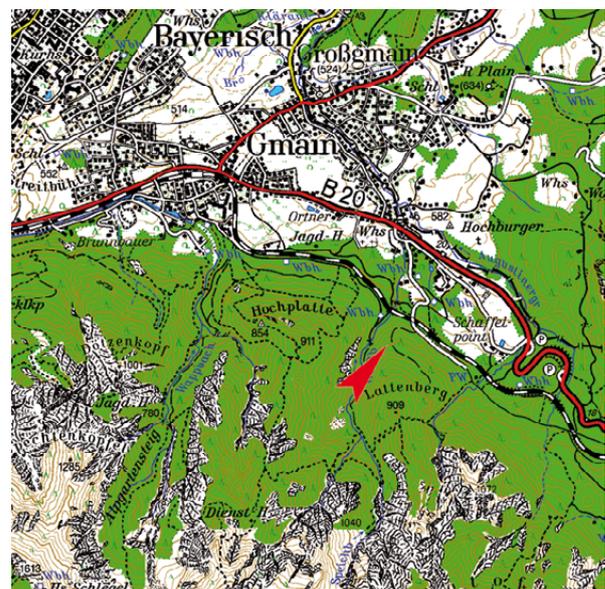
Schutzstatus: Naturdenkmal
Geowiss. Wert: besonders wertvoll
Literatur: NOSE, WERNER & SCHWEIGERT (1998)
 HÖFLING (1985)
 HERM (1961)
 KLINGHARDT (1944)



Querschnitte von Hippuriten

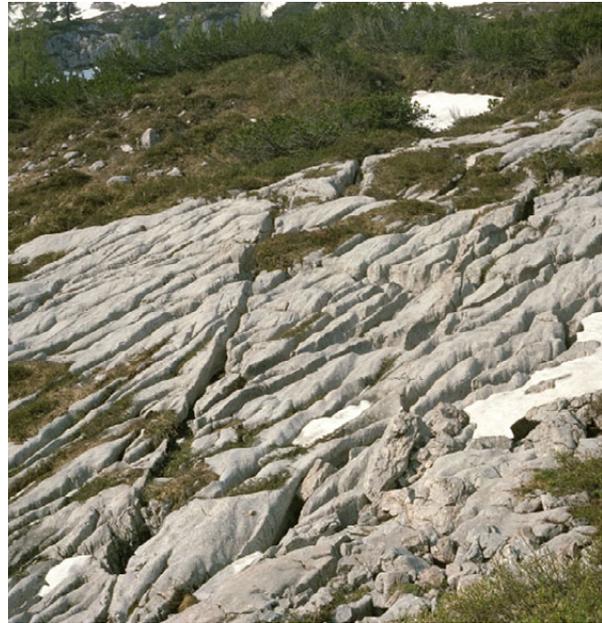


Riffschuttkalk



Deutschlands Kältepol: der Funtensee

In den Karbonatgesteinen des Berchtesgaderer Landes gibt es eine Fülle von Karsterscheinungen wie beispielsweise Höhlen oder Karrenbildungen. Eine Besonderheit stellt auch der Funtensee dar, der sich auf der verkarsteten Hochfläche des Steinernen Meeres befindet. Dort hat sich eine weite Senke gebildet, die ihre Entstehung mehreren Vorgängen verdankt: Den Untergrund bilden leicht verwitternde Schichten des Dachsteinkalks und anderer Karbonatgesteine, die im Jungtertiär verkarsteten. Dadurch entstand eine Hohlform, die später durch pleistozäne Gletscher weiter vertieft wurde. Bei dieser Hohlform handelt es sich um eine Uvala, einen Zusammenschluss mehrerer Dolinen (LANGENSCHIEDT 2002). Nach dem Abtauen des Eises vor ca. 10 000 Jahren waren die Karstabflüsse noch weitgehend durch Moränenmaterial oder Dauerfrost verstopft, so dass das von Schmelzwässern eingeschwemmte, wasserstauende Feinmaterial in der Senke liegen blieb. Trotz der späteren Reaktivierung der unterirdischen Karstabflüsse konnte sich in einem Teil der Funtensee-Uvala mitten im Karstgebiet ein See bilden, der Zuflüsse aus dem Stuhlgraben und dem Rennergraben erhält. Der Abfluss erfolgt über den Ponor „Teufelsmühle“ zwar unsichtbar, aber mit hörbarem Gurgeln.



Karren sind typische, meist rinnenförmige Lösungsformen in Kalksteingebieten. Im Steinernen Meer finden sich besonders eindrucksvolle Karrenfelder.

In der hochgelegenen Senke mit wenig Sonneneinstrahlung im Winter sammelt sich Kaltluft zu einem „Kaltluftsee“ an. Im Dezember 2001 wurde am Funtensee mit $-45,9^{\circ}\text{C}$ die bislang tiefste Temperatur in Deutschland gemessen.



Der Funtensee wirkt auf der wasserarmen Karsthochfläche des Steinernen Meeres wie ein Fremdkörper.

Salzgrabenhöhle

Geotop-Nr.: 172H005
Landkreis: Berchtesgadener Land
Gemeinde: Schönau am Königssee
TK 25: 8443 Königssee
Lage: R: 4572100 H: 5265460
Naturraum: Berchtesgadener Alpen
Gestein: Dachsteinkalk (Obertrias)

