

13 Bamberger Geographische Schriften – Sonderfolge

Gerhard Schellmann (Hg.)

Bamberger physisch-geographische Studien 2012 - 2014

Teil IV: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen
im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen



University
of Bamberg
Press

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN
SONDERFOLGE

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN SONDERFOLGE

herausgegeben vom Institut für Geographie
Andreas Dix, Daniel Göler, Marc Redepenning, Gerhard Schellmann

Schriftleitung: Astrid Jahreiß

Nr. 13

Bamberger physisch-geographische Studien 2012 - 2014

Teil IV: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen
im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen

Gerhard Schellmann (Hrsg.)

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte bibliographische Informationen sind im Internet über <http://dnb.ddb.de/> abrufbar.

Hinweis:

Auf den Seiten 1, 69 und 189 befinden sich detaillierte quartärgeologische Karten. Wir empfehlen, sich diese in der Online-Version in der Vergrößerung anzusehen: <https://opus4.kobv.de/opus4-bamberg/frontdoor/index/index/docId/50137>

Dieses Werk ist als freie Onlineversion über den Hochschulschriften-Server (OPUS; <http://www.opus-bayern.de/uni-bamberg/>) der Universitätsbibliothek Bamberg erreichbar. Kopien und Ausdrücke dürfen nur zum privaten und sonstigen eigenen Gebrauch angefertigt werden.

Layout: Gerhard Schellmann

Umschlaggestaltung: University of Bamberg Press, Larissa Günther

Umschlagbild: Mittelholozäne Eichenranne geborgen aus dem Kieskörper der H3-Terrasse in der Kiesgrube „Wager“ südlich von Lauingen (Sept. 2015,

© Gerhard Schellmann).

© University of Bamberg Press Bamberg, 2017

<http://www.uni-bamberg.de/ubp/>

ISSN: 0175-3894

ISBN: 978-3-86309-513-0

eISBN: 978-3-86309-514-7 (Online-Ausgabe)

URN: urn:nbn:de:bvb:473-opus4-501376

DOI: <http://dx.doi.org/10.20378/irbo-50137>

Vorwort

Der vorliegende Band ist der vierte Teil einer Reihe physisch-geographischer Arbeiten, die in den Jahren 2012 bis 2014 am Lehrstuhl für Physische Geographie und Landschaftskunde der Otto-Friedrich-Universität Bamberg entstanden sind. Dieser Band setzt den zweiten und dritten Band (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN 2016) von Bamberger physisch-geographischer Studien fort, die sich thematisch mit regionalen Forschungsthemen zur fluvialen Dynamik im bayerischen Alpenvorland befaßt (Abb. 1). Dabei handelt es sich in diesem Band um quartärgeologische Kartierungen im Donautal zwischen Sontheim und Dillingen. Die Kartierungen sind in enger Kooperation mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU, Geologischer Dienst), insbesondere mit den Kollegen Dr. Ernst KROEMER und Dr. Gerhard DOPPLER entstanden. Leider muss in den Karten auf eine Darstellung von Terrassenkanten weitgehend verzichtet werden, weil diese manuell per Handzeichnung mit hohem Zeit- und damit Kostenaufwand hätten ergänzt werden müssen.

Zwar werden die Kartierungen im Rahmen der GK25 von Bayern als Kartenblätter in den nächsten Jahren sukzessive vom LfU veröffentlicht, eine Publikation der zugehörigen Erläuterungen der Karten ist aber leider nicht absehbar. Ohne Erläuterungen verlieren meines Erachtens die Karten allerdings sehr an wissenschaftlichem und wirtschaftlichem Wert. Daher werden - wie in den beiden vorherigen Bänden Bamberger physisch-geographischer Studien (SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN 2016) - in diesem Band der Sonderfolge der Bamberger Geographischen Schriften weitere drei zur Publikation noch ausstehende Karten und Erläuterungen veröffentlicht.

Die originalgetreue Veröffentlichung der vom Lehrstuhl kartierten quartärgeologischen Karten und ihrer Erläuterungen im Rahmen dieser Schriftenreihe bietet zudem den Vorteil, das die farbliche Gestaltung der Karten wesentlich vielfältiger sein kann, als dies im Rahmen der geologischen Kartenblätter des Landesamtes möglich ist. Auch die für die verschiedenen stratigraphischen Einheiten verwendete Nomenklatur muss nun nicht der Generallegende des LfU folgen. Dort, wo es nach Auffassung der Verfasser sinnvoller ist, wie im Donautal, werden existierende regionale Nomenklaturen weiter verwendet. Anders als bei der chronostratigraphischen Nomenklatur der Generallegende des LfU werden nun die mittel- und jungpleistozänen Flussterrassen zunächst morpho- und chronostratigraphisch mit den von PENCK (1884) im Alpenvorland eingeführten Begriffen Hochterrasse (= Riss) und Niederterrasse (= Würm) sowie dem von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994) eingeführten Begriff „Übergangsterrasse (= Früh- und/oder Mittelwürm) bezeichnet (siehe auch DOPPLER et al. 2011). Diese werden oft weiter, und zwar häufig morpho-stratigraphisch, in höhere und niedrigere oder jüngere und ältere Terrassenglieder oder mit numerischen Ziffern (NT1 bis NT3, NT = Niederterrasse) weiter unterteilt. Ähnliches gilt für die holozänen Terrassen (H1 bis H7, H = Holozänterrasse).

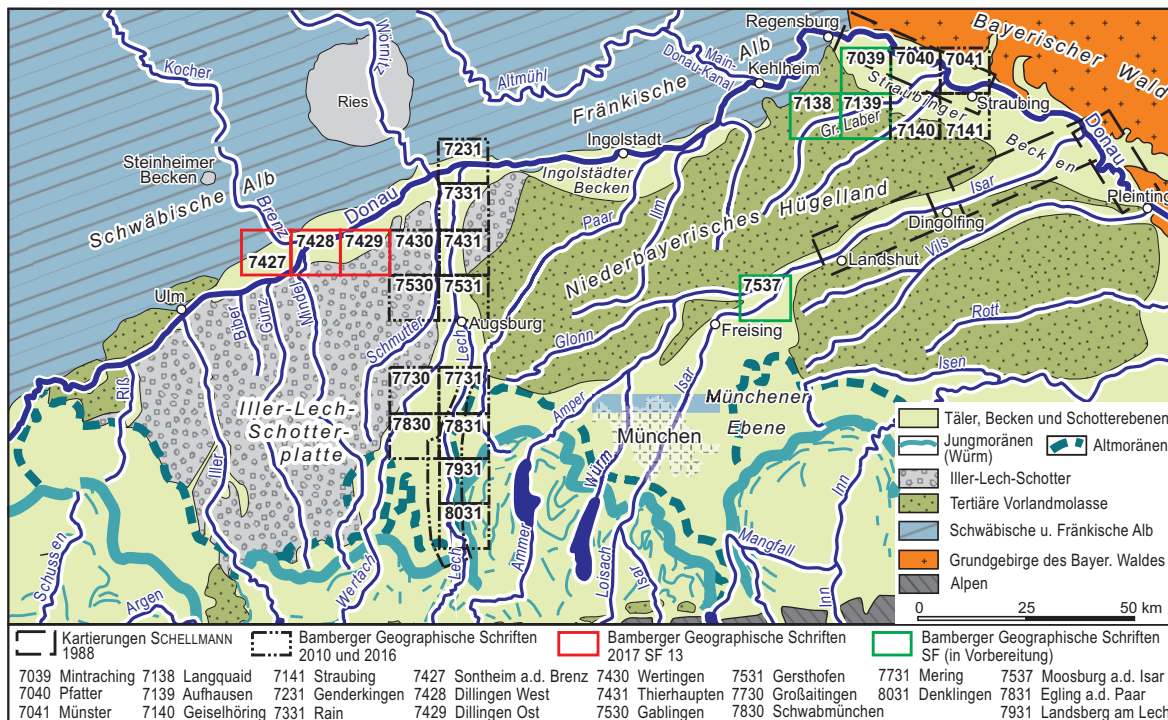


Abb. 1: Lage publizierter und zur Publikation anstehender quartärgeologischer Kartierungen von Flusstälern des Alpenvorlandes durch Mitarbeiter des Bamberger Lehrstuhls für Physische Geographie.

Diesen regionalen Nomenklaturen wird deshalb der Vorrang gegeben, weil die vom LfU verwendeten chronostratigraphischen Bezeichnungen von Flussterrassen wie z.B. „qhm (= „quartär holozän mittel“)-Terrasse“ immer Gefahr laufen, dass bei eventuellen neuen Alterseinstufungen des Terrassenkörpers auch der bisherige stratigraphische Namen zu ändern ist.

Dieser Band behandelt quartärgeologische Kartierungen im Donautal auf den Kartenblättern 7427 Sontheim a.d. Brenz, 7428 Dillingen West und 7429 Dillingen Ost (Abb. 1), die zwischen 2012 bis 2014 durchgeführt wurden. Dabei entsprechen die hier publizierten Fassungen von Karte und Erläuterungen weitgehend dem jeweiligen Projektabschluss der Blattbearbeitungen. Für jedes kartierte Blatt- bzw. Talgebiet der jeweiligen TK25 wird zunächst die quartärgeologische Karte zum Teil mit Talquerschnitten als Beilagen und anschließend die zugehörige Erläuterung wiedergegeben.

Die aufwendigen Gelände- und Laborarbeiten wären ohne finanzielle Unterstützungen durch das Bayerische Landesamt für Umwelt (LfU) nicht möglich gewesen, wofür an dieser Stelle vielmals gedankt sei. Besonderen Dank gebührt allen Mitarbeitern am hiesigen Lehrstuhl, darunter Frau Dipl. Geogr. Silke SCHWIEGER, die wieder einmal mit großem Engagement die umfangreichen Grafik- und GIS-Arbeiten durchgeführt hat.

Nicht zuletzt sei aber den beiden Kollegen Dr. Ernst KROEMER und Dr. Gerhard DOPPLER vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (Geologischer Dienst) für die vielfältigen tatkräftigen Unterstützungen nicht nur logistischer Natur bei der Durch-

führung der Projekte, sondern auch durch zahlreiche Diskussionsbeiträge und Anregungen unter anderem bei mehreren Geländebegehungen, sehr gedankt.

Bamberg, den 30. Juli 2017

Gerhard Schellmann

Literatur

- 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.
- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – *Verh. Ges. f. Erdkunde*, **XI**: 39-59; Berlin.
- SHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. – *Inaug.-Diss. Universität Düsseldorf*, 332 S., 16 Beil.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **29**: 131 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (1994a): Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland. – *Düsseldorfer Geogr. Schr.*, **34**: 146 S.; Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (2010): Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2008, Teil II: Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 241 S.; Bamberg.
- SHELLMANN, G. (Hrsg.) (2016): Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2015, Teil III: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Lech-, Wertach- und Schmuttertäl. – Bamberg (University of Bamberg Press).

Inhalt

Gerhard SCHELLMANN

Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7427 Sontheim
a.d. Brenz (bayerischer Teil) mit 6 Beilagen 1

Gerhard SCHELLMANN

Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf
Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (bayerischer Teil) –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014 9

Gerhard SCHELLMANN

Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7428 Dillingen West
mit 7 Beilagen 69

Gerhard SCHELLMANN

Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals
auf Blatt 7428 Dillingen West –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014 79

Gerhard SCHELLMANN & Benjamin GESSLEIN

Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7428 Dillingen Ost
mit 5 Beilagen 189

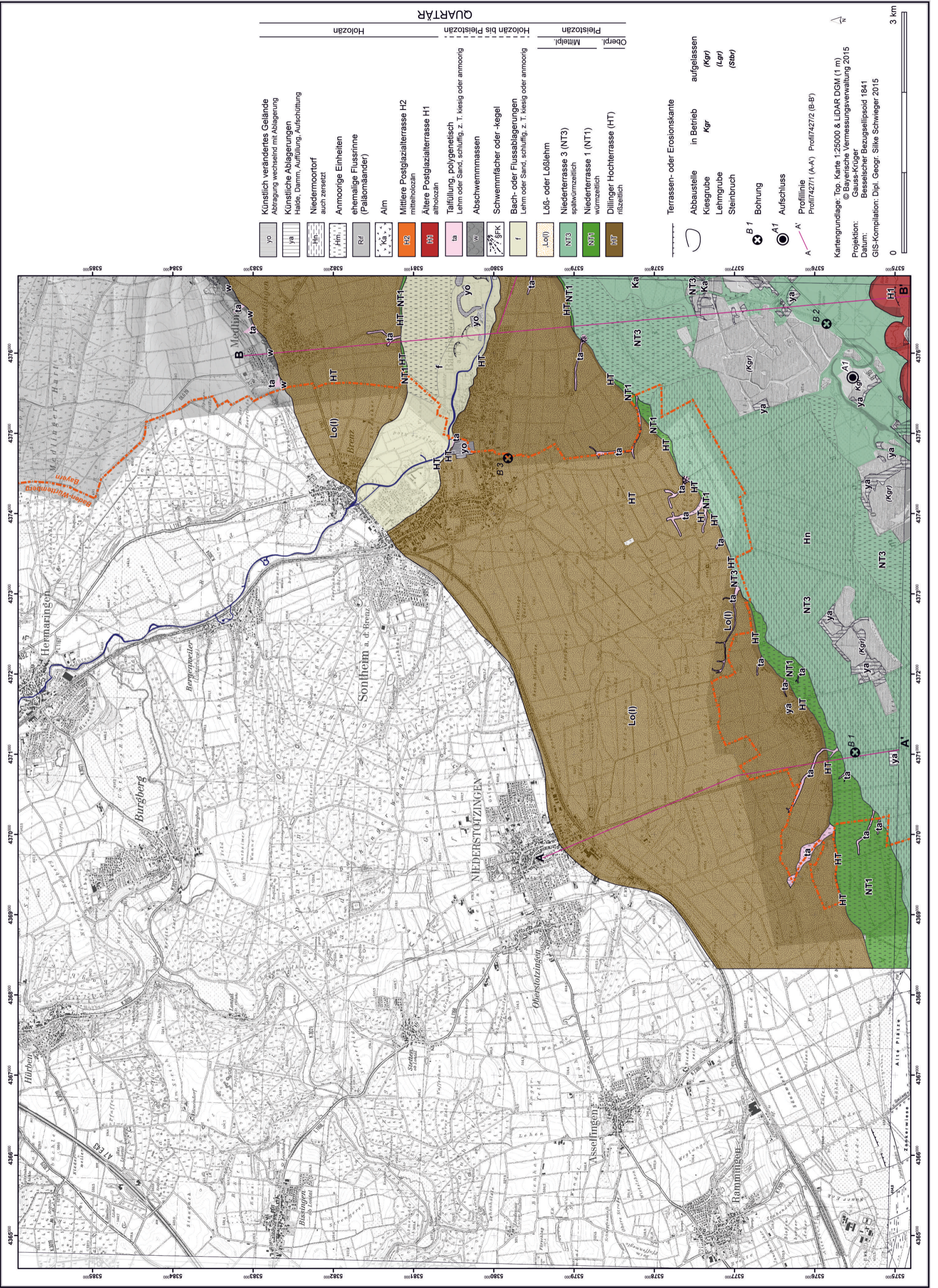
Gerhard SCHELLMANN & Benjamin GESSLEIN

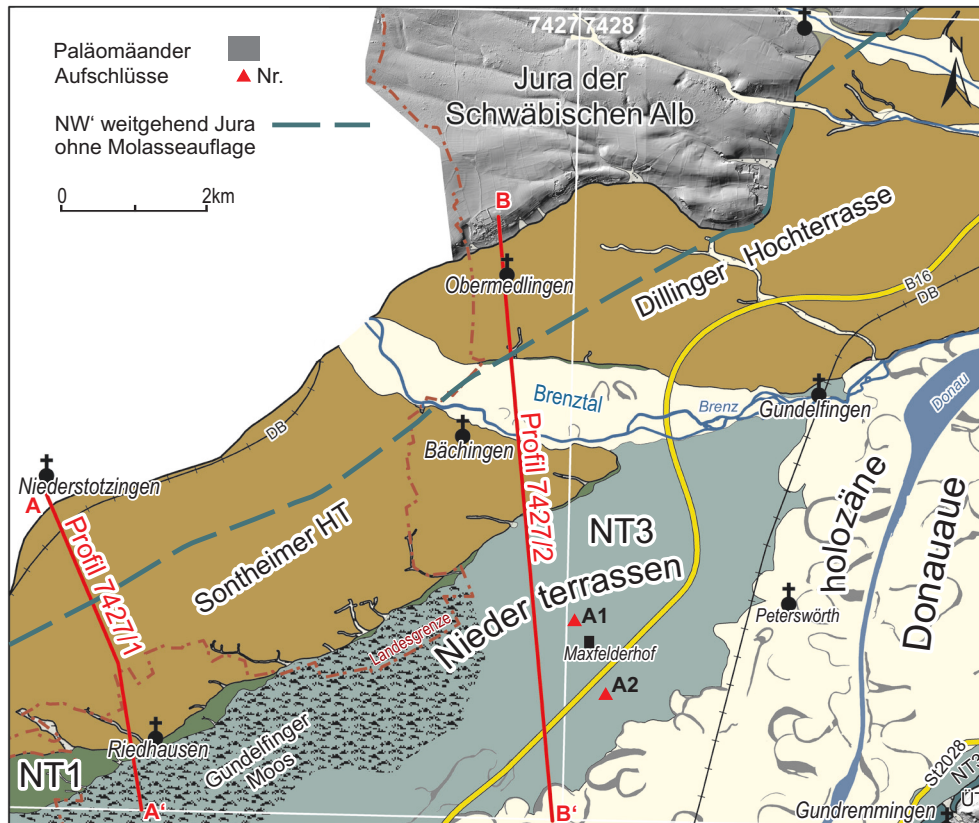
Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals
auf Blatt 7428 Dillingen Ost –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014 197

Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz

7427 SONTHEIM a. d. Brenz

Geologische Aufnahme: GERHARD SCHELLMANN 2012 - 2014

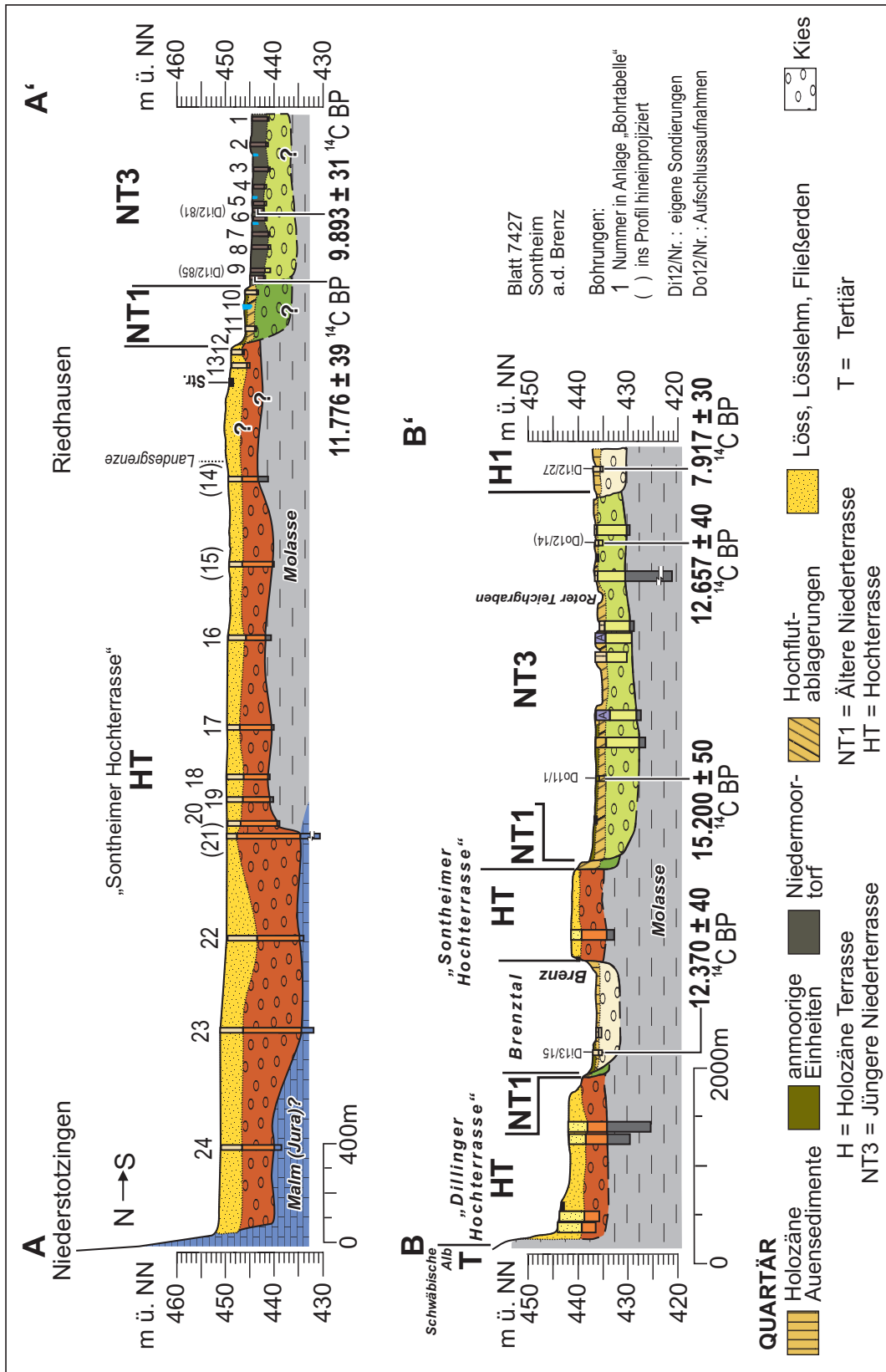




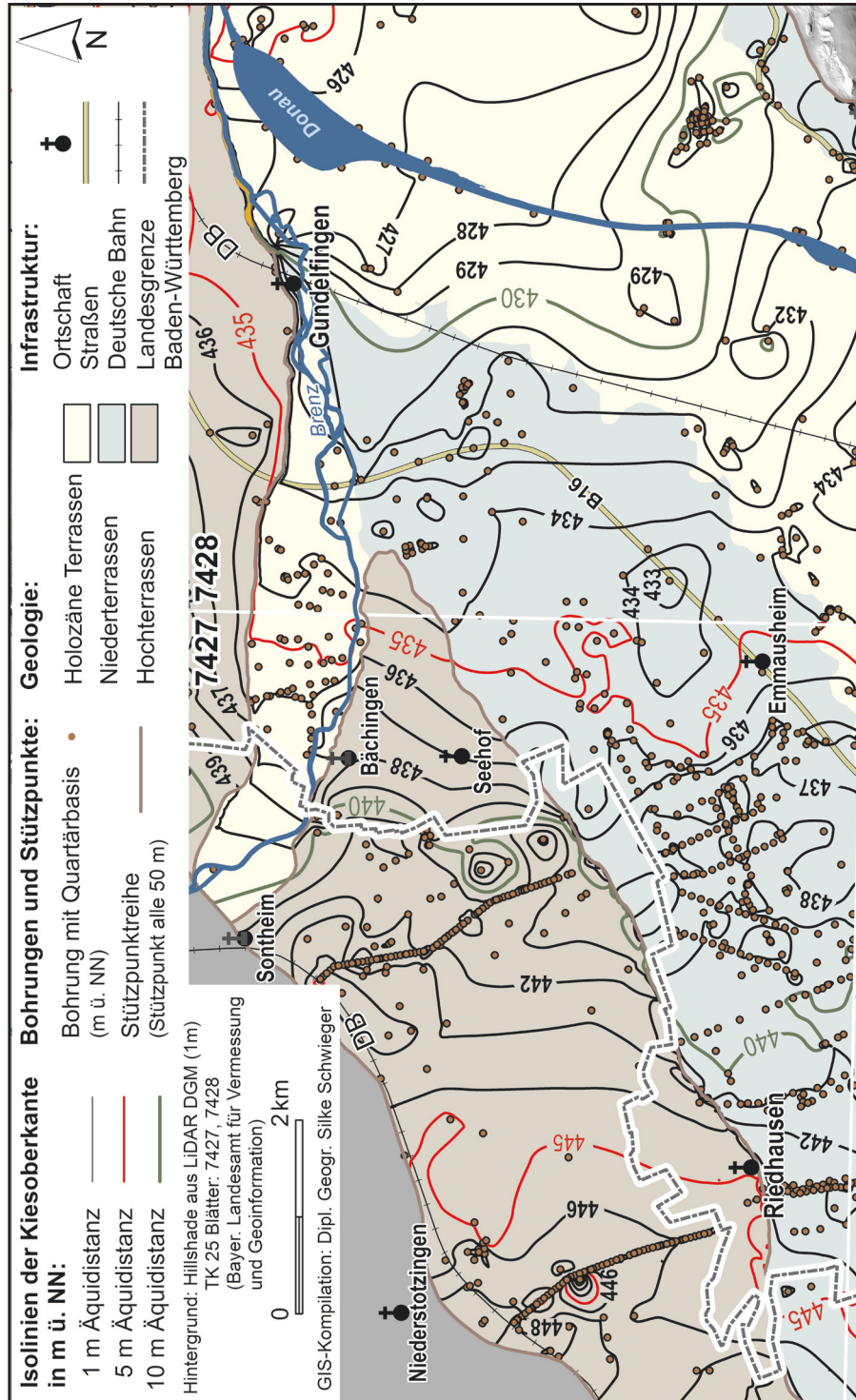
(Hintergrund: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) TK 25 Blatt: 7428, © Bayer. Landesamt für Vermessung und Geoinformation)

Beilage 1: Geologische Übersichtskarte mit naturräumlichen Einheiten, Talquerprofilen und einigen im Text genannten Lokalitäten.

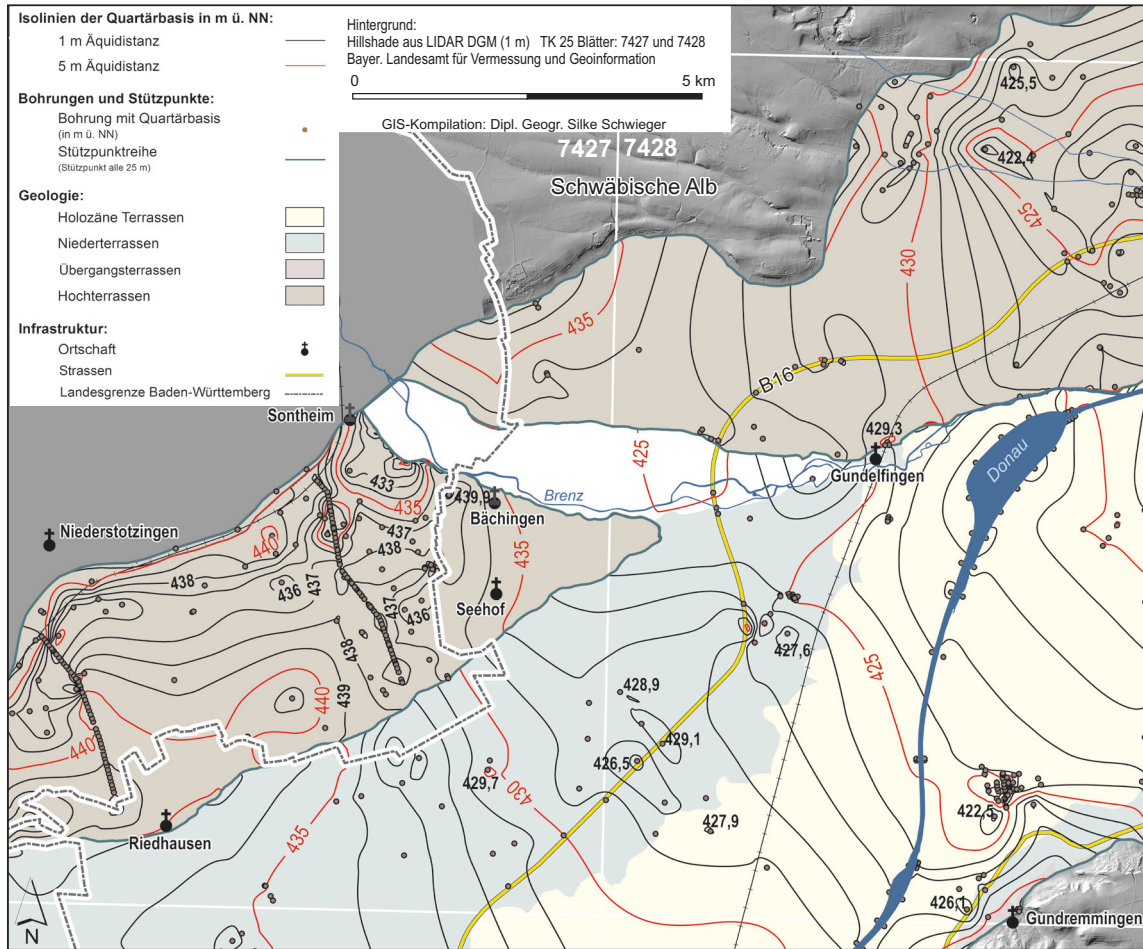
Die gestrichelte Linie zeigt die südliche Verbreitungsgrenze von Jurakalksteinen (Malm) unter Donaukiesen weitgehend ohne oder mit nur geringmächtiger (wenige Meter) Zwischenschaltung von Molassesedimenten (Quelle: Schichtenverzeichnisse von Bohrungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg und dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt; Zweckverband Landeswasserversorgung 1987, Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



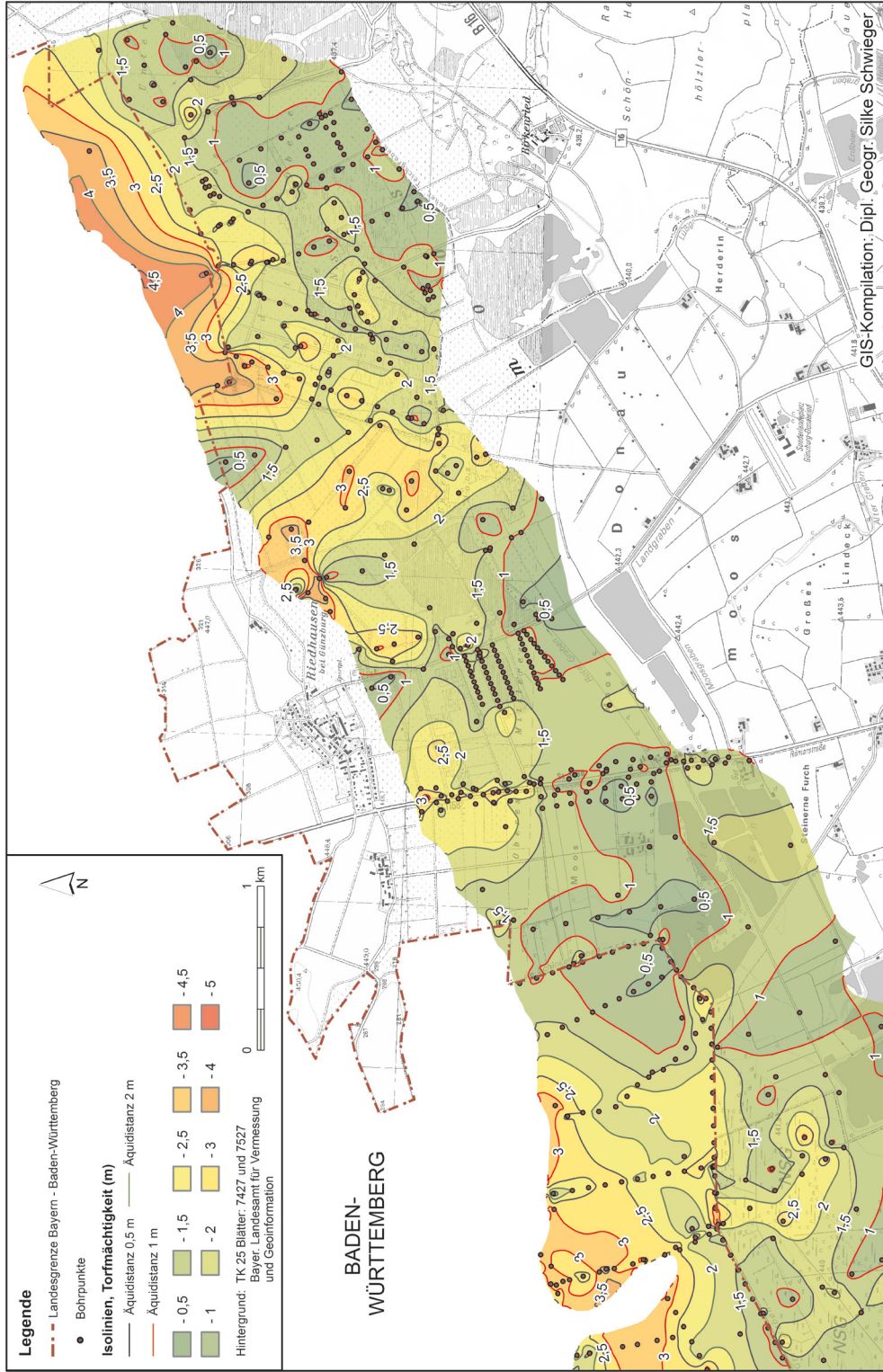
Beilage 2: Geologisch-morphologische Talquerprofile 7427/1 (oben) und 7427/2 (unten). Quellenverzeichnis in Beilage 7.



Beilage 3: Höhenlage der Kiesoberkanten (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 4: Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 5: Torfmächtigkeitsmodell für das Bayerische Donaumoos auf Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (Quellenverzeichnis siehe Beilage 6, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Aktenname	Amt	Jahr
7427 Sontheim 1961	Kartensammlung Universität Bamberg	1961
7525 Günzburg 1964	Kartensammlung Universität Bamberg	1964
L7526 Günzburg 1968	Kartensammlung Universität Bamberg	1968
Ent u Ersch Donauried oJ Schweidl 1952	LfL Freising	oJ
Hartel 1952	LfL Freising	1952
Abtorfung Donauried 1947	LfL Freising	1947
Ent u Ersch Donauried oJ	LfL Freising	oJ
Moortech Aufn. Gundelfinger Moos 1930	LfL Freising	1930
Teil Günzburg 1 1993	LfL Freising	1993
Teil Günzburg 2 1993	LfL Freising	1993
Torfstichkartierung NW 19 40 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 41 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 42 1920	LfL Freising	1920
Torfstichkartierung NW 19 42 1920/19 41 1920	LfL Freising	1920
WWA KRU KG 51	WWA Krumbach	unbekannt

LfL Freising = Bayerisches Landesamt für Landwirtschaft Freising WWA Krumbach = Wasserwirtschaftsamt Krumbach

Beilage 6: Quellenverzeichnis zur Abb. 20 und zur Beilage 5.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	TK	ARCHIV
7427_1					
1	7527_St1168_S30	Günzburg, St1168, S30	NT3	7427	ScanDB LfU
2	7527_St1168_S32	Günzburg, St1168, S32	NT3	7427	ScanDB LfU
3	7527_St1168_S35	Günzburg, St1168, S35	NT3	7427	ScanDB LfU
4	7527_St1168_S37	Günzburg, St1168, S37	NT3	7427	ScanDB LfU
5	7527_St1168_S39	Günzburg, St1168, S39	NT3	7427	ScanDB LfU
6	7527_St1168_S40	Günzburg, St1168, S40	NT3	7427	ScanDB LfU
7	7527_St1168_S42	Günzburg, St1168, S42	NT3	7427	ScanDB LfU
8	7527_St1168_S44	Günzburg, St1168, S44	NT3	7427	ScanDB LfU
9	7527_St1168_S46	Günzburg, St1168, S46	NT3	7427	ScanDB LfU
10	7527_St1168_S47	Günzburg, St1168, S47	NT1	7427	ScanDB LfU
11	7527_St1168_S50	Günzburg, St1168, S50	NT1	7427	ScanDB LfU
12	7527_St1168_S51	Günzburg, St1168, S51	HT	7427	ScanDB LfU
13	7527_St1168_S52	Günzburg, St1168, S52	HT	7427	ScanDB LfU
14	7427_FR_480	Brunnen 1846	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
15	7427_FR_292	Brunnen 1839	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
16	7427_FR_481	Brunnen 1834	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
17	7427_FR_293	Brunnen 1827	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
18	7427_FR_489	Brunnen 1823	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
19	7427_FR_518	Brunnen 1821	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
20	7427_FR_517	Brunnen 1819	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
21	7427BG015033	S Niederstotzingen, GWM LW 1310	HT	7427	LfU
22	7427_FR_510	Brunnen 1811	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
23	7427_FR_488	GWM 1302	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
24	7427_FR_643	TB Gardena, Niederstotzingen	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TERRASSE	TK	ARCHIV
7427_2					
1	7427_KG_Leitenmaier_GWM3	Gundelfingen, KG Leitenmaier, GWM3	NT3	7427	WWA DW
2	7427BG015001	S Bächingen, Br. Emmaus-Heim	NT3	7427	LfU
3	7428BG015057	SW Gundelfingen, KG Wagner, GWM BK 2/99	NT3	7427	WWA DW
4	7427_Gundelfg_KG_Fetzer_AS11	Gundelfingen, KG Fetzer AS11	NT3	7427	WWA DW
5	7427_Gundelfg_KG_Fetzer_AS03	Gundelfingen, KG Fetzer AS03	NT3	7427	WWA DW
6	7427_FetzerKG_Br	Br. FetzerKG Gundelfingen	NT3	7427	WWA DW
7	7427_Sophienried_BGW102	Sophienried, KG BGW102	NT3	7427	ScanDB LfU
8	7427_FR_143	B 3/96 GWM 6972 Bächinger Feld Sontheim	HT	7427	RegPräsidium Freiburg
9	7427_LfLFS_TK_B013	Torfstichkartierung_B013	Talfüll. polygenet.	7427	LfL Freising Digitalkarte
10	7427_Obermedl_OU_BK4	Obermedlingen, OU BK4/09	HT	7427	StrBA Krum
11	7427_Obermedl_OU_BK3	Obermedlingen, OU BK3/09	HT	7427	StrBA Krum
12	7427_Obermedlingen_SchlBr	Schluckbr., Obermedlingen	HT	7427	WWA DW
13	7427_Obermedlingen_EntBr	Entnahmbr., Obermedlingen	HT	7427	WWA DW

LfU = Bayerisches Landesamt für Umwelt

RegPräsidium Freiburg = Regierungspräsidium Freiburg
ScanDB = Daten vom LfU (bisher nicht erfasst)

StrBA Krumbach = Strassenbauamt Krumbach
WWA DW = Wasserwirtschaftsamt Donauwörth

Beilage 7: Fortsetzung. Quellenverzeichnis zur Beilage 2.

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals
auf Blatt 7427 Sontheim a.d. Brenz (bayerischer Teil) –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014**

Gerhard SCHELLMANN

Vorwort

Die geologische Aufnahme des mittel- und jungpleistozänen Donauquartärs im bayerischen Teil des Gradabteilungsblattes 1:25.000 Nr. 7427 Sontheim a.d. Brenz wurde vom Verfasser vom Frühjahr 2012 bis zum Herbst 2014 durchgeführt. Dabei erfolgte die Gestaltung der Kartenlegende 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. Das Kartenblatt Sontheim a.d. Brenz wurde bereits von TEMMLER (1962) sowie TEMMLER et al. (2003) im Rahmen der GK 1:25 000 von Baden-Württemberg kartiert, allerdings ohne detaillierte stratigraphische Differenzierung des Donautalbodens.

An nicht veröffentlichten Unterlagen standen bei der Kartenbearbeitung verschiedene Rohstoff- und Bodenkarten sowie das Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt zur Verfügung. Das Bayerische Landesamt für Vermessung und Geoinformation stellte die bayerischen Uraufnahmen im Maßstab 1:5.000 überwiegend aus den Jahren 1823/24, die Positionsblätter 1:25.000 Nr. 544 Bächingen aus dem Jahr 1865 und 1945 und Nr. 574 Günzburg aus dem Jahr 1865 sowie ein das Kartenblatt abdeckendes LiDAR DGM (Auflösung 1 m) zur Verfügung.

Für die Überlassung zahlreicher Schichtenverzeichnisse von Bohraufschlüssen gebührt dem Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach, dem Staatlichen Bauamt Krumbach sowie dem Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg besonderer Dank. Der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft Freising und dem Bayerischen Staatsarchiv Augsburg danken wir für die Einsicht in verschiedene unveröffentlichte moorkundliche Untersuchungen im Donauried zwischen 1920 bis 1993 mit Kartierungen und zahlreichen Schichtenverzeichnissen von Sondierungen und Bohrungen.

Massenspektrometrische ¹⁴C-Datierungen von organischem Material wurden von Beta Analytic in Miami sowie vom AMS ¹⁴C-Labor in Mannheim durchgeführt. Korn-

größenanalysen der Matrix wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach Köhn & Köttgen, Kalkgehalte gasvolumetrisch nach Scheibler und Kohlenstoffgehalte kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat im Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie an der Universität Bamberg bestimmt.

Für Hinweise, anregende Diskussionen und die gute Zusammenarbeit danken die 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, dass unter Leitung von Herrn Roland BEER (Laborleiter) zahlreiche Deckschichten-sondierungen 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 Bohrarchiv 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 Kartenblatt hat Anteile an zwei sehr unterschiedlichen Naturräumen (Abb. 1): der Schwäbischen Alb und der im Alpenvorland gelegenen Donauniederung. Dabei ist der überwiegende Teil des Blattes württembergisches Gebiet. Die bayerischen Anteile liegen im südlichen und östlichen Blattgebiet vor allem im Bereich der Donauniederung.

Der zentrale und nördliche Teil des Blattes umfasst den Mittelgebirgsraum der Schwäbischen Alb, die oberflächennah vor allem aus Kalksteinen des weißen Juras (Malm) aufgebaut und im Blattgebiet zum Teil auch von geringmächtigen tertiären Molassesedimenten bedeckt ist. Sie nimmt fast ein Viertel des Kartenblattes ein. Diese naturräumliche Haupteinheit wird als Lonetal-Flächenalb bzw. als Niedere Alb bezeichnet (GRAUL 1952). Eine ausführliche geomorphologische Beschreibung dieses Naturraums gibt DONGUS (1977; ders. 1974). Die Juragesteine fallen mit etwa 1 bis 2° nach Südosten ein (u.a. EMMERT et al. 2000: 16; SCHLOZ et al. 2011: 271). Sie sind im Bereich der südlich angrenzenden Donauniederung von nach Südosten zunehmend mächtigeren tertiären Sedimentgesteinen der Alpenvorlandmolasse sowie in Relation dazu von geringmächtigen mittel- bis jungquartären Donaukiesen überdeckt.

