

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt
7428 Dillingen West –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014**

Gerhard SCHELLMANN

Vorwort

Die quartärgeologische Aufnahme des mittel- und jungpleistozänen Donauquartärs des Gradabteilungsblattes 1:25 000 Nr. 7428 Dillingen West führte der Verfasser vom Frühjahr 2012 bis Herbst 2014 durch.

Die Gestaltung der Kartenlegende erfolgte nach der Generallegende für die Geologische Karte von Bayern 1:25 000 sowie nach der morphostratigraphischen Nomenklatur von SCHELLMANN (1988; 1990; 1994; 2010) aus dem bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg.

An geologischen Karten, die das Blattgebiet betreffen, ist vor allem die im Rahmen hydrogeologischer Rahmenuntersuchungen von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) erstellte geologische Übersichtskarte im Maßstab 1:200 000 mit Textband und hydrogeologischen Profilschnitten zu nennen. Detailuntersuchungen der Dillinger Hochterrasse führten bereits LEGER (1988) sowie STRAHL (1997) und BIBUS & STRAHL (1997; 2000) durch.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung verschiedene Rohstoff- und Bodenkarten sowie Daten des Bodeninformationssystems (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt, die bayerischen Uraufnahmen im Maßstab 1:5 000 überwiegend aus den Jahren 1823/24 sowie die Positionsblätter 1:25 000 Nr. 545 Lauingen aus dem Jahr 1865 und 1948 des Bayerischen Landesamtes für Vermessung und Geoinformation zur Verfügung. Verschiedene historische Flurkarten des 19. und 20. Jahrhunderts im Maßstab 1:5 000 wurden dankenswerterweise vom Vermessungsamt in Dillingen zur Verfügung gestellt. Weitere historische Karten aus dem 16. bis 19. Jahrhundert mit der damaligen Lage des Donaulaufs stammen aus dem Bayerischen Staatsarchiv in Augsburg und dem Stadtarchiv in Lauingen. Pläne über Flusslaufverlagerungen der Donau im 19. Jahrhundert, über historische Hochwassergrenzen und eine größere Anzahl an Pegelbohrungen wurden vom Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und seiner Außenstelle in Krumbach zur Verfügung gestellt. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen wurden vom Staatlichen Bauamt in Krumbach überlassen. Bodensondierungen, die im Rahmen von Nutzungskartierungen von der Bayerischen Landesanstalt für Bodenkultur und Landwirtschaft um 1920 durchgeführt wurden, wurden freundlicherweise vom Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft in Freising zur Verfügung gestellt. Lage und Alter vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen im Blattgebiet stellte das Bayerische Amt für

Denkmalpflege in Thierhaupten bereit. Ein das Kartenblatt abdeckendes LiDAR DGM (Auflösung 1 m) wurde ebenfalls vom Bayerischen Landesamt für Vermessung und Geoinformation zur Verfügung gestellt. Ihnen allen gilt ein besonderer Dank.

Massenspektrometrische ^{14}C -Datierungen von organischem Material wurden von Beta Analytic in Miami sowie vom AMS ^{14}C -Labor in Mannheim durchgeführt. Konventionelle ^{14}C -Datierungen erstellte Dr. Bernd KROMER (Universität Heidelberg). Die Elektronen-Spin-Resonanz (ESR) Altersbestimmungen an Schneckenschalen wäre ohne die Möglichkeit der Nutzung des ESR-Geräts Bruker ESP300 am Institut für Geographie an der Universität zu Köln (Prof. Dr. Helmut BRÜCKNER) und die tatkräftige Hilfe bei den ESR-Messungen durch Herrn Christoph BUROW (Mitarbeiter von Herrn BRÜCKNER) nicht möglich gewesen. Massenspektrometrische Bestimmungen (ICP-MS) der Urangehalte der Schneckenschalen sowie der Uran- und Thorium-Gehalte des umgebenden Sedimentes wurden vom Forschungszentrum Jülich, eine Probe vom Landeslabor Berlin-Brandenburg durchgeführt. Die Kaliumgehalte der umgebenden Sedimente stammen vom LfU (Außenstelle Markredwitz) und dem Kollegen Prof. Dr. Ludwig ZÖLLER (Universität Bayreuth). Die Gammabestimmung der Proben führten Dr. Patrick SCHIELEIN und Roland BEER (beide Universität Bamberg) am Helmholtz-Zentrum in München durch. Korngrößenanalysen der Matrix wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach Köhn & Köttgen, Kalkgehalte gasvolumetrisch nach Scheibler und Kohlenstoffgehalte kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat im Labor der Physischen Geographie der Universität Bamberg bestimmt.

Für zahlreiche Hinweise und die hervorragende Zusammenarbeit dankt der Verfasser den Kollegen vom LfU Dr. G. DOPPLER und Dr. E. KROEMER. Einen besonderen Dank gebührt auch den Studenten und Mitarbeitern des Lehrstuhls für Physische Geographie (Universität Bamberg), darunter dem studentischen Bohrteam, das unter Leitung von Herrn Roland BEER (Laborleiter) zahlreiche Deckschichtensondierungen im Blattgebiet durchgeführt hat sowie Frau Dipl.-Geogr. Evelyn ZUBAN, die mit großem Engagement aus den Archiven der oben genannten Behörden und Institutionen historische Karten und Schichtenverzeichnisse von Bohrungen zusammengetragen hat. Aber ohne meine Mitarbeiterin Frau Dipl.-Geogr. Silke SCHWIEGER, die in überaus bewährter Weise ihren großen Sachverstand im GIS- und Grafikbereich eingebracht und in großer Sorgfalt die zahlreichen Schichtenverzeichnisse von Bohrungen im Blattgebiet in ein digitales Bohrchiv überführt hat, wäre das Projekt in so kurzer Zeit nicht durchführbar gewesen.

Die Finanzierung erfolgte durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt im Rahmen des EU-kofinanzierten Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2012 - 2015“.

1. Naturräumlicher Überblick

Das Blattgebiet liegt im bayerischen Donautal unmittelbar unterhalb der Mündung des Mindeltals bei Offingen (Abb. 1) und hat Anteile an sehr unterschiedlichen Naturräumen (Beilage 1).

Im Nordwesten reicht der Mittelgebirgsraum der oberflächennah aus Kalksteinen des weißen Juras (Malm) aufgebauten, im Blattgebiet zum Teil auch von geringmächtigen tertiären Molassesedimenten bedeckten Schwäbischen Alb bis ins Kartenblatt hinein. Diese naturräumliche Haupteinheit wird als Lonetal-Flächenalb bzw. als

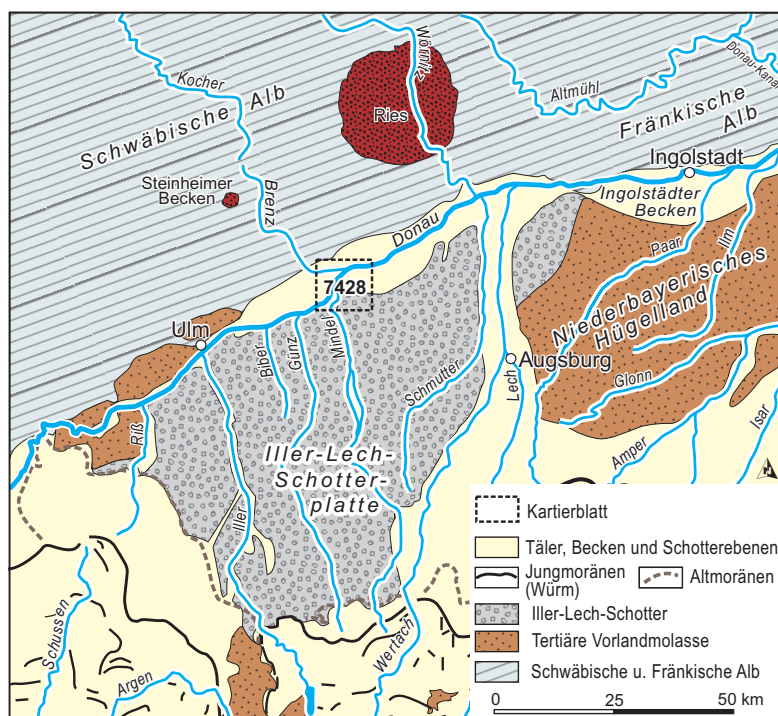


Abb. 1: Großräumliche Lage des Blattgebietes.

Niedere Alb bezeichnet (JÄTZOLD 1962) und nimmt nur ca. 5% der Blattfläche ein. Eine ausführliche geomorphologische Beschreibung dieses Naturraums gibt DONGUS (1977, 1974).

Die Juragesteine fallen mit etwa 1 bis 2° nach Südosten ein. Sie sind im Bereich der südlich und östlich angrenzenden Donauniederung von nach Südosten zunehmend mächtigeren tertiären Sedimentgesteinen der Vorlandmolasse sowie von in Relation dazu geringmächtigen mittel- bis jungquartären Donaukiesen überdeckt. Bei Dillingen steht der Jura in etwa 125 m Tiefe unter Oberfläche an (HOMILIUS et al. 1983: 14). Der markante Abfall der Albhochfläche zur südlich und östlich angrenzenden Donauniederung bildet zwischen beiden Großlandschaften eine klare morphologische Grenze. Allerdings reichen zwischen Obermedlingen und dem Albsporn „Am Hohlen Stein“ großflächig Malmkalksteine weitgehend ohne oder mit nur geringmächtiger tertiärer Bedeckung noch bis zu 1,5 km über den Albrand hinaus nach Süden. Sie bilden häufig die präquartäre Sohle der dort verbreiteten Hochterrassenkiese (Beilage 1). Weiter südlich folgt dann ein Gebiet mit geschlossener Molasseverbreitung. Am östlichen Abfall der Alb nördlich „Am Hohlen Stein“ markiert der Albabfall weitgehend auch die Grenze zwischen flächenhafter Molasseverbreitung im angrenzenden Donautal und überwiegend aus Malmkalksteinen aufgebauter Schwäbischer Alb.

Den überwiegenden Flächenanteil am Blattgebiet besitzt mit fast 90% der Blattfläche das aus mittel- und jungpleistozänen Sedimenten aufgebaute und im Alpenvorland gelegene Donautal (Beilage 1). Diese naturräumliche Einheit wird auch als „Donauried“ im weiteren Sinne bezeichnet und kann in die Untereinheiten Hochterrasse, Brenzniederung, Langenauer Ried, Dillinger Donauaue und Dillinger Ried untergliedert werden (JÄTZOLD 1962).

Die Donauniederung wird vor allem durch die unterschiedlich hohen und verschiedene Deckschichten tragenden Terrassenfluren der Donau geprägt, die alle Akkumulationsterrassen sind. Damit besitzen sie alle unterschiedlich mächtige sandige Kieskörper, die im Flussbett abgelagert wurden. Auf den Kieskörpern können verschiedene Deckschichten wie syngenetische primäre Auensedimente, sekundäre Auen- oder Hochflutsedimente oder nicht fluviatile, sondern zum Beispiel äolische

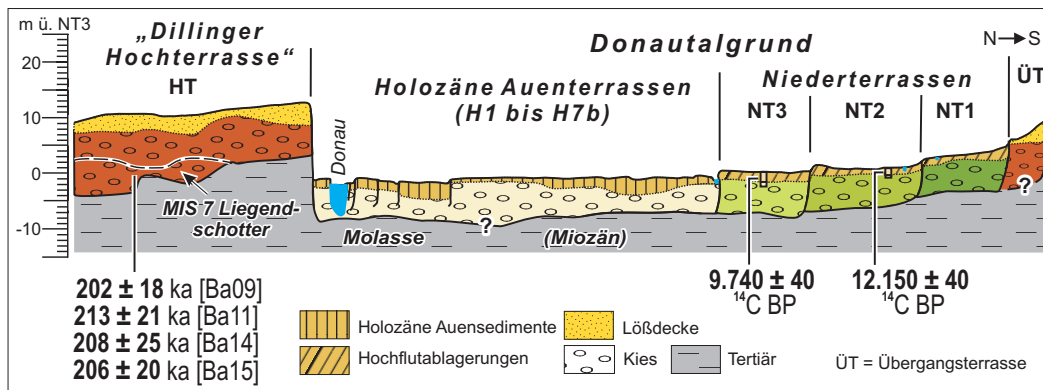


Abb. 2: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.

oder kolluviale Deckschichten oder Torfe und Alm liegen. Morphologisch zählen dazu (Abb. 2):

- die lößbedeckte Sontheimer Hochterrasse südlich der Brenzniederung sowie die Dillinger Hochterrasse nördlich der Brenz und der Donau, die beide im Folgenden meist als Dillinger Hochterrasse zusammengefasst werden;
- die von sandstreifigen Lössen und Fließerden bedeckte Übergangsterrasse am Südrand des Donautals;
- die teilweise beiderseits der Donau sich erstreckenden und Hochflutlehme, teilweise auch schwarze Anmoore und Alm tragenden hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen,
- und die von mächtigen Auensedimenten bedeckten und von Aurinnen und Altarmen, sog. „Paläomäandern“, durchzogenen Mäanderterrassen der Donauauen. In den Donauauen weisen primäre Aurinnenscharen und Paläomäander darauf hin, dass die Donau im Blattgebiet vor ihrer Begradigung und Lauffestlegung zwischen 1806 und 1870 AD ein mäandrierender Fluss war, mit Flusserosion am Prallhang und Akkumulation von Flussbettsedimenten am Gleithang.

Heute ist die Donau im Blattgebiet vollständig begradigt. Dabei stammen die ältesten Hochwasserdämme rechts der Donau zwischen Gundremmingen und Lauingen aus dem 18. Jahrhundert (STADTARCHIV LAUINGEN: Plan der Aecker, Wiesen und Hölzer beim Helmeringer Hof, gez. Georg WIDENMANN 1778 AD; REGIERUNGSBEZIRK SCHWABEN UND NEUBURG 1926; BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM DES INNEREN 1927). Erst seit 1894 AD wurde die Donau mit dem Bau von Dammanlagen zwischen Dillingen und Donauwörth (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM DES INNEREN 1927: 39) nach und nach vollständig mit Hochwasserdämmen eingefasst. In den 1960er Jahren folgten Staustufen bei Gundelfingen (1964) und bei Faimingen (1965) sowie 1981 AD eine weitere Staustufe bei Dillingen. Durch die Flussbegradigungen des 19. Jahrhunderts wurde der Donaulauf im Blattgebiet von knapp 18 km im Jahr 1823 AD (nach Uraufnahmen der Bayerischen Landesaufnahme) auf heute 14,5 km verkürzt. Folgen der Donaudurchstiche, der verschiedenen Maßnahmen zur Wasserstandregulierung, der Befestigung der Flussufer, der Einfassung der Donau zwischen Hochwasserdämmen waren unter anderem eine kürzere Dauer und ein rascherer Verlauf von Hochwässern, eine starke Abnahme von Eisgang-Hochwässern sowie vorübergehend lokale Vertiefungen und Aufhöhungen der Flussbettsohle um wenige Dezimeter (KERN-KERNRIED 1874; BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM DES INNEREN 1932; 1927). Eine durch die Laufbegradigungen und Niedrigwasserkorrekturen des 19. und frühen 20. Jahrhunderts ausgelöste starke Eintiefung der Flusssohle von etwa 0,5 bis 1,5 m, wie sie oberhalb von Günzburg beobachtet wurde, fand im Blattgebiet wahrscheinlich wegen des geringeren Flussgefälles nicht statt (REGIERUNGSBEZIRK SCHWABEN UND NEUBURG 1926).

Höhenmäßig liegen die Oberflächen der Dillinger Hochterrasse etwa 10 bis 12 m, der Übergangsterrasse ca. 4 bis 6 m und der drei Niederterrassen etwa 0,5 bis 3 m über den holozänen Donauauen (Abb. 2). Auwälder findet man entlang der zwischen 1806 bis 1870 AD vollständig regulierten und begradigten Donau auf den jüngsten spätmittelalterlichen bis neuzeitlichen Donauterrassen. Außerhalb dieser Auwaldzone wird die Donauniederung, von einigen Anmoorgebieten abgesehen, sehr stark ackerbaulich genutzt. Das ackerbaulich am intensivsten genutzte Gebiet ist allerdings die Hochterrasse, wo Wald fast völlig fehlt und Grünland nur im Bereich anmooriger Böden in der Talaue des Zwergbaches und in den größerer periglazialen Dellentälern des Augrabens, Zwerggrabens und Breitlegrabens weiter verbreitet ist (siehe auch Nutzungskartierung von 1983 in HABER & SCHALLER 1990: 39ff., Karte 12).

Entsprechend den unterschiedlichen Ausgangssubstraten lassen sich die Böden im Donautal wie folgt gliedern. Auf der von Löß bedeckten Dillinger Hochterrasse sind fruchtbare Parabraunerden und unterschiedlich stark degradierte tonreiche Schwarzerden (Tschernoseme) weit verbreitet. Die schluffigen und feinsandigen Lößdeckschichten auf der Übergangsterrasse am Südrand des Donautals tragen

Braunerden und Parabraunerden. Die westlich der Donau erhaltene hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT1) trägt Braunerden und Anmoore, die spätwürmzeitliche Niederterrasse (Spätwürmterrasse 2 bzw. NT3) besitzt dort fast flächendeckend geringmächtige Rendzinen auf meist 0,1 bis 0,7 m mächtigem Alm oft über begrabenen „Pechanmooren“ *sensu* BRUNNACKER (1959). Dagegen tragen die Niederterrassenfluren östlich und südlich der Donau außerhalb anmooriger und vergleyter Rinnenpositionen weit verbreitet geringmächtige Braunerden. Auf höheren Kiesrücken der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) finden sich auch hellrötlichbraune Schotterparabraunerden. Gleye, Anmoore und unterschiedlich humushaltige Auenböden auf kalkhaltigen Auensedimenten prägen dagegen die holozäne Donauaue. Außerhalb von Aurinnen sind auf den jungen Hochflutablagerungen der spät-subborealen und subatlantischen Auenterrassen (H4 bis H7b) hellgraue bis gelbbraune Auenpararendzinen (Kalkpaternien), auf der subborealen Postglazialterrasse (H3) stark humose, manchmal schwach verbraunte und entkalkte Auenpararendzinen und auf den mittel- und altholozänen Postglazialterrassen (H1 und H2) Pechanmoore und Auent-schernoseme („Feuchtschwarzerden“, Tschernitzen) weit verbreitet.

Das Donautal ist vor allem seit den 1960er Jahren ein Gebiet intensiven Kiesabbaus. Ausgedehnte Kiesgrubenareale konzentrieren sich wegen günstiger Deckschichten-Kies-Verhältnisse und der guten Qualität im Bereich der Niederterrassenflächen. Nur eine Kiesgrube SW Lauingen baut holozäne Donaukiese der mittelholozänen Postglazialterrasse 2 (H3) ab (Kap. 5: A4). Der Abbau von Kies und Lößlehm auf der Dillinger Hochterrasse ist im Blattgebiet seit längerem eingestellt.

Zu den größeren Seitentälern, die von der Schwäbischen Alb ins Donautal einmünden, zählt neben dem Zwergbach- und Egautal im Norden bzw. Nordosten des Kartenblattes vor allem der bis zu 1,1 km breite würmzeitliche bis holozäne Talboden der Brenz am westlichen Blattrand. Er unterteilt die mittelpleistozäne, lößbedeckte Hochterrassenflur der Donau in die südlich des Brenztals gelegene Sontheimer und die nördlich gelegene Dillinger Hochterrasse. Dabei reicht nur der nordöstlichste Sporn der Sontheimer Hochterrasse ins Blattgebiet hinein. Großflächig ist sie auf dem westlichen Nachbarblatt 7427 Sontheim a.d. Brenz verbreitet (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz).

Die südliche Umrahmung des Donautals bildet nahe der Blattrandgrenze die sog. „Zusamplatte“, ein Teil der Iller-Lech- bzw. Mindel-Lech-Schotterplatte. Sie ist geologisch aus ältest- bis altpleistozänen (unterpleistozänen) Schotterkörpern (Älteste und Ältere Deckenschotter) über Oberer Süßwassermolasse (OSM) aufgebaut. Diese hochflächenartige Landschaft ist von einigen, dem Donautal zustrebenden autochthonen Seitentälern wie dem Tal des Aislinger Baches und der Glött zerschnitten. Die höchste Erhebung des Blattgebietes mit über 500 m ü. NN findet man am südlichen Blatt-

rand östlich von Glött. Die Schwäbische Alb im Nordwesten des Kartenblatts erreicht dagegen nur Höhen von bis zu 480 m ü. NN. Die niedrigste Höhenlage hat naturgemäß die neuzeitliche Donauaue, die zwischen Gundremmingen und Faimingen wegen ihres Verlaufs von Südwesten nach Nordosten quer zur Talrichtung im Blattgebiet nur ein mittleres Gefälle von etwa 0,8‰ besitzt. Am südwestlichen Blattrand, westlich von Gundremmingen, liegt sie in einer Höhenlage von ca. 432 m ü. NN und am östlichen Blattrand bei Dillingen von ca. 421 m ü. NN.

Die klimatischen Verhältnisse sind insgesamt als gemäßigt ozeanisch feucht mit kontinentaler Tönung zu bezeichnen. In Leelage zwischen den niederschlagsreicheren Gebieten der Schwäbischen Alb nordwestlich und nördlich des Blattgebietes und der Iller-Lech-Platte südlich der Donau zählt die Donauniederung im Blattgebiet zu den niederschlagsärmeren Gebieten in Bayern. An der Station Dillingen betragen die Jahresniederschläge im 30jährigen Mittel von 1961/90 lediglich 722 mm und zwischen 1981/2010 im Mittel 771 mm, wobei Sommerniederschläge im Mai bis Juli meistens überwiegen. Die Jahresdurchschnittstemperatur ist im Donautal mit 8,3°C (1961/1990) bzw. 9°C (1981/2010) wegen der niedrigeren Höhenlage etwas höher als in den umgebenden Mittelgebirgen. Der wärmste Monat ist in der Regel der Juli mit einem Monatsmittel von 17,8°C (1961/90) bzw. 18,6°C (1981/2010) und der kälteste Monat der Januar mit einem Monatsmittel von -1,4°C (1960/90) bzw. -0,5°C (1981/2010). Diese Klimadaten stammen vom Deutschen Wetterdienst (Station Dillingen, 30jähriges Mittel 1961/90 und 1981/2010). In der Donauniederung treten im Jahresmittel etwa 50 bis 100 Nebeltage und zwar vor allem im Oktober auf (DEUTSCHER WETTERDIENST 2008; GÖTTLICH 1979).

Die Donau ist die Sammlerin aller Gewässer im Blattgebiet. Bei Dillingen besitzt sie einen mittleren Abfluss von 162 m³/s, der bei Hochwasser auf über 1200 m³/s ansteigen kann (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2013). Bei Hochwasser wird ein Teil des Wassers über den natürlichen Hochwasserabflussweg des sog. „Riedstroms“ oberhalb der Staustufe Faimingen ausgeleitet und zeitverzögert etwa 40 Kilometer weiter talabwärts bei Donauwörth über die Seitenflüsse Zusam und Schmutter der Donau wieder zugeführt (u.a. SKUBLICS 2014: 132f.; HASLACH 2011: 7).

Nördliche Zuflüsse sind im Blattgebiet Brenz, Zwergbach und Egau. Die Brenz besitzt einen mittleren Jahresabfluss von 8,1 m³/s (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2013) und mündet bei Gundelfingen in die Donau. Zwergbach und die Egau besitzen deutlich geringere Abflussmengen (Egau ohne Zwergbach ca. 1,9 m³/s, BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2013) und erreichen auf dem östlichen Nachbarblatt 7429 Dillingen Ost bei Steinheim die Donau. Südlich der Donau fließt die begradigte und kanalisierte Glött mit einem mittleren Jahresabfluss von ca. 0,8 m³/s (REGIERUNG VON SCHWABEN, Internet 2015) der Donau zu. Ihr Quellgebiet liegt in der Iller-Lech-

Platte. Sie tritt östlich von Aislingen ins Donautal ein, quert den Talboden zunächst nach Norden, dann nach Nordosten, um donauabwärts bei Blindheim (7329 Höchstädt a.d. Donau) in die Donau zu münden.

Die Kieskörper aller mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen sind ganz oder teilweise mit Poren-Grundwasser gefüllt. Dabei liegt der Grundwasserspiegel im Talboden meist 1 bis 2 m, im Bereich der Dillinger Hochterrasse erst mehrere Meter unter Flur. Die Volumina dieser bedeutenden Grundwasserreservoirs sind neben der Tiefenlage des Grundwasserspiegels vor allem von den lokalen Kiesmächtigkeiten abhängig. Bei den holozänen Terrassen schwanken diese kleinräumig stark. In Bereich ehemaliger Flussarme (Paläomäander) und tieferer Aurinnenfüllungen betragen die Kiesmächtigkeiten teilweise weniger als 2 m, während sie außerhalb Mächtigkeiten von über 7 m, manchmal über 9 m erreichen können. Größere und gleichmäßigere Kiesmächtigkeiten besitzen dagegen die Nieder- und Hochterrasse im Blattgebiet. Bei den Niederterrasse betragen sie im Mittel 5,5 bis 7,5 m und bei den Hochterrasse 5 bis 10 m. Besonders hohe Kies- und Grundwassermächtigkeiten existieren im Bereich von Erosionsrinnen im präquartären Sohlgestein an der Hochterrassebasis (Kap. 3.3.1.1; HOMILIUS et al. 1983: 27).

Die für Trinkwassergewinnung insgesamt besser geeigneten Hochterrasse-schotter nördlich der Donau besitzen sehr hohe Durchlässigkeitswerte von bis zu 1×10^{-2} m/s (WASSERVERSORGUNG DER BAYERISCHEN RIESGRUPPE zitiert nach HABER & SCHALLER 1990: 12), wobei das Grundwasser generell Richtung Südosten zur Donau fließt. Zwischen Faimingen und Dillingen, wo im unteren Drittel des Hochterrassehangs wasserstauende Molasseschichten über der angrenzenden Donauau ausstreichen, tritt es in zahlreichen Schichtquellen aus.

Südlich der Donau besitzen die wasserführenden Kieskörper der Nieder- und Auen-terrasse Durchlässigkeitswerte zwischen $1,5$ bis $7,5 \times 10^{-3}$ m/s und eine generelle Fließrichtung nach Nordosten zur Donau hin. Dabei bestimmen Entwässerungsgräben, der Landgraben und die Glött die Grundwasserströmung ebenso wie die Donau (UDLUFT 2000: 25ff.). In diesem Raum ist das Grundwasser wegen lokaler Belastungen mit Eisen, Mangan und Huminstoffen für die Trinkwasserversorgung weniger geeignet (HABER & SCHALLER 1990: 12, Karte 3).

Die Grundwassererneuerung erfolgt durch einsickernde Niederschläge, am südlichen Talrand durch Zuflüsse aus der Molasse, nördlich der Donau durch Zuflüsse aus dem nördlich angrenzenden Jura und im Nordwesten des Blattgebiets wahrscheinlich zum Teil auch durch Grundwasseraustritte aus dem Karstaquifer der dort unter geringmächtigen Molassesedimenten anstehenden Jurakalksteine (siehe auch WEINIG 1980: 15).

2. Erdgeschichte und Forschungsstand

Die oberflächennahen geologisch-morphologischen Verhältnisse des Blattgebietes gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem oberen Jura (Malm). Dabei sind die heutigen Oberflächenformen im Blattgebiet vor allem das Ergebnis tertiärer und quartärer Erosions- und Akkumulationsprozesse bei gleichzeitiger langsamer Heraushebung des Gebietes bis zur heutigen Höhenlage. Die beiden nachfolgenden Tabellen (Tab. 1 und Tab. 2) geben einen Überblick über die seit dem Miozän im Blattgebiet abgelagerten Gesteinsschichten. Eine Einführung in die erdgeschichtliche Entwicklung der südlichen Schwäbischen Alb, des Molassebeckens und des Donautals geben u.a. WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983), BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996), LEMCKE (1988), DOPPLER et al. (2005), DOPPLER (1989), KUHLEMANN & KEMPF (2002), JERZ (1993), VILLINGER (1998) sowie DONGUS (1977).

2.1 Tertiär

Bei der Kollision der Europäischen mit der Adriatisch/Afrikanischen Platte wurde die Europäische Platte flexurartig nach Süden abgesenkt und es entstand an der Wende Eozän/Oligozän das süddeutsche Molassebecken. Dieses Becken wurde unter

Tab. 1: Schematische Übersicht der tertiären Gesteinsschichten im Donautal zwischen Sontheim und Höchstädt.

Alter (Mio. a)	Epochen	Stufen	Lithostratigraphie der Vorlandmolasse in Bayerisch Schwaben	Bemerkungen Blattgebiet
5,3	Pliozän			
7,3	OBERE n	Pont	<p>Entstehung der Donau Hebung und nach Osten gerichtete Entwässerung</p>	Im Blattgebiet nicht überliefert.
11,6		Pannon		
	M I T T E L E n	Sarmat	<p>Obere Serie</p>	Im Blattgebiet weitgehend erodiert.
14,8		Baden		
16		Karpat		
17,3	O		<p>Geröllsandserie Brockhorizont</p> <p>Fluviatile Untere Serie Limnische Untere Serie Kirchberger Schichten Grimmfinger Sch.</p>	Donautal: Graupensandfluss.
		Ottnang		
	M U N T E R E n		<p>weitgehend erodiert</p>	Meerestransgression auf die Schwäbische Alb bis zur Klifflinie; dort Ablagerung von 5 bis 30 m tonigen, teils sandigen Meeresablagerungen.
20,4		Eggenburg		
	Eger	USM	<p>Ulmer Schichten</p> <p>Ehinger Schichten</p>	

dem Einfluss tektonischer Bewegungen (Senkungen, Hebungen, Schollenkipungen) und eustatischen Meeresspiegelschwankungen bis ins höhere Obermiozän (Pannon) überwiegend von Sedimentschüttungen aus den aufsteigenden Ostalpen, zum Teil aber auch aus den umgebenden Festlandsgebieten des Schwäbisch-Fränkischen Juras im N (u.a. Ur-Brenz, Ur-Main, Ur-Naab) und der Böhmisches Masse im Nordosten verfüllt (u.a. DOPPLER et al. 2005; REICHENBACHER et al. 2013; MAURER 2006; KUHLEMANN & KEMPF 2002; BACHMANN & MÜLLER 1996). Während zwei bedeutenden marinen Transgressions- und Regressionszyklen wurden u.a. nach

Quellen: DOPPLER (2011; ders. 1989), AZIZ et al. (2010), BUCHNER et al. (2013), ROCHOLL et al. (2012).

DOPPLER et al. (2005: Tab. 2) im westlichen Molassebecken zwischen Iller und Lech in einer ersten Transgressions-/Regressionsfolge die Untere Meeresmolasse (UMM), die Untere Brackwassermolasse (UBM) und die Untere Süßwassermolasse (USM) abgelagert. In einem zweiten Transgressions-/Regressionszyklus folgten die Obere Meeresmolasse (OMM), die Obere Brackwassermolasse (OBM) und die Obere Süßwassermolasse (OSM) (Tab. 1).

Während des Unteroligozäns, also zur Zeit der UMM und UBM lag das Blattgebiet noch außerhalb des Molassebeckens. Erst im Oberoligozän bis Untermiozän (Egerium) kam es dort mit nach Osten gerichteter Entwässerung erstmalig zur Ablagerung von Molassesedimenten und zwar zur Ablagerung der limnischen und fluviatilen Sedimente der USM, die als Ehinger und Ulmer Schichten bezeichnet werden (DOPPLER 1989; DOPPLER et al. 2005). Im Bereich der südlichen Flächenalb erreichen Süßwasserkalke und feinklastische Sedimente der USM Mächtigkeiten von 0 bis 20 m (GALL 1971; MOOS 1925). Ein Vorkommen schlecht geschichteter lakustriner Kalke der USM überlagert von glimmerreichen marinen Sanden der OMM beschreiben jüngstens HÖFLING & JUNG (2011: 423) von der Flächenalb nördlich des Blattgebietes auf Blatt 7328 Wittislingen aus einem Malmkalksteinbruch ca. 1 km nördlich von Haunsheim. Ablagerungen der USM bilden auch das Liegende der Molassefüllung im Bereich des Donautals, wo sie von jüngeren Schichtfolgen der OBM (Grimmelfinger und Kirchberger Schichten) und im südlichen Blattgebiet auch von fluviatilen und limnischen Sanden, Schluffen, Mergeln und Tonen der OSM überlagert werden (s.u.).

Im Untermiozän (unteres Ottnangium), zur Zeit der OMM (Tab. 1), transgredierte das Molassemeer weit nach Norden über die heutige Donau hinaus bis auf die südliche Schwäbische Alb. Es hinterließ dort schluffig-sandige küstennahe Meeresablagerungen. Das OMM-Meer reichte bis zur sog. „Klifflinie“. Sie durchzieht die südliche Schwäbische Alb manchmal als markante, 20 bis 60 m hohe und 200 km lange Geländestufe (u.a. DONGUS 1970; ders. 1974; ders. 1977; GLASER 1964; CORREA & ROSENDAHL 2011). Nördlich des Blattgebietes erstreckt sie sich im Raum Dischingen (GALL 1971: 85). Sie markiert die Grenze zwischen Flächenalb im S und Kuppenalb im N (u.a. DONGUS 1974, ders. 1977).

Mit dem nachfolgenden Meeresrückzug im oberen Untermiozän (Ottnangium) verlandete das Molassebecken im Blattgebiet. Am Südrand der Alb bzw. am Nordrand des Molassebeckens bildete sich eine ausgedehnte Schwemmlandebene mit einer nach Südwesten gerichteten Entwässerung und mit Brackwasserbedingungen im Übergangsbereich zu dem nach Südwesten und Südosten zurückweichenden Molassemeer. Für vermutlich erdgeschichtlich kurze Zeit existierte im Bereich des heutigen Donautals eine nach DOPPLER et al. (2005: 370) bis 80 m tiefe und 8 bis 13 km breite Erosionsrinne, die sog. „Graupensandrinne“ (siehe auch BAYERISCHES GEOL. L.-AMT

1954 und 1955) bzw. der sog. „Graupensandfluss“ (DOPPLER 1989: 104). Der Nordrand dieser Flussniederung verlief nach HOMILIUS et al. (1983) in der Nähe des nördlichen Donautalrandes, die Südgrenze mehrere Kilometer südlich des Donautals. Bezüglich der kontroversen Diskussion des Alters der Graupensande sei auf SCHAUER et al. (2011: 434ff.) und die dort zitierte Literatur verwiesen. Im Bereich dieses untermiozänen Tals wurde die OMM vollständig und partiell auch die USM zwischen Iller und Lech erodiert (DOPPLER 1989: Abb. 6). Nachfolgend wurden dort die bis zu 20 m mächtigen Sande, Schluffe und teilweise Fein- bis Mittelkiese (= „Graupen“) der fluviatilen, teils ästuarinen Grimmelfinger Schichten abgelagert (DOPPLER 1989: 106; DOPPLER et al. 2005: 370; REICHENBACHER et al. 2013; HOMILIUS et al. 1983: 25; WEINIG 1980: 14).

Anschließend kam es als Folge einer vermutlich von Westen über den Ästuar der Graupensandrinne in das Molassebecken hinein greifenden Meerestransgression zur Ablagerung der brackischen Kirchberger Schichten, die einen mehrfachen Wechsel brackischer, fluviabler und limnischer Ablagerungsmilieus in einer Schwemmlandebene nahe dem Meeresspiegel belegen. Diese bis zu 40 m mächtigen fossilreichen Mergel und Tone mit zum Teil humosen und kohligen Einschaltungen bilden nach HOMILIUS et al. (1983: 25) sowie DOPPLER (1989: Abb. 5 und Abb. 7) im Donautal unterhalb der Mindelmündung die Quartärbasis zumindest im nördlichen Talbereich in Donaunähe und unter den dort verbreiteten Hochterrassenschottern. Nach KIDERLEN (1931: 267ff.; siehe auch Moos 1925: 228f. und geologische Karte) stehen Grimmelfinger und Kirchberger Schichten nördlich der Donau im Stadtgebiet von Gundelfingen und Dillingen an. Nach Moos (1925: 206) lagern unter dem von GÜMBEL (1891, zitiert nach Moos 1925) beschriebenen Vorkommen von Kirchberger Schichten in einer Brunnenbohrung in Dillingen noch etwa 16 m mächtige Grimmelfinger Graupensande.

Im späten Untermiozän (oberes Otnangium bis frühes Karpatium nach REICHENBACHER et al. 2013) endete der marine Einfluss im süddeutschen Molassebecken. In einer Flachlandschaft mit einer Entwässerung nach Westen (zeitweilig durch den sog. „Glimmersandfluss“) und mit Sedimenteinträgen aus den weiter aufsteigenden Alpen sowie den nördlichen und nordöstlichen Beckenrändern kam es vom ausgehenden Untermiozän (Karpatium) bis weit ins Obermiozän (Pannon) hinein zur Ablagerung der fluviatilen, teilweise auch limnischen Sedimente der OSM. Sie erreichen hier am Beckennordrand immer noch etwa 100 bis 120 m Mächtigkeit (u.a. DOPPLER 1989; DOPPLER et al. 2005; UFRICHT 2011: 336; WEINIG 1980: 14; HOMILIUS et al. 1983: 25) und reichen nördlich der Donau bis auf die Schwäbische Alb (s.u.). Dabei besteht die ältere „Limnische Untere Serie“ (Karpatium bis unteres Badenium) aus einer Wechselfolge von Feinsanden, Schluffen, Schluff- und Tonmergeln, in denen häufiger stark humose bis kohlige Ton- und Schluffhorizonte auftreten. In der jüngeren „Fluviatilen Untere Serie“ (mittleres bis oberes Badenium) dominieren dagegen karbonatführende,

schluffige Fein- bis Mittelsande (DOPPLER 1989: 112ff.). Noch jüngere Molasse-schichten wie die „Geröllsandserie“ und die „Obere Serie“ wurden im Blattgebiet später wieder erodiert oder gar nicht mehr abgelagert. Das Ries-Ereignis vor ca. 14,6 bis 15,0 Mio. Jahren (BUCHNER et al. 2013 und dort zitierte Literatur) liefert innerhalb der Fluviatilen Unteren Serie der OSM in Form einer Lage von Malmkalktrümmern, dem sog. „Brockhorizont“, eine relativ gute Zeitmarke (u.a. DOPPLER 1989: 114f.; DOPPLER et al. 2005: 372).

Tonmergel, Schluffe und Feinsande der limnischen Unteren Serie stehen oberflächennah an der Mindelmündung bei Offingen an (u.a. AZIZ et al. 2010, MAURER & BUCHNER 2007; DOPPLER 1989: Abb. 2). Mit dem Schichteinfallen nach Südosten streichen am südlichen Donautalhang bis zum Lech zunehmend auch Sande der fluviatilen Unteren Serie aus (DOPPLER 1989: Abb. 2; MAURER & BUCHNER 2007: Abb. 20; DOPPLER & MEYER 2001; STREIT et al. 1975). Insgesamt bilden im Blattgebiet von 7428 Dillingen West und weiter talabwärts vor allem Ablagerungen der OSM das Liegende des jungpleistozänen Donauquartärs südlich der Donau (WEINIG 1980: 14; HOMILIUS et al. 1983: 25).

Auch auf der Schwäbischen Alb sind bereichsweise Ablagerungen der OSM erhalten (GALL 1971; WEINIG 1980: 14; SCHLOZ et al. 2011: 271; REIFF & SIMON 1990). Dabei kam es erneut zu einer Plombierung der alttertiären Karsthydrographie und vermutlich auch zu einer weiteren Einebnung des ursprünglichen Karstreliefs. In den Grundzügen dürfte bereits die im nordöstlichen Blattgebiet verbreitete, bereichsweise heute noch von Molassesedimenten bedeckte Flächenalb entstanden sein.

Letztendlich entstand das derzeitige Relief erst ab dem späten Obermiozän (Pontium) nach Ablagerung der OSM (Tab. 1). Die einsetzende Hebung und Kippung der Gesteinsschichten nach Südosten führten zur Entstehung der heutigen Donau und des ihr tributären Entwässerungsnetzes. Das Ausmaß der tektonischen Kippung der Gesteinsschichten nach Südosten vermittelt am eindrucksvollsten die Höhenlage der Klifflinie der OMM. Auf der westlichen Schwäbischen Alb in Höhen von 790 bis 860 m ü. NN sinkt sie nach Osten zunehmend ab. Sie liegt bei Heldenfingen in ca. 585 m ü. NN, um östlich der Brenz auf etwa 550 m ü. NN und ganz im Osten auf ca. 460 m ü. NN am Schellenberg bei Donauwörth abzusinken (u.a. DONGUS 1977; ders. 1974; GLASER 1964: 69f.; CORREA & ROSENDAHL 2011: 369f.). Diese Kippung ereignete sich im Zuge der isostatischen Heraushebung des Molassebeckens frühestens nach Ablagerung des mittelmiozänen Braunkohlentertiärs im Regensburger Raum (BADER et al. 2000: 248f.), also am Ende der Ablagerung der OSM.

Am Ende der Molassezeit im ausgehenden Miozän entwickelte sich am Nordrand des Molassebeckens die nach Osten entwässernde Donau. Deren Einzugsgebiet umfasste im Westen das heute rheintributäre Einzugsgebiet der Aare sowie den Ober-

lauf der Wutach („Aare-Donau“ und „Feldberg-Donau“ *sensu* VILLINGER 1998). Im Norden reichte es, wie schon zur Molassezeit, über die Ur-Lone und Ur-Brenz sowie den Ur-Main bis in die heute rheintributären Oberläufe von Neckar, Tauber und Main (u.a. VILLINGER 1998; ders. 2003; STRASSER et al. 2011). Damit hatte die Donau ihr größtes Einzugsgebiet erreicht, was nachfolgend durch die Ausdehnung des rheinischen Einzugsgebietes sukzessive verkleinert wurde (u.a. VILLINGER 1998, ders. 2003; TILLMANN 1984). Für das Blattgebiet relevante Verluste waren vor allem die Anzapfung der Aare im mittleren bis jüngsten Pliozän und des Alpenrheins im Ältest- bis frühen Altpleistozän (VILLINGER 1998; ders. 2003: 223ff.) sowie die sukzessive Verkleinerung der Einzugsgebiete der Ur-Brenz vom Obermiozän bis ins frühe Mittelpleistozän (unteres Cromer) hinein durch rückschreitende Erosion der rheinischen Nebenflüsse Kocher, Lein, Rems und Jagst. Im Jungpleistozän ging dann auch noch der Oberlauf der Wutach an den Rhein verloren.

Zur tertiären und quartären Flussgeschichte der Brenz sei auf MALL (1968), TEMMLER (1962), DONGUS (1977; ders. 1974), REIFF & SIMON (1990), STRASSER (2009) sowie STRASSER et al. (2011) und dort genannte Literatur verwiesen. Einen Einblick in die tertiäre Boden- und Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Ostalb gibt KALLIS (2001). Zur früh- bis mittelmiozänen Klimaentwicklung rekonstruiert mittels verkie-selter Hölzer sei auf BÖHME et al. (2007) und dort zitierter Literatur verwiesen.

Seit dem ausgehenden Miozän tieften sich die Donau und ihre Zuflüsse nach und nach bis auf das aktuelle Talniveau ein. DONGUS (1977: 211) sieht die von TRAUTWEIN (1958: 137) nach einer schriftlichen Mitteilung von G. WAGNER aufgeführten „Brenz- bzw. Donauschotter“ in 505 m ü. NN (ca. 68 m über Donautal) nördlich von Sontheim als mittelplozäne Ablagerungen der Donau an. Leider fehlt eine genauere Beschreibung der Schotter, die eine Zuordnung in Brenz- oder Donauschotter belegt. Zudem ist die Lage der Fundlokalität unsicher (siehe auch TEMMLER 1962: 62), so dass diese Fundnachricht für flussgeschichtliche Interpretationen wertlos ist. Vermeintlich pliozäne Donauschotter auf dem nördlichen Nachbarblatt 7328 Wittislingen (HÜTTNER 1961: 90f.; GALL 1969: 77f.) sind nach GALL (1971: 85f.) als wesentlich jünger einzu-stufen. Damit sind meines Wissens Vorkommen pliozäne Donauablagerungen auf der Flächenalb zwischen Langenau und Höchstädt bisher nicht sicher nachgewiesen.

2.2 Quartär

Im Quartär setzten sich die im ausgehenden Miozän begonnene Heraushebung des Untersuchungsgebietes und damit auch die Eintiefung der Donau und ihrer Zuflüsse fort. Mit der Eintiefung der Donau unter das Niveau der Flächenalb (ca. 480 m bis 515 m ü. NN. bzw. 43 bis 78 m über Donautal) wurde die ehemalige mächtige Überdeckung mit Molassesedimenten sukzessive im Bereich der Flächenalb und seit dem jüngeren Mittelpleistozän (Riß) auch noch in den nördlichen Arealen der Dillinger Hoch-

terrasse westlich des Hohlen Steins großflächig abgetragen. Dort sind heute nur noch kleinräumig geringmächtige Molassesedimente erhalten, so dass in größeren Arealen sandige Donaukiese unmittelbar Malmkalksteinen aufliegen (Beilage 1), was den Übertritt von Karstgrundwasser in die Kieskörper begünstigt.

Mit dem Quartär begann aber auch als Folge extremer Klimaschwankungen ein neuer Abschnitt der Landschaftsgeschichte, das „Eiszeitalter“. Es ist charakterisiert durch eine Folge von Kaltzeiten und Warmzeiten (Tab. 2). Der längste Abschnitt des Quartär, das Pleistozän, begann vor etwa 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor ca. 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 ¹⁴C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän.

In den Kaltzeiten kam es wiederholt zu ausgedehnten Vorlandvergletscherungen am Alpenrand, deren kräftige Schmelzwasserströme unter anderem über Riss, Iller, Günz und Mindel dem hier betrachteten bayerischen Donautalabschnitt zuströmten. Diese Schmelzwasserströme formten nicht nur die Landschaft südlich des Donautals, die Iller-Lech-Platte. Sie steuerten auch die kaltzeitlichen Erosions- und Akkumulationsvorgänge der Donau selbst. Kaltzeitliche Klimabedingungen hatten zur Folge, dass von wenigen kurzen Auftauperioden in den kräftigeren Interstadialen abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser in der wasserdurchlässigen Oberfläche der Dillinger Hochterrasse nicht mehr versickern. Die Abflussrinnen dieser Wässer durchziehen heute als abflusslose Deltentälchen die Hochterrassenoberfläche und sind mit überwiegend feinkörnigen, polygentischen Sedimenten gefüllt, die teils fluviatil bei stärkerem Abfluss, teils gelisolifluidal durch Bodenfließen im Auftaubereich des Permafrostbodens, teils durch Verspülung abluativ oder kolluvial einschließlich organischen Materials während des Holozäns entstanden. Schon bei geringer Hangneigung kam es zur Gelisolifluktion und bei sommerlicher Schneeschmelze zu abluationsbedingten Sedimentverlagerungen. Entlang des Hangfußes am Albanstieg wie bei Untermedlingen sammelten sich mächtige Hangfußsedimente vor allem Abschwemmmassen und Fließerden, an den Mündungen von Trocken- und Seitentälern bildeten sich häufiger große Schwemmkegel. Beides, Gelisolifluktion und Abluation, führte zu saisonal stark erhöhten Sedimenteinträgen in die zur Flusslaufverwilderung („*braided river*“) neigende Donau und ihre Seitenbäche. Aufgrund des kaltzeitlichen Klimas war jedoch der Jahresabfluss insgesamt geringer als heute und zudem noch auf das Spätfrühjahr und den Frühsommer konzentriert. Dadurch konnten die hohen Sedimenteinträge in den Tälern nicht vollständig abgeführt werden. In den Talsohlen entstanden so ausgedehnte kaltzeitliche Flussterrassenkörper wie die Dillinger Hochterrasse, die Übergangsterrasse und die drei Niederterrassen der Donau, aber auch der breite Talboden der Brenz.

Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind ein weiteres Phänomen kaltzeitlicher Morphodynamik auch im Blattgebiet. Zum Teil mehrere Meter mächtige Lößdecken auf der Dillinger Hochterrasse und der Übergangsterrasse resultieren daraus.

Dagegen herrschte in den zwischengeschalteten Warmzeiten, wie dem Holozän, relativ gesehen fast eine morphodynamische Ruhezeit. Typische warmzeitliche Merkmale sind die dichte Waldvegetation, im Blattgebiet zum Teil ausgedehnte Vermoorungen, kräftige Bodenentwicklung und übers Jahr im Vergleich zu den Kaltzeiten relativ ausgeglichene Abflussbedingungen in nun mäandrierenden Bächen und Flüssen bei insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen. Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann der Mensch durch Ausdehnung von Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offenlandschaft geschaffen, dabei immer stärker in den Naturhaushalt eingegriffen und diesen in vielfältiger Weise (u.a. Siedlungs- und Verkehrswegebau, Donaukorrektur, Entwässerungsgräben, Kiesabbau) umgestaltet.

Eine zusammenfassende Betrachtung des Eiszeitalters in Bayern liegt von JERZ (1993) vor. DOPPLER et al. (2011) geben einen detaillierten Einblick in den aktuellen Stand der Gliederung der in dieser Zeit in Bayern entstandenen fluviolen und glazialen Ablagerungen.

2.2.1 Ältest- und altpleistozäne Donautalgeschichte

Große Areale des Blattgebietes wurden vor allem von der Donau gestaltet. Begleitet von einer generellen Heraushebung des Gebietes haben sich die Donau und ihre Nebenflüsse seit dem ausgehenden Miozän sukzessive bis auf das heutige Talniveau eingetieft und dabei vor allem Molasseablagerungen, aber auch ältere pleistozäne Donauablagerungen mehr oder minder stark ausgeräumt. Daher sind letztere nur lückenhaft oder auch gar nicht mehr erhalten.

Dabei begann die Ausformung des heutigen Donautals in diesem Talabschnitt vermutlich erst nach dem Biber (Tab. 2). Im frühen Quartär (Ältestpleistozän) erstreckte sich das Donautal anscheinend, wie erstmalig von SCHEUENPFLUG (1970, 1971) postuliert, von Günzburg aus in einem weiten, bis zu 12 km südlich des heutigen Dillinger Donautals Richtung Wörleschwang ausgreifenden Bogen (Abb. 3). Dieses alte Donautal wurde daher von VILLINGER (1998, 2003: 227ff.) als „Wörleschwanger Urdonaulauf“ bezeichnet. Die damalige Talsohle lag etwa 65 bis 80 m über dem heutigen Donautal (VILLINGER 1998: 378ff.; LÖSCHER et al. 1978). Hinterlassenschaften dieser Urdonau sind malmkalkführende Donauschotter in der südlichen Zusamplatte nordwestlich, nördlich und nordöstlich von Zusmarshausen, die später von fluvioglazialen Höheren Älteren Deckenschottern der Ur-Iller begraben wurden. Sie werden auch als

Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der quartären Ablagerungen im Blattgebiet.

Age (Ka)	International			Bavaria		Donautal zwischen Sontheim und Höchstädt		
	Marine Isotop. Stage	Magnetostr.	System (Sub-Series)	Stratigraphie	Terrassen			
11,5	1		Holocene	Holozän		holozäne Mäanderterrassen H1 bis H7b		
30	2		Upper (Late) Pleistocene	Jungpleistozän	Post-glazialterrassen	NT 3 NT 2 NT 1 Niederterrassen		
70	3				Wü r m		Ober-Wü r m	Übergangsterrasse (ÜT)
5a	4				Mittel-Wü r m		Mittel-Wü r m	
115	5d				Unter-Wü r m		Früh-Mittel-Wü r m	
130	5e			Riß/Wü r m	Übergangsterrassenschotter			
	6		Middle Pleistocene	Mittepleistozän	Riß	Gremheim - Blindheimer Hochterrasse (uHT) Sontheim - Dillinger Hochterrasse "Hangendschotter", 2. Kaltzeit "Liegendschotter", warmzeitlich (MIS 7) Ziegelei „Händle" bzw. „Gundelfingen" Obere Hochterrasse (oHT) ? ⁴⁾		
	10							
	11				Mindel/Riß	Hochterrassenschotter		
	12		Altpleistozän	Mindel	Jüngere Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter Mindeltal bei Offingen: Basis ca. 21 m ü. Donautal ²⁾		
780	19				Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter		
	20		Lower (Early) Pleistocene	Altpleistozän	Uhlenberg-Schieferkohle	F u n d i ü c k e		
	103				Donau		Höhere Ältere Deckenschotter	Donauschotter am Südrand der Flächenalb Basis ca. 45 bis 48 m ü. Donautal ³⁾ (Höhere Ältere Deckenschotter)
2600			Lower (Early) Pleistocene	Altpleistozän	Biber	„Wörleschwanger Urdonaulauf" ¹⁾ (Weißjura-Fazies) ²⁾ Donau südlich des heutigen Donautals Basis ca. 65 bis 80 m ü. Donautal ¹⁾		
	104		Pliocene	Pliozän	Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter			

¹⁾ VILLINGER (1998); ²⁾ LÖSCHER (1976); ³⁾ TEMMLER (1962); TEMMLER et al. (2003); ⁴⁾ LEGER (1988); ⁵⁾ BIBUS & STRAHL (2000)

„Ur-Donau-Schotter“ (SCHEUENPFLUG 1971; DOPPLER & JERZ 1995; DOPPLER 2003) oder als „Weißjurafazies“ (LÖSCHER 1976) oder als „Ältester Periglazialschotter“ (DOPPLER et al. 2011) bezeichnet und als wahrscheinlich biberzeitliche Bildungen angesehen (u.a. DOPPLER et al. 2011). Die Basis dieser bis zu 4,5 m mächtigen Weißjuraschotter liegt etwa 65 bis 80 m über dem heutigen Donautal (VILLINGER 2003: 229f.). VILLINGER (1998: Abb. 4; ders. 2003) geht davon aus, dass sich das damalige Donautal insgesamt mit einer Breite von 4 bis 6 km südlich des heutigen Sontheim–Dillinger Donautals erstreckte (Abb. 3), was das weitgehende Fehlen entsprechend alter Donauablagerungen im heutigen Donautal zwischen Sontheim und Höchstädt erklären würde.

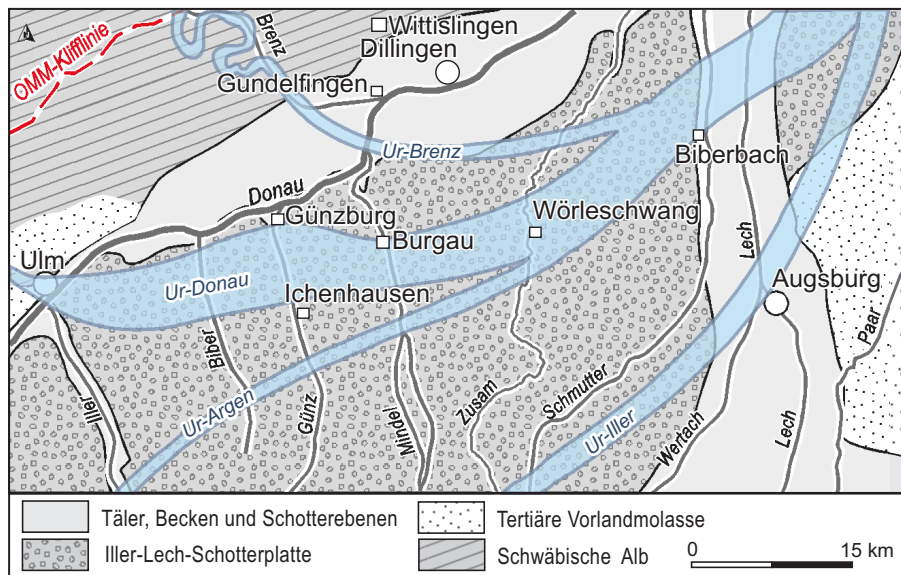


Abb. 3: Verlauf des „Wörleschwanger Urdonaulaufs“ in der Zusamplatte nach VILLINGER (1998: Abb. 4) stark verändert.

Allerdings ist die Interpretation der Genese der Weißjurashotter als Donauablagerungen und damit ein zu dieser Zeit deutlich weiter südlich verlaufendes Donautal nicht unumstritten. So beschreibt TILLMANNS (1984: Aufschluss Nr. 10) südlich von Oberbechingen (Blatt 7328 Wittislingen) einen in entsprechender Höhenlage (495 m ü. NN, ca. 70 m über Donautalboden) wie die Weißjurafazies liegenden, vermutlich biberzeitlichen Donauschotter mit wenigen alpinen Sedimentgesteinen und kristallinen Geröllen. GALL (1971: 88) sieht in diesem Schottervorkommen eine Ablagerung des Zwergbaches und nicht der Donau. Bezüglich der verschiedenen Auffassungen zur Genese der Weißjurafazies in der Zusamplatte sei auf BECKER-HAUMANN et al. (2001: 157ff.) und dort zitierter Literatur verwiesen.

Spätestens nach Ablagerung der malmkalkführenden Donauschotter in der südlichen Zusamplatte folgte die Donau dem heutigen Sontheim–Dillinger Donautal. Das belegen Donauablagerungen im Niveau des Höheren Älteren Deckenschotters (Donau, Tab. 2), die am Südrand der Flächenalb nordwestlich von Sontheim (TEMMLER 1962: 61; TEMMLER et al. 2003) und weiter talabwärts zwischen Haunsheim und Wittislingen in 45 bis 48 m Höhe über dem aktuellen Donautalboden (siehe unten) erhalten sind. Nach TEMMLER (1962: 61; siehe auch TEMMLER et al. 2003) bilden sie nordwestlich von Sontheim (7427 Sontheim a.d. Brenz) eine dünne Schotterstreu über USM in 460 bis 488 m ü. NN. Die Donauschotter in 488 m ü. NN (ca. 48 m ü. Donautalboden) liegen in einer ähnlichen Höhenlage wie die Basis des altpleistozänen, donauzeitlichen Höheren Älteren Deckenschotters (DOPPLER et al. 2011: Tab. 3). Letzterer entspricht dem Älteren Deckenschotters *sensu* STREIT et al. (1975) bzw. dem donauzeitlichen Unteren Deckschotters *sensu* LÖSCHER (1976) in der Zusamplatte südlich der Donau und östlich des Mindeltals bei Gundremmingen. Dessen Kiesbasis liegt in 482 bis 485 m ü. NN (49 bis 52 m über Donautalboden) mit einer Kiesoberkante bei max. 488

bis 490 m ü. NN (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt u.a. Bohrungen: 7528BG015395, 7528BG015222 und 7528BG015223).

Ein ähnliches Alter haben wahrscheinlich, wie bereits von GALL (1971: 87) festgestellt, auch die auf dem nordöstlichen Nachbarblatt 7328 Wittislingen vom Südrand der Flächenalb zwischen Haunsheim und Wittislingen in einer Höhe von maximal 45 m über dem Donautal (465 m ü. NN) erhaltenen fluvioglazialen Donauschotter (GALL 1971: 85ff.; HÜTTNER 1961: 90f.; VILLINGER 2003: 199f.). Das gilt wahrscheinlich auch für die nordwestlich von Wittislingen erhaltenen periglazialen Egauschotter (HÜTTNER 1961: 90f.). Ursprünglich wurden diese Schotter als pliozäne Ablagerungen angesehen (GALL 1969; HÜTTNER 1961) und mit dieser Alterseinstufung von anderen Bearbeitern übernommen (u.a. DONGUS 1977: 444). Die relativ tiefe Lage im Tal spricht, wie GALL (1971: 85f.) und VILLINGER (2003: 200) feststellen, für eine wesentlich jüngere alt- bzw. ältestpleistozäne Bildung.

Günzzeitlich einzustufende tiefere Ältere Deckenschotter der Donau (Tab. 2) sind im Blattgebiet und weiter talabwärts bis unterhalb von Dillingen bisher ebenso wenig bekannt wie mindelzeitliche Jüngere Deckenschotter. Letztere stehen an der Mündung des Mindeltals westlich und südlich von Offingen auf dem südlichen Nachbarblatt 7528 Burgau an (u.a. JERZ et al. 1975; LÖSCHER 1976; BIBUS 1995). In der alten Ziegelei südlich von Offingen liegt deren Kiesunterkante nahe der Mündung ins heutige Donautal in ca. 457 m ü. NN (LÖSCHER 1976: 92) und damit rund 21 m über der Donauaue. Deckschichtenstratigraphisch ist der Jüngere Deckenschotter mindestens in die drittletzte Kaltzeit (LÖSCHER & LEGER 1974; LEGER 1988: 293), eventuell in die viertletzte Kaltzeit (BIBUS 1995) einzustufen. DOPPLER et al. (2011) sehen eine Bildung eventuell in der fünftletzten Kaltzeit (Tab. 2).

2.2.2 Mittelpleistozäne Donautalgeschichte

Im jüngeren Mittel- und im Jungpleistozän sind die im Blattgebiet erhaltene rißzeitliche Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die wärmzeitliche Übergangsterrasse und die drei wärmzeitlichen Niederterrassen entstanden (Tab. 2). Dabei ist durch sie die mittel- und jungpleistozäne Talgeschichte der Donau seit Beginn des Riß-Kaltzeitenkomplex nur sehr unvollständig dokumentiert. In anderen Talabschnitten der Donau sind aus diesem Zeitabschnitt bis zu drei Hochterrassen und zwei früh- bis mittelwärmzeitliche Übergangsterrassen bewahrt (u.a. SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN et al. 2010; DOPPLER et al. 2011). Schon wenige Kilometer talabwärts ist zwischen Gremshaim und Blindheim eine weitere lößbedeckte prä-jungwärmzeitliche Terrasse erhalten (Abb. 4), die Gremshaim–Blindheimer Hochterrasse (u.a. LEGER 1988; HOMILIUS et al. 1983; JUNG & HAGMAIER 2013) oder nach BIBUS & STRAHL (2000) die Blindheimer bzw. untere Hochterrasse (uHT). BIBUS & STRAHL (2000: Abb. 2) stellen fest, dass deren Schotterkörper insgesamt tiefer im Tal liegt als der Kieskörper der

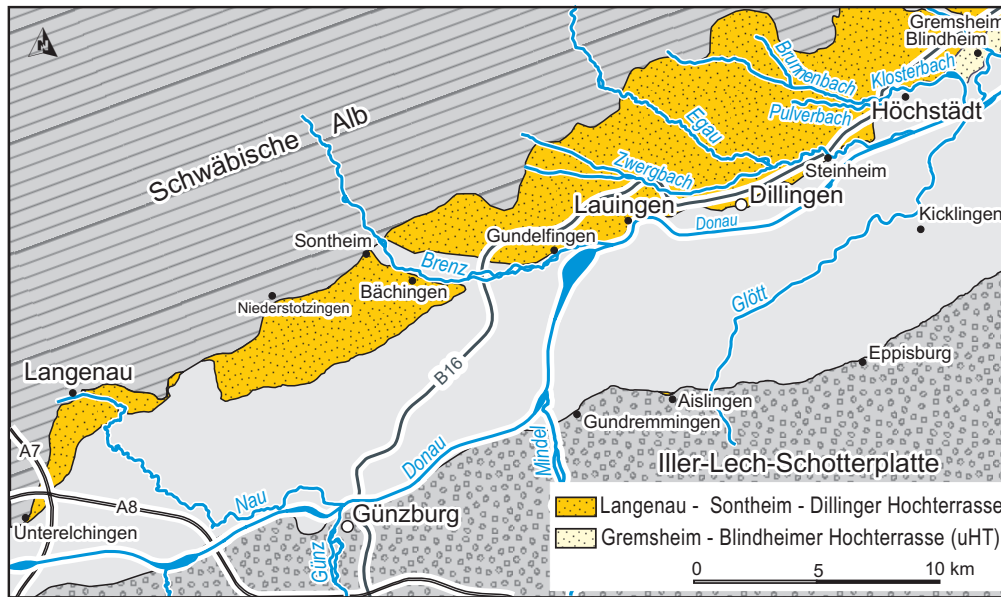


Abb. 4: Verbreitung der Hochterrassen im Donautal zwischen Unterelchingen und Blindheim.

Dillinger Hochterrasse. Sie ist daher kein Erosionsniveau, wie von HOMILIUS et al. (1983) angenommen, sondern eine selbstständige, nach BIBUS & STRAHL (2000: 217) jungrißzeitliche (vorletzt-kaltzeitliche) Akkumulationsterrasse bereichsweise mit unter Würmlöß erhaltener letztinterglazialer Kiesverwitterung. Sie ist jünger als der vermutlich gestapelte Schotterkörper der Dillinger Hochterrasse, der von BIBUS & STRAHL (2000) als mittlere Hochterrasse (mHT₁ und mHT₂) bezeichnet wird (Tab. 3).

Die lößbedeckte Dillinger Hochterrasse ist im Blattgebiet (Beilage 1) und noch weiter talabwärts bis über Höchstädt hinaus die landschaftsbestimmende Terrassenflur oberhalb der Donauniederung. In der Vergangenheit wurde schon mehrfach versucht, diese zum Teil über 4 km breite Hochterrassenflur weiter zu untergliedern (u.a. GRAUL 1962; SCHAEFER 1995; BIBUS & STRAHL 1997; dies. 2000). Unter meist mehr als 2 m mächtigem Würmlöß ist an der Oberkante der Hochterrassenkiese häufiger ein wenige Dezimeter, manchmal bis zu 1,8 m mächtiger interglazialer Bt-Horizont erhalten (LEGER 1988; BIBUS & STRAHL 2000: 217). STRAHL (1997) sowie BIBUS & STRAHL (2000: 217f.) berichten von Sondierungen im Bereich der Dillinger Hochterrasse unterhalb von Höchstädt, in denen der Kieskörper von zwei periglazialen Deckschichten und zwei interglazialen fossilen Böden überlagert wird. Damit wäre der hangende Kieskörper der Dillinger Hochterrasse (mHT₂ nach BIBUS & STRAHL 2000) pedostratigraphisch mindestens in der drittletzten Kaltzeit entstanden.

Zuvor hatte LEGER (1988) darauf hingewiesen, dass bei Höchstädt innerhalb der Dillinger Hochterrassenkiese zwei Lehmlinsen mit warmzeitlichen Molluskenschalen gefunden wurden, die auf eine Stapelung zweier unterschiedlich alter Kieskörper hinweisen. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt weitere warmzeitliche Molluskfaunen aus zwei sandigen Lehmschollen,

einer lehmigen und zwei nicht lehmigen Sandlagen geborgen und mit Hilfe der Elektronen-Spin-Resonanz-(ESR)-Altersbestimmungsmethode ins vorletzte Interglazial (MIS 7) datiert (s.u.).

BIBUS & STRAHL (2000) berichten, dass nach ihren Sondierungen an der Basis vom oberen Drittel des Schotterkörpers häufig sandige und lehmige Lagen auftreten und dass in einigen Kiesgruben wie westlich von Höchstädt bis zu 1,5 m mächtige Rinnenfüllungen solcher Feinsedimente aufgeschlossen waren. Diese sehen sie als interglaziale Sedimentkörper an, die im Liegenden und Hangenden von kaltzeitlichen Grobschottern unter- bzw. überlagert werden. Den hangenden Schotterkörper stufen sie morpho- und deckschichtenstratigraphisch mindestens in die drittletzte Kaltzeit (mHT_1), den basalen Kieskörper in die viertletzte Kaltzeit (mHT_2) und die zwischengeschalteten interglazialen Sedimente in die drittletzte Warmzeit. Sie legen allerdings keine Befunde vor, die eine kaltzeitliche Genese des basalen Kieskörpers belegen. Insofern scheint lediglich gesichert, dass der mehrere Meter mächtige kaltzeitliche Hangendschotter in Arealen großer Kiesmächtigkeiten von warmzeitlichen Donaukiesen eventuell bis zur Quartärbasis unterlagert wird (s.u.).

Nach LEGER (1988: 325), STRAHL (1997) sowie BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997) sind Donauschotter an der Basis mächtiger Lößdeckschichten in der Ziegelei Gundelfingen (ehemalige Ziegelei „Händle“) aufgrund ihrer Deckschichtengliederung Ablagerungen einer noch älteren Hochterrasse. BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997) bezeichnen sie als „Haunsheimer bzw. oberen Hochterrasse (oHT)“. Das heute weitgehend verfüllte und rekultivierte Grubenareal liegt im Erosionsschutz des Juravorsprungs „Hohler Stein“ nördlich von Gundelfingen. Während LEGER (1988) das inzwischen mit Werkhallen bebaute südliche Grubenareal bearbeitet hat, stammen die Aufnahmen von BIBUS & STRAHL (1997; dies. 2000) aus dem ehemaligen Grubenareal westlich des Weilers Schönemann am Südrand eines Trockentals. Nach LEGER (1988: 324f., Fig. 70) besaß der im südlichen Grubenareal unter Würm- und Rißlöß aufgeschlossene intensiv verwitterte Donauschotter (siehe auch LÖSCHER 1976: 93) der oberen Hochterrasse eine Kiesoberkante bei 443 m ü. NN und eine Kiesbasis bei 440 m ü. NN (ca. 13 m über Donauaue). Die Kiesoberkante liegt damit etwa 4 bis 6 m, die Kiesbasis etwa 8 bis 10 m höher als die Kiesbasis der östlich angrenzenden Dillinger Hochterrasse (Beilage 4 und Beilage 5). Dagegen reicht die Oberkante des von BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997) am Rande des Trockentals beschriebenen Kieskörpers maximal bis in eine Höhe von 438 m ü. NN. Entgegen ihrer Annahme liegt sie damit nicht 3 m höher, sondern wie die Auswertung zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohrungen belegen in ähnlicher Höhenlage, wie die im Ganzen stark schwankenden Höhenlagen der Schotteroberkanten im Bereich der Dillinger Hochterrasse zwischen Gundelfingen und Haunsheim. Auch das von BIBUS & STRAHL (2000: Abb. 5) publizierte schematische Talquerprofil der Hochterrassen und ihrer

Deckschichten nördlich des Donaurieds zeigt keinen signifikanten Höhenunterschied zwischen den maximalen Schotteroberkanten im Bereich der Haunsheimer- und der Dillinger Hochterrasse. Insofern sind die von BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997) in der Zgl. Gundelfingen erbohrten Schotter entweder beim kaltzeitlichen Abfluss des Trockentals umgelagerte Kiese der oberen Hochterrasse von LEGER (1988) oder, was schwer vorstellbar ist, Ablagerungen einer im engen Bogen nach Westen in das Trockental hineingreifenden Donau während der Aufschotterung der Dillinger Hochterrasse. Die Höhenlagen der Kiesoberkanten und der Kiesbasis im Bereich der Dillinger Hochterrasse im Kartenblatt und auf dem Nachbarblatt 7429 Dillingen Ost (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost, Beilagen 4 und 6) lassen keine von BIBUS & STRAHL (2000) postulierte bogenförmig nach Norden ausgreifende höhere Haunsheimer Hochterrasse erkennen. Auch die von GRAUL (1962) und SCHAEFER (1995) vorgenommenen verschiedenartigen Unterteilungen in zwei unterschiedlich hohe Niveaus (Tab. 3) sind nicht ablesbar. Insofern entspricht die von BIBUS & STRAHL (2000) beschriebene Haunsheimer bzw. obere Hochterrasse morphostratigraphisch der Dillinger Hochterrasse (Tab. 2).

Von BIBUS & Strahl (1997: 66) wurden die Donauschotter in der Ziegelei Gundelfingen mit Hilfe ihrer Deckschichten und darin enthaltener Paläoböden mindestens in die viertletzte bzw. von BIBUS & STRAHL (2000: 224) mindestens in die fünftletzte Kaltzeit gestellt. Nach BIBUS & STRAHL (2000: 224) ist am Innenrand der „Hochterrassen-Nahrinne“ unter zwei fossilen interglazialen Bodenbildungen ein interglazial verwitterter Hochflutlehm (Parabraunerde-Anmoorgley) erhalten, unter dem tief entkalkte und zum Teil intensiv verwitterte sandige Donauschotter folgen. Letzteres soll eine weitere interglaziale Bodenbildung belegen. Wie aber schon von BIBUS & STRAHL (2000: 224) diskutiert, könnte diese Verwitterung der Donauschotter auch durch Durchverwitterung vom hangenden drittletztinterglazialen Boden entstanden sein und damit keine eigenständige warmzeitliche Bodenbildung darstellen. Dafür spricht, dass der „Hochflutlehm“ nur annähernd zeitgleich mit den Hochterrassenschottern abgelagert worden sein kann, als die zugehörige Donauaue noch in diesem Talniveau lag. Insofern scheint nach den Befunden von BIBUS & STRAHL (2000) pedostratigraphisch lediglich gesichert zu sein, dass die Donaukiese an dieser Lokalität mindestens in der drittletzten Warmzeit oder viertletzten Kaltzeit abgelagert wurden.

Insgesamt ist in diesem Donautalabschnitt nördlich der Donau die Dillinger Hochterrasse morphologisch wahrscheinlich eine mittlere Hochterrasse (mHT), die im Bereich tiefliegender Quartärbasen wie nördlich von Lauingen (Beilage 2: Profil 7428/4), nördlich von Dillingen und westlich von Höchstädt (Beilage 5), von einem warmzeitlichen Sockelschotter unterlagert wird. Außerhalb dieser Tiefenrinnen im präquartären Sohlgestein liegt die Quartärbasis um bis zu fünf Meter höher, so dass die Basis des Hangendschotters dort direkt dem präquartären Sohlgestein aufliegt.

Weiter talabwärts ist zwischen Gremshem und Blindheim unterhalb der Dillinger Hochterrasse eine weitere, morphostratigraphisch eine untere Hochterrasse (uHT) *sensu* BIBUS & STRAHL (2000) erhalten. Nach BIBUS & STRAHL (2000) wurde sie in der vorletzten Kaltzeit abgelagert. Der von LEGER (1988) im südlichen Grubenareal der Ziegelei Händle bzw. Gundelfingen beschriebene Kieskörper, dessen Basis ca. 13 m über der Donauniederung liegt, könnte das Relikt einer oberen Hochterrasse (oHT) sein. Diese wäre älter als die Hochterrasse des Mindeltals bei Offingen, deren Kiesoberkante bei 448 m ü. NN und deren Kiesbasis in ca. 442 bis 444 m ü. NN (LÖSCHER 1976; nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem Bayerischen Landesamtes für Umwelt) nur etwa 6 bis 8 m über dem Donau- und Illertalboden liegt.

2.2.3 Jungpleistozäne Donautalgeschichte

Erst im Jungpleistozän formte die Donau die heutige, 5 bis 6 km breite Donauniederung. Würmzeitliche Kälte- und Wärmeschwankungen führten zur Ausbildung von insgesamt vier Akkumulationsterrassen (Abb. 2): einer früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT), einer würmhochglazialen Niederterrasse (NT1) und zweier späthoch- und spätwürmzeitlicher Niederterrassen (NT2 und NT3). Spätwürmzeitlich bzw. Würm-Spätglazial bezeichnet hier einen Zeitabschnitt nach dem Würm-Hochglazial und mit dem Eisfreiwerden des Alpenvorlandes (älter als 17 bis 18 ka bzw. 14.600 ¹⁴C BP und jünger als 20 ka bzw. 18.000 ¹⁴C BP, HEIRI et al. 2014) bis zum Ausgang des Würm-Glazials (vor etwa 11,65 ka bzw. ca. 10.000 ¹⁴C BP). Er schließt damit nicht nur die Jüngere Dryas, das Allerød, die Ältere Dryas und das Bølling mit ein, sondern auch anders als international üblich auch noch die Älteste Dryas. Unter Späthochwürmzeitlich wird der Zeitabschnitt zwischen würmzeitlichem Vergletscherungsmaximum und Beginn der Ältesten Dryas verstanden, also in etwa der Zeitraum zwischen ca. 20 bis 17 ka (ka = 1.000 Jahre vor 1950 = cal BP).

Alle Würmterrassen wurden wahrscheinlich von einer stark verwilderten Donau, einem sog. „*braided river*“ abgelagert. Erst am Übergang vom Würm-Spätglazial zum Holozän bildete sich ein mäandrierender Donaulauf. Im Laufe des Holozäns entstanden bis zur Begrädigung und Lauffestlegung der Donau um 1868 AD im Zuge von Mäanderverlagerungen der Donau mindestens sieben große Mäanderterrassen (H1 bis H7). Diese natürliche Umlagerungstätigkeit der Donau wurde durch die seit 1806 AD vorgenommenen Flusslaufbegrädigungen zunächst intensiviert und mit der endgültigen Flusslauffixierung zwischen 1866 bis 1870 AD beendet.

2.2.4 Weitere quartäre Bildungen

Die auf der Dillinger Hochterrasse flächenhaft ausgebreitete Würmlößdecke entstand unter anderem durch Auswehung von Feinmaterial aus dem kaltzeitlich breiten und

im Jahresverlauf oft trocken darliegendem Flussbett der Donau. Der breite Talboden der Brenz wurde vor allem im Spätwürm letztmalig geformt. Im Zuge der würmspätglazialen Klimaerwärmung spätestens ab dem Bølling-Interstadial bildeten sich erste Niedermoore im Brenztal und auf den bereits ausgebildeten NT3-Flächen der Donau südlich von Gundelfingen. Die Bildung von Niedermoortorfen, Anmooren und Almschichten prägen dann aber vor allem die holozäne Erdgeschichte im Blattgebiet.

3. Quartäre Schichtenfolge

Die im Blattgebiet an der Oberfläche auftretenden quartären Einheiten werden nachfolgend in der Reihenfolge der Kartenlegende besprochen.

3.1 Quartär

Die quartären Ablagerungen und Formen im Blattgebiet werden dominiert von der lößbedeckten rißzeitlichen Sontheim–Dillinger Hochterrasse (Dillinger HT) nördlich und westlich der Donau sowie der ebenfalls lößbedeckten früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT) am südlichen Talrand. Zwischen beiden lößbedeckten Terrassenarealen erstrecken sich beiderseits der holozänen Donauauen ausgedehnte würmzeitliche Niederterrassenfluren (NT1 bis NT3) und beiderseits der Donau eine von Auensedimenten bedeckte und aus bis zu sieben alt- bis jungholozänen Mäanderterrassen (H1 bis H7) bestehende Donauaue. Diese Terrassenfluren nehmen insgesamt fast 90% der Blattfläche ein.

3.1.1 Pleistozän

3.1.1.1 Sontheimer und Dillinger Hochterrasse (HT)

Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß

Wie schon oben angesprochen (Kap. 2.3), sind die nördlich der Donau gelegenen Hochterrassenareale zwischen Untereichingen und Donaumünster (Abb. 4) mehrfach von verschiedenen Autoren bearbeitet und zum Teil unterschiedlich stratigraphisch gegliedert und altersmäßig eingestuft worden (Tab. 3). Die Erstbearbeitung stammt von GÜMBEL (1894: 300), der diese Areale in Anlehnung an PENCK (1884) als ungegliederte einheitliche Hochterrassenschotter und einheitliches Hochterrassenniveau ansah. GRAUL (1962), WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983), LEGER (1988), SCHAEFER (1995) und BIBUS & STRAHL (1997; 2000) erkannten, dass in diesem Hochterrassenstrang mehrere unterschiedlich alte Schotterkörper verborgen sind, wenn auch mit erheblichen Diskrepanzen, was die Untergliederung, Verbreitung und Alterseinstufung von Hochterrassensegmenten angeht. Sie stimmen darin überein, dass das unterhalb von Höchstädt bei Gremheim bzw. bei Blindheim erhaltene und am niedrigsten im Tal gelegene Hochterrassenareal in nur 6 m Höhe über der holozänen Donauaue die jüngste Hochterrasse in diesem Donautalabschnitt ist. Während HOMILIUS et al. (1983) sie lediglich als tieferes Erosionsniveau der Dillinger Hochterrasse deuten, wird sie von LEGER (1988) und von BIBUS & STRAHL (2000) als eigenständige

Tab. 3: Bisherige Gliederung und Alterseinstufung der Hochterrassen im Donautal zwischen Langenau und Blindheim (stark verändert und ergänzt nach BIBUS & STRAHL: 2000: Tab. 1).

Bearbeiter	Untersuchungsmethoden	Teilgebiete des Hochterrassenbereiches				
		Gremheim - Blindheim	Lauingen-Dillingen-Münster	„Hinterfeld“ SE' Oberglauheim	„Hackenberg“ NW' Steinheim	Zgl. "Gundelfingen" (Zgl. "Händle")
GRAUL (1962)	Morphostratigraphie	„niedrigeres Niveau“, Jungriß (2. Kaltzeit)	„Hauptniveau“ Hauptriß (3. Kaltzeit)	„höheres Niveau“ ?		—
HOMILIUS et al. (1983)	Seismik Geoelektrik	„Erosionsniveau“ (eemzeitlich)	Hochterrasse (rißzeitlich) ungegliedert mit wechselnden Deckschichtenmächtigkeiten			
LEGER (1988)	Morphostratigraphie, Paläopedologie	„Gremheimer Terrasse“ (riß-/würm-interglaziale Bildung)	„Dillinger Terrasse“ Riß II (2. Kaltzeit) (zweigeteilter Schotterkörper)		Riß I (3. Kaltzeit)	
SCHAEFER (1995)	Morphostratigraphie (Gefällskurven)	Riß II		Riß I	Paar II	
BIBUS & STRAHL (2000)	Deckschichtenstratigraphie	„Blindheimer Terrasse“, Untere Hochterrasse (uHT) (2. Kaltzeit, Jungriß)	„Dillinger HT, mittlere Hochterrasse (mHT) Hangenschotter (mHT ₁) (3. Kaltzeit, Mittelriß) interglaziale Feinsedimente (3. Interglazial) Liegendschotter (mHT ₂) (4. Kaltzeit, Altriß)		Haunsheimer Terrasse, obere Hochterrasse (oHT)	
diese Arbeit	Morphostratigraphie	„Gremheim - Blindheimer Terrasse“, untere Hochterrasse (uHT) (2. Kaltzeit)	„Sontheim - Dillinger Hochterrasse“, (HT) Hangenschotter, kaltzeitlich (2. Kaltzeit) zum Teil mit Liegendschotter, warmzeitlich (MIS 7)		oHT (?) Zgl. Gundelfingen Süd (<i>sensu</i> LEGER 1988)	

Akkumulationsterrasse angesehen und als „Gremheimer Hochterrasse“ bzw. „Blindheimer und untere Hochterrasse (uHT)“ bezeichnet. BIBUS & STRAHL (2000) stellen sie deckschichtenstratigraphisch in die vorletzte Kaltzeit („Jungriß“).

Eine untere Hochterrasse fehlt im Blattgebiet. Lediglich die schmale Hochterrassenleiste am südlichen Talrand in der Ortschaft Aislingen könnte von der Höhe ihrer Oberfläche auch eine untere Hochterrasse sein. Leider ist die für eine genauere stratigraphische Einstufung notwendige Höhenlage des Kieskörpers im Tal nicht bekannt. Daher wurde sie im Kartenblatt nicht als eigenständige stratigraphische Einheit, sondern als Dillinger Hochterrasse (HT) dargestellt.

Landschaftsbestimmend ist im Blattgebiet die westlich und nördlich der Donau zwischen Sontheimer und Dillingen sich erstreckende Hochterrasse (HT) (Beilage 1). Sie nimmt über ein Viertel der Blattfläche ein. Nach BIBUS & STRAHL (2000) handelt es sich dabei um eine mittlere Hochterrasse („mHT“), die aus einem kaltzeitlichen Hangenschotter (mHT₁), darunterliegenden interglazialen Feinsedimenten und einem kaltzeitlichen Liegendschotter (mHT₂) besteht (Tab. 3). Anders als von BIBUS & STRAHL (2000) angenommen, wird hier davon ausgegangen, dass ihr fluviatiler Schotterkörper nur in einigen Hochterrassenarealen mit hohen Kiesmächtigkeiten bzw. ungewöhnlich tiefliegender Quartärbasis aus einer Stapelung unterschiedlich alter Sedimentkörper besteht und zwar in Form eines bis zum Sohlgestein reichenden

warmzeitlichen Liegendschotter, auf dem ein kaltzeitlicher Hangendschotter liegt (Tab. 3; siehe unten: Fazies). Es ist davon auszugehen, dass außerhalb dieser Areale der Hangendschotter bis zur präquartären Talsohle hinab reicht (Abb. 2).

LEGER (1988) und BIBUS & STRAHL (1997; 2000) sind der Auffassung, dass südlich von Haunsheim in der ehemaligen Ziegelei Gundelfingen (früher Zgl. Händle) noch ein weiterer, höher liegender Hochterrassenkörper, die Haunsheimer Terrasse bzw. obere Hochterrasse (oHT *sensu* BIBUS & STRAHL 2000) existiert. Wie oben ausgeführt, sind allerdings nur die von LEGER (1988) aus dem ehemaligen südlichen Grubenareal der Ziegelei beschriebenen höher gelegenen Donauschotter als Relikte einer oberen Hochterrasse anzusehen (Tab. 3). Die von BIBUS & STRAHL (2000) beschriebene Haunsheimer bzw. obere Hochterrasse entspricht morphostratigraphisch der Dillinger Hochterrasse. Die Höhenlagen der Kiesoberkanten und Kiesbasen (Beilagen 4 und 5) geben bisher keine Belege für eine weitere Untergliederung dieser zum Teil mehr als 4 km breiten Hochterrassenflur in zwei unterschiedlich hohe Terrassenniveaus, wie sie nicht nur von BIBUS & STRAHL (2000), sondern in unterschiedlicher Weise auch von GRAUL (1962) und SCHAEFER (1995) angenommen wurde (Tab. 3).

Verbreitung: Die weite, mehrere Kilometer breite und von wenigen flachen Muldentälern gegliederte Ebenheit der Dillinger Hochterrasse erstreckt sich nördlich der Donau vom Brenztal in ca. 440 m ü. NN bis über den östlichen Blattrand bei Dillingen in ca. 433 m ü. NN hinaus weiter talabwärts bis nach Donaumünster (HOMILIUS et al. 1983). Auf ihrer 10 bis 12 m hohen Terrassenkante zur jungholozänen Donauau liegen die Ortschaften Gundelfingen, Faimingen, Lauingen und Dillingen. Mehrere Schichtquellen entlang des Hochterrassenhangs zwischen Gundelfingen und Dillingen belegen das Ausstreichen wenig durchlässiger Molasseschichten im unteren Drittel des Steilhangs.

Die südlich des Brenztales gelegenen lößbedeckten Hochterrassenareale werden nach der auf ihr liegenden Ortschaft Sontheim auch als Sontheimer Hochterrasse bezeichnet (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz). Sie reicht nur mit einem kleinen Sporn ins Blattgebiet hinein. Sie besitzt dort eine Höhenlage von etwa 440 m ü. NN und liegt damit etwa 5 bis 6 m über der östlich angrenzenden jüngsten Niederterrasse (NT3) bzw. Spätwürmterrasse der Donau sowie dem nördlich angrenzenden Talboden der Brenz (Beilage 2: Profil 7428/1 und 7428/2). Nördlich der Brenz setzt sich die Terrasse mit ähnlicher Oberflächenerhebung, ähnlicher Höhenlage der Kiesoberkanten und Kiesbasis in der Dillinger Hochterrasse fort. Insofern sind beide Hochterrassenfluren gleich alt. Der Auffassung von SCHAEFER (2001), dass diese Hochterrassenfluren aus einer jüngeren Sontheimer bzw. Langenau-Bächinger Hochterrasse und einer älteren Dillinger Hochterrasse besteht, kann nicht gefolgt werden.

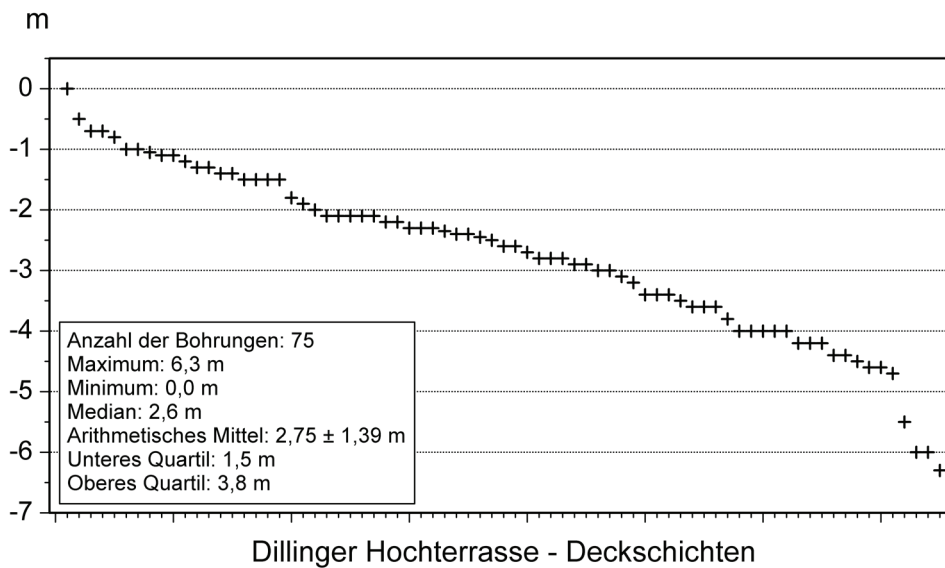


Abb. 5: Mächtigkeiten (Meter unter Oberfläche) feinklastischer Deckschichten (überwiegend Löß und Lößlehm) auf der Dillinger Hochterrasse nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (7428 Dillingen West).

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Die Dillinger Hochterrasse ist flächendeckend von einer meist 2 bis 4 m mächtigen Lößschicht (Abb. 5) bedeckt, die in der Würm-Kaltzeit abgelagert wurde. Ein kurzzeitiger Aufschluss beim Bau der Abfahrt von der Umgehungsstraße der B16 auf die Landstraße DLG 28 nach Frauenriedhausen zeigte eine ca. 2,5 m mächtige Würmlößdecke. Sie überlagerte dort den von einem etwa 0,6 m mächtigen warmzeitlichen Bt-Horizont einer Schotterparabraunerde überprägten Hochterrassenschotter. Ähnliche Profile aus dem Blattgebiet bei Echenbrunn und bei Hausen sowie weiter talabwärts bei Höchstädt wurden bereits von LEGER (1988) beschrieben.

BIBUS & STRAHL (2000: 217f.; STRAHL 1997) berichten von Rammkernsondierungen auf der Dillinger Hochterrasse unterhalb von Höchstädt, in denen der Kieskörper von zwei periglazialen Deckschichten und zwei interglazialen fossilen Böden überlagert werde und daher der unterlagernde Kieskörper mindestens erst in der 3. Kaltzeit vor heute abgelagert wurde. Wie allerdings STRAHL (1997: 3) selbst feststellt, tritt in Bohrkernen „...aber das Problem auf, daß das Bodengefüge, als wichtigstes Merkmal bei der Ansprache von Horizonten, durch Kompaktion, Umlagerung oder gar Kernverlust nicht mehr oder nur noch schwer erkannt werden kann“.

Die höchsten Kiesoberkanten liegen am westlichen Blattrand in einer Höhe von ca. 439 m ü. NN und dachen talabwärts auf 430 m ü. NN im Stadtgebiet von Dillingen ab (Beilage 4). Auffallend ist ein schwaches Ansteigen der Kiesoberkanten am Austritt des Zwergbachtals aus der Schwäbischen Alb zwischen Veitriedhausen und Haunsheim. Eventuell verzahnt sich hier ein sandig-kiesiger Schwemmkegel des Zwergbaches mit den Hochterrassenkiesen.

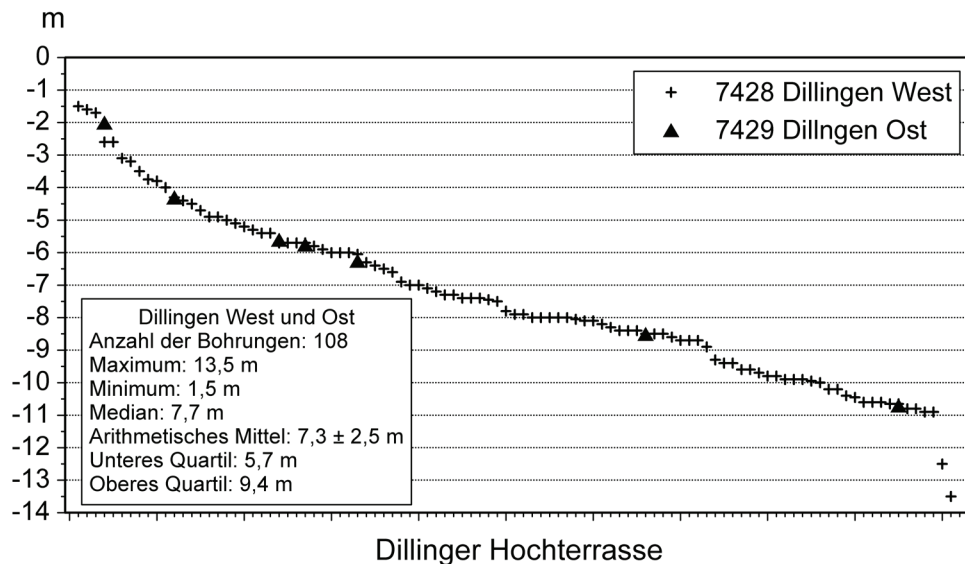


Abb. 6: Kiesmächtigkeiten im Bereich der Dillinger Hochterrasse im Blattgebiet 7428 Dillingen West und 7429 Dillingen Ost nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

Die Basis der Hochterrassenschotter zeigt im Tertiärsockel, wie bereits von HOMILIUS et al. (1983) festgestellt, ein welliges Relief mit Rücken- und Rinnenstrukturen (Beilage 5). Während zwischen Lauingen und Dillingen die Kiesbasis relativ hoch liegt, erstreckt sich nördlich davon eine in Talrichtung verlaufende, relative breite und bis zu 4 bis 6 m tiefe Rinne im tertiären Sohlgestein. Erst weiter talabwärts im Kiesgrubenareal westlich von Höchstädt nähert sie sich dem Donautal. In dieser von der Donau geschaffenen zentralen Tiefenrinne scheinen nach den spärlichen Bohrdaten Nebenrinnen einzumünden (siehe auch HOMILIUS et al. 1983), die in Richtung von Taleinmündungen aus der Schwäbischen Alb ziehen. Der bei Haunsheim in das Donautal eintretende Zwergbach und das bei Wittislingen einmünden Egautal deuten sich im Verlauf entsprechender Nebenrinnen an. In den Rinnen treten besonders hohe Kiesmächtigkeiten von 10 bis 13,5 m auf (Abb. 6). Außerhalb der Rinnen betragen die Kiesmächtigkeiten meist nur 5 bis 8 m.