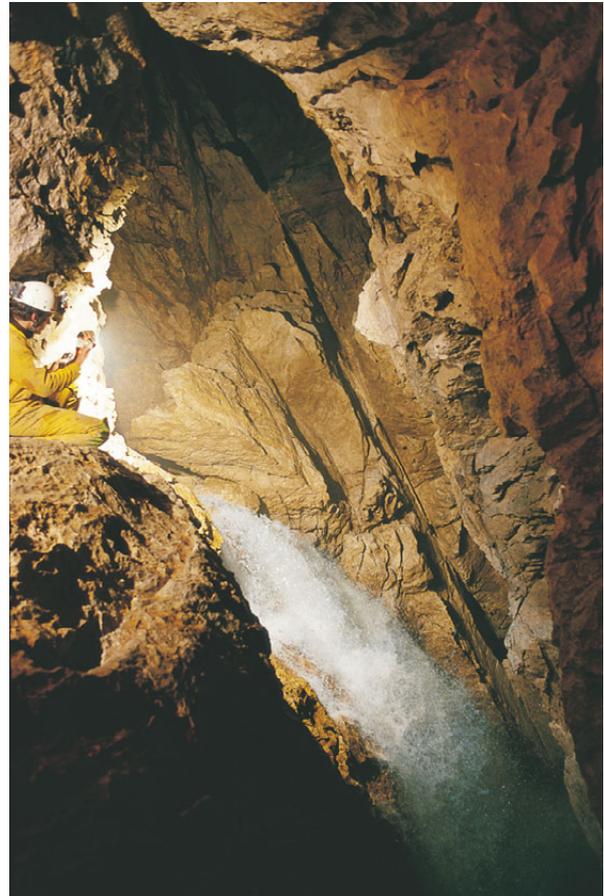
Mit Gängen in einer Gesamtlänge von mehr als neun Kilometern ist die Salzgrabenhöhle eine der längsten Höhlen Deutschlands. Ihr Eingang liegt in 960 m Höhe auf der Ostseite des Simetsberges. Die Höhenlage entspricht nicht den Niveaus anderer Höhlen der Region, was mit einer tektonischen Zerrüttungszone in Zusammenhang gebracht wird.

Die meisten Höhlen in den Berchtesgadener Bergen können bestimmten Höhen-Niveaus zugeordnet werden, die ehemaligen Grundwasserständen entsprechen, welche wiederum von Hebungs- und Erosionsvorgängen gesteuert wurden.

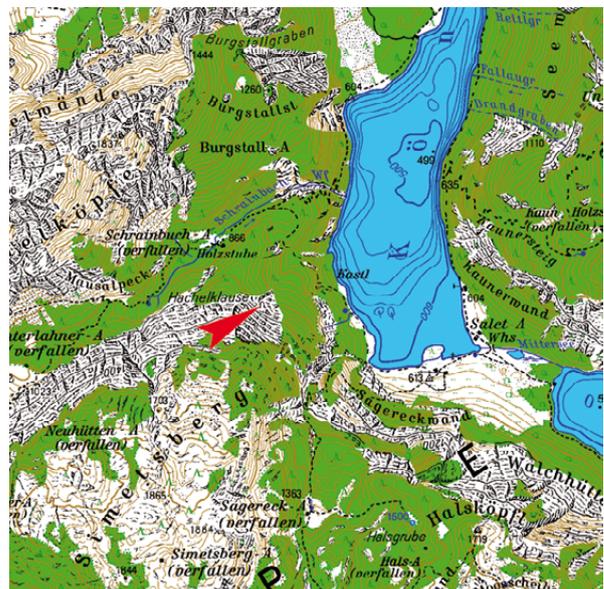
Das Höhlensystem der Salzgrabenhöhle erstreckt sich dagegen über einen Höhenunterschied von mehr als 400 m. Die oberen Bereiche, meist große tunnelförmige Gänge, werden heute normalerweise nicht mehr vom Wasser durchflossen. Die glatt gewaschene untere Etage, die periodisch oder auch ganzjährig von Wasser erfüllt ist, besteht aus Gängen, Röhren und Klüften. Enge, oft schichtparallel angelegte Röhren und Schlufe verbinden beide Etagen. Zu den Hallen der Höhle gehört auch die 20 m breite und 8 m hohe Eingangshalle, deren Boden mit großen Blöcken bedeckt ist. Aus Deckenklüften tritt Wasser aus, das im Winter den Höhleneingang mit bizarren Eisgebilden überzieht.

Die Höhle ist mit einem Gitter verschlossen und nicht öffentlich zugänglich.

Schutzstatus: Nationalpark
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: LANGENSCHIEDT (1986)
 KLAPPACHER & KNAPCZYK (1977)



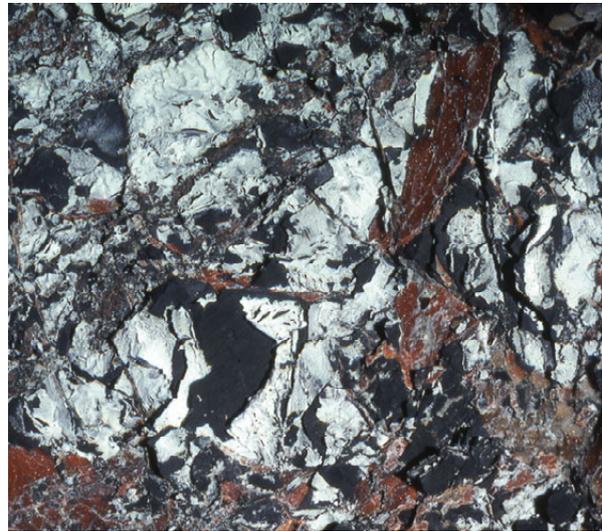
Der Wasserfall in der Salzgrabenhöhle wird unter anderem vom unterirdischen Abfluss des Funtensees gespeist (Foto: W. ROSENWIRTH).



Salz – das weiße Gold der Berge

Salz war den Menschen seit Urzeiten ein wertvolles Gut. Spätestens vor 3500 Jahren begann der gezielte Bergbau in den Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen. Gerätschaften und auch Leichen verunglückter keltischer Bergleute, die im Salz konserviert wurden, zeugen hiervon. Im Berchtesgadener Land nutzte man schon früh die Solequellen von Bad Reichenhall (HOFMANN 1979, EXLER 1979), denn Salz war zu allen Zeiten auch ein begehrtes Handelsgut, das Geld und Macht einbrachte – natürlich eher den Landesherrn als den Bergleuten. So löste der Reichtum auch Neid und Kriege aus. Teile des Berchtesgadener Landes wechselten nicht zuletzt deshalb mehrfach ihren Besitzer.

