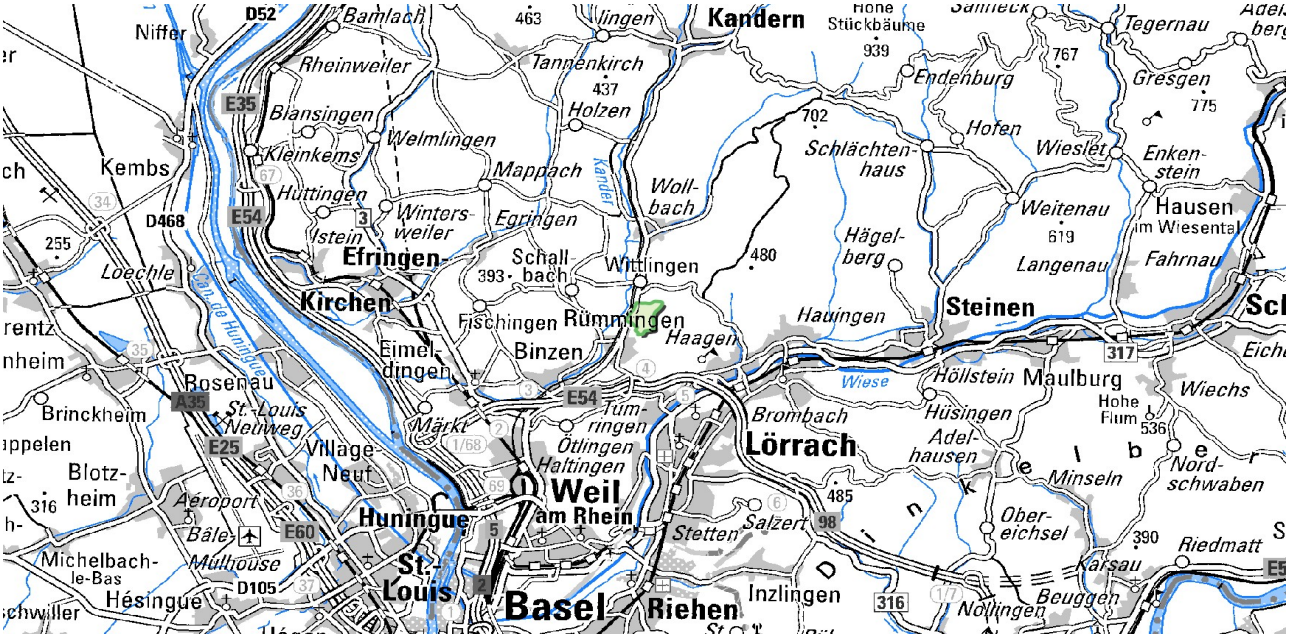
Mergelsteine der Elsässer Molasse

Verbreitungsgebiet: Tertiärhügelland im südlichen Oberrheingraben, Raum Lörrach

Erdgeschichtliche Einstufung: Elsässer Molasse (tEM), Tertiär (spätes Oligozän)

(Hinweis: Die Rohstoffkartierung liegt noch nicht landesweit vor. Der Bearbeitungsstand der Kartierung lässt sich in der Karte über das Symbol „Themenebenen“ links oben einblenden.)



Lagerstättenkörper

Am **Rand des Oberrheingrabens** streichen in einem Streifen von Fischingen über Binzen und Haltingen bis Weil am Rhein sowie von Wollbach über Wittlingen und Rümmingen bis Lörrach die Sedimente der Elsässer Molasse aus. Frühere Aufschlüsse zeigten, dass die **Schichtlagerung** der Elsässer Molasse N–S streicht und mit 45–70° W einfällt (Wittmann, 1994). Es treten in den tonigen Lockersedimenten **Kalksandsteinbänkchen** auf, die beim Abbau ausgehalten werden müssen.

Gestein

Die Elsässer Molasse ist aufgebaut aus: Mergelsteinen, Sanden und Kalksandsteinen, außerdem ist sie reich an Glimmer. In der Tongrube Rümmingen (RG 8311-5) waren sandige, bunte Tone und Schluffe mit Kalksandsteinzwischenlagen aufgeschlossen.

Feinsedimente der Elsässer Molasse in der Tongrube Rümmingen

Mächtigkeiten

Geologische Mächtigkeit: Die Elsässer Molasse ist bei Lörrach fast **200 m** mächtig (Geyer et al., 2011).

Blick nach Nordosten auf die ehemalige Tongrube Rümmingen

Genutzte Mächtigkeit: In der Tongrube Rümmingen (RG 8311-5) wurden die Sedimente der Elsässer Molasse in einer Mächtigkeit von **5 m** genutzt. Eine Tieferlegung der Abbausohle war zwar genehmigt, ein Abbau wurde wegen zunehmenden Wasserzutritts aber nicht bis in dieses Niveau durchgeführt.

Gewinnung und Verwendung

Gewinnung: Bis zum Jahr 1993 wurden Feinsedimente der Elsässer Molasse in der Tongrube Rümmingen (RG 8311-5) abgebaut. Hier wurden am Top der Gesamtabfolge zwischen 5 und 10 m mächtige Lösssedimente **abgegraben**. Darunter folgen zunächst durchschnittlich 2,5 m mächtige sandige Kiese (Höhenterrassenschotter), unter welchen die Sedimente der Elsässer Molasse in einer Mächtigkeit von ca. 5 m gewonnen wurden. Beim Abbau wurden mit den Kalkbänkchen aus der Elsässer Molasse und den Geröllen der Höhenterrassenschotter insgesamt **ca. 30 %** des aufgeschlossenen Profils als **nicht verwertbarer Anteil** verworfen.

Verwendung: In der Tongrube Rümmingen (RG 8311-5) wurden bis zum Jahr 1993 Lösssedimente und Feinsedimente der Elsässer Molasse gemeinsam abgebaut und zu güteüberwachten **Hintermauerziegeln** verarbeitet. Wittmann (1994) berichtet, dass die harten „Laibsteine“ (= Kalksandsteinbänke) aus der Elsässer Molasse gelegentlich als **Bausteine, Grenzsteine** und **Abdeckplatten** genutzt wurden; z. T. auch als behauene Steine für Tür- und Fensterrahmungen sowie als Treppensteine, Schwellen, Tröge, Schüttsteine, Platten und Fliesen.

Abbauwand in der Tongrube Rümmingen

Literatur

- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Wittmann, O. (1994). *Erläuterungen zu Blatt 8311 Lörrach.* – Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 153 S., 9 Taf., 1 Beil., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg). [unveränd. Nachdr. d. 2. Aufl. v. 1988]

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 12.05.22 - 16:13):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/ziegeleirohstoffe-grobkeramische-rohstoffe/mergelsteine-elsaesser-molasse

Molassebecken

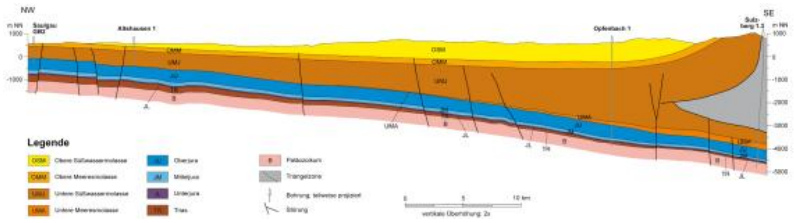
Das voralpine Molassebecken südöstlich der Donau ist neben dem Oberrheingraben eine weitere Region in Baden-Württemberg, in der die geologischen Verhältnisse für eine tiefe geothermische Nutzung günstig sind. Dort liegen direkt über Graniten und Gneisen des Grundgebirges die mesozoischen Gesteine aus Trias und Jura. Darüber folgen bis zu mehrere Tausend Meter mächtige Sedimente des Tertiärs und quartäre Ablagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit. Das Grundgebirge und die mesozoischen Schichten tauchen nach Süden zum Alpennordrand in immer größere Tiefen ab. In dieselbe Richtung nimmt die Mächtigkeit der tertiären Molassesedimente zu.

Geothermische Nutzhorizonte

Geothermische Nutzhorizonte im baden-württembergischen Molassebecken sind

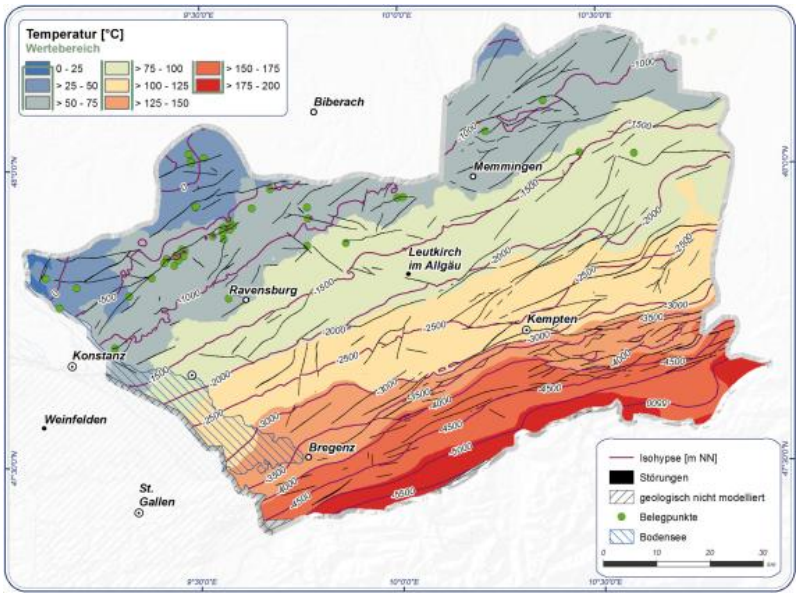
- der Obere Muschelkalk
- der Oberjura
- die zwei geklüfteten Sandsteinaquifere (Heidenlöcherschichten, Baltringen-Formation) innerhalb der Oberen Meeresmolasse (tOM)

Die beiden tief liegenden geothermischen Reservoire des Oberen Muschelkalks und des Oberjuras sind durch zwischengeschaltete, z. T. sehr gering durchlässige Schichten im Keuper, Mittel- und/oder Unterjura hydraulisch voneinander entkoppelt. Die tertiären Molassesedimente liegen direkt auf den bereichsweise stark verkarsteten Ablagerungen aus dem Oberjura auf (Regionalverband Bodensee-Oberschwaben, 2008).

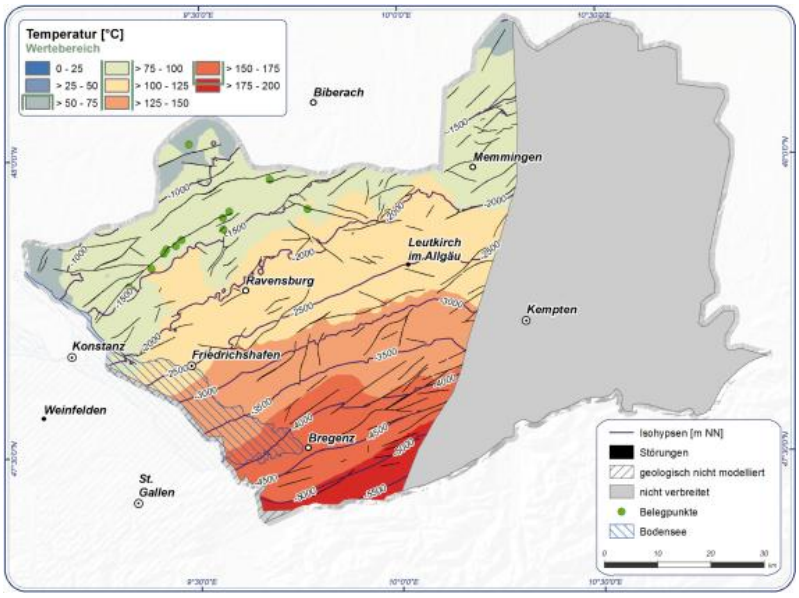


Geologischer Schnitt durch das Molassebecken von NW nach SE, 3D-Modell (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a)

Ausgehend von den Ergebnissen mehrerer Erkundungsbohrungen aus den 1980er und 1990er Jahren (z. B. Bertleff et al., 1988) wurde der Kenntnisstand zu den geothermischen Nutzhorizonten des Oberen Muschelkalks, des Oberjuras und der Oberen Meeresmolasse in einem Gemeinschaftsprojekt des Regierungspräsidiums Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, sowie des Regionalverbandes Bodensee-Oberschwaben zusammengefasst (Regionalverband Bodensee-Oberschwaben, 2008). Darauf bauten weitergehende Untersuchungen der thermalen Aquifere in den Projekten GeotIS (www.geotis.de) und GeoMol (www.geomol.eu; GeoMol LCA-Projektteam, 2015a) auf. Dabei wurden u. a. detailliertere Flächeninformationen zur Mächtigkeitsverteilung, Tiefenlage sowie Temperaturverteilung der geothermischen Reservoire erarbeitet (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a).

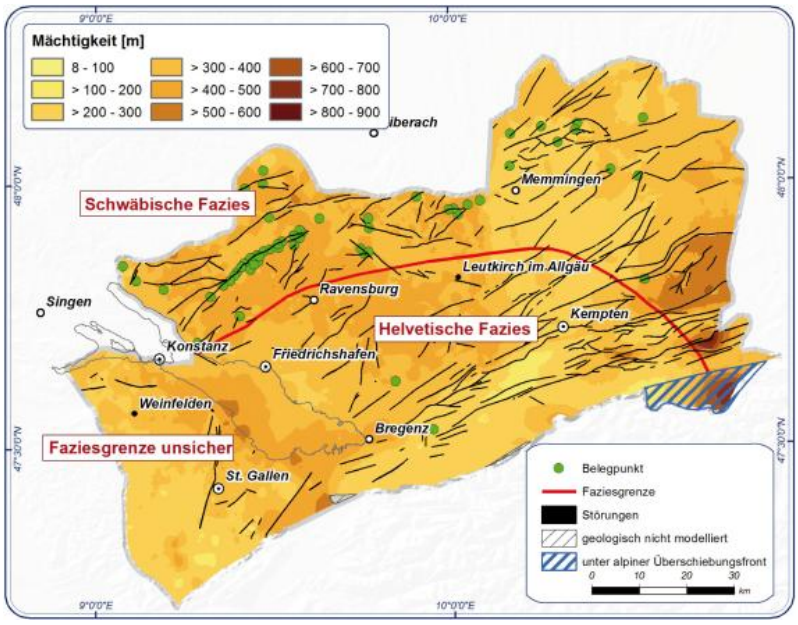


Temperaturverteilung an der Oberfläche des Oberjuras (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a)



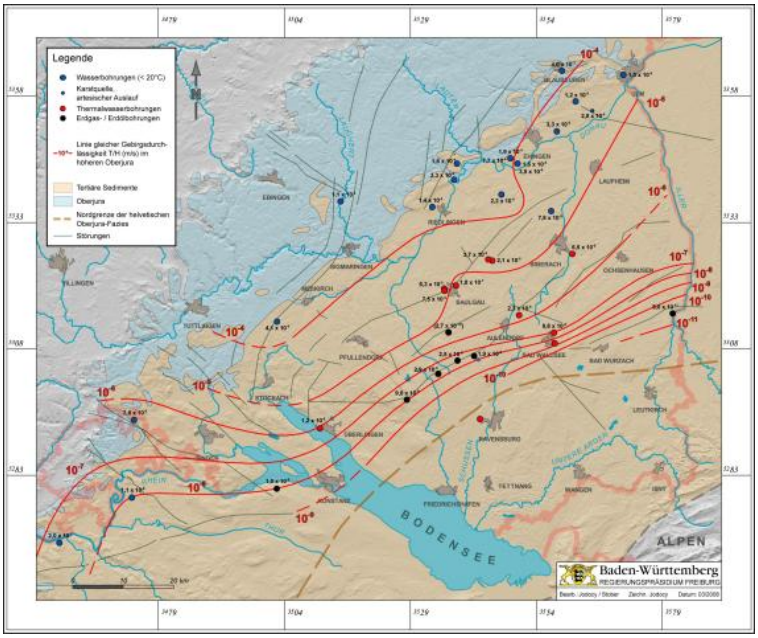
Temperaturverteilung an der Oberfläche des Oberen Muschelkalks im GeoMol-Projektgebiet (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a). Der Obere Muschelkalk keilt auf Höhe der Iller nach Osten aus (grauer Bereich)

Durch das Schichteinfallen nach SE nehmen die Temperaturen in den geothermischen Reservoiren grundsätzlich in südöstliche Richtung zu, wobei die Temperaturen im tiefer liegenden Oberen Muschelkalk höher sind als im Oberjura oder in der Oberen Meeresmolasse. Am Top Oberjura werden Temperaturen über 100 °C erst südöstlich der Linie Friedrichshafen–Leutkirch erreicht, während dies im Oberen Muschelkalk bereits deutlich nördlich dieser Linie der Fall ist. Am Top der Oberen Meeresmolasse (tOM) sind die Temperaturen signifikant niedriger als in den beiden anderen geothermischen Reservoiren; sie liegen grundsätzlich unter 45 °C.



Mächtigkeit des Oberjura im GeoMol-Projektgebiet (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a)

Die Mächtigkeit des Oberjura-Aquifers beträgt bis zu 250 m und nimmt tendenziell nach SE ab. Geringere Mächtigkeiten werden auch in der Region westlich Pfullendorf und nördlich Biberach erreicht. Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks nimmt kontinuierlich von 85–95 m im Westen auf unter 25 m im Osten auf Höhe der Iller ab (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a). Die beiden Sandstein-Formationen in der Oberen Meeresmolasse (tOM) erreichen Mächtigkeiten von zusammen 40–150 m (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a). Der höhere Oberjura tritt im Molassebecken in zwei stark unterschiedlichen Faziesausbildungen auf, die sich in ihrem geothermischen Potenzial deutlich voneinander unterscheiden. Der nördliche Teilbereich ist in der Schwäbischen Fazies ausgebildet und verfügt als Kluft- und Karstgrundwasserleiter aufgrund der hohen Grundwasserergiebigkeit über das größere hydrothermale Potenzial. Die hohen Ergiebigkeiten sind hier insbesondere an die so genannte Massenkalkfazies, d. h. massige, teilweise dolomitisierte Schwamm-Mikroben-Bioherme mit lokal starker Verkarstung, gebunden (Bertleff et al., 1988; Regionalverband Bodensee-Oberschwaben, 2008; Stober et al., 2013). Allerdings sind in diesem Bereich die Grundwassertemperaturen wegen der geringeren Tiefenlage des Karstaquifers nicht so hoch wie im Südosten. Dort weisen die gebankte Schwäbische Fazies und die Helvetische Fazies nur geringe Grundwasserergiebigkeiten auf. Dementsprechend nehmen im Oberjura die Durchlässigkeiten von Nordwesten nach Südosten systematisch stark ab.



Durchlässigkeitsverteilung [m/s] im Oberjura des Molassebeckens (Stober et al., 2013)

Im Gegensatz zum Oberjura beruht die Wasserwegsamkeit im Oberen Muschelkalk auf einem weitständigen und unregelmäßigen ausgebildeten Kluftnetz. Die Durchlässigkeiten zeigen daher auch keine regelmäßige Verteilung. Lediglich eine gewisse Tendenz zu etwas höheren Werten in der Westhälfte ist zu erkennen, d. h. dort, wo auch die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks größer ist (Stober & Villinger, 1997).

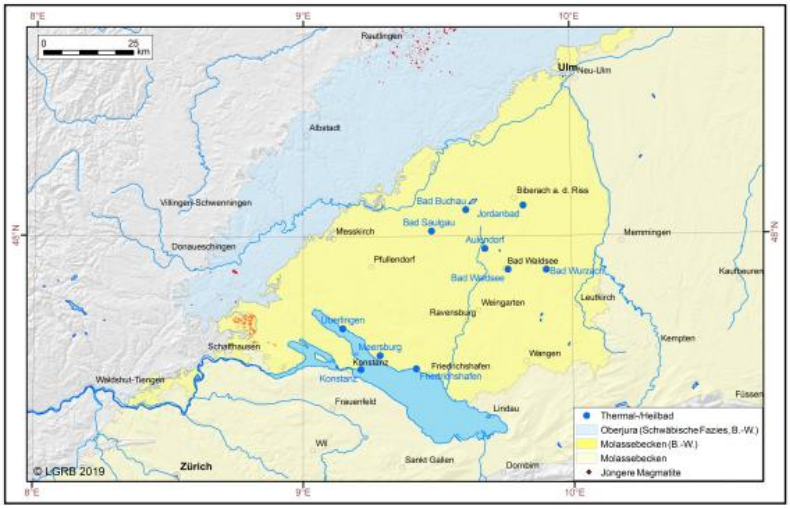
Die Wasserwegsamkeit in den beiden Sandsteinformationen der Oberen Meeresmolasse beruht primär auf ihrem Kluftnetz, sekundär auf der Porosität der Sandsteinmatrix. Grundsätzlich zeichnet sich eine leichte Abnahme der Durchlässigkeit in beiden Sandsteinformationen vom nordwestlichen Beckenrand zum Beckeninneren ab (Regionalverband Bodensee-Oberschwaben, 2008; GeoMol LCA-Projektteam, 2015a).

Obere Meeresmolasse, Transmissivität [m²/s] und Mächtigkeit [m] (Regionalverband Bodensee-Oberschwaben, 2008)

Über weite Bereiche besitzen die Thermalwässer im Oberjura Trinkwasserqualität, d. h. die Wässer sind gering mineralisiert. Nach SE ist eine leichte Zunahme der Salinität feststellbar, allerdings sind dies die Bereiche mit sehr geringen Durchlässigkeiten. Sie sind daher für eine hydrothermale Nutzung unbedeutend. Im Gegensatz dazu sind die Thermalwässer im Oberen Muschelkalk deutlich höher mineralisiert. Die Wässer weisen Chloridgehalte von einigen 10er g/kg auf. Deutlich ist eine Zunahme der Chloridkonzentration nach SE erkennbar. In der Oberen Meeresmolasse (tOM) sind die Wässer deutlich niedriger mineralisiert. Sie sind bezüglich ihres Gesamtlösungsinhaltes mit den Wässern aus dem Oberjura vergleichbar.

Bestehende Nutzungen

Der Oberjura des nördlichen Molassebeckens stellt auf Grund seiner hohen Ergiebigkeit das bedeutendste geothermische Reservoir südlich der Schwäbischen Alb dar. Derzeit wird er balneologisch sowie zur lokalen Gebäudeheizung genutzt (z. B. Bad Saulgau, Bad Waldsee, Jordanbad bei Biberach an der Riß).



Thermal- und Heilbäder im Molassebecken von Baden-Württemberg

Der Oberjura-Aquifer könnte darüber hinaus regional unter Einsatz von Wärmepumpen für Heizzwecke genutzt werden, ebenso wie für die saisonale Einspeicherung von Überschusswärme mit Entladung zu Bedarfszeiten (Aquiferspeicher). Nach Südosten stellen hierfür allerdings die geringen Durchlässigkeiten einen limitierenden Faktor dar.

Im Oberen Muschelkalk befindet sich derzeit eine geothermische Heizanlage bei Pfullendorf im Bau. Die beiden hierzu abgeteuften Tiefbohrungen haben gute Ergiebigkeiten vorgefunden. Für balneologische Zwecke wird der Obere Muschelkalk derzeit nicht genutzt, wahrscheinlich aufgrund der hohen Gesamtlösungsinhalte der thermalen Wässer und der schwierigen Prognosefähigkeit von Ergiebigkeiten mit Vertikalbohrungen.

Die Obere Meeresmolasse (tOM) wird derzeit vor allem für balneologische Zwecke sowie zur Unterstützung der lokalen Gebäudeheizung (ggf. mit Einsatz der Wärmepumpentechnologie) genutzt. Für die Beheizung mehrerer Gebäudekomplexe unter Einsatz von Wärmepumpen ist oft die relativ niedrige Ergiebigkeit der beiden Sandsteinformationen ein limitierender Faktor. Allerdings könnte die Obere Meeresmolasse als Aquiferspeicher genutzt werden.

Im Molassebecken gibt es keine petrothermalen geothermischen Nutzungssysteme, somit keine „Enhanced Geothermal Systems“ (EGS).

Weiterführende Links zum Thema

- EU-Projekt GeoMol
- Bäderlandschaft Oberschwaben
- Heilbäderverband Baden-Württemberg
- Meersburg Therme
- Bodensee-Therme Konstanz
- Bodensee-Therme Überlingen

Literatur

- Bertleff, B., Joachim, H., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1988). *Ergebnisse der Hydrogeothermalbohrungen in Baden-Württemberg.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 30, S. 27–116, 1 Taf., 2 Beil.
- GeoMol LCA-Projektteam (2015a). *GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen*

Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee – Allgäu. – LGRB-Informationen, 30, S. 1–142.

- Regionalverband Bodensee-Oberschwaben (2008). *Die Nutzung der Erdwärme in der Region Bodensee-Oberschwaben, Oberflächennahe Geothermie und Tiefe Geothermie/Hydrogeothermie* Ravensburg (Regionalverband Bodensee-Oberschwaben). [CD-ROM mit Erläuterungen]
- Stober, I. & Villinger, E. (1997). *Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 37, S. 77–96.
- Stober, I., Jodocy, M. & Hintersberger, B. (2013). *Gegenüberstellung von Durchlässigkeiten aus verschiedenen Verfahren im tief liegenden Oberjura des südwestdeutschen Molassebeckens.* – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 164(4), S. 663–679.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 09.01.24 - 17:02):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geothermie/tiefe-geothermie/tiefe-geothermie-baden-wuerttemberg/molassebecken

Molasse

Lithostratigraphische Gruppe

Übergeordnete Einheit

Tertiär

Das breite Sedimentbecken zwischen Alpenrand und Schwäbischer Alb ist gefüllt mit dem Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen. Die vorwiegend feinklastischen tertiärzeitlichen Ablagerungen werden als Molasse bezeichnet.

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Blick vom Hohentwiel über den Hegau

Das süddeutsche Molassebecken zeigt sich in der Geologischen Karte Deutschlands als Ablagerungsraum, der sich vom Schweizer Mittelland zwischen der Schwäbisch/Fränkischen Alb und den Nördlichen Kalkalpen bis zum Bayerischen Wald erstreckt. In Baden-Württemberg sind weite Bereiche durch die Sedimente des Rheingletschers überdeckt. Entlang der meisten Täler und an den jungen steilen Abrisskanten der Hochgebiete treten die Molasseeinheiten im gesamten Gebiet zu Tage. Die Vulkanruine des Hohenhewen im Hegau bildet mit 844 m NHN die höchste Erhebung im Westen. Sie besteht hauptsächlich aus Nephelinit, einem Basalt-ähnlichen Gestein. Weiter nach Osten folgen der Gehrenberg (754 m NHN) bei Markdorf und etwas nördlich davon der Höchsten (837,8 m NHN), die beide aus feinklastischen bunten Mergeln und Sandsteinen der Obere-Süßwassermolasse-Untergruppe aufgebaut sind. Viel widerstandsfähiger gegenüber Erosion sind die konglomeratischen Adelegg-Schichten, die an der südöstlichen Landesgrenze ein Bergland bilden, dessen höchster Gipfel auf württembergischer Seite mit 1118 m NHN der Schwarze Grat ist.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

Die Molasse Süddeutschlands wird im Rang von Untergruppen untergliedert in (von alt nach jung): Untere Meeresmolasse, Untere Brackwassermolasse, Untere Süßwassermolasse, Obere Meeresmolasse, Obere Brackwassermolasse und schließlich Obere Süßwassermolasse, mit der die Sedimentation vor rund 5 Mio. Jahren endete (Doppler et al., 2005). Die Sedimente dokumentieren zwei große Ablagerungszyklen. Es beginnt mit marinen Bedingungen und endet mit der fluvial-limnischen Auffüllung des Ablagerungsraumes. Jeweils drei Untergruppen gehören zusammen, sie sind durch eine Schichtlücke (Hiatus) getrennt. Der Hauptabfluss durch das Becken und damit die Schüttungsrichtung war im ersten Ablagerungszyklus von Westen nach Osten gerichtet, im zweiten Zyklus kehrte er sich in Ost–West-Richtung um.

Bunte Mergel und Tonmergel der Unteren Süßwassermolasse bei Mengen

Insgesamt handelt es sich bei den Molassegesteinen um wenig verfestigte Sedimente aus dem Abtragungsschutt der Alpen. Mergelsteine und glimmerführende Sandsteine dominieren, randlich und als Rinnenfüllungen im zentralen Becken kommen gröbere Klastika dazu. Im nördlichen Randbereich des Molassebeckens sind häufig Süßwassermergel und Süßwasserkarbonate eingelagert. Die verkarstete Erosionstafel des Jura bildet überall den mesozoischen Untergrund.

Schutt und Schlamm, die von Bächen und Flüssen aus dem Gebirge in das Vorland mitgebracht wurden, lagerten sich im Molassebecken ab. Untergeordnet haben auch die Schwäbische Alb und die anderen, das Vorlandbecken begleitenden Mittelgebirge Sediment geliefert. Abhängig von den tektonischen Randbedingungen konnte zwei Mal das Meer in das süddeutsche Molassebecken eindringen. Meistens aber wurde so viel Material eingeschwemmt, dass das ganze Becken sozusagen gefüllt war und flache Fluss- und Schwemmlandschaften vorherrschten. Nach starken Regenfällen wurde viel grobes Material verlagert, in trockeneren Zeiten gelangte nur der feinste Staub bis in den Vorfluter, der heutzutage von der Donau, im Südwesten von Bodensee und Rhein gebildet wird. Die Molasselandschaft war insgesamt flach, es gab keine Berge, sondern weiträumige Niederungen mit Sümpfen, Wiesen und ausgedehnten Wäldern. Je nach Klima und Ort überwogen feuchte Lebensräume oder Steppen und Savannen. Andernorts, wo Flüsse die aufsteigenden Berge entwässerten, blieb das mitgebrachte grobe Geröll in teils mächtigen Schuttfächern liegen (Luterbacher, 1997).

Mächtigkeit

Obere Meeresmolasse (Heidenlöcherschichten) in Überlingen

Die Absenkung des Molassebeckens begann entlang der aufsteigenden Alpen und hat dementsprechend seine höchsten Absenkungswerte im Süden an der Alpenfront erfahren. Deshalb setzte die Sedimentation ebendort zuerst ein mit Bildung der Unteren Meeresmolasse und später der Unteren Brackwassermolasse. Beide Einheiten stehen im Landesgebiet nur untertägig an. Mit zunehmender Absenkung erfasste die Sedimentation immer weiter nördlich liegende Bereiche, so dass sich schließlich ein keilförmiger Sedimentkörper bildete. Dessen größte Mächtigkeiten liegen mit über 5000 m (in Baden-Württemberg 3500 m) am Alpenrand. Nach Norden und Nordwesten nimmt die Mächtigkeit allmählich ab, um an der Südabdachung der Schwäbischen Alb letztlich auszukeilen. Einzelne, mehrere 10er Meter tief in die Oberjuraplatte eingeschnittene Täler sind mit groben Konglomeraten aus Juragesteinen (Ältere und Jüngere Juranagelfluh-Formationen) erfüllt. Sie stellen ehemalige, von der Albhochfläche zum Molassebecken führende Abflussrinnen dar.

Alterseinstufung

Die ältesten (eozänen) Anteile der Molasse sind nur außerhalb des Landesgebiets entwickelt. In Baden-Württemberg setzte die Molassesedimentation erst im frühen Oligozän ein und dauerte bis in das Miozän an. Die jüngsten erhaltenen und fossilführenden Sedimente (Obere Süßwassermolasse) wurden in die Tortonium-Stufe (spätes Miozän, Pannon der Paratethys-Gliederung) datiert und sind rund 10 Mio. Jahre alt.

Sonstiges

Der Begriff „Molasse“ leitet sich vom französischen Wort „mou“, bzw. „molle“ für „weich“ her und war ursprünglich in der französischen Schweiz für wenig verfestigte Sandsteine gebräuchlich. Das Wort wurde später auf alle Ablagerungen des nordalpinen Molassebeckens übertragen. Heutzutage ist „Molasse“ als Überbegriff für alle Sedimente gebräuchlich, die durch spät- und postorogene Erosion in den Vorlandbecken der Gebirge abgelagert wurden.

Im Hegau kam es im mittleren bis späten Miozän über rund 10 Mio. Jahre hinweg zu vulkanischer Aktivität mit Förderung von unterkieselten Magmen. Die ältesten Hinweise auf Vulkanausbrüche sind tuffitische Anteile in der Steinhöfe-Formation. Sie sind auf 16,2 Mio. Jahre datiert (Lippolt et al., 1963). Alle weiteren Vulkanite sowie deren Begleitsedimente sind in die Schichten der Oberen Süßwassermolasse eingelagert. Sie werden als eigene Hegauvulkan-Untergruppe behandelt.

Im Molassebecken wurden schon seit alters her Fossilien gefunden. Neben den überall auftretenden marinen Mikrofaunen (Cicha et al., 1998) ist die Meeresmolasse bekannt für die häufig enthaltenen Haifischzähne und andere Fischreste. In den feinklastischen terrigenen Einheiten sind Pflanzenreste und Blattabdrücke weit verbreitet. Besonders hervorzuheben sind aber die artenreichen Wirbeltierfaunen (siehe z. B. Sach, 1999). Besonders häufig werden Wirbellose, Fischotolithen und Kleinsäuger (v. a. Zähne von Nagetieren etc.) gefunden. An vielen Fundstellen können Zähne und Knochen von Großsäugern, z. B. Reste von Huftieren (Wiederkäuer, Rhinoceros-Verwandte, Schweine-Verwandte), Elefantenartigen, Katzenartigen und vielen anderen gefunden werden. Seltener sind Schildkrötenpanzer oder Zähne von Krokodilen.

Weiterführende Links zum Thema

- Stratigraphische Tabelle von Deutschland (PDF)

Literatur

- Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C. & Ctyroka, J. (1998). *Oligocene–Miocene foraminifera of the Central Paratethys.* – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 549, S. 1–325.
- Doppler, G., Heissig, K. & Reichenbacher, B. (2005). *Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken.* – Newsletters on Stratigraphy, 41(1–3), S. 359–375.
- Lippolt, H. J., Gentner, W. & Wimmenauer, W. (1963). *Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 6, S. 507–538.
- Luterbacher, H. (1997). *Stratigraphy and facies evolution of a typical foreland basin – the Tertiary Molasse Basin (Lake Constance Area and Allgäu).* – Gaea heidelbergensis, 4, S. 123–140.
- Sach, V. J. (1999). *Litho- und biostratigraphische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse des Landkreises Biberach a. d. Riss (Oberschwaben).* – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, 276, S. 1–167.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 27.07.22 - 14:23):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer/molasse

Molasse

Das Tertiär des Alpenvorlands wird von Molassesedimenten aufgebaut.

Sie dokumentieren den wiederholten Wechsel der Ablagerungsbedingungen in einer Senkungszone, die im Zuge der Heraushebung der Alpen entstand. Sie ging von einem schmalen Streifen am Alpennordrand aus, der sich allmählich nach Norden und Nordwesten ausweitete.

In dieses Becken ist das Meer zweimal vorgedrungen und hatmarine Sedimente (Untere und Obere Meeresmolasse) abgelagert. Beide Male ist das Molassemeer ausgesüßt (Untere und Obere Brackwassermolasse) und schließlich verlandet. Danach haben Flüsse und Seen das Abtragungsmaterial vorwiegend aus den Alpen im Molassebecken abgelagert (Untere und Obere Süßwassermolasse).

Die Ablagerungen im Molassebecken bestehen im Wesentlichen aus Tonsteinen, Mergelsteinen, Schluffsteinen und Sandsteinen. Untergeordnet kommen Konglomerate und Kalksteine vor.

Nördlich der Donau sind auf der Schwäbischen Alb Erosionsreste von Molassesedimenten im Bereich der teilweise Überdeckten Zone des Tiefen Oberjura-Karsts verbreitet. Weiter südlich sind die tertiären Sedimente flächenhaft verbreitet und werden über große Gebiete von teils mächtigen quartären Sedimenten überlagert. Stellenweise treten die Molassesedimente unter den quartären Ablagerungen hervor.

Die Mächtigkeit der Molasseablagerungen nimmt von Norden nach Süden auf über 5000 Meter am Alpenrand zu.

Die Basis der Molassesedimente wird durch die Gesteine des Oberjuras gebildet und taucht nach Süden hin ab. Örtlich sind im Liegenden der Molasse noch Verwitterungslehme der alttertiären Bohnerz-Formation vorhanden.

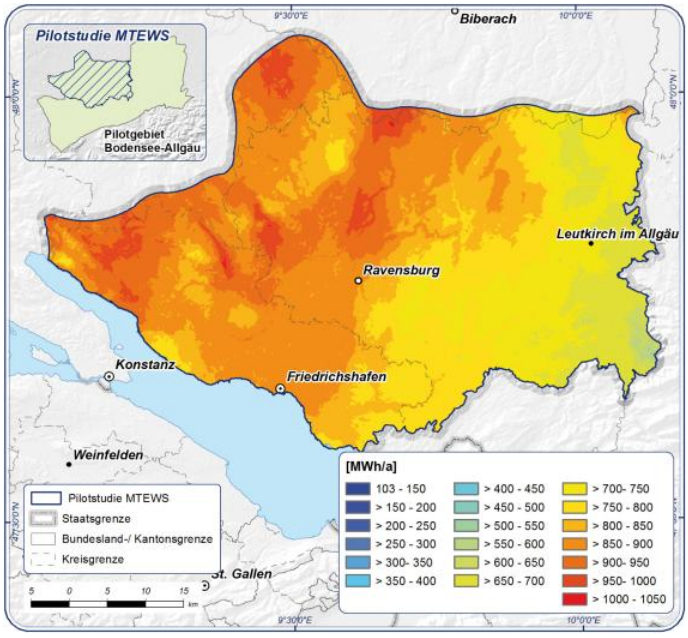
Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 12:09):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/molasse

Molassebecken

Im Projekt GeoMol (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a) wurde im Rahmen einer Pilotstudie das geothermische Potenzial der mitteltiefen bis tiefen Erdwärmesonden im baden-württembergischen Teil des Projektgebietes abgeschätzt.

Den Berechnungen liegen verschiedene Betriebsszenarien (Lastenprofile), nämlich ein Grundlastbetrieb sowie ein eher entzugsleistungsorientierter Betrieb, zugrunde. Daneben wurden u. a. auch der Sondentyp (Koaxialsonde, Doppel-U-Sonde) sowie die Ausbautiefe (800 m, 1500 m) variiert. Die Untersuchungen ergaben, dass die niedrigsten Wärmeerschließungskosten bei einem Koaxial-Ausbau mit glasfaserverstärktem Kunststoffrohr (GFK) für die Steigleitung anfallen. Bei gleicher Bohrtiefe und gleichem Betriebsszenario liegt die gewinnbare Wärmemenge mit GFK-Koaxial-Ausbau über der von Doppel-U-Sonden. Die Untersuchungen zeigten auch, dass die Jahresentzugswärmearbeit bei Grundlastbetrieb höher ist als bei einem eher entzugsleistungsorientierten Betrieb. Aufgrund der höheren Untergrund-Temperaturen im Nordwesten des Untersuchungsgebietes ist die gewinnbare Wärmemenge dort größer als im Südosten.



Jahresentzugswärmearbeit (MWh/a) für eine 1500 m tiefe GFK- Koaxialsonde im Grundlastbetrieb (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a)

Die Jahresentzugswärmearbeit [MWh/a], die aus einer 1500 m tiefen Koaxialsonde gewonnen werden kann, liegt im baden-württembergischen Teil des GeoMol-Projektgebiets zwischen 448 und 1020 MWh/a. Sie unterscheidet sich somit regional, mit den höchsten Werten im Nordwesten und den niedrigsten Werten im Südosten des Gebiets, beträchtlich. Die Gebiete mit der höchsten Jahresentzugswärmearbeit fallen mit den Bereichen zusammen, in denen die höchsten Untergrundtemperaturen und dementsprechend die größten tiefengemittelten Temperaturgradienten vorliegen. Die standortabhängen tiefengemittelten Wärmeleitfähigkeiten zeichnen sich ebenfalls ab, machen sich in den Beträgen der Jahresentzugswärmearbeit jedoch nicht so gravierend bemerkbar (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a).

Die dargestellten Ergebnisse dienen dazu, Angaben über die Größenordnungen der gewinnbaren Wärmemenge für geothermische Nutzungen mit mitteltiefen Erdwärmesonden zu machen. Sie sollen unterschiedliche thermische Ergiebigkeiten in Abhängigkeit von den geologischen und geothermischen Standortbedingungen aufzeigen. Die Angaben können jedoch nicht als Grundlage für konkrete Planungsvorhaben genutzt werden. Hierzu müssen die projektspezifischen Nutzeranforderungen, die bedarfsorientierte Auslegung der tiefen Erdwärmesondenanlage sowie die standortbezogenen wasserwirtschaftlichen und hydrogeologischen Verhältnisse berücksichtigt werden.

Mit Ausnahme wasserwirtschaftlich begründeter Ausschlussflächen und von Gebieten, in denen ein geotechnisches Risiko vorliegt, können tiefe Erdwärmesondenanlagen im baden-württembergischen Molassebecken nahezu überall erstellt werden (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a). Zum Schutz bestehender Grundwassernutzungen sowie dem vorsorglichen Schutz tiefer, nutzbarer Grundwasservorkommen muss beim Abteufen der Bohrung ein stockwerkübergreifender Grundwasserfluss ausgeschlossen und mit dem Ausbau der Bohrung der ursprüngliche Stockwerksbau dauerhaft wiederhergestellt werden. Da die größeren Bohrtiefen von tiefen Erdwärmesonden einen hohen bohr- und ausbautechnischen Aufwand erfordern, sind damit deutlich höhere Herstellungskosten verbunden (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a).

Zentraler behördlicher Ansprechpartner für alle genehmigungsrechtlichen Belange in Bezug auf mitteltiefe Erdwärmesonden und tiefe Aquiferspeicher ist, wie bei der tiefen Geothermie, die Landesbergdirektion (Ref. 97 im Regierungspräsidium Freiburg).

Bisher gibt es im baden-württembergischen Teil des Molassebeckens keine mitteltiefen oder tiefen Erdwärmesonden.

Literatur

- GeoMol LCA-Projektteam (2015a). *GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee – Allgäu.* – LGRB-Informationen, 30, S. 1–142.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 06.02.23 - 15:27):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geothermie/mitteltiefe-geothermie/molassebecken

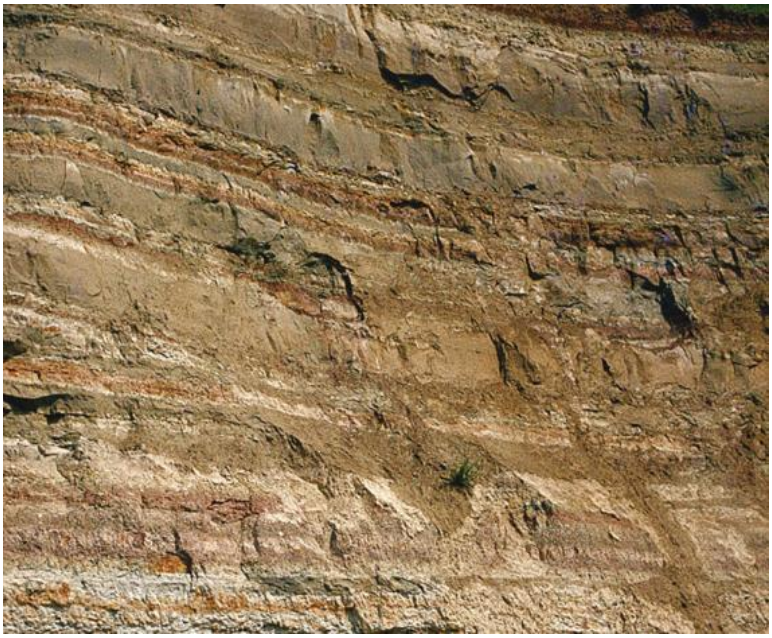
Übrige Molasse

Geologie

Untere Meeresmolasse (tUM), Untere Brackwassermolasse (tUB), Untere Süßwassermolasse (tSM), Obere Brackwassermolasse (tOB) und Obere Süßwassermolasse (tOS) werden aufgrund ihrer ähnlichen hydrogeologischen Eigenschaften zu einer hydrogeologischen Einheit zusammengefasst. Die Untere Meeresmolasse (tUM) besteht hauptsächlich aus Tonmergelsteinen, Mergelsteinen und Schluffsteinen. An der Basis kommen Kalksteinlagen vor (Klettgau und Hegau, tKLM). Untergeordnet treten im oberen Abschnitt Sandsteine und Kalksandsteine mit Konglomeratlagen (Bausteinschichten, tBSS) auf. Die Untere Meeresmolasse ist nur unter Überdeckung verbreitet und kann bis 300 m mächtig sein. Im Hangenden folgen die Ton- und Mergelsteine der Unteren Brackwassermolasse (tUB). Diese sind in Baden-Württemberg meist weniger als 30 m mächtig und nur gebietsweise verbreitet (Plum et al., 2008).

Die Untere Süßwassermolasse (tUS) ist eine Wechselfolge aus Tonmergelsteinen und teils glimmerführenden Sandsteinen (Bunte Granitische Molasse, tBG). Am nördlichen Beckenrand verzahnen die Ablagerungen im unteren Bereich zum Teil mit Süßwasserkalksteinen (USM-Süßwasserkalke, tSKU) und nach oben hin mit Konglomeratlagen (Ältere Juranagelfluh, tJN1). Die Mächtigkeit der Unteren Süßwassermolasse kann 2500 m erreichen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



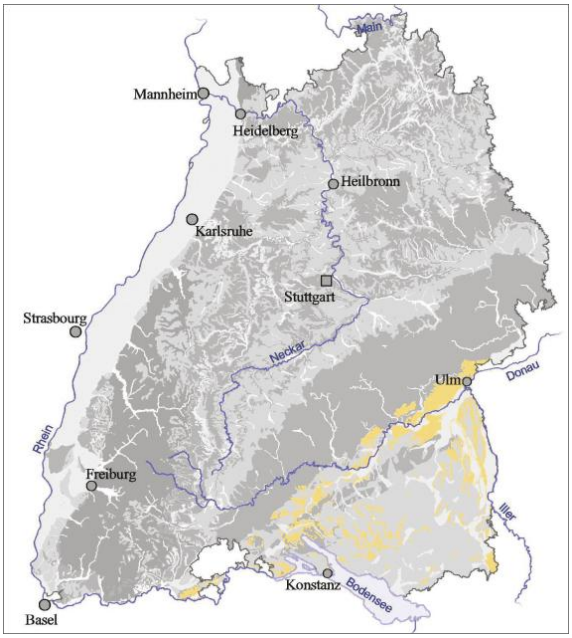
Untere Süßwassermolasse (tUS): Mergelgrube südwestlich von Mengen

Die Sedimente der Oberen Brackwassermolasse (tOB) sind auf die Graupensandrinne im nördlichen Teil des Molassebeckens begrenzt. Sie bestehen im unteren Teil aus Grobsanden und Feinkies (Grimmelfingen-Formation, tGR), im oberen Teil aus glimmerreichen Sande, Schluffen und Tonmergeln (Kirchberg-Formation, tKI). Die Graupensandrinne wurde durch ein Flusssystem geschaffen, das etwa von Ulm nach Südwesten floss. Die Brackwassermolasse wird etwa 40 m mächtig.

Obere Süßwassermolasse (tOS): Steinbruch südlich von Gauingen/Landkreis Reutlingen

Die Obere Süßwassermolasse (tOS) besteht aus einer Wechsellagerung von glimmerreichen Sandsteinen, Tonmergelsteinen und Schluffsteinen. Die Sandsteinkörper (Glimmersande, tGL) enthalten oft Grobsande (Grobsandschichten im Hegau, tGLg) und sind stellenweise rinnenartig in den Untergrund eingetieft (Erolzheim-Sande in Oberschwaben, tER). Untergeordnet treten im östlichen Bodeseeraum in der aufgerichteten und gefalteten Molasse der Adelegg zyklische Abfolgen von Mergelsteinen, Geröllsandsteinen und Konglomeraten (Jüngere Alpine Nagelfluh) auf. Als nördliche Beckenrandfazies sind Süßwasserkalke (tSKO) ausgebildet, die bereichsweise verkarstet sein können. Die Mächtigkeit der Oberen Süßwassermolasse kann 1000 m betragen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Ausstrich der Übrigen Molasse farbig

Die Molassesedimente sind im Molassebecken des Alpenvorlands südlich der Donau flächenhaft verbreitet. Meistens sind die Molassesedimente dort von quartären Ablagerungen überdeckt. Untere Meeresmolasse und Untere Brackwassermolasse sind in Baden-Württemberg nur aus Bohrungen bekannt. Nördlich der Donau sind Molassesedimente reliktisch auf dem Oberjura der Schwäbischen Alb erhalten und wirken dort als Deckschichten.

Die Mächtigkeit der Molassesedimente nimmt von Norden nach Süden auf über 4000 m zu. Die Sedimente der Übrigen Molasse stehen auf einer Fläche von ca. 1335 km^2 über Tage an, wobei sie bereichsweise von quartären Deckschichten überlagert werden.

Hydrogeologische Charakteristik

Hydrogeologisch sind die Schichten der Unteren Meeresmolasse, der Unteren Süßwassermolasse, der Unteren und Oberen Brackwassermolasse und der Oberen Süßwassermolasse überwiegend Grundwassergeringleiter mit geringer bis fehlender Ergiebigkeit (Plum et al., 2008).

In der Unteren Meeresmolasse weisen die Bausteinschichten eine höhere Durchlässigkeit auf. Sie liegen unter einer mächtigen Überdeckung und führen bereichsweise Kohlenwasserstoffe.

In der Unteren Süßwassermolasse sind in die Mergelsteine und Tonmergelsteine Feinsandsteine eingeschaltet, die insbesondere in der Auflockerungszone etwas besser durchlässig sein können. In diesen Fällen ist die Untere Süßwassermolasse ein schichtig gegliederter Grundwasserleiter mit abschnittweise geringer Grundwasserführung.

In der Oberen Brackwassermolasse kommen in den als Porengrundwasserleiter ausgebildeten Graupensanden der Grimmelfingen-Formation (tGR) kleinere Grundwasserkörper vor, die meist zusammen mit dem Albstein und den Baltringen-Schichten der Oberen Meeresmolasse erschlossen werden.

Die Obere Süßwassermolasse ist überwiegend als Grundwassergeringleiter, teilweise als schichtig gegliederter Grundwasserleiter ausgebildet. Lokal sind die Erolzheim-Sande und die Grobsandschichten Porengrundwasserleiter. In konglomeratischer Ausbildung (Adelegg-Schichten) ist die Obere Süßwassermolasse ein schichtig gegliederter Grundwasserleiter, wobei die Konglomeratlagen geklüftet sein können. In der Adelegg treten zahlreiche, meist gering schüttende Schichtquellen an der Grenze der konglomeratischen Lagen zu den unterlagernden Mergelsteinen aus. Auch die Süßwasserkalke besitzen eine geringe, stellenweise auch mittlere Grundwasserführung und sind lokal Kluft- und Karstgrundwasserleiter.

Hydraulische Eigenschaften

Informationen über die Durchlässigkeiten der Sedimente der hydrogeologischen Einheit „Übrige Molasse“ liegen nicht vor.

Hydrologie

Die Neubildungsrate im Ausstrichbereich der Sedimente der „Übrigen Molasse“ beträgt im langjährigen Mittel (Standardperiode 1981 bis 2010) ca. G_m = 5,9 l/(s · km^2). Bezogen auf die Ausstrichfläche von ca. 1335 km^2 sind dies ca. G_f = 7830 l/s.

Die zahlreichen Schichtquellen, die aus den kleinräumig verbreiteten Molassesedimenten austreten, sind wegen ihrer kleinen Einzugsgebiete meist wenig ergiebig. Ihre Schüttungen betragen oft unter 0,5 l/s. Brunnenbohrungen – auch in den Schichten der Unteren Süßwassermolasse – erbringen Förderleistungen bis maximal 10 l/s (HGK, 1985).

Geogene Grundwasserbeschaffenheit

Das Grundwasser in den Molassesedimenten ist normal erdalkalisch, überwiegend hydrogenkarbonatisch. Die Karbonathärte beträgt 11–14 °dH bei einer Gesamthärte von 14–18 °dH (HGK, 1985).

Geschütztheit des Grundwassers

Die Grundwasservorkommen in den Molassesedimenten sind meist wenig ergiebig. Sie sind durch die überlagernden, nach Süden zunehmend mächtiger werdenden, häufig feinkörnig ausgebildeten Tertiäreinheiten gut vor Verunreinigungen von der Erdoberfläche aus geschützt.

Stehen grundwasserführende Einheiten der Molasse oberflächennah an, so sind sie meist nur gering geschützt. Im nördlichen Verbreitungsgebiet wirken die oft lückenhaft auftretenden Sedimente der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Süßwassermolasse für die Grundwasservorkommen in den unterlagernden Oberjuraaquifer als wechselnd durchlässige Deckschichten.

Grundwassernutzung

Grundwasservorkommen aus der hydrogeologischen Einheit „Übrige Molasse“ werden nur selten zur Trinkwasserversorgung genutzt. Beispiele hierfür sind die Pepperquellen sowie die Ried- und Mooshofquelle der Gemeinde Klettgau. In Friedrichshafen wird Grundwasser der Oberen Süßwassermolasse aus 125 m gefördert (Schloz & Stober, 2006). Im Bodenseegebiet wird das Wasser der Oberen Süßwassermolasse häufig zu Bewässerungszwecken verwendet.

Tiefe Grundwässer

Nutzungen tiefer Grundwässer aus den Einheiten der „Übrigen Molasse“ sind nicht bekannt.

Literatur

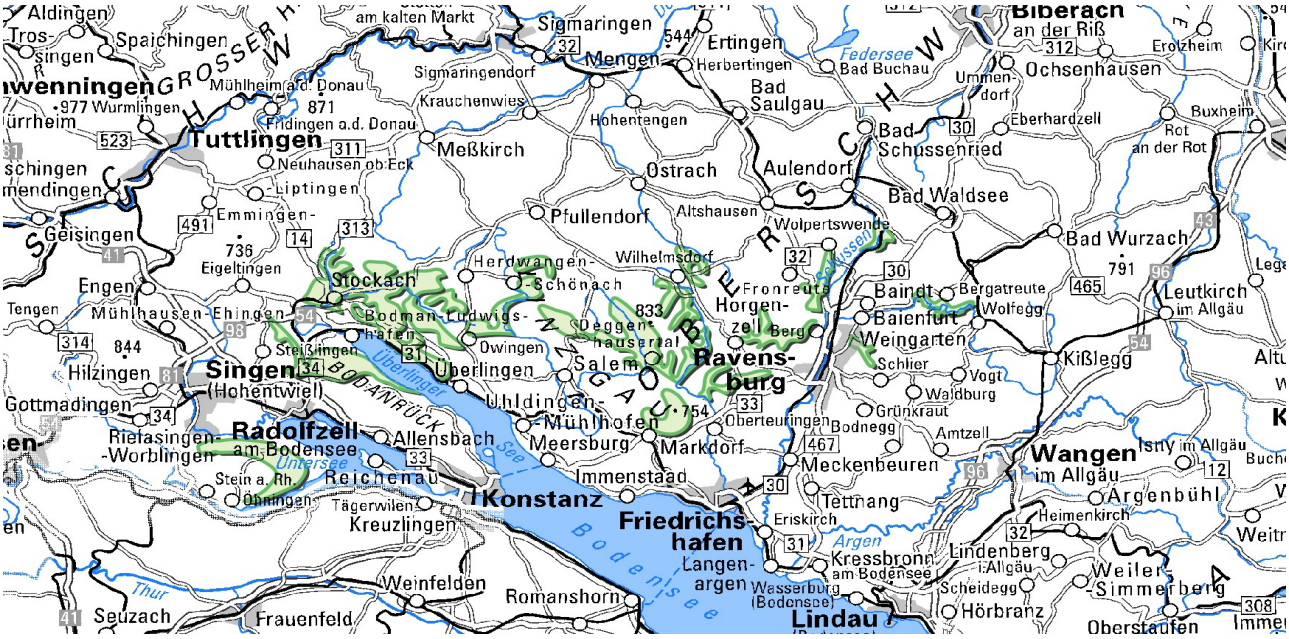
- Armbruster, V., Plum, H., Schmid, G. & Wirsing, G. (2002). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Bericht i. A. des UVM, S. 1–30, 5 Tab., 15 Kt., 11 Anl., Freiburg i. Br. [unveröff.]
- HGK (1985). *Grundwasserlandschaften.* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 12 S., 8 Anlagen, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 20, S. 1–106.
- Schloz, W. & Stober, I. (2006). *Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (überarbeitete Fassung).* – LGRB-Fachbericht, 02/06, S. 1–20, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 12:10):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/molasse/hydrogeologischer-ueberblick/uebrige-molasse

Böden im Verbreitungsgebiet der Molasse

Die Böden aus Molassegesteinen, deren Verwitterungsmaterial und Umlagerungsprodukten nehmen nur einen geringen Anteil von 6,6 % an der Gesamtfläche der Bodengroßlandschaft Jungmoränen-Hügelland ein. Ihren Verbreitungsschwerpunkt haben Böden aus Molassematerial an den Hängen der Bergländer am Überlinger See, im Höchsten-Bergland sowie am Schiener Berg. Dazu kommen bis 120 m in das umgebende Hügelland eingetiefte enge Schluchten – die Tobel. Charakteristisch sind die zahlreichen engräumigen Bodenwechsel in den durch Rutschungen überprägten, meist bewaldeten Hangbereichen. Parabraunerden, Braunerden und Pelosole sind die häufigsten Bodentypen. Pararendzinen und Quellengleye bereichern das Bodenmuster. Acker- und Grünlandflächen beschränken sich auf Erhebungen und mäßig geneigte Hänge. Daneben gibt es intensiv durch Wein- und Obstbau genutzte Standorte sowie Naturschutzgebiete und Bannwälder (z. B. im Schmalegger Tobel), die heute fast vollständig der Natur überlassen bleiben.



Tief entwickelte Parabraunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde über Fließerde und Rutschmassen aus Material der Unteren Süßwassermolasse (U30)

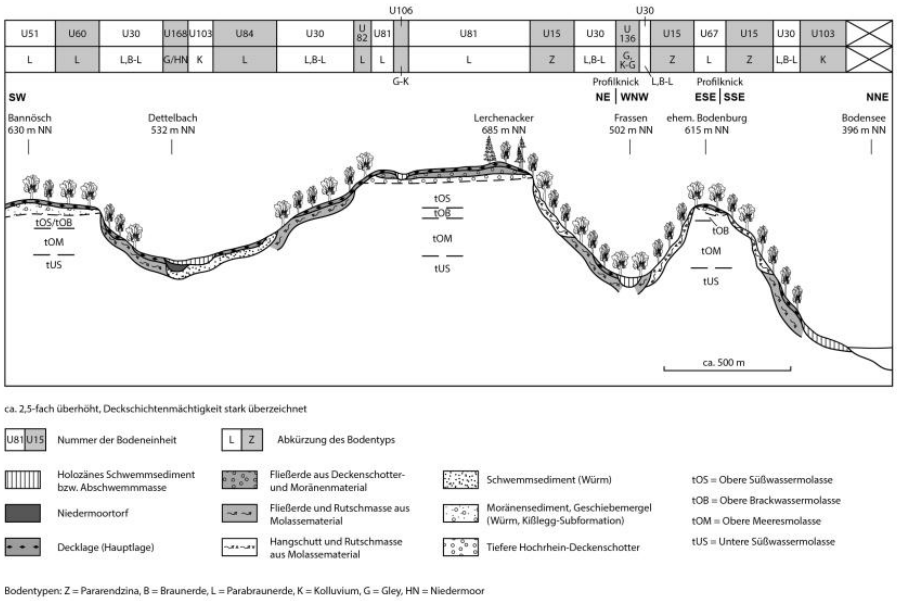
In weiten Teilen des Jungmoränen-Hügellands treten die Molassegesteine nur an steilen Hängen und in den Tobeln bodenbildend auf. Die Tobel in der Oberen Süßwassermolasse weisen ein vielfältiges Bodenmosaik aus Braunerden, Parabraunerden und Pararendzinen auf (**U31**). Sie werden in Hohlformen und auf Konkavhängen von Kolluvien, Gley-Kolluvien und kalkhaltigen Quellengleyen begleitet. In schmalen Talsohlen gibt es Braune Auenböden. Auf einzelnen Felswänden fehlt die Bodendecke. Die von Parabraunerden und Braunerde-Parabraunerden aus Fließerden und Rutschmassen geprägten Molassehänge wurden bei der Kartierung in der Kartiereinheit (KE) **U30** zusammengefasst. Der Gesteinsuntergrund dieser Böden besteht im westlichen Jungmoränen-Hügelland neben der Oberen Süßwassermolasse auch aus Unterer Süßwassermolasse, Oberer Meeresmolasse und Oberer Brackwassermolasse. Bei stark wechselnden Reliefverhältnissen ergibt sich deshalb ein engräumiges Bodenmuster. In konkaven bis gestreckten Hangbereichen in der Umrahmung des Schussenbeckens, im Tobel der Wolfegger Ach und am Schiener Berg treten immer wieder kalkhaltige Quellengleye (**U146**) auf. Sie sind in Rutsch- und Abschwemmmassen mit lokalen Vorkommen von Kalktuff entwickelt. Einige Hügel- und Bergrücken sowie schwach bis mittel geneigte Hänge in Nähe der Steilhänge und Tobel tragen Parabraunerden aus z. T. mit glazigenem Material vermengten Molasse-Fließerden (**U28**, **U29**). Diese Bereiche werden teilweise als Acker, Grünland oder für den Obstanbau genutzt, während in den Steillagen der Wald die einzig mögliche Nutzungsart darstellt. Aktuelle oder ehemalige Rebflächen mit Pararendzina-Rigosolen finden sich nur unmittelbar am Bodensee, bei Meersburg und Öhningen (**U158**), auf z. T. mit glazigenem Material überdeckter Oberer Süßwassermolasse sowie zwischen Überlingen und Sipplingen auf Oberer Meeresmolasse (**U159**). In den Muldentälchen, auf Schwemmfächern und Hangschleppen sind Kolluvien ausgebildet (**U103**). Stellenweise besteht das Schwemmsediment aufgrund der jungen Tiefenerosion in den Molassetobeln und Hangtälchen überwiegend aus Gesteinsmaterial, sodass Pararendzinen als Begleitböden auftreten. Am Fuß des Gehrenbergs finden sich z. T. kalkhaltige Kolluvien und Gley-Kolluvien aus tonigem Lehm und mittel schluffigem Ton (**U100**). Mehrere miteinander verbundene Schwemmfächer am Ausgang von Molassetobeln im Deggenhauser Tal und bei Zußdorf, am Westrand des Wilhelmsdorfer Zungenbeckens, sind vorwiegend aus tonig-lehmigem Schwemmsediment aufgebaut. In ihnen sind tiefgründige pseudovergleyte Kolluvien, Pseudogley-Kolluvien sowie Gley-Kolluvien (**U102**) entstanden, die als Besonderheit teilweise eine Tonverlagerung in den Unterboden erkennen lassen (Pseudogley-Kolluvium-Parabraunerde). Am Westrand des Schussenbeckens sowie in Muldentälchen am Anstieg des Schiener Bergs gibt es auch Gleye, Kolluvium-Gleye und Pararendzina-Gleye aus holozänem Schwemmsediment (**U136**). Ähnlich wie bei Einheit U103 handelt es sich bei dem Schwemmsediment nur teilweise um humoses Bodenmaterial.

Im Schmalegger Tobel

Der Buttenmühlebach bei Ravensburg-Schmalegg hat sich in die sog. Zapfensande der Oberen Süßwassermolasse eingegraben. Eine Talsohle mit Braunen Auenböden fehlt in diesem Abschnitt oder ist nur wenige Meter breit. Auf anstehendem Molassegestein haben sich häufig Pararendzinen entwickelt. Auf Rutschmassen, die schon längere Zeit der Bodenbildung unterliegen, findet man Braunerden und Parabraunerden (U31).

Der Gehrenberg bei Markdorf

In den Bergländern nördlich und westlich des Bodensees wird das allgemein vorhandene Spektrum von Böden aus Molassematerial durch mehrere lokal auftretende Kartiereinheiten erweitert. Nördlich von Markdorf beginnt der Anstieg zum Gehrenberg. Auf den überwiegend bewaldeten Hängen mit ihrem wellig-höckerigen Kleinrelief haben sich aus Rutschmassen tonreiche, z. T. schwach staunasse Böden entwickelt (Pelosol und Pseudogley-Pelosol, KE **U22**). Mit geringerem Flächenanteil (20–40 %) stellen Braunerde-Parabraunerden nur Begleitböden dar. Zusätzlich treten Pararendzinen als untergeordnetes Element (10–25 % Flächenanteil) der Bodengesellschaft auf. Nur an den Hängen des sehr steilen Kerbtals des Muldenbachs sowie nordwestlich von Heiligenberg kommen Pararendzinen als Ah/C-Böden (**U17**) auch flächenhaft vor. Auf dem Gehrenberg treten in den höchsten Lagen (max. 754 m NN) auch Stauwasserböden auf (**U95**, Braunerde-Pelosol-Pseudogley). Ebenfalls stark von Rutschungen überprägt sind die Molassehänge im Deggenhauser Tal. Die oberen, westexponierten Hangbereiche werden dabei durchgängig von Parabraunerden (**U87**) aus einem Gemenge von glazigenem Gesteinsschutt und Molassematerial eingenommen. Unterhalb folgen dann z. T. Pelosole (**U23**) aus tonreichen Rutschmassen. Auf schmalen Hangspornen östlich von Deggenhausen haben sich anstehende Ton- und Mergelsteine der Oberen Süßwassermolasse erhalten, auf denen in Fließerden entstandene Pelosole, Braunerde-Pelosole und Pseudogley-Braunerde-Pelosole die Bodendecke bilden (**U21**). Die Hänge des Heiligenbergs werden dagegen aus überwiegend sandiger Oberer Süßwassermolasse aufgebaut (Parabraunerde, **U49**).



Molassebergland des Bodanrück, schematischer Profilschnitt

Im Stockacher Bergland sind auf den Bergrücken zwischen Nesselwangen und Billafingen Parabraunerde-Braunerden und teilweise erodierte Parabraunerden aus schluffig-tonigen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse (Haldenhofmergel) verbreitet (**U27**). Auf den unterhalb folgenden, überwiegend bewaldeten Hängen der Oberen Meeresmolasse finden sich tief entwickelte, z. T. podsolige Parabraunerden (**U50**). Den steilen Abfall zum Bodensee nehmen Pararendzinen und Braunerde-Pararendzinen aus sandigem Schluff bis mittel schluffigem Ton auf mergeliger Unterer und Oberer Süßwassermolasse ein (**U14**). Am Nordabfall des Bodanrücks, südlich des Überlinger Sees, sind dagegen am sehr steilen Oberhang überwiegend schluffig-sandige Pararendzinen aus Rutschmassen und Hangschutt ausgebildet (**U15**). In dieser Kartiereinheit liegen auch bekannte Geotope mit Felswänden wie z. B. die Marienschlucht südlich des Überlinger Sees sowie u. a. die Heidenhöhlenfelsen am nördlichen Steilufer zwischen Überlingen und Sipplingen.

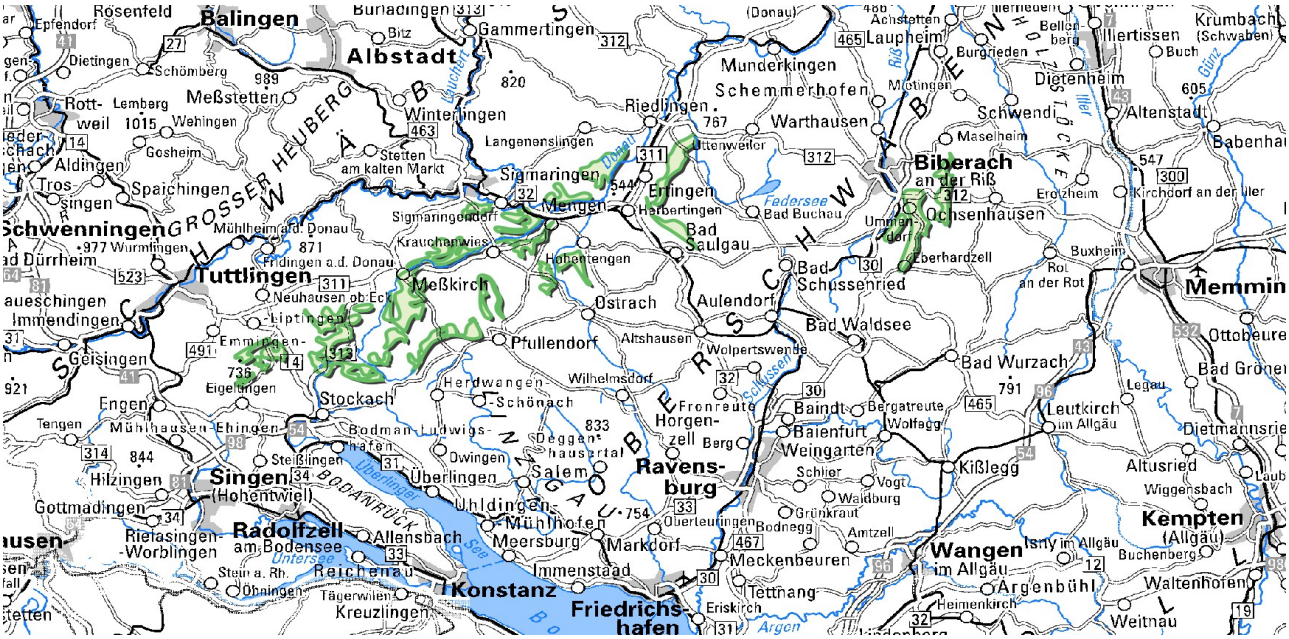
Pararendzina aus Oberer Süßwassermolasse

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 15.12.23 - 13:26):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/jungmoraenen-huegelland/bodenlandschaften/boeden-im-verbreitungsgebiet-molasse

Böden im Verbreitungsgebiet von Molassesedimenten

Böden auf Molasseablagerungen treten in der Altmoränenlandschaft des Rheingletschergebiets fast ausnahmslos an Hängen von Tälern und kleineren Tälchen auf. Dabei stellen die Molassegesteine nur selten direkt das Ausgangssubstrat für die Böden. In aller Regel besteht der oberflächennahe Untergrund im Bereich der Molasseausstriche aus jüngerem Lockergesteinsmaterial, dessen Bildung auf verschiedene Umlagerungsvorgänge zurückgeführt werden kann.



Böden auf Molasseablagerungen im mittleren Rheingletschergebiet

An den steilen Südhängen des Donautals sind bei Mengen-Blochingen und Herbertingen-Hundersingen auf Schluff- und Mergelsteinen der Brackwassermolasse Pararendzinen und Pelosol-Pararendzinen ausgebildet (**t11**). Andere Vorkommen von Pararendzinen sind örtlich auf kieshaltigen Fließerden entwickelt (**t10**) oder treten auf sandigem Hangschutt, hauptsächlich an den steilen, von den Sandsteinen der Oberen Süßwassermolasse eingenommenen Hängen des Hochgelands südöstlich von Biberach an der Riß auf (**t12**).

Im Ausstrichbereich von überwiegend (fein-)sandigen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse kommt Kartiereinheit **t16** häufig an westexponierten Talhängen vor. Die hier entwickelten Parabraunerden sind infolge landwirtschaftlicher Nutzung i. d. R. mäßig, örtlich auch stärker erodiert. Eine geringe Kiesführung zeigt, dass die Bodenbildung nicht in den anstehenden Molassesedimenten, sondern in Fließerden aus Molassematerial stattgefunden hat. Anstehendes, teilweise verwittertes Molassegestein folgt örtlich bereits ab ca. 7 dm u. Fl.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

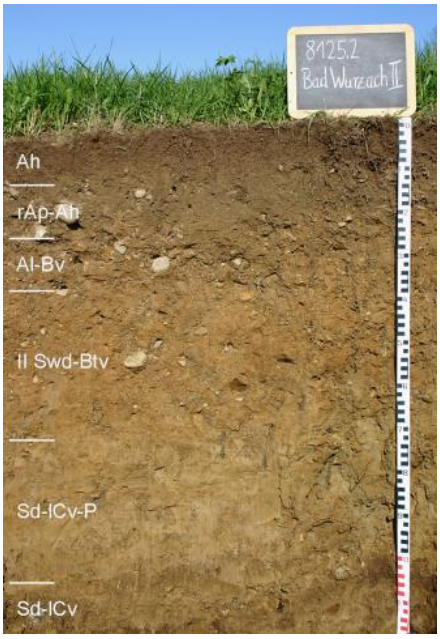
Meist kurze Molasseunterhänge wurden teilweise stark durch hangabwärts transportiertes Material von oberhalb vorkommenden Kiesen und Moränensedimenten geprägt. Die auf kiesigen Fließerden und kiesreichem Hangschutt entwickelten Parabraunerden (**t20**) sind unter Wald häufig podsolig. Die oberen 3−5 dm mit dem darin ausgebildeten Al-Horizont können oft aufgrund eines geringen Kiesgehalts sowie einer teilweise deutlichen äolischen Schluffkomponente als junge, eigenständige Fließerde identifiziert werden (Decklage bzw. Hauptlage nach Ad-hoc-AG Boden, 2005a). Auf grobsandigen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse kommen die unter Wald deutlich podsoligen Parabraunerden von Kartiereinheit **t17** vor. Auch hier zeigt eine verbreitete sehr geringe bis geringe Kiesführung bis teilweise unter 7 dm u. Fl., dass der oberflächennahe Untergrund durch kaltzeitliche Umlagerungsvorgänge erfasst wurde. Fließerden und Rutschmassen aus sandreichen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse bilden an den Hängen des Umlachtals und an den Flanken des Hochgeländs, südlich von Biberach an der Riß, das Ausgangsmaterial für meist tief entwickelte Parabraunerden (**t31**), die unter Wald häufig podsolig ausgebildet sind.

In dem z. T. nur lückenhaft mit rißzeitlichen Moränenablagerungen bedeckten Molassehochgebiet in der äußeren Altmoränenlandschaft jenseits des Donautals, westlich von Binzwangen, treten v. a. in Hangbereichen Böden aus molassebürtigen Ausgangsmaterialien auf. Es handelt sich dabei um z. T. pseudovergleyte, mäßig tief und tief entwickelte Parabraunerde-Braunerden und Braunerde-Parabraunerden auf sandig-schluffigen Molasseablagerungen (**t126**) sowie, im Ausstrichbereich von besonders tonreichen Molasseschichten, um mittel und mäßig tief entwickelte Pelosole und Braunerde-Pelosole (**t13**). In beiden Fällen ist das Solum nicht in anstehendem, sondern durch Fließerden aufgearbeitetem Molassematerial ausgebildet, wie auch eine stellenweise bis in den Unterboden reichende schwache Kiesführung verdeutlicht.

Böden auf Molasseablagerungen im südöstlichen Rheingletschergebiet

Auch in der südöstlichen Altmoränenlandschaft treten Böden aus Substraten mit Beteiligung von Molassematerial vorwiegend an mittel geneigten bis steilen Talhängen auf. Vorkommen auf gewölbten Scheitelbereichen von Hügeln und Rücken oder auf isolierten Kuppen bilden die Ausnahme. Bei letzteren wird dabei die Zusammensetzung des Ausgangssubstrats für die hier ausgebildeten Parabraunerden und Braunerde-Parabraunerden (**t19**) fast vollständig durch die Molassebestandteile bestimmt. Unter der geringmächtigen, schwach bis mittel lösslehmhaltigen Deck- bzw. Hauptlage folgt umgelagertes Molassematerial mit einem teilweise geringen Kiesgehalt, das verbreitet bereits ab 6–10 dm u. Fl. schwach verfestigte, meist verwitterte Sandsteine der Oberen Süßwassermolasse überlagert. Ebenfalls fast ausschließlich aus Molassematerial bestehen die auf kies- und grushaltigen Fließerden entwickelten Parabraunerde-Braunerden (**t26**), die südöstlich von Isny im Grenzbereich zum teilweise grobklastischen Adelegg-Schwemmfächer der Oberen Süßwassermolasse auftreten. An den meist mittel geneigten bis steilen Hängen tief eingeschnittener Täler sind die oberflächennahen Umlagerungssedimente deutlich durch eingearbeitete Grobkomponenten aus dem oberhalb ausstreichenden Deckenschotter und aus Gletscherablagerungen gekennzeichnet. Im Liegenden der Decklage treten typischerweise kieshaltige Fließerden auf, die teilweise schon unterhalb 8–10 dm u. Fl. kiesreicheren Fließerden und Hangschutt aufsitzen (**t27**, tief entwickelte Braunerde-Parabraunerde und Parabraunerde).

An überwiegend mittel geneigten Mittel- und Unterhängen sowie stellenweise in schwach gewölbten Scheitelbereichen schaltet sich zwischen Decklage und solifluidal umgelagertem Molasse- und Glazialmaterial im Liegenden eine weitere lösslehmhaltige Fließerde mit überwiegend geringem Kiesgehalt ein (Mittellage). Als Böden sind hier tief entwickelte, teilweise psedovergleyte Braunerde-Parabraunerden und Parabraunerde-Braunerden vorhanden (**t51**).



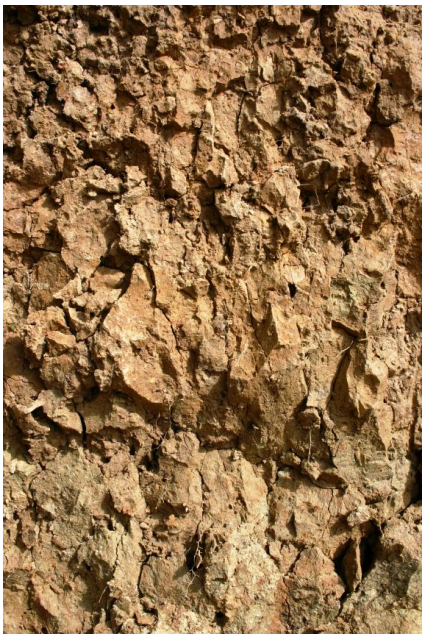
Tief entwickelte Pseudogley-Parabraunerde-Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde über Fließerde aus Molasse- und Gletschermaterial

Böden auf Molasseablagerungen und Gesteinen des Oberjuras im westlichen Rheingletschergebiet

Unter den Böden aus präquartären Ablagerungen stellen auf Karbonatgestein entwickelte Bodenbildungen die große Ausnahme dar. Es handelt sich zum einen um ein Einzelvorkommen von Rendzina bei Inzighofen-Engelswies (**t121**), mehrere Kilometer nördlich von Meßkirch, sowie um wenige, kleinflächige Vorkommen von Terra fusca (**t62**) unmittelbar westlich von Meßkirch. Während die Rendzina auf einer Kalksteinbank der Oberen Süßwassermolasse ausgebildet ist, entwickelten sich die Terrae fuscae auf Bankkalken des Oberjuras. Die hier vermutlich ursprünglich vorhandene Bedeckung mit geringmächtigen Moränenablagerungen dürfte während der Würmkaltzeit durch periglaziale Erosion abgetragen worden sein, sodass der in früherer Zeit während längerer Verwitterungsphasen akkumulierte Rückstandston als Solummaterial für den heutigen Oberflächenboden wieder freigelegt wurde.

Mäßig tief entwickelter brauner Pelosol aus geringmächtiger lösslehmhaltiger Fließerde über tonreicher Fließerde über Mergelstein der Unteren Süßwassermolasse

Auf den überwiegend schluffig-tonigen Ablagerungen der Brackwassermolasse und der Unteren Süßwassermolasse sind auf schwach gewölbten Scheitelbereichen sowie den anschließenden Flachhängen verbreitet gering staunasse, mäßig tief und tief entwickelte Pseudogley-Pelosol-Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden entwickelt (**t28**). Überwiegend an schwach bis stark geneigten Hängen, häufig im Bereich von Tälern, treten Pelosole und Braunerde-Pelosole auf (**t13**). Das Ausgangsmaterial stellen hier tonige Fließerden (Basislagen), welche die an den Hängen ausstreichenden feinkörnigen Molasseschichten aufgearbeitet haben. Die nur teilweise vorhandene Decklage mit Ausbildung einer flachen Braunerde zeigt, dass hier nutzungsbedingte Eingriffe des Menschen zu einer Umgestaltung der Böden geführt haben. Darauf weisen zudem einzelne Vorkommen von Pararendzinen und Regosolen auf gerundeten Scheitelbereichen hin (**t9**).



Bodengefüge eines Pelosols aus umgelagertem Verwitterungsmaterial der Unteren Süßwassermolasse

Typisch für schwere, tonreiche (> 45 % Ton) Böden ist die Ausbildung eines scharfkantigen, glattflächigen Bodengefüges mit prismen- oder polyederförmigen Bodenaggregaten. Sie entstehen durch den Wechsel von Quellung im feuchten Winter und Frühjahr und Schrumpfung im trockenen Sommer und Frühherbst.

Im Verbreitungsbereich von schluffig-feinsandigen Sedimenten der Unteren und der Oberen Süßwassermolasse sind auf Scheitelbereichen und an Flachhängen tief entwickelte Parabraunerden aus Fließerden entwickelt (**t15**), die im tieferen Unterboden eine Tonbänderung aufweisen können. Auf eine ehemals zumindest geringmächtige Überdeckung mit rißzeitlichen Moränensedimenten weist eine geringe Kiesführung mit alpinen Komponenten hin. Deutlich gröberes, überwiegend mittelsandiges Material stellen die Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse für die Bodenbildung zur Verfügung. Mäßig tief und tief entwickelte Parabraunerden (**t17**) zeichnen sich im tonangereicherten Unterboden (Bt-Horizont) durch Sand-/Ton-Gemenge aus, welche durch die Bodenarten mittel toniger Sand (St3) und stark sandiger Ton (Ts4) dominiert werden. Trotz einer Schluffkomponente im Oberboden, die diesen Profilabschnitt als eigenständige junge Fließerde ausweist, sind die Böden unter Wald weitverbreitet podsoliert. Eine podsolige Braunerde tritt im Bereich eines Einzelvorkommens von Sanden der Grimmelfinger Schichten, nur wenige Kilometer nordwestlich von Meßkirch auf (**t123**). Die überwiegend feinsandigen, schwach kiesigen Ablagerungen wurden zur Zeit der Brackwassermolasse als fluviatile bis ästuare Sedimente in einer Strömungsrinne am nördlichen Rand des Molassebeckens, an der Nahtlinie zur ansteigenden Albtafel, abgelagert.

Böden im Bereich von Quellen

An den Hängen in der Altmoränenlandschaft treten im Grenzbereich zwischen porenreichen Grundwasserleitern und dichten, undurchlässigen Schichten wiederholt Schichtquellen auf. Häufig sind solche hydrogeologisch relevanten Gesteinswechsel gegeben, wenn feinkörnige Molasseschichten durch gröbere glaziale Sedimente und insbesondere von Kiesen überlagert werden. Untergeordnet sind die Voraussetzungen für Quellaustritte jedoch auch innerhalb der Molassesedimente vorhanden, beispielsweise wenn mächtigere Sandsteine von tonigen Gesteinshorizonten unterlagert werden. Die Böden in den Hangbereichen unterhalb der Quellaustritte sind je nach Intensität der Wasserschüttung unterschiedlich stark durch Reduktions- und Oxidationsvorgänge geprägt. Bei einer konstant sehr hohen Quellschüttung kann sogar der Abbau anfallender organischer Substanz stark eingeschränkt sein und es zur Bildung von Anmoor- und Moorhorizonten kommen. Das mineralische Solummaterial der Quellwasserböden besteht nur selten aus dem ausstreichenden, anstehenden Gestein. Meist wurde dieses verschwemmt oder in wasserübersättigtem Zustand gravitativ verlagert und bildet als Umlagerungsmaterial mit z. T. enthaltenen glazigenen Komponenten den oberflächennahen Untergrund.

Folgende Kartiereinheiten wurden unterschieden: Quellengley (**t99**), Quellengley aus geringmächtigen holozänen Abschwemmmassen über Fließerden und Schwemmsedimenten (**t100**), Kolluvium-Quellengley und Quellengley-Kolluvium (**t319**) sowie Quellenanmoorgley, Quellenmoorgley und Niedermoor (**t109**). An Quellaustritte mit stark hydrogencarbonat-übersättigten Wässern gebunden sind die Kartiereinheiten **t137** (Kalkquellengley) und **t335** (Kalkquellengley und Quellenanmoorgley), welche auf jungen, lockeren Kalkausfällungen („Kalktuff“) ausgebildet sind.

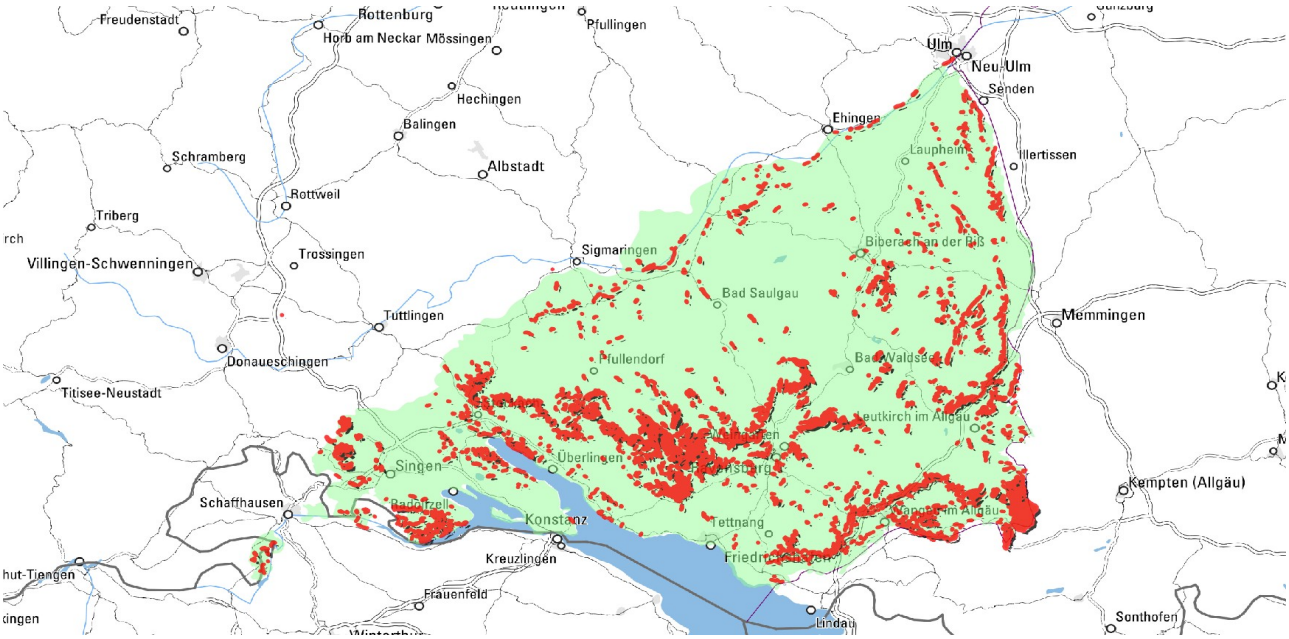
Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 15.12.23 - 13:36):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/altmoraenen-huegelland/bodenlandschaften/boeden-im-verbreitungsgebiet-molassesedimenten

Hangrutschungen in den tertiären Gesteinen des Molassebeckens



Im gesamten Alpenvorland sind Rutschungen in den tertiären Gesteinen der Molasse weit verbreitet.

Flachgründige Rutschung an der Kreisstraße K 7769 Lippertsreute–Großschönach

Charakteristische Rutschhorizonte befinden sich dabei in aller Regel in den Tonmergelsteinen der Unteren und Oberen Süßwassermolasse. Sofern auf den Tonmergelsteinen wasserführende, gut durchlässige Gesteine aufliegen, wird das Auflager aus rutschempfindlichen, veränderlich festen Gesteinen durchfeuchtet und entfestigt. Als Folge dessen kommt es zu einem Abgleiten der aufliegenden Gesteinspakete. Als überlagernde Gesteine kommen sowohl Sandsteine der Unteren und Oberen Süßwassermolasse, als auch andere poröse Gesteine (z. B. Obere Brackwassermolasse, Quartäre Deckenschotter) in Frage (Wagenplast, 2005).

Große, sehr tiefgründig ausgebildete Rutschungen sind häufig an den weiträumigen und steilen Hängen zu finden, die im Zuge der letzten Eiszeit entstanden sind. Die Gleitflächen sind in Tiefen bis im Zehnermeter-Bereich ausgebildet. Diese tiefgreifenden Rutschungen sind unmittelbar nach Ende der letzten Eiszeit entstanden (Erb, 1934).

Innerhalb der Molassegesteine treten aber auch flachgründige Rutschungen auf, die häufig nur eine Mächtigkeit von ca. einem Meter erreichen. Bei entsprechender Durchfeuchtung ruscht hierbei zumeist die Verwitterungsdecke der Sand-/Mergelsteine auf den unverwitterten Gesteinpaketen ab.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die tiefgründigen Rutschungen treten sowohl an natürlich gebildeten steilen Hangmorphologien, als auch an künstlichen Hanganschnitten (Böschungen) auf. Bei den tiefgründigen Rutschungen an künstlichen Anschnitten handelt es sich in der Regel um reaktivierte ältere Rutschkörper. Flachgründige Rutschungen treten häufig an Böschungen im Bereich von Molassegesteinen auf.

Rutschung (Entstehung 2006) im Bereich der Oberen Meeresmolasse, Sipplingen

Im Bereich der Steiluferlandschaft des Bodensees sind zahlreiche sowohl flach- als auch tiefgründige Rutschungen vorhanden. Insbesondere die Umgebung im Bereich der Ortschaft Sipplingen ist als „Sipplinger Dreieck“, als Gebiet mit zahlreichen Rutschungen bekannt.

Außerdem sind die zahlreichen großflächigen Rutschgebiete im Übergang des Bodenseebeckens zum Oberschwäbischen Hügelland besonders hervorzuheben. Ein prominentes Beispiel für eine solche Großrutschung liegt südwestlich der Ortschaft Heiligenberg.

Literatur

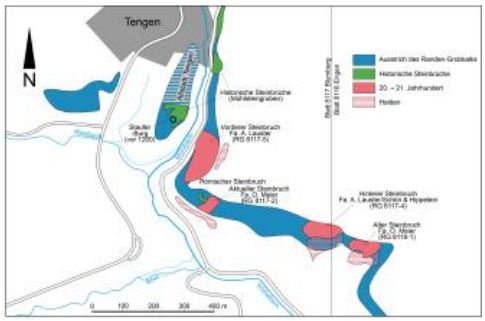
- Erb, L. (1934). *Erläuterungen zu den Blättern Überlingen (Nr. 148) und Reichenau (Nr. 161).* – Erl. Geol. Spezialkt. Baden, 120 S., 4 Taf., 2 Beil., Freiburg i. Br. (Badische Geologische Landesanstalt). [Nachdruck 1989: Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., Bl. 8220 Überlingen-West und 8320 Konstanz-West; Stuttgart]
- Wagenplast, P. (2005). *Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 16, S. 1–79.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 21.07.20 - 17:30):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/ingenieurgeologie/massenbewegungen/hangrutschungen-rutschen/hangrutschungen-den-tertiaeren-gesteinen-des-molassebeckens

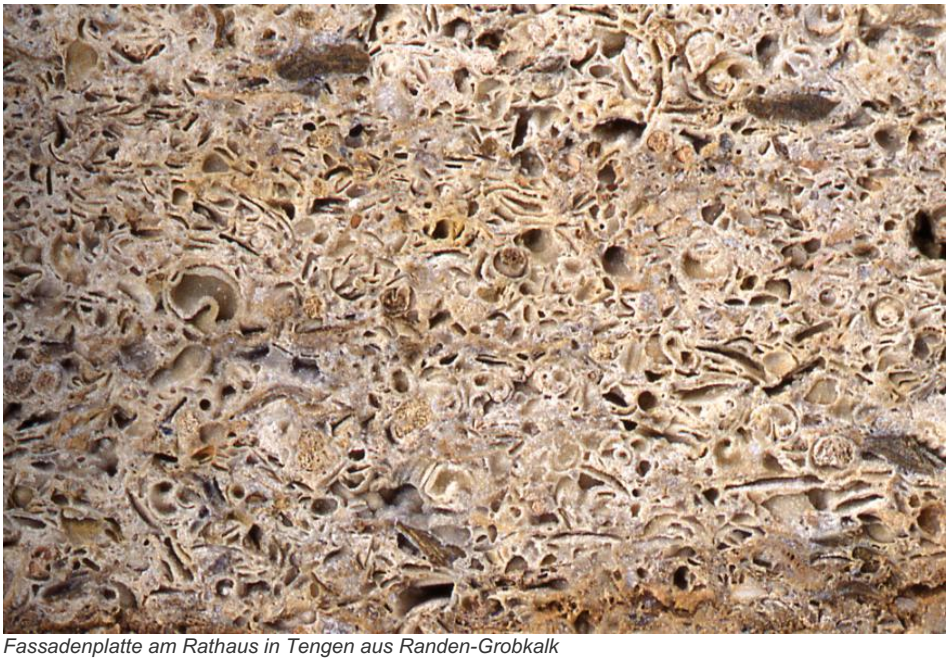
Randen-Grobkalk, Muschelsandstein, Molassesandstein

Übersicht, Bezeichnungen und Verbreitung



Oberflächennahe Verbreitung des Randen-Grobkalks entlang der Talhänge bei Tengen.

Im Hegau bei Tengen und Wiechs am Randen sowie im oberschwäbischen Molassegebiet zwischen dem Bodensee und Biberach a. d. Riß treten vor allem in den Schichten der Oberen Meeresmolasse Schillkalksteine (Schalentrümmerkalke), schillreiche Sandsteine und karbonatische Sandsteine an die Oberfläche. Sie werden bzw. wurden über viele Jahrhunderte hinweg, z. T. schon zu römischer Zeit, genutzt. Derzeit (Stand 2021) wird in Baden-Württemberg nur noch der Randen-Grobkalk bei Tengen abgebaut. Der Abbau findet im Bruch der Fa. Otto Meier (RG 8117-2) am südlichen Ortsrand von Tengen statt (s. Karte). Der Hintere Steinbruch (RG 8117-4) wurde bis 1978 von der Fa. Lauster Steinbau und im Zeitraum 1998–2000 von der Fa. Schön & Hippelein betrieben. Der Vordere Steinbruch (RG 8117-300), einst ebenfalls von der Fa. Lauster angelegt, wird seit 1978 als städtischer Bauhof genutzt. Ein weiteres wichtiges Abbaugebiet von Randen-Grobkalk war lange auch dasjenige bei Wiechs am Randen.



Fassadenplatte am Rathaus in Tengen aus Randen-Grobkalk

Am südlichen Bodenseegebiet werden sowohl auf Schweizer Seite, im Kanton St. Gallen, als auch in Vorarlberg bei Bregenz Feinsandsteine der Oberen Meeresmolasse in großem Umfang genutzt; sie werden nach ihren Abbaugebieten als Rorschacher Sandstein oder Schwarzachtobler Quarzsandstein bezeichnet. Wegen ihrer guten Bearbeitbarkeit und der großen gewinnbaren Blockformate hatten und haben sie besondere Bedeutung für die Baudenkmale des Bodenseegebiets; berühmte Beispiele sind das im 8. Jahrhundert gegründete Kloster auf der Insel Reichenau und das im Wesentlichen zwischen dem 11. und 15. Jh. errichtete Münster von Konstanz (s. u.). Schöne und leicht zugängliche Sandsteinaufschlüsse findet man auf deutscher Seite im Stadtgarten von Überlingen und an der Uferstraße bei Überlingen-Goldbach. Die Altstadt von Überlingen liefert zahlreiche schöne Verwendungsbeispiele von Molassesandstein.

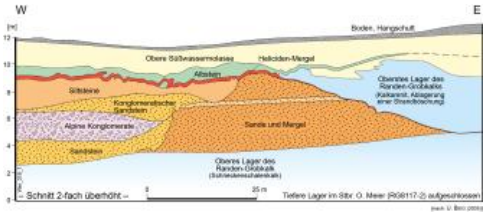
© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Geologisches Alter, Entstehung

Das dem Alpenbogen im Norden vorgelagerte und von Frankreich bis in das Wiener Becken reichende Molassebecken entstand während des Tertiärs in einem rasch einsinkenden Vorlandbecken (weitere Informationen in: Walter, 1995; Villinger, 2011; Geyer et al., 2011). Flüsse lieferten aus den sich heraushebenden Alpen große Mengen an Erosionsmaterial in diese Senke, wobei nahe am Alpenrand grobe Gesteinskomponenten (Konglomerate, Grobsande), in größerer Entfernung vom Liefergebiet aber feine Sande und Mergel abgelagert wurden. In einem Zeitraum von rund 30 Mio. Jahren entstand so ein über 4000 m mächtiges Sedimentpaket. Zweimal konnte Meereswasser in diese Senke vordringen, was eine Gliederung dieser Folge erlaubt:

- Untere Meeresmolasse (Rupelium), abgelagert vor etwa 34 bis 28 Mio. Jahren
- Untere Süßwassermolasse (Chattium und Aquitanium), abgelagert vor etwa 28 bis 22 Mio. Jahren
- Obere Meeresmolasse (Burdigalium und Langhium), vor etwa 22 bis 16 Mio. Jahren
- Obere Süßwassermolasse (Serravallium, Tortonium und Pontium), abgelagert vor etwa 16 bis ca. 5 Mio. Jahren

Der Randen-Grobkalk ist eine charakteristische Bildung der nordwestlichen Randfazies der miozänzeitlichen Oberen Meeresmolasse im Hegau. Die Gesteine, die als ehemalige Strandablagerungen zu interpretieren sind (Hofmann et al., 2000; Bieg, 2005), liegen dem Oberjura, z. T. auch Rinnenschüttungen der Älteren Juranagelfluh auf. Aufgrund des Bildungsmilieus an einem Meeresstrand ist die Geometrie der Sand- und Schillkalkkörper durch rasche Wechsel gekennzeichnet. Der geologische Schnitt (rechts) zeigt einen Ausschnitt aus den Verhältnissen oberhalb des Oberen Lagers von Randen-Grobkalk.



Geologischer West–Ost-Schnitt im Bereich der Steinbrüche südöstlich von Tengen

Randen-Grobkalk

Übersicht, Bezeichnung, Verbreitung:

Im Hegau zwischen Tengen, Tengen-Wiechs am Randen und Engen (Lkr. Konstanz) wurde an vielen Stellen Muschelsandstein der Oberen Meeresmolasse abgebaut; bei Tengen und Wiechs am Randen ist er besonders reich an Schalentrümmern (Schill), weshalb er hier auch als Randen-Grobkalk oder Muschelkalkstein bezeichnet wird. Nach den Aufschlüssen bei Tengen handelt es sich um isolierte Körper von mehreren Hundert Metern Länge und Breite, die sich mit schräg geschichteten, glimmerreichen, gelblichen und rötlichen Sanden der Oberen Meeresmolasse verzahnen, bzw. von Sanden diskordant (Erosionsdiskordanzen) überlagert werden. Meist liegen mehrere Schillkalkbänke, getrennt durch Sande, übereinander.

Oberes Lager und Top des Mittleren Lagers im Steinbruch O. Meier bei Tengen

Die Mächtigkeit der Werksteinfazies im Randen-Grobkalk weist Schwankungen zwischen unter 1 m bis max. 18 m auf. Besonders hohe Mächtigkeiten erreichen die Schillkalke im Vorderen Bruch unmittelbar südöstlich von Tengen, wo in den 1930/40er Jahren eine Schicht von 13–18 m Mächtigkeit abgebaut wurde. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen ca. 0,3 und 3 m. Im aktuellen Steinbruch (Stand 2021) der Fa. Otto Meier (RG 8117-2) werden drei, jeweils 1,5 bis 3 m mächtige Lager von Schillkalksteinen genutzt, die mit Glimmersanden und plattigen Feinsandsteinen wechsellagern. Die Vorkommen des Randen-Grobkalks in der Umgebung von Wiechs am Randen weisen nutzbare Mächtigkeiten zwischen ca. 2,5 und 7 m auf.

Die Bezeichnung „Randengrobkalk“, von Rollier (1903) in die Literatur eingeführt, leitet sich einerseits vom Randengebiet nordwestlich von Schaffhausen und andererseits von seinem ungewöhnlich grobkörnigen und großporigen Erscheinungsbild ab. Er wird auch als Tengener Muschelkalk, Tengener Kalkstein oder Randenkalk bezeichnet.

Gesteinsbeschreibung, technische Eigenschaften und Verwendung:

Oberes Lager von Randen-Grobkalk im Steinbruch Meier bei Mengen

Der Randen-Grobkalk ist ein poröser, grober, komponentengestützter Schalentrümmerkalkstein mit hellgelblicher, graugelber bis hellrötlichbrauner Färbung. Er enthält neben den dominierenden Fossilbruchstücken grobe Quarzkörner und Millimeter große Gerölle kieseliger Gesteine, vor allem rötlicher, brauner und schwarzer Radiolarite. Der Quarzgehalt schwankt lagenweise zwischen 10 und 40 %. Das Gestein kann daher auch als grobsandiger Schillkalkstein bezeichnet werden. Die Komponenten (Volumenanteil ca. 55 %) sind durch einen grobkristallinen Zement (ca. 10–20 %) verkittet, der sichtbare Porenraum in den sehr fossilreichen Abschnitten beträgt 35–40 %. Mit der Zunahme des Quarzsandgehaltes geht die Porosität bis auf 10 % zurück (Lukas, 1990b; Bieg, 2005). An karbonatischen Komponenten sind Bruchstücke von Schalentieren, besonders von Pecten, Austern und Schnecken häufig. Daneben sind Reste von Bryozoen und Foraminiferen zu finden. Der Fossilschutt ist dabei nur grob zerbrochen und zeigt eckige, selten leicht kantengerundete Bruchstücke. Der für die Werksteinindustrie wichtige Randen-Grobkalk im engeren Sinne kann aus sedimentologischer Sicht als Schnecken-Bryozoen-Muschel-Kornstein (Gastropod-Bryozoan-Mollusc-grainstone, Bieg, 2005) oder allgemeiner als Biosparit bzw. Grainstone bis Rudstone bezeichnet werden. Der Randen-Grobkalk als geologische Einheit enthält auch siliziklastisch-karbonatische Wechselfolgen, stark quarzsandige und sogar kiesführende Abschnitte.

	Gesteinstechnische Daten aus dem Vorderen Bruch (Lukas, 1990b) [1)]
Rohdichte	2,2 g/cm^3
Reindichte	2,71 g/cm^3
Porosität	18,7 Vol.-%
Wasseraufnahme unter Atmosphärendruck	2,9 M.-%
Wasseraufnahme unter Vakuum	8,5 M.-%
Sättigungsgrad/s-Wert	0,35
Witterungsbeständigkeit	überwiegend gut

[1)] Die zuvor beschriebene Variabilität der Schalentrümmerkalksteine lässt eine große Schwankung in den gesteinsphysikalischen Eigenschaften erwarten.

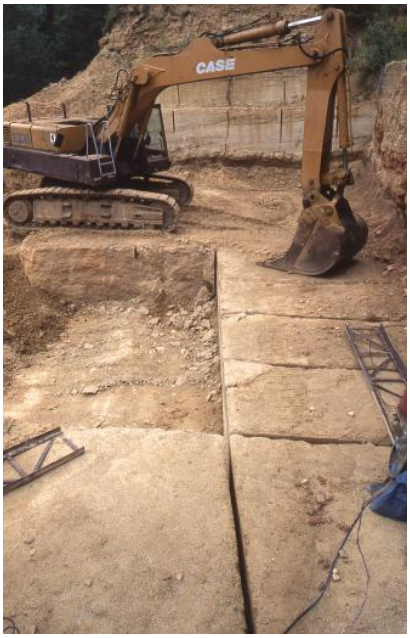
Verwendung: Der Randen-Grobkalk wurde schon von den Römern als Baustein (z. B. Rheinbrücke Konstanz) und als Mühlstein genutzt. Die Römer nutzten ihn auch für den Bau von Hypokaustenheizungen (Villa Rustica in Büßlingen) oder zur Gewinnung von Säulentrommeln (Blödt, 1991). Aufgrund der sehr rauen Oberflächenbeschaffenheit des Schalentrümmerkalksteins ist er vor allem als Läuferstein geeignet. Die historischen Bauten der Stadt Tengen inkl. des staufischen Bergfrieds mit seinen charakteristischen Buckelquadern sind aus Randen-Grobkalk erbaut worden.

Der Randen-Grobkalk eignet sich für Massivbauten, Mauern, Boden- und Fassadenplatten, Treppen, Fensterbänke, Grabdenkmale, Brunnen und Bildhauerarbeiten; in Tengen diente er sogar als Pflasterstein. Besonders in den Jahren 1939–1941 wurden große Mengen an Fassadenplatten für das Reichsluftfahrtministerium und den Flughafen Berlin-Tempelhof benötigt. Die bis 30 m^3 großen Blöcke wurden per SKW (mit Raupenketten) abtransportiert und für diese Großprojekte verarbeitet. Auch nach dem Zweiten Weltkrieg wurden Mauersteine und Verblendplatten erzeugt. Letztere finden sich z. B. an der Autobahnbrücke bei Rheinweiler, an der Handelsschule in Singen (Schreiner, 1997) und der Eisenbahnbrücke über den Rheinfall bei Schaffhausen (Lukas, 1990b). Das frühere Stadtmessungsamt in der Stuttgarter Lautenschlagerstraße ist ebenfalls aus Randen-Grobkalk erbaut.

Dieser ungewöhnliche Werkstein fand ferner beim Bau der Kirchen von Tengen, Wiechs a. R., Riedöschingen und Singen, aber auch deutschlandweit als Verkleidung von repräsentativen Gebäuden Verwendung. Herausragendes Beispiel ist das Detlev-Rohwedder-Haus in Berlin, ehemaliges Reichsluftfahrtministerium, seit 1999 Bundesfinanzministerium. Es handelt sich heute um das markanteste Relikt des einstigen Regierungsviertels an der Wilhelmstraße und mit über 2 000 Räumen um Europas größtes Bürohaus. Im Jahr 1999 hat die Fa. Schön & Hippelein neben 2 500 m^3 Massivteilen und 25 000 m^2 Fensterumrahmungen aus Fränkischem Muschelkalk aus Bölgental auch 4 500 m^2 Tengener Muschelkalk bzw. Randen-Grobkalk für das Renovierungsprojekt nach Berlin geliefert. 1985/86 wurden aus dem Bruch der Fa. Meier Blöcke für Renovierungsarbeiten am Flughafen Tempelhof gewonnen.

Wichtige Abbaugebiete, Gewinnung, Bezugsmöglichkeit:

Gebiet Tengen: Die Karte (s. o.) zeigt die oberflächennahe Verbreitung dieses Schalentrümmerkalksteins im Gebiet bei Tengen. Hier befindet sich das bekannte, wahrscheinlich schon in römischer Zeit, sicher aber seit dem Hochmittelalter genutzte Vorkommen im Randen-Grobkalk. Neben vier historischen, vor allem für die Gewinnung von Mühl- und Mauersteinen genutzten Gruben existieren vier weitere, südöstlich von Tengen gelegene Brüche. Ihre heutige Ausdehnung haben sie alle im 20. Jahrhundert erreicht. In der ersten urkundlichen Erwähnung der Burg von 1249 wird auch der nahe gelegene Steinbruch im Grobkalk genannt (Blödt, 1991). Um 1150 waren Tengener Steinbrüche im Besitz des Klosters Allerheiligen, d. h. dass der Grobkalk sicher schon seit dem 12. Jh. regelmäßig gewonnen wurde. Der unter Denkmalschutz stehende kleine Mühlsteinbruch neben dem noch in Betrieb befindlichen Meier-Bruch im Gewann Büchelhalde wird nach der Allgemeinen Denkmal-Datenbank des Landesamts für Denkmalpflege aufgrund von Funden in den Zeitraum 14.–17. Jh. eingestuft; ein Abbau zu römischer Zeit ist nicht belegt, aber wahrscheinlich. Mehrere historische Mühlsteinbrüche sind noch in Tengen erhalten; die schönsten sind der an der Stauferburg in der Tengener Altstadt und der kleine Mühlsteinbruch direkt beim Steinbruch Meier.



Abbau im Mittleren Lager mittels Schwertsäge und Bagger, Steinbruch O. Meier bei Tengen

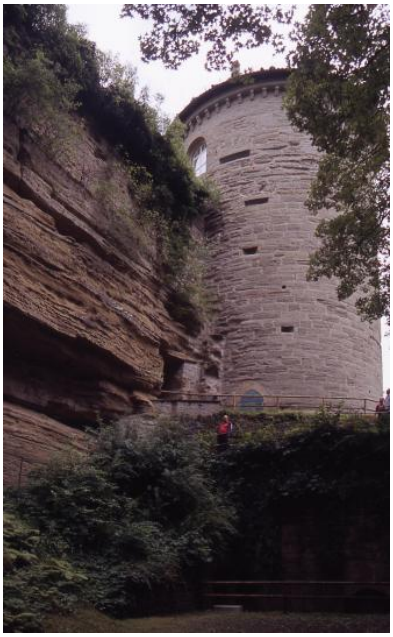
Die Fa. Lauster begann um 1936 mit dem Aufschluss des sog. Vorderen Bruchs bei Tengen, wenig später eröffnete sie ihren Hinteren Bruch (s. Karte). Besonders in den Jahren 1939–1941 gingen umfangreiche Abbauarbeiten in diesem Vorderen Steinbruch um, da Material für die monumentalen Bauten in Berlin und Nürnberg gebraucht wurde. Der Vordere Bruch wurde 1972 aufgelassen. In Betrieb (Stand 2021) ist der im Jahr 1985 begonnene Steinbruch der Fa. Otto Meier, südsüdöstlich von Tengen (RG 8117-2), aus dem – je nach Nachfrage – 50–100 t Sägeware pro Jahr verkauft wird. Nördlich davon liegt der Vordere Bruch, östlich davon der Hintere Bruch der Fa. A. Lauster (RG 8117-4), der 1997 von der Fa. Schön & Hippelein übernommen und schon im Jahr 2000 wieder stillgelegt wurde, nachdem das große Bauprojekt am Berliner Bundesfinanzministerium abgeschlossen war. Noch weiter östlich befindet sich, schon auf Blatt 8118 Tengen gelegen, der alte, heute als privater Garten genutzte frühere Steinbruch der Fa. Otto Meier (RG 8118-1). Dieser stand im Wesentlichen in den Jahren 1920–1960 in Abbau; genutzt wurde hier eine 5,5–7 m mächtige Werksteinschicht, die von 4–6 m dünnbankigen Schillkalken überlagert wird.