Lithologie: Aktuell existieren im Blattgebiet keine Aufschlüsse, die Einblick in den lithologischen Aufbau des Hochterrassenkörpers gewähren. In einer weiter talabwärts gelegenen und im Abbau befindlichen Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt) besteht der Kieskörper überwiegend aus karbonatischen und sandigen Grob- und Mittelkiesen mit einzelnen Sandlinsen. Der Geröllbestand des insgesamt hellgrauen Kieskörpers weist anhand zahlreicher alpiner Karbonatgerölle und einiger Radiolarite auf ein alpines Liefergebiet hin. Daneben enthält er Gerölle aus Kalk- und Dolomitgesteinen des Oberen Juras der Schwäbischen Alb (JUNG & HAGMEIER: 2013: 41). Nach schotterpetrographischen Untersuchungen von LEGER (1988: 329, Tab. 28) in Aufschlüssen zwischen Echenbrunn und Höchstädt bestehen die Hochterrassenkiese zu etwa 49 bis 73% aus alpinen Kalke und zu 8 bis 20% aus Malmkalksteinen. Weiterhin sind in deutlich geringeren Anteilen Quarzite, Quarze,

Radiolarite, verschiedene alpine Kristallingesteine, Hornsteine, Sandsteine und wenige Schwarzwaldgranite vertreten. LEGER (1998: 328) weist zudem daraufhin, dass im Hochterrassenschotter NW von Dillingen in ca. 6 m unter Flur wenige Dezimeter mächtige Nagelfluhlagen auftreten. Wie bei allen mittel- und jungpleistozänen Kieskörper im Blattgebiet sind vor allem an der Basis der Kieskörper wiederholt kubikmetergroße Blöcke aus Malmkalksteinen (residuale Basisblocklage) verbreitet.

In der weiter talabwärts gelegenen und im Abbau befindlichen Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt) besteht der Kieskörper aus zwei unterschiedlich geschichteten Donaukiesen. Der im nördlichen Grubenareal weit verbreitete jüngere Kieskörper aus überwiegend grob- bis mittelsandigen Mittel- und Grobkiesen zeigt mit seiner ausgeprägten Horizontal- und schwachen Trog-schichtung das für einen verwilderten Fluss typische Erscheinungsbild, wie es im Falle der Donau in diesem Raum nur unter kaltzeitlichen Klimabedingungen entstehen kann. Dieser Kieskörper überlagert am Kontakt einen im zentralen Kiesgrubenareal aufgeschlossenen älteren Donauschotter. Der ist in Relation wesentlich besser sortiert, wird nach oben sandreicher und besitzt eine schwache großbogige Schrägschichtung (Bild 1 und Bild 2). Im Bereich des Grundwasserspiegels tritt zudem eine ausgeprägte, etwa 0,5 m mächtige Lage aus matrixfreien feinkiesigen Grobkiesen auf (Abb. 7), die durch Mangan- und

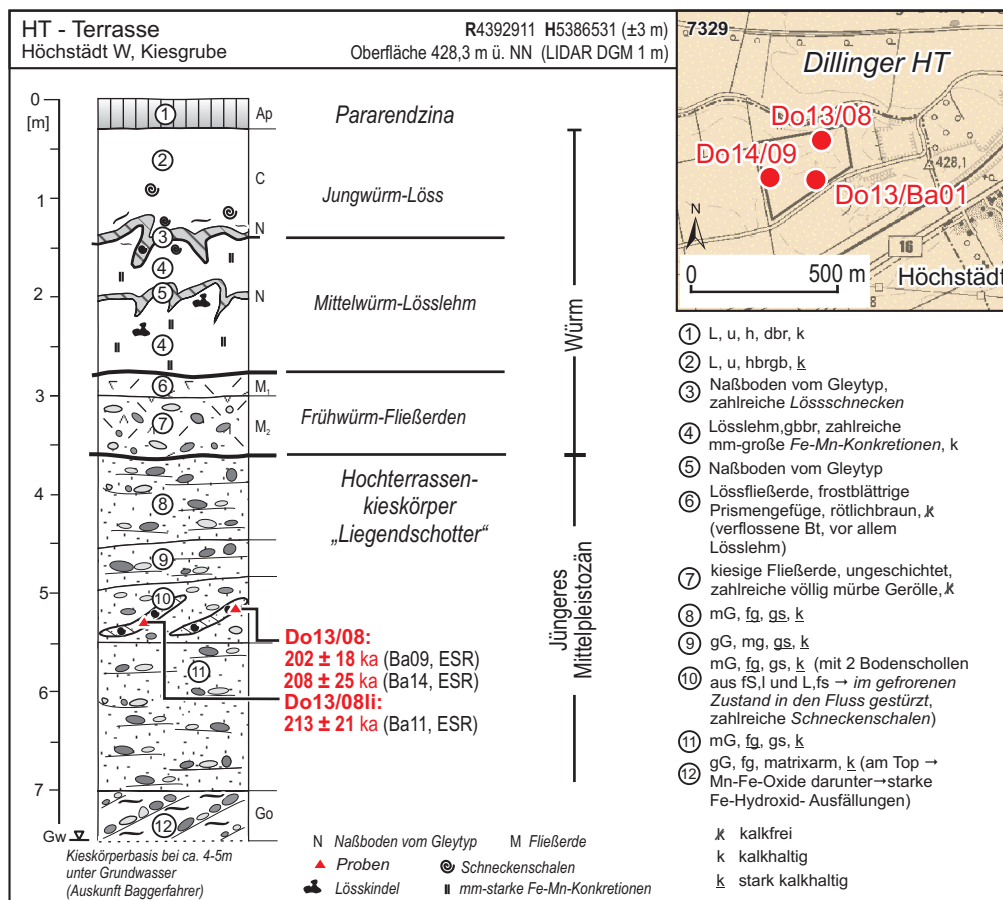


Abb. 7: Aufschlussprofil im Liegendschotter (siehe Text) der Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Bild 1: Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt an der Lokalität Do13/08. Großbogig schräggeschichteter Kieskörper mit zwei Lehmschollen, die warmzeitliche Schneckenchalen führen.

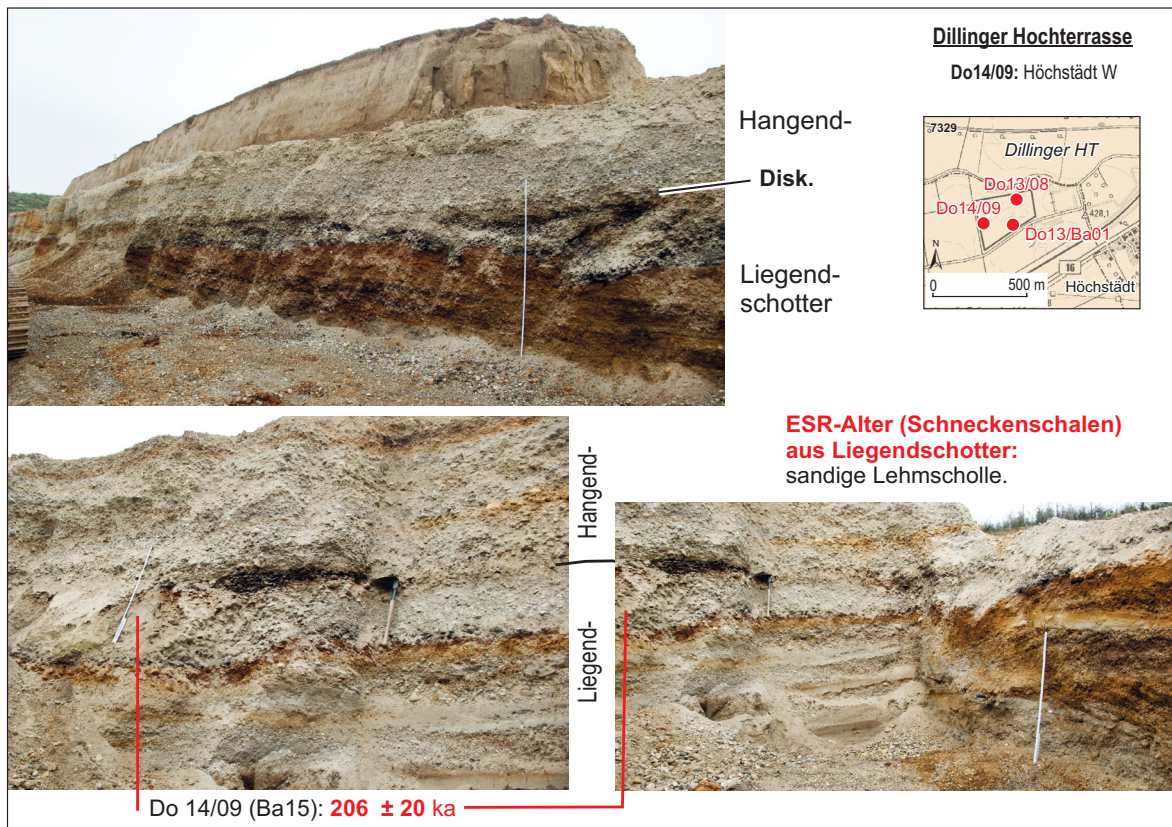


Bild 2: Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt an der Lokalität Do14/09. Großbogig schräggeschichteter Kieskörper mit einer Lehmscholle, die warmzeitliche Schneckenchalen führt.

Eisenausfällungen (Go-Horizont) intensiv rostig und lagenweise schwarz gefärbt ist. Nach Auskunft des Baggerfahrers soll der Kieskörper noch ca. 4 bis 5 m unter den Grundwasserspiegel hinabreichen. Sortierung, nach oben Zunahme sandreicherer Partien und großbogige Schrägschichtung sprechen für die Ablagerung dieses Kieskörpers durch einen mäandrierenden oder schwach verzweigten Donaulauf, d.h. für eine interglaziale oder interstadiale Donauablagerung.

In den obersten 2 m des Kieskörpers treten gehäuft bis zu 1 m mächtige Sandlagen auf. An einer Stelle befanden sich in einer 0,5 bis 0,7 m mächtigen grobsandigen und feinkiesigen Mittelkiesschicht zwei schräggestellte Schollen aus feinsandigem Lehm bzw. lehmigem Feinsand (Bild 1), die als Sedimentschollen in gefrorenem Zustand in das damalige Flussbett der Donau gestürzt sind. Beide Schollen enthielten Schnecken- schalen (Bild 1). Einige Monate zuvor und bei einer anderen Abbausituation konnten zudem aus einer lehmigen Sandlage ebenfalls in etwa 2 m Tiefe unter Kiesoberkante Molluskenschalen geborgen werden. Das Artenspektrum der Molluskenschalen aus der lehmigen Sandlage und den beiden Lehmschollen belegt nach RÄHLE (Tübingen, schr. Mitt.) eindeutig eine warmzeitliche interglaziale Fauna (s.u.).

Fazies: Im Bereich größerer Mächtigkeiten des Hochterrassenschotter (= relativ tiefe Lage der Kiesbasis) findet man eine Stapelung, kleinräumig manchmal auch ein Nebeneinander von liegendem großbogig schräggeschichtetem Interglazial- oder Interstadialschotter und hangendem horizontal- und troggeschichtetem Schmelzwasserschotter (*braided river*). Bei relativ hoher Lage der Kiesbasis und dadurch relativ geringer Schottermächtigkeiten steht wahrscheinlich nur der glazifluviale Hangend- schotter an.

Alter und Fossilführung: Morphostratigraphisch ist die Dillinger Hochterrasse und die ebenso alte Sontheimer Hochterrasse mindestens in die vorletzte Kaltzeit zu stellen. Das würde allerdings bedeuten, dass von der Donau innerhalb einer Kaltzeit zwei Hochterrassen, die Dillinger und die jüngere Gremshem-Blindheimer Hochterrasse abgelagert wurden, was in Anbetracht der geringen Unterschiede der Höhenlage ihrer Schotterkörper (siehe BIBUS & STRAHL 2000) nicht ungewöhnlich wäre. Während der Würm-Kaltzeit entstanden sogar vier Schotterkörper, eine früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrasse, eine hochwürmzeitliche Niederterrasse und zwei Spätwürmterrassen.

Pedostratigraphisch ist die Dillinger Hochterrasse durch den Erhalt eines interglazialen Bodens unter Würmlößbedeckung mindestens in die vorletzte Kaltzeit zu stellen.

Schon LEGER (1988: 329) beschreibt warmzeitliche Molluskenfunde aus zwei Lehm- linsen im oberen Drittel des Kieskörpers der Dillinger Hochterrasse bei Höchstädt, ohne allerdings diese Funde flussgeschichtlich weiter zu interpretieren. Im Rahmen

dieser Bearbeitungen konnten in den Jahren 2013 (Do13/8) und 2014 (Do14/9) vor allem aus zwei Lehmschollen (Bild 1) und aus einer lehmigen Sandlage im HT-Liegenschotter Molluskenschalen geborgen werden. Nach Einschätzung von Wolfgang RÄHLE (Tübingen, schriftl. Mitt. vom Dez. 2013), der dankenswerterweise die Artzusammensetzung bestimmte, handelt es sich bei den im Jahr 2013 aus Sandlagen und Lehmschollen gefundenen Schneckenschalen insgesamt um eine hochwarmzeitliche interglaziale Fauna, worauf insbesondere die aus einer Sandlage stammende Wasserschnecke *Esperiana daudebartii* (PREVOST 1821) und die aus einer Lehmscholle stammenden Waldschnecke *Discus perspectivus* (Megerle v. MÜHLFELD 1816) hinweisen. In den beiden „ESR-datierten“ (s.u.) Lehmschollen (Bild 1) wurden nach RÄHLE Vertreter folgender, zum Teil warmzeitlicher Arten (Anzahl der Exemplare) gefunden: *Acanthinula aculeata* (1), *Aegopinella spec.* (1), *Discus perspectivus* (3), *Helicodonta obvoluta* (2), *Monachoides incamatus* (3), *Arianta arbustorum* (16), *Clausilia pumila* (6), *Fructificola fruticum* (8), *Trochulus cf. coelamphalus* (14), *Carychium tridentatum* (2) und *Vallonia pulchella* (3).

Die derzeit einzige Möglichkeit, Molluskenschalen numerisch zu datieren, bietet die Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)-Altersbestimmungsmethode. Dabei existieren bisher nur wenige, aber durchaus sehr positive Erfahrungen mit der ESR-Datierung von Schneckenschalen (SCHELLMANN et al. 2008). Zum ersten Male wurden aber relativ kleine Schneckenschalen und Schalen solcher Schneckenarten datiert. Wegen deren geringen Größe musste die Einwaage der einzelnen zwanzig Aliquots auf nur 0,06 bis 0,026 g reduziert werden (Tab. 4), was natürlich das Signal/Rausch-Verhältnis verschlechterte. Zudem muss davon ausgegangen werden, dass nur geringe Wägefehler in Relation größere Änderungen der Signalamplituden potentiell ausgelöst haben könnten und dadurch die Qualität der additiven Dosis-Wirkungskurve ebenfalls ungünstig beeinflusst haben. Die geringe Schalendicke führte außerdem dazu, dass diese mit einer relativ großen Spannweite von etwa ± 20 bis $\pm 25\%$ (Tab. 4) in die Berechnung der ESR-Alter einging, was natürlich ebenfalls die Datierungsqualität beeinflusst hat. Trotzdem ist die Fehlerbreite der erzielten ESR-Alter erstaunlich gering und liegt im Rahmen der 10 bis 15% Standardfehler (Tab. 4), die bei ESR-Datierungen von Molluskenschalen üblich sind (SCHELLMANN et al. 2008).

Sehr positiv sind die geringen internen Urangehalte der datierten Schneckenschalen von unter 0,2 ppm. Der Zeitpunkt dieser Uranaufnahme spielt damit bei der ESR-Altersberechnung keine Rolle, egal ob die Uranaufnahme sehr früh oder erst spät nach dem Absterben der Schnecke stattfand.

Die ESR-Datierungen wurden zum einen an Schneckenschalen der Gattung *Arianta arbustorum* (Tab. 4: Ba09) und der Gattung *Fructificola fruticum* (Tab. 4: Ba14) vorgenommen, die im Jahr 2013 aus der rechten der beiden Lehmschollen im Lie-

gendschotter der Dillinger Hochterrasse geborgen wurden (Bild 1, Abb. 7). Sie ergaben vorletztinterglaziale ESR-Alter (MIS 7) von 208 ± 25 ka (Ba14) und 202 ± 18 ka (Ba09). Weitere Schneckenschalen der Gattung *Arianta arbustorum* aus der linken Lehmscholle (Tab. 4: Ba11) datierten mit einem ESR-Alter von 213 ± 21 ka ebenfalls in das vorletzte Interglazial. Bei einem späteren Abbaustand der Kiesgrube konnten aus dem Liegendschotter der Dillinger Hochterrasse weitere Molluskenschalen etwa 200 m weiter westlich aus einer stark aufgearbeiteten lehmigen Sandlage geborgen werden (Bild 2: Ba 15: Do14/9). Die ESR-Datierung ergab ebenfalls ein vorletztinterglaziales Alter von 206 ± 20 ka.

Insofern wurde der Liegendschotter, der vor allem aufgrund seiner großbogigen Schrägschichtung kein hochglazialer Kieskörper ist, im vorletzten Interglazial

Tab. 4: Details zu den ESR-Datierungen von Schneckenschalen aus dem Liegendschotter der Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt.

Lab. No.	Sample	Depth cm	Ali n	Dmax Gy	Weight/Aliquot g/Aliq.	Thickness _{shell} μm		Species
Ba09	Do13/8r	530 \pm 15	20	784	0.06	283	68	<i>Arianta arbustorum</i>
Ba11	Do13/8l	530 \pm 20	20	784	0.05	283	68	<i>Arianta arbustorum</i>
Ba14	Do13/8r	530 \pm 15	20	640	0.026	220	80	<i>Fruticicola fruticum</i>
Ba15	Do14/9	560 \pm 10	20	592	0.035	250	30	not specified

Ali = number of aliquotes
Dmax = maximum of artificial g-dose
Thickness of shells via micrometer measurements proofed by REM analysis
Species: determined by Dr. Wolfgang Rähle (Tübingen)

Lab. No.	U _{shell} ppm		U _{sed} ppm		Th _{sed} ppm		K _{sed} %		H ₂ O _{sed} %	
Ba09	0.1965	0.0055	0.62	0.06	4.7	0.8	1.105	0.1	17	3
Ba11	0.1825	0.006	0.74	0.06	4.8	0.2	1.12	0.1	17	3
Ba14	0.173	0.004	0.68	0.06	4.75	0.5	1.12	0.1	20	4
Ba15	0.330	0.030	0.329*	0.1	3.03*	0.1	1.02*	0.1	20	4

U_{shell} = Uranium content of shell (internal dose)
U_{sed}, Th_{sed}, K_{sed} = U, Th, K content of the surrounding sediments (external dose)
U, Th determined via ICP-MS (Forschungszentrum Jülich GmbH; * Landeslabor Berlin-Brandenburg)
K mean of AAS analysis (University of Bayreuth) and RFA (LfU Markredwitz);* = only AAS
H₂O_{sed} = water content of the surrounding sediments, determined via field measurements

Lab. No.	D' $\mu\text{Gy/a}$		D _E Gy		ESR age (ka)			
Ba09	1103	73	222.10	13.71	202	18	202	18
Ba11	1132	66	240.56	19.48	213	21	213	21
Ba14	1122	83	233.17	22.62	208	25	208	25
Ba15	926	57	190.83	13.76	206	20	206	20

D' = annual dose rate
D_E = equivalent dose (paleodose)
Early U. = early uranium uptake model
Lin. U. = linear uranium uptake model
ESR age calculation uses:
k-factor of 0.07 ± 0.012 (Grün & Katzenberger 1994);
initial ²³⁴U/²³⁸U ratio of 1 ± 0.2 (Srivastava et al. 2012).

abgelagert. Dabei wird allerdings angenommen, dass die Umlagerung der sandigen Lehmschollen aus der umgebenden Talaue und der Schneckenschalen in den Sandlagen maximal wenige Jahrhunderte oder Jahrtausende nach Absterben der Schneckenschalen stattfand. Für diese Annahme spricht, dass ¹⁴C-Alter an Schneckenschalen aus Lehmschollen in holozänen Lechablagerungen südlich von Augsburg hervorragend in den stratigraphischen Kontext passen und nicht viel zu alt sind (GESSLEIN 2013: Tab. 6; GESSLEIN & SCHELLMANN 2011). Eine ähnliche Beobachtung machten im Alpenvorland und zwar im Bereich der jüngsten

Niederterrasse der Isar nördlich von München.u.a. bereits FELDMANN et al. (1991; FELDMANN 1990: 214ff.) Eine Datierung solcher Sedimentschollen gibt häufig einen recht guten Hinweis auf das Ablagerungsalter des umgebenden Kieskörpers.

Die Bildungszeit des Hangendschotters fällt damit ins Hochglazial der vorletzten Kaltzeit (Riß). Darauf weisen auch die von den verschiedenen Bearbeitern der Dillinger Hochterrasse beschriebenen Deckschichtenprofile (v.a. LEGER 1988, JUNG & HAGMEIER 2013), nach denen unter dem Würmlöß maximal ein wenige Dezimeter, manchmal bis zu 1,8 m mächtiger interglazialer Bt-Horizont einer Parabraunerde erhalten ist.

Allerdings beschreiben BIBUS & STRAHL (2000) weiter talabwärts zwischen Oberglauheim und dem Hungerberg westlich von Blindheim die Ergebnisse zweier Rammkernsondierungen, die ihrer Ansicht nach auf der Dillinger Hochterrasse liegen. Danach ist dort nicht nur auf dem Kieskörper ein interglazialer Boden erhalten, sondern noch ein weiterer in den periglazialen Deckschichten. Daher stellen sie den hangenden Kieskörper der Dillinger Hochterrasse (mHT2 nach BIBUS & STRAHL 2000; siehe Tab. 2) pedostratigraphisch mindestens in die drittletzte Kaltzeit. Diese Interpretation ist nicht zwingend. Es könnte sich um eine im Schatten des Albvorsprungs westlich von Lutzingen erhaltene ältere Hochterrasse handeln, wofür allerdings bisher keine Belege vorliegen (JUNG & HAGMEIER 2013). Es ist aber auch nicht auszuschließen, dass dort nur der vorletztwarmzeitliche Liegendschotter der Dillinger Hochterrasse ansteht, der manchmal, wie aktuell in der Kiesgrube Höchstadt, den gesamten Kieskörper der Dillinger Hochterrasse aufbaut. Eine noch in der vorletzten Warmzeit erfolgte Parabraunerdebildung auf dem Kieskörper und ein weiterer eemzeitlicher Interglazialboden in den Deckschichten wären auf diese Weise erklärbar, ohne den Hangendschotter der Dillinger Hochterrasse in die drittletzte Kaltzeit zu stellen.

Aufschlüsse: Abgesehen von einzelnen, wenige Meter tiefen und nur kurzzeitigen Bauaufschlüssen existierten aktuell im Blattgebiet keine Aufschlüsse, die Einblicke in den Kieskörper der Dillinger Hochterrasse gestattet hätten. Lediglich die wenig nördlich des Blattrands auf dem anschließenden TK25-Blatt 7329 Höchstadt gelegene, oben beschriebene Kiesgrube westlich von Höchstadt gewährt Einblicke in den Kieskörper der Dillinger Hochterrasse und den aufliegenden würmzeitlichen Deckschichten.

3.1.1.2 Übergangsterrasse (ÜT)

Früh- bis Mittelwürm (international Unter- und Mittelwürm)

Der 6 bis 7 km breite jungquartäre Talboden der Donau umfasst im Blattgebiet mehrere würmzeitliche Schmelzwasserschotter bestehend aus einer Übergangs- und drei Niederterrassen (Abb. 2). Hinzu treten die im westlichen Blattgebiet zum Teil

über 4 km breiten holozänen Donauauen (Beilage 1). Die älteste Donauablagerung der Würm-Kaltzeit ist die Übergangsterrasse (ÜT). Sie bildet östlich bzw. südlich der Donau am südlichen Rand der Niederterrassenfluren eine fast durchgängige, schmale, maximal 100 bis 250 m breite Terrassenleiste, die morphologisch überleitet zum Talhang der Iller-Lech-Platte. Durch Verzahnung von Lößakkumulationen mit periglazial abgetragenen Molassesanden des Talhangs ist ihre Außengrenze am Talrand meist unscharf. Ihre Oberfläche liegt in den zentralen Terrassenbereichen meist 2 bis 4 m über den angrenzenden Niederterrassen, die zum Talhang hin mit zunehmenden Deckschichtenmächtigkeiten auf über 7 m ansteigen kann.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Im Gegensatz zu den Nieder- und Auenterrassen besitzt die Übergangsterrasse eine flächenhafte Überdeckung mit meist 2 bis 4 m mächtigen feinsandig-schluffigem Löß, der in den obersten ca. 0,8 bis 1,2 m Tiefe durch eine holozäne Parabraunerdebildung verlehmt ist. In einer Sondierung auf der ÜT westlich von Aislingen besitzt der unter der holozänen lessivierten Braunerde in 1,2 m unter Flur anstehende unverwitterte, zum Teil feinsandreiche Löß Kalkgehalte von knapp 20% (Abb. 8). In einem Hausaufschluss auf dem Nachbarblatt 7429 Dillingen Ost liegen die Kalkgehalte unabhängig von den Schluff- und Sandgehalten meist zwischen 13 bis 21% (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost).

Die Kiesoberkante liegt in etwa im Niveau der Kiesoberkante der NT1 und bei Gundremmingen bis zu 4 m über den Kiesoberkanten der holozänen Donauaue. Die Lage der Kiesbasis ist mangels entsprechend tief reichender Bohrungen weitgehend unbekannt. Bei Gundremmingen scheint sie 1 bis 2 m höher zu liegen als die Kiesbasis im Bereich der holozänen Donauaue (Beilage 2: oben Profil 7428/1).

Lithologie und Fazies: Aufgrund des Fehlens entsprechender Aufschlüsse liegen keine Informationen über die lithologische und fazielle Ausprägung der Terrassenkiese vor. Die mehrere Meter mächtige Würmlößdecke ist wegen der nahen Lage zum

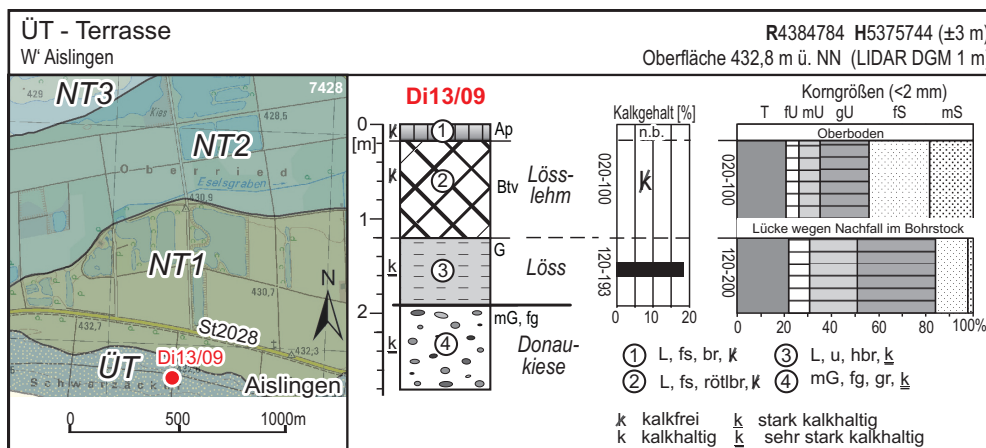


Abb. 8: Sondierungsprofil Di13/9 auf der ÜT westlich von Aislingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

würmzeitlichen Auswehungsgebiet, den angrenzenden Niederterrassen, und durch Einschwemmungen von den am Talhang anstehenden Sanden der OSM häufig sehr feinsandreich.

Alter: Die Übergangsterrassen im bayerischen Alpenvorland entstanden nach DOPPLER et al. (2011) sowie SCHELLMANN (2010) wahrscheinlich im Früh- bzw. Mittelwürm. In diesem Zeitraum dürften auch die im Blattgebiet erhaltenen Übergangsterrassenschotter der Donau abgelagert worden sein.

Aufschlüsse: keine.

3.1.1.3 Niederterrasse 1 (NT1)

Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Hochwürm

Im Blattgebiet sind bis zu drei unterschiedlich hohe Niederterrassenfluren erhalten, die NT1, NT2 und NT3 (Abb. 2; Beilage 1). Sie unterscheiden sich von den anderen Terrassen durch das Fehlen einer mäandergeformten Oberfläche, durch ihre Höhenlage von etwa 0,5 bis 3 m über der Donauaue und durch das Fehlen einer Lößdecke deutlich (Beilage 2). Alle drei Niederterrassen tragen in der Regel jüngere, 0,5 bis 1,5 m mächtige Hochflutlehme. Nur in Kuppenpositionen reichen die Schotter bis an die Oberfläche. In Rinnenpositionen sind vor allem auf der NT3 und NT2 häufig Anmoore verbreitet und die Hochflutlehme können dort lokal über 2 m mächtig werden. Die NT3 am westlichen Blattrand bei und südlich von Gundelfingen ist großflächig von meist mehreren Dezimetern mächtigen Almschichten bedeckt.

Die Niederterrassen nehmen fast ein Viertel der Blattfläche und etwa 40% der Fläche des jungquartären Talbodens der Donau im Blattgebiet ein. Eine ausgedehnte NT1-Terrassenfläche erstreckt sich östlich und südlich der Donau. Sie setzt östlich von Gundremmingen in knapp 434 m ü. NN als schmale Terrassenleiste ein und gewinnt talabwärts deutlich an Breite (Beilage 1). Am östlichen Blattrand besitzt die NT1 eine Breite von mehr als 2 km, eine Höhenlage von ca. 426 m ü. NN, die zum Talrand hin auf 428 m ü. NN ansteigt. Eine schmale NT1-Terrassenleiste erstreckt sich zudem am westlichen Blattrand südwestlich von Gundelfingen unmittelbar am Anstieg auf die Sontheimer Hochterrasse. Talaufwärts reicht sie in das westliche Nachbarblatt 7427 Sontheim a.d. Brenz hinein, wo sie jenseits der bayerischen Landesgrenze bei Riedhausen in über 800 m Breite erhalten ist (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz).

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Nur wenige Bohrungen auf der NT1 erreichten die Quartärbasis. Danach liegt sie in ähnlicher Tiefenlage wie im angrenzenden jungquartären Talboden (Beilage 5). Auf der NT1 bei Aislingen durchteufte eine Bohrung unter 1,65 m mächtigen feinklastischen Deckschichten einen 5,7 m mächtigen Kieskörper und erreichte die Quartärbasis bei 424,7 m ü. NN (Bodeninfor-



Bild 3: Deckschichtenprofil Do12/21 (Abb. 9) in der Kiesgrube „Wager“ auf der NT1 der Donau (links) mit Hochflutrinnenfüllung (beim und links vom Klappspaten) der Glött (Tab. 9: Aufschluss A5).

mationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung 7428BG015012). Mehrere Bohrungen auf der NT1 nahe des östlichen Blattrandes erreichten die Quartärbasis in 417,5 bis 420,5 m ü. NN und durchteuften einen 5 bis 9 m mächtigen Kieskörper.

Die NT1 wird aktuell in dem großen Kiesgrubenareal der Fa. Wager nordwestlich von Aislingen und westlich der Landstraße DLG 24 abgebaut (Bild 3; Abb. 9). Der oberhalb des Grundwassers anstehende sandige und mittelkiesige Donauschotter ist horizontal geschichtet und wurde von einem verwilderten Donaulauf abgelagert. Am Top des Kieskörpers ist ein etwa 20 bis 30 cm mächtiger, schwach lehmiger Schotteranwitterungshorizont ausgebildet. In ihm besitzen die Kalksteine kreidige Verwitterungsrinden, die Sandsteine zerfallen bei leichtem Druck und es treten zahlreiche völlig mürbe Gerölle auf. Auf dem NT1-Kieskörper liegen hier relativ junge, ca. 85 cm mächtige feinklastische Deckschichten, die in zwei Sedimentserien unterteilt werden können. Die ältere, 0,5 m mächtige basale Serie besteht aus einem geringmächtigen kalkhaltigen Hochflutlehm, der von einer wenige Zentimeter mächtigen Torflage überlagert wird und mit einem 30 cm mächtigen, entkalkten schwarzen Anmoor, einem Pechanmoor *sensu* BRUNNACKER (1959), abschließt. Lokal treten an der Basis der Torflage 2 bis 5 cm mächtige sandig-schluffige Alm-Linsen auf, die im Zuge der Entkalkung des hangenden Pechanmoors entstanden sein dürften. Die ^{14}C -Datierung organischer Makroreste an der Basis und am Top des Pechanmoors ergaben Alter von 4.170 ± 24 ^{14}C BP und 2.772 ± 22 ^{14}C BP. Ein weiteres ^{14}C -Alter aus dem liegenden Torf (Abb. 9: Probe Do12/21h) ist wahrscheinlich durch junge Durchwurzelung verjüngt und daher zu verwerfen.

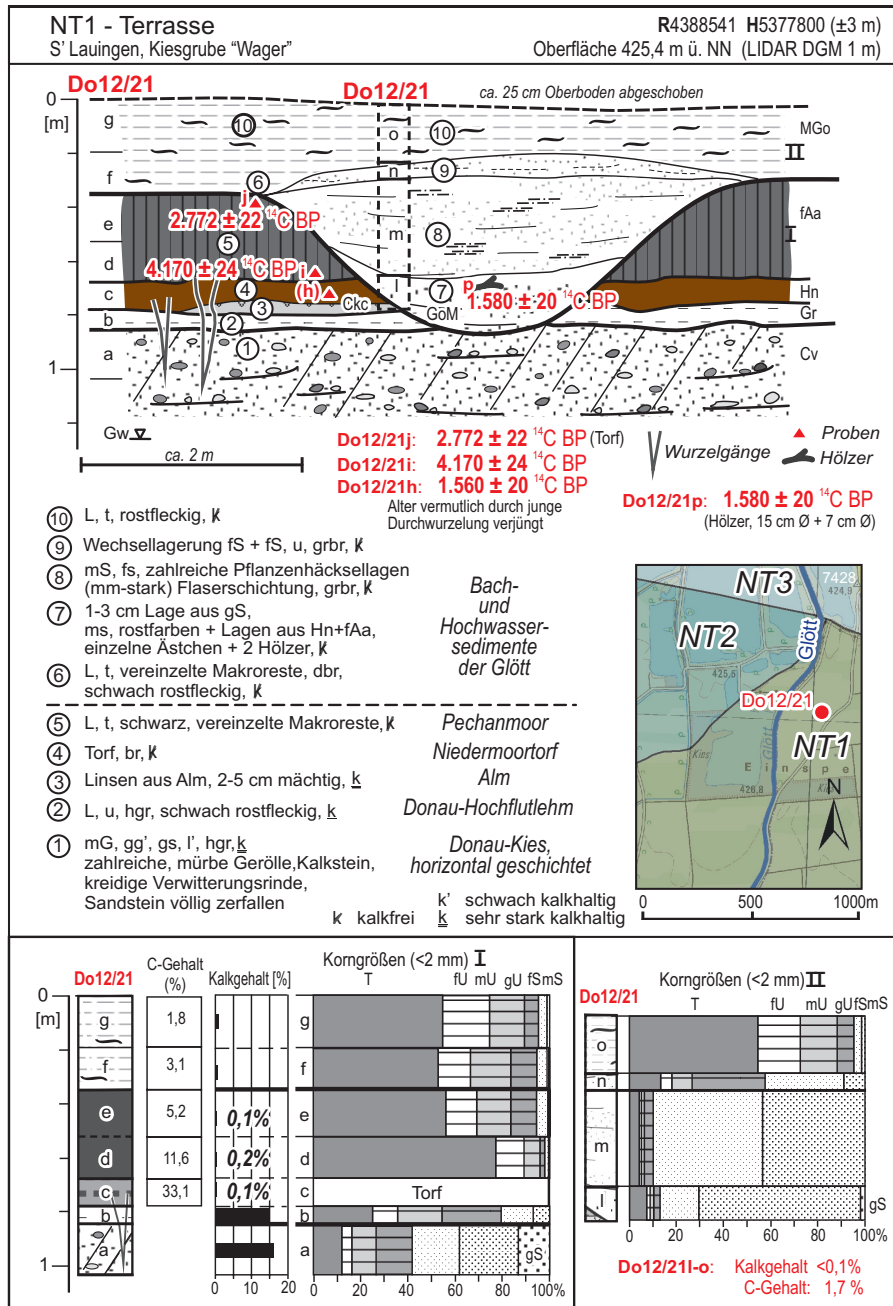


Abb. 9: Aufschlussprofil Do12/21 auf der NT1 in der Kiesgrube „Wager“ nordwestlich von Aislingen. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Die beiden Alter belegen einen Aufwuchs des Anmoors im späten Subboreal zwischen ca. 4.100 bis 2.700 ¹⁴C BP. Vermutlich wenige Jahrhunderte vorher dürfte der im liegende Torfhorizont und Hochflutlehm entstanden sein. Am Top der basalen Serie und in diese eingetieft liegen jüngere kalkfreie Hochflutsedimente, die von Hochwassern der Glött, die durch das Kiesgrubenareal fließt, abgelagert wurden. Großflächig besitzen sie meist nur wenige Dezimeter Mächtigkeit. In einer überwiegend mit kalkfreien Sanden verfüllten Hochwasserrinne reichten die Hochflutsedimente bis auf den NT1-Kieskörper (Abb. 9 oben). Die ¹⁴C-Datierung eines nahe der Rinnenbasis eingelagerten Holzes ergab ein subatlantisches Alter von 1.580 ± 20 ¹⁴C BP.



Bild 4:
Holozäne Schotterparabraunerde auf der NT1 westlich von Aislingen (Abb. 10: Profil Do14/1; Tab. 9: Aufschluss A7).

river) Donaulauf abgelagert wurde. Schotter und sandige Zwischenmittel sind stark karbonatisch, Konglomerierungen sind nicht zu beobachten.

Alter: Für die Alterseinstufung der NT1 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautal genauere numerische Datierungen vor. Als älteste Niederterrasse, die keine Lößdecke trägt, dürfte sie würmhochglazialen Alters sein. Dafür spricht auch, dass die kaltzeitlichen Talböden der Seitentäler des Aislinger Baches und der Glött auf die NT1 auslaufen.

Aufschlüsse: Im Abbau befindliche Kiesgrube „Wager“ nordwestlich von Aislingen, Profil Do 12/21a: R 43 88 541, H 53 77 083; Profil Do 12/21b: 43 88 541, H 53 77 800 (Kap. 5: A5).

Während der kalkhaltige Hochflutlehm der basalen Serie noch von der Donau stammt, erreichten seit der ausgehenden römischen Kaiserzeit oder ab Beginn des Frühmittelalters Hochwasser der Glött die NT1-Flächen in diesem Bereich und hinterließen kalkfreie und sandreiche Glöttssedimente.

Westlich von Aislingen reicht der Kieskörper der NT1 häufig bis an die Oberfläche und trägt rotbraune Schotter-Parabraunerden mit einer Untergrenze des rotbraunen Unterbodens bis etwa 1 m unter Geländeoberfläche (Bild 4 und Abb. 10).

Lithologie und Fazies: Der Kieskörper der NT1 zeigt im aktiven Kiesgrubennareal der Fa. Wager nordöstlich von Aislingen oberhalb des Grundwasserspiegels einen hellgrauen, meist mittelsandigen horizontal geschichteten kalkalpinen Donauschotter aus vorwiegend Mittel- und Grobkiesen. Insofern ist davon auszugehen, dass die NT1 von einem verwilderten (*braided*

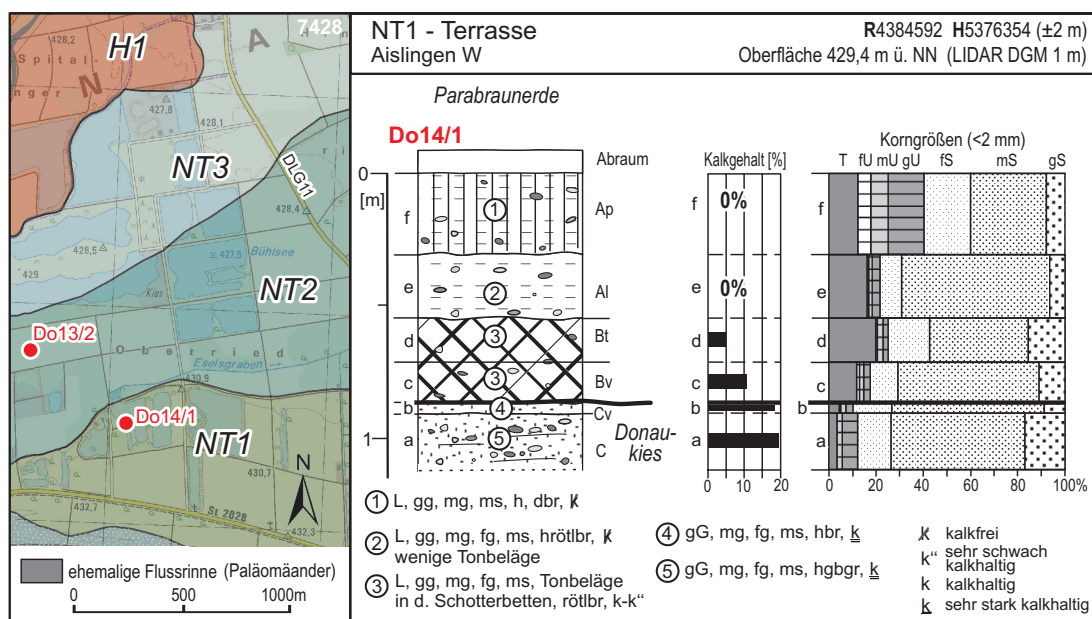


Abb. 10: Holozäne Schotterpara-brunneerde auf der NT1 der Donau in einer stillgelegten Kiesgrube westlich von Aislingen (Profil Do14/1; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

3.1.1.4 Niederterrasse 2 (NT2)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), ausgehendes Hochwürm

Die höhere Spätwürmterrasse (NT2), die international altersgemäß als Späthochwürmterrasse zu bezeichnen ist, ist nur östlich bzw. südlich der Donau erhalten (Beilage 1). Sie setzt nordöstlich von Gundremmingen als schmale, 100 bis 300 m breite Terrasse in 431 m ü. NN ein und erreicht talabwärts südlich der Unteren Haidhof-Siedlung teilweise eine Breite von über 1,3 km in 425 bis 426 m ü. NN. Am Ostrand des großen Kiesgubenareals der Fa. Wager südöstlich der Unteren Haidhof-Siedlung ist die NT2 durch die nach Südosten ausgreifende NT3 ausgeräumt. Erst auf dem Nachbarblatt 7429 Dillingen Ost ist sie wieder von Fristingen über Kicklingen hinaus als schmale, unter 900 m breite Terrassenleiste erhalten (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost).

Die NT2-Oberfläche liegt 1 bis 2 m tiefer als die der südlich angrenzende NT1 und etwa 0,5 bis 1 m über den nördlich angrenzenden NT3-Flächen.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Es liegen nur sieben Schichtenverzeichnisse von Bohrungen vor, die die NT2 bis zur Kiesbasis durchteuft haben. Danach liegt die Quartärbasis in ähnlicher Höhenlage wie in den umgebenden Niederterrassenflächen (Beilage 6). In den südwestlichen Terrassenbereichen liegt sie bei 422 bis 424 m ü. NN und dacht nach Nordosten auf ca. 417 m ü. NN ab. Die Kiesmächtigkeiten schwanken zwischen 5 bis 7 m.

Auf den Donaukiesen der NT2 liegen oft 0,4 bis 0,7 m, seltener 1,1 m mächtige jüngere Hochflutsedimente aus meist geringmächtigen basalen Hochflutsanden und hangenden Hochflutlehmen (Abb. 11). Am Top der Hochflutsedimente sind

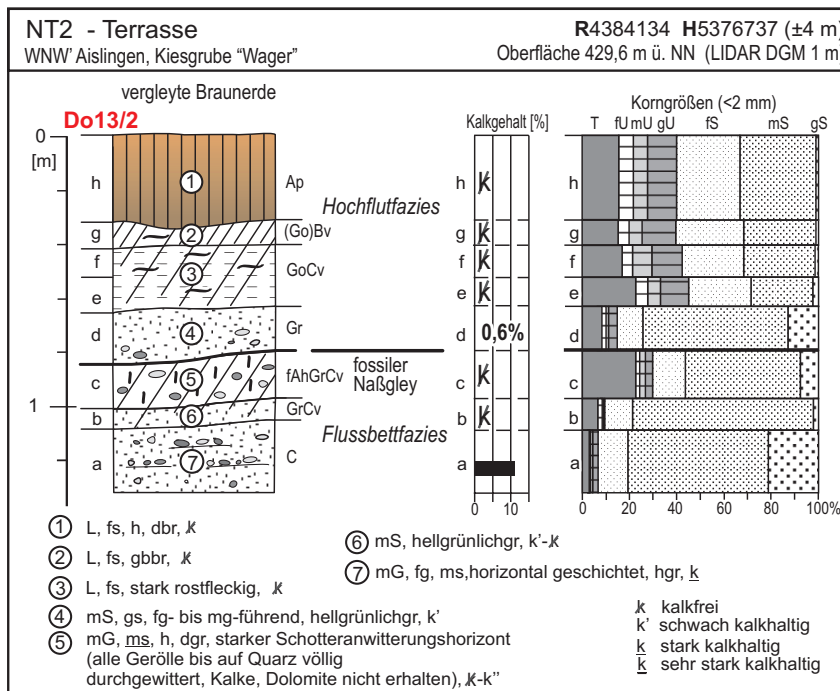


Abb. 11: Deckschichtenprofil Do13/2 auf der NT2 in der Kiesgrube „Wager“ westnordwestlich von Aislingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10.



Bild 5: Deckschichtenprofil Do 13/2 (Abb. 11) auf der NT2 der Donau westnordwestlich von Aislingen (Tab. 9: Aufschluss A4).

im Kiesgrubena-real der Fa. Wager meist vergleyte Pararendzinen, selten vergleyte Braunerden entwickelt. Der unter den Hochflutsedimenten anstehende NT2-Kieskörper trägt in der Kiesgrube „Wager“ bereichsweise einen 0,1 bis 0,2 m mächtigen Schotteranwitterungshorizont. Er ist häufig entkalkt und ist manchmal auch als fossiler, kalkfreier, schwach humoser dunkelgrauer Naßgleyboden ausgebildet (Abb. 11; Bild 5). Schotteranwitterungshorizont und kalkfreier Naßgleyboden belegen einen zeitlichen Hiatus zwischen Aufschotterung der NT2-Flussbettsedimente und Ablagerung der aufliegenden Hochflutsedimente.

In der Randsenke am Außenrand der NT2 zur südlich angrenzenden NT1 sind entlang des Eselsgrabens auf Hochflutsedimenten oder auch unmittelbar auf den Donaukiesen meist 0,3 bis 0,6 m, selten auch mächtigere kalkfreie bis stark kalkhaltige schwarze Anmoore weit verbreitet.

Vereinzelt existieren auch geringmächtige Torfhorizonte, die manchmal unter einer Anmoor-Hochflutsediment-Abfolge am Top der NT2-Donaukiese ausgebildet sind (Abb. 12).

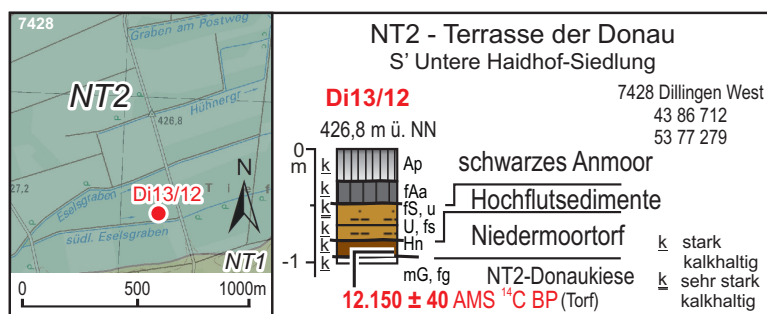


Abb. 12: Deckschichtenprofil Di13/12 in der Randsenke der NT2 südlich der Unteren Haidhof-Siedlung (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

Lithologie: Die oberhalb des Grundwasserspiegels in der Kiesgrube „Wager“ aufgeschlossenen, etwa 0,5 bis 0,8 m mächtigen kalkalpinen Donaukiese der NT2 sind horizontal geschichtet. Sie wurden also von einer verwilderten Donau abgelagert.