Ein schwerwiegendes, anderes Problem für die Salzgewinnung stellte der Energiebedarf der Salinen dar: Um das Salz aus der Sole zu gewinnen, muss das Wasser verdampfen. Hierzu wurde die Sole in riesigen, holzbeheizten Siedekesseln erhitzt. Dies führte schon im Mittelalter zu einer Art Energiekrise: die Wälder rund um die Salinen wurden schneller abgeholzt, als sie nachwachsen konnten. Darauf fasste man den kühnen Plan, die Sole in einer Leitung an einen anderen Ort zu leiten, wo es noch genügend intakte Wälder gab. Von 1617



Salz kommt nicht nur als massives Steinsalz vor, sondern durchzieht auch das als „Haselgebirge“ bezeichnete brekziöse Gestein.

bis 1619 wurde schließlich die 31 km lange Soleleitung von Bad Reichenhall nach Traunstein, später sogar bis nach Rosenheim, gebaut. Als Rohre dienten ausgehöhlte Baumstämme, den Höhenunterschied überwand man mit Hilfe von Pumpen. Einige Relikte dieses Industriedenkmal können entlang der bis heute erhaltenen „Soleleitungswege“ erlebt werden.



Am Soleleitungsweg sieht man Reste der ehemaligen Soleleitung am Thumsee, angelegt in den Jahren 1617–19.

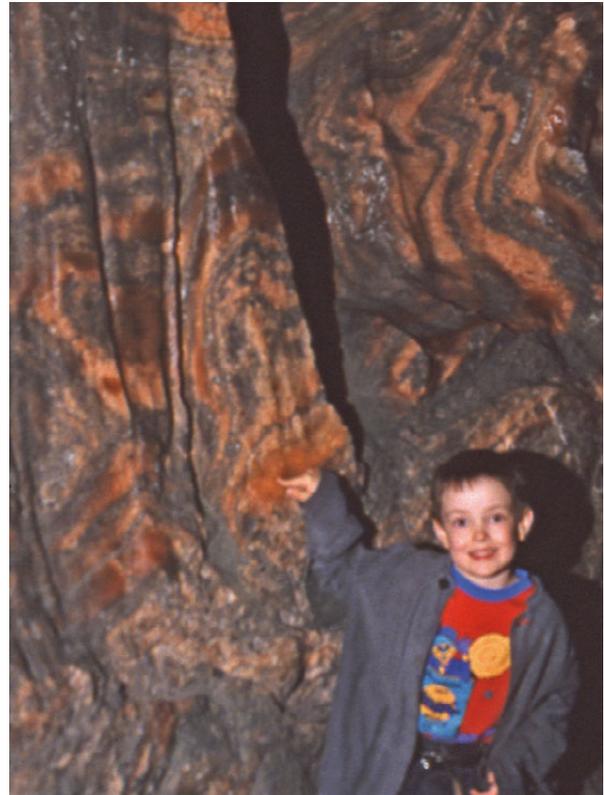
Salzbergwerk Berchtesgaden

Geotop-Nr.: 172G004
Landkreis: Berchtesgadener Land
Gemeinde: Berchtesgaden
TK 25: 8344 Berchtesgaden Ost
Lage: R: 4576620 H: 5278170
Naturraum: Berchtesgadener Alpen
Gestein: Haselgebirge (Perm)

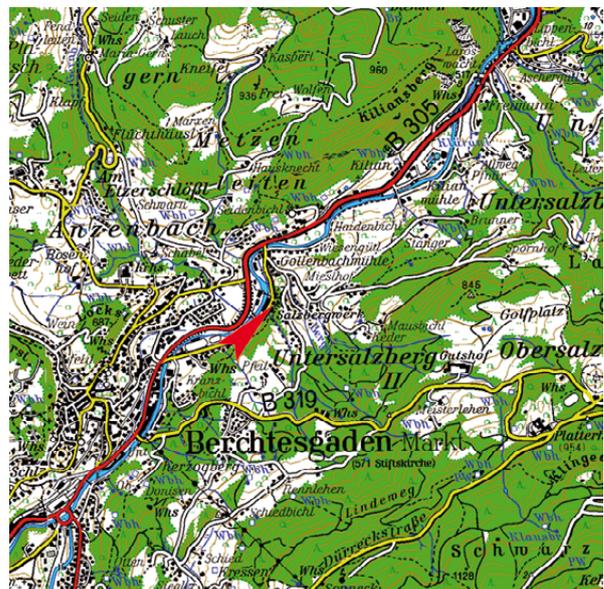
Mit mehreren 100 000 Besuchern pro Jahr ist das Salzbergwerk Berchtesgaden heute eine geotouristische Attraktion ersten Ranges. Gleichzeitig wird hier auch noch – wie schon seit Jahrhunderten – Sole und Steinsalz gewonnen. Der Abbau von stückigem Steinsalz – beispielsweise als Lecksteine für Tiere – besitzt dabei eine sehr untergeordnete Bedeutung. Große Mengen an Salz werden dagegen mit Hilfe von Wasser aus dem Haselgebirge gelaugt. Das hat den Vorteil, dass nicht nur das kompakte Steinsalz gewonnen werden kann, sondern auch die viel häufigeren, zwischen Gips und Ton eingeschalteten Salze. Jeder Kubikmeter gesättigte Sole enthält ca. 320 kg NaCl, die über die Soleleitung nach Bad Reichenhall gepumpt und dort in der Saline durch Verdampfung des Wassers auskristallisiert werden.

Heute erfolgt die Salzlaugung mit Hilfe so genannter Bohrspülwerke: Von einem Stollen aus wird ein etwa 125 m tiefes Bohrloch angelegt, durch das Frischwasser nach unten gepumpt wird. Im Wasser löst sich das Salz und schafft dabei einen immer größer werdenden Hohlraum. Die unlöslichen Rückstände, auch „Laist“ genannt, sinken auf den Grund der Kaverne, die Laugung setzt sich dadurch nach oben fort bis der gesamte Lagerstättenbereich in etwa 50 m Umkreis um die Bohrung ausgeaugt ist. Die entstehenden Hohlräume werden regelmäßig vermessen, um einer unkontrollierten Auslaugung vorzubeugen und den nötigen Sicherheitsabstand zu benachbarten Abbaubereichen einzuhalten.