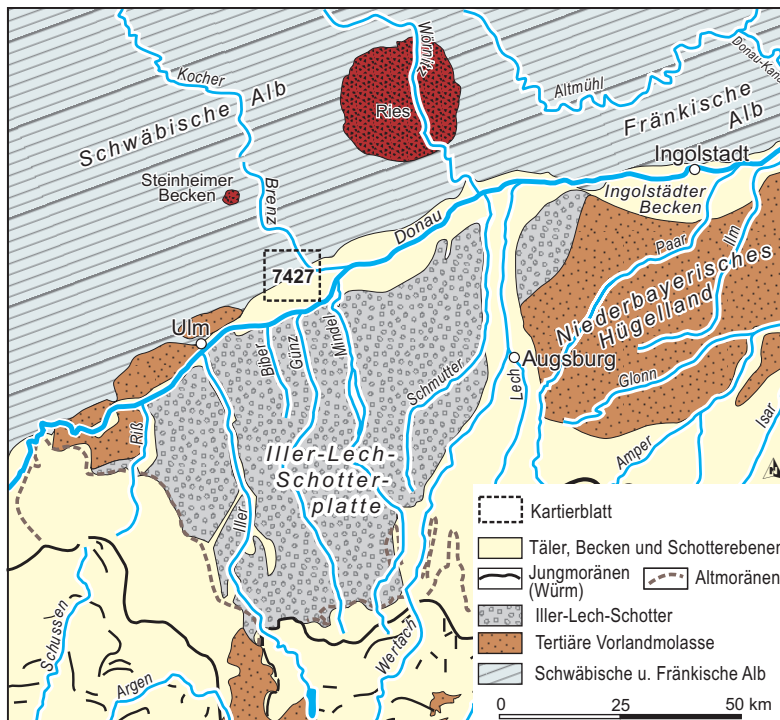


Abb. 1: Großräumliche Lage des Blattgebiets.

an der Basis der dort verbreiteten Hochterrassenkiese der Donau an (Beilage 1; u.a. ZWECKVERBAND LANDESWASSERSORGUNG 1987). In diesem Areal ist die Molasse fast vollständig erodiert (siehe auch SCHLOZ et al. 2011: 271). Erst nach Süden und Südosten folgt das Gebiet einer geschlossenen Molasseverbreitung. Deren Mächtigkeit nimmt nach Süden und Südosten deutlich zu. Sie erreicht am südlichen Blattrand ca. 2 km südlich von Riedhausen bereits Mächtigkeiten von über 90 m (BODENINFORMATIONSSYSTEM BIS des BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: Bohrung 7527BG015068), während unter den Hochterrassenkiesen nördlich von Riedhausen Jurakalksteine ohne oder mit nur geringmächtiger Molassebedeckung großflächig anstehen (Beilage 1, Beilage 2: Profil 7421/1; ZWECKVERBAND LANDESWASSERVERSORGUNG 1987).

Die im südlichen Drittel des Blattes gelegene schwäbisch-bayerische Donauniederung mit der naturräumlichen Haupteinheit „Donauried“ (GRAUL 1952) liegt bereits im Molassebecken des Alpenvorlands. Entgegen der Auffassung von GRAUL (1952) wird hier die lößbedeckte Sontheim–Dillinger Hochterrasse als eigene naturräumliche Haupteinheit aufgefasst, die sich in vielfältiger Weise von dem südlich angrenzenden Donauried unterscheidet. Damit hat das Blattgebiet von Nordwest nach Südost bzw. vom Albanstieg Richtung Donau Anteile an folgenden Naturräumen (Abb. 1):

1. an den von Löss und Lösslehmen bedeckten Ackerflächen der mittelpleistozänen Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die östlich des Bhf. von Rammingen einsetzt und sich nördlich der Donau über Sontheim, Dillingen und Höchstädt bis nach Donaumünster erstreckt (HOMILIUS et al. 1983; LEGER 1988; SCHÄFER 1995; BIBUS & STRAHL 2000);

Der markante Abfall der Albhochfläche zur südlich angrenzenden Donauniederung bildet zwischen beiden Großlandschaften eine klare morphologische Grenze. Allerdings stehen zwischen Niederstotzingen – Bachingen – Obermedlingen großflächig Malmkalksteine ohne oder mit nur geringmächtiger tertiärer Bedeckung noch in einer Entfernung von etwa 1 bis 1,5 km vom Albrand

2. an dem von kalkreichen Niedermooren und Anmoorgleyen geprägten jungquartären Donaured, das auch als „Langenauer Ried" oder als „Schwäbisch-Bayerisches Donaured" oder als „Schwäbisches Donaumoos“ oder auf bayerischer Seite als „Schwäbisch-Bayerisches Donaumoos" mit den Naturschutzgebieten Gundelfinger und Leipheimer Moos bezeichnet wird;
3. an der von ehemaligen Flussrinnen geprägten spätwürmzeitlichen und altholozänen Donauniederung sowie unterhalb von Bächingen an dem bis zu 1,1 km breiten spätwürmzeitlichen und holozänen Talboden der Brenz.

Das Brenztal trennt die Sontheimer von der Dillinger Hochterrasse, die beide zur gleichen Zeit gebildet wurden. Sie werden daher im Folgenden meist als Sontheim–Dillinger Hochterrasse zusammengefasst. Diese Hochterrasse erhebt sich im Blattgebiet etwa 5 bis 6 m über dem Langenauer Ried bzw. dem Gundelfinger Moos und über die Brenzniederung. Durch ihre intensive ackerbauliche Nutzung hebt sie sich deutlich von den überwiegend grünlandwirtschaftlich genutzten Gundelfinger Moos und der Brenzniederung ab (siehe auch Nutzungskartierung in BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: Karte 6). Als Böden dominieren hier fruchtbare Parabraunerden und unterschiedlich stark degradierte Schwarzerden (Tschernoseme). Im spätwürmzeitlichen und altholozänen Donaualboden mit seinen weit verbreiteten Nieder- und Anmooren, Rendzinen auf Almablagerungen und humosen Pararendzinen auf altholozänen Auensedimenten wechseln dagegen Wiesen und Feldern mit Hartholz-Auwäldern. Letztere sind vor allem im Bereich alter Donaumäander erhalten. Mit Annäherung an die Ortschaft Gundelfingen nimmt der Anbau von Sonderkulturen stark zu und die Äcker erstrecken sich weit ins Gundelfinger Moos hinein, zum Teil bis an den Hochterrassenrand.

Nur am nordöstlichen Blattrand reicht der bayerische Teil des Kartenblattes bei Obermedlingen bis auf die im Süden stark ackerbaulich genutzte, im Norden bewaldete Flächenalb. Im bayerischen Blattgebiet erreicht diese mittlere Höhenlagen von 475 bis 490 m ü. NN mit höchsten Erhebungen von über 500 m ü. NN im Bereich der Medlinger Hart. Deutlich tiefer liegt der im Süden und Südosten angrenzende Donaualboden. So besitzt die Sontheim–Dillinger Hochterrasse östlich des Bhf. Rammingen eine Höhenlage von ca. 452 m ü. NN und im Brenztal östlich von Bächingen eine Höhenlage von ca. 440 m ü. NN. Das Schwäbisch-Bayerische Donaumoos hat an der bayerischen Landesgrenze südwestlich von Riedhausen eine Höhenlage von ca. 445 m ü. NN, die talabwärts bis zum östlichen Blattrand auf 436 bis 437 m ü. NN abnimmt. In ähnlicher Höhenlage liegen dort auch die am südöstlichen Blattrand verbreiteten altholozänen Donauauen.

Nach GÖTLICH (1979) sind die klimatischen Verhältnisse als kühl-humid mit spezieller subkontinentaler Tönung zu bezeichnen. In Leelage zwischen den nie-

derschlagsreicheren Gebieten der Schwäbischen Alb nördlich und nordwestlich des Blattgebietes und der Iller-Lech-Platte südlich der Donau zählt die Donauniederung im Blattgebiet zu den niederschlagsärmeren Gebieten in Bayern (BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: 16). An der Klimastation Gundelfingen erreichten die Jahresniederschläge im 30jährigen Mittel 1961/90 nur 729 mm und im Zeitraum 1971/2000 lediglich 723 mm (DEUTSCHER WETTERDIENST via Internet 2015). Dabei überwiegen meist Sommerniederschläge. An der Station Niederstotzingen lagen nach GÖTLICH (1979: Abb. 4) die Jahresniederschläge zwischen 1951 bis 1974 im Mittel sogar bei nur 670 mm. Die Jahresdurchschnittstemperatur ist im Mittel mit 7,4°C (Station Niederstotzingen, GÖTLICH 1979) im Donautal wegen der niedrigeren Höhenlage etwas höher als in den umgebenden Mittelgebirgen. Der wärmste Monat ist in der Regel der Juli mit einem Monatsmittel zwischen 17 bis 18°C und der kälteste Monat ist der Januar mit einem Monatsmittel zwischen -1 bis -2°C (BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN e.V. (2000)). Insbesondere im Donauried treten im Oktober häufiger Nebeltage auf als in der Umgebung (GÖTLICH 1979; BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: 16).

Das Donautal ist vor allem seit den 1960er Jahren ein Gebiet intensiven Kiesabbaus (u.a. BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: 11f.). Ausgedehnte, inzwischen meist stillgelegte Kiesgrubenareale konzentrieren sich wegen günstiger Deckschichten-Kies-Verhältnisse und hervorragender Kiesqualitäten im Bereich der Niederterrassenflächen (Kap. 5: A 1).

Hydrogeologisch bedeutsam sind die zahlreichen unterirdischen Übertritte von gespanntem Grundwasser aus dem überdeckten tieferen Karstaquifer des Malms in den Kiesgrundwasserleiter der mittel- und jungpleistozänen Donautalfüllung. Vor allem im Bereich des Langenauer Rieds und Gundelfinger Moos werden die dort verbreiteten großflächigen Niedermoor- und Anmoorgebiete und ihre lokalen Almeinschaltungen stark von Zuflüssen aus dem unterirdischen Karstaquifer gespeist (u.a. SCHLOZ et al. 2011; GÖTLICH 1979). Der Austausch von Grundwasser zwischen den Kiesaquiferen Sontheim–Dillinger Hochterrasse und Langenauer Ried bzw. Gundelfinger Moos ist nach SCHLOZ et al. (2011: 280; ders. 1979: Abb. 3; HOMILIUS et al. 1983: Geoelektrische Profilschnitte 1 bis 3) entlang der Terrassenkante stark eingeschränkt, teils auch vollständig unterbrochen. Daher gehen SCHLOZ et al. (2011) davon aus, dass das Grundwasser im Bereich der Sontheimer Hochterrasse vor allem in ENE-Richtung zum Brenztal und im Donauried nach Südosten zur Donau fließt (siehe auch BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN 1993: Karte 4).

Seit 1917 wird das Grundwasser im württembergischen Donauried sowohl aus der Hochterrasse als auch aus der angrenzenden Donauniederung für die Trinkwasserversorgung genutzt. Zur Geschichte der Grundwassernutzung sei auf ZWECKVERBAND

LANDESWASSERVERSORGUNG (1987) sowie FLINSPACH et al. (1997) verwiesen. Derzeit existieren auf württembergischem Gebiet sechs Brunnengalerien mit insgesamt 219 Brunnen (SCHNECK 2006), die zu sechs Fassungen zusammengefasst sind. Für den heutigen Wasserhaushalt im Gundelfinger Moos sind nach BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN (1993: 23) - neben den Brunnengalerien - die Entwässerungsgräben von entscheidender Bedeutung, da sie zum Teil bis in den grundwasserführenden Kies eingetieft sind.

2. Erdgeschichte und Forschungsstand seit dem Tertiär

Die oberflächennahen geologischen 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

Während des Eozäns und Unteroligozäns, also zur Zeit der Unteren Meeres- (UMM) und Unteren Brackwassermolasse (UBM), lag das Blattgebiet noch außerhalb des Molassebeckens (Tab. 1). 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 Unteren Süßwassermolasse (USM), die als Ehinger und Ulmer Schichten bezeichnet werden (DOPPLER 1989; DOPPLER et al. 2005). Heute noch bedecken im Blattgebiet auf baden-württembergischer Seite Süßwasserkalke und feinklastische Sedimente der USM mit Mächtigkeiten von 5 bis 30 m größere Areale der südlichen Flächenalb (u.a. MOOS 1925; TEMMLER 1962; GALL 1971; GEYER 1997; TEMMLER et al. 2003). Ablagerungen der USM bilden auch das Liegende der Molassefüllung im Bereich des Donautals, wo sie von jüngeren Schichtfolgen der Oberen Brackwassermolasse (OBM, Grimmelfinger und Kirchberger Schichten), weiter talabwärts auf den Nachbarblättern 7428 Dillingen West und 7429 Dillingen Ost auch von fluviatilen und limnischen Sanden, Schluffen, Mergeln und Tonen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) überlagert werden.

Tab. 1: Schematische Übersicht der tertiären Gesteinsschichten im Blattgebiet.

Alter (Mio. a)	Epochen	Stufen	Lithostratigraphie der Vorlandmolasse in Bayerisch Schwaben	Bemerkungen Blattgebiet
5,3	Pliozän	Pont	<p>Entstehung der Donau Hebung und nach Osten gerichtete Entwässerung</p>	<p>Im Blattgebiet nicht überliefert.</p>
7,3				
11,6	Oligozän	Pannon	<p>Obere Serie</p>	<p>Im Blattgebiet weitgehend erodiert.</p>
14,8		Sarmat		
16		Baden		
17,3	Untermiozän	Karpat	<p>Geröllsandserie Brockhorizont</p>	<p>Donautal: Graupensandfluss.</p> <p>Meerestransgression auf die Schwäbische Alb bis zur Klifflinie; dort Ablagerung von 5 bis 30 m tonigen, teils sandigen Meeresablagerungen.</p>
16		Ottmang	<p>Fluviatile Untere Serie Limnische Untere Serie Kirchberger Schichten Grimmelfinger Sch.</p>	
20,4		Eggenburg	<p>weitgehend erodiert</p>	
	Eger		<p>Ulmer Schichten Ehinger Schichten</p>	<p>Quellen: DOPPLER (2011; ders. 1989), AZIZ et al. (2010), BUCHNER et al. (2013), ROCHOLL et al. (2012).</p>

Im Untermiozän (unteres Oligozän), zur Zeit der Oberen Meeresmolasse (OMM, Tab. 1), transgredierte das Molassemeer weit nach Norden über die Donau hinaus bis auf die südliche Schwäbische Alb. Es hinterließ dort tonige, teils auch sandige Meeresablagerungen. Auf Blatt Sontheim erreichen sie auf württembergischem Gebiet Mächtigkeiten von max. 40 m. Großflächig sind sie nördlich von Bissingen, zwischen Stetten und Sontheim sowie nordöstlich von Rammingen verbreitet (GEYER 1997; TEMMLER 1962). Das OMM-See reichte bis zur sog. „Klifflinie“. Sie durchzieht die südliche Schwäbische Alb zum Teil als manchmal

markante, 20 bis 60 m hohe und 200 km lange Geländestufe (u.a. DONGUS 1970; ders. 1974; ders. 1977; GLASER 1964; CORREA & ROSENDAHL 2011). Nordwestlich des Blattgebietes erstreckt sie sich etwa 3 km nördlich von Giengen a.d. Brenz. Sie markiert die Grenze zwischen Flächenalb im Süden und Kuppenalb im Norden (u.a. DONGUS 1974; ders. 1977). Mit dem nachfolgenden Meeresrückzug im oberen Untermiozän (Oligozän) verlandete das Molassebecken im Blattgebiet. Am Südrand der Alb bzw. am Nordrand des Molassebeckens bildete sich eine langgestreckte Schwemmlandebene mit einer nach Südwesten gerichteten Entwässerung und mit Brackwasserbedingungen im Übergangsbereich zu dem nach Südwesten und Südosten zurückweichenden Molassemeer. Der Nordrand dieser Flussniederung verläuft nach HOMILIUS et al. (1983) in der Nähe des nördlichen Donautalrandes, die Südgrenze mehrere Kilometer südlich des Donautals. Im Bereich dieser untermiozänen Flussniederung wurde die OMM vollständig und partiell auch die USM im Donautal zwischen Iller und Lech erodiert (DOPPLER 1989: Abb. 5). Nachfolgend wurde dort die bis zu 20 m mächtigen Sande, Schluffe und teilweise Fein- bis Mittelkiese (= „Graupen“, daher „Graupensande“) 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 von Westen in das Molassebecken hineingreifenden Meerestransgression zur Ablagerung der brackischen Kirchberger Schichten. Sie belegen einen mehrfachen Wechsel brackischer, fluvialer und limnischer Ablagerungsmilieus in einer Schwemmlandebene nahe dem Meeresspiegel. Im Blattgebiet bilden nach SCHLOZ (1979: Abb. 2; ders. 1988: 443) tonige und schluffig-feinsandige Kirchberger Schichten der Brackwassermolasse (BM) das Liegende des Donauquartärs im südlichen Bereich der Sontheimer Hochterrasse und im angrenzenden Donauried. Darunter lagern einige Meter mächtige Sande und Feinkiese der Grimmelfinger Schichten und mehrere Zehner von Metern mächtige Ton-, Mergel- und Kalksteine der USM. Nach KIDERLEN (1931: 267ff.; siehe auch Moos 1925: 228f. und geologische Karte) stehen Grimmelfinger und Kirchberger Schichten nördlich der Donau im Donauried bei Niederstotzingen und weiter talabwärts im Stadtgebiet von Gundelfingen und Dillingen an. Südlich des Kartenblatts bei Günzburg liegen die dort nur etwa 10 m mächtigen Kirchberger Schichten nach DOPPLER (1989: Abb. 2) in ca. 435 bis 445 m ü. NN.

Im späten Untermiozän, Oberes Ottnangium 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 (Pannonium) hinein zur Ablagerung der fluviatilen, teilweise auch limnischen Sedimente der OSM. Im Blattgebiet sind auf der Schwäbischen Alb bereichsweise wenige Meter mächtige Ablagerungen der OSM erhalten (GALL 1971; WEINIG 1980: 14; SCHLOZ et al. 2011: 271; REIF & SIMON 1990, GEYER 1997). Durch die Ablagerungen der OSM kam es erneut zu einer Plombierung der altertertiären Karsthydrographie und vermutlich auch zu einer weiteren Einebnung des ursprünglichen Karstreliefs. In den Grundzügen dürfte bereits die im zentralen und nördlichen Blattgebiet verbreitete, bereichsweise heute noch von Molassesedimenten bedeckte Flächenalb entstanden sein.

Letztendlich entstand das gegenwärtige Relief aber erst ab dem späten Obermiozän (Pontium) nach Ablagerung der OSM (Tab. 1). Die einsetzende Landhebung und Kippung der Gesteinsschichten nach Südosten führten zur Entstehung der heutigen Donau und des ihr tributären Entwässerungsnetzes. Deren Einzugsgebiet umfasste im Westen das heute rheintributäre Einzugsgebiet der Aare sowie den Oberlauf 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, VILLINGER 2003; STRASSER et al. 2011). Damit hatte die Donau ihr größtes Einzugsgebiet erreicht, was nachfolgend durch die Ausdehnung des rhei-

nischen Einzugsgebietes sukzessive verkleinert wurde (u.a. VILLINGER 1998; VILLINGER 2003; TILLMANN 1984). Für das Blattgebiet relevante Verluste waren vor allem die Anzapfung der Aare im mittleren bis jüngsten Pliozän und des Alpenrheins im Ältestpleistozän bis frühen Altpleistozän (VILLINGER 1998; VILLINGER 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), REIF & SIMON (1990), STRASSER (2009) sowie STRASSER et al. (2011) und dort zitierter Literatur verwiesen. Einen Einblick in die tertiäre Boden- und Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Ostalb gibt KALLIS (2001). Zur früh- bis mittelmiozänen Klimaentwicklung, rekonstruiert mittels verkieserter 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 aus dem Blattgebiet 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 mittelpliozäne Ablagerungen der Donau an. Leider fehlt eine genaue Beschreibung der Schotter (Brenz- oder Donauschotter). Zudem ist die genaue Lage der Fundlokalität unsicher (siehe auch TEMMLER 1962: 62), so dass diese Fundnachricht für flussgeschichtliche Interpretationen wertlos ist. Vermeintlich pliozäne Donauschotter auf dem nordöstlichen Nachbarblatt 7328 Wittislingen (HÜTTNER 1961: 90f.; GALL 1969: 77f.) sind nach GALL (1971: 85f.) als wesentlich jünger einzuordnen. Damit sind meines Wissens Vorkommen pliozäner 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 Lonetal-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 spätestens seit dem jüngeren Mittelpleistozän (Riß) auch noch in den nordwestlichen bzw. nördlichen Arealen der Sontheim–Dillinger Hochterrasse (Beilage 1) großflächig abgetragen. Dort sind heute nur noch kleinräumig geringmächtige Molasseablagerungen erhalten (u.a. ZWECKVERBAND LANDESWASSERVERSORGUNG 1987), so dass in größeren Arealen sandige Donaukiese unmittelbar auf Malmkalksteinen liegen, 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 Quartärs, das Pleistozän, begann vor ca. 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 (Glazialen) kam es wiederholt zu ausgedehnten Vorlandvergletscherungen am Alpenrand, deren kräftige Schmelzwasserströme unter anderem über Riss, Iller, Günz und Mindel dem hier betrachteten Schwäbisch-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 ansonsten wasserdurchlässigen Oberfläche der Sontheim–Dillinger Hochterrasse nicht mehr versickern. Die Abflussrinnen dieser Wässer durchziehen heute als abflusslose Dellentälchen 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. Entlang des Hangfußes am Albanstieg, wie bei Obermedlingen, sammelten sich mächtige Hangfußsedimente vor allem in Form von 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 bildeten sich ausgedehnte kaltzeitliche Flussterrassenkörper mit ausgeprägter Horizontal- und Trogschichtung der Flussbettsedimente. Der Hangendschotter der Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die beiden Niederterrassen der Donau, aber auch der breite Talboden der Brenz entstanden auf diese Weise.

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

Dagegen herrschte in den zwischengeschalteten Warmzeiten (Interglazialen), 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 fluvialen und glazialen Ablagerungen.

2.2.1 Quartäre Donautalgeschichte

Große Areale des Blattgebietes, beinahe der gesamte bayerische Anteil, 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. Zudem 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; ders. 1971) postuliert, von Günzburg aus in einem weiten, bis zu 12 km südlich des heutigen Sontheim–Dillinger Donautals Richtung Wörleschwang ausgreifenden Bogen (Abb. 2). Dieses alte Donautal wurde von VILLINGER (1998; ders. 2003: 227ff.) daher als „Wörleschwanger Urdonaulauf“ bezeichnet.

Spätestens nach Ablagerung dieser malmkalkführenden Urdonauschotter in der südlichen Zusamplate folgte die Donau dem heutigen Sontheim–Dillinger Donautal. Das belegen Donauablagerungen im Niveau des Höheren Älteren Deckenschotter (Donau-Komplex, Tab. 2). Sie sind im Blattgebiet zum Beispiel auf baden-württembergischem Gebiet 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 erhalten sind (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Nachfolgend hat sich die Donau und ihre Nebenflüsse als Folge einer weiteren Heraushebung des Gebietes sukzessive

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		BRUNHES	Holozän		holozäne Mäanderterrassen H1 bis H7b	
30	2			Jungpleistozän	Wülm	Post-glazialterrassen	NT 3 NT 2 NT 1 Niederterrassen
70	3 4				Milch- Hochwülm	Spät- Hochwülm	Übergangsterrasse (ÜT)
115 130	5a 5d 5e				Unter- Früh- Mittelwülm	Übergangsterrassenschotter	
	6			Mittelpleistozän	Riß	Hochterrassenschotter	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		
	12				Mindel	Jüngere Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter Mindeltal bei Offingen: Basis ca. 21 m ü. Donautal ²⁾
780	19			Altpleistozän	Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter	F u n d l i ü c k e
						Uhlenberg-Schieferkohle	
	20			Lower (Early) Pleistocene	Donau	Höhere Ältere Deckenschotter	Donauschotter am Südrand der Flächenalb Basis ca. 45 bis 48 m ü. Donautal ³⁾ (Höhere Ältere Deckenschotter)
	103		Biber		Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter	„Wörleschwanger Urdonaulauf“ ¹⁾ (Weißjura-Fazies) ²⁾ Donau südlich des heutigen Donautals Basis ca. 65 bis 80 m ü. Donautal ¹⁾	
2600	104		QUATERNARY Pleistocene TERTIARY Pliozän				

bis auf das heutige Talniveau eingetieft und dabei ältere Donauablagerungen mehr oder minder stark ausgeräumt. Daher sind letztere nur lückenhaft oder gar nicht mehr erhalten.

So fehlen im Blattgebiet alt- und mittelpleistozäne Donauablagerungen, die älter als die Riß-Kaltzeitengruppe und jünger als die Höheren Älteren Deckenschotter sind (Tab. 2).

Auch die hier erhaltene rißzeitliche Sontheim-Dillinger Hochterrasse (Abb. 3) sowie die beiden wärmzeitlichen Niederterrassen dokumentieren die Talgeschichte der Donau seit Beginn des Riß-Kaltzeitenkomplex nur unvollständig. In

anderen Talabschnitten der Donau sind aus diesem Zeitabschnitt bis zu drei Hochterrassen und fünf wärmzeitliche Terrassen (zwei früh- bis mittelwärmzeitliche Übergangsterrassen, drei wärmhoch- und wärmspätglaziale Niederterrassen) erhalten (u.a. SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN et al. 2010; DOPPLER et al. 2011; LEGER 1988, HOMILIUS et al. 1983; BIBUS & STRAHL 2000).

Schon wenige Kilometer talabwärts auf dem östlich anschließenden Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) sind bis zu drei Niederterrassen und eine Übergangsterrasse verbreitet. Noch weiter talabwärts bei Blindheim ist eine weitere lößbedeckte Hochterrasse erhalten (Abb. 3), die

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

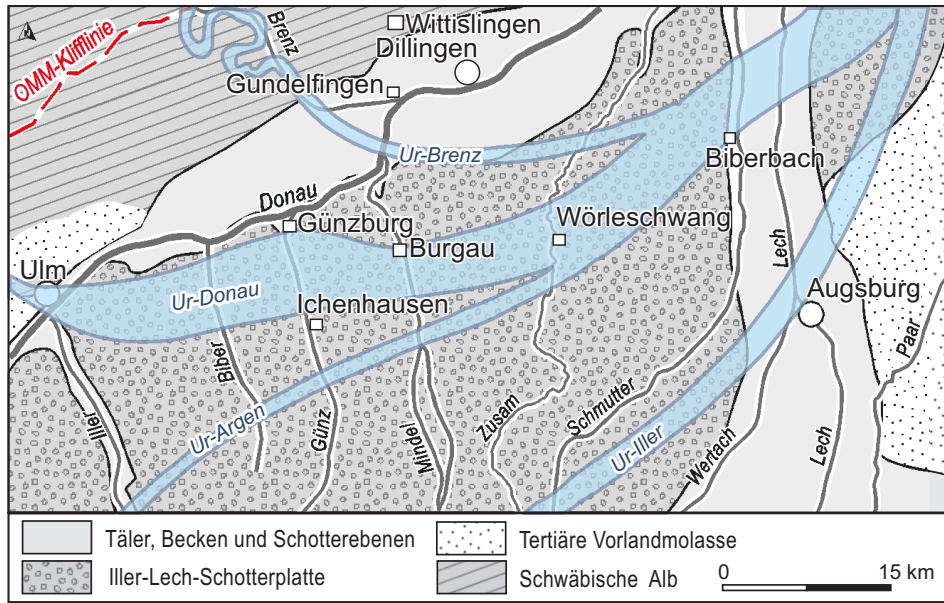


Abb. 2: Verlauf des „Würleschwanger Urdonaulaufs“ in der Zusamplatte nach VILLINGER (1998: Abb. 4) stark verändert und ergänzt.

Gremshcim-Blindheimer Hochterrasse (u.a. LEGER 1988; HOMILIUS et al. 1983; JUNG & HAGMEIER 2013) oder nach BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997; STRAHL 1997) 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 Dillinger Hochterrasse.

Sie ist daher kein Erosionsniveau, wie von HOMILIUS et al. (1983) angenommen, sondern eine selbstständige, nach BIBUS & STRAHL (2000: 217) junggrißzeitliche Akkumulationsterrasse. Sie ist jünger als die lößbedeckte Sontheim–Dillinger Hochterrasse, die im Blattgebiet und noch weiter talabwärts bis über Höchstädt hinaus (Abb. 3) die landschaftsbestimmende Terrassenflur oberhalb der Donauniederung ist.

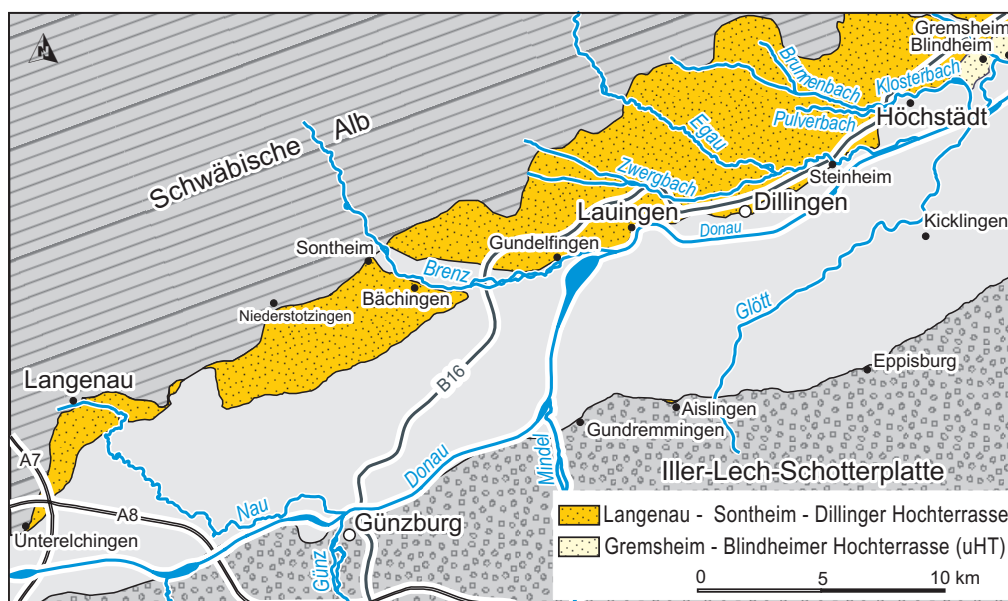


Abb. 3: Verbreitung der Hochterrassen im Donautal zwischen Untertelchingen und Blindheim.

In der Würm-Kaltzeit entstanden im Blattgebiet die im Donautal erhaltenen beiden Niederterrassen NT1 und NT3. Deren sandig-kiesige Flussbettsedimente wurden wahrscheinlich in einem stark verwilderten Donaulauf, einem sog. „*braided river*“, abgelagert.

2.2.2 Weitere quartäre Bildungen

Unter anderem durch Auswehung von Feinmaterial aus dem breiten Donauebett entstand die auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse flächenhaft ausgebreitete Würmlößdecke. Vor allem im Spätwürm wurde der breite Talboden der Brenz letztmalig in gesamter Breite überformt. 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). Es schließt damit nicht nur die Jüngere Dryas, das Allerød, die Ältere Dryas und das Bølling mit ein, sondern auch anders als international üblich noch die Älteste Dryas (ka = 1.000 Jahre vor 1950 = cal BP).

Im Zuge der würmspätglazialen Klimaerwärmung vor allem ab dem Bølling-Interstadial bildeten sich erste Niedermoore auf den bereits ausgebildeten NT3-Flächen der Donau und kleinräumig auch im nördlichen Talboden der Brenz. Die Bildung von Niedermoortorfen, Anmooren und Almschichten prägen dann aber vor allem die holozäne Erdgeschichte im Blattgebiet. Am südöstlichen Blattrand hat das Kartenblatt auch noch geringe Anteile an der holozänen Donauaue und ihren Mäanderterrassen.

3. Schichtenfolge

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

3.1 Quartär

Die ältesten bisher bekannten quartären Donauablagerungen erstrecken sich im baden-württembergischen Teil des Blattgebietes. Nach TEMMLER (1962: 61; siehe auch TEMMLER et al. 2003) bilden sie nordwestlich von Sontheim eine dünne Schotterstreu über USM in 460 bis 488 m ü. NN. Die Donauschotter in 488 m ü. NN (ca. 48 m über Donautalboden) liegen in einer ähnlichen Höhenlage wie die Basis des altpleistozänen, donauzeitlichen Höheren Älteren Deckenschotter (DOPPLER et al. 2011: Tab. 3) in der Zusamplatte südlich der Donau und östlich des Mindeltals bei Gundremmingen.

Dieser entspricht dem Älteren Deckenschotter von STREIT et al. (1975) und dem donauzeitlichen Unteren Deckschotter von LÖSCHER (1976). Seine Kiesbasis liegt öst-

lich der Mindelmündung in 482 bis 485 m ü. NN (49 bis 52 m über Donautalboden), wobei die Kiesoberkante bis max. 488 bis 490 m ü. NN reicht (BODENINFORMATIONSSYSTEM DES BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: u.a. Bohrungen 7528 BG015395, Dill 2389 und Dill 2390).

Ein altpleistozänes Alter haben wahrscheinlich auch die talabwärts 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.) sowie 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 südöstlichen 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).

Die quartären Ablagerungen und Formen im bayerischen Anteil am Blattgebiet werden allerdings von mittel- und jungquartären Flussablagerungen der Donau und der Brenz inklusive ihrer Deckschichten und Oberflächenformen dominiert. Sie allein nehmen über drei Viertel des bayerischen Anteils am Blattgebiet ein. Dabei sind im Blattgebiet großflächig nur jüngere mittel- und jungpleistozäne Donauablagerungen erhalten (Abb. 4, Beilage 1). So erstreckt sich entlang des Albfalls vom Bhf. Rammingen über Sontheim bis östlich des Brenztales als rißzeitliche Bildung die Sontheim–Dillinger Hochterrasse. Nach Südosten folgen im angrenzenden Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos zwei würmzeitliche Niederterrassen, die würmhochglaziale NT1 und die im Spätwürm aufgeschotterte NT3. Am südöstlichen Blattrand reicht das Kartenblatt noch in die mäandergeformten altholozänen Donauauen hinein. Dort sind über den südöstlichen Blattrand hinaus größere Areale der ältesten holozänen Mäanderterrasse der Donau, die H1-Terrasse, erhalten.

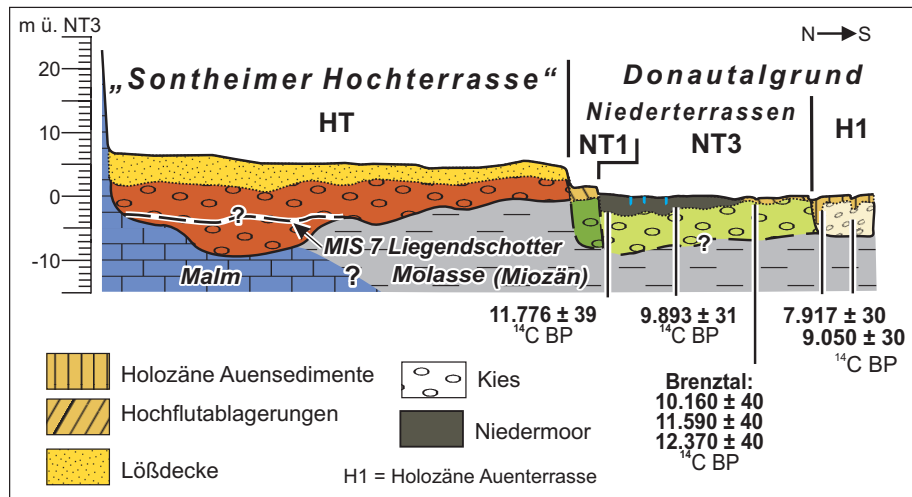


Abb. 4: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.

3.1.1 Pleistozän

3.1.1.1 Sontheimer und Dillinger Hochterrasse (HT)

Mittelpleistozän (international: Mittelpleistozän), Riß

Die nördlich der Donau erhaltenen Hochterrassenareale zwischen Unterelchingen und Donaumünster (Abb. 3) sind schon mehrfach von verschiedenen Autoren bearbeitet und zum Teil unterschiedlich stratigraphisch gegliedert und altersmäßig eingestuft worden (Tab. 3; ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). 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), STRAHL (1997) und BIBUS & STRAHL (1997; dies. 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 zwischen Gremheim und Blindheim erhaltene und am niedrigsten im Tal gelegene Hochterrassenareal in nur 6 m Höhe über den holozänen Donauauen die jüngste Hochterrasse in diesem Donautalabschnitt ist. Während HOMILIUS et al. (1983) sie lediglich als tieferes Erosionsniveau der Dillinger Hochterrasse deuteten, wurde sie von LEGER (1988) und von BIBUS & STRAHL (2000; dies. 1997; STRAHL 1997) als eigenständige 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. Landschaftsbestimmend ist hier die höher gelegene Sontheim–Dillinger Hochterrasse, eine mittlere Hochterrasse (mHT)

Tab. 3: Bisherige Gliederung und Alterseinstufung der Hochterrassen im Donautal zwischen Langenau und Blindheim (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) ungliedert 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) Hangendschotter (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) Hangendschotter, kaltzeitlich (2. Kaltzeit) zum Teil mit Liegendschotter, warmzeitlich (MIS 7)			oHT (?) Zgl. Gundelfingen Süd (<i>sensu</i> LEGER 1988)

nach BIBUS & STRAHL (2000) (siehe auch SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Es existieren keine Befunde, die eine Untergliederung dieser ausgedehnten Hochterrassenflur in eine jüngere Sontheimer bzw. Langenau-Bächinger Hochterrasse und eine ältere Dillinger Hochterrasse stützen, wie sie von SCHAEFER (2001: 251) angenommen wurde.

Die Sontheim-Dillinger Hochterrasse nimmt etwa ein Viertel der Gesamtfläche des bayerischen Anteils am Kartenblatt ein. Es ist davon auszugehen, dass ihr fluvialer Kieskörper in einigen Hochterrassenarealen mit hohen Kiesmächtigkeiten bzw. ungewöhnlich tiefliegender Quartärbasis aus einer Stapelung von warmzeitlichem Liegend- und kaltzeitlichem Hangendschotter besteht (siehe auch SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Verbreitung: Die Sontheim-Dillinger Hochterrasse setzt im Blattgebiet auf württembergischer Seite östlich des Bhf. Rammingen in ca. 452 m ü. NN ein und erstreckt sich entlang des Albanstiegs als teilweise über 3 km breite lößbedeckte Hochterrassenflur über Sontheim und Bächingen bis an den östlichen Blattrand östlich von Obermedlingen. Dort besitzt sie eine Höhenlage von 440 bis 441 m ü. NN. Bei Sontheim und Bächingen unterteilt der etwa 5 bis 6 m tiefer liegende jungquartäre Talboden der Brenz diese ebene, von wenigen Dellentälchen gegliederte Hochterrassenflur in zwei Teile: die Sontheimer Hochterrasse südwestlich und die Dillinger Hochterrasse östlich des Brenztales (Beilage 1).

Eine markante Geländestufe trennt die Hochterrasse auch von der südlich angrenzenden jungquartären Donauniederung, dem Donauried im engeren Sinne. Im Raum Riedhausen, wo Hochterrasse und würmhochglaziale Niederterrasse 1 (NT1) aneinandergrenzen, besitzt die Stufe meist eine Höhe von etwa 4 m. Weiter talabwärts, wo die Hochterrasse an die tiefer gelegene würmspätglaziale Niederterrasse 3 (NT3) angrenzt, beträgt die Stufenhöhe bis zu 6 m.

Die Oberfläche der Sontheim–Dillinger-Hochterrasse hat zwischen Riedhausen und dem östlichem Blattrand südlich von Obermedlingen ein Gefälle von etwa 1‰. Ein ähnliches Gefälle haben auch die höchsten Oberkanten (Beilage 3) der unter meist 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten begrabenen Hochterrassenkiese. Die Höhenlage der Quartärbasis folgt talabwärts ebenfalls dieser Abdachung, sofern man nur die höchsten Basiswerte betrachtet. Bei Riedhausen liegen diese in einer Tiefe von etwa 441 bis 444 m ü. NN, südwestlich von Bächingen in einer Tiefe von ca. 437 bis 439 m ü. NN und südlich von Obermedlingen in einer Tiefe von ca. 433 bis 434 m ü. NN (Beilage 4). Sie befindet sich damit im gesamten Blattgebiet im oder maximal wenige Meter unter dem Oberflächenniveau der angrenzenden Donau- bzw. Brenzniederung. Erst unterhalb von Gundelfingen (7428 Dillingen West), wo die Dillinger Hochterrasse unmittelbar an die tiefer liegende jungholozäne Donauaue grenzt, liegen die Quartärbasiswerte am Stufenrand meist 1 bis 3 m oberhalb der Aue in etwa im Niveau der südlich der Donau erhaltenen Niederterrassen. Dort streichen häufig Molassesedimente im unteren Drittel des Hochterrassenhangs aus (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Mächtigkeit und Lagerung: Wie unter anderem SCHLOZ (1979) und HOMILIUS et al. (1983: Profile 1 bis 3) feststellten, besitzt die Quartärbasis im Bereich der Sontheimer Hochterrasse ein ausgeprägtes welliges Relief mit mehreren Metern tiefen Rinnen (Beilage 4). Eine solche Rinne erstreckt sich auf baden-württembergischem Gebiet im Bereich der talrandnahen Hochterrassenareale bei Niederstotzingen und verläuft von dort Richtung Sontheim und Bächingen (Beilage 2: Profil 7427/1). Westlich von Sontheim und Bächingen spaltet sich die Rinne auf. Ein breiter Arm scheint südwestlich vom Seehof Richtung bayerischer Landesgrenze zu ziehen. Der markanteste Seitenarm der Rinne zieht aber über Sontheim ins Brenztal. Er ist damit eine ehemalige Abflussrinne der Brenz. Dort, wo diese HT-Tiefenrinne das Brenztal erreicht, liegen die Quartärbasen von HT-Tiefenrinne und Brenztal etwa in gleicher Tiefe bei ca. 432 bis 437 m ü. NN. Erst weiter talabwärts unterhalb von Bächingen liegt die Quartärbasis des Brenztals dann mehrere Meter tiefer im Quartärbasisniveau der jungquartären Donauniederung (Beilage 2: Profil 7427/2).

Genese und Alter dieser Rinnen sind unbekannt. Sie und ihre sandige Kiesfüllung sind mit hoher Wahrscheinlichkeit älter als die breite hochkaltzeitliche Aufschotte-

rung der hangenden Donauablagerungen und könnten zeitlich dem aus dem Raum Höchstädt unter den kaltzeitlichen Hochterrassenkiesen erhaltenen warmzeitlichen, wahrscheinlich vorletztinterglazialen Sockelschotter (LEGER 1988; BIBUS & STRAHL 2000; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) entsprechen.

In den oben beschriebenen Rinnen erreichen die Hochterrassenkiese ihre größten Mächtigkeiten von etwa 7 bis 11 m. Außerhalb der Rinnen und damit vor allem im bayerischen Teil der Hochterrassenareale betragen die Kiesmächtigkeiten im Mittel lediglich 2,5 bis 4,5 m. Insofern ist anzunehmen, dass die Hochterrassenkiese dort, wo deutlich höhere Kiesmächtigkeiten auftreten, von älteren Donau- bzw. Brenzablagerungen unterlagert werden (s.o.). Weiter talabwärts gibt es im Bereich der Dillinger Hochterrasse aus Kiesgrubenarealen bei Höchstädt ebenfalls Hinweise für eine Stapelung von mindestens zwei unterschiedlich alten Donauschottern (BIBUS & STRAHL 2000; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Lithologie: Die Sontheim–Dillinger Hochterrasse ist im Mittel von 2 bis 4 m mächtigen Lößdeckschichten bedeckt, an deren Oberfläche im bayerischen Teil des Blattgebietes holozäne Parabraunerden verbreitet sind. Auf württembergischen Gebiet nordwestlich von Riedhausen beschreiben THATER & STAHR (1991) das Auftreten von schwach kalkhaltigen Parabraunerde-Tschernosemen (siehe auch STASCH 1996: Abb. 15). In tiefer eingeschnittenen Dellentälchen existieren in der Umgebung von Riedhausen wegen des ehemals hochstehenden Grundwasserspiegels schwarze anmoorige Böden.