In der Korngröße dominieren mittelsandige Mittel- bis Grobkiese. Petrographisch überwiegen kalkalpine Gerölle. Quarze, Radiolarite und braune Hornsteine sind zahlreich vertreten, während Amphibolite, Granite, Sandsteine und Malmkalkes untergeordnet auftreten.

Fazies: Es ist von einem kaltzeitlichen Ablagerungsmilieu der NT2-Schmelzwasserschotter in einem stark verwilderten Donaulauf (*braided river*-Flusstyp) auszugehen. Darauf verweisen die Horizontalschichtung des Kieskörpers in der Kiesgrube „Wager“ (Kap. 5: A4), das Fehlen syngenetisch entstandener Auensedimente (es existierte also weitgehend keine flussbegleitende Aue) sowie die weite, relativ ebene Terrassenoberfläche ohne primäre Aurinnenscharen.

Alter: Aus den NT2-Flussbettsedimenten liegen keine Altersbelege vor. Der horizontal geschichtete Kieskörper weist auf kaltzeitliche Ablagerungsbedingungen hin, ebenso die große Ausdehnung und Ebenheit der Terrasse.

Eine Sondierung in der Randsenke der NT2 südlich der Unteren Haidhof-Siedlung erbohrte am Top des NT2-Kieskörpers eine 15 cm mächtige Torflage überdeckt von jüngeren Hochflutsedimenten und einem schwarzen Anmoor (Abb. 12). Die Datierung der Torfbasis ergab ein Alter von 12.150 ± 40 ¹⁴C BP, das nach HOEK & BOHNCKE (2001) in die würmspätglaziale Wärmeschwankung des ausgehenden Bølling-Interstadials fällt. Die kaltzeitliche Ausbildung der NT2 Terrassenschotter ist damit älter als Bølling. Sie ist morphostratigraphisch auch älter als die NT3, deren Ausbildung ebenfalls schon deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode einsetzte (s.u.), und sie ist nach ihrer Höhenlage jünger als die würm-hochglaziale NT1. Insofern entstand sie vermutlich mit der beginnenden Erwärmung im ausgehenden Würm-Hochglazial nach 18.000 ¹⁴C BP und vor Beginn der NT3-Ausbildung vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren (s.u.). Flussgeschichtlich wäre mit Ausbildung der NT2 das Würm-Spätglazial anzusetzen.

Aufschlüsse: Im Abbau befindliche Kiesgrube „Wager“ nordwestlich von Aislingen, R 43 84 134, H 53 76 737 (Kap. 5: A4).

3.1.1.5 Niederterrasse 3 (NT3)

Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Spätwürm (Älteste Dryas bis Ausgang Jüngere Dryas)

Die spätwürmzeitliche NT3 ist die jüngste der drei im Blattgebiet erhaltenen Niederterrassen (Abb. 2, Beilage 1). Westlich der Donau erstreckt sie sich von Gundelfingen nach Südwesten über die Blattrandgrenze hinaus auf das Nachbarblatt 7427 Sontheim a.d. Brenz, wo sie südlich von Riedhausen noch weit über die bayerische Landesgrenze hinaus bis ins württembergische Gebiet erhalten ist (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz). Sie wird im Folgenden auch als Riedhausen–Gundelfinger NT3 bezeichnet.

Während die NT3 auf dem westlichen Nachbarblatt, wie zum Beispiel im Naturschutzgebiet „Gundelfinger Moos“, großflächig von häufig über 2 m mächtigen Niedermooren bedeckt ist (siehe SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz), trägt sie im Blattgebiet fast flächendeckend eine Deckschicht aus meist 0,1 bis 0,7 m mächtigem Alm. Er liegt oft auf geringmächtigen Pechanmooren (BRUNNACKER 1959) und altholozänen oder würm-spätglazialen Hochflutsedimenten. Nur kleinräumig, so an der südwestlichen Blattrandgrenze, reichen kalkreiche Anmoore und Hochflutsedimente bis an die Oberfläche.

Verbreitung: Die Terrassenoberfläche der NT3 erhebt sich im Süden etwa 0,5 bis 1 m über die dort angrenzende alt- und mittelholozäne Donauaue. Südlich von Gundelfingen ist ihre Oberfläche etwa 2 m höher als die angrenzende jungholozäne Donauaue und wird selbst von extremen Donauhochwassern nicht überflutet. Westlich von Gundelfingen liegt ihre Oberfläche in einer ähnlichen Höhenlage wie der einmündende Talboden der Brenz. Insofern sollten morphostratigraphisch beide in etwa zeitgleich im Laufe des Spätwürms entstanden sein (s.u.). Die NT3 ist aber auch östlich bzw. südlich der Donau erhalten. Sie setzt am westlichen Blattrand bei Gundremmigen in knapp 434 m ü. NN als schmale Terrassenleiste ein und ist östlich des Kernkraftwerks Gundremmigen von der altholozänen Donau auf kurzer Strecke ausgeräumt. Östlich der Siedlung Oberer Haidhof und südlich der holozänen Donauaue erstreckt sich dann in der Flur „Heide“ mit 1 bis über 2,5 km Breite über den östlichen Blattrand hinaus weiter talabwärts (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost).

Die Terrassenoberfläche der NT3 liegt zwischen Gundremmigen und Oberer Haidhof-Siedlung in ähnlicher Höhe wie die zur Donau hin angrenzende und von Mäanderterrassen geprägte holozäne Donauaue. Weiter talabwärts erhebt sie sich dann deutlich, um fast 1 m über die nördlich angrenzende Donauaue. Sie liegt ihrerseits etwa 0,5 bis 1 m tiefer als die im Süden angrenzende NT2. Vom Haidhof und über die östliche Blattrandgrenze hinaus durchzieht die NT3-Oberfläche ein Geflecht aus zum Teil über 1 m tiefen und häufig mehrere Zehnern von Metern breiten, stark ver-

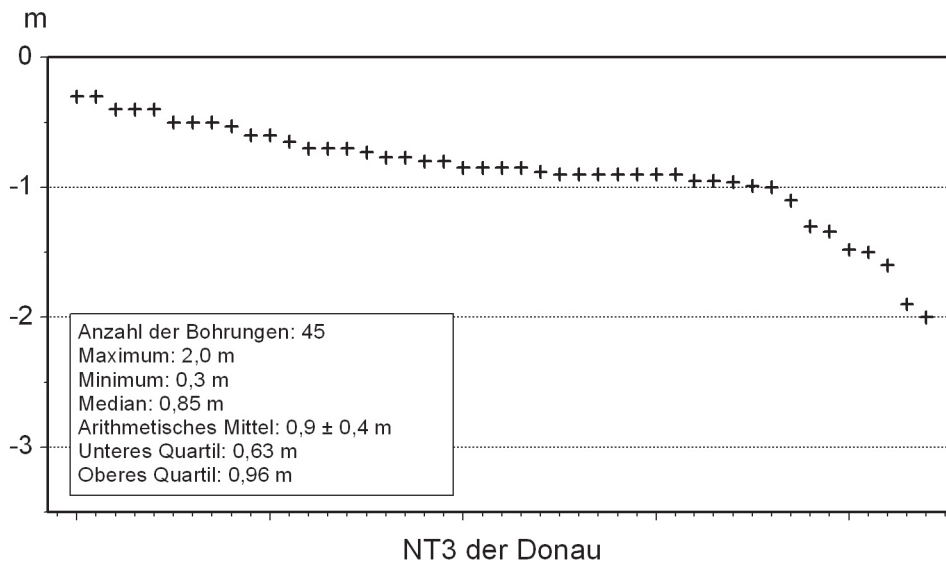


Abb. 13: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Mächtigkeiten (m) feinklastischer Hochflutsedimente in Metern unter Geländeoberfläche außerhalb der Niedermoor- und Almgebiete nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

zweigten ehemaligen Flussrinnen, die nur etwa 1 km weiter talabwärts (7429 Dillingen Ost) auf der NT3-Oberfläche auslaufen. Diese alten Flussrinnen tragen häufig anmoorige Böden, die sich farblich markant von den Braunerden und Parabraunerden der umgebenden NT3-Flächen abheben. Schwarze Anmoore sind zudem in der breiten Randsenke zur südlich angrenzenden NT2 weit verbreitet.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Die auf den sandig-kiesigen Flussbettseimenten der Riedhausen-Gundelfinger NT3 liegenden und großflächig verbreiteten tonigen, bisweilen auch feinsandigen Hochflutlehme besitzen größtenteils Mächtig-

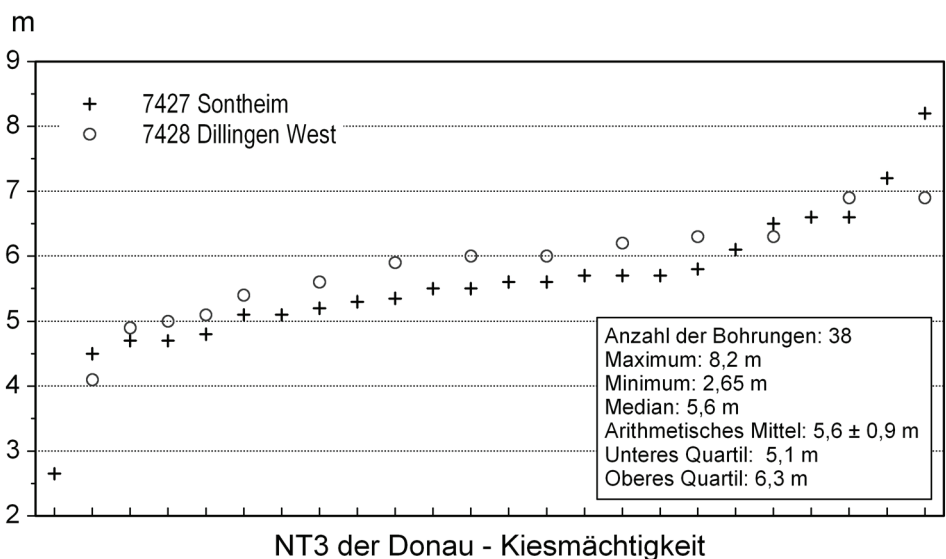


Abb. 14: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Kiesmächtigkeiten (m) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

keiten von 0,5 bis 1,3 m, in Rinnen von bis zu 2 m (Abb. 13). Auf höheren Kiesrücken können sie auch weitgehend fehlen. Am Top dieser überwiegend im Spätglazial und frühen Holozän abgelagerten Hochflutsedimente der Donau (s.u.) sind häufig schwarze Anmoore, Pechanmoore *sensu* BRUNNACKER (1959), ausgebildet.

Generell schwanken die Kiesmächtigkeiten im Bereich der Riedhausen-Gundelfinger NT3 nur wenig (Abb. 14). Meist liegen sie zwischen 5 und 6 m und das sowohl im Blattgebiet als auch weiter talaufwärts bis zur bayerischen Landesgrenze bei Riedhausen (7427 Sontheim a.d. Brenz). Nur in einer Bohrung auf württembergischem Gebiet südwestlich von Riedhausen wurde eine deutlich höhere Kiesmächtigkeit von 8,2 m angetroffen. Aufgrund der insgesamt relativ geringen Schottermächtigkeiten ist davon auszugehen, dass die Kiesbasis weitgehend auch der NT3-Terrassenbasis entspricht. An der Blattgrenze liegt die Kiesbasis in einer Tiefe von ca. 426,5 bis 429 m ü. NN und dacht talabwärts bis Gundelfingen auf 424 bis 427 m ü. NN ab (Beilage 6).

Die Mächtigkeit der Hochflutsedimente auf der NT3 östlich und südlich der Donau unterscheidet sich nicht wesentlich von der Riedhausen–Gundelfinger NT3. Meist sind sie 0,5 bis 0,8 m, selten bis 1,5 m mächtig und können in Kuppenpositionen auch weitgehend fehlen. Auch der Kieskörper besitzt nach den vorliegenden Schichtenverzeichnissen von neun Bohrungen, die die Quartärbasis erreichen, ähnliche Mächtigkeiten von etwa 5 bis 7,5 m. Die Kiesbasis liegt nordnordöstlich von Gundremingen in einer Tiefe von ca. 422 m ü. NN und dacht talabwärts bis zum östlichen Blattrand auf ca. 416 m ü. NN ab (Beilage 6).

Lithologie. Im NT3-Areal östlich und südlich der Donau existiert aktuell kein Aufschluss, der Einblick in die Deckschichten und den NT3-Kieskörper gewährt. Nach schotterpetrographischen Analysen von LEGER (1988: Tab. 30) nahe der östlichen Blattgrenze beim Theresienhof (7429 Dillingen Ost) besteht der NT3-Kieskörper dort schotterpetrographisch zu etwa 71% aus kalkalpinen Geröllen, gefolgt von Gneisen, Amphiboliten, Malmkalken, Hornsteinen, Kieselkalken Quarz und Quarziten. Nur vereinzelt sind Dolomite und tertiäre Kalksteine vertreten.

Im aktuellen Abbaugelände der Kiesgrube „Fetzer“ auf der Riedhausen-Gundelfinger NT3 südlich des Maxfelderhofs dominieren von der Korngröße her hellgraue Mittel- und Grobkiese mit mittelsandigem Zwischenmittel (Kap. 5: A2). Die am westlichen Blattrand gelegene Kiesgrube ermöglicht aber vor allem Einblicke in die auf dem Kieskörper verbreiteten Deckschichten (Abb. 15). Oberhalb des Grundwasserspiegels sind dort großflächig etwa 0,5 bis 1,4 m mächtige, horizontal geschichtete Donaukiese einsehbar, die von einem verwilderten Donaulauf („*braided river*“) abgelagert worden sind. Die Kiesoberkante besitzt Kiesrücken und bis zu 1,5 m tiefe Rinnen (Abb. 16 bis Abb. 19). Die Rücken sind Kiesinseln und die Rinnen nicht mehr mit Flussbettsedimenten verfüllte NT3-Flussarme, die nach Aufschotterung der NT3 in

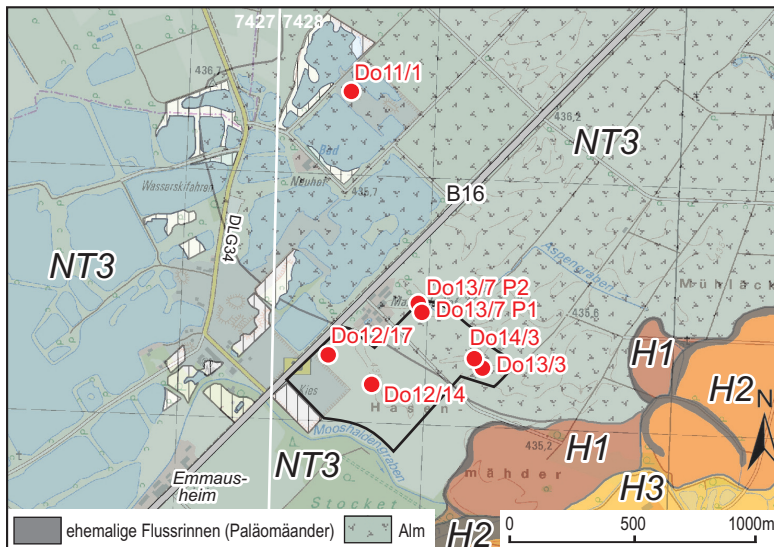


Abb. 15: Im Text genannte Aufschlussprofile in der Kiesgrube „Fetzer“ an der B16 beim Maxfelderhof (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

diesem Gebiet zurückblieben. Sie wurden im nachfolgenden Würmspätglazial und Holozän von Hochflutsedimenten und bereichsweise auch durch Almausfällungen weitgehend verfüllt (Bild 6 bis Bild 9).

Nach Aufschotterung der NT3 und einer Ruhephase unbekannter Dauer mit Verwitterung der obersten ein bis zwei Dezimeter mächtigen

Kiesschichten (Abb. 16 bis Abb. 21: Schotteranwitterungshorizonte) wurden die relativ flachen Rinnen mit feinklastischen Hochflutsedimenten überwiegend in Form toniger Hochflutlehme verfüllt (Bild 7, Abb. 16). Lediglich in einzelnen, etwas tieferen Rinnen (Bild 8, Abb. 17) kam es zunächst wegen höherer Strömungsenergien der Hochwasser im mehrfachen Wechsel zur Ablagerung von cm-starken Kieslagen, lehmigen Feinsanden und feinsandigen Lehmen bevor auch hier Hochflutlehme abgelagert wurden. Vier AMS ^{14}C -Datierungen an mit den Hochflutlehmen sedimentierten Holzkohleflittern ergaben drei präboreale Alter von 9.740 bis 9.360 ^{14}C BP (Abb. 16, Abb. 18 und Abb. 21) sowie ein frühes boreales Alter von 8.788 ^{14}C BP (Abb. 17). Auf diesen präborealen bis frühen borealen Hochflutablagerungen bildete sich in einer längeren Ruhephase ohne Hochwasserbeeinflussung und ohne Almausfällungen im Zeitraum



Bild 6: Altholozäne Rinnenfüllung auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof nahe der Blattrandgrenze auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West (Tab. 9: Aufschluss A2).



Bild 8: Deckschichtenprofil Do12/17 (Abb. 17) einer Rinnenfüllung auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südwestlich vom Maxfelderhof. Im Zentrum der Rinne von oben nach unten: gepflügter Oberboden (Ap) und jüngerer Hochflutlehm (dunkelbraun) über Alm (weiß) über fossilem Pechanmoorgley (schwarz bis dunkelgrau) auf älterem holzführenden Hochflutlehm (grau) über fossilem Schotteranwitterungshorizont auf NT3-Donaukiesen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 15.

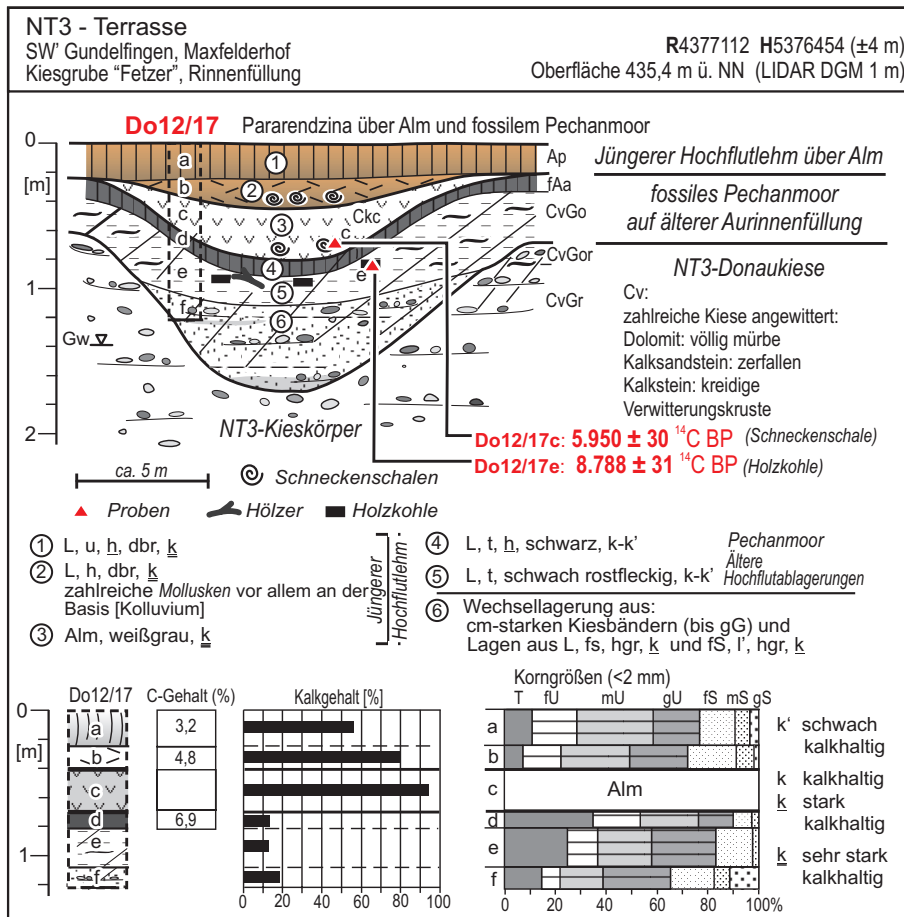


Abb. 17: Deckschichtenprofil Do12/17 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlusses siehe Abb. 15. Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

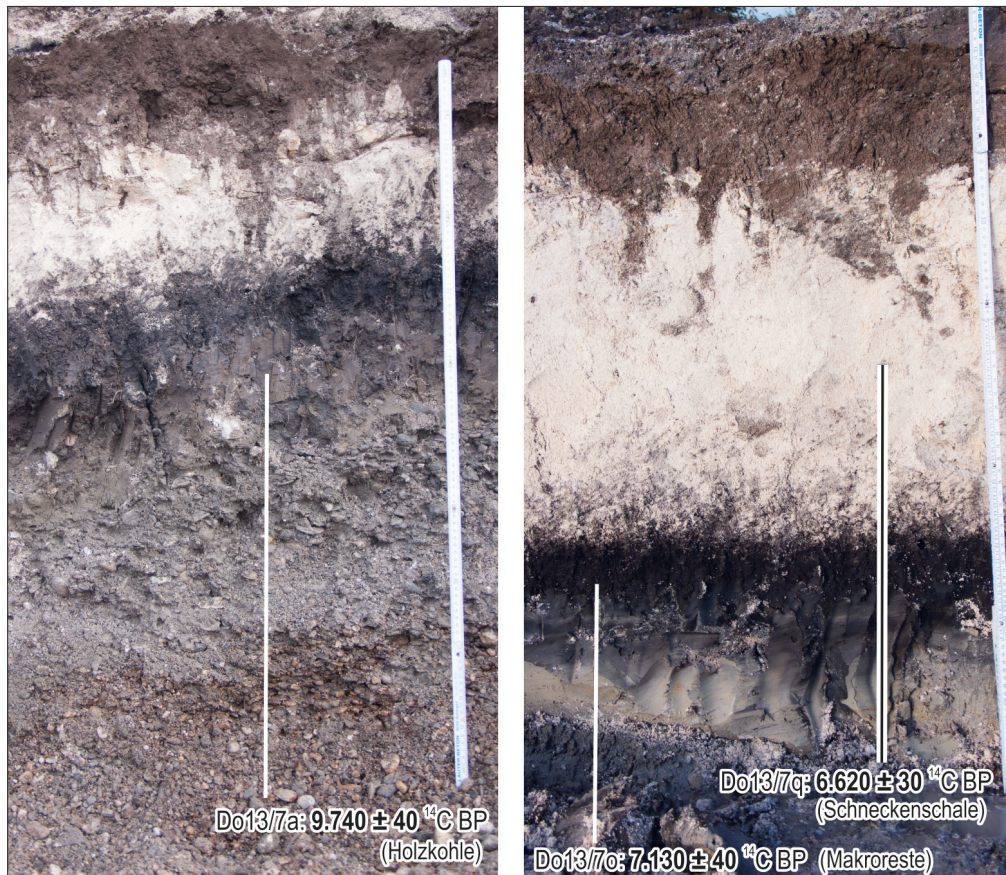


Bild 9: Deckschichtenprofil Do13/7 (Abb. 18) auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof. Von oben nach unten: zum Teil abgeschoben gepflügter Oberboden auf jüngerem Hochflutlehm (braun) über Alm (weiß) über fossilem Pechanmoorgley (schwarz bis dunkelgrau) auf älterem Hochflutlehm (grau) über fossilem Schotteranwitterungshorizont auf NT3-Donaukiesen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 15.

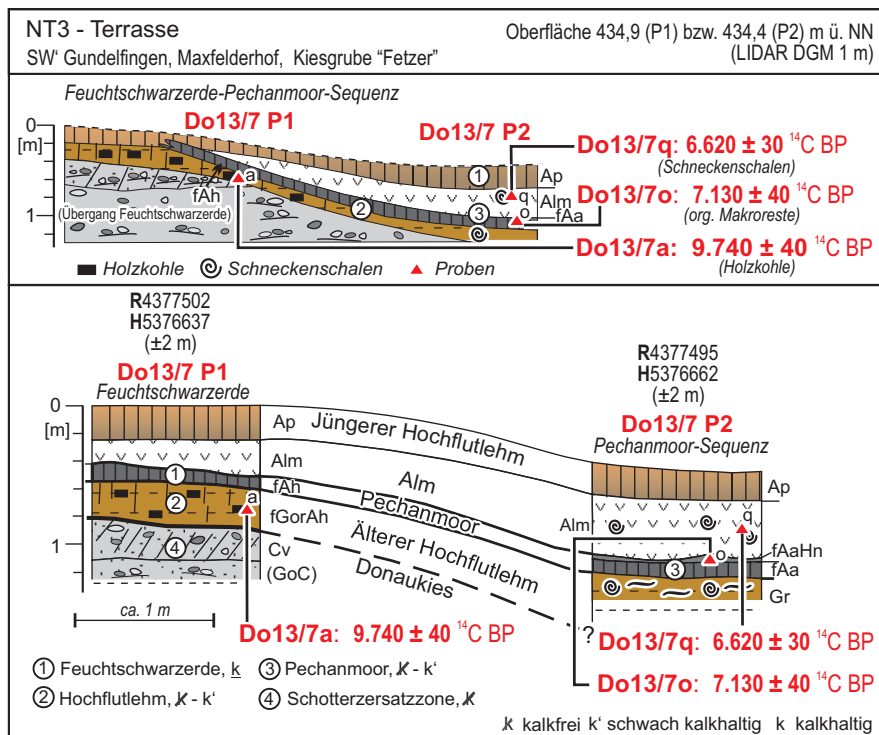


Abb. 18: Deckschichtenprofil Do13/7 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 15. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

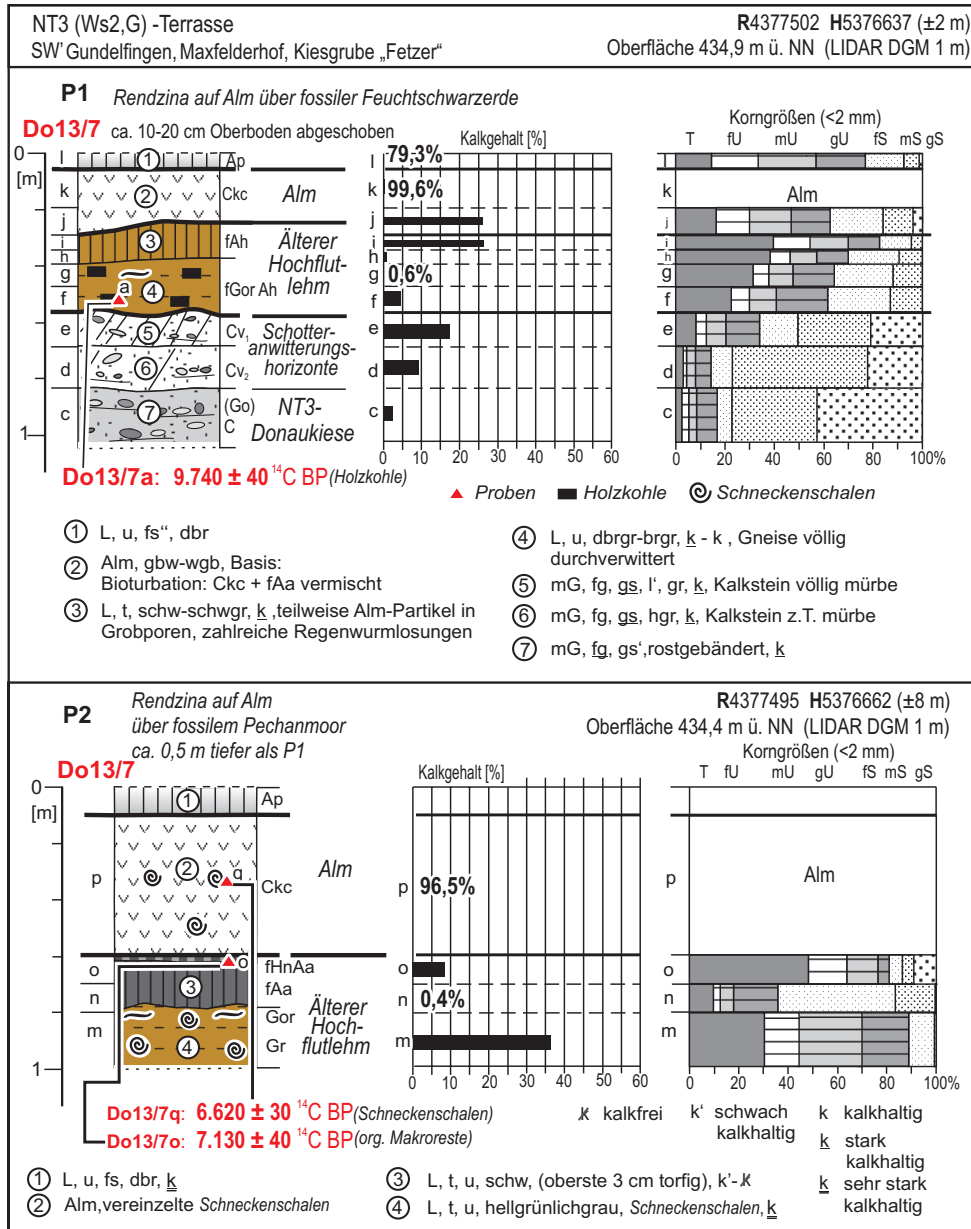


Abb. 19: Details zum Deckschichtenprofil Do13/7 in Abb. 18.

mittleres Boreal bis frühes Atlantikum um 7.130 ¹⁴C BP eine Bodencatena aus weitgehend entkalkten Feuchtschwarzerden in höheren Lagen und kalkfreien bis kalkarmen Pechanmooren in den Rinnen (Abb. 18, Abb. 19).

Anschließend, wahrscheinlich ab dem mittleren Atlantikum, kam es zur Ausfällung der den Hochflutsedimenten und ihren Paläoböden aufliegenden Almdeckschichten. Zwei in den Almdeckschichten eingelagerte Schneckenschalen mit Altern von 6.620 und 5.950 ¹⁴C BP (Bild 9, Abb. 18, Abb. 19), deren ¹⁴C-Alter bedingt durch einen „Hartwassereffekt“ unbekannter Größenordnung (s.u.) sicherlich 500 Jahre und mehr zu hoch sind, weisen daraufhin.

Vermutlich erst im Jungholozän wurden die im aktuellen Kiesgrubenareal aufgeschlossenen und nicht weit von der Donauaue entfernten NT3-Flächen wieder von

Donauhochwassern erreicht. Sie hinterließen in Rinnen bis zu wenige Dezimeter mächtige dunkelbraune Hochflutlehme. Meistens sind sie in den gepflügten Oberböden (Abb. 16 bis Abb. 19: Ap-Horizonte) aufgearbeitet.

Fazies: Die Riedhausen–Gundelfinger NT3 ist derzeit am westlichen Blattrand in der Kiesgrube „Fetzer“ aufgeschlossen. Wie oben beschrieben, sind im aktuellen Abbaugebiet der Kiesgrube südlich des Maxfelderhofs oberhalb des Grundwasserspiegels großflächig etwa 0,5 bis 1,4 m mächtige, horizontal geschichtete Donaukiese einsehbar, die von einem verwilderten Donaulauf („*braided river*“) abgelagert worden sind.

Östlich und südlich der Donau existieren aktuell keine Aufschlüsse, die Informationen über das Schichtungsbild der NT3-Flussbettsedimente liefern. Die weite Erstreckung der Terrasse und das Fehlen primärer Aurinnenscharen sprechen für ein Sedimentationsmilieu durch einen kaltzeitlich verwilderten Donaulauf. Das zwischen dem Haidhof und der östlichen Blattrandgrenze in der NT3-Oberfläche erhaltene Geflecht von zum Teil über 1 m tiefen und häufig mehrere Zehnern von Metern breiten Paläo-Flussrinnen weisen dort auf eine lokale Bündelung des Abflusses auf wenige Abflussrinnen hin, also auf einen stark verzweigten Donaulauf.

Alter: Aus den Flussbettsedimenten der NT3 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautalabschnitt bis Steinheim (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost) numerische Datierungen vor. Eine Alterseinstufung ist daher lediglich über das Alter der den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten aufliegenden Deckschichten möglich. Diese sind nur im Bereich der Riedhausen-Gundelfinger NT3 aufgeschlossen, die aber morphostratigraphisch annähernd zeitgleich mit der NT3 östlich und südlich der Donau entstanden ist.

Die ältesten Hochflutsedimente auf der Riedhausen-Gundelfinger NT3 wurden bereits im frühen Spätglazial abgelagert. Schneckenschalen an der Basis eines Hochflutlehms im weitgehend abgebauten Grubenareal der Kiesgrube Fetzer nordwestlich der B16 in der Flur „Schänzle“ ergaben ein AMS ^{14}C -Alter von 15.200 ± 50 ^{14}C BP (Bild 10, Abb. 20). Am Top des insgesamt 35 cm mächtigen spätglazialen Hochflutlehms ist unter Almbedeckung ein Pechanmoor begraben. Eine Schneckenschale unmittelbar unter dem fossilen Pechanmoor ergab ein AMS ^{14}C -Alter von 12.360 ± 60 ^{14}C BP. Dabei ist zu berücksichtigen, dass terrestrische Molluskenschalen potentiell bei der ^{14}C -Datierung einem sog. „Hartwassereffekt“, durch Einbau von umgebenden ^{14}C -verarmtem Kalziumhydrogenkarbonat in ihre Schale, besitzen. Dadurch können deren ^{14}C -Alter zu hoch ausfallen. Im Untersuchungsgebiet dürfte er in der Größenordnung von 500 Jahren liegen. Letzteres ergaben die ^{14}C -Datierungen an Holzkohlen und Schneckenschalen aus einer sandigen Kieslage der H3-Terrasse südlich von Lauingen (Abb. 28), die einen entsprechenden Altersunterschied aufwiesen. Auch bei Berücksichtigung eines noch höheren Hartwassereffektes zeigen diese Datierungen,

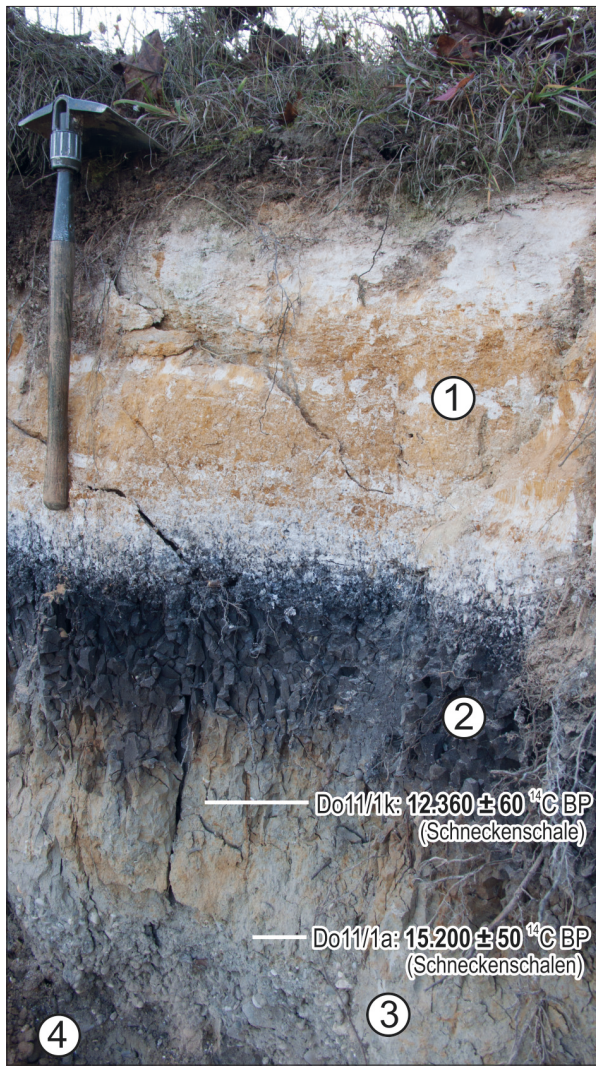


Bild 10:
 Deckschichtenprofil Do 11/1 (Abb. 20) auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nördlich vom Maxfelderhof in der Flur „Schätzle“. Von oben nach unten: Oberboden zum teil abgeschoben über Alm (1)(weiß mit Rostbänderung) über fossilem Pechanmoorgley (2) (schwarz bis dunkelgrau) auf vergleytem älterem Hochflutlehm (3) über NT3-Donaukiesen (4). Zur Lage des Profils siehe Abb. 15.

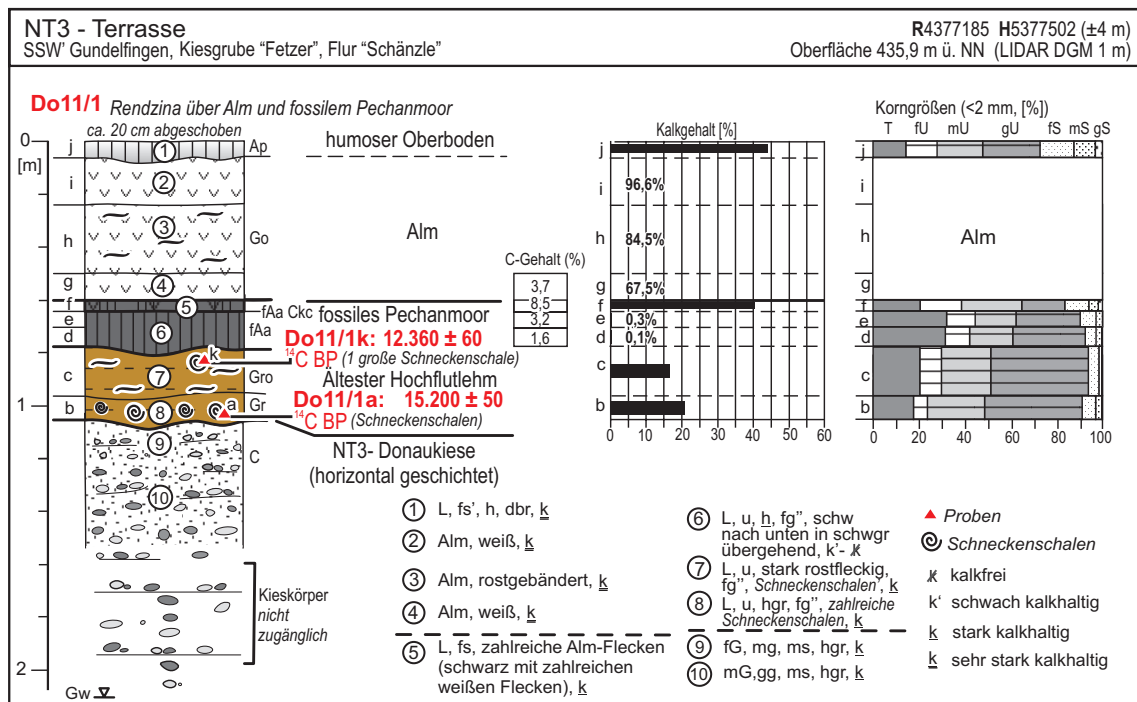


Abb. 20: Deckschichtenprofil Do11/1 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nordwestlich der B16 in der Flur „Schänzle“ (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlusses siehe Abb. 15. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

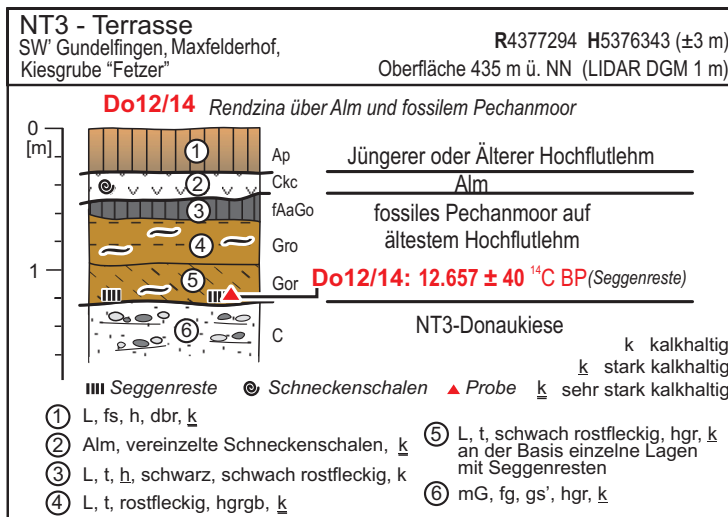


Abb. 21:
Deckschichtenprofil Do12/14
auf der NT3 der Donau in der
Kiesgrube „Fetzer“ nahe der B16
(7428 Dillingen West). Zur Lage
des Aufschlussprofils siehe Abb.
15. Das ^{14}C -Alter ist in Tab. 7
aufgelistet.

dass schon im frühen Spätglazial auf der NT3 im Blattgebiet Hochflutsedimente abgelagert wurden, auf denen sich im Bølling/Allerød-Interstadialkomplex ein entkalktes „Pechanmoor“ entwickelte.

Die ^{14}C -Datierung von Seggenresten an der Basis eines 70 cm mächtigen und ein Pechanmoor tragender Hochflutlehm über NT3-Kiesen an anderer Stelle in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der B16 ergab ebenfalls ein prä-bøllingzeitliches AMS ^{14}C -Alter von 12.657 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 21).

Bereits in der Bølling/Allerød-Periode vor etwa 11.800 ^{14}C -Jahren begann an einzelnen Stellen im Gundelfinger Moos (Nachbarblatt 7427 Sontheim a.d. Brenz) unmittelbar auf dem NT3-Kieskörper der Torfaufwuchs. An anderer Stelle setzte er dort aber auch erst am Beginn des Präboreals vor etwa 9.900 ^{14}C -Jahren oder auch später ein (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz).

Die nächsten jüngeren Hochflutsedimente auf der Riedhausen-Gundelfinger NT3 stammen bereits aus dem Präboreal und frühen Boreal (s.o.). Sie sind großflächig vor allem in den näher zur holozänen Donauaue gelegenen Terrassenflächen südöstlich des Aspengrabens weit verbreitet und liegen auf einem bis in etwa zwei bis drei Dezimeter Tiefe vorverwitterten Kieskörper (Abb. 16 bis Abb. 19: Cv- bzw. Schotteranwitterungshorizonte). Insofern ist der dort verbreitete NT3-Kieskörper sicherlich älter als Präboreal und mindestens jüngerdryaszeitlichen Alters. Wieweit sich die altholozänen Hochflutsedimente bis in die zentralen und externen Terrassenareale erstrecken, ist nicht bekannt.

Insgesamt ergibt sich für das Bildungsalter der sandig-kiesigen NT3-Flussbettseimente ein Zeitraum von deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode für die zentralen und externen Terrassenareale zwischen B16 und Sontheimer Hochterrasse. Dagegen könnten die donaunäheren Terrassenareale südöstlich der B16 bzw. südöstlich des Paläochannels „Alter Aspengraben“ jünger sein. Darauf weisen das Fehlen älterer

spätglazialer Hochflutsedimente und stattdessen die weite Verbreitung relativ junger, präborealer bis frühborealer Hochflutablagerungen hin. Wahrscheinlich wurden diese NT3-Bereiche erst im Zeitraum zwischen der Bølling-/Allerød-Periode bis Ausgang Jüngere Dryas abgelagert. Ihre räumliche Verbreitung ist allerdings unklar und morphologisch bisher nicht abgrenzbar.

Eine ähnlich frühzeitige Anlage der NT3 der Donau deutlich vor der Bølling-/Allerød-Periode konnte weiter talabwärts im Donautal bei Straubing nachgewiesen werden (SCHELLMANN 2010). Dort ist die Aufschotterung der NT3 zweiphasig. Die ältere Hauptbildungsphase begann vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren und dauerte bis zum Bølling. Eine zweite Periode mit kräftiger Aufschotterung horizontal- und troggeschichteter Donaukiese fällt dort vor allem in die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas.

Aufschlüsse: Aufschluss A1, ehemalige Kiesgrube „Fetzer“ nordwestlich der B16. Der Abbau ist eingestellt, aber es ist noch eine Kiesgrubenwand zugänglich. Aufschluss A2, die aktuell im Abbau befindliche Kiesgrube „Fetzer“ südöstlich der B16.

3.1.1.6 Löß und Lößlehm (>0,7 m)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm

Lößdeckschichten bedecken die Sontheim–Dillinger Hochterrasse und den Anstieg zur Schwäbischen Alb sowie die am südlichen Talrand verbreitete Übergangsterrasse. Durch spätglazial/holozäne Bodenbildungsprozesse ist der jüngste und ursprünglich kalkhaltige Würmlöß, der in der Regel an der heutigen Geländeoberfläche ansteht, meist bis in 0,6 bis 1,0 m Tiefe unter Geländeoberfläche entkalkt, verlehmt und im Unterboden durch die Lessivierungsdynamik einer Parabraunerdebildung zusätzlich tonangereichert. Südlich von Obermedlingen beschreiben KOHL et al. (1954) schwarzerdeähnliche Böden, die auch im nördlichen Bereich der Dillinger Hochterrasse sowie im Bereich und nördlich des Breitlegrabens als kalkhaltige Tschernoseme mit schwarzen, bis zu 50 cm mächtigen Oberböden weit verbreitet sind. Ähnliche Bodenentwicklungen in Form von Parabraunerde-Tschernosemen beschreiben THATER & STAHR (1991) im westlichen Bereich der Sontheimer Hochterrasse auf württembergischem Gebiet NW Riedhausen (7427 Sontheim a.d. Brenz). Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und an den Geländestufen zum jungquartären Donautalboden können allerdings die Bodenprofile bei ackerbaulicher Nutzung stark erodiert sein und der kaum verwitterte Würmlöß heute bis zur Oberfläche reichen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecken kann stark variieren. Auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse und der Übergangsterrasse besitzen sie meist Mächtigkeiten von 2 bis 4 m. Vor allem am Anstieg zur Schwäbischen Alb treten nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen häufiger größere Mächtigkeiten von über

5 m und mehr auf. Den Aufbau solcher Lößwächten am Ostabfall der Schwäbischen Alb, wie sie ehemals in der Ziegelei Gundelfingen bzw. Händle nördlich vom Hohlen Stein aufgeschlossen waren, beschreiben BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997; STRAHL 1997) sowie LEGER (1988).

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit häufig geringen Tonanteilen. Meistens besitzt er eine gelbliche bis hellbraune Farbe und Nadelstichporen. Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Nach Analysen von KOHL et al. (1954: 501) besitzt der frische, wahrscheinlich jungwürmzeitliche Löß auf der Dillinger Hochterrasse südlich von Obermedlingen im Mittel Kalkgehalte von 26 bis 32%, relativ hohe Tongehalte zwischen 30 bis 35 Gew.% und niedrige Sandgehalte zwischen 3 bis 6 Gew.%. Der relativ feinsandreiche Löß auf der Übergangsterrasse westlich von Aislingen besitzt unter der holozänen lessivierten Braunerde in 1,2 m unter Flur Kalkgehalte von knapp 20% (Abb. 8). In einem Hausaufschluss in Eppisburg auf dem Nachbarblatt 7429 Dillingen Ost (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost) liegen die Kalkgehalte im ÜT-Löß meist zwischen 12 bis 21% und der Sandgehalt beträgt in den reinen, meist von Naßböden überprägten Lößschichten 13 bis 18%. In sehr sandstreifigen Lagen können dort die Sandgehalte auf 40 bis 60% ansteigen. Die Ursache für diese hohen Sandgehalte liegt an der Nähe des kaltzeitlichen Auswehungsgebietes, den nördlich angrenzenden Niederterrassenfluren, und sicherlich auch an einem solifluidalen oder abluativen Eintrag von Tertiärsanden vom südlichen Talhang.