Die o. g. Brüche der Fa. Adolf Lauster aus Stuttgart-Bad Cannstatt, heutige Fa. Lauster Steinbau, liegen etwas oberhalb des Abbauniveaus (Stand 2013) der Fa. Otto Meier. Im Steinbruch der Fa. Otto Meier waren im Jahr 2013 vier Lager aus Schillkalksteinen aufgeschlossen. Die unteren drei werden genutzt und liefern mehrere Kubikmeter große Blöcke in guter Qualität (s. a. Profil Stbr. O. Meier bei Tengen). Die schonende Gewinnung erfolgt, wie schon in den 1940er Jahren, mit einer Schrämsäge. Das Oberste Lager und das Obere Lager stellten in den Steinbrüchen der Fa. Lauster (Vorderer und Hinterer Bruch) die Hauptwerksteinlager dar. Im alten Steinbruch Meier (RG 8118-1) wurde wahrscheinlich hauptsächlich das Mittlere Lager genutzt. Unmittelbar westlich des Steinbruchs Tengen (RG 8117-2) der Fa. Meier befindet sich der historische Mühlsteinbruch, der unter strengem Denkmalschutz steht; darunter liegende Randen-Grobkalklager sind somit der Nutzung entzogen.

Gebiet Wiechs am Randen: Vier Vorkommen des Randen-Grobkalks, deren nutzbare Mächtigkeiten voraussichtlich von ca. 2,5 bis 7 m reichen, befinden sich in der Umgebung von Wiechs am Randen. Beschreibungen dieser Vorkommen sind in der KMR 50 Blatt Stühlingen/Hohentengen am Hochrhein zu finden (LGRB, 2002b). Der stillgelegte Steinbruch nördlich von Wiechs a. R. (RG 8217-2), direkt an der Schweizer Grenze gelegen, war sicher schon vor Jahrhunderten in Betrieb. Er wurde Ende des 19. Jh. aufgelassen. 1931 nahm die Fa. Dittus (Konstanz) den Betrieb für den Bau der Kirche in Wiechs wieder kurzzeitig auf, 1932 bis ca. 1964 betrieb die Fa. Karl Schilling aus Kirchheim/Teck die Brüche. Ende der 1930er Jahre wurden hier Blöcke für die Reichstagsgebäude in Berlin gewonnen (Blödt, 1991). Die Fa. A. Lauster erwarb die Brüche 1966, verkaufte sie aber 1972 schon wieder. Das Gelände ging über in das Eigentum der Familie H. Scheu aus Wiechs, die es seither privat nutzt. In den drei alten Brüchen sind noch 6–7 m mächtige Werksteinbänke von Randen-Grobkalk aufgeschlossen. Darüber befinden sich 1–10 m mächtige plattige und weniger gut verfestigte, sandigere Schillkalke, die nicht für die Werksteingewinnung geeignet sind.

Gebiet Engen: Der Randen-Grobkalk wurde früher in mehreren, z. T. großen Steinbrüchen in der Umgebung der Ortschaften Blumenfeld, Zimmerholz und nordöstlich vom Schopflocherhof (Blatt 8118 Engen) abgebaut. Er wurde zu Bausteinen, Grenzsteinen und Mühlsteinen verschiedener Größe verarbeitet. Schreiner (1997) erwähnt, dass für die Eisenbahnbrücken im Talmühle-Tal Blöcke von 2 m Länge aus Grobkalk geliefert wurden.

Muschelsandstein, Molassesandstein



Molassesandsteinwand, Gallerturm im Stadtgarten Überlingen

Beim Muschelsandstein, der aus den Brüchen in der Oberen Meeresmolasse bei Engen und Saulgau gewonnen wurde, handelt es sich um einen grauen, fein- bis grobkörnigen, z. T. auch feinkiesigen, kalkig gebundenen Sandstein (Kalksandstein) mit wechselnden Anteilen von Muschelschill. Dezimeter bis wenige Meter dicke Bänke von Molassesandsteinen sind wiederholt in die über 200 m mächtige tonig-mergelige und sandige Abfolge von Unterer Süßwassermolasse, Oberer Meeresmolasse und Oberer Süßwassermolasse eingeschaltet (vgl. Geyer & Gwinner, 1986, Abb. 246). Im bausteinarmen Molassebecken wurden sie überall dort genutzt, wo sie zu Tage traten. In Überlingen können alte Sandsteinbrüche unmittelbar neben den historischen Befestigungsanlagen besichtigt werden. Dort wurden im Mittelalter die Steine für die Stadt, die Türme und die Festungsmauern gebrochen und vermutlich auch Bausande gewonnen. In den rund 25–30 m tiefen, grabenartigen Einschnitten stehen bräunlich graue bis hellockergraue Feinsandsteine im Wechsel mit tonigen Sanden und Schluffen in Bankmächtigkeiten von 0,3–1 m an. Reparaturen an den historischen Mauern erfolgen heute meist mit dem grünlich grauen Rorschacher Sandstein.

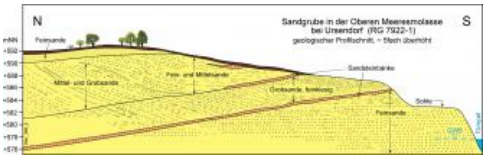
Viele berühmte Kirchen und Klöster im Bodenseegebiet sind aus Molassesandstein errichtet worden, wobei sicherlich ein beachtlicher Teil über den See aus den großen Brüchen bei Rorschach und Umgebung angeliefert wurde. Heute spielen die Molassesandsteine aus den nachfolgend genannten Gebieten keine Rolle mehr als Werksteinmaterial, obwohl der Bedarf für Renovierungen alter Sandsteingebäude groß ist. Einerseits sind die früher genutzten Vorkommen meist wenig ergiebig, andererseits bieten die Brüche in der angrenzenden Schweiz und im Bregenzerwald reichlich hochwertiges Material.

Das Konstanzer Münster aus Molassesandstein

Gebiet Stockach–Steißlingen: Östlich von Tengen und nördlich bis nordwestlich des Bodensees fand in zahlreichen Brüchen im Umfeld von Stockach und Steißlingen Abbau von Sandsteinen und Muschelsandsteinen im Grobsandzug der Oberen Meeresmolasse statt. Die meisten Brüche lagen nördlich von Bodman-Ludwigshafen am Bodensee, östlich von Zizenhausen und westlich von Mindersdorf. Zwei Brüche mit 6 bis 16 m hohen Abbauwänden westlich von Mindersdorf konnte A. Schreiner 1951 noch aufnehmen (LGRB-Archiv). Fast alle Brüche sind verfüllt oder verbrochen. Es handelt sich um einen massigen, hellgraugelben, inhomogenen Mittel- bis Grobsandstein mit vielen Fossilresten. Er ist kalkig gebunden und sandet lagenweise stark ab. Die nutzbaren Bänke sind Dezimeter bis mehrere Meter mächtig. Erzeugt wurden vor allem Mauersteine für Häuser und Kirchen. Möglicherweise stammen die Quader für den Bergfried der Burg Krumbach aus den Brüchen bei Mindersdorf (Werner, 1994). Im Grobsandstein der Oberen Meeresmolasse nördlich von Nenzingen und am Kirnberg nördlich von Steißlingen (Blatt 8119 Eigeltingen) wurden ebenfalls einige Steinbrüche angelegt, deren Material neben Haus- und Mauerbau auch für die Eisenbahnbrücken der Umgebung Verwendung fand (Schreiner, 1993).

Alter Sandsteinbruch in der Oberen Meeresmolasse bei Pfullendorf. Weitaufnahme

Gebiet Pfullendorf: Nordwestlich und nordöstlich von Pfullendorf wurde bis Ende des 19. Jh. Muschelsandstein der Oberen Meeresmolasse abgebaut. Erhalten sind noch die Steinbrüche östlich von Rengetsweiler (RG 8021-104) und nordöstlich von Magenbuch am Junghof (RG 8021-106). Beim Muschelsandstein dieser Brüche handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen, grauen bis gelblichen, glaukonitführenden, kalkigen Sandstein mit Schrägschichtungskörpern und zahlreichen Muschel- und Schneckenschalen. Die aufgeschlossene Sandsteinschicht ist insgesamt rund 10 m, die Nutzschicht 5–6 m mächtig. Die länger der Witterung ausgesetzten Wände zeigen, dass nur einige Bänke fest gebunden sind. Der Sandstein wird aus eckigen Quarzkörnern aufgebaut und enthält bis 0,5 mm große Gerölle aus Lydit. Aus dem Steinbruch bei Rengetsweiler stammen z. B. die Steine für die Kirche von Walberstweiler (Werner, 1994) und für die Kirche in Zell am Andelsbach. Aus dem Steinbruch beim Junghof kamen, nach Auskunft der Anwohner, Mauersteine für das 1317 errichtete Alte Haus in Pfullendorf. Die Ablagerungen des Grobsandzugs der Oberen Süßwassermolasse westlich von Rengetsweiler im Gebiet Meßkirch sind zu wenig verfestigt, um Werksteine liefern zu können.



Schnitt durch die Sandgrube Ursendorf

Gebiet Saulgau: Große Bedeutung für die Werksteinproduktion hatten die durch karbonatische Zementation gut verfestigten, schillreichen Sande der Oberen Meeresmolasse bei Ursendorf. Dieser Muschelsandstein, der auch Schneckenreste, Haifischzähne und andere marine Fossilien enthält, wurde vor allem bei Sießen (RG 8022-325) und in den Sandgruben und Steinbrüchen bei Ursendorf (RG 7922-117) abgebaut. In letztgenannten wurde ein grauer, fein- bis grobkörniger, z. T. feinkiesiger Sandstein gebrochen. Heute ist noch eine 50–60 cm mächtige, harte Bank eines fein- bis mittelkörnigen Sandsteins aufgeschlossen (weitere Erläuterungen s. LGRB, 2004b). In der östlich benachbarten Quarzsandgrube Ursendorf sind vier solcher Härtlingsbänke mit Mächtigkeiten von 15–20 cm in die Sandablagerungen eingeschaltet. Der Aufschluss verdeutlicht, dass karbonatreiche Schichtwässer in gut durchlässigen Grobsandabschnitten zur Verfestigung der Sande der Meeresmolasse führten, während feinere und glimmerreiche Sande nur schwach verfestigt sind oder gar unverfestigt blieben. Die Sandsteinbänke konnten durch Abgraben der liegenden und hangenden lockeren Sande gewonnen werden.

Welche Bedeutung die heute weitgehend verfüllten Werksteingruben in der Oberen Meeresmolasse einst hatten, lässt der Bericht von Klaus (1996) über den Muschelsandsteinbruch bei Sießen, östlich der Straße Sießen–Bolstern gelegen, erahnen. Dieser Bruch wurde schon im 13. Jahrhundert zur Gewinnung von Bausteinen für den romanischen Kirchturm der Saulgauer Stadtkirche St. Johannes Baptist am Marktplatz und später auch für den Chor dieser im Jahr 1402 geweihten Kirche betrieben. Der Sandstein aus diesem Bruch wurde ferner verwendet für die Kirchenbauten von Sießen und Steinhausen, die Befestigung des Saulgauer Stadtbaches, mehrere Brücken, Schul- und Verwaltungsgebäude sowie für zahlreiche Marksteine, Feldkreuze und Denkmale.

Gebiet Biberach a. d. Riß: Der Muschelsandstein der Oberen Meeresmolasse im Gebiet nordöstlich von Biberach a. d. Riß stellte besonders im 19. Jh. und zu Beginn des 20. Jh. einen lokal gerne genutzten Baustein dar, zumal bearbeitungsfähige Bausteine sonst im weiteren Umfeld nicht auftreten. Es handelt sich um einen stark porösen, kalkig gebundenen, gelblich grauen bis hellgrauen Mittel- bis Grobsandstein mit Schrägschichtung und zahlreichen, z. T. 2–5 cm großen Muschelschalen, oft auch mit Kristallingeröllen (Gneise, Granite, Quarzite). Die nutzbaren Mächtigkeiten liegen bei 0,5–2 m. Die überlagernden Sande mit Mächtigkeiten von ca. 8–10 m sind als Bausande nutzbar. Zwei Steinbrüche wurden am Kodlesberg bei Baltringen bis in die 1920er Jahre betrieben, einer südwestlich von Mietingen. Im Umfeld dieser alten Brüche bestehen begrenzte Erweiterungsmöglichkeiten (LGRB, 2000b).

Die aus Muschelsandstein errichteten Bauwerke, wie z. B. die Kirche in Mietingen oder Friedhofsmauern, Kriegerdenkmale und die Kronenbrücke in Sulmingen, sind auch in den Bereichen gut erhalten, die dem Wetter ausgesetzt sind. Gut sichtbar ist das grobe und poröse Gestein am Sockel der um 1862 fertig gestellten Kirche in Baltringen. Für Renovierungsarbeiten halten die Steinmetz- und Gartenbaubetriebe der Gegend Blöcke und Quader vor, die bei Abrissarbeiten anfallen.

Potenzial

Das nach jahrhundertelangem Abbau verbliebene Potenzial an werksteintauglichem Randen-Grobkalk lässt sich für den oberflächennahen Bereich in den Gebieten Tengen und Wiechs am Randen relativ gut einengen. Die Karte (s. u. Galerie) zeigt, welche Bereiche noch nicht genutzt wurden. Günstig scheint vor allem der Ausstrich des Randen-Grobkalks zwischen dem jetzigen Meier-Bruch und dem Hinteren Bruch zu sein. Aufgrund der raschen lateralen Wechsel müssten aber vor der Planung einer Gewinnung mehrere 15–20 m tiefe Kernbohrungen abgeteuft werden, um Schichtaufbau, nutzbare Mächtigkeiten und Werksteinfestigkeit zu prüfen.

Unmittelbar nördlich von Wiechs am Randen konnte durch die amtliche Rohstoffkartierung ein etwa 5 ha großer Bereich eingegrenzt werden, in dem der Randen-Grobkalk zwischen 5 und 7 m mächtig anstehen dürfte (LGRB, 2002b). Auch dort ist mit raschen Mächtigkeitsvariationen der Werksteinbänke und der eingeschalteten und überlagernden sandigen Schichten zu rechnen.

Eine Aussage zum Potenzial an werksteinfähigen Sandsteinbänken innerhalb der sandigen Schichten der Oberen Meeresmolasse ist hingegen kaum möglich. Wegen der starken Wechselhaftigkeit bei der karbonatischen Verfestigung, den meist geringen Bankstärken und vor allem wegen der sehr schlechten Aufschlussverhältnisse lassen sich über die Molassesandsteine und ihre fossilschuttreichen Abschnitte, die Muschelsandsteine, praktisch keine Aussagen treffen. Bei Baumaßnahmen in ihrem weiten Verbreitungsgebiet zwischen dem Bodensee und Biberach a. d. Riß dürften aber immer wieder entsprechende Abschnitte angetroffen werden. Für hochwertige Renovierungsarbeiten stehen die gut erschlossenen Molassesandsteinlagerstätten bei Bregenz und Rorschach am Bodensee und vom Zürichsee zur Verfügung.

Kurzfassung

Am Hochrhein bei Tengen und Wiechs am Randen sowie im oberschwäbischen Alpenvorland treten vor allem in den Schichten der Oberen Meeresmolasse Schillkalksteine, schillreiche Sandsteine und karbonatisch verfestigte Sandsteine auf, die seit vielen Jahrhunderten als Baumaterial genutzt werden. Molassesandsteine werden in Baden-Württemberg nirgends mehr gewonnen, jedoch ist der Bezug dieser grünlich grauen Fein- und Mittelsandsteine aus großen Brüchen in Vorarlberg und dem Kanton St. Gallen möglich. Der Randen-Gobkalk, ein auch als Tengener Muschelkalk bezeichneter grober, in mehrere Meter mächtigen Bänken auftretender Schalentrümmerkalk, hingegen wird noch bei Tengen gewonnen (Stand 2021). Bei diesem handelt es sich um eine ehemalige Strandablagerung; entsprechend wechselhaft sind die Werksteinlager dieses Schillkalksteins in Bezug auf Mächtigkeit, Zusammensetzung und Festigkeit. Der Randen-Grobkalk wurde schon von den Römern als Baustein, Mühlstein und für Säulentrommeln verwendet. Er eignet sich für Mauern, Boden- und Fassadenplatten, Grabdenkmale, Brunnen und Bildhauerarbeiten. Während für den Randengrobkalk aufgrund der guten Aufschlusssituation recht gute Vorstellungen über das verbliebene Werksteinpotenzial existieren, können für den reinen Molassesandstein auf baden-württembergischem Gebiet keine konkreten Angaben über (möglicherweise) bauwürdige Bereiche gemacht werden; zu lange liegt seine Gewinnung zurück.

Literatur

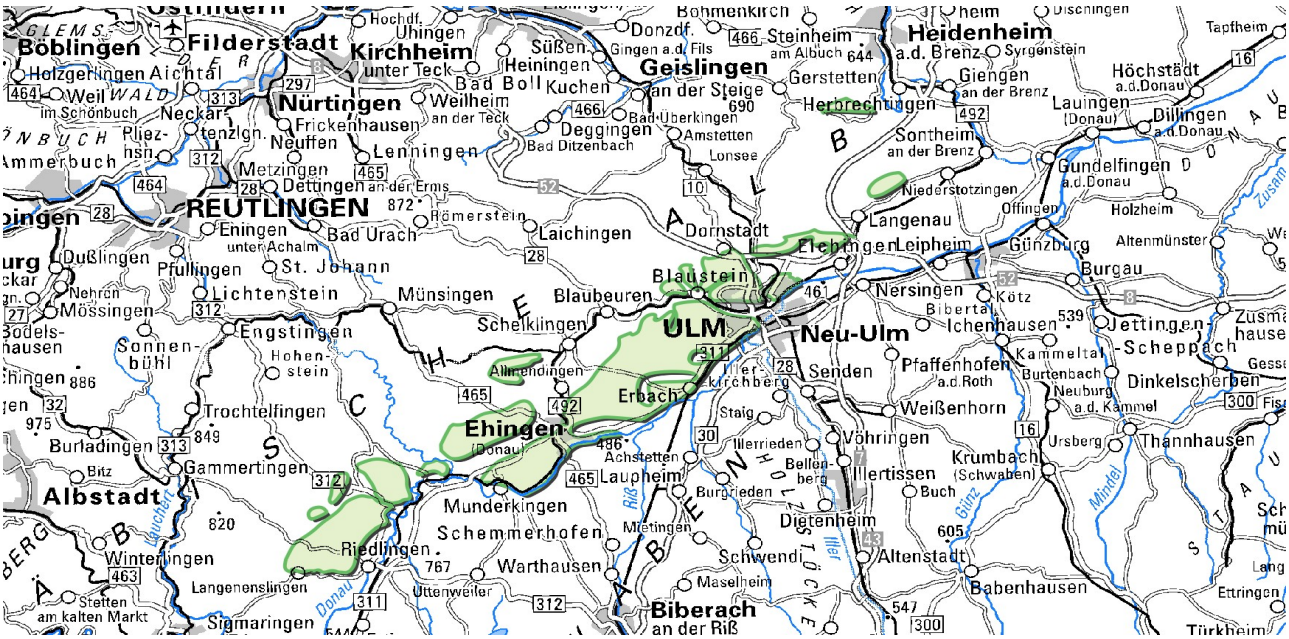
- Bieg, U. (2005). *Palaeooceanographic modeling in global and regional scale. An example from the Burdigalian Seaway, Upper Marine Molasse (Early Miocene).* – Diss. Univ. Tübingen, 108 S., Tübingen. [zahlr. Abb.]
- Blödt, M. (1991). *Der Randenkalk und seine Steinbrüche.* – Götz, F. (Hrsg.). Tengen. Geschichte der Stadt und ihrer Ortschaften, S. 33–38, Singen (Hegau-Bibliothek, Bd. 79). [13 Abb.]
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1986). *Geologie von Baden-Württemberg.* 3., völlig neu bearbeitete Aufl., VII + 472 S., Stuttgart (Schweizerbart). [254 Abb., 26 Tab.]
- Hofmann, F., Schlatter, R. & Weh, M. (2000). *Erläuterungen zu Blatt 1011 Beggingen (Südhälfte) mit SW-Anteil von Blatt 1012 Singen.* – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Atlasblatt 97, 113 S., 1 Kt., Bern (Bundesamt f. Wasser u. Geologie). [17 Abb., 8 Tab.]
- Klaus, F. J. (1996). *Saulgauer Heimatbuch.* 2. Aufl., 372 S., Saulgau (Stadt Saulgau).
- LGRB (2000b). *Blatt L 7924/L 7926 Biberach an der Riß/Babenhausen (Anteil Baden-Württemberg), mit Erläuterungen.* – Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 156 S., 6 Abb., 10 Tab., 1 Kt., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg). [Bearbeiter: Szenkler, C. & Werner, W., m. Beitr. v. Kosinowski, M.]
- LGRB (2002b). *Blatt L 8316/L 8516 Stühlingen/Hohentengen am Hochrhein, mit Erläuterungen.* – Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 162 S., 25 Abb., 7 Tab., 1 Kt., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg). [Bearbeiter: Butscher, C., m. Beitr. v. Werner, W. & Heinz, J.]
- LGRB (2004b). *Blatt L 7922 Bad Saulgau, mit Erläuterungen.* – Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 190 S., 23 Abb., 11 Tab.,1 Kt., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg). [Bearbeiter: Werner, W. & Kimmig, B., m. Beitr. v. Kosinowski, M.]
- Lukas, R. (1990b). *Geologie und Naturwerksteine Baden-Württembergs.* – Grimm, W.-D. (Hrsg.). Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland, S. 147–162, 2 Taf., München (Arbeitsheft Bayr. Landesamt Denkmalpflege, 50). [2 Abb.]
- Rollier, L. (1903). *Über das Verhältnis von Helvétien zum Randengrobkalk in der Nordostschweiz.* – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, S. 477–483.
- Schreiner, A. (1993). *Erläuterungen zu Blatt 8119 Eigeltingen.* – 2. erg. Aufl., Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25

000, 84 S., 2 Taf., 4 Beil., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Schreiner, A. (1997). *Erläuterungen zu Blatt 8118 Engen.* – 2. Aufl., Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 184 S., 7 Taf., 4 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Villinger, E. (2011). *Erläuterungen zur Geologischen Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1 000 000.* 13. Aufl., 374 S., 1 Karte, Freiburg i. Br.
- Walter, R. (1995). *Geologie von Mitteleuropa.* 6. vollst. neubearbeitete Aufl., 566 S., Stuttgart (Schweizerbart). [151 Abb., 12 Tab.]
- Werner, J. (1994). *Erläuterungen zum Blatt 8020 Meßkirch.* – 2. überarb. Aufl., Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 214 S., 5 Taf., 5 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).

Cookie-Einstellungen

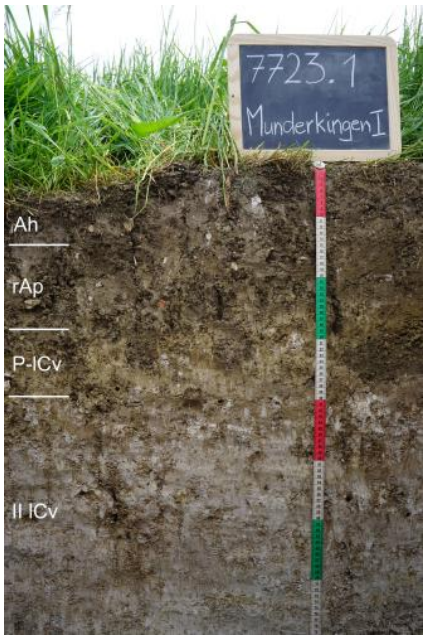
Quell-URL (zuletzt geändert am 23.01.23 - 08:30):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/buch-naturwerksteine-aus-baden-wuerttemberg-2013/randen-grobkalk-muschelsandstein-molassesandstein

Böden im Verbreitungsgebiet von Molasseablagerungen des Tertiärs



Böden im Ausstrich von Molassegesteinen im Gebiet der Flächenalb

In exponierteren Reliefbereichen mit teilweise nur geringer oder gar fehlender Lösslehmbedeckung tritt im Gebiet der Flächenalb gebietsweise Material des anstehenden Gesteinsuntergrunds aus verschiedenen Molasseablagerungen im Solum der Böden auf. So streicht auf rundlichen bis ebenen Scheitelbereichen sowie an schwach bis mittel geneigten Hängen der südlichen Flächenalb örtlich die Obere Süßwassermolasse als kalkig-mergelige Wechselfolge im Gelände aus. Als Böden sind überwiegend grusig-steinige, großenteils tonig-lehmige Pararendzinen verbreitet (**p4**). Ihr Hauptverbreitungsgebiet hat Kartiereinheit p4 im Ausstrichbereich von Ton- und Mergelsteinen der Unteren Süßwassermolasse. Auf Verebnungen mit kompakten Süßwasserkalken werden die Pararendzinen von Rendzinen (**p1**) abgelöst, bei denen das anstehende Karbonatgestein häufig ab 2–3 dm u. Fl. einsetzt.



Pelosol-Pararendzina aus lehmig-toniger Fließerde über Unterer Süßwassermolasse (p4)

Neben der kalkig-mergeligen Gesteinsserie der Oberen Süßwassermolasse spielen v. a. schluffig-tonige Ablagerungen eine Rolle, auf denen die Kartiereinheiten (KE) **p10** (Braunerde, Pelosol-Braunerde und mittel tief entwickelte Parabraunerde) und **p120** (Parabraunerde und Pelosol-Parabraunerde) ausgebildet sind. Im Bereich von sandigen Molasseschichten (v. a. Obere Meeresmolasse) treten die Kartiereinheiten **p47** (Parabraunerde aus sandigem Molasse-Material), **p118** (Parabraunerde aus Lösslehm über sandig-tonigem Molasse-Material) und **p129** (Braunerde aus sandigem Molasse-Material) auf.

An einzelnen Talhängen im Ausstrichbereich von Molassegesteinen finden sich durch frühere Beackerung entstandene Ackerterrassen. Die Böden aus mechanisch umgelagertem Material der am Hang vorhandenen Bodendecke wurden i. d. R. als mittel und mäßig tiefe Kolluvien (**p67**) angesprochen.

Tertiärrücken südwestlich von Ulm (Hochsträß, Landgericht, Tautschbuch)

Auf den Hochflächen des Tautschbuchs, die hauptsächlich aus den Karbonatgesteinen der Oberen Süßwassermolasse bestehen, sind Rendzinen weit verbreitet. Unter Wald sind Braunerde-Rendzinen charakteristisch (**p250**). Der verbraunte schluffig-lehmige und schluffig-tonige Oberboden ist häufig kalkfrei und weist nur geringe bis mittlere Grusgehalte auf. Ab etwa 2–3 dm u. Fl. folgt stark bis extrem grusig-steiniges Kalksteinmaterial mit kalkig-lehmigem Feinboden, bevor ab 3–6 dm u. Fl. anstehende Kalksteinbänke einsetzen. Unter landwirtschaftlicher Nutzung (überwiegend Acker) sowie stellenweise unter Wald werden die Braunerde-Rendzinen (p250) von Rendzinen begleitet (**p1**), die zumeist einen kalkhaltigen humosen Oberboden aufweisen und bei denen der anstehende Kalkstein häufig bereits ab 2–4 dm u. Fl. einsetzt.

Pararendzina-Braunerde an einem Molassehang südöstlich von Ehingen-Altsteußlingen (Begleitboden in p2)

Im Unterschied zum Tautschbuch treten in den Hochlagen des Landgerichts sowie auf dem Hochsträß Rendzinen mit wesentlich geringerer Verbreitung auf. Sie werden hier aufgrund von Mergelsteinbänken der Süßwassermolasse großflächig durch Pararendzinen (**p4**) ersetzt, die aus lehmig-tonigem, grus- und steinhaltigem Fließerdematerial bestehen.

Im Bereich beider Tertiärrücken (Tautschbuch, Landgericht) dominiert in den Hangbereichen Kartiereinheit **p2**. Dabei handelt es sich um Pararendzinen und Rendzinen aus Hangschutt und Fließerden, deren Zusammensetzung von den am Hang ausstreichenden Gesteinsschichten bestimmt wird.

An den Flanken dieser Tertiärrücken tritt in den unteren Hangbereichen eine weitere Kartiereinheit mit Rendzinen und Pararendzinen aus grus- und steinhaltigem Hangschutt auf (**p251**). Die tonig-lehmigen Hangschuttablagerungen von Kartiereinheit **p255** sind durch stärkere Aufarbeitung von mergeligen Schichten der Süßwassermolasse gekennzeichnet. Das Bodeninventar wird überwiegend von Pelosol-Rendzinen, Pelosol-Pararendzinen und Pararendzina-Pelosolen bestimmt. Südöstlich von Zwiefalten treten in den unteren Talhangbereichen des Tautschbuchs, im Ausstrich von Schichten der Oberen Brackwassermolasse, Pararendzinen (**p31**) aus sandig-lehmigen Fließerden auf.

Blick aus nördlicher Richtung auf einen Rückenbereich aus tertiären Molassegesteinen in der Umgebung des Landgerichts bei Ehingen-Altsteußlingen; im Vordergrund Verebnungsbereich auf Sockelgesteinen des Oberjuras

Vorzugsweise an nach Süden geneigten Hangpartien des Tautschbuchs und des bei Riedlingen vorgelagerten Österbergs kommen mittel und mäßig tiefe Kolluvien (**p67**) größerflächig in Bereichen mit Ackerterrassen vor. Örtlich wurden in jüngerer Zeit die Ackerterrassen teilweise wieder beseitigt und ihr Material in den umgebenden Hangbereichen verteilt.

Hügelland in der Unteren Süßwassermolasse mit vermoorter Senke (p8) bei Ehingen-Altsteußlingen

An den Hängen im westlichen Abschnitt des Tautschbuchs und am Österberg bei Riedlingen führen Quellhorizonte im Bereich der Oberen Süßwassermolasse stellenweise zu Grundwasseraustritten. Örtlich haben sich Feuchtböden gebildet, die teilweise in organische Böden übergehen. Solche unter permanent hoher Quellwasserschüttung gebildeten und heute zumeist stark drainierten Moorbildungen wurden mit KE **p279** erfasst (kalkreicher Quellenanmoorgley und kalkhaltiges, mittel tiefes, teilweise vererdetes Niedermoor). Überwiegend kleinflächige Vorkommen von Gleyen treten in typischen Quellmulden auf der nördlichen Seite des Tautschbuchs unweit von Langenenslingen-Friedingen sowie an einzelnen weiteren Stellen auf (**p278**, kalkreicher Quellengley, Quellenhumusgley und Kolluvium-Quellengley). Die heutige Ausbildung der Böden wurde maßgeblich durch Drainage und Entwässerung bestimmt, wodurch es neben Torfsackung zu Mineralisierungsvorgängen und zum Abbau von organischer Substanz kam. Auch das ausgedehnte Feuchtbodenvorkommen bei Langenenslingen (**p290**, Erdkalkniedermoor, kalkreicher Anmoorgley und Humusgley), das sich vom Oberlauf des Biberbachs an der Flanke des Tautschbuchs hinaufzieht, dürfte zumindest im oberen Teil auf starke Quellaustritte zurückzuführen sein.

Der Emerberg aus Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse bei Zwiefaltendorf

Auf der Hochfläche des Landgerichts kommt auf Kalksteinbänken der Süßwassermolasse bei Ehingen-Altsteußlingen als Besonderheit KE **p12** mit Braunerde-Terra fusca, Terra fusca-Braunerde und Terra fusca-Parabraunerde vor. Die Böden bestehen zu einem erheblichen Teil aus Residualton, der sich im Zuge lang andauernder Lösungsverwitterung von Kalksteinen der Süßwassermolasse angereichert hat. Örtlich treten weitere Kartiereinheiten mit Residualton im Solum der Böden auf. So enthält die Braunerde-Terra fusca (**p11**), die auf dem Emerberg bei Riedlingen-Zwiefaltendorf im Bereich von sehr alten Donauschottern vorkommt, toniges Material der Kalksteinverwitterung. Diese hochliegenden Ablagerungen der Donau aus dem jüngsten Tertiär („pliozäne Donauschotter“) befinden sich ca. 200 m über dem heutigen Tiefenbereich des Donautals und stellen ein wichtiges landschaftsgeschichtliches Dokument dar.

Weitere Einzelvorkommen von Böden mit Verwitterungsmaterial aus pliozänem Donauschotter befinden sich am Rand der Blaubeurer Alb östlich von Blaubeuren-Sonderbuch (**p32**, Pseudogley-Terra fusca -Parabraunerde und Braunerde-Pseudogley sowie **p33**, Parabraunerde). In beiden Fällen überlagern Quarzkiese führende lösslehmhaltige Fließerden intensiv verwittertes, toniges Material von pliozänem Donauschotter, das ab 4–10 dm u. Fl. auftritt.

Schotterstreu aus Quarzkiesen der pliozänen Donau bei Blaubeuren-Sonderbuch

Im Ausstrich von mergelig-tonigen Molasseschichten kommen vereinzelt auf dem Tautschbuch, dem Landgericht sowie im Bereich des Hochsträß Pelosole und Pararendzina-Pelosole (**p37**) vor, die von Staunässe beeinflussten Pelosolen (**p7**) ergänzt werden. Letztere treten örtlich auch zusammen mit KE **p4** (Pararendzina aus periglaziär umgelagertem Molasse-Material) in den Vorlandbereichen des Landgerichts zwischen Munderkingen und Ehingen auf.

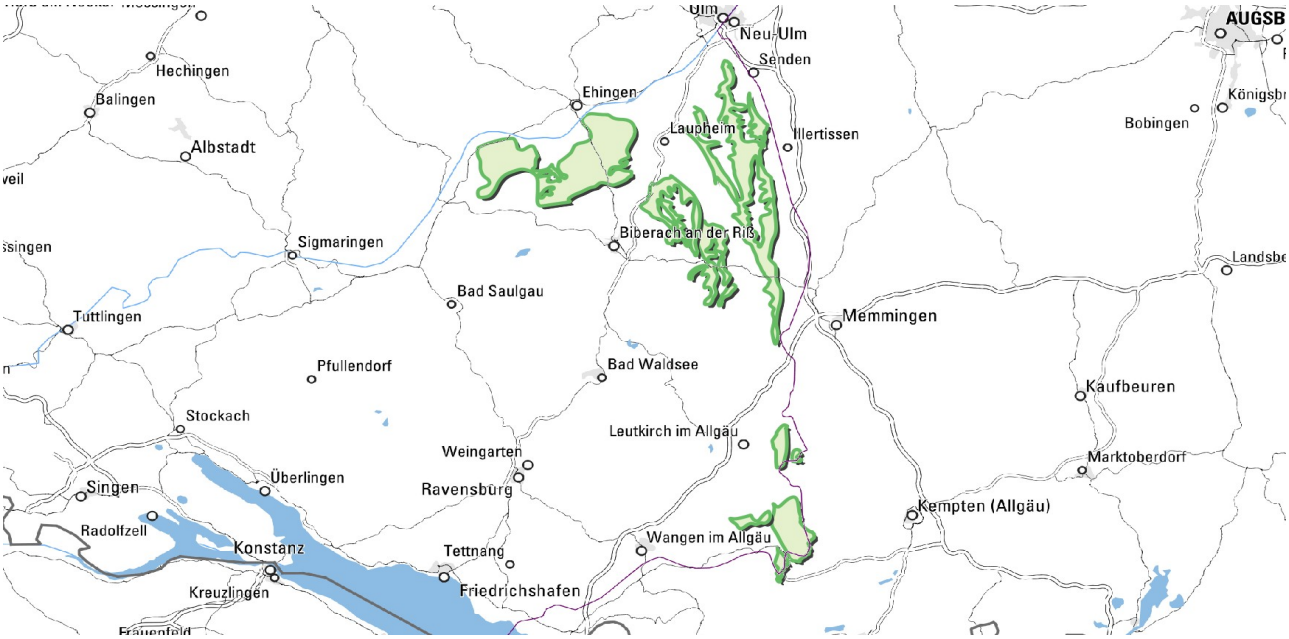
Einen größeren Anteil nehmen, v. a. am Fuß des Hochsträß, Braunerden, Parabraunerde-Braunerden und Parabraunerden aus sandigem Material der Brackwassermolasse ein (**p48**). In flacheren Bereichen ist dort ein stärkerer Lösseinfluss feststellbar. Dabei lässt sich beobachten, dass die äolische Sedimentation örtlich besonders intensiv im nordostexponierten Gelände stattfand, also im Lee zur damaligen Hauptwindrichtung. Aus Lösslehm und lösslehmreichen Fließerden bildeten sich Parabraunerde-Braunerden und Parabraunerden (**p28**, **p119**, **p46**). In wasserabzugsträgen Geländepositionen weisen die Parabraunerden Übergänge zum Pseudogley auf, wobei die Staunässe auch durch die geringe vertikale Wasserdurchlässigkeit des Solums verursacht wird (**p52**, **p53**).

Bestandteil des Bodenmusters im Bereich des Hochsträß und Landgerichts sowie untergeordnet auch im Bereich des Tautschbuchs sind in muldenförmigen Tälchen sowie in Hangfußlagen unterschiedlich ausgebildete Kolluvien. Je nach Mächtigkeit und Beschaffenheit (Körnung, Grobbodengehalt, Kalkführung und Grundwasserbeeinflussung) wurden unterschiedliche Kartiereinheiten mit Kolluvien ausgewiesen (**p3**, **p25**, **p27**, **p29**, **p62**, **p64**, **p270**), deren genauere Charakterisierung den Steckbriefen zu den Kartiereinheiten zu entnehmen ist.

Muldental auf der Südöstlichen Alb bei Allmendingen-Grötzingen

Quell-URL (zuletzt geändert am 06.10.23 - 11:02):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/suedoestliche-alb/bodenlandschaften/boeden-im-verbreitungsgebiet-molasseablagerungen-des-tertiaers

Böden im Verbreitungsgebiet von Molassesedimenten



Ausstriche von Molasse in der Terrassenlandschaft

Tertiäre Molasseschichten bilden die Sockelgesteine der in langgestreckte Terrassenriedel gegliederten Iller-Riß-Platten. Je nach Alter, Höhenlage und Mächtigkeit der Schotterablagerungen nehmen die Molassegesteine im Liegenden unterschiedlich lange Abschnitte an den Talhängen ein. So bilden sie unterhalb von mächtigeren Schotterterrassen, die in geringer Höhendistanz zum Talboden auftreten, nur kurze Unterhänge sowie im Bereich von hoch über den Talböden ausstreichendem Schotter auch lange Talflanken. Örtlich sind die Schotterterrassen schon stärker durch Erosion aufgelöst und zeigen einen dann häufig zerlappten Umriss. In solchen Bereichen haben sich komplexere, in Kuppen und Rücken gegliederte Flankenbereiche ausgebildet.

Die ausstreichenden Molassegesteine treten nur punktuell direkt als Ausgangsmaterial für die Böden in Erscheinung. Dabei handelt es sich meist um landwirtschaftlich genutzte Kuppen, auf denen die Bodenerosion die anstehende Molasse freigelegt hat. In aller Regel besteht das Ausgangsmaterial jedoch aus Umlagerungssedimenten, hauptsächlich Fließerden sowie an Unterhängen z. T. aus Schwemmsedimenten, welche die ausstreichenden Molassesedimente aufgearbeitet haben. Vorwiegend an kürzeren Molassehängen unterhalb von Schotterterrassen können die Grobkomponenten in den Fließerden bis zum kiesigen Hangschutt stark zunehmen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Besonders weitverbreitet tritt an den Hängen und Talflanken der Terrassenriedel Kartiereinheit (KE) **s7** auf. Es handelt sich dabei um z. T. pseudovergleyte Parabraunerden, die unter landwirtschaftlicher Nutzung häufig erodiert vorliegen und dann teilweise nur noch mittel tief entwickelt sind. Das Solum besteht aus Fließerdematerial der Oberen Süßwassermolasse (Basislage), das unter Wald verbreitet von einer ca. 3 dm mächtigen jüngeren, lösslehmhaltigen Fließerde überlagert wird (Decklage bzw. Hauptlage nach Ad-hoc-AG Boden, 2005), deren äolischer Gehalt sich in einer schwach sandig- und schluffig-lehmigen Körnung widerspiegelt. Der tonangereicherte Unterboden ist meist als schwach bis mittel toniger und sandig-toniger Lehm mit teilweise geringem Kiesgehalt ausgebildet. Stellenweise folgt bereits ab knapp 6 dm u. Fl. überwiegend sandiges, untergeordnet jedoch auch toniges Zersatzmaterial der anstehenden Molasseschichten. Kartiereinheit s7 tritt typischerweise vorherrschend an den westexponierten Talhängen auf, während an den ostexponierten Hängen stärkerer äolischer Eintrag in den Kaltzeiten zu einer meist großflächigen Überdeckung mit Lösslehm und lösslehmreichen Fließerden geführt hat. Eine Ausnahme machen die Talflanken entlang des östlichen Terrassenriedels am Abfall zum Illertal. Offensichtlich hat hier die äolische Sedimentation aufgrund der zunehmenden Entfernung zu den Auswehungsbereichen im Riß- und Donautal nicht mehr für die Bildung mächtigerer lösslehmreicher Deckschichten ausgereicht.

Im Bereich tonreicher Molasseschichten sind aus jungen Umlagerungsedimenten (Fließerden, Rutschmassen) verbreitet P-Horizonte durch ausgeprägte Quell- und Schrumpfdynamik entstanden. Nur selten liegen diese direkt an der Geländeoberfläche. Meist befindet sich in ihrem Hangenden ebenfalls noch die schluffhaltige Deck- bzw. Hauptlage, die das Solumsubstrat nach oben abschließt und in der sich durch Verbraunung und Verlehmung ein Bv-Horizont entwickelt hat. Aus der Horizontfolge Ah- und Bv-Horizont über einem P-Horizont ergibt sich der Bodentyp Pelosol-Braunerde bzw. bei verringerter Mächtigkeit des Bv-Horizonts (1–3 dm) ein Braunerde-Pelosol. Zusätzlich treten häufig noch mäßige Staunässemerkmale hinzu. Die Solummächtigkeit beträgt meist mindestens 6 dm, übersteigt örtlich jedoch auch 10 dm. Als Kartiereinheiten wurden auf diesen stark geschichteten Substraten Pelosol-Braunerden ausgewiesen, die teilweise durch Pseudogley-Pelosol-Braunerden und stellenweise durch Pseudogley-Pelosole ergänzt werden (**s11**, **s13** und **s4**). Daneben kommen Pelosol-Braunerden und Braunerde-Pelosole vor (**s12**), die auf Rutschmassen im Bereich von meist steilen Talhängen im Illertal entwickelt sind.

Parabraunerde mit Tonbändern aus sandiger Oberer Süßwassermolasse am Steilhang

Im Kontrast zu den Böden aus feinkörnigen Molassesedimenten stehen die Bodenformen auf gebietsweise ausstreichenden, mächtigen Sandsteinfolgen. Auf sandigen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse sind die Parabraunerden von KE **s20** ausgebildet. Sie bestehen aus einem lehmig-sandigen Oberboden mit einer z. T. deutlichen äolischen Schluffkomponente über dem tonangereicherten Unterboden aus tonig-sandigen und sandig-lehmigen Bodenarten. Der teilweise enthaltene geringe Kiesgehalt zeigt, dass auch hier der oberflächennahe Untergrund verbreitet aus Fließerdematerial besteht. Auffällig ist, dass sich der oben kompakte Bt-Horizont nach unten in Tonbänder auflöst. Die unter Wald verbreitet podsoligen sandigen Parabraunerden sind in Abhängigkeit von der Reliefposition und ihrem dadurch gesteuerten Bodenwasserhaushalt mäßig tief und tief entwickelt, wobei sich unter landwirtschaftlicher Nutzung eine teilweise deutliche Profilverkürzung durch die Bodenerosion bemerkbar macht. Kartiereinheit s20 ist örtlich im Bereich von steileren Hängen und einzelnen exponierten Kuppen mit podsoligen Braunerden vergesellschaftet (**s22**). Eine Kartiereinheit mit sandigen Parabraunerden aus etwas gröberen psammitischen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse tritt in der Umgebung von Baltringen, am östlichen Rand des Rißtals auf (**s330**, erodierte Parabraunerde). Im Umfeld der sandigen Molasseserien kommen in Mulden, Muldentälchen sowie in ausgedehnten Hangfußbereichen z. T. tiefe Kolluvien aus sandreichen holozänen Abschwemmmassen vor (**s51**).

An den Unterhängen der Täler besteht der oberflächennahe Untergrund meist aus mächtigerem, von den oberhalb folgenden Hangbereichen hangabwärts verlagertem und akkumuliertem Substrat. Überwiegend aus Molassematerial bestehende Fließerden und Schwemmsedimente, die teilweise von lösslehmhaltigen jüngeren Fließerden überlagert werden, bilden das Ausgangsmaterial für Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden (**s32**). Kartiereinheit **s329** mit Braunerde-Parabraunerde und Parabraunerden aus kieshaltigen Fließerden und kiesigem Hangschutt ist meist auf kürzere Hänge unterhalb von Deckenschottervorkommen beschränkt.

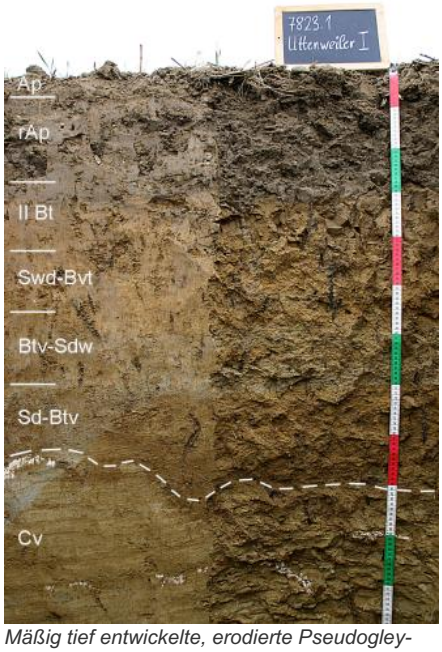
An westexponierten Molassehängen kommen örtlich Parabraunerden, Pseudogley-Parabraunerden und Pelosol-Parabraunerden aus lösslehmhaltigen Fließerden vor (Deck- bzw. Hauptlage über Mittellage), die ab gut 5 bis über 10 dm u. Fl. von sandigem bis tonigem, häufig solifluidal bewegtem Molassematerial unterlagert werden (**s30**). Parabraunerden aus lösslehmhaltigen bis -reichen Fließerden treten vereinzelt auch im Molassegelände westlich von Erolzheim und nordwestlich von Ochsenhausen auf (**s25**). Die überwiegend auf schwach geneigten Hängen vorliegenden äolisch geprägten Fließerden sind hier etwas mächtiger ausgebildet (>10 dm) und zeigen eine meist deutlich erkennbare Beimengung von Molassematerial (Obere Süßwassermolasse).

In die Deckenschotterplatten und den Molassesockel haben sich schmale Seitentäler teilweise tief eingeschnitten. Hier treten in den häufig kerbsohlenförmigen Hohlformen verschiedene Braunerden auf, die z. T. von Kolluvium überlagert werden und örtlich mit Pseudogleyen und Kolluvien über Gleyen wechseln (**s10** und **s314**). Das Ausgangssubstrat besteht im Liegenden aus Schwemmschutt mit überwiegend mittlerem Kiesgehalt, der von geringmächtigen lösslehmhaltigen Fließerden (Deck- bzw. Hauptlage und Haupt- über Mittellage) sowie von holozänen Abschwemmmassen mit einer Mächtigkeit von 3−9 dm überlagert wird.

Tertiärhügelland

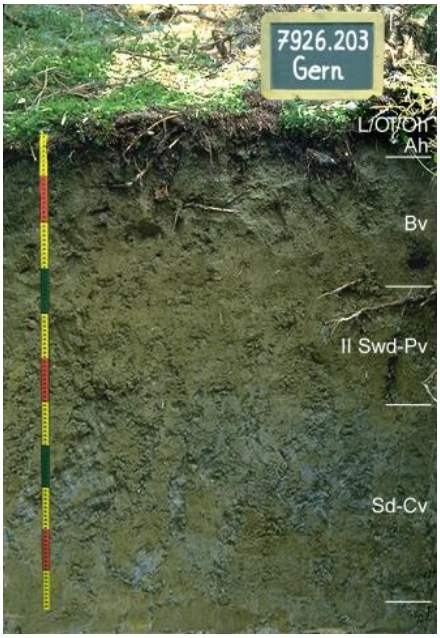
Die dominierende Kartiereinheit im Tertiärhügelland stellt **s14** dar. Das breite Körnungsspektrum des Solums der Böden, das von sandigen (Slu) bis zu tonigen (Tu3) Bodenarten reicht, spiegelt die häufig engräumig wechselnde Beschaffenheit der im Relief ausstreichenden und oberflächennah in Fließerden aufgearbeiteten Molasseschichten wider. Die als Braunerden, Parabraunerden, Pseudogley-Braunerden und Pseudogley-Parabraunerden klassifizierten Böden treten überwiegend in landwirtschaftlich genutztem Gelände auf und sind typischerweise erodiert (geringer bis mittlerer Erosionsgrad).

Kartiereinheit **s8** auf gestreckten, nur schwach geneigten Hängen sowie in bewaldeten Bereichen des Tertiärhügellands setzt sich ebenfalls aus Braunerden, Parabraunerden und deren mäßig staunassen Varianten zusammen. Die insgesamt etwas größere Entwicklungstiefe der Böden (mäßig tief und tief gegenüber vorherrschend mittel und mäßig tief bei KE s14) sowie der bis 5 dm mächtige Oberboden mit einem äolischen Schluffanteil (Deck- bzw. Hauptlage) zeigen dagegen, dass hier keine wesentliche Profilverkürzung durch Bodenerosion stattgefunden hat.



Mäßig tief entwickelte, erodierte Pseudogley-Parabraunerde aus geringmächtiger lösslehmhaltiger Fließerde auf Molasse-Mergelsteinzersatz (s14)

Als Ergebnis kräftiger, durch den Menschen verursachter Bodenerosion wird das Bodenmuster im landwirtschaftlich genutzten Gelände durch Pararendzinen ergänzt (KE **s1**). Die typischerweise auf gerundeten Kulminationsbereichen sowie an steileren Hangabschnitten vorkommenden Ah-C-Böden treten meist kleinflächig auf, nehmen jedoch örtlich auch größere Geländebereiche ein. Typische Pararendzinen werden dabei durch Pelosol-Pararendzinen und Braunerde-Pararendzinen ergänzt. Teilweise wird das in der Körnung stark variierende Substrat ab 4−10 dm u. Fl. von verfestigten Molassesedimenten (Sand-, Ton- und Kalkstein) unterlagert.



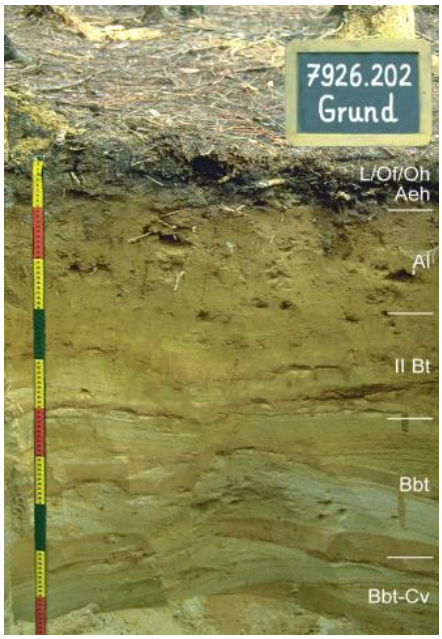
Mäßig tiefe pseudovergleyte Pelosol-Braunerde aus lösslehmhaltiger Decklage über tonigem Zersatz der Oberen Süßwassermolasse

Typisch für die Bodenlandschaft des Tertiärhügellands sind auch meist kleinflächig eingestreute Vorkommen von Pelosolen und Braunerde-Pelosolen aus tonigen Substraten auf exponierten Kuppen sowie vereinzelt an kurzen Hangabschnitten (**s265**). Trotz ihrer Lage häufig unter Wald lässt sich i. d. R. anthropogene Abtragung durch eine verkürzte oder z. T. nur rudimentäre Deck- bzw. Hauptlage im Hangenden des tonigen Unterbodens nachweisen.

Die in den Molasseschichten enthaltenen Kalksteinbänke spielen wegen ihrer meist geringen Mächtigkeit von häufig nur wenigen Dezimetern als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung i. d. R. keine Rolle. Nur im bewaldeten Tertiärgelände, östlich von Obermarchtal-Reutlingendorf, treten in den Gipfelbereichen vereinzelt mächtigere Kalksteinpakete auf, die reliefbildend wirken und früher stellenweise sogar in Steinbrüchen abgebaut wurden (Schnupferberghau, ca. 640 m NN). Die hier verbreiteten Rendzinen und Terra-fusca-Rendzinen (**s309**) sind mit untergeordnet vorkommenden Pararendzinen und Braunerde-Pararendzinen auf eingeschalteten Kalkmergelsteinen vergesellschaftet.

Hauptsächlich auf das Verbreitungsgebiet der Oberen Süßwassermolasse beschränkt ist KE **s20**. Im Ausstrichbereich von abschnittsweise mächtigeren Sandsteinen treten hier auf oberflächennah als Fließerden umgelagerten Substraten Parabraunerden auf, deren kompakter Bt-Horizont im tieferen Unterboden nicht selten in Tonbänder übergeht.

Insgesamt ist die äolische Beeinflussung der bodenbildenden Substrate im baden-württembergischen Tertiärhügelland gering. Meist weisen nur die obersten ca. 2–4 dm in der spätglazialen Haupt- bzw. Decklage einen äolischen Anteil auf. Allerdings lässt sich dieser aufgrund der stellenweise schluffigen Ausbildung der Molasseablagerungen manchmal nur mit Unsicherheiten ansprechen. Auf etwas breiteren Scheitelbereichen sowie an meist ostexponierten, schwach und mittel geneigten Hängen war jedoch örtlich der kaltzeitliche äolische Eintrag in das Tertiärhügelland stärker. Unter der Hauptlage folgt hier dann eine ältere äolisch beeinflusste Fließerde (Mittellage). Das äolisch geprägte Fließerdepaket überlagert meist tonreichere Fließerden aus Molassematerial (Basislagen) sowie örtlich auch Sandsteinzersatz mit einer Mächtigkeit von 6 bis über 10 dm. Als charakteristische Böden treten z. T. pseudovergleyte, mäßig tief und tief entwickelte Parabraunerden und Pelosol-Parabraunerden sowie Pseudogley-Parabraunerden auf (**s30**).



Mäßig tiefe podsolige Parabraunerde mit Tonbänderung im Untergrund, aus lösslehmhaltiger Fließerde über sandigem Zersatz der Oberen Süßwassermolasse

Häufiger weisen die Böden im Bereich von etwas mächtigeren lösslehmhaltigen Fließerden deutliche Staunässemerkmale auf, da die Reliefverhältnisse, welche ihre Bildung begünstigten, verbreitet mit einem abzugsträgen Bodenwasserregime einhergehen oder sogar durch potenziellen Wasserzufluss gekennzeichnet sind (**s42**, Pseudogley und Braunerde-Pseudogley an flachen Unterhängen und in Tiefenbereichen). Die Kartiereinheiten **s44** (Pseudogley und Parabraunerde-Pseudogley) und **s40** (Pseudogley) sind ebenfalls stark durch jahreszeitliche Staunässe geprägt. Neben den abzugsträgen Reliefverhältnissen sind auch tonreiche Molasseließerden im Solum für ihre Entstehung verantwortlich.

Pseudogley aus toniger Fließerde mit geringmächtiger, lösslehmhaltiger Deckschicht

Vor allem an sehr schwach geneigten Unterhängen und in Hangfußlagen im Übergang zu Tiefenbereichen von Tälern findet sich KE **s47** mit Kolluvium-Pseudogleyen. Holozäne Abschwemmmassen aus schwach sandigen und schluffigen Lehmen überlagern dabei tonig-lehmige und schluffig-tonige Fließerden sowie Schwemmsedimente. Bei ähnlichem Substrataufbau ist KE **s46** (Kolluvium-Pseudogley und Pseudogley) dagegen stärker an muldenförmige Hohlformen gebunden. Die in den holozänen Abschwemmmassen ausgebildeten Pseudogleye sitzen dabei teilweise Parabraunerde-Pseudogleyen und Pelosol-Pseudogleyen aus Umlagerungsedimenten (Fließerden, Schwemmsedimente etc.) auf. In Muldentälchen, aber auch in Hangfußlagen im Übergang zu Talbodenbereichen, macht sich im Solum teilweise ein deutlicher Grundwassereinfluss bemerkbar, der zur Ausbildung von Gley-Pseudogleyen und Pseudogley-Gleyen führt (**s48**).

Im Tertiärhügelland sind die Kolluvien aufgrund von Wasserzufluss häufig durch kräftige Pseudovergleyung überprägt. Teilweise findet jedoch auf durchlässigen Substraten oder bei fehlendem Hangwasserzufluss eine nur mäßige Beeinflussung der Kolluvien durch Staunässe statt (**s52**, mittel und mäßig tiefes Kolluvium und Pseudogley-Kolluvium sowie **s54**, Pseudogley-Kolluvium). Örtlich liegen am Hangfuß im Übergang zu grundwassererfüllten Tiefenbereichen sowie vereinzelt in Muldentälchen und im Bereich von Schwemmfächern an Talausgängen Kolluvien vor, die Grundwassermerkmale unterhalb 4 dm u. Fl. aufweisen (**s55**, Gley-Kolluvium).

Der weit über das Tertiärhügelland aufragende Bussen besteht aus einer Molassefolge, welche die Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse, die Obere Brackwassermolasse sowie abschließend ein mächtiges Schichtpaket aus der Oberen Süßwassermolasse umfasst. Allerdings treten die tieferen Molasseablagerungen mit Ausnahme der Nordostflanke des Bussens wegen der Überdeckung mit rißzeitlichen Moränensedimenten nur stellenweise zu Tage. Erst etwa im oberen Drittel des Bergs fehlen die Glazialablagerungen und Molassematerial konnte in den Ausgangssubstraten der Böden aufgearbeitet werden.

Direkt unterhalb der mächtigen Kalksteinplatte des Gipfelbereichs (Rendzina, KE **p1** der Bodengroßlandschaft Südöstliche Alb) folgt an den sehr steilen obersten Hangabschnitt unruhiges, durch Massenverlagerungen geprägtes Gelände. Der oberflächennahe Untergrund besteht hier aus Rutschmassen und Hangschutt, die Kalksteinkomponenten führen (**s263**, Pararendzina). Teilweise haben auch Schollengleitungen stattgefunden, in denen die hangenden Kalksteine im Schichtverband abgerutscht sind und nun als Hangleisten in Erscheinung treten.

Auf der Nordseite des Bussens schließt hangabwärts weiteres, großflächig verrutschtes Gelände an. Die Rutschmassen bestehen hier aus sandigem Material, auf dem sich Parabraunerde-Braunerden und Braunerde-Parabraunerden entwickelt haben (**s269**). An der nordwestlichen Flanke des Bussens hat sich in einem schmalen Streifen ein Althangbereich erhalten, der nicht durch Rutschungen überformt wurde. Hier bildet mit Kalksteinkomponenten durchsetzter Hangschutt aus Oberer Süßwassermolasse das Ausgangssubstrat für mittel und mäßig tief entwickelte Parabraunerden (KE **s270**), deren Oberboden aus einer geringmächtigen lösslehmhaltigen Fließerde besteht (Deck- bzw. Hauptlage).

Am Südabfall des Bussens sind die Hänge bis knapp unterhalb des Gipfelbereichs durch Kleinterrassen überprägt, die im Wesentlichen aus akkumuliertem Bodenmaterial bestehen. Die hier ausgewiesenen mittel und mäßig tiefen Kolluvien (**s277**) entstanden durch mechanische Umlagerung und unterscheiden sich von den klassischen Kolluvien aus jungen, an Hangfüßen und in Tiefenbereichen akkumulierten Abschwemmmassen. Neben einer vielleicht gezielten initialen Anlage der Ackerterrassen hat für ihre Weiterentwicklung die Pflugarbeit und der dadurch bedingte Bodenabtrag auf der hängwärtigen Seite und fortschreitende Akkumulation am Außenrand der Terrassen eine Rolle gespielt. Ergänzt werden die Kolluvien der Ackerterrassen durch kleinflächig verbreitete Pararendzinen auf Abtragungspositionen.

Bergland der Adelegg

Mäßig tief entwickelte lessivierte Braunerde aus Fließerden über Molassekonglomerat

Bodenkundlich wird das Gebiet der Adelegg von Braunerden dominiert, deren Ausgangssubstrate reliefabhängig variieren. Auf den Scheitelbereichen der schmalen Firstlagen, aber auch auf teilweise ausgebildeten breiteren Gipfelbereichen sowie an den unmittelbar anschließenden Oberhängen ist KE **s200** verbreitet. Die mäßig tief und tief entwickelten Braunerden und Parabraunerde-Braunerden weisen überwiegend lehmig-sandige Bodenarten auf, mit mittlerem bis hohem Kies- und Geröllgehalt. Eine Schluffkomponente im Oberboden bis 3–5 dm u. Fl. deutet in vielen Fällen auf eine untergeordnete äolische Beimengung und deren Aufarbeitung in einer kaltzeitlichen Fließerde hin (Deck- bzw. Hauptlage der ausgehenden Würmkaltzeit). Im Unterboden weist örtlich ein höherer Tongehalt, der sogar mit der Bodenart schwach toniger Lehm korrespondieren kann, auf die Einmengung von Material aus feinklastischen, mergeligen Gesteinslagen hin, das ebenfalls durch Fließerdebewegung aus den im Relief anstehenden Schichten aufgenommen wurde (Basislage). Schließlich folgt stellenweise bereits ab ca. 8 dm u. Fl. anstehendes Molassegestein, das jedoch durch Vewitterungsvorgänge meist schwach überprägt ist.

Auf einzelnen, besonders exponierteren, z. T. kuppenartig aufgesetzten Gipfelbereichen tritt örtlich KE **s207** auf. Dabei handelt es sich ebenfalls um mäßig tief und tief entwickelte Braunerden und Parabraunerde-Braunerden. Im Unterschied zu KE s200 treten in der Tendenz höhere Kies- und Geröllanteile auf, die im Unterboden ab 4–6 dm u. Fl. hohe und sehr hohe Gehalte erreichen. Im Oberboden ist feldbodenkundlich wiederum eine Schluffkomponente fassbar, die vermutlich ebenfalls auf eine untergeordnete äolische Beimengung zurückzuführen ist und den Fließerdecharakter des Substrats unterstreicht. Im Unterboden fehlen dagegen Hinweise auf periglaziale Umlagerung. Dieser scheint direkt aus den ab 8 bis über 10 dm u. Fl. anstehenden und z. T. verfestigten Konglomeraten durch Verwitterung hervorgegangen zu sein.

An die Scheitelbereiche der First- und Gipfellagen schließt eine weitläufige und durch kleinere und größere Tobel gegliederte Hanglandschaft an, in der steile und sehr steile Hangneigungen dominieren. Großflächig tritt hier KE **s203** auf. Die teilweise lessivierten Braunerden sowie untergeordneten Parabraunerde-Braunerden sind wiederum mäßig tief und tief entwickelt. Ihr Ausgangsmaterial besteht meist aus Rutschmassen und Hangschutt aus aufgearbeitetem Material konglomeratischer Schichten der anstehenden, überwiegend grobklastischen miozänen Gesteinsserie. Je nach Hangposition weist die zuoberst lagernde kaltzeitliche Fließerde der Decklage mit teilweise höheren Schluffgehalten und den Bodenarten sandig-lehmiger Schluff und schluffig-sandiger Lehm bei gleichzeitig nur geringen Kies- und Geröllanteilen, auf eine nun kräftige äolische Beimengung hin.

Weiter hangabwärts, in tieferen Mittelhangbereichen und an den anschließenden Unterhängen, folgt verbreitet KE **s201**. Es handelt sich weiterhin um Braunerden und Parabraunerde-Braunerden, die jedoch aufgrund der geländehydrologischen Situation mit zeitweisem Wasserzuschuss aus dem Zwischenabfluss (Interflow), nun durchgängig tief entwickelt vorliegen. Eine gut fassbare äolische Komponente im Oberboden und im Vergleich zu den höheren Hanglagen tendenziell geringere Kies- und Geröllgehalte im Hangschutt- und Fließerdematerial haben zu ihrer gesonderten Ausweisung als Kartiereinheit geführt.

Trotz der hohen Jahresniederschläge kommen nur vereinzelt Stauwasserböden vor, da in dem bergigen Gelände der Adelegg und ihrer Umgebung die für ihre Entstehung typischen Reliefbereiche, wie abzugsträge Verebnungen oder flache Unterhänge mit lateralen Wasserzufluss weitgehend fehlen. Ausnahmen sind zwei Pseudogleyvorkommen auf dem Bühlberg sowie am Hangfuß des Aigeltshofer Bergs nördlich von Isny (**s213** und **s224**). In beiden Fällen spielt neben dem Relief das Substrat aus einem mehrschichtigen Fließerdepaket eine Rolle (Deck- bzw. Hauptlage über Basislage), welches in seinem unteren Teil aus aufgearbeitetem tonig-mergeligem Molassematerial besteht.

Quellenbereiche

An den Talhängen der Terrassenlandschaft treten im Grenzbereich zwischen feinkörnigen Molasseschichten und überlagernden, durchlässigen Terrassenkiesen örtlich Schichtquellen aus. Die Böden an den Hängen unterhalb der Quellhorizonte sind je nach Intensität der Quellschüttung unterschiedlich stark durch Reduktions- und Oxidationsvorgänge geprägt. Bei konstant hoher Quellschüttung kam es sogar zur Bildung von Anmoor- und Moorhorizonten. Das mineralische Solummaterial der Quellwasserböden besteht meist nicht aus dem anstehenden Gestein, sondern aus Fließerden und verschwemmtem sowie z. T. gravitativ verlagertem Substrat mit einem teilweise deutlichen Kiesgehalt aus den oberhalb ausstreichenden Terrassenablagerungen und wird in Unterhangposition örtlich von holozänen Abschwemmmassen überlagert.

Folgende Kartiereinheiten wurden unterschieden: Quellengley aus Fließerden (**s75**), Gley-Niedermoor und Gley über Niedermoor aus holozänen Abschwemmmassen über Quellenmoortorf (**s79**) sowie Quellen- und Quellenanmoorgley aus schluffigen Umlagerungsbildungen (**s284**). An den z. T. ausgedehnten Quellhangbereichen im Weihung- und Hornbachtal südlich von Oberkirchberg bzw. an den Unterhängen im nördlichen Rottal tritt KE **s350** mit Quellengleyen und Kolluvium-Quellengleyen auf.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 06.10.23 - 13:18):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/iller-riss-platten/bodenlandschaften/boeden-im-verbreitungsgebiet-molassesedimenten

Naturwerksteine

Verbreitungsgebiete: Schichtstufenland, Vorbergzone entlang des westlichen Schwarzwaldrands, Molassebecken, Kaiserstuhl, Schwarzwald, Odenwald

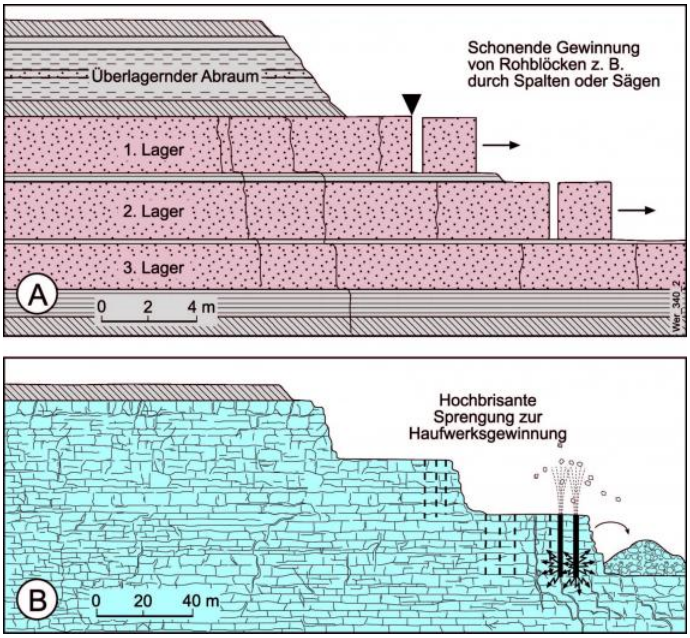
Erdgeschichtliche Einstufung: Karbon, Perm, Trias, Tertiär, Quartär

(Hinweis: Die Rohstoffkartierung liegt noch nicht landesweit vor. Der Bearbeitungsstand der Kartierung lässt sich in der Karte über das Symbol „Themenebenen“ links oben einblenden.)

Definition

Ein Naturwerkstein ist ein natürliches Gestein, aus dem nach wirtschaftlichen Gesichtspunkten **Rohblöcke** in den erforderlichen Mengen und Dimensionen gewonnen werden können, welche hinsichtlich Bearbeitbarkeit, Festigkeit, Verwitterungsbeständigkeit und visueller bzw. architektonischer Attraktivität alle Voraussetzungen mitbringen, um in oder an einem **Bauwerk** langfristig und wiederholt Verwendung finden zu können (Werner et al., 2013). Naturwerksteine sind eine Untergruppe der großen Gruppe der Natursteine; sie sind zu unterscheiden von den Natursteinen für den Verkehrswegebau, für Baustoffe und als Betonzuschlag, die in gebrochener Form, z. B. als Splitt- und Schotterkörnungen, Brechsande sowie Mehle für den Verkehrswegebau, für vielfältige Baustoffe und für Betonzuschlag, oder in unbearbeiteter Form, z. B. als Blöcke für den Hang- und Uferverbau zum Einsatz kommen. Mit der **Bezeichnung Naturstein** wird deutlich gemacht, dass dieses Material gegenüber dem nach Industrienormen massenhaft und einheitlich herstellbaren Kunststein wie Terrazzo, Betonstein oder künstlichen Kalksandstein abzugrenzen ist.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



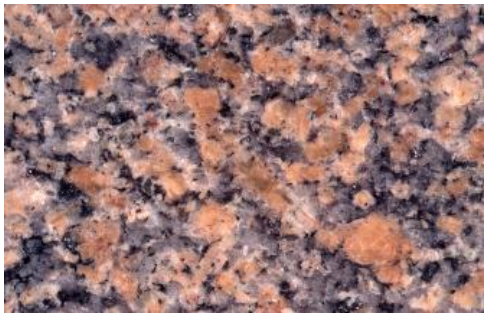
Schematische Gegenüberstellung einer Naturwerksteinlagerstätte und eines ausschließlich zur Gewinnung von Körnungen für den Verkehrswegebau geeigneten Gesteinskörpers. (A) Drei Lager von weitständig geklüftetem Sandstein mit hoher Verbandsfestigkeit: Es lassen sich große würfelförmige Rohblöcke auf mehreren Abbausohlen durch Spalten oder Sägen gewinnen; der überlagernde Abraum kann die Mächtigkeit der Werksteinlager erreichen oder sogar deutlich überschreiten. (B) Vorkommen von unregelmäßig geklüfteten Bankkalksteinen: Ihre Gewinnung erfolgt auf 20–30 m hohen Strossen unter Verwendung von hochbrisanten Sprengstoffen; die Mächtigkeit des Abraums sollte aus wirtschaftlichen Gründen möglichst deutlich geringer sein als die der nutzbaren Schichten.

Lagerstättenkörper

Beispiel für eine sedimentäre Werksteinlagerstätte: Schilfsandstein

Gesteinskörper mit Werksteineignung nach o. g. Definition treten **in fast allen geologischen Formationen** des Landes auf, machen in diesen aber jeweils nur wenige Prozent oder Promille der Gesteinsmasse aus, weil zu ihrer Entstehung besonders gleichmäßige Bildungsbedingungen erforderlich waren. Werksteinlagerstätten sind sowohl **sedimentärer, magmatischer, metamorpher** als auch **hydrothermaler Entstehung** und weisen daher sowohl schichtige, linsige, massige bis gangartige Formen auf. Für die Gewinnung hochwertiger, haltbarer Werksteine sind seit jeher besonders die Sandsteine und Kalksteine des mesozoischen Schichtstufenlands und der Vorbergzone entlang des westlichen Schwarzwaldrands von Bedeutung; viele **historische Bauwerke** sind auch aus tertiärzeitlichen Molassesandsteinen, Kalksandsteinen und Süßwasserkalksteinen errichtet worden. Im Kaiserstuhl wurden besonders hydrothermal verfestigte Lapillituffe verbaut. Im Grundgebirge von Schwarzwald und Odenwald sind werksteinfähige Metamorphite, Plutonite und rotliegendzeitliche Vulkanite verbreitet, die aber erst ab dem 19. Jh. als Werksteine, vor allem aber als Massenrohstoffe für den Verkehrswegebau Bedeutung erlangten. Zu nennen sind besonders die Schwarzwälder Granite und die Quarzporphyre aus dem Odenwald und dem Nordschwarzwald.

Gesteine


Bühlertal-Granit in der Varietät Gertelbach als polierte Platte

Listet man die Naturwerksteine des Landes nach ihren bekannten Bezeichnungen in alphabetischer Reihenfolge auf, so ergibt sich nachfolgende Aufstellung (in Klammern: erdgeschichtliche Einstufung): **Angulatensandstein** (Unterjura); **Arietenkalk** (Unterjura); **Böttinger Marmor** (Jungtertiär); **Buntsandstein** (Untertrias), darunter die Varietäten Neckartäler Hartsandstein, Roter Mainsandstein, Pfinztäler Sandstein, Lossburger Sandstein, Seedorfer Sandstein, Lahrer Sandstein usw.; **Cannstatter Travertin** (Pleistozän); **Dogger-Eisensandstein** (Mitteljura); **Gauinger, Sonderbucher und Riedlinger Travertin** (Jungtertiär); **Hauptrogenstein** (Mitteljura); **Kaiserstühler Tuffstein**, Phonolith und Karbonatit (Jungtertiär); **Kalktuff** (Quartär); **Kieselsandstein** (Mittelkeuper); **Leisberg-Porphyr** (Perm); **Lettenkeuper-Sandstein** (Unterkeuper); **Molassesandstein** (Jungtertiär); **Muschelkalk** (Mitteltrias), darunter die Varietäten Crailsheimer Muschelkalk und Krensheimer Quaderkalk; **Pfaffenweiler Kalksandstein** (Alttertiär); **Plattenkalksteine** von Kolbingen, Renquishausen und Steinweiler (Oberjura); **Posidonienschiefer** (Fleins) von Holzmaden (Unterjura); **Randengrobkalk** (Jungtertiär); **Rhätsandstein** (Oberkeuper); **Riedöschinger Travertin** (Jungtertiär); **Schilfsandstein** (Mittelkeuper), darunter die Varietäten Weiler Sandstein, Mühlbacher Sandstein, Niederhofener Sandstein, Pfaffenhofener und Güglinger Sandstein, Maulbronner Sandstein, Freudentaler Sandstein, Heilbronner Sandstein, Renfrizhauser und Wendelsheimer Sandstein; **Schwarzwälder Granite** (Karbon), darunter die Varietäten Bühlertal-Granit (Gertelbach- oder Rotenberg-Granit), Raumünzach- bzw. Forbach-Granit, Oberkirch-Granit (Kappelrodeck- und Achertal-Granit), Seebach-Granit, Triberg- und Elztal-Granit, Malsburg-Granit, Albtal-Granit und St. Blasien-Granit; **Stubensandstein** (Mittelkeuper), darunter Heilbronner, Schlaitdorfer und Pliezhauser Stubensandstein; **Weißjura-Kalksteine** inkl. Brenztal-Trümmerkalk und Korallenkalk (Oberjura/Weißer Jura).

Mächtigkeiten

Geologische Mächtigkeiten: Stark wechselnd, meist einige Meter bis Zehnermeter, bei Graniten viele hundert Meter.

Gewinnung und Verwendung

Grabdenkmal aus Südschwarzwälder Diatexit

Gewinnung: Zur Gewinnung von Werksteinblöcken dürfen nur Techniken angewendet werden, die einen schonenden Abbau erlauben. Die wichtigsten Methoden sind:

1) Händisches Brechen (z. B. mit Brechstangen, Spitz- und Kreuzhacken) und maschinelles Reißen (Reißbagger) entlang von bestehenden natürlichen Trennflächen
2) Spalten (manuell oder hydraulisch) unter Nutzung natürlicher Trennflächen im Gestein, wie Klüfte
3) Reihenbohren mit anschließendem schonendem Sprengen („drückendes Sprengen“)
4) Trennbohren, ein engständiges Bohren, mit anschließendem händischem oder hydraulischem Spalten
5) Schlitzen, wobei in kerbendes Schlitzen (Schroten oder Schrämen), schleifendes Schlitzen mit der Seilsäge und spanendes Schlitzen mit der Kettenschrämmaschine unterschieden wird.

Verwendung: Die Verwendungsvielfalt für Naturwerksteine ist nahezu grenzenlos. Generell werden als Haupteinsatzbereiche für Naturwerksteine unterschieden: (A) Massivbauten und Mauerwerk, (B) Grabmale und Denkmale ohne bildhauerischen Einsatz, (C) figürliche Arbeiten und Plastiken, (D) senkrecht angeordnete Platten für Fassaden und sonstige Wandverkleidungen, (E) waagerecht angeordnete Platten für Bodenbeläge, Pflaster und Treppen im Gartenbau, (F) Platten für die Innenarchitektur, (G) technische Steinkörper wie Säurebottiche und Ausgussanlagen, (H) Kleinkunst und Kunstgewerbe, (I) Restaurierung historischer Gebäude und Steinmetzarbeiten.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Literatur

- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2013b). *Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013: Bedarf, Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Dritter Landesrohstoffbericht.* – LGRB-Informationen, 27, S. 1–204.
- Lorenz, W. & Gwosdz, W. (2003a). *Bewertungskriterien für Industrieminerale, Steine und Erden, Teil 6: Naturwerksteine und Dachschiefer.* – Geologisches Jahrbuch, Reihe H, 9, S. 3–70.
- Werner, W., Wittenbrink, J., Bock, H. & Kimmig, B. (2013). *Naturwerksteine aus Baden-Württemberg – Vorkommen, Beschaffenheit und Nutzung.* 765 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 22.07.20 - 16:26):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/naturwerksteine

Alpenvorland

Das baden-württembergische Alpenvorland bildet eine weitläufige Hügellandschaft, die sich südlich der Schwäbischen Alb im Vorfeld der Alpen ausbreitet. Es erstreckt sich dabei dreiecksförmig zwischen dem Bodensee und Hochrhein an der Grenze zur Schweiz, der Schwäbischen Alb im Nordwesten und der östlichen Begrenzung entlang von Iller und weiter im Süden von Aitrach und Eschach. Sowohl die maximale Nord–Süd-Erstreckung, wie auch die größte Ost–West-Distanz beträgt rund 100 km. Im Unterschied zu den meisten anderen Landschaften Baden-Württembergs besteht das Alpenvorland aus erdgeschichtlich jungen, känozoischen Gesteinen, deren Bildung und Ablagerung mit der Entstehung der Alpen und ihrer Entwicklung zu einem Hochgebirge zusammenhängt. Bei diesen handelt es sich einmal um Sedimente aus der Tertiär-Zeit, die als Füllung aus Abtragungsmaterial der Alpen in das vorgelagerte Molassebecken geschüttet wurden. Zum anderen konnten sich in den quartären Kaltzeiten im Hochgebirge große Eismassen ansammeln, was schließlich zum Austreten der Gletscher aus den Alpentälern und zur Ablagerung des mitgeführten alpinen Gesteinsmaterials im Vorland führte.

Landschaft und Klima

Die Landschaftsentwicklung im südwestdeutschen Alpenvorland wurde in ihren Grundzügen durch das geologische Geschehen in den Alpen während des jüngsten Abschnitts der Erdgeschichte, dem Quartär, bestimmt. Der Aufbau großer Eismassen im Hochgebirge führte wiederholt zum Ausfließen der Gletscher aus den Alpentälern und zu ihrem Vorrücken bis weit in das Vorland hinein. So stieß der pleistozäne Rheingletscher während der Würmeiszeit von seiner Austrittsstelle aus dem Alpenrheintal bis zu 60 km weit nach Norden vor und dehnte sich entlang des Bodenseebeckens nach Westen bis in die Gegend um Schaffhausen aus. Nach dem Abschmelzen der Eismassen formten die hinterlassenen Moränenablagerungen das **Jungmoränen-Hügelland**.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Das Jungmoränen-Hügelland im Westallgäu mit Blick auf die Allgäuer Alpen

Das Jungmoränengebiet wird an seinem Außenrand von den Gletscherablagerungen älterer Vereisungen umgeben, die das **Altmoränen-Hügelland** bilden. Im Bereich seiner größten Ausdehnung erstreckt es sich bis 25 km weiter nach Norden und reicht über das Donautal hinaus bis auf den Südrand der Schwäbischen Alb. Charakteristisch für das Gebiet der Altmoränen sind überwiegend größere Hügel und Hügelrücken. In die Altmoränenlandschaft sind immer wieder Täler mit auffällig breiten Talböden eingeschaltet, deren Weite im Widerspruch zur Bedeutung und Wasserführung der heutigen Fließgewässer steht. Bei ihnen handelt es sich um frühere Schmelzwassertäler, in welchen die enormen Wassermengen, die am Außenrand der würmzeitlichen Vereisung frei wurden, nach Norden zur Donau hin abgeführt wurden. Das Donautal fungierte dabei an der Nahtlinie zwischen Alpenvorland und der Schwäbischen Alb als Urstromtal. Am Außenrand der Altmoränen zwischen dem Gebiet östlich von Riedlingen und dem Rißtal nördlich von Biberach ist in feinkörnig-pelitischen bis sandigen Molassesedimenten hügeliges Gelände ausgebildet, das als **Tertiärhügelland** landschaftlich eine nur kleine Fläche einnimmt.

Westliches Altmoränen-Hügelland bei Meßkirch

Aufgrund naturräumlicher Unterschiede lassen sich die Altmoränenbereiche im baden-württembergischen Alpenvorland in verschiedene Untereinheiten gliedern. Die **mittlere Altmoränenlandschaft** wird im Osten durch das nördliche Rißtal und das Umlachtal südöstlich von Biberach a. d. Riß begrenzt. Seine westliche Begrenzung verläuft entlang des Ringgenbachtals, das sich westlich von Pfullendorf, nach Norden bis zu seiner Einmündung ins Ablachtal erstreckt. Die klimatischen Verhältnisse sind hier gemäßigt. Typisch ist die weite Verbreitung von Lösslehmdecken und lösslehmreichen Fließerden, welche den glazialen Untergrund mehr oder weniger lückenhaft verhüllen. Die **östliche Altmoränenlandschaft** reicht bis an den Rand des Adelegg-Berglands ganz im Süden des Landes und ist durch insgesamt hohe Niederschläge gekennzeichnet. Im **westlichen Altmoränengebiet** fehlt dagegen eine großflächige Bedeckung mit lösslehmreichen Fließerden und Lösslehmen. Auch geht seine Ausdehnung nördlich der Jungmoränen deutlich zurück und bildet weiter nach Westen einen nur noch schmalen, wenige Kilometer breiten Saum mit z. T. lückenhafter Moränenbedeckung.

Das **Jungmoränen-Hügelland** zeigt im Vergleich zum Altmoränengebiet insgesamt ein deutlich unruhigeres Relief mit einem gebietsweise engräumigen Wechsel von kuppigen Vollformen und geschlossenen, abflusslosen, häufig vermoorten Hohlformen. Seine äußere Begrenzung bildet der als Äußere Jungendmoräne bezeichnete Endmoränenwall des würmzeitlichen Maximalstands. Dieser markiert über große Strecken des südwestdeutschen Alpenvorlands die europäische Wasserscheide zwischen dem zur Donau orientierten danubischen System und dem rheinischen Einzugsgebiet mit dem Bodensee und Hochrhein als Vorfluter. Verstärkte Abtragung aufgrund der tief liegende Erosionsbasis führte zur Herausbildung des **Bodenseehinterlands**, welches sich mit Geländehöhen von 400–580 m NN deutlich von den übrigen Jungmoränenbereichen (ca. 550–800 m NN) abhebt. Die Tieflage des Bodensees unterstützte zudem das erosive Herauspräparieren der markanten Bergkegel des **Hegaus** im Westen des weiteren Bodenseehinterlands. Deren Kern bilden vulkanische Schlotröhren aus harten magmatischen Gesteinen, die vor ca. 13–6 Mio. Jahren im mittleren und späten Miozän gefördert wurden.

Typisch für das Bodenseehinterland sind die bereichsweise vorkommenden, häufig schwarmförmig angeordneten Drumlins (Schreiner, 1992a). Bei diesen handelt es sich um stromlinienförmige, oft an Walrücken erinnernde längliche Hügel, die durch das fließende Gletschereis modelliert wurden. Das östliche Jungmoränen-Hügelland mit seinem engräumigen Wechsel von Moränenkuppen und Senkenbereichen bildet wesentliche Teile des zu Baden-Württemberg gehörenden **Westallgäus** und wurde von einem Teilstrom des würmzeitlichen Gletschers, dem sog. Argenlobus, geformt.

Die Innere Jungendmoräne mit Einödhöfen im Westallgäuer Hügelland

Charakteristische Elemente in den Moränengebieten sind einzelne größere Becken, die sowohl im Jungmoränen- wie auch im Altmoränengebiet auftreten. Diese können z. T. als klassische Zungenbecken interpretiert werden, welche durch die Gletscherarbeit mächtiger Eismassen herausmodelliert wurden. Bekannte Beispiele sind das Becken von Bad Wurzach im Altmoränengebiet des östlichen Rheingletschers oder das Pfrunger Ried in der Jungmoränenlandschaft südlich von Ostrach. Eine weitere markante Beckenstruktur stellt das Schussenbecken dar, das sich vom Bodensee gut 30 km nach Norden in der Hauptvorstoßrichtung des pleistozänen Rheingletschers erstreckt und in dessen Verlängerung weitere Beckenstrukturen bis in das Altmoränengebiet reichen.

Blick über das Wurzacher Ried

Deckenschotter-Landschaft bei Ochsenhausen

Ganz im Südosten des baden-württembergischen Alpenvorlands befindet sich östlich von Isny das bereits den ersten Alpenausläufern vorgelagerte Bergland der **Adelegg** mit Höhen von über 1000 m NN (Schwarzer Grat: 1118 m NN). Es besteht aus geröllreichen Ablagerungen, die in einem großen Schwemmfächer während des jüngeren Tertiärs in das Molassebecken geschüttet wurden. Im Unterschied zum östlichen, bayerischen Teil der Adelegg, den der Illergletscher erreicht hat, wurde der württembergische Teil nur randlich vom Eis des Rheingletschers beeinflusst. Bereits wenige Kilometer nordöstlich von Leutkirch war das Alpenvorland stets eisfrei. Von hier aus öffnet sich die Terrassenlandschaft der **Iller-Riß-Platten** in einem spitzwinkligen Dreieck nach Norden bis zur Donau (Ellwanger et al., 2011a). Treppenartig ansteigende Flussschotter aus verschiedenen Kaltzeiten überlagern dabei die Gesteine des Molassesockels.

Das Klima im südwestdeutschen Alpenvorland wird im Wesentlichen durch die Höhenlage sowie durch die nach Süden zunehmende Stauwirkung der Alpen bestimmt. Die Jahrestemperaturen liegen weitverbreitet in einer Spanne zwischen knapp 7 °C und etwa 8 °C. Abweichungen finden sich im Bodenseegebiet und seinem Hinterland, wo aufgrund der relativ tiefen Lage und der Wirkung des Bodensees als Wärmespeicher mittlere Jahrestemperaturen bis 9 °C erreicht werden. Die mittleren Jahresniederschläge bewegen sich in weiten Teilen zwischen ca. 770 mm und 850 mm. Ganz im Westen des baden-württembergischen Alpenvorlands, im Hegau, sinken die Niederschläge im Regenschatten der südwestlichen Ausläufer der Schwäbischen Alb lokal bis auf 700 mm ab. Die Zunahme der Niederschläge entlang eines ausgeprägten Nord–Süd-gerichteten Gradienten zeigt sich v. a. im östlichen Alpenvorland und deutet sich aufgrund der zunehmenden Alpennähe auch schon im Bereich des mittleren Bodensees an. Die Niederschlagshöhen des nördlichen Teils steigen dabei nach Süden rasch auf Werte von 1000 mm an und in unmittelbarer Alpennähe werden sogar 1500 mm überschritten. Mit seinen Gipfelbereichen zwischen 950 m NN und etwas über 1100 m NN gelegen, weist die Adelegg für das südwestdeutsche Alpenvorland z. T. extreme Klimaverhältnisse auf. Die Temperaturen sinken hier auf Jahreswerte deutlich unter 6 °C ab und die Jahresniederschläge reichen an Werte von 2000 mm heran und übersteigen diese sogar stellenweise.

Geologisch-geomorphologischer Überblick

Das südwestdeutsche Alpenvorland ist Teil eines großen mitteleuropäischen Landschaftsraums, der als wenige Zehnerkilometer bis über 100 km breiter Saum entlang des Nordrands der Alpen verläuft und sich vom Genfer See bis zum Ostende der Alpen in die Nähe von Wien über eine Entfernung von ca. 1000 km erstreckt. Seine Entstehung hängt eng mit den geotektonischen Vorgängen bei der Kollision des afrikanischen Kontinents mit der eurasischen Platte und der Auffaltung der Alpen seit dem älteren Tertiär vor rund 50 Mio. Jahren zusammen (Scholz, 2016).

Felswand in der Oberen Meeresmolasse bei Überlingen (Heidenlöcherschichten)

Als Folge des Abtauchens der eurasischen Platte unter den afrikanischen Kontinent entstand im Nahtbereich, nördlich der sich auffaltenden Alpen, ein asymmetrisches, trogförmiges Vorlandbecken. Zusätzlich wurde die Beckenabsenkung durch die Auflast der im Gebirge angehäuften Gesteinsmassen verstärkt. Die Beckenfüllung aus dem Abtragungsmaterial der Alpen erreicht in unmittelbarer Alpennähe Mächtigkeiten von teilweise über 5000 m und nimmt zum Außenrand bis auf wenige Zehnermeter ab. Die Sedimentation in diesem Molassebecken fand je nach Verbindung zum offenen Meer unter marinen oder limnischen Bedingungen im Salz- bzw. Süßwasser statt. Aus einmündenden Alpentälern wurden zudem im südlichen Teil mächtige geröllreiche Serien in großen Schwemmfächersystemen abgesetzt. Schließlich kam die Molassesedimentation im Jüngeren Miozän vor rund 10 Mio. Jahren zum Erliegen, nachdem der nordalpine Vorlandtrog weitgehend aufgefüllt war. Die flache Aufschüttungslandschaft wurde nun von Flüssen aus dem Alpenraum nach Norden zu einem Vorläufer der Donau gequert. Die fluviatile Formung setzte sich zunächst auch mit dem Beginn der quartären Klimawechsel vor rund 2,6 Mio. Jahren fort. Relikte dieser alten Flussablagerungen aus Kies- und Schottersträngen haben sich bis heute als weitläufige Terrassenablagerungen erhalten.

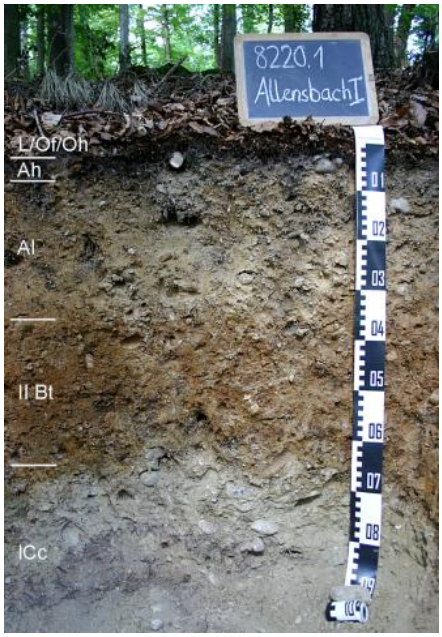
© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Erratischer Block „Heiliger Stein“ auf einem Endmoränenhügel bei Kißlegg-Waltershofen

In den Kaltzeiten fand ein starker Eisaufbau in den Hochlagen der Alpen statt, der v. a. während der jüngeren pleistozänen Kaltphasen zum Austreten der Gletschermassen aus den Alpentälern führte. Dabei waren das Ausmaß der Vorlandvergletscherung und die Überformung der Landschaft mit Glazialsedimenten von der Größe des jeweiligen inneralpinen Einzugsgebiets abhängig. Im Bereich des tief in die Alpen hinein reichenden Einzugsgebiets des Rheingletschers konnten sich enorme Eismassen ansammeln, die wiederholt aus dem Alpenrheintal ausflossen und zu einer teilweise weit nach Norden reichenden Vergletscherung des südwestdeutschen Alpenvorlands führten, die sogar die Schwäbische Alb erreichte. Neben Moränenablagerungen aus einem unsortierten Gemisch aus Sand, Schluff und Ton mit wechselnden Kiesgehalten wurden von den Gletschern an ihren Rändern durch Schmelzwässer große Mengen an Kiesen abgesetzt.

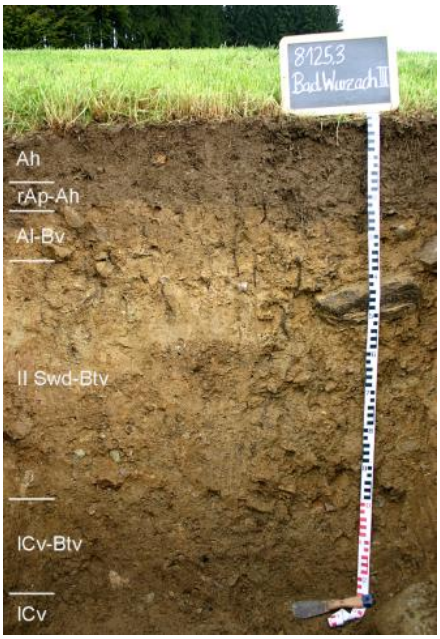
Böden

Im **Jungmoränengebiet** werden die Böden i. W. durch die im Bereich des Gletschers und seinem Umfeld abgesetzten Ablagerungen geprägt, unter denen kiesführende, sandig-lehmige Moränenablagerungen („Geschiebemergel“) eine weite Verbreitung besitzen. Daneben kommen jedoch auch feinkörnige, schluffig-tonige und sandige Beckensedimente sowie im Vorfeld des früheren Gletschers geröll- und kiesreiche Schmelzwasserablagerungen vor. Auf den durchweg kalkreichen Lockergesteinen des Jungmoränengebiets entwickelten sich hauptsächlich Parabraunerden, deren Eigenschaften stark von der Körnung der jeweiligen Glazialsedimente abhängen. Gebietsweise tritt in den Jungmoränenbereichen ein engräumig wechselndes Relief aus Moränenhügeln und geschlossenen, grundwassererfüllten Hohlformen auf, in denen typischerweise Niedermoore aufgewachsen sind. Große Vorkommen von teilweise mehrere Meter mächtigen Niedermooren, in deren Zentrum sich meist Hochmoorkomplexe gebildet haben, sind charakteristisch für weitläufige Senken- und Beckenbereiche.



Mäßig tief entwickelte Parabraunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde über würmzeitlichem Geschiebemergel (U53)

Im **Altmoränen-Hügelland** weisen die Parabraunerden auf den rißzeitlichen Moränenablagerungen im Vergleich zum Jungmoränengebiet eine meist deutlich größere Entwicklungstiefe auf (Kösel, 2014). Das Altmoränengebiet gehörte während der letzten Eiszeit dem Periglazialraum an, weshalb die Glazialablagerungen häufig von lösslehmhaltigen Fließerden sowie örtlich von Lösslehm überlagert werden. Die hier weit verbreiteten Parabraunerden sind meist nur mäßig intensiv ausgebildet und zeigen häufig Staunässemerkmale. Vor allem auf Lösslehm-Fließerden macht sich mit den nach Süden ansteigenden Niederschlägen eine abnehmende Tonverlagerung in den Böden bemerkbar und führt schließlich zur Ablösung von Parabraunerden durch Braunerden. In Positionen mit reliefbedingtem Wasserzufluss (z. B. Mulden, Hangfußbereiche), aber auch auf Verebnungsbereichen, sind stark staunasse Pseudogleye aus Lösslehm und lösslehmhaltigen Fließerden ein typischer Bestandteil des Bodenmusters. Niedermoore sind meist auf größere Glazialbecken beschränkt, treten aber auch in geringmächtiger Ausbildung in den Schmelzwassertälern auf, die vom Außenrand der Jungmoränen die Altmoränenlandschaft zur Donau hin queren.



Tief entwickelte pseudovergleyte Parabraunerde-Braunerde aus lösslehmhaltiger Fließerde über rißzeitlichem Geschiebemergel

Die weitläufigen Terrassenverebnungen der **Iller-Riß-Platten** sind großflächig von Lösslehm und lösslehmreichen Fließerden sowie in der Nähe des Donautals auch von mächtigerem Löss überdeckt. Während im nördlichen Abschnitt Parabraunerden flächig verbreitet sind, treten schon im mittleren Bereich großflächig Pseudogleye auf. Parabraunerden sind hier auf wasserzügige Positionen, wie etwa Terrassenränder beschränkt. Im niederschlagsreichen Bergland der **Adelegg** wird die Bodenverbreitung von kieshaltigen Braunerden mit häufig größerer Entwicklungstiefe dominiert.

Landnutzung

Große städtische Verdichtungsräume fehlen im baden-württembergischen Alpenvorland, wenn man von Ulm a. d. Donau absieht. Die Bevölkerungsdichte ist insgesamt deutlich geringer als in den Kernräumen Baden-Württembergs. Die Besiedlung und die damit zusammenhängende Nutzung der Landschaft verliefen zögerlicher als in den naturräumlichen Gunstgebieten Südwestdeutschlands. Neben einzelnen Schwerpunkten im Bodenseeraum und im Federseegebiet, die bereits seit vorgeschichtlicher Zeit besiedelt waren, setzte die flächige Besiedlung des südwestdeutschen Alpenvorlands erst mit dem Eintreffen alemannischer Siedler an seinem Nordrand zu Beginn des Frühmittelalters ein, nachdem die Römer den Donaulimes geräumt hatten. In der Folge wurden nun große Teile des südwestdeutschen Alpenvorlands als Altsiedelland erschlossen. Seine vollständige Durchdringung mit Siedlungen auch in ungünstigen Bereichen erfolgte jedoch erst im Zuge der hochmittelalterlichen Landnahme.

Auf den ebenen bis flachwelligen Schotterterrassen und Moränenplatten der Insel Reichenau herrscht intensiver Gemüsebau vor. Der Hochwart-Hügel ist mit Reben bestockt.

Die heutige agrarische und forstliche Nutzung des Raums folgt in groben Zügen den klimatischen Gegebenheiten. Im nördlichen und westlichen Alpenvorland herrscht aufgrund moderater Niederschlagswerte Ackernutzung vor, die auf den fruchtbaren Löss- und Lösslehmböden entlang des Donautals mit hoher Intensität erfolgt. Einzelne größere Waldareale hängen häufig mit ungünstigen Boden- oder Reliefverhältnissen sowie den Besitzverhältnisse zusammen. Vor allem im östlichen Alpenvorland steigen auf staunassen Böden die Waldanteile merklich an, während Acker- zugunsten der Grünlandnutzung abnimmt. Im niederschlagsreichen südöstlichen Alpenvorland setzt die Ackernutzung schließlich fast vollständig aus.

Im Bergland der Adelegg wurden nach dem Zweiten Weltkrieg zahlreiche Höfe aufgegeben und die zugehörigen Grünlandflächen häufig in Wald umgewandelt. Ihr Gebiet wird inzwischen nahezu komplett forstwirtschaftlich genutzt. Die Bodenseeregion nimmt aufgrund ihrer Klimagunst eine Sonderstellung ein. Das aus meist kleineren Waldflächen, Grünland und Äckern bestehende Nutzungsmosaik wird hier durch Sonderkulturen, vorwiegend Obst, Hopfen und Wein ergänzt.

Alpe auf der Adelegg

Grundwasser

Kiesgrube Bittelschieß bei Krauchenwies

Die bedeutendsten Grundwasservorkommen im Alpenvorland finden sich einerseits in den Talzügen, die ausgehend vom ehemaligen Gletscherrand als Schmelzwasserrinnen mit hoch durchlässigen Kiesen und Sanden verfüllt wurden, andererseits in Schotterkörpern, die beim Eiszerfall abgelagert wurden. Beispiele hierfür sind die Leutkircher Heide, das Aitrachtal oder die Kieskörper im Ablachtal, Andelsbachtal oder Ostrachtal. Weitere größere Kieskörper finden sich z. B. im Argen-Delta oder im Singener Kiesfeld. Dort liegen mehrere kiesige Einheiten übereinander. Das darin vorhandene Grundwasser ist durch geringer durchlässige Sedimente hydraulisch mehr oder weniger deutlich voneinander getrennt. Ein derartiger Aufbau führt zu einer Stockwerksgliederung im Untergrund. Neben diesen Kieskörpern, die bereichsweise von geringmächtigen, meist geringer durchlässigen, holozänen Deckschichten überlagert werden, gibt es weitere, grundwassererfüllte und gut durchlässige Kieskörper, die unter einer bisweilen mehrere Zehner Meter mächtigen Überdeckung aus jüngeren Moränensedimenten liegen. Es handelt sich hierbei z. B. um die Haslach-Schotter im Gebiet der Iller-Riß-Platten oder die älteren Schotterkörper der Argen-Ach-Rinne und des Isnyer Beckens.

Weniger ergiebige Grundwasservorkommen können in kleinräumigeren, kiesigen Einschaltungen auftreten, die in die geringer durchlässigen Moränensedimente eingelagert sind. Sie sind lediglich von lokaler wasserwirtschaftlicher Bedeutung.

Brunnen in den größeren Kieskörpern können Ergiebigkeiten von mehreren Zehner l/s erreichen. Die Grundwasservorkommen sind deshalb wasserwirtschaftlich von regionaler bis überregionaler Bedeutung. Größere Brunnen dienen z. B. der Trinkwasserversorgung von Isny oder Leutkirch. Daneben gibt es zahlreiche weitere kleinere Brunnen und Quellen, die der ortsnahen Trinkwasserversorgung kleinerer und mittlerer Gemeinden dienen.

Günz-Deckenschotter (Freundschaftshöhle Heiligenberg)

Die Iller-Riß-Platten sind durch das Vorkommen von Deckenschottern charakterisiert. Diese grobkörnigen fluviatilen Sedimente sind deckenförmig auf den Hochflächen (Riedeln) zwischen den Tälern verbreitet. Die Grenzfläche zu den unterlagernden, geringer durchlässigen und als Stauer wirkenden Molassesedimenten liegt meist über dem Vorflutniveau, so dass dort oft Schichtquellen an Quelllinien austreten können. Da die Deckenschotter häufig in kleine Flächen zerteilt sind, sind die Quellschüttungen meist gering. Ausnahmen bilden z. B. die Quellen bei Hauerz oder Haslach (bei Rot an der Rot) mit Schüttungen von mehreren Zehner l/s. Sie entwässern großräumig zusammenhängende Deckenschotterkörper.

Mit Ausnahme der Oberen Meeresmolasse sind die übrigen Molasseeinheiten überwiegend als Grundwassergeringleiter einzustufen. Eingeschaltete Feinsandlagen können geringe Mengen an Grundwasser führen, die Abfolge ist dann als schichtig gegliederter Grundwasserleiter ausgebildet. Die Grundwasservorkommen können zur lokalen Trinkwasserversorgung genutzt werden.

Obere Meeresmolasse (Felsenkeller, Pfullendorf)

In der Oberen Meeresmolasse gibt es mit der Baltringen-Formation im unteren Abschnitt und den Heidenlöcher-Schichten im oberen Abschnitt zwei flächig verbreitete grundwasserführende Einheiten. Sie werden lokal zur Trinkwassergewinnung genutzt.

Grundwässer in den glazial geprägten Sedimenten des Alpenvorlandes liegen mit einer Gesamthärte von 12–18 °dH überwiegend im Härtebereich „hart“. In Gebieten mit geringen Flurabständen und in Mooren sind die Grundwässer oft sauerstoffarm. Dann können in ihnen hohe Eisen- und Mangangehalte auftreten.

Weiterführende Informationen zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Alpenvorland finden sich in HGK (1985), Villinger (1997; 2011) sowie in Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2016).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Geogefahren

Oberflächennahe Rutschung in Konstanz im Aufwitterungsbereich der Oberen Süßwassermolasse

Im Alpenvorland sind ausschließlich gravitative Massenbewegungen als geogene Naturgefahren bekannt. Rutschungen treten innerhalb der gering verfestigten Molassesedimente sowie der Jüngeren Juranagelfluh auf. Infolge von Starkregenereignissen sind auch schlammstromartige Böschungsrutschungen (Hangmuren), wie beispielsweise an der A98 bei Orsingen-Nenzingen, möglich.

Deutlich seltener treten auch Sturzereignisse an entsprechenden Steilanschnitten der Molassegesteine auf, wie z. B. im Eschachtal bei Isny.

Rohstoffe

Die mit Abstand wichtigsten mineralischen Rohstoffe im oberschwäbischen Alpenvorland sind die glazial geprägten Kies- und Quarzsandvorkommen aus quartär-zeitlichen Lagerstätten sowie die tertiärzeitlichen Lagerstätten in der Molasse. Neben den quartären Kiesvorkommen aus dem Oberrheingraben zählen die des oberschwäbischen Alpenvorlandes zu den wichtigsten im Land. Sie sind jedoch deutlich kleiner und ungleich komplizierter aufgebaut. Die Kies- und Quarzsandvorkommen befinden sich vielfach in Terrassenschottern oder sind an Schmelzwasserrinnen und Becken wie z. B. das Singener Becken oder an Deltaschüttungen gebunden. Die Gewinnung der Lockergesteine erfolgt im Trocken- und untergeordnet im Nassabbau.

Wechsellagerung aus quartären Kiesen und Sanden

Die tertiär-zeitlichen Quarzsande kommen in der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Brackwassermolasse vor. Der Grobsandzug der Oberen Meeresmolasse ist ein schmaler und langgestreckter, ehemals küstenparallel verlaufender Sedimentationskörper des Molassemeeres. Dieser ist heute teilweise als gut erkennbarer Höhenzug erhalten und lässt sich nordöstlich von Singen bis südlich von Mengen verfolgen. Die feinkiesigen Graupensande der Grimmelfingen-Formation der Oberen Brackwassermolasse treten in Baden-Württemberg nur zwischen Ehingen und Ulm am Südrand der Schwäbischen Alb in bauwürdigen Mächtigkeiten auf. Die Sande wurden in einer NO–SW verlaufenden Flussrinne abgelagert, wobei die Sedimente in südwestliche Richtung geschüttet wurden.

Sande der Oberen Süßwassermolasse

Ziegeleirohstoffe kommen in eiszeitlichen Beckentonen und in der Unteren Süßwassermolasse vor. Die grobkeramischen Rohstoffe wurden früher in zahlreichen Gewinnungsstellen abgebaut. Aufgrund von Konzentrationsprozessen in der Grobkeramischen Industrie wird im Alpenvorland nur noch in einem Betrieb Material für die Herstellung von Hintermauerziegeln gewonnen.

Torfgewinnung in Vogt-Reichermoos

Torf wird nur noch in sehr geringen Mengen in einer Grube bei Vogt (Reichermoos) für balneologische Zwecke abgebaut. Bis Anfang des 20. Jh. erfolgte der Torfabbau in Oberschwaben an mehreren Stellen im industriellen Maßstab zur Brenntorfgewinnung.

Aus historischer Sicht waren die Erdöl- und Erdgasvorkommen im Alpenvorland von großer Bedeutung, welche von den 1960er Jahren bis 1996/97 in Betrieb waren. Sandsteine und der sog. Randengrobkalk der Oberen Meeresmolasse, ein Schalentrümmerkalkstein, fanden bis in die erste Hälfte des 20. Jh. als Bausteine Verwendung. Die vulkanischen Schlotröhren des Hegau aus Basalt oder Phonolith wurden bis in das 20. Jh. zu Schotterzwecken abgebaut.

Externe Lexika

WIKIPEDIA
- Alpenvorland

Weiterführende Links zum Thema

- LEO-BW: Voralpines Hügel- und Moorland
- LEO-BW: Donau-Iller-Lech-Platte

Literatur

- Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2016). *Regionale Hydrogeologie von Deutschland – Die Grundwasserleiter: Verbreitung, Gesteine, Lagerungsverhältnisse, Schutz und Bedeutung.* – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 163, 456 S., Hannover.
- Ellwanger, D., Kimmig, B., Simon, T. & Wielandt-Schuster, U. (2011a). *Quartärgeologie des Rheingletschergebiets (Exkursion I).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 93, S. 387–417.
- HGK (1985). *Grundwasserlandschaften.* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 12 S., 8 Anlagen, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Kösel, M. (2014). *Süddeutsches Vereisungsgebiet.* – Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Horn, R., Stahr, K. &

Guggenberger, G. (Hrsg.). Handbuch der Bodenkunde, Kap. 4.5 Böden als landschafts- und kulturgeschichtliche Urkunden, Unterkap.4.5.3 Paläoböden Weinheim (Wiley-VCH).