Informationen über Schichtungsbild und Korngrößenzusammensetzung der Hochterrassenkiese liegen mangels Aufschlüssen nicht vor. Es ist anzunehmen, dass es sich bei den Kiesen und Sanden petrographisch, ähnlich wie bei den angrenzenden Niederterrassenkiesen, vorherrschend um alpine Karbonate, alpine Kristalline, Quarze, Hornsteine, Radiolarite und Quarzite sowie vereinzelte Schwarzwald-Gerölle handelt. Zum Albrand und zum Brenztal hin können höhere Anteile von Weißjura- und Tertiärgeröllen auftreten (u.a. SCHLOZ et al. 2011; WEIDENBACH 1951).

Fazies: fluvial, kaltzeitlich. In tieferen Rinnen wahrscheinlich fluviatil warmzeitlicher Sockelschotter der Donau und im Raum Sontheim vermutlich Einmündung eines begrabenen Rinnenschotter der Brenz.

Alter und Fossilführung: Die Sontheim–Dillinger Hochterrasse ist die im Blattgebiet und noch weiter talabwärts bis Höchstädt am weitesten verbreitete Hochterrasse. Der hangende kaltzeitliche Kieskörper wurde weiter donauabwärts im Raum Höchstädt pedostratigraphisch von LEGER (1988) in die vorletzte Kaltzeit und unterhalb von Höchstädt von BIBUS & STRAHL (2000) in die drittletzte Kaltzeit gestellt. Warmzeitliche Molluskenschalen aus Lehmschollen und einer Sandlage mitten aus ihrem Schotter-

körper in Kiesgruben bei Höchstädt (LEGER 1988; BIBUS & STRAHL 2000; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) deuten auf eine Stapelung von liegendem warmzeitlichem und hangendem kaltzeitlichen Donaukiesen hin. Der Liegendschotter wurde von BIBUS & STRAHL (2000) allerdings nochmals unterteilt in einen basalen kaltzeitlichen Donauschotter der viertletzten Kaltzeit und darauf liegende warmzeitliche Donauablagerungen. Belege für eine Unterlagerung des warmzeitlichen durch einen weiteren kaltzeitlichen Donaukies liegen jedoch nicht vor.

Elektronen-Spin-Resonanz (ESR)-Datierungen an Schneckenschalen aus zwei sandigen Lehmschollen ergaben für den Liegendschotter ein vorletztinterglaziales Alter. Der Hangendschotter wurde daher in der vorletzten Kaltzeit (Riß) abgelagert (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Aufschlüsse: keine.

3.1.1.2 Niederterrasse 1 (NT1)

Jungpleistozän (international Oberpleistozän), Hochwürm

Im Blattgebiet sind im südlich der Sontheimer Hochterrasse gelegenen Schwäbisch-Bayerischen Donaumoos zwei würmzeitliche Niederterrassen erhalten, die würmhochglaziale Niederterrasse 1 (NT1) und die im Spätwürm abgelagerten Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3).

Dabei erstrecken sich hochwürmzeitliche Flussschotter der NT1 als eine schmale, wenn auch nicht durchgehende Terrassenleiste entlang des Hochterrassenabfalls von der Bayerischen Landesgrenze bis zum östlichen Blattrand. Ihre größte Ausdehnung besitzen NT1-Terrassenflächen im Raum Riedhausen, wo sie an der bayerischen Landesgrenze eine Breite von fast 600 m besitzen. Östlich von Riedhausen ist sie bis zum östlichen Blattrand zunehmend nur noch als schmale, wenige Zehner von Metern breite Terrassenleiste erhalten, die bereichsweise von der Erosion der NT3 auch vollständig ausgeräumt ist.

An der bayerischen Landesgrenze westlich von Riedhausen besitzt die NT1 eine Höhenlage von etwa 447 m ü. NN und dacht mit einem Oberflächengefälle von knapp 1,4‰ bis zum östlichen Blattrand auf ca. 436 m ü. NN ab. Insgesamt hat die NT1 nur einen Flächenanteil von etwas 2% am bayerischen Anteil des Kartenblattes.

Die Oberfläche der NT1 liegt meist 1 bis 2 m über der südlich angrenzenden und in großen Arealen von mehreren Metern mächtigen Niedermooren bedeckten Oberfläche der spätwürmzeitlichen NT3 (Bild 1). Eine markante, vorwiegend 4 m hohe Geländestufe trennt sie von der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Mächtigkeit des Kieskörpers und Tiefenlage der Kiesbasis sind mangels Aufschlüsse und entsprechend tief reichender



Bild 1: Niederterrassen westlich von Riedhausen - links hochwürmzeitliche NT1, rechts spätwürmzeitliche NT3.

Bohrungen weitgehend unbekannt. Nach HOMILIUS et al. (1983: Profile 1 bis 3), HARTEL et al. (1952: diverse Profile) sowie eigenen Sondierungen liegt die Oberkante der sandigen und kiesigen Niederterrassenkiese in ähnlicher Höhenlage oder nur wenige Dezimeter höher als im Bereich der südlich angrenzenden spätglazialen Niederterrassenflur der NT3 (Beilage 3; Beilage 2: Profil 7427/1).

Zwischen Riedhausen und Schwarzenwang sowie südlich vom Seehof liegen die Kiesoberkanten der NT1 und NT3 im Niveau oder tiefer als die Kiesbasis der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse (Beilage 2). Daher traten dort früher am Hochterrassenhang mehrere, durch Grundwasserabsenkung inzwischen weitgehend versiegte Schichtquellen aus.

Die im bayerischen Blattgebiet Molassesedimenten aufliegende Kiesbasis der NT1 besitzt wahrscheinlich eine ähnliche Tiefenlage wie die Kiesbasis im Bereich der NT3 (Beilage 2). So wurde in der auf der NT1 niedergebrachten Grundwasserbohrung Asselfingen (Bodeninformationssystem des Bayerischen Landesamtes für Umwelt: Bohrung 7427BG015022) etwa 1,8 km westlich der bayerischen Landesgrenze unter 3 m mächtigen Deckschichten aus 2 m Torf über 1 m Hochflutlehm ein 7 m mächtiger Kieskörper angetroffen. Die Kiesbasis lag dabei in einer ähnlichen Tiefenlage, wie die Kiesbasis in den südlichen angrenzenden spätglazialen Niederterrassenflächen. Damit ist der NT1-Kieskörper im bayerischen Bereich des Blattgebietes insgesamt deutlich von dem dort relativ hoch liegenden Kieskörper der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse abgesetzt (siehe auch HARTEL et al. 1952: Profilschnitte östlich von Riedhausen).

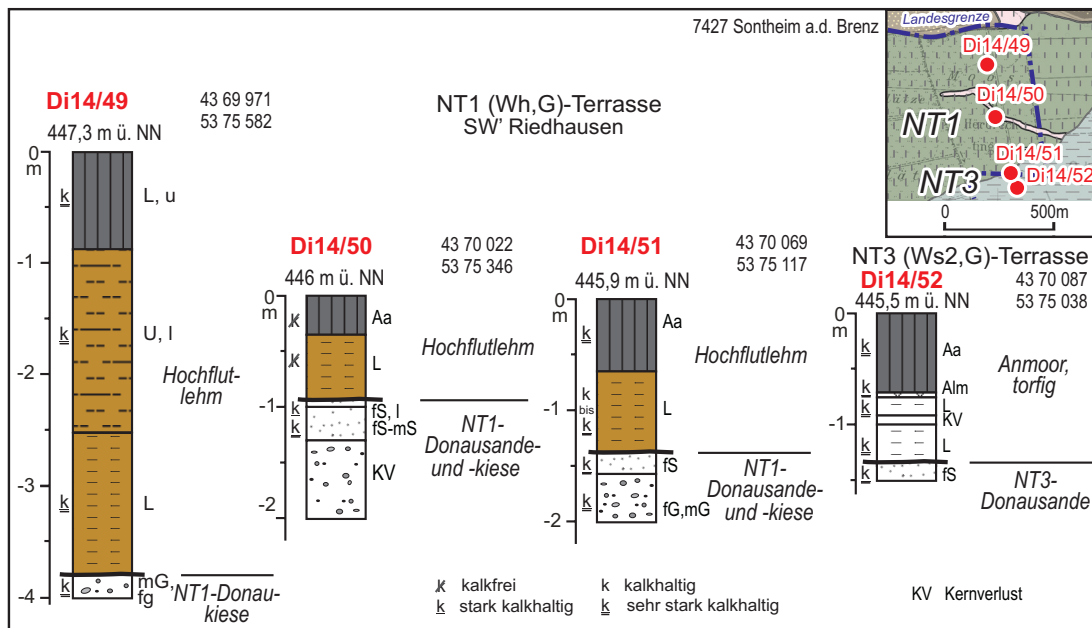


Abb. 5: Deckschichtensondierungen Di14/49 bis Di14/52 auf der NT1 südwestlich von Riedhausen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Auf den sandigen Niederterrassenkiesen liegen im Mittel 2 bis 4 m mächtige kalkreiche Hochflutlehme und Anmoore (Abb. 5). Im Randsenkenbereich und einzelnen ehemaligen Flussrinnen können wegen des ehemals starken Grundwasserzustroms aus der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse lokal auch Niedermoore ausgebildet sein. Moorkundliche Untersuchungen aus den 1950er Jahren (HARTEL et al. 1952; GÖTTLICH 1952) und Anfang der 1990er Jahren (Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau 1993) haben auf der NT1 westlich und östlich von Riedhausen häufiger Torfmächtigkeiten von 0,2 bis 1,2 m angetroffen. In Dellentälchen auf der NT1 und in der Randsenke der NT1 erreichen sie örtlich eng begrenzt sogar Mächtigkeiten von bis zu 1,7 bis 2,6 m.

Große Areale dieser ehemals ausgedehnten Niedermoorvorkommen sind als Folge von Grundwasserabsenkungen inzwischen stark mineralisiert und zu Anmooren umgewandelt. Ursache der Grundwasserabsenkungen waren vor allem die seit 1917 begonnene (u.a. HARTEL et al. 1952; Zweckverband Landeswasserversorgung 1987) und seitdem sukzessive ausgebaute Trinkwassergewinnung in Brunnengalerien auf der nördlich angrenzenden Sontheimer Hochterrasse sowie die Anlage und den Ausbau von Entwässerungsgräben seit dem frühen 19. Jahrhundert. Auch die ursprünglich am Außenrand der NT1 oder am Hochterrassenabfall austretenden Schichtquellen sind dadurch versiegt (siehe auch HARTEL et al. 1952). Lediglich südlich und südöstlich vom Seehof existieren noch zwei Quellen mit zeitweiliger schwacher Schüttung.

Lithologie und Fazies: Mangels Aufschlüssen ist der lithologische Aufbau und das Schichtungsbild der NT1 unbekannt. Es ist davon auszugehen, dass es sich ähnlich wie bei dem Kieskörper der angrenzenden spätglazialen NT3 um einen horizontal-

und troggeschichteten, sandig-kiesigen kalkalpinen Donauschotter handelt, der von einer stark verwilderten Donau („braided river“) abgelagert wurde.

Alter: Bei Riedhausen ist die Terrassenstirn der NT1 durch kleinere Dellentälchen zerschnitten, ein Hinweis auf die nach ihrer Ausbildung noch andauernden kaltzeitlichen Bedingungen mit Dauerfrostboden. Insofern ist ein hochglaziales wärmzeitliches Terrassenalter anzunehmen.

Aufschlüsse: keine.

3.1.1.3 Niederterrasse 3 (NT3)

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

Die spätwürmzeitliche Niederterrasse 3 (NT3) der Donau erstreckt sich südlich von Riedhausen talaufwärts über die bayerische Landesgrenze hinweg mindestens bis zum Nautal. Talabwärts ist sie durchgehend bis zum Brenztal bei Gundelfingen erhalten. Sie wird im Folgenden auch als Riedhausen-Gundelfinger NT3 bezeichnet. Diese nimmt etwa 42% des bayerischen Flächenteils am Kartenblatt ein. Ihre Oberfläche dacht mit einem Gefälle etwa 1,3‰ von ca. 445 m ü. NN an der bayerischen Landesgrenze im Westen auf ca. 435 m ü. NN am östlichen Blattrand ab. Dabei sind im zentralen und externen Terrassenbereich kalkhaltige Nieder- und Anmoore weit verbreitet. Am östlichen Blattrand hat das Blattgebiet Anteile an einem großen Almgebiet, das sich talabwärts bis zum Brenztal erstreckt. Im Südosten stehen an der Oberfläche vor allem altholozäne Hochflutsedimente mit schwarzen Pechanmooren an, die örtlich vor allem in morphologischen Rinnenpositionen von 10 bis 40 cm mächtigem Alm und jüngeren Hochwasserablagerungen überdeckt sein können (Bild 2 und Bild 3).

Am Außenrand der NT3 münden mehrere die Hochterrasse und die NT1 zerschneidende Dellentälchen ein.



Bild 2: Altholozäne Rinnenfüllung auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof nahe der Blattrandgrenze auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West.



Bild 3: Deckschichtenprofil Do12/17 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.

Die Oberfläche der NT3 liegt bei Riedhausen etwa 1 bis 2 m unter der Oberfläche der hier großflächiger erhaltenen NT1 (Beilage 1: Talquerprofil 7427/1). Im Südosten besitzt sie eine ähnliche Höhenlage wie die angrenzende altholozäne Donauaue. Dort liegen die auennahen Bereiche und ehemalige Flussrinnen der NT3, wie z.B. der Mooshaldengraben zwischen Birkenried und Emmausheim, potentiell im Überflutungsbereich extremer Donauhochwässer. So reichte nach historischen Karten das Jahrhunderthochwasser der Donau vom 30. Dezember 1882 trotz bereits vollendeter Donaubegradigung und damit oberhalb der Mindelmündung eingehender Sohleneintiefung bis auf die auennahen Bereiche der NT3 (Abb. 6). Die NT3-Flussrinnen zwischen Birkenried bis Emmausheim waren geflutet und auch große Areale der südöstlich der B16 gelegenen Flur „Stocket“. Weiter talabwärts auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West erreichten die Hochwasser nur noch die dort erhaltenen ehemaligen NT3-Flussläufe und Hochwasserrinnen wie der alte Aspengraben und weitere, näher an der Donauaue gelegene Rinnen.

Insgesamt haben mittel- und jungholozäne Donauhochwasser auf der NT3 im Blattgebiet und talabwärts selbst in Rinnen nur wenige Dezimeter mächtige Hochflutlehme hinterlassen, die bei ackerbaulicher Nutzung in der Regel im gepflügten Oberboden (Ap-Horizont) verborgen sind (Abb. 11 bis Abb. 13).

Deckschichten: Die sandig-kiesigen Flussbettsedimente der NT3 sind fast im gesamten Blattgebiet von wenigen Dezimetern bis mehrere Meter mächtigen

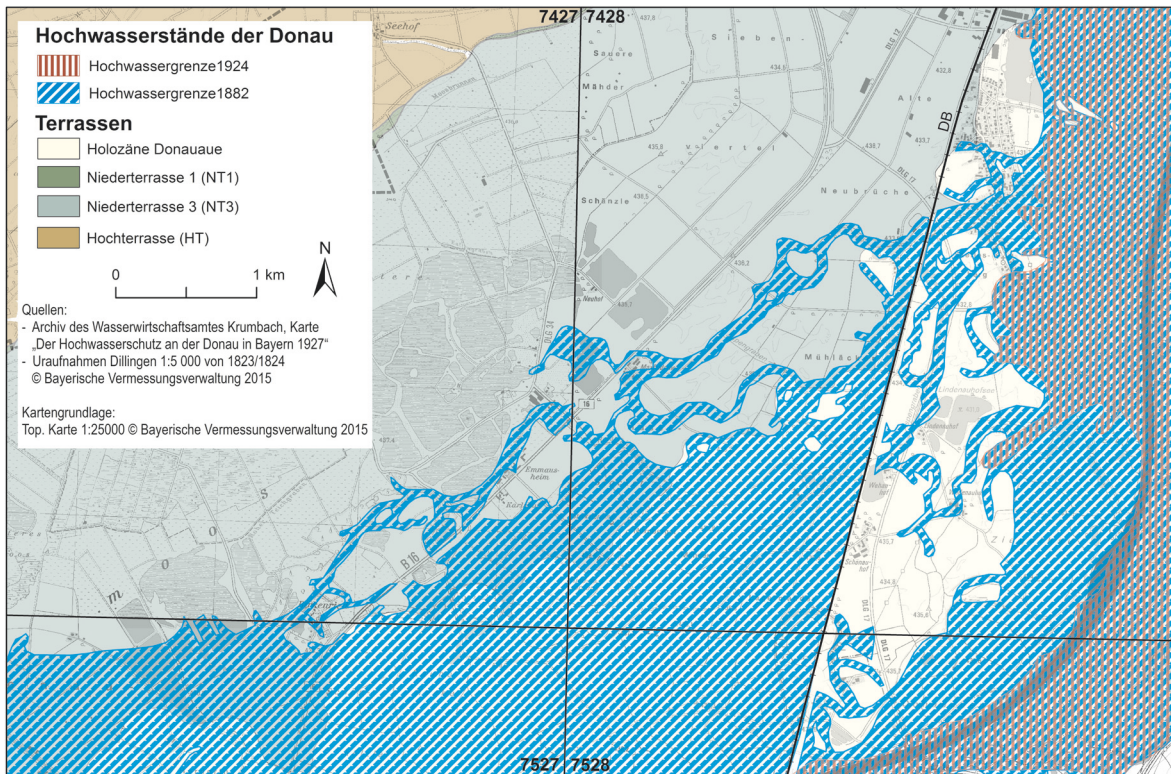
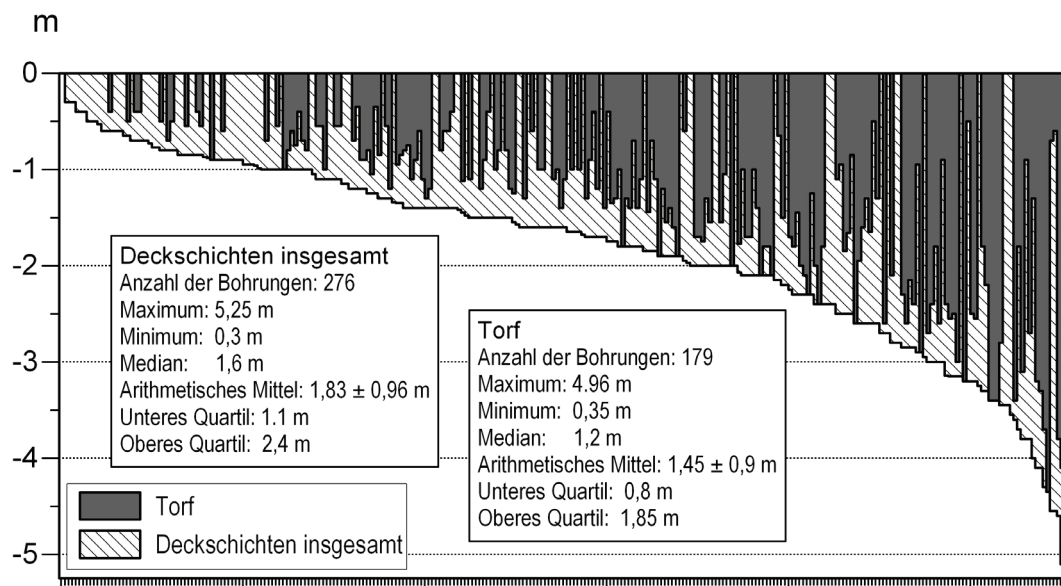


Abb. 6: Überschwemmungsflächen der Jahrhunderthochwässer der Donau vom 30.12.1882 und 2.8.1924 im südöstlichen Blattgebiet von Sontheim (Quelle: Archiv des WWA Krumbach, Karte „Der Hochwasserschutz an der Donau in Bayern 1927“; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Deckschichten unterschiedlicher Herkunft bedeckt. Große Areale zwischen Hochterrasse und B16 tragen Nieder- und Anmoore oft mit eingeschalteten Almlagen. Die Torfe in den Niedermoorgebieten sind häufig über 1 m mächtig (Abb. 7). Ihre Basis liegt meist auf wenige Dezimeter mächtigen Hochflutsedimenten über NT3-



Mächtigkeiten mineralischer und organischer Deckschichten (m) auf der NT3
 Abb. 7: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d.Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) – Mächtigkeiten (m) mineralischer und organischer Deckschichten nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

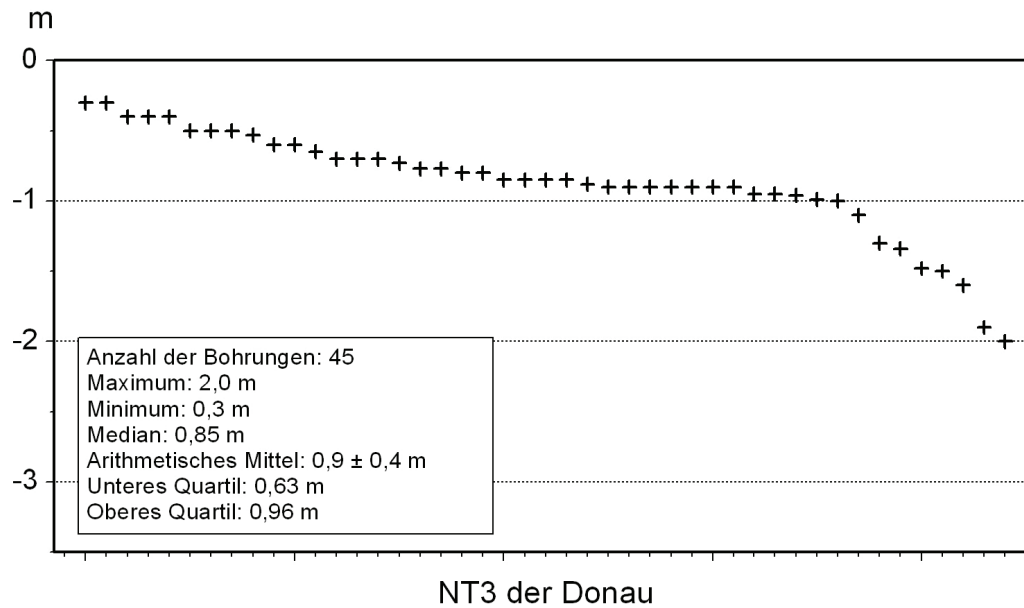


Abb. 8: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Mächtigkeiten (m) feinklassischer Hochflutsedimente in Metern unter Geländeoberfläche außerhalb der Niedermoor- und Almgebiete nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

Kiesen, selten auch direkt auf dem Kieskörper (Abb. 7; siehe auch HARTEL et al. 1952; SCHLOZ 1979; SCHUCH 1980; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993).

In den Anmoorgebieten dominieren ein bis mehrere Dezimeter mächtige, zum Teil torfige Anmoore auf Hochflutsedimenten über sandigen Donaukiesen der NT3. Dabei verzahnen sich die Anmoorflächen am Außenrand der NT3 südlich vom Seehof häufig mit geringmächtigen Almlagen. Vom östlichen Blattrand bis Gundelfingen besitzen die NT3-Kiese und ihre aufliegenden spätglazialen und altholozänen Hochflutsedimente eine fast geschlossene Überdeckung mit ein bis mehrere Dezimeter, selten über 1 m mächtigen Almschichten. Nur im Südosten reichen die in der Regel nur wenige Dezimeter mächtigen Hochflutsedimente auf der NT3 bis an die Oberfläche. Lokal können aber auch dort vor allem in Rinnenpositionen geringmächtige Almlagen auftreten.

Die Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerung der Torfe, Anmoore und Almlagen werden unten beschrieben (Kap. 3.1.3.3 bis Kap. 3.1.3.5). Diese waren in der Vergangenheit schon mehrfach Gegenstand intensiver moorkundlicher Untersuchungen. Für den bayerischen Teil des Kartenblatts sei vor allem auf die Arbeiten von HARTEL et al. (1952), SCHUCH (1980), GÖTTLICH (1979) und BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993) verwiesen.

Die außerhalb der Niedermoorgebiete auf den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten der NT3 zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7428 Dillingen West) liegenden und

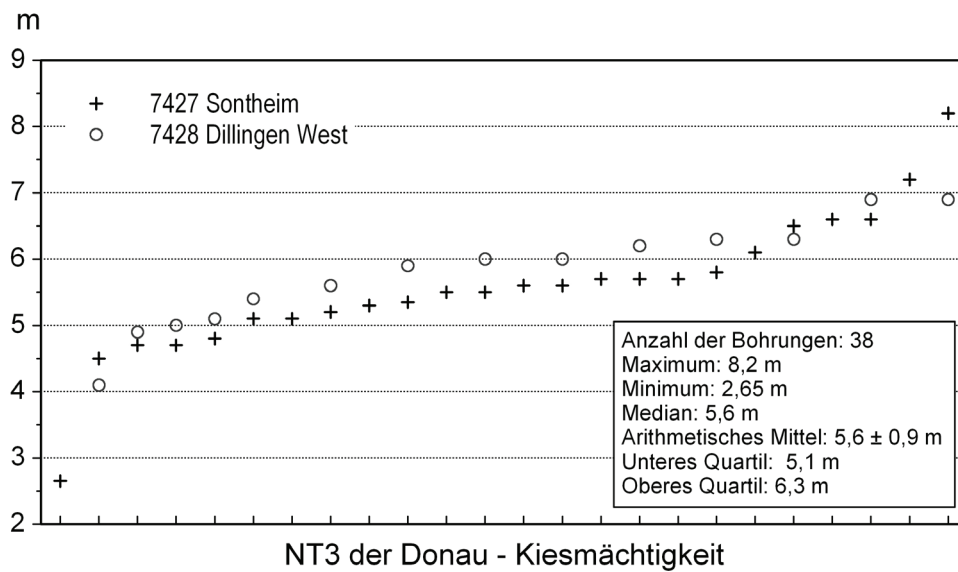


Abb. 9: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Kiesmächtigkeiten (m) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

großflächig verbreiteten tonigen, bisweilen auch feinsandigen Hochflutlehme besitzen größtenteils Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,3 m, in Rinnen von bis zu 2 m (Abb. 8). 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 ausgebildet. Sie werden hier in Anlehnung an BRUNNACKER (1959) als „Pechanmoore“ bezeichnet.

Mächtigkeit und Lagerung: Im westlichen bayerischen Blattgebiet südlich von Riedhausen liegen die Kiesoberkanten in Höhenlagen von ca. 441,5 bis 443,5 m ü. NN. Am östlichen Blattrand liegen sie in ca. 433,5 bis 435,5 m ü. NN und bei Gundelfingen (7428 Dillingen West) in etwa 432 m ü. NN (Beilage 3).

Generell schwanken die Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT3-Flächen nur wenig (Abb. 9). Meist liegen sie zwischen 5 und 6 m und das sowohl im Blattgebiet als auch weiter talabwärts bis Gundelfingen (7428 Dillingen West). Nur in einer Bohrung auf württembergischem Gebiet südwestlich von Riedhausen wurde eine deutlich höhere Kiesmächtigkeit von 8,2 m angetroffen. Aufgrund der relativ geringen Kiesmächtigkeiten ist davon auszugehen, dass die Kiesbasis weitgehend auch der NT3-Terrassenbasis entspricht. An der bayerischen Landesgrenze liegt sie in einer Tiefe von ca. 435 bis 437 m ü. NN und dacht talabwärts bis Gundelfingen auf 424 bis 427 m ü. NN ab (Beilage 4).

Lithologie und Fazies: Nach Geröllanalysen von WEIDENBACH (1951) besitzen die Niederterrassenkiese auf württembergischem Gebiet an der Basis eine maximal 1 m mächtige Blocklage aus kopfgroßen, manchmal bis zu 50 cm großen Kiesen, die überwiegend aus Kalksteinen des Malms und der Unteren Süßwassermolasse (USM) bestehen. Darüber folgen 6 bis 10 m mächtige alpine Fluvioglazialschotter mit

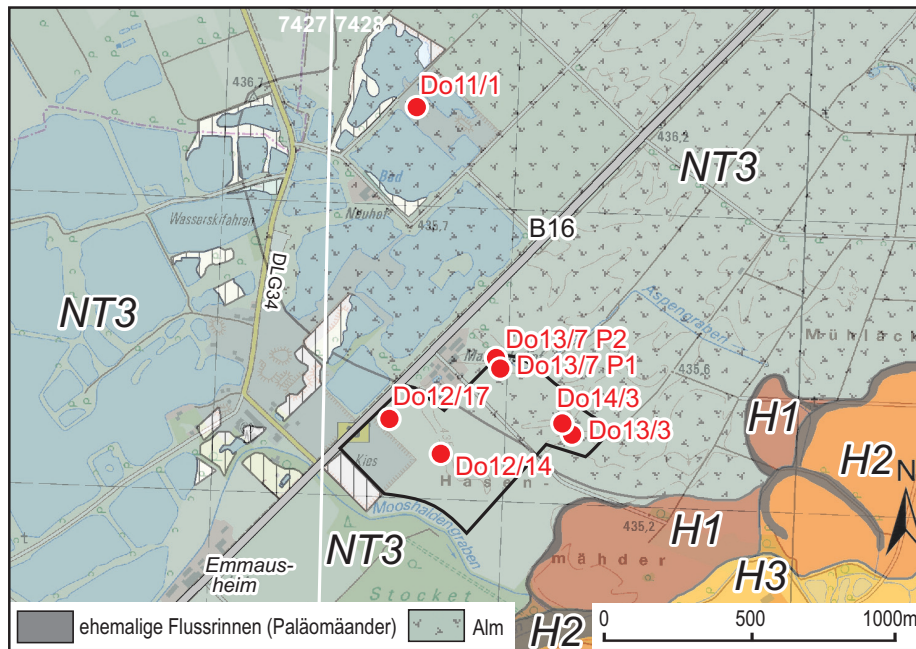


Abb. 10: Übersichtskarte mit Lage der im Text genannten Aufschlussprofile in der Kiesgrube „Fetzer“ an der B16 nordöstlich von Emmausheim (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

wenigen alpinen Kristallingeröllen und vereinzelt Buntsandsteinen des Schwarzwaldes. WEIDENBACH (1951) beschreibt am Top der Fluvioglazialschotter eine sehr feinkörnige, wenige Dezimeter mächtige Kieslage überwiegend aus Kalksteinen des Malms und der USM, die er als Ablagerungen der Nau ansieht.

Im Blattgebiet existiert nur südwestlich vom Emmausheim eine inzwischen weitgehend abgebaute Kiesgrube ohne stehende Wände (Kap. 5: Aufschluss A 1). Aufgeschlossen ist unter ca. 0,4 m bis 0,8 m mächtigen kalkhaltigen Hochflutlehmen ein bis zum Grundwasserspiegel etwa 1 m mächtiger hellgrauer kalkalpiner Donauschotter aus sandigen Mittel- bis Grobkiesen mit einzelnen Steinen. Am Grubenrand liegen wie in vielen Kiesgruben weiter talabwärts große Malmkalkblöcke, die vermutlich aus der von WEIDENBACH (1951) beschriebenen Basisblocklage stammen. Sie gelangten im Laufe des Quartärs wahrscheinlich von der Schwäbischen Alb ins Donautal und wurden wiederholt von älteren in jüngere Donauablagerungen umgelagert.

Wesentlich besser ist die NT3 aktuell nahe dem östlichen Blattrand auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West in der Kiesgrube „Fetzer“ aufgeschlossen (Abb. 10).

Oberhalb des Grundwasserspiegels sind im aktuellen, näher zur Donauaue gelegenen Abbaugelände der Kiesgrube 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 (Bild 2, Bild 3, Abb. 11 bis Abb. 14). Die Rücken sind ehemalige Kies-

inseln und die Rinnen nicht mehr mit Flussbetsedimenten verfüllte NT3-Flussarme, die nach Aufschotterung der NT3 in diesem Gebiet zurückblieben.

Nach einer Ruhephase unbekannter Dauer mit Verwitterung der obersten ein bis zwei Dezimeter mächtigen Kiesschichten (Abb. 11 bis 14: Schotteranwitterungshorizonte bzw. Cv-Horizonte) wurden die relativ flachen Rinnen mit feinklastischen Hochflutsedimenten überwiegend in Form toniger Hochflutlehme verfüllt (Abb. 11). Lediglich in einzelnen, etwas tieferen Rinnen kam es zunächst wegen höherer Strömungsenergien der Hochwasser im mehrfachen Wechsel zur Ablagerung von cm-starken Kieslagen, lehmigen Feinsanden und feinsandigen Lehmen (Abb. 12). Auch dort endet diese ältere Phase der Hochwasserüberformung der NT3 mit der Ablagerung von Hochflutlehmen (Abb. 12). Vier AMS ¹⁴C-Datierungen an Holzkohlefitter in den Hochflutlehmen ergaben drei präboreale Alter von 9.740 bis 9.360 ¹⁴C BP (Abb. 11, Abb. 13 und 14) sowie ein frühes boreales Alter von 8.788 ¹⁴C BP (Abb. 12).

Auf diesen präborealen bis frühen borealen Hochflutablagerungen bildete sich in einer längeren Ruhephase ohne Hochwasserbeeinflussung im Zeitraum 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. 13, Abb. 14). Anschließend, wahrscheinlich ab dem mittleren Atlantikum, kam es zur Ausfällung der den Hochflutsedimenten aufliegenden Almdeckschichten. Zwei in den Almdeckschichten eingelagerte Schnecken Schalen mit ¹⁴C-Altern von 6.620 und 5.950 ¹⁴C BP (Abb. 13, Abb. 12), deren ¹⁴C-Alter bedingt durch einen „Hartwassereffekt“ unbekannter Größenordnung sicherlich 500 Jahre und mehr zu hoch sind, weisen daraufhin. Vermutlich erst im Jungholozän wurden die im aktuellen

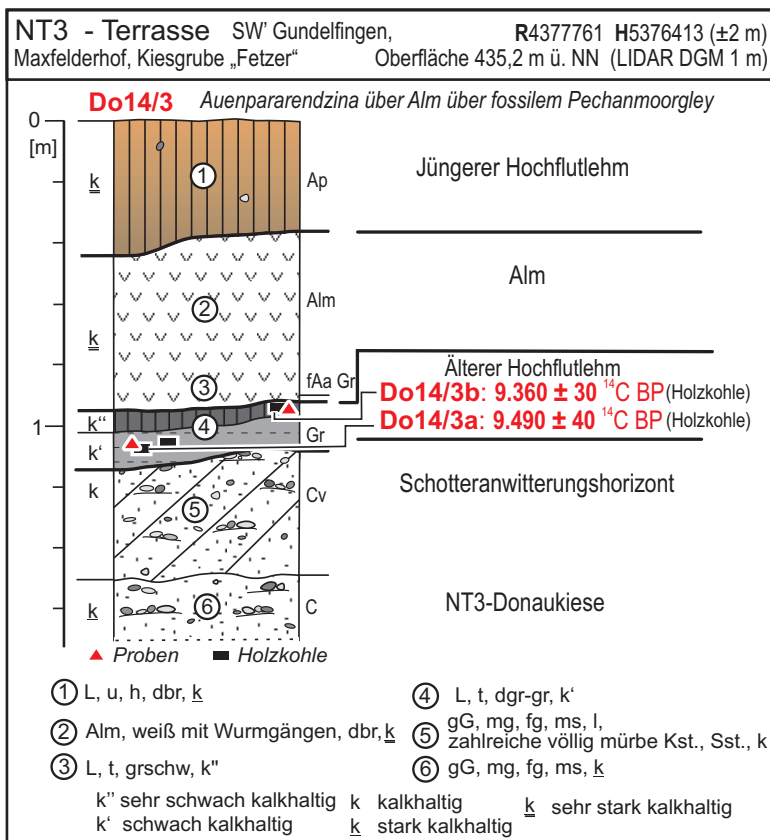


Abb. 11: Deckschichtenprofil Do14/3 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

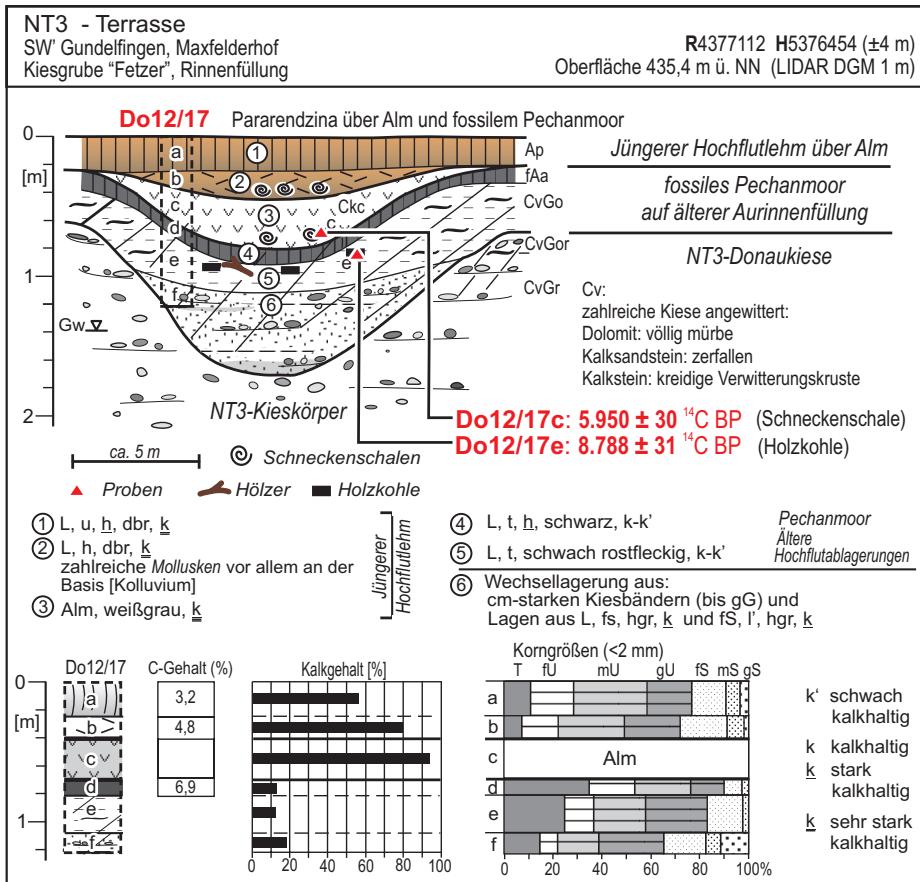


Abb. 12: Deckschichtenprofil Do12/17 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

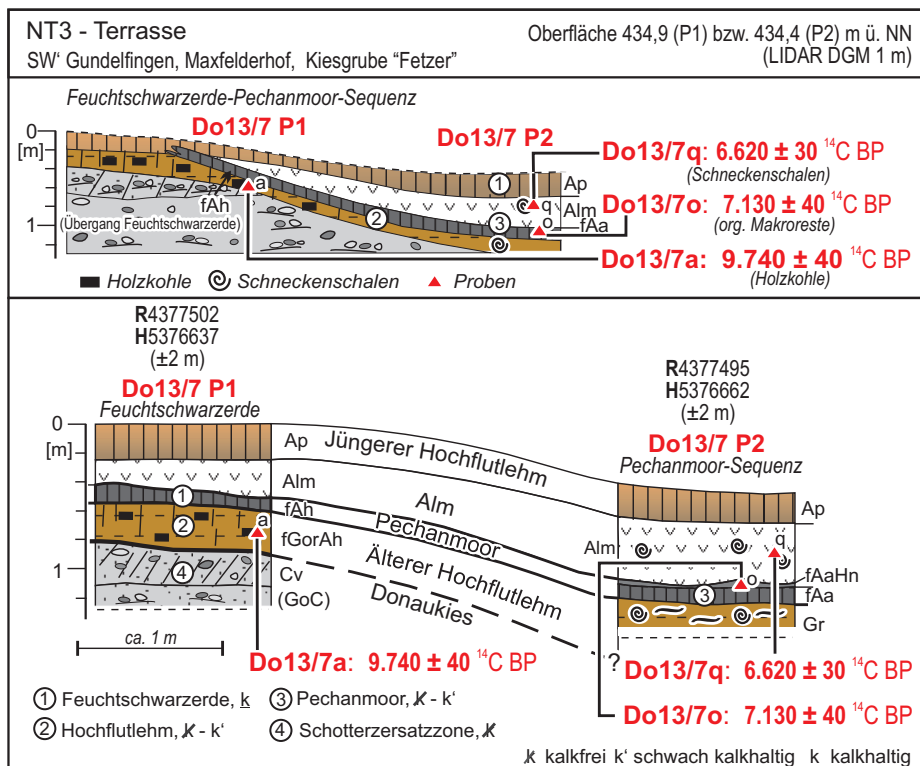


Abb. 13: Deckschichtenprofil Do13/7 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

Kiesgrubenareal aufgeschlossenen und nicht weit von der Donauauwe entfernten NT3-Flächen wieder von Donauhochwassern erreicht. Sie hinterließen in Rinnen maximal wenige Dezimeter mächtige dunkelbraune Hochflutlehme. Meistens sind sie in die gepflogten Oberböden aufgearbeitet (Abb. 11 bis Abb. 16: Ap-Horizonte).