Es ist davon auszugehen, dass auch die im Blattgebiet auf den Hochterrassen verbreiteten Lößdeckschichten interstadiale Böden wie Nassböden, Verbraunungshorizonte und Humuszonen besitzen. Mangels Aufschlüsse liegen hierzu keine Informationen vor.

Fazies: Löß ist überwiegend ein äolisches Produkt, besitzt allerdings häufig eingelagerte periglaziale Fließerden sowie vereinzelt Lagen periglazialer Spülsedimente. Es ist davon auszugehen, dass auch die im Blattgebiet auf den Hochterrassen verbreiteten Lößdeckschichten interstadiale Böden wie Nassböden, Verbraunungshorizonte, Humuszonen besitzen. Mangels Aufschlüsse liegen hierzu keine Informationen vor.

Alter und Fossilführung: Die auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse verbreiteten Lößdeckschichten wurden im Blattgebiet in der Würm-Kaltzeit abgelagert (LEGER 1988). Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Von der Dillinger Hochterrasse S Obermedlingen beschreiben KOHL et al. (1954: 501) das stellenweise Auftreten von Lößschnecken der Art *Succinea oblonga*.

Aufschlüsse: Im Blattgebiet standen keine dauerhaften und während der Kartierzeit auch keine temporären Aufschlüsse zur Verfügung. Weiter talabwärts werden die Hochterrassenkiese aktuell in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt (Blatt 7329

Höchstädt) abgebaut (Abb. 7 sowie JUNG & HAGMAIER 2013: 63f.). Dort ist aktuell auch die Würmlößdecke aufgeschlossen.

3.1.2 Pleistozän bis Holozän

3.1.2.1 Bach- und Flussablagerungen, Talboden der Brenz

Pleistozän bis Holozän

Die Donau besitzt im Blattgebiet mehrere große Seitenbäche. Dazu zählen am südlichen Talrand der Aislinger Bach und die Glött, deren Talböden mit Erreichen des Donautals auf die dort verbreiteten Niederterrassen ausmünden. Anders ist die Situation bei den aus der Schwäbischen Alb einmündenden Bächen. Brenz, Zwergbach und Egau besitzen vor Erreichen des Donautalbodens zum Teil breite und unterschiedlich stark in der umgebende Sontheim–Dillinger Hochterrasse eingetiefte Talböden, wobei der Zwergbach am Nordostrand von Dillingen (7429 Dillingen Ost) in die Egau mündet.

Das markanteste Seitental ist die Brenz. Ihr bis zu 1,1 km breiter, würmzeitlicher und holozäner Talboden ist durch eine markante, etwa 5 m hohe Geländestufe (Bild 11) und durch die fehlende Lößbedeckung deutlich von der Sontheimer Hochterrasse im Süden und der Dillinger Hochterrasse im Norden abgesetzt (Beilage 2: Profilschnitt 7428/1). An der westlichen Blattrandgrenze liegt der Brenztalboden bei fast 436 m ü. NN und bei der Einmündung in die Donauniederung westlich von Gundelfingen bei ca. 434 m ü. NN. Daraus ergibt sich ein Oberflächengefälle von etwa 1,0‰. Westlich von Gundelfingen liegt der Brenztalboden in ähnlicher Höhenlage wie die im Süden angrenzende NT3-Oberfläche. Zur Zeit der Ausbildung der NT3 der Donau mündete hier die spätwürmzeitliche Brenz in die Donau. Morphostratigraphisch sollte daher die angrenzende Talniederung der Brenz im Wesentlichen spätwürmzeitlichen oder jüngeren Alters sein (s.u.).

Der insgesamt sehr ebene Talboden der Brenz besitzt am nördlichen Talrand von der B16 westlich von Gundelfingen bis weit über die westliche Blattrandgrenze hinaus (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz) eine schmale, bis zu 60 m breite und meist 1 m, selten 2 m höhere lößfreie Terrassenleiste (Beilage 2: Talquerprofil 7428/1). Sie ist vermutlich ein Relikt des würmhochglazialen Talbodens der Brenz.

Die begradigte und kanalisierte Brenz wird von einer etwa 100 bis 300 m breiten, vermutlich holozänen Talaue begleitet, die durch alte Mäanderbögen und jüngstens durchstochene Altarme der Brenz geprägt ist. Am westlichen Blattrand quert das Brenztal ein durch Ackerbau stark abgeflachter, bis zu 1 m hoher wallartiger Rücken vorwiegend aus Alm, Sand und Kies, der in bayerischen Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 als „vergangene Schanze“ bezeichnet wird (Bild 11; Abb. 22). Dieser Wall setzt talaufwärts bei Bächingen ein (7427 Sontheim a.d. Brenz) und reicht bis zum Hoch-



Bild 11: Eingeebnete „Alte Schanze“ im Brenztal unterhalb von Bächingen. Die Strommasten stehen auf der stark eingeebneten Schanze. Im Hintergrund der Anstieg zur Dillingen Hochterrasse und die bewaldeten Höhen am Horizont sind die Schwäbische Alb.

terrassenrand am Seegraben. Wann und wozu diese anthropogene Aufschüttung gemacht wurde, ist unbekannt.

Im Gegensatz zum Brenztal sind die Talböden von Zwergbach und Egau deutlich geringer in die Dillinger Hochterrasse eingetieft, da beide im Blattgebiet wesentlich weiter von der Mündung in den jungquartären Donautalboden östlich von Dillingen entfernt sind. Der Zwergbach besitzt zwischen Haunsheim und Frauenriedhausen einen bis zu 500 m breiten, durch schwarze Anmoore geprägten Talboden. Weiter talabwärts verschmälert sich das Tal deutlich auf etwa 50 bis 150 m Breite. Der Talboden liegt meist etwa 1 m bis 2 m tiefer als die umgebenden Hochterrasseflächen. Die Egau besitzt oberhalb der Einmündung des Zwergbachs einen schmalen, meist 70 m breiten und nur etwa 0,5 bis 1 m tiefer liegenden Talboden. Unterhalb der Zwergbachmündung erreicht die Breite des Egautalbodens etwa 100 bis 170 m und die Eintiefung in die umgebenden Hochterrassefluren liegt mit Annäherung an den jungquartären Talboden der Donau bei etwa 2 bis 3 m.

Mächtigkeit und Deckschichten: Es liegen aus dem Blattgebiet nur wenige Informationen über Tiefenlage und Mächtigkeit der quartären Kiesfüllung des Brenztales vor. Zwei Bohrungen, die an der B16 westlich von Gundelfingen im Talboden niedergebracht wurden, durchteuften unter etwa 2 m mächtigen feinklastischen Deckschichten einen 6,3 bzw. 7,9 m mächtigen Kieskörper. Dessen Basis lag im Niveau der Kiesbasis in der südlich angrenzenden würmspätglazialen NT3 und deutlich tiefer als die Kiesbasis im Bereich der Sontheim–Dillinger Hochterrasse in diesem Raum. Diese Kiesmächtigkeiten wurden ins Talquerprofil 7428/2 (Beilage 2) hineinprojiziert.



Bild 12: Ebener Talboden der Brenz oberhalb von Gundelfingen bedeckt von schwarzen bis schwarzbraunen Anmooren und lokalen weißen Almlinsen in Pflugsohlentiefe.

Eine weitere Bohrung an der Brenzkanalbrücke im Stadtgebiet von Gundelfingen durchteufte unter künstlicher Auffüllung einen 4,2 m mächtigen Kieskörper. Die Quartärbasis bei 427,7 m ü. NN liegt dort im Basisniveau der südlich angrenzenden NT3 der Donau und etwa 5 m tiefer als im Bereich der nördlich angrenzenden Dillinger Hochterrasse. Die Mächtigkeit von Brenztalkiesen am gesamten Kieskörper ist nicht ersichtlich.

Auf dem Kieskörper liegen im Blattgebiet und weiter talaufwärts bis zur bayerischen Landesgrenze bei Bächingen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz) unterschiedliche Deckschichten. Fast zwei Drittel des nördlichen Talbodens sind von meist 20 bis 60 cm mächtigen schwarzen Anmooren bedeckt, wobei häufig geringmächtige Bänder und Linsen von Alm (Bild 12) auftreten können (siehe auch KOHL et al. 1954: 502f.). Diese liegen selten auf ein bis wenige Dezimeter mächtigen Niedermoortorfen. In der Regel überlagern sie geringmächtige Hochflutlehme oder Flusssande, liegen aber örtlich auch direkt auf sandigen Mittel- bis Feinkiesen der Brenz (Abb. 22). Diese Anmoore sind überwiegend durch Entwässerung und nachfolgende Mineralisierung aus Niedermoortorfen entstanden. So existiert nach engmaschigen Sondierungen, die im Rahmen von Nutzungskartierungen von der Bayerischen Landesanstalt für Bodenkultur und Landwirtschaft um 1920 (ARCHIV DER BAYERISCHEN LANDESANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT, FREISING) durchgeführt wurden, in den heutigen Anmoorgebieten im Brenztal neben Anmooren weit verbreitet meist 40 bis 60 cm, selten auch über 1 m mächtige Niedermoortorfe. Das südliche Drittel des Brenztales außerhalb der Anmoorgebiete prägen dagegen meist wenige Dezimeter mächtige Hochflutlehme, teilweise reicht der Kies bis an die Oberfläche.

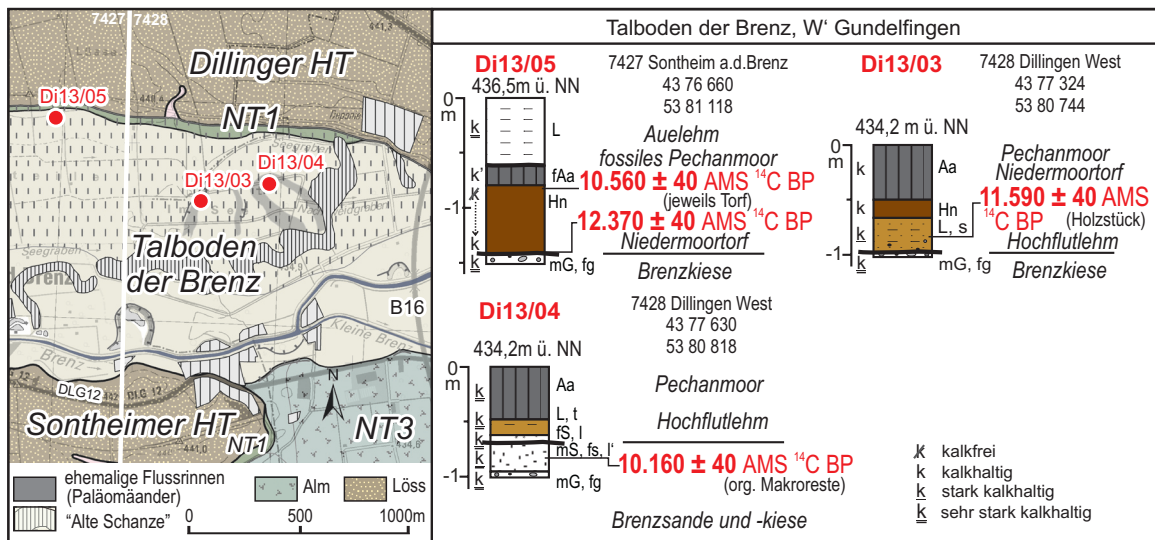


Abb. 22: Deckschichtenprofile der Sondierungen Di13/4 und Di13/3 und Di13/5 sowie ^{14}C -Alter aus dem bayerischen Brenztal zwischen Landesgrenze (7427 Sontheim a.d. Brenz) und Gundelfingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ^{14}C -Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

Im Zwergbachtal berichten drei Schichtenverzeichnisse von Bohrungen von 2 bis 2,5 m mächtigen lehmigen Deckschichten über dem liegenden Kieskörper. Östlich von Dillingen-Hausen durchteuften zwei Bohrungen eine Torfschicht in 1,6 bis 2,35 m bzw. 1,85 bis 2,95 m unter Flur (BODENINFORMATIONSSYSTEM DES BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: Bohrungen Scan DB BK4/11 und BK5/11). Eine weitere Bohrung erfasste ein fossiles Anmoor in 2,45 bis 2,65 m unter Flur (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung San DB BK1/11). Im Talboden der Egau durchteufte eine Bohrung nordwestlich von Donaualthem 2,7 m mächtige lehmige Deckschichten über einem fast 10 m mächtigen Kieskörper (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung 7428BG015045).

Lithologie und Fazies: Zur Lithologie der Flussbettablagerungen von Brenz, Zwergbach und Egau liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor. Im Brenztal weisen im Bereich des spätwürmzeitlichen Talbodens verbreitete Hochflutlehme und zwei deutliche Mäanderbögen in der Flur „Im See“ (Abb. 22 und Abb. 23) daraufhin, dass die Brenz vermutlich im Bølling/Allerød-Interstadial zeitweilig mäandrierte (s.u.) und von einer hochwassergeprägten Aue begleitet wurde. Nahe der Brenz existiert zudem eine schmale holozäne Umlagerungszone.

Altersstellung: Über das Alter der in die Dillinger Hochterrasse eingetieften Talböden von Zwergbach und Egau liegen keine Informationen vor. Anders ist der Informationsstand beim Talboden der Brenz. Die schmale, etwas höhere Terrassenleiste am Nordrand der Brenztalniederung ist vermutlich hochglazialen Alters. Nach ^{14}C -Datierungen organischer Makroreste von oder nahe der Basis der auf den Flussbettsedimenten der Brenz liegenden Deckschichten (Abb. 22) entstand der heutige Talboden – wie dies oben bereits morphostratigraphisch abgeleitet wurde – vor allem

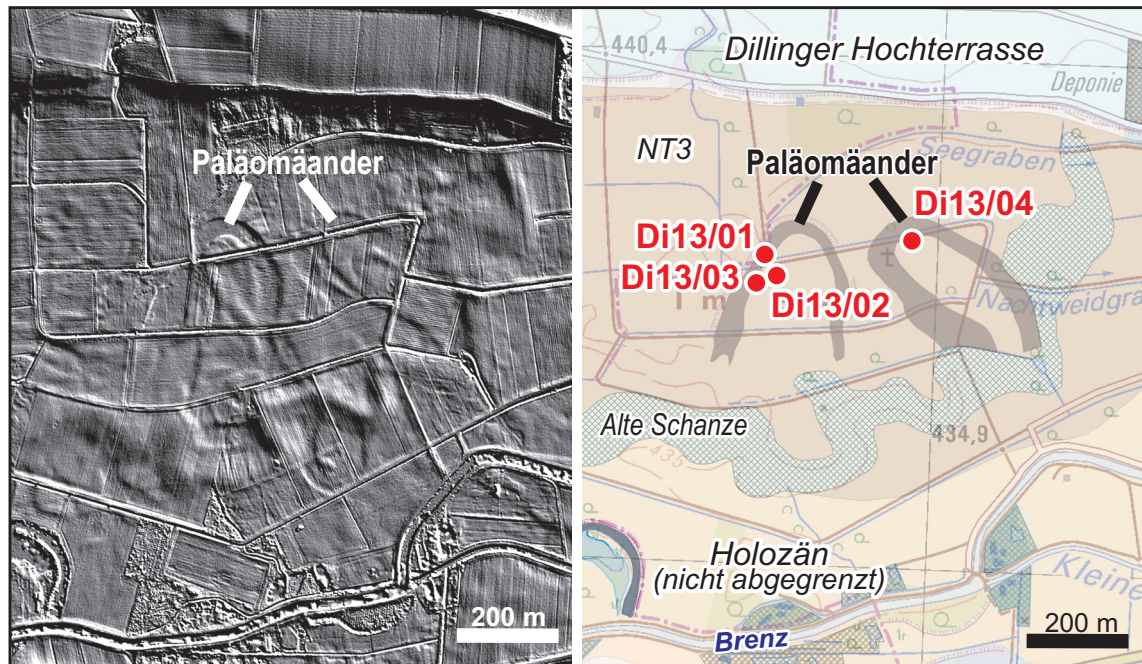


Abb. 23: Würmspätglaziale Paläomäander im Brenztal oberhalb von Gundelfingen - links Hillshade aus LiDAR DGM (1 m Raster) und rechts geologische Karte (Kartengrundlage: LiDAR DGM (1 m) und Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

im Würm-Spätglazial als im benachbarten Donautal die NT3 gebildet wurde. Bereits zu Beginn des Bølling-Interstadials entwickelte sich im nördlichen Talboden unmittelbar auf den Brenztalkiesen ein Niedermoor. Die Datierung der Torfbasis auf dem westlichen Nachbarblatt 7427 Sontheim a.d. Brenz ergab ein Alter von 12.370 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 22: Sondierung Di13/5). Das Torfwachstum dauerte anscheinend ungestört mindestens bis in die Mitte der Jüngeren Dryaszeit an. Das belegt das ^{14}C -Alter von 10.560 ± 40 ^{14}C BP an der Torfoberkante. Auf dem Torf bildete sich in der Folgezeit ein heute unter Lehm unbekannter Herkunft begrabener und stark entkalkter Pechanmoorboden.

Nahe dem westlichen Blattrand sind mitten im Talboden in der Flur „Im See“ zwei Paläomäander der Brenz erhalten (Abb. 23). In dem weiter talaufwärts gelegenen Paläomäander ergab die Datierung organische Makroreste nahe der Basis der Rinnenfüllung ein ^{14}C -Alter von 11.590 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 22: Sondierung Di13/3), das in den Ausgang der Mittleren Drayszeit (HOEK & BOHNCKE 2001) fällt. Der Ausbau des Paläomäanders ist nicht wesentlich älter. Er dürfte in der Mittleren Dryas oder maximal im Bølling-Interstadial erfolgt sein.

Der zweite, etwa 100 m weiter talabwärts gelegene Paläomäanderbogen der Brenz entstand dagegen erst in der Jüngeren Dryaszeit. Das belegt das ^{14}C -Alter von 10.160 ± 40 ^{14}C BP organischer Makroreste, die aus den unter Hochflutlehmen anstehenden Brenzsanden geborgen werden konnten (Abb. 22: Sondierung Di13/4). Da die Sondierung unmittelbar am Innenrand des Mäanderbogens liegt, weist das Alter daraufhin, dass der Mäanderbogen am Ausgang der Jüngeren Dryas zwar noch im

Ausbau, aber doch schon weitgehend vollendet war.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.2 Fächer oder Kegel

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegel sind Akkumulationsformen, die in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten Reliefenergie an der Mündung von größeren periglazialen und kleineren Dellentälchen im Vorland sedimentiert wurden. Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung und nur als Übersignatur über den in Fächer- oder Kegelform endenden Ablagerungen dargestellt. Allerdings ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Dellen und Dellentälchen im Untergrund noch weit ins Vorland erstrecken.

Mächtigkeit: Die Signatur bezeichnet nur die Form. Die Mächtigkeit der die Fächer oder Kegel bildenden polygenetischen Talablagerungen ist stark schwankend, wenige Dezimeter bis mehrere Meter.

Lithologie und Fazies: Die Lithologie von Schwemmfächern und Schwemmkegeln ist neben dem Gefälle vor allem von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Der große Schwemmfächer östlich von Untermedlingen besteht vor allem aus lehmigen Substraten. Dagegen dominieren aus der OSM stammende Fein- und Mittelsande die Schwemmfächerschüttungen am Ausgang der Seitentälchen entlang des südlichen Donautalrands. Die Schwemmfächer und Schwemmkegel sind überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation entstanden.

Alter: Der große Schwemmfächer östlich von Untermedlingen ist wahrscheinlich während mehrerer Kaltzeiten sukzessive aufgebaut worden. Dagegen sind die entlang des südlichen Donautalrands auf die Übergangs- und hochwürmzeitliche Niederterrasse geschütteten kleinen Schwemmkegel hoch- und spätwürmzeitlichen Alters. Sie sind jünger als der unterlagernde Terrassenkörper.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.3 Abschwemmmassen

Pleistozän bis Holozän

Zwischen Untermedlingen und dem Albvorsprung „Am Hohlen Stein“ erstreckt sich am Hangfuß zwischen Dillinger Hochterrasse und dem Anstieg der Schwäbischen Alb eine maximal 100 m breite Leiste aus Abschwemmmassen. Sie leitet morphologisch über von der Hochterrassebeneheit zum steilen Albanstieg.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Abschwemmmassen ist stark schwankend und erreicht zum Talrand hin vermutlich mehrere Meter.

Lithologie und Fazies: Das Material der Abschwemmmassen ist abhängig vom Einzugsgebiet. Der Hauptanteil ist verschwemmter Löß, daneben verschwemmte Partikel von den am Albanstieg anstehenden Gesteinen des Juras und des Tertiärs. Es ist überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Abluation, untergeordnet auch durch warmzeitliche Verspülungen erodiert, transportiert und abgelagert worden.

Alter: Die Umlagerungen sind am intensivsten in den Kaltzeiten, dauern aber durchaus bis heute an. Sie waren zuletzt in der Würmkaltzeit sehr intensiv.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.4 Talfüllung, polygenetisch

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der Dellentälchen auf der Dillinger Hochterrasse sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst.

Mächtigkeit und Lithologie: Die Mächtigkeiten ihrer Füllungen ist sehr unterschiedlich, oft nur wenige Dezimeter bis wenige Meter. Dabei bestehen die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf der Dillinger Hochterrasse überwiegend aus kaltzeitlich verlagerten lehmigen Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen. In einigen Dellentälchen sind bereichsweise wenige Dezimeter mächtige Anmoore meist auf Lehmen unbekannter Genese entwickelt. So zeigte ein kurzfristiger Bauaufschluss nördlich des Breitlegraben in der Flur „Schwarzes Loch“ ein toniges, 0,75 m mächtiges, entkalktes schwarzes Anmoor auf rostfleckigem Lehm über mittelsandigen Grob- und Mittelkiesen der Dillinger Hochterrasse. An der Basis des Anmoors befand sich eine bis zu 10 cm mächtige Almlinse, die wahrscheinlich im Zuge der Entkalkung des Anmoors entstanden ist. Lokal können in den Dellentälchen auch Torfe auftreten. So durchteufte eine Bohrung nordwestlich von Veitriedhausen (BODENINFORMATIONSSYSTEM DES BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: Bohrung 7428BG015024) einen an der Oberfläche anstehenden 1 m mächtigen Torf.

Fazies: In den polygenetischen Talfüllungen überwiegen Sedimente, die durch periglaziale Solifluktion und Abluation dorthin verlagert wurden. Lokal können junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation verbreitet sein.

Alter: Es ist davon auszugehen, dass die Dellentälchen auf der Dillinger Hochterrasse vor allem würmzeitliche Bildungen sind.

Aufschlüsse: Im Kartierzeitraum existierte kurzzeitig ein Bauaufschluss nördlich des Breitlegrabens in der Flur „Schwarzes Loch“, R 43 86 557, H 53 85 083 (Kap. 5: A6).

3.1.3 Holozän

3.1.3.1 Holozäne Donauauen und ihre Mäanderterrassen

Die holozänen Donauauen nehmen etwa ein Drittel der Blattfläche ein. Sie begleiten die Donau am südwestlichen Blattrand mit einer Breite von etwa 4 km, die talabwärts unterhalb von Lauingen auf zunächst 3,5 km und bis zum östlichen Blattrand bei Dillingen auf rund 2,5 km abnimmt. Von den angrenzenden Niederterrassen sind sie oft durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt, obwohl der Höhenunterschied zwischen Donauauen und der NT3-Oberfläche häufig nur 0,5 bis 1 m beträgt (Bild 13; Beilage 2 und Beilage 3).

Im Blattgebiet sind innerhalb der Donauauen mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die H1- bis H7b- Terrassen erhalten (Abb. 2). Die Bezeichnungen H1 bis H7 wurden von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 2010) im Donautal unterhalb von Regensburg definiert und sind aufgrund der hohen Übereinstimmung der Alter mit den im Blattgebiet verbreiteten Holozänterrassen der Donau übertragbar (Tab. 5). Dabei steht das H für Holozän, das NT für hoch- und spätwürmzeitliche Niederterrassenkörper.

Als Reihenterrassen besitzen alle Holozänterrassen eine ähnliche Höhenlage ihrer Oberflächen, obwohl im Gelände die H4- bis H7b-Terrassen vor allem wohl wegen ihrer starken Gliederung durch Aurinnen oft den Eindruck einer tieferen Aue erzeugen. Alle Holozänterrassen sind im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden. Die jüngsten H4- bis H7b-Terrassen erstrecken sich beiderseits des aktuellen Donaulaufs, die älteren H1- bis H3-Mäanderterrassen mehr am Außenrand der Donauaue. Dadurch, dass die Donau spätestens seit Ausbildung der H3-Terrasse



Bild 13: Terrassengrenze zwischen NT3 (rechts) in ca. 425 m ü. NN und H1-Terrasse (links) in ca. 424 m ü. NN am Haidbrunnen westlich des Haidhofs.

Tab. 5: Stratigraphische Bezeichnungen und Alter der holozänen Donauterrassen im Blattgebiet und im bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg nach Schellmann (2010; ders. 1990).

Terrassen	Generallegende (LfU)	Bildungszeit	Donautal unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 1988; ders. 2010)	
H7b	qhj3 ₂	19. Jh. (1812 bis 1864/70 AD)	H7	Mitte 18. bis Mitte 19. Jh.
H7a	qhj3 ₁	ca. 1750 bis 1812 AD		
H6	qhj2 ₂	vor 1610 AD bis vor 1778 AD	H6	ca. 1350 bis 1750 AD
H5	qhj2 ₁	Früh- bis ausgehendes Hochmittelalter	H5	Ca. 500 bis 1300 AD
H4	qhj1	Ausgehendes Subboreal – Ende Römerzeit (ca. 3.600 - 1.600 ¹⁴ C BP)	H4	Ausgehendes Subboreal bis Ende Römerzeit (ca. 2.900 - 1.500 ¹⁴ C BP)
H3	qhm2	Subboreal (ca. 5.500 - 3.800 ¹⁴ C BP)	H3	Subboreal (ca. 5.000 - 3.000 ¹⁴ C BP)
H2	qhm1	Atlantikum	H2	Atlantikum (ca. 6.700 - 5.600 ¹⁴ C BP)
H1	qha	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.970 - >8.000 ¹⁴ C BP)	H1	Präboreal – älteres Boreal (ca. 9.600 bis 8.400 ¹⁴ C BP)
NT3	Ws2	Würm-Spätglazial (>12.700 ¹⁴ C BP – Ausgang Jüngere Dryas)	NT3	Würm-Spätglazial (>13.950 – ca. 10.200 ¹⁴ C BP)
NT2	Ws1	Spätes Würm-Hochglazial	NT2	Frühes Würm-Spätglazial
NT1	Wh	Würm-Hochglazial	NT1	Würm-Hochglazial
ÜT	Wf	Früh- bis Mittelwürm	ÜT1, ÜT2	Früh- bis Mittelwürm

zwischen Gundremmingen und Gundelfingen ihren Lauf schräg zum grundsätzlichen W–E-Verlauf des Donautales eingeschlagen hat und dabei unterhalb von Gundelfingen zunehmend gegen die nördlich angrenzende Hochterrasse abgeglitten ist, sind die alt- und mittelholozänen Terrassen in zwei großen Arealen erhalten. Ein erstes liegt westlich der Donau zwischen südlichem Blattrand und Peterswörth sowie bei Gundelfingen. Ein weiteres Areal erstreckt sich östlich bzw. südlich der Donau von Gundremmingen nach Nordosten bis zur oberen Haidhof-Siedlung und von dort weiter nach Osten über den östlichen Blattrand hinaus bis nördlich des Nordfelderhofs auf Blatt 7429 Dillingen Ost (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost).

Mächtigkeit und Deckschichten: Die holozänen Mäanderterrassen tragen außerhalb von Aurinnen eine meist wenige Dezimeter bis etwa 1,5 m mächtige Überdeckung aus kalkhaltigen Auelehmen (Auenmergeln) und feinsandig-schluffigen Aurinnensedimenten (Abb. 24). Die feinklastische Füllung von Aurinnen ist inklusive geringmächtiger Anmoor- und Torfhorizonte unabhängig vom Alter der Rinnen häufig mehr als 2 m, vereinzelt auch bis zu 5 m mächtig. Die Tiefe der Rinnenfüllungen gibt einen Hinweis auf die Mindesttiefe des holozänen Donaulaufs. Danach ist davon auszugehen, dass zumindest während der Ausbildung der H1- bis H3-Terrassen die Flussbettsohle der Donau bis mindestens 5 m unter die heutige Geländeoberfläche hinabreichte.

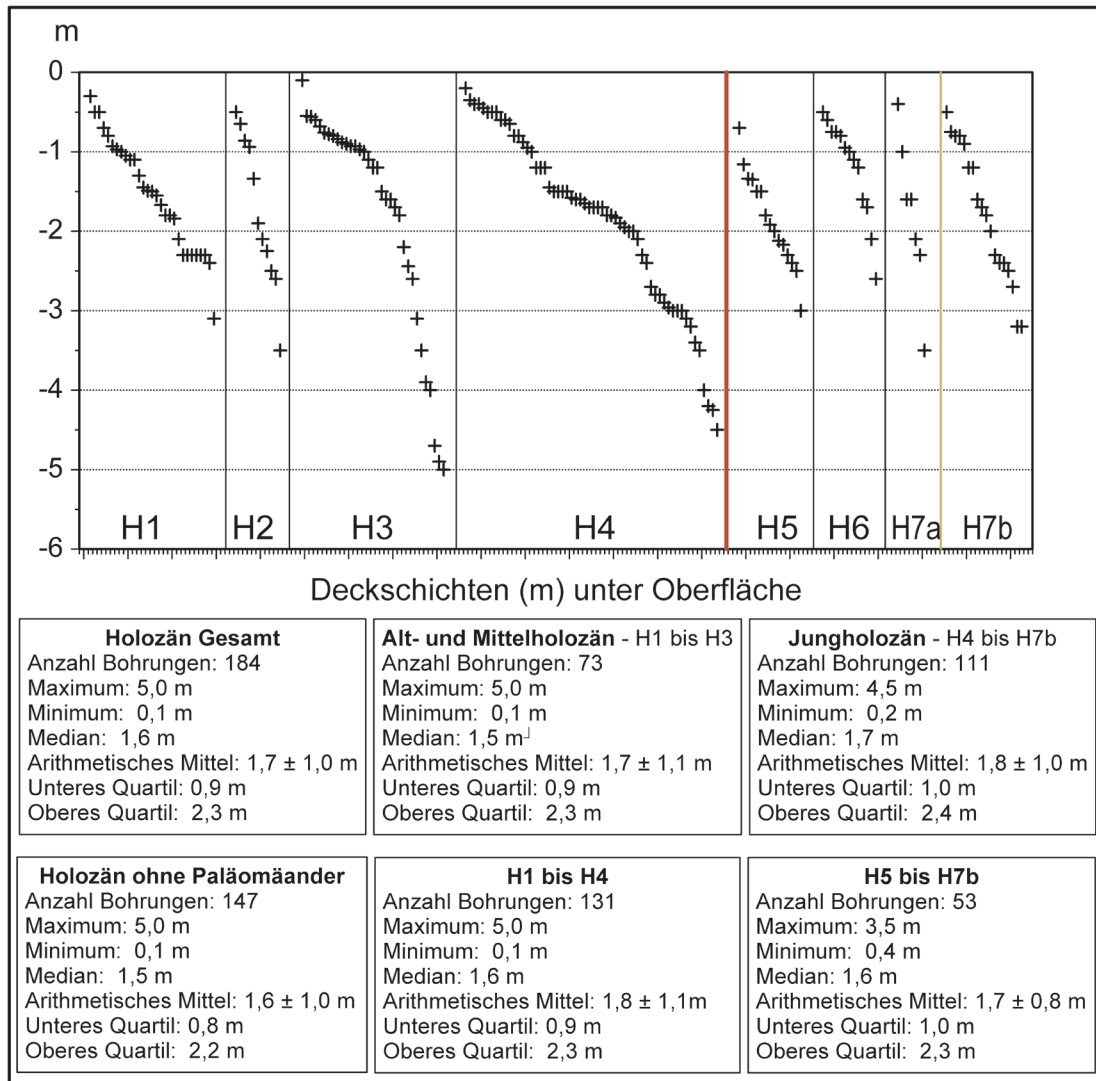


Abb. 24: Mächtigkeit der Auensedimentdecke auf den holozänen Auenterrassen H1 bis H7b der Donau nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

Die Basis der unterlagernden Donaukiese liegt im Bereich der holozänen Donauauae in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der Niederterrassenfluren (Beilage 6, Beilage 2, Beilage 3). Dabei besitzen die Flusssande und -kiese mittlere Mächtigkeiten von 3,7 bis 6,7 m (Abb. 25).

Oft liegt die Kiesbasis nicht tiefer als 8 m unter Geländeoberfläche (Abb. 26), was bei Berücksichtigung der Tiefe feinklastischer Rinnenfüllungen von mindestens bis zu 5 m in den Holozänterrassen durchaus in der Reichweite von Auskolkungen an der holozänen Flussbettsohle liegt. Insofern ist zumindest in den Arealen relativ geringer Tiefenlagen der Kiesbasis davon auszugehen, dass holozäne Donaukiese bis zum tertiären Sohlgestein reichen. So liegen nach Auskunft des Baggerfahrers in der Kiesgrube „Wager“ (Tab. 8: Aufschluss A3) Weichhölzer unter dem Grundwasserspiegel nahe der Kiesbasis in ca. 7,5 m unter Geländeoberfläche auf den liegenden Molassegesteinen. Ein Kiefernstamm besaß in den äußeren Holzlagen ein präboreales Alter von 9.241 ± 23 ¹⁴C BP (Tab. 6). Es weist daraufhin, dass bereits im Präboreal die Flussbettsohle

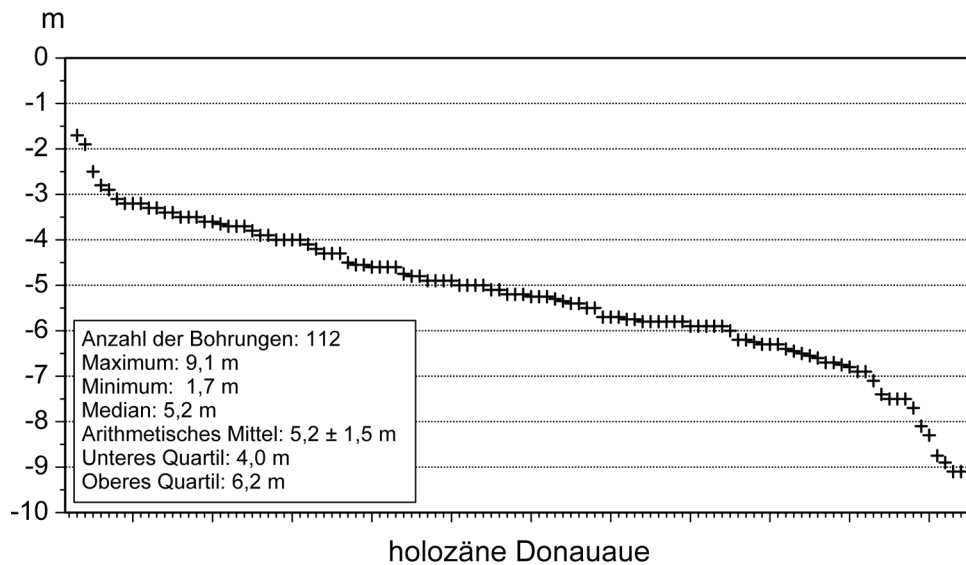


Abb. 25: Holozäne Donauauen – Mächtigkeiten der Flusssande und -kiese im Blattgebiet nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

der Donau in einigen Arealen in der Donauaue mit heutiger Quartärbasis oberhalb von 7,5 m bis auf die präquartäre Talsohle eingetieft war. Ähnliche Befunde wurden auch in anderen Donautalabschnitten beobachtet, unter anderem durch GROSCHOPF & HAUFF (1951) und GROSCHOPF & GRAUL (1952) im Donautal bei Ulm, durch KLEINSCHNITZ & KROEMER (2003) im Donautal bei Neuburg sowie durch SCHELLMANN (1988; 2010) im bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg.

Aus dem Kieskörper unterhalb des Grundwasserspiegels, wahrscheinlich oberhalb der kiefernführenden Basislage, wurden weitere Baumstämme aus Weichhölzern und vor allem Eichen ausgebaggert. Die Datierung der äußeren Holzlagen (Weichhölzern) oder der Rinde (Eichen) von fünf weiteren Baumstämmen ergab zwei atlantische Alter

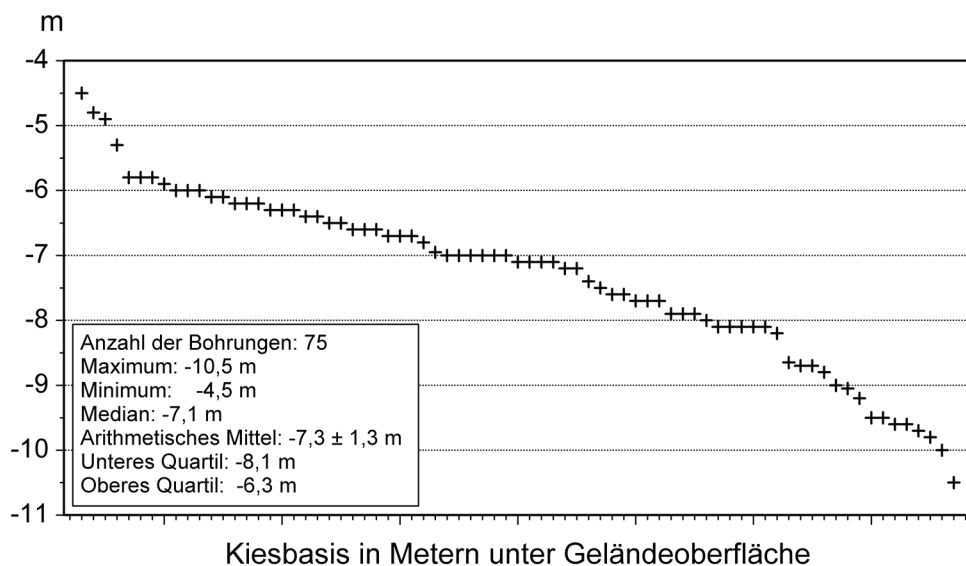


Abb. 26: Holozäne Donauauen – Tiefenlage der quartären Kiesbasis in Metern unter Geländeoberfläche im Blattgebiet nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

Tab. 6: ^{14}C -Alter subfossiler Baumstämme aus den Donaukiesen der H3-Terrasse südwestlich von Lauingen aus der im Abbau befindlichen Kiesgrube „Wager“ (Aufschluss A3) und einer stillgelegten Kiesgrube östlich des Guts Hygstetten.

Aktive Kiesgrube "Wager" (A3) südwestlich von Lauingen, Flur "Am Spatzengässle"									
Do12/08	H3	Eiche	4383590	5379630	3864	16	4236-4407	-29,3	Hd-30477
Do12/09	H3	Eiche	4383770	5379540	3873	20	4240-4408	-27,7	Hd-30478
Do12/13	H3	Weichholz	4383780	5379520	4480	25	5038-5288	-28	Hd-30498
Do12/12	H3	Weichholz	4383600	5379610	5958	28	6719-6883	-27,8	Hd-30501
Do12/10	H3	Eiche	4383781	5379537	6942	28	7692-7837	-28,5	Hd-30479
Do12/11	H3	Kiefer	4383780	5379520	9241	23	10296-10503	-28	Hd-30498
Ehemalige Kiesgrube östlich vom Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"									
Do12/06	H3	Eiche	4382590	5377610	3991	23	4418-4519	-28,1	Hd-30456
Do12/05	H3	Eiche	4382600	5377620	3998	24	4420-4521	-26,3	Hd-30410
Do12/03	H3	Eiche	4382588	5377375	4535	28	5053-5311	-25,1	Hd-30408
Do12/04	H3	Eiche	4382610	5377640	5365	19	6021-6274	-26,3	Hd-30409
Do12/07	H3	Eiche	4382590	5377600	5443	19	6209-6291	-25,1	Hd-30476
Hd = Konventionelles ^{14}C -Labor Dr. Bernd Kromer (Universität Heidelberg) cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit									

von 6.942 ± 28 ^{14}C BP und 5.958 ± 28 ^{14}C BP sowie drei subboreale Alter zwischen 4.480 ± 25 und 3.864 ± 16 ^{14}C BP (Tab. 6). Letztere datieren ebenso wie fünf weitere Alter subfossiler Eichen aus einer aufgelassenen Kiesgrube östlich des Guts Hygstetten (Tab. 6) in die Bildungszeit der H3-Terrasse (s.u.). Man kann davon ausgehen, dass Weichhölzer eine erneute Umlagerung wenn, dann nur sehr beansprucht überleben. Das war bei den geborgenen Baumstämmen nicht der Fall. Insofern kann man davon ausgehen, dass hier eine Stapelung oder ein Nebeneinander unterschiedlich alter holozäner Donaukiese existiert. Das Liegende bildet wahrscheinlich ein präborealer H1-Donauschotter nahe der Quartärbasis und daneben oder darüber folgt ein atlantischer H2-Schotter. Über beiden liegt am Top der Donaukiese dann der subboreale H3-Schotterkörper.

Lithologie: Es handelt sich um hellgraue, meist grobsandige, sehr karbonatische Donauschotter hauptsächlich alpiner Herkunft mit geringen Anteilen an Kalksteinen des germanischen Juras. Oft gehen die Flusskiese nach oben in wenige Dezimeter mächtige kiesige Flusssande über. Auf den Flusskiesen und -sanden liegen mit kleinräumig stark variierenden Mächtigkeiten kalkhaltige Auensedimente aus Lehm mit unterschiedlichen Feinsandgehalten (Abb. 24).

Fazies: Im Gegensatz zu den drei im Blattgebiet erhaltenen Niederterrassen ist die holozäne Donauaue im Zuge seitlicher Flusslaufverlagerungen einer mäandrierenden Donau mit Ausbau und Abschnürung von großen Mäanderbögen entstanden. Im Zuge der lateralen Verlagerungen des Flussbetts kam es zur Ablagerung sandiger Donaukiese, die in der Vertikalen eine Korngrößensortierung besitzen von blockführenden Grobkiesen an der Basis bis hin zu sandreichen Kiesen, kiesigen Flusssanden und fein- bis mittelsandigen Flusssanden am Top der Flussbettsedimente. Diese verti-



Bild 14: Großbogige Schrägschichtung der H3-Donaukiese in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: Aufschluss A3).

kale Korngrößensortierung spiegelt das unterschiedliche Strömungsmilieu zwischen hoher Strömung im Bereich der tieferen Flussbettsohle und mit seitlicher Verlagerung der Flussbettsohle eine zunehmende Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit im dadurch entstehenden Gleithangbereich. Zudem besitzen diese Flussbettsedimente quer zum Stromstrich eine großbogige Schrägschichtung bzw. Gleithangschichtung. Von SCHIRMER (1983) wurden solche Flussbettsedimente auch als Lateral (L)-Schotter bezeichnet. In der auf der H3-Terrasse gelegenen und derzeit im Abbau befindlichen Kiesgrube Wager südwestlich von Lauingen (Kap. 5: Aufschluss A3) ist eine solche Schrägschichtung manchmal bei günstigen Abbaubedingungen in dem leider nur bis zu 1 m über dem Grundwasserspiegel einsehbaren Donauschotter sichtbar (Bild 14). Die Oberfläche der kiesigen Flussbettsedimente zeigt einen Wechsel aus mehreren Dezimetern hohen, durch Rinnen getrennten Kiesrücken. Sie pausen sich häufig bis an die Oberfläche als primäre Aurinnen *sensu* SCHIRMER (1983) durch. Letztere sind in hochauflösenden LiDAR-Daten vor allem unter Waldbedeckung teilweise sehr gut zu erkennen (Abb. 27). Sie entstanden durch bei Hochwasser verstärkte seitliche Flussbettverlagerungen. Dadurch wurden im Gleithangbereich nahe dem Flussufer neue Kies- und Sandbänke abgelagert, die durch eine noch vom Wasser durchströmte Rinne vom Ufer getrennt waren. Der Verlauf dieser primären Rücken- und Rinnenstrukturen bzw. primären Aurinnenscharen zeichnet die seitlichen Verlagerungen des Donaubetts während der Bildung einer Mäanderterrasse nach und hilft morphologisch bei der Abgrenzung unterschiedlich alter Mäanderterrassen.

Schon beim Ausbau der Mäanderbögen oder bei seitlichen Flussbettverlagerungen wurden die zuvor abgelagerten Flussbettsedimente nach und nach von feinsandigen und lehmigen Hochflutsedimenten überdeckt. Diese primäre Auenfazies aus häufig feinsandigen und lehmigen Aurinnensedimenten im Liegenden und Auelehmen im Hangenden entsteht relativ zeitnah in einigen Jahrzehnten oder wenigen Jahr-

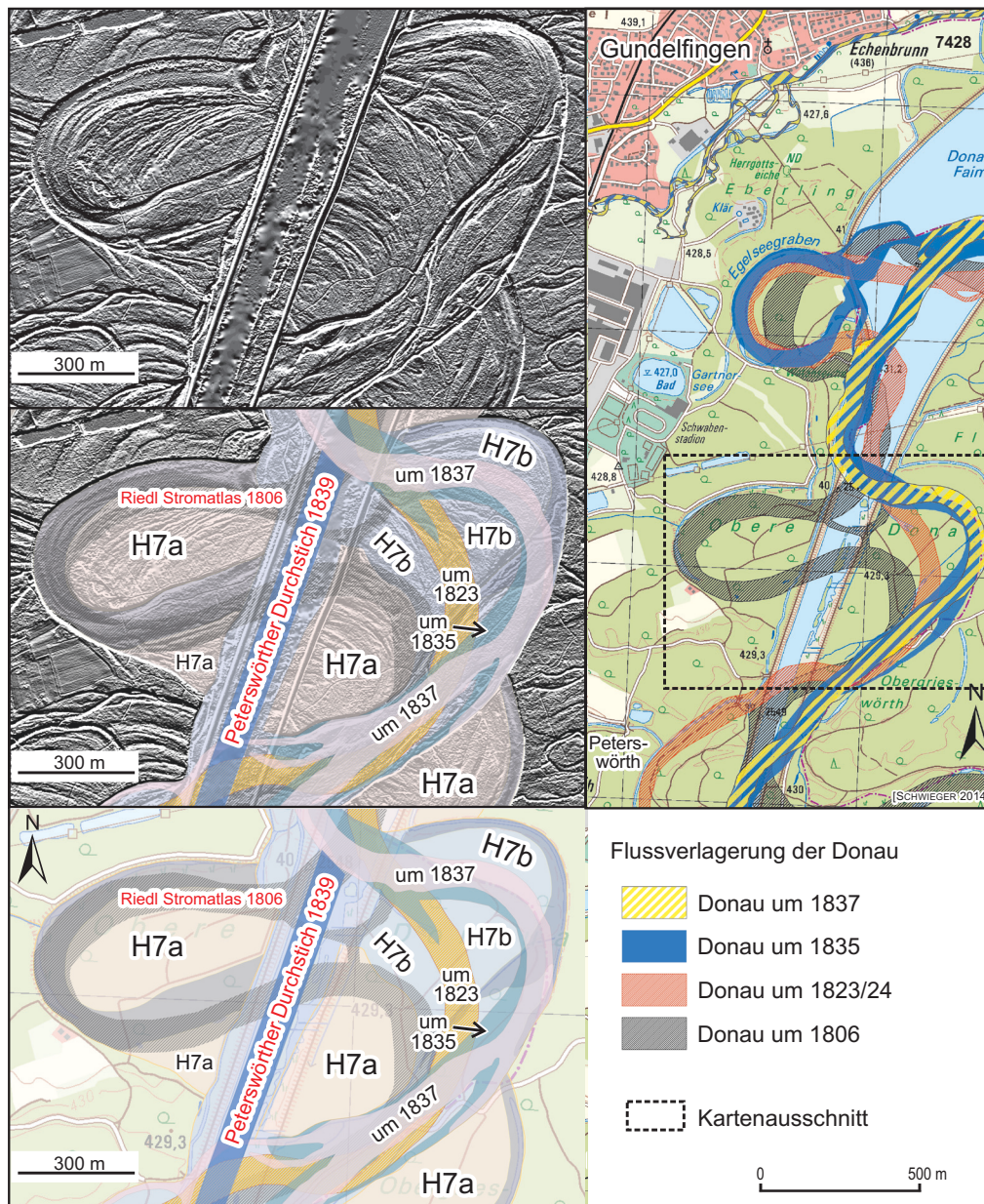


Abb. 27: Hillshade aus LiDAR DGM (1 m Raster), geologische Karte und historische Donauläufe in der neuzeitlichen Donaue (H7a- und H7b-Terrasse) nordöstlich von Peterswörth (Kartengrundlage: LiDAR DGM (1 m) und Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015; Quellenverzeichnis der historischen Donauläufe in Beilage 6).

hundertern nach Ablagerung der Flussbettsedimente. So besitzt selbst der jüngste Auenbereich der H7b-Terrasse der Donau im Blattgebiet bereits eine Auensedimentdecke in ähnlicher Mächtigkeit wie die älteren Auenterrassen (Abb. 24). Diese Terrasse entstand aber erst vor 100 bis 200 Jahren im Zeitraum der großen Donaukorrekturen des 19. Jahrhunderts.