- Scholz, H. (2016). *Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.* 3. vollständig überarb. u. erweiterte Aufl., 354 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (1992a). *Einführung in die Quartärgeologie.* 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Villinger, E. (1997). *Der Oberjura-Aquifer der Schwäbischen Alb und des baden-württembergischen Molassebeckens (SW-Deutschland).* – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 34, S. 77–108.
- Villinger, E. (2011). *Erläuterungen zur Geologischen Übersichts- und Schulkarte von Baden-Württemberg 1 : 1 000 000.* 13. Aufl., 374 S., 1 Karte, Freiburg i. Br.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 17.01.23 - 10:18):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/unser-land/alpenvorland

Hydrogeologischer Überblick

Die hydrogeologische Bedeutung der Deckschichten ergibt sich in erster Linie aus ihrer Funktion als Zwischenspeicher für das in den Untergrund versickernde Niederschlagswasser und den daraus resultierenden Schutz des Grundwassers vor Schadstoffeinträgen.

Die Deckschichten können sich wie folgt auf das darunter liegende Grundwasser auswirken:

- Geringere Grundwasserneubildungsrate aufgrund erhöhter Anteile an Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss
- Geringere Grundwasserneubildungsrate aufgrund höherer aktueller Verdunstung als Folge des Zusammenwirkens von oberflächennaher Wasserspeicherung und kapillarem Aufstieg
- Höheres Grundwasseralter infolge zeitlich verzögerter vertikaler oder lateraler Zusickerung ins Grundwasser (Grundwasserneubildung)
- Größere Härte des Grundwassers in karbonatfreien Grundwasserleitern infolge Aufhärtung des Sickerwassers durch Karbonatlösung in den Deckschichten (z. B. Löss über Buntsandstein oder Kristallin)
- Geringere Schadstofffracht im Grundwasser infolge Abbau und Retardation von Schadstoffen

Das Eindringen von persistenten Schadstoffen wie beispielsweise per- und polyfluorierte Chemikalien (PFC), Chlorkohlenwasserstoffe (CKW) oder viele Pflanzenschutzmittel (PSM), oft auch Nitrat, in den Untergrund wird durch Deckschichten allerdings nur verzögert, da diese Stoffe bei der Passage durch die ungesättigte Zone nicht abgebaut werden.

Deckschichten können lokal auch kleinere schwebende Grundwasservorkommen enthalten, die sich auf geringer durchlässigen Schichten bilden. Dieses Grundwasser ist häufig nur zeitweise verfügbar. Zu den Deckschichteneinheiten, die eine stärkere Wasserführung aufweisen können, gehören die Umlagerungsbildungen, die Glazialsedimente sowie Molassesedimente, die bei isolierter, geringmächtiger Ausbildung ebenfalls als Deckschichten eingestuft werden.

Geologie und hydrogeologische Charakteristik

Anthropogene Bildung

Anthropogene Bildungen sind durch menschliche Tätigkeit hervorgerufene geologische Körper. Es handelt sich dabei um Abfalldeponien und Ablagerungen von Müll, Bauschutt usw., um anthropogene Aufschüttungen aus natürlichem Material unterschiedlichster Beschaffenheit (Dämme, Halden) sowie um Bauwerksreste. Dazu zählen auch Kulturreste von historischen Aufschüttungen wie z. B. römischer Siedlungsschutt. Anthropogen verändertes Gelände ist durch künstliche Abtragung oder Aufschüttung erheblich verändert.

Anthropogene Bildungen weisen hinsichtlich ihrer Durchlässigkeit und Grundwasserführung eine hohe Spannbreite auf. Dementsprechend können sie als Deckschicht oder als Grundwasserleiter wirken.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Verwitterungs-/Umlagerungsbildung

Das Gesteinsmaterial dieser Einheit ist je nach Ausgangsgestein sehr unterschiedlich ausgebildet. Es handelt sich um Material, das durch bodenbildende Prozesse verändert wurde. Hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung können alle Fraktionen vertreten sein: Ton, Schluff, Sand, Kies und Steingeröll/Steingrus. Typische Vertreter sind beispielsweise die periglazialen Fließerden.

Bei bindiger Ausbildung der Verwitterungs- und Umlagerungsbildungen handelt es sich um Deckschichten mit stark wechselnder Porendurchlässigkeit und meist mäßiger bis sehr geringer Ergiebigkeit. Überwiegen gröber klastische Komponenten, können sie Porengrundwasserleiter mit meist geringer Durchlässigkeit und Ergiebigkeit bilden.

Hangschutt

Hangschutt ist eine hangabwärts verlagerte Akkumulation von Lockergestein. Sie entsteht durch Kriech-, Gleit- und Sturzvorgänge an Hängen und überlagert an den Talrändern häufig Flussbettsedimente. Hangschutt besteht aus meist lehmigem Gesteinsschutt. Er kann auch andere Umlagerungssedimente enthalten (z. B. Fließerde, Schwemmschutt, Rutschungsbildungen) und setzt sich meist zu mehr als 25 Vol.-% aus Grus, Kies, Steinen und Blöcken zusammen.

Grober Muschelkalk-Hangschutt bei Bad Imnau

Blockschutt besteht überwiegend aus Blöcken und enthält wenig lehmige Anteile. Als Reste alter Schuttdecken bezeichnet man Hangschuttreste, die im Vorland liegen und nicht mehr in unmittelbarer Lagebeziehung zu ihrem ehemaligen Bildungsraum stehen.

Bei einem höheren Anteil an bindigen Komponenten bildet Hangschutt eine Deckschicht mit stark wechselnder Porendurchlässigkeit und oft sehr geringer Ergiebigkeit. Bei tonig-lehmiger Ausbildung ist die Durchlässigkeit gering und die Ergiebigkeit mäßig bis sehr gering. Bei hartem, verwitterungsresistentem Ausgangsgestein besitzen Hangschutt bzw. Blockschutt eine größere Porendurchlässigkeit mit mäßiger Ergiebigkeit. Sie können dann als Porengrundwasserleiter ausgebildet sein. Für schichtgebundenes Grundwasser, das in höherer Position am Hang aus dem Festgestein austritt, wirkt der Hangschutt in vielen Fällen als Drainage , die das Schichtwasser abführt, bevor es in tieferen Hanglagen in Hangschuttquellen zu Tage tritt. Die dabei beobachteten Fließgeschwindigkeiten können beträchtlich sein. So wurden bei einem Markierungsversuch im Enzkreis an einer Hangschuttquelle im Buntsandstein für eine Fließstrecke von rund 100 m eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 37,6 m/h und eine dominierende Abstandsgeschwindigkeit von 27,5 m/h bestimmt (HGE, 2004c).

Massenverlagerung

Es handelt sich dabei um ereignishaft unter Schwerkrafteinfluss hangabwärts bewegte Gesteinsmassen. Eine Rutschmasse ist eine im Verband abgeglittene Gesteinsscholle unterschiedlicher Zusammensetzung und Größe. Sturzmassen sind mehr oder weniger stark zerrüttet. Massenverlagerungen sind je nach Ausgangsgestein petrographisch sehr unterschiedlich zusammengesetzt.

Massenverlagerungen können aufgrund der verschiedenen Prozesse bei ihrer Entstehung und ihrer komplexen Geometrie lateral und vertikal sehr unterschiedliche Durchlässigkeiten aufweisen. Dabei können sich die Durchlässigkeiten auch in Abhängigkeit von der Hangposition stark unterscheiden. Je nach lithologischer Ausbildung können Massenverlagerungen als Deckschichten mit stark wechselnder Durchlässigkeit und sehr geringer Ergiebigkeit wirken. Daneben können in ihnen Porengrundwasserleiter mit mäßiger bis geringer Durchlässigkeit und Ergiebigkeit ausgebildet sein.

Vielfach ist im Rutschungskörper schwebendes Grundwasser ausgebildet, aufgrund der Geländemorphologie kann das Grundwasser (artesisch) gespannt sein.

Durch Forstwegebau angeschnittene, steinig-mergelige Rutschmassen am Stufenhang der Schwäbischen Alb südlich von Hechingen-Boll

Lösssediment

Lösssedimente sind äolisch abgelagerte Sedimente pleistozänen Alters, in die lokal Umlagerungssedimente und Verwitterungsbildungen eingeschaltet sein können. Sie wurden in den Kaltzeiten entsprechend der Hauptwindrichtung vorzugsweise aus Westen angeweht und hauptsächlich im Windschatten von Erhebungen abgelagert. In ostexponierten Lagen erreichen die Mächtigkeiten über 20 m. Lösssedimente bestehen meist aus schwach feinsandigem bis feinsandigem Schluff. Dessen Ausgangsmaterial ist überwiegend Quarz und Feldspat. Sie sind oft kalkreich und porös und besitzen eine relativ einheitliche Korngröße von 0,01 bis 0,05 mm.

In der heutigen Landschaft steht meist nicht Löss, sondern Lösslehm an der Erdoberfläche an. Er besteht aus schwach feinsandigem, schwach tonigem, kalkfreiem bis kalkarmem Schluff, der sekundär durch Zersetzung des Feldspats und Entkalkung des Lösses entstanden ist. Lösslehme enthalten häufig Kalkkonkretionen, die als Lösskindl bezeichnet werden. Lösslehm ist im Allgemeinen bis zu einem Meter mächtig, kann stellenweise jedoch auch zehn Meter und mehr erreichen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Lösswand in einem Hohlweg südöstlich von Buggingen

Lössablagerungen haben wegen ihres großen Porenvolumens sehr gute wasserspeichernde Eigenschaften, verfügen jedoch über schlechte Leitereigenschaften. Sickerwasser bewegt sich oft entlang von Wurzelkanälen und anderen Makroporen oder sandigen Einschaltungen. Es kann sich auf Verlehmungshorizonten oder einer stauenden Sohlschicht sammeln und an für Lössgebiete typischen Steilhängen z. T. örtlich konzentriert als episodische Quellen austreten. Ansonsten sind Lössgebiete durch einen nur geringen Oberflächenabfluss gekennzeichnet. Grundsätzlich bilden die Lösssedimente eine gering durchlässige Deckschicht, die bei größerer Mächtigkeit eine bedeutende Schutzfunktion für unterlagernde Grundwasservorkommen ausüben kann. Dies ist z. B. im Kaiserstuhl, in der Vorbergzone des Schwarzwalds oder im Kraichgau der Fall.

Flugsandsediment

Flugsandsedimente sind im Pleistozän und Holozän äolisch abgelagerte Sande und darin eingeschaltete lokale Umlagerungssedimente. Flugsand besteht zu mehr als 75 Masse-% aus Sand (in der Oberrheinebene meist feinkörniger Mittelsand), Lösssand zu 75 bis 50 Masse-% aus Sand mit deutlichem Schluffanteil und Sandlöss überwiegend aus Grobschluff und Sand.

Flugsandsedimente sind überwiegend in der Oberrheinebene verbreitet. Dort bedecken sie, hauptsächlich im nördlichen Oberrheingraben, stellenweise die grundwasserführenden quartären Kiese und Sande der Mannheim-Formation.

Flugsande sind relativ gut durchlässig. In der Oberrheinebene, in der sie überwiegend verbreitet sind, werden sie dennoch als Deckschicht eingestuft, da sie die hoch durchlässigen grundwasserführenden quartären Kiese und Sande überlagern. Lösssand und Sandlöss haben aufgrund der höheren Schluffanteile eine geringere Porendurchlässigkeit.

Der Schanzenbuckel ca. 3000 m nordwestlich von Hockenheim ist Teil eines Dünenzugs am Rand der Niederterrasse zur Rheinaue. Er besteht aus Flugsandsedimenten.

Bach- und Flussablagerung

Bach- und Flussablagerungen sind junge (holozäne) Lockersedimente unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung, die durch Fließgewässer abgelagert wurden. Auch ihre petrographische Zusammensetzung variiert je nach Transportenergie und Herkunft der Ausgangskomponenten stark.

Die Durchlässigkeit der Bach- und Flussablagerungen kann mäßig bis gering sein. Sie können dementsprechend als Porengrundwasserleiter oder als Deckschicht wirken.

Junges Seesediment

Junge Seesedimente sind Seeablagerungen außerhalb der glazial geprägten Gebiete des Alpenvorlandes. Entsprechend ihrem Anteil an organischer Substanz unterscheidet man mineralische Seesedimente mit weniger als 5 Masse-% und solche mit einem deutlichen Anteil mit mehr als 5 Masse-% (Mudde). Aufgrund der hohen Gehalte an Ton, Schluff und meist gering zersetzter organischer Substanz sind die Durchlässigkeiten gering. Junge Seesedimente wirken als Deckschicht mit sehr geringer bis fehlender Porendurchlässigkeit und sehr geringer Ergiebigkeit.

Moorbildung

Moorbildungen entstehen an Standorten mit eingeschränktem Abfluss bzw. hohen Grundwasserständen. Auch Überschwemmungen können zur Moorbildung beitragen. Im Donauried steht die Moorbildung in Zusammenhang mit aufsteigendem Karstgrundwasser, welches aufgrund der morphologischen Situation über Quellen an die Erdoberfläche gelangt und sich über bindigen Deckschichten des Donautals staut. Moorbildungen sind Akkumulationen organischer Substanz (über 30 Masse-% organische Substanz), die Mächtigkeiten bis 5 m und mehr erreichen können. Sie bestehen aus Torf, der zersetzt sein kann und lokal schluffig-tonige Einschaltungen aufweist. Bereichsweise sind die Moorkörper durch Abtorfung abgebaut.

Moorbildung über tertiärem Feuersteinlehm: Rauhe Wiese auf der Ostalb bei Böhmenkirch (Lkr. Göppingen)

Moorbildungen weisen aufgrund des hohen Anteils an organischer Substanz bzw. der feinkörnigen Begleitsedimente eine hohe Schutzfunktion für das Grundwasser auf.

Tertiärer und quartärer Sinterkalk

Tertiäre Sinterkalke (Riedöschingen-Thermalsinterkalk, Laichingen-Thermalsinterkalk, Böttingen-Thermalsinterkalk) sind hydrothermale Quellkalksteine. Quartäre Sinterkalke sind dünnschichtig bis massiv ausgebildete Süßwasserkalke an Quellaustritten, an Wasserfällen oder Stromschnellen und in Talablagerungen. Sie bilden teilweise Sinterterrassen und entstehen durch Ausfällung von gelöstem Kalk aus kalkgesättigtem Wasser.

Tertiäre Sinterkalke haben eine geringe bis fehlende Porendurchlässigkeit, quartäre Sinterkalke haben oft größere Makroporenanteile.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Quartäre Sinterkalkbildung, Stühlingen

Der Lausheimer Bach mündet ca. 1300 m nördlich von Grimmelshofen bei Blumeneggweiler in die Wutach. Dieses Bächlein hat im Mündungsbereich durch Abscheiden von gelöstem Kalk eine Kalktuffbarre aufgebaut, in der sich eine Höhle befindet.

Verschwemmungssedimente

Zu der hydrogeologischen Einheit der Verschwemmungssedimente werden holozäne Abschwemmmassen und pleistozäne Schemmsedimente (z. B. Schwemmlöss und Schwemmlehm) gezählt. Es handelt sich dabei um Materialumlagerungen an Hängen durch nicht ständig flächenhaft abfließendes Niederschlagswasser und anschließender Ablagerung in Senken oder am Hangfuß. Verschwemmungssedimente bestehen überwiegend aus feinkörnigem Lockermaterial (Ton, Schluff, Sand) unterschiedlicher Herkunft. Der Anteil aus meist kantigen oder kantengerundeten Kiesen und Steinen ist untergeordnet und hängt von den Gesteinen ab, die im Einzugsgebiet anstehen.

Verschwemmungssedimente bilden Deckschichten mit meist sehr geringer bis fehlender Porendurchlässigkeit und mäßiger bis sehr geringer Ergiebigkeit.

Altwasserablagerung

Altwasserablagerungen bildeten sich in Stillwasserbereichen von Altarmen. Bei deren Verlandung lagerten sich unter meist ruhigen Sedimentationsverhältnissen überwiegend Feinsedimente ab, teilweise mit anmoorigen bis torfigen Lagen.

Auenlehm und Auenmergel entstanden bei Überschwemmungen im Überflutungsbereich und bestehen aus sandigem, meist schwach kiesigem bis kiesigem, schwach humosem Schluffton. Auenmergel hat einen erhöhten Karbonatgehalt von über 25 Masse-%. Bei stärkerer Strömung enthalten die Auensedimente auch Kies und Steine. Die ursprüngliche Feinschichtung ist meist durch starke Bioturbation weitgehend aufgelöst.

Altwasserablagerungen bilden Deckschichten mit sehr geringer Porendurchlässigkeit. Eingeschaltete geringmächtige Kieslagen können kleinräumig mäßige bis sehr geringe Ergiebigkeiten aufweisen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Auenlehm im Dinkelberggebiet (Dultenaugraben) nordwestlich von Rheinfelden-Degerfelden

Flussbettsande

Bei den zur Einheit Flussbettsande zusammengefassten Lockersedimenten handelt es sich um fluviatil abgelagerte, teils schluffige bis schwach tonige, mehr oder weniger humose Fein- bis Mittelsande sowie feinsandige Schluffe mit vereinzelten Kieslagen unterschiedlicher Genese und Altersstellung.

Flussbettsande bilden in der ungesättigten Zone Deckschichten mit geringer bis guter Porendurchlässigkeit. Bei Grundwasserführung sind sie Porengrundwasserleiter mit mäßiger bis geringer Durchlässigkeit und meist mäßiger Ergiebigkeit.

Hochflutsedimente

Hochflutsedimente sind Hochwassersedimente, die aus tonigem, lokal schwach kiesigem, meist kalkfreiem Schluff und Sand mit unterschiedlichen Anteilen an humosen Einschaltungen bestehen. Hochflutsedimente bilden überwiegend Deckschichten mit geringer bis guter Porendurchlässigkeit und sehr geringer Ergiebigkeit.

Deckenschotter

Zu den Deckenschottern zählen die Hochrhein-Deckenschotter und die Oberschwaben-Deckenschotter. Die Hochrhein-Deckenschotter bestehen aus lagig geschichteten, fein- bis mittelkiesigen, z. T. steinigen, mittel- bis grobsandigen Grobkiesen. Diese können zu Nagelfluh verbacken sein. Eingeschaltet sind stark steinige Groblagen. Die Oberschwaben-Deckenschotter im Alpenvorland bestehen aus z. T. schluffigen, sandigen Kiesen, die ebenfalls zu Nagelfluh verbacken sein können. Bei tiefgründiger Verwitterung können die Deckenschotter eine Deckschicht mit geringer bis guter Porendurchlässigkeit bilden, ansonsten sind sie als ungegliederter Poren- bis Kluftgrundwasserleiter ausgebildet.

Vorkommen von Deckenschotter mit einem Grundwasserdargebot aus lokalem Niederschlag von weniger als 1 l/s wurden als Deckschichten behandelt, Vorkommen von Deckenschottern mit höherem Dargebot als Porengrundwasserleiter.

Sedimente der Schwarzwald-Vergletscherung

Bei den Sedimenten der Schwarzwald-Vergletscherung handelt es sich um Ablagerungen der Schwarzwaldgletscher und ihrer Schmelzwässer. Sie bestehen aus Diamikten, Schotter und Feinsedimenten unterschiedlicher Herkunft und Altersstellung. Die würmzeitlichen Jüngeren Schwarzwald-Glazialsedimente sind gering verwittert, die Älteren Schwarzwald-Glazialsedimente (rißzeitlich und älter) sind mäßig bzw. teilweise stark verwittert.

Die Hochlagen des Südschwarzwaldes waren während der Riß- und Würmeiszeit bereichsweise großflächig vereist. Der Zentralschwarzwald lag möglicherweise nicht dauerhaft über der Schneegrenze, da er noch nicht so weit gehoben war. Im Nordschwarzwald erreichten die Gletscher auch im Hochglazial nur wenige Kilometer Länge (Geyer & Gwinner, 2011).

Aufgrund ihrer stark wechselnden petrographischen Zusammensetzung handelt es sich bei den Sedimenten der Schwarzwaldvergletscherung um Deckschichten mit stark wechselnder Porendurchlässigkeit.

Rißzeitliches Grundmoränensediment über Rißkiesen: Kiesgrube südlich von Baltringen/Biberach

Glazialsedimente

Zur hydrogeologischen Einheit Glazialsedimente wurden alle glazialen Ablagerungen des Rhein-Gletschers mit erhöhtem Feinsedimentanteil bzw. stark heterogener lithologischer Zusammensetzung (Tillsequenzen und lakustrine Beckensedimente, komponenten- und matrixgestützte Diamikte, Feinsedimente, Einschaltungen z. T. schluffig -sandiger Kiese) zusammengefasst. Sie erreichen stark unterschiedliche Mächtigkeiten von über 100 m. Bereichsweise liegen sie den höher durchlässigen fluvioglazialen Kiesen und Sanden des Alpenvorlands oder den Oberschwaben-Deckenschottern auf (überdeckte Schottervorkommen). Sie sind durch eine relativ große Spannbreite in ihren hydraulischen Durchlässigkeiten charakterisiert und zeigen darin keine systematischen bzw. signifikanten Unterschiede in Abhängigkeit von ihrer Altersstellung.

Infolge von Austrocknung aufgeblätterte Bändertone (Beckensediment der Hasenweiler-Formation) in der Tongrube Herdwangen-Schönach-Großschönach

Die Sedimente bestehen aus feingeschichteten tonigen bis stark tonigen Schluffen mit einem Sandgehalt zwischen 0 und 40 % (Beckensedimente), Diamikten sowie untergeordnet Sanden und Kiesen.

In Bereichen, in denen die Glazialsedimente ältere Kieskörper überlagern, wirken sie für die tieferen Grundwasservorkommen als Deckschichten.

Ansonsten sind die Glazialsedimente Porengrundwasserleiter mit mittlerer (komponentengestützte Diamikte) bis geringer Durchlässigkeit (matrixgestützte Diamikte) und stark wechselnder Ergiebigkeit. Insbesondere in den kiesigeren Partien können lokal weitgehend eigenständige schwebende Grundwasservorkommen ausgebildet sein. Eingeschaltete Feinsedimente wirken als Grundwassergeringleiter, die lokal zu einer hydraulischen Stockwerksgliederung in den Glazialsedimenten führen können. Feinklastische Beckensedimente über pleistozänen Kiesen und Sanden wirken als Deckschicht mit hoher Schutzfunktion.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Bohnerz-Formation

Die alttertiäre Bohnerz-Formation kommt im Molassebecken und auf der Schwäbischen Alb in Karsttaschen und als Höhlenfüllung in den Kalksteinen des Oberjuras sowie örtlich auf den Muschelkalk-Gäuflächen vor. Es handelt sich dabei um kaolinreiche, bunte, häufig rote Tone, Tonsteine und Konglomerate (Tertiäre Residuallehme) mit pisolithischen Konkretionen aus Eisenhydroxiden und -oxiden (Bohnerz). Dazwischen kommen Süßwasserkalk, untergeordnet Feinsand mit Kaolin-Bindemittel und Verwitterungslehm vor.

Die gering durchlässigen Sedimente der Bohnerz-Formation wirken als Deckschicht mit sehr geringer bis fehlender Porendurchlässigkeit.

Lehmgrube östlich von Liptingen

In der ehemaligen Lehmgrube östlich von Liptingen stehen massige, z. T. etwas gebankte Kalksteine des Oberen Massenkalks (im Niveau der Hangenden Bankkalk-Formation, früher Weißjura zeta 3) an. Sie werden von über 6 m mächtigem Bohnerzton plombiert.

Höhenschotter

Höhenschotter sind die ältesten Terrassenschotter und meist pliozänen Alters. Sie liegen als ältere Talauenschotter meist auf Hochflächen breiter und flacher Täler oberhalb der höchsten quartären Decken- und Terrassenschotter-Niveaus. Sie sind nur noch bereichsweise als geschlossene Schotterkörper vorhanden, häufig treten sie als schüttere Schotterstreu (Residualschotter) auf. Zu ihnen gehören die Hohenlohe-Feuersteinschotter und die Älteren Flussschotter (Geyer & Gwinner, 2011). Sie sind als sandiger, z. T. steiniger bis blockführender Kies in meist tonig-schluffiger, teilweise verlehmter Grundmasse ausgebildet. Der ebenfalls den Höhenschottern zugeordnete tertiäre Beuron-Sandstein ist ein grob- bis dünnbankiger Sandstein bis Sandkalkstein. Er tritt lediglich lokal bei Beuron auf (Franz et al., 1996).

Aufgrund ihrer unterschiedlichen petrographischen Ausbildung können Höhenschotter bei geschlossener Verbreitung als Deckschicht mit stark wechselnder Porendurchlässigkeit ausgebildet sein. Selten führen sie lokal Grundwasser. Meist kommen sie jedoch als Residualschotter vor und haben dann nur eine geringe Funktion als hydrogeologische Deckschicht.

Molassesedimente, reliktisch über Oberjura der Schwäbischen Alb (Untere Süßwassermolasse, Obere Meeresmolasse, Obere Süßwassermolasse)

Molassesedimente, die als Erosionsreste im Bereich der teilweise Überdeckten Zone des Tiefen Oberjura-Karsts auftreten, werden als Deckschichten eingestuft. Grundsätzlich wurden Vorkommen mit einer Flächengröße unter 15 ha als Deckschichten klassifiziert und bei der Erstellung der „Hydrogeologischen Karte ohne Deckschichten“ dementsprechend entfernt [Hydrogeologische Karte ohne Deckschichten]. Die reliktischen Vorkommen treten auf der Schwäbischen Alb überwiegend nördlich sowie bereichsweise südlich der Donau auf.

Bei der Unteren Süßwassermolasse handelt es sich um ockergelbe bis grünliche Tone, gelbbraune Sande, sandige Mergel und Süßwasserkalke. Rötliche bis rotbraune Farben sind auf verschwemmten Feuersteinlehm zurückzuführen. Die Obere Meeresmolasse besteht aus gelbbraunen, teilweise grünlichen, mittelkörnigen, bereichsweise grobkörnigen Sanden, grünlich grauen tonigen Sanden, plattigen Mergeln und Sandmergeln. Die Obere Süßwassermolasse setzt sich aus weißgrauen Süßwasserkalken, grünlichen Mergeln, gelbbraunen bis grünlichen Sanden und grauer Juranagelfluh zusammen.

Die Süßwasserkalke in der Unteren und Oberen Süßwassermolasse und die sandigen Horizonte in der Oberen Meeresmolasse können auf grundwasserstauenden Horizonten lokal schwebende Grundwasservorkommen enthalten. Diese entwässern im Bereich des teilweise überdeckten Karsts über ständig oder nur episodisch schüttende Quellen (meist weniger als 1 l/s) am Rand der Molasse-Inseln. Die Quellabflüsse versinken dann meist nach kurzer Fließstrecke in den Karstgrundwasserleiter (HGK, 2002).

Feuersteinlehm

Feuersteinschlufflehm und Feuersteinlehm sind als Relikte der Kalksteinverwitterung auf der Schwäbischen Alb verbreitet. Sie sind als rote und ockerfarbene, überwiegend umgelagerte Lehme (Schluff und Ton) mit wechselnden Anteilen an Hornsteinknollen (Feuersteine, Flint) ausgebildet. Die Lehme können mehrere Meter mächtig werden.

Beim Feuersteinlehm handelt es sich um eine Deckschicht mit sehr geringer bis fehlender Porendurchlässigkeit und sehr geringer Ergiebigkeit.

Aufschluss in der Impakt-Formation des Steinheimer Beckens am Galgenberg bei Steinheim am Albuch

Impakt-Bildungen

Die Impakt-Bildungen entstanden aus Auswurfmassen der Meteoritenkrater des Nördlinger Rieses und des Steinheimer Beckens. Sie bestehen aus Trümmergesteinen und polymikten Impaktbrekzien (Bunte Brekzie, Suevit), die in ihrer Zusammensetzung lokal stark wechseln. Sie beinhalten verschiedene Gesteinskomponenten (Grundgebirge, Trias, Jura, Tertiär) mit einem weiten Korngrößenspektrum vom Feinkorn bis zu mehrere 100 bis 1000 m^3 großen Blöcke und Schollen (HGK, 2002).

In der Bunten Brekzie treten lokal über Oberjura schwebende Grundwasservorkommen auf, die über schwach schüttende Quellen entwässern. Beispiele dafür sind der Karlsbrunnen bei Dischingen-Trugenhofen und die Fürstenquelle bei Dischingen-Eglingen.

Impaktkratersee-Sedimente

Die Impaktkratersee-Sedimente wurden in den beiden Kraterseen der Kraterbecken des Nördlinger Rieses und des Steinheimer Beckens abgelagert. Es handelt sich um Kalkschluffe, Dolomitmergelsteine, Kalkkonglomerate und -brekzien sowie untergeordnet Ton- und Sandsteine. Sie gehen zum Rand der ehemaligen Seen in Sinterkalke, Algenriffe und Stromatolithe über.

Die feinklastischen Sedimente der Beckenfazies sind Grundwassergeringleiter bzw. gering durchlässige Deckschichten. In den als Poren- bzw. Kluftgrundwasserleiter ausgebildeten Karbonateinschaltungen können mäßig ergiebige Grundwasservorkommen auftreten.

Grundwassernutzung

Grundsätzlich ist das nutzbare Grundwasserdargebot in den Deckschichten für die Trinkwasserversorgung zu gering bzw. es unterliegt zu starken Schwankungen.

Lokal wird das Grundwasser aus Hangschuttquellen genutzt. Grundwasservorkommen in kiesigen Einschaltungen der Glazialsedimente werden in Oberschwaben bereichsweise über Brunnen erschlossen bzw. treten an Schichtquellen aus.

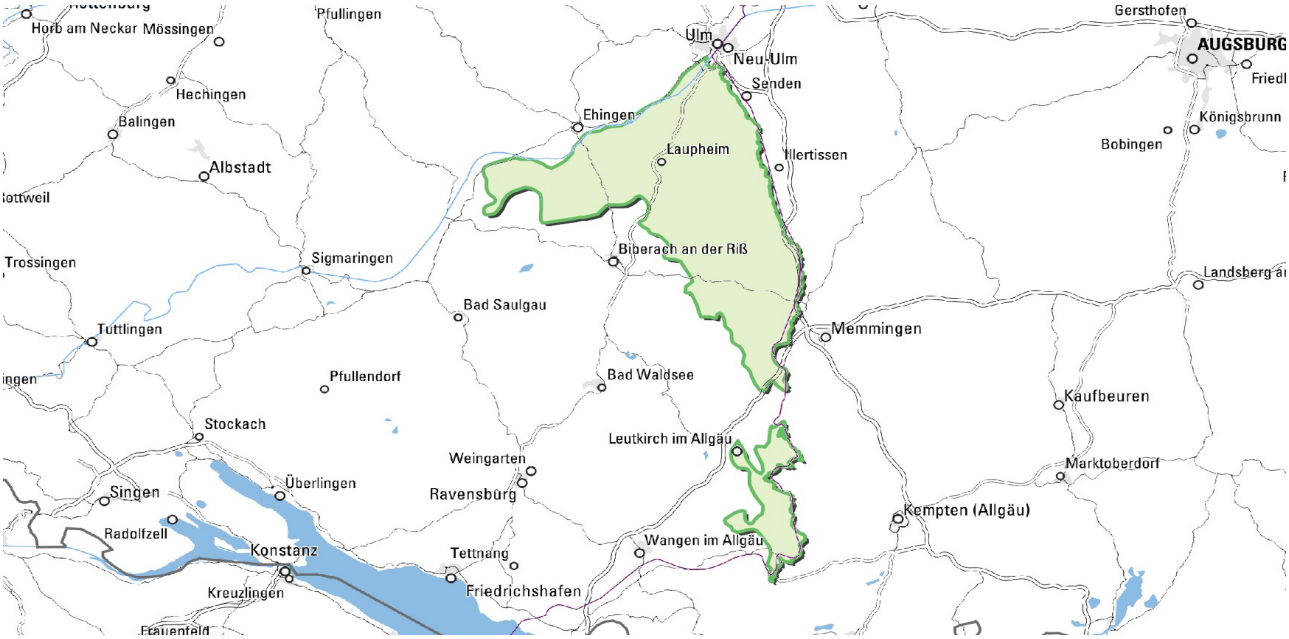
Literatur

- Franz, M., Maus, H. & Selg, M. (1996). *Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Herkunft und zum Alter des Beuroner Sandsteins.* – Laichinger Höhlenfreund, 31, S. 39–52.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- HGE (2004c). *Enztal-Pforzheim – Mappe 3. Grundwasserdynamik, Grundwasserhaushalt, Grundwasserschutz.* – Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, 40 S., 7 Karten, 1 CD-ROM, Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg; Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg; Stadtkreis Pforzheim; Landratsamt Enzkreis; Gewässerdirektion Nördlicher Oberrhein Bereich Freudenstadt).
- HGK (1975). *Dinkelberg-Hochrhein (Markgräfler Land – Weitenauer Vorberge – Wiesental – Dinkelberg – Hochrhein – Wehratal).* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 71 S., 5 Karten, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- HGK (2002). *Ostalb.* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 131 S., 10 Karten, 1 CD-ROM, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg).
- Hölting, B., Haertlé, T., Hohberger, K.-H., Nachtigall, K. H., Villinger, E., Weinzierl, W. & Wrobel, J.-P.(1995). *Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung.* – Geologisches Jahrbuch, Reihe C, 63, S. 5–24.
- Luft, G. (1980). *Abfluß und Retention im Löß, dargestellt am Beispiel des hydrologischen Versuchsgebiets Rippach – Ostkaiserstuhl.* – Verlag Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 1, 241 S., Kirchzarten.
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 20, S. 1–106.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 11:52):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/tertiaere-quartaere-deckschichten/hydrogeologischer-ueberblick

Iller-Riß-Platten



Lage und Abgrenzung

Die baden-württembergischen Iller-Riß-Platten umgeben den Außenrand der Altmoränen des östlichen Rheingletschergebiets und reichen vom Rißtal sowie vom Donautal als nördlicher Begrenzung bis an die Iller und erstrecken sich entlang von ihr knapp 30 Kilometer weit nach Südosten. Die Terrassenlandschaft der Iller-Riß-Platten wurde durch Flüsse geformt, die aus den Alpentälern austraten sowie durch Schmelzwasserströme, die von den Rändern der eiszeitlichen Vorlandgletscher geschüttet wurden und der Donau zuflossen. Im Wechsel von Flusseinschneidung und Aufschotterung bildete sich im Verlauf des Pleistozäns in dem hügeligen Molassegelände, welches die Flüsse auf ihrem Weg nach Norden querten, eine Treppe aus unterschiedlich hoch über den heutigen Talböden liegenden Schotterterrassen.

Die Bodengroßlandschaft der Iller-Riß-Platten schließt wegen ihrer relativ geringen Ausdehnung zwei weitere Landschaften mit jeweils eigenständigem naturräumlichem Gefüge ein. Es handelt sich dabei einmal um einen mehrere Kilometer breiten Streifen eines hügeligen, in Molassesedimenten angelegten Geländes, das sich vom Westrand des unteren Rißtals westwärts bis zum Altmoränengebiet in der Umgebung des Bussens erstreckt und sich als typisches **Tertiärhügelland** charakterisieren lässt. Zum anderen umfassen die Iller-Riß-Platten auch den baden-württembergischen Teil der bis auf ca. 1100 m NN aufragenden **Adelegg**, die ganz im Südosten bereits den ersten Alpenausläufern vorgelagert ist und von den konglomeratreichen Gesteinsserien eines großen tertiären Schwemmfächersystems aufgebaut wird. Eine gewisse Sonderstellung nimmt auch die Tallandschaft der **Iller** mit dem einzigen alpinen Fluss in Baden-Württemberg ein.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

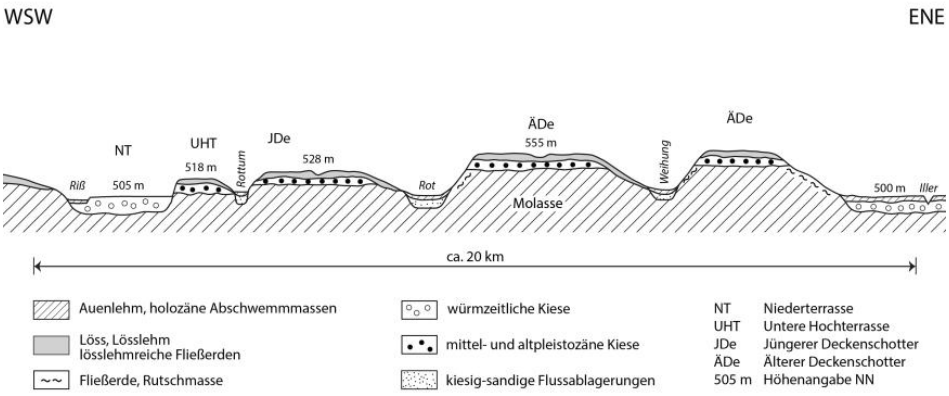
Geologisch-geomorphologischer Überblick

Die **Iller-Riß-Platten** bestehen aus langgestreckten in Nord–Süd-Richtung verlaufenden Rücken mit häufig ausgedehnten Hochflächenbereichen, die von mindel- und günzzeitlichem Deckenschotter (**Mindel-Deckenschotter** und **Günz-Deckenschotter**) eingenommen werden. Bei dem örtlich auftretenden, noch höher gelegenen donauzeitlichen Schotter (**Donau-Deckenschotter**) fehlen dagegen weitläufige Verebnungsflächen zumeist, da diese Terrassenablagerungen aufgrund ihres hohen Alters und ihrer exponierten Lage durch Abtragungsvorgänge schon stärker aufgelöst wurden.

Blick von der Terrasse der Mindel-Deckenschotter bei Laupheim auf die Terrasse der Günz-Deckenschotter

Allgemein dachen die Hochflächenbereiche der Iller-Riß-Platten nach Norden zur Donau hin deutlich ab und spiegeln anhand der Schotterkörper das allgemeine Fließgefälle der früheren Flüsse wider. So treten ganz im Süden, westlich des Illertals bei Aitrach, Deckenschotter in Höhenlagen bis ca. 690 m NN auf, während von Günz-Deckenschotter gebildete Hochflächenbereiche in der Nähe des Donautals bei Ulm nur noch etwa 520 m NN erreichen. Die Täler zwischen den einzelnen Terrassenriedeln sind meist zwischen knapp 30 und bis zu 60 m tief in die Molassesockelgesteine eingeschnitten. Die Haupttäler hatten zur Zeit der maximalen mittelpleistozänen Eisvorstöße (Rißkomplex) Anschluss an die Gletschermassen des östlichen Rheingletschers und dienten phasenweise als Abflussbahnen für dessen Schmelzwässer.

Die Beobachtung, dass einzelne Schotterterrassen im nördlichen Vorfeld der Moränengebiete mit den Endmoränenzügen verschieden alter Eisvorstöße verbunden werden konnten, machten das Gebiet der Riß-Iller-Lech-Platten zu einem Kerngebiet der frühen modernen Eiszeitforschung durch Penck & Brückner (1901–1909). Zunächst wurden entsprechend ihrer Höhenlagen die Niederterrasse, die Hochterrasse, der „Jüngere Deckenschotter“ sowie der „Ältere Deckenschotter“ unterschieden und sie vier, nach Flüssen des Gebiets (Würm, Riß, Mindel, Günz) benannten Eiszeiten zugewiesen. Relativ früh wurde erkannt, dass es oberhalb der günzzeitlichen „Älteren Deckenschotter“ noch höher gelegene und damit noch ältere Schottervorkommen gibt. Daraufhin wurde zunächst die Donaueiszeit und später für die allerhöchsten Schotter im Iller-Lech-Gebiet zusätzlich die Bibereiszeit eingeführt. In der Folge wurden von verschiedenen Forschern immer wieder Versuche unternommen aufgrund zusätzlich gefundener Terrassenniveaus weitere Eiszeiten zu definieren. Letztlich blieben ihre Ausweisungen jedoch aufgrund von Kartierungenauigkeiten sowie aufgrund unklarer Lagerungsverhältnisse zweifelhaft, sodass bis heute die Terrassengliederung im Wesentlichen nach dem erweiterten Penck‘schen Schema erfolgt.



Schematischer Schnitt durch die nördlichen Iller-Riß-Platten (Kösel, 2016)

Die Vorstellung, dass jedes Niveau der Terrassenschotter einer Eiszeit mit einem Eisvorstoß aus den Alpen in das Vorland entspricht, erscheint heute fraglich. Allgemein werden die älteren Schotter heute überwiegend als Periglazialablagerungen gedeutet. Im Gebiet der Iller-Riß-Platten gelten nur die Schotter der Würmeiszeit und des Rißeiszeitenkomplexes als glazifluviatile Schüttungen, während bereits für die Mindel-Deckenschotter von einem mehr oder weniger inneralpinen Verbleib der Gletscher ausgegangen wird.

Blick vom nördlichen Anstieg des Bussens auf das Tertiärhügelland bei Unlingen-Dietelhofen

Der Landschaft des **Tertiärhügellands** mit ihrem aus Hügeln und Hügelrücken bestehenden, häufig relativ enggekammerten Gelände nimmt in Baden-Württemberg einen insgesamt nur kleinen Bereich ein. Es erstreckt sich in einem 5–10 km breiten und etwa 20 km langen Streifen entlang der Donau zwischen dem nördlichen Rißtal und dem Bergkegel des Bussens, östlich von Riedlingen. In Bayern dagegen bildet das Niederbayerische bzw. das Unterbayerische (Tertiär-)Hügelland mit einer Fläche von etwa 10 000 km^2 einen der großen Naturräume des Landes.

Charakteristisch für die morphologischen Verhältnisse des baden-württembergischen Tertiärhügellands sind neben dem kleinräumig wechselnden Relief die relativ geringen Höhenunterschiede von 50–100 m zwischen den Tälern und den Vollformen (ca. 600–640 m NN). Im Gegensatz zur Deckenschotterlandschaft i. e. S. fehlen hier die Schotterablagerungen auf den Gipfelbereichen und damit die Voraussetzungen für die Formung ausgedehnter Hochflächenbereiche, wie sie für die Terrassenlandschaft östlich des Rißtals charakteristisch sind.

Die tertiären Molasseablagerungen bestehen aus den Sedimenten der Unteren und Oberen Süßwassermolasse, den Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse sowie den teilweise zwischengeschalteten Ablagerungen der Oberen Brackwassermolasse. Bis auf den tiefsten Teil der Unteren Süßwassermolasse stammen sie aus dem Miozän (ca. 24–5 Mio. Jahre), wobei die Molassesedimentation bereits im Tortonium (ca. 11–7 Mio. Jahre) während des obersten Miozäns zum Abschluss kam. Die Sedimente der sog. Brackwassermolasse wurden in einer mehrere Kilometer breiten Strömungsrinne am Nordrand des Molassebeckens abgesetzt, die noch Verbindung zum Meer der Oberen Meeresmolasse hatte, und werden u. a. als ästuare Bildungen gedeutet.

Petrographisch bestehen die Molasseablagerungen des baden-württembergischen Teriärhügellands aus meist mäßig verfestigten Tonmergelsteinen und glimmerhaltigen Schluff- und (Fein-)Sandsteinen. Charakteristisch sind häufig rasche vertikale und laterale Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit. In die Schichtenfolge sind an verschiedenen Stellen dünne Bänke aus Süßwasserkalken eingeschaltet, die nur vereinzelt etwas größere Mächtigkeiten erlangen (ca. 2–3 m). Trotz der insgesamt sehr heterogenen und kleinräumig wechselnden petrographischen Ausbildung der Molasseablagerungen lässt sich eine grobe Gliederung der Schichtenfolge vornehmen. Während in der Unteren Süßwassermolasse und der Brackwassermolasse insgesamt die feinklastischen Sedimente aus tonigen und fein- bis mittelschluffigen Ablagerungen klar überwiegen, treten im Bereich der Oberen Süßwassermolasse abschnittsweise Sandsteine deutlich in den Vordergrund, die z. T. auch in mächtigeren Paketen vorliegen.

Blick auf den Bussen

Der **Bussen**, der sich wenige Kilometer östlich von Riedlingen am Südrand des Tertiärhügellands erhebt, ist mit seinem bis auf über 760 m NN aufragenden Gipfel eine besonders markante und im nördlichen Oberschwaben weithin sichtbare Erscheinung. Seine Entstehung verdankt er einer knapp 20 m mächtigen Kappe aus harten Süßwasserkalken, die am Nordrand des Molassebeckens als Randfazies der Oberen Süßwassermolasse abgelagert wurden. Sein hohes Aufragen verhinderte, dass der Bussen zur Zeit des weitesten rißzeitlichen Eisvorstoßes nicht von den aus Süden auflaufenden Eismassen überfahren wurde. Auf der südexponierten Seite des Bussens reichen die Gletscherablagerungen über den tertiären Sockelgesteinen bis in eine Höhe von ca. 700 m NN, während im Schatten des Eisstroms, auf der nördlichen Seite, die Moränensedimente erst tiefer als ca. 650 m NN einsetzen. Zur Zeit der maximalen Gletscherausdehnung war der Bussen wohl kurzfristig komplett vom Eis umgeben und nur sein Gipfelbereich hat herausgeragt. In der Terminologie der Glazialgeomorphologie hat es sich somit um einen Nunatak gehandelt – ein Begriff der aus der Eskimosprache entlehnt wurde.

Das Bergland der **Adelegg** ganz im Südosten des baden-württembergischen Alpenvorlands ragt in seinen Gipfelbereichen bis auf Höhen zwischen knapp 950 m NN und über 1100 m NN auf. Es wird von mächtigen konglomeratführenden Sedimentserien aufgebaut, die im Miozän am Nordrand der aufsteigenden Alpen in riesigen Schwemmfächersystemen geschüttet wurden. Mit ihren Höhenverhältnissen vermittelt die Adelegg orographisch schon zu den unmittelbar südlich folgenden Allgäuer Voralpen aus tektonisch aufgerichteten Molasseschichten.

Die Adelegg trennte während der pleistozänen Vorlandvergletscherungen die Eismassen des Illergletschers und des östlichen Rheingletschers. Das nahe seiner Austrittstelle aus den Alpen auf die Adelegg aufgelaufene Eis des Illergletschers hat auf der bayerischen Seite dabei hoch reichende Moränensedimente hinterlassen, die in der Umgebung des Eschacher Weihers als würmzeitliche Bildungen bis in eine Höhenlage von ungefähr 950 m NN auftreten, während rißzeitliche Ablagerungen hier bis in Höhen von über 1000 m NN zu finden sind. Ganz anders liegen die Verhältnisse auf der baden-württembergischen, steil aus dem Vorland aufragenden westlichen Seite, wo der würmzeitliche Rheingletscher den Rand der Adelegg allenfalls kurzfristig erreichte und hier keine Ablagerungen hinterlassen hat. Von den rißzeitlichen Gletschermassen sind zumindest an den Rändern und Ausläufern der Adelegg einzelne Moränenreste zu finden, so an der Hochreute südlich von Großholzreute in einer Höhe von etwa 840 m NN und wenige kleinere Vorkommen in den nördlichen Ausläufern bei Leutkirch-Wuchzenhofen.

Bachbett im Schleifertobel

Die Adelegg wird von zwei tief eingeschnittenen Flüssen zentral entwässert, der Eschach und der kurz vor ihrem Verlassen der Adelegg einmündenden Kürnach. Die Eschach bildet zugleich über eine größere Laufstrecke die Grenze zwischen dem westlichen, baden-württembergischen Abschnitt der Adelegg und dem größeren bayerischen Teil im Osten. Mit ihrem deutlichen Wildbachcharakter weist sie auf die im Gebiet der Adelegg insgesamt vorherrschende große Reliefenergie hin. Von der sich im baden-württembergischen Abschnitt zwischen etwa 840 und 750 m NN am Ausgang der Adelegg bei Leutkirch-Schmidsfelden verlaufenden Eschach, haben sich zahlreiche steilere Kerbtäler, sog. Tobel, in den westlichen Höhenzug der Adelegg und das südlich gelegene Hochgebiet des Schwarzen Grats (1118 m NN), auch z. T. über eine etwas größere Distanz, zurückgeschnitten. Auf der westlichen Frontseite des Adelegganstiegs ist die Zerschneidung durch Tobel deutlich weniger intensiv. Hier fallen dagegen große Schwemmfächer auf, die am Ausgang von einzelnen Kerbtälern in die Tiefenbereiche des Vorlands geschüttet wurden. Als besonders beeindruckende Form sticht darunter der Schwemmfächer von Isny-Rohrdorf hervor. Seine weitläufige Ausbildung ist eine Folge seines Auslaufens auf den Wasserscheidenbereich zwischen der Eschach, die über die Aitrach der Iller zufließt und der zum Bodensee und damit zum rheinischen System entwässernden Unteren Argen. Dadurch fehlte ein größeres Fließgewässer, das auf der Frontseite des Schwemmfächers die Schuttmassen aufgenommen und weggeführt hätte.

Rohrdorf auf einem der großen Schwemmfächer am Rande der Adelegg

Der baden-württembergische Teil des **Illertals**, der sich auf die westliche Talhälfte beschränkt, reicht von Aitrach im Süden, etwa 10 km südwestlich von Memmingen, bis zur Einmündung der Iller in die Donau bei Ulm. Die Ablagerungen der Iller als Ausgangsmaterialien für die hier verbreiteten Böden können in zwei große Gruppen unterteilt werden. Es handelt sich dabei einmal um grobe sandige Kiese, die von den Schmelzwässern des würmzeitlichen Illergletschers sowie einem kleineren Zufluss aus dem Rheingletscher geschüttet wurden und um feinkörnige, schluffig-sandige Sedimente, die im Holozän und stellenweise bis heute durch Hochwässer abgesetzt wurden. Über eine große Laufstrecke geht ihre Verbreitung mit einer klaren morphologischen Gliederung im Illertal einher. Die würmzeitlichen Kiese bilden die höher gelegenen Niederterrassen, während die jungen Hochwassersedimente durch eine wenige Meter hohe Stufe abgesetzt, die tieferen Niveaus einnehmen und sich durch ein häufig unruhiges, flachkuppiges- bis welliges Relief auszeichnen.

Unter den Niederterrassen sticht besonders die ausgedehnte, kaum gegliederte Terrassenverebnung des **Erolzheimer Felds** hervor, die etwas südlich von Tannheim einsetzt und sich mit einer Längsersteckung von ca. 17 km bis Kirchberg a. d. Iller in nördliche Richtung fortsetzt sowie eine Breite von bis zu 4 km aufweist. Im Gegensatz zu ihrem Pendant auf der bayerischen Talseite, der östlich der Iller gelegenen Niederterrasse des Fellheimer Felds, weist das Erolzheimer Feld keine kaltzeitlichen Lössdeckschichten auf. Die unterschiedliche Lössverbereitung ist hauptsächlich auf die Lage des Fellheimer Felds im östlichen Teil des Talbodens zurückzuführen. Der aus dem aktiven Flussbett der kaltzeitlichen Iller durch Winde aus vorwiegend westlicher Richtung ausgeblasene Gesteinsstaub konnte auf der angrenzenden, wahrscheinlich nur geringfügig höher gelegenen und bereits trocken gefallenen Schotterfläche des Fellheimer Felds wieder abgesetzt werden.

Das Erolzheimer Feld südlich von Tannheim (Lkr. Biberach)

Im nördlichen Abschnitt des Illertals verliert sich die markante Terrassengliederung im Talboden zunehmend, was hauptsächlich auf die niedriger werdende Stufe zwischen jungem Hochwasserbett der Iller und den höher gelegenen würmzeitlichen Terrassenflächen bedingt ist. Dadurch hat streckenweise die holozäne Hochwassersedimentation der Iller auch auf die älteren Terrassenflächen übergegriffen. In ihrem Unterlauf räumte die Iller schließlich durch laterale Erosion die würmzeitlichen Niederterrassen komplett aus, wodurch hier nun der gesamte Talbodenbereich der Flussdynamik der jungen Iller ausgesetzt war.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die Iller bildet sich durch den Zusammenfluss ihrer alpinen Wildbach-Quellflüsse Breitach, Stillach und Brettach, die sich nur wenige Kilometer nördlich von Oberstdorf vereinigen. In ihrem Oberlauf zeigt die Iller noch die Merkmale eines verzweigten Flusses, dessen Bett durch zahlreiche Kiesbänke geprägt wird. Bei nachlassendem Gefälle ändert die Iller ihre flussmorphologische Gestalt und geht bereits nördlich von Sonthofen in einen mäandrierenden Fluss über. Im Gegensatz zum Oberlauf, der aufgrund der hohen Abflussgeschwindigkeiten durch Geschiebetransport an der Gerinnebasis charakterisiert ist, dominieren ab hier Sand- und Schwebstofftransport. Das frühere Mitführen des Sands bis zur Donaueinmündung ist heute allerdings durch etliche Staustufen unterbunden. In ihrem Unterlauf dürfte die Iller dann zunehmend sogar eine anastomosierende Flussmorphologie angenommen haben, mit sich stark verzweigenden Mäandergerinnen.

Ab Mitte des 19. Jh. begann die starke Umgestaltung der bis dahin weitgehend ursprünglichen Iller durch den Menschen. Flussbegradigungen, Eindeichungen und der Bau von abzweigenden Kanälen zur Wasserkraftnutzung veränderten bereits bis 1900 das Bild des Flusses stark. Der zu Beginn des 20. Jh. einsetzende und schnell anwachsende Bedarf an elektrischer Energie führte schließlich zum Bau etlicher Kraftwerke, die den Aufstau des Flusses durch Staustufen und den Bau von weiteren Kanälen nach sich zogen. So hatten sich bereits ein Dreivierteljahrhundert nach Beginn intensiverer Nutzungseingriffe durch den Menschen die Hydrologie des Flusses und die ökologischen Verhältnisse entlang seines Laufs grundlegend verändert.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Die Böden im Bereich der Iller-Riß-Platten und ihrer Teillandschaften entstanden überwiegend aus erdgeschichtlich sehr jungen Ausgangssubstraten, an deren Bildung verschiedene, durch das Relief gesteuerte Umlagerungsprozesse und die Ablagerung von Windsedimenten eine große Rolle spielten. Als eigenständige geologische Körper bilden sie weit verbreitet den oberflächennahen Untergrund über den Schotterablagerungen und den anstehenden Tertiärsedimenten.

Auf den tertiären Sockelgesteinen in der Deckenschotterlandschaft sowie im Tertiärhügelland entlang der Donau und im Molasseberglandder Adelegg wirkten im kaltzeitlich-periglazialen Milieu typische Umlagerungsvorgänge, die im wasserübersättigten Auftauboden über tiefgefrorenem Dauerfrostboden abgelaufen sind. Diese **Fließerden** haben dabei den Molasseuntergrund aufgearbeitet und in den Umlagerungsdecken teilweise auch homogenisiert. Je nach der Beschaffenheit der in der Schichtenfolge z. T. rasch wechselnden Molasseablagerungen aus sandigen, schluffigen und tonigen oder wie im Bereich der Adelegg sogar konglomeratischen Sedimenten können die Fließerden in ihrem Hangenden sehr unterschiedlich ausgebildet sein. Vor allem an den Hängen im Deckenschottergebiet wird der Fließerdecharakter des oberflächennahen Untergrunds durch eine verbreitete geringe Kiesführung deutlich, die aus oberhalb ausstreichendem Terrassenschotter stammt. Über der Fließerde, die aus aufgearbeitetem Molasseuntergrund besteht (**Basislagen**), folgt teilweise eine weitere, jüngere Fließerde, welche sich durch einen meist deutlichen äolischen Schluffgehalt auszeichnet und mit einer Mächtigkeit von ca. 3–4 dm das Fließerdepaket zur Geländeoberfläche hin abschließt. Diese **Decklage** (bzw. **Hauptlage** nach Ad-hoc-AG Boden, 2005a) wurde gegen Ende der Würmkaltzeit im ausgehenden Spätglazial geformt, als nochmals kurzfristig die äolische Aktivität auflebte und äolisches Sediment in unterschiedlichem Ausmaß vom solifluidal bewegten Auftauboden aufgenommen wurde. Die ursprünglich flächig vorhandene Decklage ist heute in Bereichen mit aktueller Ackernutzung, aber auch örtlich unter Wald infolge früherer Nutzungseingriffe, teilweise oder sogar komplett erodiert. Lokal, hauptsächlich in ostexponierten Reliefbereichen, ist mit der **Mittellage** eine weitere äolisch beeinflusste Fließerde zwischen Basis- und Decklage eingeschaltet. Diese kann zeitlich nicht genau gefasst werden, sie entstand aber häufig wohl während des Hochwürms, als die Verwehung äolischen Materials allgemein ein Maximum erreichte.

Rutschmassen sowie kies- und gesteinsgrusreicher **Hangschutt** bildeten sich in Bereichen mit hoher Reliefenergie hauptsächlich durch gravitative Massenverlagerungen. Beispiele finden sich an den steilen Flanken des Bussens sowie abschnittsweise an den Talhängen der Deckenschotterlandschaft und an ihrem Steilabfall zum Illertal. Die Hangschuttbildungen bestehen dabei häufig aus dem Material der an steilen Oberhängen oberhalb der Molasseschichten ausstreichenden Deckenschottervorkommen. Eine Ausnahme macht der Hangschutt, der stellenweise im oberen Abschnitt des Bussens auftritt und aus verlagertem Kalksteinmaterial der Oberen Süßwassermolasse besteht. Im Hangenden der gravitativen Bildungen folgt häufig noch die Haupt- bzw. Decklage. Das spätwürmzeitliche Alter der Fließerde belegt in solchen Fällen die pleistozäne Entstehung der Hangschuttdecke.

Wegen ihrer Funktion während der Würmeiszeit als Hauptentwässerungsbahnen für die südlich gelegenen Eismassen wurden im Riß- und Illertal große Mengen an **Niederterrassenschotter** (Rheingletscher-Niederterrassenschotter) hinterlassen. Im Rißtal bilden sie bei allgemein hohem Grundwasserstand zusammen mit lückenhaft auftretenden geringmächtigen Hochwasserablagerungen das Substrat für die weit verbreiteten Grundwasserböden. Im Illertal dagegen haben sich auf weitläufigen Niederterrassenverebnungen, die mit einer deutlichen Stufe gegenüber dem jungen Talboden abgesetzt sind, außerhalb des Grundwassers mittel und mäßig tief entwickelte Parabraunerden gebildet. Für ihre Eigenschaften spielt die den oberen Teil des Solums (3–4 dm) einnehmende Solimixtionsdecke der Deck- bzw. Hauptlage aus einem Gemisch aus äolisch eingetragenem Material und aufgearbeitetem Niederterrassenkies eine große Rolle.

Äolische Deckschichten und stark äolisch geprägte Fließerden sind die vorherrschenden Ausgangssubstrate der Böden in der Terrassenlandschaft. Mächtigerer, kalkreicher **Löss** tritt ausschließlich im nördlichsten Abschnitt der Iller-Riß-Platten auf. Auffällig ist seine Verbreitung, die in nordöstlicher Richtung an den weiten schottererfüllten Talboden des nördlichen Rißtals und den Einmündungsbereich in das Donautal anschließt und bis auf die Hochflächenbereiche reicht. Aus diesem Muster lässt sich schließen, dass der verwehte Gesteinsstaub offensichtlich aus den unmittelbar westlich vorgelagerten Talbereichen durch Südwestwinde aufgenommen, über nur kurze Distanz transportiert und im benachbarten Gelände der Iller-Riß-Platten wieder abgesetzt wurde. Der Löss wurde hauptsächlich während des Kältemaximums der letzte Eiszeit um die Zeit vor etwa 20 000 Jahren verweht, als die äolische Aktivität einen Höhepunkt erreichte. Auf den mächtigeren Lössaufwehungen konnte die mit der holozänen Bodenbildung einsetzende Verwitterung das äolische Sediment nicht tiefergreifend komplett entkalken, weshalb unter der rezenten Parabraunerde verbreitet kalkreicher Rohlöss folgt.

Mächtige äolische Deckschichten über verwittertem Günz-Deckenschotter in der Ziegeleigrube von Hüttisheim-Humlangen

Der junge kalkreiche Löss ist Bestandteil eines äolischen Deckschichtenpakets, das im Liegenden aus älteren, meist dichten Lösslehmen besteht und Terrassenschotter überlagert, die an ihrer Aufschüttungsoberfläche durch Bodenbildungen aus älteren Interglazialen meist intensiv verwittert sind. Deckschichten mit ca. 3–4 m sind dabei nicht selten und auf den besonders alten Terrassen der Hochflächen werden sogar größere Mächtigkeiten erlangt. So zeigt eine auf dem günzzeitlichen Holzstöckeschotter in der ehem. Ziegeleigrube bei Hüttisheim-Humlangen aufgeschlossene Abfolge von äolischen Deckschichten über intensiv verwitterten Kiesen eine Mächtigkeit von bis zu 7 m. Sie besteht aus verschieden alten, z. T. durch Paläoböden aus älteren Warmzeiten gegliederten Lösslehmschichten und dem zur Geländeoberfläche abschließenden kalkhaltigen Löss aus dem Hochwürm.

Die außerhalb des Lössverbreitungsgebiets in den nördlichen Iller-Riß-Platten vorherrschenden **Lösslehme** sind ebenfalls meist mehrschichtig aufgebaut. Der liegende, mächtigere Abschnitt ist im Wechsel von äolischer Aufwehung, Verwitterungs- und Bodenbildungsvorgängen, Abtragung und kräftiger kaltzeitlicher Umlagerung durch Kryoturbation entstanden. Er wurde dadurch dichtgelagert und kann stellenweise einzelne Kiese enthalten. Der hangende, meist weniger als 1 m mächtige Teil ist deutlich lockerer gelagert und stellt den Solumbereich, in dem sich die holozäne Pedogenese hauptsächlich vollzogen hat. Es liegt nahe, ihn mit der äolischen Aktivitätsphase während des Hochwürms in Verbindung zu bringen, als weiter nördlich unter höheren Sedimentationsraten mächtigere Lösspakete als Ausgangssubstrate für die Böden aufwuchsen.

Kryoturbationstasche mit in die intensiv verwitterten Kiese eingesunkenem grauem Lösslehm in der Ziegeleigrube Hüttisheim-Humlangen

Vor allem an ostexponierten Talhängen im nördlichen Bereich der Terrassenlandschaft werden die Substrate im oberflächennahen Untergrund noch stark durch eingetragenes äolisches Material geprägt. Solifluidal verlagerte **Lösslehme** und **lösslehmreiche Fließerden** mit einer geringen Kieskomponente verkleiden hier die Talhänge großflächig, wobei der Fließerdecharakter nach Süden aufgrund einer insgesamt nachlassenden äolischen Beeinflussung in den Vordergrund tritt. Stellenweise kommt im Liegenden der äolisch geprägten Deckschichten bereits ab 7–10 dm u. Fl. Molassematerial vor, das ebenfalls meist als Fließerde verlagert wurde. Nach dem Gliederungsschema von periglaziären Lagen (Ad-hoc-AG Boden, 2005a) lassen sich die lösslehmreichen Fließerden im Hangenden aufgrund von nicht pedogenetisch bedingten Substratunterschieden (Körnung, Dichte, Grobkomponenten) in die **Haupt**- bzw. **Decklage** und die darunter folgende **Mittellage** gliedern, die örtlich einer **Basislage** aus Molassematerial aufsitzen. Die beschriebenen Fließerdefolgen sind dabei nicht auf die beschriebenen Talhänge beschränkt, sondern treten in der Terrassenlandschaft der Iller-Riß-Platten an etlichen weiteren für die Ablagerung von äolischen Sedimenten günstigen Stellen auf, häufig ebenfalls in Ostexpostion. In der südlich gelegenen Terrassenlandschaft gehen die Lösslehme der zentralen Plateaulagen verbreitet schon auf den Terrassenverebnungen in eine Fließerdefolge aus Haupt- über Mittellage über, die bereits im oberflächennahen Untergrund einer alten Bodenbildung (Paläoverwitterung) aus intensiv verwitterten und verlehmten Kiesen der Deckenschotter aufsitzt.

Die natürlichen Substrate und die auf ihnen entwickelten Böden wurden verstärkt ab dem frühen Mittelalter durch Rodungen und nachfolgende ackerbauliche Nutzung der Bodenerosion ausgesetzt. Das durch oberflächlich abfließendes Niederschlagswasser abgespülte und abgeschwemmte humose Bodenmaterial sammelte sich als **holozäne Abschwemmmassen** in Mulden und Tälchen sowie in Unterhang- und Hangfußbereichen. Schluffreiche und feinsandige holozäne Abschwemmmassen sind v. a. im nördlichen Abschnitt der Iller-Riß-Platten regelmäßiger Bestandteil der Substrate des oberflächennahen Untergrunds, da die hier vorliegenden leicht erodierbaren Löss- und Molasseböden unter intensiver Ackernutzung größere Mengen an Bodensediment liefern konnten. Nach Süden hingegen sinkt die Verbreitung und Mächtigkeit der Abschwemmmassen mit zunehmenden Niederschlägen und dem damit ansteigenden Grünland- und Waldanteil merklich ab.

In Hangfußbereichen sowie am Ausgang von kleineren Tälern und Hangtälchen lagern holozäne Abschwemmmassen teilweise über **Schwemmsedimenten** aus dem Würmspätglazial und frühesten Holozän. Diese wurden flächig an der nur mäßig durch die Steppenvegetation geschützten Hangoberfläche abgespült. Teilweiser Transport in Hangtälchen und -kerben führte bei nachlassendem Gefälle am Übergang zu größeren Senkenbereichen und Tälern zur Akkumulation von Schwemmkegeln.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Ein Teil des durch Erosion abgetragenen Bodenmaterials gelangte auch in die Vorfluter. Hier wurde es von den Fließgewässern mitgeführt und durch Hochwässer im Talbodenbereich überwiegend als **Auenlehm** wieder abgesetzt. Die Beschaffenheit und Mächtigkeit der Auensedimente spiegelt dabei die Bodenverhältnisse und Nutzungsgeschichte in den Einzugsgebieten wider. Mit ihren überregionalen Einzugsgebieten unterscheiden sich Donau und Iller von den übrigen Flüssen im Gebiet der Bodengroßlandschaft Iller-Riß-Platten. Wie häufig in größeren Flusstälern lässt sich auch die Donauaue in verschiedene Abschnitte und Bereiche gliedern, in denen die Auensedimente aufgrund unterschiedlichen Strömungsverhaltens des Flusses und der Lage auf teilweise verschieden alten Auenterrassen mit spezifischen Sedimentationsverhältnissen, bezügl. Körnung, Mächtigkeit und Karbonatgehalt variieren.

Im Illertal, das mit seinem Einzugsgebiet bis in die Allgäuer Alpen zurückreicht, sind die Auensedimente relativ monoton ausgebildet und zeichnen sich durch einen vergleichsweise geringen Bodensedimentgehalt aus. Damit unterscheiden sie sich in charakteristischer Weise von den holozänen Hochwasserablagerungen vieler sonstiger Flusssysteme.

In den Tälern der Terrassenlandschaft der Iller-Riß-Platten, wie auch im Vorland der Adelegg, fallen die insgesamt relativ geringen Mächtigkeiten der Auensedimente auf. Darunter stechen insbesondere die Täler von Rot und Rottum mit überwiegend nur 3–9 dm mächtigen jungen Hochwasserabsätzen hervor, was auf den recht hohen Waldanteil in den Einzugsbereichen und die nach Süden zunehmende Grünlandnutzung der landwirtschaftlichen Flächen zurückzuführen ist. Erst in den nördlichen Laufabschnitten, mit dem Erreichen des intensiv ackerbaulich genutzten Lössverbreitungsgebiets, nehmen die Mächtigkeiten der Auenlehme in den Tälern teilweise sprunghaft zu und weisen zudem eine hohe Schluffkomponente aus den abgetragenen Löss-Parabraunerden auf. Beispiele hierfür sind das Dürnachtal und insbesondere die Rottum talabwärts von Mietingen. Für das nördliche Rottal hingegen lässt sich keine eklatante Mächtigkeitszunahme feststellen. Der entlang des Unterlaufs sicher auch erfolgte verstärkte Sedimenteintrag hat hier aufgrund der enormen Talbreite jedoch nicht zu einer flächigen, starken Aufhöhung der jungen Hochwasserabsätze ausgereicht.

Im Vergleich zum Jungmoränen- und Altmoränen-Hügelland des südwestdeutschen Alpenvorlands besitzen organische Böden aus **Torf** im Gebiet der Iller-Riß-Platten eine erstaunlich geringe Verbreitung, trotz der nach Süden mit zunehmend steilem Gradienten ansteigenden Niederschläge und der daraus resultierenden stark positiven klimatischen Wasserbilanz. Es äußert sich darin der Zusammenhang zwischen Landschaftsgenese und Reliefgestaltung. Während in den Glaziallandschaften im Klein- und Mesorelief etliche kleinere und größere Mulden auftreten sowie einzelne größere Beckenbereiche ausgebildet sind, fehlen solche Hohlformen, die als Senken für das Grund- und Niederschlagswasser wirken, auf den Terrassen der Iller-Riß-Platten weitgehend.

Das Aufwachsen von **Niedermoortorf** ist deshalb fast ausschließlich auf die Täler mit ihrem hohen Grundwasserspiegel beschränkt. Vor allem in den Randbereichen der Talböden haben sich örtlich kleinflächige Niedermoore entwickelt, wie sie besonders typisch im Rottal auftreten. Durch Drainagemaßnahmen und Grundwasserabsenkungen sind die Niedermoortorfe heute infolge von Torfsackung und Mineralisierungsvorgängen jedoch meist mit nur 3–8 dm über lehmigen Hochwasserabsätzen und sandigen und kiesigen Flussablagerungen erhalten. Unter den Torfvorkommen der Iller-Riß-Platten sticht aufgrund seiner Ausdehnung und der Torfmächtigkeit das Osterried am Rand des Rißtals, südwestlich von Laupheim hervor. Das durch Grundwasserabsenkung stark beeinträchtigte Niedermoor wurde zusätzlich durch Torfabbau zur Brennstoffgewinnung in größerem Umfang anthropogen gestört.

Selbst unter den extrem niederschlagsreichen Verhältnissen in der Umgebung der Adelegg treten organische Böden nicht besonders in den Vordergrund und sind fast nur auf den Wasserscheidenbereich zwischen dem Tal der Unteren Argen und dem Eschachtal beschränkt. Im breiten nördlichen Abschnitt ist hier mit dem Weiten Ried ein größeres Areal mit Niedermoortorf ausgebildet. Begünstigt durch das kühle, regenreiche Klima ist in seinem nördlichen Abschnitt, wie auch in einem kleinen Areral südlich der Wasserscheide, **Hochmoortorf** aus überwiegend *Sphagnum*-Moosen aufgewachsen.

Landnutzung und Siedlungsgeschichte

In Mitteleuropa setzte die Umgestaltung der Naturlandschaften mit der neolithischen Landnahme der ersten bandkeramischen Bauern vor etwa 7500 Jahren ein. Neben den naturräumlich besonders begünstigten Lössgebieten der Gäulandschaften besiedelten die jungsteinzeitlichen Bauern auch schon früh weitere, für sie geeignete Landschaften wie das Alpenvorland. Neben einzelnen Siedlungsschwerpunkten in den Moränengebieten mit ihren Moorrandsiedlungen breiteten sich die Neolithiker auch im Donautal aus und rückten im Illertal nach Süden vor, wo sich z. B. im Gebiet um Memmingen eine relativ dichte jungsteinzeitliche Besiedlung nachweisen lässt.

In den darauffolgenden bronze- und eisenzeitlichen Kulturepochen war der Einfluss des Menschen auf die Landschaft in den meisten Gebieten des Alpenvorlands insgesamt noch sehr gering. Zwar war gegen Ende des Neolithikums (ca. 4000 Jahre vor heute) der bis dahin mit Hilfe von Brandrodungen betriebene Waldfeldbau durch ein Bewirtschaftungssystem mit ortsfesten Dörfern und permanenten Äckern in einer nun örtlich kleinflächig aufgelichteten Waldlandschaft abgelöst worden. Doch wirkte sich dieser Wandel trotz der mit der Einführung des Hakenpflugs und zweimaliger jährlicher Aussaat nun auch erfolgten landwirtschaftlichen Intensivierung aufgrund der insgesamt dünnen und nur in einzelnen Schwerpunktbereichen erfolgten Besiedlung noch kaum aus.

Ein großer Umbruch erfolgte in Mitteleuropa mit dem Eintreffen der Römer nördlich der Alpen ab 15 v. Chr. In nun zum Imperium Romanum gehörenden Gebieten setzte, von den römischen Gutshöfen (*villae rusticae*) ausgehend, eine intensive Nutzung der Landschaft mit stark verbesserter Bodenbearbeitung und neuen Anbautechniken ein. Die damit einhergehende verstärkte Bodenerosion spiegelt sich in vielen Landschaften in einer relativ weiten Verbreitung von z. T. mächtigen Abschwemmmassen („Kolluvien“) und Auenlehmen aus jener Zeit wieder. Das südwestdeutsche Alpenvorland, welches nun zur römischen Provinz *Raetia* zählte, war insgesamt nur spärlich durch *villae rusticae* erschlossen. Hier konzentrierte sich die römische Besiedlung hauptsächlich entlang des Donautals, wo in der ersten Ausbauphase des obergermanisch-rätischen Limes an der dort verlaufenden wichtigen Römerstraße eine Reihe von Kastellen errichtet wurden (Mengen-Ennetach, Emerkingen, Ehingen-Rißtissen sowie bei Unterkirchberg oberhalb des unteren Illertals). In deren Umfeld wurden agrarisch günstige Bereiche anschließend durch Gutshöfe erschlossen, so z. B. auf den lössbedeckten Altmoränen oberhalb des Donautals bei Ertingen und beiderseits des nördlichen Rißtals zwischen Biberach und Laupheim.

Nach den Germaneneinfällen in der ersten Hälfte des 3. Jh. n. Chr. und zuletzt als Folge des verheerenden Alemannenvorstoßes 260 n. Chr. zogen sich die Römer schrittweise bis an den Hochrhein und Bodensee sowie das Illertal als neuer Grenzlinie zurück, die um 400 n. Chr. endgültig aufgegeben wurde. Das zuvor schon gering besiedelte südwestdeutsche Alpenvorland dünnte weiter aus und es dürfte zur teilweisen Wiederbewaldung der von den Römern nun verlassenen Landschaftsbereiche gekommen sein. Zu Beginn des 5. Jh. n. Chr. trafen schließlich die ersten alemannischen Siedler am Nordrand des Alpenvorlands ein. Ihre Siedlungen sind unschwer an den Namensendungen *-ingen* zu erkennen, während für jene, die später ab der Merowingerzeit gegründet wurden, die Endung *-heim* charakteristisch ist. Von den frühmittelalterlichen Bauern wurden zunächst die durch ihre naturräumliche Ausstattung und insbesondere ihre klimatischen Gegebenheiten begünstigten Landstriche bevorzugt. Diese fanden sie v. a. im Umfeld der Donau, des nördlichen Rißtals und an den Unterläufen der einmündenden Seitentäler (Rot, Rottum, Saubach) vor sowie im Illertal, wo die frühe Besiedlung schon weit nach Süden vorrückte.

In der Zeit des frühen mittelalterlichen Landesausbaus (8.–10. Jh.) erfolgte die Erschließung der Flächen zwischen den schon bestehenden Siedlungsarealen. Typisch sind hier die Endungen: *-dorf*, *-hausen*, *-stetten*, *-beuren*, *-hofen* und *-weiler*. Orte, deren Namensendungen einen Bezug zu Geländeformen oder sonstigen naturräumlichen Besonderheiten aufweisen (*-bach*, *-buch*, *-moos*, *-berg*) sind in der Regel der spätmittelalterlichen Rodungsperiode zuzuordnen. Dazu gehören auch Orte, deren Namensendungen einen direkten Hinweis auf die erfolgten Rodungsvorgänge beinhalten (*-grün*, *-rot*, *-reute*). Meist unter Führung lokaler Territorialherren wurden bisher unbesiedelte, unzugängliche Waldareale mit häufig ungünstiger naturräumlicher Ausstattung nun durch Rodungen systematisch erschlossen. Mit dem Ende dieser Siedlungsperiode war bereits um 1200 das heute vorliegende Siedlungsmuster in seinen Grundzügen erzeugt. Abgesehen von den hochmittelalterlichen Stadtgründungen Munderkingen und Ehingen im Donautal durch lokale Territorialherren befinden sich im Gebiet der Iller-Riß-Platten keine alten Städte. Einen Sonderfall stellt Ulm a. d. Donau dar, das schon im 9. Jh. als karolingische Pfalz genutzt und bereits in der 2. Hälfte des 12. Jh. zur Freien Reichsstadt ernannt wurde.

Wichtige Innovationen des Hochmittelalters waren die Einführung der Dreifelderwirtschaft und des Wendepflugs, die über lange Zeit und ab ca. 1800 in Form der verbesserten Dreifelderwirtschaft die Grundlage für die ackerbauliche Nutzung der Iller-Riß-Platten war. In ihren südlichen Bereichen setzte ab dem frühen 17. Jh. mit der sog. **Vereinödung** eine Modifizierung der Siedlungsstruktur ein, die auch Auswirkungen auf die landwirtschaftliche Nutzung hatte. Im Zuge der Vereinödung wurden Höfe aus den Orten in die freie Flur verlegt. Damit einhergehend wurden die zuvor durch Erbteilung stark zersplitterten Gewannfluren durch Blockfluren ersetzt, bei der das gesamte Land in unmittelbarer Nähe des Hofes lag. Mit der Vereinödung, die bis ca. 1840 anhielt, erfolgte eine Umstellung der landwirtschaftlichen Produktion nun auf Milchviehwirtschaft.

Eine Ausweitung der Grünlandwirtschaft und Viehhaltung erfolgte in der zweiten Hälfte des 19. Jh., als das Eisenbahnnetz in Mitteleuropa Zug um Zug ausgebaut wurde und bereits um 1880 zu großen Teilen vervollständigt war. Über Jahrhunderte war aus dem oberschwäbischen Alpenvorland Getreide in die Nordostschweiz, nach Vorarlberg und Tirol geliefert worden. Durch die neuen Transportmöglichkeiten gelangte nun Weizen aus dem europäischen Ausland und aus Übersee auf den Markt. Dieser verdrängte den Dinkel aus dem südwestdeutschen Alpenvorland als traditionelles Brotgetreide, was zu einem sukzessiven Zurückdrängen des Ackerbaus führte. In diesem Zusammenhang wird auch von einer „***Vergrünlandung***“ gesprochen.

Blick von der Terrasse der Mindel-Deckenschotter bei Laupheim auf die Günz-Deckenschotter-Terrasse

Die aktuelle Landnutzung im Gebiet der Bodengroßlandschaft Iller-Riß-Platten weist eine klare Zonierung auf und gibt damit die unterschiedlichen naturräumlichen Gegebenheiten sowie die historisch gewachsene Inanspruchnahme der Landschaften durch den Menschen wieder.

Ackernutzung dominiert unter klimatisch besonders günstigen Voraussetzungen im Tertiärhügelland sowie in den donaunahen Bereichen der Terrassenlandschaft der nördlichen Iller-Riß-Platten. Die Waldanteile sind insgesamt gering und konzentrieren sich reliefbedingt auf die Hangbereiche am Bussen sowie auf einzelne Waldareale, die aufgrund spezieller Besitzverhältnisse (Adel, Kirche) von der landwirtschaftlichen Nutzung ausgenommen waren. Grünlandnutzung tritt fast ausschließlich kleinflächig in feuchten Tal- und Senkenbereichen auf. Die weitläufige und früher sehr feuchte Niederung des nördlichen Rißtals wird durch die vorrangig in der zweiten Hälfte des 20. Jh. erfolgten Drainagemaßnahmen und Grundwasserabsenkungen heute fast vollständig als Ackerland genutzt.

Alpe auf der Adelegg

Das Bergland der **Adelegg** wird wieder weitgehend von Wald eingenommen. In früherer Zeit besaß es jedoch einen recht hohen Grünlandanteil, der für Weidewirtschaft genutzt wurde. Die Adelegg wurde erst spät, nach dem 30-jährigen Krieg ab Mitte des 17. Jh. besiedelt. Ab ca. 1660 wurden bis zu 13 Glashütten entlang von Eschach und Kürnach eingerichtet und Glasmacher aus anderen Gegenden angesiedelt. Damit einhergehend wurde das Bergland auf den nun entstandenen Rodungsflächen, die zur Deckung des enormen Brennstoffbedarfs der Glashütten dienten, durch Einzelhöfe erschlossen. Neben ihrem Waldreichtum dienten die in den tertiären Konglomeratserien der Adelegg vorkommenden Quarzgerölle als Grundlage für die Glashütten. Gefertigt wurden v. a. Gebrauchsgläser, die im schwäbischen Alpenvorland, in Vorarlberg und in der Ostschweiz abgesetzt wurden. Schließlich wurde die Glasbläserei, auch als Folge des in der 2. Hälfte des 19. Jh. entstandenen Eisenbahnnetzes und der dadurch gegebenen Transportmöglichkeiten für billigeres, industriell gefertigtes Glas, 1898 aufgegeben. Ab den 1950er Jahren wurden die hochgelegenen Höfe der Adelegg zunehmend aufgegeben und der Wald rückte durch Aufforstung von nun nicht mehr benötigten Weideflächen sukzessive vor.

Ausgang des Herrenberger Tobels ins Eschachtal

Weiter südlich fallen im Bereich der Terrassen große, z. T. langestreckte Waldareale auf, die zunächst noch von Ackerflächen umgeben sind. Nach Süden werden diese zunehmend durch Grünland ersetzt, bis schließlich die Grünlandnutzung komplett vorherrscht. In dieser Verteilung spiegeln sich die in Richtung der Alpen deutlich ansteigenden Jahresniederschläge wider. Früher höhere Grünlandanteile wurden in den letzten Jahrzehnten durch den Einsatz moderner Ackerpflanzenzüchtungen teilweise wieder zurückgedrängt. Die großen, zusammenhängenden Waldgebiete im Bereich der Terrassenlandschaft sind mehr oder weniger deckungsgleich mit ausgedehnten Vorkommen von Staunässeböden (Pseudogleyen) auf den abzugsträgen Terrassenverebnungen. Die nach Süden ansteigenden Niederschläge können dabei nicht die einzige, ausschlaggebende Ursache für die großflächige Verbreitung von staunassen Böden auf den Terrassen der Iller-Riß-Platten sein. Dies zeigt ihr weites Vordringen nach Norden in der Osthälfte von Blatt Laupheim (TK 7725) und auf dem östlich folgenden Blatt Illertissen (TK 7726), wo noch moderate Niederschlagsverhältnisse herrschen, die sich kaum von den Werten der nur wenige Kilometer entfernten Klimastation Hüttisheim unterscheiden dürften (mittlerer Jahresniederschlag 1961–1990: 708 mm). Neben den ebenen Reliefverhältnissen und dem daraus resultierenden eingeschränkten lateralen Bodenwasserabfluss, sind hierfür die mächtigen, mehrschichtigen Lösslehme verantwortlich, welche die Kiesterrassen überlagern. Ihr liegender Abschnitt ist durch kryogene Umlagerung (Kryoturbation, Solimixtion) häufig stark verdichtet und dadurch nur gering durchlässig.

Grünlandwirtschaft auf den Deckenschotterplatten im südlichen, niederschlagsreichen Teil der Holzstöcke

Das Illertal zeichnet sich heute insgesamt durch großflächige ackerbauliche Nutzung aus. Selbst im Süden des Erolzheimer Felds, wo die Niederschläge bereits 1000 mm erreichen (Klimastation Memmingen: 1017 mm), dominiert auf den gut durchlässigen kiesigen Parabraunerden der Niederterrasse Ackernutzung. Nur untergeordnet herrscht in z. T. überflutungsgefährdeten jungen Auenbereichen Grünland vor. Ebenso ist örtlich Grünland am Fuß des westlichen Talhangs ausgebildet, wo sich trotz erfolgter Grundwasserabsenkung teilweise noch feuchte Randbereiche in geringer Ausdehnung erhalten haben. Erst ganz im Süden der Bodengroßlandschaft, in der Umgebung von Leutkirch und Isny, wird die agrarische Nutzung aufgrund der hohen Jahresniederschläge von ca. 1300 mm bis 1700 mm auch im grundwasserfernen Gelände vollständig durch Grünland und Milchviehwirtschaft bestimmt.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Iller-Riß-Platten (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Die Waldgebiete werden mit wenigen Ausnahmen heute von Nadelwäldern dominiert, die überwiegend aus Fichtenbeständen aufgebaut sind. Einzelne größere Laub- und Mischwaldareale existieren z. B. am Anstieg des Bussens und am Westabfall der Adelegg. Die ursprünglichen Waldtypen spiegelten die klimatische Zonierung wider. Unter kühlen bis kalten Temperaturverhältnisse waren im regenreichen Klima ganz im Süden Tannen-Fichtenwälder mit untergeordnet Buchen entwickelt. Nach Norden schloss daran eine Zone mit montanen Buchen-Tannenwäldern an, deren Tannenanteil unter 30 % betrug. Schließlich folgten schon ab dem Gebiet um Ochsenhausen bis zur Donau Buchen-Eichenwälder. Die heutige standortsübergreifende Vorherrschaft von Fichtenwäldern ist letztlich eine Folge der ab der 2. Hälfte des 18. Jh. einsetzenden planmäßigen Forstwirtschaft. Durch den Fichtenanbau sollte die Holzproduktion in den zuvor z. T. übernutzten und devastierten Wäldern gesteigert werden.

Das Gebiet der Iller-Riß-Platten ist unter raumordnerischen Gesichtspunkten dem „ländlichen Raum“ zugehörig. Größere Mittelstädte (> 50 000 Einw.) fehlen vollständig und sind auch in den benachbarten Gebieten nicht vorhanden, sieht man von Ulm a. d. Donau ab, das mit seinem Verdichtungsraum bis an die Nordostecke der Iller-Riß-Platten heranreicht. Das Gesamtgebiet ist im Vergleich zum baden-württembergischen Durchschnitt relativ dünn besiedelt und weist eine erhöhte Bedeutung von Land- und Forstwirtschaft im Wirtschaftsleben auf. Größere industrielle Kerne befinden sich mit Ulm und dem in jüngerer Zeit zunehmend Bedeutung erlangenden Biberach a. d. Riß in der Umgebung. Kleinere industrielle Zentren (Laupheim, Ochsenhausen, Schwendi) entstanden im Bauernland der Iller-Riß-Platten meist erst ab den 1950er Jahren.

Klima

Relativ klimagünstige Bereiche im Gebiet der Iller-Riß-Platten erstrecken sich entlang der Donau östlich von Ehingen und teilweise im nördlichen Rißtal, wo mittlere Jahrestemperaturen von knapp über 9 °C erreicht werden. Im überwiegenden Teil der Bodengroßlandschaft herrschen dagegen Temperaturverhältnisse von 8,5–9 °C und südlich von Ochsenhausen von 8–8,5 °C vor. Mit zunehmender Alpennähe und ansteigender Höhenlage wird es etwa ab Leutkirch im Allgäu mit Jahresdurchschnittstemperaturen von unter 8 °C merklich kühler. Die Gipfelbereiche der bis auf rund 1100 m NN aufragenden Adelegg prägen Jahresdurchschnittstemperaturen von nur 6–7 °C.

Die Niederschlagsverhältnisse sind aufgrund der Stauwirkung der Alpen durch einen Nord–Süd-gerichteten Anstieg gekennzeichnet, der in Gebirgsnähe mit steilem Gradient erfolgt. Während nördlich von Laupheim die durchschnittlichen Jahresniederschläge noch bei 700–750 mm liegen, betragen sie 30 km weiter südwestlich, bei Rot an der Rot über 1000 mm. Bei Leutkirch im Allgäu beträgt die jährliche Niederschlagsmenge bereits über 1200 mm. Von dort steigt sie zum 16 km weiter südwestlich gelegenen Schwarzen Grat (1118 m NN) auf 2000 mm an.

Die jährliche Klimatische Wasserbilanz variiert in der BGL Iller-Riß-Platten vorwiegend in Abhängigkeit von der Entfernung zu den Alpen und den nach dort zunehmenden Niederschlägen erheblich. So treten allgemein entlang der Donau und des nördlichen Rißtals mit +200 bis +300 mm die geringsten Werte auf und steigen von hier kontinuierlich nach Süden bis in die nördliche Umgebung von Leutkirch auf Werte zwischen +700 und +900 mm an. Weiter alpenwärts werden auf kurze Distanz schließlich Werte zwischen +1000 und +1400 mm erreicht, um in den absoluten Gipfellagen der Adelegg sogar +1600 mm deutlich zu überschreiten. Die Klimatische Wasserbilanz für das Sommerhalbjahr beträgt an der Donau und im unteren Rißtal 0–100 mm und bei Ochsenhausen 200–300 mm. Nach Süden, zur Adelegg, steigen die Werte sehr stark an und betragen dort z. T. über 800 mm.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Weiterführende Links zum Thema

- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- LEO-BW: Holzstöcke
- LEO-BW: Unteres Illertal
- LEO-BW: Hügelland der unteren Riß
- LEO-BW: Adelegg

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Ellenberg, H. (1955). *Wuchsklimakarte Baden-Württemberg 1 : 200 000.* Stuttgart (Reise- u. Verkehrsverl.).
- Kösel, M. (2016). *Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen und als Bestandteil des Solums rezenter Oberflächenböden.* – LGRB-Fachbericht, 2016/1, S. 1–63, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Penck, A. & Brückner, E. (1901–09). *Die Alpen im Eiszeitalter.* 1199 S., Leipzig (Tauchnitz). [3 Bände, erschienen 1901–1909]

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 02.01.24 - 09:42):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/iller-riss-platten

Schwäbische Fazies

Geologie

Oberjura der Schwäbischen Alb in Massenkalk-Fazies (joMK) bei Aalen-Waldhausen

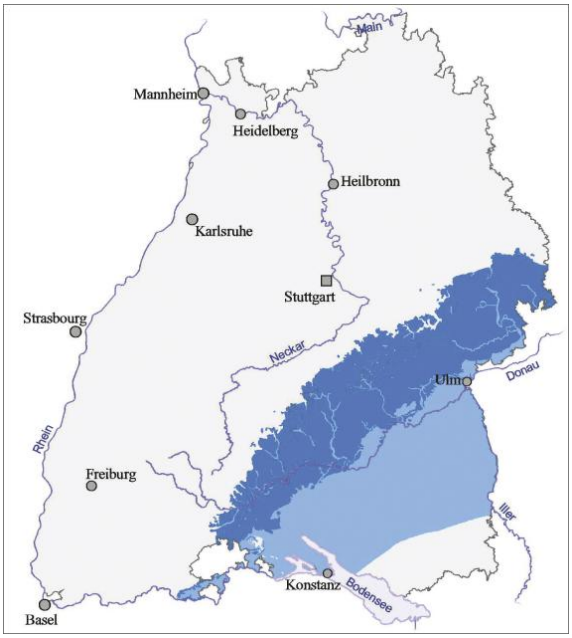
Der Oberjura in schwäbischer Fazies ist durch die Vergesellschaftung von Gesteinen in Massenkalk-Fazies und in gebankter Fazies charakterisiert. Die Lochen-Formation und die Oberjura-Massenkalk-Formation bilden die Oberjura-Schwammkalkfazies, die aus Massenkalk besteht. Sie ist durch undeutlich bis nicht geschichtete, riffartige Sedimentkörper geprägt, die bereichsweise als hochreine Kalksteine ausgebildet sind. Sie entstanden unter Beteiligung kalkig erhaltener Kieselschwämme. Aus dolomitischen Bereichen kann durch Rekalzitisierung (Dedolomitisierung) hydrogeologisch bedeutsamer Lochfels entstehen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die übrigen Formationen im Oberjura (vergleiche Tabelle: Hydrogeologische Gliederung der Oberjuragesteine in gebankter Fazies) liegen überwiegend in gebankter Fazies vor. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein.

Eine lokale Ausbildung der Liegenden-Bankkalke-Formation und der Zementmergel-Formation ist der Brenztal-Trümmerkalk (BTK) der Ostalb. Die bis über 50 m mächtigen klastischen Kalksteine ersetzen örtlich die Normalausprägungen.

Die Lacunosamergel-Formation bildet den obersten nahezu durchgehenden Horizont im Oberjura in gebankter Fazies. Alle höher gelegenen Grenzflächen können aufgrund häufigen Fazieswechsels zwischen Bank- und Massenkalken und den dadurch hervorgerufenen starken Mächtigkeitsschwankungen nur sehr unsicher lithostratigraphisch parallelisiert werden.



Verbreitung des Oberjuras in schwäbischer Fazies farbig, Ausstrich dunkel

Die Massenkalk-Fazies findet sich vorwiegend auf der Mittleren Alb und der Ostalb. Sie ersetzt dort vielerorts die gebankten Gesteine der Unteren-Felsenkalke-Formation bis einschließlich die der Hangenden-Bankkalke-Formation. In der Westalb tritt die Massenkalk-Fazies schon ab der Impressamergel-Formation auf und wird dort nach der Typlokalität als Lochen-Formation bezeichnet.

Der Oberjura in schwäbischer Fazies steht entlang eines bis zu 35 km breiten Streifens zwischen Aalen–Ulm im Nordosten und Blumberg–Engen im Südwesten auf einer Fläche von ca. 4600 km^2 über Tage an. Dabei wird er bereichsweise von quartären Deckschichten überlagert. Im äußersten Südwesten nimmt die Ausstrichbreite auf wenige Hundert Meter ab. Nach Norden hin wird der Oberjura durch die Schichtstufe des Albtraufs begrenzt, nach Süden hin taucht er unter die tertiären Sedimente des Molassebeckens ab.

Oberjura der Schwäbischen Alb in gebankter Fazies bei Steinweiler

Die Mächtigkeit des Oberjuras in schwäbischer Fazies nimmt von Nordwesten nach Südosten zu und erreicht im Molassebecken am Übergang zur helvetischen Fazies über 500 m. Im Ausstrichbereich liegen die maximalen Restmächtigkeiten auf der Westalb bei 250 m, auf der Mittleren Alb bei 400 m und auf der Ostalb bei 170 m.

Hydrogeologische Charakteristik

Die überwiegend kalkigen Gesteinsabfolgen des Oberjuras bilden einen großräumig zusammenhängenden Kluft- und Karstgrundwasserleiter. Innerhalb der Schichtenfolge sind Wohlgeschichtete-Kalke-Formation, Untere- und Obere-Felsenkalke-Formation, die Liegende- und Hangende-Bankkalke-Formation und die Oberjura-Massenkalk-Formation Grundwasserleiter.

Die überwiegend mergelig ausgebildeten Gesteinsabfolgen der Impressamergel-Formation, Lacunosamergel-Formation und Zementmergel-Formation sind meist Grundwassergeringleiter. Davon abweichend kann die Zementmergel-Formation oberflächennah schwach verkarstet sein. Die Mergelstetten-Formation als ihr kalkiger ausgebildetes Äquivalent neigt zu stärkerer Verkarstung und nimmt dadurch die Eigenschaften eines Grundwasserleiters an (Plum et al., 2008).

Der kalkig ausgebildete obere Abschnitt der Impressamergel-Formation (Bimammatumschichten) kann grundwasserleitend sein. Steht die Lacunosamergel-Formation oberflächennah an, ist sie ebenfalls als Grundwasserleiter zu betrachten.

Einen Vergleich der Verhältnisse in den verschiedenen Teilen der Schwäbischen Alb zeigen die folgenden Tabellen.

Hydrogeologische Gliederung der Oberjuragesteine in gebankter Fazies (früher auch Schichtfazies genannt)

<table>
<tr><th>Kürzel</th><th colspan="2">Stratigraphie</th><th colspan="2">Lithologie</th><th>Mächtig-keit [m]</th><th colspan="2">hydrogeologische Beschreibung</th></tr>
<tr><td>joHB</td><td colspan="2">Hangende-Bank-kalke-Formation</td><td colspan="2">Kalkstein, gebankt, mit Mergelfugen</td><td>bis 200</td><td colspan="2">Kluft- und Karstgrundwasserleiter</td></tr>
<tr><td>joZ</td><td>Zement-mergel-Formation</td><td rowspan="2">Mergelstetten-Formation (joME) bis > 200m</td><td>Mergel-, Kalkmergel- und Kalkstein; z. T. dünnplattig, bankig; lokal verschwammt</td><td rowspan="2">Wechselfolge von Mergelsteinen mit Kalksteinbänken</td><td>bis 170</td><td>Grundwassergeringleiter; in kalkiger Fazies (Zwischenkalke) Kluftgrund-wasserleiter</td><td rowspan="2">Kluft- und Karst-grund-wasser-leiter</td></tr>
<tr><td>joLB</td><td>Liegende-Bankkalke-Formation</td><td>Kalkstein, gebankt mit Mergelfugen</td><td>10–150</td><td>Kluft- und Karstgrund-wasserleiter</td></tr>
<tr><td>joFO</td><td colspan="2">Obere-Felsenkalke-Formation</td><td colspan="2" rowspan="2">Kalkstein, gebankt, mit dünnen Mergelfugen und Kieselknollen, z. T. verkarstet</td><td>10–40</td><td colspan="2" rowspan="2">Kluft- und Karstgrundwasserleiter</td></tr>
<tr><td>joFU</td><td colspan="2">Untere-Felsenkalke-Formation</td><td>20–60</td></tr>
<tr><td>joL</td><td colspan="2">Lacunosamergel-Formation</td><td colspan="2">Mergelstein mit Kalk- und Kalkmergelstein-bänken</td><td>10–75</td><td colspan="2">überwiegend Grundwassergeringleiter</td></tr>
<tr><td>joW</td><td colspan="2">Wohlgeschichtete-Kalke-Formation</td><td colspan="2">Kalkstein, gebankt, mit Mergelsteinfugen, z. T. verkarstet</td><td>10–150</td><td colspan="2">Kluft- und Karstgrundwasserleiter</td></tr>
<tr><td>jol</td><td colspan="2">Impressamergel-Formation</td><td colspan="2">Mergelstein mit Kalk- und Kalkmergelstein-bänken</td><td>10–125</td><td colspan="2">Grundwassergeringleiter</td></tr>
</table>

grün = Festgesteinsgrundwasserleiter, braun = Grundwassergeringleiter

Hydrogeologische Gliederung der Oberjuragesteine in Massenkalk-Fazies (früher auch Schwamm- oder Rifffazies genannt)

Kürzel		Stratigraphie		Lithologie	Mächtigkeit [m]	hydrogeologische Beschreibung
Gesamte Schwäbische Alb						
joMKo	**joMK**	Oberer Massenkalk	Oberjura-Massenkalk-Formation	Massige Schwamm-Kalksteine, massiger Dolomitstein, bei Re- kalzitisierung löchrig (Lochfels), mit wechselnd starker Klüftung und Verkarstung. Ersetzt die gebankten Gesteine von Untere-Felsenkalke-Formation (JoFU) bis Liegende-Bankkalke-Formation (joLB)	bis > 100	Kluft- und Karstgrundwasserleiter
joMKu		Unterer Massenkalk			bis > 100	
Westalb						
joLOo	**joLO**	Obere Lochen-Schichten	Lochen-Formation	Im Bereich der Westalb tritt vielerorts die massige Lochen-Formation an die Stelle der gebankten Gesteine von Impressamergel-Formation (joI) bis Lacunosamergel-Formation (joL). Sie ist verkarstungsfähig und wird daher als Grundwasserleiter angesprochen. Im Bereich der Mittleren Alb und der Ostalb treten in diesen Einheiten nur lokal in kleinerem Umfang, oft nur schicht- oder lagenweise, Schwammwachstum und Riffbildung auf. Diese verändern die Mächtigkeit und die hydrogeologischen Eigenschaften gegenüber der ausschließlich gebankten Fazies nicht nennenswert.		
joLOm		Mittlere Lochen-Schichten				
joLOu		Untere Lochen-Schichten				

grün = Festgesteinsgrundwasserleiter

Die Gesteine des Oberjuras in schwäbischer Fazies sind in unterschiedlichem Maße verkarstet. Randbedingungen für die lokale und regionale Karstentwicklung sind:

- Lithologie der Gesteine (Karbonat- und Tongehalt, Dolomitisierung, Rekalzitisierung mit Lochfelsbildung)
- Schichtlagerung, tektonische Beanspruchung und Entlastung
- Wasserhaushalt, Vorflutsituation und Landschaftsentwicklung
- Deckschichten, Vegetation, Eintrag von Kohlendioxid.

Die stärkste Verkarstung findet sich in den Massenkalken und dort in den dolomitischen und rekalzitisierten Lochfelszonen (Zuckerkornbereiche).

Eine ebenfalls starke Verkarstung tritt in gebankten Kalksteinen in der Auflockerungszone bis in Tiefen von etwa 100 m auf. In größerer Tiefe ist sie an Großklüfte, Spalten und Störungen gebunden.

Bereiche intensiver Verkarstung sind durch eine hohe Grundwasserführung gekennzeichnet. Die stark schüttenden Karstquellen am Südrand der Schwäbischen Alb (u. a. Blautopf) werden aus großen Einzugsgebieten mit hoch durchlässigen gerinne- und teilweise höhlenartigen Karstsystemen gespeist.

Die Grundwasserbewegung erfolgt ganz überwiegend auf Trennfugen (Klüfte, Störungen) und in lösungserweiterten Karsthohlräumen. In der Regel endet die Verkarstung an der Oberfläche der Lacunosamergel-Formation bzw. Impressamergel-Formation. Fehlt eine Gesteinsporosität weitgehend und nimmt die Öffnungsweite der Trennflächen mit zunehmender Tiefe unter Gelände ab, endet die Verkarstung oberhalb davon.

Das Hauptverkarstungsniveau verlagert sich nach Südosten zunehmend in stratigraphisch jüngere Horizonte, da die Oberjuraschichten in diese Richtung einfallen. Die Verkarstung nimmt im Molassebecken mit zunehmender Überdeckung allmählich ab. Dies ist durch die Abnahme der Transmissivität und der Spülungsverluste beim Abteufen von Bohrungen belegt (Stober & Villinger, 1997).

Die Karstlandschaft der Schwäbischen Alb lässt sich von Nordwesten (Neckar-/Rheineinzugsgebiet) nach Südosten (Donaueinzugsgebiet) nach den hydrogeologischen Verhältnissen gliedern (Villinger, 1972). Je nach Lage der Grundwasserleiterbasis in Bezug auf das Vorflutniveau wird zwischen seichtem und tiefem Karst unterschieden.

Seichter Karst

Der Seichte Karst ist charakterisiert durch die Lage der Grundwasserleiterbasis über dem Vorflutniveau. Derartige Verhältnisse finden sich am Nordrand der Schwäbischen Alb (Albtrauf). Dort ist die Lacunosamergel-Formation infolge offener Klüftung und z. T. auch Verkarstung durchlässig. Die Basis des Grundwasserleiters liegt deshalb im oberen Bereich der Impressamergel-Formation, die durch Erosion der Neckarzuflüsse angeschnitten ist. Über der Lacunosamergel-Formation gibt es kein eigenständiges Grundwasserstockwerk, obwohl aus der Unteren-Felsenkalke-Formation Schichtquellen vereinzelt saisonal oder episodisch austreten. Stattdessen entwässert der Oberjura-Aquifer im Seichten Karst typischerweise über Schichtquellen, die an der Grenze Wohlgeschichtete-Kalke-Formation zu Impressamergel-Formation entspringen oder über tiefer liegende Hangschuttquellen.

Tiefer Karst

Im Tiefen Karst liegt die Basis des Grundwasserleiters unter dem Vorflutniveau. An vielen Stellen ist die Grenze zwischen dem Tiefen und Seichten Karst mit dem Verlauf der Karstgrundwasserscheide Rhein/Donau deckungsgleich. In Süd-Ost-Richtung rückt die Grundwasserleiterbasis mit zunehmender Überdeckung an die Schichtobergrenze der Lacunosamergel-Formation. Dazwischen sind zwei Situationen denkbar:

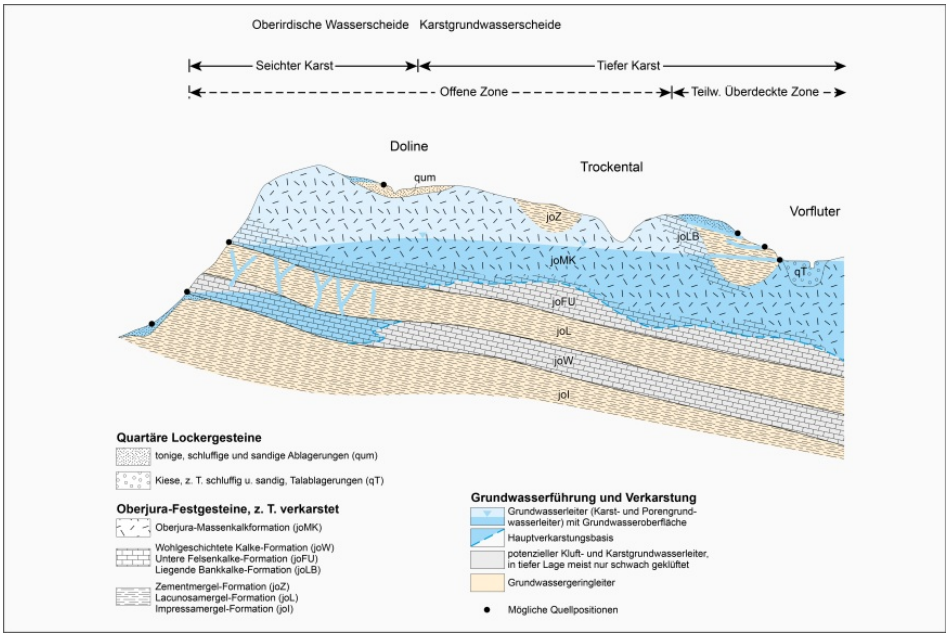
- Die Obere- und Untere-Felsenkalke-Formation bildet zusammen mit der Wohlgeschichteten-Kalke-Formation ein gemeinsames Grundwasserstockwerk; die Lacunosamergel-Formation hat keine trennende Wirkung.
- Die Obere- und Untere-Felsenkalke-Formation bildet ein oberes, die Wohlgeschichtete-Kalke-Formation ein unteres Grundwasserstockwerk. Die Grundwasserstockwerke werden durch die Lacunosamergel-Formation hydraulisch voneinander getrennt.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

In der Ostalb endet die Grundwasserführung bereits in einigem Abstand über der Lacunosamergel-Formation in der Unteren-Felsenkalke-Formation oder sogar im Unteren Massenkalk. In diesem Fall ist die Wohlgeschichtete-Kalke-Formation unverkarstet und grundwassergeringleitend. In der Westalb ersetzt die verkarstungsfähige Lochen-Formation die gebankte Fazies der drei unteren Schichtglieder des Oberjuras (Impressamergel-, Wohlgeschichtete-Kalke-, Lacunosamergel-Formation). Da dort die Schwäbische Alb höher herausgehoben wurde, liegt die Grundwasserleiterbasis innerhalb der Impressamergel-Formation.

Flächendeckende Aussagen über die genaue Lage der Oberjura-Aquiferbasis sind für den Bereich der Schwäbischen Alb wegen der zu geringen Anzahl an Bohrungen nicht möglich.

Die Entwässerung erfolgt im Tiefen Karst in Überlaufquellen, durch Grundwasserübertritte in das Donautal (und Langenauer Donauried) sowie durch Unterströmung der Donau mit Grundwasserabstrom nach Süden in das Molassebecken. Hydraulische Kontakte bestehen zu den Grundwasservorkommen in den Kiesen der Talablagerungen und pleistozänen Rinnen. Sie wirken bereichsweise als Vorflut, werden z. T. aber auch vom Karstwasser durchströmt.



Prinzipskizze zur Definition der Karstzonen mit möglichen Positionen von Quellen, schematisch: Situation Ostalb

Nach der Überlagerungssituation lassen sich die folgenden Zonen unterscheiden:

Offene Zone

Als Offene Zone wird der Bereich bezeichnet, in dem verkarstete Oberjuragesteine an der Erdoberfläche ausstreichen. Die Offene Zone umfasst das Verbreitungsgebiet des Seichten Karsts und Teile des Tiefen Karsts.

Teilweise Überdeckte Zone

Als Teilweise Überdeckte Zone wird der Bereich bezeichnet, in dem verkarstete Oberjuragesteine durch meist geringdurchlässige tertiäre Schichten (Molassesedimente, Rieströmmermassen bzw. Impaktgesteine) lückenhaft überdeckt werden. Die Teilweise Überdeckte Zone umfasst das Verbreitungsgebiet des Tiefen Karsts unmittelbar nördlich der Donau und Teile im Umfeld des Rieskraters.

Überdeckte Zone

Als Überdeckte Zone wird der Bereich bezeichnet, in dem Oberjuragesteine flächendeckend von tertiären Molasseschichten überlagert werden. Die Überdeckte Zone beginnt etwa auf Höhe des Donautals und setzt sich nach Süden fort, wobei die Mächtigkeit der überlagernden Molasseschichten zum Beckeninneren stetig zunimmt.

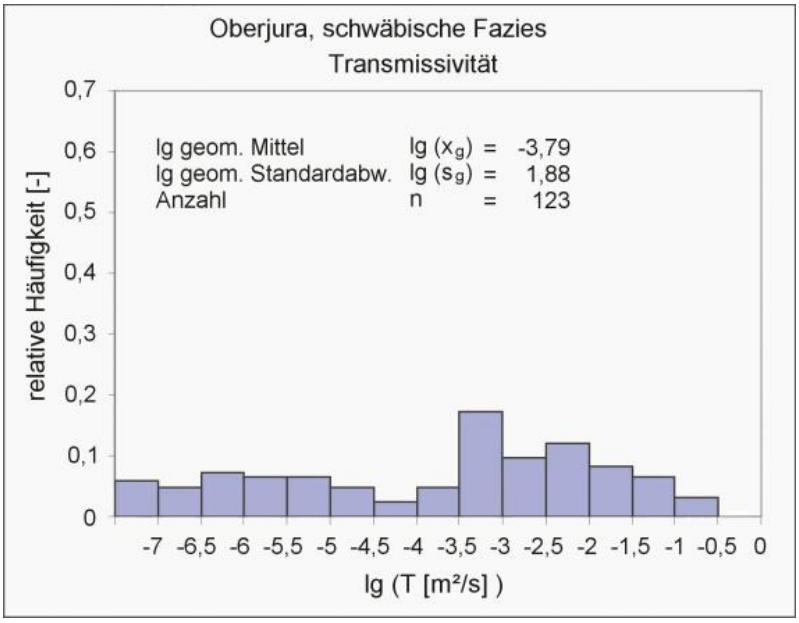
Hydraulische Eigenschaften

Merkmale des Oberjura-Karstgrundwasserleiters sind eine ausgeprägte Heterogenität und Anisotropie der hydrogeologischen Eigenschaften.