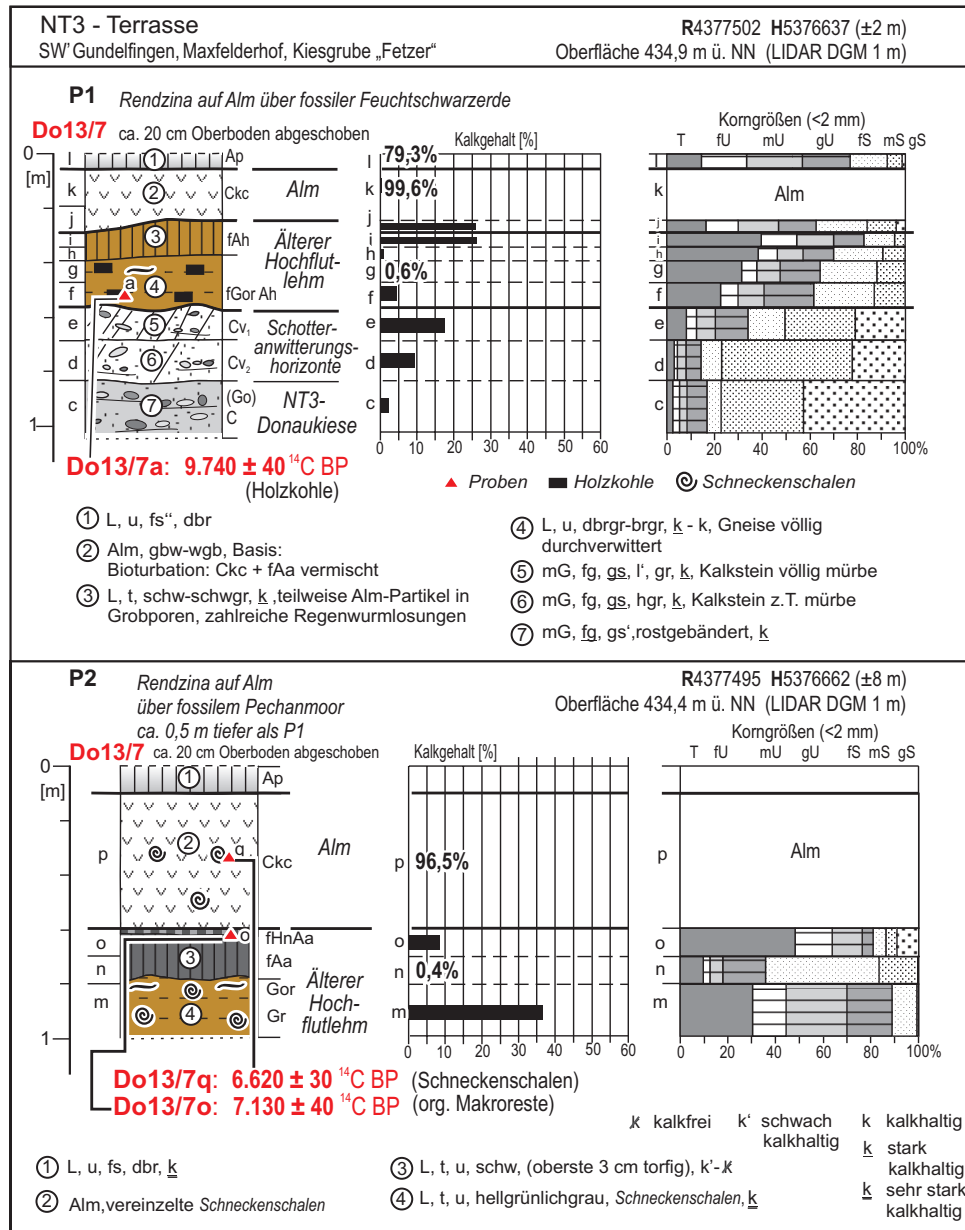


Abb. 14: Details zum Deckschichtenprofil Do13/7 in Abb. 13.

Alter: Aus den Flussbettsedimenten der NT3 liegen weder aus dem Blattgebiet, noch aus dem angrenzenden Donautalabschnitt bis Steinheim (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West sowie SCHELLMANN & GESSLEIN, in diesem Band: 7429 Dillingen Ost) numerische Datierungen vor. Eine Alterseinstufung ist daher lediglich über das Alter der Deckschichten auf den sandig-kiesigen Flussbettsedimenten möglich.

So wurden die ältesten Hochflutsedimente auf der NT3 zwischen Riedhausen und Gundelfingen bereits im frühen Spätwürm abgelagert. Schneckenschalen an der Basis eines Hochflutlehms im weitgehend abgebauten Grubenareal der Kiesgrube Fetzer nordwestlich der B16 in der Flur „Schänzle“ (7428 Dillingen West) ergaben ein AMS ¹⁴C-Alter von 15.200 ± 50 ¹⁴C BP (Abb. 15). 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

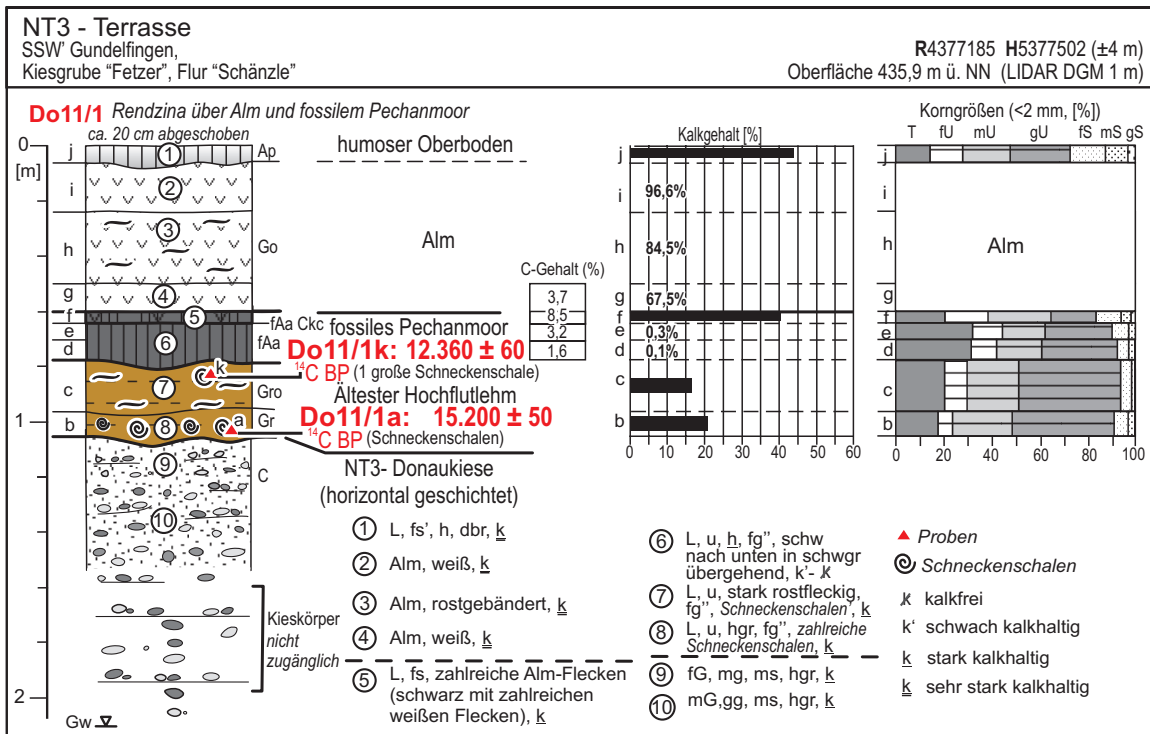


Abb. 15: Deckschichtenprofil Do11/1 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der B16 (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Die ^{14}C -Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

^{14}C -Alter von 12.360 ± 60 ^{14}C BP. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Molluskenschalen potentiell bei der ^{14}C -Datierung einem sog. „Hartwassereffekt“ besitzen, der aus einem Einbau von umgebenden ^{14}C -verarmtem Kalziumhydrogenkarbonat in ihre Schale resultiert. Dadurch können deren ^{14}C -Alter zu hoch ausfallen. Im Untersuchungsgebiet dürfte er in der Größenordnung von 500 Jahren liegen. Letzteres ergab die ^{14}C -Datierung von Holzkohlen und Schnecken aus einer sandigen Kieslage der H3-Terrasse südlich von Lauingen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West, Aufschluss A3, Profil Do13/4), die einen entsprechenden Altersunterschied aufwies. Auch bei Berücksichtigung eines noch höheren Hartwassereffektes zeigen diese Datierungen, dass schon im frühen Spätglazial auf der NT3 im Blattgebiet Hochflutsedimente abgelagert wurden, auf denen sich wahrscheinlich in der Bølling/Allerød-Periode ein entkalktes Pechanmoor entwickelte.

Auch die ^{14}C -Datierung von Seggenresten an der Basis eines 70 cm mächtigen und ein Pechanmoor tragenden Hochflutlehms über NT3-Kiesen an anderer Stelle in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der B16 ergab ein prä-bøllingzeitliches AMS ^{14}C -Alter von 12.657 ± 40 ^{14}C BP (Abb. 16). Die zeitliche Einstufung des Bøllings nach ^{14}C -Jahren folgt HOEK & BOHNCKE (2001).

Bereits in der Bølling/Allerød-Periode vor etwa 11.800 ^{14}C -Jahren begann an einzelnen Stellen im Blattgebiet unmittelbar auf dem Kieskörper der Torfaufwuchs (Abb. 17). An anderer Stelle setzte er dagegen erst am Beginn des Präboreals vor etwa 9.900 ^{14}C -Jahren oder auch später ein. Am Standort Di12/81 (Abb. 17) zeigt sich eine

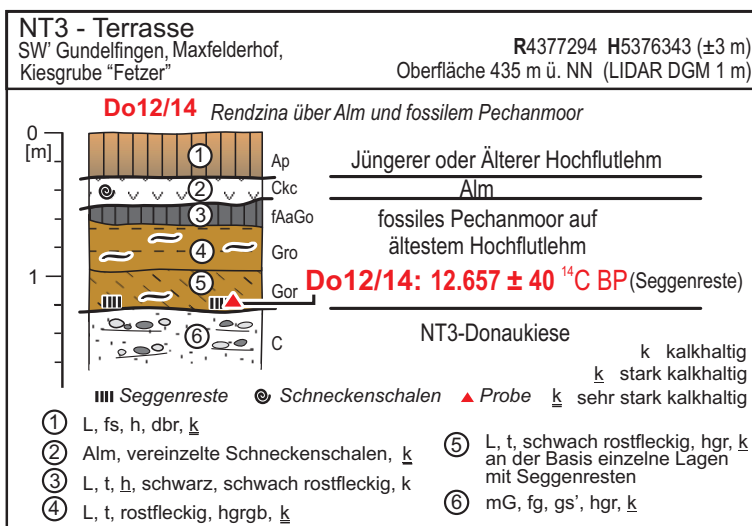


Abb. 16: Deckschichtenprofil Do12/14 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der B16 (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10. Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 4 aufgelistet.

Ruhephase der Torfbildung im mittleren Boreal mit Ausbildung eines schwarzen Anmoores. Im späten Boreal um 8.300 ¹⁴C BP setzte sich dann die Torfbildung fort.

Die ältesten holozänen Hochflutsedimente auf der NT3 stammen aus dem Präboreal und frühen Boreal. Sie sind großflächig vor allem in den donaunäheren Terrassenflächen am südöstlich Blattrand und von auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West südöstlich des Aspengraben weit verbreitet (s.o.). Sie liegen auf einem bis in etwa zwei bis drei Dezimeter Tiefe verwitterten Kieskörper (Abb. 11 bis Abb. 14: 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. Die dort an der Basis präborealer Torfschichten anstehenden Hochflutsedimente könnten ihnen zeitlich entsprechen (Abb. 17: Sondierung Di 12/81).

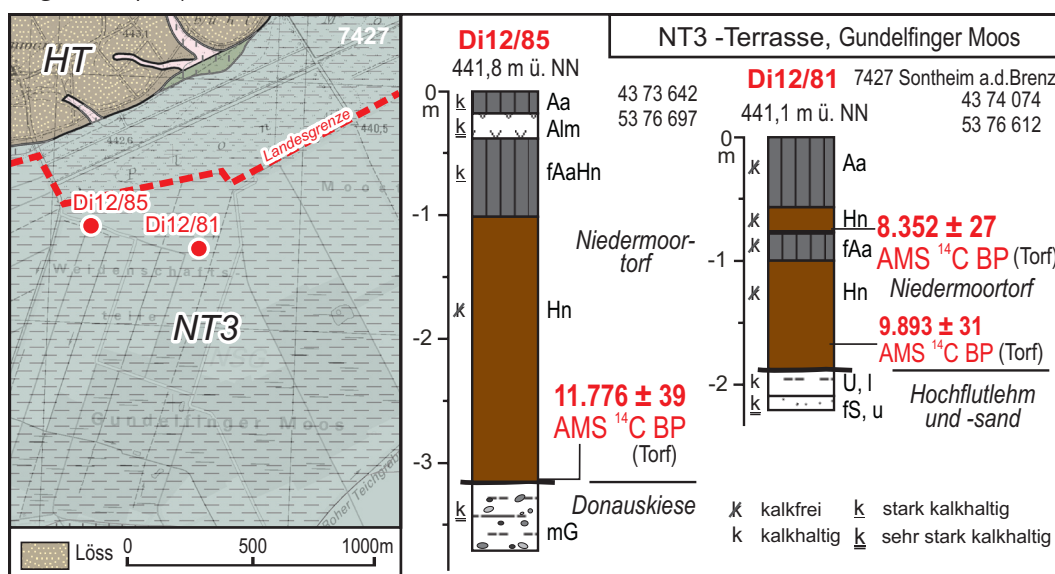


Abb. 17: ¹⁴C-Alter der Torfbasis auf der NT3 am Nordwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ in den Sondierungen Di12/85 und Di12/81. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Insgesamt ergibt sich für das Bildungsalter der sandig-kiesigen NT3-Flussbetsedimente ein Zeitraum von deutlich vor dem Bølling/Allerød-Interstadial für die zentralen und externen Terrassenareale zwischen B16 und Sontheimer Hochterrasse. Dagegen könnten die donauäheren Terrassenareale südöstlich der B16 bzw. südöstlich des Paläochannels Mooshaldengraben mit talabwärtiger Fortsetzung im alten Aspengraben (7428 Dillingen West) von den Deckschichten her jünger sein. Wahrscheinlich wurden sie erst im Zeitraum zwischen Bølling/Allerød-Interstadial bis Ausgang Jüngere Dryas abgelagert.

Eine ähnlich frühzeitige Anlage der NT3 deutlich vor in 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 zur Bølling/Allerød-Periode. Eine zweite Phase mit kräftiger Aufschotterung horizontal- und troggeschichteter Donaukiese fällt dort vor allem in die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas. Die unter relativ jungen präborealen bis frühen borealen Hochflutsedimenten anstehenden NT3-Flussbetsedimente am südöstlichen Blattrand könnten solche jünger-dryaszeitliche Donauablagerungen sein. Ihre räumliche Verbreitung ist allerdings bisher nicht abgrenzbar.

Aufschlüsse: A1 Ksg. „Wager“: weitgehend abgebaut und rekultiviert. Nachbarblatt 7428 Dillingen West: Kiesgrube „Fetzer“, im Abbau.

3.1.1.4 Löß und Lößlehm (>0,7 m)

Würm

Lößdeckschichten bedecken die Sontheim–Dillinger Hochterrasse und den Anstieg zur Schwäbischen Alb. 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 Parabraunerde-Bildung zusätzlich tonangereichert.

Auch die im westlichen Bereich der Sontheimer Hochterrasse auf württembergischem Gebiet nordwestlich von Riedhausen verbreiteten schwach kalkhaltigen Parabraunerde-Tschernoseme sind durch Lessivierung stark verlehmt (THATER & STAHR 1991).

Auf Geländekuppen und in Oberhangpositionen entlang der Dellentälchen und sonstigen Geländestufen können allerdings die Böden, in der Regel Parabraunerden, südlich von Obermedlingen nach KOHL et al. (1954) auch schwarzerdeähnliche Böden, durch die intensive ackerbauliche Nutzung der lößbedeckten Areale so stark abgetragen sein, dass der kaum verwitterte Würmlöß heute bis zur Oberfläche reicht.

Eine Lößbedeckung fehlt im Blattgebiet in der würmzeitlichen und holozänen Donau- und Brenzniederung. Mächtigere Lößdeckschichten sind örtlich am Anstieg zur Schwäbischen Alb zu erwarten.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Lößdecke kann stark variieren. Auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse besitzen sie meist Mächtigkeiten von 2 bis 4 m, können lokal aber auch 4,5 m erreichen. Vor allem am Anstieg zur Schwäbischen Alb treten nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen häufiger größere Mächtigkeiten von über 5 m und mehr auf.

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem, schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit häufig geringen Tonanteilen. Meist besitzt er eine gelblich-hellbraune Farbe und feine Nadelstichporen. Nach KOHL et al. (1954: 501) besitzt der frische, wahrscheinlich jungwürmzeitliche Löß 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.%.

Fazies: Löß ist überwiegend ein äolisches Sediment, besitzt allerdings häufig eingelagerte periglazialen Fließerdelagen sowie vereinzelte Lagen periglazialer Spülsedimente. 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.

Alter und Fossilführung: Die auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse verbreiteten Lößdeckschichten wurden überwiegend bzw. ausschließlich (LEGER 1988) in der Würm-Kaltzeit abgelagert. Nach BIBUS & STRAHL (2000: 217f.) soll nach Bohrungen weiter talabwärts im zentralen Bereich der Dillinger Hochterrasse unterhalb von Höchstädt unter dem Würmlöß ein interglazialer Boden auf Molassefließerde und nach unten ein zweiter interglazialer Boden auf Hochflutlehm der Dillinger Hochterrasse verbreitet sein.

Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Nach TEMMLER (1962: 68) findet sich im Löß auf der württembergischen Sontheimer Hochterrasse zwischen Ober- und Niederstotzingen zahlreich *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* und *Fructicilosa hispida*. Nach KOHL et al. (1954: 501) treten im Löß auf der Dillinger Hochterrasse südlich von Obermedlingen stellenweise Lößschnecken der Art *Succinea oblonga* auf.

Aufschlüsse: im Blattgebiet keine. Weiter talabwärts werden die Hochterrassenkiese aktuell in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt (Blatt 7329 Höchstädt) abgebaut. Dort ist auch die Würmlößdecke mit Naßböden und kiesreichen Fließerden an der Basis aufgeschlossen.

3.1.2 Pleistozän bis Holozän

3.1.2.1 Bachablagerungen und Deckschichten im Talboden der Brenz

Jungpleistozän bis Holozän

Einen bedeutenden Flächenanteil von immerhin über 5% am bayerischen Teil des Blattgebiets besitzt der bis zu 1,1 km breite würmzeitliche und holozäne Talboden der Brenz. Dieses einzige große Seitental der Donau im Blattgebiet ist durch eine markante, etwa 5 m hohe Geländestufe und durch die fehlende Lößbedeckung deutlich von der angrenzenden Sontheimer Hochterrasse im Süden und der Dillinger Hochterrasse im Norden abgesetzt (Beilage 2).

An der bayerischen Landesgrenze bei Bächingen liegt der Brenztalboden in ca. 437 m ü. NN, an der östlichen Blattrandgrenze bei ca. 435 m ü. NN und bei der Einmündung in die Donauniederung westlich von Gundelfingen (7428 Dillingen West) in ca. 434 m ü. NN. Daraus ergibt sich ein Oberflächengefälle von etwas über 0,9‰. 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 Landesgrenze bis zur B16 westlich von Gundelfingen eine schmale, maximal 60 m breite und meist 1 m, selten 2 m höhere lößfreie Terrassenleiste (Beilage 2: Talquerprofil 7427/2). Sie ist vermutlich ein Relikt des würmhochglazialen Talbodens der Brenz. Die begradigte und kanalisierte Brenz begleitet eine etwa 100 bis 300 m breite, vermutlich holozäne Talzone, die durch alte Mäanderbögen und jüngstens durchstochene Altarme der Brenz geprägt ist. Von Bächingen bis zum Hochterrassenrand am Seegraben (7428 Dillingen West) im Nordosten quert das Brenztal ein durch Ackerbau stark abgeflachter, bis zu 1 m hoher wallartiger Rücken (Bild 4) vorwiegend aus Alm, Sand und Kies. In Bayerischen Uraufnahmen aus dem Jahr 1823 wird er als „vergangene Schanze“ bezeichnet. Wann und wozu diese anthropogene Aufschüttung gemacht wurde, ist unbekannt.

Mächtigkeit und Deckschichten: Es liegen aus dem Blattgebiet keine Informationen über Tiefenlage, Mächtigkeit, Petrographie und Alter der quartären Kiesfüllung des Brenztales vor. Etwas talabwärts an der B16 haben zwei im Talboden niedergebrachte Bohrungen unter etwa 2 m mächtigen feinklastischen Deckschichten einen 6,3 bzw. 7,9 m mächtigen Kieskörper angetroffen. 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 7427/2 (Beilage 2) hineinprojiziert, wobei der Anteil von Brenztalkiesen am gesamten Kieskörper nicht bekannt ist.



Bild 4: Eingeebnete „Alte Schanze“ im Brenztal nordöstlich von Bächingen.

Auf dem Kieskörper liegen im Blattgebiet und talabwärts bis Gundelfingen 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 auftreten können (siehe auch KOHL et al. 1954: 502f.). Diese liegen selten auf ein bis wenige Dezimeter mächtigen Niedermoor torfen. In der Regel überlagern sie geringmächtige Hochflutlehme oder Flusssande und liegen auch direkt auf sandigen Mittel- bis Feinkiesen der Brenz (Abb. 18).

Diese Anmoore sind überwiegend durch Entwässerung und nachfolgende Mineralisierung aus Niedermoor torfen entstanden. So fanden engmaschige Sondierungen, die im Rahmen von Nutzungskartierungen von der Bayerischen Landesanstalt für Bodenkultur und Landwirtschaft um 1920 (Archiv der BAYERISCHEN LANDESANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT in Freising) durchgeführt wurden, in den heutigen Anmoorgebieten im Brenztal häufig noch 40 bis 60 cm, selten auch über 1 m mächtige Niedermoor torfe vor. GÖTTLICH (1979): beschreibt ein von Lehm und Kalktuff überdecktes, 1,25 m mächtiges Niedermoor vorkommen im nördlichen Talboden der Brenz bei Bächingen nahe der bayerischen Landesgrenze, das zur Brenz hin in ein Anmoor übergeht. Außerhalb der Anmoorgebiete wird etwa das südliche Drittel des Brenztales durch meist wenige Dezimeter mächtige Hochflutlehme geprägt, teilweise reicht der Kies dort bis an die Oberfläche.

Lithologie: Zur Lithologie der Flussbettablagerungen der Brenz liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor.

Fazies: Der Brenztalboden besteht überwiegend aus kaltzeitlichen Bachablagerungen. Nur in einer schmalen Zone entlang der Brenz sind im Zuge lateraler Mäander-

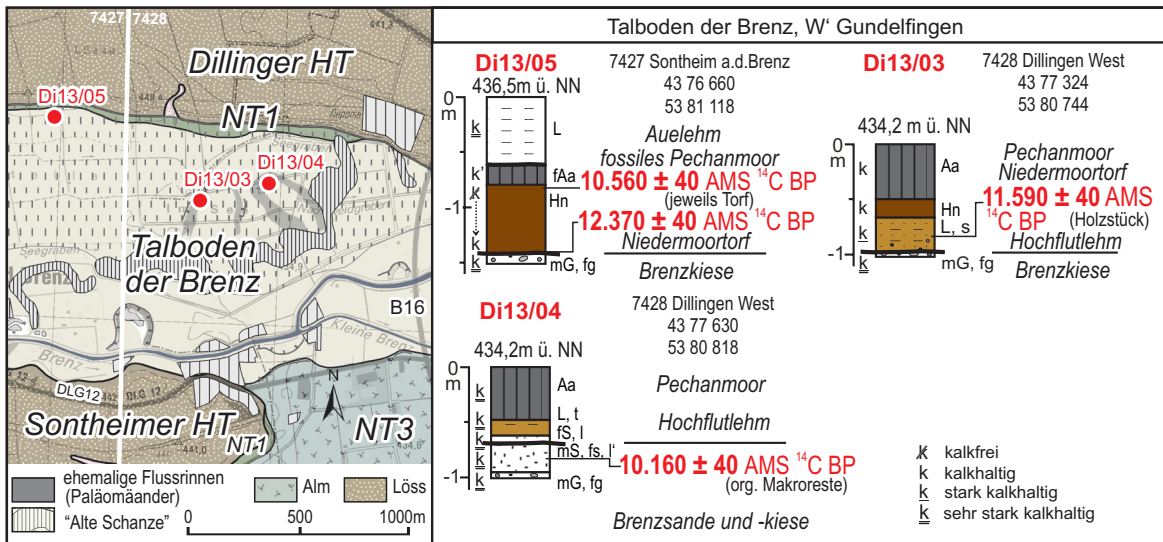


Abb. 18: Deckschichtenprofile (Di13/03, Di13/04, Di13/05) und ¹⁴C-Alter aus dem bayerischen Brenztal zwischen Landesgrenze und Gundelfingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 4 aufgelistet.

verlagerungen der Brenz holozäne Bachbettsedimente verbreitet. Zwei talabwärts auf dem Nachbarblatt 7427 Dillingen West mitten im Tal gelegene Paläomäander (Abb. 18) weisen für das post-bøllingzeitliche Würm-Spätglazial (s.u.) auf einen zumindest zeitweise mäandrierenden Brenzlauf hin, der von einer hochwassergeprägten Aue begleitet wurde.

Alter: Die schmale, etwas höhere Terrassenleiste am Nordrand der Brenztalniederung ist vermutlich hochglazialen Alters. Dagegen entstand der heutige Talboden – wie dies oben bereits morphostratigraphisch abgeleitet wurde – vor allem im Würm-Spätglazial als im benachbarten Donautal die NT3 gebildet wurde. Darauf weisen die bisher vorliegenden ¹⁴C-Datierungen organischer Makroreste von oder nahe der Basis der auf den Flussbettsedimenten der Brenz liegenden Deckschichten hin (Abb. 18)

Bereits zu Beginn des Bølling-Interstadials entwickelte sich im nördlichen Talboden unmittelbar auf den Brenztalkiesen ein Niedermoor. Die Datierung der Torfbasis ergab ein Alter von 12.370 ± 40 ¹⁴C BP (Abb. 18: Sondierung Di13/5). Das Torfwachstum dauerte anscheinend ungestört mindestens bis in die Mitte der Jüngerer Dryaszeit an. Das belegt das ¹⁴C-Alter von 10.560 ± 40 ¹⁴C BP an der Torfoberkante. Auf dem Torf bildete sich in der Folgezeit ein heute unter Lehm unbekannter Herkunft begrabener und stark entkalkter schwarzer Anmoorboden.

Weiter talwärts auf dem Nachbarblatt 7427 Dillingen West sind mitten im Tal in der Flur „Im See“ zwei Paläomäander der Brenz erhalten. In dem weiter talaufwärts gelegenen Paläomäander ergab die Datierung organische Makroreste nahe der Basis der Rinnenfüllung ein ¹⁴C-Alter von 11.590 ± 40 ¹⁴C BP (Abb. 18: Sondierung Di13/3), das in den Ausgang der Mittleren Dryaszeit *sensu* HOEK & BOHNCKE (2001)

Tab. 4: ¹⁴C-Alter organischer Substanzen von im Text genannten ¹⁴C-Datierungen.

Nr.	Terrasse	m ü. NN	Bemerkungen	Fundort	x	y	Tiefe Probe	Oberkante Flussbettfazies	¹⁴ C BP ±	cal BP 2 sigma	d ¹³ C	Labor-Nr.	Beschreibung	TK	Datum
Do14/3b	NT3	435.15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377761	5376413	1,10	1,20	9360	10506-10673	-25.5	Beta-382878	fAa Top	7428 Dillingen West	28042014
Do14/3a	NT3	435.15	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377761	5376413	1,18	1,20	9490	10591-11069	-25.4	Beta-381762	fAa Basis	7428 Dillingen West	28042014
Do13/7a_P2	NT3	434.4	Schneckenschale, Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377495	5376662	0,55	>1,2	6620	-	-9,6	MAMS 19247	Profil Do 13/7_P2	7428 Dillingen West	12102013
Do13/7b_P2	NT3	434.4	org. Makroreste, fAa/Hh	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377495	5376662	0,85	>1,2	7130	7885-8019	-28,2	MAMS 19246	Profil Do 13/7_P2	7428 Dillingen West	12102013
Do13/7a_P1	NT3	434.9	Holzkohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377502	5376637	0,35	0,80	9740	11104-11237	-23,5	MAMS 19245	Profil Do 13/7_P1	7428 Dillingen West	11102013
Do12/17e	NT3	435.37	Holzkohle, ältere Aurinmenfüllung	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377112	5376454	0,85-0,95	1,70	8788	9674-9920	-27,8	MAMS 16522	Top liegende Aurinmensed. unter fAa	7428 Dillingen West	19042012
Do12/17c	NT3	435.37	Schneckenschalen, Basis Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377112	5376454	0,70	1,70	5950	-	-8,3	MAMS 19237	Basis Alm	7428 Dillingen West	19042012
Do12/14	NT3	434.94	Seggenreste Basis Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Feitzer"	4377294	5376343	1,20	1,25	12657	14820-15231	-24,1	MAMS 15283	Profil Do12/14, Basis Flussrinne	7428 Dillingen West	29032012
Do11/1k	NT3	435.91	1 gr. Schneckenschale, fAa	SSW Gundelfingen, Ksg. "Feitzer"	4377185	5377502	1,05	1,30	12360	-	-6,9	MAMS 19236	Basis fAa	7428 Dillingen West	18112011
Do11/1a	NT3	435.93	Schneckenschalen Basis Auellehm	SSW Gundelfingen, Ksg. "Feitzer"	4377185	5377502	1,25	1,30	15200	-	-4,6	Beta-381761	Basis Auenmergel	7428 Dillingen West	18112011
Di12/85	NT3	441.8	Torbasis	SW Gundelfingen	4373642	5376697	3,14	3,15	11776	13478-13727	-33,3	MAMS 16521		7427 Sontheim	20102012
Di12/81	NT3	441,1	Basis Torf II	SW Gundelfingen	4374074	5376612	0,75	>2,2	8352	9299-9459	-24,0	MAMS 29365		7427 Sontheim	19102012
Di12/81	NT3	441,1	Basis Torf II	SW Gundelfingen	4374074	5376612	1,84	>2,2	9893	11230-11358	-23,8	MAMS 17428		7427 Sontheim	19102012
Di14/53	H1	436.9	Makroreste Flussande	S Gundelfingen "Raue Hecke"	4375681	5374465	3,90	1,88	9050	10191-10244	-28,5	Beta-379169	Org. Makroreste Flussande (~3,90 m)	7627 Günzburg	3042014
Di13/3-84	Brenzial	434.2	Basis Hochflutlehm	W Gundelfingen	4377324	5380744	0,84	0,98	11590	13303-13495	-25,8	Beta-381757		7428 Dillingen West	13042013
Di13/4-92	Brenzial	434.2	Makroreste Flussand	W Gundelfingen	4377630	5380918	0,92	0,68	10160	11697-12030	-27,5	Beta-381758		7428 Dillingen West	13042013
Di13/5-93	Brenzial	436.5	Grenze Anmoor/Oberkante Torf	W Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	10560	12421-12646	-28,8	Beta-381759	Grenze Anmoor/Torf	7427 Sontheim	13042013
Di13/5-140	Brenzial	436.54	Torbasis	W Gundelfingen	4376660	5381118	1,40	1,41	12370	14141-14707	-34,1	MAMS 19248		7427 Sontheim	13042013

Labor-Nr.: Hdt: MAMS und Beta = AMS C14-Labore
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (IntCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

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 späten Jüngerer Dryaszeit. Das belegt das ¹⁴C-Alter von 10.160 ± 40 ¹⁴C BP organischer Makroreste, die aus den unter Hochflutlehmen anstehenden Brenzsanden geborgen werden konnten (Abb. 18: Sondierung Di13/4). Da die Sondierung unmittelbar am Innenrand des Mäanderbogens liegt, weist das Alter daraufhin, dass der Mäanderbogen am Ausgang der Jüngerer Dryas zwar noch im Ausbau, aber doch schon weitgehend vollendet war.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.2 Schwemmfächer 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 Dellen- und Dellentälchen im Vorland sedimentiert wurden.

Sie wurden in der Karte nur bei klarer morphologischer Erhaltung 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, Lithologie und Fazies: Die Sedimentmächtigkeiten im Bereich der Schwemmfächer und -kegel schwanken stark zwischen wenigen Dezimetern und einigen Meter. Dabei ist die lithologische Zusammensetzung der Sedimente neben dem Gefälle sehr stark von den Substraten im Einzugsgebiet abhängig. Im Blattgebiet bauen vor allem schluffig-sandige, teilweise auch kiesführende Substrate die Schwemmfächer und Schwemmkegel am Ausgang der Dellentächen am Hochterassenrand auf. Sie sind überwiegend durch periglaziale Solifluktion und Ablation entstanden.

Alter: Die im Blattgebiet entlang des Sontheimer Hochterassenrand auf die angrenzenden Donauniederterrassen geschütteten kleinen Schwemmkegel sind hoch- und spätwürmzeitlichen Alters. Sie sind jünger als der unterlagernde Terrassenkörper.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.3 Abschwemmmassen

Pleistozän bis Holozän

Im Raum Obermedlingen erstreckt sich am Hangfuß zwischen Dillinger Hochterrasse und dem Anstieg der Schwäbischen Alb eine bis zu 100 m breite Leiste aus Abschwemmmassen. Sie leitet morphologisch über von der Hochterrassenebenheit zum steilen Albanstieg.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Sie schwankt kleinräumig stark und kann wahrscheinlich mehrere Meter erreichen. Dabei hängt das Material der Abschwemmmassen vom Einzugsgebiet ab. Der Hauptanteil ist meistens verschwemmter Löß, daneben treten verschwemmte Partikel von den am Albanstieg anstehenden Gesteinen des Juras und des Tertiärs auf. Überwiegend handelt es sich um periglaziale Solifluktions- und Ablationsablagerungen, untergeordnet auch um warmzeitliche Spülsedimente.

Alter: Die Umlagerungen sind am intensivsten in den Kaltzeiten, dauern aber durchaus bis heute an. Insgesamt sind die Abschwemmmassen jünger als die vorletzt-kaltzeitliche Bildung der Sontheim-Dillinger Hochterrasse. Sie waren zuletzt in der ausgehenden Würmkaltzeit sehr intensiv.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Talfüllung, polygenetisch

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Füllungen der Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse und auf der NT1 bei Riedhausen sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Die Sedimentmächtigkeiten im Bereich der polygenetischen Talfüllungen ist sehr unterschiedlich. Sie erreichen oft nur wenige Dezimeter, können aber auch wenige Meter betragen. Die Sedimentfüllungen in den Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse bestehen überwiegend aus kaltzeitlich verlagerten lehmigen Löß-Fließerden, teilweise mit Sandlagen. Die vor der Grundwasserabsenkung relativ hohe Lage des Grundwasserspiegels führte dazu, dass sich in tieferen Dellen schwarze Anmoore entwickelten. Die Dellentälchen auf der NT1 bei Riedhausen tragen wenige Dezimeter mächtige Anmoore meist auf Lehmen unbekannter Genese. Lokal können auch Torfe auftreten.

Überwiegend handelt es sich bei den polygenetischen Talfüllungen um Ablagerungen kaltzeitlicher periglazialer Solifluktions- und Ablationsdynamiken. Lokal können vor allem auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse junge Kolluvien als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation verbreitet sein.

Alter: Es ist davon auszugehen, dass viele Dellentälchen auf der Sontheim–Dillinger Hochterrasse bereits während der ersten kaltzeitlichen Überprägung nach Aufschotterung der Hochterrasse angelegt wurden und letztmalig in der späten Würm-Kaltzeit reaktiviert und neu gestaltet wurden. Die kleinen Dellentälchen auf der NT1 der Donau bei Riedhausen sind im Spätglazial nach der hochwürmzeitlichen Aufschotterung der NT1 entstanden.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3 Holozän

3.1.3.1 Ältere Postglazialterrasse H1

Präboreal und Boreal

Nur im Südosten hat das Kartenblatt geringe Anteile an den hochwassergefährdeten Donauauen. Sie entstanden seit Beginn des Holozäns durch zahlreiche Mäanderverlagerungen der Donau. Durch diese lateralen Flusslaufverlagerungen bildeten sich meist in ähnlicher Höhenlage unterschiedlich alte Mäanderterrassen („Reihenterrassen“ *sensu* SCHIRMER 1983). Deren Sedimentkörper besteht aus großbogig schräggeschichteten Flussbettsedimenten mit vertikaler Korngrößenabnahme („L-Schotter“ *sensu* SCHIRMER 1983). Hier im Donautal umfasst er eine blockreiche Basislage, darüber folgt sandiger Kies, der nach oben in kiesführende oder kiesarme Flusssande übergeht. Schon beim Mäanderausbau werden durch Hochwässer als primäre Auenfazies

auf den zuvor abgelagerten Kies- und Sandinseln Auensedimente abgelagert, hier im Donautal vorwiegend feinsandstreifige Aurinnensedimente und schluffige Auelehme. Nach Durchbruch eines Mäanderbogens entstehen häufig Altarme, die noch lange Zeit als Paläomäander morphologisch erhalten bleiben. In diesem Fall sind sie in der Karte als Übersignatur dargestellt.

Neben einem besonderen sedimentologischen Innenbau und dem Auftreten von Altarmen bzw. Paläomäandern besitzen nur Mäanderterrassen das Phänomen, dass ihre Oberflächen von annähernd gleichsinnig verlaufenden Scharen primärer Aurinnen durchzogen sind, die im Zuge seitlicher Flussbettverlagerungen entstanden. Vor allem unter Wald sind sie häufig gut erhalten und in aktuellen LiDAR-Datensätzen des BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR VERMESSUNG UND GEOINFORMATION oft sehr gut erkennbar. Diese primären Aurinenscharen ermöglichen neben meist relativ geringen Unterschieden der Oberflächenniveaus eine morphologische Kartierung dieser Terrassen (hierzu siehe auch SCHIRMER 1983; SCHELLMANN 2010: 17f.).

Im Donautal unterhalb von Regensburg und auch in diesem Talabschnitt der Donau entstanden im Holozän mindestens sieben unterschiedlich alte Mäanderterrassen, die zum Teil noch weiter untergliedert werden können (siehe auch SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Im bayerischen Donautal unterhalb von Regensburg bezeichnete SCHELLMANN (1988) sie von alt nach jung als H1- bis H7-Terrassen. H steht dabei für Holozänterrasse. Die im Blattgebiet erhaltene Ältere Postglazialterrasse (qha-Terrasse) entspricht dabei altersmäßig eindeutig (s.u.) der H1-Terrasse der Donau unterhalb von Regensburg.

Da in diesem Talabschnitt die Donau im Laufe des Holozäns sukzessive ihren Lauf nach Süden bis zur heutigen Lage verlagert hat, sind am Nordrand der 2,5 bis 3 km breiten Donauaue die ältesten holozänen Donauablagerungen und weiter nach Süden zunehmend jüngere Mäanderterrassen erhalten. Das Blattgebiet reicht an seinem südöstlichen Rand gerade noch Anteile an der über die südöstliche Blattrandgrenze hinaus großflächig erhaltenen H1 der Donau. Von der nördlich angrenzenden NT3 der Donau hebt sie sich durch das von primären Aurinenscharen geprägte Oberflächenrelief und durch den von großen Paläomäandern geformten Außenrand morphologisch deutlich ab.

Mächtigkeit und Lagerung: Der Terrassenkörper der H1 ist weder durch Oberflächenaufschlüsse, noch durch bis auf die Quartärbasis reichende Bohrungen aufgeschlossen. Nach HOMILIUS et al. (1983) sowie den zahlreichen vom Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) vorliegenden Bohrungen liegt die Quartärbasis im Bereich der holozänen Donauaue in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der Niederterrassen (Abb. 4, Beilage 1: Profil 7427/2). Dabei weisen präboreale Baumstämme, die nahe der Quartärbasis beim

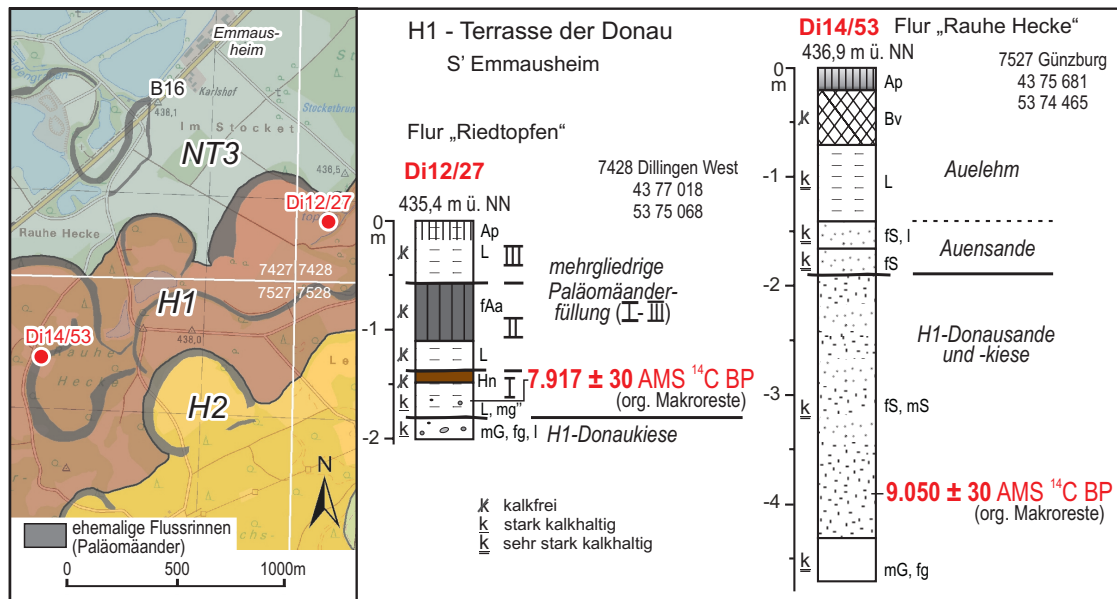


Abb. 19: ^{14}C -Datierungen organischer Makroreste von der Basis des Auelehms in der Flur „Riedtopfen“ (Di12/27, 7428 Dillingen West) und aus H1-Flussanden einer Paläomäanderfüllung in der Flur „Rauhe Hecke“ (Di14/53, 7527 Günzburg, Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die beiden ^{14}C -Alter sind in Tab. 4 aufgelistet. 110%

Kiesabbau in der subborealen H3-Terrasse der Donau südwestlich von Lauingen ausgebaggert wurden (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) daraufhin, dass bereits zur Zeit der H1-Terrasse die Flussbettsohle der Donau bis auf die Quartärbasis hinabreichte.

Die H1-Donaukiese sind nach eigenen Sondierungen im Blattgebiet und den angrenzenden Kartenblättern 7427 Dillingen West und 7527 Günzburg meist von 0,7 bis 2 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. In Paläomäandern können diese auch Mächtigkeiten von über 3 m erreichen. Insofern ist je nach Lage im Bereich oder außerhalb tieferer Aurinnen von lokal stark schwankenden Kiesmächtigkeiten in der Größenordnung von 2 bis 5 m auszugehen.

Lithologie und Fazies: Es existieren keine Aufschlüsse, die Einblicke in den lithologischen und sedimentologischen Aufbau der H1 gewähren. Das morphologische Erscheinungsbild belegt zweifelsfrei, dass es sich um einen großbogig schrägschichteten Kieskörper (L-Schotter *sensu* SCHIRMER 1983) handelt mit vertikaler Kornverkleinerung von blockreichen Grobkiesen an der Basis bis hin zu sandreichen Kiesen oder kiesarmen Sanden am Top des Kieskörpers. Dafür spricht auch, dass in einzelnen Sondierungen unter der lehmigen, an der Basis häufig feinsandstreifigen Auenfazies mittel- bis feinsandige Flusssande vor Erreichen des sandigen H1-Kieskörpers angetroffen wurden.