Ein weiteres Beispiel für die relativ schnelle Ablagerung der Auensedimentdecke auf den holozänen Donauterrassen im Blattgebiet bietet die H3-Terrasse südwestlich von Lauingen (Abb. 28: Do13/4a; Bild 15). Die im Aufschluss anstehenden kiesigen und sandigen H3-Flussbettsedimente wurden nach dem Alter eingelagerter Holz-

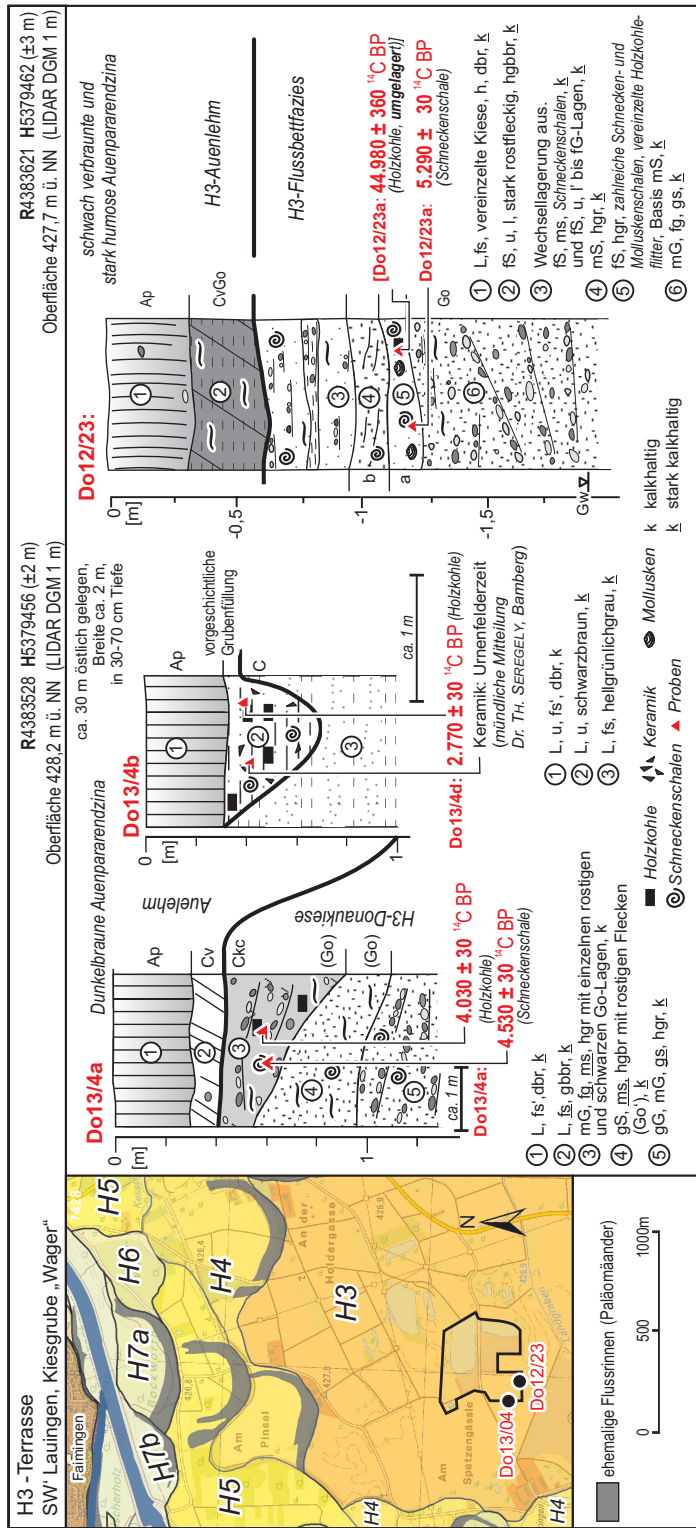


Abb. 28: ¹⁴C-Datierung der Flussbettsedimente und einer frühgeschichtlichen Grubenfüllung auf der H3-Terrasse südwestlich von Lauingen (Aufschluss A3, Profil Do13/4; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

kohlefitter vor ca. 4.030 ± 30 ¹⁴C-Jahren von der Donau abgelagert. Parallel wurde eine SchneckenSchale datiert, um eine Größenordnung für den Hartwassereffekt von SchneckenSchalen in diesem Raum zu erhalten. Die Altersdifferenz zwischen Holzkohle- und SchneckenSchalendatierung belegt einen Hartwassereffekt von etwa 500 ¹⁴C-Jahren. Die Flussbettsedimente tragen meist eine 0,4 bis 0,6 m mächtige Auelehmdecke, die in Rinnen auf über 1 m Mächtigkeit ansteigen kann. In Rinnenposition befand sich ein in die Auelehme eingesenkte frühgeschichtliche Grubenfüllung

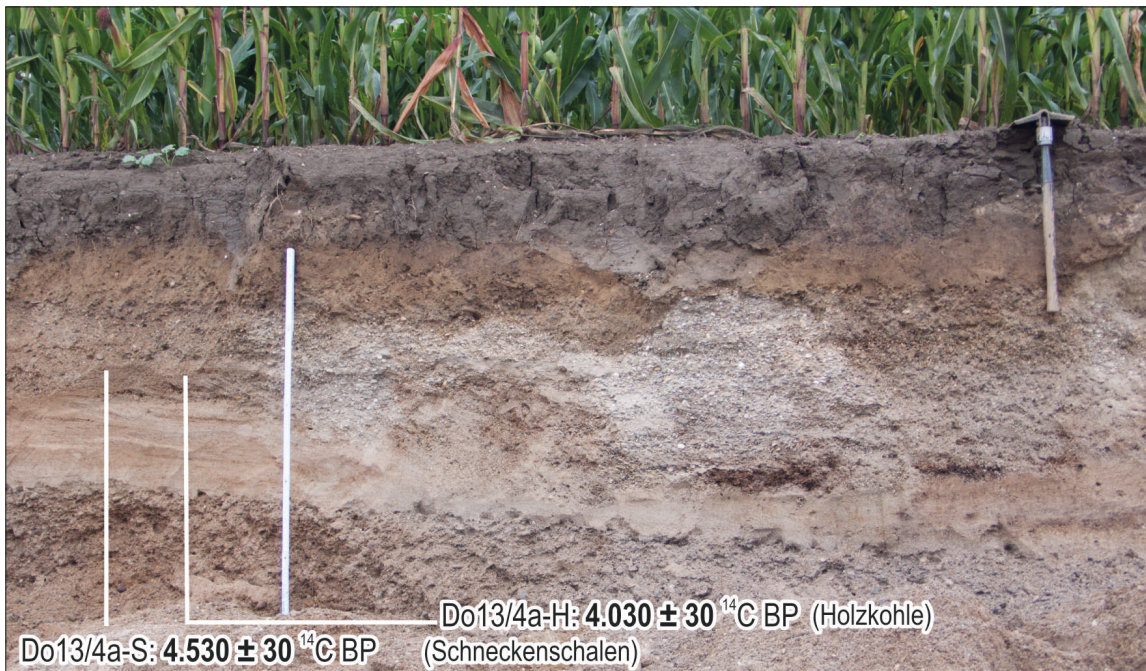


Bild 15: Aufschlussprofil Do13/4 (Abb. 27) auf der H3 der Donau in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: Aufschluss A3).

(Bild 16) mit Holzkohlen und Bruchstücken von Keramiken (Abb. 28: Do13/4b). Nach Auskunft von Herrn SEREGELY (Universität Bamberg, Institut für Archäologie, Bau-
forschung und Denkmalpflege, schriftl. Mitt.) ist die Keramik als urnenfelderzeitlich einzustufen. Die Datierung der Holzkohle ergab ein ausgehendes subboreales Alter von 2.770 ± 30 ^{14}C BP. Damit ist belegt, dass hier große Areale der H3-Terrasse außerhalb tiefer Aurinnen seit der Urnenfelderzeit selten oder auch gar nicht mehr von Hochwassern der Donau erreicht wurden.

Nach relativ zügiger Ablagerung der primären Auenfazies können Donauhochwässer auf allen Terrassen vor allem in Aurinnen und Altarmen weitere jüngere Auensedimente abgelagert haben. In einzelnen Rinnenpositionen auf den alt- und



Bild 16: Schwarze Grubenfüllung mit Holzkohlen und urnenfelderzeitlicher Keramik auf der H3-Terrasse in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: A3).

mittelholozänen Auenterrassen belegen begrabene Bodenhorizonte vor allem in Form von schwarzen Anmooren und Torflagen solche lokalen mehrzyklischen Ablagerungen von Auensedimenten.

Auf den kalkhaltigen Auensedimenten sind außerhalb von Aurinnen auf jungen Hochflutablagerungen der H4- bis H7b-Terrassen Auenböden in Form von jungen hellgrauen bis gelbbraunen Auenpararendzinen (Kalkpaternien), im Bereich der scheinbar etwas höheren H3-Terrasse stark humose, manchmal schwach verbraunte und entkalkte Auenpararendzinen und auf den mittel- und altholozänen H1- und H2-Terrassenflächen Pechanmoore und Auentschernoseme („Feuchtschwarzerden“, Tschernitzen) weit verbreitet.

Alter: Aus dem Blattgebiet und dem Nachbarblättern Sontheim a.d. Brenz und Günzburg (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz) sowie Dillingen Ost (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost) liegen Altersbelege aus historischen Karten, frühgeschichtlichen Funden sowie in Form von ¹⁴C-Altersbestimmungen an organischen Makroresten, Holzkohlen und subfossilen Baumstämmen aus sandigen und kiesigen Flussbett- und aufliegenden Hochflut-sedimenten vor. Sie weisen auf eine Bildung der holozänen Mäanderterrassen der Donau in den in Tab. 5 für das Blattgebiet und das bayerische Donautal unterhalb von Regensburg zusammengestellten Umlagerungsperioden. Danach entstanden die H1 im Präboreal und Boreal, die H2 im Atlantikum und die H3 im späten Atlantikum bis zum mittleren Subboreal. Im Subatlantik kam es zur Ausbildung der H4 im Zeitraum mittleres Subboreal bis ausgehende Römerzeit, der H5 im Früh- bis Hochmittelalter und der H6 von Mitte des 14. Jahrhunderts bis wahrscheinlich Mitte des 18. Jahrhunderts.

Die beiden jüngsten H7a- und H7b-Terrassen sind in relativ kurzer Zeit seit Mitte des 18. Jahrhunderts bis zur weitgehenden Flussbettfestlegung um 1866 bis 1870 AD gebildet worden. Dabei repräsentiert die H7b-Terrasse eine Umlagerungszone, die im Wesentlichen erst durch die verschiedenen, zwischen 1806 und 1870 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden ist. Letztere begann im Blattgebiet mit Bau des Karolinenkanals bei Dillingen von 1806 bis 1811 AD und des Gundremminger Kanals von 1818 bis 1820 AD. Sie endete nach mehrfachen Flusslaufbegradigungen und wiederholten Donauausbrüchen aus dem regulierten künstlichen Flussbett in den 1860er Jahren, wodurch der heute vollständig begradigte Donaulauf entstand. KERN-KERNRIED (1874) beschreibt ausführlich die in diesem Zeitraum im Blattgebiet erfolgten verschiedenen Donauausbrüche und flussbaulichen Maßnahmen. Damit endete die Zeit der Bildung neuer Mäanderterrassen.

3.1.3.2 Ältere bis Mittlere Postglazialterrassen H1 bis H3

Alt- und Mittelholozän

Die älteren und mittleren Postglazialterrassen umfassen drei große Mäanderterrassen, die H1- bis H3-Terrassen. Diese drei alt- und mittelholozänen Donauterrassen sind zwischen jungholozäner Donauaue und den Niederterrassenfluren in zwei großen Arealen erhalten. Ein Erstes erstreckt sich westlich der Donau zwischen südlichem Blattrand und Peterswörth sowie bei Gundelfingen. Ein weiteres Areal liegt östlich bzw. südlich der Donau von Gundremmingen nach Nordosten bis zur oberen Haidhof-Siedlung und von dort weiter nach Osten über den östlichen Blattrand hinaus bis nördlich des Nordfelderhofs auf Blatt 7429 Dillingen Ost (SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost). Dabei besitzt die subboreale H3-Terrasse zwischen südlichem Blattrand und Lauingen die größte Ausdehnung, während unterhalb von Lauingen die H1-Terrasse nur am südlichen Rand der Donauaue eine große Fläche einnimmt.

Mächtigkeit und Deckschichten: Nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sind die 1,9 bis 9,1 m mächtigen Donaukiese und -sande der drei älteren Postglazialterrassen außerhalb von Aurinnen meist mit wenige Dezimeter bis 1,5 m mächtigen feinklastischen Auensedimenten bedeckt. In Aurinnen können diese bis zu 5 m Mächtigkeit erreichen (Abb. 24).

Lithologie: Pedologisch heben sich die H1- und H2-Terrassen von allen jüngeren Holozänterrassen durch die weite Verbreitung schwarzer, lokal auch torfiger Anmoore in Rinnenpositionen und außerhalb der Rinnen durch stark humose schwarzbraune Auenpararendzinen deutlich ab. Dagegen sind auf der H3-Terrasse außerhalb von Aurinnen humose, schwach verbraunte und häufig stark entkalkte dunkelbraune Auenpararendzinen entwickelt.

Auf den westlich der Donau gelegenen H1-Terrassenflächen zwischen Emmausheim und Peterswörth sind lokal und zwar meist in Pflugtiefe auch bis zu 20 cm mächtige Almlagen verbreitet. In den Paläomäanderfüllungen der drei Älteren Postglazialterrassen können geringmächtige Niedermoortorfe begraben unter jüngeren Hochflutlehmen auftreten.

Fazies: Wie bereits ausgeführt wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Donauschotter aller holozänen Donauterrassen von einem mäandrierenden Donaulauf abgelagert. Insofern ist von einer großbogischen Schrägschichtung des Kieskörpers mit genereller vertikaler Korngrößenabnahme auszugehen. Primäre Aurinnenscharen und große Paläomäander belegen morphologisch diese Art der Sedimentumlagerung auch für die drei Älteren Postglazialterrassen. Morphologisch gut erhaltene Paläomäander findet man auf allen drei Terrassen in den Donauauen zwischen südlichem Blattrand und Lauingen. Lediglich auf der weiter talabwärts großflächig erhaltenen H1-Terrasse

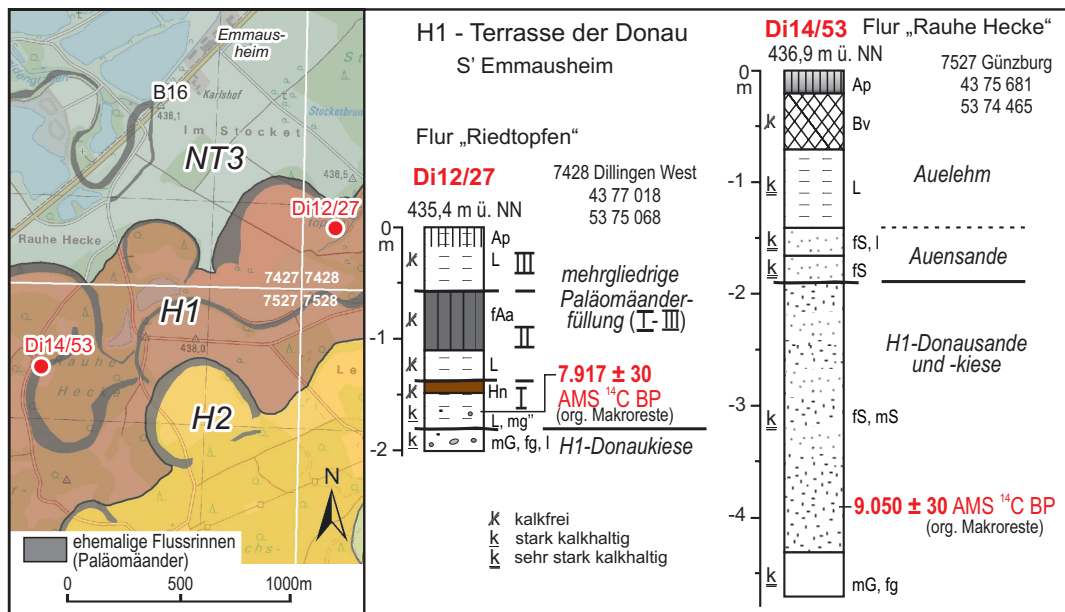


Abb. 29: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste von der Basis des Auelehms in der Flur „Riedtopfen“ (Sondierung Di12/27) und aus H1-Flusssanden einer Paläomäanderfüllung in der Flur „Rauhe Hecke“ (Sondierung Di14/53, 7527 Günzburg; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Beide ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

treten Paläomäander morphologisch kaum in Erscheinung. Die dort insgesamt relativ ebene Terrassenoberfläche besitzt am Außenrand zur NT3 eine bis zu 650 m breite anmoorige Zone mit lokal geringmächtigen Torfhorizonten an der Basis (Abb. 31: Sondierung Di12/54).

Alter: Im Einzelnen liegen bisher folgende Daten für die Alterseinstufung der drei älteren Postglazialterrassen vor.

1. H1-Terrasse.

In zwei Sondierungen, eine in einem Paläomäander auf der H1-Terrasse nicht weit vom südlichen Blattrand in der Flur „Rauhe Hecke“ auf dem Nachbarblatt 7527 Günzburg und eine weitere in der Flur „Riedtopfen“, konnten organische Makroreste geborgen und datiert werden (Abb. 29).

Das AMS ¹⁴C-Alter von 9.050 ± 30 ¹⁴C BP (Abb. 29: Di14/5) aus den H1-Flusssanden im Paläomäander „Rauhe Hecke“ belegt, dass die umgebenden H1-Terrassenflächen schon am Ende des Präboreals ausgebildet waren. Die nahe der Basis der mehrgliedrigen Auensedimentdecke der H1-Terrasse in der Flur „Riedtopfen“ (Abb. 29: Di12/27) geborgenen organischen Makroreste ergaben ein Alter von 7.917 ± 30 ¹⁴C BP. Es weist daraufhin, dass in diesem Areal die Ausbildung der H1-Terrasse vor Beginn des Atlantikums abgeschlossen war.

Im Paläomäander am Außenrand der H1-Terrassenfläche in der Flur „Beim Weidhaus“ östlich vom Gut Hygsetten (Abb. 30: Di12/46) ergab die Datierung einer 2 cm mächtigen Torflage nahe der Basis der Paläomäanderfüllung ein boreales Alter von

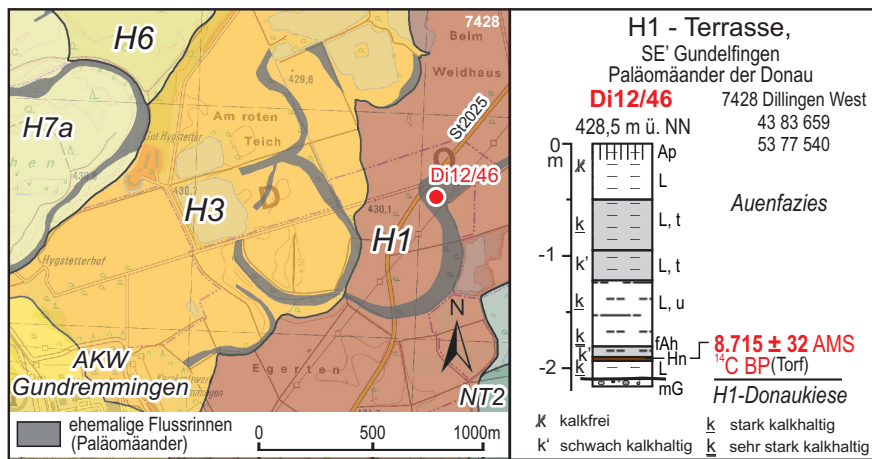


Abb. 30: ^{14}C -Alter einer Torflage nahe der Basis einer feinklastischen H1-Paläomäanderfüllung in der Flur „Beim Weidhaus“ östlich vom Gut Hygstetten (Sondierung Di12/46; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ^{14}C -Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

8.715 ± 32 ^{14}C BP. Das Alter belegt, dass dieser H1-Paläomäander und die von ihm eingeschlossenen H1-Terrassenflächen schon im frühen Boreal ausgebildet waren.

Weiter talabwärts belegen zwei Datierungen aus Sondierungen auf der ausge dehnten H1-Terrasse am südlichen Rand der holozänen Donauaue südlich und südöstlich von Lauingen einen sehr frühen Beginn der H1-Ausbildung schon zu Beginn des Präboreals um 9.970 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 31: Di14/05). Eine weitere Datierung (Abb. 31: Di12/54) weist daraufhin, dass in diesem Areal die Ausbildung der H1-Terrasse schon vor Ausgang des Boreals beendet war, so dass dort am Außenrand der H1-Terrasse ein lokales Niedermoor entstehen konnte. In einer weiteren Sondierung am Haidgraben, nur wenige Meter entfernt von der bereits beschriebenen Sondierung, ergab die Datierung organischer Makroreste nahe der Basis des dort bis

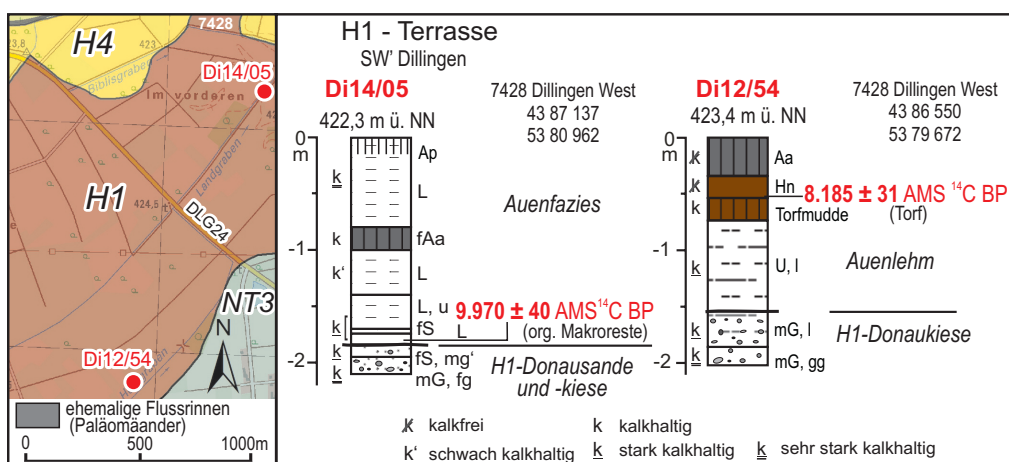


Abb. 31: ^{14}C -Alter organischer Makroreste von der Basis der Auensedimentdecke auf der H1-Terrasse in der Flur „Im vorderen Biblis“ südöstlich von Lauingen (Sondierung Di14/05) und von der Basis einer Torflage in der H1-Randsenke zur südlich angrenzende NT3 am Heidgraben westlich vom Heidhof (Sondierung Di12/54; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Beide ^{14}C -Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

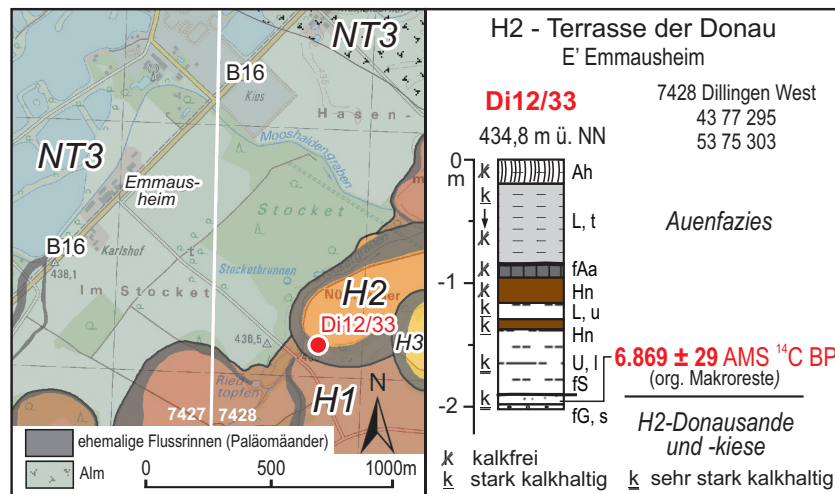


Abb. 32: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste von der feinsandigen Basis der H2-Paläomäanderfüllung in der Flur „Nürnberger Mähder“ östlich vom Emmausheim (Sondierung Di12/33; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

zur Kiesoberkante anstehenden Auelehms ein viel zu junges Alter von 2.510 ± 30 ¹⁴C BP (Tab. 7: Probe Di12/53). Vermutlich ist der organische Makrorest beim Sondieren aus dem hangenden Anmoorhorizont nach unten verschleppt worden.

Auf der H1-Terrasse etwa 1,5 km östlich des Kernkraftwerks Gundremmingen wurde eine mesolithische Freilandstation gefunden (Denkmalpflegeamt Thierhaupten). Eine spätmesolithische Dreikantspitze aus Quarz wurde nach JOSEF & SEITZ (1964: 115) auf der H1-Terrasse in der Flur „Untere Kehrt“ etwa 2 km südöstlich der Lauinger Donaubrücke gefunden. Etwa 1 km weiter südöstlich liegt die Fundstelle einer endneolithischen Pfeilspitze und Spitzklinge aus Jaspis (JOSEF & SEITZ 1964: 116f.).

Insgesamt ergibt sich für die H1-Terrasse eine Ausbildung im Zeitraum von Beginn Präboreal bis mindestens Ende Präboreal und maximal bis zum späten Boreal. Damit entspricht die H1-Terrasse altersmäßig der H1-Terrasse der Donau unterhalb von Regensburg, die dort im Zeitraum frühes Präboreal bis ausgehendes Boreal entstand (SCHELLMANN 2010: 32).

2. H2-Terrasse.

Aus der H2-Terrasse liegt bisher nur ein numerischer Altershinweis vor und zwar nahe dem südlichen Blattrand aus dem H2-Paläomäander in der Flur „Nürnberger Mähder“ östlich vom Emmausheim (Abb. 32: Di12/33). Kleine Pflanzenreste aus der feinsandigen Basis der H2-Paläomäanderfüllung in 1,97 m unter Flur ergaben ein atlantisches Alter von 6.869 ± 29 ¹⁴C BP. Es belegt, dass zu dieser Zeit der dortige H2-Paläomäander begann zu verlanden.



Bild 17: Subfossile Eiche („Eichenranne“) in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen ausgebaggert aus dem Kieskörper der H3-Terrasse (Tab. 9: Aufschluss A3).

3. H3-Terrasse.

Altersmäßig am besten abgesichert ist im Blattgebiet die Bildungszeit der subborealen H3-Terrasse. Subfossile Baumstämme, überwiegend Eichen, wenige Kiefern, einige

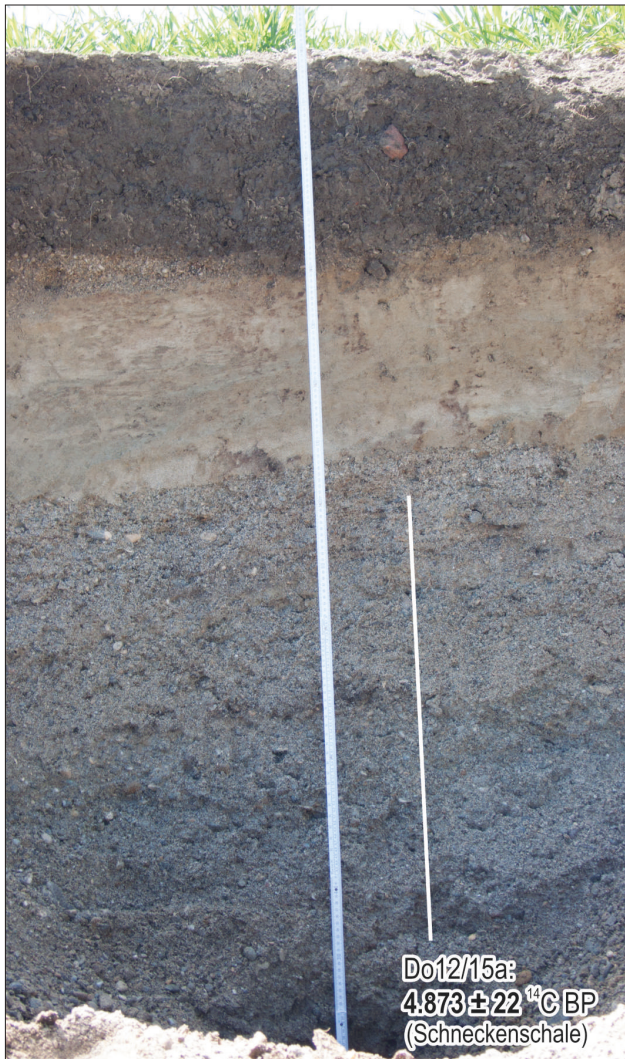


Bild 18: Aufschlussprofil Do12/15 auf der H3 der Donau in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: Aufschluss A3).

Weichhölzer, aus ihrem Kieskörper in der aktuell im Abbau befindlichen Kiesgrube „Wager“ (Bild 17, Tab. 8: Aufschluß A3) und einer inzwischen aufgelassenen Kiesgrube östlich vom Gut Hygstetten (Tab. 6) umfassen folgende Altersbereiche. Neben drei älteren Baumstämmen aus dem Präboreal und dem mittleren Atlantikum, vermutlich aus Überresten von H1- und H2-Donaukiesen (s.o.), datieren weitere acht Baumstämme aus Eichen und einem Weichholz ins späte Atlantikum und Subboreal zwischen 3.864 und 5.443 ^{14}C BP. Aus der Kiesgrube „Wager“ liegen zusätzlich weitere Datierungen aus dem dort oberhalb des Grundwasserspiegels aufgeschlossenen H3-Kieskörper und seiner Auensedimentdecke vor. Ein Holzkohlealter am Top der H3-Flussbettsedimente von 4.030 ^{14}C BP (Abb. 28) belegt, dass die H3 zu dieser Zeit noch in Ausbildung begriffen war. Drei

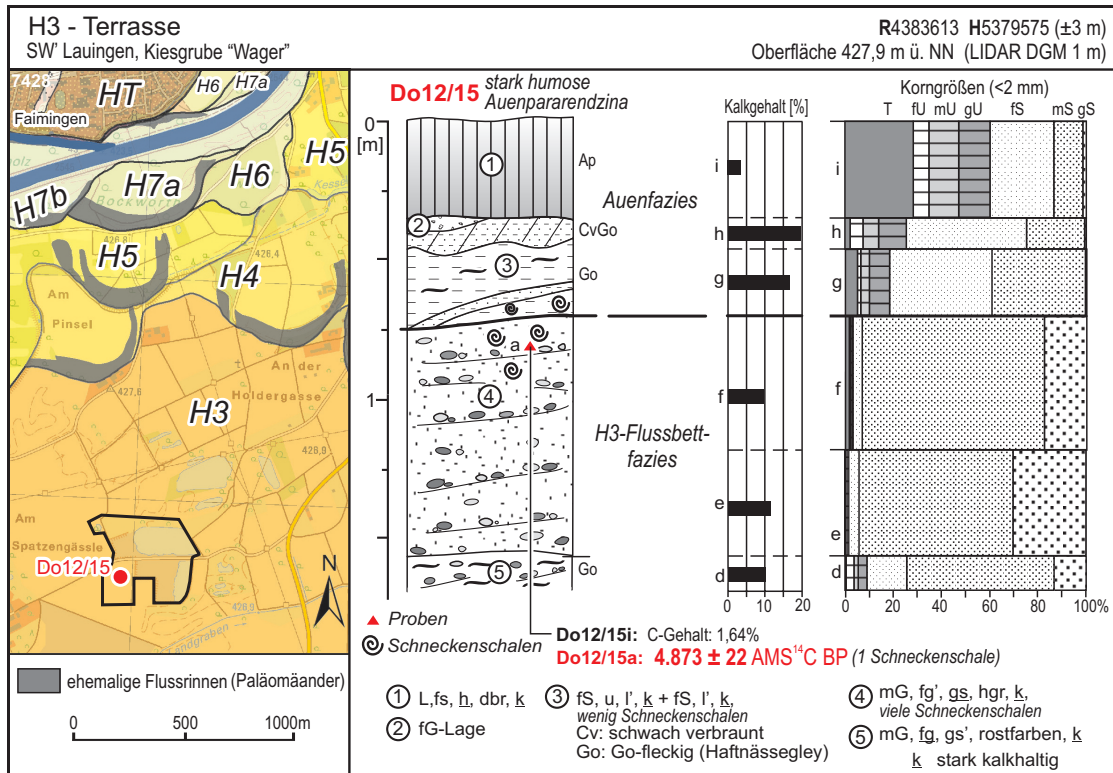


Abb. 33: ¹⁴C-Alter, Korngrößen und Kalkgehalte der Matrix der H3-Terrasse in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Profil Do12/15; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

Schneckenschalen ebenfalls vom Top der sandreichen und kiesigen H3-Flussbettfazies von verschiedenen Abbauwänden erzielten Alter von 4.530 \pm 30 ¹⁴C BP (Abb. 28), 4.873 \pm 22 ¹⁴C BP (Abb. 33, Bild 18) und von 5.290 \pm 30 ¹⁴C BP (Abb. 28). Diese ¹⁴C-Alter besitzen wahrscheinlich einen Hartwassereffekt in der Größenordnung von etwa 500 Jahren (s.o.; Abb. 28).

Bereits zur Urnenfelderzeit bzw. vor 2.779 \pm 30 ¹⁴C-Jahren wurde in die H3-Auelehmdecke eine Grube (Abfallgrube?) mit nicht hominiden Knochenresten, Keramik und zahlreichen Holzkohlestückchen eingelassen (Abb. 28). Spätestens zu dieser Zeit hatte die Donau die dortigen H3-Flächen verlassen und Donauhochwässer reichten nur noch selten bis dahin.

Am Außenrand der H3-Terrasse ost-südöstlich der Kiesgrube „Wager“ ergab die ¹⁴C-Datierung eines Holzstückes nahe der Basis der H3-Paläomänderfüllung ein spätatlantisches Alter von 5.123 \pm 25 ¹⁴C BP (Abb. 34). Schon vorher war die westlich angrenzende H3-Terrassenfläche von der Donau gebildet worden. Der H3-Paläomänder östlich des Guts Hofstetten war im späten Subboreal soweit verlandet, dass sich dort im Zeitraum um 3600 bis nach 3100 ¹⁴C BP schwarze Anmoore und Niedermoor-torfe entwickelten (Abb. 34: Di12/47).

Vor mehr als ca. 3.600 ¹⁴C-Jahren war der H3-Paläomänder östlich des aufgelaassenen Kiesgrubenareals beim Gut Hygstetten in Verlandung begriffen (Abb. 34:

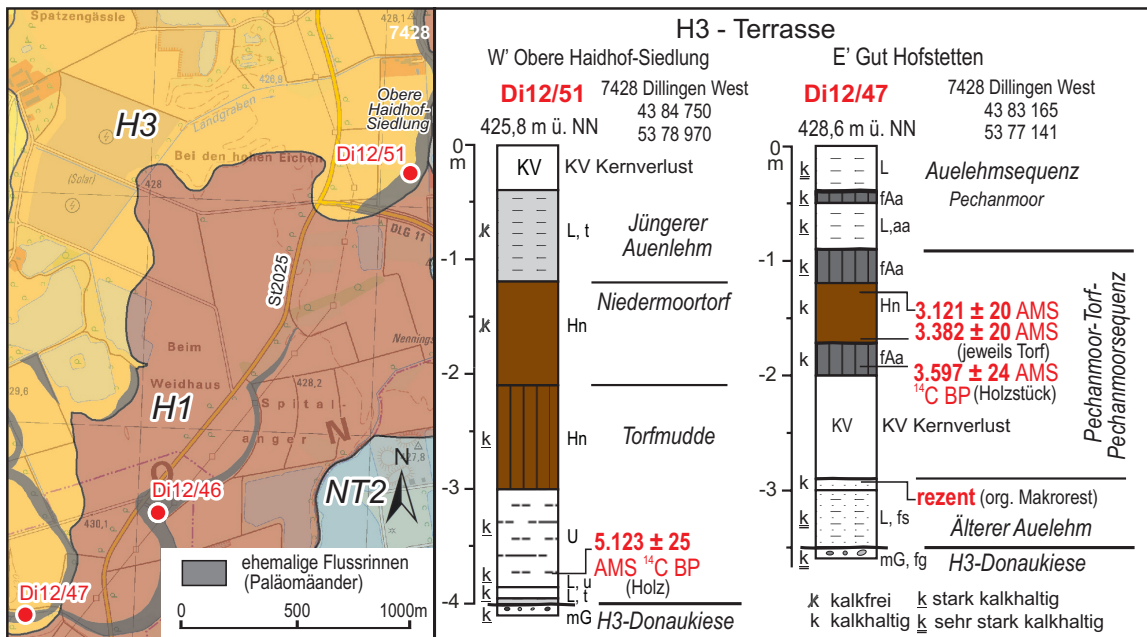


Abb. 34: ¹⁴C-Alter (Sondierung Di12/51) eines Holzstücks nahe der Basis einer H3-Paläomäanderfüllung am Ostrand der H3-Terrasse unmittelbar westlich der Oberen Haidhof-Siedlung sowie eines Holzstücks an der Basis eines schwarzen Anmoores, der Torfbasis und der Torfoberkante in der H3-Paläomäanderfüllung östlich vom Gut Hygstetten (Sondierung Di12/47; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

Di12/47). Aufgrund eines stark reduzierten Eintrags von Hochflutsedimenten kam es dort vor ca. 3.600 bis jünger als 3.100 ¹⁴C-Jahren zur Ausbildung einer Pechanmoor-Torf-Pechanmoor-Sequenz. Erst anschließend erreichten Hochwasser wieder häufiger diesen Standort und lagerten Auelehme ab, die durch einen weiteren schwarzen Anmoorhorizont zweigeteilt sind.

Insgesamt ergibt sich für die H3-Terrassenfläche östlich der Donau im Raum Gut Hygstetten und Helmeringen eine Bildungszeit zwischen ca. 5.500 bis ca. 3.800 ¹⁴C-Jahren vor heute. In diesen Zeitraum bildeten sich auch die westlich der Donau und über den südlichen Blattrand erhaltenen H3-Terrassenflächen.

In der Flur „Nürnberger Mäher“ östlich vom Emmausheim (Abb. 35: Di12/35) ergab die Datierung von Pflanzenresten eingelagert in H3-Flusssanden an der Basis des dortigen H3-Paläomäanders ein Alter von 4.856 ± 21 ¹⁴C BP. Zu dieser Zeit hatte die Donau diesen H3-Mäanderbogen bereits ausgebaut. Die Datierungen des hangenden Pechanmoors und des darüber folgenden Torfhorizontes belegen um 4.300 und um 3.700 ¹⁴C BP Zeiten geringer klastischer Sedimenteinträge in den Paläomäander.

Die Datierung einer Torflage am Top der lehmigen und sandigen H3-Paläomäanderfüllung südlich vom Emmausheim auf dem Nachbarblatt 7527 Günzburg (Abb. 35: Di12/36) ergab ein Alter von 5.032 ± 22 ¹⁴C BP. Die vom Paläomäander umgrenzte H3-Mäanderterrasse muss mindestens einige Jahrzehnte älter sein.

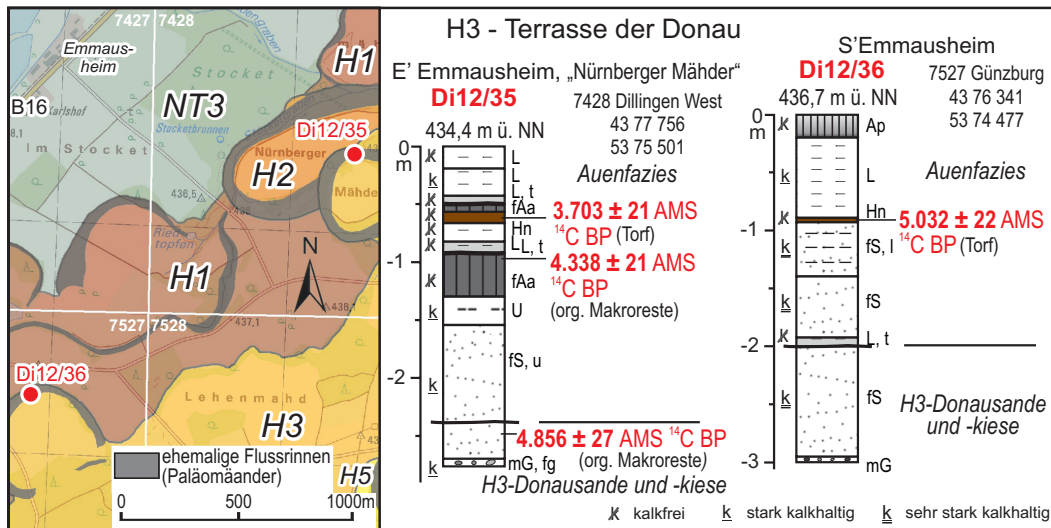


Abb. 35: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus der Füllung des H3-Paläomäanders in der Flur „Nürnberger Mähder“ östlich vom Emmausheim (Sondierung Di12/35) und des H3-Paläomäanders südlich vom Emmausheim auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7527 Günzburg in der nördlichen Flur „Fuchswinkel“ (Di12/36; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

Weiter talabwärts konnte auch das Alter des südlich von Dillingen und der Donau in der Flur „Hasenwald“ erhaltenen H3-Mäanderbogens annähernd bestimmt werden (Abb. 36: Di12/63). Die Datierung eines Pflanzenrests aus den unter 0,84 m mächtigen Auensedimenten begrabenen Donaukiesen ergaben ein subboreales Alter von 3.914 ± 24 ¹⁴C BP.

Weitere Altershinweise geben einzelne frühgeschichtliche Funde, die in Kiesgruben auf der H3-Terrasse bei Ausbaggerungen geborgen wurden. So berichtet KRAHE (1977: 29f.) vom Fund eines bronzzeitlichen oberständigen Randleistenbeils aus Bronze, dass in der Kiesgrube Hebel beim Lindenuhof ausgebaggert wurde. In der inzwischen stillgelegten Kiesgrube südlich von Helmeringen wurde 1974 ein sehr gut erhaltenes neolithisches Beilfutter aus Hirschgeweih ohne Abrollung ausgebaggert (SEITZ 1976: 186).

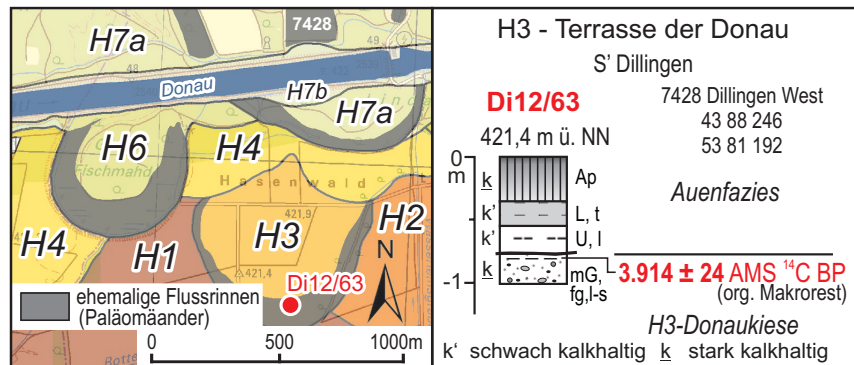


Abb. 36: ¹⁴C-Alter eines Pflanzenrests aus H3-Donaukiesen südlich von Dillingen und südlich der Donau in der Flur „Hasenwald“ erhaltenen H3-Mäanderbogens (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 (Sondierung Di12/63;) aufgelistet.

Aufschlüsse: Die Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Aufschluss A3) erschließt den Sedimentkörper der H3-Terrasse bis zum Grundwasserspiegel. Beim Kiesabbau wurden und werden wiederholt mächtige Eichenrannen und andere Baumarten ausgebaggert.

3.1.3.3 Jüngere Postglazialterrassen H4 bis H7b

Spätes Mittelholozän und Jungholozän

Die jüngeren Postglazialterrassen, die H4- bis H7b-Terrassen, begleiten die Donau zwischen südlichem Blattrand und Gundelfingen in 1,5 bis 3 km Breite. Unterhalb von Gundelfingen verringert sich diese deutlich auf meist unter 1,5 km und erstreckt sich entlang des Hochterrassenabfalls. Am östlichen Blattrand bei Dillingen liegt sie bei unter 650 m Breitenausdehnung. Diese junge Umlagerungszone prägen zahlreiche Aurinnen und gut erhaltene Paläomäander, wobei naturgemäß die Oberflächen der jüngsten, häufig noch mit Auwald bedeckten H6- bis H7b-Terrassen von den markantesten Aurinnen durchzogen werden.