Die mittlere Gebirgsdurchlässigkeit T/H – ermittelt aus hydraulischen Versuchen sowie dem Zustrom zu Quellen – schwankt zwischen $T/H = 5{,}0 \cdot 10^{-5}$ m/s und $T/H = 5{,}0 \cdot 10^{-3}$ m/s (Sauter, 1992). Bei kleinräumiger Betrachtung ist die Spannweite wesentlich größer. Für hochdurchlässige Kluft- und Karstzonen wurden Durchlässigkeiten mit einem arithmetischen Mittel von $T/H = 1{,}4 \cdot 10^{-1}$ m/s bei einer Spannweite von $9{,}1 \cdot 10^{-2}$ m/s bis $2{,}7 \cdot 10^{-1}$ m/s berechnet (Jakowski, 1995; Jakowski & Ebhardt, 1997a).

In der Überdeckten Zone südlich der Donau nehmen die Durchlässigkeiten mit zunehmender Überlagerung ab. Sie erreichen mit Übergang zur helvetischen Fazies Werte von $T/H = 1 \cdot 10^{-9}$ m/s (Stober & Villinger, 1997).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Häufigkeitsverteilung der Transmissivitätswerte für den Oberjura- Aquifer (geometrischer Mittelwert $T = 1{,}6 \cdot 10^{-4}$ m^2/s)

Typisch für die Grundwasserströmung im Oberjura-Karstgrundwasserleiter sind hohe Abstandsgeschwindigkeiten bei Markierungsversuchen. Die dominierenden Abstandsgeschwindigkeiten v_{Cmax} (für den Zeitpunkt des Konzentrationsmaximums) erreichen bei Fließstrecken bis 20 km etwa $v_{Cmax} \leq 120$ m/h, Einzelwerte liegen auch darüber. Die maximale Abstandsgeschwindigkeit v_{max} (für den Ersteinsatz des Markierungsstoffs) ist für Versuche mit $v_{Cmax} = 40$ m/h um den Faktor 1,0–2,2, im Mittel um den Faktor 1,25 höher als die dominierende Abstandsgeschwindigkeit v_{Cmax}. Hohe Abstandsgeschwindigkeiten und hohe Wiederfindungsraten treten bevorzugt in den Einzugsgebieten stark schüttender Karstquellen auf. Geringe Abstandsgeschwindigkeiten oder Markierungsversuche ohne Austritt des Tracers kommen in Gebieten mit diffusem Grundwasserabstrom und unklaren Vorflutverhältnissen vor.

Folglich wird mit einem Markierungsversuch in einem Karstgrundwasserleiter fast ausschließlich das hochdurchlässige Kluft- und Karstsystem untersucht. Die Versuchsergebnisse sind deshalb für die feingeklüftete Gesteinsmatrix, d. h. den großräumigen Grundwasserspeicher, nicht repräsentativ.

Die aus Markierungsversuchen ermittelten longitudinalen Dispersivitäten αL schwanken zwischen αL = 1 m und αL = 500 m. Die niedrigeren Werte wurden für Gebiete mit überwiegend gebankter Fazies (Mittelwert αL = 49 m), die höheren für Gebiete mit überwiegend Massenkalk-Fazies ermittelt (Mittelwert αL = 175 m) (Jakowski, 1995).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

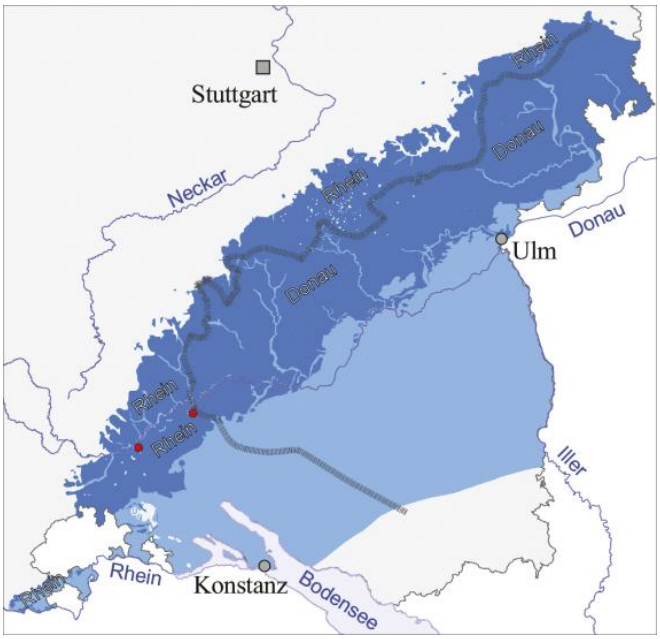
Hydrologie

Da im Oberjura in schwäbischer Fazies kein nennenswerter Oberflächen- bzw. Zwischenabfluss auftritt, wird die Grundwasserneubildungsrate aus Niederschlag der Sickerwasserrate gleichgesetzt. Die Grundwasserneubildung beträgt im Bereich der Schwäbischen Alb (Offene und Teilweise Überdeckte Zone) im langjährigen Mittel (Periode 1981 bis 2010) G_m = 12,0 l/(s · km^2), das sind – bezogen auf die Ausstrichfläche von ca. 4595 km^2 – G_f = 55 100 l/s.

Frisch eingestürzte Dolinen im trockenen Bett der Donau bei Brühl unmittelbar unterstromig der Donauversinkung bei Immendingen

Im Molassebecken (Bereich der Überdeckten Zone) nimmt die Grundwasserneubildung durch vertikale Zusickerung mit zunehmender Mächtigkeit der tertiären Überdeckung ab und ist im Beckeninnern vermutlich äußerst gering.

Zur Grundwasserneubildung im Oberjura trägt auch die Infiltration aus oberirdischen Gewässern bei. In Schwinden und Schlucklöchern kann ein Teil oder die gesamte Wasserführung oberirdischer Gewässer in den Untergrund versinken. Bekanntestes Beispiel hierfür ist die Donauversinkung zwischen Immendingen und Fridingen.

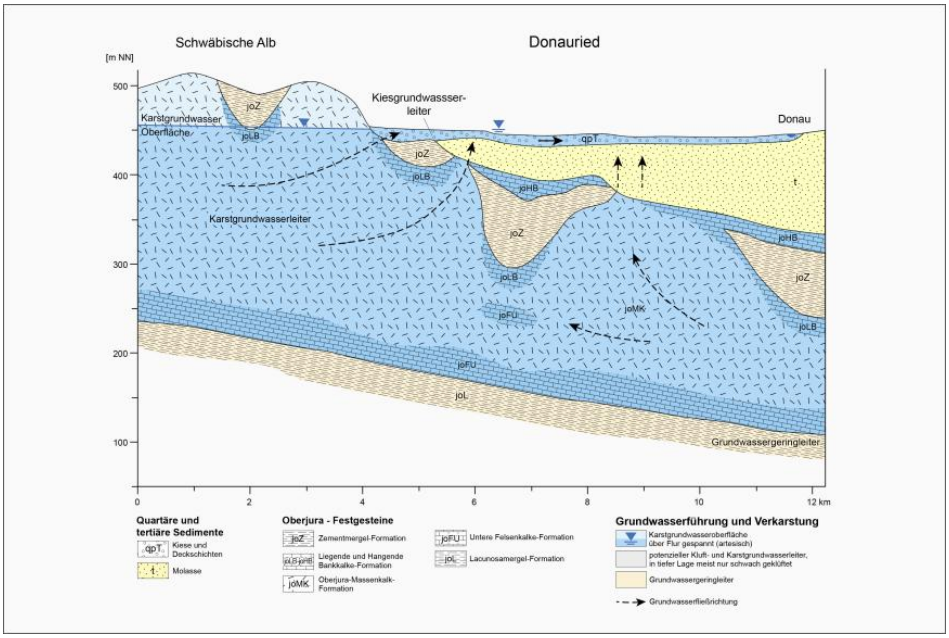


Verlauf der kontinentalen Karstgrundwasserscheide im Verbreitungsgebiet des Oberjuras in schwäbischer Fazies. Sie trennt die Einzugsgebiete von Rhein und Donau. Die roten Punkte weisen auf die Hauptversinkungsstellen der Donau hin. Das versickerte Wasser tritt zu großen Teilen wieder an der Erdoberfläche aus (z. B. im Aachtopf). Geringere Mengen treten in die grundwasserführenden quartären und tertiären Schichten des Molassebeckens über. In beiden Fällen bildet der Rhein die endgültige Vorflut.

Der Grundwasserumsatz im Oberjura-Karstgrundwasserleiter ist in den verschiedenen Speicher- und Fließsystemen unterschiedlich:

- In Kleinklüften, Poren und im Lochfels wird das Grundwasser hauptsächlich durch flächenhafte Infiltration von Niederschlag neu gebildet. Es fließt im Untergrund vergleichsweise langsam und weist entsprechend hohe Verweilzeiten auf.
- Die auf Großklüften, tektonischen Störungszonen und Karsthohlräumen fließende Grundwasserkomponente wird vorwiegend durch Versinkung von oberirdisch abfließendem Wasser in Dolinen und Schwinden neu gebildet. Sie hat hohe Abstandsgeschwindigkeiten und kurze Verweilzeiten im Untergrund.

Die beiden Hohlraumsysteme treten regional in unterschiedlichen quantitativen und strukturellen Verhältnissen auf. Ausmaß und Richtung des Grundwasseraustauschs zwischen den Fließsystemen werden von den hydrologischen Verhältnissen gesteuert.

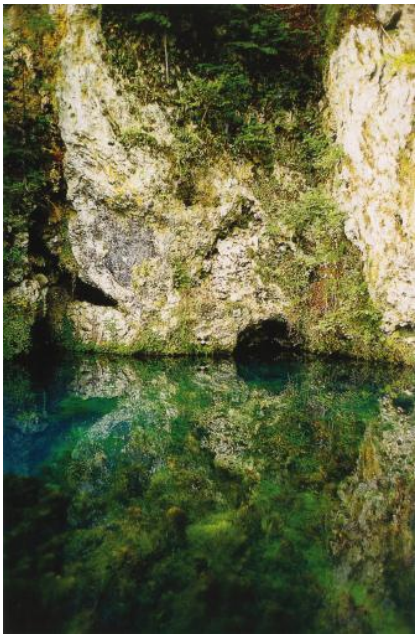


Hydrogeologische und hydrologische Situation im Langenauer Donauried: Einspeisung von Karstgrundwasser in den quartären Kiesgrundwasserleiter

Die Schüttungsraten der Quellen im Seichten Karst betragen meist unter 20 l/s, sie können maximal über 500 l/s erreichen. Die Quellen im Tiefen Karst schütten bis ca. 1000 l/s. Durch starke Schwankungen des Karstgrundwasserstandes können Hungerquellen und Übereichsysteme auftreten.

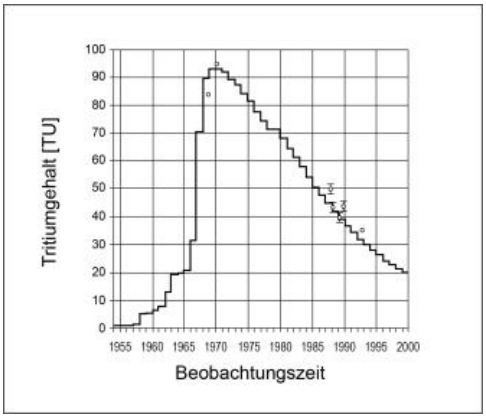
Die Aachquelle entspringt am Rand der Südwestalb. Sie ist mit einer mittleren Schüttung von 8080 l/s die größte Quelle Deutschlands und steht mit dem Übertritt der Donau in den Untergrund zwischen Immendingen und Fridingen karsthydrogeologisch in Verbindung. Es handelt sich dabei um die bedeutendste Flussversinkung Deutschlands.

Wiederaustritt des Donauwassers in der Aachquelle



Entwässerung des Tiefen Karsts: Brenzursprung Königsbronn (mittlere Schüttung MQ = 1290 l/s)

Nach Ergebnissen von Tritiumanalysen ist im Oberjura-Karstgrundwasserleiter der Schwäbischen Alb generell eine Zunahme der mittleren Verweilzeiten des Grundwassers von Norden nach Süden festzustellen. Sie betragen im Norden nahe der Karstwasserscheide im Bereich des Seichten Karsts und der Offenen Zone des Tiefen Karsts ca. 2–6 Jahre. Im mittleren Teil der Schwäbischen Alb liegen die mittleren Verweilzeiten für Brunnen und Quellen mit größeren Einzugsgebieten bei 5–15 Jahren. Am Südrand der Schwäbischen Alb im Grenzbereich zum Überdeckten Karst betragen die mittleren Verweilzeiten 10–20 Jahre. Zusätzlich tritt dort eine über 50 Jahre alte Grundwasserkomponente mit Anteilen über 30 % auf. Sie kommt vor allem in Brunnen mit vergleichsweise schlechtem Grundwasseranschluss bzw. mit Anschluss an aufsteigende Tiefenwassersysteme entlang der Donau vor (HGK, 2002; Armbruster et al., 2008).



Tritiumgehalte im Tiefbrunnen Ulmer Tal/Westerstetten und Modellkurve

Geogene Grundwasserbeschaffenheit

In der Offenen und Teilweise Überdeckten Zone gehört das Karstgrundwasser im Oberjura einheitlich dem hydrochemischen Grundwassertyp hydrogenkarbonatisch-erdalkalisches Süßwasser bzw. Ca-HCO_3-Süßwasser an. Der mittlere gelöste Feststoffinhalt eines anthropogen weitgehend unbeeinflussten Oberjura-Grundwassers beträgt ca. 500 mg/l. Überwiegend gesteinsbürtig sind die medianen Konzentrationen von Calcium (110 mg/l) und Hydrogenkarbonat (320 mg/l) als Folge der Lösung von Kalzit. Die Karbonathärte beträgt etwa 14,7 °dH, die mediane Gesamthärte 5,88 mmol(eq)/l, das entspricht ca. 16,5 °dH (Plum et al., 2009a). Die übrigen Hauptinhaltstoffe im Grundwasser werden zum größten Teil mit dem Sickerwasser eingetragen oder sind anthropogenen Ursprungs.

Im Vergleich zu den Grundwässern in anderen hydrogeologischen Einheiten zeichnet sich das Oberjura-Karstgrundwasser durch geringe Konzentrationen von Arsen, Barium, Kalium und Silizium aus (LfU, 2001a; Plum et al., 2009a).

Im überdeckten Oberjura des Molassebeckens ändert sich die Zusammensetzung des Karstgrundwassers allmählich in einen Na-Ca-HCO_3-Cl-Typ (Aulendorf). Gründe hierfür könnten die Zusickerung von Grundwasser aus den überlagernden Molassesedimenten oder Ionenaustausch sein. Südöstlich von Bad Waldsee übersteigt der Gehalt gelöster Inhaltstoffe 1000 mg/l.

Nach Südosten steigt die Temperatur des Karstgrundwassers mit zunehmender Tiefenlage an. Eine Temperatur von 20 °C wird bereits auf der Höhe von Riedlingen erreicht (Bertleff, 1986; Bertleff et al., 1993; Bertleff & Watzel, 2002; Prestel, 1990).

Geschütztheit des Grundwassers

Wegen des geringen Schutzpotenzials der Grundwasserüberdeckung im Bereich der Offenen Zone und des geringen Reinigungspotenzials des Grundwasserleiters ist das Karstgrundwasser im Oberjura anfällig für Verunreinigungen. In Karstquellen kommt es häufig zu Trübungen und mikrobiologischen Verunreinigungen. Sie treten vor allem nach Starkniederschlagsereignissen auf.

Besondere Schwächezonen sind:

- Bereiche, in denen der Oberjura oberflächennah als Massenkalk ausgebildet ist
- Dolinen und Dolinenhäufungsgebiete
- Versinkungsstellen
- Trockentäler und oberirdisch abflusslose Karstsenken.

Eine mittlere Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung liegt in Gebieten vor, in denen

- die Zementmergel-Formation ansteht
- der Oberjura-Grundwasserleiter unter gering durchlässigen Gesteinen der Molasse liegt
- der Oberjura-Grundwasserleiter von Impaktgesteinen in größerer Mächtigkeit und Verbreitung überdeckt wird.

Grundwassernutzung

Die Gesteine des Oberjuras bilden den bedeutendsten und ergiebigsten Festgesteinsgrundwasserleiter des Landes mit einem Grundwasservorkommen von überregionaler Bedeutung. Der Grundwasserinhalt des Karstaquifers der Schwäbischen Alb nördlich der Donau wird auf etwa 6 bis 8 Mrd. m^3 geschätzt (Villinger, 1997).

Die Wasserversorgung auf der Alb erfolgte früher vorwiegend über gefasste Quellen. Diese Wässer sind aufgrund des geringen Reinigungsvermögens des Untergrundes oft für mikrobiologische Verunreinigungen anfällig. Deshalb ging man dazu über, Karstgrundwasser mit z. T. tiefen Brunnen zu erschließen. Der Schwerpunkt dieser Neuerschließungen liegt auf der Ostalb und entlang des Albsüdrandes, da dort die Aquifermächtigkeiten groß sind.

Die Ergiebigkeit der Brunnen im Oberjura-Karstgrundwasserleiter reicht bis 500 l/s und variiert in Abhängigkeit von der Anbindung der Brunnen an das regionale Kluft- und Karstfließsystem stark. Die größeren Ergiebigkeiten sind dementsprechend eher in vorflutnahen Zonen zu finden. In der Überdeckten Zone beträgt die technische Ergiebigkeit der Brunnen lediglich noch weniger als 70 l/s (HGK, 2002).

Die Versorgung der Region mit Trinkwasser erfolgt über zahlreiche Albwasser-Versorgungsgruppen. Daneben wird Karstgrundwasser aus der Schwäbischen Alb über Fernleitungen des Zweckverbandes Landeswasserversorgung (LW) auch in wasserarme Gebiete im Albvorland und in Nordwürttemberg geliefert. Die drei großen Fassungsanlagen der LW fördern auf der Ostalb direktes oder indirektes Karstgrundwasser.

Bekanntestes Beispiel für die Gewinnung von indirektem Karstgrundwasser ist das Donauried. Dort steht dasGrundwasser aus dem Karstaquifer mit dem Grundwasser im Kiesaquifer der quartären Talfüllung in hydraulischem Kontakt bzw. tritt in diesen über. Die Grundwassergewinnung im Donauried erfolgt aus 204 Brunnen und 6 Fassungsanlagen, aus denen maximal 2500 l/s Grundwasser entnommen werden können. Aus der Buchbrunnenquelle der LW (mittlere Schüttung von 914 l/s) können je nach Wasserführung der Egau bis 800 l/s entnommen werden. Aus den drei Brunnen des Wasserwerks Burgberg (Hürbetal) der LW können bis zu 500 l/s Karstgrundwasser gefördert werden (Zweckverband Landeswasserversorgung; Link s. u.).

Neben ihrer Funktion als wasserwirtschaftlich bedeutender Festgesteinsgrundwasserleiter sind dieKalksteine im Oberjura – gemeinsam mit den Kalksteinen aus dem Oberen und Unteren Muschelkalk und den quartären sandigen Kiesen – eine der mengenmäßig wichtigen Gruppen der Steine und Erden-Rohstoffe. Hieraus können sich Zielkonflikte hinsichtlich der langfristigen Sicherung abbauwürdiger Rohstoffe einerseits und dem Schutz genutzter und nutzbarer Grundwasservorkommen andererseits ergeben.

Weiterführende Links zum Thema

- Zweckverband Landeswasserversorgung

Literatur

- Armbruster, V., Bertleff, B., Plum, H., Prestel, R., Heinz, J., Binder, E., Heidinger, M. & Eichinger, L.(2008). *Verweilzeiten des Grundwassers in oberflächennahen Grundwasserleitern in Baden-Württemberg.* – LGRB-Fachbericht, 01/08, S. 1–31, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Bertleff, B. (1986). *Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens.* – Abhandlungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 12, S. 1–271, 8 Anl.
- Bertleff, B. & Watzel, R. (2002). *Tiefe Aquifersysteme im südwestdeutschen Molassebecken – Eine umfassende hydrogeologische Analyse als Grundlage eines zukünftigen Quantitäts- und Qualitätsmanagements.* – Abhandlungen LGRB, 15, S. 75–90.
- Bertleff, B., Ellwanger, D., Szenkler, C., Eichinger, L., Trimborn, P. & Wolfendale, N. (1993). *Interpretation of hydrochemical and hydroisotopical measurements on paleogroundwaters in Oberschwaben, South German Alpine foreland, with focus on Quaternary geology.* – IAEA - International Atomic Energy Agency (Hrsg.). Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere – Proceedings of a Symposium, Vienna 1993, S. 337–357, Vienna (Austria) (IAEA - International Atomic Energy Agency). [IAEA-SM-329/63]
- HGE (2003a). *Mittlere Alb – Mappe 1. Hydrologische Grundkarte.* – Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, 85 S., 1 Karte, 1 CD-ROM, Ulm (Gewässerdirektion Donau/Bodensee Bereich Ulm).
- HGE (2004a). *Mittlere Alb – Mappe 2. Grundwasserdynamik, Grundwassergleichen.* – Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, 68 S., 2 Karten, 1 CD-ROM, Ulm (Gewässerdirektion Donau/Bodensee Bereich Ulm; Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg; Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg; Büro für Hydrogeologie E. Funk, Staufen i. Br.).
- HGE (2009). *Mittlere Alb – Mappe 3. Hydrogeologischer Bau, Grundwasserhaushalt.* – Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, 23 S., 4 Kt., 1 CD-ROM, Tübingen (Regierungspräsidium Tübingen; Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9 Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau; Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg).
- HGE (2010). *Mittlere Alb – Mappe 4. Markierungsversuche, Abwassereinleitungen.* – Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, 71 S., 2 Karten, 1 CD-ROM, Tübingen (Regierungspräsidium Tübingen;

Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9 Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau; Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg).

- HGK (2002). *Ostalb.* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 131 S., 10 Karten, 1 CD-ROM, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg; Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg).
- Jakowski, A. E. (1995). *Ermittlung der Dispersion und anderer geohydraulischer Parameter aus Markierungsversuchen in Karst und Kluftgrundwasserleitern Baden-Württembergs.* – Diss. TH Darmstadt, 153 S., Darmstadt.
- Jakowski, A. E. & Ebhardt, G. (1997a). *Geohydraulische Parameter aus Markierungsversuchen in mesozoischen Grundwasserleitern Baden-Württembergs.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 37, S. 157–182.
- LfU (2001a). *Atlas des Grundwasserzustandes in Baden-Württemberg.* 124 S., Karlsruhe (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg).
- Plum, H., Dietze, G., Armbruster, V. & Wirsing, G. (2009a). *Natürliche geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydrogeologischen Einheiten von Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 23, S. 1–192.
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 20, S. 1–106.
- Prestel, R. (1990). *Untersuchungen zur Diagenese von Malm-Karbonatgesteinen und Entwicklung des Malm-Grundwassers im süddeutschen Molassebecken.* – Diss. Univ. Stgt., 217 S., Stuttgart.
- Sauter, M. (1992). *Quantification and Forecasting of Regional Groundwater Flow and Transport in a Karst Aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany).* – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 13, S. 1–150.
- Stober, I. & Villinger, E. (1997). *Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 37, S. 77–96.
- Villinger, E. (1972). *Seichter Karst und Tiefer Karst in der Schwäbischen Alb.* – Geologisches Jahrbuch, Reihe C, 2, S. 153–188.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 15.11.23 - 08:11):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/oberjura/hydrogeologischer-ueberblick/schwaebische-fazies

Untere Meeresmolasse und Untere Brackwassermolasse

Lithostratigraphische Untergruppe

Übergeordnete Einheit

Molasse

Die Untergruppen Untere Meeresmolasse und Untere Brackwassermolasse umfassen die Einheiten der ersten marinen Abfolge im Molassebecken.

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Die ältesten Molasseablagerungen sind in Baden-Württemberg nur aus wenigen Bohrungen bekannt. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf den tiefsten Teil des Molassebeckens, wo sie südöstlich einer gedachten Linie von Tettnang nach Dettingen an der Iller in großer Tiefe anstehen.

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

Unsere Kenntnis über die Fazies dieser ältesten Molasseeinheiten beruht auf wenigen Bohrungen.

Die Abfolge liegt diskordant über jurassischen Kalken und beginnt mit dunklen, organikreichen Tonen und mächtigen Tonmergeln, die gegen oben in sandige Mergel übergehen. Bis 200 m mächtige Sandsteine und vereinzelte Konglomerate wurden bei der Verfüllung des Beckens abgelagert. Den Abschluss bilden rund 50 m mächtige, tonig-mergelige und glimmersandige Sedimente. Bereichsweise kommen darin Brackwassermuscheln der Gattung *Cyrena* häufig vor, die für diese Einheit namengebend sind.

Untergruppe	Untergruppe	Subformation
Untere Brackwassermolasse	Untere Cyrenenschichten	
Untere Meeresmolasse	Bausteinschichten	
	UMM-Tonmergelschichten	UMM-Fischschiefer (an der Basis)

Im Klettgau sind räumlich recht eng begrenzt Bodenbildungen mit einem hohen Kaolinitanteil und Karbonatkrusten erhalten, die etwa zur gleichen Zeit entstanden. Diese Schichten werden als **Klettgau-Kaolinitmergel Formation** geführt.

Alterseinstufung

frühes Oligozän (Rupelium bis Chattium)

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Sonstiges

Vor rund 35 Mio. Jahren, im späten Eozän, begann die Faltung der heutigen Alpen. Die Kruste verdickte sich und erste Hebungen im nördlichen Tethysbereich führten zur Abtrennung der Paratethys. Diese, auch Molassebecken genannte Senkungszone, erstreckte sich nördlich entlang des sich langsam hebenden Gebirges und nahm dessen Erosionsschutt (Molasse) auf. Die Paratethys war anfänglich nur schmal, verbreiterte sich jedoch im Miozän zunehmend weiter nach Norden.

Mit dem weltweiten Meeresspiegelanstieg im frühen Rupelium (beginnendes Oligozän) drang von Osten her Meerwasser in die Paratethys ein und überflutete die verkarstete Jura-Tafel. Die ältesten Schichten der sogenannten Unteren Meeresmolasse wurden in diesem schmalen und flachen Meer abgelagert. Im Verlauf des Chattium (spätes Oligozän) wurde das Becken von Westen her zunehmend mit feinklastischen Sedimenten verfüllt. Damit einhergehend führte zuströmendes Süßwasser zu einer Verbrackung der Verhältnisse. Schließlich bildete sich eine flache Schwemmebene aus, mit Verhältnissen, die dem Norddeutschen Wattenmeer vergleichbar sind.

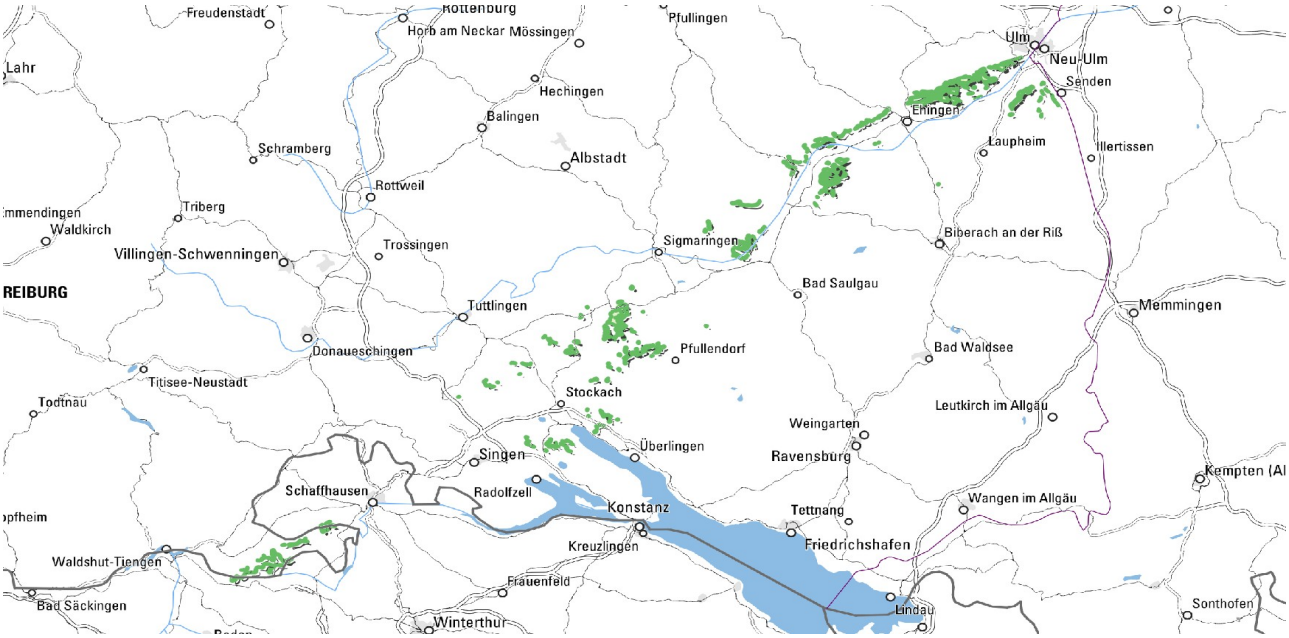
An Land, in den flachen Küstenregionen nördlich der schmalen Paratethys, kam es zu ausgedehnter Bodenbildung und im zunehmend trockenen Klima zur Ausfällung von Karbonatkrusten.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 03.08.22 - 15:36):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer/molasse/untere-meeresmolasse

Obere Brackwassermolasse

Lithostratigraphische Untergruppe



Übergeordnete Einheit

Molasse

Die Obere Brackwassermolasse fasst als Untergruppe die Grimmelfingen-Formation und die Kirchberg-Formation zusammen, die die Graupensandrinne und die erweiterte Graupensandrinne verfüllen.

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Quarzsande der Grimmelfinger Graupensande in einer Sandgrube bei Erbach-Ringingen

Die Erosionskraft des Flusses war gewaltig. Er räumte den Untergrund bis in die Untere Süßwassermolasse, bereichsweise sogar bis in die jurassischen Karbonate aus und schuf ein 8–13 km breites und bis rund 80 m tiefes Tal, die sogenannte „Graupensandrinne“. Nur im westlichen Bodenseeraum und über den Klettgau zum Mündungsbereich in das noch länger bestehende Meer des heutigen Schweizer Mittellands war das Tal des Graupensandflusses flacher, dafür aber bis auf etwa 20 km ästuarin verbreitert.

Mit erneutem Meeresspiegel-Anstieg am Ende des Ottnangiums strömte von Westen her Salzwasser in das Ästuar und die Graupensandrinne ein. Im Zusammenstrom mit dem Süßwasser des Graupensandstroms etablierten sich zeitweise intertidale Brackwasserverhältnisse. Mit einem Grobsedimentpuls setzte die Sedimentation der Kirchberg-Formation ein. Im Laufe der Zeit wurde die Graupensandrinne vollständig aufgeschüttet. In der heutigen Morphologie ist von dem miozänen Paläoflusstal nichts mehr erkennbar.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

In Baden-Württemberg wird die Untergruppe Obere Brackwassermolasse in zwei lithostratigraphische Formationen (von alt nach jung) gegliedert:

- Die Ablagerung beginnt mit der **Grimmelfingen-Formation**
- Die jüngere Abfolge der **Kirchberg-Formation** ist weiter untergliedert in
- **Mischgeröllhorizont** als grobe Basislage im Rang einer Fazieseinheit
- und darüber die **Samtsande-Subformation**

nur ganz im südwestlichen Ausbissgebiet, im Gebiet des Randen, werden aufgrund ihrer speziellen Zusammensetzung die entsprechenden Einheiten als

- **Austernnagelfluh (der tOB) -Subformation** (für die grobe Basisschüttung)
- und darüber die **Melaniensande-Subformation** bezeichnet.

Graupensande, Austernkonglomerat und Melaniensande in der Sandgrube von Riedern am Sand (Klettgau)

Die Verschüttung der Graupensandrinne beginnt mit der **Grimmelfingen-Formation**, die diskordant auf älteren Molasseeinheiten sowie jurassischen Kalken auflagert. Sie besteht aus nur wenige Meter mächtigen, locker gelagerten fluvialen Feinkiesen und Grob- bis Mittelsanden mit Feinkiesanteil, die auch als „Graupensand“ bekannt sind. Das Sediment ist kalkfrei und meist grau oder braungelb gefärbt. Gegen oben gehen die Kiese in kalkfreie, glimmerführende Feinsande über („suevicus Sande“), die bis 13 m mächtig werden, jedoch nicht als eigenständige Subformation geführt werden.

Petrographisch dominieren Quarzkörner (v. a. monokristalliner Milchquarz, polykristalliner Gangquarz und Quarzit). Hinzu kommen angewitterte Feldspäte (10–20 %) und weniger häufig, aber sehr typisch, schwarze und gebänderte Lydite. Untergeordnet sind außerdem Hornsteine, Quarzporphyr, Glimmerschiefer, rötliche Quarze, rötliche Sandsteine, Phyllite und Oberjurakalksteine enthalten (Heling, 1966). Das Material stammt hauptsächlich aus den kristallinen Erosionsgebieten des Frankenwalds (Saxothuringikum) und der Böhmischen Masse (Moldanubikum). Die Sedimente sind bereichsweise massig ausgebildet und häufig schräggeschichtet, wobei einzelne Schrägschichtungskörper zwischen 1 m und 15 m breit sind (quer zur Schüttungsrichtung nach SW). Das Schichtungsrepertoire spricht für eine Ablagerung in einem braided river mit hoher Sedimentfracht und wechselnder Wasserführung. Asprion & Aigner (2000) erkennen tidale Schichtungsstrukturen mit der einsetzenden Transgression in das Ästuar.

Abgesehen von limonitisierten Holzresten ist die Grimmelfingen-Formation fast überall sehr arm an Fossilien. Eine Ausnahme davon gibt es: nur westlich von Ulm existiert an der Basis der Abfolge eine sehr grobkörnige und fossilreiche Lage, in der ältere Molasseeinheiten aufgearbeitet wurden. Darin sind neben Resten von Haien, Zahnwalen und Seekühen auch viele Landsäugetiere sowie Landschnecken und Schilfreste gefunden worden (Sach & Heizmann, 2001).

Bei der letzten, nach Osten gerichteten Überflutung der bereits teilweise verfüllten (Grimmelfingen-Formation) Graupensandrinne noch im obersten Ottnangium, werden die max. 25 m mächtigen Feinsedimente der **Kirchberg-Formation** abgelagert. Sie setzen mit einer grobkörnigen Transgressionslage (Austernnagelfluh und Mischgeröllhorizont) ein, über der sich eine faziell heterogene Abfolge von Feinsedimenten (Melaniensande und Samtsande) entwickelt. Eine ausführliche Beschreibung der Faziestypen und der enthaltenen biogenen Reste gibt Reichenbacher (1988, 1989).

Nur ganz im Südwesten, im Übergangsbereich zur Schweizer Meeresmolasse, ist die vom Meer her geschüttete **Austernnagelgfluh-Subformation** entwickelt. Es handelt sich um Konglomerate aus alpinen Geröllen (z. B. helle Quarzite von 14 cm Durchmesser) mit Haifischzähnen, Austern und brackischen Arten. Im Gebiet des Randen verzahnt sich diese brackisch-marine Fazies mit den fluvialen Graupensanden und kann die einzige Einheit der Kirchberg-Formation sein. Weiter nordöstlich, beiderseits des Überlinger Sees bis etwa Meßkirch, kommen in der groben Basislage neben alpinen Komponenten zunehmend auch Gerölle aus der Umgebung dazu. Sie erhielt deshalb den Namen **Mischgeröllhorizont**. Dieser Horizont kann 5 m mächtig werden und führt z. B. Quarzitgerölle bis 12 cm und Albsteingerölle bis 20 cm (Schreiner, 1992b).

Bei recht ruhigen Strömungsverhältnissen wurden über der basalen Groblage verschiedene feinklastische Sedimente abgelagert. Meist herrschen dunkelgraue Tonmergel mit brackischer Mikrofauna vor. Es gibt daneben Glimmer führende Feinsande, Schluffe sowie örtlich Kalksandsteinhorizonte mit Brackwassermuscheln. Im westlichen Bodenseeraum dominieren Muskovit-reiche Schluffe bis Feinsande, die unter dem Namen **Samtsande** bekannt sind (Schreiner, 1961a) und zwar Glaukonit, aber nur selten brackische Fossilien führen.

Die ihr entsprechende Subformation im Randengebiet besteht aus grauen Tonmergeln und muskovitreichen Feinsanden, die Glaukonit enthalten und darum grünlich gefärbt sind. Aufgrund der darin häufig vorkommenden Schnecken der Gattung *Melanopsis* wird diese Fazies auch als **Melaniensande** bezeichnet. An Fossilien kommen Süß- und Brackwasserarten von Schnecken, Muscheln und Ostracoden vor, sowie seltener Haifischzähne und Fischreste.

Mächtigkeit

Abbauwand mit schräggeschichteten, feinkiesigen Mittel- bis Grobsanden der Grimmelfinger Graupensande

Zusammen werden die Schichten der Oberen Brackwassermolasse bis rund 45 m mächtig, wobei auf die Grimmelfingen-Formation örtlich bis 20 m und auf die Kirchberg-Formation bis etwa 25 m entfallen. Die fluvialen feinkiesigen Graupensande erreichen maximal etwa 6 m. Die Samtsande nördlich des Überlinger Sees erreichen bis ca. 10 m Mächtigkeit.

Alterseinstufung

Die Ablagerung der Oberen Brackwassermolasse erfolgte innerhalb eines sehr kurzen Zeitabschnitts, dem jüngsten Ottnangium, etwa von 17,4 bis 17 Mio. Jahren (frühes Miozän).

Molasse-Aufschluss an der Eichhalde bei Hohenfels-Kalkofen – Obere Brackwassermolasse über Oberer Meeresmolasse

Sonstiges

Feinkiesige, mittel- bis grobsandige Grimmelfinger Graupensande

Die Obere Brackwassermolasse wird in Bayern auch als Süßbrackwassermolasse bezeichnet.

In den 1990er Jahren wurden in den Graupensanden Quarzkörner und Kristallingerölle gefunden, die einer Schockwellenmetamorphose ausgesetzt waren. Vor allem darauf basiert die Schlussfolgerung von Buchner et al. (1996) und Buchner et al. (2003), die Grimmelfingen-Formation enthalte Auswurfmaterial des Ries-Impakts und sei demnach stratigraphisch jünger als bislang geglaubt. Die Lageziehungen der Grimmelfingen- und der Kirchberg-Formationen sowie die gesicherten biostratigraphischen Daten zum Alter der Oberen Brackwassermolasse stehen hierzu im Widerspruch (Reichenbacher et al. 1998). Then et al. (2002) und Baier (2005) diskutieren die Daten und Schlussfolgerungen kritisch.

Literatur

- Asprion, U. & Aigner, T. (2000). *Fazies- und Georadar (GPR)–Analyse in der süddeutschen Graupensandrinne.* – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, S. 321–342.
- Baier, J. (2005). *Zur „biogenen Basislage“ des Hochsträß (Mittlere Schwäbische Alb, SW-Deutschland): Diskussion anorganisch-geochemischer Untersuchungen.* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 87, S. 361–370.
- Buchner, E., Seyfried, H. & Bogaard, P. V. D. (2003). *40Ar/39Ar laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of the glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin).* – International Journal of Earth Sciences / Geologische Rundschau, 92, S. 1–6.
- Buchner, E., Seyfried, H. & Hische, R. (1996). *Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley-Fill infolge des Ries-Impaktes.* – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147, S. 169–181.
- Heling, D. (1966). *Sedimentologische Untersuchungen an Grimmelfinger Graupensanden.* – Contributions to Mineralogy and Petrology, 12, S. 192–201.
- Reichenbacher, B. (1988). *Die Fischfauna der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm.* – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, 139, S. 1–53.
- Reichenbacher, B. (1989). *Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm.* – Geologica Bavarica, 94, S. 135–177.
- Reichenbacher, B., Böttcher, R., Bracher, H., Doppler, G., von Engelhardt, W., Gregor, H.-J., Heissig, K., Heizmann, E. P. J., Hofmann, F., Kälin, D., Lemcke, K., Luterbacher, H., Martini, E., Pfeil, F., Reiff, W., Schreiner, A. & Steininger, F. F. (1998). *Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland).* – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 149(1), S. 127–161.
- Sach, V. J. & Heizmann, E. P. J. (2001). *Stratigraphie und Säugetierfaunen der Brackwassermolasse in der Umgebung von Ulm (Süddeutschland).* – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, 310, S. 1–95, 9 Taf.
- Schreiner, A. (1961a). *Graupensandrinne, Juranagelfluh und Deckentuff im Hegau.* – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br., 51, S. 245–260.
- Schreiner, A. (1992b). *Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee.* – 3. Aufl., Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg, 290 S., Freiburg i. Br., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Then, R., Baier, J. & Welsch, T. (2002). *Analytische Untersuchungen zur Entstehung der „biogenen Basislage“ an der Basis der Graupensandrinne des Hochsträß (Mittlere Alb, SW-Deutschland).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 84, S. 355–377.
- Werner, J. (1975). *Erläuterungen zum Blatt 8020 Meßkirch.* – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 209 S., 5 Taf., 8 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 02.02.23 - 15:44):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer/molasse/obere-brackwassermolasse

Untere Süßwassermolasse

Lithostratigraphische Untergruppe

Übergeordnete Einheit

Molasse

Die Untergruppe **Untere Süßwassermolasse** umfasst die ältesten obertägig in Baden-Württemberg anstehenden Molasseeinheiten.

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Tonsteine und überlagernde Sandsteine der Unteren Süßwassermolasse bei Stockach

Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse sind von Bayern bis zum Klettgau und vom Bodenseeraum bis zur Schwäbischen Alb vorhanden, sie streichen aber nur lückenhaft in einem relativ schmalen Streifen vom Hochrhein bei Küssaberg nach Nordosten bis in den Raum Ulm an der Oberfläche aus. Im weiteren Verbreitungsgebiet sind sie von jüngeren Einheiten überdeckt. Morphologisch sind die Süßwassermolasse-Einheiten eher unauffällig.

Die Aufschlüsse zeigen überwiegend feinklastische Buntmergel und Süßwasserkarbonate, die im letzten Jahrhundert häufig als Ziegeleirohstoff abgebaut wurden. Nur im Westen, im Hegau bei Tengen und Engen, sind tief in die Oberjura-Kalke eingeschnittene Flussrinnen erhalten, die mit groben Geröllen verfüllt sind (Ältere Juranagelfluh).

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

Die Untergruppe Untere Süßwassermolasse wird in drei Formationen gegliedert:

- **Ältere Juranagelfluh**
- **Bunte Granitische Molasse**
- **USM-Süßwasserkalke**

Konglomerate der Älteren Juranagelfluh (Untere Süßwassermolasse) bei Tengen

Im Raum Tengen – Engen gab es offenbar ein stärkeres Relief zwischen der ansteigenden Juratafel und der weitestgehend flachen Molasselandschaft, denn hier sind aus Nordwesten kommende fluviale Rinnen mehrere 10er Meter tief in den Oberjura eingeschnitten. Sie sind mit grobem Kies aus Jura-Gesteinen verfüllt. Weiter südlich verzahnen sich die groben Schüttungen mit feinkörnigen Molasseablagerungen und bilden weit in das Becken hineinreichende Schuttfächer. Diese groben Schüttungen (Kiese und untergeordnet Sandmergel) sind als **Ältere Juranagelfluh** ausgewiesen.

Aufgelassene Sandgrube in der Unteren Süßwassermolasse östlich von Hundersingen

Die am weitesten verbreitete Fazies der Beckenfüllung besteht vorwiegend aus rotbunten, grünen und grauen Silten, Mergeln und Tonen. Aus dem alpinen Bereich kamen Kies und Sand über Flüsse dazu; sie sind im zentralen Beckenverlauf rinnenförmig und lagenweise in die dominierenden Buntmergel eingelagert (**Bunte Granitische Molasse**). Zur Schwäbischen Alb hin erstreckte sich ein flaches Marschland mit kleinen Flussläufen, Altarmen und flachen Seen. Es dominieren schluffig-tonige und mergelige Feinsedimente, die mit dünnen Schichten aus Süßwasserkarbonaten wechsellagern (**USM-Süßwasserkalke**).

Mächtigkeit

Die Untere Süßwassermolasse lagert den Juraeinheiten am Beckennordrand nur geringmächtig auf. Nach Süden, zum Alpennordrand, steigt die Gesamtmächtigkeit aber keilförmig bis unter die aufgerichtete Faltenmolasse stark an.

Im Hegau und vom Jura kommend sind Rinnenfüllungen der **Älteren Juranagelfluh** von bis zu 60 m Mächtigkeit erhalten. Die fossilreichen **USM-Süßwasserkalke** vom nördlichen Becken werden bis zu 150 m mächtig. Sie verzahnen sich mit der am weitesten verbreiteten Beckenfazies, der **Bunten Granitischen Molasse**. Deren Mächtigkeit beträgt rund 100 m im nördlichen Becken und bis über 1500 m im schweizerischen Bodenseegebiet (NAGRA, 2008) und bis etwa 2500 m im Allgäu, wo zunehmend grobklastische Bänke eingeschaltet sind.

Alterseinstufung

Die Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse erfolgte über rund 6 Mio. Jahre; sie begann im späten Rupelium (frühes Oligozän) und dauerte bis in das späte Aquitanium (frühes Miozän) an.

Ältere Bezeichnungen

Kalkig zementierte, grobkonglomeratische Schichten der Unteren Süßwassermolasse werden auch als Nagelfluh bezeichnet. Der kalkige Zement verwittert leichter, als die aus unterschiedlichen Gesteinen bestehenden Komponenten, weswegen die Gerölle wie die Köpfe von Nägeln aus dem Bindemittel herausragen. „Fluh“ ist eine schweizerische Bezeichnung für eine steile Wand.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Sonstiges

Der Abtragungsschutt aus den Bergen gelangte über Schuttfächer und Flüsse vorwiegend von Süden in das Molassebecken. Im Becken selbst erfolgte der fluviale Haupttransport zur Ablagerungszeit der Unteren Süßwassermolasse etwa in Längsrichtung des Molassebeckens nach Osten zum Pannonischen Becken. Dieses erstreckt sich als Tiefland von Wien über Ungarn bis etwa Belgrad und wird im Norden und Osten durch den Karpatenbogen begrenzt.

Konglomerate der Unteren Süßwassermolasse bauen die markanten Grate der drei Nagelfluhketten des Allgäus auf. Deren höchster Gipfel ist mit 1834 m Höhe der Hochgrat bei Oberstaufen (Bayern). Sie bestehen aus kalkig zu Nagelfluh zementierten, groben polymikten Kiesen, die im späten Oligozän am damaligen Südrand der Paratethys abgelagert wurden. Im Zuge der weiteren Absenkung des Beckens und späteren Aufschuppung durch den nordwärts gerichteten Schub der Alpen wurden die harten Konglomerat-Horizonte zerschert, als Decken übereinander geschoben und schließlich steil aufgerichtet. Deshalb zeigen die nach Norden gerichteten Steilhänge übereinanderliegende Konglomeratschichten, während die Südhänge in etwa mit den Schichtflächen abfallen.

Die Formationsbezeichnung „Bunte Granitische Molasse“ bezieht sich inhaltlich darauf, dass die Feinklastika einen hohen Gehalt an Quarz-, Feldspat- und Glimmermineralen besitzen bei gleichzeitig geringem Karbonatanteil.

Literatur

- NAGRA (2008). *Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen.* – Techn. Ber., 08–04, 439 S., Wettingen (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 03.08.22 - 15:36):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer/molasse/untere-suesswassermolasse

Obere Meeresmolasse

Lithostratigraphische Untergruppe

Übergeordnete Einheit

Molasse

Zur Untergruppe Obere Meeresmolasse zählen alle marinen Ablagerungen und Küstensedimente, inkl. pedogene Krusten, die während der zweiten marinen Phase im Burdigalium (respektive im Ottnangium der Paratethys-Zonierung) zur Ablagerung kamen.

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Das Heldenfinger Kliff am nordöstlichen Ortsrand von Gerstetten-Heldenfingen

Die Sandsteine der Oberen Meeresmolasse sind im gesamten Voralpenland in großer Mächtigkeit vorhanden. Aufgrund der Schichtneigung nach Südosten und der Überdeckung mit jüngeren Sedimenten tritt die Obere Meeresmolasse aber nur in einem Streifen von Singen in nordöstlicher Richtung bis Laupheim zu Tage. Durch die Regression des Meeres und das damit verbundene Einschneiden der Graupensandrinne sind in deren Verlauf nur Restmächtigkeiten der marinen Sedimente erhalten.

Das Landschaftsbild selbst ist das Resultat des eiszeitlichen Geschehens. Unter der großflächigen Bedeckung durch die Glazialsedimente des Rheingletschers bilden die marinen Sandsteine die Talhänge in der Altmoränenlandschaft zwischen Stockach und Bad Saulgau. Auch beiderseits des Überlinger Sees hat die tiefgreifende Erosion des Eises marine Sandsteinabfolgen freigelegt, die hier nahezu senkrechte Steilwände bilden.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Zur Zeit der weitesten Überflutung der Nordküste des Ottnang-Meeres (Schreiner & Luterbacher, 1999) brandeten die Wellen gegen die Oberjurakalke der Schwäbischen Alb und schufen eine Steilküste (Reiff, 1989), die noch heute als deutliche Stufe von stellenweise über 50 m Höhe im Relief erkennbar ist. Sie verläuft von Geisingen über Stetten am kalten Markt und Heldenfingen bis Donauwörth und trennt als sogenannte Klifflinie die nördlich gelegene Kuppenalb von der Flächenalb.

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

Nach einer Sedimentationsunterbrechung im frühesten Miozän etablierten sich erneut marine Verhältnisse (Bertleff et al., 1988). Bei vorwiegend nach Osten gerichtetem Sedimenttransport kamen im Landesgebiet riesige Mengen von feinkörnigem Sand zur Ablagerung. Das reichlich enthaltene Mineral Glaukonit verleiht den relativ eintönigen und gleichkörnigen Sedimenten des zentralen Beckens ihre typisch grünlich graue Färbung.

Molasse-Aufschluss an der Eichhalde bei Hohenfels-Kalkofen – Obere Brackwassermolasse über Oberer Meeresmolasse

Vor allem durch die gleichmäßige Färbung können die marinen Schichten recht gut von den Buntmergeln und durch Bodenbildungsprozesse fleckig gefärbten terrigenen Einheiten der Unteren respektive der Oberen Süßwassermolasse unterschieden werden.

Die Obere Meeresmolasse umfasst zwei marine Ablagerungszyklen (Transgressions-Regressions-Zyklen), die jeweils mit grobkörnigen Sedimenten einsetzen und in eine recht homogene Sedimentation übergehen (Lemcke et al., 1953). Im baden-württembergischen Molassebecken umfasst der erste Zyklus die Heidenlöcherschichten, den Grobsandzug und die Kalkofen-Formation. Der jüngere, zweite Zyklus beginnt mit der Baltringen-Formation und mündet in die Steinhöfe-Formation.

Die Untergruppe Obere Meeresmolasse wird in Baden-Württemberg in sechs lithostratigraphische Formationen (von alt nach jung) gegliedert:

- **Heidenlöcherschichten**
- **Randen-Grobkalk** mit dem Fazieskörper **Ermingen-Turritellenplatte**
- **Grobsandzug**
- **Kalkofen-Formation (Sandschiefer)**
- **Baltringen-Formation** mit den Subformationen Baltringen-Sandstein und Alpines Konglomerat
- **Steinhöfe-Formation** mit der Subformation Burghöfe-Sande und den Fazieselementen Albstein und Helicidenschichten

Direkt über die Untere Süßwassermolasse wurden, meist mit erosivem Kontakt, graugrüne, massige, schräggeschichtete Glaukonitsande mit marinen Mikrofossilien (Foraminiferen) geschüttet. Am Nordufer des Überlinger Sees bildet die sogenannte **Heidenlöcherschichten-Formation** hohe Steilwände. Das Material der Sandsteine wurde aus Westen eingeschwemmt und stammt größtenteils aus dem Napf-Schuttfächer südöstlich von Bern (Hofmann, 1967).

Die **Randen-Grobkalk-Formation** kommt nur nordwestlich des Hegaus und am Randen vor, wo sie direkt auf verkarsteten Oberjura-Kalksteinen oder Unterer Süßwassermolasse liegt. Die Randen-Grobkalke bestehen aus massigen, teilweise sandigen Schillkalksteinen und Schillsandsteinen, die küstennah bei hochenergetischen Flachwasserverhältnissen gebildet wurden und einen sehr hohen Anteil an Schalenbruchstücken mariner Muscheln und auch Austern zeigen. Bereichsweise sind auch Gerölle aus der Älteren Juranagelfluh enthalten (Büchi & Hofmann, 1960). Eine lokale Besonderheit in der Gegend von Ulm sind schillreiche Grobsandsteine, die wegen des massenhaften Vorkommens der hochkonischen Gehäuse der Schnecke *Turritella eryna communiformis* VOORTHUYSEN als **Ermingen-Turritellenplatte** bekannt sind (Rasser & Nebelsick, 2006; Höltke, 2009).

Aufgelassener Steinbruch im Randengrobkalk südwestlich von Tengen-Blumenfeld

Die **Grobsandzug-Formation** zieht sich im Untergrund der erweiterten Graupensandrinne in reliktischer Erhaltung von Singen bis nach Meßkirch und nördlich Pfullendorf. Hier sind schräggeschichtete, Großrippeln bildende Grobsandsteine bis Feinkiese mit marinen Fossilien im Niveau der Heidenlöcherschichten erhalten. Auffällig darin sind sogenannte Muschelsandsteine, schillreiche Lagen, die oft kalkig-konkretionär zementiert sind und neben Muscheln auch Gastropoden, Einzelkorallen, Bryozoen und Haifischzähne enthalten können.

Mit einer Wechselfolge von Mergeln und glaukonitischen Schluff- und Sandsteinschichten beginnt die **Kalkofen-Formation (Sandschiefer)** und geht nach oben über in blaugraue und braune Mergel mit nur wenig Sandanteil. Während marine Muscheln und Gastropoden nicht sehr häufig sind, ist die Mikrofauna divers. Es dominieren benthische Foraminiferen des inneren bis mittleren Neritikums (Heckeberg et al., 2010).

Die **Baltringen-Formation** fasst zwei Subformationen zusammen: **Alpines Konglomerat** unten und **Baltringen-Sandstein** darüber. Über der feinklastischen Kalkofen-Formation setzt die Baltringen-Formation meist, mit erosivem Kontakt, mit einer grobkörnigen, manchmal konglomeratischen Basislage ein, die bereichsweise reich an Muschelschill ist. In der Umgebung von Baltringen war der schillreiche Basishorizont („Baltringen Horizont“) früher ein beliebter Baustein. Darüber alternieren dezimetermächtige mittel- bis grobkörnige Grünsandsteinbänke mit zentimeterdünnen Feinsand- und Siltlagen. Die deutlichen Schichtungsstrukturen zeigen bidirektionale Schüttungsrichtungen an, wie sie für starke Gezeitenströmungen typisch sind. Haifischzähne sind immer wieder häufig, die Mikrofauna ist marin.

Die **Steinhöfe-Formation** dokumentiert das Ende der marinen Phase. Hierzu zählen graue Sande und Mergel der **Burghöfe-Sande Subformation** mit spärlicher brackischer, nach oben zunehmend limnischer Fauna. Im Küstenbereich treten rotbraune und hellrote Mergel mit Landschnecken (**Helicidenschichten**) auf. Teilweise sind sie vermischt mit teils knolligen, teils brekziösen Krustenkalken, die auch marine Organismen enthalten. Dagegen ist der **Albstein** in Küstennähe sehr weit verbreitet und wegen seiner petrographisch recht homogenen Ausbildung von regionaler Bedeutung. Es handelt sich dabei um eine pedogene Karbonatkrustenbildung, die küstennah auf der freiliegenden Erosionsoberfläche der marinen Ablagerungen durch oberflächennahe Verdunstung kalkiger Porenwässer ausgefällt wurde und die Sedimentation abschließt. Wie lange die Albsteinbildung anhielt, ist nicht bekannt.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Mächtigkeit

Sandsteine der Oberen Meeresmolasse im Hödinger Tobel nordwestlich von Überlingen-Hödingen

Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Meeresmolasse beträgt rund 200 m im nördlichen Bodenseegebiet und bis zu 350 m im südöstlichen Landesgebiet. Auf die Untereinheiten entfallen nach Kenntnis von Aufschlüssen und Bohrungen ganz unterschiedliche Mächtigkeiten:

- Heidenlöcherschichten ca. 20–100 m
- Randen-Grobkalk: bis 20 m, der Fazieskörper Ermingen-Turritellenplatte wird nur wenige Meter mächtig
- Grobsandzug: kann bis ca. 80 m mächtig werden
- Kalkofen-Formation: ist an der Typlokalität 26 m mächtig, andernorts werden 50–170 m Mächtigkeit erreicht.
- Baltringen-Formation: misst von unter 5 m bis 10 m am Bodensee bis zu 50 m im zentralen süddeutschen Molassebecken
- Steinhöfe-Formation: wird bis rund 30 m mächtig.

Alterseinstufung

Die Obere Meeresmolasse mit ihren beiden marinen Sedimentationszyklen wurde im mittleren Burdigalium abgelagert, respektive im unteren und mittleren Ottnangium der Paratethys-Stufengliederung. Zu Beginn des Ottnangiums, vor 18,2 Mio. Jahren (Pippèrr et al. 2018), ereignete sich ein sehr schneller, nur kurz anhaltender Meeresspiegelanstieg. Bereits nach wenigen Hunderttausend Jahren (um 17,5 Mio. Jahre) zog sich das Meer Richtung Südwesten zurück bei gleichzeitiger Erosion der Graupensandrinne.

Die Erminger Turritellenplatte in der Oberen Meeresmolasse nordwestlich von Ulm-Ermingen

Ältere Bezeichnungen

Die obertägig nur im nördlichen Molassebecken aufgeschlossenen Heidenlöcherschichten kennt man im zentralen Becken nur aus Bohrungen, worin sie auch als „Basisschichten“ bezeichnet wurden (Bertleff et al., 1988). Die Feinklastika der Kalkofen-Formation sind früher deskriptiv als Sandschiefer (u. a. Werner, 1994), bzw. „Sandmergelserie“ (z. B. Doppler et al., 2005) beschrieben worden. Die Sandsteine der Baltringen-Formation waren als „Bodmansande“ (u. a. Schreiner, 1966b) bekannt, weil sie am Bodanrück gut aufgeschlossen sind. Anstatt Steinhöfe-Formation wurden früher die unspezifischen Begriffe „Deckschichten“, „Graue Deckschichten“ sowie „Feinsandserie“ (Doppler et al., 2005) verwendet.

Sonstiges

Sog. Heidenlöcher in Molassesanden bei Stockach-Zizenhausen

Der Grenzbereich Obere Meeresmolasse/Untere Süßwassermolasse ist erosiv, mancherorts ist die oberste Lage der Süßwasserschichten unter der Erosionsfläche von Grabgängen durchzogen, die mit Glaukonitsand gefüllt sind. Andernorts wurden bei der marinen Überflutung Rinnen in die zumindest teilverfestigte Süßwassermolasse hineinerodiert. Deren Sedimentfüllung (Heidenlöcherschichten) kann an der Basis aufgearbeitete Klasten (grobkiesig bis blockig) aus älteren Einheiten (Untere Süßwassermolasse, seltener Jurakalke und alpine Gesteine) enthalten.

Namengebend für die Heidenlöcherschichten sind die vielen, von Menschenhand geschaffenen Höhlen („Heidenhöhlen“ oder auch „Heidenlöcher“), deren kultureller Ursprung unbekannt ist, die aber vielerorts in die recht leicht zu bearbeitenden Sandsteine geschlagen sind (Hofmann, 2008).

Hinsichtlich Alter und Genese der Grobsandzug-Formation gibt es unterschiedliche Interpretationen. Während im zentralen Molassebecken die feinsandige Sedimentanlieferung aus Westen hauptsächlich von der Napfschüttung stammt (Heidenlöcherschichten), ist sedimentpetrographisch für die gröberen Einheiten am Nordrand (Randengrobkalk und Grobsandzug) eine Schüttung aus Osten nachgewiesen (Büchi & Hofmann, 1960). Schreiner (1974) geht von einer Ablagerung der letztgenannten Einheiten in einer teils erosiv, teils tektonisch angelegten küstenparallelen Senke aus. Modellierungen der großräumigen Strömungsmuster führten in jüngerer Zeit (Bieg et al., 2007) zu einer gänzlich anderen Interpretation. Mit der Regression Ende des Eggenburgium sei eine schmale Rinne in die untere Süßwassermolasse eingetieft worden, in die mit beginnender Transgression bei starker Tidenströmung die Sande des Grobsandzuges geschüttet wurden (Bieg, 2005). Die Ablagerung der bisher mit diesen als zeitgleich angesehenen weiteren marinen Einheiten im Süddeutschen Becken (Heidenlöcherschichten und Randengrobkalk) hätte demnach erst etwas später begonnen.

Grundlegende Arbeiten zur Mikrofauna der süddeutschen Meeresmolasse stammen von Hagn (1961), Wenger (1987), Pippèrr (2010) sowie Pippèrr & Reichenbacher (2010). Eine umfassende Zusammenstellung der Mikrofaunen des gesamten Paratethys-Ablagerungsraums geben Cicha et al. (1998).

Literatur

- Bertleff, B., Joachim, H., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1988). *Ergebnisse der Hydrogeothermalbohrungen in Baden-Württemberg.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 30, S. 27–116, 1 Taf., 2 Beil.
- Bieg, U. (2005). *Palaeooceanographic modeling in global and regional scale. An example from the Burdigalian Seaway, Upper Marine Molasse (Early Miocene).* – Diss. Univ. Tübingen, 108 S., Tübingen. [zahlr. Abb.]
- Bieg, U., Nebelsick, J. & Rasser, M. (2007). *North Alpine Foreland Basin (Upper Marine Molasse) of Southwest Germany: Sedimentology, Stratigraphy and Palaeontology.* – Geo.Alp, 4, S. 149–158.
- Büchi, U. P. & Hofmann, F. (1960). *Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen.* – Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und –Ingenieure, 27(72), S. 11–22.
- Cicha, I., Rögl, F., Rupp, C. & Ctyroka, J. (1998). *Oligocene–Miocene foraminifera of the Central Paratethys.* – Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 549, S. 1–325.
- Doppler, G., Heissig, K. & Reichenbacher, B. (2005). *Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken.* – Newsletters on Stratigraphy, 41(1–3), S. 359–375.
- Hagn, H. (1961). *Die Gliederung der Oberen Meeresmolasse nördlich vom Überlinger See (Bodensee) in mikropaläontologischer Sicht.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 5, S. 293–321.
- Heckeberg, N., Pippèrr, M., Läuchli, B., Heimann, F. & Reichenbacher, B. (2010). *The Upper Marine Molasse (Burdigalian, Ottnangian) in southwestern Germany – facies interpretation and a new lithostratigraphic terminology.* – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 161, S. 285–302.

- Hofmann, F. (1967). *Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen.* – Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, 28, S. 171–210.
- Hofmann, F. (2008). *Die Heidenhöhlen bei Goldbach – Über eines der spektakulärsten Reiseziele am Bodensee und seine unwiederbringliche Zerstörung.* – Hegau, 65, S. 101–130.
- Höltke, O. (2009). *Die Molluskenfauna der Oberen Meeresmolasse (Untermiozän) von Ermingen und Ursendorf (SW-Deutschland).* – Palaeodiversity, 2, S. 67–95.
- Lemcke, K., Engelhardt, W. v. & Füchtbauer, H. (1953). *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes.* – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 11, S. 1–182.
- NAGRA (2008). *Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen.* – Techn. Ber., 08–04, 439 S., Wettingen (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle).
- Pippèrr, M. (2010). *Early Miocene foraminifers from the Upper Marine Molasse of the North Alpine Foreland Basin – Proxies for biostratigraphy and palaeoenvironmental change.* – Dissertation Ludwig-Maximilians-Universität München, 48 S.
- Pippèrr, M. & Reichenbacher, B. (2010). *Foraminifera from the borehole Altdorf (SE Germany): proxies for Ottnangian (early Miocene) palaeoenvironments of the Central Paratethys.* – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 289, S. 62–80.
- Pippèrr, M., Reichenbacher, B., Kirscher, U., Sant, K. & Hanebeck, H. (2018). *The middle Burdigalian in the North Alpine Foreland Basin (Bavaria, SE Germany – a lithostratigraphic, biostratigraphic and magnetostratigraphic re-evaluation.* – Newsletters on Stratigraphy, 51, S. 285–309.
- Rasser, M. & Nebelsick, J. (2006). *Die Erminger Turritellenplatte.* – Fossilien, 23(4), S. 220–225.
- Reichenbacher, B., Böttcher, R., Bracher, H., Doppler, G., von Engelhardt, W., Gregor, H.-J., Heissig, K., Heizmann, E. P. J., Hofmann, F., Kälin, D., Lemcke, K., Luterbacher, H., Martini, E., Pfeil, F., Reiff, W., Schreiner, A. & Steininger, F. F. (1998). *Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse, Süddeutschland).* – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 149(1), S. 127–161.
- Reiff, W. (1989). *Das Kliff in Heldenfingen und die Klifflinie auf der Heidenheimer Alb.* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 71, S. 467–482.
- Rosendahl, W. (2000). *Im Wellenschlag des Tertiärs. – Das Heldenfinger Kliff.* – Fossilien, 17(3), S. 177–180.
- Schreiner, A. (1965a). *Bericht über die Vorexkursion in die Umgebung von Überlingen am 20. April 1965.* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 47, S. 13–16.
- Schreiner, A. (1966b). *Zur Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen der Oberen Donau und dem Überlinger See (Baden-Württemberg).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 48, S. 91–104.
- Schreiner, A. (1974). *Erläuterungen zum Landkreis Konstanz und Umgebung.* – 2. berichtigte Aufl., Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Schreiner, A. & Luterbacher, H. (1999). *Die Molasse zwischen Blumberg und Überlingen (Exkursion J am 9. April 1999).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 81, S. 171–181.
- Wenger, W. F. (1987). *Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung.* – Zitteliana, 16, S. 173–340.
- Werner, J. (1994). *Erläuterungen zum Blatt 8020 Meßkirch.* – 2. überarb. Aufl., Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 214 S., 5 Taf., 5 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 02.02.23 - 15:49):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer/molasse/obere-meeresmolasse

Alpenvorland

Interessante Aufschlüsse und örtlich ausgebildete kleine Wasserfälle finden sich in den zahlreichen Tobeln im Molassegestein des Alpenvorlands. Außerdem sind die Gesteinsaufschlüsse an Prallhängen im Argental von Bedeutung.

Bisher bearbeitete Objekte:

Prallhang Untere Argen

Aachtobel bei Überlingen-Lippertsreute

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 17.01.24 - 13:03):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/bachbetten-prallhaenge-wasserfaelle/alpenvorland

Helvetische Fazies

Geologie

Der Oberjura in helvetischer Fazies wird in drei Formationen gegliedert:

- Die Zementstein-Formation wird von einer Wechsellagerung von Kalksteinen des Quinten-Typs und schiefrigen Mergelzwischenlagen gebildet. Die Abgrenzung gegen die liegende Quinten-Formation ist scharf.
- Die Quinten-Formation ist durch hellgraue, im Bruch fast schwarze, dichteKalksteine charakterisiert, in denen Mergelzwischenlagen fast völlig fehlen.
- Der Übergang in die liegende, mergelige Schilt-Formation vollzieht sich allmählich.

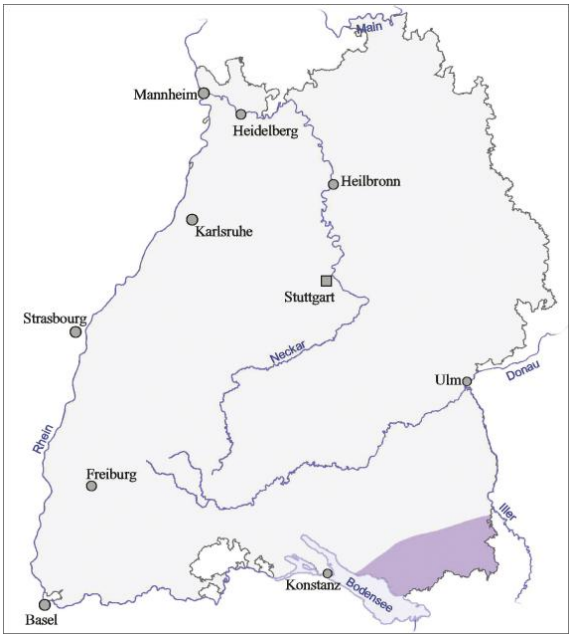
Die obere Zementstein-Formation gehörtstratigraphisch in die tiefste Unterkreide, die untere Schilt-Formation in den obersten Mitteljura.

Die nachfolgende Tabelle zeigt die geologische Gliederung der helvetischen Fazies (Felber & Wyssling, 1979).

Geologische Gliederung des Oberjuras in helvetischer Fazies mit lithologischer Beschreibung und Mächtigkeiten

Kürzel	Bezeichnung	Lithologie	Mächtigkeit [m]
joZS	Zement-stein-Formation	Wechsellagerung von Kalk- und Mergelsteinen	bis 180
joQU	Quinten-Formation	Kalkstein	260–350
joSCH	Schilt-Formation	Kalkmergel bis Mergelstein	120–150

Der Oberjura in helvetischer Fazies tritt in Baden-Württemberg nur im Untergrund des Molassebeckens auf. Er ist dort von bis zu mehreren tausend Meter mächtigen tertiären Molassesedimenten überlagert.



Verbreitung des Oberjuras in helvetischer Fazies farbig, in Baden-Württemberg vollständig überdeckt

Hydrogeologische Charakteristik, hydraulische Eigenschaften, Grundwassernutzung

Im Gegensatz zum Oberjura in schwäbischer Fazies ist der Oberjura in helvetischer Fazies ein ausgesprochener Grundwassergeringleiter. Grundwasserwegsamkeiten treten nur in äußerst geringem Umfang auf (Plum et al., 2008).

Anhand der Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten im Oberjura im Molassebecken (Stober & Villinger, 1997) lassen sich für den Bereich der helvetischen Fazies Werte von T/H < 10^{-10} m/s extrapolieren.

Die zunehmende Entfernung vom Neubildungsgebiet und die große Tiefenlage führen dazu, dass südlich einer ungefähren Linie Konstanz–Fronhofen sowie nördlich von Memmingen im Oberjura keine nennenswerte Verkarstung mehr auftritt. Belege dafür sind das Fehlen von Spülungsverlusten in Tiefbohrungen sowie die hydrochemischen und isotopenphysikalischen Eigenschaften der tiefen Oberjura-Grundwässer aus dem Molassebecken (Bertleff et al., 1988).

Die Grundwasserführung im Oberjura in helvetischer Fazies ist unbedeutend. Dementsprechend ist der Oberjura in helvetischer Fazies wasserwirtschaftlich sowie für die hydrogeothermische Nutzung nicht relevant.

Literatur

- Bertleff, B., Joachim, H., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1988). *Ergebnisse der Hydrogeothermalbohrungen in Baden-Württemberg.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 30, S. 27–116, 1 Taf., 2 Beil.
- Felber, P. & Wyssling, G. (1979). *Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg).* – Eclogae Geologicae Helvetiae, 72(3), S. 673–714.
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 20, S. 1–106.
- Stober, I. & Villinger, E. (1997). *Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalks unter dem baden-württembergischen Molassebecken.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 37, S. 77–96.

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 12:12):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/oberjura/hydrogeologischer-ueberblick/helvetische-fazies

Tertiär

Lithostratigraphische Hauptgruppe

Übergeordnete Einheit

Känozoikum

Das Tertiär umfasst alle Einheiten (Sedimente und Vulkanite) des Paläogens und des Neogens (STD, 2016; Janssen et al., 2018).

Verbreitung in Baden-Württemberg, Landschaftsbild

Blick vom nördlichen Anstieg des Bussens auf das Tertiärhügelland bei Unlingen-Dietelhofen

Die tertiären Einheiten sind im Land (LGRB, 2016c) räumlich sehr weit verbreitet, jedoch meistens von Sedimenten des Quartärs bedeckt. In größerer Mächtigkeit kommen sie in drei Hauptregionen vor.

Südlich ab etwa der Donau bis zur Landesgrenze bilden feinklastische Sand-, Silt- und Mergelsteine die sogenannte Molasse. Nur in der Adelegg (zwischen Isny und Kempten im Allgäu) sind grobe Konglomerate erhalten. Die teils festländischen, teils marinen Ablagerungen sind im Norden nur geringmächtig, erreichen an der südlichen Landesgrenze jedoch über 3000 m Mächtigkeit (Geyer et al., 2011).

Im Oberrheingraben liegen unter Quartärbedeckung sehr mächtige tertiäre Sedimente unterschiedlichster Lithologie, die am östlichen Grabenrand örtlich auch an der Oberfläche anstehen. Besonders markant ragt im Südgraben der Kaiserstuhl mit seinen vulkanischen Gesteinen aus den pleistozänen Kiesen hervor. Am östlichen Grabenrand durchschlagen vereinzelt vulkanische Schlote und Gänge die Randschollen vom Südschwarzwald über den Kraichgau bis in den südlichen Odenwald.

Im Schichtstufenland und den Mittelgebirgen dagegen beschränken sich die Tertiärvorkommen auf geringmächtige Flussablagerungen, hauptsächlich Höhenschotter, tertiäre Residuallehme und wenige Maarsee-Ablagerungen. Tertiäre Magmatite, Pyroklastika und postvulkanische Begleitsedimente prägen die Vulkangebiete Baden-Württembergs, besonders den Kaiserstuhl, den Hegau und das Urach-Kirchheimer Vulkangebiet, aber auch die weniger markanten Vorkommen im Kraichgau und südlichen Odenwald.

Das Steinheimer Becken ist wie das benachbarte Nördlinger Ries eine Impaktstruktur und entstand vor rund 14,8 Mio. Jahren beim Einschlag eines Meteoriten. Direkt beim Einschlag gebildete Brekzien und ausgeworfene Schollen des Ries-Impakts liegen weit verstreut auf der Albhochfläche. In beiden Kratern entwickelten sich anschließend Süßwasserseen, deren Sedimente für ihren Fossilreichtum berühmt sind.

Lithologie, Abgrenzung, Untereinheiten

Lithologisch sind die tertiären Einheiten sehr vielfältig.

Abbauwand des Grobsandzugs mit Schrägschichtung

An Sedimentgesteinen überwiegen im Molassebecken festländische klastische Gesteine (Sandsteine, am Beckenrand auch Konglomerate) mit Glimmer, pedogen überprägte Schluffsteine und bunte Mergel. Limnische Mergel und Karbonate sowie Calcretes kommen untergeordnet vor. Dagegen sind marin gebildete Glaukonitsandsteine und sandige Mergel oder Tonmergel des jüngeren Molassemeeres weit verbreitet und sehr mächtig. Die Küstenfazies in Form von groben Schillkalksteinen oder grobkiesigen Rinnenfüllungen ist nur lokal erhalten. Gegliedert wird die Molasse in sechs Untergruppen: die Untere Meeresmolasse, die Untere Brackwassermolasse (beide im Landesgebiet nur im tieferen Untergrund verbreitet), die Untere Süßwassermolasse, die Obere Meeresmolasse, die Obere Brackwassermolasse und die Obere Süßwassermolasse.

Die Sedimente des Oberrheingrabens sind ebenfalls vielfältig und in ihrer Faziesausbildung und Mächtigkeitsverteilung stark von der komplexen tektonischen Entwicklung über den größten Teil des Tertiärs hinweg geprägt. Den Hauptanteil der Grabenfüllung machen Feinklastika mit unterschiedlichem Karbonatgehalt (Ton- und Schluffsteine, Mergelsteine, Sandsteine) aus, wobei festländische bis brackische Bildungen große Mächtigkeit und Ausdehnung im gesamten Graben erlangen. Grobklastika bleiben auf die Randschollen beschränkt. Zeitweise breiteten sich von Norden her marine Verhältnisse im Graben aus, jedoch nur einmal, im Rupelium, wurde der gesamte Graben überflutet. Die marinen Ablagerungen sind vorwiegend mergelig, teils in Wechsellagerung mit Kalksandsteinen (i. d. R. Rud- oder Grainstones) und vor allem im nördlichen Oberrheingraben weitverbreitet. Feinschichtige bis laminierte, dunkle Tonmergel zeigen, dass in der Grabenmitte zumindest zeitweise am Meeresgrund Sauerstoffuntersättigung vorherrschte. Sulfatgesteine wie Gips und Anhydrit treten weitverbreitet in meist geringmächtigen Schichten und Knollen in festländischen Buntsedimenten auf. Steinsalzlager finden sich nur im Südgraben und überwiegend unter dem französischen Anteil des Oberrheingrabens. Im Untergrund des Landesgebiets sind sie auf ein kleines Gebiet im Raum Buggingen beschränkt und enthalten wenige Meter mächtige Schichten aus Kalisalz. Gegliedert wird die Sedimentfüllung des Oberrheingrabens in zwei Untergruppen: ein Älteres Oberrheingraben-Tertiär und ein Jüngeres Oberrheingraben-Tertiär, wobei der Beginn der grauen marinen Abfolge des Rupeliums die Grenze bildet.

An verschiedenen Stellen im Schichtstufenland und auf den Randschollen des Oberrheingrabens finden sich zudem Restvorkommen von Flussschottern. Da sie auf Landschaftsrelikten oberhalb der quartären Schottervorkommen liegen, werden sie Höhenschotter genannt. Ebenfalls aus dem Tertiär stammen Residuallehme (Feuersteinlehme, Bohnerztone, Boluston), die besonders auf den Hochflächen und in Karsthohlräumen der Kalksteine des Oberjuras und des Muschelkalks örtlich erhalten sind.

Magmatite sind in Form von vulkanischen Laven, Tuffen, Schlotbrekzien, subvulkanischen Gängen und Stockintrusionen vertreten. Dabei sind tephritisch-essexitische, phonolithische und nephelinitische Gesteine sowie mit Tuffmaterial vermengte Brekzien aus Nebengesteinstrümmern am häufigsten. Eine Besonderheit ist der Karbonatit des Kaiserstuhls. Gegliedert werden die tertiären Magmatite zunächst in vier Untergruppen, die jeweils ein Vulkangebiet umfassen: Albvulkan-Untergruppe (Vulkanschlote des Urach-Kirchheimer Gebiets), Hegauvulkan-Untergruppe (Stöcke, Schlotfüllungen und Tuffe im Hegau), Jüngere Odenwald-Kraichgau-Magmatite (Schlot- und Gangfüllungen im südlichen Odenwald und nördlichen Kraichgau) sowie Rheingraben- und Jüngere Südschwarzwald-Magmatite (Kaiserstuhl sowie Schlotfüllungen und Gänge in den Grabenrandschollen und im Südschwarzwald). Über manchen Vulkanschloten sind noch tertiäre Sedimente erhalten, die in Maarseen abgelagert wurden (Mergel, randliche Brekzien, Konglomerate und Tuffite). Vereinzelt wurden im Bereich der Schlote an heißen Quellen Thermalsinter gebildet.

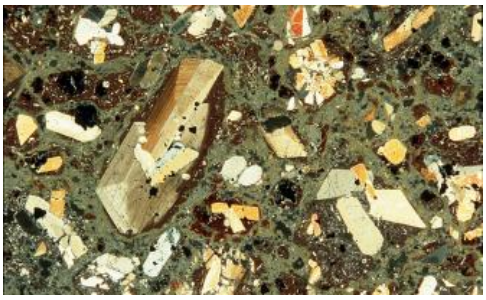
Eine Besonderheit bilden die beiden Meteoritenkrater auf der Ostalb (Steinheimer Becken und Nördlinger Ries). Hier sind neben Impaktgesteinen (Impaktbrekzien und Trümmermassen, Suevit, allochthone Schollen) auch tertiäre Sedimente aus den Kraterseen erhalten. Dabei handelt es sich überwiegend um Mergel, Kalksteine und lokale Klastika.

Mächtigkeit

Buntmergel der Pechelbronn-Fm. von Lahr-Dinglingen

Je nach Lokalität sind die Mächtigkeiten der Tertiärsedimente sehr unterschiedlich: im Molassebecken sind es wenige Meter im Norden bis über 5000 Meter im Süden, im Oberrheingraben bis mehrere tausend Meter mit oft starken Unterschieden auf benachbarten tektonischen Schollen. Die ansonsten im Land verteilten lokalen Vorkommen tertiärer Einheiten bleiben in der Regel auf wenige Meter, in seltenen Fällen auf einige 10er Meter beschränkt (Maarsee-Ablagerungen, Höhenschotter). In den Meteoritenkratern überschreiten Impaktgesteine inklusive der Kraterseeablagerungen 100 m Mächtigkeit, wohingegen die Volumina der ausgeschleuderten Schollen sehr heterogen sind.

Alterseinstufung



Dünnschliffbild eines Phonoliths

Das Tertiär dauerte von 66 bis 2,6 Mio. Jahren vor heute. Allerdings ist im Landesgebiet nicht der gesamte Zeitraum durch Gesteine vertreten.

Die Sedimentation im Molassebecken setzte in Baden-Württemberg erst im frühen Oligozän (Rupelium, ca. 35 Mio. Jahre) ein und hielt bis in das Jüngere Miozän an (Prieto & Rummel, 2016). Die jüngsten heute erhaltenen Schichten sind rund 12 Mio. Jahre alt. Sie sind durch eine Schichtlücke von quartären Klastika getrennt, die auf eine regionale Hebung zurückzuführen sein dürfte.

Im Oberrheingraben umfasst die tertiäre Grabenfüllung den Zeitraum Eozän bis Miozän. Die Sedimentation auf den sich absenkenden Schollen beginnt mit Verwitterungs- und Bodenbildungsrelikten der Schliengen-Formation. Die ältesten fossilführenden Ablagerungen sind lokal erhaltene Süßwasserkarbonate aus dem mittleren Eozän, die rund 44 Mio. Jahre alt sind. Die Sedimentation hält bis in das Miozän an. Ablagerungen des späten Miozän fehlen, möglicherweise aufgrund regionaler Hebung und Erosion. Über der Schichtlücke folgen pliozäne bis frühpleistozäne Klastika der Iffezheim-Formation. Da sie ohne lithologische Änderung in das Quartär überleiten, werden sie lithostratigraphisch zur Untergruppe Oberrheintal-Quartär gestellt.

Die Höhenschotter zeigen je nach Vorkommen sehr unterschiedliche Alter. Die ältesten Sedimente stammen aus dem Oligozän, die jüngsten aus dem Pliozän. Auch die Residuallehme stellen offenbar Rückstandsbildungen verschiedenen Alters dar und enthalten vereinzelt Fossilien, die auf Bildungen vom Eozän bis in das Pliozän hinweisen.

Die Mehrzahl der Vulkanite im Landesgebiet stammt aus dem Miozän und ist zwischen 18 und 7 Mio. Jahren alt. Dies gilt auch für die Sedimente der einstigen Maarseen und die Thermalsinter. Nur im Südschwarzwald und in Randschollen des Oberrheingrabens finden sich auch einige Vulkanite aus dem Eozän und Oligozän (zwischen 45 und 30 Mio. Jahren), die mit der Bildung des Oberrheingrabens in Zusammenhang stehen. Die ältesten Vulkanite sind etwa ein Dutzend datierte Vorkommen im Südschwarzwald und Kraichgau, deren Alter zwischen 90 und 60 Mio. Jahren liegen und die damit teilweise aus der Kreidezeit, teilweise aus dem Paleozän stammen. Sie sind der tektonischen Entwicklung vor Entstehung des Oberrheingrabens zuzurechnen. Da sie lithologisch den jüngeren Vulkaniten entsprechen, werden sie lithostratigraphisch mit diesen zusammengefasst.

Die beiden Impaktkrater konnten sowohl durch radioisotopische Datierungen an Gesteinsschmelzen, als auch durch Fossilien in den Sedimenten der Kraterseen und Auswürflinge in Ablagerungen der Molasse in das Miozän datiert werden. Die Einschläge fanden demnach vor etwa 14,8 Mio. Jahren statt.

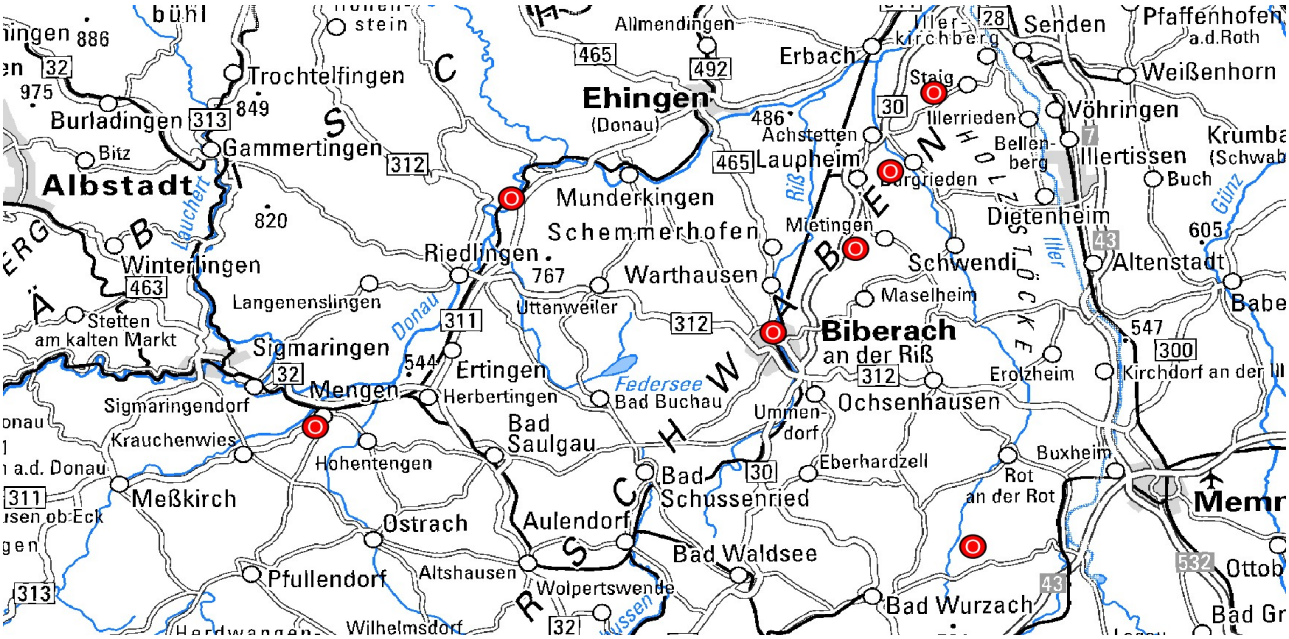
Literatur

- Deutsche Stratigraphische Kommission (2016). *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016* (Geoforschungszentrum Potsdam).
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Janssen, R. & Subkommission Tertiär-Stratigraphie (2018). *Das Tertiär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. [The Tertiary in the Stratigraphic Table of Germany 2016 (STG 2016).].* – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 169(2), S. 267–294.
- LGRB (2016c). *Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg – Verzeichnis Geologischer Einheiten (aktualisierte Ausgabe 2016)*, 1 Tab. Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Prieto, J. & Rummel, C. R. (2016). *Some considerations on small mammal evolution in Southern Germany, with emphasis on late Burdigalian–earliest Tortonian (Miocene) cricetid rodents.* – Comptes Rendus Palevol, 15, S. 837–854.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 08.08.23 - 09:20):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/schichtenfolge/tertiaer

Alpenvorland



Im Alpenvorland sind es besonders die vielen Kies- und Sandgruben in den eiszeitlichen Gletscher- und Schmelzwasserablagerungen, die einen Einblick in die jüngere Erdgeschichte bieten. Aber auch Steinbrüche und Gruben in tertiärzeitlichen Molassesedimenten oder Aufschlüsse in Vulkangesteinen des Hegaus sind lohnende geotouristische Ziele.

Vor dem Besuch von Abbaustellen sind Betretungsrechte und Hinweise auf mögliche Gefahren zu klären bzw. zu beachten.

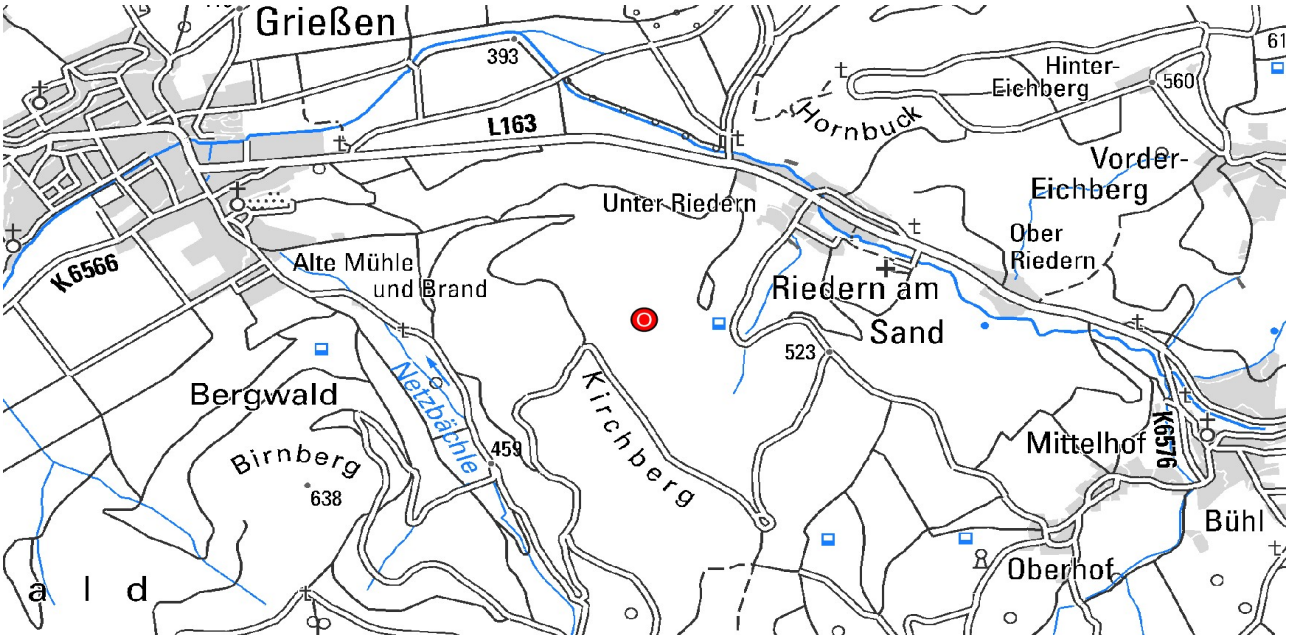
Bisher bearbeitete Objekte:

- Untere Süßwassermolasse bei Mengen
- Kiesgrube östlich von Zwiefaltendorf
- Kiesgrube Scholterhaus
- Ziegeleigrube Hüttisheim-Humlangen
- Kiesgrube zwischen Laupheim und Burgrieden

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 08.04.24 - 13:48):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/aufschluesse/alpenvorland

Brackwassermolasse bei Klettgau-Riedern



Aufschlusswand im nördlichen Teil der Sandgrube bei Klettgau-Riedern

Im Waldgebiet „Kätzler“ südwestlich oberhalb von Riedern am Sand (Gem. Klettgau) liegt eine inzwischen aufgelassene Sandgrube, in der tertiäre Graupensande der Grimmelfingen-Formation abgebaut wurden. Sie gehören zur Oberen Brackwassermolasse, in der Ablagerungen aus dem Übergang zwischen Land und Meer zusammengefasst sind. Über der Grimmelfingen-Formation finden sich harte Bänke der Austernnagelfluh, die aus der Wand vorspringen. Teilweise sind feinsandige Rinnenfüllungen zwischengeschaltet. Die Melaniensande schließen das Profil nach oben ab. Die Grube gilt als der beste Aufschluss dieser tertiären Ablagerungen auf dem Kleinen Randen.

Bei den Graupensanden handelt es sich um meist lockere Grobsande bis Feinkiese. Neben Quarzen und Feldspäten fallen schwarze Lydite (paläozoische Kieselschiefer) auf. Dieser Teil stammt aus der Böhmischen Masse und wurde aus nordöstlicher Richtung als Füllung eines Flusstals oder eines Mündungsbereichs eines Flusses ins Meer (Ästuar) abgelagert. Daneben enthalten die Graupensande Oberjura-Kalksteine und -Fossilien sowie Feuersteine und Bohnerze aus den nördlich und nordwestlich der Graupensandrinne gelegenen Juragebieten. Ältere Gesteine aus dem Deckgebirge sind ebenso wie alpine Gerölle nur vereinzelt zu finden. Vor allem im südlichen Teil des Aufschlusses zeigen sich zu einem „Graupensand-Konglomerat“ verbackene Schichten, die rinnenförmig in die Sande eingeschnitten sind. Den Abschluss der in Riedern bis zu 20 m mächtigen Grimmelfingen-Formation bilden z. T. feinsandige oder zu Sandstein oder Nagelfluh verfestigte Rinnenfüllungen.

Graupensande mit durch Eisenoxide rot gefärbten Bändern in der Sandgrube von Riedern am Sand

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die Austernnagelfluh enthält Fossilien aus dem Meeres- und Brackwasserbereich. Die bis etwa 3 m mächtigen, kaum geschichteten Sedimente enthalten Gerölle aus dem alpinen und nicht-alpinen Raum. Aus den Alpen kommen Quarze, Quarzite, Karbonatgesteine und Granite, ansonsten sind es häufig Gerölle aus dem Ober- und Mitteljura sowie dem Muschelkalk. Die Sande enthalten noch einen hohen Anteil von Graupensand.

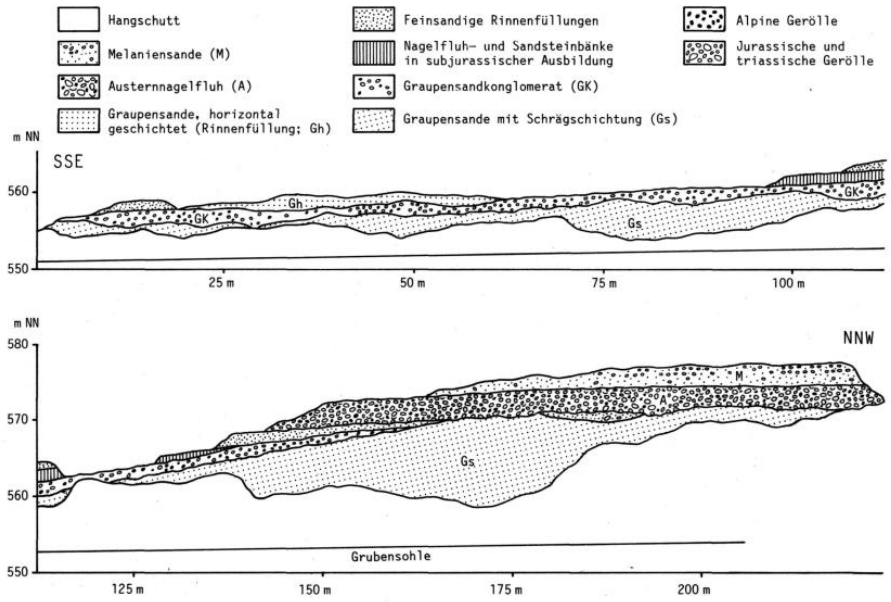
Die Melaniensande sind gelblich graue, fein- bis mittelkörnige Quarzsande oder schwach verfestigte Sandsteine mit einem Anteil von Feldspäten, Glaukonit und Glimmer. Am Südhang des Kleinen Randen erreichen die Melaniensande eine Mächtigkeit von bis zu 30 Metern. Charakteristisch sind die Lagen mit hellen Glimmerplättchen (Muskovit), die als Trennschichten für das z. T. dünnplattige Gesteinspaket dienen. Die Schwerminerale Epidot und Granat verweisen auf die Herkunft des Materials vom alpinen Napf-Schwemmfächer. Ebenfalls sind Gerölle aus der Juranagelfluh enthalten. Die namensgebenden „Melanien“ (Schnecken der Art *Brotia escheri*) sind in der Sandgrube Riedern höchstens vereinzelt zu finden.

Graupensande, Austernkonglomerat und Melaniensande in der Sandgrube von Riedern am Sand (Klettgau)

Verfallene und verbuschte Aufschlusswand im südlichen Teil der Sandgrube von Riedern am Sand

Der Abbau der Graupensande hatte seine Hochzeit in den zwanziger und dreißiger Jahren des 20. Jahrhunderts. Der Graupensand wurde damals über eine Wasserrutsche in das Quarzwerk in Riedern am Sand transportiert. Die Sande wurden dort gewaschen und je nach Verwendungszweck in passende Körnungen sortiert. Sie dienten als Putz- oder Formsand, für die Herstellung von Schmelztiegeln und Schmirgelscheiben, für Sandstrahlgebläse oder als Streusand für den Eisenbahnbetrieb sowie für Glasuren und in der Glasproduktion. Nach dem zweiten Weltkrieg verringerte sich die Nachfrage nach den Graupensanden und der nicht nutzbare Abraum wurde immer mächtiger, sodass der Abbau nun schon seit Jahrzehnten eingestellt ist. Dementsprechend verschlechtern sich die Aufschlussverhältnisse allmählich.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Profilschnitt durch die Sandgrube bei Riedern am Sand (Bausch & Schober, 1997)

Weitere Informationen finden sich bei Bausch & Schober (1997) sowie bei Geyer et al. (2003).

Literatur

- Bausch, W. & Schober, T. (1997). *Erläuterungen zum Blatt 8316/8416 Klettgau / Hohentengen am Hochrhein.* – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 287 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Geyer, O. F., Schober, T. & Geyer, M. (2003). *Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel.* – Sammlung geologischer Führer, 94, XI + 526 S., Stuttgart (Borntraeger).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 16.12.22 - 13:24):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/aufschluesse/schwaebische-alb/brackwassermolasse-bei-klettgau-riedern

Heldenfinger Kliff

Das Heldenfinger Kliff am nordöstlichen Ortsrand von Gerstetten-Heldenfingen

Am Ostrand von Gerstetten-Heldenfingen auf der östlichen Schwäbischen Alb ist an einer Böschung ein fossiles Kliff aus der Zeit der Oberen Meeresmolasse (Miozän) mit Bohrmuschel-Löchern aufgeschlossen. Diese Muscheln (Pholaden) bohrten sich an der ehemaligen Felsküste des Molassemeeres in den Massenkalk des höheren Oberjura. Die Bohrlöcher und die darunterliegende Hohlkehle sind noch gut zu erkennen und belegen ein Brandungskliff. Die Aufschlüsse am Kliff wurden seit dem 19. Jahrhundert von Fossiliensammlern aufgesucht und z. T. stark beeinträchtigt. Das Heldenfinger Kliff ist deshalb heute als Naturdenkmal geschützt. Es gehört außerdem zu den Geopoints des Geoparks Schwäbische Alb.

Die Klifflinie trennt die Schwäbische Alb in zwei große Landschaftsteile. Nördlich davon liegt die Kuppenalb mit ihren stark bewegten, kuppig-hügeligen Oberflächenformen (in Traufnähe schließen sich örtlich Flachlagen im Ausstrichbereich der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation an, die als Schichtflächenalb bezeichnet werden). Südlich der Klifflinie beginnt die Flächenalb. Es handelt sich um eine unter tropisch-subtropischen Verwitterungsbedingungen entstandene alttertiäre Flachlandschaft, die durch Molasseablagerungen teilweise konserviert und später wieder freigelegt wurde. Nur die Verebnungen unmittelbar unterhalb des Kliffs können z. T. als ehemalige Brandungsplattform des Molassemeeres gedeutet werden. Durch die unterschiedlich starke Hebung und Kippung der Schwäbischen Alb seit dem Rückzug des Meeres ist die Klifflinie, die nur örtlich als Kliff bzw. Geländestufe ausgebildet ist, heute deutlich geneigt. Während man sie nordöstlich von Ulm auf einer Höhe von 500–600 m NN antrifft, steigt sie im Westteil der Schwäbischen Alb bei Tuttlingen bis auf über 800 m NN an.

Weitere Informationen finden sich bei Dongus (1977), Geyer et al. (2011), Geyer & Gwinner (1984), Reiff (2004) und Rosendahl (2000).

Externe Lexika

WIKIPEDIA

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

- Heldenfinger Kliff

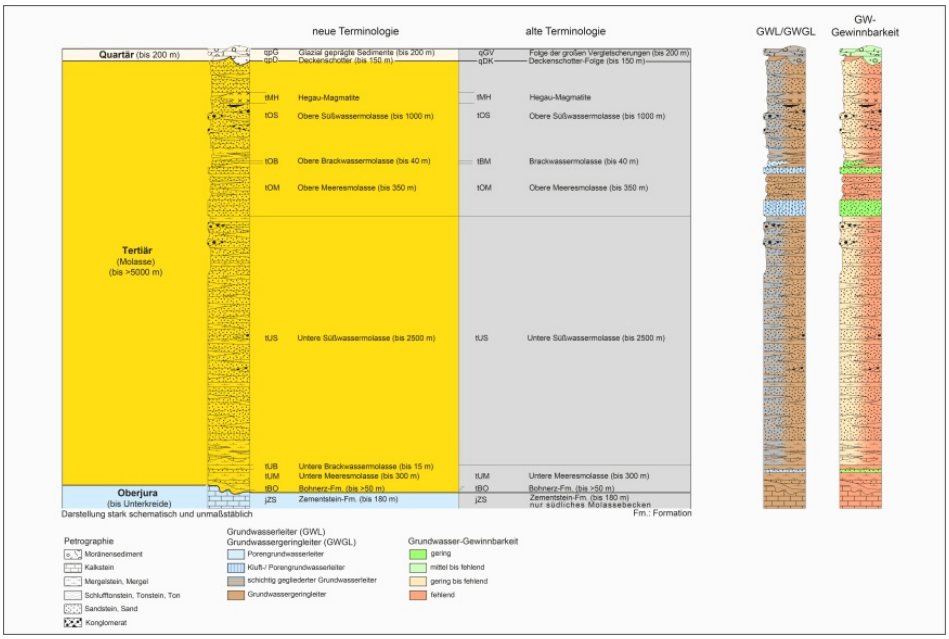
Literatur

- Dongus, H. (1977). *Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands.* – Marburger Geographische Schriften, 72, S. 1–486.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1984). *Die Schwäbische Alb und ihr Vorland.* – 3. überarb. Aufl., Sammlung geologischer Führer, 67, 298 S., Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- Reiff, W. (2004). *Erläuterungen zu Blatt 7326 Heidenheim.* – Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 223 S., 3 Beil., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg).
- Rosendahl, W. (2000). *Im Wellenschlag des Tertiärs. – Das Heldenfinger Kliff.* – Fossilien, 17(3), S. 177–180.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 19.12.22 - 16:42):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/landschaftsteile-felsen/schwaebische-alb/heldenfinger-kliff

Hydrogeologischer Überblick



Säulenprofil der Schichtenfolge im Tertiär (Molasse)

Die Molassesedimente sind als eine Wechsellagerung von Grundwasserleitern und Grundwassergeringleitern mit mäßiger bis geringer Durchlässigkeit und mäßiger bis sehr geringer Ergiebigkeit bzw. als Grundwassergeringleiter ausgebildet. Die beiden bedeutendsten Grundwasserleiter (Kluft- und Porengrundwasserleiter) bilden die großräumig abgelagerten, grobkörnigen Heidenlöcherschichten und die Baltringen-Formation der Oberen Meeresmolasse. Lokal führt der klüftige Randen-Grobkalk der Oberen Meeresmolasse Grundwasser. Auch die Grimmelfingen-Formation der Oberen Brackwassermolasse ist ein Kluftgrundwasserleiter. Die Süßwasserkalke der Oberen und insbesondere der Unteren Süßwassermolasse sind lagenweise ebenfalls als Kluftgrundwasserleiter ausgebildet.

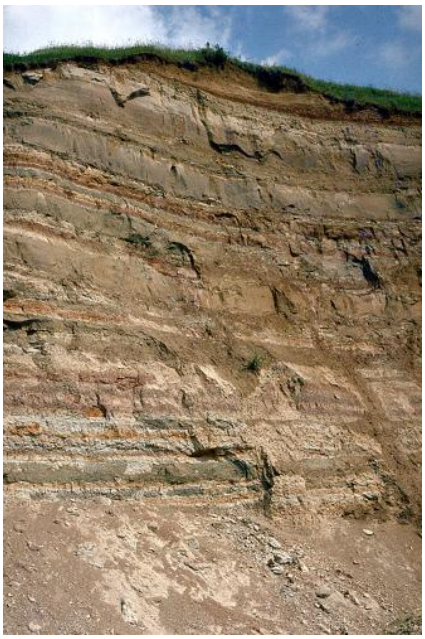
Reliktische Molassevorkommen über Oberjuragesteinen können lokal auf grundwasserstauenden Horizonten Grundwasservorkommen enthalten. Sie entwässern am Rand der Molasseflächen über ständig oder nur episodisch schüttende Quellen (Quellschüttung meist unter 1 l/s). Die Quellabflüsse versinken dann meist nach kurzer Fließstrecke in den Karstgrundwasserleiter. Kleinräumige Molassevorkommen über Oberjuragesteinen werden als Deckschichten eingestuft.

Im Alpenvorland sind die Grundwasservorkommen der Molasse überwiegend gespannt.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 12:09):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/molasse/hydrogeologischer-ueberblick

Untere Süßwassermolasse bei Mengen



Ziegeleigrube in der Unteren Süßwassermolasse südwestlich von Mengen

Am östlichen Rand des Ablachtals wird ca. 500 m südwestlich von Mengen eine Mergelgrube für die ansässige Ziegeleifabrikation betrieben. Die nahezu 600 m lange Abbauwand der Grube erschließt Sande und Mergelsteine der Unteren Süßwassermolasse, die im Raum Mengen und Ennetach große Flächen einnimmt und vor allem an den Talhängen zur Ablach und zur Ostrach ausstreicht. Die meist hellgrauen, grünlich grauen bis rötlichen Mergelsteine in ständigem Farbwechsel verleihen dem Gestein ein deutlich bunt gestreiftes Aussehen. Sie entsprechen einer Beckenfazies der Unteren Süßwassermolasse und erreichen insgesamt ca. 60 m Mächtigkeit. Die Molasse wird von Gletscherablagerungen der Riß-Eiszeit (Altmoräne, Dürmentingen-Subformation) oder von Schotter überlagert. Teilweise ist zusätzlich eine Lösslehmdecke vorhanden.

Der Abbau ruht mittlerweile und ein Teil der Fläche ist verfüllt. Durch die Verwitterung der Abbauwand verwischen die charakteristischen Farbwechsel zusehends und schließlich breiten sich Pflanzen aus. Am nördlichen und v. a. am südlichen Ende ist der Aufschluss noch am besten erhalten.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 03.02.22 - 07:57):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/aufschluesse/alpenvorland/untere-suesswassermolasse-bei-mengen

Tektonische Regionen

Baden-Württemberg weist mehrere unterschiedliche tektonische Regionen auf, deren Strukturbau sich in der Schichtlagerung, der Orientierung und in den Versatzbeträgen der Störungen unterscheidet.

Tuffitische Sandsteine des Rotliegend bei Baden-Baden-Lichtental

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Grundgebirgseinheiten

Die Einteilung des Landesgebiets in tektonische Regionen orientiert sich an der Schichtlagerung des Deckgebirges, also der Schichten vom Zechstein bis zum Quartär, die diskordant über den älteren Gesteinen liegen. Das Grundgebirge unter Baden-Württemberg zeigt dagegen eine ältere, davon abweichende Gliederung in tektonostratigraphische Einheiten, deren jeweilige Vorgeschichte und Gesteinsbestand von den anderen Einheiten abweicht und die bei der Variskischen Gebirgsbildung im Karbon ihre heutige Anordnung fanden (Geyer et al., 2011).

Im Norden des Landes streicht ein Teil der Mitteleuropäischen Kristallinzone im Odenwald zu Tage aus. Nach geophysikalischen Kartierungen setzt sich diese Kristallineinheit noch einige Kilometer unter das Deckgebirge von Kraichgau und Buntsandstein-Odenwald nach Süden und Osten fort. Südlich schließt sich unter dem Kraichgau, Hohenlohe und Teilen des Baulands das Nordbadisch-Fränkische Schiefergebirge an, das bei Boxberg und in Ingelfingen durch Tiefbohrungen nachgewiesen wurde und dessen Südrand bei Baden-Baden zutage tritt. Die Gesteine dieser Grundgebirgseinheit zeichnen sich durch einen sehr niedrigen Metamorphosegrad (Anchimetamorphose) aus, der erst in der mehr als einen Kilometer breiten Scherzone an ihrem Südrand von höheren Metamorphosegraden abgelöst wird. Im Nordschwarzwald schließt sich das Nordschwarzwald-Granit-Gneis-Gebiet an, das von Granitplutonen mit eingelagerten Gneisschollen geprägt ist. Südlich davon folgt das von mittelgradig metamorphen Gesteinen geprägte Zentralschwarzwald-Gneisgebiet. Ein Teil der Gneise mit eingelagerten Amphiboliten weist Reliktparagenesen auf, die eine vormalige hochgradige Metamorphose im Bereich der unteren Erdkruste belegen. Sie liegen heute als tektonische Decke auf anderen Gneiseinheiten mit abweichender Metamorphoseentwicklung. Besonders im südlichen Teil dieser Grundgebirgseinheit waren die Gneise teilweise aufgeschmolzen und liegen heute als Migmatite (Anatexite, Diatexite) vor. Granitplutone nehmen im Zentralschwarzwald-Gneisgebiet nur einen untergeordneten Teil des Ausstrichgebiets ein, der größte Pluton befindet sich um Triberg. Entlang einer nur wenige Kilometer breiten Zone kaum bis nicht metamorpher Sedimente und Vulkanite des Unterkarbons, die von Badenweiler im Westen bis Lenzkirch im Osten des Schwarzwalds streicht, grenzt im Süden das Südschwarzwald-Granit-Gneis-Gebiet an das Zentralschwarzwald-Gneis-Gebiet. Granitplutone nehmen im Südschwarzwald-Granit-Gneis-Gebiet einen größeren Anteil an der Ausstrichfläche ein und haben im Osten des Südschwarzwalds auch die Grenze zum Zentralschwarzwald-Gneis-Gebiet durchdrungen. Die mittelgradig metamorphen Gneiseinheiten liegen auch hier in mehreren tektonischen Decken übereinander, von denen eine Relikte einer älteren hochgradigen Metamorphose aufweist.