Alter: In zwei Sondierungen, eine in einem Paläomäandern auf der H1-Terrasse nicht weit vom südöstlichen Blattrand in der Flur „Rauhe Hecke“ auf dem Nachbarblatt 7527 Günzburg und eine weitere in der Flur „Riedtopfen“ auf dem Nachbarblatt

7428 Dillingen West, konnten organische Makroreste geborgen und datiert werden (Abb. 19). Das AMS ^{14}C -Alter von 9.050 ± 30 ^{14}C BP 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. 19: Di12/27) geborgenen organischen Makroreste ergaben ein Alter von 7.919 ± 30 ^{14}C BP. Es weist daraufhin, dass in diesem Areal die Ausbildung der H1-Terrasse vor Beginn des Atlantikums abgeschlossen war. Damit entspricht sie altersmäßig der H1-Terrasse der Donau talabwärts auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) und auch der H1 unterhalb von Regensburg, die dort im Zeitraum frühes Präboreal bis spätes Boreal gebildet wurde (SCHELLMANN 2010: 32).

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.2 Niedermoortorf mit Alm-Einlagerungen im Gundelfinger Moos

Spätglazial/Holozän

Ausgedehnte Niedermoore, die heute von Entwässerungsgräben durchzogen sind, erstrecken sich im Blattgebiet großflächig auf der spätwürmzeitlichen NT3 der Donau. Einzelne lokale Vermoorungen findet man auch noch auf der NT1 südlich von Riedhausen und im Talboden der Brenz. Beide lokal eng begrenzte Vorkommen werden in den entsprechenden Unterkapiteln behandelt.

Die im Kartenblatt auf den Niederterrassenflächen der Donau verbreiteten Niedermoorgebiete werden auch als „Schwäbisches oder Württembergisches Donauried“ (FLINSPACH et al. 1997) als „Schwäbisches und Bayerisches Donauried“ (HARTEL et al. 1952) oder wie von SCHUCH (1995) vorgeschlagen als „Schwäbisches Donaumoos“ bezeichnet. Dazu zählt das im bayerischen Teil des Kartenblattes gelegene „Gundelfinger Moos“, dessen Kerngebiet 1983 unter Naturschutz gestellt wurde (MÄCK 2003).

Im bayerischen Teil des Kartenblattes sind die großflächigen Vermoorungen an die Verbreitung der jüngsten würmzeitlichen Spätglazialterrasse, der NT3, gebunden. Dabei handelt es sich um eine Quell- und Randsenkenvermooring, die durch Niederschläge, Grundwasserübertritte aus dem gespannten liegenden Karstgrundwasser und aus den nördlich angrenzenden Hochterrassenkiesen (u.a. MÄCK 2003: 63; SCHUCH 1995: 15) und vor allem im Spätglazial und Altholozän durch periodische Überflutungen durch Donauhochwässer entstanden sind.

Die Niedermoorgrenze im bayerischen Teil des Kartenblattes folgt weitgehend der Grenzziehung von GÖTTLICH (1979) und der BAYERISCHEN LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993). Vor allem im Süd- und Nordosten sind inzwischen

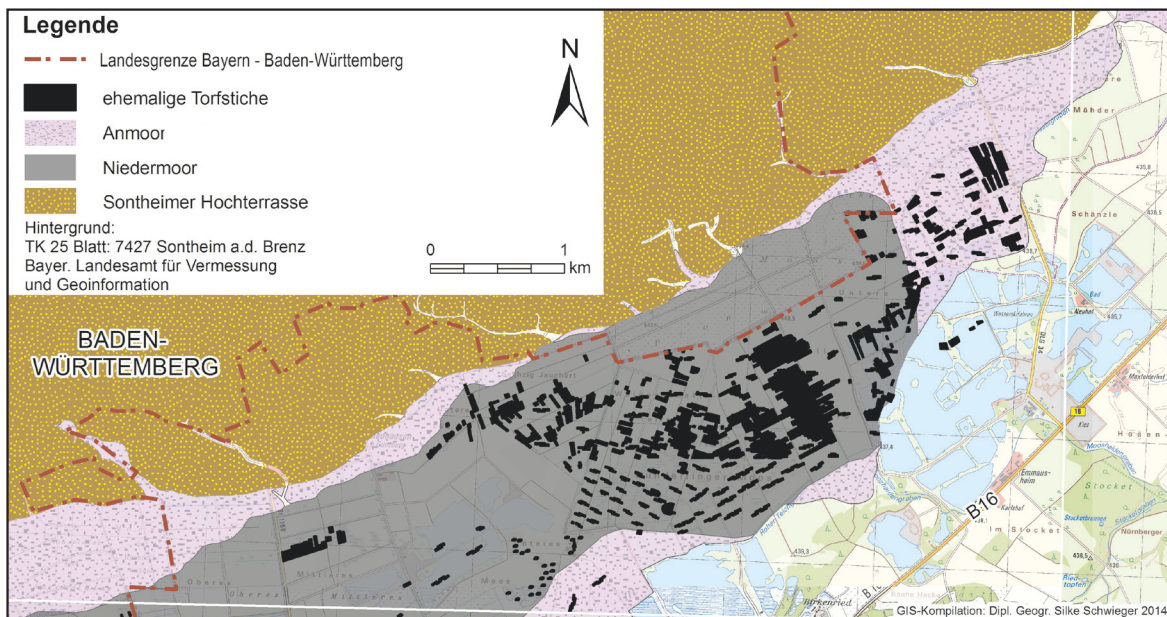


Abb. 20: Heutige Ausdehnung des Gundelfinger Mooses und Lage ehemaliger Torfstiche nach historischen Plänen und Karten (Quellenverzeichnis in Beilage 6; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

größere Areale des ehemaligen Niedermoorgebietes nach eigenen Sondierungen überwiegend in einige Dezimeter mächtige Anmoore umgewandelt. In der Vergangenheit war das Niedermoorgebiet wesentlich größer. Das zeigt die aus historischen Karten rekonstruierte Verbreitung ehemaliger Torfstiche (Abb. 20). Der intensive Torfabbau führte zu einer Reduzierung der Niedermoorflächen und vor allem der Torfmächtigkeiten. Morphologisch sind diese Areale heute nur noch selten zu erkennen. Insgesamt waren mindestens 9,6% der aktuellen Niedermoorfläche im Blattgebiet und mindestens 2,5% der heutigen Anmoorflächen schon einmal Abbaugbiet von Torfen.

Dabei begann der Abbau von Torf zur Brenntorfgewinnung mit Anlage erster Entwässerungsgräben in den westlich und südwestlich des Blattgebietes gelegenen Niedermoorgebieten des Langenauer und Leipheimer Donaumoos um 1617 AD (LIEBEL 1911: 19). Auf bayerischer Seite setzte die Moorkultivierung erst Ende des 18. Jh. mit Brenntorf-Gewinnung und Nutzung der Randbereiche als Viehweide ein (SCHUCH 1995: 16; FLINTSPACH et al. 1997). Die Torfstecherei endete erst Mitte des 20. Jh. (SCHUCH 1995: 16).

Bereits im 19. Jh. dürfte im Gundelfinger Moos eine erste Grundwasserabsenkung erfolgt sein. Auslösfaktoren waren vor allem die zwischen 1806 bis 1871 erfolgte Donaukorrektur (KERN-KERNRIED 1874) und die damit einhergehende Sohlerosion und Eintiefung der Donau. Hinzu kam die Anlage von Entwässerungsgräben, auf württembergischem Gebiet spätestens seit 1822 (MÄCK 2003: 63; GÖTTLICH 1952: 197). Verstärkt wurden die Grundwasserabsenkungen mit dem Bau von in Fassungen zusammengeschlossenen Brunnengalerien in der ersten Hälfte des 20. Jh. auf württembergischem Gebiet. Auf der Sontheimer Hochterrasse waren es die Fassung 1

nördlich von Riedhausen im Juli 1917 und die Fassung 6 südwestlich von Sontheim im Sept. 1936. Auf der NT3 westlich von Riedhausen wurden im Juni 1918 die Fassung 2 und im Dezember 1927 die noch weiter westlich gelegene Fassung 3 in Betrieb genommen (HARTEL et al. 1952). Bereits in den 1930er und 1950er Jahren kommt es im bayerischen Blattgebiet südlich und östlich von Riedhausen zu markanten Trockenschäden in Form von zunächst Trockenfallen der Quellen am Hochterrassenrand und später zur Bildung von bis zu 2 m tiefen und 0,5 m breiten Trockenrissen (HARTEL et al. 1952). Zunehmender Ausbau der Trinkwasserförderung aus den Brunnengalerien, die Anlage von Entwässerungsgräben auf bayerischer Seite ab dem Jahr 1921 (MÄCK 2003), die Generalsanierung der Entwässerungsgräben Mitte der 1960er Jahre und der Beginn des Kiesabbaus in der 1960er Jahren führten zur weiteren Grundwasserabsenkung (MÄCK 2003: 64; SCHUCH 1995; HARTEL et al. 1952). Die Austrocknung bewirkte einen kräftigen Torfschwund sowohl durch Entwässerung als auch durch Mineralisierung und Umwandlung in Anmoore vor allem bei ackerbaulicher Nutzung. Die heutige Nutzung des Naturschutzgebiets „Gundelfinger Moos“ durch verschiedene Seggenriede, Streuwiesen, artenreiche Futterwiesen, Ackerflächen beschreibt Mäck (2003).

Mächtigkeit: Die mäßig bis stark zersetzten Niedermoortorfe auf der NT3 der Donau liegen selten direkt auf Flusskiesen und Flusssanden (Abb. 7), sondern meistens auf wenige Dezimeter mächtigen tonig-schluffigen Hochflutsedimenten (siehe auch SCHLOZ 1979; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993; SCHUCH 1980; HARTEL et al. 1952). Sie wurden nach Ablagerung des Niederterrassenkieskörpers überwiegend noch im Spätglazial, teilweise auch erst im Altholozän (s.o.) von Hochwässern der Donau sedimentiert.

Die größten Torfmächtigen im bayerischen Moosgebiet auf der NT3 im Blattgebiet betragen früher bis zu 4,9 m (HARTEL et al. 1952) und liegen heute bei maximal 3,5 bis 4,5 m (Beilage 5; BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU 1993; GÖTLICH 1979: 20). In eigenen Sondierungen wurden Torfmächtigkeiten von maximal 2,8 m angetroffen. Dabei schwanken die Torfmächtigkeiten kleinräumig zum Teil beträchtlich (Beilage 5). Bereiche größerer Mächtigkeiten von über 2 m befinden sich auf bayerischem Gebiet vor allem östlich von Riedhausen in einer etwa 0,5 bis 1 km breiten Zone am Außenrand der NT3 zur angrenzenden Sontheimer Hochterrasse. Ein weiteres Gebiet relativ hoher Torfmächtigkeiten reicht vom südwestlichen Rand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ in die vermoorte Randsenke der NT3 hinein.

Lithologie und Fazies: Bei den mehr oder weniger stark zersetzten Niedermoortorfen handelt es sich nach HARTEL et al. (1952) sowie BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993) um mäßig bis stark zersetzte Phrag-

mites- und Carexradizellentorfe (Schilf- und Seggentorfe) mit zum Teil mehreren Almlagen. In den tiefsten Mulden wird der Niedermoortorf nach SCHUCH (1980) von Hypnumtorf (Braunmoostorf) unterlagert. Dort, wo verstärkt kalk- und eisenreiches Grundwasser vom Terrassenrand oder örtlich aus Quellaufbrüchen austritt, sind die Niedermoortorfe von häufig wenigen Dezimetern, selten mehr als 1 m mächtigen Alm- und Ockerschichten durchsetzt. Die Almlager sind im bayerischen Blattgebiet nicht flächenhaft verbreitet, sondern bilden kleinräumige Inseln an der Oberfläche oder isolierte Linsen im Torfkörper (siehe auch HARTEL et al. 1952). Am Südwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ befinden sich mehrere, etwa 1 m hohe Quellschichten, heute ein geschütztes Naturdenkmal (MÄCK 2003: 61).

Alter: Entgegen bisheriger Auffassungen (u.a. GÖTLICH 1952; ders. 1979; HARTEL et al. 1952: 10; SCHUCH 1995) begann der Aufwuchs der Niedermoortorfe nicht erst im Präboreal, sondern schon im wärm-spätglazialen Bølling/Allerød-Interstadial. So ergab die Datierung der Torfbasis am Nordwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ ein Alter von 11.776 ± 39 ^{14}C BP (Abb. 17). Nur 440 m weiter südöstlich setzte auf feinklastischen Hochflutsedimenten unbekanntes Alter die Niedermoorbildung erst im Präboreal um 9.893 ± 31 ^{14}C BP ein (Abb. 17). Noch im Präboreal/Boreal kam es am Standort Di12/81 (Abb. 17) zu einer zeitweiligen Unterbrechung des Torfaufwuchses und zur Bildung eines schwarzen Anmoores. Aber bereits im späten Boreal, um 8352 ± 27 ^{14}C BP, setzte dort ein erneutes Torfwachstum ein.

GÖTLICH (1952; ders. 1979) sieht im baden-württembergischen und bayerischen Blattgebiet den Beginn der Moorbildung im frühen Präboreal, wobei das Moorbildungswachstum von drei zeitweiligen Wachstumsunterbrechungen durch trockenheitsbedingter Almbildung bis zum ausgehenden Atlantikum anhielt. Anschließend soll die Moorvegetation zwar erhalten, die Torfbildung im Wesentlichen aber eingestellt sein. So findet er unter anderem in einem Torfprofil am Landesgraben südlich von Riedhausen bereits in 48 cm Tiefe unter Oberfläche Torfe, die pollenanalytisch bereits im späten Atlantikum entstanden sind (GÖTLICH 1952: 187).

Die pollenanalytischen Untersuchungen von HARTEL et al. (1952: 12) weisen dagegen erst am Ende des Subboreals auf ein weitgehendes Nachlassen des Niedermoorwachstums. Auch sie gehen davon aus, dass die ökologischen Bedingungen anschließend nur noch eine Erhaltung des Moores ermöglicht haben.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Anmoor mit Almeinlagerungen

Holozän

Anmoore sind nach GÖTLICH (1979: 4) organomineralische Böden bestehend aus einem mindestens 20 cm mächtigen Anmoorhumus, die einen Anteil von Torf

oder Muddehumus haben können. Dabei 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 häufig fließend.

Als Anmoore mit Almeinlagerungen wurden im Brenztal und in der Umrahmung des Gundelfinger Moos im Donautal auch solche Areale ausgewiesen, in denen örtlich noch mit kleineren Torfvorkommen zu rechnen ist.

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

Lithologie: Anmoore bestehen in der Regel aus einem Gemisch von Mineralboden und 15 bis 30 Masse-% organischer Substanz (AG BODEN 2005). Im Gundelfinger Moos und Brenztal sind sie häufig das Abbauprodukt von Torfen. Sie besitzen oft Linsen und geringmächtige Lagen aus Alm.

Alter: Es handelt sich um würmspätglaziale und vor allem holozäne Bildungen. Fossile Anmoorbildungen des Spätglazials und Altholozäns sind aktuell auf der NT3 in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe am südöstlichen Blattrand auf Blatt Nr. 7428 Dillingen West aufgeschlossen (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.4 Alm (Wiesenkalk)

Holozän

Im Blattgebiet existiert neben lokalen, meist geringmächtigen Almeinlagerungen in den Anmoor- und Niedermoorgebieten des Donau- und Brenztales ein großes Areal mit an der Oberfläche oder unter geringmächtigen Hochflutlehmern begrabenen Almvorkommen, das sich auf der NT3 der Donau vom östlichen Blattrand bis nach Gundelfingen (7428 Dillingen West) erstreckt.

Alm (abgeleitet von *terra alba*) bezeichnet in Bayern gelblich-weiße, feinkörnige, sandige bis mehlig Kalkausfällungen aus fast reinem Kalziumkarbonat (95-98% CaCO₃), 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 südöstlichen Blattrandgrenze in der Kiesgrube Fetzer nach Ausbildung eines entkalkten Pechanmoores zunächst ein

torfiger Anmoorhorizont bevor Almausfällung einsetzte (Abb. 13). Zur Genese der Almbildungen in Südbayern sei auf JERZ (1983) und die dort zitierten Arbeiten verwiesen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der zum Teil flächenhaft auf der NT3 verbreiteten Almschichten schwanken kleinräumig stark. Meistens liegen sie zwischen 10 bis 50 cm. Im südlich der Brenz gelegenen Stadtgebiet von Gundelfingen soll der Alm nach Berichten von Einwohner teilweise über 1 m betragen bzw. betragen haben.

Lithologie: Die Beschaffenheit der oft Molluskenschalen führenden Almschichten reicht im Blattgebiet vom weichen, lockeren und körnigen Alm im engeren Sinne bis zu hartem Röhrentuff. Letzterer bildet zum Beispiel am Südwestrand des Naturschutzgebietes „Gundelfinger Moos“ mehrere, etwa 1 m hohe Kalkbuckel, die ursprünglich vom Torf überdeckt und durch Abtorfen und Sackungen freigelegt wurden (GÖTTLICH 1979: 19). Weicher, lockerer und körniger Alm steht dagegen überwiegend in dem großen Almgebiet am Ostrand des Kartenblattes bis nach Gundelfingen an.

Alter: ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten Schneckenschalen und das Alter unterlagernder Pechanmoorhorizonte in der Kiesgrube „Fetzer“ nahe der östlichen Blattrandgrenze auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West belegen, dass der vom östlichen Blattrand bis nach Gundelfingen an der Oberfläche der NT3 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. Unmittelbar östlich des Blattgebietes tritt auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) Alm in geringer Mächtigkeit lokal noch auf der präborealen bis borealen H1-Terrasse auf, während er auf der im Atlantikum gebildeten H2-Terrasse fehlt. Insofern endete die Almbildung in der Donauniederung zwischen Riedhausen und Gundelfingen wahrscheinlich weitgehend zu Beginn des Subboreals.

Aufschlüsse: keine. In der Kiesgrube „Fetzer“ auf dem Nachbarblatt 7428 Dillingen West ist die von dort bis Gundelfingen reichende Almbedeckung der NT3 großflächig aufgeschlossen (s.o.).

3.1.3.5 Künstliche Ablagerungen und 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 auch kleinräumige, aber bis zur Quartärbasis reichende Auffüllungen als solche u.a. mit Hilfe alter Karten erfasst. Anthropogene Umgestaltungen, 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 stellt eine durch Ackerbau stark abgeflachte alte Schanzanlage dar. Dieser etwa 1 m höhere wallartige Rücken auf der NT3 der Donau erstreckt sich am östlichen Blattrand nach Nordosten über das Nachbarblatt 7428 Dillingen West bis zum Hochterrassengang. Ein weiterer Wall, vermutlich die Fortsetzung des Ersteren, quert nach Nordosten die Brenztalniederung bei Bächingen (s.o.). 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“.

3.1.3.6 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.

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

Lithologie und Fazies: Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden meistens in sehr tonreiche Auelehme übergehen. Die morphologische Form inklusive die überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen repräsentieren das ehemalige Flussbett, das 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 Mäanderterrasse liefert (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

Aufschlüsse: keine.

4. Quartärbasis

Die Quartärbasiskarte (Beilage 4) 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.

Eine meist wenige Meter höhere Lage der sandig-kiesigen Quartärbasis besitzt die Sontheimer und jenseits des Brenztales die Dillinger Hochterrasse. Bei Riedhausen liegt die Kiesbasis in einer Tiefe von etwa 441 bis 444 m ü. NN, südwestlich von Bächingen in einer Tiefe von ca. 437 bis 439 m ü. NN und südlich von Obermedlingen in einer Tiefe von ca. 433 bis 434 m ü. NN. Wie unter anderem SCHLOZ (1979) und HOMILIUS et al. (1983: Profile 1 bis 3) feststellten, besitzt die Quartärbasis im Bereich der Sontheimer Hochterrasse ein ausgeprägtes welliges Relief mit mehreren Metern tiefen Rinnen. Eine solche Rinne erstreckt sich auf baden-württembergischem Gebiet im Bereich der talrandnahen Hochterrassenareale bei Niederstotzingen und verläuft von dort Richtung Sontheim und Bächingen. Westlich von Sontheim und Bächingen spaltet sich die Rinne auf. Ein breiter Arm scheint südwestlich vom Seehof Richtung bayerischer Landesgrenze zu ziehen. Der markanteste Seitenarm der Rinne zieht aber über Sontheim ins Brenztal. Er ist damit eine ehemalige Abflussrinne der Brenz. Dort, wo diese HT-Tiefenrinne das Brenztal erreicht, liegen die Quartärbasen von HT-Tiefenrinne und Brenztal etwa in gleicher Tiefe bei ca. 432 bis 437 m ü. NN. Erst weiter talabwärts unterhalb von Bächingen liegt die Quartärbasis des Brenztales dann mehrere Meter tiefer im Quartärbasisniveau der jungquartären Donauniederung.

Genese und Alter dieser Rinnen sind unbekannt. Sie und ihre sandige Kiesfüllung sind mit hoher Wahrscheinlichkeit älter als die breite rißkaltzeitliche Aufschotte-

rung der hangenden Donauablagerungen und könnten zeitlich dem aus dem Raum Höchstädt unter den kaltzeitlichen Hochterrassenkiesen erhaltenen warmzeitlichen, wahrscheinlich vorletztinglazialem Liegendschotter (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) entsprechen.

5. Geologische Aufschlüsse

Nachfolgend werden die wichtigsten Aufschlüsse (A 1 usw.) im Blattgebiet aufgeführt.

A1: Kiesgrube SW Emmausheim, Firma Wager, Abbau weitgehend eingestellt, großteils abgebösch.

Lage: R 43 75 700, H 53 75 537; Ansatzhöhe: 437,5 m ü. NN.

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012):

- Quartär, Würm-Spätglazial oder Altholozän*
Pechanmoor auf Hochflutlehm
- 0,20 m Lehm, tonig, schwarz, kalkhaltig
- 0,40 bis 0,80 m Lehm, tonig, grau, stark kalkhaltig
- Quartär, Spätwürm*
Donaukiese der NT3
- >1,40 m Mittel- und Grobkies, sandig, grau, stark kalkhaltig
(= Aufschlusshöhe)

6. Bohrungen

Nachfolgend sind exemplarisch drei wichtige Bohrungen im Blattgebiet aufgeführt. In eckigen Klammern steht die Identifikationsnummer aus dem Bayerischen Bodensinformationssystem (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 nicht erwähnt.

B1 [7527_ST1168_S44]:

Lage: R 43 71 019, H 43 71 019; Ansatzhöhe: 446,00 m ü. NN.

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

- Quartär*
Niedermoortorf, Holozän
- 2,90 m Torf, schwarz
- Hochflutablagerungen, Würm-Spätglazial oder Altholozän*
- 3,40 m Schluff, schwach feinsandig, grau
- Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3)*
- 3,10 m Kies, sandig, grau
(= Endteufe)

B2 [BIS 7427BG015001]:

Lage: R 43 76 366, H 53 75 851; Ansatzhöhe: 446,00 m ü. NN.

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

Deutung Tertiär: Scan DB LfU):

- Quartär*
- 0,40 m Mutterboden, k. A.
Donaukiese der Niederterrasse 3 (NT3)

- 6,00 m Kies, grobsandig, grau
Tertiär
Obere Brackwassermolasse (OBM)
Kirchberger Schichten
- 15,00 m Ton, graublau
- 15,50 m Braunkohle
- 32,00 m Ton, Feinsand, grau
Grimmelfinger Schichten
- 53,00 m Wechsellagerung: Sand, Feinkies und Ton, Feinsand, grau und Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, grau und Feinsand, tonig, grau und Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, grau
Malm (Jura) oder Untere Süßwassermolasse
- 56,00 m Kalkstein, Ton, gelb
(= Endteufe)

B3 [7427_FR_143]:

Lage: R 43 74 688, H 53 79 827; Ansatzhöhe: 444,84 m ü. NN.

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

- Quartär*
Würmlöß
- 2,50 m Schluff, tonig, feinsandig
Donaukiese der Sontheimer Hochterrasse, Riß
- 7,50 m Mittel- bis Grobkies, sandig bis stark sandig
Tertiär, Molasse
- 8,60 m Schluff, tonig, grau
(= Endteufe)

Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl.; 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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.
- BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1993): Sanierung des Donaurieds. Moorkundliche Untersuchungen. – unveröffentlicht (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1954): Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geol. L.-Amt).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1955): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300 000. – München (Bayerisches Geol. L.-Amt).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000., 4. Aufl.: 329 S., München (Bayerisches Geol. L.-Amt).
- BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN e.V. (Hrsg.) (1993): Günzburger Donauried. Landschaftökologische Rahmenuntersuchung. - Schriftenreihe der Bayerischen Sand- und Kiesindustrie, **H. 6**: 73 S.; München.

- BAYERISCHER INDUSTRIEVERBAND STEINE UND ERDEN e.V. (Hrsg.) (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, Heft 11: 102 S.; München.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A.; BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Mindel–Lech–Gebietes. – *Geologica Bavarica*, **106**: 109–228; München.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – *Geologica Bavarica*, **99**: 135–164; München.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (1997): Das Altriß (Zungenriß, Altriß) und die Verhältnisse nördlich des Donaurieds (Zgl. Gundelfingen). – In: BIBUS, E. & KLÖSEL, 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.
- 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.
- 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.
- 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-Ablagerungen 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.
- 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. & GROTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. – *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, **60**: 329–365.
- EMMERT, M., HAAKH, F., LANG, U. & SCHLOZ, W. (2000): Das numerische Grundwassermodell für das Donauried. – *LW-Schriftenreihe*, **19**: 15–23.
- FLINSPACH, D., HAAKH, F., LOCHER, A., MÄCK, U., RÖHRLE, B., SCHRECK, R., SCHLOZ, W., STEINER, H. & WEINZIERL, W. (1997): Das württembergische Donauried. Seine Bedeutung für Wasserversorgung, Landwirtschaft und Naturschutz. – 178 S., Stuttgart (Zweckverband Landesversorgung).
- GALL, H. (1969): Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. – 156 S., München.
- GALL, H. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7328 Wittislingen mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Geol. Landesamt).
- GEYER, M. (1997): Beiheft zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Blatt 7426 Sontheim an der Brenz. – 34 S., Freiburg.
- 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. (1952): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 179 Ulm. – In: Amt für Landeskunde (Hrsg.): *Geogr. Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands*, Stuttgart.
- GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **106**: 253–271; Gotha.
- GÜMBEL, von W. (1894): *Geologie von Bayern. Geologische Beschreibung von Bayern*. – 1063 S.; Cassel.
- HARTEL, F., LUTZ & SCHMEIDL, H. (1952): Gutachten über die Trockenschäden im bayerischen Teil des Donaurieds. – München (Bayerische Landesanstalt für Moorwirtschaft, unveröffentlicht) (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).
- 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.
- HÖFLING, R. & JUNG, D. (2011): Von Trümmern geschaffen: Landschaft und Geologie des südwestlichen Vorrieses. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 93**: 419–428; Stuttgart.
- 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.
- JERZ, H. (1983): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. – *Geologisches Jahrbuch*, **A71**: 291–300; Hannover.
- JERZ, H. (1986): Alm und Kalktuff. – In: *Erl. standortkundliche Bodenkarten von Bayern 1:50 000 München – Augsburg und Umgebung*: 45–46; München (Bayerisches Geol. L.-Amt).

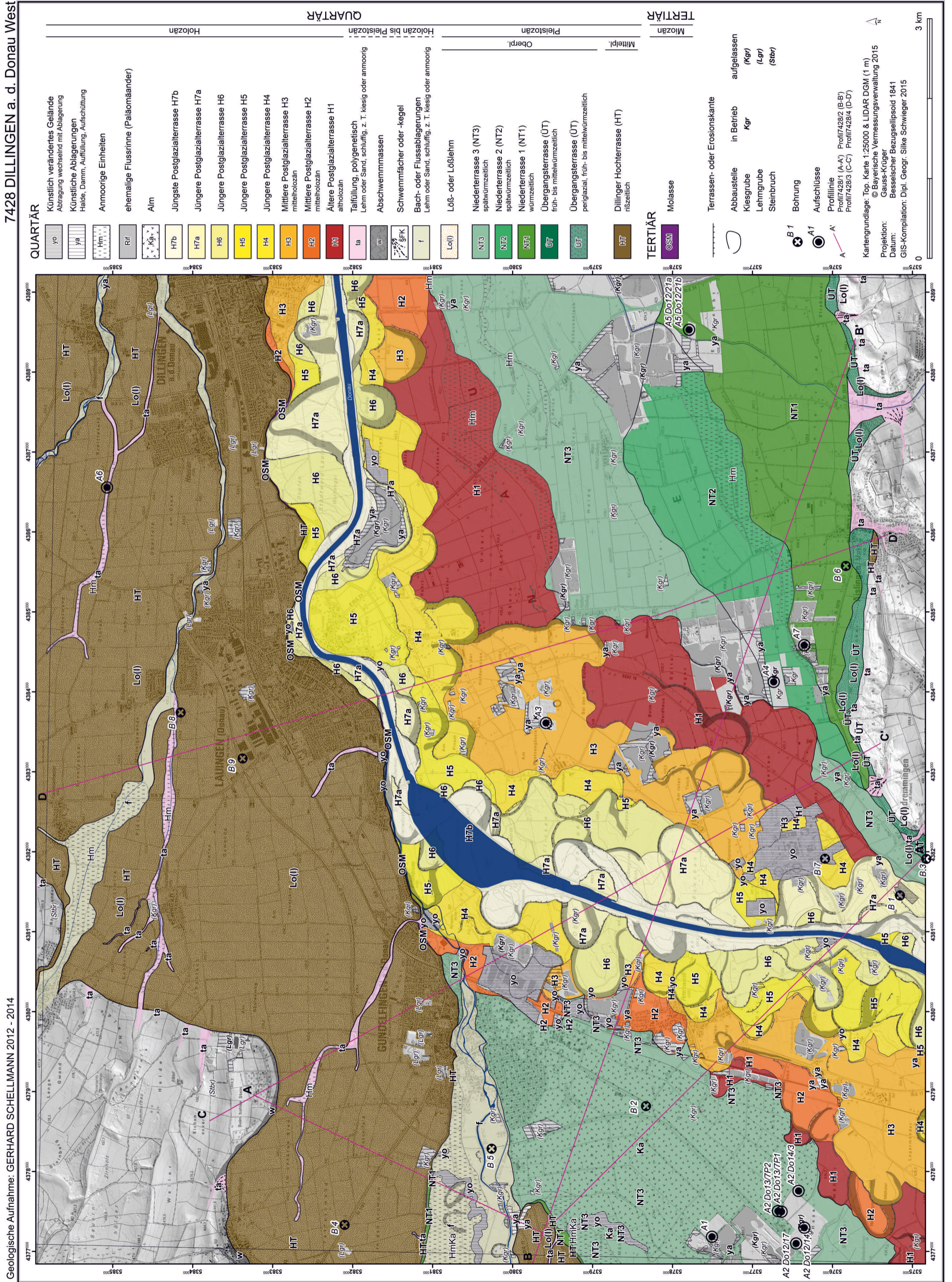
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1: 100 000. – München (Bayerisches Geol.-L.-Amt).
- JUNG, D. & HAGMEIER, M. (2013): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7329 Höchstädt a.d. Donau. – 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): Korrektion 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.
- 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.
- 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).
- LFU, Bayerisches Landesamt für Umwelt (2005): Moorentwicklungskonzept (MEK) in Bayern. Moortypen in Bayern. – Schriftenreihe, **H. 180**; Augsburg.
- LIEBEL, F. (1911): Die Württembergische Torfwirtschaft. Eine wirtschaftsgeschichtliche Studie unter besonderer Berücksichtigung Oberschwabens nach den Ergebnissen einer Privaterhebung. – Stuttgart, Berlin (J.G. Gotta'sche Buchhandlung Nachfolger).
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmeiszeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberg Geographische Arbeiten, **45**: 157 S.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M. & LEGER, M. (1974): Probleme der Pleistozänstratigraphie in der Nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberg Geographische Arbeiten, **40**: 59–76; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANNS, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 68–82; Öhringen.
- MÄCK, U. (2003): Naturschutzgebiet „Gundelfinger Moos“. – Bayerisches Landesamt für Umwelt (BayLfU), **169**: 61–83; München.
- 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.

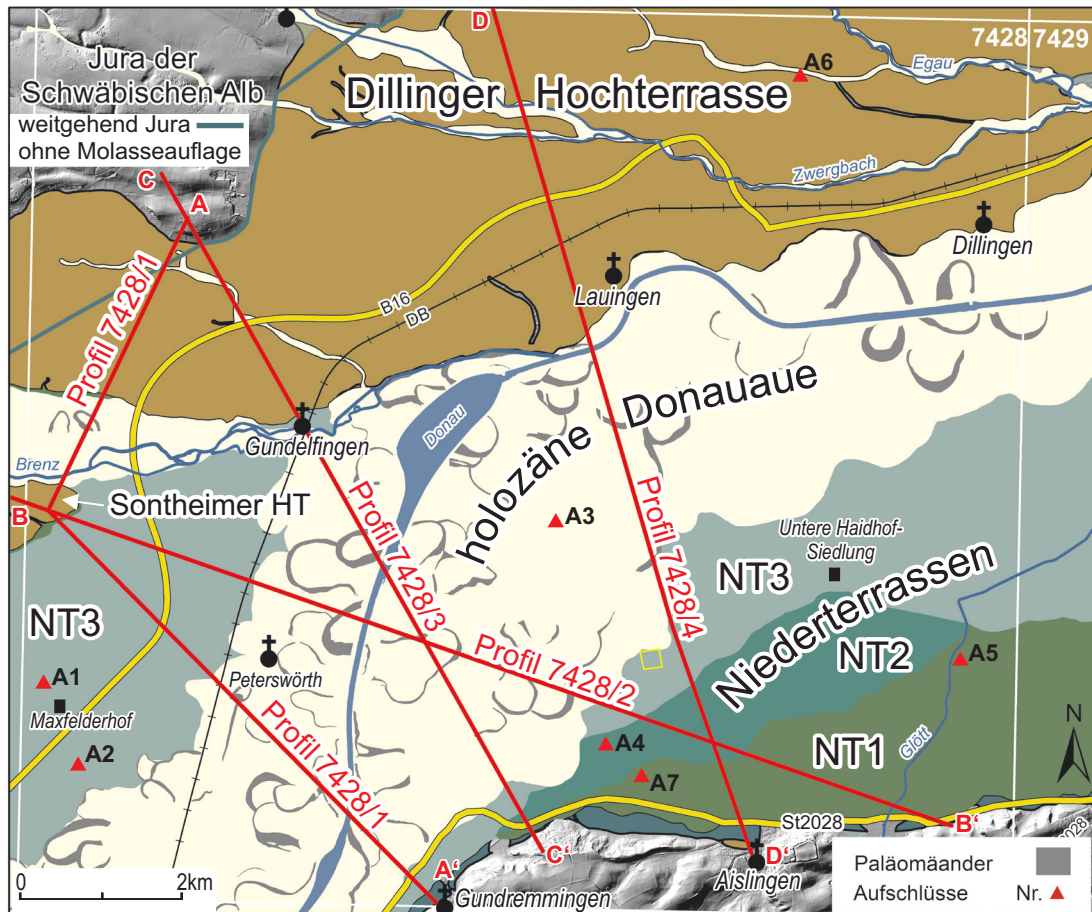
- Moos, A. (1925): Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. – Sonderabdruck aus den Geognostischen Jahreshften 1924, 37. Jg.; München (Verl. von Piloty & Loehle).
- PENCK, A. (1884): Ueber Periodicität der Thalbildung. – Verh. Ges. f. Erdkunde, **XI**: 39–59; Berlin.
- REICHENBACHER, B., KRIJGSMAN, W., LATASTER, Y., PIPPÈRR, 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.
- REIF, 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.
- 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., Diss. Univ. Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – Düsseldorfer Geogr. Schr., **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 7428 Dillingen West mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – Bamberger Geographische Schr., **SF 13**: 69–187; Bamberg (University Press).
- SHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – 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., 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.
- 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. (1979): Geologische Gegebenheiten und Moorbildung. – In: GÖTTLICH, K.H. (1979): Moorkarte von Baden-Württemberg 1:50 000. Erläuterungen zum Blatt Günzburg L 7526: 6–11; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).
- 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.
- SCHNECK, A. (2006): Optimierung der Grundwasserbewirtschaftung unter Berücksichtigung der Belange der Wasserversorgung, der Landwirtschaft und des Naturschutzes. – 176 S., Diss. Universität Stuttgart (Inst. für Wasserbau).
- SCHUCH, M. (1980): Moortechnische Aufnahmen im geplanten Naturschutzgebiet „Gundelfinger Moos“, Lkr. Dillingen. – Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur u. Pflanzenbau, München (unveröffentlicht) (Archiv der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft, Freising).
- SCHUCH, M. (1995): Moorentstehung, -kultivierung und derzeitige Nutzung. – In: MÄCK, U. & EHRHARDT, H. (Hrsg.): Das Schwäbische Donaumoos und die Auwälder zwischen Weißlingen und Gundelfingen: 15–21. – Augsburg (Brigitte Settele Verl.).
- STASCH, D. (1996): Umweltverträglichkeit der Bodennutzung im Langenauer Ried. – Hohenheimer Bodenkundliche Hefte, 30: 210 S. mit Anhang, Stuttgart (Universität Hohenheim).
- STRAHL, M. (1997): Gliederung und zeitliche Stellung der Hochterrassen nördlich des Donauniederungsgebietes. – 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 Geol. L.-Amt).
- 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: 25 000, 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.
- TILLMANN, 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. oberrh. geol. Ver., 40: 129–144; Stuttgart.
- 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 (Bayer. Geol. L.-Amt).
- 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.
- WEIDENBACH, F. (1951): Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. – *Jahreshefte der Geologischen Abteilung des Württembergischen Statistischen Landesamtes*, 1. Jahrgang: 120–127; 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.*
- ZWECKVERBAND LANDESWASSERVERSORGUNG (Hrsg.) (1987): *75 Jahre Landeswasserversorgung 1912-1987.* – Stuttgart.

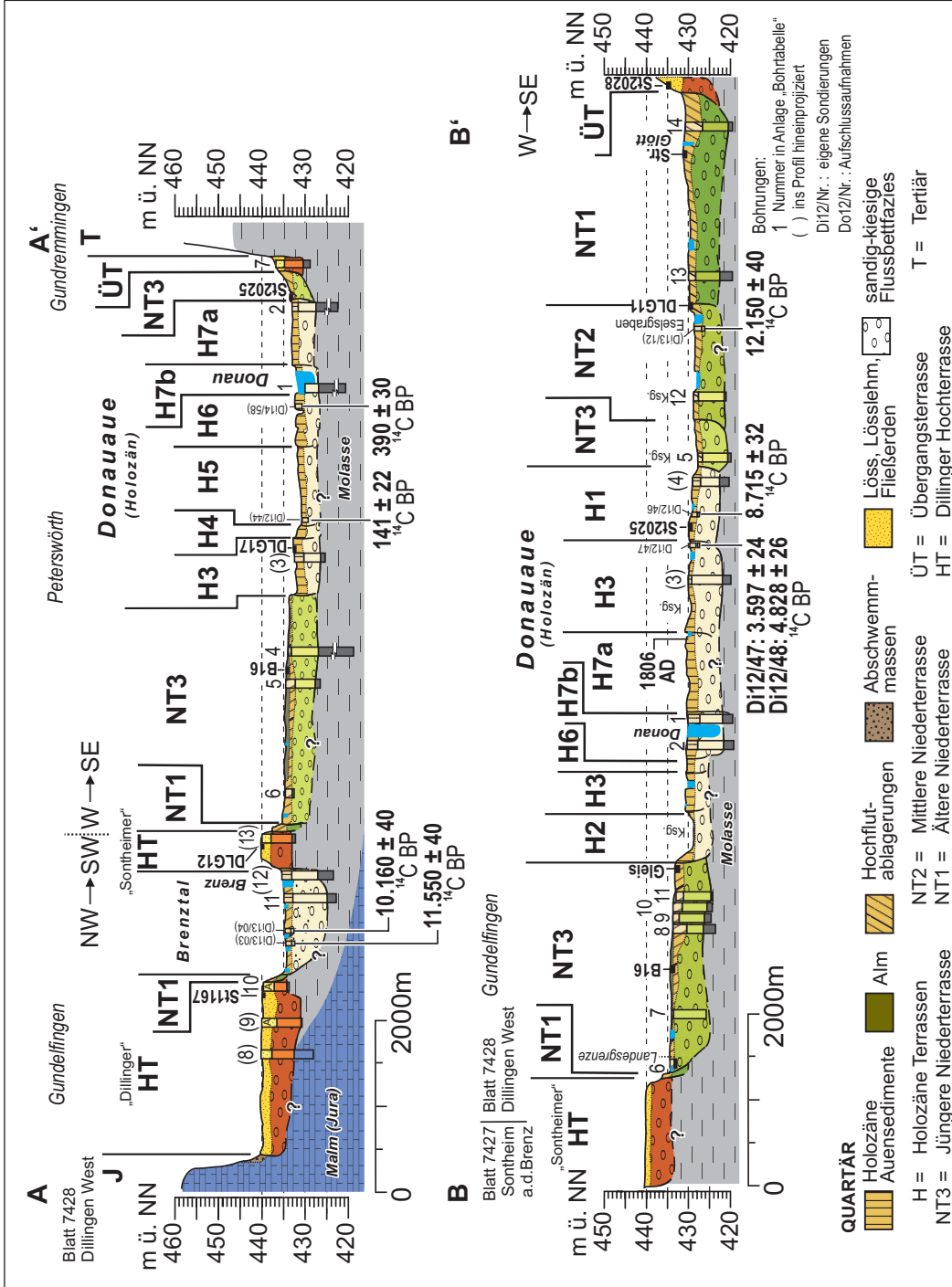
Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7428 Dillingen West



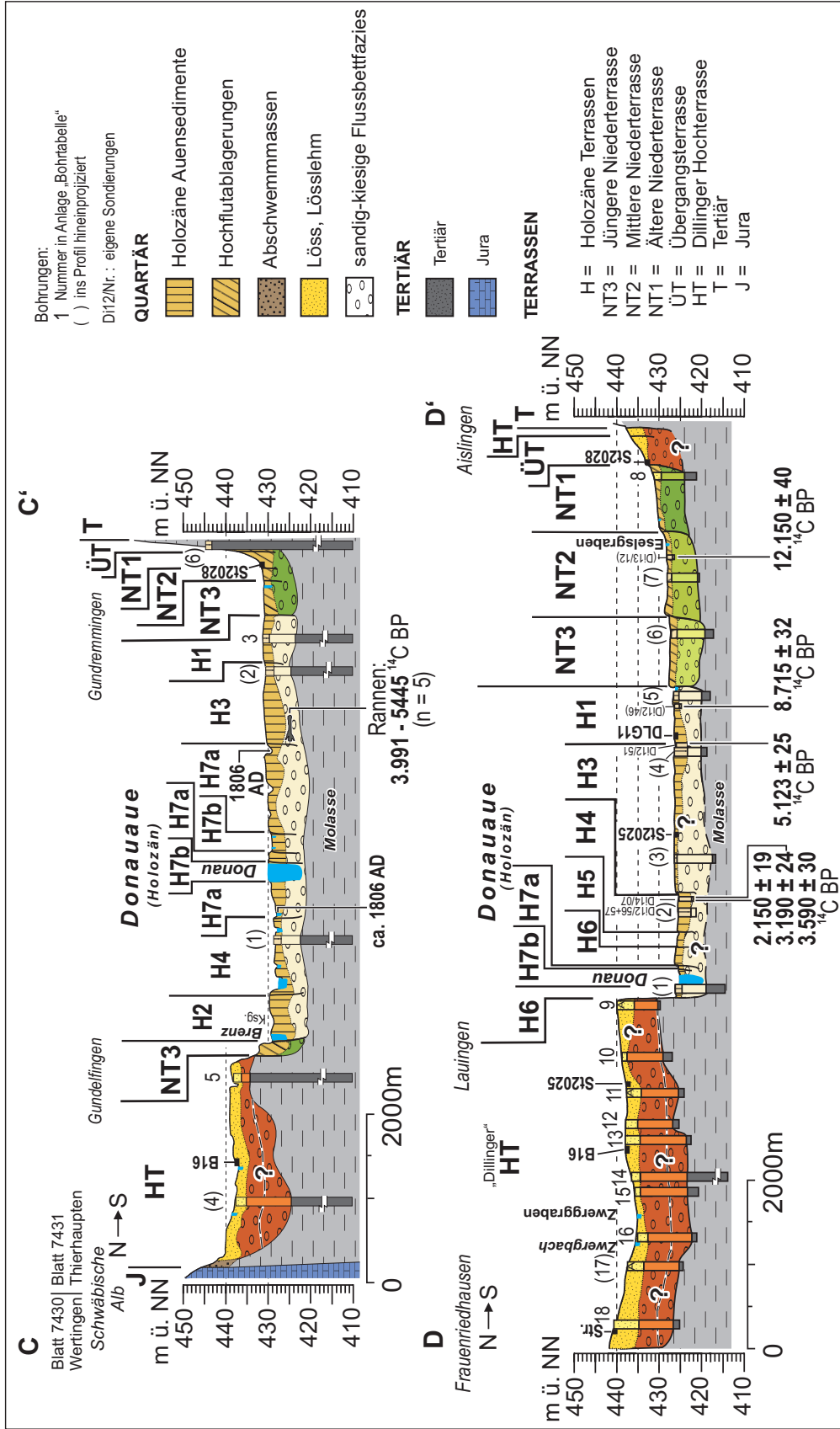


(Hintergrund: Hillshade aus LiDAR DGM (1 m) TK 25 Blatt: 7428, © Bayer. Landesamt für Vermessung und Geoinformation)

Beilage 1: Geologische Übersichtskarte mit naturräumlichen Einheiten, Talquerprofilen und einigen im Text genannten Lokalitäten. Die gestrichelte Linie zeigt die südöstliche Verbreitung von Jurakalksteinen (Malm) unter Donaukiesen ohne oder mit nur geringmächtiger (wenige Meter) Zwischenschaltung von Molassesedimenten nach Schichtenverzeichnissen von Bohrungen Donaukiesen weitgehend ohne oder mit nur wenige Meter mächtige Zwischenschaltung von Molassesedimente (Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt; Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 2: Geologisch-morphologische Talquerprofile 7428/1 (oben) und 7428/2 (unten). Zur Lage der Talquerprofile siehe Beilage 1. Zum Quellenverzeichnis der Bohrungen siehe Beilage 3.