Schutzstatus: nicht geschützt
Geowiss. Bewertung: besonders wertvoll
Literatur: KELLERBAUER (1996)
 EXLER (1987)
 AMBATELLO (1982)



Teile des Salzbergwerks sind auch für Besucher erschlossen. „Ja, diese Wand ist essbar.“



4 Dank

Viele Menschen haben zum Zustandekommen dieses Bandes beigetragen, Ihnen allen sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Die „Geotope in Oberbayern“ bauen zum Teil auf dem 1993 erschienenen Band „Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern“ von Ulrich Lagally, Werner Kube und Horst Frank auf, die damit die Grundlagen für den modernen Geotopschutz in Bayern vorlegten und gleichzeitig die bundesweiten Initiativen zum Geotopschutz wesentlich voranbrachten. Ohne

die tatkräftige Mithilfe vieler Geotopkartierer hätte das Datenmaterial in diesem Umfang nicht gesammelt werden können. Besonderer Dank gebührt den Kollegen Dr. Gerhard Doppler, Dietmar Jung und Dr. Ernst Krömer vom Landesamt für Umwelt für zahlreiche Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Das Vorhaben wurde gefördert vom Bayerischen Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz.

5 Literatur

- ABELE, G. (1950): Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns.- *Geologica Bavarica*, **2**: 112 S.; München.
- 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.
- AGRICOLA, G. (1557): Zwölf Bücher vom Berg- und Hüttenwesen (de re metallica libri XII, 1556).- Ausgabe dtv-Bibliothek 1977, 610 S.; München.
- AMBATIELLO, P. (1982): Die Salzlagerstätte von Berchtesgaden.- *Glückauf*, **118** (1982) Nr. 23: 1183–1188; Essen.
- AMMON, L.V. (1894): Die Gegend von München.- 152 S.; München.
- AMMON, L.V. (1899): Geologische Bilder aus der Münchner Gegend.- *Geognostische Jh.*, **12**: 109–129; München.
- ANGERMEIER, H.-O. (1960): Der geologische Bau des Rauschberg-Gebietes in den Chiemgauer Alpen.- Unveröffentl. Diplomarb. Univ. München, 63 S.; München.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß I.- *Geologica Bavarica*, **81**: 17–53; München.
- BALTHASAR, K. (1975): Geschichte und Bergtechnik der Kohlenbergwerke Penzberg und Hausham.- *Geologica Bavarica*, **73**: 7–24; München.
- BARTHEL, K.W. (1969): Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern.- *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., N.F.* **142**: 5–174; München.
- 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.
- BEHRENS, M., FRANK, H., HÖLLEIN, K., SPAETH, W.V. & WURSTER, P. (1970): Geologische Untersuchungen im Ostteil der Murnauer Mulde.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **121**: 197–224; Hannover.
- BLISSENBACH, E. (1957): Die jungtertiäre Grobschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges.- *Beih. Geol. Jb.*, **26**: 9–48; Hannover.
- BÖGL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen.- 231 S.; Thun.
- BÜTTNER, G., DIEPOLDER, G., DOBNER, A., FRITZER, TH., PUKOWIETZ, C., SETTLES, E., SPÖRLEIN, T. & WAGNER, B. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme in der Planungsregion 10 Ingolstadt, Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100 000.- 127 S.; München.
- CRAMER, H. (1939): Zur Geologie der fränkischen Karstdolinen.- *N. Jb. Miner., Geol. u. Paläont., Abt. B (Beil.-Bd.)*, **81**: 298–326; Stuttgart.
- CRAMER, K. (1969): Die Höhlen und Kalktuffbildungen im Ammertal.- In: HÖFLE, H.-CH. & KUHNERT, CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8331 Bayersoien.- 122 S.; München.
- CRAMER, K. (1973): Höhlen.- In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neu- beuern.- 293–296; München.
- DARGA, R. (1992): Geologie, Paläontologie und Palökologie der südostbayerischen unter-riabonen (Ober-Eozän) Riffvorkommen des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (Nördliche Kalkalpen) und des Kirchbergs bei Neu- beuern (Helvetikum).- *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 23**: 165 S.; München.
- DOBEN, K. (1970): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8241 Ruhpolding.- 156 S.; München.
- DOBEN, K. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8433 Eschenlohe.- 96 S.; München.
- DOBEN, K. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8434 Vorderriß.- 74 S.; München.
- DOPPLER, G. (1982): Geologische Karte von Bayern, 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7941 Trostberg.- 131 S.; München.
- DOPPLER, G., FIEBIG, M. & MEYER, R.K.F. (2002): Geowissenschaftliche Landesaufnahme Planungsregion 10 Ingolstadt, Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:100 000.- 172 S.; München.
- EBERS, E. (1926): Das Eberfinger Drumlinfeld.- *Geognostische Jh.*, **39**: 47–86; München.
- EBERS, E. (1937): Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper.- *N. Jb. Miner. Beil.-Bd.*, **78 B**: 200–240; Stuttgart.
- EBERS, E. (1959): Die Buckelwiesen: nicht Eiszeitalter, sondern Gegenwart.- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **10**: 105–112; Öhringen.
- EBERS, E., HOFMANN, W., KRAUS, E. & STEFANIAK, H. (1961): Der Gletscherschliff von Fischbach am Inn.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, **46**: 41–85; München.
- EICHHORN, R., GLASER, S., LAGALLY, U. & ROHRMÜLLER, J. (1999): Geotope in Oberfranken.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **2**: 176 S.; München.
- EMBLETON-HAMANN, C. (1999): Die Buckelwiesen des Kräuterin-