Östlich des Schwarzwaldes sind in Tiefbohrungen mehrfach ähnliche Gneise und Granite angetroffen worden, die eine Fortsetzung der Kristallineinheiten unter dem Deckgebirge belegen. Geophysikalische Kartierungen von geringen Abweichungen im Magnet- und Schwerefeld der Erde belegen auch im verdeckten Grundgebirge eine Gliederung in unterschiedliche tektonostratigraphische Einheiten, lassen jedoch bislang nur Vermutungen über den genaueren Bau des dortigen Grundgebirges zu. Lediglich das Nordbadisch-Fränkische Schiefergebirge, das auch aus Bohrungen in Mittelfranken bekannt ist, zeichnet sich unter dem Kraichgau, Hohenlohe und dem Main-Tauber-Land gut erkennbar in den geophysikalischen Karten ab.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Odenwald und nordwestlicher Kraichgau

Zwischen der nördlichen Rheingraben-Hauptverwerfung und der Ubstadt–Walldürn-Störungszone weicht der tektonische Bau deutlich von den angrenzenden Regionen ab. Die wichtigste Streichrichtung der Störungen verläuft etwa N–S bis NNW–SSO. NW–SO- und NO–SW-streichende Störungen treten ebenfalls auf, bleiben im Vergleich mit den südlich anschließenden Regionen des Schichtstufenlandes aber im Hintergrund. Besonders zwischen der seit dem Paläozoikum mehrfach reaktivierten Otzberg-Störungszone und der Randstörung des Oberrheingrabens treten auch W–O-streichenden Sekundärstörungen auf.

Die Störungsmuster sind im kristallinen Grundgebirge des Odenwalds, soweit sie bisher kartiert werden konnten, offenbar ähnlich ausgerichtet wie im mesozoischen Deckgebirge, das in dieser Region überwiegend aus Buntsandstein und Muschelkalk besteht, in der Langenbrückener Senke jedoch bis in den Mitteljura erhalten ist. Die Schichtlagerung fällt dabei generell nach Süden und Südosten ein. Entlang der Rheingraben-Hauptverwerfung erscheint das Bruchschollenmosaik kleinteiliger als in größerer Entfernung davon. Der am stärksten abgesenkte Abschnitt liegt als kleinräumig zerblockte Langenbrückener Senke im Winkel zwischen Ubstadt–Walldürn-Störungszone und Grabenrand, hinter dem sich im Oberrheingraben eine von nur geringmächtigem Quartär bedeckte Randschollenzone anschließt. Auch der am stärksten angehobene Bereich, in dem heute der kristalline Odenwald aufgeschlossen ist, liegt unmittelbar neben der Oberrheingraben-Randverwerfung, weshalb das stärkste Schichteinfallen im Westen der Region entlang des Grabenrandes (um Heidelberg) ausgebildet ist und die Schichtlagerung nach Osten etwas flacher wird.

Nördliches Schichtstufenland

Südöstlich der Ubstadt-Walldürn-Störungszone und nördlich des Schwäbischen Lineaments schließt sich das Nördliche Schichtstufenland an, dessen Struktur im Deckgebirge von SW–NO- und NW–SO-streichenden Störungen und von flachen Mulden und Kuppeln in der Schichtlagerung geprägt wird. Die westliche Begrenzung dieser Zone wird südlich Ubstadt durch die Randbrüche des Oberrheingrabens gebildet. Da für die Einteilung nach tektonischen Regionen die alpidisch bis neotektonisch aktiven Strukturen ausschlaggebend sind, sind hier auch die Ausstrichgebiete des Grundgebirges im Schwarzwald in die Regionen des Schichtstufenlandes mit einbezogen. Im Osten stößt das Schwäbische Lineament auf die Impaktstruktur Nördlinger Ries, in der Deck- und Grundgebirge bis in Tiefen von mehreren Kilometern zerrüttet sind und dessen ringförmige Randbrüche alle älteren Strukturen überlagern.

Ein Vergleich der Schichtlagerungskarten zeigt einen deutlichen Einfluss von postvariskischen Strukturen (Rotliegend-Becken und -Schwellen) auf die heutige Schichtlagerung. Zwischen der Ubstadt–Walldürn-Störungszone und der Neckar-Jagst-Furche ist über dem permischen Kraichgau-Becken die Fränkische Senke in drei nur undeutlich gegeneinander abgegrenzten Teilmulden erkennbar, die als Kraichgau-, Stromberg- und Löwensteiner Mulde bekannt sind. Den Ostrand der Fränkischen Senke begleiten mehrere NW–SO-streichende Störungszonen. Weiter nordöstlich erscheint die Fortsetzung der Ubstadt–Walldürn-Störungszone in der Schichtlagerung als schmaler Thüngersheimer Sattel, an den sich nach Süden eine flache Einsenkung, die Bauland-Mulde, anschließt. Südlich davon und östlich der Fränkischen Senke hebt sich der Fränkische Schild über der aus Mächtigkeitsverteilungen des Mesozoikums bekannten Ries–Tauber–Schwelle heraus. Dabei lässt sich der Fränkische Schild nördlich und südlich der SW–NO-streichenden Hollenbacher Mulde nochmals in einen nördlichen Assamstädter und einen südlichen Schrozberger Schild untergliedern. Im Schrozberger Schild zeigt sich eine weitere, in der Schichtlagerung als schmale „Furche“ erscheinende Scherzone, die Fränkische Furche, die nach Westen unter spitzem Winkel auf die Neckar-Jagst-Furche zuläuft.

Zwischen der Neckar-Jagst-Furche und dem Schwäbischen Lineament hebt sich über der im Rotliegend wahrscheinlich weithin sedimentfreien Nordschwarzwald-Schwelle der Schwäbisch-Fränkische Sattel heraus, der von zahlreichen NW–SO-streichenden Quersprüngen weiter gegliedert wird. Im Schwäbisch-Fränkischen Sattel zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen der westlichen und der östlichen Hälfte. Östlich von Fils- und Remsmündung fallen die Schichten sehr schwach und generell nach Süden ein und werden dabei von den Störungen nur wenig beeinflusst. Westlich dieser Linie wendet sich das Schichtenfallen gegen Osten und wird durch grabenartige Vertikalbewegungen an den Quersprüngen stark modifiziert. Von Plochingen bis zur Hornisgrinde steigt dabei die Grundgebirgsoberfläche nach Westen um etwa 1000 m auf. Die größte Grabenstruktur in dieser Scholle ist der Fildergraben.

Südliches Schichtstufenland

Südlich des Schwäbischen Lineaments zeigt die Schichtlagerung einen stärkeren Einfluss des südlich angrenzenden Molassebeckens durch vorherrschend südöstliches und südliches Einfallen der Schichtenfolge. Die südliche Begrenzung der tektonischen Region Südliches Schichtstufenland stellt die Molasseflexur dar, an der sich das regionale Einfallen der Schichten, auf kurze Distanz von höchstens ca. 1° auf über 5° erhöht (kleinräumige stärkere Verstellungen nahe Störungen nicht mitgerechnet). Nach der Struktur des Deckgebirges zerfällt das Südliche Schichtstufenland in zwei Segmente. Westlich der etwa N–S-streichenden Lauchert-Mulde fällt ein im Norden von der Elztal- und Bebenhausen-Störungszone, im Süden von der Freiburg–Bonndorf–Bodensee-Störungszone etwa dreieckig begrenzter Schollenkomplex als Westabdachung des Zentralschwarzwaldes einheitlich gegen Ostsüdosten ein (Kandel–Hohenzollern-Schollenfeld).

Nach der Verteilung der rezenten Erdbeben-Epizentren befindet sich am Ostrand dieses westlichen Segments eine mehrere Kilometer breite Störungszone im Grundgebirge, die als Albstadt-Scherzone bezeichnet wird. Der sinistrale Versatz dieser Zone äußert sich an der Oberfläche in fiederartig angelegten Dehnungsbrüchen (Hohenzollern-Graben, Achalm-Graben) und in einem leicht S-förmigen Versatz des Schwäbischen Lineaments (Illies, 1978, 1982; Reinecker & Schneider, 2002). Durchgehende Trennbrüche sind im höheren Deckgebirge nicht ausgebildet. Die Albstadt-Scherzone wird jedoch an ihrer östlichen Flanke von der Lauchert-Mulde begleitet, deren südlicher Abschnitt grabenartige Bruchstrukturen aufweist.

Östlich der Lauchert-Mulde wendet sich das generelle Schichtenfallen gegen Südosten auf das Molassebecken zu, wird jedoch durch eine dem Nördlichen Schichtstufenland ähnliche Gliederung in Kuppeln und Mulden überlagert. Auffälligste Struktur ist hier die annähernd runde Uracher Mulde im Gebiet der Mittleren Alb. Der Nordrand dieses Segments wird entlang der Hohenstaufen-Störungszone von einer lang ausgezogenen Struktur begleitet, der Albershäuser Kuppel. Diese ist durch die Filstal-Mulde, einem nordöstlichen Ausläufer der Uracher Mulde, teilweise vom südlich anschließenden Buttenhäuser Sattel abgetrennt, der weiter südwestlich auch die Uracher Mulde begrenzt. Östlich des Buttenhäuser Sattels zeigt sich eine weitere, breite Muldenstruktur im Gebiet der Ostalb, die Heidenheimer Mulde.

Im Osten des Südlichen Schichtstufenlandes liegen zwei Impaktkrater, in denen Deck- und Grundgebirge tiefgründig zerrüttet sind und die Tektonik von ringförmigen und radialen Strukturen geprägt ist. An der Landesgrenze und teilweise im Nördlichen Schichtstufenland liegt das Nördlinger Ries, etwa 30 km südwestlich davon das kleinere Steinheimer Becken. In tektonischer Hinsicht stellen sie Sonderstrukturen dar, deren Ausbildung nicht von endogenen Prozessen bestimmt wurde.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Oberrheingraben

Der Ostrand der tektonischen Region Oberrheingraben orientiert sich an der Verbreitung der Grabenrandbrüche, einschließlich der Vorbergzonen, und entspricht damit in seinem Verlauf weder exakt der topographisch definierten Oberrheinebene noch der Verbreitung der känozoischen Sedimente. Besonders am Schwarzwaldrand ist das Kristallin an einzelnen (rheinisch-streichenden) Grabenrandbrüchen nur wenig abgesenkt, weshalb deren Randschollen landschaftlich zum Schwarzwald, tektonisch aber bereits zum Grabenrand gehören (z. B. Hühnersedel-Scholle). Der Westrand des Oberrheingrabens sowie die Nord- und Südbegrenzung liegen außerhalb des Landesgebiets.

Der gerade gestreckte, SSW–NNO-streichende südliche und mittlere Abschnitt des Oberrheingrabens neben Schwarzwald und Kraichgau zeichnet sich durch ein komplexes Störungsmuster aus, dessen größter Teil von quartären und jüngeren tertiären Sedimenten verdeckt ist. Die dreidimensionale Modellierung des Grabeninneren anhand von reflexionsseismischen Profilen und Bohrergebnissen (GeORG-Projektteam, 2013) hat gezeigt, dass sich im tieferen Untergrund drei Störungssysteme überlagern.

Das offenbar jüngste davon, das auch für die lineare Gestalt des heutigen Oberrheingrabens in diesem Abschnitt verantwortlich sein dürfte, ist ein System aus steil einfallenden und sich nach oben Y-förmig aufspaltenden Scherzonen etwa unter der heutigen Rheinaue, die eine gerade durchziehende Struktur vom Sundgau bis in den Kraichgau bilden (Illfurth–Bruchsal-Störungszone). Ihr nördliches Ende stößt am Südrand der Langenbrückener Senke auf die Ubstadt–Walldürn-Störungszone im Deckgebirge der Grabenschulter. Entlang dieser Scherzone sprechen Anordnung und Geometrie der Störungsflächen für linksseitige Seitenbewegungen mit abschiebenden Anteilen.

Außerhalb dieser zentralen Scherzone liegen in ihrem Verlauf stärker gewölbte oder bogenförmige Abschiebungen, die am östlichen Grabenrand die Randschollenzone beherrschen. Sie dürften etwas älter als die zentrale Scherzone sein und den Beginn der Grabenbildung repräsentieren, wenngleich manche von ihnen später nochmals reaktiviert wurden. Hinzu kommen zahlreiche lokale Störungen, deren Orientierung nur schlecht in das tertiäre Spannungsfeld passt. Da ihr Streichen mit jungpaläozoischen Strukturen im Grundgebirge des Schwarzwalds und der Vogesen vergleichbar ist, handelt es sich wahrscheinlich um reaktivierte Grundgebirgsstrukturen, die im Tertiär nochmals bewegt wurden und so auch in den tertiären Sedimenten darüber neue Brüche hervorgerufen haben.

Südschwarzwald, Dinkelberg und Hegau

Das etwa dreieckige Gebiet zwischen Lörrach, Denzlingen und Konstanz ist durch seine strukturelle Gliederung sowohl gegen den Oberrheingraben als auch gegen das oberschwäbische Molassebecken und das Südliche Schichtstufenland deutlich abgesetzt. Es handelt sich um das am stärksten gehobene und verkippte Gebiet in Baden-Württemberg, in der das freigelegte Grundgebirge im Südschwarzwald die höchsten Erhebungen des ganzen Landes bildet (Feldberg 1493 m NHN, Herzogenhorn 1415 m NHN, Belchen 1414 m NHN). Das Deckgebirge ist daher im größten Teil dieser Zone bereits abgetragen, weshalb diese Zone meist nur im Klettgau und Hegau sowie am Randen, im Wutachgebiet und Dinkelberg auf Schichtlagerungskarten in Erscheinung tritt.

Die Region zwischen südlichem Oberrheingraben und Bodensee ist intensiv durch NW–SO- und SSW–NNO-streichende Brüche mit einem Höhenversatz zwischen wenigen Metern und annähernd 200 m gegliedert. Im Norden des Gebiets (Südschwarzwald–Randen–Hegau) treten dabei in der Freiburg–Bonndorf–Bodensee-Störungszone die NW–SO-, im Süden (Dinkelberg, Hochrhein, fortgesetzt im Tafeljura) die SSW–NNO-streichenden Elemente in den Vordergrund, ohne die jeweils anderen ganz zu verdrängen. Wegen des Höhenversatzes werden die Strukturen meist als tektonische Gräben und Horste dargestellt, doch zeigen Harnischflächen und Herdflächenlösungen rezenter Erdbeben rechtslaterale (NW–SO-) bzw. linkslaterale (SSW–NNO-Brüche) Bewegungen. Die vertikalen Sprunghöhen sind diesen Horizontalbewegungen offenbar nachgeordnet und möglicherweise sekundäre Ausgleichsbewegungen infolge der Aufwölbung und Verkippung der Kruste zwischen Faltenjura und Oberrheingraben. Im Klettgau stellt die Siglistorf-Antiklinale, die aus dem Aargau nach Norddosten in den Untergrund von Hohentengen einstreicht, den Nordrand des Faltenjura dar.

Oberschwäbisches Molassebecken

Nordöstlich von Bodensee und Hegau zeigt sich in allen Schichtlagerungskarten das oberschwäbische Segment des Molassebeckens als Gebiet kontinuierlich nach Südosten einfallender Schichtgrenzen. Der südöstliche Rand gegen die Faltenmolasse liegt bereits außerhalb des Landesgebietes, ebenso der östliche Übergang in das auch faziell abweichende oberbayerische Segment des Molassebeckens. Im Allgäu zeigt sich die Nähe der Nordrandstörung der Faltenmolasse jedoch in der Schichtlagerung der Oberen Süßwassermolasse, die hier verkippt wurde und nach Norden einfallend ausstreicht („Aufgerichtete Molasse“). Der nordwestliche Rand der tektonischen Region Molassebecken wird etwa am heutigen Donaulauf durch die Molasseflexur (Albsüdrandflexur) bestimmt, an der das allgemeine Einfallen des Tafeldeckgebirges über kurze Distanz von weniger als 1° im Gebiet der Alb auf etwa 5° unter dem Molassebecken zunimmt. Der Nordrand der tektonischen Region deckt sich damit nicht genau mit dem nördlichen Rand des Sedimentbeckens, das im Miozän bis wenigstens an die Klifflinie auf das Gebiet des Südlichen Schichtstufenlandes (Flächenalb) übergriff.

Die wichtigsten tektonischen Bruchlinien dieser Zone sind NW- und NO-streichende Dehnungsbrüche, die sich im Querschnitt als teils nord-, teils südfallende Abschiebungen darstellen. Die Sprunghöhe erreicht selten mehr als 100 m. An diesen Störungen wurde das mesozoische Deckgebirge zusammen mit den älteren auflagernden Molassesedimenten versetzt, während die Störungen im Hangenden von jüngeren Sedimenten überdeckt werden. Die Störungen lassen sich dadurch im Süden in das Oligozän datieren und verjüngen sich nach Norden bis in das Miozän (Bachmann & Müller, 1992). Die Orientierung dieser Brüche schräg zur alpinen Einengung legt nahe, dass sie zunächst als Scherbrüche angelegt, dann aber in einer vorübergehenden Dehnungsphase als Abschiebung reaktiviert wurden (Laubscher, 1970).

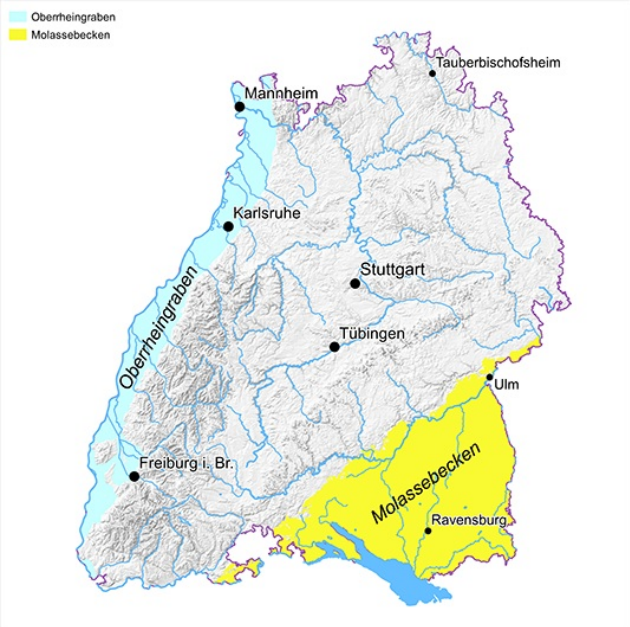
Literatur

- Bachmann, G. H. & Müller, M. (1992). *Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin.* – Eclogae Geologicae Helvetiae, 85, S. 519–530.
- GeORG-Projektteam (2013a). *Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Teil 1: Ziele und Ergebnisse des Projekts (Zusammenfassung).* – LGRB-Informationen 28, S. 1–103.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Illies, J. H. (1978). *Neotektonik, geothermale Anomalie und Seismizität im Vorfeld der Alpen.* –Oberrheinische Geologische Abhandlungen, 27, S. 47–78.
- Illies, J. H. (1982). *Der Hohenzollerngraben und Intraplatten-Seismizität infolge Vergitterung lamellärer Scherung mit einer Riftstruktur.* – Oberrheinische Geologische Abhandlungen, 31, S. 47–78.
- Laubscher, H. P. (1970). *Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens.* – Illies, J. H. & Mueller, S. (Hrsg.). Graben Problems, S. 79–87, Stuttgart (Schweizerbart).
- Reinecker, J. & Schneider, G. (2002). *Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollerngraben und die Albstadt-Erdbeben.* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 84, S. 391–417.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 03.02.23 - 15:22):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/tektonik-schichtlagerung/tektonische-regionen

Tiefe Geothermie in Baden-Württemberg



Die Untergrundtemperaturen sind im Oberrheingraben und im Molassebecken erhöht. Die beiden Regionen sind deshalb für die Nutzung der tiefen Geothermie in Baden-Württemberg besonders geeignet.

Für die Nutzung der tiefen Geothermie bieten sich in Baden-Württemberg vor allem der Oberrheingraben und das Molassebecken an. In diesen Gebieten liegen sogenannte positive Temperaturanomalien vor, d. h. in der Tiefe werden deutlich höhere Temperaturen angetroffen als im restlichen Baden-Württemberg. Daneben haben topografische Höhenunterschiede, wie zwischen Schwarzwald und Oberrheingraben, signifikante Auswirkungen auf die Temperaturverteilung im Untergrund. Dort führen aus größerer Tiefe aufsteigende Thermalwässer (z. B. Baden-Baden) zu erhöhten Temperaturen in ihrem weiteren Umfeld. Auch südöstlich von Stuttgart (Bereich Bad Urach–Bad Boll) sind die Untergrundtemperaturen erhöht.

Die äußerst vielfältige Geologie von Baden-Württemberg führt zu einer unterschiedlichen räumlichen Verteilung der Wärmeleitfähigkeit und damit der Temperatur im Untergrund des Landes.

Temperaturverteilung in Baden-Württemberg in 500 m u. Gel. (Mittelwert für Baden-Württemberg: 32 °C, deutschlandweiter Mittelwert: 23 °C)

In Baden-Württemberg sind die Untergrundtemperaturen höher als in anderen Gebieten Deutschlands (Schellschmidt & Stober, 2008). Sie liegen in 500 m Tiefe im Mittel bei 32 °C und in 2500 m Tiefe bei ca. 105 °C. Diese sehr günstigen Temperaturverhältnisse sind für eine geothermische Nutzung vorteilhaft, da zur Erreichung eines bestimmten Temperaturniveaus geringere Bohrtiefen erforderlich sind.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Temperaturverteilung in Baden-Württemberg in 2500 m u. Gel. (Mittelwert für Baden-Württemberg: 105 °C, deutschlandweiter Mittelwert: 79 °C)

Die geothermische Nutzung der Thermalwässer in Baden-Württemberg hat eine lange Tradition. So nutzten beispielsweise bereits die Kelten und Römer an der Erdoberfläche austretende Thermalwasservorkommen bei Baden-Baden und Badenweiler. Heutzutage werden die Thermalwässer vorzugsweise für Erlebnisbäder oder für Heilzwecke genutzt, mit lokaler Nutzung der Erdwärme zur Gebäudeheizung. In Baden-Württemberg werden neben den relativ wenigen natürlichen, frei an der Erdoberfläche austretenden Thermalwässern insbesondere Thermalwässer genutzt, die künstlich, d. h. mit Tiefbohrungen erschlossen wurden. Durch seine vielfältigen Thermalbadeorte ist Baden-Württemberg auch als Bäderland von Deutschland bekannt. Der freie Auslauf und die Förderrate von unterschiedlich mineralisiertem Thermalwasser mit Temperaturen zwischen 20 °C und 69 °C liegen derzeit in Baden-Württemberg bei 200 l/s (Schloz & Stober, 2006).

Informationen über das geothermische Potenzial im Oberrheingraben und im Molassebecken können über die Internetportale der Projekte GeotIS (https://www.geotis.de), GeORG (http://www.geopotenziale.org) und GeoMol (http://www.geomol.eu) abgerufen werden.

Literatur

- Schellschmidt, R. & Stober, I. (2008). *Untergrundtemperaturen in Baden-Württemberg.* – LGRB-Fachbericht, 02/08, S. 1–28, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Schloz, W. & Stober, I. (2006). *Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (überarbeitete Fassung).* – LGRB-Fachbericht, 02/06, S. 1–20, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 30.09.20 - 09:09):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geothermie/tiefe-geothermie/tiefe-geothermie-baden-wuerttemberg

Silizium

Geogene Grundgehalte für Siliziumoxid

Silizium (als SiO_2) ist mit einem Anteil von 28,2 % nach Sauerstoff das zweithäufigste Element in der kontinentalen Erdkruste. Elementar kommt Silizium in der Natur nicht vor, wegen seines lithophilen Charakters tritt es in Gesteinen stets vierwertig als Siliziumdioxid (Quarz, SiO_2) oder in Form von Silikaten auf. Silikate bestehen aus SiO_4-Tetraedern, in denen ein Siliziumatom von vier Sauerstoffatomen umgeben ist. Zum Ladungsausgleich werden andere Metall-Kationen eingebaut. In Alumosilikaten ist ein Teil des Siliziums durch Aluminium substituiert. Quarz und Silikate machen zusammen etwa 90 % der Erdkruste aus. Die mit Abstand häufigsten Silikate sind die Feldspäte, weitere Wichtige sind Glimmer, Tonminerale, Amphibole und Pyroxene.

Der flächengewichtete Median für die oberflächennahen Gesteine Baden-Württembergs beträgt 48,57 % SiO_2, entsprechend 22,7 % Si. Für die baden-württembergischen Gesteine zeigt sich damit eine Abreicherung ihres Gehalts an Silizium gegenüber dem CLARKE-Wert für die obere Erdkruste.

Die P 90-Werte für SiO_2 in den dieser Studie zu Grunde liegenden petrogeochemischen Einheiten streuen sehr deutlich zwischen 11,5 % und 94,16 %.

Niedrige Werte (P 90: < 45 %) finden sich in quartären Süßwasserkalken, im Oberjura, im Oberen und im Mittleren Muschelkalk.

Erhöhte Werte (P 90: > 45–65 %) weisen Tertiärschichten des Schichtstufenlandes, tertiäre Magmatite und Impaktgesteine , Unterjura und Unterkeuper auf.

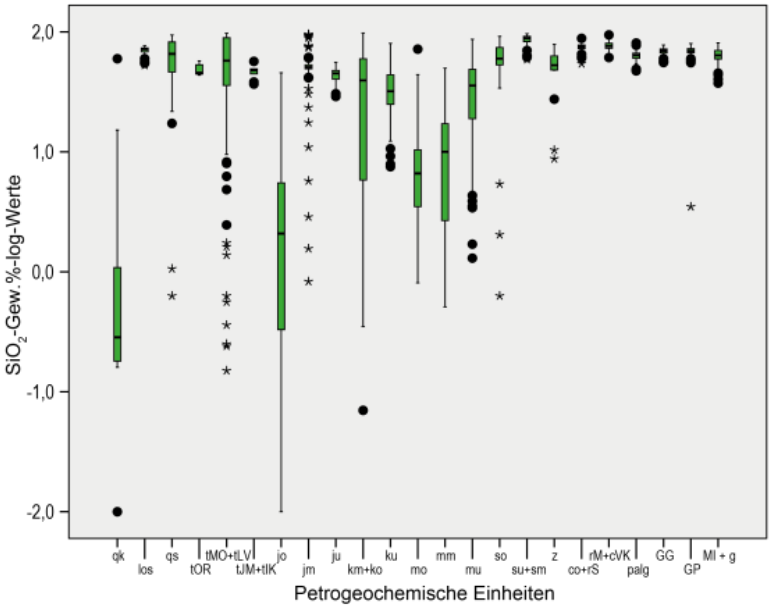
Hohe Werte (P 90: > 65–80 %) treten in Lösssedimenten, im Mitteljura, Unteren Muschelkalk, Zechstein, in Karbon- und Rotliegend-Sedimenten, im gefalteten Paläozoikum, in basisch-intermediären Permokarbon-Magmatiten, variskischen Intrusiva sowie in Migmatiten und Gneisen auf.

Sehr hohe Werte (P 90: > 80 %) wurden in Quartärschichten (Kiese u. Sande), im Tertiär des Molassebeckens, im Ober- und Mittelkeuper, im gesamten Buntsandstein und in den sauren Permokarbon-Magmatiten (insbesondere in Quarzporphyren) angetroffen.

Die niedrigsten 90. Perzentilwerte treten in den weitgehend reinen Kalksteinserien auf. Kleinere SiO_2-Gehalte gehen hier häufig auf biogene SiO_2-Anreicherungen durch Kieselalgen, Schwämme oder Radiolarien zurück. In Sedimenten korrelieren SiO_2-Gehalte mit dem Ton- und Sandanteil. Die höchsten SiO_2-Gehalte weisen (Quarz-)Sande und -Sandsteine auf, beispielsweise quartäre Sande, Molassesandsteine, Keupersandsteine und Buntsandstein.

Magmatische Gesteine werden u. a. durch ihren SiO_2-Gehalt klassifiziert: Gesteine mit 45–52 % SiO_2 werden als basisch, mit niedrigerem SiO_2-Gehalt als ultrabasisch, mit höherem Gehalt als intermediär und über 65 % SiO_2 als sauer bezeichnet. Der saure Rotliegend-Magmatismus hebt sich durch seinen Reichtum an SiO_2 vom basischen tertiären Vulkanismus deutlich ab. In basischen und ultrabasischen Gesteinen kann alles SiO_2 in Silikaten gebunden sein, es kommt dann nicht mehr zur Bildung von freiem Quarz. Im Gegensatz zu Quarz verwittern Silikate unter Oberflächenbedingungen in unterschiedlich starkem Maße. Für die Bodenbildung und dessen Anreicherung mit Nährstoffen besonders wichtig ist der Vorgang der wässrigen Lösung (Hydrolyse) von Feldspäten, bei der es zur Neubildung von Tonmineralen und zur Freisetzung von pflanzenverfügbaren Nährstoff-Kationen kommt. In grober Näherung ist deshalb der SiO_2-Gehalt eines Gesteins ein Anzeiger für den Nährstoffgehalt daraus hervorgehender Böden: Je weniger SiO_2 (= Quarzgehalt), desto mehr Silikate (auch Karbonate u. a.), desto höher der Nährstoffgehalt des künftigen Bodens.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Boxplots für Siliziumoxid (SiO_2); Gehalte in %

Statistische Kennwerte für Silizium (SiO_2, in%) für die verschiedenen petrogeochemischen Einheiten in Baden-Württemberg:

Geochemische Einheit	Kürzel	Anzahl (n)	Minimum	Maximum	Mittelwert	Std. Abw.	P 90	Median (P 50)
Quartär								
Junger Süßwasserkalk	qk	16	0,01	59,79	5,51	15,04	11,68	0,29
Lösssediment	los	40	52,65	76,8	69,71	6,22	74,41	71,89
Quartärschichten (Kiese u. Sande)	qs	149	0,63	94,36	64,00	19,61	87,91	65,60
Tertiär								
Tertiär des Schichtstufenlandes	tOR	10	43,59	57,4	48,43	5,12	53,94	45,66
Tertiär des Molassebeckens	tMO+tLV	134	0,15	97,6	56,41	30,87	92,81	57,55
Tertiäre Magmatite und Impaktgesteine	tJM+tIK	10	36,75	56,82	46,46	5,76	49,97	47,93
Jura								
Oberjura	jo	1186	0,01	45,66	4,02	5,17	11,50	2,09
Mitteljura	jm	133	0,83	95,58	53,49	17,37	76,59	50,89
Unterjura	ju	125	28,96	55,71	43,88	5,29	48,94	45,10
Trias								
Mittel- und Oberkeuper	km+ko	616	0,07	97,83	38,66	30,15	86,55	39,44
Unterkeuper	ku	25	7,52	80,36	34,64	18,92	51,87	32,06
Oberer Muschelkalk	mo	223	0,81	71,88	8,98	8,59	19,17	6,61
Mittlerer Muschelkalk	mm	109	0,51	49,84	11,80	10,49	25,76	10,01
Unterer Muschelkalk	mu	117	1,3	86,76	36,30	21,91	70,31	35,67
Oberer Buntsandstein	so	64	0,63	91,79	60,22	19,37	84,91	59,94
Unterer und Mittlerer Buntsandstein	su+sm	111	58,86	96,6	86,42	8,04	94,16	88,54
Perm-Oberkarbon								
Zechstein	z	15	8,76	78,85	50,48	20,54	70,50	52,79
Karbon- und Rotliegend-Sedimente	co+rS	29	54,28	88,42	73,77	7,32	79,35	75,14
Saure Permokarbon-Magmatite	rM+cVK	50	61,17	94,45	76,62	7,24	85,75	76,21
Nichtkristallines Grundgebirge								
Gefaltetes Paläozoikum	palg	61	47,38	80,86	63,48	5,63	68,06	63,94
Kristallines Grundgebirge								
Basisch-intermediäre Permokarbon-Magmatite	GG	123	55,56	77,71	68,82	4,43	73,83	69,70
Variskische Intrusiva	GP	255	3,49	80,1	69,07	5,70	73,84	69,44
Migmatite und Gneise	MI+gn	137	37,43	80,97	63,94	7,80	74,15	63,82
Alle Einheiten		**3738**	**0,01**	**97,83**	**Flächengewichteter Median**			**48,57**

Externe Lexika

WIKIPEDIA

- Silizium

Quell-URL (zuletzt geändert am 02.02.23 - 13:22):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geologie/geogene-grundgehalte-hintergrundwerte-den-petrogeochemischen-einheiten-baden-wuerttemberg/silizium

Schwäbische Alb

Zahlreiche Aufschlüsse in den Karbonatgesteinen des Oberjuras erlauben einen Einblick in den Untergrund der Schwäbischen Alb. Häufig handelt es sich um Steinbrüche mit Verkarstung und Spaltenfüllungen aus tertiärzeitlichem Verwitterungsmaterial. Im Süden der Alb kommen Aufschlüsse in tertiären Molassesedimenten dazu. Als Besonderheiten gelten die im Nördlinger Ries aufgeschlossenen Impaktgesteine oder die Vulkanite der Uracher Alb. Hinzu kommen Straßen- und Wegeinschnitte, Rutschungshänge oder natürliche Felsbildungen. Weiterführende Informationen zur Geologie der Schwäbischen Alb finden sich beispielsweise bei Villinger (2006a).

Vor dem Besuch von Abbaustellen sind Betretungsrechte und Hinweise auf mögliche Gefahren zu klären bzw. zu beachten.

Bisher bearbeitete Objekte

Bergrutsch am Hirschkopf bei Mössingen

Tuffschlot Neuffener Steige

Böttinger „Marmor“

Brackwassermolasse bei Klettgau-Riedern

Weiterführende Links zum Thema

- Geopark Schwäbische Alb

Literatur

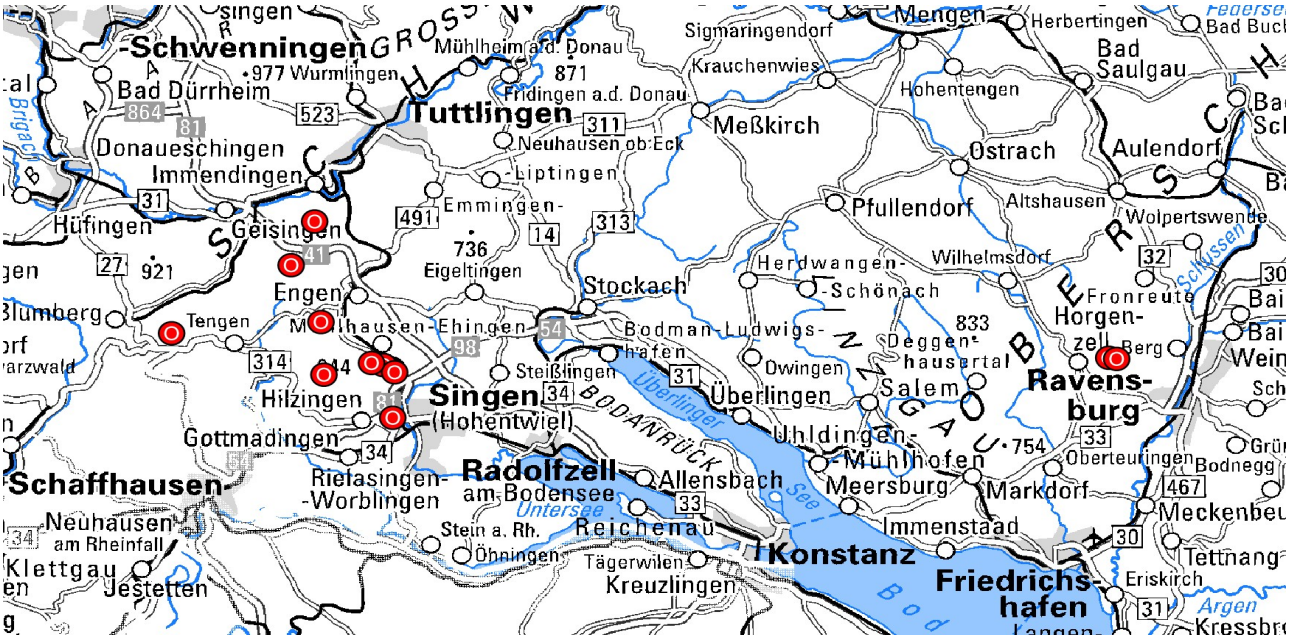
- Villinger, E. (2006a). *Die Schwäbische Alb – eine geologische Bilderbuchlandschaft.* – Rosendahl, W., Junker,

B., Megerle, A. & Vogt, J. (Hrsg.). Schwäbische Alb, S. 8–23, München (Wanderungen in die Erdgeschichte, 18).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 07.02.23 - 15:04):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/aufschluesse/schwaebische-alb

Alpenvorland



Eine reiche Auswahl geotouristisch interessanter Landschaftsausschnitte und Felsbildungen findet sich im Alpenvorland. Zum einen handelt es sich um Landschaftsformen und erratische Blöcke, die im Zusammenhang mit der früheren Vergletscherung entstanden sind, zum anderen auch um Felsen, Schluchten, Rutschungen und Talbildungen in Molassegesteinen. Hinzu kommen die vulkanischen Bildungen des Hegaus.

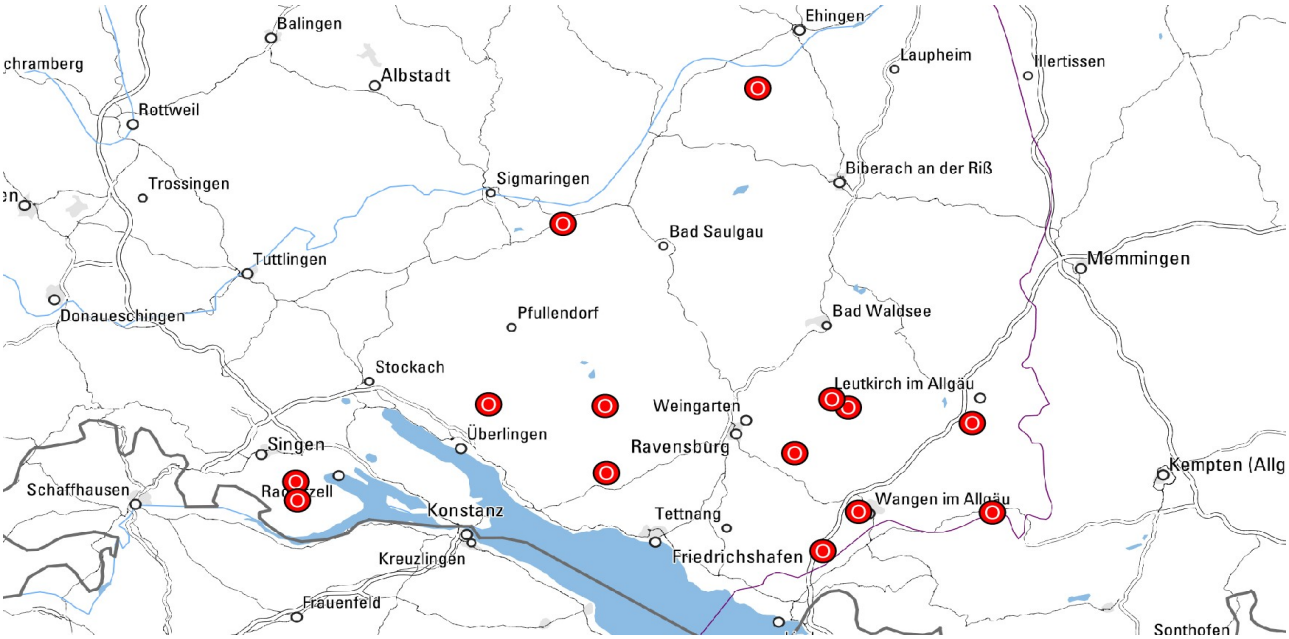
Bisher bearbeitete Objekte

Hegau-Vulkane

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 04.08.20 - 16:09):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/landschaftsteile-felsen/alpenvorland

Alpenvorland



Blick vom Höchsten nach Südsüdosten über den Bodensee bei Friedrichshafen zu den Alpen

In der meist hügeligen Landschaft des Alpenvorlands bietet sich von den höheren Erhebungen oft ein weiter Blick über die Landschaft. Für die Fernsicht eignen sich mehrere Aussichtstürme, die Vulkanberge des Hegaus oder die höheren Molasseberge wie der Bussen östlich von Riedlingen oder der Höchsten westlich von Ravensburg. An vielen Punkten bietet sich nicht selten eine beeindruckende Sicht über das Bodenseebecken auf das Alpenpanorama.

An dieser Stelle sollen nach und nach einige Aussichtstürme und sonstige besondere Aussichtspunkte im Alpenvorland vorgestellt werden. Dazu werden kurze Erklärungen zu Landschaft und Geologie sowie Verlinkungen zu den weiterreichenden fachlichen Inhalten in LGRBwissen angeboten.

Bisher bearbeitete Objekte

Pavillon auf dem Höchsten bei Illmensee-Illwangen

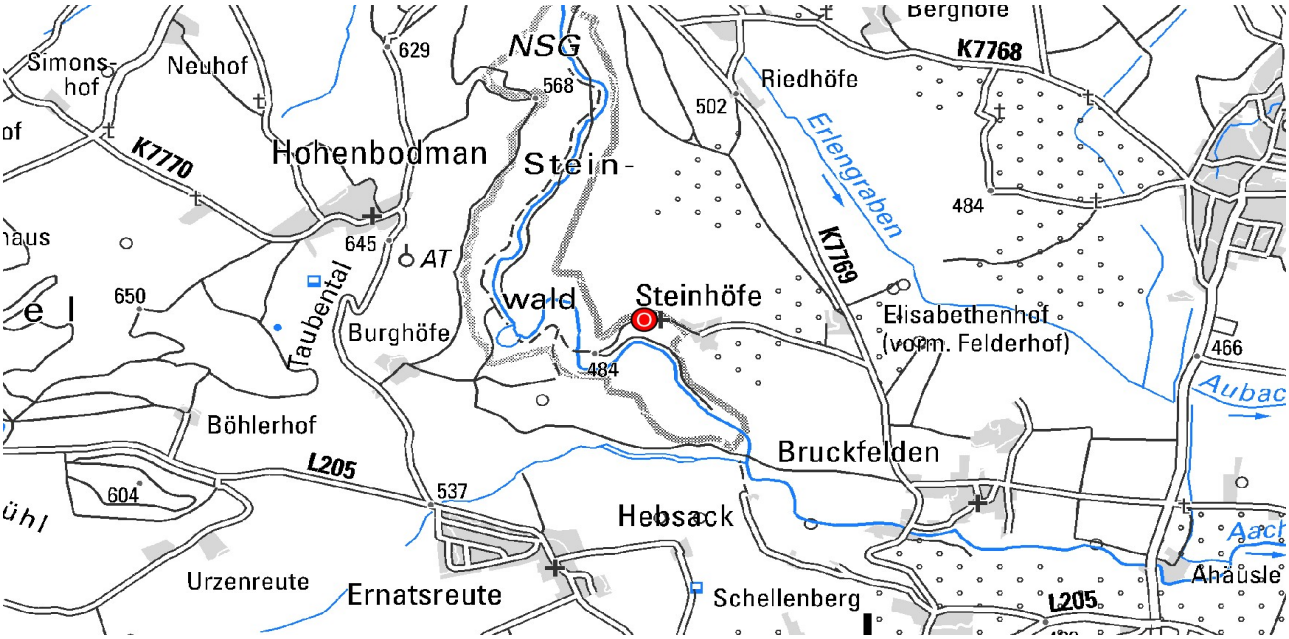
Turm Hohenbodman bei Owingen

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 09.08.21 - 16:36):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/ausgewaehlte-aussichtspunkte-0/alpenvorland

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Aachtobel bei Überlingen-Lippertsreute



Prallhang aus Sandstein der Oberen Meeresmolasse im Aachtobel bei Überlingen-Lippertsreute

Das im Linzgau gelegene Flüsschen Aach (auch Linzer Aach) hat sich nach dem Abschmelzen der Gletscher am Ende der letzten Kaltzeit seinen Weg nach Süden ins Bodenseebecken gesucht und sich dabei zwischen Herdwangen-Schönach-Großschönach und Frickingen-Bruckfelden 80–120 m tief in die weichen Molassegesteine eingeschnitten. Besonders im unteren Talabschnitt zwischen Owingen-Hohenbodman und den zu Überlingen-Lippertsreute gehörenden Steinhöfen ist dabei ein imposanter rund 2 km langer schluchtartiger Talabschnitt entstanden. Ungefähr 200 m westlich der Steinhöfe sind am nördlichen Prallhang oberhalb einer flachen Halde bis zu 12 m mächtige Sandsteinschichten der tertiären Oberen Meeresmolasse aufgeschlossen. In diese weichen Sandsteine wurden Keller, Grotten sowie die Wallfahrtskapelle „Maria im Stein“ gegraben. In die Sandsteine sind zum Hangenden hin zunehmend Mergelschichten eingeschaltet.

Der Aachtobel beherbergt viele ökologisch wertvolle Pflanzengesellschaften und wurde daher schon 1939 unter Naturschutz gestellt. Talabwärts, wo sich das Tal in den würmzeitlichen Glazialablagerungen weitet, wird der Flussabschnitt auch Salemer Aach genannt. Er vereinigt sich unterhalb von Salem mit der Deggenhauser Aach und mündet als Seefelder Aach bei Unteruhldingen in den Bodensee.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Quellaustritte über undurchlässigen Mergellagen führen an den Molassehängen des Aachtobels verbreitet zu vernässten Hangabschnitten mit Rutschungen.

Kalktuffausfällungen bilden kleine Gefällsstufen in den Quellbächen.

Weiterführende Links zum Thema

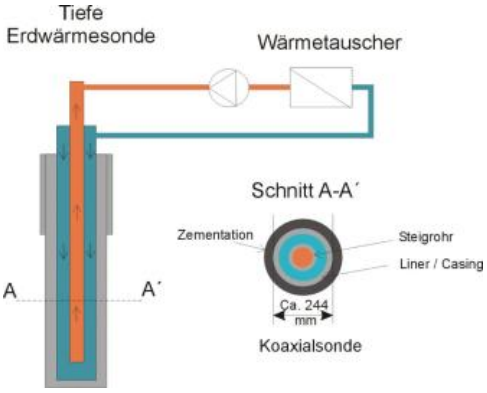
- Naturschutzgebiet Aachtobel
- Umweltportal Baden-Württemberg / Aachtobel

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 20.02.23 - 08:56):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/bachbetten-prallhaenge-wasserfaelle/alpenvorland/aachtobel-bei-ueberlingen-lippertsreute

Mitteltiefe Geothermie

Der mitteltiefen Geothermie wird häufig der Tiefenbereich von ca. 400–1000 m zugeordnet. Der Begriff ist allerdings nicht fest definiert (Michalzik, 2013; Stober et al., 2016). Zu den geothermischen Nutzungssystemen der mitteltiefen Geothermie gehören tiefe Erdwärmesonden sowie tiefe Aquiferspeicher (Tiefe Geothermie).



Schematische Darstellung einer koaxialen Erdwärmesonde (GeoMol LCA-Projektteam, 2015a)

Tiefe Erdwärmesonden sind vertikal geschlossene Wärmetauscher, die in Bohrungen von mehr als 400 m Tiefe installiert werden. In das Bohrloch wird eine Koaxial- oder Doppel-U-Sonde installiert. Dabei können vorkonfektionierte Systeme eingesetzt werden. Daneben besteht die Möglichkeit, das vollverrohrte Bohrloch durch den Einbau einer Steigleitung als Koaxialsonde auszubauen.

Literatur

- GeoMol LCA-Projektteam (2015a). *GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken. Abschlussbericht des Pilotgebiets Bodensee – Allgäu.* – LGRB-Informationen, 30, S. 1–142.
- Michalzik, D. (2013). *Mitteltiefe Geothermie – was ist das?.* – Geothermische Energie, 76, S. 30–31.
- Stober, I., Fritzer, T., Obst, K., Agemar, T. & Schulz, R. (2016). *Tiefe Geothermie – Grundlagen und Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland.* 4. überarb. Aufl., 87 S., Hannover (Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG)).

Cookie-Einstellungen

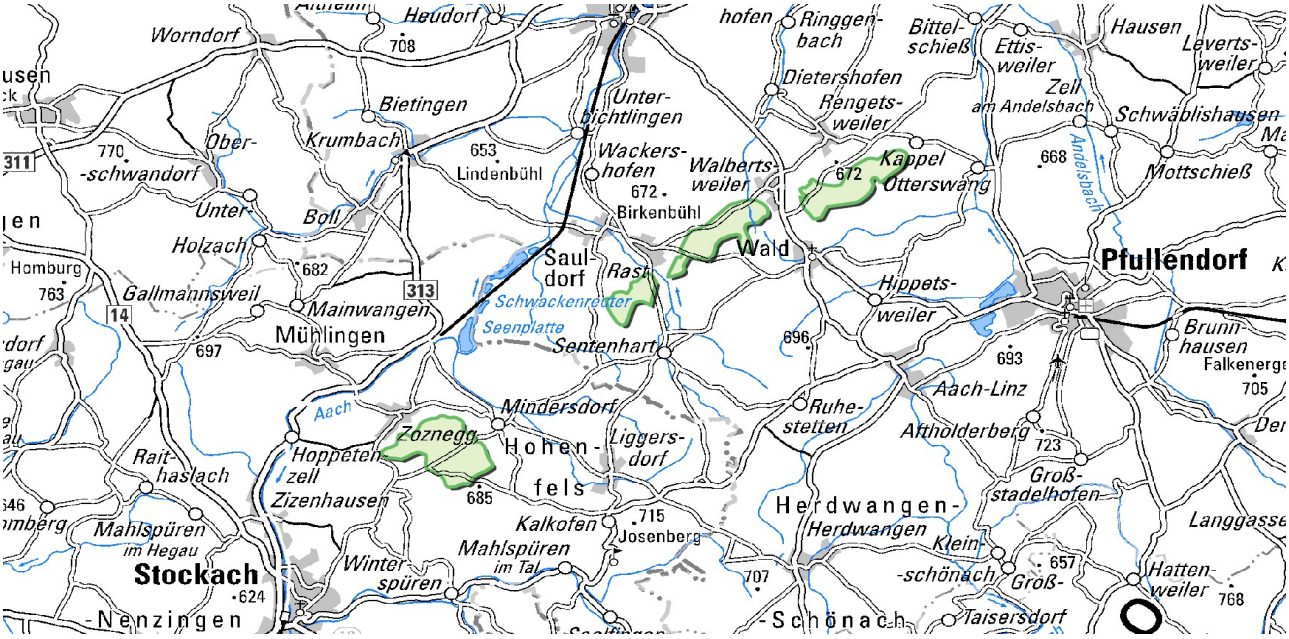
Quell-URL (zuletzt geändert am 30.09.20 - 09:29):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geothermie/mitteltiefe-geothermie

Quarzsande des Grobsandzugs - Oberschwaben

Verbreitungsgebiet: Nordwestlich Oberschwaben zwischen Stockach, Meßkirch und Pfullendorf

Erdgeschichtliche Einstufung: Grobsandzug (tGSZ, Obere Meeresmolasse), Tertiär

(Hinweis: Die Rohstoffkartierung liegt noch nicht landesweit vor. Der Bearbeitungsstand der Kartierung lässt sich in der Karte über das Symbol "Themenebenen" links oben einblenden.)



Lagerstättenkörper

Abbauwand aus Sanden mit Schräg- und Horizontalschichtung.

Der Grobsandzug der Oberen Meeresmolasse ist ein schmaler und langgestreckter, küstenparallel verlaufender **Sedimentationskörper des Molassemeeres**. Er ist teilweise gut als Höhenzug erkennbar und lässt sich von Friedingen (NO Singen) über die Nellenburg (W Stockach) – Zizenhausen (N Stockach) – Mindersdorf – Rast – Walbertsweiler – Rengetsweiler – Hausen am Andelsbach bis Rosna (S Mengen) verfolgen. Die Abgrenzung der **wirtschaftlich interessanten Bereiche** erfolgt durch die nutzbare Mächtigkeit, die Überlagerungsmächtigkeit nicht verwertbarer Schichten sowie durch die Verzahnung mit Sandschiefer, Muschelsandstein und Grobsandsteinen an den Rändern und im Liegenden.

Gestein

Die Grobsandfazies besteht überwiegend aus **fein- und grobsandigen, schwach schluffigen Mittelsanden**, welche schwach fein- bis mittelkiesig sind. Der Kiesanteil liegt zwischen 2,5–5 %. Der Ton- und Schluffgehalt beträgt etwa 2 %. Teilweise kommen **reine Grobsande** vor. Kennzeichnend sind die Glaukonitführung und die oft ausgeprägte **Schrägschichtung**. Neben karbonatfreien Partien ist der überwiegende Teil der Sande karbonatisch. Gelegentlich sind diese zu karbonatisch zementierten Sandsteinen verfestigt. Vor allem im unteren Abschnitt sind die Grobsande feinkiesig und häufig reich an Molluskenschalen, zum Teil liegen regelrechte Schillsande vor. Die Sande haben eine **hellgelbliche sowie hell- bis mittelbraune** Farbe. Neben den karbonatisch verfestigten Lagen treten, abgesehen von Karbonatanreicherungen, vereinzelt Karbonatknollen auf. Insgesamt weist der Grobsandzug eine lithologisch recht inhomogene Zusammensetzung auf.

Karbonatisch verfestigte Sandsteinlagen und Kalkkonkretionen.

Petrographie

Korngrößenverteilung für den Grobsandzug im Raum Pfullendorf-Meßkirch:

Korngröße	Minimum [%]	Maximum [%]
Ton/Schluff (< 0,063 mm)	1,8	2,5
Sand (0,063–< 2 mm)	92,3	95,3
Feinsand (0,063–< 0,2 mm)	9,8	13,3
Mittelsand (0,2–< 0,63 mm)	76,0	78,8
Grobsand (0,63–< 2 mm)	5,5	6,1
Fein- bis Mittelkies (2–< 16 mm)	2,5	5,2

Geröllpetrographische Zusammensetzung der Fraktion 11–22 mm:

Petrographie	Anteil [%]
Quarze	9
Quarzite	9
kalkige Sandsteine	82

Chemische Zusammensetzung (ohne Glühverlust):

Chemie	Minimum [%]	Maximum [%]
SiO_2	84,3	90,1
TiO_2	0,08	0,15
Al_2O_3	2,5	3,6
Fe_2O_3	1,1	1,8
MnO	0,03	0,04
MgO	0,33	0,43
CaO	0,2	5,4
Na_2O	0,24	0,29
K_2O	1,0	1,1
P_2O_5	0,05	0,14

Mächtigkeit

Geologische Mächtigkeit: Die geologische Mächtigkeit des Grobsandzugs, der die eigentlichen Grobsande, Sandschiefer und auch Sandsteine umfasst, **variiert mit 20–70 m** erheblich. Die mittlere Mächtigkeit dürfte bei **50 m** liegen.

Genutzte Mächtigkeit: Die genutzte Mächtigkeit liegt **zwischen 9 und 15 m**.

Abbauwand des Grobsandzugs mit Schrägschichtung

Gewinnung und Verwendung

Schräggeschichtete Sande.

Gewinnung: Die Sande werden mittels Radlader oder Bagger im **Trockenabbau** gewonnen und vor Ort in mobilen **Siebanlagen** aufbereitet. Die eigentliche Aufbereitung erfolgt in Krauchenwies. Zurzeit ist im Raum Stockach–Meßkirch–Pfullendorf lediglich eine Gewinnungsstelle in Betrieb. Im vorigen Jahrhundert war der Grobsandzug in zahlreichen Steinbrüchen und Sandgruben gut aufgeschlossen.

Verwendung: Die Quarzsande finden in der **Zement-, Glas- und Feuerfestindustrie** Verwendung und werden außerdem zur Herstellung von **Trockenputz** und chemischen **Bindemitteln** eingesetzt. Einige Körnungen werden beim Bau von Freizeitplätzen und als Kabelsand verwendet. In der Vergangenheit wurde das Material von den Bewohnern vor Ort als Scheuersand zum Reinigen der Dielen herangezogen.

Literatur

- LGRB (2005b). *Blatt L 7920 Sigmaringen, mit Erläuterungen.* – Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 151 S., 19 Abb., 6 Tab., 1 Kt., 1 CD-ROM, Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau). [Bearbeiter: Werner, W. & Kleinschnitz, M.]
- LGRB (2013a). *Blatt L 8120 Stockach, mit Erläuterungen.* – Karte der mineralischen Rohstoffe von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 132 S., 23 Abb., 6 Tab., 1 Kt., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau). [Bearbeiter: Kleinschnitz, M., Kimmig, B.]
- Werner, J. (1966). *Ergebnisse der Auswertung von Flachbohrungen im Bereich des Grobsandzuges der Oberen Meeresmolasse (Gebiet Stockach-Pfullendorf).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 48, S. 105–120.

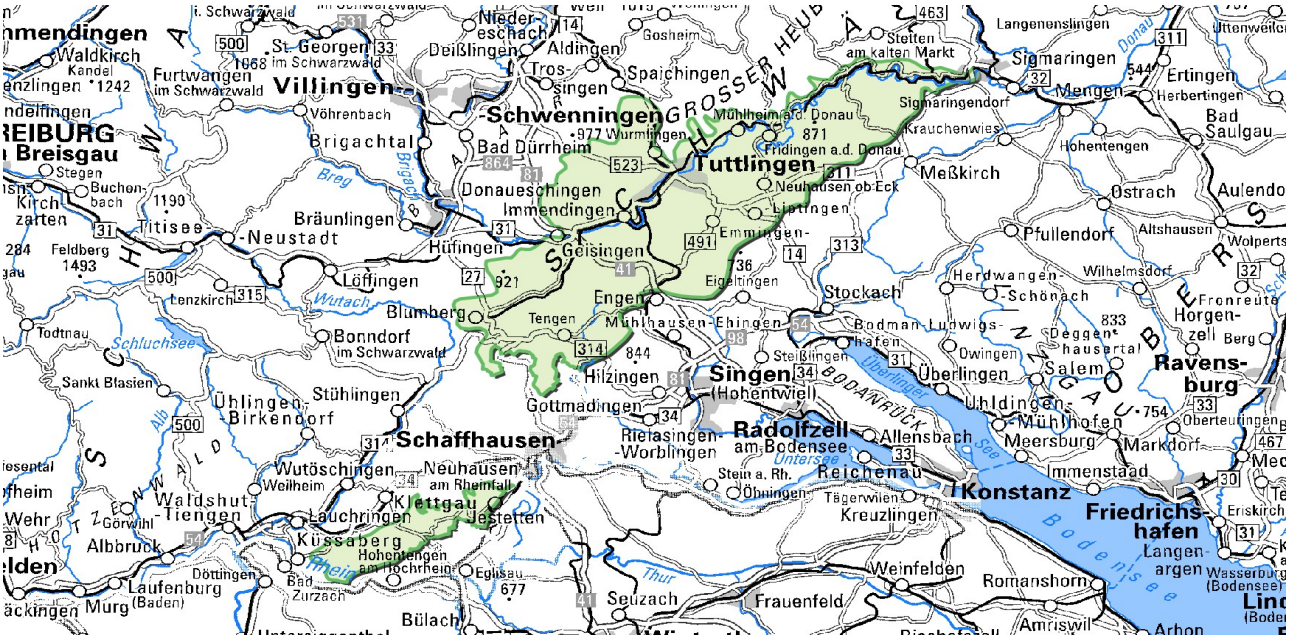
Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 12.05.22 - 16:28):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-

landes/sande-teilweise-kiesig/quarzsande-des-grobsandzugs-oberschwaben

Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen

Die Schwäbische Alb ist ein überwiegend aus Karbonatgesteinen des Oberjuras aufgebautes, verkarstetes Mittelgebirge, das sich vom Hochrhein bis zum Nördlinger Ries in SW–NO-Richtung mit einer Länge von über 200 km quer durch Baden-Württemberg erstreckt. Der Albtrauf markiert die oberste, am deutlichsten ausgeprägte Stufe der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Zur Gliederung der Bodenkarte wurde die Schwäbische Alb in vier Bodengroßlandschaften unterteilt. Die Östliche und Südöstliche Alb werden ebenso wie der große zentrale Abschnitt mit der Mittleren und Westlichen Alb jeweils separat beschrieben. Die Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen umfasst den südwestlichen Abschnitt der Schwäbischen Alb, dessen Abgrenzung sich grob an der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands orientiert (Meynen & Schmithüsen, 1955).



Lage und Abgrenzung

Blick auf die Baaralb-Schichtstufe nördlich von Geisingen

Zur **Baaralb** gehört die zwischen Geisingen und Tuttlingen nördlich der oberen Donau gelegene Albtafel, die durch mehrere Täler zerschnitten und in einzelne Tafelberge aufgelöst ist. Der von Prim und Faulenbach gebildete Talzug zwischen Spaichingen und Tuttlingen trennt die Baaralb von der Hochfläche der Westalb. Der zwischen Donau- und Aitrachtal gelegene Bergzug zwischen Geisingen und Blumberg (Länge, Eichberg, Buchberg) wird ebenfalls zur Baaralb gerechnet. Die Hochflächen der Baaralb weisen meist Höhenlagen zwischen 800 und 900 m NN auf. Traufnahe Erhebungen und vorgelagerte Zeugenberge sind oft deutlich höher (Lupfen bei Talheim 977 m NN, Zundelberg bei Spaichingen 954 m NN).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Zwischen Tuttlingen und Sigmaringen wurde auf der Nordseite des engen Durchbruchstals der **Oberen Donau** der scharfe Übergang vom Steilhang zur Hochfläche als Landschaftsgrenze zur Mittleren und Westlichen Alb herangezogen. Die nach Südosten geneigte, ca. 8–10 km breite und etwa 50 km lange Albhochfläche südlich von Aitrach und Oberer Donau wird als **Hegaualb** bezeichnet. Besonders im Südwesten der Hegaualb werden die Oberjuragesteine in weiten Bereichen von Tertiär- und örtlich von Glazialsedimenten bedeckt. Weiter südlich, an der Grenze zu den Bodengroßlandschaften Hegau und Altmoränen-Hügelland, taucht der Oberjura schließlich vollständig unter diesen Ablagerungen ab. Die Hegaualb ist im Norden zumeist 800–840 m NN hoch (Witthoh bei Emmingen-Liptingen 862 m NN) und fällt nach Süden auf ca. 650–700 m NN ab.

Das Obere Donautal westlich von Beuron-Thiergarten

Juranagelfluh-Landschaft auf der Hegaualb bei Blumberg-Kommingen

Im Südwesten, südlich von Blumberg und Tengen, grenzt die Hegaualb an den **Randen**. Die Hochflächen südlich der dort verlaufenden tektonischen Störungszone (Randenverwerfung) werden wieder vorwiegend von Oberjuragesteinen gebildet. Da in diesem Bereich die Schweizer Grenze (Kanton Schaffhausen) eine weite Ausbuchtung nach Nordwesten beschreibt, liegen nur zwei kleine Bereiche des eigentlichen Randens auf deutschem Gebiet. Es handelt sich um den Hohen Randen südöstlich von Blumberg-Fützen, der zugleich mit 930 m NN die höchste Erhebung des Randens bildet, sowie um ein kleines Gebiet südlich von Tengen-Wiechs.

Etwa 12 km weiter südwestlich macht der Grenzverlauf wieder eine Biegung nach Osten. Der größte Teil des südwestlichen Ausläufers des Randens liegt dort auf deutschem Staatsgebiet und wird als **Kleiner Randen** bezeichnet (auch „Klettgaualb“ oder „Großer Klettgaurücken“). Der nur 4–5 km breite und auf deutschem Gebiet ca. 20 km lange, zwischen Hochrheintal und Klettgauer Tal gelegene Bergrücken weist Höhenlagen zwischen 500 und 670 m NN auf. Er ist wiederum großflächig von Tertiärsedimenten und pleistozänen Glazialablagerungen bedeckt und stellt das Bindeglied zwischen Schwäbischer Alb und Schweizer Tafeljura dar.

Blick von Klettgau-Grießen nach Ostnordosten zum Kleinen Randen

Baaralb-Schichtstufe bei Seitingen-Oberflacht

Die mit Oberjuraschutt bedeckten Traufhänge wurden noch zur Baaralb bzw. zum Randen und Kleinen Randen gerechnet. Erst dort, wo an den unteren Hangabschnitten das bodenbildende Substrat überwiegend aus Mitteljuramaterial besteht, wurde die Grenze zur Baar und zum Wutach-Gebiet gezogen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Donauversickerung bei Immendingen

Das einzige größere Fließgewässer der Bodengroßlandschaft ist die an der Geisinger Pforte in die Baaralb eintretende Donau mit ihren überwiegend aus nordwestlicher Richtung einmündenden kleinen Nebenflüssen und -bächen. Als Folge der Verkarstung sind die Hochflächen der Baaralb frei von Fließgewässern. Auf der von Tertiärsedimenten bedeckten Hegaualb treten Quellen und kleine Bäche auf, die z. T. beim Übertritt in den Oberjura wieder versickern. Einzelne Bäche auf der westlichen Hegaualb entwässern durch den Hegau zum Rhein und Bodensee. Die unterirdische Wasserscheide zwischen Rhein und Donau liegt aber weiter nördlich, wie sich an den Versickerungsstellen bei Immendingen und Fridingen an der Donau im Donautal zeigt. Das dort in unterirdische Hohlräume abfließende Wasser tritt am Aachtopf bei Aach wieder zutage, um von dort zum Bodensee zu fließen. Eine ausgeprägte Wasserscheide gibt es auch am Westrand von Baaralb und Randen im Raum Blumberg, wo sich die Nebenbäche der jung eingetieften Wutach in den Albtrauf zurückschneiden. Im Osten der Hegaualb erreicht das Einzugsgebiet der Ablach noch den Südrand der Albhochfläche.

Es handelt sich bei der Bodengroßlandschaft um eine dünn besiedelte ländliche Region. Ein großer Teil entfällt auf die Südhälfte des Landkreises Tuttlingen mit der Stadt Tuttlingen als einzigem größerem Zentrum. Die Landschaften bei Blumberg sowie der Übergang zum Hegau bei Tengen und Engen gehören zum Schwarzwald-Baar-Kreis bzw. zum Landkreis Konstanz. Der Nordosten mit den Gemeindegebieten von Leibertingen und Beuron ist Teil des Landkreises Sigmaringen. Der isoliert gelegene Kleine Randen liegt im Südosten des Landkreises Waldshut.

Die Bodenkarte für die Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen beruht im Wesentlichen auf einer Übersichtskartierung sowie auf der Auswertung von Bodenschätzungskarten, Forstlichen Standortskarten und Geologischen Karten. Für das Gebiet der Kartenblätter 8316 Klettgau und 8017 Geisingen konnte die Bodenkarte 1 : 25 000 herangezogen werden (Rilling & Boll, 2002; Rilling, 2004a).

Geologisch-geomorphologischer und landschaftsgeschichtlicher Überblick

Felsbildungen aus Oberjura-Massenkalk östlich von Beuron

Die teils recht unterschiedlichen Teilgebiete der Bodengroßlandschaft besitzen die Gemeinsamkeit, dass sie alle, zumindest im tieferen Untergrund, aus Karbonatgesteinen des Oberjuras aufgebaut werden. Der **Oberjura** im Bereich von Baaralb, Oberem Donautal, Hegaualb und Randen besteht aus hellgrauen bis weißen, aus Meeresablagerungen entstandenen Kalksteinen mit mergeligen Zwischenlagen. Mächtigere Mergelsteine oder Mergelstein-Kalkstein-Wechselfolgen in bestimmten Niveaus trennen den Oberjura in verschiedene Formationen. Verbreitet treten laterale Fazieswechsel zwischen geschichteter Bankkalk- bzw. Mergelfazies und ungeschichteten, aus ehemaligen Schwammriffen entstandenen Massenkalken auf.

Blick durchs Eltatal bei Seitingen-Oberflacht nach Nordwesten zum Hohenkarpfen

Am Anstieg zum Trauf der Baaralb, an den Nordhängen des Kleinen Randens und örtlich im Donautal bilden Mergelsteine des **Unteren Oberjuras** (Impressamergel-Formation, früher Weißjura alpha) gleichmäßig geböschte, stark geneigte und steile Mittel- und Unterhänge. Sie sind meist von mehr oder weniger mächtigem Hangschutt überdeckt, der aus Gesteinsschutt aus höheren Juraschichten besteht und oft auch noch den höheren Mitteljura überdeckt. Wo mächtigerer Hangschutt fehlt, machen sich die Impressamergel oft durch ein ausgeprägtes Rutschungsrelief bemerkbar. Im Grenzbereich zu den überlagernden Kalksteinen sind immer wieder Quellaustritte festzustellen. Die Impressamergel-Formation besteht überwiegend aus Mergelsteinen, in die nach oben zunehmend dünne Bänke aus Kalkmergel-, Mergelkalk- und Kalksteinen eingeschaltet sind. Darüber gehen sie am Kleinen Randen, am Randen und auf der Baaralb oft in meist verschwammte Kalk- und Kalkmergelsteine über (Hornbuck-Schichten, Untere Lochen-Schichten).

Den oberen Steilanstieg am Kleinen Randen, an den Traufhängen der Baaralb und den größten Teil der Baaralb-Hochflächen bilden die mächtigen Kalksteinbänke der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation (früher Weißjura beta). Es handelt sich meist um regelmäßige 10–60 cm dicke hellgrau-weiße, durch dünne Mergelfugen getrennte Bänke aus dichtem Kalkstein. Im untersten Teil sind dünne mergelige Lagen eingeschaltet. Auch auf der Südseite des Aitrachtals sowie am Randen bilden sie noch Hochflächenränder und Hänge. Entlang der Donau treten sie talabwärts bis Mühlheim an der Donau an den Hängen in Erscheinung. Weiter östlich, bis unterhalb von Beuron, sind sie durch Schwammkalke vertreten (Mittlere Lochen-Schichten).

Steinbruch in der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation am „Herrenkäpfle“ bei Geisingen

Die Gesteine des **Mittleren Oberjuras** kommen ebenfalls sowohl in gebankter als auch in verschwammter Fazies vor. Die grauen Mergelsteine, Kalk- und Kalkmergelbänke der Lacunosamergel-Formation (früher Weißjura gamma) sind inselhaft auf den Baaralb-Hochflächen verbreitet. An den Hängen des Donautals und des Kleinen Randens bilden sie häufig Hangverflachungen. Die darüber folgenden, oft dickbankigen, durch Mergellagen unterbrochenen Kalkbänke der Untere Felsenkalke-Formation (früher Weißjura delta) kommen zwischen Geisingen und Tuttlingen ebenfalls noch auf den Baaralb-Hochflächen vor. Darüber hinaus tritt die Formation an den Hängen und in Scheitelbereichen von Bergspornen im Donautal in Erscheinung. Zudem bildet sie die Traufkante und die Oberhänge auf der Nordseite des Kleinen Randens. Die ebenfalls meist dickbankige, bereichsweise viele Kieselknollen führende Obere Felsenkalke-Formation (früher Weißjura epsilon) hat ihr Hauptverbreitungsgebiet an Oberhängen und Hochflächenrändern entlang der Oberen Donau.

Das obere Donautal bei Beuron-Hausen im Tal

In weiten Bereichen ist der Mittlere Oberjura in verschwammter Fazies ausgebildet (Unterer Massenkalk, Obere Lochenschichten). Die schichtungslosen, massigen Kalksteine bilden u. a. die Steilhänge und markanten Felsformationen im Donau-Durchbruchstal östlich von Tuttlingen.

Der Rabenfelsen bei Thiergarten

Auch im **Oberen Oberjura** (früher Weißjura zeta) treten großflächig massige Schwammkalke auf (Oberer Massenkalk), die beispielsweise südwestlich und nordöstlich von Leibertingen flachkuppige Hochflächen bilden. Örtlich enthalten sie viele Kieselknollen, die sich im Verwitterungslehm anreichern können. Die Oberen Massenkalke sind ebenso wie die Unteren Massenkalke in manchen Bereichen diagenetisch verändert und in Dolomitstein oder daraus wiederum zu grobkristallinem, „zuckerkörnigem“ Kalkstein (Dedolomit) umgewandelt. Oft ist dieser von Hohlräumen unterschiedlicher Größe durchsetzt („Lochfels“).

Oberes Donautal bei Inzigkofen

Massenkalkfelsen mit dahinter liegender Zementmergelschüssel bei Schloss Bronnen östlich von Fridingen an der Donau

Dünnbankige Kalksteine mit Mergelsteinlagen (Liegende Bankkalk-Formation) bilden v. a. die flachen Hochflächenränder südlich der Donau zwischen Immendingen und Fridingen. Auch die darüber liegenden Gesteine der Zementmergel-Formation kommen auf den Hochflächen am Nordrand der Hegaualb vor, treten aber auch besonders nördlich von Engen bodenbildend in Erscheinung. Es handelt sich vorwiegend um Mergelsteine, denen aber auch reichlich härtere Mergelkalksteine zwischengeschaltet sind. Auch im obersten Bereich sind die Mergel z. T. durch bioklastische Kalksteine ersetzt (Hattingen-Trümmerkalke, „Raue Kalke“). Der Ausstrichbereich der Zementmergel liegt überwiegend im schwach bis mittel geneigten Gelände. Örtlich treten sie aber auch an stärker geneigten Hängen auf. Die im Jurameer zwischen den Schwammriffen schüsselförmig abgelagerten Mergelschichten der Zementmergel-Formation sind im Vergleich zum Kalkstein weniger widerständig gegenüber der Abtragung und wurden daher bevorzugt ausgeräumt. Dies führte zur Bildung teils großflächiger Muldenstrukturen auf der Albhochfläche sowie am Rand des Donautals und damit gewissermaßen zur Freilegung des früheren untermeerischen Reliefs. Auch die Donau folgte bei ihrer Eintiefung bevorzugt diesen leicht ausräumbaren Zementmergelschüsseln, was u. a. zu dem stark gewundenen Talverlauf und der Talweitung bei Fridingen führte (Gwinner & Hafner, 1995, S. 163 f.). Über der Zementmergel-Formation erfolgt dann, oft mit einer deutlichen Versteilung, der Übergang zu der darüber liegenden Hangende Bankkalke-Formation, die auf der Hegaualb-Hochfläche zwischen Engen und Inzigkofen eine große Verbreitung besitzt und dort ein ausgedehntes welliges Flachrelief bildet. Es handelt sich um bis zu 60 cm dicke Kalksteinbänke mit zwischengelagerten dünnen Mergelschichten.

Lehmverfüllte Karstspalte mit Bohnerzen bei Engen

Nach dem Rückzug des Jurameers wurde das Gebiet der Schwäbischen Alb Festland, auch wenn es zunächst nur wenig über dem Meeresspiegel lag. Vermutlich ab der Oberkreide und während des Alttertiärs bildete sich unter tropischen Klimabedingungen ein ausgedehntes Flachrelief heraus (Rumpffläche), das von einer mächtigen Verwitterungsdecke überzogen war. Leithorizont dieses Zeitabschnitts sind die Bohnerztone (Bohnerz-Formation, „Bohnerzlehm“, „Bolus“). Es handelt sich um rotbraune oder ockergelbe, seltener auch graue, kaolinitische Tone, die in wechselndem Maße Eisenkonkretionen (Bohnerze) führen. Die rundlichen, schalig aufgebauten Eisenerze können wenige mm bis mehrere cm groß sein. Häufig sind auch zahlreiche Bohnerze zu Konglomeraten verbacken. Außerdem treten vererzte Lehmknollen und Bruchstücke von Eisenkrusten auf. Oft enthalten die Bohnerztone auch Beimengungen von Quarzsand, der eine hohe Verwitterungsintensität aufweist und vermutlich Reste umgelagerter kreidezeitlicher Sedimente darstellt (Borger, 1990). Auch das sehr kleine Sandsteinvorkommen bei Beuron (Beuron-Sandstein) wird für ein im Tertiär umgelagertes kreidezeitliches Sediment gehalten (Franz et al., 1997). Im Zuge der Heraushebung der Schwäbischen Alb und der beginnenden Verkarstung wurden der größte Teil der tertiären Albüberdeckung und damit auch die Bohnerztone wieder abgetragen. Kleine Reste der Bohnerz-Formation blieben aber als Umlagerungsprodukt in Karstspalten und kesselartigen Vertiefungen erhalten. Kleine flächenhafte Vorkommen treten noch in unmittelbarer Nähe zum Ausstrich der Unteren Süßwassermolasse (USM) auf. So etwa auf der Hegaualb bei Emmingen-Liptingen und auf dem Kleinen Randen bei Dettighofen und Jestetten. Weitere kleinflächige Vorkommen finden sich auf dem Randen südlich von Tengen-Wiechs. Die Bohnerztone überlagern in diesen Bereichen die stark verkarstete Juraoberfläche, füllen Spalten und kesselartige Vertiefungen unterschiedlichster Größenordnung aus und besitzen daher extreme Mächtigkeitsschwankungen. Weiterführende Informationen zur Entstehung sowie zur mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der Bohnerztone und Bohnerze finden sich u. a. bei Eichler, 1961; Seeger, 1963 und Borger, 1990.

Bohnerzgruben im „Jungholz“ nordöstlich von Liptingen

Bohnerze waren in der Vergangenheit ein wichtiger Rohstoff für die Eisengewinnung. Sie wurden vermutlich schon von den Kelten, Römern und Alemannen abgebaut. Seine Blütezeit erreichte der Erzabbau im 17. und 18. Jahrhundert. Mitte des 19. Jahrhunderts war er nicht mehr rentabel und wurde eingestellt (Baier, 1922; Stärk, 1956; Birchmeier, 1986; Schreiner, 2002; Schellberg, 2006). Das Erz wurde in mehreren Hüttenwerken in der Region verarbeitet. Der intensive Tagebau in der Vergangenheit hat dazu geführt, dass das Gelände im Verbreitungsgebiet von Bohnerztonen heute durch ein deutlich anthropogenes Kleinrelief mit zahlreichen Gruben und Haufen aus Abraummaterial überprägt ist und ungestörte Böden nur noch selten vorkommen. Bohnerzgruben im landwirtschaftlich genutzten Gelände wurden meist wieder aufgefüllt und sind heute nicht mehr als solche zu erkennen.

Hügelige, zertalte Hochfläche des Kleinen Randens bei Hohentengen-Bergöschingen

Im Zuge der Alpenauffaltung bildete sich im Oligozän südlich der Alb allmählich das Molassebecken heraus. Mit zunehmender Verbreiterung des Beckens griff die Sedimentation von limnischen und marinen Sedimenten im Norden auch auf die Albtafel über. Auf dem Kleinen Randen sowie auf der Hegaualb bei Emmingen-Liptingen finden sich aus dieser Zeit Ablagerungen der **Unteren Süßwassermolasse**. Während auf dem Kleinen Randen v. a. Sande und Mergel verbreitet sind, dominieren am nördlichen Beckenrand bei Emmingen-Liptingen eher Mergel mit eingeschalteten Süßwasserkalken. Als zeitliches Äquivalent tritt nördlich von Engen der Rest einer Rinnenfüllung aus kaum verfestigten Kalkschluffen mit Geröllagen aus Oberjuragestein auf (Ältere Juranagelfluh).

Sandgrube bei Klettgau-Riedern

Während des Meereseinbruchs der **Oberen Meeresmolasse** im Untermiozän vor rund 20 Mio. Jahren war, abgesehen vom größten Teil der Baaralb, das gesamte Gebiet der Bodengroßlandschaft vom Meer bedeckt. Es bildete sich eine Kliffküste aus, die als Geländestufe z. B. westlich von Geisingen-Aulfingen noch erkennbar ist (Klifflinie). Die Sedimente der Oberen Meeresmolasse wurden später größtenteils wieder abgetragen und sind auf der Hegaualb und auf dem Kleinen Randen nur noch stellenweise zu finden. Da sie zudem oft von jüngeren Deckschichten überlagert werden, sind sie nur kleinräumig für die Bodenentwicklung von Bedeutung. Es handelt sich z. B. um Konglomerate (Kleiner Randen) sowie um wenig verfestigte schluffig-feinsandige Ablagerungen oder Kalksteine (Randen-Grobkalk) nördlich von Engen und östlich von Tengen. Östlich von Blumberg und südlich von Geisingen sind örtlich auf kleiner Fläche die Helicidenschichten für die Bodenbildung relevant. Es handelt sich dabei um rotes tonreiches Paläobodenmaterial, das von Norden in das Molassebecken transportiert wurde. Weiterhin treten auf dem Kleinen Randen Sande und Konglomerate der **Oberen Brackwassermolasse** bodenbildend in Erscheinung. Besonders an der Südabdachung des Kleinen Randens bildet die sog. Austernnagelfluh eine markante Steilstufe im Gelände.

Hegaualb bei Immendingen-Mauenheim

Während des Zeitabschnitts der **Oberen Süßwassermolasse**, im Obermiozän, kam es im Hegau, auf der Hegaualb und auf dem Kleinen Randen zur Ablagerung geröllführender Sedimente der **Jüngeren Juranagelfluh**. Von den Tertiärsedimenten haben sie flächenmäßig die größte Ausdehnung. Der Transport erfolgte aus nordwestlicher Richtung, wo es zu einer verstärkten Hebung des Deckgebirges kam, während sich das westliche Molassebecken weiter absenkte. Die Schüttung erfolgte zunächst in tiefeingeschnittenen Rinnen und nach deren Verfüllung auch flächenhaft. Schreiner (1965b, 1992b) unterscheidet verschiedene Zufuhrrinnen, die sich in ihrer Geröllzusammensetzung unterscheiden lassen. Die Jüngere Juranagelfluh besteht aus Mergeln und schluffig-sandigem Material, das Gerölllagen enthält, die z. T. zu festen Konglomeratbänken verbacken sind. Die Gerölle bestehen in Abhängigkeit vom Abtragungszustand im damaligen Liefergebiet überwiegend aus Jura-, aber auch aus Triasgesteinen. Örtlich enthalten die Ablagerungen auch dünne Sandsteinbänke. Stellenweise vorkommende Süßwasserkalke und Travertine sind für die Böden nur lokal von Bedeutung. Im Verbreitungsgebiet der Jüngeren Juranagelfluh auf der Hegaualb hat sich ein von schmalen Muldentälern durchzogenes, kuppiges Hügelland herausgebildet. Auf dem Kleinen Randen bildet sie im Westteil den Gipfelbereich und die Oberhänge des Höhenzugs. Die Sandstein- und Konglomeratbänke bilden dort z. T. Hangversteilungen. Örtlich unter den Steilkanten auftretende Blockschuttmassen aus Juranagelfluh-Konglomeraten sind vermutlich auf pleistozäne Rutschungen und Solifluktion zurückzuführen.

Ehemaliger Basalt-Steinbruch am Höwenegg

In den Zeitabschnitt der Oberen Süßwassermolasse im Miozän fallen auch die **vulkanischen Aktivitäten** des Hegaus. Die nördlichen Randerscheinungen dieser Vorgänge sind heute auf der Hegaualb zu finden. Während der Kegelberg Neuhewen bei Engen-Stetten noch der Bodengroßlandschaft Hegau zugeordnet wurde, befinden sich die Vulkanite am Höwenegg südlich von Immendingen bereits zentral auf der Hegaualb. In dem durch früheren Basaltabbau überprägten Gebiet sind vorwiegend Basalttuffe und Hornblendetuffe unterschiedlicher Ausprägung zu finden. Anstehender Basalt (eigentlich Foidit) hat flächenmäßig wenig Bedeutung. An einigen weiteren Stellen auf der Hegaualb tritt vulkanischer Tuff im Bereich kleinerer Durchbruchsröhren bodenbildend in Erscheinung. Der sog. „Blaue Stein“ südöstlich von Blumberg ist ein Basaltfels, der den nach dem Abbau übriggebliebenen Rest einer kleinen Basaltdecke darstellt. Das Hinterried südlich von Geisingen ist eine trichterförmige Mulde, die vermutlich als vulkanischer Sprengtrichter entstanden ist. In einem darin gebildeten Maarsee kamen anschließend Süßwasserkalke zur Ablagerung.

Blick nach Westen durch die Blumberger Pforte zum Südschwarzwald

Nachdem am Südrand der Alb die Entwässerung lange Zeit nach Westen erfolgte, bildete sich im Obermiozän vor ca. 8 Mio. Jahren die nach Osten entwässernde Aare-Donau heraus, deren Einzugsgebiet bis in die Westalpen reichte. Wo sich der heutige Prim-Faulenbach-Talzug zwischen Spaichingen und Tuttlingen befindet, mündete von Nordwesten die Ur-Eschach in dieses Flusssystem. Reste der Ablagerungen der Aare-Donau mit alpinen Komponenten befinden sich heute hoch über dem Donautal in ca. 740–900 m NN. Da es sich ganz überwiegend nur um eine lockere Kiesstreu handelt, sind diese Bildungen bodenkundlich nur von geringer Bedeutung. Ein kleines Vorkommen von **Höhenschotter**, in dem auch Kiesverwitterungslehm erhalten ist, liegt auf dem Eichberg bei Blumberg in fast 900 m NN Höhe. Es handelt sich vorwiegend um Quarze, Quarzite und quarzitische Sandsteine. Die Urdonau-Schotter im Gewann „Gerüt“ auf der Länge südlich von Geisingen-Gutmadingen sind nur punktuelle Vorkommen. Zwei weitere, in der Bodenkarte berücksichtigte Vorkommen finden sich auf der südlichen Talschulter der Donau bei Mühlheim an der Donau und Beuron in 795–810 m NN Höhe. Mit der Umlenkung der Aare zur Rhone im mittleren Pliozän, die auf der Alb mit dem Ausbleiben alpiner Gerölle markiert wird, hat sich das Donaueinzugsgebiet stark verkleinert, es reichte nur noch bis in die Feldbergregion (Feldberg-Donau).

Blick über das Dürbheimer Ried durchs Faulenbachtal nach Süden

Die folgende flussgeschichtliche Entwicklung der Donau wurde durch zunehmende Taleintiefung und durch den weiteren Verlust von Einzugsgebieten bestimmt. Die auf der flachen, mit leicht ausräumbarer Molasse aufgeschütteten Ebene nach Osten fließende Feldberg-Donau war bei ihrer seit dem mittleren Pliozän erfolgenden zunehmenden Tieferlegung gezwungen, sich in die harten Oberjurakalke einzuschneiden und schuf so ihr enges Durchbruchstal. Bedingt durch die anhaltende Hebung und den Klimawechsel setzte sich die Taleintiefung im **Pleistozän** verstärkt fort. Da sich die Rheinnebenflüsse aufgrund der niedrigeren Erosionsbasis aber viel schneller zurückschnitten, kam es in der Folge zu weiteren Flussablenkungen. Im frühen Pleistozän wurde die Ur-Eschach durch den sich von Norden zurückschneidenden Neckar angezapft. Ihr ehemaliger Talzug durch die Alb wird seitdem durch die Spaichinger Pforte von der Prim nach Nordwesten und südlich der heute vermoorten Wasserscheide bei Dürbheim durch den Faulenbach nach Süden zur Donau hin entwässert. Im Spätpleistozän erfolgte dann die Ablenkung der Feldbergdonau durch die Wutach mit der Folge, dass deren breites Tal östlich von Blumberg heute nur noch von der wenig Wasser führenden Aitrach durchflossen wird.

Blick auf Umlaufberg und Talboden der pliozänen Donauschlinge Eichen-Berchenreute

Das Einschneiden der Donau seit dem mittleren Pliozän hatte ein zunehmendes Vordringen der Verkarstung in die Tiefe zur Folge. Seitdem konnte sich ein typischer Karstformenschatz mit abflusslosen Karstwannen, Dolinen, Erdfällen und Höhlen entwickeln. Es entstanden Trockentäler, die heute z. T. hoch über dem Durchbruchstal der Donau blind enden. Es erfolgte zunehmend die Abtragung eines Großteils der Molasse-Sedimente und am Rand der Baaralb bildete sich immer deutlicher eine Schichtstufe heraus. Durch die Erosionsarbeit der Donau-Nebenflüsse wurde die Baaralb-Hochfläche in einzelne Tafelbergzüge aufgelöst. Während der Eintiefung der Donau im Pleistozän hat diese in verschiedenen Höhenlagen Talschlingen und **Terrassensedimente** hinterlassen. Nach Schreiner (1979b) hatte sich die Donau im Altpleistozän an der Einmündung der Ureschach bereits ungefähr bis zu ihrem heutigen Niveau eingetieft.

Übergangsbereich von der Hegaualb zur Altmoränenlandschaft bei Inzigkofen-Vilsingen

Während der Rißkaltzeit ist der Rheingletscher auf die südliche Alb vorgedrungen. Im Raum Sigmaringen/Riedlingen hat er dabei auch das Donautal überschritten. Westlich von Sigmaringen, zwischen Inzigkofen-Dietfurt und Sigmaringen-Laiz, machte die Donau vor der Rißkaltzeit noch eine weite Schleife nach Süden über Vilsingen und Pault, die dann vom Gletscher überfahren wurde (Schädel & Werner, 1965). Nach der Verschüttung mit Glazialsedimenten hat der Fluss nach dem Gletscherrückzug weiter nördlich sein heutiges Tal eingetieft und dabei den damaligen Unterlauf der Schmeie mit verwendet. Der Eisvorstoß über das Donautal führte zur Bildung eines großen Stausees, der über Tuttlingen hinaus bis ins Faulenbachtal reichte. Ein nennenswertes Überlaufen des Sees bis ins Neckareinzugsgebiet wird für unwahrscheinlich gehalten (Münzing, 1987). Die letzten Reste von Seeablagerungen im Faulenbachtal sind von jüngeren Sedimenten überdeckt und für die Bodenbildung nicht von Bedeutung. Schotter und Seeablagerungen in dem alten Donautalzug zwischen Inzigkofen-Dietfurth und -Vilsingen sind heute weitestgehend von pleistozänem Schwemmschutt und holozänen Abschwemmmassen überdeckt.

Die Böden auf den Glazialablagerungen der Rißkaltzeit werden in den angrenzenden Bodengroßlandschaften Hegau und Altmoränenhügelland beschrieben. Nur einzelne isolierte, geringmächtige und lückenhafte, über Molasse liegenden Gletscherablagerungen im Raum Tengen wurden der Hegaualb zugeordnet. **Rißzeitliche Glazialsedimente** des Rhein-Linth-Gletschers finden sich großflächig auf dem Kleinen Randen im Raum Klettgau-Bühl und Dettighofen sowie am Südabfall des Höhenzugs westlich von Hohentengen. Es handelt sich dort um ein sandig-lehmiges, häufig nur schwach bis mittel kiesiges Substrat. Meist ist die Moräne nur als sehr dünner Schleier ausgebildet und wird immer wieder von Molassedurchragungen unterbrochen. Es erwies sich bei der Bodenkartierung als schwierig, solifluidal umgelagerte, z. T. mit Lösslehm vermengte Molassesedimente von geringmächtiger Moräne zu unterscheiden. Bei den kiesig-lehmigen Substraten am Nordhang des Brackwassermolasse-Höhenzugs Kohlplatz–Wolfshalder–Eck handelt es sich nach Bausch & Schober (1997, S. 190) eher um Hangschutt der Austernnagelfluh (Obere Brackwassermolasse) als um Moräne. Die Böden in diesem Bereich wurden aber wegen ihrer Ähnlichkeit mit denen auf Glazialsedimenten mit diesen zusammen in einer Einheit beschrieben.

In den Kaltzeiten des Pleistozäns wurden die Trockentäler der Albhochfläche durch den Permafrost abgedichtet, was zu einer fluvialen Reaktivierung und Tieferlegung der Talböden führte. Periglaziale Abtragungsprozesse der Würmkaltzeit hinterließen Fließerden und Hangschuttdecken. Am Albtrauf erfolgte außerdem Abtragung durch Massenverlagerungen, begünstigt durch die Tongesteine an den Unter- und Mittelhängen. Am Hangfuß und an den Ausgängen von Nebentälern kam es zu größeren pleistozänen Schwemmschuttansammlungen. Dies war besonders im Aitrachtal und im Prim/Faulenbach-Tal der Fall, wo nach den Flussablenkungen kein größeres Fließgewässer mehr den Schutt wegräumen konnte.

Brudertal östlich von Engen

Im Raum Engen/Eigeltingen ist die Südgrenze der Hegaualb stark zerlappt und in einzelne Talzüge und kleine Inseln aufgelöst. In diesem Raum ist der würmzeitliche Rheingletscher bis auf die Albtafel vorgedrungen. Böden auf dessen Ablagerungen werden in den Bodengroßlandschaften Jungmoränen-Hügelland und Hegau beschrieben. Entlang der äußeren Gletscherstände gab es periphere Entwässerungsrinnen (Dongus, 1977, S. 252 ff.), die sich später bis in den Oberjura eingetieft haben und heute oft schmale langgezogene Trockentäler mit steilen Hängen bilden. Diese O–W- oder NO–SW-verlaufenden Talzüge wurden nach dem Rückzug des Gletschers oft in südliche Richtung zum Bodenseebecken umgelenkt. Im Falle des Talzugs bei Mühlhausen-Ehingen (Hepbach/Saubach) sind die Sedimente der Talaue noch deutlich von Material der Hegaualb beeinflusst, weshalb dieser weit nach Südosten vorragende Bereich noch zur Hegaualb gerechnet wird.

Blick vom Klettgauer Tal bei Klettgau-Geißlingen zum nordwestlichen Stufenrand des Kleinen Randens

Im Gegensatz zum überwiegend im Donaueinzugsgebiet liegenden Hauptteil der Bodengroßlandschaft ist die Reliefentwicklung des Kleinen Randens eng an die glazialen Prozesse in diesem Raum und an die pleistozäne Eintiefungsgeschichte des Hochrheintals und des Klettgauer Tals gekoppelt. Die Besonderheit des sich mit steilen Hängen über das Klettgauer Tal erhebenden Kleinen Randens ist, dass er überall fast bis zur Traufkante von einem Hügelland aus Tertiärsedimenten und Rissmoräne bedeckt ist. Im Osten, bei Jestetten, ist ein kleinerer Teil des Kleinen Randens durch eine würmzeitliche Schmelzwasserrinne, das Wannental, vom großen Westteil abgeschnitten. Die Bodenverhältnisse auf den am Westrand des Kleinen Randens liegenden Deckenschotterterrassen werden in der Bodengroßlandschaft Südliches Oberrheinisches Tiefland, Hochrheingebiet und Klettgau beschrieben.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Steinige Ackeroberfläche auf einer flachen Massenkalkkuppe bei Leibertingen-Kreenheinstetten (Kartiereinheit r66)

Die Ursache für das Vorherrschen flachgründiger Böden auf den vom Oberjura gebildeten Hochflächen der Baar- und Hegaualb ist die sehr langsam ablaufende Lösungsverwitterung auf Karbonatgestein. Als Lösungsrückstand bleibt der geringe silikatische Anteil des Gesteins zurück. Es handelt sich dabei um einen meist gelblich braunen oder rötlich braunen, steinfreien Ton (**Rückstandston**), dessen Entstehung äußerst langsam vor sich geht. Man nimmt an, dass in der Hauptbildungszeit unserer Böden, in den letzten 10 000 Jahren, etwa 40 cm Kalkstein aufgelöst wurden, die einen Lösungsrückstand von nur wenigen cm hinterlassen haben. Allerdings ist auch anzunehmen, dass im Pleistozän physikalisch vorverwitterter Kalksteinschutt weit verbreitet war, in dem die Lösungsverwitterung deutlich schneller voranschritt. Auch bei der Verwitterung von tonigen Kalksteinen und Kalkmergelsteinen, wie sie v. a. im Oberen Oberjura der Hegaualb vorkommen, kann sich in einem kürzeren Zeitraum Feinboden bilden. Dennoch ist davon auszugehen, dass mächtigerer Rückstandston teilweise schon in den Warmzeiten des Eiszeitalters entstanden ist und oft auch Bodenmaterial aus dem Tertiär enthält. Die auf den nahezu ebenen Schichtflächen der Baaralb vorkommenden Rückstandstone sind nur selten mehr als 10–30 cm mächtig. Die Hegaualb ist durch etwas mächtigere Rückstandstone und generell stärkere Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnet, was z. T. mit dem stärker ausgeprägten Oberflächenrelief zusammenhängt. In den Kaltzeiten des Pleistozäns wurde der Rückstandston vielfach solifluidal abgetragen und in Hohlformen und an Unterhängen akkumuliert. Dabei fand oft eine Vermischung mit Kalksteinschutt oder Lösslehm statt. Als Folge dieser Prozesse findet man den Rückstandston in größerer Mächtigkeit heute nur noch in erosionsgeschützten Reliefpositionen und als ein von jüngeren Sedimenten überdecktes Umlagerungsprodukt in Mulden und Trockentälern. Auch dürften die mergeligen Kalksteine des Oberen Oberjuras auf der Hegaualb mehr Lösungsrückstand geliefert haben als die reinen Kalksteine. Zudem ist immer wieder festzustellen, dass in den stellenweise rötlich gefärbten Rückstandstonen auch tertiäres Bodenmaterial aufgearbeitet wurde. Örtlich enthalten sie Bohnerze und Feuersteinbruchstücke.

Frisch gepflügte Terrae fuscae auf der flachwelligen Albhochfläche südwestlich von Neuhausen ob Eck

Für die Bodenbildung ist entscheidend, dass die Karbonatgesteine häufig von geringmächtigen lösslehmhaltigen Deckschichten aus dem jüngeren Pleistozän überlagert werden. Eine 2–3 dm mächtige, lösslehmhaltige, mehr oder weniger steinige Fließerde überdeckt oft das Karbonatgestein bzw. den geringmächtigen Rückstandston der Karbonatgesteinsverwitterung. Sie wird als **Decklage** bezeichnet und entspricht der Hauptlage nach KA5 (Ad-hoc-AG Boden, 2005a). Auf der östlichen Hegaualb treten im Oberjuragebiet in Flachlagen und Mulden örtlich auch mächtigere lösslehmhaltige Fließerden auf. Sie sind aber auch dort i. d. R. weniger als ein Meter mächtig und lassen sich in eine Decklage und eine unterlagernde **Mittellage** gliedern. Die Mittellage ist normalerweise dichter gelagert, durch Verlehmung und Lessivierung überprägt und mehr oder weniger stark mit Rückstandston vermischt. In diesen geschützten Lagen ist oft auch der unterlagernde Rückstandston recht mächtig, hat oft rötliche Farben und weist Beimengungen von Bohnerzen und Feuersteinbruchstücken auf. Der solifluidal umgelagerte, z. T. mit Kalksteinschutt vermischte Rückstandston wäre schließlich als **Basislage** zu bezeichnen. Definitionsgemäß ist die Basislage frei von äolischen Bestandteilen. Wegen des hohen Alters des Rückstandstons, der vermutlich während mehrerer Kaltzeiten an der Oberfläche lag, sind in Kalksteinlandschaften wie der Schwäbischen Alb aber geringe Beimengungen von äolischen Bestandteilen in der Basislage nicht auszuschließen (vgl. Terhorst & Felix-Henningsen, 2010). Auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen ist die Decklage durch Bodenerosion meist erheblich reduziert oder vollständig der holozänen Erosion zum Opfer gefallen. Oft sind nur noch Reste des schluffreichen Materials in den Pflughorizonten der Ackerböden enthalten. Selbst in den heute bewaldeten Bereichen ist die Decklage oft erodiert oder nur noch als 10–20 cm mächtiger schluffhaltiger Oberboden nachzuweisen, was auf Bodenerosion infolge anthropogener Eingriffe in historischer Zeit zurückzuführen ist. Eine andere Erklärung für eine geringere Mächtigkeit der Decklage ist auch darin zu sehen, dass ursprünglich enthaltene Kalksteine weggelöst wurden, was einen Volumenverlust zur Folge hatte.

Hügelige, zertalte Hochfläche des Kleinen Randens bei Hohentengen-Bergöschingen

Auch die Verwitterungstone der Oberjura-Mergelsteine und der überwiegend mergeligen Tertiärsedimente wurden im Pleistozän oberflächennah solifluidal umgelagert, sodass als Ausgangsmaterial der Bodenbildung verbreitet geringmächtige, tonige, z. T. steinige Fließerden (Basislagen) anstehen. Eindeutige lösslehmhaltige Deckschichten (Decklage) sind im Verbreitungsgebiet der Oberjuramergel selten und wurden vermutlich erodiert. Im Gebiet der Jüngeren Juranagelfluh gibt es auf der Hegaualb südlich des Aitrachtals und bei Tengen Hänge in Leelage, die von 5–7 dm mächtigen lösslehmreichen Fließerden bedeckt sind (Deck- über Mittellage). Auch im Süden und Osten des Kleinen Randens bilden lösslehmhaltige Deckschichten über Unterer Süßwassermolasse das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Ebenso sind die rißzeitlichen Glazialsedimente auf dem Kleinen Randen und bei Tengen von einem Schleier aus lösslehmreichen Fließerden bedeckt. Mächtigerer Lösslehm ist auf dem südwestlichsten Abschnitt der Schwäbischen Alb nicht vorhanden.

Hangschuttdecken im Donautal östlich von Geisingen (Weißjura-Hangschutt)

Auch an den Trauf- und Talhängen ist das anstehende Juragestein überwiegend von mächtigen quartären Deckschichten verhüllt. Es handelt sich dort um einen groben Gesteinsschutt, der als **Hangschutt** bezeichnet wird. Gebildet wurde er v. a. im Pleistozän durch Felsstürze, Steinschlag und Schuttrutschungen unmittelbar unter den Felskränzen der Traufkante. Weitere Prozesse waren Solifluktion sowie Abschwemmungen und Muren, die den Schutt bis in tiefere Hangpartien brachten. Örtlich entstanden so sortierte, feinscherbige Schuttmassen, die landläufig als „Bergkies“ bezeichnet werden. Teilweise sind die Schuttmassen durch Kalkabscheidungen aus dem Hangwasser zu hartem Fels verbacken. Ablagerungen aus **Schwemmschutt** finden sich besonders, oft in Form von Schwemmfächern, an den Ausgängen kleiner Nebentäler. Größere Verbreitung haben sie v. a. im Aitrachtal und im Faulenbachtal, wo die Schuttansammlungen nicht mehr von einem größeren Fließgewässer wegtransportiert werden konnten. Im Bereich der von Mergelsteinen des Oberjuras und des obersten Mitteljuras gebildeten Mittel- und Unterhänge des Albanstiegs sind mächtige, tonreiche, oft Kalksteinschutt führende Fließerden verbreitet, die oft von Hangschuttdecken unterschiedlichster Mächtigkeit überlagert werden. Vielerorts sind die Traufhänge der Baaralb, des Randens und Kleinen Randens auch von pleistozänen oder holozänen Rutschmassen wechselnder Zusammensetzung bedeckt.

Seit dem Eingreifen des Menschen durch Rodung und landwirtschaftliche Nutzung findet auf den Äckern der Albhochfläche Bodenerosion statt. Die erosionsanfälligen lösslehmhaltigen Oberböden sind vielerorts im Laufe der jahrhundertelangen Nutzung der Erosion zum Opfer gefallen. Besonders bei sommerlichen Starkregenereignissen oder während Tauperioden im Winter, wenn das Wasser im gefrorenen Boden nicht versickern kann, wird bevorzugt Bodenmaterial abgespült. Das abgeschwemmte humose, lehmige Bodenmaterial (**holozäne Abschwemmmassen**) findet sich heute in den zahlreichen Muldentälern, Trockentalmulden, Karstwannen und in Hangfußlagen als Kolluvium wieder. Henkner et al. (2017) konnten zeigen, dass die Kolluvien an den Hängen der Baaralb am Fürstenberg und bei Spaichingen mehrschichtig sind und dort örtlich bereits am Mittelhang einsetzen. Nach ihren Datierungen lassen sich die Kolluvien verschiedenen historischen und prähistorischen Epochen zuordnen und reichen z. T. bis ins Neolithikum zurück. Die Abschwemmmassen weisen z. T. erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf und überdecken oft ein ausgeprägtes Paläorelief.

Tiefes kalkhaltiges Kolluvium aus holozänen Abschwemmmassen am südwestlichen Hangfuß des Fürstenbergs (r10)

Donauaue bei Mühlheim an der Donau

Die Talsohlen der Donau und ihrer Seitentäler werden von **Auenlehm** eingenommen, der bei regelmäßigen Überschwemmungen abgelagert wurde. Auch heutzutage tritt die Donau v. a. im Winter und Frühjahr immer wieder über die Ufer. Es handelt sich um lehmige, z. T. auch sandige Auensedimente, die über grobem Flussschotter lagern. Örtlich tritt eine Unterlagerung aus einem älteren, geringmächtigen tonig-lehmigen Hochflutsediment auf. Höher gelegene Auenterrassen mit älterem Auenlehm sind selten. In der Aitrachaue und in den anderen Donau-Seitentälern folgen unter dem Auenlehm stellenweise Torf oder tonreiche Altwassersedimente. In kleinen Nebentälern ist geringmächtiger, Schutt führender Auenlehm verbreitet. Die nach Süden, zum Hegau gerichteten Talauen, weisen häufig etwas tonreichere Auensedimente auf.

Bei extremen Niederschlagsereignissen kann es auch in manchen, sonst trockenen Tälern der Hegaualb zur Bildung von Fließgewässern und zu Überschwemmungen kommen. Historische Hochwasserkatastrophen in Tuttlingen waren z. T. nicht nur von der Donau, sondern auch von dem von Süden einmündenden Seltenbach verursacht (Müller, 1995).

An einigen Stellen tritt holozäner Kalktuff bodenbildend in Erscheinung, so z. B. am Ausgang des Wulfbachtälchens bei Mühlheim an der Donau. Lockere sandige Kalkausfällungen finden sich in Auenlage am Südrand der Hegaualb bei Engen-Welschingen und bei Mühlhausen-Ehingen sowie als Unterlagerung von Abschwemmmassen in vernässten Mulden des Juranagelfluh-Gebiets.

Wulfbachquelle bei Mühlheim an der Donau

Blick über die Donauaue bei Geisingen zum Rand der Baaralb mit Steinbruch in der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation

Torf als bodenbildendes Substrat ist nur kleinflächig an wenigen Stellen anzutreffen. Er findet sich z. B. im Aitrachtal, im Donautal bei Geisingen, am Rand der Hepbachaue bei Mühlhausen-Ehingen sowie örtlich in vermoorten Talanfangsmulden im Juranagelfluh-Gebiet oder in Hohlformen über Vulkaniten.

Die **Höhenschotter** der Aare-Donau sind meist nur als kieselige Streuschotter verbreitet und für die Bodenbildung von wenig Bedeutung. Lediglich auf dem Eichberg bei Blumberg gibt es ein kleines flächenhaftes Vorkommen, in dem sie von einem lehmig-tonigen Kiesverwitterungslehm umgeben sind. Ein weiteres punktuelles Vorkommen wurde südlich von Geisingen-Gutmadingen, auf der Länge im Gewann Gereute, gefunden. Böden aus Deckschichten mit z. T. hohem Gehalt an Kies wurden außerdem auf den Talschultern der Donau südlich von Beuron ausgewiesen. Die Flussablagerungen in den tieferliegenden ehemaligen Talschlingen sind von Hangschutt und holozänen Abschwemmmassen überdeckt. Nur auf den tieferen, ca. 5–50 m über der Donauaue gelegenen Terrassen bilden **pleistozäne Donauschotter** das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Oft werden auch sie von holozänen Abschwemmmassen überlagert. Gelegentlich sind sie von einem Schleier aus lösslehmreichen Fließerden oder Hochflutlehm überdeckt.

Pleistozäne Flussterrasse im Donautal bei Sigmaringen-Gutenstein

Landnutzung

Nach der dargestellten Landnutzungskarte überwiegen in der Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen die Waldgebiete gegenüber der landwirtschaftlichen Nutzfläche. Besonders die flachgründigen Böden auf den Hochflächen der Baaralb und beiderseits des Donautals sind bewaldet. Auch die Tal- und Stufenhänge werden überwiegend forstlich genutzt. Natürliche waldfreie Standorte sind die Felsen und jungen Schutthalden im Donau-Durchbruchstal. Die günstigeren Böden auf der Hegaualb und auf dem Kleinen Randen werden ackerbaulich genutzt. Es sind dies v. a. Gebiete, in denen mittel- bis mäßig tiefgründige Oberjuraböden, Böden aus Juranagelfluh, Glazialablagerungen, lösslehmreichen Deckschichten oder Abschwemmmassen verbreitet sind. Auf den Ackerflächen überwiegt gegenwärtig der Getreidebau (v. a. Winterweizen, Sommer- und Wintergerste, Hafer). In den wärmeren Gegenden wie bei Dettighofen auf dem Kleinen Randen oder im Übergang zum Hegau spielt lokal auch Körnermais eine Rolle. Hinzu kommen Silomais, etwas Winterraps, Futterpflanzen und in zunehmendem Maße Energiepflanzen. Als „Sonstige Nutzung“ sind in der Landnutzungskarte überwiegend Flächen dargestellt, in denen Acker- und Grünlandflächen kleinräumig wechseln und von Hecken, kleineren Forstflächen, Obstwiesen oder Siedlungen durchsetzt sind. Abgesehen von den Wiesenflächen der Talauen findet sich Grünlandnutzung oft auch in hängigen Lagen der Juranagelfluh oder im Bereich von Oberjuramergeln, ebenso wie auf Staunässeböden über Tertiärsedimenten oder in Kaltluftsenken.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Flachkuppige Albhochfläche im Oberjura-Massenkalk bei Leibertingen-Lengenfeld, Blick nach Norden

Wie die gesamte Schwäbische Alb gehören Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen im Gegensatz zu anderen Mittelgebirgen zum sogenannten Altsiedelland, in dem schon in prähistorischer Zeit Ackerbau betrieben wurde. Die Waldflächen waren nicht immer so ausgedehnt wie heute. Besonders die Kahlschläge für die Köhlereien und Eisenverhüttung im 18. Jh. hatte großflächige Waldzerstörungen zur Folge. Im Jahre 1832 waren die lokalen Holzvorräte im Raum Tuttlingen soweit erschöpft, dass Holzkohle aus dem Schwarzwald eingeführt werden musste (Schellberg, 2006). Es ist davon auszugehen, dass Rodungen und landwirtschaftliche Nutzung immer auch Bodenerosion und Bodenveränderungen zur Folge hatten. In den Wäldern zu findende alte Ackerrandstufen, Lesesteinreihen und Flurnamen, die auf Rodung, Beweidung oder Ackerbau hinweisen, bezeugen den historischen Nutzungswandel. Negative Auswirkungen auf den Boden hatten auch die bis in die Neuzeit andauernde Waldweide und das Streurechen in den Wäldern ebenso wie der Bohnerzabbau.