Eine Besonderheit in der Talgeschichte der Donau ist die H7b-Terrasse. Sie ist erst durch die zwischen 1806 und 1870 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden. Die ersten bedeutenden Flussbegradigungen erfolgten im Blattgebiet mit dem Bau des sog. „Karolinenkanals“ südwestlich von Dillingen in den Jahren 1806 bis 1811 AD und dem „Gundremminger Canal“ zwischen 1818 bis 1820 AD. Diese technisch noch unausgereiften flussbaulichen Projekte hatten zur Folge, dass in den Kanalstrecken und stromabwärts durch die nun höheren Fließgeschwindigkeiten die Donau in wesentlich kürzeren Zeiträumen große Mäander ausbaute, zum Teil auch begann sich zu verzweigen, was dann wieder erneute Flussbegradigungen zur Folge hatte. Insbesondere zwischen Gundremmingen und Lauingen kam es von 1820 bis zur endgültigen Flusslauffixierung zwischen 1866 bis 1870 AD zu extrem schnellen Flusslaufverlagerungen und wiederholten Durchstichen, wie dies Abb. 37 verdeutlicht. Dadurch besitzt dort die H7b-Terrasse für den Bildungszeitraum von knapp 50 Jahren doch extreme Ausmaße. Immerhin entstanden dort in dieser kurzen Zeit über ein Fünftel der jungholozänen Donauauen im Blattgebiet.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sind die quartären Donaukiese und -sande im Bereich der jungholozänen Talauen etwa 3 bis maximal 9 m mächtig. Sie sind wie bei den älteren Postglazialterrassen häufig mit wenigen Dezimetern und bis zu 1,7 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. In Aurinnen wurden bisher maximale Mächtigkeiten von bis zu 4,5 m angetroffen (Abb. 24). Pedologisch heben sich die H4- bis H7-Terrassen wenig voneinander ab. Während die maximale terrestrische Bodenentwicklung auf der H4-Terrasse gelbbraune Auen-Pararendzinen sind, prägen die jüngeren H5- bis H7-Terrassen graue bis hellgraue Auen-Pararendzinen. In Paläomäanderfüllungen der

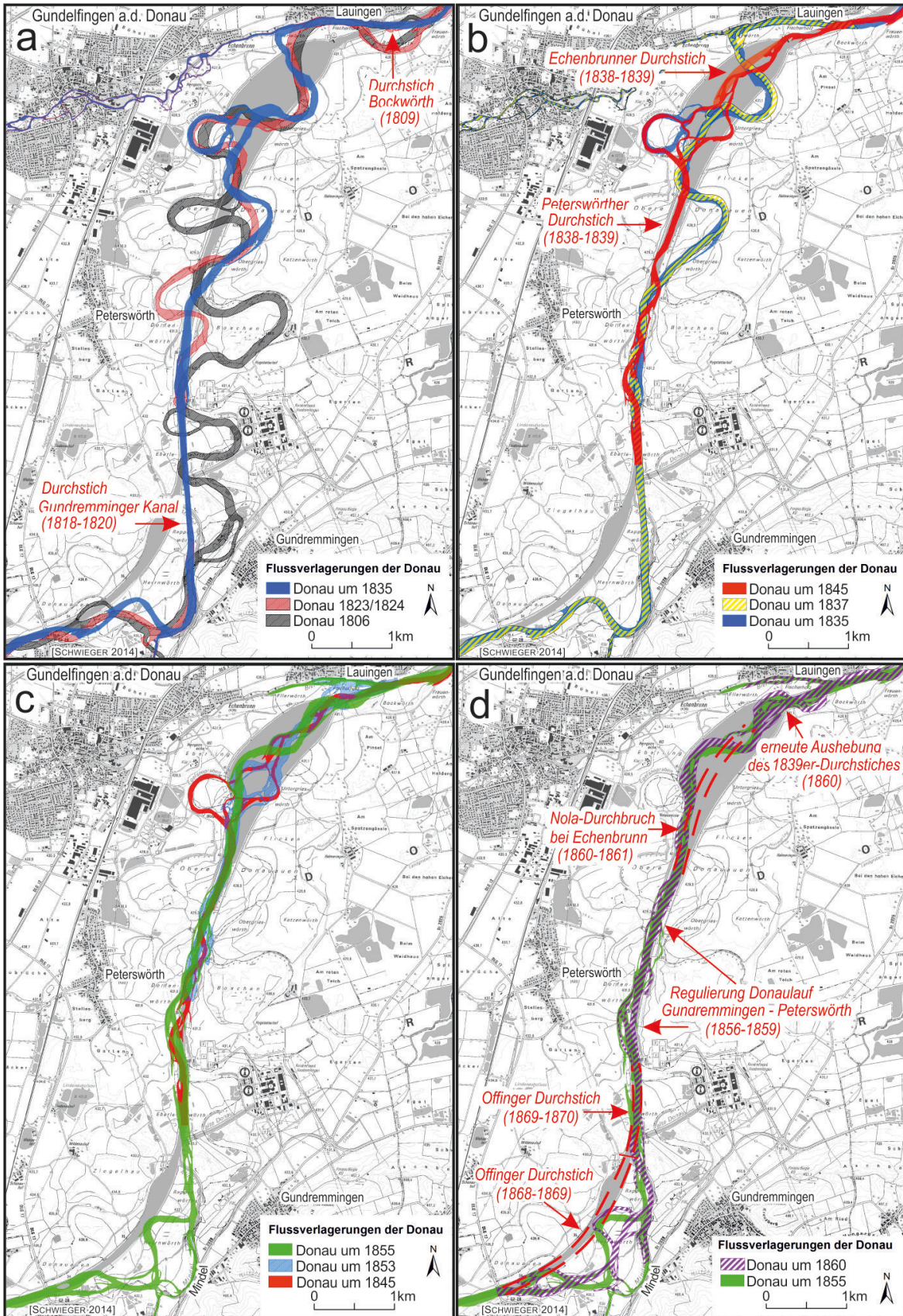


Abb. 37: Flusslaufverlagerungen der Donau im Zeitraum von etwa 1806 bis 1860 AD im Talabschnitt zwischen Einmündung der Mindel und Lauingen nach historischen Karten (Quellenverzeichnis in Beilage 6; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

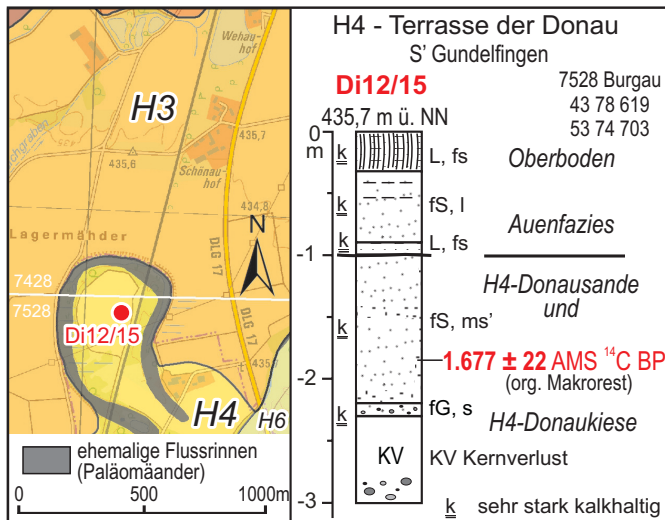


Abb. 38:
¹⁴C-Alter eines Pflanzenrests aus den Flusssanden am Rande des H4-Mäanderbogens südwestlich vom Wildenauhof (Sondierung Di12/15; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

H4-Terrasse können lokal geringmächtige Niedermoortorfe begraben unter jüngeren Auelehmen auftreten.

Fazies: Wie bereits ausgeführt (s.o.), wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Schotter aller holozänen Donauterrassen von einem mäandrierenden Donaulauf abgelagert. Insofern ist von einer großbogigen Schrägschichtung des Kieskörpers mit genereller vertikaler Korngrößenabnahme auszugehen. Primäre Aurinnenscharen und große Paläomäander belegen morphologisch diese Art der Sedimentumlagerung auch für die Jüngeren Postglazialterrassen. Dabei sind die Paläomäander mit zunehmend jüngerem Terrassenalter in der Regel am wenigsten verfüllt und dadurch auch durch Anzahl, Breite und Tiefe im morphologischen Erscheinungsbild dieser relativ jungen Umlagerungszone wesentlich ausgeprägter als in den älteren Holozänterrassen.

Alter: Im Einzelnen liegen bisher die nachfolgenden Daten zur Alterseinstufung der Jüngeren Postglazialterrassen vor.

1. H4-Terrasse.

Der Ausbau des am südlichen Blattrand südwestlich des Wildenauhofs erhaltenen H4-Mäanderbogens der Donau südlich der Flur „Lagermähder“ war nach einer Datierung eines Pflanzenrests aus den liegenden Flusssanden in 1,85 m unter Flur um 1.677 ± 22 ¹⁴C BP weitgehend abgeschlossen. (Abb. 38).

Am Außenrand der H4-Terrasse südwestlich von Lauingen in der Flur „Am Pinsel“ ergab die Datierung eines Pflanzenrests aus den unter 1,83 m mächtigen Auelehmen anstehenden H4-Flusssanden ein Alter von 3.590 ± 40 ¹⁴C BP (Abb. 39). Damit scheint der Beginn der H4-Terrassenbildung schon im mittleren Subboreal begonnen zu haben. Das steht im Einklang mit einem Befund aus der weiter südlich in der H3-Terrasse gelegenen Kiesgrube „Wager“ (s.o.), wo eine urnenfelderzeitlichen Grubenfüllung an der Oberfläche der H3-Terrasse darauf hinweist, dass spätestens zu dieser Zeit die Donau die H3-Terrasse verlassen hatte.

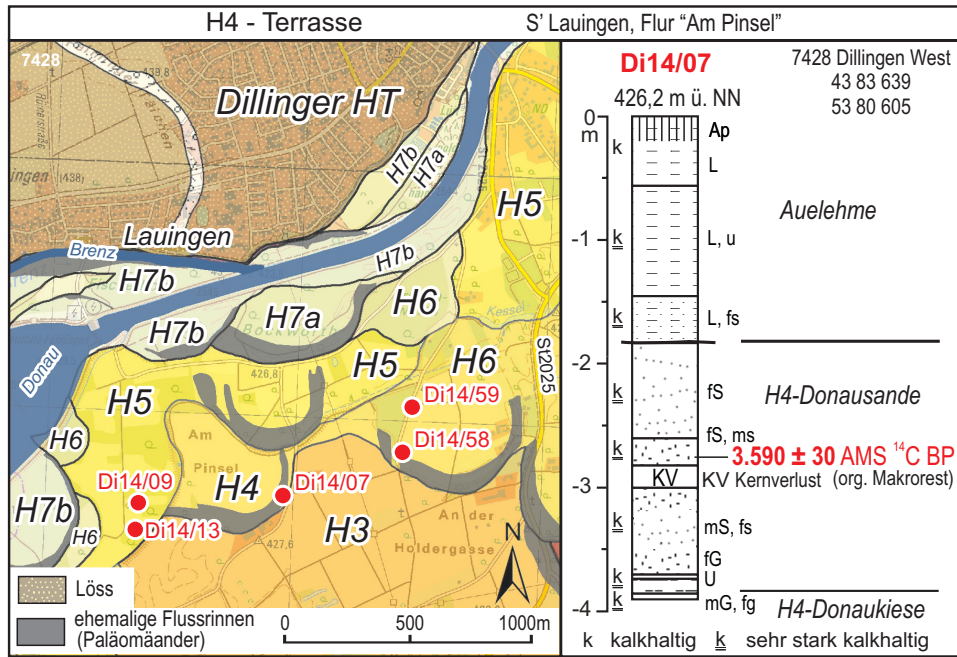


Abb. 39: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H4-Terrassenkörper südwestlich von Lauingen in der Flur „Am Pinsel“ (Sondierung Di14/07; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

Weiter talabwärts war der große H4-Mäanderbogen südlich von Lauingen und westlich der Flur „Kehrt-Äcker“ ebenfalls bereits im mittleren Subboreal ausgebildet. Zwei ¹⁴C-Datierungen organischer Makroreste aus zwei Sondierungen mit Altern von 2.150 ± 19 ¹⁴C BP von der Basis der Auelehmfüllung (Abb. 40: Di12/56) und 3.190 ± 23 ¹⁴C BP aus den H4-Flusssanden (Abb. 40: Di12/57) weisen daraufhin. Der H4-Mäanderbogen am Ostrand der Flur „Kehrt-Äcker“ ist morphostratigraphisch jünger. Nach

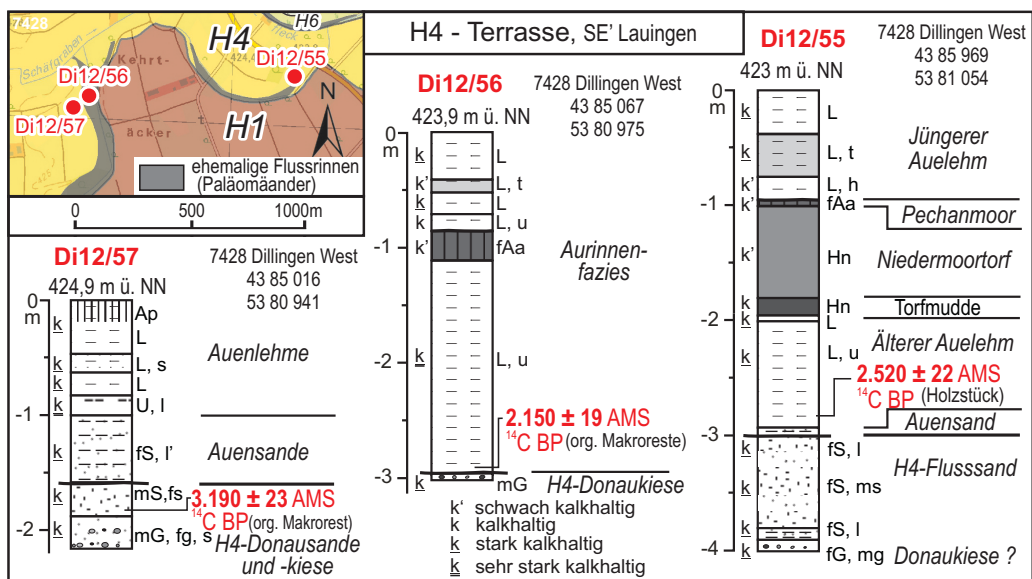


Abb. 40: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H4-Terrassenkörper südlich von Lauingen aus den H4-Mäanderbögen westlich (Sondierungen Di12/56 und Di12/57) und östlich (Sondierung Di12/55) der Flur „Kehrt-Äcker“ (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

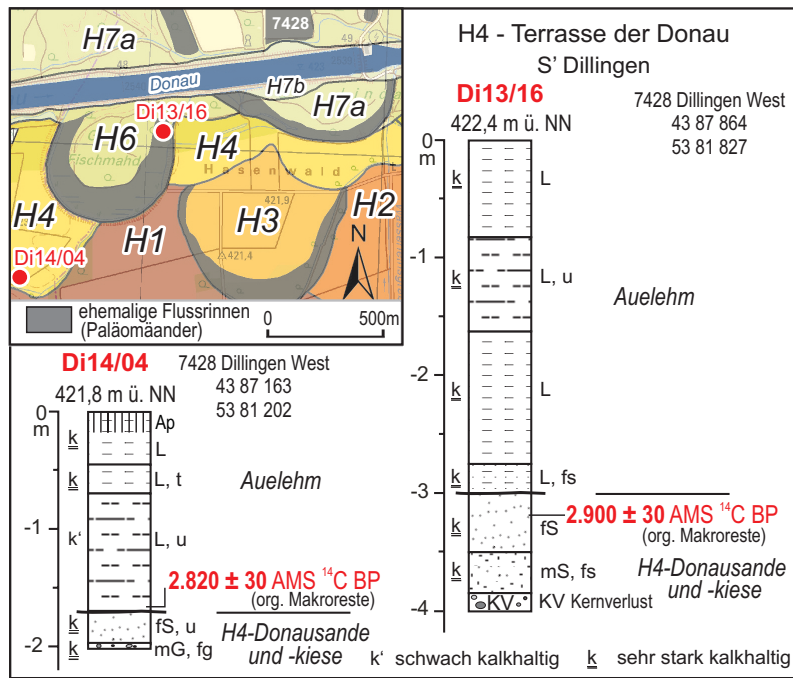


Abb. 41:

¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H4-Terrassenkörper in der Flur „Im hinteren Biblis“ (Di14/4) und nördlich der Flur „Hasenwald“ (Di13/16) südwestlich von Dillingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet

Die Datierung organischer Makroreste am Top der H4-Flusssande am Außenrand der H4-Terrasse nördlich der Flur „Im hinteren Biblis“ ergab ein Alter von 2.820 ± 30 ¹⁴C BP (Abb. 41: Di14/4) und die Datierung organischer Makroreste nahe der Auelehm am Außenrand der H4-Terrasse nördlich der Flur „Hasenwald“ (Abb. 41: Di13/16) lieferte ein Alter von 2.900 ± 30 ¹⁴C BP.

Weitere Altershinweise geben einzelne frühgeschichtliche Funde, die in Kiesgruben auf der H4-Terrasse ausgebaggert wurden. So berichten SEITZ & SEITZ (1955/56) von der Ausbaggerung eines latènezeitlichen Eisenschwertes aus 2 m Tiefe im Schotter aus einer Kiesgrube bei Gundelfingen. Nach einer alten topographischen Karte aus dem Jahre 1967 kann es sich nur um die in der H4-Terrasse gelegene und inzwischen rekultivierten Kiesgrube unmittelbar nördlich des Gundelfinger Schwabenstadions und westlich des Gartnersees handeln. In der weiter nördlich gelegenen und ebenfalls stillgelegten Kiesgrube wurden bei Ausbaggerungen im Jahr 1965 ein latènezeitlicher Eisenbarren und zwei Schwertbarren geborgen (SEITZ 1967: 127).

Insgesamt belegen diese Datierungen eine Ausbildung der H4-Terrasse schon ab dem mittleren Subboreal vor etwa 3.600 ¹⁴C-Jahren bis in das ältere Subatlantikum vor ca. 1.600 ¹⁴C-Jahren (späte Römerzeit) hinein. Bereits in der Römerzeit floss die Donau bei Faimingen wahrscheinlich nahe am Hochterrassenrand. So berichtet KERN-KERNRIED (1874: 19), dass zwischen 1830 bis 1834 AD zahlreiche große Quader der ehemaligen Römerbrücke aus dem Fahrwasser bei Faimingen geborgen und per

dem Alter eines Holzstücks nahe der Basis der feinklastischen Paläomäanderfüllung war er vor etwas mehr als 2.520 ¹⁴C-Jahren ausgebildet (Abb. 40: Di12/55).

Ein Bildungsalter im späten Subboreal haben auch die südlich der Donau gelegenen H4-Terrassenflächen südwestlich von Dillingen (Abb. 41). Die Datierung organischer Makroreste nahe der Auelehm am Außenrand der H4-Ter-

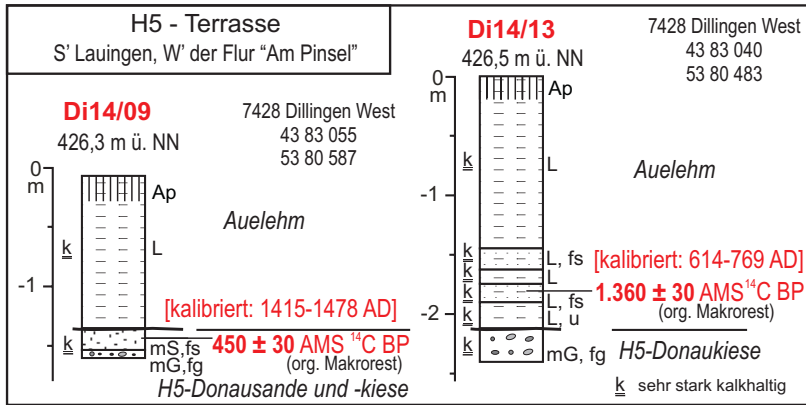


Abb. 42: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H5-Terrassenkörper westlich der Flur „Am Pinsel“ (Sondierungen Di14/13 und Di14/9) südlich von Lauingen. Zur Lage der Sondierungen siehe Abb. 39. Die ¹⁴C-Alter und deren Kalibrierung sind in Tab. 7 aufgelistet.

Makroreste einmal nahe der Basis der Auensedimente (Abb. 42: Di14/13) und einmal aus den darunter liegenden H5-Flusssanden (Abb. 42: Di14/9) geborgen werden. Deren Alter von 1.360 ± 30 ¹⁴C BP (kalibriert 614 bis 764 AD) und 450 ± 30 ¹⁴C BP (kalibriert 1415 bis 1478 AD) weist daraufhin, dass die H5-Terrasse ungefähr im Zeitraum zwischen Früh- bis ausgehendes Hochmittelalter gebildet wurde.

Die weitere Datierung eines Pflanzenrests am Top von Auensanden in 1,8 m Tiefe unter Flur im H5-Paläomäander östlich des Weilers Wildenauhof ergab ein Alter von 140 ± 22 ¹⁴C BP bzw. ein kalibriertes Alter von 1670 bis 1950 AD (Tab. 7: Di12/44). Zu dieser Zeit wurde der H5-Mäanderbogen nur noch von Hochwassern erreicht.

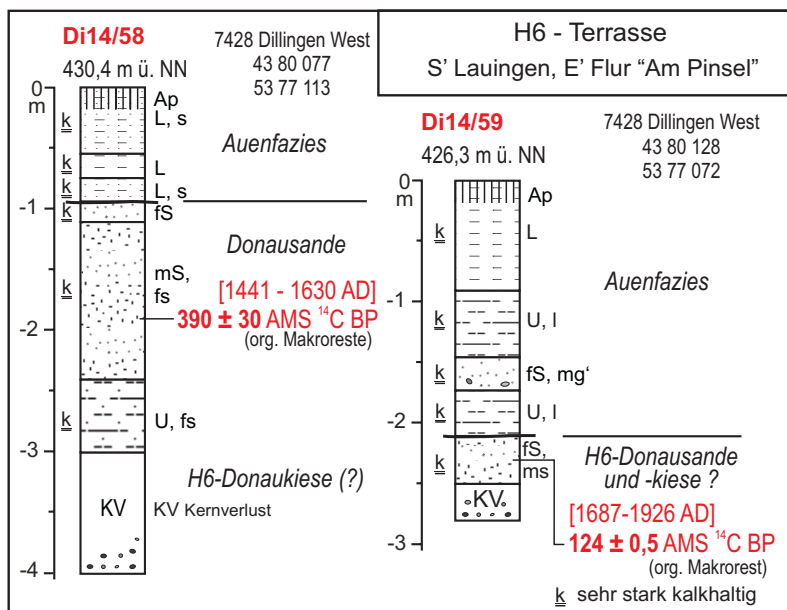


Abb. 43: ¹⁴C-Alter von Pflanzenresten eingelagert in Auensedimenten der H6-Terrasse südlich von Peterswörth in den Sondierungen Di14/59 und Di14/58. Zur Lage der Sondierungen siehe Abb. 39. Die ¹⁴C-Alter und deren Kalibrierung sind in Tab. 7 aufgelistet.

Schiff nach Dillingen für Wasserbauten und Reparaturen an der damaligen Dillinger Donaubrücke gebracht wurden.

2. H5-Terrasse.

In zwei etwa 100 m voneinander entfernten Sondierungen auf der H5-Terrasse südlich von Lauingen konnten organische

3. H6-Terrasse.

Am Außenrand eines älteren Mäanderbogens der H6-Terrasse südlich von Peterswörth konnten in zwei Sondierungen organische Makroreste aus der Auensedimentdecke in 1,90 m (Abb. 43: Di14/58) und 2,30 m (Abb. 43: Di14/59) Tiefe unter Flur geborgen und datiert werden. Die unterlagernden H6-Donaukiese sind älter als die sandige und



Abb. 44:
Ausschnitt aus der georeferenzierten Karte von Georg WIDENMANN „Äcker, Wiesen und Hölzer beim Helmeringer Hof“ aus dem Jahr 1778 AD (Stadtarchiv Lauingen K42).

lehmige Verfüllung der Nahrinne. Leider sind Radiokarbondatierungen in diesem jungen Zeitraum wegen starker Schwankungen der atmosphärischen ^{14}C -Bildung sehr ungenau. Die kalibrierten Alter zeigen daher lediglich das insgesamt relativ junge Alter der H6 an, die nach dem Älteren der beiden ^{14}C -Alter (Di14/58) bereits vor 1441 bis 1630 AD in Ausbildung begriffen war.

Weitere Alterseinstufungen ermöglichen historische Karten, in denen einzelne Fluren der H6-Terrasse schon ausgebildet sind. So zeigt eine um 1620 AD entstandene Karte von Mathes STANG „Donaustrom von Reisenburg bis Faimingen“ (BAYERISCHES STAATSARCHIV AUGSBURG A10) südlich von Peterswörth im Bereich des oben erwähnten



Abb. 45:
 Der gleiche Kartenausschnitt wie in Abb. 44 in der Bayerischen Uraufnahme im Maßstab 1:5.000 (Ausschnitte aus den Blatt-Nr. NW 1937, NW 1938, NW 2037 und NW 2038) aus dem Jahr 1823 AD (© Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

älteren Mäanderbogens der H6 lediglich noch ein Altwasser der Donau. Der Mäanderbogen war schon voll ausgebildet. Die Ausbildung der H6 begann also deutlich vor 1620 AD.

Die H6-Terrassenfläche in der Flur „Flicker“ nordwestlich von Helmeringen ist mit gleichem Flurnamen bereits in einer Karte von David BRENTEL „Donaulauf zwischen Hygstetten und Helmeringen“ aus dem Jahr 1610 AD (STADTARCHIV LAUINGEN K5) vorhanden. Gleiches gilt für die 1619 AD erstellte Kopie einer Karte von David BRENTEL „Südlicher Teil des Lauinger Burgfriedens“ aus dem Jahr 1574 AD (STADTARCHIV LAUINGEN K2).

Eine Karte von Georg WIDENMANN „Äcker, Wiesen und Hölzer beim Helmeringer Hof“ aus dem Jahr 1778 AD (STADTARCHIV LAUINGEN K42) zeigt Helmeringen, den Hochwasserdamm, den H6-Paläomäander „Helmering“ und den „Flicker“ voll ausgebildet (Abb. 44). Südlich des „Weidengriess“ (Flurname noch in den Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 AD enthalten), das in der aktuellen TK 25 als „Katzenwörth“ bezeichnet wird, ist der H7a-Donaulauf westlich von Hygstetten eingezeichnet. Die Karte läßt sich mit Hilfe der Bayerischen Uraufnahme aus dem Jahr 1823 AD (Abb. 45) hervorragend georeferenzieren, obwohl im Lauinger Stadtarchiv nur eine aus der Hand photographierte Kartenaufnahme möglich war. Zudem ermöglichen der Hochwasserdamm, einzelne Flurgrenzen, der Weiler Helmeringen, die auf der H6-Terrasse gelegenen Fluren „Flicker Holz“ bzw. „Flickerholz“, „Haefen Holz“ bzw. „Kleine Häfe“, „Weiden Griess“ bzw. „Im Weide Gries“ eine zusätzliche Orientierung. Südlich des „Weiden Griess“, das in der aktuellen TK 25 als „Katzenwörth“ bezeichnet wird, ist der H7a-Donaulauf westlich von Hygstetten eingezeichnet. Dort waren also schon um 1778 AD größere Areale der H7a-Terrasse vorhanden.

Insgesamt sind die in diesem Raum östlich der heutigen Donau erhaltenen H6 - Terrassenflächen deutlich älter als 1778 AD. Zumindest teilweise waren sie auch schon Mitte des 16. Jahrhunderts ausgebildet.

Das betrifft auch den H6-Mäanderbogen „Frauenwörth“ südlich von Lauingen. Er war bereits in der um 1620 AD entstandenen Karte von Mathes STANG „Donaustrom von Faimingen bis Donaumünster-Erlingshofen“ (BAYERISCHES STAATSARCHIV AUGSBURG A9) vorhanden.

Der nördlich der Donau zwischen Lauingen und Dillingen gegen die Hochterrasse ausgreifende H6- und H7a-Mäanderbogen im heutigen Stadtwald von Lauingen war nach der Karte „Nördlicher Teil des Lauinger Burgfriedens“ von David BRENDEL aus dem Jahr 1595 AD (STADTARCHIV LAUINGEN K3) in Bildung begriffen. In dieser Karte sieht man einen nach Norden verlaufenden Mäanderbogen der Donau, dessen westlicher Arm auf Höhe der Kapelle „Hergottsruh“ den Hochterrassenhang erreicht.

In einer um 1620 AD entstandenen Karte von Mathes STANG „Donaustrom zwischen Faimingen und Donaumünster-Erlingshofen“ (BAYERISCHES STAATSARCHIV AUGSBURG A9) ist der Mäanderbogen voll ausgebildet und liegt weiter talabwärts unterhalb der Kapelle „Hergottsruh“. Auch hier sind größere Areale der H6-Terrasse schon vor 1620 AD gebildet worden. Bei Dillingen floss die Donau nach dieser Karte unmittelbar südwestlich und südlich des damaligen Hofgartens, heute ein großer Sportplatz. Die dort erhaltenen H6-Terrassenflächen könnten in dieser Zeit entstanden sein.

Insgesamt zeigen die vorliegenden Daten, dass die H6-Terrasse schon um 1441 bis 1630 AD in Ausbildung begriffen war (Abb. 43), dass nach historischen Karten große

Areale der H6-Terrasse schon Anfang des 17. Jahrhunderts existierten und, dass die Donau schon um 1778 AD im Bereich der H7a-Terrasse floss.

4. H7-Terrasse.

Wie bereits ausgeführt, kann die H7 zweigeteilt werden, in eine jüngere erst durch die zwischen 1806 und 1870 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstandene und dadurch großflächig ausgebildete H7b -Terrasse und eine ältere H7a -Terrasse, die etwa ab Mitte des 18. Jahrhundert bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts ausgebildet wurde. Der Stromatlas von RIEDL (1806) zeigt einen Donaulauf, der weitgehend schon am Außenrand der H7a verläuft.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.4 Anmoor

Holozän

Größtenteils geringmächtige Anmoore, in der Regel ohne Almeinlagerungen (s.u.), sind im Blattgebiet in einigen Dellentälchen und im Talboden des Zwergbaches auf der Dillinger Hochterrasse auf unterschiedlichen Sedimenten weit verbreitet. In der Donauniederung finden sie sich in ehemaligen Flussrinnen und am Außenrand der späthoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen NT2 und NT3. In der altholozänen Talaue treten sie großflächig am Außenrand der H1 östlich der Oberen Haidhof-Siedlung auf. Darüber hinaus sind Anmoore und manchmal auch geringmächtige Niedermoor torfe in vielen alt- und mittelholozänen Paläomäanderfüllungen verbreitet, allerdings meistens überdeckt von jüngeren Hochflutsedimenten.

Mächtigkeit: Die einzelnen Anmoor-Horizonte (Aa, fAa) sind in der Regel nur 15 bis 50 cm mächtig.

Lithologie: Anmoore sind nach GÖTLICH (1979: 4) organomineralische Böden, die einen Anteil von Torf oder Muddehumus haben können und aus einem mindestens 20 cm mächtigen Anmoorhumus bestehen. Sie bestehen im Blattgebiet aus einem Gemisch von tonigem oder stark lehmigen, karbonatischen bis entkalkten Mineralboden und aus bis zu 15-30 Masse-% stark organischer Substanz (AG Boden 2005). Bei fossilen, spätglazialen und altholozänen Anmoorbildungen kann der Gehalt an organischer Substanz durch verwitterungsbedingte Abbauprozesse wie Entkarbonatisierung heute auch deutlich niedriger sein (Abb. 17, Abb. 20).

Im Blattgebiet besitzen die Anmoore meist eine schwarze bis schwarzgraue Farbe („Pechanmoore“ *sensu* BRUNNACKER 1959) und sind häufig das Abbauprodukt von Torfen. Dadurch ist die Moor/Anmoorgrenze oder auch die Abgrenzung der Anmoore zu Mineralböden und Almgebieten durch verschiedene anthropogene Nutzungen (v.a. Abtorfungen und Ackerbau) mit Unsicherheiten behaftet. Zudem ist der Übergang von Nieder- zu Anmoor oft fließend.

Alter und Fossilführung: Die meisten Anmoore im Blattgebiet sind holozäne Bildungen, nur einzelne fossile Anmoore auf der NT3 der Donau wurden schon im Spätglazial gebildet (Abb. 20). Einzelne fossile Pechanmoorgleye führen Schnecken- und Holzkohlen, die eine numerische Datierung mittels der ^{14}C -Methode erlauben.

Aufschlüsse: Im Blattgebiet waren zur Kartierzeit weder dauerhafte noch temporäre Aufschlüsse vorhanden, die anmoorige Ablagerungen zugänglich gemacht hätten. Fossile Anmoorbildungen des Spätglazials und Altholozäns sind aktuell auf der Spätwürmterrasse NT3 in der Kiesgrube Fetzer aufgeschlossen (Kap. 5: Aufschlüsse A1 und A2).

3.1.3.5 Anmoor mit Almeinlagerungen

Holozän

Anmoore mit Almeinlagerungen befinden sich am östlichen Blattrand am Außenrand der NT3 zur angrenzenden Sontheimer Hochterrasse und im Talboden der Brenz. Dabei wurden auch solche Areale als Anmoore mit Almeinlagerungen ausgewiesen, in denen örtlich noch mit kleineren Torfvorkommen zu rechnen ist. Letztere sind meist nur noch ein bis zwei Dezimeter, selten bis zu 0,5 m mächtig. Im Brenztal sind sie häufig das Abbauprodukt von Torfen. Sie besitzen oft Linsen und geringmächtige Lagen aus Alm.

Alter: Sie sind überwiegend holozäner Genese, wobei einzelne fossile Bildungen bis ins Würm-Spätglazial zurückreichen können.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.6 Alm (Wiesenkalk)

Alt- und Mittelholozän

Im Blattgebiet existiert neben lokalen, meist geringmächtigen Almeinlagerungen in den Anmoorgebieten des Brenztales auf der NT3 der Donau am westlichen Blattrand ein großes Areal mit an der Oberfläche oder unter geringmächtigen Hochflutlehmern begrabenen Almvorkommen, das sich vom westlichen Blattrand bis nach Gundelfingen erstreckt.

Alm (abgeleitet von *terra alba*) bezeichnet in Bayern gelblich-weiße, feinkörnige, sandige bis mehlig Kalkausfällungen aus fast reinem Kalziumkarbonat (95 bis 98% CaCO_3), die in der Regel flächenhaft auftreten und häufig mit Eisenocker, An- und Niedermooren vergesellschaftet sind (JERZ 1986: 45f.; ders. 1983; VIDAL et al. 1966: 178). Man geht davon aus, dass Almbildungen klimatisch bedingt zum Beispiel durch höhere Niederschläge im Sommer oder durch nur lokal erhöhte Grundwasserspiegel ausgelöst werden (u.a. JERZ 1983; BRUNNACKER 1959). In Niedermoorgebieten kann

es dadurch zur Unterbrechung der Torfbildung kommen. So bildete sich in einzelnen Rinnenpositionen auf der NT3 der Donau an der westlichen Blattrandgrenze in der Kiesgrube Fetzer nach Ausbildung eines entkalkten Pechanmoores zunächst ein torfiger Anmoorhorizont bevor Almausfällung einsetzte (Abb. 18). Zur Genese der Almbildungen in Südbayern sei auf JERZ (1983) und die dort zitierten Arbeiten verwiesen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der großflächig auf der NT3 bei und südlich von Gundelfingen verbreiteten Almschichten schwanken kleinräumig stark. Sie betragen meistens 10 bis 50 cm. Im südlich der Brenz gelegenen Stadtgebiet von Gundelfingen soll der Alm nach Berichten von Einwohner Mächtigkeiten von teilweise über 1 m haben bzw. gehabt haben.

Lithologie: Die im Blattgebiet verbreiteten Almschichten führen oft Molluskenschalen und sind weich, locker und körnig.

Alter: ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten Schneckenschalen und das Alter unterlagernder Pechanmoorhorizonte in der Kiesgrube „Fetzer“ (Abb. 15 bis Abb. 21) nahe der westlichen Blattrandgrenze belegen, dass der an der Oberfläche der NT3 (Ws2) verbreitete Alm ab dem mittleren Atlantikum entstanden ist. Nach GÖTTLICH (1952; ders. 1979) bildeten sich die im Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos verbreiteten Alm- und Kalktuffablagerungen durch organogene Kalkausfällungen vor allem in drei Zeitabschnitten: an der Wende Präboreal/Boreal, im frühen älteren Atlantikum und an der Wende vom mittleren zum späten Atlantikum. JERZ (1983) stellt in einer Zusammenstellung der Almvorkommen in Südbayern fest, dass der Höhepunkt holozäner Almbildungen in Südbayern wahrscheinlich in das mittlere Atlantikum fällt. Wann die Almbildung im Blattgebiet endete, ist unbekannt. Im Blattgebiet tritt Alm in geringer Mächtigkeit lokal auch noch auf der präborealen bis borealen H1-Terrasse südwestlich von Peterswörth auf, während er dort auf der im Atlantikum gebildeten H2-Terrasse und allen jüngeren Donauterrassen fehlt. Insofern endete die Almbildung wahrscheinlich hier weitgehend zu Beginn des Subboreals.

Aufschlüsse: Kiesgrube „Fetzer“ südsüdwestlich von Gundelfingen, R 43 77 185, H 53 77 502, Kap. 5: A1. Kiesgrube „Fetzer“ südwestlich von Gundelfingen, mehrere Profilstellen, siehe Abb. 15 bis Abb. 21, Kap. 5: A2.

3.1.3.7 Künstliche Ablagerungen, künstlich verändertes Gelände

Jungholozän, Industriezeitalter

Sowohl künstliche Aufschüttungen als auch anthropogen stark veränderte Areale wurden als eigene Kartiereinheit dargestellt, sofern größere Areale davon betroffen sind. In ehemaligen Kiesgruben wurden mit Hilfe alter Karten auch kleinräumige, aber bis zur Quartärbasis reichende Auffüllungen erfasst. Anthropogene Umgestal-

Tab. 7: Alter organischer Substanzen von im Text genannten ¹⁴C-Datierungen.

Nr.	Terrasse	m ü. NN	Bemerkungen	Fundort	x	y	Tiefe	Oberkante	¹⁴ C BP	±	cal BP	d ¹³ C
							Probe	Flussbettfazies			2 sigma	
Di13/3-84	Brenztal	434,2	Basis Hochflutlehm	W' Gundelfingen	4377324	5380744	0,84	0,98	11590	40	13303-13495	-25,8
Di13/4-82	Brenztal	434,2	Makroreste Flusssand	W' Gundelfingen	4377630	5380818	0,82	0,68	10160	40	11697-12030	-27,5
Di13/5-83	Brenztal	436,5	Grenze Anmoor/ Oberkante Torf	W' Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	10560	40	12421-12646	-28,8
Di13/5-140	Brenztal	436,54	Torfbasis	W' Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	12370	40	14141-14707	-34,1
Do12/21h	NT1	425,35	Torfbasis	Lauingen S, Kiesgrube "Wager"	4388541	5377800	1,00	1,1	1560	20	426-547 AD	-31,6
Do12/21i	NT1	425,35	Basis fAa	Lauingen S, Kiesgrube "Wager"	4388541	5377800	0,90	1,1	4170	24	4615-4829	-35,6
Do12/21j	NT1	425,35	Top fAa	Lauingen S, Kiesgrube "Wager"	4388541	5377800	0,65	1,1	2772	22	2792-2929	-36,5
Do12/21p	NT1	425,35	Basis Aurinne	Lauingen S, Kiesgrube "Wager"	4388541	5377800	0,95	1,10	1580	20	422-538 AD	-21,8
Do12/22a	NT1	425,44	Makrorest Basis fAa	Lauingen S, Kiesgrube "Wager"	4388465	5377791	1,02	1,25	2840	20	2873-3001	-23,8
Di13/12-93	NT2	0	Torfbasis	N' Aislingen	4386712	5377279	0,93	0,95	12150	40	13902-14164	-31,3
Do11/1a	NT3	435,93	Schneckenchalen Basis Auelehm	SSW' Gundelfingen, Ksg. "Fetzer"	4377185	5377502	1,25	1,30	15200	50	-	-4,6
Do11/1k	NT3	435,91	1 gr. Schneckenchale, fAa	SSW' Gundelfingen, Ksg. "Fetzer"	4377185	5377502	1,05	1,30	12360	60	-	-6,9
Do12/14	NT3	434,94	Seggenreste Basis Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377294	5376343	1,20	1,25	12657	40	14820-15231	-24,1
Do12/17c	NT3	435,37	Schneckenchalen, Basis Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377112	5376454	0,70	1,70	5950	30	-	-8,3
Do12/17e	NT3	435,37	Holzkohle, ältere Aurinnenfüllung	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377112	5376454	0,85-0,95	1,70	8788	31	9674-9920	-27,8
Do13/7a_P1	NT3	434,9	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377502	5376637	0,55	0,80	9740	40	11104-11237	-23,5
Do13/7o_P2	NT3	434,4	org. Makroreste, fAaHn	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377495	5376662	0,85	>1,2	7130	40	7866-8019	-28,2
Do13/7q_P2	NT3	434,4	Schneckenchale, Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377495	5376662	0,55	>1,2	6620	30	-	-9,6
Do14/3a	NT3	435,15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377761	5376413	1,18	1,20	9490	40	10591-11069	-25,4
Do14/3b	NT3	435,15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377761	5376413	1,10	1,20	9360	30	10506-10673	-25,5
Di12/27	H1	435,4	Makroreste Basis Älterer Auelehm	S' Gundelfingen	4377018	5375068	1,65	1,80	7917	30	8607-8975	-25,4
Di12/46	H1	428,5	Basis Torflage	SE' Gundelfingen	4383659	5377540	1,91	2,10	8715	32	9550-9781	-32,1
Di12/53-68	H1	423,4	Makrorest Auelehm	S' Lauingen	4386550	5379672	0,68	0,97	2510	30	2489-2739	-30,2
Di12/54	H1	423,4	Torfbasis	S' Lauingen	4386550	5379672	0,54	1,55	8185	31	9027-9255	-31,7
Di14/5	H1	422,3	Makroreste Aurinnenfüllung	SW' Dillingen "Hinterer Biblis"	4387137	5380962	1,80	1,84	9970	40	11259-11611	-27,8
Di14/53	H1	436,9	Makroreste Flusssande	S' Gundelfingen "Rauhe Hecke"	4375681	5374465	3,90	1,88	9050	30	10191-10244	-28,5
Di12/33	H2	434,8	Makroreste Flusssande	E' Emmausheim	4377295	5375303	1,97	1,99	6869	29	7656-7786	-30,7
Di12/35_062	H3	434,4	Makroreste Torf unter fAa	E' Emmausheim	4377756	5375501	0,62	2,44	3703	21	3978-4092	-27,6
Di12/35_097	H3	434,4	Makroreste fAa	E' Emmausheim	4377756	5375501	0,97	2,44	4338	21	4852-4961	-26,8
Di12/35_249	H3	434,4	Makroreste Flusssande	E' Emmausheim	4377756	5375501	2,49	2,44	4856	27	5489-5648	-27,7
Di12/36	H3	436,7	Torfbasis	S' Emmausheim, Flur "Fuchswinkel"	4376341	5374477	0,92	2,96	5032	22	5714-5893	-24,7
Di12/38	H3	436,8	Makrorest Basis Auelehm	S' Gundelfingen	4376409	5374492	2,92	2,98	5326	26	6000-6189	-31,3
Di12/47_127	H3	428,6	Torfoberkante	SE' Gundelfingen	4383165	5377141	1,27	3,50	3121	20	3254-3386	-27,0
Di12/47_169	H3	428,6	Torfbasis	SE' Gundelfingen	4383165	5377141	1,69	3,50	3382	20	3575-3689	-28,3
Di12/47_193	H3	428,6	Holzstück fAa	SE' Gundelfingen	4383165	5377141	1,93	3,50	3597	24	3842-3971	-25,3
Di12/48_398	H3	428,8	Holzstück, Flusssande	SE' Gundelfingen	4383189	5377162	3,98	3,90	9573	33	10749-11092	-26,8
Di12/48_428	H3	428,8	Holzstück, Flusssande	SE' Gundelfingen	4383189	5377162	4,28	3,90	4828	26	5479-5607	-27,1
Di12/51	H3	425,8	Holz-,org. Makroreste, Mudde	S' Lauingen	4384750	5378970	3,74	4,0	5123	25	5754-5929	-30,1
Di12/63	H3	421,4	Makrorest Flussskies	S' Dillingen	4388246	5381192	0,80	0,76	3914	24	4257-4422	-32,7
Do12/03	H3	428,29	Ranne, Eiche, Lese fund	Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"	4382588	5377375	*	*	4535	28	5053-5311	-25,1
Do12/04	H3	428,39	Ranne, Eiche, Lese fund	Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"	4382610	5377640	*	*	5365	19	6021-6274	-26,3
Do12/05	H3	428,39	Ranne, Eiche, Lese fund	Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"	4382600	5377620	*	*	3998	24	4420-4521	-26,3
Do12/06	H3	428,38	Ranne, Eiche, Lese fund	Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"	4382590	5377610	*	*	3991	23	4418-4519	-28,1
Do12/07	H3	428,35	Ranne, Eiche, Lese fund	Gut Hystetten, Flur "Am roten Teich"	4382590	5377600	*	*	5443	19	6209-6291	-25,1
Do12/08	H3	427,70	Ranne, Eiche, Lese fund	SW' Lauingen, Ksg. "Wager"	4383590	5379630	*	*	3864	16	4236-4407	-29,3
Do12/09	H3	426,69	Ranne, Eiche, Lese fund	SW' Lauingen, Ksg. "Wager"	4383770	5379540	*	*	3873	20	4240-4408	-27,7
Do12/10	H3	426,64	Ranne, Eiche, Lese fund	SW' Lauingen, Ksg. "Wager"	4383782	5379537	*	*	6942	28	7692-7837	-28,5
Do12/11	H3	426,58	Ranne, Kiefer, Lese fund	SW' Lauingen, Ksg. "Wager"	4383780	5379520	*	*	9241	23	10296-10503	-28,0
Do12/12	H3	427,81	Ranne, Weichholz, Lese fund	SW' Lauingen, Ksg. "Wager"	4383600	5379610	*	*	5958	28	6719-6883	-27,8

Labor-Nr.: Hd = Konventionelles C14-Labor Dr. Bernd Kromer (Universität Heidelberg), MAMS und Beta = AMS C14-Labore

cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

* Lese fund

tungen, z.B. durch Gewerbegebiete, Sportplätze, Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit, lassen sich aus den topographischen Karten ableiten. Sie wurden als künstlich verändertes Gelände nur dargestellt, wenn dadurch die stratigraphische Einstufung des geologischen Untergrundes unsicher ist.

Eine Besonderheit künstlicher Ablagerungen aus historischer Zeit ist eine durch den Ackerbau stark abgeflachte alte Schanzanlage im Brenztal und auf der NT3 am westlichen Blattrand. Der etwa 1 m hohe wallartige Rücken erstreckt sich auf der NT3 der Donau am westlichen Blattrand nach Nordosten bis zum Hochterrassenhang. Ein weiterer Wall, vermutlich die Fortsetzung des Ersten, quert nach Nordosten die Brenztalniederung bei Bächingen (7427 Sontheim a.d. Brenz) bis zum Seegraben. Beide Wälle bestehen aus in der Umgebung anstehenden Sedimenten vor allem Alm, Kies und Sand. Das Alter ist unbekannt. In Bayerischen Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 trägt der Rücken im Brenztal die Bezeichnung „vergangene Schanze“.