- Massivs: Forschungsbericht über ein Projekt des Instituts für Geographie der Universität Wien.- 64 S.; Wien.
- ENGELBRECHT, H. (2000): Zur Geologie des Langen Köchels im Murnauer Moos.- In: SALMEN, B. [Hrsg.]: Industrie und Natur – zur Geschichte des Hartsteinwerkes Werdenfels im Murnauer Moos.- 11–21; Murnau.
- ENGELBRECHT, H., FÖLLMI, K. B., BAUMER, U. & KOLLER, J. (2007): Preliminary note on the Helvetic Units at geotope Langer Köchel (District Garmisch-Partenkirchen, Southern Bavaria, Germany) and the first discovery of fossil resin in the Freschen Beds (late Aptian–Albian).- *Geo.Alp*, **4**: 44; Innsbruck, Bozen.
- ENGELSCHALK, W. (1982): Zur Frage der Entstehung der Buckelfluren.- *Laufener Seminarbeiträge*, **6/82**: 16–20; Laufen.
- EXLER, H.J. (1979): Zur Hydrogeologie des Solevorkommens von Bad Reichenhall.- *Geol. Jb.*, **C 22**: 25–49; Hannover.
- EXLER, H.J. (1987): Salz und Sole.- *Geologica Bavarica*, **91**: 47–63; München.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz.- 642 S., München.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2001): Lumineszenzalter von Quartärablagerungen im Donautal und im Tertiär-Hügelland bei Ingolstadt (Bayern).- *Geologica Bavarica*, **106**: 259–271; München.
- FÖRSTER, R. (1982): Exkursionsführer zum 2. Kreidesymposium in München. 1.–7. Juni 1982.- 292 S.; München.
- FREI, H. (1966): Der frühe Eisenerzbergbau im nördlichen Alpenvorland.- *J. Ber. Bayer. Bodendenkmalpflege*, **6/7**: 67–137; München.
- FREYBERG, B.V. (1951): Rettet unsere Aufschüsse!- *Geol. Bl. Nordost-Bayern*, **1**: 74–75; Erlangen.
- FRISCH, W. & GAWLIK, H.-J. (2003): The nappe structure of the Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps.- *Int. J. Earth Sci.*, **92**: 712–727; Berlin, Heidelberg.
- GANSS, O. (1977): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein.- 344 S.; München.
- GANSS, O. (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8239 Aschau im Chiemgau.- 184 S.; München.
- GANSS, O. & GRÜNFLEDER, S. (1973): Geologie der Berchtesgaderer und Reichenhaller Alpen.- 142 S.; Karlstein.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ (1955): Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **105**: 402–495; Hannover.
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes.- *Wüzb. Geogr. Arbeiten*, **46**: 101 S.; Würzburg.
- GAWLIK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments.- *Int. J. Earth Sci.*, **87**: 644–657; Berlin, Heidelberg.
- GAWLIK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230**: 163–213; Stuttgart.
- GEISSLER, P. (1968): Der Kohlebergbau im Bereich des Blattes Miesbach.- In: PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 8237 Miesbach.- 355–358; München.
- GEISSLER, P. (1975): Räumliche Veränderung und Zusammensetzung der Flöze in den Kohlenbergwerken Hausham und Penzberg.- *Geologica Bavarica*, **73**: 61–106; München.
- GILLITZER, G. (1955): Geologische Neuaufnahme des Peißenberger Kohlenreviers.- *Geologica Bavarica*, **23**: 64 S.; München.
- GLASER, S. (2004): Die Schachtzone der Wendelsteinhöhle.- In: VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN MÜNCHEN E.V. [Hrsg.]: Münchner Höhlengeschichte II.- 102–105; München.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G., VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **5**: 136 S.; München.
- GLASER, S., LAGALLY, U., SCHENK, P., EICHHORN, R. & BRANDT, S. (2001): Geotope in Mittelfranken.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **3**: 127 S.; München.
- GREGOR, H.-J. & UNGER, H.J. (1988): Bemerkungen zur Geologie und Paläontologie der Pflanzenfundstelle Aubenham bei Ampfing.- *Dokumenta naturae*, **42**: 37–39; München.
- GREGOR, H.-J. & UNGER, H.J. (2007): Tertiärwelt Aubenham – Tertiärwald und Ausstellung.- *Dokumenta naturae, Sonderbd.* **51**: 76 S.; München.
- GRIMM, W.-D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern).- *Beih. Geol. Jb.*, **26**: 97–199; Hannover.
- GROTTENTHALER, W. (1980): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7833 Fürstenfeldbruck.- 82 S.; München.
- GRUNDMANN, G. & SCHOLZ, H. (2006): Kieselsteine im Alpenvorland.- 2. überarbeitete Aufl., 72 S.; München.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung von Bayern. I. Abteilung: Das Bayerische Alpengebirge.- 948 S. Gotha.
- HABBE, K.A. (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich – Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **154**: 171–192; Stuttgart.
- HAGN, H. (1954): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubeuern a. Inn (Oberbayern).- *Geologica Bavarica*, **22**: 136 S.; München.
- HAGN, H. (1961): Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzendem Gebiet.- *Paläont. Z.*, **35**: 146–170; Stuttgart.
- HAGN, H. (1973): Das Helvetikum von Neubeuern am Inn.- In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubeuern.- 151–208; München.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland aus mikropaläontologischer Sicht.- *Geologica Bavarica*, **82**: 408 S.; München.
- HAGN, H. (1985): Tertiär von Oberaudorf.- In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell.- 100–113; München.
- HAGN, H., DARGA, R. & SCHMID, R. (1992): Erdgeschichte und Umwelt im Raum Siegsdorf. Fossilien als Zeugen der geologischen Vergangenheit.- 241 S.; Siegsdorf.
- HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1972): Der Kressenberg - eine berühmte Fossilagerstätte des Alpenvorlandes.- *Jb. Ver. Schutz Alpenpflanzen u. -tiere*, **38**: 126–160; München.
- HAHN, H. & MARTINI, E. (1981): Kalkgraben.- In: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht - Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen

- Kolloquium in Oberbayern, September 1981.- *Geologica Bavarica*, **82**: 169–173; München.
- HEISSIG, K. & BREDOW, B.R. (1987): Das Mammut von Siegsdorf. Die Fundgeschichte.- Katalog der Mineralientage München, **1987**: 134–141; München.
- HERM, D. (1961): Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Bad Reichenhall.- *Z. dt. Geol. Ges.*, **113**: 320–338; Hannover.
- HESSE, R. & STEPHAN, W. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8234 Penzberg.- 315 S.; München.
- HÖFLE, H.-CH. & KUHNERT, CH. (1961): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8331 Bayersoien.- 122 S.; München.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Millieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation).- *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 3**: 240 S.; München.
- HOFMANN, F. (1979): 4000 Jahre Salzgewinnung in Bad Reichenhall.- *Geol. Jb.*, **C 22**: 117–123; Hannover.
- HOFMANN, T., MANDL, G., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.-P. & KRENMAYR, H.G. [Red.] (2002): Rocky Austria: Eine bunte Erdgeschichte von Österreich.- 2. Aufl., 64 S.; Wien.
- HÖLZL, O. (1957): Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns sowie Bemerkungen zu den oberbayerischen Cyrenenschichten nebst Beschreibung neuer Arten.- *Geologica Bavarica*, **29**: 84 S.; München.
- HÖLZL, O. (1961): Leitende Molluskenarten aus der marinen und brackischen Molasse Oberbayerns.- *Paläont. Z.*, **35**: 62–78; Stuttgart.
- HÖLZL, O. (1962): Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung.- *Geologica Bavarica*, **50**: 275 S.; München.
- IMKELLER, H. (1895/96): Die Kreide- und Eocänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen.- Programm z. Jber. D. städt. Handelsschule München, 83 S.; München.
- JERZ, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8134 Königsdorf.- 173 S.; München.
- JERZ, H. (1987): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7934 Starnberg Nord.- 128 S.; München.
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern II. Das Eiszeitalter in Bayern, Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden.- 243 S.; Stuttgart.
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **39**: 29–32; Hannover.
- JERZ, H. & POSCHINGER, A.V. (1995): Neue Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau.- *Geologica Bavarica*, **99**: 383–398; München.
- JERZ, H., SCHAUER, T. & SCHEURMANN, K. (1986): Zur Geologie, Morphologie und Vegetation der Isar im Gebiet der Ascholding und Pupplinger Au.- *Jahrb. Verein z. Schutz d. Bergwelt*, **51**: 87–151; München.
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald.- 152 S.; München.
- JUNGK, G. (1975): Der Kohlenbergbau am Hohenpeißenberg.- *Geologica Bavarica*, **73**: 25–35; München.
- KALLENBACH, H. (1964): Zur Quartärgeologie und Hydrogeologie im würmeiszeitlichen Isargletscher-Bereich nördlich von Bad Tölz.- *Diss. Techn. Hochschule München*, 105 S.; Jäglack.
- KEIM, G., GLASER, S. & LAGALLY, U. (2004): Geotope in Niederbayern.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **4**: 172 S.; München.
- KEIM, G. & LAGALLY, U. (2006): Spuren eines Rückzugsgeflechtes – Die Eiszerfallslandschaft der Osterseen südlich von München.- In: QUADE, H. & LOOK, E.-R. [Hrsg.]: *Faszination Geologie*, 154–155; Stuttgart.
- KELLERBAUER, S. (1996): Geologie und Geomechanik der Salzlagertstätte Berchtesgaden.- *Münchner Geol. Hefte*, **B 2**: 101 S.; München.
- KIRSCH, K.-H. (2000): Dinoflagelatenzysten aus der höheren Oberkreide des Rhodanubischen Flyschs. 1. Kalkgrabenschichten vom Schliersee/Oberbayern.- *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **40**: 3–79; München.
- KLAPPACHER, W. & KNAPCZYK, H. [Hrsg.] (1977): *Salzburger Höhlenbuch*, Band 2.- 348 S.; Salzburg.
- KLEINSCHNITZ, M. & KROEMER, E. (2003): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau.- 40 S.; München.
- KLEMT, K. (2004): Von Bad Tölz zur Isarquelle.- *Wanderungen in die Erdgeschichte*, **16**: 152 S.; München.
- KLINGHARDT, F. (1944): Das Kröner-Riff (Gosauschichten) im Lattengebirge.- *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **35**: 179–213; Wien.
- KNAUER, J. (1929): Geognostische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt München West (Nr. XXVII), Teilblatt Landsberg mit Erläuterungen.- 47 S.; München.
- KNAUER, J. (1931): Geognostische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt München West (Nr. XXVII), Teilblatt München-Starnberg mit Erläuterungen.- 48 S.; München.
- KNAUER, J. (1943): Die Entstehung der Buckelwiesen.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, **34**: 207–220; München.
- KNOBLOCH, E. (1988): Neue Ergebnisse zur Flora aus der Oberen Süßwassermolasse von Aubenheim bei Ampfing (Krs. Mühldorf am Inn).- *Dokumenta naturae*, **42**: 1–27; München.
- KOEHNE, W. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Dachau und Pasing Nr. 667 und 691.- 68 S.; München.
- KOVANDA, J. (1989): Fossile Mollusken in Kalksinterbildungen (Dauchen) am Lech-Ufer östlich von Hurlach (nördlich Landsberg/Lech) .- *Eiszeitalter und Gegenwart*, **39**: 33–41; Hannover.
- KRAUS, E. & EBERS, E. (1965): Die Landschaft um Rosenheim.- 244 S.; Rosenheim.
- KUNZ, R. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25 000 Blatt 7832 Türkenfeld mit Anmerkungen zur Geologie und Landschaftsgeschichte im nördlichen Bereich des ehemaligen Loisachgletschers, Oberbayern.- *Diss. TU München*, 164 S.; München.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1993): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **1**: 168 S.; München.
- LAGALLY, U., KUBE, W. & FRANK, H. (1994): Geowissenschaftlich schutzwürdige Objekte in Oberbayern. Ergebnisse einer Erstaufnahme.- *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, **1**, 2. Aufl., 168 S.; München.
- LAGALLY, U. & STEPHAN, W. (1984): Alpine Karbonatgesteine. Alpine Sandsteine und Konglomerate.- In: WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W.: *Oberflächennahe mineralische Rohstoffe in Bayern*.- *Geologica Bavarica*, **86**: 137–158., 228–241; München.