Klima

Am Trauf der Baaralb betragen die durchschnittlichen Jahresniederschläge 900–1050 mm und am Hohen Randen 1000–1100 mm. Auf der Hegaualb nehmen sie von 900–1000 mm im Norden auf 800–900 mm im Süden ab. Im Übergang zum Hegau, im Raum Engen/Tengen, sinken sie schließlich auf 700–800 mm. Auf tiefgründigen Böden reicht diese Niederschlagssumme für den Ackerbau aus. Das Niederschlagsmaximum liegt im Sommerhalbjahr, was sich günstig auf das Pflanzenwachstum auf flachgründigen und durchlässigen Böden auswirkt.

Auf der Baar- und Hegaualb herrscht überwiegend eine Jahresdurchschnittstemperatur von 7–8 °C. In hochgelegenen Talanfängen und auf Hochflächen im Westen kann sie örtlich auch tiefer liegen. Im Südwesten, im Übergang zum Hegau sowie im Donautal und im Übergang zum Altmoränen-Hügelland, liegt die Jahresdurchschnittstemperatur bei 8–8,5 °C.

Etwas andere klimatische Verhältnisse besitzt der niedrigere, weiter im Südwesten gelegene Kleine Randen. Im Regenschatten des Südschwarzwalds nehmen die Jahresniederschläge an der unteren Wutach und im Klettgau deutlich ab, steigen dann am Kleinen Randen aber wieder auf 1000–1100 mm an. Im Südwesten des Bergrückens erreichen sie örtlich über 1200 mm, während sie ganz im Osten, bei Jestetten, unter 1000 mm absinken. Der Kleine Randen weist Jahresdurchschnittstemperaturen von 8 bis über 9 °C auf und gehört damit zu den wärmebegünstigten Regionen des Landes.

Die jährliche Klimatische Wasserbilanz zeigt einen deutlichen Gradienten von +600 bis +700 mm am Trauf der Baaralb nach Osten und Südosten auf +400 bis +500 mm auf der Hegaualb. Im Übergang zum Hegau sinkt der Wert auf +200 bis +300 mm. Auf dem Kleinen Randen ändert sich die jährliche Klimatische Wasserbilanz von +700 bis +800 mm im Westen auf +400 bis +500 mm im Süden und Osten. Die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr zeigt für die Baaralb und nordöstliche Hegaualb einen Wert von +200 bis +300 mm und für den größten Teil der Hegaualb sowie für den Kleinen Randen von +100 bis +200 mm. Im Übergangsbereich zum Hegau, im Raum Engen/Tengen, sinkt der Wert auf 0 bis +100 mm.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Weiterführende Links zum Thema

- Landschaften und Böden im Regierungsbezirk Freiburg (PDF)
- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- LEO-BW: Baaralb und Oberes Donautal
- LEO-BW: Hegaualb
- LEO-BW: Randen

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Baier, H. (1922). *Eisenbergbau und Eisenindustrie zwischen Jestetten und Wehr.* – Zeitschrift für die Geschichte des Oberrheins, N. F. 37, S. 33–70.
- Bausch, W. & Schober, T. (1997). *Erläuterungen zum Blatt 8316/8416 Klettgau / Hohentengen am Hochrhein.* –

Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 287 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Birchmeier, C. (1986). *Bohnerzbergbau im Südranden.* – Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, 38, 80 S., Thayngen (CH).
- Borger, H. (1990). *Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb).* – Kölner Geographische Arbeiten, 52, S. 1–209.
- Dongus, H. (1977). *Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands.* – Marburger Geographische Schriften, 72, S. 1–486.
- Eichler, J. (1961). *Mineralogische und geologische Untersuchungen von Bohnerzen in Baden-Württemberg, besonders der Vorkommen von Liptingen, Kreis Stockach.* – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 97, S. 51–111.
- Franz, M., Selg, M. & Maus, H. (1997). *Der Beuroner Sandstein: eine pliozäne Donauablagerung als Indiz kretazischer Sedimentation in SW-Deutschland.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 36, S. 125–152.
- Gwinner, M. P. & Hafner, G. (1995). *Erläuterungen zu Blatt 7919 Mühlheim an der Donau.* – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 139 S., 4 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Henkner, J., Ahlrichs, J., Downey, S., Fuchs, M., James, B., Knopf, K., Scholten, T., Teuber, S. & Kühn, P. (2017). *Archaeopedology and chronostratigraphy of colluvial deposits as a proxy for regional land use history (Baar, southwest Germany).* – Catena, 155, S. 93–113.
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. (1955). *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 2. Lieferung.* 121 S., Remagen (Bundesanstalt für Landeskunde).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.* 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Müller, K. (1995). *Das Hochwasser der Donau und Tuttlingen.* – Tuttlinger Heimatblätter N. F., 45–60, S. 45–60.
- Münzing, K. (1987). *Zum Quartär des Talzuges Spaichingen-Tuttlingen (westliche Schwäbische Alb).* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 29, S. 65–90.
- Rilling, K. (2004). *Erläuterungen zu Blatt 8017 Geisingen.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 103 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Rilling, K. & Boll, M. (2002). *Erläuterungen zu Blatt 8316 Klettgau.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 213 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Schellberg, S. (2006). *Rekonstruktion der historischen Dorfflur an der Oberen Donau und den angrenzenden Hochflächen.* – Tuttlinger Heimatblätter N. F., 69, S. 6–35.
- Schreiner, A. (1965b). *Die Juranagelfluh im Hegau.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 7, S. 303–354, 2 Taf.
- Schreiner, A. (1979b). *Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg).* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 21, S. 137–159.
- Schreiner, A. (1992b). *Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee.* – 3. Aufl., Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg, 290 S., Freiburg i. Br., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Schreiner, A. (2002). *Erläuterungen zu Blatt 8019 Neuhausen ob Eck.* – 2. erg. Aufl., Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 86 S., 4 Taf., 3 Beil., Stuttgart (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg).
- Schädel, K. & Werner, J. (1965). *Untersuchungen zur Aufdeckung glazial verfüllter Täler im Donaugebiet von Sigmaringen–Riedlingen.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 7, S. 387–422.
- Seeger, M. (1963). *Fossile Verwitterungsbildungen auf der Schwäbischen Alb. Ein Beitrag zur Kenntnis der roten Bolus-Tone.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 6, S. 421–459.
- Stärk, E. (1956). *Die Erzgräberei in Emmingen ab Egg vor hundert Jahren.* – Badische Heimat, 36, S. 161–169.
- Terhorst, B. & Felix-Henningsen, P. (2010). *Paläoböden in periglazialen Lagen der Mittelgebirge.* – Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Horn, R., Stahr, K. & Guggenberger, G. (Hrsg.). Handbuch der Bodenkunde, Kap. 4.5 Böden als landschafts- und nutzungsgeschichtliche Urkunden, Unterkap. 4.5.3 Paläoböden, 34. Erg. Lfg. 11/10, S. 1–9, Weinheim (Wiley-VCH).

Cookie-Einstellungen

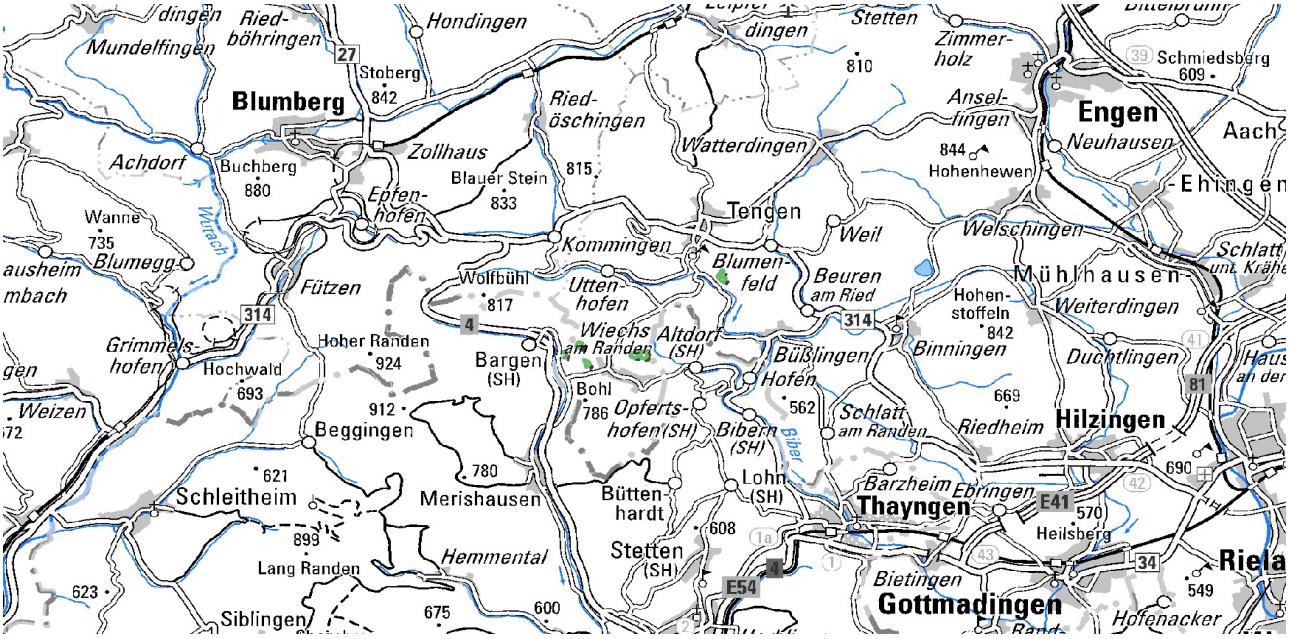
Quell-URL (zuletzt geändert am 02.01.24 - 09:38):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/baaralb-oberes-donautal-hegaualb-randen

Randen-Grobkalk

Verbreitungsgebiet: Tengen und Blumenfeld, westlicher Hegau.

Erdgeschichtliche Einstufung: Randen-Grobkalk (tRG), Obere Meeresmolasse

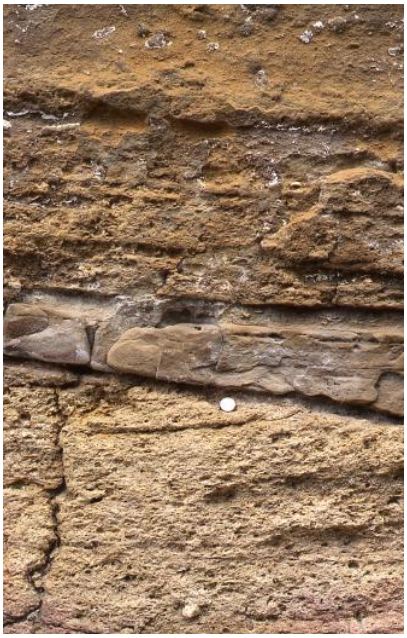
(Hinweis: Die Rohstoffkartierung liegt noch nicht landesweit vor. Der Bearbeitungsstand der Kartierung lässt sich in der Karte über das Symbol „Themenebenen“ links oben einblenden.)



Lagerstättenkörper

Der Hegau befand sich im Tertiär am Rande des sog. Molassemeeres, dabei kam es sowohl zu Süßwasser- als auch zu Meeresablagerungen. Die Gesteine des Randengrobkalks, welche zur **Oberen Meeresmolasse** gehören, werden als Bildungen stark gerichteter **Gezeitenströmungen** im küstennahen Flachwasserbereich verstanden (Geyer et al., 2011). Dabei gehen mit zunehmender Annäherung an die Küste die **grobsandig-feinkiesigen Schalentrümmerkalksteine** in reine **kalksandige Schalentrümmerkalksteine** über. Die einzelnen Randengrobkalkkörper sind rinnenförmige Strömungskörper in Küstennähe (Schreiner, 1992b) und daher räumlich stark begrenzt. Dazu kommen noch weitere begrenzende Faktoren wie Störungszonen und Eintalungen.

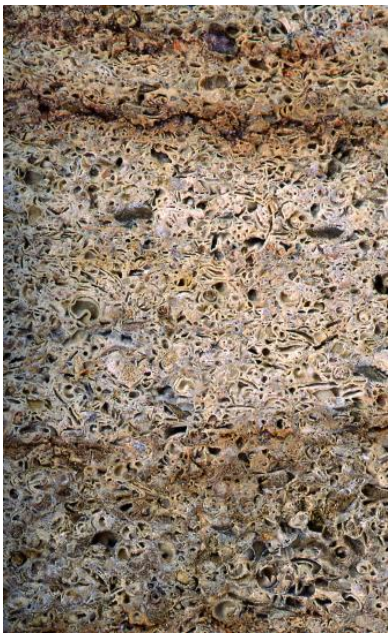
© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Der Randengrobkalk (unten) wird überlagert von einem geringmächtigen Kalksandstein.

Gestein

Der **„Tengener Muschelkalk“** ist ein kompakter, fester, dickbankiger bis massiger, komponentengestützter, grobkörniger Schalentrümmerkalkstein von gelblich-hellbrauner, z. T. gelblich weißer Farbe. Es handelt sich um ein Agglomerat aus **Schalentrümmern von Schnecken und Muscheln**, mit Steinkernen und calcitischem Bindemittel, mit einem Anteil von **10–30 % Quarz-Grobsand** bis Quarz-Feinkies sowie **Oberjurakalksteingeröllen** von mehreren Millimetern bis ca. 1 cm Größe. Die Größe der Schalenfragmente kann bis zu mehrere Zentimeter betragen, die **Fossilreste** sind meist deutlich eingeregelt. Die einzelnen Bänke sind 1,5–4 m, im Mittel 1,5–2 m mächtig. Die besonderen Eigenschaften des Randengrobkalks liegen neben seiner Festigkeit in seiner besonderen **Wärmeleitfähigkeit.**



Fassadenplatte aus Randengrobkalk

Petrographie

An einer Durchschnittsprobe aus dem aufgelassenen Steinbruch Tengen-Blumenfeld („Oberen“) (RG 8118-1) beträgt der **Karbonatgehalt 79,7 %**, die Rohdichte liegt danach bei 2,1 g/cm^3. Der Sandgehalt beläuft sich nach Schreiner (1997) auf 29 %.

Gartenmauer aus Randengrobkalkquadern

Mächtigkeiten

Geologische Mächtigkeit: Das Vorkommen südwestlich von Blumenfeld enthält nach Schreiner (1997) einen **6–8 m** mächtigen werksteinfähigen Randengrobkalk.

Genutzte Mächtigkeit: In mehreren Steinbrüchen bei Tengen wurde in einer Abbauhöhe von ca. **10 m** das Gestein gewonnen. Heute ist dort noch der Steinbruch Tengen (RG 8117-2) zeitweise in Betrieb.

Gewinnung und Verwendung

Gewinnung: In dem seit 1967 stillgelegten Steinbruch Tengen-Blumenfeld („Oberen“) (RG 8118-1) wurden Rohblöcke von über einem **Kubikmeter** gewonnen. Hauptabbauphase des Steinbruchs war von 1920–1960 (Werner et al., 2013). Die Gewinnung im benachbarten Steinbruch Tengen (RG 8117-2) erfolgt mittels **Schwertsäge und Bagger**. Der „Tengener Muschelkalk“ wurde bereits von den Römern abgebaut und als Baustoff verwendet.

Gewinnung von Randengrobkalk

Verwendung: Das im Steinbruch Tengen-Blumenfeld („Oberen“) (RG 8118-1) gewonnene Material wurde u. a. in **Kirchen** in Tengen und Singen sowie bei der Rheinbrücke in Konstanz verbaut. Die Herz-Jesu-Kirche in Singen ist das prominenteste aus Randengrobkalk erbaute Gebäude im Hegau. An den Brückenbauwerken der Schwarzwaldbahn im Abschnitt Immendingen–Singen wurden im Bereich der Talmühle **Werksteine bis zu 2 m Länge** eingebaut. Diese stammen wahrscheinlich aus den heute verlassenen und verstürzten „Steinbrüchen“ am „Schopfloch“, in denen allochthone Randengrobkalkschollen aus den Mergeln der Älteren Juranagelfluh gewonnen wurden.

Weitere Informationen finden sie hier: Naturwerksteine aus Baden-Württemberg (2013)/Randengrobkalk

Literatur

- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S.,

Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (1992b). *Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee.* – 3. Aufl., Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg, 290 S., Freiburg i. Br., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Schreiner, A. (1997). *Erläuterungen zu Blatt 8118 Engen.* – 2. Aufl., Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 184 S., 7 Taf., 4 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Werner, W., Wittenbrink, J., Bock, H. & Kimmig, B. (2013). *Naturwerksteine aus Baden-Württemberg – Vorkommen, Beschaffenheit und Nutzung.* 765 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 21.03.23 - 15:48):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/naturwerksteine/randen-grobkalk

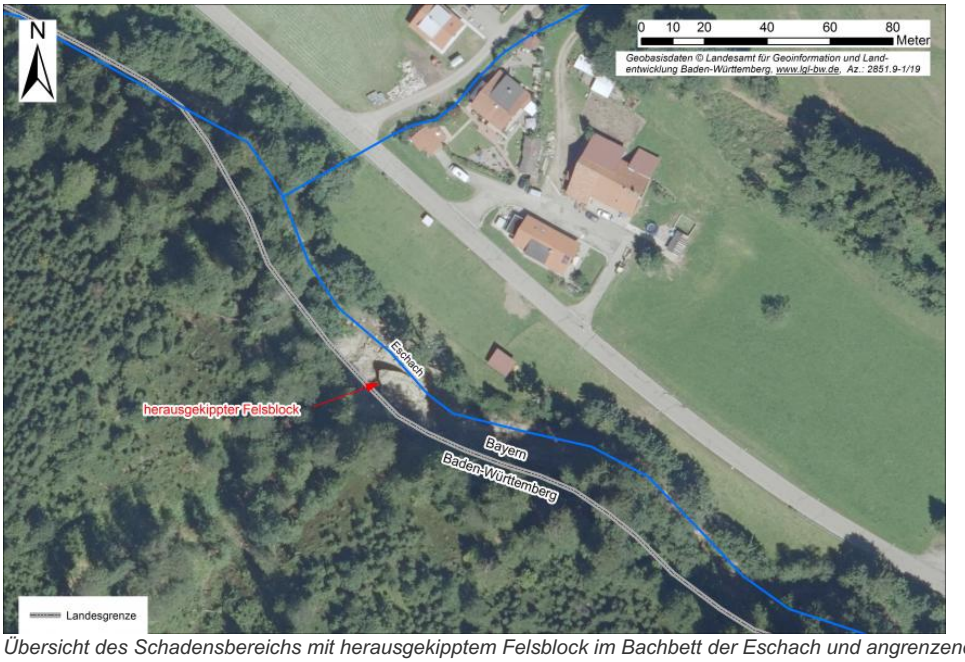
Felssturz Eschachtal, Isny

Sturzmasse im Bachbett der Eschach (Foto: WWA Kempten, 2015)

Ereignis

Am Abend des 23. Juni 2015 ereignete sich im Eschachtal (Oberallgäu) an der Landesgrenze Baden-Württembergs ein Felssturz. Ein ca. 800 m^3 großer Felsblock löste sich an der baden-württembergischen Uferseite aus maximal 25 m Höhe und kippte in das Bachbett der Eschach. Hierbei entstand durch aus dem Bachbett ausgequetschtes und bis zu 100 m weit herausgeschleudertes Gestein auf dem Gebiet der bayerischen Gemeinde Buchenberg erheblicher Sachschaden an Gebäuden und Fahrzeugen.

Sturzblock von insgesamt etwa 800 Kubikmeter blockiert den Abfluss der Eschach



Übersicht des Schadensbereichs mit herausgekipptem Felsblock im Bachbett der Eschach und angrenzender Bebauung

Ursache

Die Bachböschung wird aus Gesteinen der ungefalteten, horizontal lagernden Oberen Süßwassermolasse (tOS) aufgebaut. Der Sturzkörper besteht aus einem kompakten Konglomerat, während darunter weniger verfestigte Konglomerate und Sandsteine sowie eine mehrere Meter mächtige Mergelsteinlage anstehen (Bayerisches Landesamt für Umwelt, 2015).

Felswand mit Ausbruchnische am baden-württembergischen Ufer der Eschach

Der Felsblock löste sich entlang einer hangparallelen Kluft (Entlastungskluft) und hinterließ eine ca. 25 m breite und bis zu 4 m tiefe Ausbruchnische. Durch die fortschreitende Verwitterung wurde der Fels entlang der Kluft aufgelockert und vermutlich durch erhöhte Kluftwasserdrücke aufgrund vermehrter Niederschläge der vorangegangenen Wochen aus der Wand herausgedrückt.

Schäden

Aufgrund der großen Masse des Sturzblockes von ca. 2000 t wurden beim Aufprall in das Bachbett der Eschach sowohl Wasser als auch Gestein bis zu 100 m weit heraus geschleudert. Dieser ausgelöste Steinschlag verursachte Schäden an der angrenzenden Wiese, aber auch an einer im Tal verlaufenden Kreisstraße (OA20, K8045) sowie an benachbarten Gebäuden und geparkten Fahrzeugen. Der im Bachbett liegen gebliebene Sturzblock staute die Eschach etwa 4 m auf und ließ somit einen rund 6 m breiten See entstehen.

Aufgestaute Eschach im Oberstrom des Schadensbereichs

Durchgeführte Maßnahmen

Ziel der durchgeführten Maßnahmen nach dem Felssturz war, den Eschachaufstau zu beseitigen und einen angemessenen Abflussquerschnitt wiederherzustellen. Durch die Beseitigung des Aufstaus wurden die Auswirkungen bei einem weiteren möglichen Versagen der in der Felswand verbliebenen labilen Gesteinsmassen deutlich reduziert. Insbesondere war kein Wasserschwall mehr zu befürchten. Weiterhin sorgte die Absenkung des Wasserspiegels für eine Reduzierung der Durchfeuchtung des Fußbereiches der labilen Gesteinsmassen und somit für eine Stabilisierung der Gesamtsituation.

Bagger beim Beräumen des Bachbettes

Die Baggerarbeiten mussten im Gefahrenbereich vorgenommen werden und erfolgten daher unter ständiger Beobachtung der labilen Felsmassen durch das Bayerische Landesamt für Umwelt bzw. das LGRB. Auf Grundlage der übereinstimmenden Annahme, dass sich ein Versagen dieser großen Felsmassen zuvor durch kleine Bewegungen vorankündigt, wurde vor Beginn der Arbeiten im Fußbereich der labilen Gesteinsmassen ein Messprisma angebracht, mit dem mögliche Bewegungen durch Einsatzkräfte des Technischen Hilfswerks (THW) engmaschig (Sekunden) in hoher Messgenauigkeit (Submillimeter-Bereich) mittels Laserdistanzmesser überwacht wurden. Festgestellte Bewegungen hätten zu einer sofortigen Evakuierung der Arbeitsstelle geführt.

Die Arbeiten wurden am 30. Juni 2015 abgeschlossen. Der Abstau der Eschach sowie die durchgeführten Arbeiten führten zu keinen messbaren Bewegungen im Hangfußbereich.

Nachmessungen des THW im Jahr 2016 zeigten in einem Zeitraum von etwa einem Jahr Verschiebungen des Felsbereichs im Millimeter-Bereich.

Nachfolgend sind die wichtigsten Merkmale des Felssturzes im Eschachtal tabellarisch aufgelistet:

Stammdaten:

Objekt-ID	8226_St00001
Objektname	Felssturz Eschachtal, Isny
Lokalität	Südwestliches Ufer der Eschach, ca. 1,3 km südöstlich von Eisenbach
Gemeinde	Isny im Allgäu, Gemarkung Rohrdorf
Landkreis	Ravensburg
TK25-Nr.	8226
TK25-Name	Isny i. A. Nord
Datengrundlage	Dokumentenrecherche, Geologische Karte, DGM
Lage-Bezugspunkt	Höchster Punkt des Abbruchbereiches
Ostwert	584787
Nordwert	5284385
Koordinatenreferenzsystem	ETRS89/UTM32
Koordinatenfindung	Karte
Höhe [m ü. NHN]	866
Höhenermittlung	Karte

Allgemeine Fachdaten:

Entstehungszeitraum	23.06.2015
Geländenutzung während der Entstehung	Gewässer, Grünland
Schäden	Schäden an fließenden Gewässern, Straßenschäden, Gebäudeschäden

Spezielle Fachdaten Massenbewegungen:

Primär-/Folgeereignis	Primärereignis	
Prozess der Hauptbewegung	Felssturz	
Max. Reichweite [m]	ca. 100	
Max. Breite [m]	ca. 25	
Schattenwinkel [°]	< 1	
Geometrisches Gefälle (Fahrböschungswinkel) [°]	ca. 12	
Kubatur der Sturzmasse [m^3]	ca. 800	
Höchster Punkt der Abbruchkante [m ü. NHN]	866	
Höchster Punkt des Ablagerungsbereichs [m ü. NHN]	843	
Tiefster Punkt des Ablagerungsbereichs [m ü. NHN]	835	
Max. Höhenunterschied (H) zwischen dem höchsten Punkt der Abbruchkante und dem tiefsten Punkt des Ablagerungsbereichs [m]	31	
Exposition zwischen höchstem und tiefstem Punkt des Ereignisses [°]	50	
Hangneigung im Abbruchbereich [°]	60–70	
Ursache	geogen	
Auslöser	geogen	
Geologie	Stratigraphie	Petrographie
	Obere Süßwassermolasse (tOS)	Konglomerat, Sandstein, Mergelstein
Gefahrenbeurteilung	geringe Gefahr	
Überwachungsmaßnahmen	Verformungsmessungen mittels Einsatzstellen-Sicherungs-System (Laserdistanzmesser) bis 24.09.2016 bekannt	
Sicherungsmaßnahmen	Beräumung	
Sonstige Anmerkungen	Wasseraufstau im Eschachtal durch Felssturz	

Literatur

- Bayerisches Landesamt für Umwelt (2015). *Felssturz im Eschachtal (Oberallgäu).* – Geo Newsletter Bayern, 28, S. 2–3.

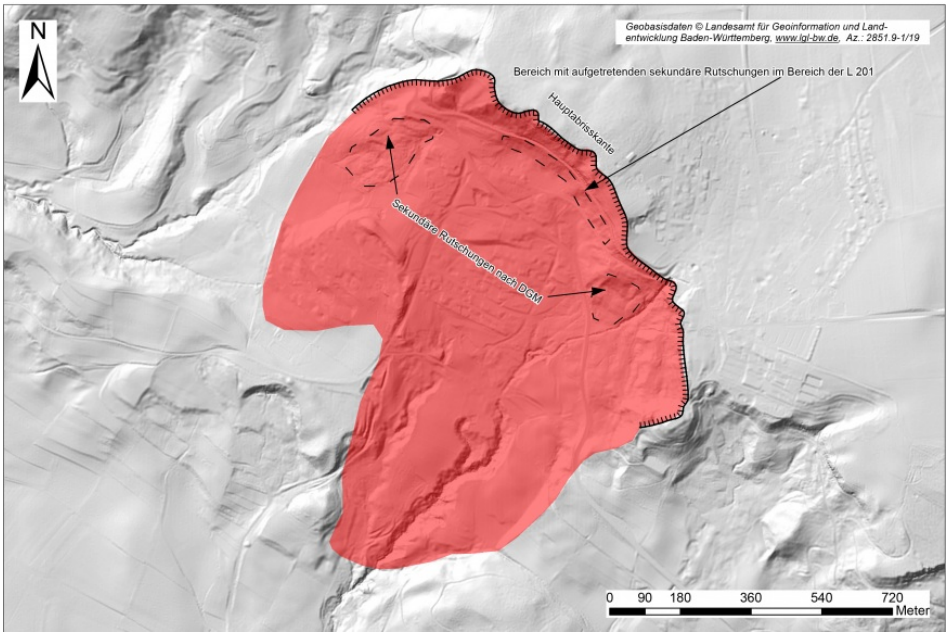
Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 21.12.21 - 14:54):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/ingenieurgeologie/massenbewegungen/steinschlag-bis-felssturzereignisse-stuerzen/felssturz-eschachtal-isny

Hangrutschung Heiligenberg

Übersicht

Die Rutschung Heiligenberg liegt im Bereich der Gemeinde Heiligenberg im Bodenseekreis. Die Umgebung von Heiligenberg zeigt zwei sehr unterschiedliche Oberflächenformen. Die flach nach Norden geneigten Hochflächen vom Heiligenberg und Höchsten sind Relikt einer alten präquartären Landschaft und wurden von den älteren Gletschervorstößen nur sanft reliefiert. Noch heute erfolgt die Entwässerung von hier aus in Richtung Donau. Der Ortsteil der Altgemeinde Heiligenberg liegt direkt an dem ca. 300 m hohen Steilhang, der den Verlauf der jüngsten würmzeitlichen Gletscherausdehnung nachzeichnet. Dieser Gletschervorstoß war mit tiefgreifender Erosion und massiver Ausräumung zum Rhein hin gekoppelt. Der übersteilte Abhang war nach dem Rückzug des stützenden Eises instabil, was in der Folgezeit verstärkt zu großflächigen Rutschungen führte.



Digitales Geländemodell (DGM) mit der eingezeichneten Fläche der Rutschung Heiligenberg

Geologischer Überblick

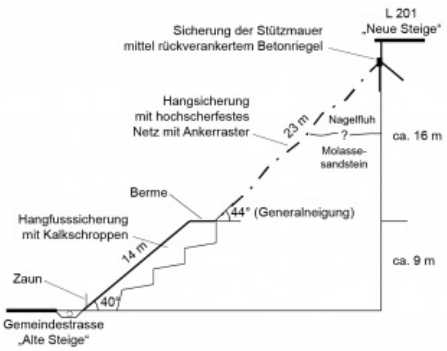
Der Rutschhang befindet sich am Übergang des Bodenseebeckens zum Oberschwäbischen Hügelland und wird aus den Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse (Sand- und Mergelgesteine) aufgebaut. Diese werden von Günz-Deckenschottern überlagert, welche hier nagelfluhartig verbacken vorliegen. Darüber liegen die glazialen Sedimente (Diamikte, Kiese, Sande und Feinsedimente) der Kißlegg-Subformation. Die geologischen Rahmenbedingungen aus gering durchlässigen Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse im Liegenden und den überlagernden, geklüfteten und damit gut durchlässigen Nagelfluhbänken der Günz-Deckenschotter begünstigen die Entstehung von Quellaustritten und Vernässungszonen an diesen Hangbereichen. Die unterhalb gelegenen Hangbereiche werden verstärkt durchfeuchtet. Ein gehäuftes Auftreten von Rutschungen ist die Folge.

Übersichtsfoto des Bereichs der Rutschung Heiligenberg mit Hauptanriss (rot gestrichelt) und sichtbarem Rutschungsumriss (schwarz gestrichelt), Blick von Frickingen Richtung Heiligenberg

Jüngere sekundäre Rutschungen

Die Landesstraße L201 verbindet die Gemeinde Frickingen mit der Gemeinde Heiligenberg. Zwischen dem Ortsteil Steigen und der Altgemeinde Heiligenberg quert die L201 den gesamten Rutschhang unterhalb der Hauptabrisskante. Ober- und unterhalb der Landesstraße kam es aufgrund des übersteilten Hanges in den vergangenen Jahren immer wieder zu sekundären Rutschungen am Übergang der Günz-Deckenschotter zu den tieferliegenden, oberflächlich aufgewitterten Gesteinen der Oberen Süßwassermolasse.

In den niederschlagsreichen Wintermonaten 2010 und 2015 traten in den steilen Hängen im Umfeld der L201 mehrere sekundäre Rutschungen auf. Bei diesen handelte es sich in der Regel um flachgründige Translationsrutschungen, welche eine Gleitflächentiefe von bis zu zwei Meter aufwiesen. Die Hänge im Bereich des Rutschhangs und des Hauptabrisses der Rutschung Heiligenberg befinden sich in einem labilen Gleichgewicht. Die Hangneigung beträgt im Abrissbereich der Rutschung im Durchschnitt ca. 70° und im weiteren Unterhang ca. 6–8°. In vielen Bereichen gibt es Anzeichen für Hangkriechen. In den bewaldeten Hängen weisen zudem zahlreiche verkippte Bäume („Betrunkener Wald“ (Rutschung)) auf Bewegungen hin. Es ist davon auszugehen, dass die Lockergesteinsauflagen der labilen Hänge durch das aus den durchlässigen Günzschottern zutretende Wasser aufsättigten und schließlich abrutschten.



Schematischer Hangschnitt der Sicherungsmaßnahme der sekundären Rutschung von 2015

Die 2010 entstandenen Rutschungen wurden jeweils lokal durch die Auflage eines Stahldrahtgeflechts mit einer Systemvernagelung gesichert. Bei der 2015 gebildeten Rutschung blockierten abgerutschtes Hangmaterial sowie gekippte Bäume die unterliegende Gemeindestraße „Alte Steige“, sodass diese gesperrt werden musste. Nach Abtrag der Rutschmasse mithilfe eines Schreitbaggers erfolgte die Sicherung mit zwei unterschiedlichen Konzepten. Im unteren Hangbereich wurde ein Fuß aus Kalkschroppen aufgebracht, der zum einen den Hangfuß stabilisiert, zum anderen aufgrund der guten Durchlässigkeit drainierend wirkt und eventuell zufließendes Hangwasser abführt. Die Aufstandsfläche des Kalkschroppenfußes wurde abgetreppt ausgeführt, um eine ausreichende Verzahnung mit dem Untergrund sicherzustellen. Im oberen Hangbereich erfolgte die Sicherung durch Auflage eines hochscherfesten Stahldrahtgeflechts mit einer untergelegten Erosionsschutzmatte aus Jute sowie mit einer Systemvernagelung und Randseilen.

Nachfolgend sind die wichtigsten Punkte der Rutschung Heiligenberg tabellarisch aufgelistet:

Stammdaten:

Objekt-ID	8121_Ru00001
Objektname	Rutschung Heiligenberg
Lokalität	Südwestlich der Ortslage von Heiligenberg
Gemeinde	Heiligenberg
Stadt-/Landkreis	Bodenseekreis
TK25-Nr.	8121
TK25-Name	Heiligenberg
Datengrundlage	GeoLa, DGM, LGRB-Gutachten
Lage-Bezugspunkt	Höchster Punkt der Abrisskante/Hangbewegung
Ostwert	522840
Nordwert	5296770
Koordinatenreferenzsystem	ETRS89/UTM32
Koordinatenfindung	Karte
Höhe [m ü. NHN]	760
Höhenermittlung	Karte

Allgemeine Fachdaten:

Entstehungszeitraum	unbekannt
Aktivität	unbekannt
Geländenutzung während der Entstehung	Wald, Grünland, Wohngebiet, Feldweg, Gemeindeweg, Landstraße
Schäden	Wald, Gemeindeweg, Landstraße (durch sekundäre Rutschungen)

Spezielle Fachdaten Massenbewegungen:

Primär-/Folgeereignis		Primärereignis	
Prozess der Hauptbewegung		Rutschprozess allgemein	
Max. Länge [m]		ca. 1220	
Max. Breite [m]		ca. 1100	
Fläche der Hangbewegung [m²]		ca. 1 320 000	
Max. Tiefe der Gleitfläche [m]		unbekannt (> 10)	
Durchschn. Tiefe der Gleitfläche [m]		unbekannt	
Fläche der Rutschmasse [m²]		ca. 1 165 000	
Kubatur der Rutschmasse [m³]		unbekannt	
Höchster Punkt der Abrisskante [m ü. NHN]		760	
Höchster Punkt der Rutschmasse [m ü. NHN]		670	
Max. Höhenunterschied zwischen Abrisskante und Rutschmassentop [m]		ca. 90	
Tiefster Punkt der Rutschmasse [m ü. NHN]		530	
Max. Höhenunterschied (H) zwischen höchstem und tiefstem Punkt der Rutschung [m]		ca. 230	
Exposition [°]		225	
Durchschnittliche Hangneigung zwischen Abrisskante und Rutschmassenfuß [°]		11	
Hang-neigung [°]	**Oben (zwischen Abrisskante und Rutschmassentop)**	70	
	Mitte (oberer Teil der Rutschmasse)	6	
	Unten (unterer Teil der Rutschmasse)	8	
Ursache		geogen	
Auslöser		unbekannt	
Geologie		Stratigraphie	Petrographie
		Kißlegg-Sfm (qILK)	Kies, sandig
		Günz-Deckenschotter (qpODG)	Kies, sandig; Konglomerat
		Obere Süßwassermolasse (tOS)	Sandstein, Mergelstein
Gefahrenbeurteilung		geringe Gefahr	
Überwachungsmaßnahmen		nein	
Sicherungsmaßnahmen		teilweise Sicherungsmaßnahmen im Bereich der sekundären Rutschungen	
Sonstige Anmerkungen		flache Sekundärrutschungen, Vernässungszonen, Quellen	

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 15.07.20 - 13:00):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/ingenieurgeologie/massenbewegungen/hangrutschungen-rutschen/hangrutschungen-den-tertiaeren-gesteinen-des-molassebeckens/hangrutschung-heiligenberg

Sande, teilweise kiesig

Verbreitungsgebiete: Oberrheingraben, oberschwäbisches Alpenvorland, Region Stuttgart und Heilbronn–Franken, Raum Ellwangen–Aalen, westlich von Ulm

Erdgeschichtliche Einstufung: Quartär und Tertiär

(Hinweis: Die Rohstoffkartierung liegt noch nicht landesweit vor. Der Bearbeitungsstand der Kartierung lässt sich in der Karte über das Symbol "Themenebenen" links oben einblenden.)

Lagerstättenkörper

Mittel- bis grobkörnige Goldshöfe-Sande – Sandgrube nordwestlich von Aalen

Zu dieser Rohstoffgruppe gehören lockere bis halbfeste Sandvorkommen in quartär- und tertiärzeitlichen Ablagerungen; zu den halbfesten Sandvorkommen zählen auch die Mürbsandsteine im Sandsteinkeuper. Die wichtigsten Sande bzw. Quarzsandvorkommen dieses Typs sind die miozänzeitlichen Rinnenablagerungen bei Ulm, die als **Grimmelfinger Graupensande** bekannt sind. Genutzt werden auch Sande der jungtertiären Oberen Meeresmolasse, vor allem des Grobsandzugs im Raum Stockach, Meßkirch und Pfullendorf. Auch **Grusvorkommen** über tiefgründig verwitterten Graniten, Porphyren und Gneisen gehören zu dieser Gruppe der Steine und Erden-Rohstoffe. Zu den quartärzeitlichen Ablagerungen fossiler Flusstäler zählen die **Goldshöfe-Sande** (früher auch: „Goldshöfer Sande“), die in nach Süden entwässernden, mäandrierenden Flusssystemen von Ur-Brenz, Ur-Kocher und Ur-Jagst während des Pleistozäns abgelagert wurden. Die pliozänen Sande an der Basis der quartären Kieslager des Oberrheingrabens werden in mehreren Kiesgruben mitgewonnen. Da sie aber nicht an der Oberfläche anstehen, sind sie in den Rohstoffkarten des LGRB (KMR 50) nicht ausgewiesen. Hinweis: Die größte Menge an Sanden wird aus Kieslagerstätten des Oberrheingrabens und aus Schmelzwasserablagerungen Oberschwabens durch Aufbereitung abgetrennt.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

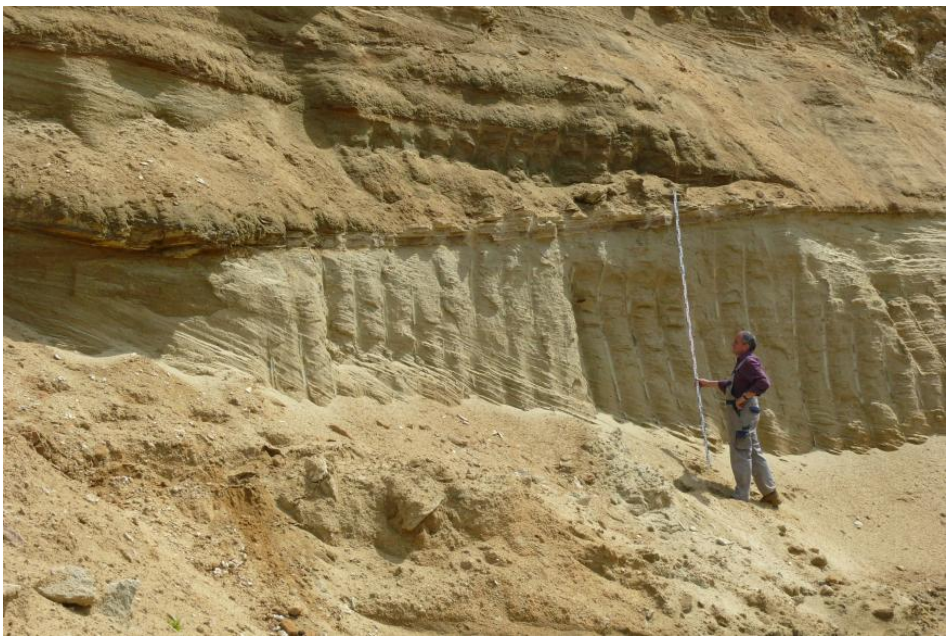
Gestein

Unterschiedliche Sandlagen der Goldshöfe-Sande.

Die aus dem ostbayerischen Grundgebirge stammenden Grimmelfinger Graupensande und die aus der Verwitterung von Stubensandstein und dem fluviatilen Transport des Verwitterungsschutts hervorgegangenen Goldshöfe-Sande bestehen überwiegend aus mehr oder weniger gut gerundeten Körnern von **Milchquarz und Quarz-Feldspat-Gemengen**. Bei den Sanden des jungtertiären Grobsandzugs handelt es sich zumeist um **fein- bis mittelkiesige Grobsande**, die schwach karbonatisch verfestigt sind und **Karbonatkonkretionen** sowie **Schalenreste** enthalten; z. T. sind Sandsteinbänke eingeschaltet („Molassesandsteine“). Die zu 2–5 % enthaltenen Fein- und Mittelkiese bestehen aus **Quarz, Quarzit und karbonatisch verfestigtem Sandstein**. Bei den aus in-situ-Verwitterung von Grundgebirgsgesteinen hervorgegangenen Grusen handelt es sich meist um **schwach sandige Feinkiese oder feinkiesige Grobsande** aus Milchquarz und verwitterten Feldspäten. Die pliozänen Sande des Oberrheingrabens gehen vor allem auf die Abtragung der sich im Tertiär herauswölbenden **Buntsandstein-Schichten** zurück. Auch in quartären Sandablagerungen des Oberrheingrabens kann der Quarzgehalt lokal so stark ansteigen, dass man von Quarzsanden sprechen kann, insbesondere dann, wenn große Mengen umgelagerter pliozäner Sande enthalten sind.

Petrographie

Sandige z. T. kiesige Rohstoffkörper bestehen vorherrschend aus **Quarz und Tonmineralen**, untergeordnet treten **Karbonate, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke** und **Schwerminerale** auf. Die Gruse bestehen wie ihre plutonischen bzw. metamorphen Ausgangsgesteine aus **Quarz-Feldspat-Glimmer-Aggregaten**. Die Sedimentation erfolgte zumeist unter fluviatilen Bedingungen in unterschiedlichen Ablagerungsräumen.


Quarzsande des jungtertiären Grobsandzugs (Obere Meeresmolasse) bei Meßkirch-Rengetsweiler.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Mächtigkeiten

Innerhalb der quartären und jungtertiären Ablagerungen des Oberrheingrabens können die nutzbaren quarzsandführenden Schichtpakete Mächtigkeiten **bis über 150 m** erreichen. Die Sande des Grobsandzugs werden **10–70 m** mächtig, die oben genannten Ablagerungen in Rinnensystemen werden in der Regel **10–20 m** mächtig. Die taschenförmigen Vorkommen der Gruse sind meist nur **wenige Meter** mächtig.

Gewinnung und Verwendung

Gewinnung: Die Gewinnung erfolgt im **Trockenabbau** mit Hydraulikbaggern und Radladern. Die Grobaufbereitung (Zerkleinern und Sieben) wird meist im **Tagebau** vorgenommen (Vorsieb, Vorbrecher); im Werk werden die Sande gewaschen und klassiert.

Verwendung: Sande (Korngrößen zwischen 0,063 und < 2 mm) werden verwendet als:

1) Bettungs-, Fugen- und Verfüllsande (Pflastersande, Kabelsande)
2) Beton-, Mörtel- und Estrichsande
3) Filtersande
4) Magerungsmittel in grobkeramischen Massen
5) Sande zur Herstellung von Kalksandstein
6) Industriesande in der Gießerei-, Eisen-, Glas-, Feuerfest- und Chemischen Industrie.

Aus den quartären Kieslagern des Oberrheingrabens durch Aufbereitung abgetrennte Fein- bis Grobsande.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Lagerstättenpotenzial

Für die Rohstoffgruppe **Sande, teilweise kiesig** wird das Lagerstättenpotenzial nur für die Goldshöfe-Sande angewendet. Die Goldshöfe-Sande treten in einem engbegrenzten Bereich in Ostwürttemberg auf. Die Rohstoffvorkommen wechseln i. d. R. in ihrer Zusammensetzung aus Sanden und eingeschalteten Tonen und Schluffen stark. Dies ist auf die Ablagerungsbedingungen in einem Flusssystem zurückzuführen. Nach der Ablagerung wurden die Goldshöfe-Sande zum großen Teil wieder abgetragen, so dass heute nur noch Erosionsreste vorliegen. Daher besitzen die Flächen im Allgemeinen nur eine geringe Größe und weisen selten nutzbare Mächtigkeiten über 20 m auf.

Geringes LP:

1. Nutzbare Mächtigkeit 5–7,5 m
2. Fläche < 25 ha
3. Inhomogenes, stark wechselhaftes Vorkommen aus sandigen Rinnenfüllungen mit zahlreichen Ton- und Schluffeinschaltungen. Anteil der nicht nutzbaren Tone und Schluffe ist > 20 %.
4. Überlagernder Abraum ist im Mittel mächtiger als 2 m

Mittleres LP:

1. Nutzbare Mächtigkeit 7,5–10 m
2. Fläche 25–75 ha
3. Wechselhaftes Vorkommen aus sandigen Rinnenfüllungen mit Ton- und Schluffeinschaltungen. Der nicht verwertbare Ton- und Schluffanteil liegt zwischen 10–20 %
4. Überlagernder Abraum erreicht im Mittel Mächtigkeiten von 1,5–2 m

Hohes LP:

1. Nutzbare Mächtigkeit > 10 m
2. Fläche > 75 ha
3. Das Vorkommen besteht überwiegend aus sandigen Rinnenfüllungen mit keinen bis geringen Ton- und Schluffeinschaltungen. Der Anteil von Ton und Schluff in den Sanden erreicht max. 10 %
4. Überlagernder Abraum erreicht im Mittel Mächtigkeiten < 1,5 m

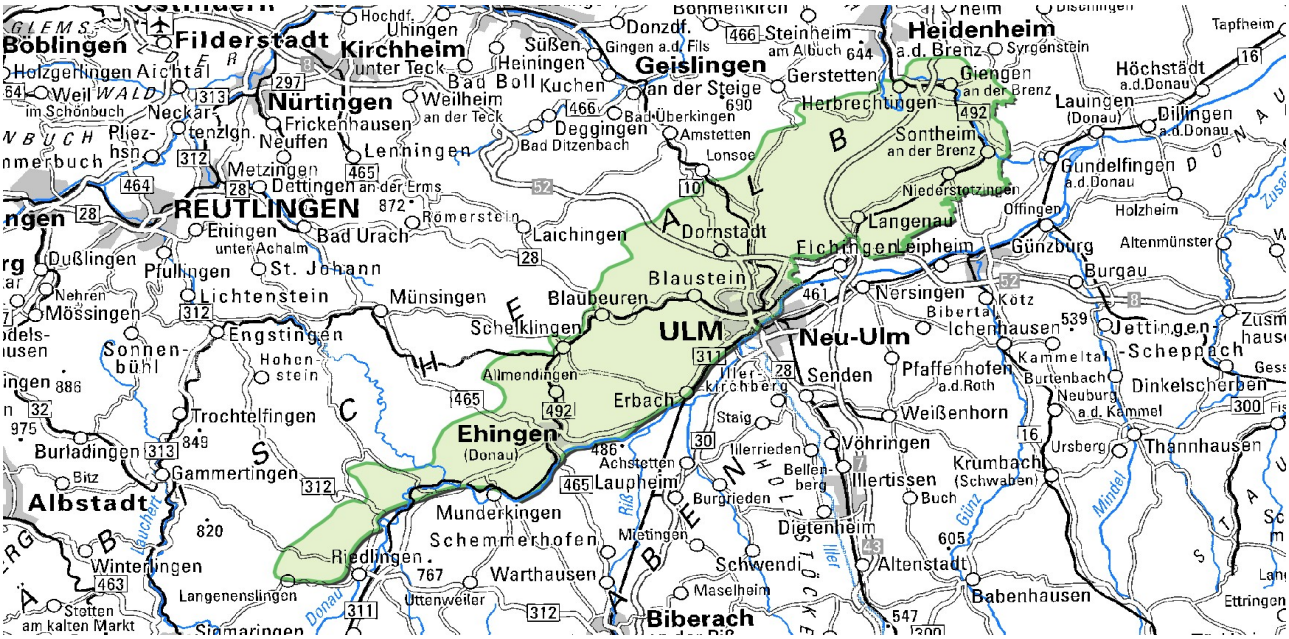
Literatur

- Börner, A., Bornhöft, E., Häfner, F., Hug-Diegel, N., Kleeberg, K., Mandl, J., Nestler, A., Poschlod, K., Röhling, S., Rosenberg, F., Schäfer, I., Stedingk, K., Thum, H., Werner, W. & Wetzel, E. (2012). *Steine- und Erden-Rohstoffe in der Bundesrepublik Deutschland.* – Geologisches Jahrbuch, Sonderhefte, SD 10, 356 S., Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Staatliche Geologische Dienste). [212 Abb., 54 Tab., Anh.]
- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2006b). *Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2006 – Gewinnung, Verbrauch und Sicherung von mineralischen Rohstoffen.* – LGRB-Informationen, 18, S. 1–202, 1 Kt.
- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2013b). *Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013: Bedarf, Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Dritter Landesrohstoffbericht.* – LGRB-Informationen, 27, S. 1–204.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 22.07.20 - 15:10):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/sande-teilweise-kiesig

Südöstliche Alb



Lage und Abgrenzung

Die Bodengroßlandschaft (BGL) der Südöstlichen Alb erstreckt sich zwischen der Landesgrenze zu Bayern, östlich von Giengen a. d. Brenz, und dem ca. 80 km weiter südwestlich gelegenen Albgebiet bei Riedlingen. Es handelt sich um ein relativ heterogenes Gebilde aus landschaftlichen Untereinheiten.

Ein erheblicher Teil wird dabei von der sog. Lonetal-Flächenalb eingenommen, die sich vom Gebiet nördlich von Ulm (Ulmer Alb) bis in die Bereiche um das untere Brenztal zwischen Giengen und Sontheim a. d. Brenz ausdehnt. Am Südrand der Schwäbischen Alb schließt hier die Niederungslandschaft des baden-württembergischen Donaurieds an, die ebenfalls der BGL Südöstliche Alb zugerechnet wird.

Jenseits des bei Ulm in die Donau einmündenden Blautals wird die Südöstliche Alb in ihrem Kernbereich großenteils von rückenartigen Hochgebieten aus tertiären Molassegesteinen aufgebaut. Das an das Blautal anschließende langgezogene Hochsträß, der Rücken des Landgerichts nördlich von Munderkingen und der im Südwesten folgende Tautschbuch bilden markante Landschaftseinheiten. Vom eigentlichen Rücken deutlich abgesetzt, erstreckt sich im Fußbereich des Hochsträß entlang des Donautals ein wenige Kilometer breites, flachwelliges Vorgelände, das bis in die Gegend um Munderkingen reicht.

Die Höhenverhältnisse im Bereich der Südöstlichen Alb spiegeln in ihren Grundzügen deren landschaftliche Gliederung wider. Das Gebiet der Lonetal-Flächenalb wird durch Höhenlagen zwischen knapp 500 m NN und etwas über 600 m NN bestimmt, während auf den Rücken des Hochsträß, Landgerichts und Tautschbuchs Höhen von etwa 700 m NN bis ca. 780 m NN erreicht werden. Eine Sonderrolle nimmt die Niederung des Donaurieds flussabwärts von Ulm ein, wo sich die Geländehöhen zwischen 440 m NN und 460 m NN bewegen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die hydrographischen Verhältnisse in dem zu einem erheblichen Teil durch Karst geprägten Gebiet werden durch kleinere Seitenflüsse bestimmt, die aus dem Gebiet der Alb in die Donau einmünden. Von Südwesten nach Nordosten sind hier die Zwiefalter Aach, die Große Lauter westlich von Munderkingen und die Schmiech bei Ehingen zu nennen. Weiter östlich folgt die in einem wasserreichen Quelltopf bei Blaubeuren (Blautopf) entspringende und in Ulm in das Donautal einmündende Blau. Im Hinterland der Lonetal-Flächenalb verläuft die Lone in einem landschaftsgeschichtlich sehr alten Talzug ungefähr parallel zum Donautal. Sie fließt schließlich dem Unterlauf der Brenz zu, die von Norden kommend die Alb bei Sontheim a. d. Brenz verlässt und von dort in östlicher Richtung durch das Donauried strömt, bevor sie bei Gundelfingen (Bayern) auf die Donau trifft.

Geologisch-geomorphologischer und landschaftsgenetischer Überblick

Das Werden der Landschaft der Südöstlichen Alb ist in groben Zügen eng mit den großen geotektonischen Vorgängen verknüpft, die zum Einbruch des Oberrheingrabens und zur Bildung der Alpen führten. Diese stehen wiederum in Zusammenhang mit der Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Lithosphärenplatte im frühen Tertiär. Die Bildung des Oberrheingrabens war mit der Hebung der Grabenschultern verbunden, wobei es zu einer geringen Schrägstellung des mehrere Hundert Meter mächtigen mesozoischen Schichtpakets kam.

Mäßig verkarsteter Massenkalk des Oberjuras bei Langenau-Albeck

In der Folge entwickelte sich die Südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft durch Abtragungsvorgänge, die an der im Grabenbruch freigelegten Gesteinsfolge ansetzten und sich an der morphologischen Gesteinshärte orientierten. Dabei wurden Geländestufen aus relativ harten Gesteinen, die weiche, leichter erodierbare Sockelgesteine überlagerten, zunehmend in Richtung des allgemeinen Schichteinfallens nach Südosten verlegt. Die oberste, am weitesten vom Oberrheingraben entfernte, hoch aufragende Schichtstufe wird dabei von der Gesteinsabfolge des Oberjuras (Weißjura) gebildet. Weiche mergelige Gesteine bilden im unteren Teil den Sockel und harte Kalk- und Dolomitsteine schließen die Schichtstufe nach oben ab.

Bereits schon zu Beginn des Mittleren Miozäns (17 Mio. Jahre) war die Schwäbische Alb mit einem Trauf ausgebildet, der sich vermutlich nur wenige Kilometer von seiner heutigen Lage entfernt befand (Schweigert, 2018). Zwischen Alb und den aufsteigenden Alpen entstand ab dem frühen Oligozän (34 Mio. Jahre) der Molassetrog. Das zunächst flache Becken senkte sich ständig weiter ein und wurde mit dem Abtragungsmaterial des aufsteigenden alpinen Gebirges im Wechsel von limnischer und mariner Sedimentation verfüllt, die am Rand zu den Alpen eine Gesamtmächtigkeit von über 1000 m erreichte. Marine Bedingungen stellten sich ein, wenn eine Verbindung des Molassebeckens zum offenen Meer gegeben war.

Für die Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Alb war ein weiter Meeresvorstoß im Untermiozän vor rund 20 Mio. Jahren besonders prägend, der bis zu 20 km auf die leicht geneigte Albtafel reichte und im Brandungsbereich die mehrere Zehnermeter hohe Steilküste der Oberen Meeresmolasse formte. Diese ehemaligen Kliffs lassen sich noch heute als landschaftlich markante Trennlinie über eine weite Strecke von Nordosten nach Südwesten auf der Schwäbischen Alb verfolgen.

Blick von der Flächenalb bei Altheim (Alb) auf die Geländestufe entlang der Klifflinie

Grober Sandstein der Oberen Meeresmolasse – ehem. Steinbruch nordwestlich von Rammingen

Die nördlich davon gelegene Kuppenalb verdankt ihr charakteristisches und namensgebendes Relief dem erosiven Herauspräparieren von widerständigen massigen Riffkalken aus den umgebenden weicheren Gesteinen der geschichteten Fazies des Oberjuras.

Südlich der Klifflinie herrschen auf der Flächenalb dagegen weite Verebnungsbereiche vor, die sich als Relikte einer alttertiären bis kreidezeitlichen Flachlandschaft, oftmals geschützt durch überlagernde Molassesedimente, erhalten haben. Neben den meist sandigen Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse treten im Bereich der Flächenalb lückenhaft auch Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse auf.

Aus der Zeit vor dem mittelmiozänen Meereseinbruch haben sich in südlichen Randbereichen der Alb Sedimente der Unteren Süßwassermolasse erhalten, bei denen es sich ähnlich, wie bei den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse überwiegend um mäßig verfestigte pelitische Gesteine (Ton- und Mergelsteine), um Glimmer führende Sandsteine sowie stellenweise um Kalksteine handelt.

Die Flächenalb war während des Pleistozäns aufgrund ihrer wenig exponierten Lage in deutlicher Entfernung zum hoch aufragenden Albtrauf und ihres ausgeglichenen Reliefs für die kaltzeitliche Lössanwehung begünstigt. Weite Gebiete sind daher heute großflächig von Lösslehm bedeckt.

Für die Ausbildung der rückenförmigen Höhenzüge, die sich von Ulm bis in die Gegend um Riedlingen im Südwesten erstrecken, spielen die in der Unteren und Oberen Süßwassermolasse auftretenden Süßwasserkalke als harte Dachgesteine eine entscheidende Rolle. Die kompakten Kalksteinbänke, die mit mergeligen sowie z. T. sandigen Ablagerungen wechsellagern, umfassen bis mehrere Zehnermeter und wurden am Rand des Molassebeckens durch den Zufluss von karbonatreichen Wässern aus der Alb ausgefällt.

Durch Hügelrücken gegliedertes Gelände des Hochsträß-Höhenzugs bei Altheim

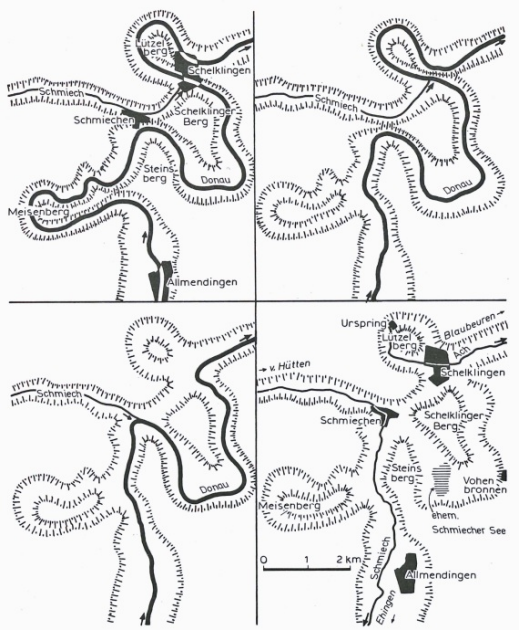
Zwischen dem Abfall des Hochsträß und des Landgerichts sowie der Donau erstreckt sich zwischen Ulm-Grimmelfingen und dem etwa 25 km entfernten Munderkingen, ein ca. 70–150 m tiefer gelegenes, welliges bis flachhügeliges Vorgelände. Im Fußbereich des Hochsträß besteht dieses aus den überwiegend feinkörnigen Ablagerungen der Oberen Brackwassermolasse und der Unteren Süßwassermolasse. Letztere wurde im Grenzbereich zwischen Oligozän und Miozän (23 Mio. Jahre) abgelagert. Neben meist glimmerreichen Sanden und Schluffen enthalten diese Molasseablagerungen auch Mergel- und Tonsteine. Eine Besonderheit sind die hier örtlich auftretenden mittel- bis grobsandigen und stellenweise feinkiesigen Vorkommen der Grimmelfingen-Formation. Es handelt sich um Ablagerungen in der sog. Graupensandrinne, die sich als Entwässerungsbahn am Außenrand des Molassebeckens eingetieft hat und den Resten eines weit im Südwesten liegenden Binnenmeeres zufloss. Die spätere Verfüllung der Rinne mit sandig-feinkiesigen Ablagerungen erfolgte im Wesentlichen aus dem Bereich der im Nordosten an das Molassebecken anschließenden Böhmischen Masse.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Flachwelliges Vorgelände am Fuß des Anstiegs zum Hochsträß-Rücken

Das Vorland der Tertiärrücken zwischen Ehingen a. d. Donau und Munderkingen besteht im donauwärtigen Teil großflächig aus den Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse, die in Richtung des ansteigenden Landgerichts im Wechsel mit Bank- und Massenkalken des Oberjuras auftreten. Eine landschaftsgeschichtliche Besonderheit ist das Kirchener Tal, ein breiter Trockentalzug, der auf einen alten, noch rißzeitlichen Donaulauf zurückgeht (Villinger, 1986). Dieser bog zu jener Zeit bei Untermarchtal aus dem Donautal in nördliche Richtung ab, floss am Fuß des Landgerichts entlang in Richtung Ehingen und entwässerte weiter über einen Talabschnitt des heutigen unteren Schmiechtals in das Blautal in Richtung Ulm. Die Schaffung des heutigen Flussverlaufs der Donau zwischen Ehingen und Ulm wurde durch das Abfließen gewaltiger Schmelzwassermengen der bis auf wenige Kilometer heranreichenden rißzeitlichen Gletscher begünstigt. Der alte Talzug wurde bis Ende des Mittelpleistozäns von der Donau durchströmt und prägt mit seinem früheren, mäandrierenden Verlauf bis heute das Landschaftsbild zwischen Ehingen und Schelklingen. So enthält das Gebiet mehrere ehemalige, verlassene Talmäander, die an den Engstellen der Mäanderhälse durchtrennt und vom aktiven Flusslauf der rißzeitlichen Donau abgeschnitten worden waren. Ein prominentes Beispiel ist die ehemalige Flussschlinge um den Schelklinger Berg, mit dem Feuchtgebiet des „Schmiechener Sees“.

Das Feuchtgebiet des „Schmiechener Sees“ in einer ehemaligen Flussschlinge der Donau bei Schelklingen



Flussgeschichtliche Entwicklung des mittelpleistozänen Donaulaufs zwischen Allmendingen und Schelklingen (nach Wagner, 1929, aus Geyer & Gwinner, 1984)

- *o. links: Alt- bis Mittelpleistozäner Donaulauf mit Talmäandern*
- *o. rechts: Abschnürung des Mäanderbogens um den Meisenberg; die Schmiech rückt mit einem nach Süden ausgreifenden Flussbogen gegen den schmalen Bergrücken vor, der sie vom Donautal trennt.*
- *u. links: Die Schmiech hat zusammen mit dem benachbarten südlichen Donaumäander den trennenden Felsgrat erodiert und fließt ab dieser Stelle nun in die Donau; bei Schelklingen wurde der Mäanderbogen um den Lützelberg abgeschnürt.*
- *u. rechts: Der bis dahin um den Schelklinger Berg von der Donau durchflossene Talverlauf wurde, nachdem bei Ehingen der Übertritt der Donau in ihr heutiges Tal erfolgt war, nicht mehr von ihr benutzt; im feuchten Tiefenbereich des ehemaligen Flusstals bildete sich mit dem Schmiechener See ein flaches offenes Gewässer aus, dass zunehmend verlandete.*

Ein eigenständiges Teilgebiet der BGL Südöstliche Alb stellt die Niederungslandschaft des Donaurieds am südlichen Albrand zwischen Langenau und dem etwa 15 km entfernten Sontheim a. d. Brenz dar.

Langenau am Nordwestrand des Donaurieds – Im rechten Hintergrund die Ulmer Alb mit Kloster Oberelchingen

Voraussetzung für die Entstehung des Donaurieds ist das weite Vorspringen des Talraums in nördliche Richtung ab Elchingen-Unterelchingen. Während bis etwa 10 km donauabwärts von Ulm der südliche Rand der Alb durch einen steilen Talhang markiert wird, weitet sich ab dort das Donautal mit einem mehrere Kilometer breiten Talboden. Die Ursache sind die hier an der Basis der Albgesteine auftretenden Sedimente der Mergelstetten-Formation (früher: Zementmergel-Formation). Diese bestehen überwiegend aus Kalkmergelsteinen und konnten aufgrund ihrer relativ geringen morphologischen Härte durch Seitenerosion der Donau zunehmend ausgeräumt werden, wodurch sich der Talrand sukzessive weiter in nördliche Richtung verlegte.

Mit der fluviatilen Ausräumung der Talweitung erfolgte auch eine schrittweise Tieferlegung des Talbodens im Wechsel von Flusseinschneidung und nachfolgender kaltzeitlicher Aufschotterung. Am Nordrand des Donaurieds haben sich abschnittsweise ältere, z. T. treppenartig gestufte Terrassenreste erhalten, welche diese von den pleistozänen Klimawechseln gesteuerte fluviatile Formung dokumentieren (Bibus & Strahl, 2000; Schellmann, 2017). Besonders augenfällig sind die unmittelbar an den Albrand anschließenden, z. T. weitläufigen Hochterrassenreste, die mit ihrer Oberfläche etwa 4–6 m über dem mit Grundwasser erfüllten Niederungsbereich des Donaurieds liegen.

Die Stadt Langenau, namensgebend für den westlichen Abschnitt des Donaurieds, liegt in Teilen auf einem erhaltenen Hochterrassenrest. Weiter nach Osten setzt ab Rammingen-Bahnhof bis zur Einmündung des Brenztals bei Sontheim eine ausgedehnte, bis etwa 3 km breite Hochterrassenverebnung ein. Während bei Langenau Löss und Lösslehm über den Terrassenkiesen lagern, sind es im Bereich der Sontheimer Hochterrasse meist über 2 m mächtige lössreiche Hochflutsedimente und Schwemmlösse.

In der Feuchtniederung des Donaurieds entwickelte sich zwischen den jungen Auenbereichen entlang der Donau und den am nordwestlichen Rand einsetzenden Hochterrassenresten ein ausgedehntes Niedermoor. Die ursprünglich oberflächennahen Grundwasserstände schränkten den Abbau von organischer Substanz aus abgestorbenen Pflanzenresten so stark ein, dass in den Kernbereichen bis über drei Meter mächtige Moorkörper aufwuchsen.

Kalkniedermoor bzw. Kalkerdniedermoor mit Wiesenkalkabsätzen im oberen Moorkörper

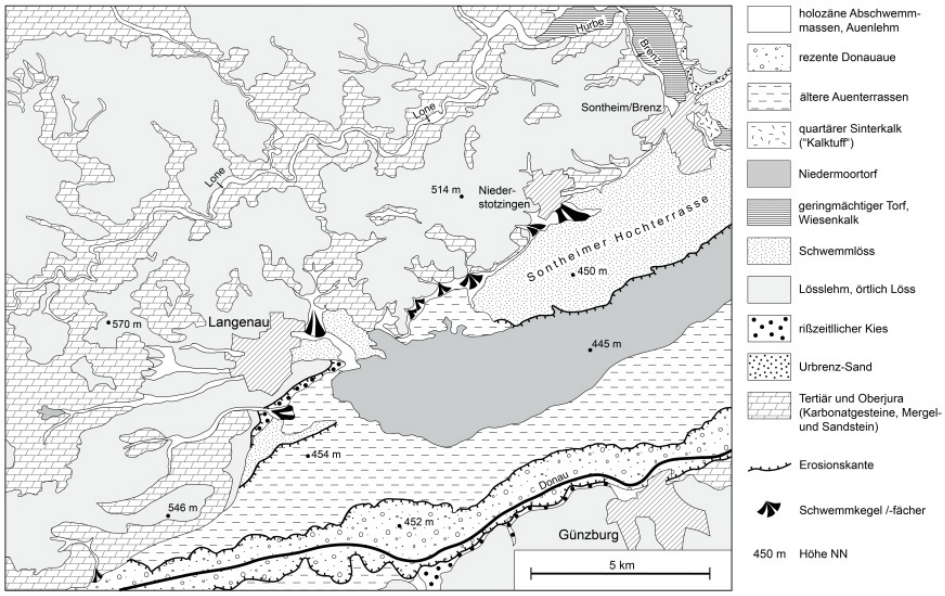
Die Niedermoorbildung hat unmittelbar nach dem Ende der letzten Kaltzeit im Präboreal vor knapp 12 000 Jahren eingesetzt und soll bis in das holozäne Klimaoptimum während des Atlantikums vor rund 7 000 Jahren angedauert haben. Danach haben die Niedermoore ihr weiteres Wachstum eingestellt und wurden durch den Zustrom von karbonatreichem Grundwasser aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb konserviert (Göttlich, 1955).

Seit der Donaukorrektur ab 1806 und der bereits bis Mitte des 19. Jahrhunderts in weiten Teilen durchgeführten Grabenentwässerung schwindet die in den Niedermooren festgelegte organische Substanz kontinuierlich. Bereichsweise tragen dazu auch Brunnengalerien mit ihren Absenkungstrichtern im Grundwasser bei, welche von der Landeswasserversorgung zwischen 1917 und dem Ende der 1940er Jahre zur Trinkwasserentnahme installiert wurden. Durch den Vergleich von Höhenmessungen, die 1950 und zu Beginn der 1990er Jahre durch Feinnivellements gewonnen wurden, ließ sich für den Kernbereich des Donaurieds eine durchschnittliche jährliche Absenkung der Geländeoberfläche um 7,2 mm feststellen (Weinzierl, 1997). Diese wurde hauptsächlich durch den Abbau von organischer Substanz außerhalb des Grundwassers verursacht.

Das heutige Brenztal, das bei Sontheim in die Talniederung des Donaurieds einmündet, hat sich in seinen Grundzügen aus dem Talzug der sog. Urbrenz entwickelt. Die Urbrenz war während des jüngeren Tertiärs, vermutlich ab dem Oligozän (ca. 30 ± 5 Mio. Jahre), bis in das Mittelpleistozän (etwa vor 400 000 Jahren) die Entwässerungsbahn für die jenseits der Alb gelegene nordöstliche Schichtstufenlandschaft. Der damalige Vorflutbereich lag im Molassebecken und wurde gegen Ende des Tertiärs von der Urdonau am Südrand der Alb abgelöst.

Das Flussnetz nördlich der Schwäbischen Alb wurde im Verlauf des älteren Pleistozäns zunehmend durch rückschreitende Erosion von Nebenflüssen des Neckars angezapft. Während des Mittelpleistozäns, spätestens vor ungefähr 400 000 Jahren, entwässerten die Flüsse dort weitgehend zum rheinischen System, womit das Brenztal als Hauptabflussbahn ausgedient hatte. Die im unteren Brenztal vorkommenden Ablagerungen der Urbrenz (Urbrenz-Sande, Höhenschotter) bestehen aus quarzsandreichem, häufig stark verlehmtem Residualmaterial. Dieses enthält meist Grobkomponenten aus Hornsteinen und Bruchstücke von Kieselknollen, die aus den Gesteinen des Oberjuras stammen. Untergeordnete Sandsteinkomponenten aus dem Unter- und Mitteljura sowie aus dem Keuper spiegeln das ehemals bis in das Vorland der Ostalb reichende Einzugsgebiet wider. Die Ablagerungen der Urbrenz begleiten die heutige Brenz auf den Höhen und reichen mit ihren jüngeren Sedimenten stellenweise bis in die mittleren Talhangbereiche.

Ein weiteres Zeugnis sehr alter fluviatiler Formung stellen Ablagerungen der Jüngeren Juranagelfluh auf der Ulmer Alb nördlich von Beimerstetten dar. Dabei handelt es sich um Konglomerate aus grobem Kalksteinschotter des Oberjuras, welche von Albflüssen während des Miozäns dem Molassebecken zugeführt wurden und schließlich ihre Abflussrinnen verschüttet haben.



Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des Donautals bei Langenau und der angrenzenden Schwäbischen Alb (verändert, aus Kösel, 2016)

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Die Böden im Gebiet der Südöstlichen Alb haben sich zum weit überwiegenden Teil aus jungen, d. h. pleistozänen und holozänen Lockergesteinen entwickelt. Örtlich bilden jedoch auch Festgesteine das Ausgangsmaterial der Böden. Dabei handelt es sich um Karbonatgesteine (Kalksteine, seltener Dolomitsteine) des Oberjuras und teilweise der Süßwassermolasse, die v. a. auf exponierten Reliefpositionen wie gerundeten Scheitelbereichen und steileren, z. T. konvexen Hangbereichen zu Tage treten. In weiten Bereichen, die in der Geologischen Karte ebenfalls mit Karbonatgesteinen ausgewiesen sind, wird der anstehende Gesteinsuntergrund jedoch von grusig-steinigem, lockerem Karbonatgesteinsmaterial überlagert. Das durch kaltzeitliche Gesteinsfragmentierung aufbereitete anstehende Gestein wurde dabei an Hängen durch gravitative Massenverlagerungen als **Hangschutt** sowie als **Solifluktionsschutt** durch kaltzeitliches Bodenfließen umgelagert. In ebener Lage findet sich äquivalent eine Schicht aus frostbedingtem **Gesteinszerfall**.

Die Grobmaterialanteile in den Lockergesteinsdecken gehen zurück und fehlen sogar teilweise, wenn pelitische Gesteine (Ton- und Mergelsteine) aufgearbeitet wurden. Solche, ausschließlich aus dem anstehenden Gesteinsmaterial der Umgebung bestehenden **Fließerden** werden als **Basislagen** bezeichnet. Ursprünglich waren sie von einer jüngeren Fließerde überdeckt. Das Kennzeichen dieser **Decklage** (nach KA5: Hauptlage; Ad-hoc-AG Boden, 2005a) ist eine geringe bis deutliche Beimengung von äolischem Schluff, der während ihrer Bildung im ausgehenden Spätglazial der letzten Kaltzeit (Würm) eingeweht wurde. Im Auftaubereich des Dauerfrostbodens wurde aufgearbeitetes Liegendmaterial in die Decklage eingemengt. Ihre ursprüngliche Mächtigkeit ist mit 30–50 cm reliefübergreifend erstaunlich konstant. Allerdings haben menschliche Eingriffe in die früheren Naturlandschaften seit der Besiedlung und dem Einsetzen ackerbaulicher Nutzung vielfach Abtragungsvorgänge auf den nun weitgehend ungeschützten Bodenoberflächen hervorgerufen. Bereichsweise wurde dadurch der Untergrund aus älteren Fließerden und Lockergesteinen sowie stellenweise auch aus anstehendem Festgestein freigelegt.

Im Gebiet der Lonetal-Flächenalb kommen großflächig **mehrschichtige Lösslehme** vor. Diese bestehen im unteren Teil aus älterem Lösslehm, der durch kaltzeitliche Gefrier- und Auftauprozesse sowie teilweise solifluidale Umlagerung häufig dicht gelagert ist. Darüber folgen bis etwa 1 m mächtige jüngere, relativ locker gelagerte Lösslehme. Es ist anzunehmen, dass das jüngere äolische Sediment während des Höhepunkts der letzten Kaltzeit aufgeweht wurde, als allgemein die Windaktivität mit der Verwehung von Löss ein Maximum erreicht hatte, wie aus zahlreichen gut untersuchten Profilen in den zentralen Lössbecken Mitteleuropas bekannt ist. Für die zeitliche Einstufung des hangenden Lösslehms spricht, dass dieser v. a. an ostexponierten Hängen vereinzelt in ein etwas mächtigeres äolisches Sediment übergeht. An solchen Stellen setzt unterhalb der rezenten Parabraunerde noch typischer kalkhaltiger **Löss** („Rohlöss“) ein, der dem dichter gelagerten älteren Lösslehmpaket aufsitzt. Ähnliche Verhältnisse in Bezug auf die Substratausbildung der äolischen Deckschichten liegen im Bereich der Langenauer Hochterrasse vor. Stellenweise, wenn der hangende äolische Abschnitt etwas mächtiger ist, sind unterhalb des Solums der rezenten Parabraunerde wenige Dezimeter von kalkreichem Löss erhalten, der noch nicht durch die holozäne Bodenentwicklung erfasst und entkalkt wurde.

Im Unterschied zur Hochterrasse bei Langenau wird der weiträumige Verebnungsbereich der Sontheimer Hochterrasse großflächig von bis über 2 m mächtigem **Schwemmlöss** aus dem unmittelbaren Rückland sowie von lössreichen **Hochflutablagerungen** bedeckt. Die Hochflutsedimente wurden von der Donau in ihrem damaligen Überflutungsbereich über den rißzeitlichen Kiesen abgesetzt. Die Schwemmlösse sind dabei nicht auf die Sontheimer Hochterrasse beschränkt, sondern kommen örtlich auch im Übergang zum Rückland vor und treten ebenfalls auf dem Niederterrassensporn des „Baurenfelds“ auf sowie im Bereich von etwas tiefer gelegenen Erosionsterrassen. Die schluffreichen Deckschichten auf den Terrassen werden aufgrund ihres Verbreitungsmusters als umgelagerte lössbürtige Sedimente interpretiert, die durch periglazäre Abschwemmung von Lössablagerungen auf der angrenzenden Alb in das Donautal gelangten. Diese Deutung steht der Interpretation der Deckschichten als rein äolische, primäre Lössablagerungen gegenüber (Schellmann, 2017; Thater & Stahr, 1991).

In den Tälern der Alb mit sohlenförmigen Tiefenbereichen treten verbreitet **Auenlehme** auf, die überwiegend aus abgetragenem Bodenmaterial von Äckern in den Einzugsgebieten stammen. Die Hochwasserabsätze sind unterschiedlich mächtig und überlagern stellenweise nur geringmächtige, sandige und lehmige ältere Hochwasserablagerungen und sandig-kiesige Fluss- und Bachablagerungen. Bereichsweise überdecken die Auenlehme auch Niedermoortorfe sowie örtlich limnische Sedimente. Letztere können v. a. in Zementmergelschüsseln auch großflächig auftreten. Die Abtragungsprodukte der Bodenerosion finden sich nur in Talauen, sondern auch in Muldentälern sowie an Unterhängen, wo sie sich als **holozäne Abschwemmmassen** mit z. T. erheblicher Mächtigkeit angesammelt haben.

Junge, lockere **Süßwasserkalke** (Quartärer Sinterkalk) sind als Ausgangsgesteine für Ah/C-Böden eine Besonderheit des Brenztals. Aus dem Karstuntergrund zufließendes Hydrogencarbonat-reiches Wasser führte bereichsweise zur Ablagerung junger Sinterkalke.

Eine weitere Besonderheit stellen im Brenztal Böden aus alten Flusssedimenten, den sog. **Urbrenz-Sanden**, dar. Bei diesen Bildungen handelt es sich um stark verwitterte, kalkfreie Flusssedimente, die über einen langen Zeitraum (Tertiär bis Mittelpleistozän) von der Urbrenz in verschiedenen Niveaus abgesetzt wurden. Die Ablagerungen bestehen aus Gesteinsmaterial, das im Bereich der Schichtstufenlandschaft jenseits des heutigen Albtraufs nördlich von Aalen mobilisiert wurde. Die aufgearbeiteten Gesteine entstammen einer Schichtenfolge, die vom Keuper bis in den Mitteljura reicht. Ursprünglich enthaltene Karbonatgesteine wurden, wie auch entlang der Albdurchquerung eingetragene Kalk- und Dolomitsteine des Oberjuras, durch Verwitterung aufgelöst.

Die weitläufige Feuchtniederung des Donaurieds wird im Untergrund von sandig-kiesigen Donauablagerungen gebildet. Die Kiesoberfläche setzt dabei in unterschiedlicher Tiefe, meist in 0,7–3 m u. Fl. ein. Über ihr folgen i. d. R. kalkreiche sandig-schluffige und schluffig-tonige **Hochwassersedimente**, die in den zentralen Bereichen des Donaurieds von **Niedermoortorf** überdeckt werden. In die Torfe sind bereichsweise mehrere Dezimeter lockere Wiesenkalkabsätze eingeschaltet. Die Mächtigkeit der Niedermoortorfe schwankt erheblich und beträgt teilweise unter 1 m, während Maximalmächtigkeiten bis etwa 3 m auftreten. Dabei sind die heutigen Torfmächtigkeiten z. T. stark durch die Grundwasserabsenkung und die dadurch verursachte Torfsackung sowie Mineralisierung des Torfes beeinflusst worden. Zudem hat der aktive Abbau der Torfschichten zur Brennstoffgewinnung die Mächtigkeiten und den Umfang der Niedermoortorfe bereichsweise deutlich reduziert.

Im Langenauer Ried, dem westlichen Teil des Donaurieds, treten in den Randbereichen verstärkt schluffige und sandige **Hochwasserablagerungen** als Ausgangsmaterial für die verbreiteten Grundwasserböden auf. Donauwärtig werden diese Hochflutsedimente von jungem, bis knapp 1 m mächtigem **Auenlehm** aus schwach bis mittel humosem Bodenmaterial überlagert. Wie in den unterlagernden humusfreien Hochflutsedimenten sind hohe Karbonatgehalte typisch.

Eine Besonderheit am westlichen Rand des Langenauer Rieds ist eine bereichsweise auftretende geringmächtige, meist nur ca. 2 dm umfassende Lage aus schwarzem Ton, der zur Donau hin meist von jungem Auenlehm überlagert wird. Die Tongehalte bis über 70 Gew.-% bedingen bei Wassersättigung eine Barriere für die Sickerung von Niederschlagswasser und rufen einen intensiven Wasserstau in den Auenlehmen hervor, der die Böden erheblich prägt. Die schwarze Tonlage wird als **Stillwasserablagerung** gedeutet, die unter quasi limnischen Bedingungen in dichten Auwäldern während des holozänen Klimaoptimums im Atlantikum um 7000 Jahre vor heute abgesetzt wurde (Kösel, 2016).

Landnutzung

Die Verteilung und Intensität der Landnutzung im Bereich der BGL Südöstliche Alb spiegeln die bodenkundlichen Verhältnisse in den einzelnen Teilgebieten wider.

Im Bereich der Flächenalb dominiert die landwirtschaftliche Nutzung. Die weite Verbreitung von Lösslehm und daraus entwickelten Parabraunerden begünstigen den hier großflächig durchgeführten intensiven Ackerbau. Die gute natürliche Bodenfruchtbarkeit, die gute Bearbeitbarkeit der Böden und die relativ ausgeglichenen Reliefverhältnisse machten diese Bereiche schon seit jeher zu einem bevorzugten Raum für die Landwirtschaft. Bereits während der Landnahme durch bandkeramische Bauern zu Beginn der Jungsteinzeit (Neolithikum) vor etwa 7500 Jahren war das Gebiet durch ein Siedlungssystem aus Rodungsinseln erschlossen (Knipper et al., 2005). Auch zur Römerzeit war der relative Gunstbereich der Lonetal-Flächenalb ein bevorzugtes Gebiet für die Ansiedlung von Gutshöfen, mit denen eine intensive landwirtschaftliche Erschließung erfolgte, wie etliche bekannte Verortungen von *villae rusticae* bezeugen (Pfahl, 1999). Als Beispiele sind die ehem. römischen Anwesen in der Umgebung von Langenau („Steinhäuser“, „Wiesental“ bei Langenau-Göttingen) sowie bei Niederstotzingen, Sontheim a. d. Brenz oder Herbrechtingen zu nennen. Aufgrund der schon lange andauernden bevorzugten intensiven landwirtschaftlichen Nutzung des Gebiets treten heute bewaldete Bereiche, bis auf örtlich durch die Besitzverhältnisse vorgegebene Ausnahmen, meist nur als kleinere isolierte Waldareale sowie an den Talhängen und Hochflächenrändern tief eingeschnittener Täler auf.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Südöstliche Alb (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Geradezu gegensätzlich sind im Vergleich zur Flächenalb die Landnutzungsverhältnisse im Bereich der Tertiärrücken, die sich von Ulm nach Südwesten bis in die Umgebung von Riedlingen erstrecken (Hochsträß, Landgericht und umgebende Bereiche sowie Tautschbuch). Aufgrund der Reliefverhältnisse mit teilweise steileren Hangbereichen und der für intensiven Ackerbau wenig geeigneten Böden aus tertiären Gesteinen und ihren kaltzeitlichen Umlagerungsprodukten (z. B. Fließerden, Hangschutt) steigt der Waldanteil stark an, während Ackerflächen, die örtlich durch Grünland ergänzt werden, deutlich zurücktreten.

Brunnengalerie im Langenauer Ried. Im Hintergrund die Stufe der Niederterrasse im Bereich des „Baurenfelds“

Eine Sonderstellung nimmt das heute bereichsweise intensiv landwirtschaftlich genutzte Donauried ein. Lange Zeit war im Donauried aufgrund sehr hoher Grundwasserstände nur in den Randzonen der feuchten Talniederung eine extensive Nutzung in Form von einmähdigen Wiesen und ärmlichen Weiden möglich. Wie in etlichen anderen Flussgebieten wurden im Verlauf der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts verschiedene wasserbautechnische Maßnahmen durchgeführt, die zunehmend eine weitergehende Nutzung ermöglichten. Bereits ab 1806 setzte mit dem Durchstich von Mäanderbögen die Begradigung der Donau ein. Etwas später wurde an der Grenze der früheren Königreiche von Württemberg und Bayern der 3 m tiefe Grenzgraben angelegt. Von diesem aus führte ein System von Seitengräben bereits bis Mitte des 19. Jahrhunderts zu einer effektiven Absenkung des Grundwassers v. a. im westlichen Teil des Donaurieds, wodurch nun zusätzliches Weideland und Wiesen genutzt werden konnten. Um 1820 begann der kommerzielle Abbau der bis über 3 m mächtigen Torfe zur Brennstoffgewinnung, der fortan große Flächen beanspruchte und erst 1925 zum Erliegen kam. Ein weiterer starker Nutzungseingriff erfolgte, als ab 1917 die ersten Brunnengalerien der staatlichen Landeswasserversorgung in Betrieb gingen und Trinkwasser durch eine zunächst 100 km lange Pipeline bis zum damaligen Endbehälter Rotenberg bei Stuttgart geleitete wurde.

In der Folge wurde die Wasserentnahme durch die Erschließung neuer Fassungen bis Ende der 1940er Jahre ständig ausgebaut und erweitert. Die starke Grundwasserentnahme und die damit verbundene Absenkung des Grundwasserspiegels ermöglichte nun großflächig landwirtschaftliche Nutzung im Donauried, die bereichsweise sogar in Form von intensivem Ackerbau stattfand.

Bereits früh machten sich jedoch auch die negativen Auswirkungen der Grundwasserabsenkung v. a. auf den organischen Böden der Moorflächen bemerkbar. Neben breiten und tief reichenden Schwundrissen in Trockenjahren kam es zeitweise zu einer starken Verwehung von Torf aus den ausgetrockneten Mooroberflächen (Kösel, 2013), welche zeitweise die betroffenen Gebiete regelrecht verdunkelte. Erst in den frühen 1970er Jahren wurde das Problem der großflächigen Torfverwehung durch die Anlage von Windschutzstreifen aus angepflanzten Gehölzen gelöst.

Feuchtniederung im westlichen Abschnitt des Langenauer Rieds

Zunehmend machte sich auch mit der allgemeinen Grundwasserabsenkung die Mineralisierung der organischen Substanz der Torfe durch einen verstärkten Nitrateintrag in das Grundwasser bemerkbar. Dieser trug neben dem Zustrom von Nitrat führendem Grundwasser aus dem Einzugsgebiet der angrenzenden Alb zur Überschreitung der Grenzwerte nach der Trinkwasserverordnung bei. Eigens eingeleitete Untersuchungsprogramme (z. B. Rück, 1993; Stasch, 1996; Höll, 2007) und darauf aufbauende Maßnahmen führten zu einer Reduzierung der Nitratgehalte.

Neben den aus verschiedenen Nutzungsaspekten resultierenden, teilweise ungünstigen Auswirkungen auf das Geoökosystem, macht sich heutzutage zunehmend der wachsende Flächenverlust durch Überbauung für den Landschaftshaushalt und die Landnutzung negativ bemerkbar. So dehnt sich beispielsweise Ulm als größeres städtisches Ballungsgebiet mit seinem ausufernden Flächenbedarf für Wohn- und Gewerbegebiete in jüngerer Zeit zunehmend auf die Flächenalb aus und entzieht damit dem Landschaftsraum leistungsfähige Flächen mit durchweg hohem bodenfunktionalem Wert.

Klima

Die jährlichen Durchschnittstemperaturen bewegen sich ungefähr zwischen 8 und 9 °C. Innerhalb dieser Spanne variieren die Werte v. a. in Abhängigkeit von der jeweiligen Höhenlage; aber auch winterliche Temperaturinversion entlang des Donautals beeinflusst teilweise die Jahreswerte.

Hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse zeichnet sich im Gebiet der Flächenalb östlich des Blautals ein mäßiger West–Ost- und Nordwest–Südost-gerichteter Gradient ab. So weist die Blaubeurer Alb etwa 800–850 mm und die Lonetal-Flächenalb ca. 750–800 mm Jahresniederschlag auf, während im Donauried, das sich bei Westwetterlagen im Regenschatten der nach Südosten abfallenden Albtafel befindet, vergleichsweise geringe Jahreswerte zwischen 700 und 730 mm auftreten. Für die exponierten, hoch gelegenen Rückenbereiche entlang des Donautals zwischen Ulm und Riedlingen (Hochsträß, Landgericht, Tautschbuch) sind Jahresdurchschnittsniederschläge zwischen 800 und 920 mm charakteristisch. In den tieferen Lagen liegen die Werte dort zwischen 750 und 800 mm.

Das Muster der mittleren jährlichen Klimatischen Wasserbilanz folgt grob der landschaftlichen Gliederung der Südöstlichen Alb. Relativ geringe Werte von +300 bis +400 mm werden in weiten Teilen der Lonetal-Flächenalb erreicht, wobei im Bereich ihres Südabfalls zur Niederung des Donautals größerflächig weniger als +300 mm durchschnittliche jährliche Sickerung auftreten. Auf den verhältnismäßig hoch gelegenen Rücken des Tautschbuchs und Landgerichts sowie in exponierten Lagen der Blaubeurer Alb sind +400 bis +500 mm anzunehmen und nach Ulm hin wird auf dem Hochsträß die +400 mm Isolinie unterschritten. Die entlang der Donau zwischen Erbach und Munderkingen gelegenen Fußbereiche von Hochsträß und Landgericht sind wiederum durch eine Klimatische Wasserbilanz mit Werten unterhalb von +300 mm gekennzeichnet. Gleiches gilt für die Niederungslandschaft im Bereich des Donaurieds zwischen Ulm und Sontheim a. d. Brenz.

Die Werte für die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr liegen auf der Albhochfläche und auf den Tertiärrücken überwiegend zwischen +100 und +200 mm. Im Osten der Flächenalb, im Donauried und im Bereich der Fußbereiche von Hochsträß und Landgericht sind es nur 0 bis +100 mm.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Externe Lexika

WIKIPEDIA
- Schwäbisches Donaumoos

Weiterführende Links zum Thema

- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- LEO-BW: Lonetal-Flächenalb
- LEO-BW: Mittlere Flächenalb
- LEO-BW: Das Donauried

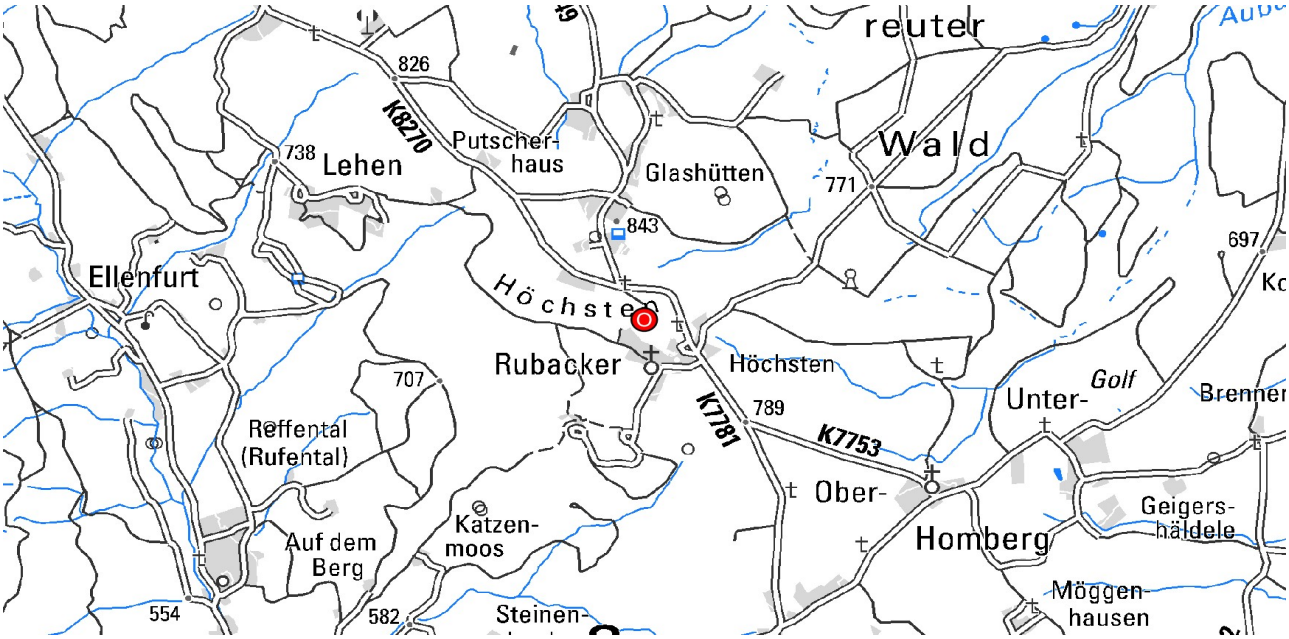
Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Bibus, E. & Strahl, M. (2000). *Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donaurieds.* – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 44(2), S. 211–232. [5 Abb., 2 Tab.]
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1984). *Die Schwäbische Alb und ihr Vorland.* – 3. überarb. Aufl., Sammlung geologischer Führer, 67, 298 S., Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- Göttlich, K. (1955). *Pollenanalytische Untersuchungen zur Entwicklungs- und Vegetationsgeschichte des Langenauer Donaumoores bei Ulm.* – Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 110, S. 171–198. [8 Abb.]
- Höll, B. S. (2007). *Die Rolle des Porenraums im Kohlenstoffhaushalt anthropogen beeinflusster Niedermoore des Donaurieds.* – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 79, 210 S., Stuttgart-Hohenheim.
- Knipper, C., Harris, S., Fisher, L., Schreg, R., Giesler, J. & Nocerino, E. (2005). *The Neolithic Settlement Landscape of the Southeastern Swabian Alb (Germany).* – Journal of Neolithic Archaeology, 7, S. 1–33, verfügbar unter http://www.jna.uni-kiel.de/index.php/jna/article/view/12.
- Kösel, M. (2013). *Fen area of „Donauried".* – Jahn, R. & Stahr, K. (Hrsg.). Soils in Space and Time, IUSS Divisional Conference, Ulm (Germany), Excursion Guide Book, S. 134–157, Stuttgart-Hohenheim (Hohenheimer bodenkundliche Hefte, 107). [14 Abb., 5 Tab.]
- Kösel, M. (2016). *Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen und als Bestandteil des Solums rezenter Oberflächenböden.* – LGRB-Fachbericht, 2016/1, S. 1–63, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.* 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Pfahl, S. F. (1999). *Die römische und frühalemannische Besiedlung zwischen Donau, Brenz und Nau.* – Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg, 48, 256 S., Stuttgart (Theiss).
- Rück, F. (1993). *Standortspezifische Stickstoffmineralisierung, jahreszeitlicher Verlauf des Mineralstickstoffvorrates und der Nitratauswaschung in Böden des Wasserschutzgebietes Donauried.* – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 15, S. 1–226. [41 Abb., zahlr. Tab.]
- Schellmann, G. (2017b). *Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1 : 25 000 des Donautals auf Blatt 7427 Sontheim a. d. Brenz (bayerischer Teil).* – Schellmann, G. (Hrsg.). Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen, S. 9–68, Bamberg (Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge 13).
- Schweigert, G. (2018). *Der Scharnhäuser Vulkan – eine Bestandsaufnahme 125 Jahre nach Brancos Beschreibung.* – Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 174, S. 191–207.
- Stasch, D. (1996). *Umweltverträglichkeit der Bodennutzung im Langenauer Ried.* – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 30, S. 1–268. [44 Abb., zahlr. Tab.]
- Thater, M. & Stahr, K. (1991). *Zur Genese von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donauniederung bei Ulm.* – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 154, S. 293–299. [3 Abb., 2 Tab.]
- Villinger, E. (1986). *Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 28, S. 297–362, 3 Beil. [10 Abb., 2 Tab.]
- Wagner, G. (1929). *Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands – Beiträge zur Flußgeschichte Süddeutschlands I.* – Erdgeschichtliche und landeskundliche Abhandlungen aus Schwaben und Franken, 10, Öhringen.
- Weinzierl, W. (1997). *Niedermoore in Baden-Württemberg. – Bilanzierung der CO2-Emission am Beispiel des Donaurieds.* – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 85, S. 1059–1062. [2 Tab.]

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 02.01.24 - 09:27):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/suedoestliche-alb

Pavillon auf dem Höchsten bei Illmensee-Illwangen



Blick vom Höchsten nach Südsüdosten über den Bodensee bei Friedrichshafen zu den Alpen

Der Höchsten westlich von Ravensburg bildet mit 838 m NN die höchste Erhebung im Alpenvorland zwischen Bodensee und Donau. Der Aussichtspavillion bietet einen ausgezeichneten Überblick über das umgebende Jungmoränen-Hügelland mit seinen glazialen Becken und Endmoränenzügen. Im Süden geht der Blick über den Bodensee zum Alpstein-Massiv mit dem Säntis. Im Südosten schaut man bei guter Sicht über das Schussenbecken bei Ravensburg und das Westallgäuer Hügelland hinweg zu den Allgäuer Alpen und zum Bregenzer Wald.

Das Hochgebiet des Höchsten ist aus Gesteinen der tertiären Molasse aufgebaut, die v. a. an den stark durch Rutschungen überprägten Hängen anstehen. Überlagert werden sie von frühpleistozänem Deckenschotter (Mindel-Deckenschotter) und mittelpleistozänen Gletscherablagerungen (Dürmentingen-Subformation, Dietmanns-Formation). Da die rißzeitlichen Sedimente tief verwittert sind, geht man davon aus, dass der Höchsten während der letzten Eiszeit, der Würmkaltzeit über das Eis hinaus ragte.

Deckenschotter am Westhang des Deggenhauser Tals

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 21.09.20 - 10:31):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/ausgewaehlte-aussichtspunkte-0/alpenvorland/pavillon-auf-dem-hoechsten-bei-illmensee-illwangen

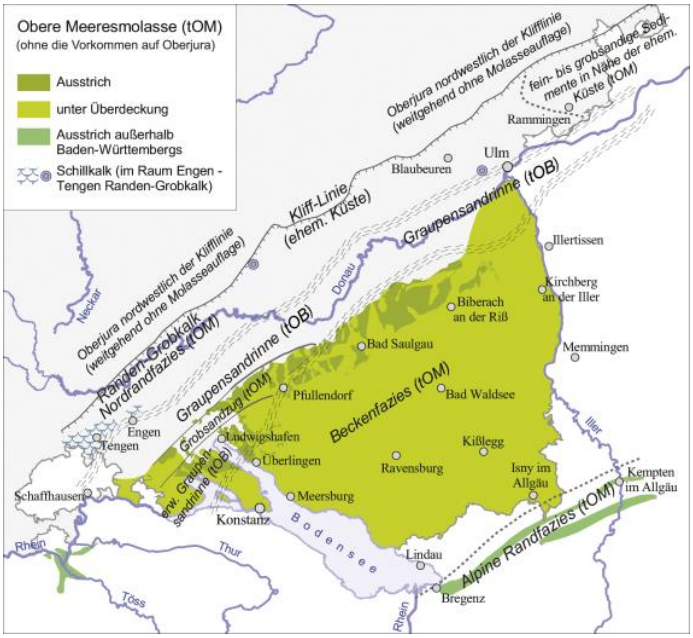
Obere Meeresmolasse

Geologie

In Baden-Württemberg werden in der Oberen Meeresmolasse von Nordwesten nach Südosten vier Faziestypen unterschieden. Ihre Verbreitungsgrenzen verlaufen etwa parallel zu ihrem Ausstrich:

- Randen-Grobkalk (Nordrandfazies) am Nord- bzw. Nordwestrand des Molassebeckens
- Grobsandzug im nördlichen Beckenbereich zwischen Hegau und Illergebiet (Raum Stockach-Pfullendorf)
- Beckenfazies im zentralen Molassebecken
- Alpine Randfazies am Alpennordrand

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Verbreitung (farbig, Ausstrich dunkel) und Faziesverteilung der Oberen Meeresmolasse (tOM) sowie Verbreitung der Graupensandrinne (Grimmelfingen-Formation und Kirchberg-Formation) der Oberen Brackwassermolasse (tOB) im Alpenvorland, gezahnte Linie: Klifflinie der Steilküste des burdigalen Meeres. Von Nordwesten nach Südosten folgen: Randen-Grobkalk, Grobsandzug im Bereich der Graupensandrinne, Beckenfazies und Alpine Randfazies (außerhalb Baden-Württembergs). (Stand: Plum et al., 2008: reliktische Vorkommen nördlich der Donau wurden als Deckschichten eingestuft; Kartengrundlage: Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 350 000)

Der Randen-Grobkalk (tRG) am Nordrand des Molassebeckens besteht aus küstennah abgelagerten, geringmächtigen, teilweise sandigen Schillkalksteinen und Sandsteinen. Im Nordosten (Raum Ulm, Höchsträß) wird der Randen-Grobkalk von schillreichen Grobsandsteinen mit Massenvorkommen von *Turritella turris* (Ermingen-Turritellenplatte, tET) vertreten.

Nach Süden schließt der Grobsandzug (tGSZ) an. Dessen Grobsandsteine und Feinkiese überlagern im Bereich der erweiterten Graupensandrinne zwischen Hegau und Illergebiet die Sedimente der Beckenfazies der Oberen Meeresmolasse. Sie werden von den Ablagerungen der Graupensandrinne überdeckt, die zur Zeit der Oberen Brackwassermolasse (tOB) erosiv in die Sedimente der Oberen Meeresmolasse eingetieft wurde.

Der Grobsandzug verzahnt sich nach Süden mit der Beckenfazies**.** Die Beckenfazies besteht aus zwei aufeinander folgenden marinen Sedimentationszyklen. Sie beginnen jeweils mit groben Lagen und gehen in feingeschichtete Sand-Ton -Wechsellagen über.

1. Sedimentationszyklus (~ 100 bis > 300 m mächtig)

- Heidenlöcherschichten (tHE)

Die Heidenlöcherschichten bestehen aus mittel- bis feinkörnigen Glaukonitsandsteinen, die überwiegend wenig, gebietsweise auch karbonatisch verfestigt sind. Lokal können sie schluffig und an der Basis konglomeratisch sein.

- Kalkofen-Formation (Sandschiefer, tKO)

Die Kalkofen-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Schluffsteinen, schluffigen Sandsteinen, Feinsandsteinen und Mergelsteinen. Örtlich sind inselartig Muschelsandsteinlagen in unterschiedlichen Niveaus eingeschaltet.

2. Sedimentationszyklus (~ 10 bis > 40 m mächtig)

- Baltringen-Formation (tBA)

Die Baltringen-Formation besteht überwiegend aus glaukonitführenden Grobsand- und Geröllsandsteinen.

- Steinhöfe-Formation (tSH)

Die Steinhöfe-Formation besteht aus Sandsteinen, Mergelsteinen und Krustenkalken, die eine zunehmend terrestrische Entwicklung mit Bodenbildung (Albstein, tA) anzeigen.

Obere Meeresmolasse (tOM): Sandgrube bei Rammingen/Alb-Donau-Kreis

Im Bereich der Vorlandmolasse fallen die Schichten flach nach Südosten ein, im Osten mit 1–1,5° und im Westen mit 2–3°. Im Beckentiefsten im Raum Lindau–Isny sind die Schichten in einer rund 10 km breiten Zone annähernd flach gelagert. Südöstlich davon sind die konglomeratischen Gesteine der Alpinen Randfazies der Oberen Meeresmolasse steil aufgestellt. Sie streichen außerhalb von Baden-Württemberg im Allgäu aus (Geyer & Gwinner, 1991; Mall, 1968). Die Schichtlagerung ist von zahlreichen tektonischen Störungen mit Versatzbeträgen von z. T. über 100 m betroffen. Die Überdeckung der Oberen Meeresmolasse durch jüngere tertiäre Sedimente nimmt zum Beckenzentrum (Raum Lindau–Isny) stetig zu.

Die Sedimente der Oberen Meeresmolasse stehen auf einer Fläche von ca. 140 km^2 an, wobei sie bereichsweise von quartären Deckschichten überlagert werden. Sie sind im gesamten Molassebecken bis zur Klifflinie der ehemaligen Steilküste (vgl. Heldenfinger Kliff) des burdigalen Meeres verbreitet. Vorkommen, welche nördlich des gekennzeichneten Ausstrichbereichs dem Oberjura lückenhaft aufliegen, zählen zu den Deckschichten.

Die Mächtigkeit der Oberen Meeresmolasse nimmt von 100–125 m im nördlichen Ausstrichbereich auf über 350 m am Alpennordrand zu. Bereiche mit lokal erhöhter Mächtigkeit sind die Gebiete zwischen Überlingen und Konstanz, nordwestlich von Bad Waldsee sowie westlich von Memmingen.

Die Heidenlöcherschichten sind entlang der Linie Ludwigshafen–Pfullendorf, nördlich von Biberach–Kirchberg etwa 10 m mächtig. Nach Süden nimmt die Mächtigkeit zu und erreicht im Gebiet zwischen Überlinger See und Bad Waldsee–Kißlegg mehr als 50 m. Die maximalen Mächtigkeiten mit 90 m kommen am westlichen Bodensee zwischen Konstanz und Überlingen vor. Von dort nimmt die Mächtigkeit nach Süden wieder auf etwa 30 m ab.

Die Baltringen-Formation ist im größten Teil des Molassebeckens 5 bis 15 m mächtig. Westlich von Ravensburg und im Raum Bad Waldsee kann die Baltringen-Formation die doppelte Mächtigkeit erreichen. Die größte Mächtigkeit wurde mit 35 m in Ravensburg gemessen. Am östlichen Bodensee liegt die Mächtigkeit bei 30 m.

Der Albstein ist im Beckeninneren nördlich der Linie Meersburg–Bad Waldsee–Illertissen verbreitet. In der rund 10 km breiten Graupensandrinne wurde der Albstein vor der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse erodiert und ist deshalb nicht mehr vorhanden. Der Krustenkalk (Exsudationskalk) ist 1–2 m mächtig (Plum et al., 2008).

Hydrogeologische Charakteristik

In der Oberen Meeresmolasse gibt es zwei bedeutende Grundwasserleiter: die Heidenlöcherschichten und die Baltringen-Formation. Die beiden sandigen Folgen der Beckenfazies bilden zwei getrennte, mäßig bis gering ergiebige Kluft- / Porengrundwasserleiter mit mäßiger Durchlässigkeit. Sie sind durch den Grundwassergeringleiter der Kalkofen-Formation voneinander getrennt. Im Hangenden und Liegenden sind sie ebenfalls durch Grundwassergeringleiter hydraulisch begrenzt.

Auch der Albstein in der Steinhöfe-Formation besitzt eine geringe Grundwasserführung, die an Poren und Klüfte gebunden ist. Er hat eine mäßige Durchlässigkeit und eine mittlere bis mäßige Ergiebigkeit. Der Albstein wird häufig zusammen mit der Baltringen-Formation erschlossen.

In der Nordrandfazies ist der Randen-Grobkalk lokal grundwasserführend. Er hat eine mäßige Durchlässigkeit und eine mittlere bis mäßige Ergiebigkeit.

Im Ausbiss der Oberen Meeresmolasse können die grundwasserführenden Horizonte mit quartären Grundwasserleitern in direktem Kontakt stehen. Entlang von Störungen ist ein vertikaler, stockwerkübergreifender Grundwasseraustausch zwischen den Grundwasserleitern der Oberen Meeresmolasse möglich. Grundsätzlich sind im Molassebecken die hydraulischen Auswirkungen großer bzw. tief reichender Störungen auf die Grundwasserbewegung in der Oberen Meeresmolasse noch nicht näher untersucht.