3.1.3.8 Paläomäander

Holozän, jüngster Donaulauf in einer Mäanderterrasse

Die holozäne Donauaue besteht aus Mäanderterrassen, also aus fluvialen Anschüttungskörpern, die durch laterale Verlagerungen des Flussbettes entstanden sind. Im Zuge dieser Verlagerungen kam es häufig zur Ausbildung großer Mäanderbögen, deren Mäanderhals bei Flusslaufverkürzungen durchbrochen wurde. Dadurch wurde das innerhalb des Mäanderbogens erhaltene Donaubett zum Altarm, der nach und nach mit Hochflutsedimenten verfüllt wurde und so verlandete. In vielen Mäanderbögen sind diese mehr oder minder verlandeten Paläomäander der Donau noch heute erhalten und bilden eine markante morphologisch-geologische Tiefenzone.

Mächtigkeiten: Die feinklastischen, z.T. torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind oft mehrere Meter mächtig.

Lithologie und Fazies: Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in sehr tonreiche und kalkhaltige Auelehme (Auenmergel) übergehen. Die morphologische Form inklusive die überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen repräsentieren das ehemalige Flussbett eines mäandrierenden Flusslaufs. Er wurde nach dem Verlassen mit Hochwasserablagerungen nach und nach oder in mehreren Zyklen verfüllt wurde.

Alter: Ein Paläomäander markiert in der Regel das finale Bildungsstadium der umgebenden Mäanderterrasse, so dass die Datierung des Beginns seiner feinklastischen Verfüllung ein Mindestalter für die Bildungszeit der von ihm eingeschlossenen Mäanderterrasse liefert (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

4. Quartärbasiskarte

Die Quartärbasiskarte (Beilage 6) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt und von folgenden weiteren Ämtern: Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach, dem Straßenbauamt Krumbach sowie dem Geol. Landesamt von Baden-Württemberg (Regierungspräsidium Freiburg). Aus den Schichtenverzeichnissen wurde die Quartärbasis bestimmt und in einem Geographischen Informationssystem (ArcMap 10.2) unter Verwendung des „*natural-neighbor*-Interpolationsverfahrens“ ein flächendeckendes Modell der Quartärbasis errechnet. Zum methodischen Vorgehen sei auf SCHELLMANN & GEBHARDT (2010) verwiesen. Stützpunktreihen wurden zwischen Talboden und Hochterrasse sowie am Außenrand des Donautals gelegt, um die Isolinien der Tiefenlage der Quartärbasis an diesen bedeutenden Grenzen enden zu lassen.

Insgesamt zeigt die Tiefenlage der Quartärbasis im Blattgebiet eine Zweiteilung. Tiefste Basiswerte treten im Bereich der jungpleistozänen Kieskörper der Donau-

niederung auf. Die Kiesbasen der dort verbreiteten hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen und der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse liegen in einer ähnlichen Tiefenlage. Nur im Bereich der holozänen Donauaue deutet sich im Isohypsenverlauf an einzelnen Lokalitäten eine noch etwa 1 bis 2 m tiefer liegende quartäre Kiesbasis als in den angrenzenden würmzeitlichen Donauterrassen an. Generell dacht die Quartärbasis im Bereich der jungquartären Donauniederung von etwa 434 bis 433 m ü. NN am südwestlichen Blattrand auf 423 bis 419 m ü. NN am östlichen Blattrand ab, wobei in den Niederterrassenfluren südlich der Donau deren Kiesbasis zum südlichen Talrand hin um wenige Meter ansteigt.

Eine meist mehrere Meter höhere Lage der sandig-kiesigen Quartärbasis besitzt die nördlich der Donau erhaltene Dillinger Hochterrasse, so dass zwischen Gundelfingen und Dillingen im unteren Steilhang des Hochterrassenabfalls zur Donauaue hin wasserstauernde Molasseschichten mit zahlreichen Schichtquellen austreichen. Wie bereits HOMILIUS et al. (1983) feststellen, besitzt die Quartärbasis im Bereich der Dillinger Hochterrasse ein welliges Relief mit Rücken- und Rinnenstrukturen. So liegt zwischen Lauingen und Dillingen die Kiesbasis relativ hoch, während weiter nördlich eine in Talrichtung verlaufende, relative breite und bis zu 4 bis 6 m tiefe Rinne im tertiären Sohlgestein existiert. Erst weiter talabwärts im Kiesgrubenareal W Höchstädt nähert sie sich dem Donautal. In diese, von der Donau geschaffene Tiefenrinne im präquartären Sohlgestein scheinen nach den spärlichen Bohrdaten Nebenrinnen einzumünden (siehe auch HOMILIUS et al. 1983), die in Richtung von Taleinmündungen aus der Schwäbischen Alb ziehen. Der bei Haunsheim in das Donautal eintretende Zwergbach und das bei Wittislingen einmündende Egautal deuten sich im Verlauf entsprechender Nebenrinnen an. In den Rinnen treten besonders hohe Kiesmächtigkeiten von 10 bis 13,5 m auf. Außerhalb der Rinnen betragen die Kiesmächtigkeiten meist nur 5 bis 8 m.

5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (A1 usw.) im Blattgebiet kurz beschrieben.

A1: Kiesgrube südsüdwestlich von Gundelfingen und nördlich vom Maxfelderhof (Flur „Schänzle“); Firma Fetzer; Abbau weitgehend eingestellt, größtenteils abgeöschert bis auf eine anstehende Wand.

Lage: R 43 77 185, H 53 77 502; Ansatzhöhe 435,9 m ü. NN

Geologisches **Profil Do11/1** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2011: s. Abb. 20)

Quartär, Jung- bis Mittelholozän
Alm
 – 0,60 m Humoser und lehmiger Oberboden (Ap) unterlagert von körnigem Alm, weiß mit Rostbänderungen eines fossilen Grundwasser-Oxidationshorizontes (Go), vereinzelte Schneckenresten

- Quartär, Würm-Spätglazial*
Schwarzer Anmoorhorizont (Pechanmoor, fAa) auf vergleytem spätglazialen Hochflutlehm
- 0,65 m Lehm, feinsandig, stark humos, zahlreiche Almflecken, schwarz mit zahlreichen weißen Flecken, stark kalkhaltig
 - 0,80 m Lehm, schluffig, stark humos, schwarz nach unten in schwarzgrau übergehend. sehr schwach kalkhaltig
 - 1,05 m Lehm, schluffig, am Top stark rostfleckig (Go-Horizont), im basalen Bereich hellgrau (Gr-Horizont), zahlreiche Schneckenschalen (AMS ¹⁴C-Alter einer Schneckenschale am Top des Lehms: 12.360 ± 60 BP; AMS ¹⁴C-Alter mehrerer kleiner Schneckenschalen nahe der Basis des Hochflutlehms: 15.200 ± 50 BP)
- Quartär, Spätwürm, prä-Bölling*
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)
- 1,50 m Wechselfolge horizontal- bis schwach trog-geschichteter, hellgrauer und stark karbonatischer Kieslagen aus (1) Feinkies, mittelkiesig, mittelsandig und (2) Mittelkies, grobkiesig und mittelsandig
 - 2,10 m Donauschotter, wegen Grundwasser nicht zugänglich; Fortsetzung des Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 2,10 m unter Flur (= Aufschlusshöhe)

A2: Kiesgrube südwestlich von Gundelfingen beim Maxfelderhof, Firma Fetzer, im Abbau, mehrere Aufschlussprofile (Do Jahr/Nr) bei unterschiedlichen Abbauständen.

Lage: R 43 77 294, H 53 76 343; Ansatzhöhe 435,0 m ü. NN

Geologisches Profil Do 12/14 (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: s. Abb. 21)

- Quartär, Holozän*
Jüngerer oder Älterer Hochflutlehm über Alm, Ka
- 0,50 m Humoser und lehmiger Oberboden (Ap) unterlagert von schneckenführendem weißgrauen, körnigem Alm, sehr stark kalkhaltig
- Quartär, Würm-Spätglazial*
Fossiles Pechanmoor (fAa) auf ältestem Hochflutlehm
- 0,65 m Lehm, tonig, schwarz, stark humos (fAa), schwach rostfleckig, kalkhaltig
 - 1,25 m Lehm, tonig, rostfleckig (Go) nach unten abnehmend, an der Basis einzelne Seggenreste (AMS ¹⁴C-Alter von Seggenresten: 12.657 ± 40 BP)
- Quartär, Würm-Spätglazial, prä-Bölling*
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)
- 1,55 m Mittelkies, feinkiesig, schwach grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig; Fortsetzung des Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 1,55 m unter Flur (= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 77 112, H 53 76 454; Ansatzhöhe 435,4 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 12/17** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012, s. Abb. 17)

- Quartär, Jung-bis Mittelholozän*
Jüngerer Hochflutlehm
- 0,55 m Humoser und lehmiger Oberboden (Ap) auf Lehm, humos, dunkelbraun, stark kalkhaltig
- Quartär, Mittelholozän*
Alm
- 0,80 m Schneckenführender, weißgrauer, körniger Alm, sehr stark kalkhaltig (AMS ¹⁴C-Alter einer Schneckenschale nahe der Almbasis 5.950 ± 30 ¹⁴C BP)
- Quartär, Präboreal/Boreal*
Fossiles Pechanmoor (fAa) auf älterer Aurinnenfüllung
- 0,90 m Lehm, tonig, schwarz, stark humos (fAa), kalkhaltig bis schwach kalkhaltig
 - 1,20 m Lehm, tonig, schwach rostfleckig (CvGor), kalkhaltig bis schwach kalkhaltig, am Top Holzkohlefitter (AMS ¹⁴C-Alter von Holzkohlefitter: 8.788 ± 31 BP)
 - 1,80 m Wechsellagerung aus zentimeterstarken Kiesbändern und Lagen aus Lehm, feinsandig,

hellgrau, stark kalkhaltig sowie Feinsand, schwach lehmig, hellgrau, stark kalkhaltig; zahlreiche Kiese in den obersten 30 Zentimetern stark angewittert (fCv): Dolomite völlig mürbe, Kalksandsteine zerfallen bei leichtem Druck, Kalksteine mit kreidiger Verwitterungskruste

Quartär, Würm-Spätglazial

Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)

- 2,05 m Mittelkies, grob- und feinkiesig, schwach grob- bis mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig; Fortsetzung des Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 1,40 m unter Flur
(= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 77 502, H 53 76 637; Ansatzhöhe 434,9 m ü. NN

Geologisches Profil **Do 13/7 P1** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013, s. Abb. 19)

Quartär, Jung- bis Mittelholozän

Jüngerer Hochflutlehm

- 0,20 m Humoser Oberboden (Ap) abgeschoben
- 0,30 m Humoser und lehmiger Oberboden (Ap), schluffig, schwach feinsandig, dunkelbraun, stark kalkhaltig

Quartär, Mittelholozän

Alm

- 0,50 m Weißgelber bis gelbweißer, körniger Alm, sehr stark kalkhaltig
- 0,60 m Lehm, tonig, stark humos (fAh), schwarz bis schwarzgrau, stark kalkhaltig, zeilweise Alm-Partikel in Grobporen, zahlreiche Regenwurmlosungen
- 0,95 m Lehm, schluffig, humos (GorfAh), dunkelbraungrau bis braungrau, schwache Rost- und Bleichflecken (Gor), kalkfrei bis schwach kalkhaltig, Gneise völlig durchverwittert, zahlreiche Holzkohlefitter (AMS ¹⁴C-Alter von Holzkohlefitter nahe der Basis: 9.740 ± 40 BP)

Würm-Spätglazial

Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)

- 1,05 m Mittelkies, feinkiesig, stark grobsandig, Schotteranwitterungshorizont (fCv) oben grau, schwach lehmig, Kalksteine völlig mürbe, nach unten hellgrau, Kalksteine zum Teil mürbe, stark kalkhaltig
- 1,25 m Mittelkies, feinkiesig, schwach grobsandig, rostgebändert (Go), stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 77 495, H 53 76 662; Ansatzhöhe 434,4 m ü. NN

Geologisches Profil **Do 13/7 P2** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013, s. Abb. 19)

Quartär, Jung- bis Mittelholozän

Jüngerer Hochflutlehm

- 0,20 m Humoser Oberboden (Ap) abgeschoben
- 0,30 m Humoser und lehmiger Oberboden (Ap), schluffig, feinsandig, dunkelbraun, sehr stark kalkhaltig

Quartär, Mittelholozän

Alm

- 0,80 m Weißgelber bis gelbweißer, körniger Alm, sehr stark kalkhaltig, zahlreiche Schnecken-schalen, AMS ¹⁴C-Alter einer Schnecken-schale aus 0,5 m unter Flur: 6.620 ± 30 BP

Quartär, Präboreal/Boreal

Fossiles Pechanmoor (fHnAa und fAa) auf älterem Hochflutlehm

- 1,00 m Ton, schluffig, stark humos (fAa), oberste 3 cm torfig (fHnAa), schwarz, schwach kalkhaltig bis kalkfrei, AMS ¹⁴C-Alter organischer Makroreste am Top des fAa: 7.130 ± 40 BP
- 1,20 m Lehm, tonig, schluffig, hellgrünlichgrau (Gr), Schnecken-schalen, sehr stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 77 761, H 53 76 413; Ansatzhöhe 435,2 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 14/3** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014: s. Abb. 16)

- Quartär, Jung- bis Mittelholozän*
Jüngerer Hochflutlehm über Alm
- 0,45 m Lehm, schluffig, humos
 - 0,95 m Alm, weiß mit dunkelbraunen Wurmgängen, sehr stark kalkhaltig
- Quartär, Präboreal*
Fossiles Pechanmoor (fAa) auf älterem Hochflutlehm
- 1,05 m Lehm, tonig, schwarz bis grauschwarz, stark humos (fAaGr), sehr schwach bis schwach kalkhaltig, Holzkohleflitter (AMS ¹⁴C-Alter von Holzkohleflitter am Top des fAa: 9.360 ± 30 BP)
 - 1,15 m Lehm, tonig, humos nach unten abnehmend, oben dunkelgrau, nach unten grau (Gr), Holzkohleflitter (AMS ¹⁴C-Alter von Holzkohleflitter an der Basis: 9.490 ± 40 BP)
- Quartär, Würm-Spätglazial*
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)
- 1,50 m Grobkies, mittel- und feinkiesig, mittelsandig, lehmig, zahlreiche völlig mürbe Kalksteine und Sandsteine (fossiler Schotteranwitterungshorizont), hellgrau, kalkhaltig
 - 1,70 m Grobkies, mittel- und feinkiesig, mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig; Fortsetzung des Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 1,70 m unter Flur
- (= Aufschlusshöhe)

A3: Kiesgrube „Wager“, südwestlich von Lauingen, im Abbau

Lage: R 43 83 613, H 53 79 575; Ansatzhöhe 427,9 m ü. NN.

Geologisches **Profil Do 12/15** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: s. Abb. 33)

- Quartär, Subboreal*
Stark humose Auenpararendzina auf mittelholozänen Auensedimenten
- 0,35 m Oberboden (Ap), Lehm, feinsandig, stark humos, dunkelbraun, kalkhaltig
 - 0,75 m Wechsellagerung von Lagen aus Feinsand, schluffig, schwach lehmig und Feinsand, schwach lehmig, sehr stark kalkhaltig; am Top schwach verbraunt (Cv), darunter rostgebändert (fGo), an der Basis einzelne Schneckenschalen
- Quartär, Subboreal*
Holozänterrasse 3 (H3), qhm2; großbogig schräggeschichtete Flussbettsedimente
- 1,60 m Mittelkies, schwach feinkiesig, stark grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig, am Top zahlreiche Schneckenschalen (AMS ¹⁴C-Alter einer Schneckenschale: 4.873 ± 22 BP)
 - 1,80 m Mittelkies, stark feinkiesig, schwach grobsandig, rostfarben (Go), stark kalkhaltig
- (= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 83 528, H 53 79 456, Ansatzhöhe 433,9 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 13/4** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013: s. Abb. 28)

- Quartär, Subboreal*
Stark humose Auenpararendzina auf mittelholozänem Auelehm
- 0,30 m Oberboden (Ap), Lehm, schwach feinsandig, stark humos, dunkelbraun, stark kalkhaltig;
ca. 30 m östlich vorgeschichtliche Grubenfüllung: ca. 2 m Breite und bis zu 0,7 m Tiefe unter Flur mit urnenfelderzeitlicher Keramik und Holzkohlen (AMS ¹⁴C-Alter der Holzkohle: 2.770 ± 30 BP)
 - 0,44 m Lehm, stark feinsandig, gelbbraun (Cv), stark kalkhaltig
- Quartär, Subboreal*
Holozänterrasse 3 (H3); großbogig schräggeschichtete Flussbettsedimente
- 0,90 m Mittelkies, stark feinkiesig, stark mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig, am Top Kalkausfällungen an Kiesunterseiten (Ckc), nach unten zahlreiche rostige Eisenhydroxid- und und schwarze Manganoxid-Ausfällungen (Go); Auftreten von Schneckenschalen und Holzkohleflitter (AMS ¹⁴C-Alter einer Schneckenschale: 4.530 ± 30 BP; AMS ¹⁴C-Alter von Holzkohlefragmenten: 4.030 ± 30 BP)
 - 1,10 m Grobsandlage, stark mittelsandig, hellgelbgrau mit rostigen Flecken, stark kalkhaltig

- 1,30 m Grobkies, mittelkiesig, stark grobsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

A4: Kiesgrube „Wager“, nordnordwestlich von Aislingen, im Abbau.

Lage: R 43 84 134, H 53 76 737; Ansatzhöhe 429,6 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 13/2** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013: s. Abb. 11)

- Quartär, Späthochwürm
Hochflutablagerungen*
- 0,30 m Humoser Oberboden (Ap), Lehm, feinsandig, humos, dunkelbraun, entkalkt
 - 0,40 m Verbraunter Unterboden (Bv), Lehm, feinsandig, gelbbraun, vereinzelt rostfleckig (Go), entkalkt
 - 0,65 m Lehm, feinsandig, stark rostfleckig (Go), entkalkt
 - 0,85 m Mittelsand, schwach grobsandig, feinkies- bis mittelkiesführend, hellgrünlichgrau (Gr), schwach kalkhaltig
- Quartär, spätes Hochwürm
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 2 (NT2)*
- 1,00 m Mittelkies, stark mittelsandig, humos, dgr (fossiler Naßgley), entkalkt, zahlreiche Gerölle stark verwittert, Dolomite und Kalkstein völlig aufgelöst (intensiver Schotteranwitterungshorizont)
 - 1,08 m Mittelsand, hellgrünlichgrau (Gr), sehr schwach kalkhaltig bis entkalkt
 - 1,28 m Mittelkies, feinkiesig, horizontalgeschichtet, hellgrau, stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

A5: Kiesgrube „Wager“, nordwestlich von Aislingen, im Abbau.

Lage: R 43 88 541, H 53 77 800; Ansatzhöhe 425,4 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 12/21a** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: s. Abb. 9)

- Quartär, Jungholozän
Bach- und Hochwassersedimente der Glött*
- 0,25 m Humoser Oberboden, abgeschoben
 - 0,50 m Lehm, tonig, rostfleckig, kalkfrei
 - 0,58 m Wechsellagerung aus mm-starken Lagen von Feinsand und Feinsand, schluffig, graubraun, kalkfrei
 - 0,90 m Mittelsand, feinsandig, zahlreiche mm-starke Lagen von Pflanzenhäckseln, Flaserschichtung, graubraun, kalkfrei
 - 1,10 m Wechsellagerung von ein bis drei Zentimeter mächtigen Lagen aus Grobsand, mittelsandig, rostfarbene (Go) sowie Torf und Anmoor; einzelne Ästchen und zwei Hölzer (AMS ¹⁴C-Alter eines Holzes: 1.580 ± 20 BP)
- Quartär, Hochwürm
Schmelzwasserschotter der Donau, Niederterrasse 1 (NT1)*
- 1,40 m Mittelkies, schwach grobkiesig, grobsandig, schwach lehmig, hellgrau, sehr stark kalkhaltig, zahlreiche mürbe Gerölle, Kalksteine mit kreidigen Verwitterungsrinden, Sandsteine völlig mürbe (Schotteranwitterungshorizont, Cv), Fortsetzung des horizontalgeschichteten Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 1,5 m unter Flur
(= Aufschlusshöhe)

Lage: R 43 88 541, H 53 77 800; Ansatzhöhe 425,4 m ü. NN

Geologisches **Profil Do 12/21b** (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: s. Abb. 9)

- Quartär, Jungholozän
Bach- und Hochwassersedimente der Glött*
- 0,25 m Humoser Oberboden, abgeschoben
 - 0,50 m Lehm, tonig, rostfleckig, kalkfrei
 - 0,60 m Lehm, tonig, verienzeltete organische Makroreste, dunkelbraun, schwach rostfleckig, kalkfrei
- Quartär, Spätes Mittelholozän*

- Pechanmoor (fAa) und Torf (Hn) auf stark kalkhaltigen Hochflutlehmen der Donau*
- 0,93 m Lehm, tonig, stark humos, vereinzelte org. Makroreste, schwarz (fAa), entkalkt, AMS ¹⁴C-Alter org. Makroreste vom Top: 2.772 ± 22 BP; AMS ¹⁴C-Alter org. Makroreste von der Basis: 4.170 ± 24 BP
 - 1,03 m Torf (Hn), braun, entkalkt
 - 1,08 m Lehm, schluffig, hellgrau, schwach rostfleckig, stark kalkhaltig, am Top 2 bis 5 cm mächtige Almlinsen.
Quartär, Hochwürm
Schmelzwasserschotter der Donau, Niederterrasse 1 (NT1)
 - 1,40 m Mittelkies, schwach grobkiesig, grobsandig, schwach lehmig, hellgrau, sehr stark kalkhaltig, zahlreiche mürbe Gerölle, Kalksteine mit kreidigen Verwitterungsrinden, Sandsteine völlig mürbe (Schotteranwitterungshorizont, Cv), Fortsetzung des horizontal geschichteten Kieskörpers noch mehrere Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 1,5 m unter Flur
(= Aufschlusshöhe)

A6: Baugrube nordwestlich von Dillingen, OT Hausen, am Breitlegraben, Flur „Schwarzes Loch“, Bau der B16-Umgehung Lauingen–Dillingen.

Lage: R 43 86 557, H 53 85 083 (± 3 m); Ansatzhöhe: 432,7 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013):

- Quartär, Holozän*
Talfüllung, polygenetisch, anmoorig
- 0,25 m Humoser Oberboden (Ap)
 - 0,80 m Lehm, tonig, stark humos, schwarz, entkalkt (Aa), C-Gehalte von oben 3,0% nach unten auf 1,6% abnehmend
Alm
 - 0,90 m Kalkschluff, weiß und dunkelgrau, sehr stark kalkhaltig
Quartär, Spätwürm bis Holozän
Talfüllung, polygenetisch
 - 1,10 m Schluff, tonig, rostfleckig (Go), stark kalkhaltig
Quartär, Mittelpleistozän
Schmelzwasserschotter, rißzeitlich, Donauschotter der Dillinger Hochterrasse
 - >2,0 m Grobkies, mittelkiesig, schwach mittelsandig, hellgrau, stark kalkhaltig.

A7: aufgelassene Kiesgrube nordnordwestlich von Aislingen, eine Abbauwand anstehend.

Lage: R 43 84 592, H 53 76 354; Ansatzhöhe 429,4 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014, s. Abb. 10 Profil Do14/1)

- Quartär, Hochwürm (international Oberwürm)*
Schmelzwasserschotter, hochwürmzeitlich (Niederterrasse 1, NT1)
- 0,40 m Lehm, grob- und mittelkiesig, mittelsandig, humos (Ap), dunkelbraun, entkalkt
 - 0,70 m Lehm, grob-, mittel- und feinkiesig, mittelsandig, hrötlichbraun, einzelne Tonbeläge auf den Bodenaggregaten (BtAl), entkalkt
 - 1,00 m Lehm, grob-, mittel- und feinkiesig, mittelsandig, rötlichbraun, Tonbeläge auf den Bodenaggregaten (Bt) nach unten stark abnehmend (Bv), sehr schwach kalkhaltig, nach unten kalkhaltig
 - 1,05 m Grobkies, mittel- bis feinkiesig, mittelsandig, hellbraun (Cv), stark kalkhaltig
 - 1,25 m Grobkies, mittel- bis feinkiesig, mittelsandig, hellgelbgrau (C), stark kalkhaltig,
 - 2,45 m stark abgeschrägte Kieswand, Fortsetzung des Kieskörpers mindestens noch ein Meter unterhalb des Grundwasserspiegels bei 2,45 m unter Flur
(= Aufschlusshöhe)

6. Bohrungen

Nachfolgend sind einige wichtige Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt. Die vorangestellten Nummern (**B1** usw.) sind in der Geologischen Karte wiedergegeben. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodeninformations-system (BIS, www.bis.bayern.de). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich. Lage und Zweck der Bohrung sind aus datenschutzrechtlichen Gründen mit reduzierter Genauigkeit wiedergegeben oder nicht erwähnt.

B1 [7428_Gundr_HE_B1]:

Lage: R 43 81 454, H 53 75 160; Ansatzhöhe: 433,5 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN 2014, DOPPLER 2015):

- Quartär*
- Jüngste Auenablagerungen seit Mitte 18. Jh., H7*
- 1,60 m Feinsand, schluffig, hellbraun
Flussschotter, Jungholozän (H7)
- 5,80 m Grobkies, sandig, an der Basis steinig
Tertiär, Untermiozän
Süßbrackwassermolasse, Kirchberger Schichten oder Obere Süßwassermolasse, Limnische Untere Serie?
- 7,00 m Feinsand, schluffig
- 12,60 m Ton, feinsandig, schluffig mit Braunkohlelage (0,3 m), schwarz
Grimmfinger Schichten ?
- 20,00 m Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig
(= Endteufe)

B2 [BIS 7428BG015047]:

Lage: R 43 78 824, H 53 78 332; Ansatzhöhe: 433,5 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014; Deutung Tertiär: LfU):

- Quartär*
- Hochflutablagerungen, Altholozän, H7*
- 0,60 m Schluff, tonig, feinsandig
Donaukiese, Würm-Spätglazial (NT3)
- 3,50 m Sand, kiesig bis schwach kiesig
- 7,00 m Kies, sandig
Tertiär
Oberer Meeresmolasse
- 39,00 m Wechsellagerung von Feinsand, schluffig und Schluff, tonig
- 41,00 m Mittelsand, stark feinsandig, schwach schluffig
Weißjura (Malm)
- 41,20 m Kalkstein, beige
(= Endteufe)

B3 [BIS 7428BG015087]:

Lage: R 43 81 826, H 53 74 798; Ansatzhöhe: 435,76 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014; Deutung Tertiär: LfU):

*Quartär**Lößdeckschichten, Würm*

- 1,40 m Schluff, feinsandig, schwach kiesig
- 2,00 m Sand, schluffig
- 5,60 m Donaukiese, Früh- bis Mittelwürm (ÜT)
- 5,60 m Kies, sandig bis sehr sandig, steinig

*Tertiär**Obere Süßwassermolasse (OSM)*

- 7,00 m Feinsand, stark schluffig, tonig, braun, grün, grau
- (= Endteufe)

B4 [7427_Obermedl_OU_BK1]:

Lage: R 43 77 333, H 53 82 101; Ansatzhöhe: 444,3 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN 2014):

*Quartär**Lößdeckschichten, Würm*

- 2,10 m Schluff, braun
- 2,40 m Feinsand, schluffig, grau
- 3,00 m Sand, kiesig, grau
- 7,50 m Kies, sandig bis stark sandig
- 9,50 m Mergel mit bankigem Kalkstein und Schotter, hellgrau
- 10,50 m Mergelstein, grün und braun
- 12,00 m Kalkschotter, leicht mergelig
- (= Endteufe)

B5 7428_Gundelfg_Brenz_B.W.3.3 B5]:

Lage: R 43 78 290, H 53 80 262; Ansatzhöhe: 434,43 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014):

*Quartär**Hochflutlehm, Brenztal, Holozän*

- 1,90 m Schluff, tonig, organisch
- 2,40 m Flusskiese von Brenz und Donau, Spätglazial/Holozän
- 9,80 m Feinsand, schluffig, grau
- 9,80 m Donaukiese, Dillinger Hochterrasse
- 12,00 m Kies, sandig
- 12,00 m Miozän, Molasse
- 12,00 m Schluff, feinsandig, tonig
- (= Endteufe)

B6 [BIS 7428BG015012]:

Lage: R 43 85 573, H 53 75 841; Ansatzhöhe: 432 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung: SCHELLMANN 2014):

*Quartär**Hochflutlehm, Spätglazial*

- 1,65 m Lehm, sandig
- 6,55 m Donaukiese, Würm-Hochglazial, NT1
- 6,55 m Fein- und Mittelkiese, stark sandig
- 7,35 m Grobkies, sandig
- 10,50 m Miozän, Obere Süßwassermolasse ?
- 10,50 m Mergel, sandig, blau
- (= Endteufe)

B7 [BIS 7428BG015011]:

Lage: R 43 81 910, H 53 76 095; Ansatzhöhe: 430 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014):

- Quartär*
Künstliche Ablagerungen
- 0,20 m K. A.
Donaukiese, ausgehendes Subboreal bis Ende Römerzeit, H4-Terrasse
 - 7,50 m Kies, Sand
Miozän, Molasse
 - 13,10 m Feinsand, graublau
 - 139,40 m Ton, Schluff mit Mergelstein und Kalksteinlagen
Weißjura (Malm)
 - 286,50 m Kalkstein mit einzelnen Mergellagen
(= Endteufe)

B8 [BIS 7428BG015142]:

Lage: R 43 83 740, H 53 84 154; Ansatzhöhe: 435 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014):

- Quartär*
Künstliche Ablagerungen
- 0,15 m Kalkstein
Schwarzerde auf Würmlöß
 - 0,97 m Schluff, stark humos, sandig, schwach tonig, bräunlichschwarz
 - 1,60 m Feinsand, schluffig, rostfleckig
Donaukiese, Dillinger Hochterrasse
 - 12,25 m Kies, sandig
Miozän, Molasse
 - 51,00 m Schluff tonig und feinsandig, nach unten Tone. schluffig, z.T. torfig,
an der Basis Fein- und Mittelsande
Weißjura (Malm)
 - 86,00 m Kalkstein mit einzelnen Mergellagen und tonigen Steinlagen
(= Endteufe)

B9 [7428 Verotec EntnBr]:

Entnahmebrunnen der Firma Verotec, Lauingen.

Lage: R 43 83 167, H 53 83 378; Ansatzhöhe: 438,02 m ü. NN.

Bohrverfahren unbekannt, Bohrzeitraum 1991.

Geologisches Profil (Aufnahme: Firmenbericht; Deutung Quartär: SCHELLMANN 2014):

- Quartär*
Lößdeckschichten, Würm
- 3,40 m Feinsand, schluffig, tonig und basal Schluff, schwach kiesig, feinsandig
Donaukiese, Dillinger Hochterrasse
 - 14,20 m Kies, schwach sandig
Tertiär, Molasse
 - 14,40 m Ton. schluffig, feinsandig
(= Endteufe)

Literatur

AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.: 438 S.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).

AZIZ, H., BÖHME, M., ROCHOLL, A., PRIETO, J., WIJBRANS, J.R., BACHTADSE, V. & ULBIG, A. (2010): Integrated stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of the early to middle Miocene Upper

- Freshwater Molasse in western Bavaria (Germany). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **99**: 1859–1886.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1996): Die Entwicklung des süddeutschen Molassebeckens seit dem Variszikum: Eine Einführung. – *Z. geol. Wiss.*, **24**: 3–20; Berlin.
- BADER, K., MEYER, R.K.F. & BRUNOLD, H. (2000): Graupensandrinne – Urnaabrinne, ihre Verbindung und tektonische Verstellung zwischen Donauwörth und Regensburg. – *Geologica Bavarica*, **105**: 243–250; München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1954): Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1955): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – 4. Aufl.: 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2013): Gewässerkundlicher Dienst Bayern. – www.gkd.bayern.de (Internet Januar 2015).
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM DES INNEREN (1927): Der Hochwasserschutz an der Donau in Bayern. – 62 S.; München (Universitätsdruckerei Wolf & Sohn).
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM DES INNEREN (1932): Denkschrift über den Ausbau der öffentlichen Flüsse in Bayern. Nach dem Stand vom 31. März 1931. – 198 S.; München (Universitätsdruckerei Wolf & Sohn).
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A.; BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Mindel – Lech – Gebiets. – *Geologica Bavarica*, **106**: 109–228; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – *Geologica Bavarica*, **99**: 135–164; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (1997): Das Altriß (Zungenriß, Altriß) und die Verhältnisse nördlich des Donaurieds (Zgl. Gundelfingen). – In: BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, D3. 61–67; Tübingen.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – *Z. Geomorph., N.F.*, **44**: 211–232; Berlin, Stuttgart.
- BÖHME, M., BRUCH, A.A. & SELMEIER, A. (2007): The reconstruction of Early and Middle Miocene climate and vegetation in Southern Germany as determined from the fossil wood flora. – *Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology*, **253**: 91–114.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, **43**: 74–150, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BUCHNER, E., SCHMIEDER, M., SCHWARZ, W.H. & TRIELOFF, M. (2013): Das Alter des Meteoritenkraters Nördlinger Ries - eine Übersicht und kurze Diskussion der neueren Datierungen des Riesimpakts. – *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.)*, **164**: 433–445.
- CORREA, M.L. & ROSENDAHL, W. (2011): Karstlandschaft südliche Ostalb – Geologie, Speläologie und Urgeschichte (Exkursion H am 29. April 2011). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **93**: 367–385; Stuttgart.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausgabe, Offenbach am Main.

- DONGUS, H. (1970): Über die Schotter des jungtertiären Albdonausystems und einige geomorphologische Konsequenzen aus ihrer Lage, ihrer Korngröße und ihrer Zusammensetzung. – Ber. z. dt. Landeskunde, **44**: 245–266; Bad Godesberg.
- DONGUS, H. (1974): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Ostalb. – Abh. zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe A, Heft **11**:1–107; München.
- DONGUS, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlands. – Marburger Geogr. Schr., **72**: 486 S.; Marburg.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – Geologica Bavarica, **94**: 83–133, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- DOPPLER, G. (2003): Zur Gliederung von Ältesten Periglazialschottern und Älteren Deckschottern im Rot-Günz-Gebiet (Oberschwaben und Bayerisch Schwaben). – Z. dt. geol. Ges., **154**: 255–286.
- DOPPLER, G. (2011): Tertiär-Molasse und Quartär-Ablageurngen im nördlichen Schwaben (Exkursion F am 28. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 303–331; Stuttgart.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**: 7–53; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- DOPPLER, G. & MEYER, R.K.F. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC 7926 Augsburg. – Hannover (BGR).
- DOPPLER, G., HEISSIG, K. & REICHENBACHER, B. (2005): Die Gliederung des Tertiärs im süddeutschen Molassebecken. – Newsl. Stratigr., **41**: 359–375; Berlin.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), **60**: 329–365.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 4 Beil.; Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1991**, 127–144; Stuttgart.
- GALL, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. – 156 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- GALL, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7328 Wittislingen mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- GESSLEIN, B. (2013): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten. – Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge, **10**: 149 S.; Bamberg.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2011): Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterfeld – Erste Ergebnisse. – Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal), **60**: 400–413.
- GLASER, U. (1964): Die miozäne Strandzone am Südsaum der Schwäbischen Alb. – 99 S.; Diss. Universität Würzburg.
- GÖTTLICH, K.H. (1952): Moorkundliches Gutachten über das Donaumoos. – WWA Sigmaringen, unveröffentlicht (Archiv des WWA Donauwörth).
- GÖTTLICH, K.H. (1979) mit einem geologischen Beitrag von SCHLOZ, W: Moorkarte von Baden-Württemberg 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Günzburg L 7526 – 47 S.; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).

- GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **106**: 253–271; Gotha.
- GROSCHOPF, O. & GRAUL, H. (1952): Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. – Naturforschende Gesellschaft Augsburg, **5**; Augsburg.
- GROSCHOPF, O. & HAUFF, R. (1951): Untergegangene Wälder der Vorzeit bei Ulm. – Schwäbische Heimat, **5**, 196 S.
- GRÜN, R. & KATZENBERGER-APEL, O. (1994): An alpha irradiator for ESR dating. – Ancient TL, **12** (2); 35–38.
- GÜMBEL, von W. (1894): Geologie von Bayern. Geologische Beschreibung von Bayern. – 1063 S.; Cassel.
- HABER, W. & SCHALLER, J. (1990): Dillinger Donauried – Landschaftsökologische Rahmenuntersuchung zum Kiesabbau. – Schriftenreihe der bayerischen Sand- und Kiesindustrie, **4**: 72 S.; München.
- HASLACH, H. (2011): Schwäbisches Donautal. – Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- HEIRI, O., KOINIG, K.A., SPÖTL, CH., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., CAAR, D., IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., LUETSCHER, M., MORAN, A., NICOLUSSI, K., PREUSSER, F., SCHMIDT, R., SCHOENEICH, PH., SCHWÖRER, CH., SPRAFKE, T., TERHORST, B. & TINNER, W. (2014): Paleoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. – Quaternary Science Rev., **106**: 186–205.
- HOEK, W.Z. & BOHNCKE, S.J.P. (2001): Oxygen-isotope wiggle as a tool for synchronizing ice-core and terrestrial records over termination 1. – Quat. Science Rev., **20**: 1251–1264.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., **E 25**; Hannover.
- HÜTTNER, R. (1961): Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeld (Schwäbische Alb). – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg, **4**: 49–125.
- JÄTZOLD, R. (1962): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 172 Nördlingen. – In: AMT FÜR LANDESKUNDE (Hrsg.): Geogr. Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands; Stuttgart.
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – Geologisches Jahrbuch, **A71**: 291–300, Hannover.
- JERZ, H. (1986): Alm und Kalktuff. – In: Erläuterungen zu den standortkundlichen Bodenkarten von Bayern 1:50 000 München – Augsburg und Umgebung: 45–46; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1: 100 000. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- JOSEF, H. & SEITZ, R.H. (1964): Die Spatenforschung im Landkreis Dillingen in den Jahren 1961/63. – Jb. Hist. Ver. Dillingen, **66**: 113–126; Dillingen.
- JUNG, D. & HAGMAIER, M. (2013): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7329 Höchstädt a.d. Donau mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KALLIS, P. (2001): Tertiäre Bodenbildung am nördlichen Rand des südwestdeutschen Molassebeckens (Schwäbische Ostalb). – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, **60**: 281 S.; Stuttgart (Universität Hohenheim).

- KERN-KERNRIED, R. (1874): *Correktion der Donau im Regierungs-Bezirke Schwaben & Neuburg, Königreich Bayern.* – Dillingen (Kolb).
- KIDERLEN, H. (1931): *Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs.* – Neues Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd., **66**, Abt. B: 215–384; Stuttgart.
- KLEINSCHNITZ, M. & KROEMER, E. (2003): *Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7233 Neuburg a.d. Donau.* – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KOHL, F., VOGEL F. & WACKER, F. (1954): *Vergleich zwischen bodenkundlicher und pflanzensoziologischer Kartierung am Beispiel der Gemeindeflur Obermedlingen im Landkreis Dillingen a.d. Donau.* – Landwirtschaftliches Jahrbuch für Bayern, **31**: 493–581.
- KRAHE, G. (1977): *Ausgrabungen und Funde in Bayerisch-Schwaben 1976.* – Zeitschrift des Historischen Vereins für Schwaben und Neuburg, **71**; Augsburg.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): *Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics.* – *Sedimentary Geology*, **152**: 45–78; Amsterdam.
- LEGER, M. (1988): *Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau.* – Thèse du doctorat, Univ. Paris VII., 621 S.; Paris.
- LEMCKE, K. (1988): *Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze.* – 175 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LÖSCHER, M. (1976): *Die präwürmeiszeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte.* – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **45**: 157 S.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANN, W. (1978): *Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän.* – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 68–82; Öhringen.
- LÖSCHER, M. & LEGER, M. (1974): *Probleme der Pleistozänstratigraphie in der nördlichen Iller – Lech – Platte.* – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **40**: 59–76; Heidelberg.
- MALL, W. (1968): *Die Geologie der Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz 1:25 000 (Schwäbische Alb).* – *Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart*, **54**: 209 S.; Stuttgart.
- MAURER, H. (2006): *Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse im Nordalpinen Vorlandbecken Südwest-Deutschlands.* – 174 S.; Diss. Universität Stuttgart.
- MAURER, H. & BUCHNER, E. (2007): *Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands.* – *Z. dt. Ges. Geowissenschaften*, **158**: 249–270; Stuttgart.
- MOOS, A. (1925): *Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth.* – Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahreshften 1924, **37. Jg.**; München (Verl. von Piloty & Loehle).
- PENCK, A. (1884): *Ueber Periodicität der Thalbildung.* – *Verh. Ges. f. Erdkunde*, **XI**: 39–59; Berlin.
- REGIERUNGSBEZIRK SCHWABEN UND NEUBURG (1926): *Hochwasserdämme an der Donau zwischen Günzburg und Schäferstall. Beilage 1: Allgemeine Beschreibung der Flussstrecke.* – Neu-Ulm (Straßen- und Flußbauamt; Archiv des WWA Donauwörth).
- REICHENBACHER, B., KRIJGSMAN, W., LATASTER, Y., PIPPÈR, M., VAN BAAK, CH.G.C., CHANG, L., KÄLIN, D., JOST, J., DOPPLER, G., JUNG, D., PRIETO, J., AZIZ, H.A., BÖHME, M., GARNISH, J., KIRSCHER, U. & BACHTADSE, V. (2013): *A new magnetostratigraphic framework for the Lower Miocene (Burdigalian/Ottnangian, Karpatian) in the North Alpine Foreland Basin.* – *Swiss J. Geosci.*, **106**: 309–334.
- REIFF, W. & SIMON, T. (1990): *Die Flußgeschichte der Urbrenz und ihrer Hauptquellflüsse (Exkursion L am 21. April 1990).* – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 72**: 209–225; Stuttgart.

- RIEDL, A. v. (1806): Stromatlas von Bayern. – München.
- ROCHOLL, A., BOEHME, M., OVTCHAROVA, M., SCHALTEGGER, U., WIHJBRANS, J., POHL, J., HARZHAUSER, M., PRIETO, J. & ULBIG, A. (2012): Geochronology of volcanic ash layers in the North Alpine Foreland Basin and the Ries meteoritic impact. – RCMNS Workshop 2012 Tübingen: 22; Tübingen (Universität Tübingen).
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – Bd. 1: 403 S., Bd. 2: 671 S.; Stuttgart.
- SCHAEFER, I. (2001): Albrecht Penck – redivivus. – *Geologica Bavarica*, **106**: 243–257; München.
- SCHAUER, M., RASSER, M.W. & NEBELSICK, J. (2011): Landschaftsgeschichte, Tertiär und Oberjura im Hochsträß und Schmiechtal (Exkursion L am 30. April 2011). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **93**: 429–447; Stuttgart.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – 332 S., 16 Beil.; Diss. Univ. Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schriften*, **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 146 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 1–77; Bamberg.
- SHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (Bayerischer Teil) mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – *Bamberger Geographische Schr.*, **SF 13**: 1–67; Bamberg (University Press).
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – *Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014.* – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 179–187; Bamberg.
- SHELLMANN, G. & GESSLEIN, B. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7429 Dillingen Ost mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014 – *Bamberger Geographische Schr.*, **SF 13**: 189–237; Bamberg (University Press).
- SHELLMANN, G., BEERTEN, K. & RADTKE, U. (2008): Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. – *E&G (Eiszeitalter und Gegenwart) Quaternary Science Journal*, **57**: 150–178; Stuttgart.
- SHELLMANN, G., IRMLER, R. & SAUER, D. (2010): Zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Alterstellung der Donauterrassen auf Blatt L7141 Straubing. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 89–178; Bamberg.
- SCHUEENPFLUG, L. (1970): Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – *Geologica Bavarica*, **62**: 177–194; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SCHUEENPFLUG, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Augsburg*, **27**: 3–10; Augsburg.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.*, **A 71**: 11–43; Hannover.

- SCHLOZ, W. mit Beiträgen von MÄCK, U. & RÖHRLE, B. (2011): Hydrogeologie des Langenauer Donaurieds und seines verkarsteten Einzugsgebiets auf der Ostalb – Trinkwassergewinnung, Grundwasserschutz und Moor-Renaturierung (Exkursion D am 28. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 269–283; Stuttgart.
- SEITZ, H. J. (1967): Die Spatenforschung im Landkreis Dillingen in den Jahren 1971-1975. – Jb. Hist. Ver. Dillingen, **69**: 111–136; Dillingen.
- SEITZ, H.J. (1976): Die Spatenforschung im Landkreis Dillingen in den Jahren 1971-1975. – Jb. Hist. Ver. Dillingen, **78**; Dillingen.
- SEITZ, H.J. & SEITZ, R.H. (1955/56): Die Spatenforschung im Landkreis Dillingen in den Jahren 1954 mit 1956. . – Jb. Hist. Ver. Dillingen, **57/58**: 29–51; Dillingen.
- SKUBLICS D. A. (2014): Großräumige Hochwassermodellierung im Einzugsgebiet der bayerischen Donau – Retention, Rückhalt, Ausbreitung. – Berichte des Lehrstuhls und der Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft, **131**: 200 S.; München (TU München).
- SRIVASTAVA, S.K., BALBUDHE, A.Y., VISHWA PRASAD, K., PADMA SAVITHRI, P., TRIPATHI, R.M. & PURANIK, V.D. (2012): Variation in the uranium ratios $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{238}\text{U}/\text{total-U}$ ratios and $^{234}\text{U}/\text{total-U}$ in Indian soil samples: Applications to environmental monitoring. – Radioprotection 2012: 1–12; EDPSciences.
- STRAHL, M. (1997): Gliederung und zeitliche Stellung der Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen: 97 S. und zahlreiche Anlagen, Tübingen (unveröff.; Archiv Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- STRASSER, A. (2009): Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren –eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen. – 126 S.; Diss. Universität Stuttgart.
- STRASSER, A., STRASSER, M. & SEYFRIED, H. (2011): Die rheinische Erosionsleistung in Zahlen: eine Berechnung aus digitalen Geländemodellen am Beispiel des Leintals im Vorland der Ostalb. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 127–148; Stuttgart.
- STREIT, R., WEINIG, H., JERZ, H. & STEPHAN, W. (1975): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100 000 mit Gewinnungsstellen für Lockergesteine. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TEMMLER, H. (1962): Die Geologie des Blattes Sontheim an der Brenz (Nr. 7427) 1: 25 000 (Schwäbische Alb) (Gebiet nördlich der Donau. – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart, Nr. **33**; Stuttgart.
- TEMMLER, H., BEINROTH, F. & GEYER, M. (2003): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 25000, Blatt Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz. – 2. Aufl.; Freiburg i. Br. (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau).
- THATER, M. & STAHR, K. (1991): Zur Genese von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donauniederung bei Ulm. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **154**: 293–299; Weinheim.
- TILLMANNS, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **26**: 99–202; Freiburg i. Breisgau.
- TRAUTWEIN, S. (1958): Das neue Bild der Brenz. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **40**: 129–144; Stuttgart.
- UDLUFT, P. (2000): Das Grundwasser im schwäbischen Donautal. Hydrologisch-hydrogeologische Untersuchung mit Erstellung eines Grundwassermodells im Maßstab 1: 25.000/50.000 im Donautal zwischen Ulm/Neu-Ulm und Neuburg an der Donau. – Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie, **11**: 102 S.; München.
- UFRECHT, W. (2011): Karstgenese, Karstformenschatz und Karsthydrogeologie der Mittleren Schwäbischen Alb (Exkursion G am 29. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 331–366; Stuttgart.

- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & Vogel, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **80**: 361–398; Stuttgart.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberen Donau. – *Z. dt. geol. Ges.*, **154**: 193–253; Stuttgart.
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales mit Geologischer Karte 1:200.000 Ulm bis Regensburg. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): *Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main*. Hydrogeologie: 9–26; Beilage 6, 7; München.