- LANGENSCHIEDT, E. (1986): Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen.- Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, **10**: 95 S.; Berchtesgaden.
- LANGENSCHIEDT, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge.- 155 S.; Berchtesgaden.
- LANGENSCHIEDT, E. (2002): Geologische Forschung im Nationalpark Berchtesgaden.- Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, **46**: 57–65; Berchtesgaden.
- LEMCKE, K. (1973): Der tiefere Untergrund.- In: DIETZ, T.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech.- 10–19; München.
- LOTH, G., LAGALLY, U. & GLASER, S. (2007): "Bayerns schönste Geotope" – Eine Halbzeitbilanz.- Abh. Geol. B.-A., **60**: 115–118; Wien.
- MEYER, R. K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1983): Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb.- 260 S.; München.
- MEYER, R. K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1991): Durchs Urdonautal nach Eichstätt.- Wanderungen in die Erdgeschichte, **2**: 112 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1997a): Auf den Spuren der Eiszeit südlich von München – östlicher Teil.- Wanderungen in die Erdgeschichte, **8**: 142 S.; München.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1997b): Auf den Spuren der Eiszeit südlich von München – westlicher Teil.- Wanderungen in die Erdgeschichte, **9**: 126 S.; München.
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. [Hrsg.] (1953–1959): Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands.- 6 Lieferungen; Remagen.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Einführung zur Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland.- Geol. Jb., **F14**: 5–13; Hannover.
- MÜLLER, M. (2001): Die „Flözeinhausung“ am Bühlach, eine Erinnerung an den Peitinger Pechkohlenbergbau. Peiting und die Spuren seines Bergbaues.- Der Welf, **6**: 195–221; St. Ottilien.
- MÜLLER, M. & SCHERD, K. (1996): Molasse und Alpen zwischen Iller und Ammer. Exkursion 4 zur 4. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften zum Thema „Süddeutsche Großscholle“ am 14. und 15. Juli 1995.- Z. geol. Wiss., **24**: 217–245; Berlin.
- MÜNICHSDORFER, F. (1922): Das geologische Querprofil von München.- Geogn. Jh., **34**: 125–132 S.; München.
- NOSE, M., WERNER, W. & SCHWEIGERT, G. (1998): Besuchenswerte fossile Riffe.- Profil, **13**: 117–120; Stuttgart.
- ORTH, J.-P. & GLASER, S. (1997): Die Gesteinsabfolge.- In: VERBAND DER DEUTSCHEN HÖHLEN- UND KARSTFORSCHER E. V. [Hrsg.]: Das Estergebirge. Eine Karstlandschaft in den Bayerischen Voralpen.- Karst und Höhle, **1996/97**: 33–46; München.
- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk.- Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Abh., N.F. **131**: 96 S.; München.
- PAULUS, B. (1981): Eine Revision des Bohrprofils Tölz 1 und der Nachweis der bisher unbekanntes Kirchsee-Mulde am Nordrand der Faltenmolasse zwischen Isar und Mangfall.- Z. dt. geol. Ges., **132**: 253–276; Hannover.
- PENCK, A. (1941): Die Buckelwiesen von Mittenwald am Karwendel.- Mitt. Geogr. Ges. München, **33**: 3–8; München.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter.- 3 Bände, 1199 S.; Leipzig.
- PFLAUMANN, U. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern.- Diss. Univ. München, 176 + XXII S.; München.
- PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8237 Miesbach.- 415 S.; München.
- PITTNER, S. (1973): Jahrmillionen vor der eigenen Tür.- 122 S.; Burghausen.
- POSCHINGER, A.V. (1992): Die jüngsten Hangbewegungen bei Hutterer, Gemeinde Inzell, und ihre Bedeutung für die Aufnahme von Hangbewegungen im Bayerischen Alpenraum.- Z. f. Angew. Geol., **38**: 21–25; Stuttgart.
- POSCHINGER, A.V. & THOM, P. (1995): Bergsturz Hintersee/Ramsau (Berchtesgadener Land): Neue Untersuchungsergebnisse.- Geologica Bavarica, **99**: 399–411; München.
- PRÖBSTL, M. (2003): Der Samerberg im Eiszeitalter. Hunderttausend Jahre auf einen Blick.- Nachdruck des Bandes **X** der „Quellen zur Geschichte der Stadt und des Landkreises Rosenheim“, Rosenheim 1982, 228 S.; Nußdorf a. Inn.
- REIS, O.M. (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf.- Geognostische Jh., **8**: 155 S.; München.
- REIS, O.M. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges.- Geogn. Jh., **23**: 61–114; München.
- REUTHER, A.U. (2005): Surface exposure dating of glacial deposits from the last glacial cycle.- Diss. Univ. Regensburg, 196 S.; Regensburg.
- RICHTER, A.E. (2000): Geoführer Frankenjura.- 217 S.; Augsburg.
- RINGLER, A. (1979): Toteiskessel, Kleinsümpfe und Flurtümpel - auch in Südbayern stark bedroht.- Ber. Akademie f. Naturschutz u. Landschaftspflege, **3**: 84–88; Laufen.
- RISCH, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West.- 132 S.; München.
- RÖPER, M., ROTHGAENGER, M. & ROTHGAENGER, K. (2000): Die Plattenkalke von Schernfeld (Landkreis Eichstätt).- 128 S.; Eichendorf.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isarvorlandgletscher. Mit einer Geologischen Karte des Osterseegebietes 1:25 000.- Mitt. Geogr. Ges. München, **12**: 99–314; München.
- SALZMANN, P.-E. (1992): Naturraum und Biologie.- In: BUSLEY, H., DREXLER, T., HOFFMANN, C. A., SALZMANN, P.-E. & WOLLENBERG, K. [Hrsg.]: Der Landkreis Fürstenfeldbruck, Natur - Geschichte - Kultur.- 717 S.; Fürstenfeldbruck.
- SCHAEFFER, I. (1966): Die Talknoten von Donau und Lech (zur Frage des Laufwechsels der Donau vom „Wellheimer Trockental“ ins „Neuburger Durchbruchstal“.- Mitt. Geogr. Ges. München, **51**: 59–111; München.
- SCHMIDT-KALER, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6934 Beilngries.- 74 S.; München.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (1978): Funde fossiler Säugetiere auf Blatt Mühldorf 1:50 000.- In: UNGER, H. J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt L7740 Mühldorf am Inn.- 102–110; München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1957): Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee-Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern.- Geol. Jb., **74**: 225–242; Hannover.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1968): Flysch, Helvetikum und Molasse am bayerischen Alpenrand.- Führer zu den Exkursionen A/C 26,