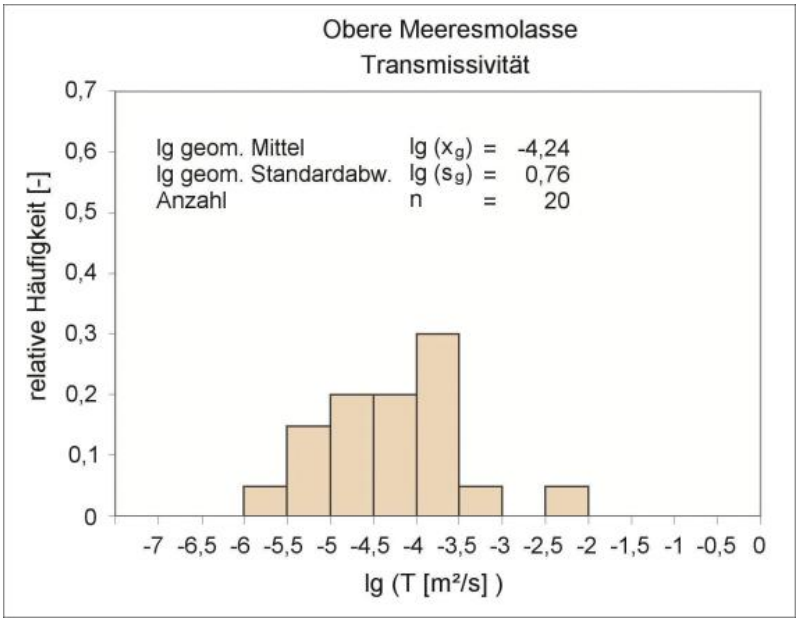
Hydraulische Eigenschaften

Die grundwasserleitenden Schichten der Oberen Meeresmolasse sind nahezu gleichförmig über weite Gebiete des Molassebeckens ausgebildet. Durch eine Reihe von Tiefbrunnen zur Erschließung von sub- bis niederthermalem Mineralwasser sind sie gut untersucht.

Generell nehmen die Durchlässigkeit und die Transmissivität der Oberen Meeresmolasse vom nordwestlichen Beckenrand zum Beckeninneren im Südosten ab. Dies ist möglicherweise auf die zunehmende Kompaktion der Sedimente in Richtung des zentralen Molassebeckens zurückzuführen. Pumpversuchsergebnisse weisen auf einen ausgedehnten, relativ homogenen und isotropen Aquifer hin.

Der geometrische Mittelwert der Transmissivität liegt bei $5{,}8 \cdot 10^{-5}\ m^2/s$ bei einer Schwankungsbreite von rund vier Zehnerpotenzen. Der Stichprobenumfang der Untersuchung beträgt n = 20 (Armbruster et al., 2002).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Häufigkeitsverteilung der Transmissivitätswerte für die Obere Meeresmolasse: landesweite Auswertung (geometrisches Mittel $T = 5{,}8 \cdot 10^{-5}$ m²/s)

Während im Ausstrichbereich im Norden (Dietenheim, westlich Illertissen) Werte um $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s und darunter bestimmt wurden, sinkt die Transmissivität im Süden auf $1{,}3 \cdot 10^{-4}$ m²/s (Bad Waldsee) und $8 \cdot 10^{-5}$ m²/s (Kißlegg).

Bei getrennter Auswertung der Transmissivität beider Grundwasserleiter der Oberen Meeresmolasse wurden in Bad Waldsee und Kißlegg für die Baltringen-Formation Werte von $4{,}4 \cdot 10^{-5}$ bzw. $5{,}8 \cdot 10^{-5}$ m²/s und für die Heidenlöcherschichten Werte von $1{,}4 \cdot 10^{-4}$ bzw. $3{,}3 \cdot 10^{-6}$ m²/s ermittelt.

Im nördlichen Verbreitungsgebiet sind die Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse nur kleinräumig verbreitet. Sie wirken dort als Deckschichten mit stark wechselnder Porendurchlässigkeit.

Hydrologie

Die Grundwasserneubildung aus Niederschlag beträgt im Ausstrichbereich der Oberen Meeresmolasse im langjährigen Mittel (Periode 1981 bis 2010) $G_m = 4{,}5$ l/(s · km²). Bezogen auf die Ausstrichfläche von ca. 140 km² sind das ca. $G_f = 635$ l/s. Unter Quartärüberdeckung kann die Grundwasserneubildung je nach petrographischer Zusammensetzung der Moränen- oder Beckensedimente, stark reduziert sein und verzögert erfolgen. Im Beckeninneren erfolgt eine Grundwasserneubildung unter zunehmend mächtigerer Oberer Süßwassermolasse (tOS) durch eine äußerst geringe, vertikale Zusickerung. Sie ist auf die nördlichen Gebiete mit abwärts gerichtetem Potenzialgefälle beschränkt. Die Neubildungsrate wird für den Raum Bad Waldsee auf 0,2 l/(s · km²) geschätzt (Bertleff et al., 1988).

Im überdeckten Bereich ist das Grundwasser in der Oberen Meeresmolasse gespannt, im Raum Überlingen–Konstanz artesisch gespannt. Auch in Ravensburg wurde ein Überdruck von 32 bar gemessen. Meist wurden in Bohrungen und Tiefbrunnen die beiden Teilaquifere der Oberen Meeresmolasse übergreifend verfiltert. Deshalb liegen für die beiden grundwasserführenden Horizonte in der Oberen Meeresmolasse keine getrennten Druckhöhenpläne vor. Es ist jedoch bekannt, dass zwischen ihnen Potenzialunterschiede bestehen. Im nördlichen und zentralen Verbreitungsgebiet (Bad Waldsee) ist der piezometrische Druck in der Baltringen-Formation größer als in den Heidenlöcherschichten, d. h. das Potenzialgefälle ist abwärts gerichtet. Im südlichen Bereich (Kißlegg) ist es aufwärts gerichtet.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die Grundwasservorkommen der Oberen Meeresmolasse entwässern im Ausstrichbereich bei entsprechend tief eingeschnittener Vorflut zum Teil über geringschüttende Quellen oder unterirdisch in angrenzende quartäre Kiesgrundwasserleiter. Außerdem findet im Norden eine geringe flächenhafte Aussickerung durch die unterlagernde Untere Süßwassermolasse (tUS) hindurch in den Oberjura-Grundwasserleiter statt. Auf der Linie Bad Saulgau–Memmingen zeichnet sich in der Grundwasserdruckfläche der Oberen Meeresmolasse eine Grundwasserscheide ab. Südlich der Grundwasserscheide strömt das Grundwasser nach Süden bis Südsüdwesten. Im westlichen Beckenteil ist das Grundwassergefälle mit rund 12 ‰ mehr als doppelt so groß ist wie im östlichen Teil (0,8–5 ‰). Der Bodensee wirkt in den Gebieten Überlingen und Bregenz für einen Teil des Grundwassers als Vorflut, er wird jedoch auch unterströmt. Die Vorflut für diesen Grundwasserstrom findet sich im Schweizer Mittelland, wo die Obere Meeresmolasse in den Tälern von Thur und Töss ausstreicht. Nördlich der Grundwasserscheide zwischen Bad Saulgau und Memmingen fließt das Grundwasser vermutlich nach Nordosten.

Geogene Grundwasserbeschaffenheit

Im nördlichen Randbereich führt die Obere Meeresmolasse im oder nahe an ihrem Ausstrich ein Ca-Mg-HCO_3-Süßwasser. Weiter nach Süden geht dieser Wassertyp als Folge von Ionenaustauschprozessen in ein Na-HCO_3-Süßwasser über. Im Übergangsbereich kommen Wässer vom Typ Ca-Na-Mg-HCO_3-Süßwasser (Nußdorf, südöstlich Überlingen) bzw. Mg-Na-Ca-HCO_3-Süßwasser (Dreieck zwischen Biberach, Bad Saulgau und Bad Waldsee) vor. Nur im Beckeninnern wurde in den Heidenlöcherschichten eine erhöhte Chloridkonzentration gemessen (Kißlegg). Eine Zunahme ist hier ebenfalls bei Sulfat und Fluorid festzustellen. Bezüglich der Redoxverhältnisse entwickelt sich das Grundwasser der Oberen Meeresmolasse mit zunehmender Fließstrecke von einem sauerstoffhaltigen zu einem sauerstofffreien, reduziertem Grundwasser (Bertleff & Watzel, 2002). Gründe hierfür sind die geringe Durchlässigkeit des Gebirges und die dadurch bedingte große Verweilzeit des Wassers im Untergrund.

Das Grundwasser aus den Heidenlöcherschichten ist höher mineralisiert als das aus den Baltringen-Schichten (Bertleff et al., 1988). In den tiefer liegenden Heidenlöcherschichten wird die 1000 mg/l-Mineralisationsgrenze im Beckeninnern überschritten (Kißlegg: 1450 mg/l, Friedrichshafen: 1600 mg/l). Der gelöste Feststoffgehalt der Grundwässer in der Baltringen-Formation liegt im Norden bei 300 mg/l und erreicht im Raum südlich Kißlegg über 700 mg/l und in Friedrichshafen 890 mg/l (Schloz & Stober, 2006).

Auch die Ergebnisse der Isotopengehaltsmessungen erlauben eine Unterscheidung in einen nördlichen, beckenrandnahen und einen südlichen, beckeninneren Aquiferbereich. Im beckenrandnahen Bereich treten Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von einigen Jahren bis maximal 11 000 Jahren auf. Sie wurden demnach im Holozän unter ähnlichen klimatischen Bedingungen wie heute neugebildet. Dagegen kommen im beckeninneren Aquiferbereich ältere Grundwässer vor, die unter klimatischen Bedingungen einer Kaltzeit bzw. des Pleistozäns neugebildet wurden. Eine Ausnahme hiervon bilden die Grundwässer aus der Bohrung Kißlegg 13 (Heidenlöcherschichten), deren Isotopengehalte auf eine Neubildung unter wärmeren klimatischen Bedingungen als heute hinweisen. Wahrscheinlich handelt es sich noch um Anteile von Formationswasser (RVBO, 2005).

Die Gebirgstemperatur an der Basis der Baltringen-Formation steigt von 10 °C im Ausbiss auf 35 °C im Raum Lindau–Kißlegg–Isny an und nimmt weiter nach Süden wieder ab. In den Heidenlöcherschichten werden die höchsten Temperaturen mit 50 °C im Raum Isny erreicht (RVBO, 2005).

Geschütztheit des Grundwassers

Das Grundwasser in der Oberen Meeresmolasse ist in weiten Teilen durch überlagernde Schichten gut gegen Einflüsse von der Erdoberfläche geschützt. Insbesondere im Süden, wo die geringdurchlässige Obere Süßwassermolasse verbreitet ist, ist der Schutz besonders wirksam. Aber auch geringdurchlässige Sedimente des Quartärs (Moränen- und Beckensedimente) können eine gute Schutzfunktion ausüben. Stehen die Grundwasserleiter der Oberen Meeresmolasse an der Erdoberfläche an oder kommunizieren sie hydraulisch mit quartären Grundwasserleitern, kann oberflächennahes Grundwasser bzw. Niederschlagswasser vergleichsweise schnell in die Obere Meeresmolasse einsickern. Damit geht eine geringere Schutzfunktion für die Molassewässer einher.

Grundwassernutzung

Die zahlreichen Schichtquellen, die aus den höher durchlässigen Schichten der Oberen Meeresmolasse austreten, sind wegen ihrer oft kleinen Einzugsgebiete nur wenig ergiebig.

Die Schüttungen liegen meist unter 0,5 l/s. Sie sind deshalb wasserwirtschaftlich nur von lokaler Bedeutung. Stärker schüttende Quellen mit bis zu 5 l/s sind aus der Baltringen-Formation bekannt. Brunnenbohrungen erbringen Förderleistungen bis maximal 10 l/s (HGK, 1985).

Tiefe Grundwässer

Die Obere Meeresmolasse beinhaltet nach dem Oberjura die bedeutendsten tiefen Grundwasservorkommen Oberschwabens. Die Thermalwasserbohrung der Bodenseetherme in Konstanz erschließt in einer Tiefe von 500–625 m rund 30 °C warmes Wasser aus der Oberen Meeresmolasse. Ebenfalls aus einer Tiefe von 500 m fördert die Therme in Meersburg 26 °C warmes Tiefenwasser (Schloz & Stober, 2006). Thermalwässer aus der Oberen Meeresmolasse werden außerdem in Friedrichshafen, Kißlegg, Kreuzlingen, Bad Waldsee und Bad Wurzach genutzt. In Ravensburg tritt aus einer Bohrung artesisch gespanntes Thermalwasser aus der Oberen Meeresmolasse frei aus. In Kißlegg werden Grundwässer der Oberen Meeresmolasse auch als Mineralwasser genutzt.

Literatur

- Armbruster, V., Plum, H., Schmid, G. & Wirsing, G. (2002). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Bericht i. A. des UVM, S. 1–30, 5 Tab., 15 Kt., 11 Anl., Freiburg i. Br. [unveröff.]
- Bertleff, B. & Watzel, R. (2002). *Tiefe Aquifersysteme im südwestdeutschen Molassebecken – Eine umfassende hydrogeologische Analyse als Grundlage eines zukünftigen Quantitäts- und Qualitätsmanagements.* – Abhandlungen LGRB, 15, S. 75–90.
- Bertleff, B., Joachim, H., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E. & Werner, J. (1988). *Ergebnisse der Hydrogeothermalbohrungen in Baden-Württemberg.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 30, S. 27–116, 1 Taf., 2 Beil.
- Geyer, O. F. & Gwinner, M. P. (1991). *Geologie von Baden-Württemberg.* 4. Aufl., 482 S., Stuttgart (Schweizerbart). [255 Abb., 26 Tab.]
- HGK (1985). *Grundwasserlandschaften.* – Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg, 12 S., 8 Anlagen, Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Mall, W. (1968). *Die Geologie der Blätter Dettingen am Albbuch und Giengen an der Brenz 1 : 25 000 (Schwäbische Alb).* – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, N. F. 54, 210 S., Stuttgart (Dissertation Universität Stuttgart).
- Plum, H., Ondreka, J. & Armbruster, V. (2008). *Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 20, S. 1–106.
- Plum, H., Wirsing, G. & Bölke, A. (1996). *Fortschreibung des Landschaftsrahmenplans Baden-Württemberg – Erstellung landesweiter Grundlagenkarten.* – Abschlußbericht zum Teilprojekt Hydrogeologie, AZ 4458.01 / 95-4763, 1–14 S., 5 Abb., 7 Tab.; 6 Karten, Freiburg i. Br. – [unveröff.].
- Regionalverband Bodensee-Oberschwaben (2005). *Die Nutzung der Erdwärme in der Region Bodensee-Oberschwaben.* – Karte und Erläuterungen, CD-ROM, Ravensburg.
- Schloz, W. & Stober, I. (2006). *Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (überarbeitete Fassung).* – LGRB-Fachbericht, 02/06, S. 1–20, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 28.04.23 - 12:10):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/hydrogeologie/molasse/hydrogeologischer-ueberblick/obere-meeresmolasse

Kiese und Sande

Kiese und Sande des Oberrheingrabens

Aufgrund der geologischen Verhältnisse in Baden-Württemberg und der Verbreitung der Lockergesteine konzentriert sich die Gewinnung von Kiesen und Sanden inkl. Quarzsande auf zwei Schwerpunktgebiete. Im Westen des Landes erstrecken sich im Oberrheingraben von Mannheim bis nach Lörrach mächtige Vorkommen Quartär-zeitlicher Kiese und Sande. Im Südosten des Landes sind im Alpenvorland zwischen Ulm und dem Bodensee mächtige Kieslager sowohl in quartären als auch in tertiären Lockersedimentablagerungen vorhanden. Die übergeordnete Rohstoffgruppe der Kiese und Sande wird unterschieden in (a) **Kiese, sandig** und (b) **Sande, z. T. kiesig** inkl. Quarzsande, Mürbsandsteine und Gruse der Grundgebirge. Diese werden im Nass- oder Trockenabbau gewonnen und üblicherweise direkt vor Ort aufbereitet.

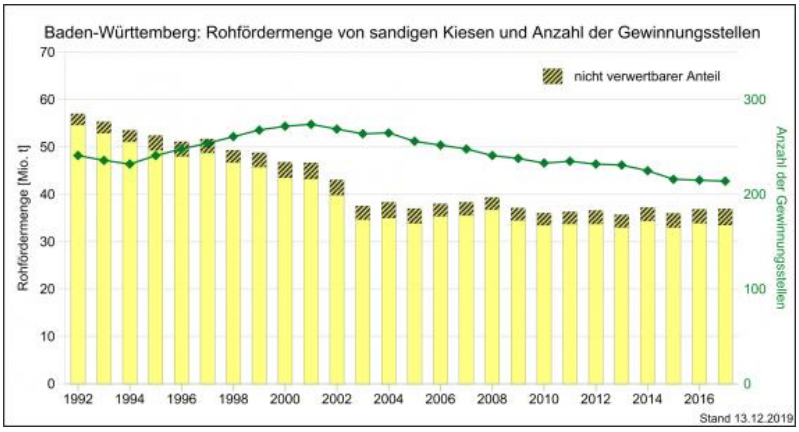
Die **Rohfördermenge der sandigen Kiese** betrug im Jahr 2017 landesweit etwas mehr als 36,9 Mio. t. Daraus wurde abzüglich des nicht verwertbaren Anteils eine verkaufsfähige Produktion von rund 33,5 Mio. t generiert. Die Rohfördermengen von sandigen Kiesen haben seit 1992 um 35,2 % bzw. rund 20,1 Mio. t abgenommen. Der Rückgang erfolgte hauptsächlich im Zeitraum 1992–2003; seitdem hat sich die Kiesrohfördermenge auf einem langjährigen Mittel (2003–2017) von rund 37,2 Mio. t stabilisiert. Die Rohfördermengen verteilen sich wie folgt auf die beiden Hauptgebiete der Kies- und Sand-Gewinnung: Im Oberrheingraben wurden im Jahr 2017 rund 18,3 Mio. t gewonnen, im Alpenvorland rund 16,1 Mio. t und in den sonstigen Regionen 2,6 Mio. t (inkl. Gruse).

Gewinnung im Trockenabbau in der Kiesgrube Schaffhausen

Übersichtskarte mit Lage der Gewinnungsstellen von Kiesen und Sanden in Baden-Württemberg und Angabe von Fördermengenklassen

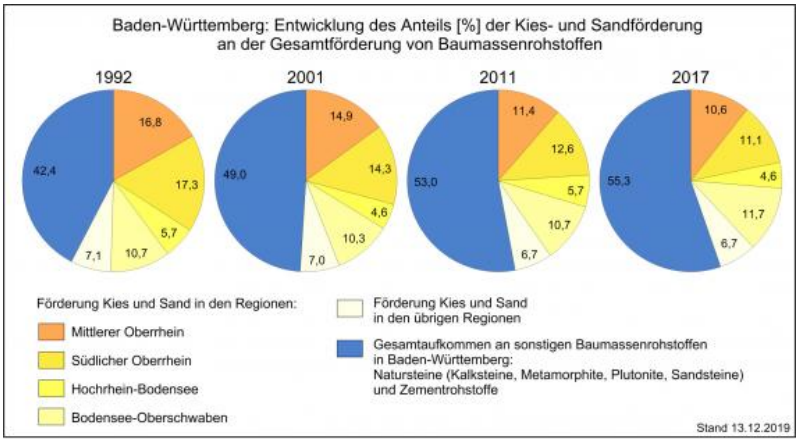
Kiese und Sande der verschiedenen Regionen Baden-Württembergs stellen einen wichtigen Anteil am Gesamtaufkommen der Baumassenrohstoffe. Die Rohfördermengen an Kiesen und Sanden nehmen allerdings ab. Jedoch entwickeln sich die Kiese und Sande sowie die Natursteine in den Regionen nicht gleichmäßig, sondern weisen deutliche Unterschiede auf. Zum besseren Vergleich der Entwicklung sind die Prozentanteile der Förderung an Kiesen und Sanden der verschiedenen Regionen für die Jahre 1992, 2001, 2011 und 2017 dargestellt. So ist seit 1992 der Anteil der Kiese und Sande aus den Regionen Mittlerer und Südlicher Oberrhein an den Baumassenrohstoffen gesunken, während der Anteil der Regionen Bodensee-Oberschwaben und Hochrhein-Bodensee im Alpenvorland sich kaum verändert hat. Bei anderen Rohstoffgruppen wie bei Natursteinen oder Zementrohstoffen stieg der Anteil an der Gesamtförderung von Baumassenrohstoffen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



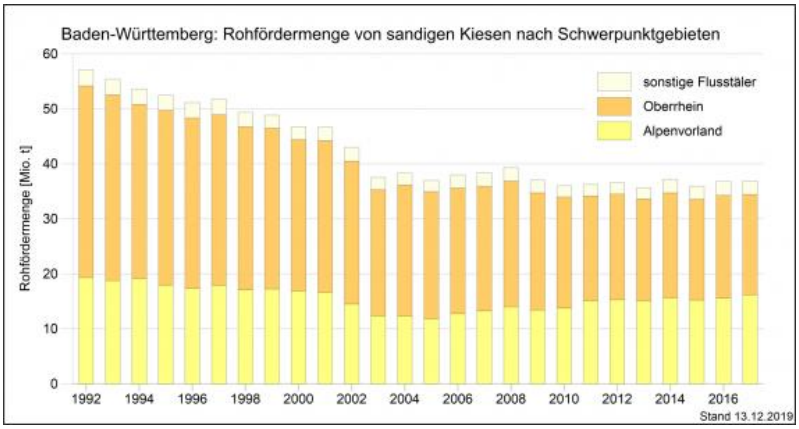
Rohfördermengen und Anzahl der Gewinnungsstellen (grüne Linie) an sandigen Kiesen in Baden-Württemberg im Zeitraum 1992–2017.

Die **Anzahl der Gewinnungsstellen für sandige Kiese** ist in Baden-Württemberg seit 2001 von ihrem Hochstand von 274 Betrieben auf 214 in Betrieb befindliche Gewinnungsstellen im Jahr 2017 gesunken. Das entspricht einer Abnahme von 21,9 %. In den Jahren 2011 bis 2013 schien sich die Entwicklung leicht zu verlangsamen. Die Anzahl an Gewinnungsstellen für Kiese hat inzwischen den tiefsten Stand seit Beginn der Datenerhebung im Jahr 1992 erreicht.



Die Entwicklung des Anteils der Kies- und Sandförderung am baden-württembergischen Gesamtaufkommen von Baumassenrohstoffen für die Jahre 1992, 2001, 2011 und 2017.

Die Rohstoffgruppe der Sande, z. T. kiesig beinhaltet sowohl die Quarz- und Bausande der Graupensandrinne in der tertiären Molasse des Alpenvorlands als auch die Mürbsandsteine (Stubensandstein, Kieselsandstein) des Keupers. Die Vorkommen quarzreicher Sande sind üblicherweise klein, heterogen und rinnenförmig angelegt und fallen bei Eignung zur Herstellung von feuerfesten Erzeugnissen oder Ferrosilizium unter das Bergrecht.

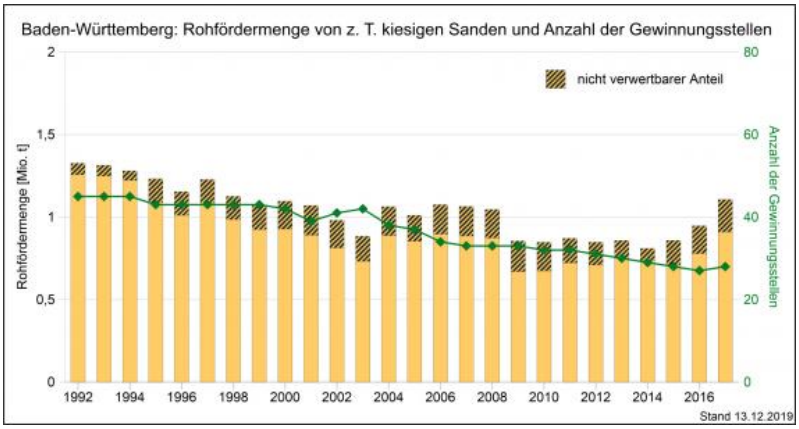


Rohfördermengen an Kiesen und Sanden aus den Schwerpunktgebieten (Oberrhein, Alpenvorland und sonstige Flusstäler) der Kiesförderung in Baden-Württemberg für den Zeitraum 1992–2017.

Dafür ist in der Regel ein Quarzgehalt von über 80 % nötig. Außerdem werden unter den Sanden auch alle Gewinnungsstellen für Gruse aus dem verwitterten Grundgebirge zusammengefasst. Selbstverständlich ist die Gewinnung von Sanden nicht auf Sandgruben beschränkt, auch die schon beschriebenen Kiesgruben gewinnen bei der Aufbereitung der Kiese nicht zu vernachlässigende Mengen an Sand. Der größte Teil der tatsächlichen Sandproduktion fällt dementsprechend als Nebenprodukt der Kiesaufbereitung an.

Sandgrube (auch „Sandbruch“) Kernen-Stetten im Stubensandstein

Die **Rohförderung an Sanden, z. T. kiesig** inkl. Quarzsanden, Mürbsandsteinen und Grusen betrug im Jahr 2017 rund 1,1 Mio. t. Die Rohförderung hat demnach seit dem Jahr 2014, als rund 0,81 Mio. t gewonnen wurden, um 36,5 % zugenommen und beträgt erstmals seit 2008 wieder über eine Mio. t. Das entspricht dem langjährigen Mittel der Rohförderung seit 2003 von rund 0,94 Mio. t. Aus der Rohförderung der Sande wurden im Jahr 2017 rund 0,91 Mio. t verkaufsfähige Produkte hergestellt. Der **nicht verwertbare Anteil der Sandförderung** unterliegt seit Beginn der systematischen Erfassung sehr markanten Schwankungen. Dabei handelt es sich in der Regel um tonige Sedimente oder um grobe Einschaltungen von Nagelfluh, Holz oder Torf. Der nicht verwertbare Anteil der Rohförderung liegt, außer im Zeitraum 2012–2014, als die Werte deutlich zurückgingen, schon seit dem Jahr 2000 bei über 15 %. Für das Jahr 2017 wurde ein nicht verwertbarer Anteil von etwa 16,5 % registriert, er hat sich somit seit 2014 mehr als verdoppelt.



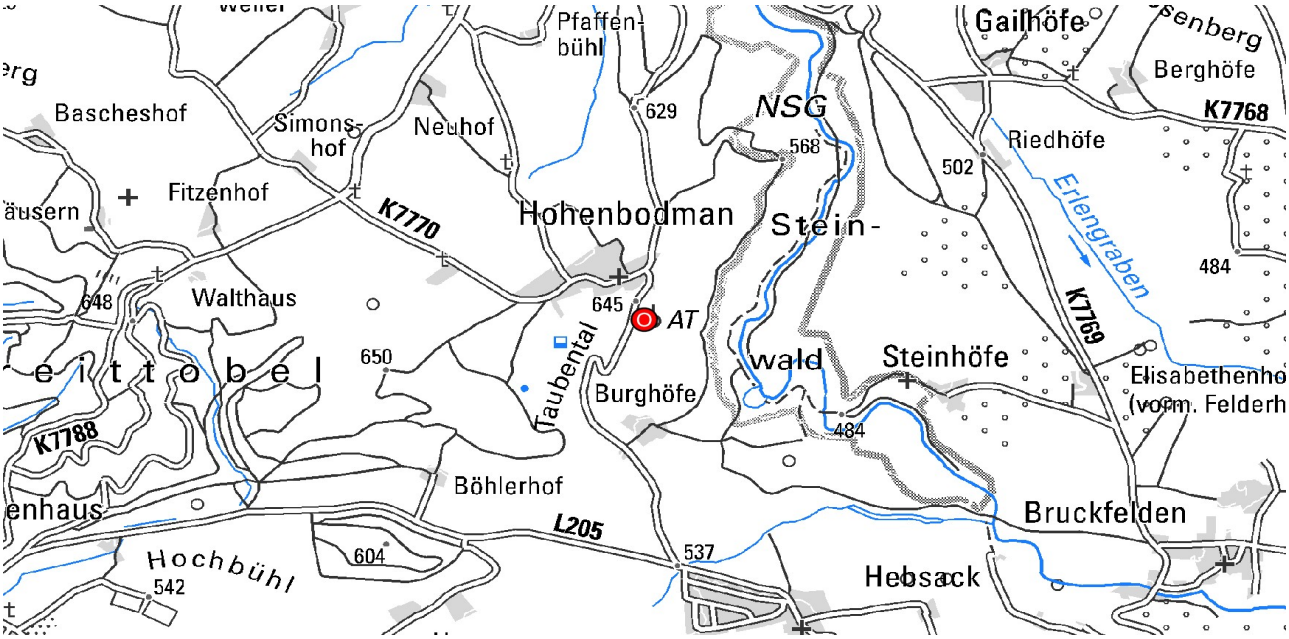
Rohfördermengen an z. T. kiesigen Sanden inkl. Quarzsanden, Mürbsandsteinen und Grusen sowie Anzahl der Gewinnungsstellen (grüne Linie) an Kiesen in Baden-Württemberg im Zeitraum 1992–2017.

Die **Anzahl der Gewinnungsstellen für Sande, z. T. kiesig** inkl. Quarzsande, Mürbsandsteine und Gruse ist in Baden-Württemberg seit 1992 von 45 auf 28 in Betrieb befindliche Betriebe gesunken. Somit sind seit dem Jahr 1992 fast 38 % der Gewinnungsstellen weggefallen. Der Rückgang um 17 Abbaustätten ist hauptsächlich auf die Abnahme von Gewinnungsstellen im Mürbsandstein zurückzuführen, deren Anzahl seit 1992 kontinuierlich absank. Die Anzahl der Gewinnungsstellen für die z. T. kiesigen Sande (ohne Mürbsandstein und Gruse) war bis 2005 entgegen dem allgemeinen Trend von 16 auf 24 angestiegen und ist seitdem wieder auf 16 Gewinnungsstellen gesunken.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 14.04.21 - 15:59):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffnutzung/rohfoerderung-produktion-nach-rohstoffgruppen/kiese-sande

Turm Hohenbodman bei Owingen



Aussichtsturm Hohenbodman

Der schon von Weitem sichtbare Aussichtsturm südöstlich des Ortes Owingen-Hohenbodman geht auf einen Bergfried der ehemaligen und gleichnamigen Burg Hohenbodman aus dem 11. Jahrhundert zurück. Von dem 37 m hohen Turm, der auf Grund seines weißen Anstrichs auch als „Mehlsack“ bezeichnet wird, hat man einen herrlichen Überblick über das Salemer Tal und den Bodensee, bei klarer Luft auch bis zu den Alpen.

Nach dem Ende der letzten Kaltzeit blieben im Jungmoränengebiet einzelne Hochgebiete aus tertiärem Molassegestein erhalten (z. B. Höchsten, Gehrenberg), von denen man heute eine schöne Aussicht in das tiefer liegende, vom Rheingletscher ausgeräumte Bodenseebecken im Süden hat. Auch Hohenbodman liegt am Rand einer z. T. von geringmächtigen Rheingletscher-Sedimenten bedeckten Molasse-Hochfläche, die zu den Seiten mit steilen Hängen abbricht, in die schmale Tobel eingeschnitten sind. Direkt unterhalb des Aussichtsturms verläuft der schluchtartige Aachtobel.

Panoramablick vom Aussichtsturm Hohenbodman nach Osten und Südosten – Über den bewaldeten Aachtobel hinweg geht der Blick über das weite, von der Aach durchflossene Frickinger Becken nach Osten und zu den links ansteigenden Molassehängen bei Heiligenberg. Rechts der Mitte sieht man hinten den Gehrenberg. Ganz rechts im Hintergrund ist der Bodensee zu sehen.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 09.08.21 - 16:32):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/geotourismus/ausgewaehlte-aussichtspunkte-0/alpenvorland/turm-hohenbodman-bei-owingen

Steinschlag- bis Felssturzereignisse (Stürzen)

Definition Sturzprozesse

Bei Sturzprozessen handelt es sich um schnelle Massenbewegungen, bei denen Fest- und/oder Lockergestein in einem steilen Hang entlang von Trennflächen ausbricht und überwiegend frei fallend, springend und/oder rollend abstürzt. Beim Aufprall des stürzenden Materials kann dieses (abhängig von der Untergrundbeschaffenheit und der Flugbahn) in kleinere Teile zerbrechen. Als potenzielle Ausbruchgebiete für Sturzprozesse gelten i. A. Hangbereiche mit Neigungen > 35°. Sogenannte „Stumme Zeugen“ – alte Sturzblöcke oder Einschläge (Schlagmarken) der Komponenten im Untergrund oder an Bäumen – lassen die Sprungweite und -höhe sowie die Reichweite von Steinschlägen bis Felsstürzen erkennen.

Felssturz an der Kreisstraße K 6561 bei Berau, Lkr. Waldshut

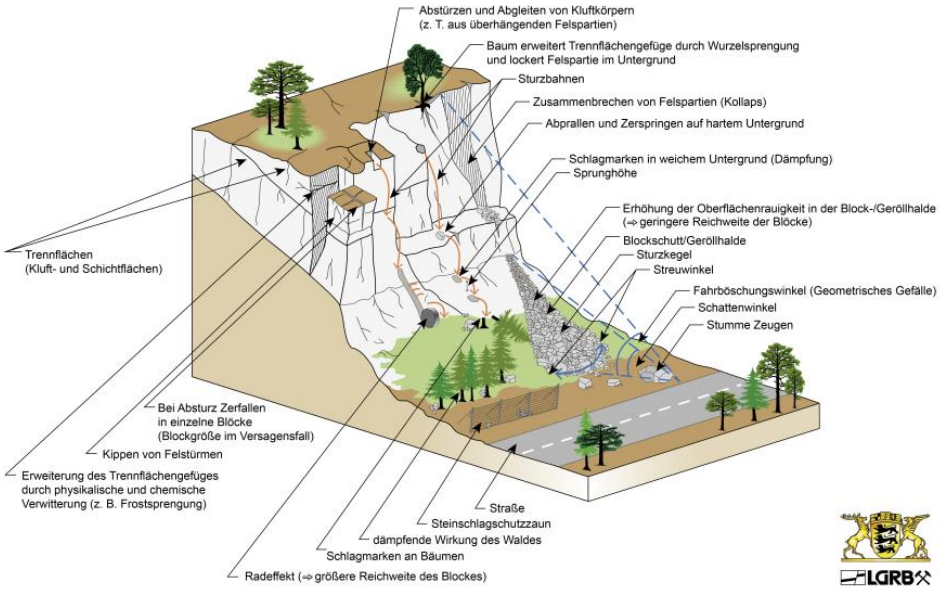
Sturzprozesse werden nach dem Volumen des herabgestürzten Gesteinsmaterials in drei Kategorien eingeteilt (AD-HOC-Arbeitsgruppe Geologie, 2016):

- Stein-/Blockschlag,
- Felssturz,
- Bergsturz.

Sturzereignisse mit Gesamtkubaturen von bis zu 10 m^3 werden als **Steinschlag** bzw. **Blockschlag** bezeichnet. Bei einem Steinschlag sind alle abgestürzten Komponenten im Volumen kleiner als 0,25 m^3. Bei einem Blockschlag besitzen die maßgeblichen abgestürzten Komponenten ein Mindestvolumen von 0,25 m^3. Häufig lösen sich aufgrund von Verwitterung (insbesondere entlang von Trennflächen) einzelne Felskörper aus dem Gesteinsverband. Die Sturzbahn der abrollenden oder springenden Komponenten wird durch den Baumbestand und den Untergrund beeinflusst. Meist kommen die Komponenten bei einem Hangneigungswinkel von < 30° zum Stillstand. Wälder haben zudem eine besonders dämpfende Wirkung, da der Baumbestand abstürzende Gesteinskörper verlangsamen oder z. T. auch stoppen kann.

Bei einem **Felssturz** löst sich ein größeres Gesteinspaket von über 10 m^3 Volumen aus dem Hang bzw. der Felswand. Felsstürze können sich im Vorfeld durch das Abstürzen kleinerer Komponenten – z. B. durch Steinschlagereignisse – ankündigen und teilweise höhere Reichweiten als Steinschlagereignisse erreichen.

Sturzmassen mit Volumen von > 1 Mio. m^3 bezeichnet man als **Bergsturz**. Bergstürze sind seltene und aufgrund ihrer Masse hochdynamische Sturzereignisse, die Distanzen von mehreren Kilometern zurücklegen können. Insbesondere in schmalen Tälern können die Bergsturzmassen den Aufstau von Gewässern verursachen, was nach einem Durchbruch zu katastrophalen Überflutungen führen kann. Bergstürze kündigen sich meist durch Vorbewegungen an, wie durch vermehrten Steinschlag oder durch das Öffnen von Felsspalten.



Schematisches Blockbild von Sturzprozessen mit möglichen Ursachen und Einwirkungen auf die Sturzbahn (orange Linien) sowie Anzeichen im Gelände

Auslöser von Sturzereignissen

Die Stein-/Blockgrößen werden meist durch das Trennflächengefüge (Schichtung, Schieferung, Klüftung) der Gesteine und die entlang des Trennflächengefüges fortschreitende Verwitterung bestimmt. Sturzereignisse werden häufig durch Einwirkungen entlang der Trennflächen ausgelöst. Auslösende Faktoren sind dabei:

- **Wasser**
  Aufstau in geöffneten Klüften (Kluftwasserdruck, hydrostatischer Druck)
  Abspülen bereits gelöster Steine/Blöcke bei starken Regenfällen insbesondere in steilem Gelände
  Aufweichen der Aufstands-/Auflageflächen von Felspartien

- **Temperaturänderungen**
  gefrierendes Kluftwasser mit Volumenvergrößerung um 9 % (Eisdruck, Frostsprengung; Wagenplast, 2005)
  Gefügeauflockerung durch Frost-Tau-Wechsel

- **Vegetation**
  Wurzelsprengung (Dickenwachstum von in Trennflächen einwachsenden Wurzelsträngen)
  dynamischer Lasteintrag durch Bäume (Hebelwirkung unter Windlast)

- **Erschütterungen**
  Lostreten von Steinen/Blöcken durch Mensch und Tier
  Erdbeben

Sturzprozesse in der Ingenieurgeologischen Gefahrenhinweiskarte von Baden-Württemberg (IGHK50)

Potenzielle Ausbruchgebiete für Sturzprozesse sind in der Ingenieurgeologischen Gefahrenhinweiskarte von Baden-Württemberg (IGHK50) des LGRB von 2014 im Maßstab 1 : 50 000 als Gefahrenhinweisflächen „Steinschlag/Felssturz“ erfasst. Die potenziellen Ausbruchgebiete für Sturzprozesse wurden mittels standardisierter Auswertung der Rahmenbedingungen (bestimmte geologische Formation/Gesteinseinheit, Hangneigung > 35°) teilautomatisiert abgeleitet. Angaben zur Geometrie des vollständigen Prozessraums und möglicher Sturzkörpervolumina werden dabei nicht gemacht.

Als Grundlagen zur Erstellung der Gefahrenhinweiskarte dienen die vorhandenen geologischen Kartenwerke sowie der geologische Basisdatensatz der integrierten Geowissenschaftlichen Landesaufnahme (GeoLa) des LGRB wie auch Daten des hochauflösenden Digitalen Geländemodells (DGM) des Landesamts für Geoinformation und Landentwicklung (LGL).

Die Gefahrenhinweiskarte ist auf die Belange der Raumplanung ausgelegt und deshalb nicht parzellenscharf. Bereiche, die unmittelbar an die ausgewiesenen Flächen angrenzen, können ebenfalls betroffen sein. Intensität und Wahrscheinlichkeit eines möglichen Ereignisses können aus der Karte nicht abgeleitet werden.

Nach der Ingenieurgeologischen Gefahrenhinweiskarte von Baden-Württemberg (IGHK50) sind rund 0,7 % (~23 000 ha, über 55 000 Einzelflächen) der Landesfläche potenzielle Ausbruchgebiete für Sturzprozesse.

Lockergesteinseinheiten sind bei der teilautomatisierten Auswertung zur Erstellung der Gefahrenhinweiskarte nur berücksichtigt, wenn diese nach petrographischer Beschreibung mindestens 40 % Kies oder größere Korngrößen (einschließlich Diamikt) enthalten, die z. B. zu nagelfluhartigen Bänken verbacken sein können.

Potenzielle Ausbruchgebiete und Fallbeispiele in Baden-Württemberg

In Baden-Württemberg besteht hauptsächlich in den steil eingeschnittenen Tälern und an Steilwänden im Ausstrichbereich des Grundgebirges (Schwarzwald, Odenwald), des Oberen Muschelkalks, des Mittelkeupers und des Oberjuras (insbesondere der Schwäbischen Alb) die Gefahr von Steinschlägen/Felsstürzen. Sofern durch Erosion oder künstliche Unterschneidung ein ausreichend steiles Relief entstanden ist, können Sturzprozesse ebenfalls in Lockergesteinen mit eingelagerten größeren Steinen auftreten (z. B. in der Molasse).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Nachfolgend werden Fallbeispiele zu Steinschlag-/Felssturzereignissen in Baden-Württemberg aufgeführt:

- Felssturz Eschachtal, Isny (Tertiäre Süßwassermolasse)
- Steinschlag Breisach Eckartsberg (Tertiäre Vulkanite)
- Felssturz Beuron Eichfelsen, Oberes Donautal (Oberjura)
- Felssturz Ratshausen, Plettenberg (Oberjura)
- Felssturz Ammerbuch-Breitenholz (Grabfeld-Formation)
- Blockschlag Ammerbuch-Reusten (Oberer Muschelkalk)
- Hessigheimer Felsengärten (Oberer Muschelkalk)
- Steinschlag Hirschsprung, Höllental (Grundgebirge)
- Felssturz Wehratal (Grundgebirge)
- Blockschlag Todtnau-Geschwend (Grundgebirge)

Literatur

- AD-HOC-Arbeitsgruppe Geologie (2016). *Gefahrenhinweiskarten geogener Naturgefahren in Deutschland – ein Leitfaden der Staatlichen Geologischen Dienste (SGD).* 88 S., Stuttgart (Schweizerbart Science Publishers).
- Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2016b). *Homepage LGRB » Informationssysteme » Geoanwendungen » Geogefahren » Ingenieurgeologische Gefahrenhinweiskarte von Baden-Württemberg*, verfügbar unter http://www.lgrb-bw.de/informationssysteme/geoanwendungen/geogefahren.
- Wagenplast, P. (2005). *Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 16, S. 1–79.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 04.12.23 - 15:50):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/ingenieurgeologie/massenbewegungen/steinschlag-bis-felssturzereignisse-stuerzen

Jungmoränen-Hügelland

Allgemeines, Lage und Abgrenzung

Bei der Erstellung der GeoLa-Fachdaten Boden für die Bodengroßlandschaft (BGL) Jungmoränen-Hügelland konnte nur auf einem kleinen Teil der Fläche auf bodenkundliche Spezialkarten 1 : 25 000 zurückgegriffen werden (Kösel, 1992a, b, c, 1994; Weiß & Kösel, 1996). Darüber hinaus stand die Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 zur Verfügung, von der insbesondere die Profilaufnahmen im Archiv des LGRB genutzt wurden. In den von der Bodenkarte 1 : 25 000 nicht abgedeckten Gebieten erfolgte v. a. in den Jahren 2005 bis 2008 eine Übersichtskartierung. Die Auswertung der Geologischen Karte, Bodenschätzungskarte, Forstlichen Standortskarte sowie der Moorkarte (z. B. Göttlich, 1967) waren dabei wichtige Hilfsmittel.

Die Landschaft bei Isny im Allgäu im Südosten des Jungmoränen-Hügellands

Anlage eines Musterprofils

Die terrestrischen Böden des südwestdeutschen Alpenvorlands wurden von Werner (1964) beschrieben und die Grundzüge ihrer Verbreitung in einer Übersichtskarte dargestellt. Seine Erkenntnisse fußen auf der Mitarbeit bei der forstlichen Standortskartierung, deren Gliederung sich aus einer Zusammenfassung der Standortsfaktoren Klima, Relief und Boden mit der potentiell natürlichen Vegetation ergibt (Schlenker & Müller, 1975; Arbeitskreis Standortskartierung, 1996, S. 15 f.). Den Einfluss von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenbildung untersuchte Kösel (1996) im mittleren Rheingletschergebiet.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Das Jungmoränen-Hügelland wurde während der letzten Eiszeit (Würm-Komplex, 115 000 bis 12 000 Jahre vor heute) durch den Vorstoß des Rheingletschers aus den Alpen geprägt. Es ist zusammen mit dem Bodensee und den Vulkanbergen des Hegaus Teil des Bodensee-Jungmoränenlands der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands (Dongus, 1991). Abweichend davon wird das Gebiet im Handbuch der Naturräumlichen Gliederung (Meynen & Schmithüsen, 1953; Benzing, 1964) in das Voralpine Hügel- und Moorland eingeordnet. Auch für die überwiegend deckungsgleichen naturräumlichen Einheiten niederer Ordnung existieren unterschiedliche Bezeichnungen, sodass sich eine Begriffsvielfalt ergibt. Benachbarte Bodengroßlandschaften in Baden-Württemberg sind das Altmoränen-Hügelland im Norden sowie die Hegaualb im Nordwesten. Östlich schließen das Molassebergland der Adelegg sowie die Schotterplatten von Leutkirch-Wuchzenhofen und -Friesenhofen als Teile der BGL Iller-Riß-Platten an.

Aussicht von den Moränenhügeln bei Gaienhofen-Gundholzen über den Zeller See auf die Höhenzüge des Bodanrücks (rechts) und der Homburg im Hintergrund

Die Bodengroßlandschaft wird durch den Wall der Äußeren Jungendmoräne, der den Eisrand vor etwa 20 000 Jahren nachzeichnet, und die zugehörigen Schotterfelder umgrenzt. Die Landschaftsgrenzen verlaufen girlandenförmig von Schaffhausen (CH) über Pfullendorf und Bad Schussenried nach Isny im Allgäu. Der Hauptvorstoß des Rheingletschers erfolgte in Verlängerung des Bodenseebeckens zum Hochrhein hin. Die Endmoränen von Schaffhausen liegen gut 80 km vom Austritt des Rheins aus den Alpen bei Bregenz entfernt und markieren die größte Ausdehnung des Jungmoränen-Hügellandes. Das Schussenbecken zweigt bei Friedrichshafen in nördlicher Richtung vom Bodenseebecken ab. Von Friedrichshafen bis zu den Schotterfeldern bei Bad Schussenried erstreckt sich die Jungmoränenlandschaft über etwa 45 km.

Blick über die Leutkircher Heide

Das Jungmoränen-Hügelland bei Schlier (Lkr. Ravensburg)

Das Jungmoränen-Hügelland ist in seinem Höhenprofil deutlich gegliedert. Insgesamt neigt sich die Landschaft von Norden und Osten dem Hochrhein als Erosionsbasis zu, der bei ca. 350 m NN die Bodengroßlandschaft verlässt. Ausgehend vom Bodensee auf 395 m NN reichen die Zungenbecken des Innenwallwürms im mittleren Jungmoränenland bis etwa 450 m NN. Die enggekammerten, submontanen Drumlin-Landschaften überschreiten Höhenlagen von 550 m NN nur selten. Nochmals um bis zu 100 m höher liegen i. d. R. die Beckenbereiche zwischen Innerer und Äußerer Jungendmoräne. Letztere erreicht z. B. auf der Atzenberger Höhe gut 700 m NN und überragt das Umland dort bis zu 50 m. Westlich des Schussenbeckens erheben sich die Bergländer um den Höchsten, das Stockacher Bergland, der Bodanrück und der an der Landesgrenze zur Schweiz gelegene Schiener Berg. Sie befinden sich mit ca. 700 bis über 830 m NN bereits teilweise in der montanen Höhenstufe. Dies gilt auch für den knapp 780 m hohen Waldburger Rücken, der sich östlich von Ravensburg an der ehemaligen Naht zwischen dem Schussen- und Argenlobus des Rheingletschers erstreckt.

Die Entwässerung verläuft im überwiegenden Teil über den Bodensee zum Rhein hin. DieWasserscheide zum Einzugsgebiet der Donau liegt häufig in der Nähe der Äußeren Jungendmoräne. Eine Ausnahme davon bildet das Wilhelmsdorfer Zungenbecken mit dem Pfrunger Ried, wo die Europäische Wasserscheide gut 10 km weit nach Süden bis zur Inneren Jungendmoräne ausgreift.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Tal der Unteren Argen nordöstlich von Wangen im Allgäu

Inselhaft auftretende Vorkommen mittelpleistozäner Moränen oder Deckenschotter wurden z. B. am Höchsten dem Jungmoränen-Hügelland zugerechnet. Böden aus Gletscherablagerungen und würmzeitlichen Schottern mit deutlichem Anteil an vulkanischen Gesteinen wurden in die BGL Hegau aufgenommen. Die bodengeographische Gliederung des Jungmoränen-Hügellands erfolgt nach den Gesteinsarten, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

Auf dem Höchsten

Geologisch-geomorphologischer Überblick

Die Waldburg liegt an der Südspitze eines aus mächtigen Gletscherablagerungen aufgebauten Moränenrückens. Er überragt seine Umgebung um gut siebzig Meter.

Im Jungmoränengebiet haben sich der eiszeitliche Formenschatz und die Vielfalt der glazigenen Ablagerungen am besten erhalten. Modellhaft kann die Landschaft i. S. v. Penck & Brückner (1901–09) in die Glaziale Serie, bestehend aus Zungenbecken, Grundmoränenbereichen, Drumlins, Endmoränen, Schotterfeldern und einem Urstromtal, gegliedert werden. Allerdings lassen sich die stark ausdifferenzierten Landschaftsformen im Rheingletschergebiet nur im Zusammenhang mit weiteren Faktoren erklären. Dabei haben die Tektonik, die Ablagerung der Deckenschotter und die Entwicklung der Landschaft während der Gletschervorstöße der Riß- und Hoßkirch-Eiszeiten wesentliche Einflüsse. Während der letzten Eiszeit bewirkte besonders die schrittweise Verlagerung der Entwässerung von der Donau zum Rhein hin mit der Ausschürfung des Bodensees eine erhebliche Eintiefung und Formung der Landschaft. Zwischen den Becken haben sich im Westteil Bergländer auf Molassesockeln erhalten. Während der Rückzugsphasen des Rheingletschers kam es zur Bildung von Eisrandstauseen und eisrandparallelen Schmelzwasserrinnen. Schließlich sind noch die im Jungmoränengebiet weit verbreiteten Eiszerfallslandschaften in der Glazialen Serie zu nennen (Baumhauer & Winkler, 2014, S. 209 ff.). Im Überblick zeigt sich das Relief im baden-württembergischen Jungmoränen-Hügelland stark in Becken und Hochgebiete mit Gletschersedimenten auf Molassesockeln gegliedert sowie in Stufen zum Bodensee hin orientiert („Bodensee-Amphitheater“; Ellwanger, 2015). Dagegen sind das Altmoränen-Hügelland und die nordöstlich anschließenden Iller-Riß-Platten weiterhin zur Donau als Hauptvorfluter ausgerichtet. Die Reliefformen sind ausgeglichener und weisen in weiten Bereichen geringere Höhenunterschiede auf. Neben dem Donautal sind das Iller- und Rißtal dort wichtige Landschaftsteile.

Kiesgrube in der Äußeren Jungendmoräne bei Eberhardzell-Oberessendorf (Lkr. Biberach)

Klima- bzw. chronostratigraphisch werden die Sedimente der Jungmoränenlandschaft dem Würm-Komplex zugeordnet (Geyer et al., 2011). Diese klassische Gliederung wird heute im südwestdeutschen Alpenvorland durch eine lithostratigraphische Abgrenzung von Gesteinsformationen ergänzt (Ellwanger, 2003; Ellwanger et al., 2011b), die als Grundlage für die Bezeichnung der geologischen Einheiten bei den GeoLa-Fachdaten dient. Der Beginn einer Formation wird durch eine Groblage in den Beckenfüllungen markiert. Diese Groblagen stehen jeweils in Zusammenhang mit dem Vorstoß des Rheingletschers, der Aufschüttung der Innenwall-Endmoränen und der Ausschürfung der namensgebenden übertieften Becken auf der damals dem Gletscher zugewandten Seite der Endmoräne. So umfasst die Illmensee-Formation die Sedimente zwischen der Inneren Jungendmoräne und dem Altmoränen-Innenwall. Im Jungmoränen-Hügelland sind davon im Wesentlichen die Ablagerungen aus dem Vorstoß zur Äußeren Jungendmoräne (Kißlegg-Subformation) sowie die Äußere Jungendmoräne selbst anzutreffen. Die jüngeren Lockergesteine gehören zur Hasenweiler-Formation. Sie können in die Innere Jungendmoräne und die Tettnang-Subformation, also die glazialen Sedimente aus dem Vorstoß zur Inneren Jungendmoräne gegliedert werden. Weiterhin werden die Schotter und Beckensedimente aus diesem Zeitraum als eigene Einheiten auf der geologischen Karte ausgewiesen. Für die Gliederung der Böden anhand der Verwitterungstiefe spielt jedoch die Zuordnung zum Würm- oder Riß-Komplex bzw. zum Holozän nach wie vor eine übergeordnete Rolle. Ebenfalls von großer Bedeutung für die Bodenentwicklung und -verbreitung sind der Unterschied der Reliefformen zwischen dem Jungmoränen- und dem Altmoränen-Hügelland sowie die weitflächige Verbreitung von Lösslehm im Gebiet der Altmoränen.

Drumlin-Landschaft bei Konstanz-Wollmatingen

Der größte Teil des Jungmoränengebietes wird von den Hügeln und Wällen der würmzeitlichen Moränen des Rheingletschers eingenommen. Die Grundmoränenlandschaft wurde durch die Erosions- und Akkumulationsprozesse an der Basis des Gletschers wellig bis flachhügelig geformt. Zwischen den Erhebungen liegen v. a. in den niederen Lagen der Umrahmung des Bodensee- und Schussenbeckens zahlreiche, wenig eingetiefte grundwassernahe Senken. In der Umgebung des Bodensees treten Schwärme von in Flussrichtung des Rheingletschers orientierten, langgestreckten Hügeln, sog. Drumlins, auf und prägen das Landschaftsbild. Die Drumlins überragen ihr Umfeld um 10–60 m (Schreiner, 1992a) und weisen eine steile, konvex gewölbte Luv- und eine flach und schmal auslaufende Leeseite auf. Man geht davon aus, dass sie beim Vorstoß des Rheingletschers zur Inneren Jungendmoräne geformt wurden, als das Eis über aufgetautem Untergrund vorrückte (Habbe, 1988; Ellwanger, 1990a). Zwischen den Drumlinhügeln liegen nicht selten abflusslose, z. T. vermoorte Hohlformen. Östlich von Tettnang sind im Zentrum der Senken noch einige Seen erhalten. Zwischen den Endmoränenwällen liegen in den Beckenbereichen schwach reliefierte Eiszerfallslandschaften mit sand- bzw. grobbodenreichen Gletscherablagerungen. Dazu kommen in engräumigem Wechsel Verebnungen mit glazilimnischen und glazifluviatilen Sedimenten. Durch das Abschmelzen bereits vom Gletscher abgetrennter Eismassen (Toteis) entstanden zahlreiche Senken. Sie werden heute vielfach von Mooren und Grundwasserböden ausgefüllt.

Neben der Äußeren Jungendmoräne (Schaffhausen-Stadium) gliedert die teilweise lückenhafte Innere Jungendmoräne (Singen-Stadium) das Gebiet. Die Hänge auf der ehemals dem Gletscher zugewandten Seite der Endmoränen sind i. d. R. deutlich steiler und länger als die Hänge zu den Schotterfeldern. Die Scheitelbereiche breiter Wälle zeigen sich häufig engräumig in Rücken, Kuppen und Toteishohlformen aufgelöst. Bereichsweise finden sich die Endmoränen staffelartig angeordnet (Schreiner, 1992b, S. 126 ff.). Darüber hinaus sind z. B. im Gebiet des Waldburger Rückens und dem östlich anschließenden Westallgäuer Hügelland weitere, weniger deutlich ausgeprägte Eisrandlagen anhand von Moränenzügen erkennbar.

Die Innere Jungendmoräne mit Einödhöfen im Westallgäuer Hügelland

Bei den Schotterfeldern im Jungmoränen-Hügelland können hinsichtlich ihres Umfelds zwei Typen unterschieden werden. Einmal die von der Äußeren Jungendmoräne ins Einzugsgebiet der Donau bzw. Iller abgelagerten Terrassen. Sie stoßen mit abnehmendem Gefälle z. T. mehrere Kilometer weit in das Altmoränen-Hügelland vor und werden von rißzeitlichen Moränen oder Molasse eingerahmt. In den GeoLa-Fachdaten Geologie sind sie als Rheingletscher-Niederterrassenschotter ausgewiesen. Zum zweiten gibt es die glazifluviatilen Kiese und Sande in den Zungenbecken und Eiszerfallslandschaften im Inneren des Jungmoränen-Hügellandes, die z. T. als Deltaschotter in Eisrandstauseen geschüttet wurden (Hasenweiler-Schotter bzw. Illmensee-Schotter). Diese sind mit feinkörnigen Beckensedimenten sowie mit seitlich anschließenden oder inselhaft aufragenden würmzeitlichen Moränenhügeln vergesellschaftet. Die möglichen Entwässerungsbahnen und damit die Verbreitung der Terrassen waren abhängig von der Ausdehnung des Rheingletschers. Während der maximalen Eisausdehnung wurden die Schmelzwässer z. B. im Gebiet zwischen dem Rheingletscher, der Adelegg und dem Illergletscher noch über die Argen-Eschach-Rinne zur Donau hin abgeführt. Bereits vor dem Hochglazial konnte die Untere Argen wahrscheinlich zeitweise bis Kißlegg-Waltershofen nach Westen vordringen, bog dort nach Norden in Richtung Kißlegg ab und erreichte über die tiefe Aitrach-Rinne und das Illertal die Donau (Fiebig, 1992). Diese Rinne wurde wieder mit Gletscher- und Beckensedimenten verfüllt. Nach dem Rückzug des Gletschers von der Inneren Jungendmoräne verlief die Entwässerung zeitweise quer über das heutige Schwarzachtal und den Nordteil des Tannauer Beckens zum Schussenbecken. Erst mit dem Rückzug des Eises an den Bodensee konnte sich das heutige Argental mit seinen Terrassenstufen an den Gleithängen entwickeln. In den ehemaligen Schmelzwasserrinnen fließen heute Bäche mit einer geringen Wasserführung, die nicht der Breite und Tiefe der Talform entspricht. Flache Talwasserscheiden sind ebenfalls ein Merkmal der Quertäler. Besonders komplex verlief die Entwicklung dabei westlich des Bodensees, wo die Schmelzwässer neben dem Rückstau durch den Rheingletscher von mehreren Bergländern am Abfluss gehindert wurden (Schreiner, 1992b, S. 119 ff., Beil. 1). Zeugen dieser Verhältnisse sind eisrandparallele Schmelzwasserrinnen, Quertäler und Terrassenstufen im Singener Becken. Unter der Geländeoberfläche liegen zudem bis zu 80 m tief eingeschnittene Rinnen, die später z. T. wieder mit Moränen überdeckt wurden.

Blick über die Haidgauer Heide bei Bad Wurzach zur Äußeren Jungendmoräne

Blick über die Aach-Niederung westlich des Zeller Sees auf Radolfzell und den Bodanrück

Als Erosionsformen hat der Rheingletscher große übertiefte Zungenbecken mit dem Bodensee als Stammbecken im Zentrum hinterlassen. Sie untergliedern das Jungmoränen-Hügelland gemeinsam mit den z. T. benachbarten Bergländern in eine Vielzahl von Landschaftsräumen. Kurz zusammengefasst gilt für die Entwicklung der Beckenlandschaften Folgendes: Der Abfluss der Schmelzwässer war während der Rückzugsstadien zeitweise durch den Gletscher versperrt, sodass sich Eisrandstauseen bildeten. Von seitlichen Zuflüssen wurde Material eingetragen. In den Beckenbereichen finden sich deshalb heute ebene bis flachwellige Terrassenflächen und Schwemmfächer mit Schottern und Sanden als Deltasedimente neben feinkörnigen See- und Strandsedimenten. Der Wasserstand der Seen fiel mit jedem Rückzug des Gletschers. Deshalb können in einem Becken z. T. mehrere Abfolgen von Schottern bis zu Beckentonen durch geringe Höhenunterschiede getrennt auftreten. Nach dem Ende des Pleistozäns kam es, insbesondere in den abzugsträgen, älteren Becken zwischen Innerer und Äußerer Jungendmoräne (Illmensee-Formation), durch Verlandung von Seen und in grundwassernahen Senken zur Moorbildung. Seit Beginn des Ackerbaus wandelten sich die jungen Beckenlandschaften (Hasenweiler-Formation) nochmals durch die z. T. weitflächige Ablagerung von Auenlehmen und anderen jungen Hochwassersedimenten.

Panorama am Überlinger See

Der Nordwestteil des Schussenbeckens

Beispielhaft werden Gestalt und Aufbau der Beckenbereiche anhand der Verhältnisse im Schussenbecken und seiner Fortsetzung, dem Becken von Altshausen und Bad Waldsee, näher erläutert. Als wichtigstes Zweigbecken des Rheingletschergebietes erstreckt sich das Schussenbecken vom Bodensee bei Friedrichshafen über ca. 30 km nach Norden. Ab Mochenwangen steigt das Gelände rampenartig an. Dichtgelagerte, z. T. durch Aufarbeitung von Beckentonen entstandene Grundmoränensedimente bilden das Ausgangsmaterial für die Stauwasserböden des Altdorfer Waldes. Ab einer Meereshöhe von etwa 550 m NN setzen dann z. T. von Toteishohlformen durchsetzte Verebnungen mit Beckensedimenten ein, die von Osten her durch einen Bogen aus Moränen, anschließenden Schotterfeldern bzw. dem bis zu 80 m tief eingeschnittenen, gefällereichen Schussentobel unterbrochen werden. Die westliche Grenze bildet die sehr lückenhafte Innere Jungendmoräne. Vom hier gelegenen Aulendorf breiten sich dann die beiden langgestreckten Flügel des Beckens von Altshausen und Bad Waldsee aus. Dessen mittlerer und nördlicher Teil wird neben Niedermooren von flachen Erhebungen mit schluffig-sandigen Beckensedimenten geprägt. Vor der Äußeren Jungendmoräne liegen mehrere schwach bis mäßig reliefierte Grundmoränenbereiche. Im östlichen Abschnitt dieser für das Jungmoränen-Hügelland relativ alten Landschaftsteile finden sich, z. B. bei Ingoldingen-Winterstettendorf, Vorkommen von Lösslehm und lösslehmreichen Fließerden sowie stellenweise auch Lösssand und Sandlöss. Die abzugsträge Hauptsenke des Beckens von Bad Waldsee wird vom Moorkomplex des Tannwalds eingenommen, dem sich nach Norden das auf der Europäischen Wasserscheide gelegene Hochmoor des Brunnenholzrieds anschließt. Südlich von Bad Waldsee liegen flache Hügel mit grobbodenreicher (Schotter-)Moräne, die durch die heute z. T. vermoorten Schmelzwassertäler des Mühlbachs und des Urbachs zergliedert sind. Im Südteil des Altshauser Beckens fällt die enggekammerte Eiszerfallslandschaft der Blitzenreute-Ebenweiler Seenplatte mit Moränenwällen, Schottern, Beckensedimenten, Mooren und Seen auf. Über die Innere Jungendmoräne gelangt man bei Blitzenreute an den nordwestlichen Rand des Schussenbeckens. Hier bilden gut 100 m abfallende Molassehänge den Rahmen. Die Niederung ist im Nordteil über 4 km breit. Ihre Hauptelemente sind die Auen der Schussen und ihrer Zuflüsse sowie die Terrassen der Wolfegger Ach. Bei Ravensburg verengt sich der Talboden auf gut 1 km Breite. Ältere Schotter („Vorstoßschotter“, Illmensee-Formation) bilden steile Hänge auf der Ostseite, sodass sich hier Höhenunterschiede von bis zu 150 m zwischen den Hochflächen und der Schussenaue ergeben. Unterhalb von Ravensburg erweitert sich das Schussenbecken dann trichterförmig. Die Beckensedimente dominieren und sind südlich von Meckenbeuren häufig von nahe der Oberfläche anstehendem Grundwasser erfüllt. Zwischen Tettnang und Langenargen folgen dann Schotterterrassen. Das Argendelta bildet schließlich den südöstlichen Rand des Schussenbeckens.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Blick über das Schussenbecken bei Weingarten

An den Steilhängen der Beckenränder und in tief eingeschnittenen Tobeln treten die Sandsteine und Mergel der tertiären Molasseschichten zu Tage. Sie stellen die Füllung des bis über 5 km tiefen Sedimenttrogs des nördlichen Alpenvorlands dar. Es handelt sich um eine Abfolge von See- und Flussablagerungen, die von zwei Meeresvorstößen mit nachfolgender Aussüßung (Brackwassermolasse) unterbrochen werden. Während dieser Zeit, im Oligozän und Miozän, herrschte in Süddeutschland noch subtropisches Klima mit durchschnittlichen Jahrestemperaturen von 15–20 °C. Meist streicht an der Oberfläche die miozäne Obere Süßwassermolasse aus. Sie bildet auch den hoch aufragenden Sockel des Höchsten-Berglands und des Schiener Bergs. Entlang des Überlinger Sees und seiner Umgebung stehen auch die älteren Molassegesteine bis hinunter zur Unteren Süßwassermolasse an. Die Schichtlagerung ist hier durch Verwerfungen gestört. Die Felsklippen und -wände am Steilufer des Überlinger Sees bestehen häufig aus wenig verfestigten Sandsteinen der Oberen Meeresmolasse (Heidenlöcherschichten). Im Gebiet der Molassegesteine hat sich durch die Abtragung nach dem Rückzug des Gletschers ein von zahlreichen schmalen Kerbtälchen geprägtes Hangrelief herausgebildet. In übersteilten Hanglagen kommt es bis heute immer wieder zu Rutschungen mit z. T. senkrechten Abrisskanten über terrassenartig gestaffelten bis wellig-höckerigen Rutschungskörpern.

Die von Deckenschottern überlagerten Molasseberge weisen z. T. langgestreckte Hangschultern und breite Plateaus auf und erhalten so einen tafelbergartigen Charakter. Die Gipfellagen des Höchsten und das Aacheck auf dem Heiligenberg wurden als Nunataks während der Würmeiszeit nicht mehr vom Gletscher überfahren. So konnten sich in Höhenlagen ab ca. 800 m NN rißzeitliche Moränen erhalten.

Der Anstieg des Schiener Bergs bei Bankholzen (Lkr. Konstanz)

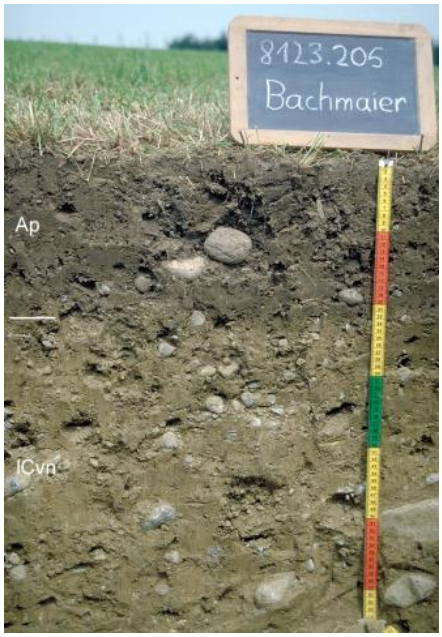
Aue der Wolfegger Ach bei Wolfegg

Im Südosten des Jungmoränen-Hügellands durchqueren Obere und Untere Argen das Westallgäuer Hügelland. Ihren Quellbereich haben die beiden Flüsse in den Voralpen. Sie vereinigen sich südwestlich von Wangen im Allgäu unterhalb von Neuravensburg in einem engen Durchbruchstal. Ab Tettnang-Langnau weitet sich das Tal wieder, die Argen fließt durch das südliche Schussenbecken und mündet bei Langenargen mit einem Delta in den Bodensee. Die Schussen und östlich von ihr gelegene Flüsse des Jungmoränen-Hügellands lassen einen anderen Bauplan erkennen: Der Oberlauf mit geringem Gefälle liegt in der vermoorten Eiszerfallslandschaft zwischen Innerer und Äußerer Jungendmoräne. Der Mittellauf durchfließt mit starkem Gefälle z. T. tief eingeschnittene Molassetobel. Beim Eintritt in die großen Zungenbecken wurden Schwemmfächer aufgeschüttet und während des Holozäns weite Talauen ausgebildet. Die Flüsse und Bäche der Bergländer im westlichen Bodenseegebiet bilden bis zu ihrer Einmündung in die Zungenbecken nur schmale Talauen aus. Im Bereich ehemaliger Schmelzwasserrinnen überdecken ihre Auenlehme immer wieder Niedermoore. In den gefällereichen Talabschnitten gehören ehemalige Flussrinnen und durch geringe Reliefunterschiede abgestufte Auenterrassen zur geomorphologischen Ausstattung der Talböden, die besonders unter Wald gut zu sehen sind.

Das Hochrheintal gehört zwischen Bodensee und Schaffhausen ebenfalls zum Jungmoränen-Hügelland. Allerdings liegen nur zwei Abschnitte bei Gailingen und Büsingen auf der nördlichen Talseite in Baden-Württemberg. Der Fluss läuft eingeschnitten zwischen Moränen und Niederterrassen und hat nur sehr schmale Auenbereiche ausgebildet.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Moränenablagerungen (Tills) stellen die am weitesten verbreiteten Ausgangsgesteine im Jungmoränen-Hügelland dar. Sie entstanden durch den Transport von Gesteinsschutt aus den Alpen auf, in und unter dem Gletschereis. Der Schwerpunkt des Geröllbestandes im Rheingletschergebiet liegt bei den ostalpinen Sedimentgesteinen und den überwiegend aus Kalk- und Dolomitsteinen aufgebauten Helvetischen Decken. Dazu kommt ein Anteil von etwa 20–30 % kristallinen Gesteinen aus den Zentralalpen (Geiger, 1969). Daneben sind Gesteine aus der Molasse und der Flyschzone verbreitet. Charakteristische Lockergesteine sind die aus karbonatreichem, sandig-lehmigem Feinmaterial, gerundeten Kiesen, groben Geröllen sowie einzelnen Blöcken zum sogenannten **Geschiebemergel** vermengten Diamikte (Hinze et al., 1989, S. 66). Im frischen, unverwitterten Zustand ist der Geschiebemergel grau bis hellgelb mit einem Karbonatgehalt im Feinboden von meist 20–40 %. Der Anteil an Karbonatgesteinen am Grobboden (> 2 mm) kann bis > 60 % betragen. Die würmzeitlichen Moränen erreichen im Bereich verfüllter Rinnen eine Mächtigkeit von bis zu 100 m (Schreiner, 1992a, S. 124). Sie lassen sich nach ihrer Korngrößenzusammensetzung und dem Gehalt an lokalem Material weiter unterscheiden. **Lokalmoränen** treten z. B. auf der Heiligenberger Hochfläche auf und enthalten dort zahlreiche Sandsteine aus der am Hang unterhalb anstehenden Oberen Süßwassermolasse. Kiesig-sandige Gletscherablagerungen („Schottermoräne“) sind in den Eiszerfallslandschaften verbreitet. Für die Endmoränenwälle sind ebenfalls grobkörnige Diamikte kennzeichnend. Sie bestehen zu erheblichen Teilen aus an der Gletscherfront fluviatil transportiertem Moränenmaterial sowie aus umgelagertem Vorstoßschotter. Daneben können Grundmoränenablagerungen eingeschaltet sein. Die Endmoränen wurden verbreitet durch den vorstoßenden Gletscher gestaucht, so dass die Sedimente unregelmäßig gefaltet, schräggestellt und in Schuppen verschoben aufgebaut sind. Insbesondere im Bereich des Waldburger Rückens liegen neben kleineren Blöcken auch kubikmetergroße Findlinge aus Kristallingesteinen an der Oberfläche. Dicht gelagerter und z. T. durch Beimengung von Beckenton beeinflusster Geschiebemergel kommt in der Umrahmung des Schussenbeckens, im Nordwesten des Beckens von Altshausen-Waldsee sowie zwischen Singen (Hohentwiel) und Steißlingen vor.



Pararendzina aus würmzeitlichem Geschiebemergel, etwa 1,5 km nordwestlich von Berg-Ettishofen (U8)

Sedimente der Illmensee-Formation in einer aufgelassenen Kiesgrube westlich von Engen-Welschingen (Lkr. Konstanz)

Die tief verwitterten Gletscherablagerungen auf den Gipfellagen des Höchsten und des Aacheck bei Heiligenberg werden der Rißeiszeit zugerechnet (Sander & Bibus, 1997). Dies gilt auch für kleinflächige Vorkommen im Westallgäuer Hügelland südlich von Leutkirch-Gebrazhofen. Das Einzelvorkommen des „Schrotzburg-Till“ am Nordrand des Schiener Bergs ist noch älter und gehört ins Frühpleistozän. Die präwürmzeitlichen glazigenen Sedimente enthalten mit zunehmendem Alter einen geringeren Anteil kristalliner Gerölle.

Die von den Gletscherschmelzwässern abgelagerten **glazifluviatilen Schotter** bilden ein recht einheitliches Ausgangsmaterial der Böden. Mit zunehmendem Abstand von den Endmoränen kommt es zu einer besseren Sortierung des Materials mit langsam steigenden Feinbodengehalten und einer stärkeren Rundung der Komponenten. Die Längsachsen der Kiese und Gerölle sind im Gegensatz zur Grundmoräne überwiegend quer zur Fließrichtung eingeregelt. Nur bei starker Strömung abgelagerte Komponenten liegen parallel zur Fließrichtung. In Kiesgruben lassen sich Schüttungszyklen erkennen, die mit einer Groblage beginnen. Die Mächtigkeit der Schotter kann 30 m und mehr betragen. Die als Deltaschüttungen in Eisrandstauseen abgelagerten Kiese gehen randlich in Sande bzw. feinkörnige Beckensedimente über oder überlagern diese. Aus dem locker gelagerten, durchlässigen, würmzeitlichen Schmelzwasserschotter entwickeln sich ausschließlich staunässefreie Böden. Die Deckenschotter aus dem Frühpleistozän sind aufgrund ihrer Verfestigung zu Konglomeraten (Nagelfluh) relativ verwitterungsresistent, so dass aus ihnen verbreitet flachgründige und stark skeletthaltige Böden hervorgehen.

Deckenschotter-Konglomerat am Nordabfall des Bodanrück

Kiesgrube mit Deltaschotter bei Engen-Anselfingen

An einer ca. 4 m hohen Abbauwand sind Grobkiese und Sande aus der Würmeiszeit aufgeschlossen (Illmensee-Schotter). Die Deltasedimente zeigen eine ausgeprägte Schrägschichtung. An der Oberfläche sind die rötlichbraunen Reste von Parabraunerden zu sehen. Darüber wurde z. T. kiesiges, humoses Bodenmaterial aufgetragen.

Die **Schwemmsedimente** im Moränenhügelland bestehen aus z. T. geschichtetem und sortiertem glazigenem Material, das aus geringer Entfernung in Senken und Muldentälchen verlagert wurde. Dagegen enthalten die aus den Tobeln und Bergländern in die Beckenbereiche geschütteten Schwemmfächer einen deutlichen Anteil an Molassematerial. Die Kiesgehalte sind meist gering bis mittel.

Pararendzina aus würmzeitlichen Seeablagerungen im Frickinger Becken (U13)

Aufgrund der Ablagerung im Stillwasser sind die **Becken**-, **See**- und **Strandsedimente** meist kiesarm bis -frei und gut sortiert. Bei den Beckentonen (Bändertonen) ist eine Feinschichtung zu erkennen. Die dickeren, hellgrauen Lagen wurden während der sommerlichen Eisschmelze abgelagert. Zusammen mit einer während des Winters bei Niedrigwasser sedimentierten, dünnen dunkelgrauen Lage mit höherem Anteil an organischer Substanz und Ton ergibt sich so eine Jahresschicht (Warve). Bei Schluffen und Sanden ist die Schichtung häufig weniger fein und es treten bei Ablagerung am Beckenrand verstärkt Schrägschichtungen auf. An den Beckenrändern und bei einem Wechsel des Wasserstandes ändert sich die Art der Beckenablagerungen z. T. engräumig. Die Mächtigkeit der glazilimnischen Ablagerungen kann in den glazial übertieften Becken bis 180 m erreichen.

Bei der **Seekreide** handelt es sich um ein schluffreiches warmzeitliches Sediment mit Karbonatgehalten bis über 90 %. Die Ausfällung des Karbonats aus dem Seewasser beruht auf der Tätigkeit von Algen. Die Seekreide enthält Schneckenschalen. Neben dem Verlandungsbereich des Bodensees tritt Seekreide auch am Schreckensee bei Wolpertswende bodenbildend auf.

An Quellaustritten fällt der zu den Sinterkalken gehörende **Kalktuff** aus karbonathaltigen Wässern aus. Die Ursache für seine Entstehung ist die Temperaturerhöhung an der Oberfläche und die dadurch verminderte Löslichkeit des Kalziumkarbonats. Die Vorkommen im Flappachtal östlich von Ravensburg sind an Schichtgrenzen zwischen Schottern und Gletschersedimenten gebunden. Nach dem Ende der Quellschüttung verfestigt sich das weiße, von Hohlräumen durchzogene Gestein. Im Tobel der Wolfegger Ach wurde beim Weißenbronnen früher Kalktuff als Werkstein abgebaut. Auch in quelligen Bereichen der Oberen Süßwassermolasse kommt stellenweise Kalktuff vor.

Kalktuff im aufgelassenen Steinbruch bei Weißenbronnen (Wolfegg, Lkr. Ravensburg)

Flach entwickelte Braunerde aus Fließerde über Sandstein der Unteren Süßwassermolasse

Aus der Verwitterung von Molassemergeln der Unteren und Oberen Süßwassermolasse gehen meist schluffreiche, wenig entwickelte Böden hervor. Im Bereich der Felsbildungen am Überlinger See bilden Sand- und Mergelsteine der Oberen Meeresmolasse kleinflächig das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. In der Regel werden die Molassegesteine jedoch zumindest von einer geringmächtigen **Fließerde** (Basislage) überlagert, bei der das Gesteinsgefüge durch Frostbodenprozesse und den Transport am Hang aufgelöst sowie Material aus dem Hangenden beigemengt wurde. Die Körnung der Fließerden wird dabei noch von den anstehenden Molassegesteinen geprägt. So sind z. B. in der Oberen Süßwassermolasse am Schiener Berg und Heiligenberg Sande und Sandsteine vorherrschend. Am Gehrenberg, an den Hängen des Deggenhauser Tals und im Gebiet der Haldenhofmergel verwittert die Obere Süßwassermolasse dagegen tonreich.

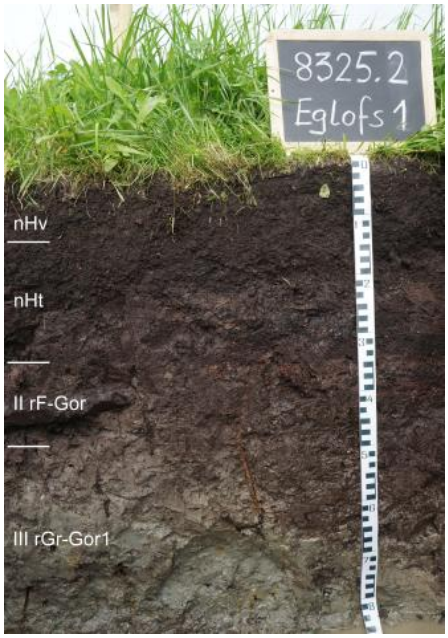
An den Hängen der Flusstäler, der Bergländer und an den Rändern stark eingetiefter Beckenbereiche kommt es bis heute zur Bildung von **Rutschmassen** und **Hangschutt** durch von der Schwerkraft bedingten Massenversatz. Die an den Talhängen ausstreichenden, wenig verfestigten Molassegesteine mit ihren z. T. zahlreichen Quellaustritten sind instabil. Bei den Rutschungen wird das Molassematerial teilweise vom Schutt glazigener Ablagerungen aus dem Hangenden überdeckt oder mit ihm vermengt.

Die oben beschriebenen pleistozänen und tertiären Sedimentgesteine werden weitflächig von einer spätglazialen Fließerde- oder Solimixtionsdecke, der **Decklage** bzw. **Hauptlage**, überzogen (Ad-hoc-AG Boden, 2005a, S. 180 f.). Ihre Entstehung ist auf den Kälterückschlag während der Jüngeren Tundrenzeit zurückzuführen. Dadurch kam es nochmals kurzzeitig zur Bildung eines Auftaubodens über dem ganzjährig gefrorenen Untergrund (Permafrost). In diese heute unter Wald zwischen 3 und 5 dm mächtige Schicht wurde in geringem Maße angewehter Löss eingemischt. An ihrer Basis bildete sich in Hohlformen und konkaven Hangabschnitten eine Steinsohle durch Einsinken von Geröllen in dem mit Wasser übersättigten Material. Diese Teilung der Substratprofile kommt für die Bodenentwicklung jedoch nicht nur in unterschiedlichen Bodenarten und Lagerungsdichten zum Tragen. Sie hat auch die Grenzen der diagnostischen Bodenhorizonte z. B. von Parabraunerden (Grenze Al/Bt-Horizont) und Pseudogleyen (Sw/Sd-Horizont) vorgeprägt. In den durch Erosion und junge Rutschungen ausgesetzten Teilen der Landschaft ist diese Fließerde meist erodiert oder Bestandteil der Rutschmassen.

Flugsand über Deltaschotter der Hasenweiler-Formation bei Salem-Stefansfeld (Bodenseekreis)

Im Jungmoränen-Hügelland reichte die kurze Zeit zwischen dem Rückzug des Gletschers und dem Beginn des Holozäns meist nicht für die Entstehung mehrgliedriger periglazialer Deckschichten aus, wie sie aus dem Schichtstufenland oder auch dem Altmoränen-Hügelland bekannt sind (Kösel, 1996; Kösel & Fleck, 2017). Sie bleiben auf wenige, schon länger eisfreie Landschaftsteile und lokale Vorkommen von **Flugsand** in Beckenbereichen beschränkt. Der Flugsand überdeckt östlich von Salem und südlich von Tettnang sowie im „Unteren Schenkenwald“ nördlich von Weingarten stellenweise die Schotter bzw. Beckensande. **Lösssand** und **Sandlöss** als äolische Sedimente finden sich z. B. im „Malaiental“ auf der Heiligenberger Hochfläche, in Verebnungsbereichen bei Leutkirch-Winterstettendorf sowie auf der Halbinsel Höri zwischen Weiler und Horn. In den ältesten Landschaftsteilen nahe der Äußeren Jungendmoräne sowie in den Hochlagen des Schiener Bergs sind kleinflächig **Lösslehm** und Fließerdepakete aus lösslehmreicher Deck- über **Mittellage** verbreitet.

Als organische Bildungen unterscheiden sich **Torfe** stark in ihren Merkmalen und Eigenschaften von den mineralischen Ausgangsgesteinen ihrer Umgebung. Sie bestehen bei den Grundwasser- bzw. Niedermooren überwiegend aus den Resten von Riedgräsern, Schilf und Erlen. Sie enthalten mehr als 30 % organische Substanz. Der **Niedermoortorf** ist aufgrund des karbonathaltigen mineralischen Untergrunds im Jungmoränen-Hügelland überwiegend basenreich. Bei den im Gebiet häufigen, aus Seen hervorgegangenen Verlandungsmooren wird er von Mudden, also warmzeitlichen organisch-mineralischen Seesedimenten, unterlagert. Durch das Wachstum des Moorkörpers nimmt der Grundwassereinfluss im Laufe der Zeit ab und die Pflanzenwurzeln können die Nährstoffe des Mineralbodens nicht mehr erreichen. Das Pflanzenwachstum ist nun auf das nährstoffarme, saure Regenwasser angewiesen. Unter diesen Bedingungen wandelt sich die Vegetation und Torfmoose (Sphagnum) sowie Wollgräser bilden geschlossene Bestände. Nach ihrem Absterben entsteht aus ihren Resten der **Hochmoortorf**. Die Oberfläche des Moores zeigt sich uhrglasförmig aufgewölbt. Die Moormächtigkeiten einschließlich Mudde können im Jungmoränen-Hügelland bis etwa 12 m erreichen (Göttlich, 1967, S. 37). Der mineralische Untergrund der größeren Moore weist z. T. wegen der vom Gletscher unterschiedlich tief ausgeschürften Becken ein deutlich bewegtes Relief auf.



Mittel tiefes vererdetes Niedermoor aus Torf über Mudde und Schwemmsediment auf würmzeitlichem Geschiebemergel

Bei den Auensedimenten lassen sich im Jungmoränengebiet zwei Formen unterscheiden. Am weitesten verbreitet sind **Auenlehme** und -**sande** mit einem deutlichen Gehalt an humosem Bodensediment. Sie bestehen aus von den Hängen und Kuppen unter landwirtschaftlicher Nutzung abgetragenem und z. T. über Muldentäler in die Talauen transportierten Bodenmassen. Materialeigenschaften wie Mächtigkeit, Körnung und Karbonatgehalt richten sich nach den Verhältnissen im jeweiligen Einzugsgebiet. Die Hochwassersedimente der in den Voralpen entspringenden Oberen und Unteren Argen sind dagegen von anderem Charakter. Die karbonatreichen Sande und Schluffe bestehen vorherrschend aus grauem Gesteinsmaterial, welches die beiden Flüsse bei Hochwasser durch Unterschneiden der Prallhänge und Auskolkungen an den Hochgestaden aufnehmen. Diese jungen Auenablagerungen weisen eine Mächtigkeit von 4–12 dm auf und überlagern z. T. Gerölle führenden Flusskies. In dem spät besiedelten und vorwiegend als Grünland oder Wald genutzten Einzugsgebiet sind die Einträge von erodiertem Bodenmaterial durch die Zuflüsse nur gering.

Mit dem Beginn des Ackerbaus setzte auch der Bodenabtrag durch Wassererosion ein. Während die Bodenprofile auf den Scheitel- und Hangbereichen verkürzt wurden, sammelte sich das erodierte Bodenmaterial in den Muldentälchen, an Unterhängen und auf Schwemmfächern als holozäne **Abschwemmmassen** an. Das überwiegend kiesarme, lehmige Bodensediment ist schwach humos und weist nicht selten Ziegel- und Holzkohlebruchstücke als Zeichen seines geringen Alters auf. Abhängig vom Erosionsgrad der Böden im Einzugsgebiet sind die Abschwemmmassen meist karbonatfrei bis karbonathaltig (2–10 %). Karbonatreiches Material findet sich örtlich auf Schwemmfächern am Ausgang von in die Molasse eingeschnittenen Kerbtälchen und Tobeln. Die Schwemmsedimente können dort wegen der Unterschneidung anstehender Gesteine lagenweise humusfrei sein und enthalten aufgrund hoher Fließgeschwindigkeiten mehr Sand und Grobboden. In Gebieten mit Molassemergeln und -tonen kommen dagegen tonig-lehmige bis schluffig-tonige Abschwemmmassen vor.

Kolluvium über Braunerde-Pseudogley aus holozänen Abschwemmmassen über tonig-lehmigem Schwemmsediment

In jüngster Zeit hat der Mensch auch direkt in die Landschaft eingegriffen und mithilfe von Maschinen und Geräten **Auftragsmaterial** abgelagert. Dies erfolgte z. B. im Rahmen der Rekultivierung aufgelassener Gruben. Oder es wurde der im Zuge von reger Bautätigkeit der Nachkriegszeit angefallene Bauschutt und Erdaushub entsorgt. Schließlich wurde bei Konstanz und Radolfzell auch der Uferbereich des Bodensees durch Aufschüttungen überprägt.

Vegetation, Landnutzung und Siedlungsgeschichte

Schluchtwald im Schmalegger Tobel

Vor dem Beginn des Ackerbaus war das Jungmoränen-Hügelland mit Ausnahme der Moore weitgehend bewaldet. Verschiedene Formen von bodensauren Buchenwäldern bilden heute die potentielle natürliche Vegetation (Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung, 2005, S. 300 ff.). Im Südwesten des Gebiets handelt es sich meist um submontane Waldmeister-Buchenwälder, in denen nur örtlich ein geringer Anteil an Tannen auftritt. Mit steigender Bodenfeuchte nimmt die Tanne breiteren Raum in den Wäldern ein. So liegt im kühl-feuchten Westallgäuer Hügelland schließlich ein montaner Buchen-Tannen-Wald mit lokalen Fichtenvorkommen als naturnaher Regionalwald vor. Außerdem sind im Norden und Osten des Jungmoränen-Hügellands neben den Waldmeister-Buchenwäldern auch Hainsimsen-Buchenwälder verbreitet. Auf den im Jungmoränen-Hügelland nicht selten nährstoffreichen, frischen bis feuchten Standorten finden sich von Natur aus Edellaubwälder mit Eschen, Bergahorn, Bergulme und Schwarzerle. Eine Besonderheit auf kalkhaltigen Molasse-Standorten stellt in Nähe der bayerischen Voralpen der Alpenheckenkirschen-Tannen-Buchenwald dar. Der Eiche sagen die trocken-warmen Hänge der Hegauniederung und der Stieleiche die Beckentone des Schussenbeckens zu (Buchen-Eichen-Wälder). Natürliche Kiefernwälder beschränken sich auf den Bereich der Molassefelsen und sind zudem auf den Tettnanger Schotterterrassen wahrscheinlich.

Größere zusammenhängende Wälder liegen heute an Steilhängen, in Hochlagen, auf einigen Schotterterrassen und nicht zuletzt auf ehemals herrschaftlichem Grundeigentum wie dem Altdorfer Wald zwischen Aulendorf und Waldburg, dem mit 82 km^2 größten Waldgebiet Oberschwabens. Der Waldanteil beträgt insgesamt ca. 30 %. Allerdings weicht die reale Baumartenzusammensetzung erheblich von den oben beschriebenen naturnahen Waldgesellschaften ab. Fast überall ist die Fichte die häufigste Baumart. Ihr Anteil steigt von West nach Ost von etwa 20 % in der Hegauniederung auf bis zu 70 % im Westallgäuer Hügelland. Die von Natur aus bestimmende Rotbuche ist nur noch im Übergang zur Hegau-Alb bei Engen vorherrschend. Im übrigen Jungmoränen-Hügelland bedeckt sie noch ca. 10–25 % der Waldfläche. Eschen finden sich auf den Stauwasserböden und in den Tobeln, auf Rutschhängen sowie, z. T. gemeinsam mit Schwarzerlen, in grundwassernahen Tälern und Senken. Die Kiefer hat mit einem Anteil von ca. 25 % ihren Verbreitungsschwerpunkt in den Wäldern der Hegauniederung.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Jungmoränen-Hügelland (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Obstbaulandschaft bei Markdorf-Ittendorf

Die landwirtschaftliche Nutzung ist vom Klima und den im Jungmoränen-Hügelland oft besonders engräumig wechselnden Relief- und Bodenverhältnissen abhängig. So herrscht im milden Bodenseeklima eine intensive landwirtschaftliche Nutzung mit Sonderkulturen wie Obst, Reben, Hopfen und Gemüse vor. Die Eignung der Standorte für den Erwerbsobstbau wird dabei besonders nördlich des Überlinger Sees und Obersees auf weiten Flächen als „großenteils sehr gut“ oder „großenteils gut“ eingestuft (Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg, 1978). Die aufgrund der Realteilung kleinstrukturierten landwirtschaftlichen Betriebe im Bodenseekreis hatten 2010 eine durchschnittliche Betriebsgröße von 19,9 ha und sind deshalb etwa zur Hälfte als Dauerkulturbetriebe organisiert (Statistisches Landesamt Baden-Württemberg, Zahlen von 2013). Im Westallgäuer Hügelland prägen heute Wiesen, Weideland und Fichtenwälder das Landschaftsbild (Konold, 1996). Der Grünlandanteil an der landwirtschaftlich genutzten Fläche (LF) lag z. B. auf der Gemarkung der Stadt Wangen im Allgäu 2010 bei 92,5 % (Statistisches Landesamt Baden-Württemberg, Zahlen von 2013). Die Grünlandwirtschaft hat sich im württembergischen Allgäu jedoch erst seit dem Ende des 19. Jahrhunderts vom alpennahen Isny im Allgäu immer weiter nach Norden und Westen in die niederschlagsärmeren Gebiete ausgebreitet (Borcherdt et al., 1985, S. 238 ff.). Deshalb sind unter Grünland verbreitet reliktische Pflughorizonte in den Bodenprofilen erhalten. Im übrigen Hügelland gibt es viele landwirtschaftliche Betriebe mit Getreide- und Futterbauwirtschaft. Daneben hat sich der Maisanbau zur Biogaserzeugung ausgebreitet. Streuobstwiesen verleihen manchen Bereichen des Jungmoränen-Hügellands einen parkartigen Charakter.

Kulturlandschaft im Westallgäuer Hügelland bei Amtzell

Die Milchviehbetriebe sind von Obstbäumen umgeben. Die heimische Rinderrasse ist das Braunvieh. Gleich beim Hof liegt in möglichst ebener Lage das intensiv bewirtschaftete Grünland. Häufig wird zwischen Weide- und Schnittnutzung abgewechselt. Steile, nicht befahrbare Hanglagen werden nur beweidet. An Geländekanten und entlang der Gewässer finden sich Gehölze und Laubbäume. Im Hintergrund stehen Fichtenforste.

Das Wollmatinger Ried mit Blick auf Konstanz

Für den Naturschutz sind besonders die noch gut erhaltenen Moore, die Seeriede (z. B. Wollmatinger Ried) und natürlich der Bodensee selbst zusammen mit den zahlreichen weiteren Seen und Weihern von großer Bedeutung. Darüber hinaus bilden die Molassetobel und -hänge mit ihren Schluchtwäldern und der Trockenvegetation in der Umgebung der Felsbildungen wichtige naturnahe Lebensräume.

Im Hopfenanbaugebiet östlich von Tettnang

Die Besiedlung und Landnutzung unterliegen nicht nur den natürlichen Steuerungsfaktoren wie Bodengüte und Klima. Sie werden auch von sozialen, ökonomischen und technischen Entwicklungen beeinflusst. Entlang des Bodensees und im westlich anschließenden Hegau sind bereits aus der Jungsteinzeit (Rössener Kultur) Siedlungen von Ackerbauern bekannt (Planck et al., 1994; Weller, 1997). Die etwa zwischen 4000 v. Chr. und dem Ende der Urnenfelderzeit (850 v. Chr.) bewohnten Pfahlbauten gehören seit 2011 zum Weltkulturerbe. Auch die Kelten bevorzugten die niederschlagsarmen Gunsträume am westlichen Bodensee, legten jedoch auch Siedlungen zwischen der Donau und der Schussenmündung an. Die Römer errichteten ein Netz aus Gutshöfen, bauten Straßen vom Bodensee zur Donau und brachten neue Kulturpflanzen wie die Rebe mit. Der Rückzug der Römer nach dem Einfall der Alemannen führte zunächst zu einem Rückgang der Siedlungsdichte und wohl zu einer teilweisen Wiederbewaldung. Zur großflächigen Inkulturnahme kam es dann seit Beginn des mittelalterlichen Landesausbaus nicht zuletzt mit dem Übergang zur Dreifelderwirtschaft ab dem 8. Jh. (Poschlod, 2015). Besonders die kühl-feuchten Gebiete Oberschwabens und des Westallgäuer Hügellands wurden erst im Hochmittelalter unter dem Einfluss der Klöster flächendeckend besiedelt. Ein erfolgreicher Ackerbau war hier nur durch die Einführung des Wendepfluges und der mit ihm erreichten besseren Unkrautbekämpfung möglich. Nach dem mittelalterlichen Klimaoptimum (1000–1300 n. Chr.) verringerten sich die Nutzungsmöglichkeiten während der „Kleinen Eiszeit“ (1550–1850 n. Chr.). Die Pest und der Dreißigjährige Krieg dezimierten die Bevölkerung zeitweise. Bereits ab dem 17. Jh. wurden, u. a. zur intensiveren Nutzung von ortsfernen Flächen wie den Allmendweiden, Einzelhöfe und kleinere Weiler mit arrondiertem Grundbesitz eingerichtet (Vereinödung). Die Einführung der Hartkäserei im Allgäu hatte die Vergrößerung der Milchviehbestände und die Ausdehnung der Grünlandwirtschaft zur Folge. Die Erschließung des Landes durch die Eisenbahn veränderte die Märkte z. B. durch die Ausfuhr der Milchprodukte sowie den Import von Getreide und verstärkte so den Wandel der Kulturlandschaft. Der verringerte Getreideanbau und die Einführung der ganzjährigen Stallhaltung des Viehs führte zu einem Mangel an Einstreu, dem ab der Mitte des 19. Jh. durch die Anlage der Streuwiesen in den Mooren begegnet wurde (Poschlod, 2015, S. 148 ff.). Mit der Einführung der Güllewirtschaft und dem verstärkten Einsatz von Mineraldünger ab etwa 1960 wurde ein Großteil der artenreichen Streuwiesen zu Futterwiesen umgewandelt oder aufgeforstet. Schließlich war die Bevölkerung nicht mehr auf die Selbstversorgung mit Agrarprodukten angewiesen und es entwickelten sich zunehmend größere, spezialisierte Landwirtschaftsbetriebe. Die Intensivierung der Landwirtschaft und die Industrialisierung gingen mit einem starken Bevölkerungswachstum einher.

Heute liegen die Schwerpunkte der Besiedelung in den Beckenbereichen zwischen Singen und Konstanz, im Bodenseekreis am nördlichen Seeufer sowie im mittleren Schussenbecken mit dem Siedlungsband um Ravensburg und Weingarten. Im Landkreis Konstanz liegt die stetig zunehmende Siedlungs- und Verkehrsfläche mit 15,5 % (Statistisches Landesamt Baden-Württemberg, Zahlen von 2013) dabei ebenso über dem Landesdurchschnitt von 14,3 % wie im Bodenseekreis (14,8 %). Beide Landkreise liegen auch bei der Siedlungsdichte über dem Landesdurchschnitt von 300 Einwohnern je km^2. Die Landkreise Ravensburg und Sigmaringen können dagegen eindeutig dem ländlichen Raum zugeordnet werden.

Klima

Die klimatischen Verhältnisse im Jungmoränen-Hügelland wechseln recht stark und werden von der Höhenlage (Temperatur, Einstrahlung) und der Nähe zu den Alpen (Niederschläge, Föhn) bestimmt.

Das Bodenseebecken und das von ihm abzweigende Schussenbecken sind warme bis sehr warme Gunsträume mit Jahresdurchschnittstemperaturen von 9–10 °C. Sie ermöglichen einen intensiven Wein- und Obstbau. Im Winter bewirkt der See einen Wärmeausgleich, so dass die Durchschnittstemperaturen im Winter über 1 °C liegen. Die weiter nördlich des Bodensees gelegenen Hügelländer sind dagegen kühler und erreichen Jahresmittelwerte zwischen 8 °C und 9 °C, was den Anbau von Wintergetreide bevorzugt. In den z. T. bis auf über 800 m NN ansteigenden Höhenlagen (z. B. Höchsten, Waldburger Rücken) liegen die Jahresdurchschnittstemperaturen nur bei 7,5–8 °C. In den zahlreichen abgeschlossenen, z. T. vermoorten Senken sammelt sich die Kaltluft, sodass lokal verstärkt mit Spät- bzw. Frühfrösten gerechnet werden muss.

Die Niederschläge sind im Singener Becken sowie im Regenschatten der Hegau-Alb mit 750–850 mm im Jahr am geringsten. In weiten Bereichen des Jungmoränen-Hügellands werden durchschnittlich 850–950 mm gemessen. In den Hochgebieten zwischen Markdorf, Heiligenberg und Wilhelmsdorf sind es über 1000 mm. Östlich des Schussenbeckens steigen die Niederschläge im Stau der Alpen auf bis zu 1600 mm bei Isny i. A. an, was die im Westallgäuer Hügelland vorherrschende Grünlandwirtschaft stark begünstigt.

Die mittlere jährliche Klimatische Wasserbilanz, also die Differenz von Niederschlag und potenzieller Evapotranspiration, zeigt wie die Jahresniederschläge im Wesentlichen einen Anstieg von West nach Ost und von Nord nach Süd. Der Niederschlagsüberschuss beträgt im Gebiet westlich des Bodensees verbreitet 200–300 mm im Jahr. Er steigt in den Bergländern wegen niedrigerer Temperaturen und höheren Niederschlägen auf 500–700 mm an. Östlich des Schussenbeckens nimmt die Klimatische Wasserbilanz in der Gegend von Isny im Allgäu sehr hohe Werte von +1200 mm und mehr an. Auch im Sommerhalbjahr (Mai–Oktober) ergibt sich im Singener Becken noch eine leicht positive Bilanz (< 100 mm). Aufgrund der starken Sommerniederschläge gibt es im Westallgäuer Hügelland auch während der Vegetationsperiode Überschüsse von bis zu 600 mm.

Eine klimatische Besonderheit im Alpenvorland ist der Föhn als trocken-warmer Fallwind. Gerade im Winterhalbjahr sind hier kurzfristig Temperaturunterschiede von bis zu 15 °C, verbunden mit weiter Fernsicht, gegenüber nicht vom Föhn beeinflussten Gebieten möglich. Ebenfalls charakteristisch ist eine große Häufigkeit von Inversionswetterlagen mit vielen Nebeltagen im Herbst und Winter in den milden Beckenbereichen in der Umgebung des Bodensees.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Das Jungmoränen-Hügelland im Westallgäu mit Blick auf die Allgäuer Alpen

Weiterführende Links zum Thema

- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- Moorkarte (BK50) / Daten- und Kartendienst der LUBW
- LUBW – Moorkataster
- Landschaften und Böden im Regierungsbezirk Freiburg (PDF)

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung (2005). *Waldökologische Naturräume Deutschlands. – Forstliche Wuchsgebiete und Wuchsbezirke – mit Karte 1 : 1 000 000.* – Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung, 43, S. 1–324.
- Arbeitskreis Standortskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung (1996). *Forstliche Standortsaufnahme.* 5. Aufl., 352 S., Eching bei München (IHW-Verlag).
- Baumhauer, R. & Winkler, S. (2014). *Glazialgeomorphologie – Formung der Landoberfläche durch Gletscher.* – Studienbücher der Geographie, 262 S., Stuttgart (Borntraeger).
- Benzing, A. G. (1964). *Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 186 Konstanz.* – Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. – Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 40 S., Bad Godesberg (Bundesanstalt für Landeskunde).
- Borcherdt, C., Häsler, S., Kuballa, S. & Schwenger, J. (1985). *Die Landwirtschaft in Baden und Württemberg. – Veränderungen von Anbau, Viehhaltung und landwirtschaftlichen Betriebsgrößen.* – Schriften zur politischen Landeskunde Baden-Württembergs, 12, S. 1–295.
- Dongus, H. (1991). *Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 187/193 Lindau-Oberstdorf.* – Geographische Landesaufnahme 1 : 200 000. – Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 94 S., Bonn-Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung).
- Ellenberg, H. (1955). *Wuchsklimakarte Baden-Württemberg 1 : 200 000.* Stuttgart (Reise- u. Verkehrsverl.).
- Ellwanger, D. (1990a). *Würmzeitliche Drumlinforschung bei Markelfingen (westlicher Bodensee, Baden-Württemberg).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 72, S. 411–434.
- Ellwanger, D. (2003). *Eine „landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung“ vom Alpenrand zum Oberrhein.* – GeoArchaeoRhein, 4, S. 81–124.

- Ellwanger, D. (2015). *Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletschergebiets: Übertiefte Becken- und Moränen-Landschaft.* – LGRB-Fachbericht, 2015/4, S. 1–86, 16 Abb., Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. (2011b). *The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany).* – E&G Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal, 60(2-3), S. 306–328.
- Geiger, E. (1969). *Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 11, S. 127–172.
- Geyer, M., Nitsch, E. & Simon, T. (2011). *Geologie von Baden-Württemberg.* 5. völlig neu bearb. Aufl., 627 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Göttlich, K. (1967). *Erläuterungen zu Blatt Weingarten L 8122.* – Moorkarte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, 64 S., Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).
- Habbe, K. A. (1988). *Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland. – Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen.* – Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues, N. F. 70, S. 33–50.
- Hinze, C., Jerz, H., Menke, B. & Staude, H. (1989). *Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25).* – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 112, S. 1–243.
- Konold, W. (1996). *Von der Dynamik einer Kulturlandschaft. – Das Allgäu als Beispiel.* – Konold, W. (Hrsg.). Naturlandschaft – Kulturlandschaft: Die Veränderung der Landschaften nach der Nutzbarmachung durch den Menschen, S. 121–136, Landsberg (ecomed).
- Kösel, M. (1992a). *Blatt 7923 Saulgau-Ost, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 35 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Kösel, M. (1992b). *Blatt 8022 Ostrach, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 47 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Kösel, M. (1992c). *Blatt 8323 Tettnang, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 41 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Kösel, M. (1994). *Blatt 7924 Biberach an der Riß-Süd, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 49 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Kösel, M. (1996). *Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben.* – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D, 1, S. 1–147.
- Kösel, M. & Fleck, W. (2017). *Periglaziäre Lagen – Ansprache und Gliederung in der feldbodenkundlichen Praxis und ihre Bedeutung für die Bodenbildung. – Beispiele aus Teilgebieten der Südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft von Baden-Württemberg.* – LGRB-Fachbericht, 2017/1, S. 1–78, Freiburg i. Br. (Regierungspräsidium Freiburg – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. (1953). *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 1. Lieferung.* 136 S., Remagen (Bundesanstalt für Landeskunde).
- Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg (1978). *Ökologische Standorteignungskarte für den Erwerbsobstbau in Baden-Württemberg 1 : 250 000.* 32 S., Stuttgart.
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.* 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Penck, A. & Brückner, E. (1901–09). *Die Alpen im Eiszeitalter.* 1199 S., Leipzig (Tauchnitz). [3 Bände, erschienen 1901–1909]
- Planck, D., Braasch, O., Oexle, J. & Schlichtherle, H. (1994). *Unterirdisches Baden-Württemberg. – 250 000 Jahre Geschichte und Archäologie im Luftbild.* 256 S., Stuttgart (Theiss).
- Poschlod, P. (2015). *Geschichte der Kulturlandschaft.* 320 S., Stuttgart (Ulmer).
- Sander, M. & Bibus, E. (1997). *Zur stratigraphischen Einstufung der oberflächennahen Formen, Böden und Sedimente am Höchsten und bei Heiligenberg (Oberschwaben): Alt- oder Jungmoräne?.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, 37, S. 97–124.
- Schlenker, G. & Müller, S. (1975). *Erläuterungen zur Karte der Regionalen Gliederung von Baden-Württemberg II. Teil (Wuchsgebiet Südwestdeutsches Alpenvorland).* – Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung, 24, S. 3–38.
- Schreiner, A. (1992a). *Einführung in die Quartärgeologie.* 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Schreiner, A. (1992b). *Erläuterungen zu Blatt Hegau und westlicher Bodensee.* – 3. Aufl., Geologische Karte 1 : 50 000 von Baden-Württemberg, 290 S., Freiburg i. Br., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Weiß, M. & Kösel, M. (1996). *Blatt 8123 Weingarten, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 59 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Weller, F. (1997). *Landnutzung im Bodenseeraum.* – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft,

82, S. 63–87.
- Werner, J. (1964). *Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes.* – Schriftenreihe der Landesforstverwaltung Baden-Württemberg, 17, S. 1–91.

Cookie-Einstellungen

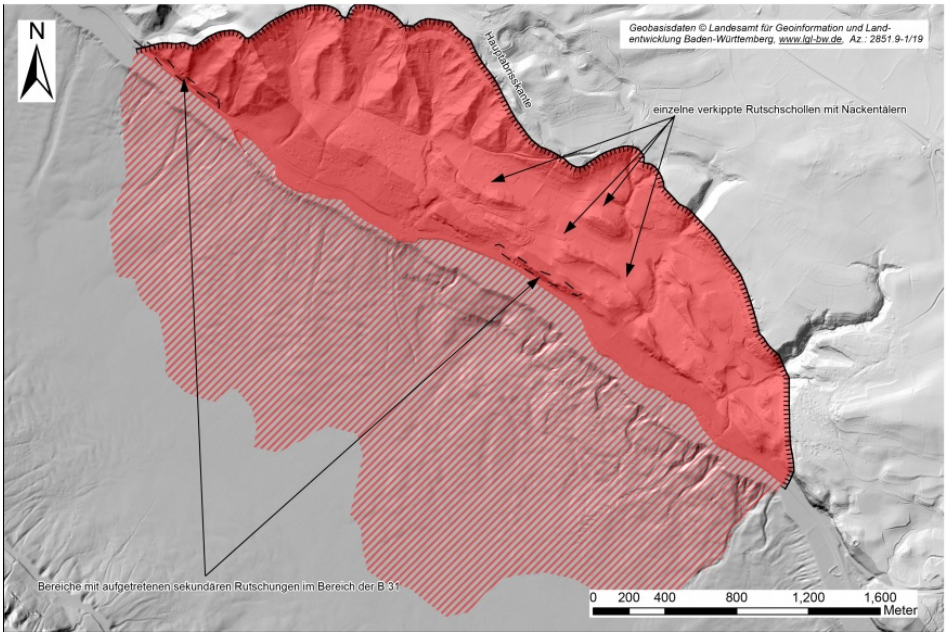
Quell-URL (zuletzt geändert am 02.01.24 - 09:49):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/bodenkunde/jungmoraenen-huegelland

Hangrutschung „Sipplinger Dreieck“

Übersicht

Das „Sipplinger Dreieck“ ist eine etwa 3,5 km lange und bis zu einen Kilometer breite, dreiecks- bis parabelförmige morphologische Einbuchtung zwischen dem Überlinger See des Bodensees (Mittelwasserstand: ≈ 395 m ü. NHN) und der Hochfläche des Haldenhofs bzw. des Sipplinger Berges (bis zu ca. 670 m ü. NHN) im Bereich der Gemeinde Sipplingen. Der maximale Höhenunterschied des in Längsrichtung SO–NW-verlaufenden „Sipplinger Dreiecks“ beträgt etwa 275 m.