Beilage 3: Geologisch-morphologische Talquerprofile 7428/3 (oben) und 7428/4 (unten). Zur Lage der Talquerprofile siehe Beilage 1. Zum Quellenverzeichnis der Bohrungen siehe Beilage 3.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TER	TK	ARCH
7428_1					
1	7428BG000022	Staustufe Gundelfingen bei 36,05 km, Boh. B2 (Schleusenber.)	H7b	7428	LfU
2	7428_Gundr_HE_B1	Gundremmingen, Sportplatz, HE B1	H7a	7428	WWA_Krum
3	7428BG015166	Gundelfingen, Reitanlage(Schönauhof), Br.	H3	7428	WWA_DW
4	7428BG015047	S Gundelfingen, Brauerei Bucher, VB 6	NT3	7428	WWA_DW
5	7428_Gundelfg_Brenz_B3.0	Gundelfingen, Brenz B3.0	NT3	7428	StrBA_Krum
6	7428_StAA_DR1946_B002	Erschliessung Donauried 1946, StA_Augsburg B002	NT3	7428	Staatsarchiv Augsburg
7	7428BG015087	GUNDREMMINGEN 25C	ÜT	7428	LfU
8	7427_Obermedl_OU_BK1	Obermedlingen, OU BK1/09	HT	7428	StrBA_Krum
9	7428_B16n_BU98_B1	Gundelfingen, B16neu, BU 1998 B1	HT	7428	StrBA_Krum
10	7428_AmSaum_GWM1	GWM 1 Am Saum, Gundelfingen	HT	7428	WWA_DW
11	7428_Gundelfg_Brenz_B3.3	Gundelfingen, Brenz B3.3	Bach-,Flussabl.(f)	7428	ScanDB
12	7428_Gundelfg_Brenz_B3.2	Gundelfingen, Brenz B3.2	Bach-,Flussabl.(f)	7428	ScanDB
13	7427_FR_142	B 2/96 GWM 6971 Bächinger Feld Sontheim	HT	7427	RegPräsidium_Freiburg
7428_2					
1	7428BG015255	Fai-RKB 1/2012	H7b	7428	LfU
2	7428BG015270	Fai-RKB 20/2012	H7b	7428	LfU
3	7428_Gundr_KKW_1993_B2	Gundremmingen, KKW 1993 B2	H3	7428	ScanDB
4	7428BG015156	NW Aislingen, Kieswerk, B 1	H1	7428	LfU
5	7428_KG_Kling_B1	Aislingen, KG Kling B1	NT3	7428	WWA_DW
6	7427_Gundelfinger_Moos_29	1661_10	NT3	7427	WWA_DW
7	7428_Gun_Umgehung_B1	Gundelfingen, Umgehung B1	NT3	7428	ScanDB
8	7428_Gundelfingen_ErkBo	Gundelfingen ErkBo	NT3	7428	WWA_DW
9	7428BG015171	SSW Gundelfingen, BVLuftZA, GWM 8	NT3	7428	WWA_DW
10	7428BG015173	SSW Gundelfingen, BVLuftZA, B 202	NT3	7428	WWA_DW
11	7428BG015176	SSW Gundelfingen, BVLuftZA, B 302	NT3	7428	WWA_DW
12	7428_KG_Kling_B5	Aislingen, KG Kling B5	NT2	7428	WWA_DW
13	7428BG015012	NW Aislingen, Br. I	NT1	7428	LfU
14	7428_Glött_P4	Glött P 4	NT1	7428	WWA_DW
7428_3					
1	7428BG015049	S Gundelfingen, Brauerei Bucher, Br. 3	NT3	7428	WWA_DW
2	7428_AKW_Gundr_B01	Gundremmingen, AKW B1	H4	7428	ScanDB
3	7428BG015011	Gundremmingen, AKW, Br. 2	H4	7428	LfU
4	7428BG015142	N Lauingen, GWM Donaustadtwerke	HT	7428	LfU
5	7428BG015051	Gundelfingen, Brauerei Bucher, Br. 1 (Aloisius Quelle)	HT	7428	LfU
6	7428BG000046	Gundremmingen, GW-Meßstelle IX b		7428	LfU
7	7528BG015395	SE Gundremmingen, kommunale WV, VB		7528	LfU
7428_4					
1	7428BG000007	Staustufe Faimingen, Boh. UL 1 (Stufenbereich)	H7b	7428	LfU
2	7428_St2025_RKS_11	Lauingen-Gundremmingen, St2025 RKS 11	H4	7428	StrBA_Krum
3	7428_Lauingen_BGW2	BGW 2, Lauingen	H3	7428	WWA_DW
4	7428BG000044	Suedstaerke Lauingen BGW 102	H3	7428	LfU
5	7428BG000045	Suedstaerke Kombassan Lauingen BGW 103	H1	7428	WWA_DW
6	7428BG015146	SSW Dillingen, Kiesabbau Haidhof, GWM 1/10	NT3	7428	WWA_DW
7	7428_KG_Kling_B5	Aislingen, KG Kling B5	NT2	7428	WWA_DW
8	7428BG015012	NW Aislingen, Br. I	NT1	7428	LfU
9	7428_Lau_Realschule_B1	Lauingen, Realschule B1	HT	7428	ScanDB
10	7428_1722_Br01	Lauingen, Flur1722 Brunnen 1	HT	7428	LfU
11	7428_Lau_Br.2025_B3	Lauingen, Br.2025 B3	HT	7428	ScanDB
12	7428_Lau_Bahner_Br	Lauingen, Bahner, Brunnen	HT	7428	ScanDB
13	7428_Verotec_EntnBr	Lauingen_Verotec_EntnBr	HT	7428	WWA_DW
14	7428_Terrasond_B01	Terrasond B 1	HT	7428	WWA_DW
15	7428BG015142	N Lauingen, GWM Donaustadtwerke	HT	7428	LfU
16	7428_Terrasond_B03	Terrasond B 3	HT	7428	WWA_DW
17	7428_Terrasond_B06	Terrasond B 6	HT	7428	WWA_DW
18	7428_Terrasond_B11	Terrasond B 11	HT	7428	WWA_DW

LfU = Bayerisches Landesamt für Umwelt

ScanDB = Daten vom LfU (bisher nicht erfasst)

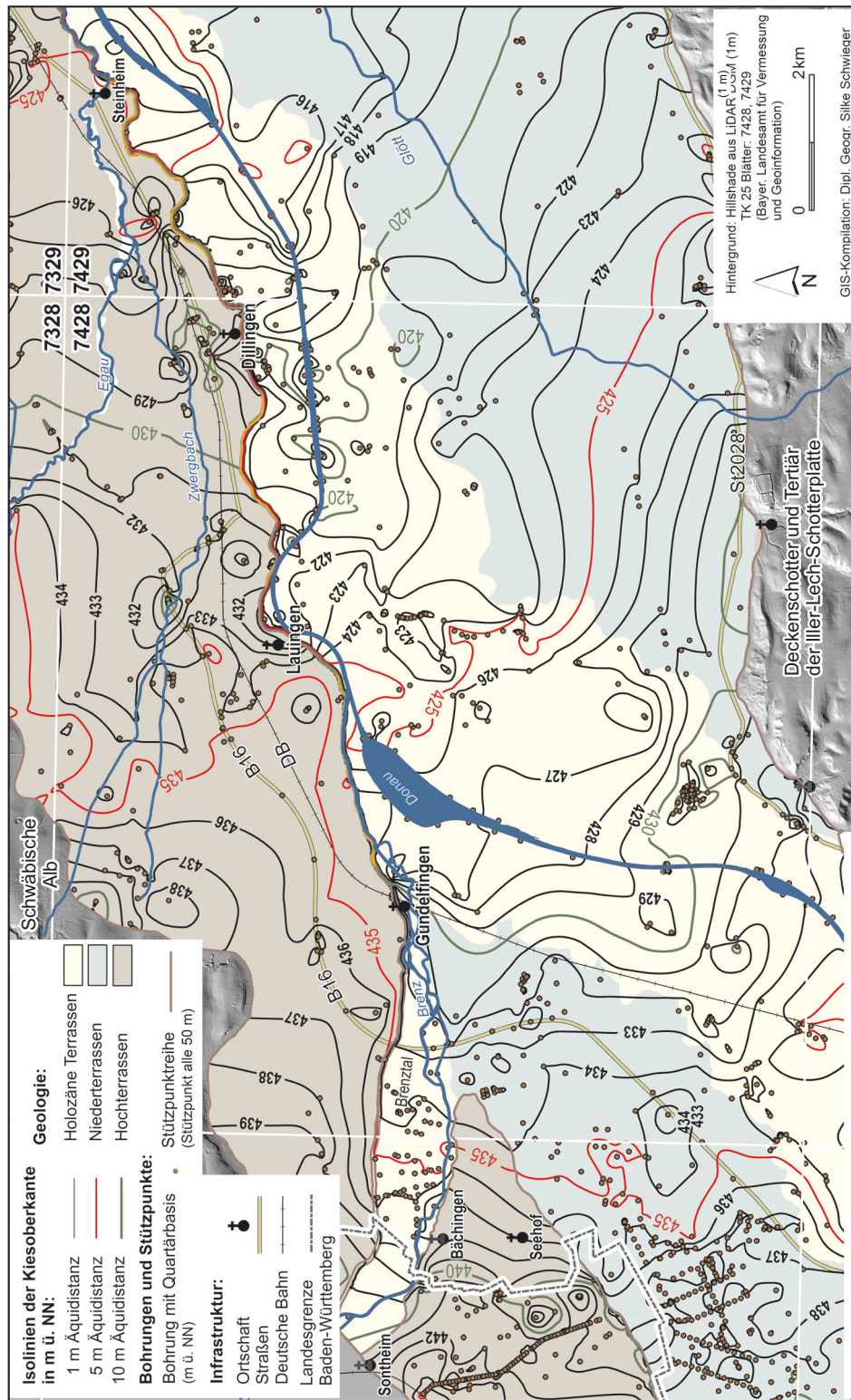
RegPräsidium Freiburg = Regierungspräsidium Freiburg

WWA Krum = Wasserwirtschaftsamt Krumbach

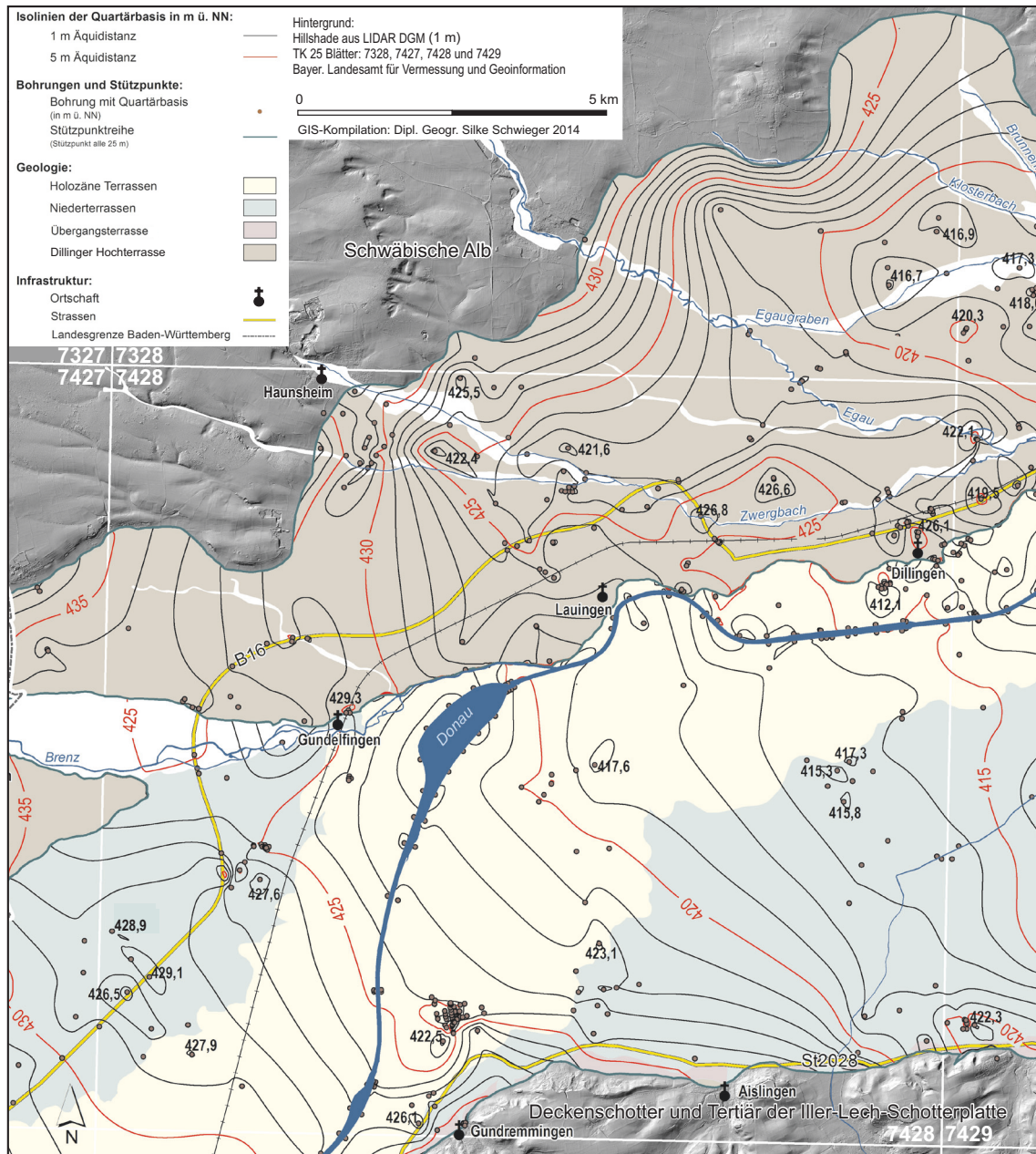
StrBA Krumbach = Strassenbauamt Krumbach

WWA DW = Wasserwirtschaftsamt Donauwörth

Beilage 4: Quellenverzeichnis der Bohrungen in den Beilagen 2 und 3.



Beilage 5: Höhenlage der Kiesoberkanten (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 6: Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Jahr	Quelle	Karten und Pläne	Bemerkungen
1806	Stadarchiv Lauingen	Riedl Stromatlas 1806	
1809	Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	Kern-Kernried 1874: 14	Durchstich oberhalb Lauingen, Bockwörth
1820	Wasserwirtschaftsamt Donauwörth	1872 Seet IV, Kern-Kernried 1874	Uraufnahmen Carolinen Canal, Gundremminger Canal
1818-1820	Stadarchiv Lauingen	Uraufnahmen 1820 Carolinen Canal, Gundremminger Canal	
1823/1824	Dillingen Vermessungsamt	Karte 10 Reisenburg Dillingen 1837	
1835	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 8 Günzburg-Dillingen 1848 und 9. Dillingen-Ludwigsschwaig um ca. 1835	VA Dillingen Flurkarten u.a. NW 2134a 1847 topogr. Grundlage
1835	Dillingen Vermessungsamt	Katasterpläne umgr. 1841, Donaulauf ca. 1835	vor Peterswörther u. Echenbrunner Durchstich 1839
1835	Staatsarchiv Augsburg	Donaulauf in Flurkarte 4 Reisenburg - Dillingen 1857 und Karte 11 Dillingen Münster 1837	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38, vor Durchstich in den Saasen (Saasen-Kanal) von 1841
1835	Dillingen Vermessungsamt	Flurkarte umgr. 1841, Donaulauf vor 1837 vor Korrektur Dillingen-Höchstädt	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38
1835	Vermessungsamt Dillingen	NW 1739b umgr. 1841	
1835	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 9 Dillingen Ludwigsschwaig 1846	nach den Durchstichen von 1837-39; jünger als Donaulauf in den unterliegenden Flurkarten umgr. 1841-42 (Donau um ca. 1835)
1835	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1853 Dillingen Ludwigsschwaig	wenig jünger als WWA Krumbach 1849 Donau Dillingen-Hühnerwörth
ca. 1835	Dillingen Vermessungsamt	Flurkarte 2134a umgr. 1847	
ca. 1835	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 9 Dillingen-Ludwigsschwaig 1846	vor Bau des Steinheimer Durchstichs 1836/37
ca. 1835	Vermessungsamt Dillingen	Flurkarte 2134a umgr. 1847	
1837	Staatsarchiv Augsburg	Karte 10 Reisenburg Dillingen 1837	Flurkarte der Durchstiche bei Peterswörth und bei Echenbrunn 1837-1839
1837	Staatsarchiv Augsburg	Karte 11 Dillingen Münster 1837	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38
1837	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 9 Dillingen-Ludwigsschwaig 1846	vor Bau des Steinheimer Durchstichs 1836/37
1837-1853	Dillingen Vermessungsamt	Katasterpläne 1841 - 1868	
1838	Staatsarchiv Augsburg	Flusskarte 3. Dillingen-Tapfheim 1861	vor Bau des Durchstichs 1836-39
1838	Staatsarchiv Augsburg	Karte 3 Dillingen-Tapfheim 1861	vor Bau des Durchstichs 1836-39
1838-1839	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 26	Peterswörther Durchstich
1838-1839	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 26, Do 10 1837	Durchstich bei Echenbrunn
1841-1853	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 10 Reisenburg Dillingen 1837	vor Bau der Durchstiche bei Peterswörth und bei Echenbrunn 1837-1839
1841	Staatsarchiv Augsburg	Karte 4 Reisenburg - Dillingen 1857	
1841	Staatsarchiv Augsburg	vor Durchstich in den Saasen (Saasen-Kanal) von 1841	
um 1845	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 8 Günzburg Dillingen 1848	nach den Durchstichen von 1837-39; jünger als Donaulauf in den unterliegenden Flurkarten umgr. 1841-42 (Donau um ca. 1835)
1852	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1850 Donau Peterswörth	
1852	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1852 Donau Peterswörth Faimingen	
1854	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1854 Donau Lauingen Dillingen	
um 1855	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 4 Reisenburg Dillingen 1857	Kern-Kernried 1874: 51; bis 1856 Donaueinbruch nach links zwischen Prof. 128-131
1855	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1855 Donau Dillingen Steinheim	Regulierung Donaulauf Gundremminger - Peterswörth, "Peterswörther Korrektur"
1856-57	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 51ff. Do 6 1861	Regulierung Donaulauf Gundremminger - Peterswörth, "Peterswörther Korrektur"
1856-59	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 51, Do 4 1857	
um 1859	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 6 unterhalb Offingen 1861	älter als Echenbrunner Korrektur (Pr. 143-146) von 1860, angefertigt im Jahr 1861
um 1860	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 6 unterhalb Offingen 1861	
um 1860	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 3 Dillingen - Tapfheim 1861	erneute Aushebung des 1839er Durchstiches
1860-61	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 56, Do 6 1861	Nola-Durchbruch bei Echenbrunn
1860-1863	Wasserwirtschaftsamt Krumbach	1863 Offingen-Peterswörth	
1868	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 98, Do 5 1867	Offinger Durchstich
1869	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 99, Do 5 1867	Offinger Durchstich
1869-70	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 99, Do 5 1867	Offinger Durchstich

Beilage 7: Quellenverzeichnis zur Abb. 37.

**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

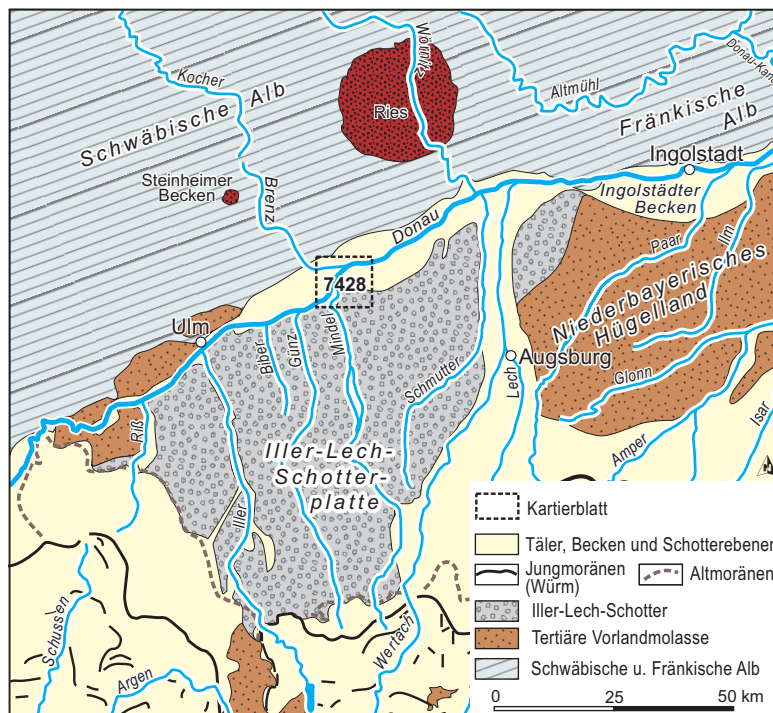


Abb. 1: Großräumliche Lage des Blattgebietes.

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 Sedimentge-

steinen 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

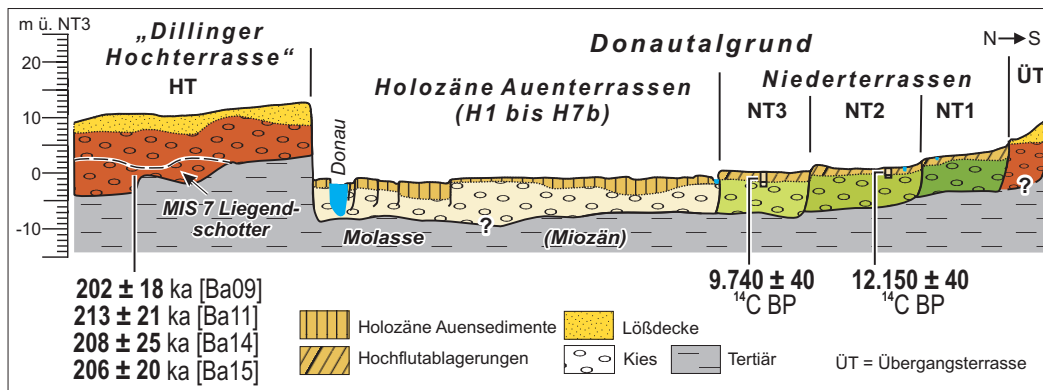


Abb. 2: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.

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 Donauaue 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 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

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	OBERN	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	Sarmat	<p>Obere Serie</p>	Im Blattgebiet weitgehend erodiert.
14,8		Baden		
16		Karpat		
17,3	O	OBM	<p>Geröllsandserie Brockhorizont</p> <p>Fluviatile Untere Serie Limnische Untere Serie Kirchberger Schichten Grimmfinger Sch.</p>	Donautal: Graupensandfluss.
	M	OMM	<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	Eger	USM	<p>Ulmer Schichten</p> <p>Ehinger Schichten</p>	

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

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

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; UFRECHT 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 plozäne 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 plozäne 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)
	4				Mittel-Wü r m		Hoch-Wü r m	
115	5a				Unter-Wü r m		Früh-Mittel-Wü r m	
130	5d			Übergangsterrassenschotter				
	5e			Riß/Wü r m				
	6		Middle Pleistocene	Mittepleistozän		Gremheim - Blindheimer Hochterrasse (uHT) Sontheim - Dillinger Hochterrasse "Hangendschotter", 2. Kaltzeit "Liegendschotter", warmzeitlich (MIS 7) Ziegelei „Händle“ bzw. „Gundelfingen“ Obere Hochterrasse (oHT) ? ⁴⁾		
	10				Riß		Hochterrassenschotter	
	11				Mindel/Riß			
	12		Altpleistozän	Mindel	Jüngere Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter Mindeltal bei Offingen: Basis ca. 21 m ü. Donautal ²⁾		
780	19				Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter	F u n d i ü c k e	
	20			Uhlenberg-Schieferkohle				
	103		Lower (Early) Pleistocene	Donau	Höhere Ältere Deckenschotter	Donauschotter am Südrand der Flächenalb Basis ca. 45 bis 48 m ü. Donautal ³⁾ (Höhere Ältere Deckenschotter)		
2600			Ältestpleistozän	Biber	Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter	„Wörleschwanger Urdonaulauf“ ¹⁾ (Weißjura-Fazies) ²⁾ Donau südlich des heutigen Donautals Basis ca. 65 bis 80 m ü. Donautal ¹⁾		
	104		Pliocene	Pliozän				

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.

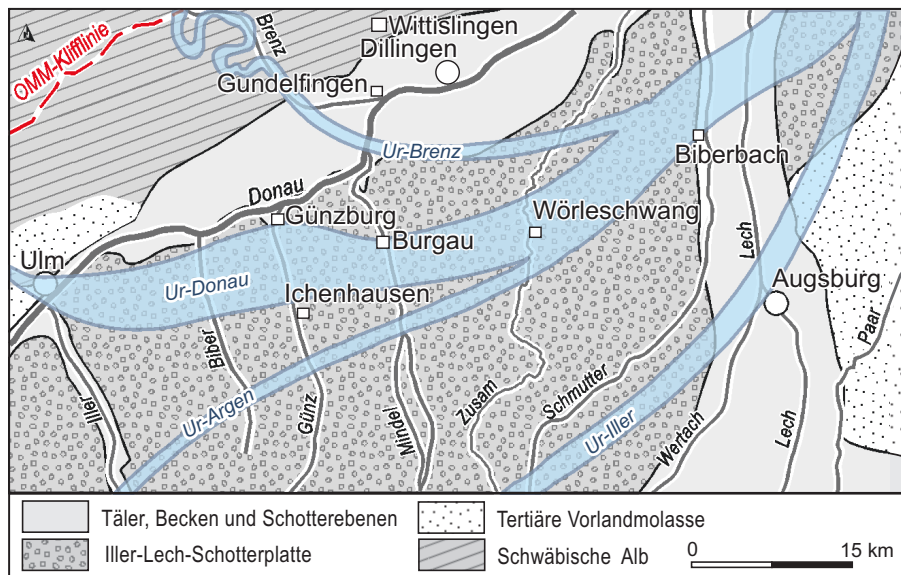


Abb. 3: Verlauf des „Wörleschwanger Urdonaulaufs“ in der Zusamplatte nach VILLINGER (1998: Abb. 4) stark verändert.

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

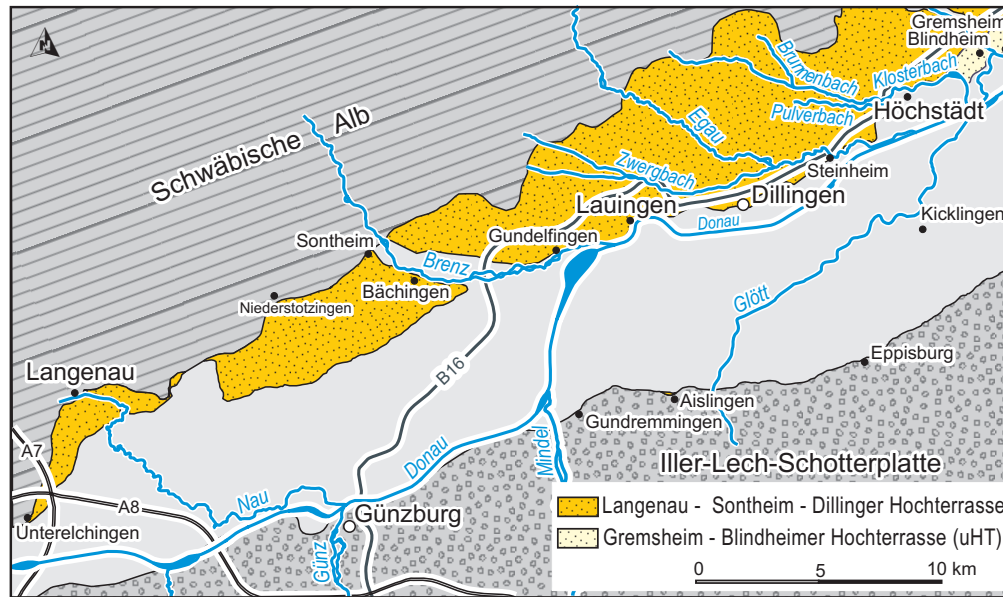


Abb. 4: Verbreitung der Hochterrassen im Donautal zwischen Unterelchingen und Blindheim.

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 (mHT_1 und mHT_2) 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 (mHT_2 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 (mHT₁), den basalen Kieskörper in die viertletzte Kaltzeit (mHT₂) 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 Begrädnung 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 Flusslaufbegrädnungen 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.

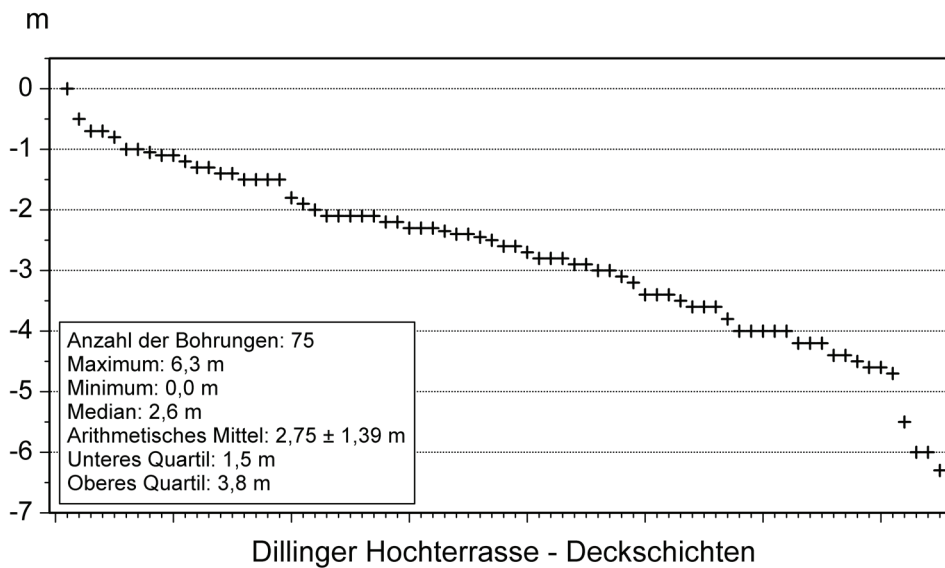


Abb. 5: Mächtigkeiten (Meter unter Oberfläche) feinklastischer Deckschichten (überwiegend Löß und Lößlehm) auf der Dillinger Hochterrasse nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (7428 Dillingen West).

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.

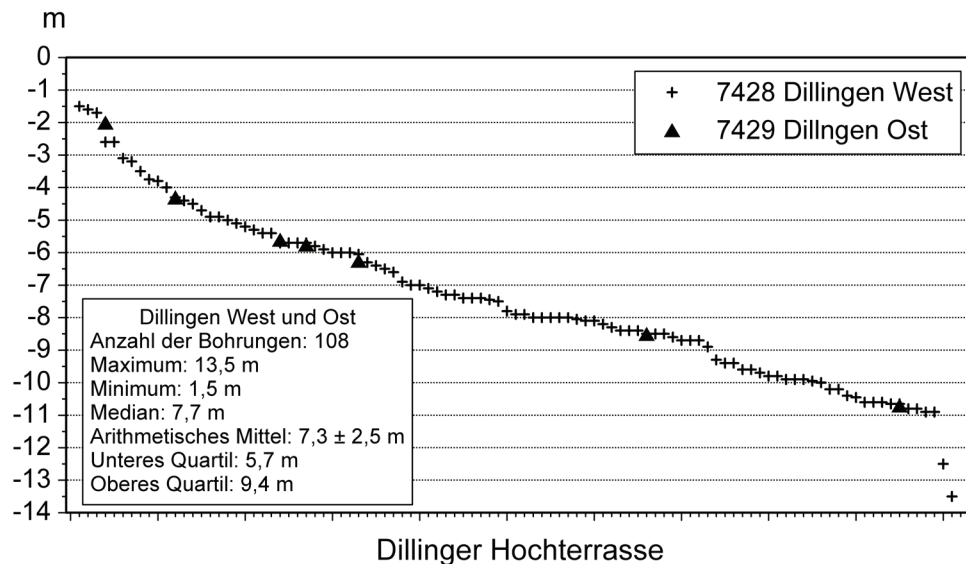


Abb. 6: Kiesmächtigkeiten im Bereich der Dillinger Hochterrasse im Blattgebiet 7428 Dillingen West und 7429 Dillingen Ost nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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

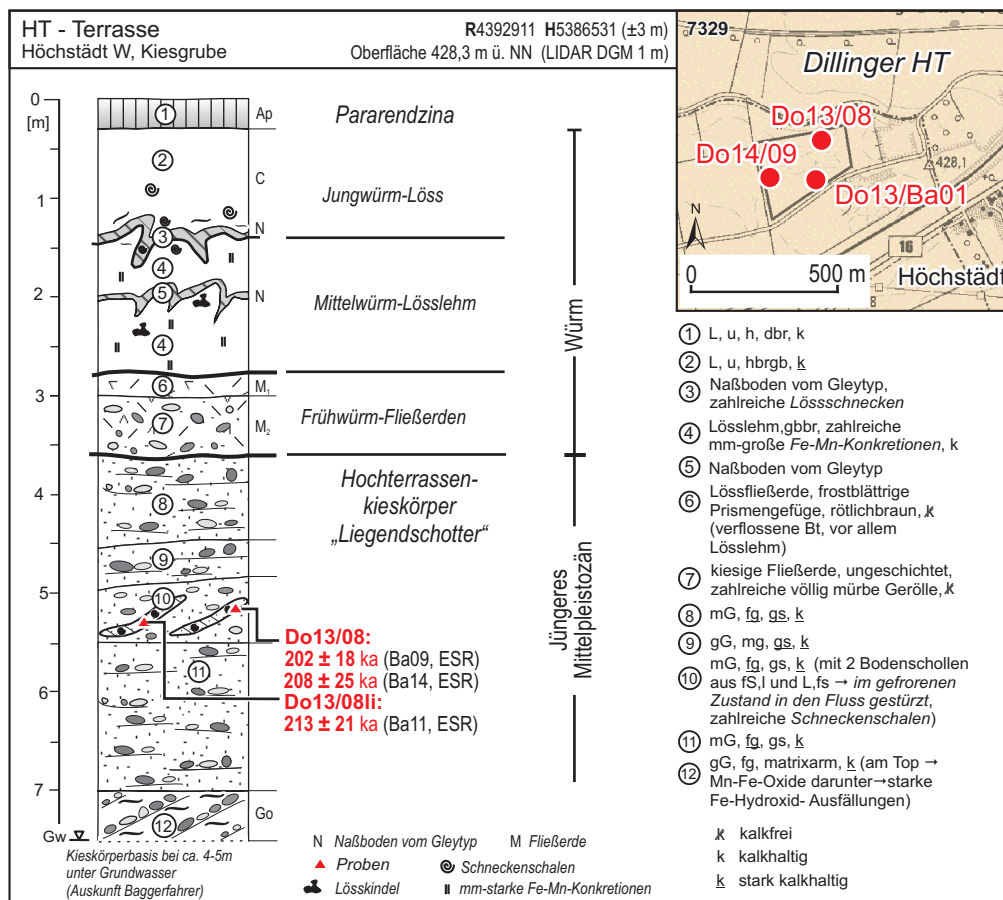


Abb. 7: Aufschlussprofil im Liegendschotter (siehe Text) der Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



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.

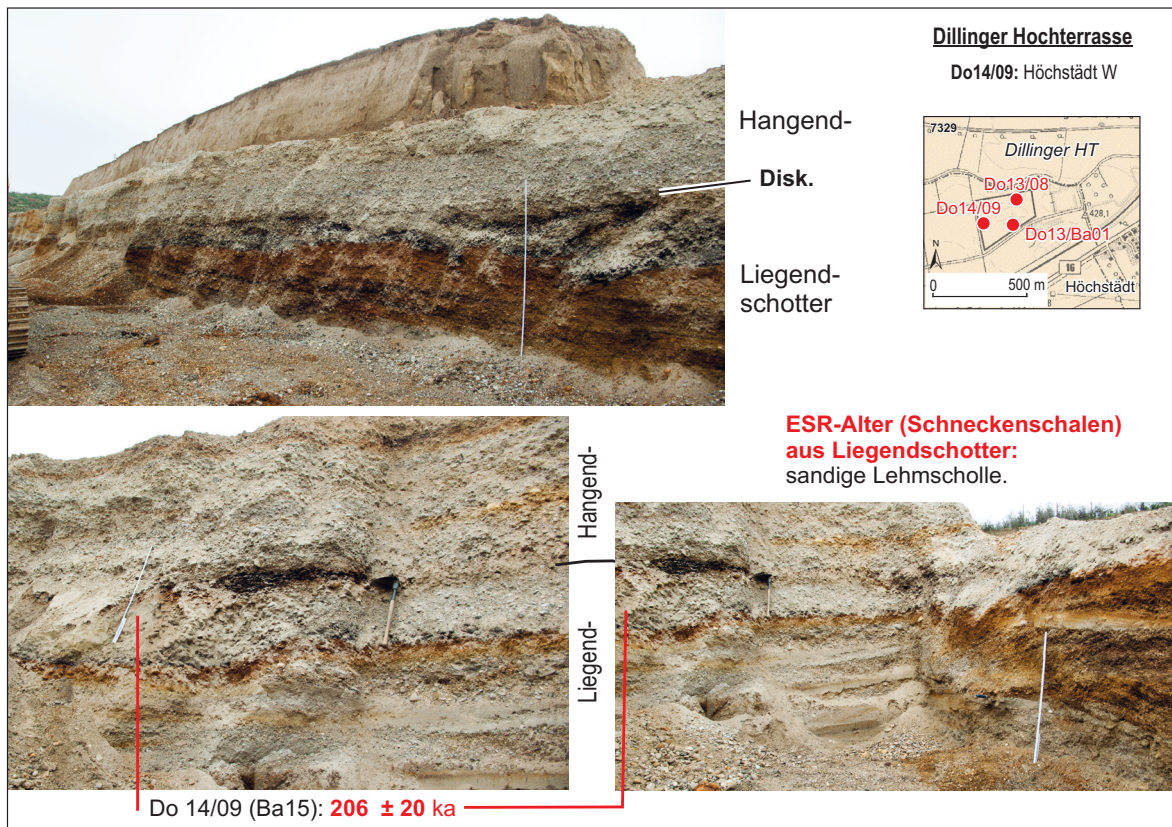


Bild 2: Dillinger Hochterrasse in der Kiesgrube westlich von Höchstädt an der Lokalität Do14/09. Großbogig schräggeschichteter Kieskörper mit einer Lehmscholle, die warmzeitliche Schneckenchalen führt.

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 ± 15	20	784	0.06	283	68	<i>Arianta arbustorum</i>
Ba11	Do13/8l	530 ± 20	20	784	0.05	283	68	<i>Arianta arbustorum</i>
Ba14	Do13/8r	530 ± 15	20	640	0.026	220	80	<i>Fruticicola fruticum</i>
Ba15	Do14/9	560 ± 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' μGy/a		D _E Gy		ESR age (ka)			
		±		±	Early U.		Lin. U.	
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

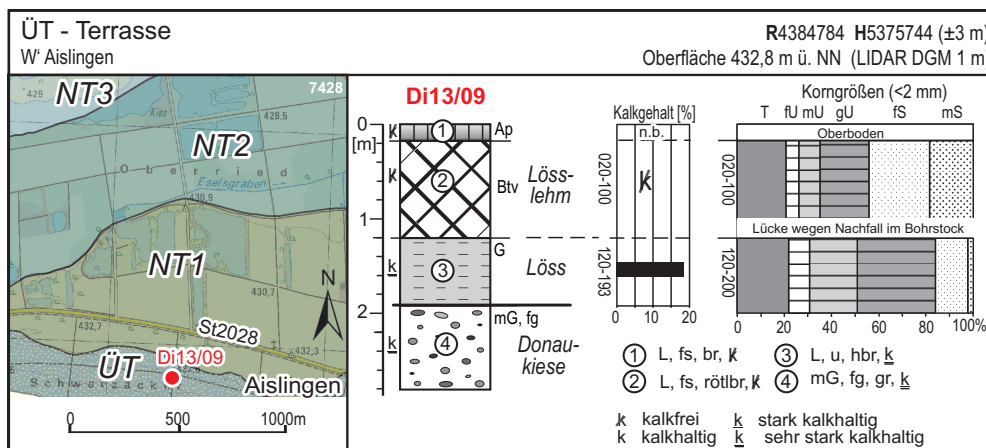


Abb. 8: Sondierungsprofil Di13/9 auf der ÜT westlich von Aislingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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 ¹⁴C-Datierung organischer Makroreste an der Basis und am Top des Pechanmoors ergaben Alter von 4.170 ± 24 ¹⁴C BP und 2.772 ± 22 ¹⁴C BP. Ein weiteres ¹⁴C-Alter aus dem liegenden Torf (Abb. 9: Probe Do12/21h) ist wahrscheinlich durch junge Durchwurzelung verjüngt und daher zu verwerfen.