- XXIII. Internat. Geologenkongress, Prag 1968: 32 S.; München.
- SCHNEID, T. (1915): Die Ammonitenfauna der obertithonischen Kalke von Neuburg a.d. Donau.- Geol. Paläont. Abh., N.F., **13** (17): 305–416; Jena.
- SCHNEIDER, H.J. (1953): Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach.- Diss. Univ. München, 131 S.; München.
- SCHNEIDER, M. (1995): Der hochwürmzeitliche Rückzug des Eisrandes im Ammersee-Lobus des Loisach-Gletschers - Zur Frage eines ehemals erhöhten Seespiegels.- *Geologica Bavarica*, **99**: 223–244; München.
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft. Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus.- Allgäuer Heimatbücher, **81**: 152 S.; Kempten.
- SCHWERD, K. (1996): Faltenmolasse und aufgerichtete Molasse.- In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.- 268–269.; München.
- SPONHOLZ, H. (1965): Geschützte Natur im Landkreis Ebersberg.- 27 S.; München.
- STACKELBERG, U.V. (1960): Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz.- *Geologica Bavarica*, **41**: 3–54; München.
- STEPHAN, W. (1952): Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.- *Geologica Bavarica*, **14**: 76–85; München.
- STEPHAN, W. & HESSE, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee.- 304 S.; München.
- STREIM, W. (1961): Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malms bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb).- *Erlanger Geol. Abh.*, **38**: 49 S.; Erlangen.
- STREIT, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7232 Burgheim Nord.- 222 S.; München.
- STREIT, R. (1987): Neuburger Kieselerde (Kieselkreide).- *Geologica Bavarica*, **91**: 153–158; München.
- TILLMANN, W., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrasentreppe zwischen Lech und Donau.- *Geologica Bavarica*, **85**: 31 S.; München.
- TREIBS, W. (1962): Das Laubensteingebiet im Chiemgau, seine Landschaft, seine Höhlen und seine Karsterscheinungen.- *Jh. Karst- und Höhlenkunde*, **3**: 338 S.; München.
- TROLL, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers.- *Forsch. dt. Landes- und Volkskunde*, **23**: 121 S.; Stuttgart.
- UHLIG, H. (1954): Die Altformen des Wettersteingebirges mit Vergleichen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen.- *Forsch. z. dt. Landeskd.*, **79**: 103 S.; Remagen.
- UHLIG, H. (1991): Die Partnachklamm und der Felssturz von 1991.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, **76**: 5–21; München.
- ULBIG, A. (1999): Untersuchungen zur Entstehung der Bentonite in der bayerischen Oberen Süßwassermolasse.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **214**: 497–508; Stuttgart.
- UNGER, H.J. (1983): Die Makroflora der Mergelgrube Aubenham nebst Bemerkungen zur Lithologie, Ökologie und Stratigraphie.- *Geol. Jb.*, **A 67**: 37–129; Hannover.
- UNGER, H.J. (2003): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7435 Pfaffenhofen a.d. Ilm.- 32 S.; München.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten.- 24 S.; Wien.
- VERBAND DER DEUTSCHEN HÖHLEN UND KARSTFORSCHER [Hrsg.] (1997): Das Estergebirge. Eine Karstlandschaft in den Bayerischen Voralpen.- *Karst und Höhle*, **1996/97**: 318 S.; München.
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & VOGEL, J.C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos.- *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200; München.
- VOIGTLÄNDER, W. (1976): Erdgeschichtliche Wanderungen im Isarwinkel.- 75 S.; Bad Tölz.
- WEINIG, H., DOBNER, A., LAGALLY, U., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINELT, W. (1984): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe in Bayern - Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden.- *Geologica Bavarica*, **86**: 563 S.; München.
- WIENER, J.F. & DOPPLER, G. (2003): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7433 Schrobenuhausen.- 40 S.; München.
- WELNHOFER, P. (1983): Das Land der Isar im geologischen Blockbild.- In: FRANK, H., JUNG, G. & WERNER, W.: *Geologie rechts und links der Isar*.- In: PLESSEN, M.-L. [Hrsg.]: *Die Isar. Ein Lebenslauf*.- S. 24; München.
- WINKLER, S. (1985): Der Salzburger Erzbergbau am Teisenberg.- 36 S.; Teisendorf.
- WINKLER, S. (1990): Der Bayerische Erzbergbau am Teisenberg.- 36 S.; Teisendorf.
- WITTMANN, O., HOFMANN, B., RÜCKERT, G. & SCHMIDT, F. (1981): Standortkundliche Bodenkarte von Bayern 1:25 000 Hallertau, Erläuterungen zu den Kartenblättern Nr. 7334 Reichertshofen, Nr. 7335 Geisenfeld, Nr. 7336 Mainburg, Nr. 7434 Hohenwart, Nr. 7435 Pfaffenhofen a. d. Ilm, Nr. 7436 Au i. d. Hallertau, Nr. 7534 Petershausen und Nr. 7535 Allershausen.- 199 S.; München.
- WOLF, A. (2004): Die Eiskapelle am Königssee (1334/5) - In: VEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN MÜNCHEN E.V. [Hrsg.]: *Münchner Höhlengeschichte II.* - 183–191; München.
- WOLF, A. (2005): Die Eiskapelle am Königssee (1334/5). 20 Jahre Höhlenforschung im Gletschereis des Nationalpark Berchtesgaden.- *Karst und Höhle*, **2004/2005**: 139–149; München.
- WOLFF, H. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubauern.- 352 S.; München.
- WROBEL, J.-P. (1970): Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Loisach zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe/Obb.- *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F.*, **146**: 87 S.; München.
- WROBEL, J.-P. (1976): Hydrogeologie.- In: DOBEN, K.: *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8433 Eschenlohe*.- 49–63; München.
- ZECH, W. & NEUWINGER, I. (1974): Podsolbildung aus kalkreichem Substrat: Beobachtungen in den Tiroler Kalkalpen bei Seefeld.- *Forstwiss. Centralbl.*, **93**: 179–191; Hamburg, Berlin.
- ZECH, W. & WÖLFEL, U. (1974): Untersuchungen zur Genese der Buckelwiesen im Kloaschautal.- *Forstwiss. Centralbl.*, **93**: 137–155; Hamburg, Berlin.
- ZEIL, W. (1954): Die Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern.- *Geologica Bavarica*, **20**: 85 S.; München.
- ZIEGLER, J. (1983): Die alttertiären Eisenerze des Achatal-Kressenberger Bergbaureviere.- *Geol. Jb.*, **D 61**: 5–22; Hannover.
- ZWICKER, A. (1993): Die Wetzsteinmacherei in Oberbayern.- In: LEHRBERGER, G. & PRAMMER, J.: *Mathias von Flurl (1756-1823) Mineraloge und Geologe*.- Katalog des Gäubodenmuseums Straubing 1993/94, 161–168; Straubing.



Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz Band 6

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