Das „Sipplinger Dreieck“ war in seinen Grundzügen wahrscheinlich bereits vor der letzten Vereisungsphase angelegt (Schreiner, 1958) und wurde von den Gletschern der Würmeiszeit überfahren und ausgeräumt. Nach dem Abschmelzen der Eisströme vor ca. 16 000 Jahren präparierte die Erosionskraft des Wassers die Sipplinger Steiluferlandschaft weiter aus den Molassefelsen heraus. Bis heute sind die Hänge des „Sipplinger Dreiecks“ morphologisch noch nicht ausgereift und werden durch denudative Prozesse permanent geformt. Wegen des großen Reliefunterschieds zwischen dem Bodenseespiegel und der Hochfläche des Haldenhofs ist die Tiefenerosion im Vergleich zur Seitenerosion um ein Vielfaches größer, sodass sich die Bäche in die Steiluferlandschaft einschneiden. Die korrespondierende Seitenerosion macht sich vor allem durch lokal auftretende Oberflächenrutschungen, Flächenabspülungen sowie Sturzereignisse bermerkbar. Die gesamten Hänge rund um die Ortschaft Sipplingen sind durch zahlreiche Rutschgebiete geprägt. Die östlich der Ortschaft vorhandenen morphologischen Strukturen deuten zudem auf eine Großschollenrutschung mit gestaffelten, mindestens mehrere Zehnermeter tiefliegenden Gleitflächen hin. Im hochauflösenden digitalen Geländemodell (DGM) sind verkippte Rutschschollen und Nackentäler gut zu erkennen.



Digitales Geländemodell der Rutschung „Sipplinger Dreieck“ mit IGKB-Tiefenschärfe-Bodensee 3-m-Rasterdaten (IGKB, 2015)

Von der Rutschung „Sipplinger Dreieck“ ist oberhalb des Wasserspiegels des Bodensees lediglich der Abtragsbereich (Rutschung) sichtbar. Dieser erstreckt sich von den Berghängen nordöstlich der Ortschaft Sipplingen bis an den Bodensee. Der Ablagerungsbereich (Rutschung) mit dem Rutschungsfuß ist nicht sichtbar. Es wurde bisher angenommen, dass dieser sich unterhalb des Wasserspiegels im Bereich des Überlinger Sees südwestlich der Ortschaft Sipplingen befindet. Im Rahmen eines Interreg IV-Forschungsprojektes der EU (2012–2015) fand die hochauflösende Vermessung des Bodensees statt. Die Ergebnisse wurden durch die Veröffentlichung des erstellen hochauflösenden Geländemodells (IGKB, 2015) und die Herausgabe von „Tiefenschärfe – Hochauflösende Vermessung Bodensee · Bericht Nr. 61“ (IGKB, 2016) durch die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) zugänglich gemacht. In dem hochauflösenden Geländemodell des Seebodens des Überlinger Sees ist der potentielle Ablagerungsbereich der Rutschung erkennbar. Es sind Ablagerungsstrukturen erkennbar, die bis in die Mitte des Überlinger Sees reichen.

Geologischer Überblick

Rutschungsscholle der Rutschung „Sipplinger Dreieck“ mit verkippten Festgesteinskörpern

Die Steiluferlandschaft des Bodensees bei Sipplingen baut sich aus den Gesteinsabfolgen der Molasse auf. Zuunterst lagern die Gesteine der Unteren Süßwassermolasse, welche von den Gesteinen der Oberen Meeresmolasse und nachfolgend der Oberen Brackwassermolasse überlagert werden. Den Abschluss bilden die Gesteine der Oberen Süßwassermolasse. Diese werden teilweise von glazialen Sedimenten sowie quartären Deckenschottern überlagert. Als Rutschhorizonte kommen sowohl die wasserstauenden Tonmergelgesteine der Unteren als auch der Oberen Süßwassermolasse in Frage (Wagenplast, 2005). Da der Entstehungszeitraum der Rutschung lediglich grob auf die Zeit nach dem Ende der letzten Eiszeit festgelegt werden kann, ist die genaue Entstehungsgeschichte und andere Details wie Lage der Gleitfläche, etc. unbekannt. In der Geologischen Karte lassen sich im Bereich der Rutschschollen und Nackentäler wiederholende Abfolgen von Gesteinen der Oberen Meeresmolasse und Gesteinen der Unteren Süßwassermolasse beobachten, die auf komplexe Abgleitung- und Verkippungsbewegungen hinweisen.

Jüngere sekundäre Rutschungen

Innerhalb der Großschollenrutschung im „Sipplinger Dreieck“ sind häufig flache Sekundärrutschungen vorhanden. Der Grund dafür liegt in der steilen Morphologie und der fortschreitenden Verwitterung der weichen Molassegesteine im Zusammenhang mit Wasserzuflüssen aus durchlässigen Gesteinseinheiten. Diese flachgründigen Rutschungen treten in aller Regel in den Felszersatzzonen aus feinsandigen Schluffen und Tonen sowie stark bindigen Sanden der Unteren Süßwassermolasse auf. Die sekundären Rutschungen sind häufig als Translationsrutschungen ausgebildet, bei denen die aufgewitterte Lockergesteinsdecke nach Aufsättigung durch Wasserzutritte auf den unterliegenden, unverwitterten Gesteinen abgleiten. Die maximale Mächtigkeit dieser flachen, „tapetenartigen“ Rutschungen liegt meist zwischen ein und zwei Metern. In den vergangenen Jahren kam es durch sekundäre Rutschungen im Bereich der am Hangfuß verlaufenden B 31 zu zahlreichen Beeinträchtigungen des Verkehrs auf der Bundesstraße und der angrenzenden Bahnlinie.

Nachdem es in den Jahren 2006, 2012, 2013, 2015 und 2016 wiederholt zu flachen Rutschungen an den steilen Hängen entlang der B 31 zwischen Sipplingen und Ludwigshafen gekommen war, wurde durch das LGRB ein umfassendes Sicherungskonzept erstellt. Dieses sieht die prophylaktische Sicherung größerer zusammenhängender Steilhangpartien durch Auflage eines hochscherfesten Stahldrahtnetzes mit Randseilen und Systemverankerung vor. Die zu sichernde Fläche befindet sich oberhalb der Stützmauer des Bodenseeradwegs und umfasst eine ungefähre Fläche von ca. 8000 m^3. Die Arbeiten zur Umsetzung des Sicherungskonzepts in den Steilhängen oberhalb des Radweges und der B 31 wurden im Jahr 2017 begonnen und werden voraussichtlich im Laufe des Jahres 2019 abgeschlossen.

2016 entstandene, sekundäre Rutschung am Radweg bei Sipplingen

Nachfolgend wird der Bereich der Rutschung „Sipplinger Dreieck“ mit Stamm- und speziellen Fachdaten für Massenbewegungen erfasst:

Stammdaten:

Objekt-ID	8120_Ru00001
Objektname	Rutschung „Sipplinger Dreieck“
Lokalität	Umgebung der Ortslage Sipplingen
Gemeinde	Sipplingen
Stadt-/Landkreis	Bodenseekreis
TK25-Nr.	8120, 8220
TK25-Name	Stockach, Überlingen
Datengrundlage	GeoLa, DGM, LGRB-Gutachten, IGKB-Tiefenschärfe-Bodensee digitale Geländemodelle (IGKB, 2015)
Lage-Bezugspunkt	Höchster Punkt der Abrisskante/Hangbewegung
Ostwert	507652
Nordwert	5294595
Koordinatenreferenzsystem	ETRS89/UTM32
Koordinatenfindung	Karte
Höhe [m ü. NHN]	670
Höhenermittlung	Karte

Allgemeine Fachdaten:

Entstehungszeitraum	unbekannt
Aktivität	unbekannt
Geländenutzung während der Entstehung	Wald, Grünland, Wohngebiet, Feldweg, Forststraße, Gemeindeweg, Bundesstraße, Bahnstrecke allgemein, Trinkwasserleitung (Bodenseewasserversorgung)
Schäden	Wohngebiet, Gemeindeweg, Bundesstraße, Bahnstrecke allgemein (durch sekundäre Rutschungen)

Spezielle Fachdaten Massenbewegungen:

Primär-/Folgeereignis		Primärereignis	
Prozess der Hauptbewegung		Rutschprozess allgemein	
Max. Länge [m]		ca. 2500	
Max. Breite [m]		ca. 4300	
Fläche der Hangbewegung [m²]		ca. 10 750 000	
Max. Tiefe der Gleitfläche [m]		unbekannt (> 10)	
Durchschn. Tiefe der Gleitfläche [m]		unbekannt	
Fläche der Rutschmasse [m²]		ca. 8 170 000	
Kubatur der Rutschmasse [m³]		unbekannt	
Höchster Punkt der Abrisskante [m ü. NHN]		670	
Höchster Punkt der Rutschmasse [m ü. NHN]		500	
Max. Höhenunterschied zwischen Abrisskante und Rutschmassentop [m]		ca. 50	
Tiefster Punkt der Rutschmasse [m ü. NHN]		ca. 270 (unterseeisch)	
Max. Höhenunterschied (H) zwischen höchstem und tiefstem Punkt der Rutschung [m]		400	
Exposition [°]		180–225	
Durchschnittliche Hangneigung zwischen Abrisskante und Rutschmassenfuß [°]		9	
Hangneigung [°]	**Oben (zwischen Abrisskante und Rutschmassentop)**	24	
	Mitte (oberer Teil der Rutschmasse)	5 (oberseeisch)	
	Unten (unterer Teil der Rutschmasse)	4 (unterseeisch)	
Ursache		geogen	
Auslöser		geogen	
Geologie		Stratigraphie	Petrographie
		Holozäne Abschwemmmassen (qhz)	Schluff, sandig, tonig
		Kißlegg-Sfm (qILK)	Kies, sandig
		Hasenweiler-Fm (qHW)	Kies, sandig
		Obere Süßwassermolasse (tOS)	Sandstein, Mergelstein
		Obere Meeresmolasse (tOM)	Sandstein, Mergelstein
		Untere Süßwassermolasse (tUS)	Sandstein, Mergelstein
Gefahrenbeurteilung		geringe Gefahr	
Überwachungsmaßnahmen		nein	
Sicherungsmaßnahmen		teilweise Sicherungsmaßnahmen im Bereich der sekundären Rutschungen	
Sonstige Anmerkungen		flache Sekundärrutschungen, Nackentäler, Festgesteinsschollen, abflusslose Senken, Vernässungszonen, Quellen, Rutschkörper größtenteils im Bodensee	

Literatur

- IGKB (2016). *Tiefenschärfe – Hochauflösende Vermessung Bodensee.* – Bericht der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee, Blaue Reihe, 61, S. 1–106, verfügbar unter https://www.igkb.org/oeffentlichkeitsarbeit/fachberichte-zu-speziellen-themen-blaue-berichte/.
- Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee (IGKB) (2015). *IGKB-Tiefenschärfe-Bodensee – digitale Geländemodelle mit 10 m und 3 m Auflösung* (PANGAEA). Verfügbar unter https://doi.org/10.1594/PANGAEA.855987.
- Schreiner, A. (1958). *Zur Geologie des Sipplinger Dreiecks bei Überlingen am Bodensee.* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 3, S. 213–239, 1 Kt.
- Wagenplast, P. (2005). *Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg.* – LGRB-Informationen, 16, S. 1–79.

Cookie-Einstellungen

Quell-URL (zuletzt geändert am 15.07.20 - 18:06):https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/ingenieurgeologie/massenbewegungen/hangrutschungen-rutschen/hangrutschungen-den-tertiaeren-gesteinen-des-molassebeckens/hangrutschung-sipplinger-dreieck

Mittlere und Westliche Alb

Die Schwäbische Alb ist ein überwiegend aus Karbonatgesteinen des Oberjuras aufgebautes, verkarstetes Mittelgebirge, das sich vom Hochrhein bis zum Nördlinger Ries in SW–NO-Richtung mit einer Länge von über 200 km quer durch Baden-Württemberg erstreckt. Der Albtrauf markiert die oberste, am deutlichsten ausgeprägte Stufe der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Zur Gliederung der Bodenkarte wurde die Schwäbische Alb in vier Bodengroßlandschaften (BGL) unterteilt. Die Östliche und Südöstliche Alb werden ebenso wie der südwestlichste Abschnitt (Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen) jeweils separat beschrieben. Den großen zentralen Bereich der Alb nimmt die dazwischen gelegene BGL Mittlere und Westliche Alb ein.

Allgemeines, Lage und Abgrenzung

Der Albtrauf bei Reutlingen-Gönningen

Die Mittlere und Westliche Alb ist von Nordwesten gesehen ein weithin sichtbares Mittelgebirge. Die Stufenhänge weisen im Bereich der Westalb Höhenunterschiede von ca. 300 m und im Osten der Mittleren Alb von ca. 200 m auf. Dahinter dacht sich die Alb mit einer ausgedehnten, an der breitesten Stelle ca. 40 km breiten Hochfläche sanft nach Südosten ab.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Echaztal und Albrand bei Lichtenstein-Unterhausen

Die Südwestgrenze der Bodengroßlandschaft bildet der Talzug von Prim und Faulenbach zwischen Spaichingen und Tuttlingen. Als südliche Begrenzung wurde der Steilabfall zum oberen Donautal und die Bedeckung mit Glazialsedimenten im Raum Sigmaringen herangezogen. Im Südosten endet die Mittlere Alb dort, wo die großflächige Bedeckung mit Tertiärgesteinen einsetzt. Die Abgrenzung zur Ostalb verläuft mit eher fließenden Übergängen in Anlehnung an die Naturräumliche Gliederung Deutschlands (Meynen & Schmithüsen, 1955) auf der Albhochfläche zwischen Blaubeuren und Geislingen an der Steige sowie im dort nordwestlich anschließenden Filstal. Eine wiederum markante Landschaftsgrenze bildet der Albtrauf mit seinen steilen Stufenhängen, der die Bodengroßlandschaft zwischen Spaichingen und Geislingen an der Steige vom Albvorland abgrenzt. Die Hänge werden, dort wo sie mit Gesteinsschutt des Oberjuras bedeckt sind, noch zur BGL Mittlere und Westliche Alb gerechnet. Erst im Bereich der Mittel- und Unterhänge, an denen überwiegend Mitteljura-Substrate das Ausgangsmaterial der Bodenbildung stellen, beginnt das Mittlere und Westliche Albvorland.

Blick auf den Trauf der Westalb bei Spaichingen

Die zwischen Spaichingen und den Hochlagen östlich von Albstadt gelegene Westliche Alb wird im Süden durch das Durchbruchstal der Donau begrenzt, das bereits zur BGL Baaralb, Oberes Donautal, Hegaualb und Randen gerechnet wird. In der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands (Meynen & Schmithüsen, 1955) wird die Westalb auch als „Hohe Schwabenalb“ bezeichnet. Außerdem ist für dieses Gebiet, in dem die Schwäbische Alb aufgrund der tektonischen Hebung ihre höchsten Höhen zwischen 800 und 1000 m NN erreicht, auch der Name „Großer Heuberg“ gebräuchlich. Der höchste Berg der Alb mit 1015 m NN ist der Lemberg bei Gosheim. Er ist Teil eines vor der eigentlichen Albhochfläche liegenden Komplexes von Ausliegerbergen.

Kuppenalb bei Burladingen-Stetten

Eine viel größere Ausdehnung besitzt die östlich anschließende Mittlere Alb. Sie erreicht überwiegend Höhenlagen zwischen 700 und 800 m NN und ist in die Kuppenalb und die im Süden angrenzende Flächenalb zu unterteilen. Als Folge der Verkarstung ist die Albhochfläche frei von Fließgewässern. Der Albkörper wird aber durch mehrere tief eingeschnittene Flusstäler zerschnitten. Bära, Schmeie, Lauchert und Große Lauter entwässern den größten Teil der Mittleren und Westlichen Alb nach Südosten zur Donau hin. Die zum Neckar entwässernden Flüsse auf der Traufseite haben sich zwar stark eingetieft, aber ihre Täler reichen (abgesehen vom Filstal) nicht weit in den Albkörper hinein (Schlichem, Eyach, Starzel, Steinlach, Echaz, Erms, Lauter). Wegen der starken Verkarstung dehnt sich allerdings ihr unterirdisches Einzugsgebiet nach Süden über die oberirdische Wasserscheide hinaus.

Grabhügel auf der Albhochfläche bei Grabenstetten

Aufgrund der für den Ackerbau günstigen Lehmböden war die gut zugängliche Hochflächenlandschaft trotz der Wasserarmut schon früh besiedelt. Im Gegensatz zu anderen Mittelgebirgen gehört die Alb zum Altsiedelland. Viele der zahlreichen Höhlen der Alb wurden bereits in der Altsteinzeit als temporäre Wohnplätze genutzt. Heute ist die Mittlere und Westliche Alb, abgesehen von den stärker verdichteten und industrialisierten Talräumen bei Albstadt und Geislingen an der Steige, überwiegend eine dünn besiedelte, ländliche Region mit wenigen kleineren Städten (z. B. Bad Urach, Münsingen, Laichingen, Gammertingen, Burladingen).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Die Bodenkarte für die BGL Mittlere und Westliche Schwäbische Alb beruht im Wesentlichen auf einer Übersichtskartierung sowie auf der Auswertung von Bodenschätzungskarten, Forstlichen Standortskarten und Geologischen Karten. Für das Gebiet der Kartenblätter 7521 Reutlingen, 7619 Hechingen und 7421 Metzingen konnte die Bodenkarte 1 : 25 000 herangezogen werden (Fleck, 1992d; Rilling & Busch, 2003; Kösel, 2004a). Darüber hinaus wurden die Daten mehrerer älterer Projektkartierungen verwendet. Für das Gebiet der Balinger Berge lag eine Bodenkarte 1 : 20 000 von Agsten (1977) vor. Die unterschiedlichen methodischen Ansätze bedingen mehr oder weniger starke Abweichungen zu den GIS-generierten Bodenkarten von Köberle & Köberle (2002) und Köberle (2005a, b).

Geologisch-geomorphologischer und landschaftsgeschichtlicher Überblick

Der **Oberjura** der Mittleren und Westlichen Alb besteht aus hellgrauen bis weißen, aus Meeresablagerungen entstandenen Kalksteinen mit mergeligen Zwischenlagen. Mächtigere Mergelsteine oder Mergelstein-Kalkstein-Wechselfolgen in bestimmten Niveaus trennen den Oberjura in verschiedene Formationen. Verbreitet treten laterale Fazieswechsel zwischen geschichteter Bankkalk- bzw. Mergelfazies und ungeschichteten, aus ehemaligen Schwammriffen entstandenen Massenkalken auf. Besonders in den Massenkalken des höheren Oberjuras kommen auch dolomitisierte oder sekundär zu „zuckerkörnigem Kalkstein“ rekristallisierte Bereiche vor.

Am Steilanstieg zum Albtrauf bilden Mergelsteine des **Unteren Oberjuras** (Impressamergel-Formation, früher: Weißjura alpha) gleichmäßig geböschte, von Gesteinsschutt aus höheren Schichten überdeckte, steile Hänge. Meist reichen die Hangschuttdecken aus Oberjuramaterial auch noch weit in den Mitteljura hinab. Die Impressamergel-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Mergelsteinen und Mergelkalksteinen, in die im oberen Bereich zunehmend Kalksteinbänke eingeschaltet sind.

Bankkalke mit Mergelzwischenlagen im unteren Bereich der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation am Pfaffenberg bei Bad Ditzenbach-Auendorf

Den steilsten, oberen Hangabschnitt, die Traufkante und die dahinterliegenden Hochflächen bilden in der Westlichen Alb die Kalksteine der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation (früher: Weißjura beta). Auch auf der Mittleren Alb, auf dem Heufeld nördlich von Burladingen, finden sich ausgedehnte Verebnungen im Niveau der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation. Weiter östlich tritt sie nur noch sporadisch in Form von plateauartigen Bergspornen in Erscheinung, wie etwa bei Pfullingen oder Gruibingen. Oft macht sie sich dort aber durch einen treppenartigen Anstieg am Albtrauf bemerkbar. Man bezeichnet das von der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation gebildete Flachrelief im Unterschied zu der südlich der Klifflinie gelegenen Flächenalb (zur Genese s. u.) auch als Schichtflächenalb. Bei der Wohlgeschichtete-Kalke-Formation handelt es sich meist um regelmäßige 10–40 cm dicke Kalksteinbänke mit 85–95 % Karbonatgehalt, die durch dünne Mergelfugen getrennt sind. Wo auf der Westalb zwischen Spaichingen und Meßstetten bereits im Unteren Oberjura verschwammte Bereiche auftreten (Lochen-Formation, Lochenfazies), ist das Oberflächenrelief eher unruhig und flachkuppig und am Trauf durch Felsbildungen gekennzeichnet.

Felsbildung aus Unterem Massenkalk am Oberlauf des Lautertals bei Lenningen-Gutenberg

Der **Mittlere Oberjura** tritt besonders im mittleren und oberen Bereich in Schwammfazies (**Unterer Massenkalk**) in Erscheinung und nimmt flächenmäßig auf der Westlichen und Mittleren Alb den größten Raum ein. Der Gesteinsaufbau und Karbonatgehalt kann recht unterschiedlich sein. Es kommen sehr reine Kalksteine vor. Es treten aber auch Mergelkalke auf. Die Massenkalke bilden auf der Westalb und auf dem Heufeld nördlich von Burladingen über der Schichtflächenalb einen weiteren Stufenanstieg. Der Hangfuß und die Hänge werden oft von der Lacunosamergel-Formation (früher: Weißjura gamma) gebildet. Sie besteht aus Mergelsteinen und Mergelkalksteinen, in die dünne Kalksteinbänke eingeschaltet sind. Lokal können auch mergelige Schwammkalke auftreten. Hinter der Stufe folgt die stark reliefierte, hügelige Hochfläche der Kuppenalb. Im Bereich des Zollerngrabens springt der Untere Massenkalk weit nach Nordwesten bis zum Raichberg an den Albtrauf vor. Zwischen Mössingen und Geislingen an der Steige ist er schließlich der Hauptstufenbildner und bildet am Albtrauf wie auch in den Taleinschnitten markante Felsen. In vielen Bereichen der Albhochfläche sind die Massenkalke diagenetisch verändert und in Dolomitstein oder daraus zu grobkristallinem, „zuckerkörnigem“ Kalkstein (Dedolomit) umgewandelt. Oft ist dieser von Hohlräumen unterschiedlicher Größe durchsetzt („Lochfels“). Auf der Albhochfläche zwischen Laichingen und Geislingen an der Steige sowie nördlich von Bad Urach tritt der Mittlere Oberjura großflächig in gebankter Fazies in Erscheinung und bildet ein flachkuppiges Relief. Bei der dort verbreiteten Untere-Felsenkalke-Formation (früher: Weißjura delta) handelt es sich um gebankte Kalksteine, die v. a. im unteren Bereich auch Mergellagen enthalten, während die tonarmen bis tonfreien Kalksteinbänke der beispielsweise zwischen Laichingen und Blaubeuren vorkommenden Obere-Felsenkalke-Formation (früher: Weißjura epsilon) nur selten Mergellagen aufweisen. In beiden Formationen können Kieselknollen auftreten.

Bodenoberfläche im Verbreitungsgebiet der Zementmergel-Formation bei Münsingen

Die Karbonatgesteine des **Oberen Oberjuras** (früher: Weißjura zeta) sind in weiten Bereichen der Flächenalb verbreitet, kommen aber auch in tektonischer Tieflage auf der Kuppenalb im Raum Bad Urach/Römerstein/Münsingen sowie beispielsweise nördlich von Trochtelfingen oder im Zollerngraben östlich von Albstadt vor. Es handelt sich entweder um Massenkalke (**Oberer Massenkalk**) oder um gebankte Kalksteine mit Mergelsteinlagen. Die Liegende-Bankkalk-Formation (Weißjura zeta 1) besteht aus grauen dezimetermächtigen, örtlich plattigen Kalksteinbänken mit Kalkmergelstein-Zwischenlagen. Nach oben geht sie in die grauen schiefrigen Mergelsteine der Zementmergel-Formation (früher: Weißjura zeta 2) über, in die im mittleren Teil metermächtige Kalksteinbänke eingeschaltet sein können. Die Zementmergel sind in schüsselartigen Wannen zwischen den Massenkalkstotzen abgelagert worden (Zementmergelschüsseln). An vielen Stellen der Flächenalb bilden sie im Bereich von Flachlagen und schwach bis mittel geneigten Hängen die Oberfläche. Im Bereich der Kuppenalb treten sie v. a. im Raum Münsingen/Römerstein/St. Johann auf. Auf der östlichen Mittleren Alb werden die Liegende-Bankkalk-Formation und die Zementmergel-Formation durch die Mergelstetten-Formation vertreten, in der Mergel- und Bankkalkfazies mehrfach übereinander und nebeneinander wechseln. Den oberen Abschluss im Jura der Schwäbischen Alb bildet die Hangende-Bankkalk-Formation mit dezimetermächtigen Kalksteinbänken, in denen untergeordnet mergelige Zwischenlagen vorkommen können. Die Bankkalke des Oberen Oberjuras bilden innerhalb der hügeligen Kuppenalb eher flachwellige Landschaftsabschnitte.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Vermutlich ab der Oberkreide und während des Alttertiärs bildete sich im Bereich der Schwäbischen Alb unter tropischen Klimabedingungen ein ausgedehntes Flachrelief heraus (Rumpffläche), das von einer mächtigen Verwitterungsdecke überzogen war. Die ältesten erhaltenen Bildungen aus umgelagertem kaolinitischem Bodenmaterial stammen aus dem Eozän. Es handelt sich bei diesen sog. **Bohnerztonen** um oft rotbraune bis ockergelbe, tonige Substrate, die in wechselndem Maße Eisenkonkretionen (Bohnerze) führen. Oft enthalten sie auch Beimengungen von Quarzsand, der eine hohe Verwitterungsintensität aufweist und vermutlich Reste umgelagerter kreidezeitlicher Sedimente darstellt (Borger, 1990). Bohnerzton findet sich heute, oft auch umgelagert und zusammen mit jüngeren Rotlehmen, in den zahlreichen Karstschlotten der Kuppenalb. Im Bereich der Flächenalb treten Bohnerztone in Karstsenken und Dolinen auf, wo sie von jüngeren Ablagerungen überdeckt sind. Flächenhaft sind sie dort verbreitet, wo sie lange Zeit durch Molasseüberlagerung vor der Abtragung geschützt waren (z. B. BGL Hegaualb). Der Bohnerzabbau war früher über lange Zeit von großer wirtschaftlicher Bedeutung (Zillenbiller, 1975; Scheff, 2006).

Blick von der Flächenalb bei Berghülen nach Nordosten zur Klifflinie

Im Zuge der Alpenauffaltung bildete sich im Oligozän südlich der Alb allmählich das Molassebecken heraus. Mit zunehmender Verbreiterung des Beckens griff die Sedimentation von limnischen und marinen Sedimenten im Norden auch auf die Albtafel über. Während des Meereseinbruchs der Oberen Meeresmolasse im Untermiozän vor rund 20 Mio. Jahren bildete sich eine Kliffküste aus. An mehreren Stellen sind Reste des ehemaligen Kliffs als mehr oder weniger deutlich ausgeprägte, bis zu 50 m hohe Geländekanten auf der Albhochfläche erhalten. Miteinander verbunden bilden sie die sogenannte **Klifflinie**, welche als markante Landschaftsgrenze die Flächenalb im Süden von der im Norden gelegenen Kuppenalb trennt. Die frühere Annahme, dass das flache Relief der Flächenalb durch die abtragende Wirkung des Molassemeeres als Abrasionsplattform entstanden ist, gilt heute als überholt (Dongus, 1977, S. 71; Eberle et al., 2017, S. 48). Vielmehr überwog zu jener Zeit vermutlich die Sedimentation. Der Grund für das Flachrelief der südlichen Albhochfläche ist eher in der späteren Freilegung von Resten der alttertiären Rumpffläche zu sehen, die dort lange Zeit von Molassesedimenten überdeckt war. Nördlich der Klifflinie, auf der Kuppenalb, herrschte dagegen bereits seit längerer Zeit Abtragung und oberflächennahe Verkarstung vor. Im Laufe des Tertiärs und Pleistozäns wurde dort das alte Flachrelief aufgelöst und die harten Schwammriffkalke als Kuppen herauspräpariert, während die dazwischenliegenden Bankkalke und Mergelsteine der Abtragung weniger Widerstand leisteten.

Die Südöstliche Alb und die Hegaualb sind heute noch großflächig mit Molassesedimenten bedeckt. In der BGL Mittlere und Westliche Alb sind im Bereich der Flächenalb nur noch wenige isolierte Reste erhalten. Es handelt sich dabei um geröllführende Mergel der **Jüngeren Juranagelfluh** (Obere Süßwassermolasse) bei Stetten am kalten Markt, Winterlingen und Langenenslingen, die im Untermiozän in großen Schwemmfächern von Norden ins Molassebecken geschüttet wurden. Hinzu kommen kleine Vorkommen von Mergeln und Karbonatgesteinen der **Oberen Meeresmolasse** bei Stetten am kalten Markt, Winterlingen und Beuron-Hausen.

Die kesselförmige Einsenkung des Randecker Maars bei Bissingen-Ochsenwang

Die zahlreichen Vulkanschlote auf der Uracher und Kirchheimer Alb sind Zeugen des **Vulkanismus** im Miozän vor ca. 17 Mio. Jahren. Sie bestehen überwiegend aus Tuffbrekzien, die neben vulkanischem Material (Olivinmelilithe) sehr viel Gestein aus dem durchschlagenen Gebirge enthalten. Im Albvorland wurden die Schlote nach Abtragung des umgebenden weicheren Tongesteins als Bergkegel herauspräpariert. Auf der Albhochfläche, wo sie von härterem Kalkstein umgeben sind, bilden sie dagegen überwiegend Hohlformen. Bei der bekanntesten Bildung, dem Randecker Maar, handelt es sich um den Erosionsrest eines großen Sprengtrichters, der einen abflusslosen See enthielt. Reste der Seesedimente sind heute noch vorhanden.

Blick über das obere Echaztal bei Lichtenstein-Honau zur Kuppenalb bei Lichtenstein-Holzelfingen

Auch im Laufe des Miozäns konnten sich auf der Albhochfläche noch rote Paläoböden bilden. Umlagerung und Vermischung mit älteren Verwitterungsrelikten machen genaue Zuordnungen schwierig. Bis in das Obermiozän hinein bestand ein Flachrelief, in dem der Oberjura vermutlich bereits eine deutliche Landstufe bildete. Die eigentliche Herausbildung der Schichtstufen in Südwestdeutschland erfolgte im Obermiozän und Pliozän, als sich während tektonischer Heraushebung, zunehmender Tiefenerosion und nachlassender chemischer Verwitterung unter kühleren Klimabedingungen bei der Abtragung zunehmend die Gesteinsunterschiede bemerkbar machten. Das Hebungszentrum lag damals im Südschwarzwald. Die Hebung und Kippung des Deckgebirges wird durch die heutige Lage der Klifflinie deutlich, die auf der Hegaualb bei 900 m NN und auf der Ostalb bei 500 m NN liegt. Nachdem am Südrand der Alb die Entwässerung lange Zeit nach Westen erfolgte, bildete sich im Obermiozän vor ca. 8 Mio. Jahren die nach Osten entwässernde Aare-Donau heraus, deren Einzugsgebiet bis in die Westalpen reichte. Reste der Ablagerungen dieses Flusssystems (**Höhenschotter**) finden sich heute noch hoch über dem Donautal. Mit der Umlenkung der Aare zur Rhone im mittleren Pliozän, die auf der Alb mit dem Ausbleiben alpiner Gerölle markiert wird, hat sich das Donaueinzugsgebiet stark verkleinert (Feldberg-Donau).

Auf der Kuppenalb überwogen bis ins mittlere Pliozän oberflächennahe Lösungsprozesse im seichten Karst. In flachen Tälern, die die Vorformen der späteren Trockentäler darstellten, konnte das Wasser nach Süden abfließen. Mit der danach folgenden Eintiefung des Neckar- und Donausystems drang die Verkarstung tiefer in den Untergrund vor. Der Oberflächenabfluss wurde weniger und es bildeten sich Trockentäler, Klüfte und Höhlen. Als Folge der starken Abtragung und Stufenrückverlegung am Albtrauf sind die pliozänen Täler am Albtrauf heute „geköpft“ und streichen als wasserlose Talböden an der Traufkante aus.

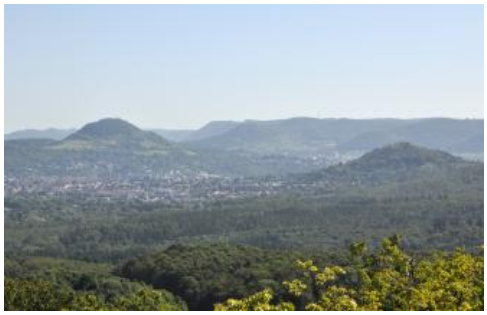
Anhaltende Hebung und der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten führten im **Pleistozän** zu weiterer Taleintiefung mit der Folge, dass immer mehr Seitentäler oder auch jungtertiäre Karsthöhlen wie die Bärenhöhle trockenfielen. Im Bereich der am stärksten herausgehobenen Westalb wurde die Flächenalb durch die junge, zur Donau gerichtete Zertalung stark zerschnitten, so dass der ursprüngliche Charakter einer Flachlandschaft weitgehend verloren ging. Im Hochglazial wurden die Trockentäler durch den Permafrost abgedichtet, was zu einer fluvialen Reaktivierung und Tieferlegung der Talböden führte. Periglaziale Abtragungsprozesse hinterließen Fließerden und Hangschuttdecken.

Bergrutsch am Albtrauf bei Mössingen (Hirschkopf)

Am Albtrauf erfolgte außerdem starke Abtragung durch Massenverlagerungen. Ursache für die Rutschungen war neben den Tongesteinen an Unter- und Mittelhängen die starke Zerschneidung der Landschaft durch die Neckarnebenflüsse. Diese überwinden vom Albrand bis zum teilweise nur 10 km entfernten Neckartal einen Höhenunterschied von bis zu 600 m. Dass im Holozän, wenn auch in abgeschwächtem Maße, weitere Rutschungen folgten und diese auch heute noch stattfinden, beweist beispielsweise die große Rutschung am Hirschkopf bei Mössingen im Jahr 1983 (Bibus, 1986b).

Die Rückverlegung an der Frontstufe der Schwäbischen Alb erfolgte, oft in Abhängigkeit der Schichtlagerung, mit unterschiedlicher Geschwindigkeit. Dem dadurch oft stark zerlappten nördlichen Albrand sind mehrfach mehr oder weniger abgetrennte und isolierte Zeugenberge und Ausliegerberge vorgelagert (z. B. Achalm, Zoller, Farrenberg, Plettenberg). Einzelne Vorberge haben der Abtragung widerstanden, weil sie aus harten Vulkaniten aufgebaut sind. Wo die Schlotfüllung zum großen Teil aus Oberjuramaterial besteht, werden sie in der Bodenkarte noch zur Mittleren Alb gerechnet (z. B. Georgenberg bei Reutlingen).

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau



Der zerlappte Rand der Schwäbischen Alb bei Reutlingen mit der vorgelagerten Achalm und dem Vulkanschlot Georgenberg

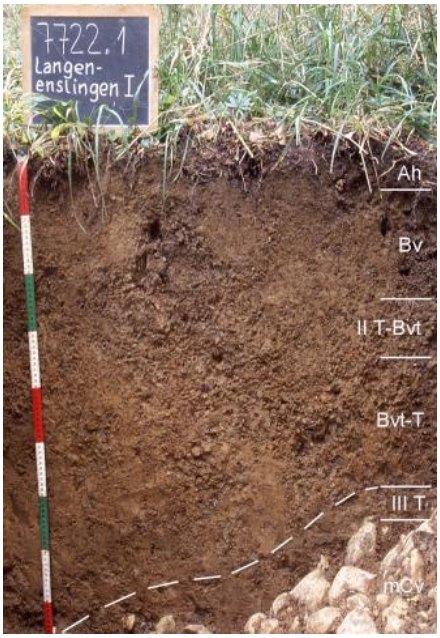
Staunasse Böden auf Glazialablagerungen bei Sigmaringen

In der Legende zur BGL Mittlere und Westliche Alb werden auch einzelne Bodeneinheiten auf Glazialablagerungen beschrieben. Diese befinden sich im Übergangsbereich zu den **Altmoränen** des rißzeitlichen Rheingletschers, der zwischen Sigmaringen und Riedlingen über die Donau bis auf die Alb vorgedrungen ist. Im Laucherttal hat dies zum Aufstau eines Sees geführt, dessen Sedimente heute in Resten noch vorhanden sind. Eine rißzeitliche Vergletscherung auf der hohen Westalb, wie sie früher postuliert wurde (Hantke et al., 1976; Rahm, 1981), ist nach Schreiner (1979b) und Münzing (1987) auszuschließen. Allerdings gibt es in den höheren Lagen der Westlichen und Mittleren Alb viele kaltzeitlich entstandene ost- und nordostexponierte nischenförmige Firnmulden (Wolff, 1962; Dongus, 1977, S. 114; Schweizer, 1994, S. 63; Gwinner & Hafner, 1995, S. 46).

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Es gehört zum Klischee der Schwäbischen Alb, die auch als „raue Alb“ bezeichnet wird, dass es sich um eine Hochfläche mit steinigen, kargen und flachgründigen Böden handelt. Ein Eindruck, der sich durch die vielen, von hellen Kalksteinen bedeckten Ackerflächen und trockenen Wacholderheiden zu bestätigen scheint. Die Ursache für das Vorherrschen flachgründiger Böden ist die sehr langsam ablaufende Lösungsverwitterung auf Karbonatgestein. Ein zweiter Grund ist in der holozänen, vom Menschen ausgelösten Bodenerosion zu sehen. Bei genauerem Hinsehen sind die Bodenverhältnisse allerdings deutlich differenzierter, denn nicht selten sind die Böden auch in steinarmen bis steinfreien lehmigen Deckschichten entwickelt. Solche mittel- bis tiefgründigen Substrate nehmen auf der vom Oberjura gebildeten Albhochfläche in der BGL Mittlere und Westliche Alb etwa ein Viertel der Fläche ein (incl. steinarme Mergelverwitterungsböden).

Das Karbonatgestein wird durch saures Sickerwasser gelöst. Als Rückstand bleibt der geringe silikatische Anteil des Gesteins zurück. Es handelt sich dabei um einen meist gelblich braunen oder rötlich braunen, steinfreien Ton (**Rückstandston**), dessen Entstehung äußerst langsam vor sich geht. Man nimmt an, dass in der Hauptbildungszeit unserer Böden, in den letzten 10 000 Jahren, etwa 40 cm Kalkstein aufgelöst wurden, die einen Lösungsrückstand von nur wenigen cm hinterlassen haben. Allerdings ist auch anzunehmen, dass im Pleistozän physikalisch vorverwitterter Kalksteinschutt weit verbreitet war, in dem die Lösungsverwitterung deutlich schneller voranschritt. Auch bei der Verwitterung von tonigen Kalksteinen und Kalkmergelsteinen kann sich in einem kürzeren Zeitraum Feinboden bilden. Dennoch ist davon ausgehen, dass sehr mächtiger Rückstandston teilweise schon in den Warmzeiten des Eiszeitalters entstanden ist und oft auch Bodenmaterial aus dem Tertiär enthält. Eine örtliche Beimengung von Bohnerzkonkretionen ist häufig ein Indiz für die Aufarbeitung von älterem Bodenmaterial aus Karstschlotten oder anderen Vorkommen (Bleich, 1994). In den Kaltzeiten des Pleistozäns wurde der Rückstandston vielfach solifluidal abgetragen und in Hohlformen und an Unterhängen akkumuliert. Dabei fand oft eine Vermischung mit Kalksteinschutt oder Lösslehm statt. Als Folge dieser Prozesse findet man den Rückstandston in größerer Mächtigkeit heute nur noch in erosionsgeschützten Reliefpositionen und als ein von jüngeren Sedimenten überdecktes Umlagerungsprodukt in Mulden und Trockentälern.



Mäßig tief entwickelte lessivierte Terra fusca-Braunerde aus lösslehmreichen Fließerden über Kalkstein des Oberjuras (Oberer Massenkalk) auf der Flächenalb nördlich von Langenenslingen (q35)

Für die Bodenbildung ist entscheidend, dass die Karbonatgesteine häufig von geringmächtigen lösslehmhaltigen Deckschichten aus dem jüngeren Pleistozän überlagert werden. 2 bis ca. 10 dm mächtige, lösslehmhaltige Fließerden überdecken oft das Karbonatgestein bzw. den meist nur geringmächtigen Rückstandston der Karbonatgesteinsverwitterung. Die oberste Fließerde wird als **Decklage** bezeichnet (entspricht „Hauptlage“ nach KA5, Ad-hoc-AG Boden, 2005a). Sie unterscheidet sich aufgrund ihrer äolischen Bestandteile durch einen deutlich höheren Schluffgehalt vom liegenden Rückstandston. Entsprechend der Auftautiefe während ihrer Bildung in der Jüngeren Tundrenzeit ist für die Decklage eine Mächtigkeit von 30–60 cm charakteristisch. Auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen der Alb ist sie durch Bodenerosion meist erheblich reduziert oder vollständig der holozänen Erosion zum Opfer gefallen. Oft sind nur noch Reste des schluffreichen Materials in den Pflughorizonten der Ackerböden enthalten. Selbst in den heute bewaldeten Bereichen ist die Decklage oft erodiert oder nur noch als 10–30 cm mächtiger schluffhaltiger Oberboden nachzuweisen, was auf Bodenerosion infolge anthropogener Eingriffe in historischer Zeit zurückzuführen ist. Eine andere Erklärung für eine geringere Mächtigkeit der Decklage ist auch darin zu sehen, dass ursprünglich enthaltene Kalksteine weggelöst wurden, was einen Volumenverlust zur Folge hatte. An manchen Stellen folgt unter der Decklage eine weitere lösslehmhaltige Fließerde, die **Mittellage**. Ihr Auftreten ist an Reliefpositionen gebunden, in denen sich während der pleistozänen Kaltzeiten Löss ablagern und erhalten konnte (ostexponierte Flachhänge, Verebnungen, Karstwannen usw.). Sie ist in der Regel dichter gelagert, durch Verlehmung und Lessivierung überprägt und mehr oder weniger stark mit Rückstandston vermischt. Wo diese Substrate über 10 dm mächtig sind und keine Fremdbeimengung zu erkennen ist, wurden sie als **Lösslehm** angesprochen. Der unter der Mittellage folgende, solifluidal umgelagerte, z. T. mit Kalksteinschutt vermischte Rückstandston wäre schließlich als **Basislage** zu bezeichnen. Definitionsgemäß ist die Basislage frei von äolischen Bestandteilen. Wegen des hohen Alters des Rückstandstons, der vermutlich während mehrerer Kaltzeiten an der Oberfläche lag, sind in Kalksteinlandschaften wie der Schwäbischen Alb aber geringe Beimengungen von äolischen Bestandteilen in der Basislage nicht auszuschließen (vgl. Terhorst & Felix-Henningsen, 2010).

Punktuell kann auf der Albhochfläche auch kalkhaltiger Rohlöss vorkommen. Diese Vorkommen finden sich aber nur dort wo Karsthohlformen als Sedimentfallen gewirkt haben und der **Löss** durch eine Überdeckung von über 2 m mächtigen Fließerden vor Umlagerung, Entkalkung und Verlehmung geschützt war. Ein solches Vorkommen wird von Eberle et al. (2002) von der Reutlinger Alb beschrieben. Auch bei der Bodenkartierung wurde bei einer Musterprofilgrabung am südostexponierten Fuß einer Kuppe bei Engstingen in 2–3 m Tiefe ein kalkhaltiges, nur sehr schwach grusiges, schwach verbrauntes und verlehmtes, schluffreiches Lösssubstrat erbohrt.

Auf den Oberjuramergeln der Albhochfläche sind lösslehmhaltige Fließerden selten. Meist sind sie von geringmächtigen, z. T. Kalksteinschutt führenden Fließerden überlagert (Basislage). Im Bereich der Vulkanschlote der Uracher Alb und der Tertiärsedimente der Flächenalb finden sich ebenfalls geringmächtige Fließerdedecken. Eine häufige Überdeckung mit lösslehmhaltigen Fließerden findet sich auf den rißzeitlichen **Glazialsedimenten** am Südrand der Alb (Deck- und/oder Mittellage).

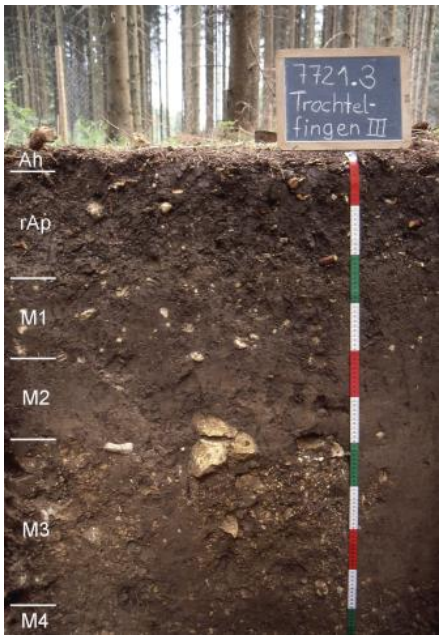
Rendzina auf Oberjura-Hangschutt am westlichen Stadtrand von Ebingen

Auch an den Hängen des Albtraufs und der Albtäler ist das anstehende Juragestein überwiegend von mächtigen quartären Deckschichten verhüllt. Es handelt sich dort um einen groben Gesteinsschutt, der als **Hangschutt** bezeichnet wird. Gebildet wurde er v. a. im Pleistozän durch Felsstürze, Steinschlag und Schuttrutschungen unmittelbar unter den Felskränzen der Traufkante. Weitere Prozesse waren Solifluktion sowie Abschwemmungen und Muren, die den Schutt bis in tiefere Hangpartien brachten. Örtlich entstanden so sortierte, feinscherbige Schuttmassen, die landläufig als „Bergkies“ und dort, wo sie durch Kalkabscheidungen aus dem Hangwasser zu hartem Fels verbacken sind, als „Nägelesfels“ bezeichnet werden. Im Bereich der von Mergelsteinen des obersten Mitteljuras und des Oberjuras gebildeten Mittel- und Unterhängen des Albanstiegs sind mächtige, tonreiche, oft Kalksteinschutt führende Fließerden verbreitet, die oft von Hangschuttdecken unterschiedlichster Mächtigkeit überlagert werden.

Durch Forstwegebau angeschnittene, steinig-mergelige Rutschmassen am Stufenhang der Schwäbischen Alb südlich von Hechingen-Boll, mit kleinräumigem Wechsel von Rendzina und Pararendzina (q8)

Vielerorts sind die Traufhänge auch von pleistozänen oder holozänen **Rutschmassen** wechselnder Zusammensetzung bedeckt. Auf pleistozänen Schuttdecken und Rutschmassen lässt sich stellenweise auch an den Traufhängen die für die Bodenverhältnisse wichtige jungtundrenzeitliche Decklage (Hauptlage) nachweisen (Terhorst, 1997, Kallinich, 1999).

Seit dem Eingreifen des Menschen durch Rodungen und landwirtschaftliche Nutzung findet auf den Äckern der Albhochfläche Bodenerosion statt. Die erosionsanfälligen lösslehmhaltigen Oberböden sind vielerorts im Laufe der jahrhundertelangen Nutzung der Erosion zum Opfer gefallen. Besonders bei sommerlichen Starkregenereignissen oder während Tauperioden im Winter, wenn das Wasser nicht in dem gefrorenen Boden versickern kann, wird bevorzugt Bodenmaterial abgespült. Das abgeschwemmte humose, lehmige Bodenmaterial (**holozäne Abschwemmmassen**) findet sich heute in den zahlreichen Trockentalmulden, Karstwannen und in Hangfußlagen als Kolluvien wieder.



Tiefes kalkhaltiges Kolluvium aus holozänen Abschwemmmassen in einem schmalen Trockental auf der Kuppenalb bei Trochtelfingen (q46)

Schopflocher Moor

Torf als bodenbildendes Substrat ist auf der wasserarmen verkarsteten Albhochfläche eine absolute Ausnahme. Im Schopflocher Moor haben die wasserstauende Wirkung der Vulkantuffe und die hohen Niederschläge zur Bildung eines kleinen Hochmoors geführt, das durch den früheren Torfabbau sehr stark verändert wurde. Auch von den geringmächtigen Niedermoortorfen in den vernässten Talanfängen von Schmiecha und Oberer Bära sind aufgrund von Grundwasserabsenkung und Torfabbau nur noch kleine Reste vorhanden. Weitere kleinflächige Moorbildungen finden sich in den Talmulden im Übergang zum Altmoränengebiet bei Langenenslingen. Auch in den Talsohlen der gefällsarmen, zur Donau gerichteten Albtäler stößt man bei Bodenbohrungen immer wieder auf Torflagen im Untergrund, die in verlandeten Flußarmen entstanden sind. Ein kleines Niedermoor liegt in einer Ausbuchtung der Lauchertaue nordöstlich von Sigmaringen.

Ansonsten sind die Talsohlen der engen Albtäler von **Auenlehm** bedeckt. Es handelt sich meist um schluffig-lehmiges bis tonig-lehmiges, fluviatil verlagertes Bodenmaterial, das bei Hochwasserereignissen abgelagert wurde. Dass solche Überschwemmungen auch heute noch stattfinden, zeigte sich zuletzt beim Jahrhunderthochwasser im Jahr 2013, das besonders in den besiedelten Bereichen der Lauchertaue Schäden verursachte.

Frühjahrs-Hochwasser im Bäratal nördlich von Fridingen

In manchen Tälern enthalten die Auensedimente auch sehr viel Sand aus umgelagerten holozänen **Kalktuffbildungen** (Sinterkalk). Oft wird der Auenlehm von mächtigem verschwemmtem Kalktuffsand oder festen Kalktuffbildungen unterlagert. In mehreren zum Neckar gerichteten Albtälern gibt es Talabschnitte, in denen Terrassen aus festem Kalktuff die Oberfläche bilden. Kleinflächige Kalktuffbildungen kommen zudem vielfach an aktuellen oder ehemaligen Quellaustritten an Unterhängen, Talrändern und in Hangmulden vor (Stirn, 1964). Pleistozäne Flussterrassen spielen im Bereich der engen Albtäler keine Rolle. Sie finden sich erst im Donautal oder Albvorland, wo sich die Täler stark verbreitern. Im unteren Laucherttal treten allerdings kleinflächig an den Hängen tonige **Seesedimente** auf, die sich in einem Eisstausee gebildet haben, als der Wasserabfluss der Lauchert durch den rißzeitlichen Gletscher blockiert war.

Landnutzung

Naturschutzgebiet „Eichhalde“ bei Bissingen an der Teck

Im Gegensatz zu den meisten anderen deutschen Mittelgebirgen gehört die Schwäbische Alb zu den früh, schon seit der Steinzeit kontinuierlich besiedelten Gebieten. Nennenswerte ackerbauliche Tätigkeit auf der Albhochfläche gab es seit dem Mittleren Neolithikum (Deigendesch & Morrissey, 2008, S. 34 ff.). Sie wurde zu der Zeit noch im Wald-Feldbau-System durchgeführt, also einem Wechsel von Niederwald, Brandrodung und Ackerbau. In der Bronzezeit, die auf der Albhochfläche auch durch zahlreiche Grabhügel belegt ist, erfolgte ein allmählicher Übergang zur Feld-Gras-Wirtschaft. Die frühe Besiedlung selbst der höchsten Lagen der Alb hängt wohl v. a. mit dem gut zugänglichen Hochflächenrelief und den günstigen Bodenverhältnissen zusammen. Die Wasserarmut der Albhochfläche scheinen die ersten Siedler dabei in Kauf genommen zu haben. Als wesentlicher Grund für die frühe Besiedlung wurde immer wieder die hohe natürliche Regenerationsfähigkeit der Kalkböden angeführt, die diese zu günstigen Standorten für die mit Weidewirtschaft kombinierte düngerlose Feldgraswirtschaft der frühen Siedler machte (Grees, 1993, S. 347). Hauff & Schlenker (1982, S. 463) schreiben über die prähistorische Nutzung der Urwälder der Alb durch Viehzucht und Waldweide: „Die natürliche Produktion von Laub, Gras und Kräutern dürfte auch bei starker Beweidung nahezu unerschöpflich sein; hinzu kommen Bucheckern, Eicheln usw. Auf den niemals vernässenden Kalkverwitterungslehmen war aber auch ein Ackerbau ohne Düngung möglich.“ Nicht zu unterschätzen sind aber auch die in Karstsenken und Trockentälern weit verbreiteten kalkfreien, tiefgründigen Lehmböden, die mit den günstigen Bodenverhältnissen anderer Altsiedellandschaften durchaus vergleichbar sind. Zudem sind die heute ins Auge fallenden kargen steinigen Böden der Alb häufig erst durch Bodenerosion entstanden und als eine Folge dieser über viele Jahrhunderte andauernden Landnutzung zu sehen.

Bis in das 19. Jh. hinein waren die Wälder der Albhochfläche durch die Waldweidenutzung sehr stark aufgelichtet. Zwischen Wald, Weide, Wiese und Acker bestanden fließende Übergänge. Erst nach Einführung der geregelten Forstwirtschaft sind wieder geschlossene Waldgebiete entstanden. Die ehemalige Waldweidenutzung und das häufige Vorkommen von Spuren ehemaliger ackerbaulicher Nutzung erklären das Vorkommen erodierter Böden in den Wäldern auf der Albhochfläche. Die landwirtschaftlich genutzten Flächen waren früher sehr viel ausgedehnter. Erst in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts setzte mit der Industrialisierung und der sich ausbreitenden Textilindustrie ein Rückgang ein (Mailänder et al., 2005). Auch die starke Nutzung der Wälder im Zuge der Brennholzgewinnung und Köhlereiwirtschaft für die Bohnerzverhüttung hat in historischer Zeit gebietsweise zu einer Änderung der Bodenoberfläche geführt.

Beim ersten Blick auf die Landnutzungskarte zeigt sich die Mittlere und Westliche Alb heute als ein Flickenteppich aus Wäldern, Äckern und Wiesen. Bei genauerem Hinsehen erkennt man, dass die Waldgebiete sich besonders an den steilen Trauf- und Talhängen befinden und auf den Hochflächen inselartig eingestreut sind. Aufgrund der günstigen Relief- und Bodenverhältnisse liegen die größten ackerbaulich genutzten Gebiete auf der Flächenalb und dort besonders im tiefer gelegenen Osten. Andererseits weist die hochgelegene Westalb aufgrund der weniger guten Böden und den klimatischen Verhältnissen einen besonders hohen Grünlandanteil auf. Die Kuppenalb-Landschaft im Bereich der Mittleren Alb ist relief- und bodenbedingt durch einen kleinräumigen Nutzungswechsel gekennzeichnet. Der Ackerbau konzentriert sich dort auf die tiefgründigen Böden in den Trockentälern und Karstsenken. Allerdings sind die Senken mit hoher Frostgefährdung dem Grünland vorbehalten.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Mittlere und Westliche Alb (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

An den Hängen der Alb sind Buchenwälder dominierend. Im nordwestlichen Bereich gehört außerdem die Tanne zum natürlichen Waldbild. Die oft sehr naturnahen Waldgesellschaften werden aber immer wieder auch von Fichtenforsten unterbrochen. An trockenen, felsigen Standorten wechselt der Buchenwald mit eichen- und kiefernreichen Trockenwäldern, während an sehr steilen z. T. bewegten Schutthängen und in schluchtartigen Einschnitten die Buche zugunsten von Ahorn, Ulme, Esche und Linde in den Hintergund tritt. Vielfach weist der Säbelwuchs der Bäume in diesen Bereichen darauf hin, dass die Hänge in Bewegung sind. Felsen und Steinschutthalden sind von Natur aus waldfreie Gebiete. Sie werden von artenreichen Pflanzengesellschaften eingenommen, die an diese Extremstandorte angepasst sind und seit Gradmann (1898) als Steppenheide bezeichnet werden. Die weniger steilen, mittleren und unteren, von Mergeln gebildeten Hangabschnitte sind an den Traufhängen der Mittleren Alb oft waldfrei. Sie werden meist als Obstwiesen genutzt und leiten über zum Albvorland.

Typischer Buchenwald auf Rendzina aus Kalkstein-Hangschutt an einem Steilhang am Albtrauf

Blick von Norden in ein Seitental der Fils bei Bad Ditzenbach-Auendorf

Ein charakteristisches Landschaftselement der Alb sind die besonders auf mageren Böden der Kuppenalb und an Talhängen verbreiteten, durch jahrhundertelange Schafbeweidung entstandenen Wacholderheiden. Sie sind heute vielfach unter Naturschutz gestellt und bedürfen einer regelmäßigen Pflege durch Beweidung, um einer Verbuschung entgegenzuwirken. Während die beweideten Wacholderheiden Relikte einer alten Kulturlandschaft sind, nehmen heute Mähwiesen weite Bereiche der Albhochfläche ein. Besonders auf der Westalb dominiert das Grünland die landwirtschaftlichen Nutzflächen. Im Gebiet der Gemeinde Meßstetten nimmt Dauergrünland beispielsweise 91 % der landwirtschaftlichen Nutzfläche ein. Im noch höher gelegenen Böttingen sind es fast 99 %. Im gesamten Landkreis Reutlingen, der zum allergrößten Teil auf der Mittleren Alb liegt, beträgt der Anteil an Dauergrünland 52,4 %. Im Osten und Südosten der Bodengroßlandschaft dominiert eher der Ackerbau. In den Gemeinden Laichingen und Berghülen liegt der Dauergrünlandanteil nur bei 35 bzw. 27 %. Auf den Ackerflächen im Landkreis Reutlingen wurden 2010 24 % Winterweizen, 14 % Sommer- und 9 % Wintergerste sowie 6 % Hafer angebaut. Dazu kamen 32 % Pflanzen zur Grünernte (davon 16 % Silomais) sowie 4 % Winterraps (alle Werte für 2010, Datenquelle: Statistisches Landesamt).

Blick über den ehemaligen Truppenübungsplatz Münsingen südlich von Römerstein-Zainingen

Ein durch ausgedehnte Flächen von extensivem Grünland auffallendes Element in der Landnutzungskarte ist das Gebiet des ehemaligen Truppenübungsplatzes nordöstlich von Münsingen. Der Truppenübungsplatz wurde 2005 aufgegeben und gehört seither zur Pflegezone, kleinere Teile zur Kernzone, des Biosphärengebiets Schwäbische Alb. Das 66 km^2 große Übungsgelände wurde bereits 1895 eingerichtet und in den 30er-Jahren nach Westen erweitert. Im Zentralbereich hat sich das Bild einer alten, durch Weidewirtschaft geprägten Kulturlandschaft erhalten. Der größte Teil der Grünlandflächen wurde einmal im Jahr gemäht (sog. Mähder). Magerrasen und Wacholderheiden sind eher spärlich vorhanden. Sie wurden häufig aufgeforstet. 35 % des Gebietes sind heute mit Wald bedeckt. Im Jahr 1733 waren es allerdings nur 8,7 % (Dietrich & Beinlich, 1995, S. 338). Die militärische Nutzung hat in weiten Bereichen zur Bodenverdichtung und zur Zerstörung der Krume mit nachfolgendem Bodenabtrag geführt. Durch Erosion entstandene vegetationsfreie Flächen sind besonders im Bereich wasserundurchlässiger Mergelsteine auffällig (Müller, 1982, S. 447). Aus Gründen des Trinkwasser- und Erosionsschutzes wurden in der Vergangenheit durch Tiefpflügen, Einsaat und Düngung großflächige Rekultivierungsmaßnahmen durchgeführt (Dietrich & Beinlich, 1995). Mit dem 1914 eröffneten 47,9 km^2 großen Truppenübungsplatz „Heuberg“ zwischen Albstadt, Meßstetten und Stetten am kalten Markt liegt in der BGL Mittlere und Westliche Alb ein weiteres, großes durch militärische Nutzung überprägtes Gebiet. Auch dort finden sich noch großflächige Reste der alten Kulturlandschaft der Albhochfläche.

Obstanbau im Lautertal bei Lenningen

Bei den auf der Landnutzungskarte als „Sonstige Nutzungen“ gekennzeichneten Flächen handelt es sich überwiegend um Wacholderheiden oder andere Grünlandbereiche mit eingestreuten Gehölzen, Hecken oder kleinen Aufforstungen. In den tieferen Lagen im Osten sowie an den unteren Traufhängen sind es v. a. Streuobstwiesen. Rebland tritt äußerst kleinflächig am Rande der Bodengroßlandschaft bei Neuffen auf.

Klima

Die mittleren Jahresniederschläge betragen entlang des Albtraufs und in den höchsten Lagen der Kuppenalb rund 900–1100 mm. Am Nordrand der östlichen Mittleren Alb können sie auch bei 1200–1300 mm liegen. In Richtung Flächenalb, nach Südosten hin, nehmen sie deutlich auf 800–900 mm ab und gehen am äußersten Südostrand der Bodengroßlandschaft auf unter 800 mm zurück. Auf tiefgründigen Böden reicht diese Niederschlagssumme für den Ackerbau aus. Das Niederschlagsmaximum liegt im Sommerhalbjahr, was sich günstig auf das Pflanzenwachstum auf flachgründigen und durchlässigen Böden auswirkt.

Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt im größten Teil der Albhochfläche bei 7–8 °C. In einigen Gebieten in der Westhälfte der Bodengroßlandschaft kann es in den zahlreichen Hochtälern und Karstwannen bei winterlichen Hochdruckwetterlagen durch Temperaturumkehr im Vergleich zur höher gelegenen Umgebung allerdings sehr kalt werden. Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen dort daher z. T. unter 7 °C. Aufgrund der kurzen Vegetationsperiode auf der hochgelegenen Südwestalb tritt der Ackerbau heutzutage dort gegenüber dem Grünland deutlich in den Hintergrund. Am Nordostrand der Albhochfläche, am äußersten Südostrand sowie in einigen größeren Tälern liegen die mittleren Jahrestemperaturen knapp über 8 °C. Im Osten der Bodengroßlandschaft betragen die Jahresdurchschnittstemperaturen am Süd- und Nordrand 7–8 °C. An den Traufunterhängen der Mittleren Alb und im oberen Filstal werden z. T. über 9 °C erreicht.

Die jährliche Klimatische Wasserbilanz zeigt auf der Mittleren und Westlichen Alb einen deutlichen Gradienten von +700 bis +800 mm, am Albtrauf nach Südosten auf +300 bis +400 mm. Der Wert für die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr liegt am Nordrand der Westalb und am Nordrand der östlichen Mittleren Alb bei +300 bis +400 mm. Im übrigen Gebiet fällt er von +200 bis +300 mm im Norden auf +100 bis +200 mm im Südosten ab.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Weiterführende Links zum Thema

- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- Bodenexponate-Sammlung der LUBW
- Landschaften und Böden im Regierungsbezirk Stuttgart (PDF)
- Landschaften und Böden im Regierungsbezirk Freiburg (PDF)
- LEO-BW: Hohe Schwabenalb
- LEO-BW: Mittlere Flächenalb
- LEO-BW: Mittlere Kuppenalb

Literatur

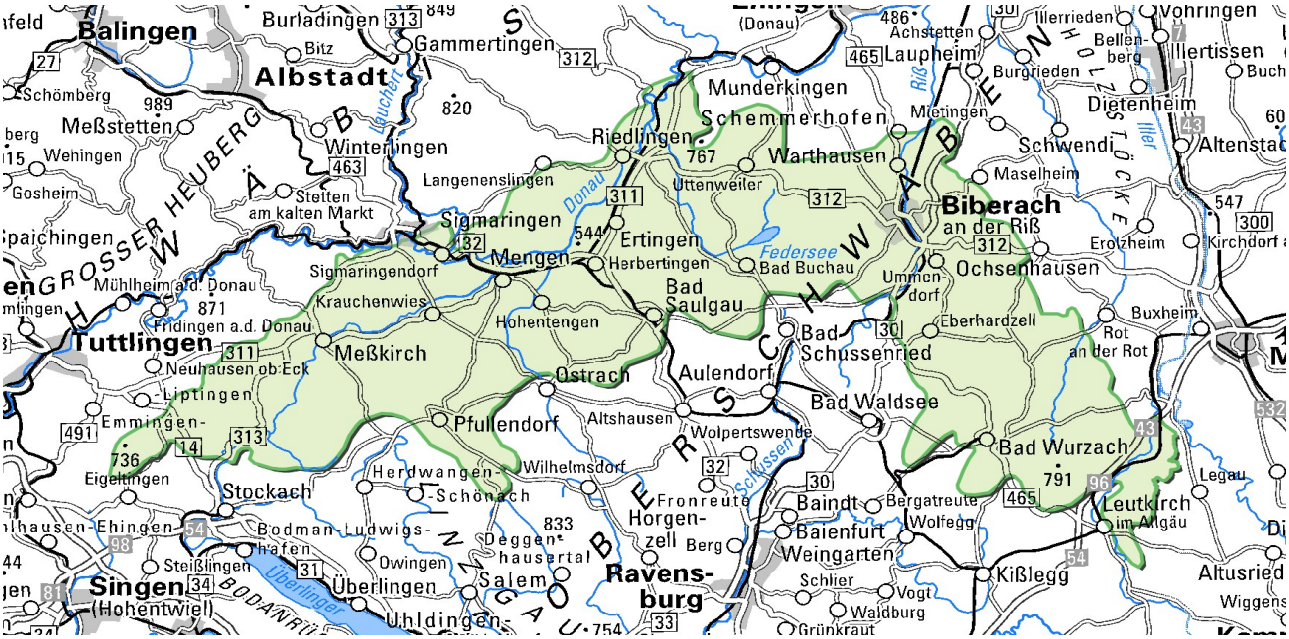
- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Agsten, K. (1977). *Zur Entwicklung und Vergesellschaftung der Böden in traufnahen Bereichen der westlichen Schwäbischen Alb (Balinger Berge).* – Geologisches Jahrbuch, Reihe F, 5, S. 1–84.
- Bibus, E. (1986b). *Die Rutschung am Hirschkopf bei Mössingen (Schwäbische Alb) – Geowissenschaftliche Rahmenbedingungen – Geoökologische Folgen.* – Geoökodynamik, 7, S. 333–360.
- Bleich, K. E. (1994). *Paläoböden der Schwäbischen Alb als Zeugen der Relief- und Klimaentwicklung?.* – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 38(1), S. 13–32.
- Borger, H. (1990). *Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb).* – Kölner Geographische Arbeiten, 52, S. 1–209.
- Deigendesch, R. & Morrissey, C. (2008). *Kleine Geschichte der Schwäbischen Alb.* 279 S., Leinfelden-Echterdingen.
- Dietrich, M. & Beinlich, B. (1995). *Der Truppenübungsplatz Münsingen.* – Veröffentlichungen für Naturschutz und Landschaftspflege Baden-Württemberg, Beiheft, 83, S. 337–348.
- Dongus, H. (1977). *Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands.* – Marburger Geographische Schriften, 72, S. 1–486.
- Eberle, J., Eitel, B., Blümel, W. D. & Wittmann, P. (2017). *Deutschlands Süden – vom Erdmittelalter zur Gegenwart.* 3. Aufl., 195 S., Berlin.
- Eberle, J., Wiedenmann, R. & Blümel, W. D. (2002). *Erster Nachweis von Rohlöss auf der Mittleren Schwäbischen Kuppenalb (TK 25 Blatt 7521 Reutlingen).* – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 84, S. 379–390.
- Fleck, W. (1992d). *Blatt 7521 Reutlingen, Karte und Tabellarische Erläuterung.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 43 S., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Gradmann, R. (1898). *Das Pflanzenleben der Schwäbischen Alb.* Stuttgart.
- Grees, H. (1993). *Die Schwäbische Alb.* – Borcherdt, C. (Hrsg.). Geographische Landeskunde von Baden-Württemberg, 3. Aufl., S. 332–362, Stuttgart.

- Gwinner, M. P. & Hafner, G. (1995). *Erläuterungen zu Blatt 7919 Mühlheim an der Donau.* – Erl. Geol. Kt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 139 S., 4 Beil., Freiburg i. Br. (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Hantke, R., Pfannenstiel, M. & Rahm, G. (1976). *Zur Vergletscherung der westlichen Schwäbischen Alb.* – Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br., 66, S. 13–27.
- Hauff, R. & Schlenker, G. (1982). *Die Urwälder der Mittleren Alb.* – Stadt Münsingen (Hrsg.). Münsingen. Geschichte – Landschaft – Kultur. Festschrift zum Jubiläum des württembergischen Landeseinigungsvertrages von 1482, S. 459–463, Sigmaringen.
- Kallinich, J. (1999). *Verbreitung, Alter und geomorphologische Ursachen von Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb auf der Grundlage von Detail- und Übersichtskartierungen.* – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D, 4, S. 1–166.
- Köberle, G. (2005a). *GIS-generierte Bodenkarte von Baden-Württemberg – 1 : 25 000. Blatt 7424 Deggingen.* – Tübinger Geographische Studien, 138, S. 1–19.
- Köberle, G. (2005b). *GIS-generierte Bodenkarte von Baden-Württemberg – 1 : 25 000. Blatt 7524 Blaubeuren.* – Tübinger Geographische Studien, 139, S. 1–25.
- Köberle, G. & Köberle, P. M. (2002). *GIS-based generation of a karst landscape soil map (Blaubeuren – Swabian Alb – Germany).* – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 46(4), S. 505–521.
- Kösel, M. (2004a). *Erläuterungen zu Blatt 7421 Metzingen.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 164 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Mailänder, S., Eberle, J. & Blümel, W. D. (2005). *Kulturlandschaftswandel auf der östlichen Schwäbischen Alb seit Beginn des 19. Jahrhunderts: Ausmaß, Ursachen und Auswirkungen.* – Die Erde, 135, S. 175–204.
- Meynen, E. & Schmithüsen, J. (1955). *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 2. Lieferung.* 121 S., Remagen (Bundesanstalt für Landeskunde).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.* 4. erw. Ausg., Karlsruhe.
- Müller, S. (1982). *Böden der Münsinger Alb.* – Stadt Münsingen (Hrsg.). Münsingen. Geschichte – Landschaft – Kultur. – Festschrift zum Jubiläum des württembergischen Landeseinigungsvertrages von 1482, S. 444–450, Sigmaringen.
- Münzing, K. (1987). *Zum Quartär des Talzuges Spaichingen-Tuttlingen (westliche Schwäbische Alb).* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 29, S. 65–90.
- Rahm, G. (1981). *Die rißeiszeitliche Vergletscherung des Südschwarzwaldes, der Baar und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg).* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 23, S. 7–14.
- Rilling, K. & Busch, R. (2003). *Erläuterungen zu Blatt 7619 Hechingen.* – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000, 237 S., Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- Scheff, J. (2006). *Aus der Not geboren: Bohnerzabbau auf der Zollernalb bei Salmendingen im 18. und 19. Jahrhundert.* – Laichinger Höhlenfreund, 41, S. 61–68.
- Schreiner, A. (1979b). *Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südostschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg).* – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 21, S. 137–159.
- Schweizer, V. & Franz, M. (1994). *Erläuterungen zu Blatt 7819 Meßstetten.* – Erl. Geol. Kt. 1 : 25 000 Baden-Württ., 112 S., 1 Beil., Stuttgart (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).
- Stirn, A. (1964). *Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb.* – Abhandlungen zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe E, 1, S. 1–92. [zugl. Diss. Univ. Tübingen]
- Terhorst, B. (1997). *Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden und Deckschichtenentwicklung.* – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D, S. 1–212.
- Terhorst, B. & Felix-Henningsen, P. (2010). *Paläoböden in periglazialen Lagen der Mittelgebirge.* – Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Horn, R., Stahr, K. & Guggenberger, G. (Hrsg.). Handbuch der Bodenkunde, Kap. 4.5 Böden als landschafts- und nutzungsgeschichtliche Urkunden, Unterkap. 4.5.3 Paläoböden, 34. Erg. Lfg. 11/10, S. 1–9, Weinheim (Wiley-VCH).
- Wolff, W. (1962). *Periglazial-Erscheinungen auf der Albhochfläche.* – Diss. Uni Tübingen, 103 S., Tübingen.
- Zillenbiller, E. (1975). *Bohnerzgewinnung auf der Schwäbischen Alb.* 50 S., Sigmaringen.

Cookie-Einstellungen

Altmoränen-Hügelland

Üblicherweise werden die Glazialgebiete in Jungmoränenbereiche und die Altmoränengebiete gegliedert. Die Jungmoränenlandschaften wurden von den Eismassen der letzten Eiszeit geformt (Würmeiszeit), die im Bereich des Rheingletschers bis max. 60 km in das nördliche Vorland vorrückten und dort am Eisrand vor gut 20 000 Jahren den über weite Strecken markanten, örtlich durch den Gletscher gestauchten Aufschüttungswall der Äußeren Jungendmoräne hinterließen. An diesen schließt ein knapp 10 bis gut 20 km breiter Saum mit Altmoränen an, die zum großen Teil von den noch weiter ins Alpenvorland vorstoßenden Gletschern des mittelpleistozänen Rißeiszeiten-Komplexes gebildet wurden. Dieser umfasst den Zeitraum zwischen dem Ende des Holstein-Interglazials vor etwa 360 000 Jahren und dem Beginn der letzten Warmzeit (Eem- bzw. Riß-/Würm-Interglazial) vor knapp 130 000 Jahren.



Lage und Abgrenzung

Das zusammenhängende Altmoränengebiet umgibt die Jungmoränen sichelförmig. Es reicht vom Gebiet um Leutkirch im Südosten über die zentralen nördlichen Bereiche zwischen Biberach an der Riß und Pfullendorf bis in den westlichen Abschnitt um Meßkirch und zu den schon in Bodenseenähe liegenden Altmoränen nördlich von Stockach sowie im Bereich des Hegaus.

Die Altmoränen befinden sich mit Höhen zwischen ca. 530 und etwa 750 m NN in den tief- und mittelmontanen Höhenstufen. Allgemein treten die größeren Höhen im Südosten auf, während im Bereich des Donautals bei Riedlingen die geringsten Höhen vorkommen. Im Gegensatz zum Jungmoränengebiet, das größtenteils dem rheinischen Einzugsgebiet zugehörig ist, wird die Altmoränenlandschaft überwiegend zur Donau hin entwässert. Eine Ausnahme hiervon machen nur die westlichsten Altmoränen.

© Regierungspräsidium Freiburg, Abteilung 9 LGRB — Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Entsprechend den naturräumlichen Gegebenheiten lässt sich das südwestdeutsche Altmoränengebiet zwanglos in bodengeographische Unterlandschaften gliedern. Der zentrale, mittlere Teil der Altmoränenlandschaft wird im Westen durch das Ringgenbachtal begrenzt, das sich von der Gemeinde Wald, unweit von Pfullendorf, nach Norden bis zu seiner Einmündung ins Ablachtal erstreckt. Seine östliche Begrenzung wird durch das nördliche Rißtal und das Umlachtal südöstlich von Biberach markiert. Die klimatischen Verhältnisse sind hier gemäßigt. Typisch ist die weite Verbreitung von Lösslehmdecken und lösslehmreichen Fließerden, welche den glazialen Untergrund mehr oder weniger lückenhaft verhüllen. Die südöstliche Altmoräne ist hingegen durch die nach Südosten ansteigenden, insgesamt hohen Niederschläge charakterisiert. Das westliche Altmoränengebiet schließlich reicht vom Gebiet westlich von Pfullendorf bis in den Hegau. Gegenüber dem zentralen Altmoränengebiet tritt hier die flächige Überdeckung mit Lösslehm und lösslehmreichen Fließerden deutlich zurück, weshalb dieser Bereich als eigene bodengeographische Unterlandschaft ausgegliedert wurde.

Geologisch-geomorphologischer Überblick

Altmoränenhügelland mit Schwäbischer Alb im Hintergrund

Die Altmoränenlandschaft besteht großenteils aus morphologisch relativ wenig differenzierten, weitläufigen, hügeligen Grundmoränenbereichen. Die Moränensedimente des Rheingletschers überlagern dabei die Gesteine des Molassesockels, die sich hauptsächlich aus den Ablagerungen der Oberen und Unteren Süßwassermolasse zusammensetzen. Diese bestehen aus überwiegend nur mäßig verfestigten Schluff-, Ton- und Mergelsteinen sowie meist feinkörnigen Sandsteinen und wechseln teilweise engräumig. Örtlich haben die Eismassen beim Vorrücken ihre zuvor von Gletschertoren geschütteten weitläufigen Schotterfelder überfahren und Moränensedimente auf den Vorstoßschottern hinterlassen. Deshalb ist hier bereichsweise ein Flachrelief mit nur geringen Höhenunterschieden ausgebildet, das sich vom typischen Hügelrelief der Moränenlandschaften abhebt. Bei seinem Vorstoß nach Norden erreichte das Eis des Rheingletschers im westlichen Abschnitt des Altmoränengebiets sogar den Südrand der Schwäbischen Alb und ist dort auf die Kalksteine des Oberjuras aufgelaufen.

Blick auf das Altmoränenhügelland südlich des Bussens

Die Altmoränenlandschaft enthält einzelne größere Becken, die den Charakter von glazial übertieften Zungenbecken besitzen und nicht selten Teil größerer Beckenstrukturen sind, die sich im Untergrund erstrecken und als sog. Stammbecken den Gletscherströmen während mehrerer Eisvorstöße als Leitbahnen dienten. Bekannte Beispiele sind das Federseebecken bei Bad Buchau im mittleren Rheingletschergebiet und das Becken von Bad Wurzach in der östlichen Altmoränenlandschaft. Beide Becken wurden später von den Schmelzwässern des bis in ihre Nähe vorgerückten würmzeitlichen Gletschers erreicht und mit grob- und feinklastischen Ablagerungen aufgefüllt. Grundwasserstände nahe der Geländeoberfläche ließen hier während des Holozäns weitläufige Moorgebiete entstehen.

Blick aus nordöstlicher Richtung in das Becken von Bad Wurzach

Das Schwarzachtal nördlich von Bad Saulgau

Die Grundmoränenbereiche der Altmoränenlandschaft werden von einigen größeren Tälern in nördliche Richtung, zur Donau hin durchzogen, deren breite Talböden in auffälliger Weise nicht mit der Wasserführung der heutigen Flüsse in Einklang stehen. Es handelt sich um ehemalige Abflussbahnen des würmzeitlichen Gletschers zur Zeit der Äußeren Jungendmoräne, als von den Hauptgletschertoren der Eisfront große Schmelzwassermengen geschüttet und zur Donau hin abgeführt wurden, die zu jener Zeit als Urstromtal fungierte. Von Westen nach Osten sind hier das Andelsbachtal unweit von Pfullendorf, etwas weiter östlich das Tal der Ostrach, das Schwarzachtal zwischen Bad Saulgau und Ertingen, das Rißtal zwischen Ingoldingen und den Altmoränen nördlich von Biberach an der Riß sowie das der Iller zustrebende Aitrachtal nordöstlich von Leutkirch zu nennen. Vor allem an den Talhängen dieser Täler und der von ihnen abzweigenden Seitentäler treten auch die Gesteine des Molassesockels zu Tage.

Blick von der Altmoränenlandschaft bei Unlingen nach Südwesten ins Donautal und nach Hundersingen

Blick auf die rißzeitliche Endmoräne am Kreuzberg bei Dietenwengen (Lkr. Biberach)

Die Endmoränen der Rißeiszeit sind nur abschnittsweise als morphologisch prägnante Wallformen vorhanden und fehlen im westlichen Teil der Altmoränenlandschaft fast völlig. Besonders gut ausgebildet sind die Endmoränen in der Typregion der Rißeiszeit in der Umgebung von Biberach an der Riß, insbesondere zwischen Warthausen und Uttenweiler-Ahlen am Nordrand des Federseebeckens. Die hier vorhandenen Endmoränen liegen verbreitet als zwei kurz hintereinander folgende Wälle vor, weshalb früher auch von einer stratigraphisch eigenständigen Doppelwallriß-Eiszeit gesprochen wurde, während jener diese geformt wurden. Nach neueren Erkenntnissen sind die Rücken des Doppelwalls zwei unabhängigen Eisvorstößen zuzuschreiben. Der Innenwall der Altendmoränen repräsentiert somit den letzten landschaftlich überlieferten rißzeitlichen Eisvorstoß. Örtlich treten außerhalb der Endmoränen des Doppelwalls weitere Moränenablagerungen auf. Diese müssen entweder noch weiter reichenden, älteren rißzeitlichen Eisvorstößen zugerechnet werden oder stammen sogar von prärißzeitlichen Vergletscherungen. An die Wälle der Altendmoränen schließen v. a. im zentralen, mittleren Rheingletschergebiet sowie entlang der Altmoränen vom Rißtal bis in den Südosten gebietsweise ausgedehnte, von Schmelzwässern aus Gletschertoren an der Eisfront geschüttete Schotterfelder an, die in den nachfolgenden Tälern in die dortigen Hochterrassen übergehen.

Die weite Hohlform des Wurzacher Rieds bildete während der Rißeizeit ein sog. Zungenbecken, das von dem mächtigen Eis eines großen Gletscherstroms erfüllt war. Am Nordostende erreichte der Gletscher noch die höhere Umrahmung und hinterließ an seinem Rand wallartige Endmoränen.

Typischer Landschaftsaspekt im nördlichen Altmoränenhügelland bei Betzenweiler

Die im Vergleich zum insgesamt unruhigen Gelände der Jungmoränenlandschaft relativ ausgeglichenen Reliefverhältnisse in der Altmoränenlandschaft werden immer wieder auf die Einwirkung starker flächenhafter Abtragung durch Solifluktion und deren einebnende Wirkung während der Würmkaltzeit zurückgeführt, als die Altmoränenbereiche dem Periglazialraum zugehörten. Dem stehen jedoch Befunde entgegen, wonach die Altmoränen allgemein tiefer verwittert sind als die angrenzenden Jungmoränen mit ihren holozänen Böden. Die tiefere Verwitterung der Altmoränen ist bei ähnlichen Karbonatgehalten der glazigenen Sedimente nur erklärbar, wenn ältere Bodenreste aus der letzten Warmzeit (Riß/Würm-Interglazial) noch weitverbreitet in der Altmoränenlandschaft erhalten waren, bevor die holozänen Verwitterungs- und Bodenbildungsvorgänge einsetzten und die deshalb tiefer greifen konnten. Für die differierenden Reliefverhältnisse zwischen Jung- und Altmoränenlandschaft müssen daher andere Ursachen diskutiert werden. Neben der Auffüllung von Tiefenbereichen mit periglazialen Sedimenten und der dadurch erfolgten Verringerung von kleinräumigen Höhenunterschieden ist anzunehmen, dass die rißzeitlichen Eismassen im nördlichen baden-württembergischen Alpenvorland, auch wegen seiner Entwässerung zur Donau hin, in ein schon primär flacheres Gelände vorgestoßen sind.

Die Gliederung der Rißeiszeit – oder genauer des Rißeiszeitenkomplexes – ist bis heute, selbst nach über hundert Jahren Eiszeitenforschung, immer noch im Fluss und die Stellung ihrer Elemente unklar. Das betrifft sowohl ihre zeitliche, chronostratigraphische Einordnung, als auch die Frage, ob sich der Rißeiszeitenkomplex aus verschieden eigenständigen Eiszeiten, getrennt durch echte Warmzeiten zusammensetzt.

Am Außenrand der rißzeitlichen Altmoränen schließt bogenförmig ein Saum mit noch älteren Moränensedimenten an, der etwa von Altmannshofen im Aitrachtal bis nach Bellamont im Norden, wenige Kilometer östlich von Eberhardszell, reicht. Die früher als mindelzeitlich eingestuften Glazialablagerungen werden heute einer Hoßkircheiszeit zugeordnet. Diese ist älter als der Rißeiszeitenkomplex und jünger als die Deckenschotter der Mindelkaltzeit, die neuerdings in den obersten Abschnitt des Frühen Pleistozäns gestellt werden, das vor etwa 780 000 Jahren endete.

Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Moränenablagerungen stellen die wichtigste Gruppe von Ablagerungen dar, die vom rißzeitlichen Gletscher hinterlassen wurden. Unter „Moränenablagerungen bzw. -sedimenten“ werden hier überwiegend matrixgestützte Diamikte verstanden, also schlecht sortierte Lockergesteine aus Sand, Schluff und Ton mit unterschiedlichen Anteilen von Kiesen und gerundeten Steinen (Gerölle). Diese üblicherweise auch als Geschiebemergel bezeichneten Substrate wurden hauptsächlich an der Gletscherbasis durch Ausschmelzen sowie durch direktes Absetzen der vom Eis mitgeführten Sedimentfracht gebildet. Örtlich können diese schlecht sortierten Lockergesteine auch auf andere Bildungsprozesse zurückgeführt werden, wie z. B. im Bereich von Endmoränen, wo eine z. T. gröbere Ausbildung mit höheren Kies- und Steingehalten sowie stellenweiser Blockführung auf eine Entstehung als Fließmoräne an der ehemaligen Gletscherfront hindeuten kann.

Neben Moränensedimenten sind lediglich die von früheren Gletschertoren am Eisrand geschütteten **glazifluviatilen Schotter** als Ausgangsmaterial für die Böden von Bedeutung. Bei ihnen macht sich häufig die zunehmende Entfernung von der ehemaligen Gletscherfront in der Zusammensetzung bemerkbar. Während sie im Eiskontaktbereich ausgesprochen schlecht sortiert sind und zahlreiche gröbere Komponenten aufweisen, zeigen sich mit fortschreitender Distanz deutliche Sortierungseffekte und die Sandanteile nehmen zu.

Durch ihren kalkalpinen Anteil besitzen die glazigenen Ablagerungen des rißzeitlichen Rheingletschers hohe Karbonatgehalte. Das Feinmaterial der Moränensedimente zeigt mit Werten um 20 % Karbonat und mehr bereits eine starke Kalkführung, während die kalkalpinen Bestandteile unter den Grobkomponenten deutlich höhere Anteile besitzen und bei glazifluviatilen Kiesen in der Fraktion 1–2 cm etwa 60 % ausmachen.

Die glazialen Ablagerungen des Rheingletschers treten gebietsabhängig in unterschiedlichem Ausmaß und häufig nur örtlich begrenzt als Ausgangssubstrate für die rezenten Böden an der Geländeoberfläche auf. Da die Altmoränengebiete während der Würmeiszeit dem Periglazialraum angehörten, wirkten typische kaltzeitliche Prozesse und überformten die Landschaft. Neben dem Bodenfließen im Auftauboden über dem Dauerfrostboden (Solifluktion) fanden v. a. weitflächige äolische Umlagerungen statt. Der Höhepunkt der Anwehung von Gesteinsstaub in die Altmoränengebiete erfolgte während der besonders kalten und trockenen Klimaxphase der letzten Kaltzeit vor ca. 20 000 Jahren, als nur etwas weiter südlich der würmzeitliche Gletscher seine Maximalausdehnung erreicht hatte. Begünstigt wurde die äolische Aktivität durch etliche von der Äußeren Jungendmoräne zur Donau führenden Schmelzwassertäler, da aus ihren im Winter trockenen Schotterflächen Gesteinsstaub leicht ausgeweht werden konnte, der auf den benachbarten Altmoränenbereichen zur Ablagerung kam.

In den obersten 3–5 dm lässt sich im äolisch beeinflussten Deckschichtenpaket vielfach eine junge Fließerde ausgliedern. Diese als **Decklage** (**Hauptlage** nach Ad-hoc-AG Boden, 2005a) bezeichnete Solifluktionsdecke zieht auch über angrenzende Reliefbereiche hinweg, in denen Moränensedimente nahe der Geländeoberfläche lagern. Wenn keine anthropogene Erosion stattgefunden hat, folgt die Hauptlage dem Relief mit nahezu konstanter Mächtigkeit. Es können also nach ihrer Bildung keine nennenswerten natürlichen Abtragungsvorgänge mehr stattgefunden haben, weshalb sie unmittelbar am Ende der letzten Kaltzeit vor dem Einsetzen der flächigen holozänen Wiederbewaldung und der damit verbundenen geomorphologischen Formungsruhe entstanden sein muss. An größeren Aufschlüssen lässt sich erkennen, dass der Moränenuntergrund direkt im Liegenden des äolischen Fließerdepakets ebenfalls häufig durch Solifluktion als **Basislage** verlagert wurde, wobei in ebener Lage nicht selten Kryoturbationen die frühere Frostbodenbildung anzeigen. Besonders augenfällig sind die Fließerdebildungen im Bereich der Molasseausstriche an den Talhängen, die sich aufgrund ihrer Kiesführung zumeist deutlich von den Molassesedimenten im Liegenden abheben.

Die Mächtigkeit des äolisch geprägten Fließerdepakets, das sich nach der Lagengliederung für die Mittelgebirgsbereiche aus der **Haupt-** und der **Mittellage** zusammensetzt, schwankt reliefbedingt und auch gebietsabhängig teilweise beträchtlich. Als grober Richtwert kann eine Mächtigkeit zwischen ca. 0,8 m und etwa 1,3 m über dem glazigenen Untergrund angegeben werden. Diese kann allerdings in spezifischen für die Ablagerung und Erhaltung von äolischem Material günstigen Reliefpositionen, wie z. B. an ostexponierten (Unter-)Hangbereichen, rasch auf ein Mehrfaches ansteigen.

In den meisten Fällen reichte jedoch die Intensität der äolischen Sedimentation nicht zum Aufwachsen mächtigerer Lössdecken aus. Mehr oder weniger gleichzeitig mit der Anwehung des Gesteinsstaubs erfolgten durch Solifluktion und Kryoturbation Umlagerungsprozesse, die zur Bildung von **Fließerde-** und **Solimixtionsdecken** führten. Diese überziehen den glazialen Untergrund reliefabhängig mit unterschiedlicher Mächtigkeit.

Häufig sind die Moränensedimente unter der lösslehmhaltigen Fließerdefolge durch bereits während der Riß/Würm-Warmzeit erfolgte Verwitterung überraschend tief bis teilweise über 4 m u. Fl. entkalkt. Auch außerhalb der Geländebereiche mit Überdeckung durch lösslehmreiche Fließerden treten auf Moränenuntergrund immer wieder Entkalkungstiefen auf, die über den Werten von holozänen Böden auf würmzeitlichem Geschiebemergel im benachbarten Jungmoränengebiet liegen. Die holozäne Bodenbildung hat hier also in bereits vorverwittertem Material eingesetzt und stattgefunden.

Örtlich, das gilt hauptsächlich für einen ca. 1–3 km breiten Streifen entlang des Donautals zwischen Herbertingen-Marbach und Unlingen, überstieg die kaltzeitliche äolische Sedimentation das übliche Ausmaß deutlich und führte zur Ablagerung von **Lössen** und **Lösslehmen**. Offensichtlich begünstigt durch den zwischen Mengen und Riedlingen vergleichsweise breiten Talboden der Donau und des einmündenden Ostrachtals, konnten hier durch südwestliche Winde große Mengen an Schluff ausgeweht und auf den anschließenden Hochbereichen abgelagert werden. Die teilweise stratigraphisch komplexer aufgebauten Lösse bestehen in ihrem jüngsten und zuoberst abgelagerten Abschnitt aus dem sog. Jungwürmlöss des Würmhochglazials, wie stellenweise enthaltene fossile Tundragleye (sog. Jungwürmnassböden) verdeutlichen. Diese mächtigeren, jungen Lössstraten wurden vielfach während des Holozäns durch die Bodenbildung nicht komplett entkalkt, weshalb sich unter der rezenten Parabraunerde häufig noch kalkreicher Löss findet (sog. Rohlöss). Etwas weiter nach Osten klang die starke Ablagerung von Löss zunehmend aus. In einem Übergangsbereich zwischen dem Lössgebiet und der Moränenlandschaft mit ihren lösslehmreichen Solifluktionsdecken folgt zunächst ein Streifen, der zwar durch insgesamt starke Lösseinwehung beeinflusst wurde, in dem jedoch nicht mehr die Mächtigkeiten des Lösses entlang der Talschulter erreicht wurden. Hier konnte das junge äolische Sediment nun im Verlauf der holozänen Bodenbildung komplett entkalkt werden. Die in diesem Bereich vorliegenden Lösslehme sind im Vergleich zu den sonst in der Altmoränenlandschaft vorherrschenden lösslehmhaltigen Solifluktionsdecken nur untergeordnet durch periglaziale Umlagerungvorgänge überprägt und dadurch weitestgehend grobkomponentenfrei und relativ locker gelagert. Die Lösse östlich des Donautals sind v. a. im Bereich der Talschulter häufig deutlich feinsandig ausgebildet, was vermutlich mit einem topographisch bedingten speziellen Strömungsverhalten des Windes zusammenhängt.

Auf höhere Windgeschwindigkeiten und einen geringen Höhenunterschied zum Talboden der Donau als Ausblasungsbereich ist die Ablagerung von **Sandlöss** auf der Unteren Hochterrasse nördlich von Herbertingen zurückzuführen. Eine geringe, aus dem Terrassenuntergrund aufgenommene Kiesführung zeigt, dass hier zusätzlich kryoturbate Beeinflussung stattfand. Eine lokale Besonderheit stellen die **Flugsande** im Umfeld der rißzeitlichen Endmoräne nördlich von Unlingen dar. Die bisher nicht näher untersuchten äolischen Sande sind vermutlich deutlich jünger als die hochkaltzeitlichen Lösse in der Umgebung des Donautals und dürften ähnlich wie andere süddeutsche Flugsande am Ende der Würmkaltzeit angeweht worden sein.

Die natürlichen Substrate wurden im Zuge der Rodungen und der nachfolgend in vielen Bereichen der Altmoränenlandschaft einsetzenden Ackernutzung Abtragungsvorgängen durch abfließendes Niederschlagswasser ausgesetzt. Das erodierte Bodenmaterial sammelte sich als junge **holozäne Abschwemmmassen** im Lauf der Zeit in Mulden und Tälchen sowie in Hangfußbereichen. Im Vergleich zu anderen Landschaften Südwestdeutschlands fällt die insgesamt relativ geringe Verbreitung von holozänen Abschwemmmassen auf. Erstaunlicherweise gilt dies nicht nur für jene Altmoränenbereiche mit Böden aus relativ abtragungsresistenten sand- und kieshaltigen Moränensedimenten, sondern auch für die vorherrschenden Böden aus lösslehmhaltigen Fließerden, die aufgrund ihres Schluffgehalts deutlich erosionsanfälliger sind. Vermutlich spiegelt sich hierin u. a. die vergleichsweise späte flächige Erschließung der Altmoränenlandschaft durch bäuerliche Besiedlung ab dem Frühmittelalter wieder. Mächtigere holozäne Abschwemmmassen treten fast ausnahmslos am Hangfuß von tiefer in die Altmoränenlandschaft eingeschnittenen, zur Donau hin entwässernden Tälern auf.

Ein kleinerer Teil des durch Erosion abgetragenen Bodenmaterials gelangte schließlich in die Vorfluter. Hier wurde es von den Fließgewässern mitgeführt und durch Hochwässer im Talbodenbereich als **Auenlehm** wieder abgesetzt. Auch hier fällt die insgesamt geringe Verbreitung von Auenlehmen auf, die zudem häufig vergleichsweise geringe Mächtigkeiten von unter 1 m aufweisen. Einen Sonderfall stellt das Donautal mit seinem Laufabschnitt in der Altmoränenlandschaft dar. Als Sammellinie mit überregionalem Einzugsgebiet wurden in ihrem Talboden auch mächtigere Auenlehme abgelagert. Zum anderen weist das Donautal flussabwärts von Mengen eine starke morphologische Differenzierung in verschiedene holozäne Terrassenniveaus mit unterschiedlich ausgebildeten Auenlehmen und sandigen Ablagerungen im jüngsten Auenbereich auf.

Die Flusstäler im Altmoränengebiet führen sandige, kieshaltige Füllungen, die, wenn sie an den Eisrand des würmzeitlichen Gletschers angebunden waren und von seinen Schmelzwässern durchflossen wurden, hohe Kiesanteile aufweisen. Darüber folgen nicht selten geringmächtige, sandige bis lehmige, kiesarme fluviatile Absätze, die überwiegend auf Hochwassersedimentation sowie stellenweise auf eine limnische Entstehung zurückzuführen sind. Allgemein hohe Grundwasserstände, die früher in den Tälern allgemein herrschten, bewirkten nachfolgend häufig ein Aufwachsen von **Niedermoortorf** auf den oft nur wenige Dezimeter mächtigen Feinsedimenten. Vor allem in den breiteren Tälern hat der Eintrag von Bodenmaterial durch die vom Menschen ausgelöste Bodenerosion häufig nicht ausgereicht, um den gesamten Tiefenbereich und seine fluviatilen Sedimente und Torfhorizonte flächig mit nennenswerten Auenlehmdecken zu überziehen. Der Talboden von früher an den hochwürmzeitlichen Gletscherrand angeschlossenen Tälern weist stellenweise eine morphologische Gliederung durch **sandig-kiesige Niederterrassenreste** auf, die vom eigentlichen Tiefenbereich mit einer meist niedrigen Stufe abgesetzt sind.

Durch starkes Torfwachstum waren die in der Altmoränenlandschaft enthaltenen grundwassererfüllten großen und kleineren Glazialbecken gekennzeichnet. Als Beispiele können das Wurzacher Ried und das Füramoos in der südöstlichen Altmoränenlandschaft sowie das Federseebecken und das Jammertalmoor bei Biberach angeführt werden. Nach Abschluss der Bildung von Niedermoortorfen setzte v. a. in den zentralen Bereichen der Moorkörper ein z. T. großflächiges Aufwachsen von **Hochmoortorf** ein. In historischer Zeit wurden sämtliche Moorgebiete vom Menschen durch Grundwasserabsenkungen und Torfabbau in unterschiedlichem Ausmaß, insgesamt jedoch stark, beeinflusst.

Eine Besonderheit, die auf die Einflussnahme des Menschen zurückzuführen ist, sind die im zentralen Federseebecken großflächig verbreiteten organischen Mudden aus Algen- und Pollenresten. Diese werden wegen ihrer gallertartigen, an rohe Leber erinnernde Konsistenz als **Lebermudde** bzw. bei Kalkführung als **Kalklebermudde** bezeichnet. Ihre heutige weite Verbreitung steht in Zusammenhang mit den zweimaligen, im 18. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts erfolgten Entwässerungsmaßnahmen (sog. Seefällungen), im Zuge derer sich die ursprüngliche Seefläche stark verkleinerte und nun größere Teile des Seebodens des eutrophen Flachsees an die Geländeoberfläche gelangten.

Landnutzung und Siedlungsgeschichte

Allgemein setzte in Mitteleuropa die Umgestaltung der Naturlandschaften durch den wirtschaftenden Menschen mit der neolithischen Landnahme der ersten, bandkeramischen Bauern vor etwa 7500 Jahren ein. Zunächst wurden aufgrund ihrer naturräumlichen Ausstattung bevorzugt die Lössgäue unter Kultur genommen. In der Folgezeit dehnte sich die Besiedlung in Südwestdeutschland auf nahezu alle Landschaftsräume aus und erreichte ab dem Mittelneolithikum, ca. 1000 Jahre später, auch das Alpenvorland. Abweichend von den Gäulandschaften, die bereits seit den Bandkeramikern durch verhältnismäßig dichte Siedlungsnetze erschlossen waren, dürfte im Alpenvorland und speziell in der Altmoränenlandschaft die Durchdringung mit neolithischen Dörfern gering gewesen sein, wenn man von einzelnen Siedlungsschwerpunkten wie z. B. dem Federseegebiet mit seinen Uferrandsiedlungen absieht.

Gegen Ende des Neolithikums (ca. 4000 Jahre vor heute) wird der Waldfeldbau, der von Dorfgemeinschaften betrieben wurde, die ständig ihren Siedlungsort verlagerten, durch ein Bewirtschaftungssystem mit permanenten Äckern abgelöst. In einer nun örtlich aufgelichteten Landschaft erfolgte eine deutliche Intensivierung des Ackerbaus. Während noch gegen Ende der Jungsteinzeit die Bodenbearbeitung wenig effektiv, vermutlich mit einem von Menschen gezogenen Handpflug durchgeführt wurde, setzte ab der Frühbronzezeit die Verwendung von Hakenpflügen ein, die nun von Tierpaaren gezogen wurden und ein etwas tieferes Pflügen ermöglichten. Spätestens ab der Mittelbronzezeit (3600 bis ca. 3200 Jahre vor heute) wurde zweimal im Jahr, im Frühjahr und im Herbst, ausgesät, wie das Auftreten von saisonalen Ackerunkräutern in Pollenprofilen nahelegt. Neben Einkorn sowie Emmer wurde v. a. Dinkel angebaut. Auch hier ist fraglich, inwieweit diese landwirtschaftlichen Intensivierungsschritte, abgesehen vom Umfeld der bekannten Siedlungsgebiete jener Zeit im Bereich des Donautals und des Federsees, aufgrund der sonst nur spärlichen Besiedlung der Altmoränengebiete nennenswerten Einfluss auf das landschaftliche Gefüge nahmen.

Landnutzung in der Bodengroßlandschaft Altmoränen-Hügelland (generalisierte ATKIS-Daten des LGL Baden-Württemberg)

Ein großer Umbruch erfolgte in Mitteleuropa mit dem Eintreffen der Römer nördlich der Alpen ab 15 v. Chr. In vielen Gebieten setzte von den römischen Gutshöfen (*villae rusticae*) ausgehend nun durch stark verbesserte Bodenbearbeitungsmaßnahmen und Anbautechniken eine intensive Nutzung der Landschaft ein, die sich auch in einer gebietsweise weiten Verbreitung von z. T. mächtigeren Kolluvien und Auenlehmen aus jener Zeit widerspiegelt. Das südwestdeutsche Alpenvorland, welches nun zur römischen Provinz *Raetia* zählte, war insgesamt nur spärlich durch *villae rusticae* erschlossen, dies gilt insbesondere auch für die Altmoränengebiete. Hier konzentrierte sich die römische Besiedlung entlang des Donautals, z. B. im Gebiet um Riedlingen und Ertingen sowie in der Umgebung von Mengen, wo bei Ennetach ein Kastell des Donaulimes beheimatet war.

Nach den Germaneneinfällen in der ersten Hälfte des 3. Jh. n. Chr. und zuletzt als Folge des verheerenden Alemannenvorstoßes 260 n. Chr. zogen sich die Römer zunächst bis an den Bodensee und Hochrhein als neuer Grenzlinie zurück. Das zuvor schon gering besiedelte südwestdeutsche Alpenvorland dünnte weiter aus und es dürfte zur teilweisen Wiederbewaldung der von den Römern nun verlassenen Landschaftsbereiche gekommen sein. Zu Beginn des 5. Jh. n. Chr. trafen schließlich die ersten alemannischen Siedler am Nordrand des Alpenvorlands ein. Ihre Siedlungen sind unschwer an den Namensendungen *-ingen* zu erkennen. Zusammen mit der ab der Merowingerzeit einsetzenden Endung *-heim* und den schon ab dem 7. Jh. n. Chr. erfolgten Siedlungsgründungen auf *-dorf* und *-hofen* zeichnet sich gemeinsam mit direkt nachfolgender Besiedlung *(-stetten, -hausen, -beuren und -weiler*), eine Erschließung der Altmoränenlandschaft ab, die im Frühmittelalter vom Donautal ausgehend, zunächst entlang der Seitentäler immer weiter in das Hinterland vorgerückt ist.

Im Hochmittelalter erfolgten zur Stauferzeit die wenigen Stadtgründungen (Biberach an der Riß, Bad Buchau, Pfullendorf) und die weitere Durchdringung der Altmoränenlandschaft mit Siedlungen. So wurden bisher weitgehend bewaldete Hochflächenbereiche zwischen den Tälern schließlich flächig durch Rodungsorte erschlossen und das heute vorliegende Siedlungsmuster letztendlich erzeugt. Wichtige Innovationen des Hochmittelalters waren die Einführung der Dreifelderwirtschaft und des Wendepflugs, die über lange Zeit und ab ca. 1800 in Form der verbesserten Dreifelderwirtschaft die Grundlage für die ackerbauliche Nutzung auch der Altmoränenlandschaft bildeten.

Fast als einziger früher industrieller Kristallisationskeim kann Biberach an der Riß gelten, in dem sich nach der Fertigstellung der Bahnlinie Ulm-Friedrichshafen in den Jahren 1847/50 ein deutlicher Aufschwung mit der Gründung etlicher Industriebetriebe vollzog. Die Fertigstellung des Eisenbahnnetzes in Mitteleuropa um 1870 hatte darüber hinaus deutliche Konsequenzen für das landwirtschaftlich geprägte nördliche Alpenvorland. Zum einen bedeutete es, dass nun größere Absatzmärkte für die Agrarprodukte erschlossen werden konnten, auf der anderen Seite ergaben sich dadurch auch Anpassungszwänge, die bis in die Landnutzung ausstrahlten. So verdrängte billiger überseeischer Weizen, der über den Rhein nach Mannheim gelangte und von dort in Eisenbahnwaggons bis Basel transportiert wurde, zunehmend den im nördlichen Oberschwaben produzierten Dinkel als traditionelles Brotgetreide aus seinen angestammten Absatzmärkten in Vorarlberg, in Tirol und in der Nordostschweiz. In der Folge kam es zu einem sukzessiven Zurückdrängen des Ackerbaus in den niederschlagsreicheren südlichen Altmoränengebieten und im Gegenzug zu einer starken Ausweitung der Viehhaltung und Grünlandwirtschaft, in deren Zusammenhang auch von einer *Vergrünlandung* gesprochen wird.

Das südwestdeutsche Alpenvorland ist bis heute Bauernland, in welchem die Bedeutung der Landwirtschaft deutlich höher ist als in anderen Gebieten Baden-Württembergs. Gleichwohl hat auch hier ein drastischer Strukturwandel in den zurückliegenden Jahrzehnten zu einem erheblichen Rückgang der Zahl der landwirtschaftlichen Betriebe geführt. Die Altmoränenlandschaft Südwestdeutschlands wird unter raumordnerischen Gesichtspunkten insgesamt dem „ländlichen Raum“ zugerechnet. Größere Städte (> 40 000 Einw.) oder gar städtische Verdichtungsräume fehlen vollständig. Die vergleichsweise dünne Besiedlung und der erhöhte Anteil von Land- und Forstwirtschaft am Wirtschaftsleben lassen sich anhand einiger Kennzahlen verdeutlichen. So stehen einer Bevölkerungsdichte von ca. 300 Einw./km^2 im Gesamtgebiet Baden-Württembergs in den Landkreisen Sigmaringen und Biberach an der Riß, die zu einem erheblichen Teil im Altmoränengebiet liegen, nur 106 bzw. 133 Einw./km^2 gegenüber. Die Bruttowertschöpfung der Land- und Forstwirtschaft als Maß für die wirtschaftliche Leistung übersteigt im Landkreis Biberach mit 1,3 % das Doppelte des Wertes für Baden-Württemberg (0,5 %).

Klima

In weiten Bereichen der Altmoränenlandschaft bewegen sich die mittleren Jahresniederschläge in einem relativ gemäßigten Rahmen zwischen ca. 800 mm und etwa 900 mm. Allerdings macht sich im südöstlichen Altmoränengebiet mit zunehmender Nähe der Alpen und ihrer Stauwirkung ein steiler Niederschlagsgradient bemerkbar. Während die Jahreswerte südöstlich von Bad Buchau und etwas südlich von Biberach a. d. R. noch bei ca. 850 mm liegen, weist die ca. 20 km weiter südöstlich gelegene Gegend um Bad Wurzach bereits eine jährliche Niederschlagssumme von über 1100 mm auf. Diese steigt in 13 km Entfernung, bei Leutkirch i. A., schon auf 1200 bis 1300 mm an. Relativ niedrige Jahresniederschläge von ca. 740–800 mm weisen das Donautal und angrenzende Gebiete am Nordrand der Bodengroßlandschaft auf.

Die mittleren Jahrestemperaturen liegen überwiegend zwischen 8 °C und 9 °C. Unter 8 °C gehen die Werte beispielsweise in den Hochgebieten südwestlich von Sigmaringen oder bei Pfullendorf zurück. Auch im Südosten, bei Bad Wurzach und Leutkirch i. A., liegen die Jahresdurchschnittstemperaturen verbreitet knapp unter 8 °C.

Die jährliche Klimatische Wasserbilanz variiert in der Altmoränenlandschaft in großen Bereichen je nach Höhenlage zwischen +300 und +500 mm. Ausnahmen hiervon sind einmal das Donautal, flussabwärts von Mengen, mit Werten zwischen +200 bis +300 mm sowie die südöstliche Altmoränenlandschaft zwischen Ummendorf, etwas südlich von Biberach, und Leutkirch. Aufgrund zunehmender Höhenlage und den damit zurückgehenden Temperaturen sowie der allgemein nach Südosten stark ansteigenden Niederschläge, bewegt sich hier die Klimatische Wasserbilanz dem Niederschlagsgradienten folgend zwischen +500 mm und +900 mm. Die Klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr liegt verbreitet zwischen 100 und 200 mm. Zwischen Biberach a. d. R. und Leutkirch i. A. steigt sie nach Südosten hin allmählich auf 400–500 mm an. Entlang der Donau flussabwärts von Hundersingen beträgt der sommerliche Wasserüberschuss nur 0–100 mm.

Die oben genannten Klimadaten sind den Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1991–2020 entnommen:

- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*
- *DWD Climate Data Center (CDC), Vieljährige mittlere Raster der Lufttemperatur (2m) für Deutschland 1991-2020, Version v1.0.*

Für die Angaben zur Klimatischen Wasserbilanz wurde die digitale Version des Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg herangezogen (Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, 2012).

Weiterführende Links zum Thema

- Boden, Böden, Bodenschutz (PDF)
- LUBW – Boden
- Moorkarte (BK50) / Daten- und Kartendienst der LUBW
- LUBW – Moorkataster

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005a). *Bodenkundliche Kartieranleitung.* 5. Aufl., 438 S., Hannover.
- Ellenberg, H. (1955). *Wuchsklimakarte Baden-Württemberg 1 : 200 000.* Stuttgart (Reise- u. Verkehrsverl.).
- Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg (2012). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.* 4. erw. Ausg., Karlsruhe.

Cookie-Einstellungen