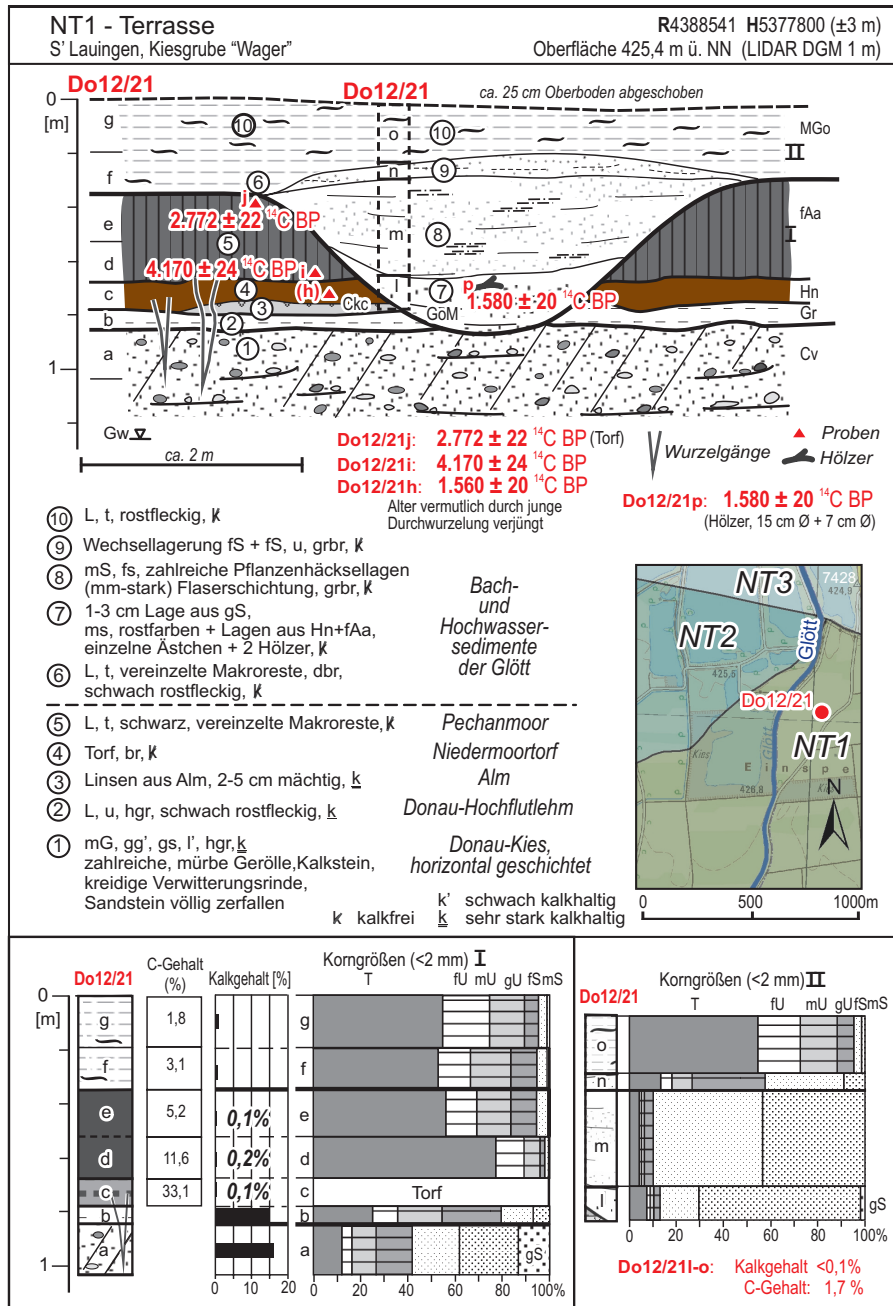


Abb. 9: Aufschlussprofil Do12/21 auf der NT1 in der Kiesgrube „Wager“ nordwestlich von Aislingen. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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*

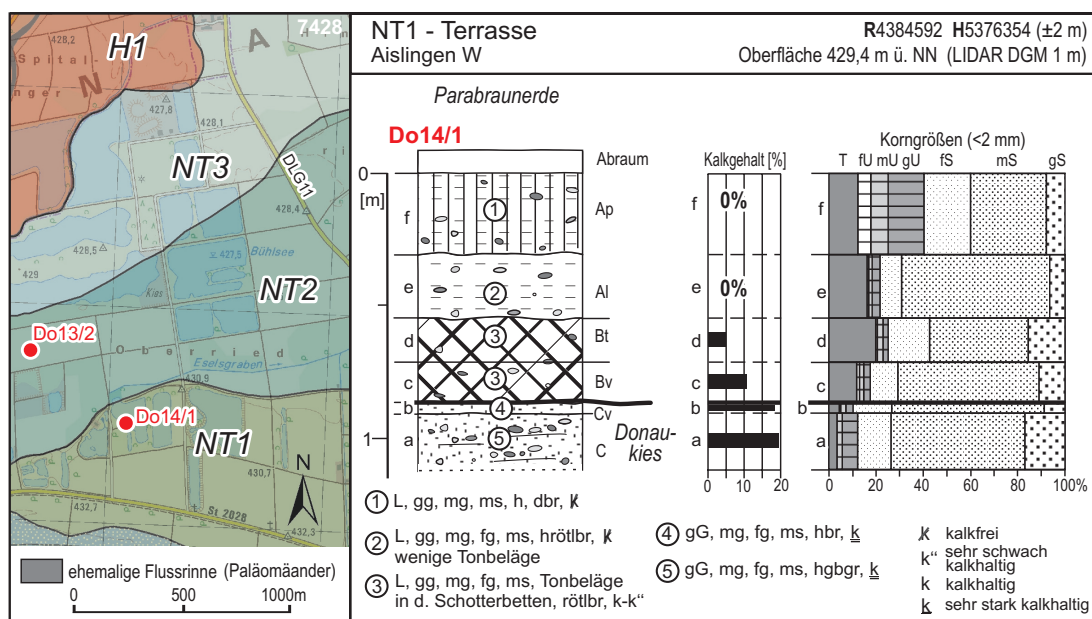


Abb. 10: Holozäne Schotterpara-brunne Erde auf der NT1 der Donau in einer stillgelegten Kiesgrube westlich von Aislingen (Profil Do14/1; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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

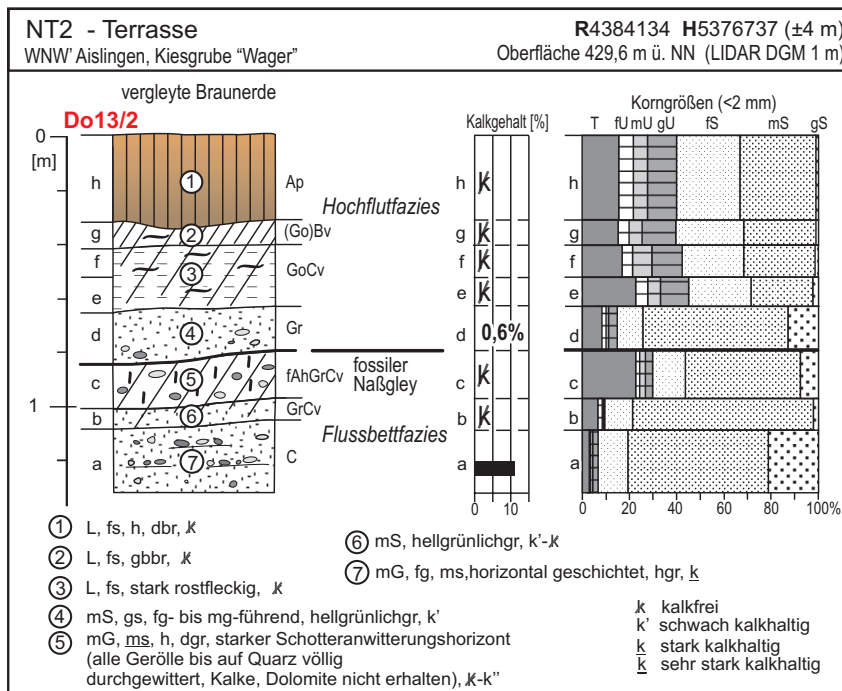


Abb. 11: Deckschichtenprofil Do13/2 auf der NT2 in der Kiesgrube „Wager“ westnordwestlich von Aislingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 10.



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).

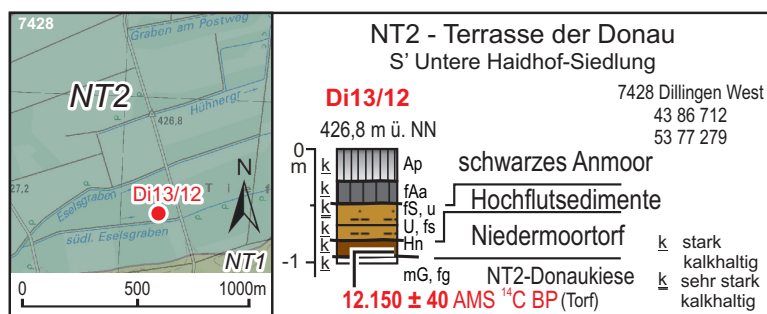


Abb. 12: Deckschichtenprofil Di13/12 in der Randsenke der NT2 südlich der Unteren Haidhof-Siedlung (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

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-

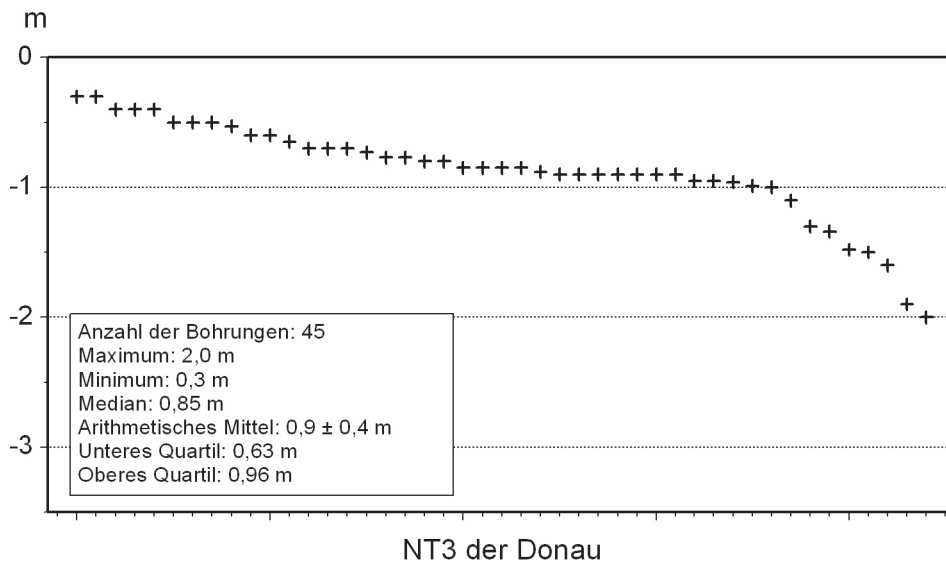


Abb. 13: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Mächtigkeiten (m) feinklastischer Hochflutsedimente in Metern unter Geländeoberfläche außerhalb der Niedermoor- und Almgebiete nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen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

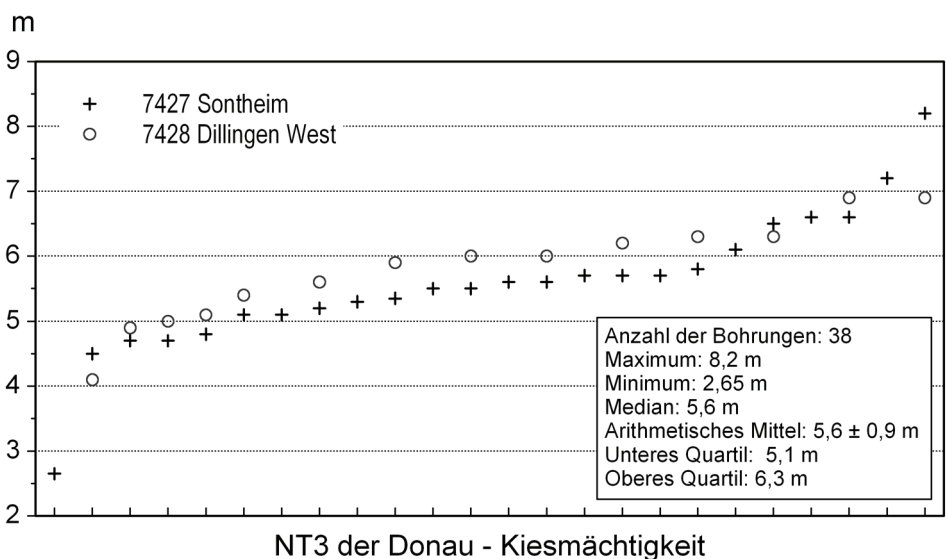


Abb. 14: NT3 der Donau zwischen Riedhausen und Gundelfingen (7427 Sontheim a.d. Brenz bayerischer Teil und 7428 Dillingen West) - Kiesmächtigkeiten (m) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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

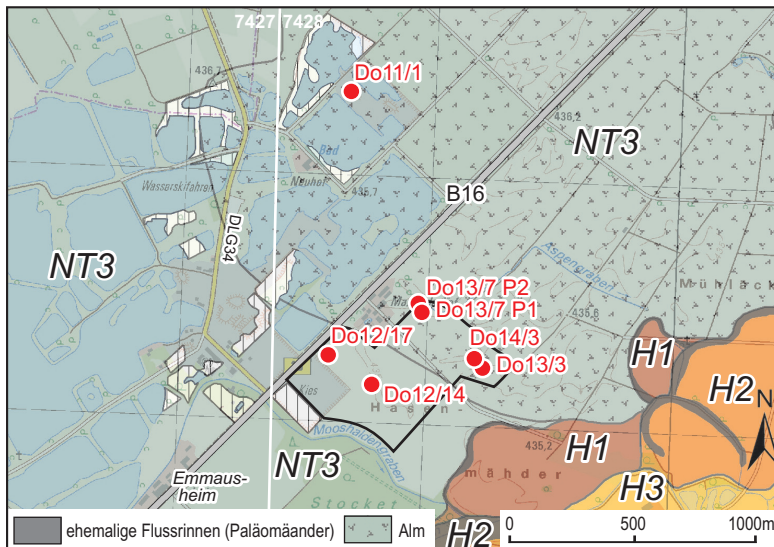


Abb. 15: Im Text genannte Aufschlussprofile in der Kiesgrube „Fetzer“ an der B16 beim Maxfelderhof (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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

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



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).

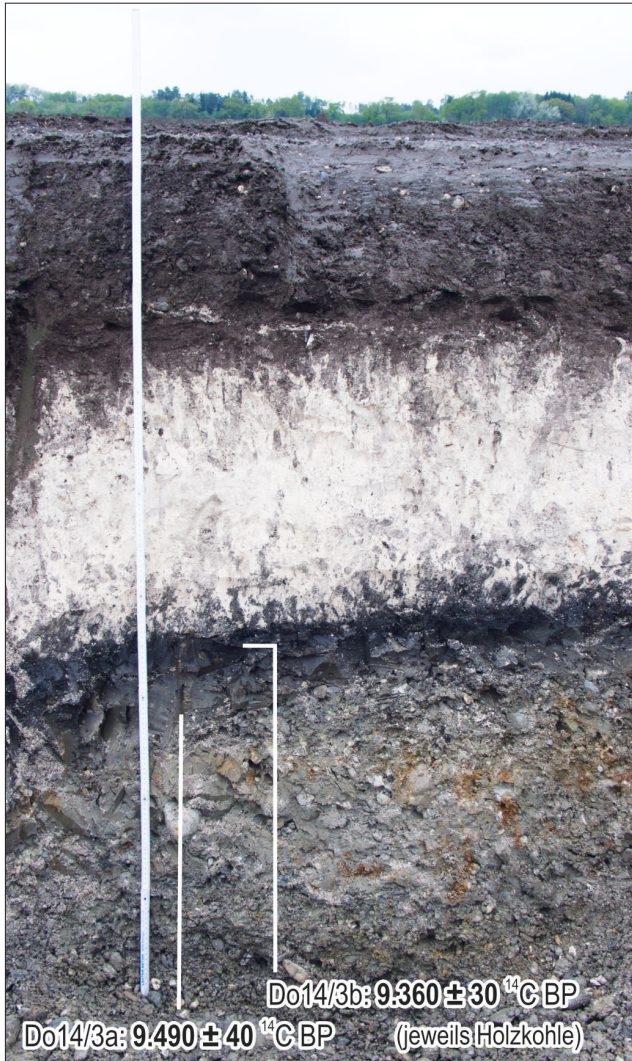


Bild 7:
 Deckschichtenprofil Do14/3 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (Abb. 16). Von oben nach unten: gepflügter Oberboden (Ap) in jüngerem Hochflutlehm (dunkelbraun) über Alm (weiß) über fossilem Pechanmoorgley (schwarz bis dunkelgrau) auf älterem Hochflutlehm über roststreifigen fossilen Schotteranwitterungshorizont auf NT3-Donaukiesen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 15.

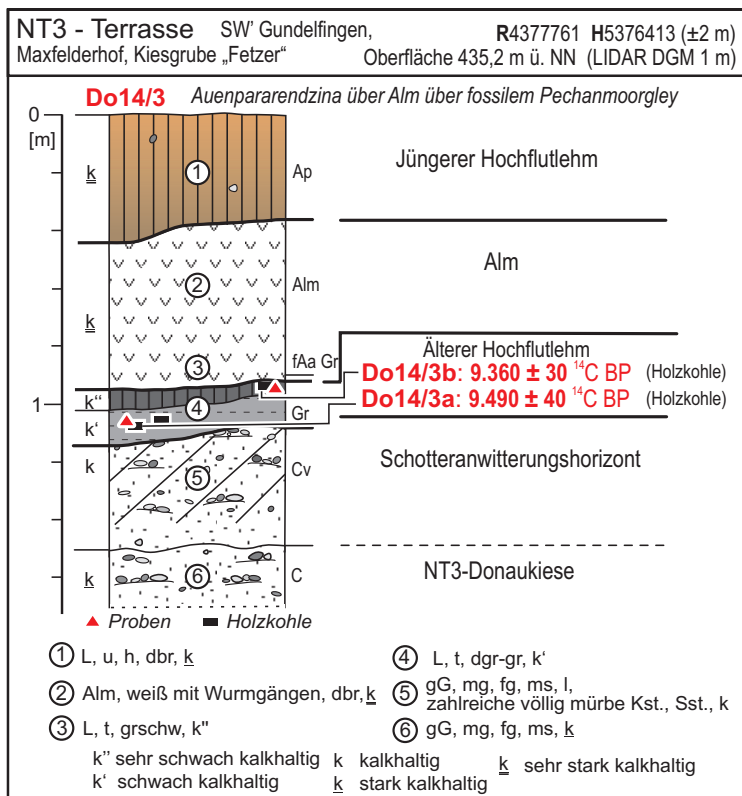


Abb. 16:
 Deckschichtenprofil Do14/3 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 15. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.



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.

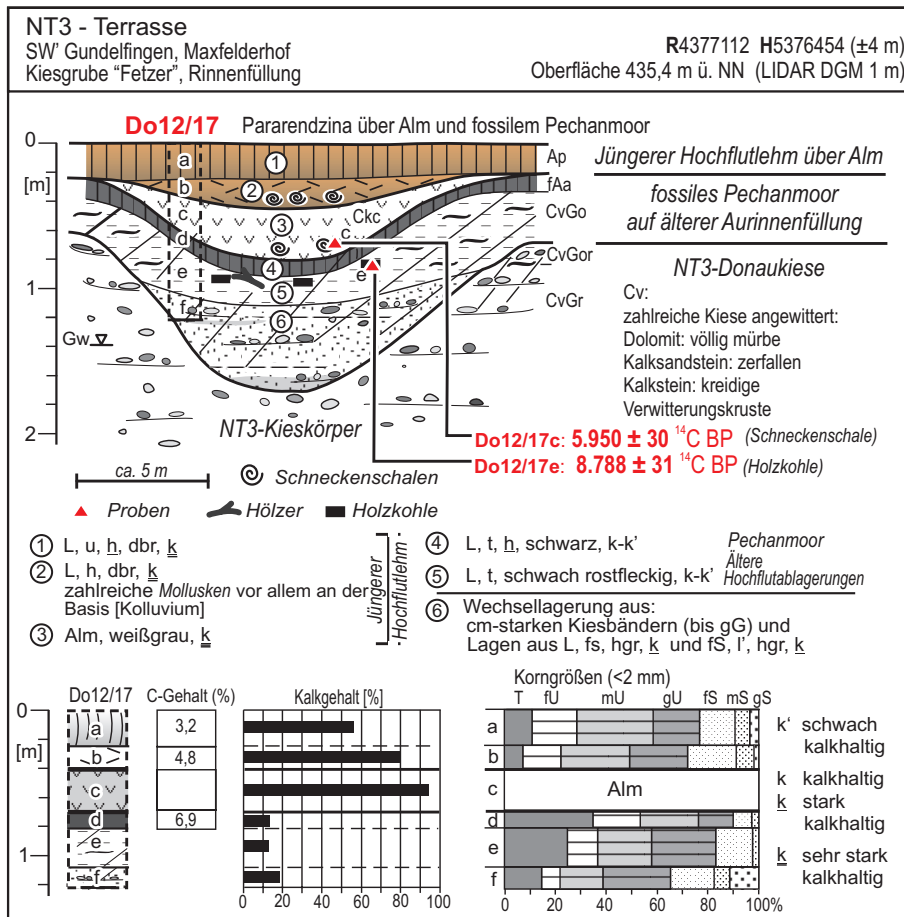


Abb. 17: Deckschichtenprofil Do12/17 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlusses siehe Abb. 15. Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

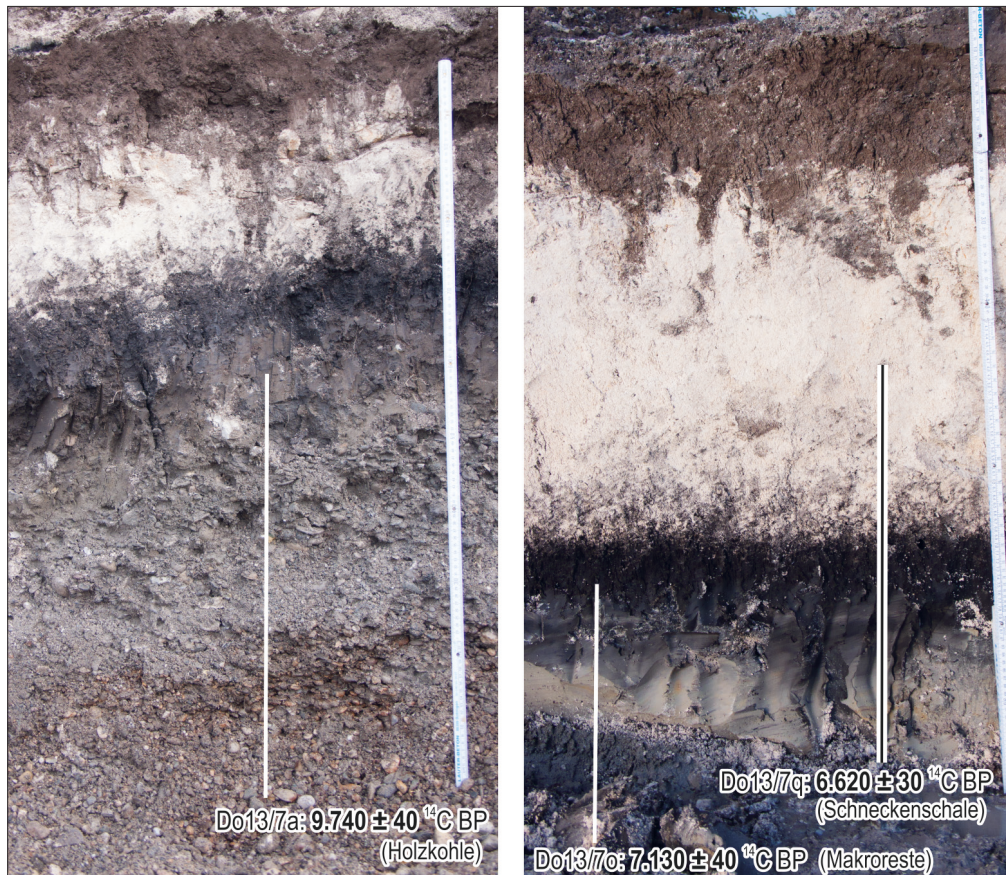


Bild 9: Deckschichtenprofil Do13/7 (Abb. 18) auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof. Von oben nach unten: zum Teil abgeschoben gepflügter Oberboden auf jüngerem Hochflutlehm (braun) über Alm (weiß) über fossilem Pechanmoorgley (schwarz bis dunkelgrau) auf älterem Hochflutlehm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

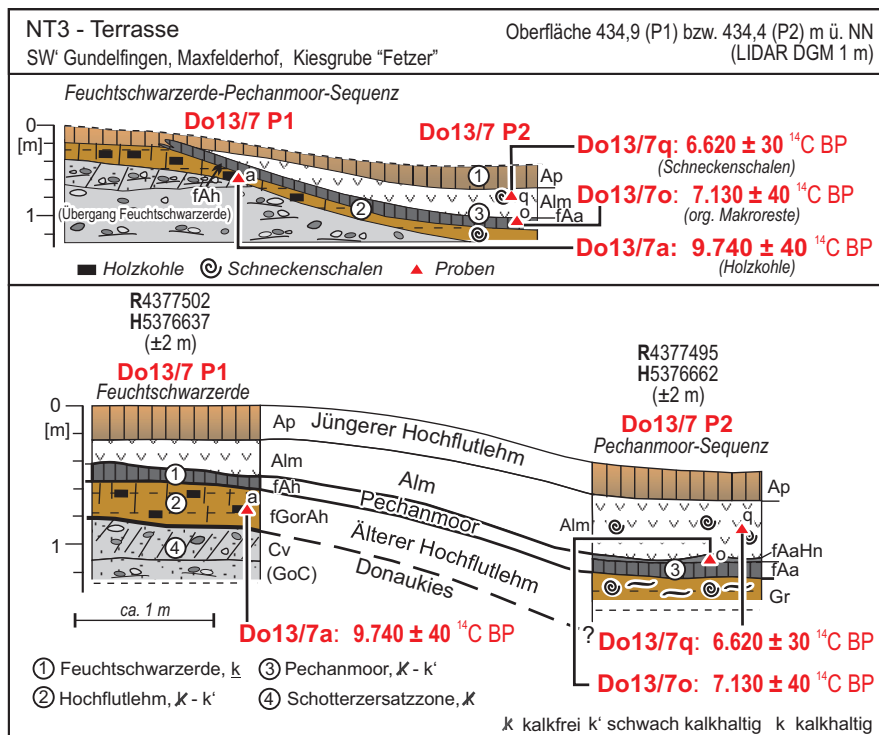


Abb. 18: Deckschichtenprofil Do13/7 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ südlich vom Maxfelderhof (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlussprofils siehe Abb. 15. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

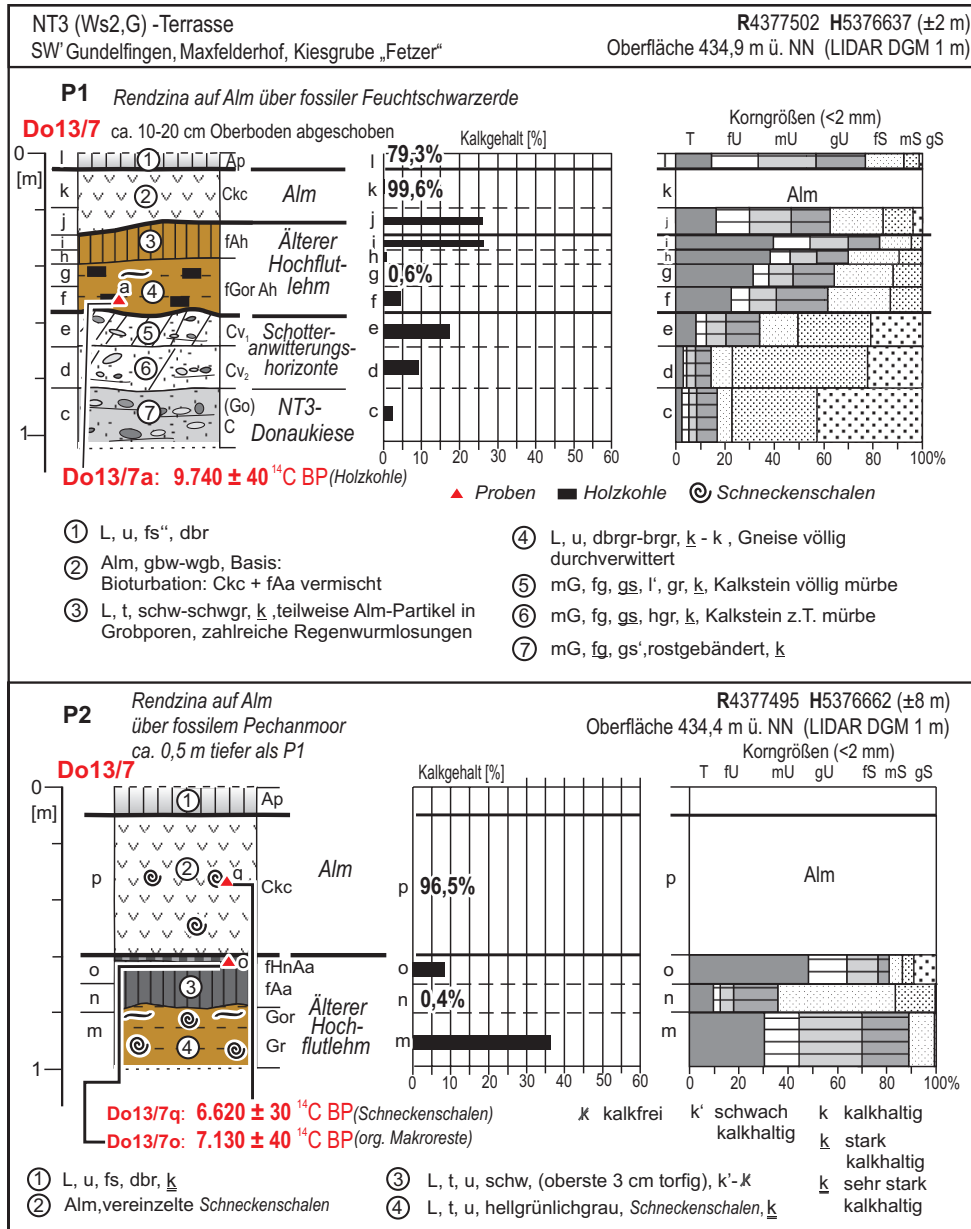


Abb. 19: Details zum Deckschichtenprofil Do13/7 in Abb. 18.

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,

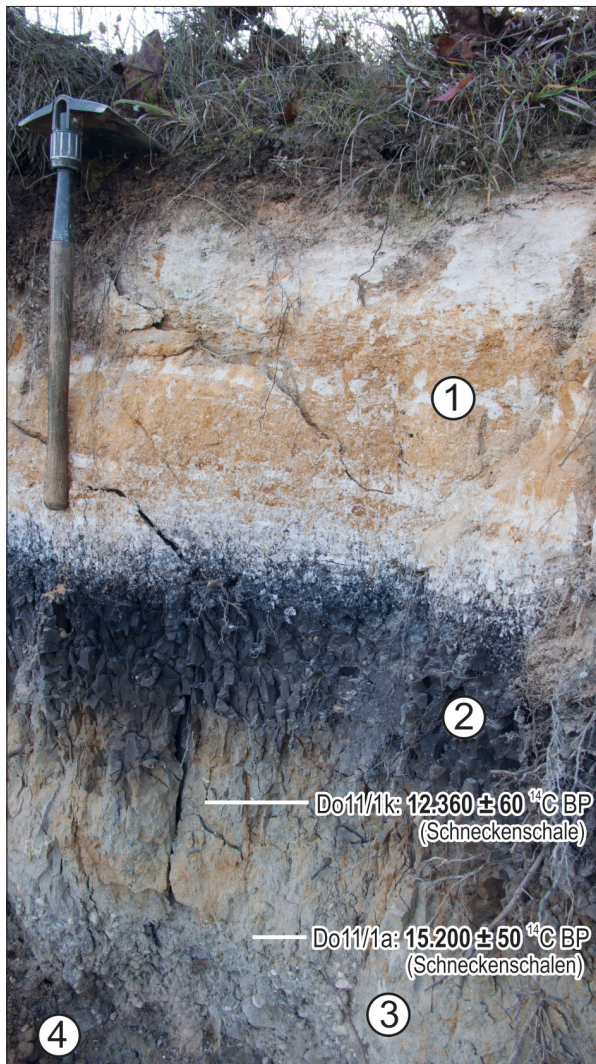


Bild 10:
 Deckschichtenprofil Do 11/1 (Abb. 20) auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nördlich vom Maxfelderhof in der Flur „Schätzle“. Von oben nach unten: Oberboden zum teil abgeschoben über Alm (1)(weiß mit Rostbänderung) über fossilem Pechanmoorgley (2) (schwarz bis dunkelgrau) auf vergleytem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

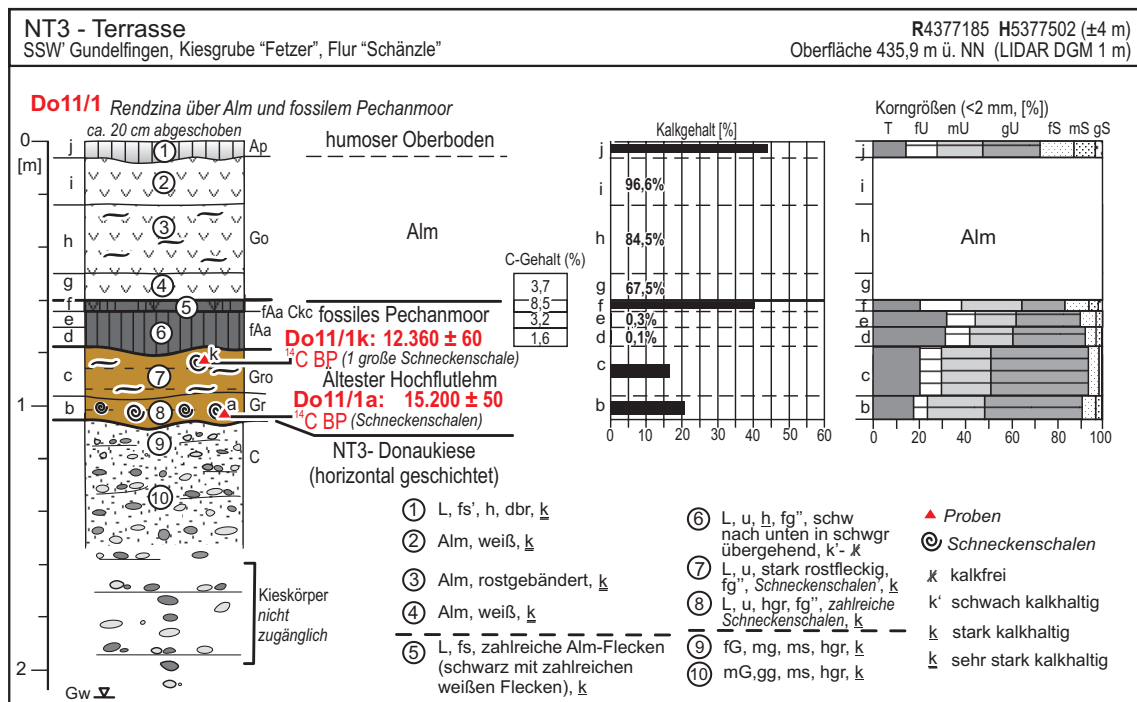


Abb. 20: Deckschichtenprofil Do11/1 auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Fetzer“ nordwestlich der B16 in der Flur „Schänzle“ (7428 Dillingen West). Zur Lage des Aufschlusses siehe Abb. 15. Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

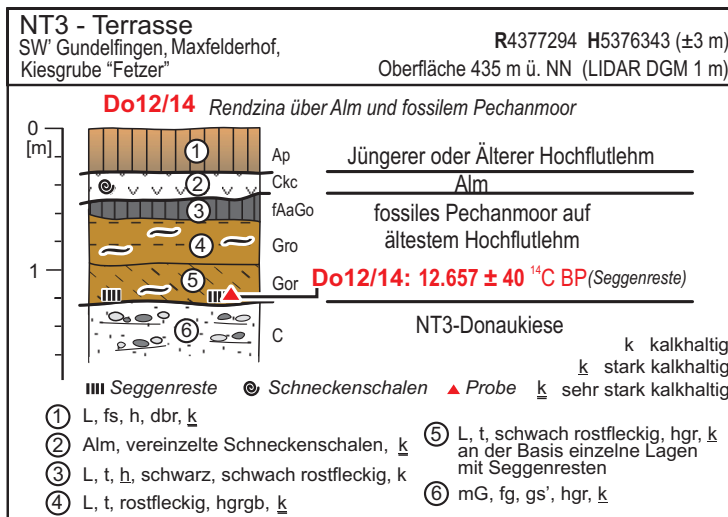


Abb. 21:

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.

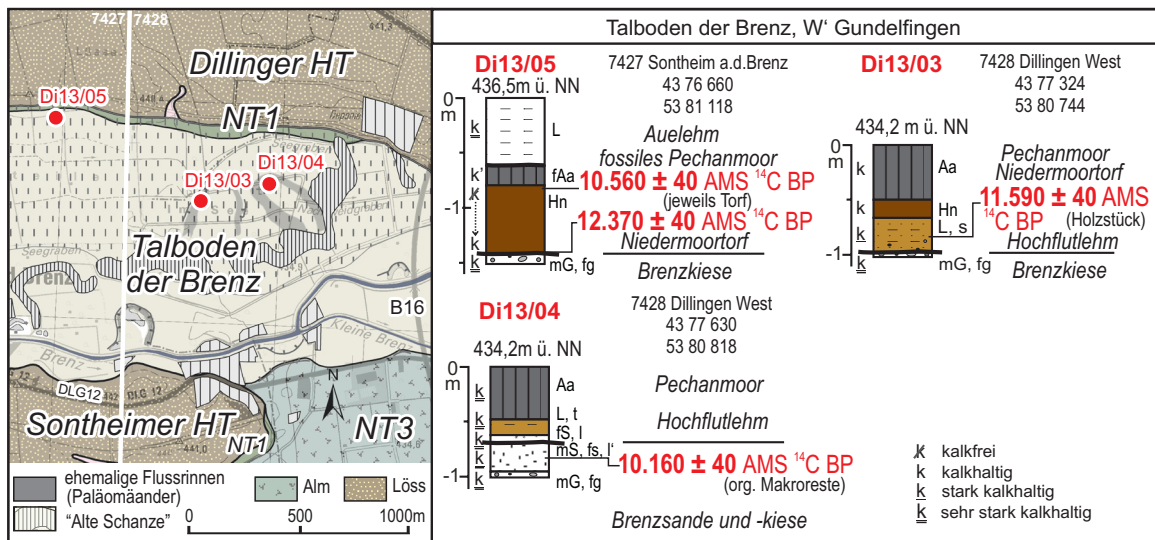


Abb. 22: Deckschichtenprofile der Sondierungen Di13/4 und Di13/3 und Di13/5 sowie ^{14}C -Alter aus dem bayerischen Brenztal zwischen Landesgrenze (7427 Sontheim a.d. Brenz) und Gundelfingen (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ^{14}C -Alter sind in Tab.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

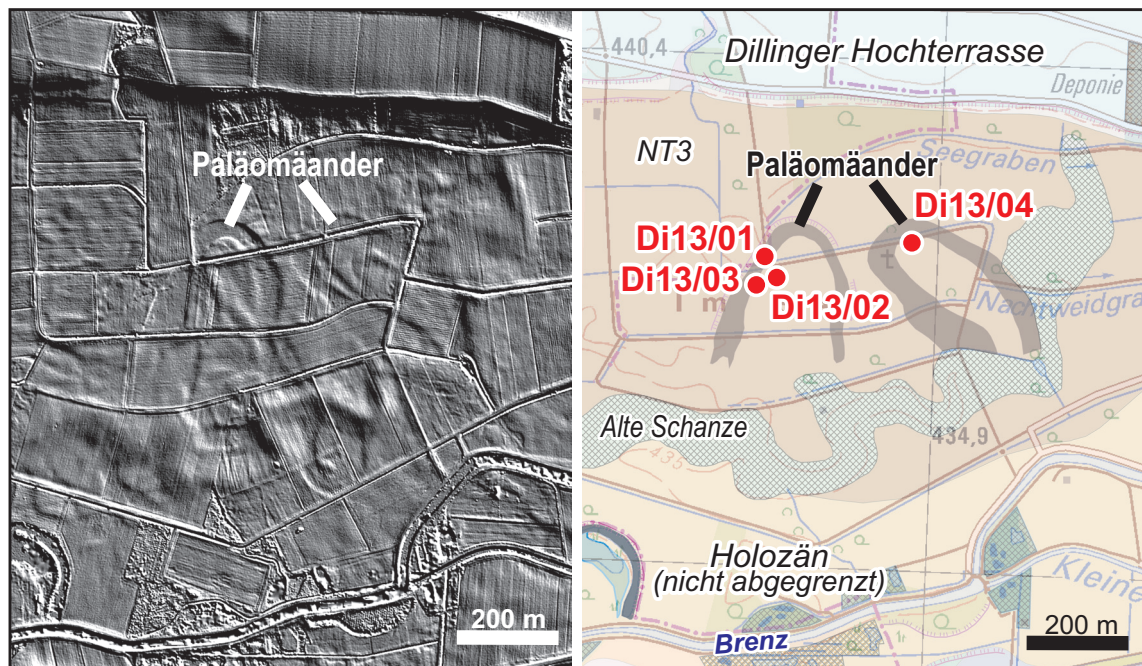


Abb. 23: Würmspätglaziale Paläomäander im Brenztal oberhalb von Gundelfingen - links Hillshade aus LiDAR DGM (1 m Raster) und rechts geologische Karte (Kartengrundlage: LiDAR DGM (1 m) und Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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 Rinnefüllung 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 Reliefeenergie 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 Hochterrassenebenheit 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 Ablation, 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 Ablation 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.

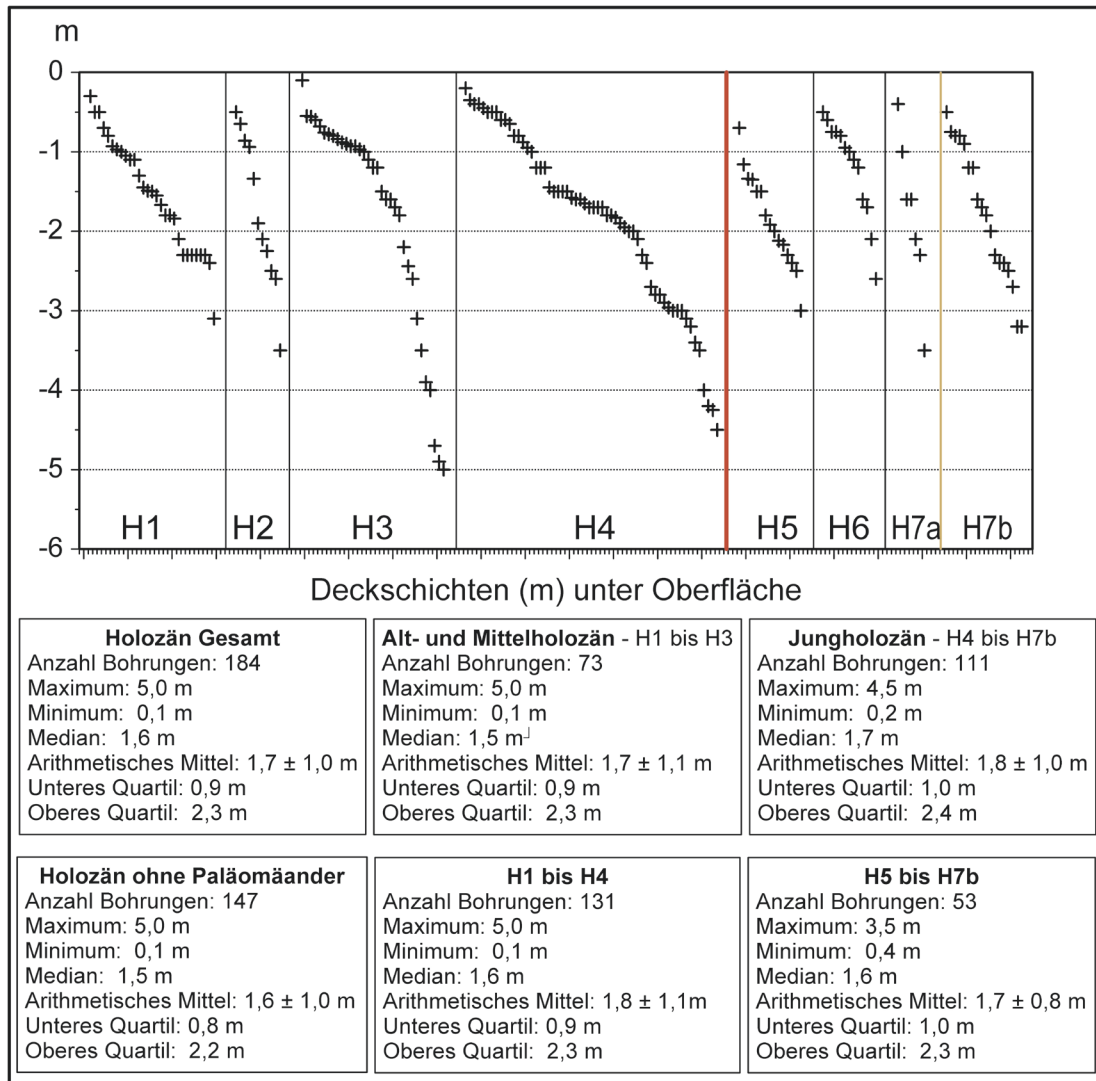


Abb. 24: Mächtigkeit der Auensedimentdecke auf den holozänen Auenterrassen H1 bis H7b der Donau nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen und eigenen Sondierungen.

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

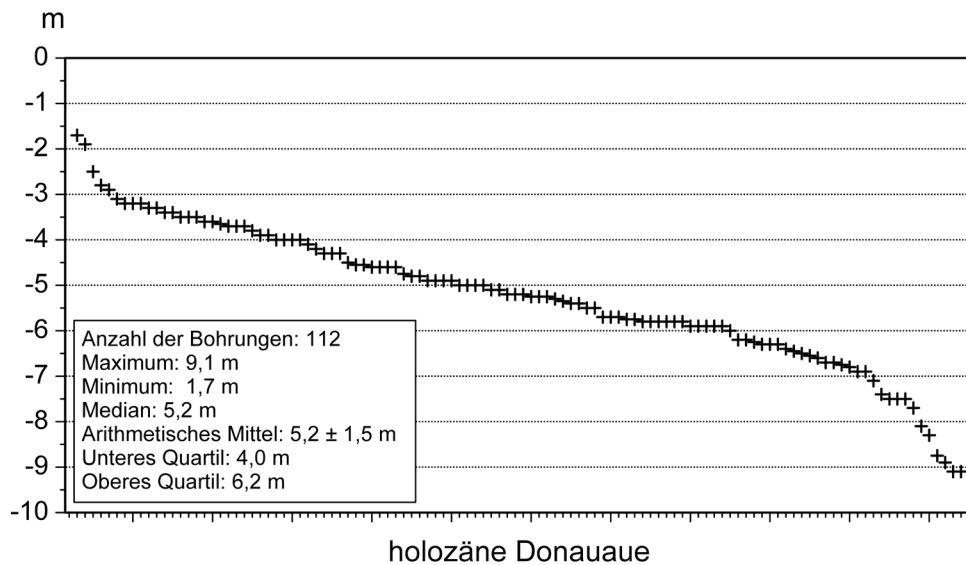


Abb. 25: Holozäne Donauauen – Mächtigkeiten der Flusssande und -kiese im Blattgebiet nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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

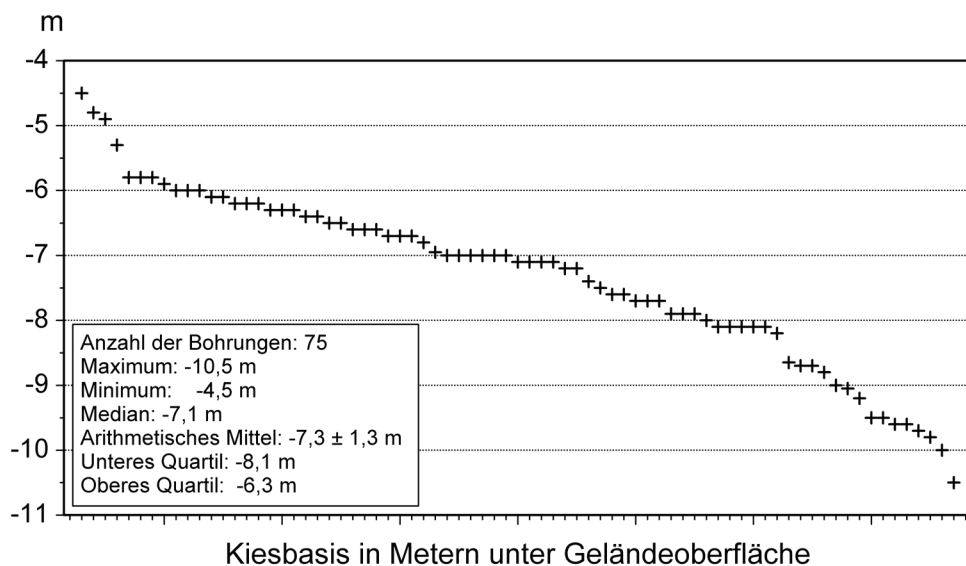


Abb. 26: Holozäne Donauauen – Tiefenlage der quartären Kiesbasis in Metern unter Geländeoberfläche im Blattgebiet nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen.

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-

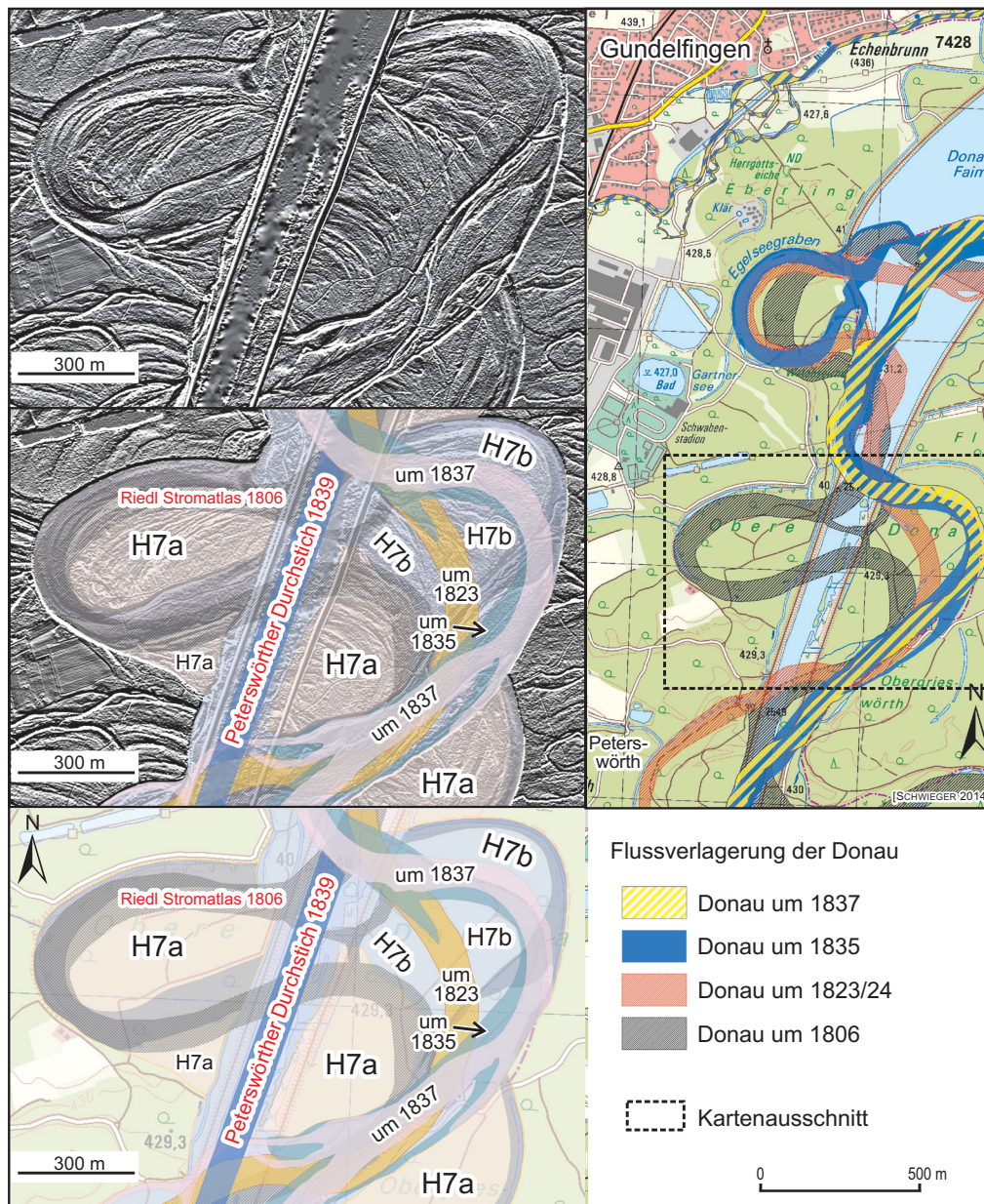


Abb. 27: Hillshade aus LiDAR DGM (1 m Raster), geologische Karte und historische Donauläufe in der neuzeitlichen Donaue (H7a- und H7b-Terrasse) nordöstlich von Peterswörth (Kartengrundlage: LiDAR DGM (1 m) und Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015; Quellenverzeichnis der historischen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

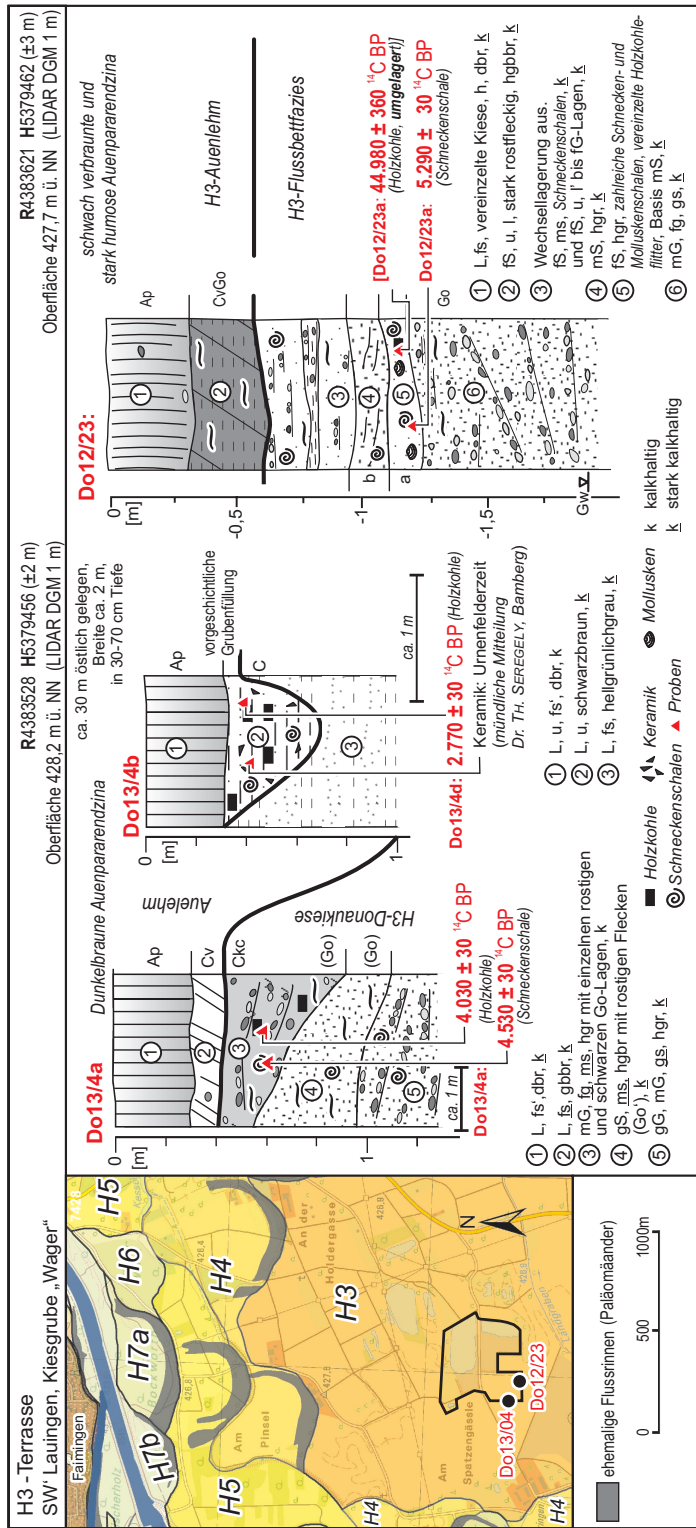


Abb. 28: ¹⁴C-Datierung der Flussbettsedimente und einer frühgeschichtlichen Grubenfüllung auf der H3-Terrasse südwestlich von Lauingen (Aufschluss A3, Profil Do13/4; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter sind in Tab. 7 aufgelistet.

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

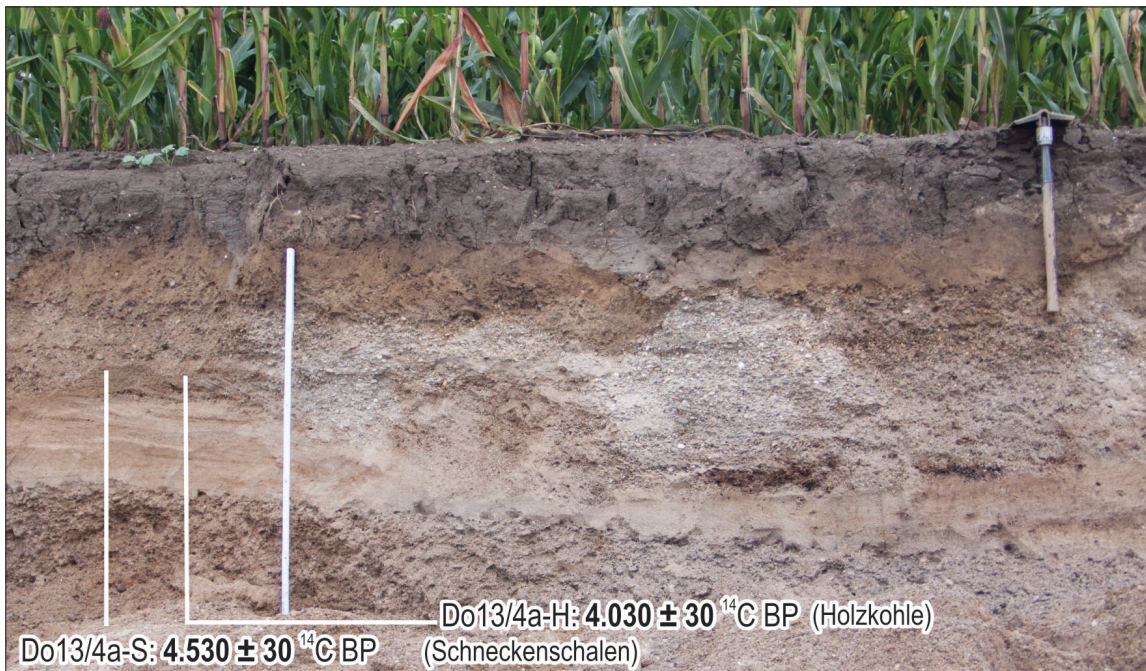


Bild 15: Aufschlussprofil Do13/4 (Abb. 27) auf der H3 der Donau in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: Aufschluss A3).

(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 Donauhoch-wässer auf allen Terrassen vor allem in Aurinnen und Altarmen weitere jüngere Auensedimente abgelagert haben. In einzelnen Rinnenpositionen auf den alt- und

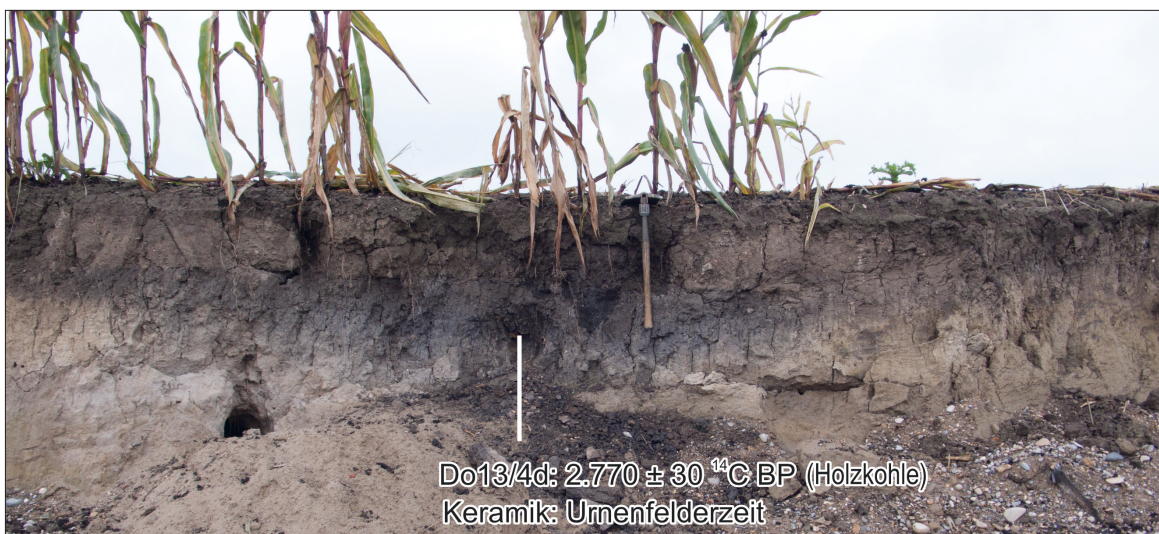


Bild 16: Schwarze Grubenfüllung mit Holzkohlen und urnenfelderzeitlicher Keramik auf der H3-Terrasse in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: A3).

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 verbrauchte 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

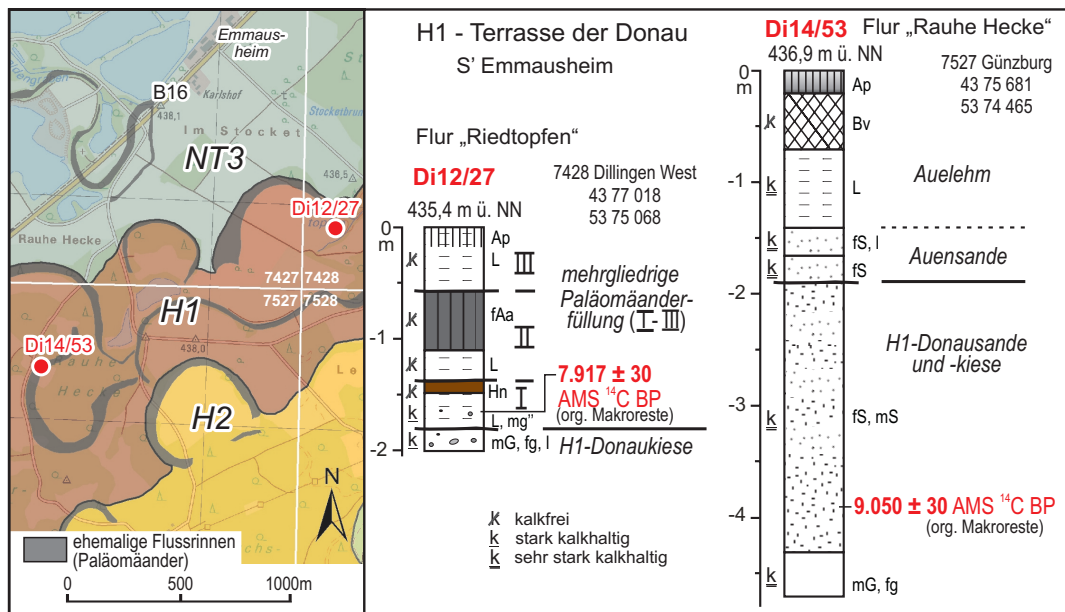


Abb. 29: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste von der Basis des Auelehms in der Flur „Riedtopfen“ (Sondierung Di12/27) und aus H1-Flusssanden einer Paläomäanderfüllung in der Flur „Rauhe Hecke“ (Sondierung Di14/53, 7527 Günzburg; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).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

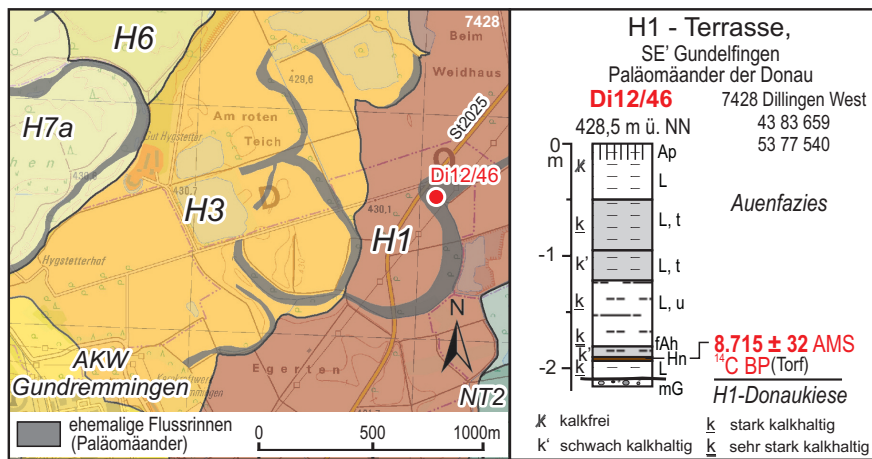


Abb. 30: ^{14}C -Alter einer Torflage nahe der Basis einer feinklastischen H1-Paläomäanderfüllung in der Flur „Beim Weidhaus“ östlich vom Gut Hygstetten (Sondierung Di12/46; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ^{14}C -Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

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

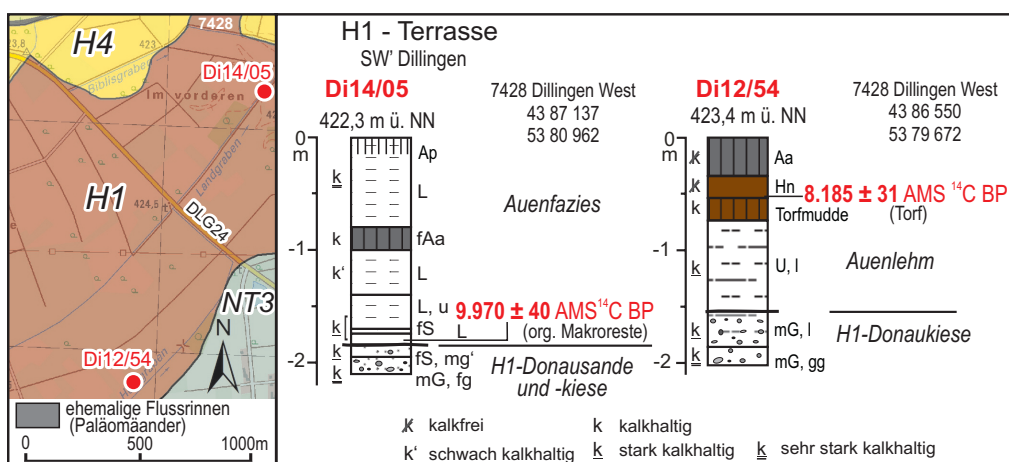


Abb. 31: ^{14}C -Alter organischer Makroreste von der Basis der Auensedimentdecke auf der H1-Terrasse in der Flur „Im vorderen Biblis“ südöstlich von Lauingen (Sondierung Di14/05) und von der Basis einer Torflage in der H1-Randsenke zur südlich angrenzende NT3 am Heidgraben westlich vom Heidhof (Sondierung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

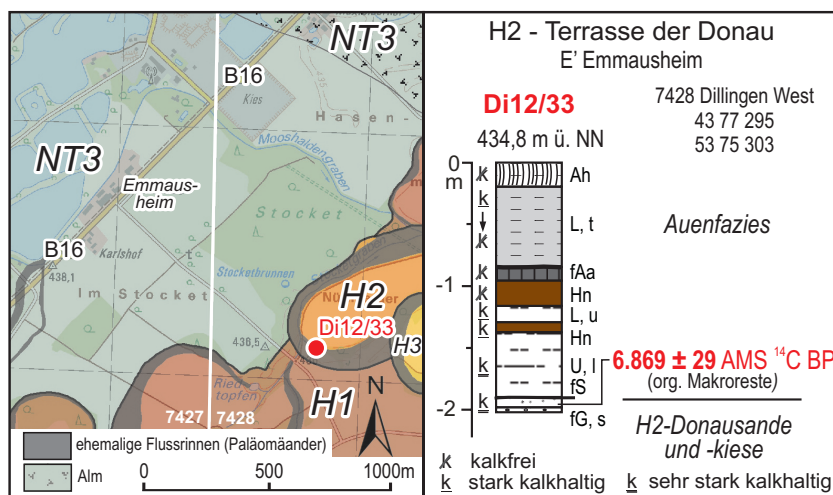


Abb. 32: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste von der feinsandigen Basis der H2-Paläomäanderfüllung in der Flur „Nürnberger Mähder“ östlich vom Emmausheim (Sondierung Di12/33; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

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

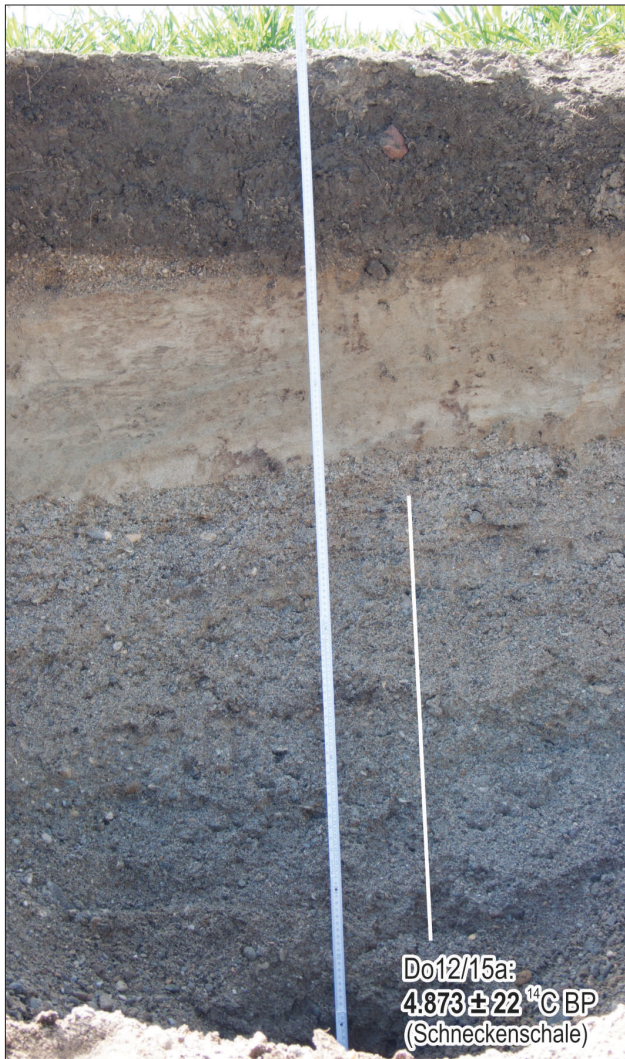


Bild 18: Aufschlussprofil Do12/15 auf der H3 der Donau in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Tab. 9: Aufschluss A3).

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

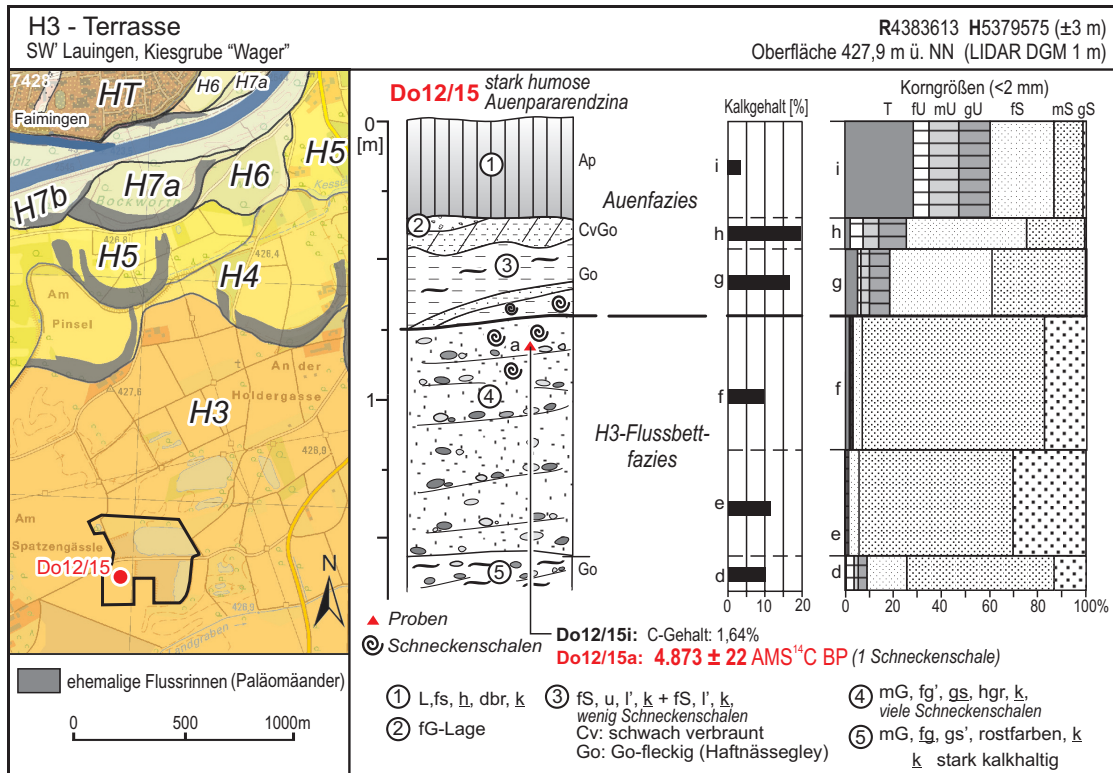


Abb. 33: ¹⁴C-Alter, Korngrößen und Kalkgehalte der Matrix der H3-Terrasse in der Kiesgrube „Wager“ südwestlich von Lauingen (Profil Do12/15; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

Schnecken ebenfalls vom Top der sandreichen und kiesigen H3-Flussbettfazies von verschiedenen Abbauwänden erzielten Alter von 4.530 ± 30 ¹⁴C BP (Abb. 28), 4.873 ± 22 ¹⁴C BP (Abb. 33, Bild 18) und von 5.290 ± 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 ± 30 ¹⁴C-Jahren wurde in die H3-Auelehmedecke 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-Paläomäanderfüllung ein spätatlantisches Alter von 5.123 ± 25 ¹⁴C BP (Abb. 34). Schon vorher war die westlich angrenzende H3-Terrassenfläche von der Donau gebildet worden. Der H3-Paläomäander 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-Paläomäander östlich des aufgelassenen Kiesgrubenareals beim Gut Hygstetten in Verlandung begriffen (Abb. 34:

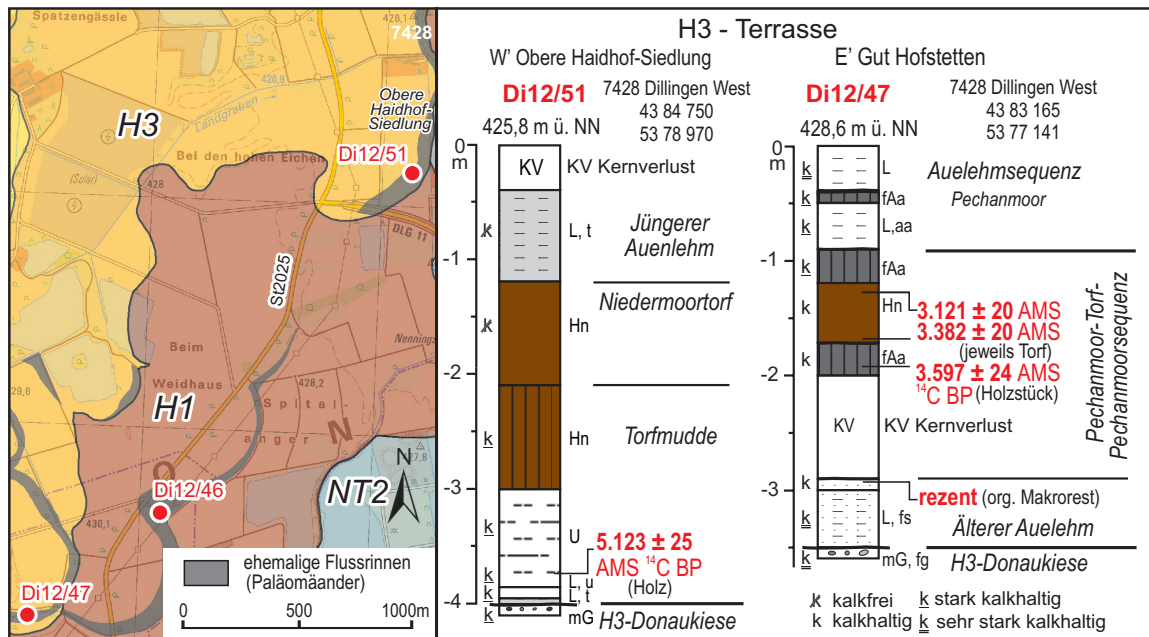


Abb. 34: ¹⁴C-Alter (Sondierung Di12/51) eines Holzstücks nahe der Basis einer H3-Paläomäanderfüllung am Ostrand der H3-Terrasse unmittelbar westlich der Oberen Haidhof-Siedlung sowie eines Holzstücks an der Basis eines schwarzen Anmoores, der Torfbasis und der Torfoberkante in der H3-Paläomäanderfüllung 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.

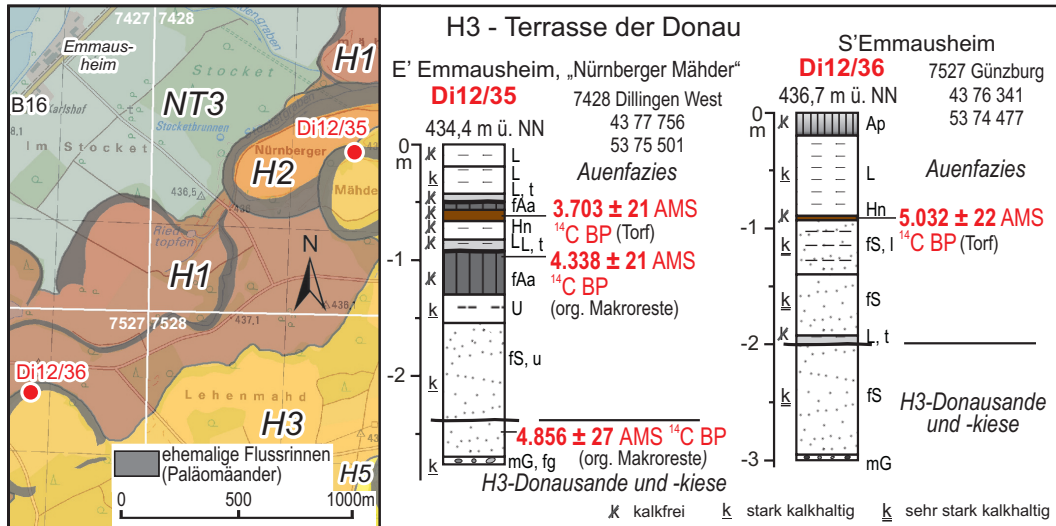


Abb. 35: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus der Füllung des H3-Paläomäanders in der Flur „Nürnberger Mähder“ östlich vom Emmausheim (Sondierung Di12/35) und des H3-Paläomäanders südlich vom Emmausheim auf dem südwestlichen Nachbarblatt 7527 Günzburg in der nördlichen Flur „Fuchswinkel“ (Di12/36; Kartengrundlage: 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).

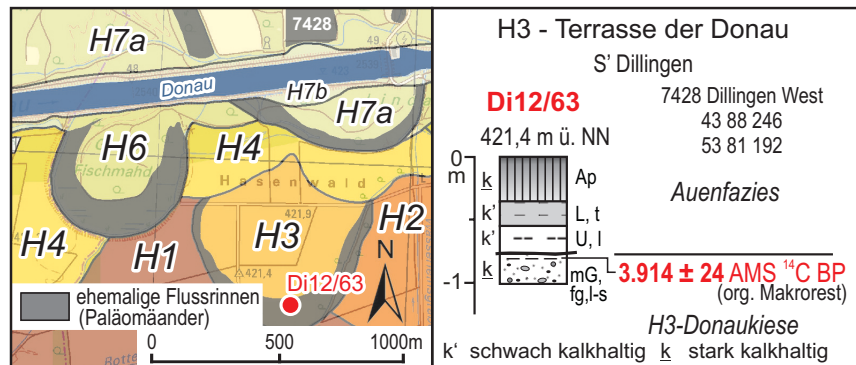


Abb. 36: ¹⁴C-Alter eines Pflanzenrests aus H3-Donaukiesen südlich von Dillingen und südlich der Donau in der Flur „Hasenwald“ erhaltenen H3-Mäanderbogens (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 (Sondierung Di12/63;) aufgelistet.

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

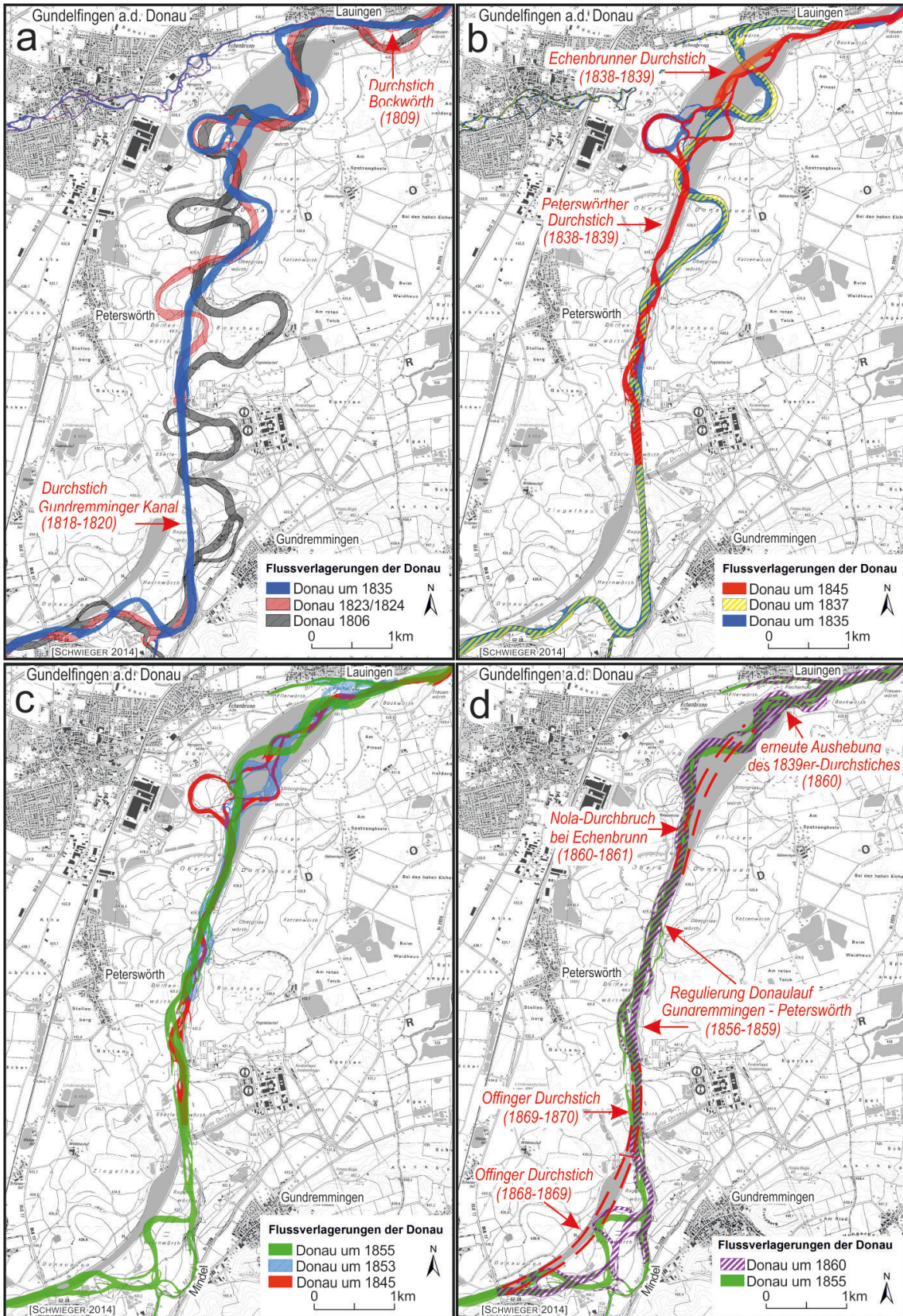


Abb. 37: Flusslaufverlagerungen der Donau im Zeitraum von etwa 1806 bis 1860 AD im Talabschnitt zwischen Einmündung der Mindel und Laingen nach historischen Karten (Quellenverzeichnis in Beilage 6; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

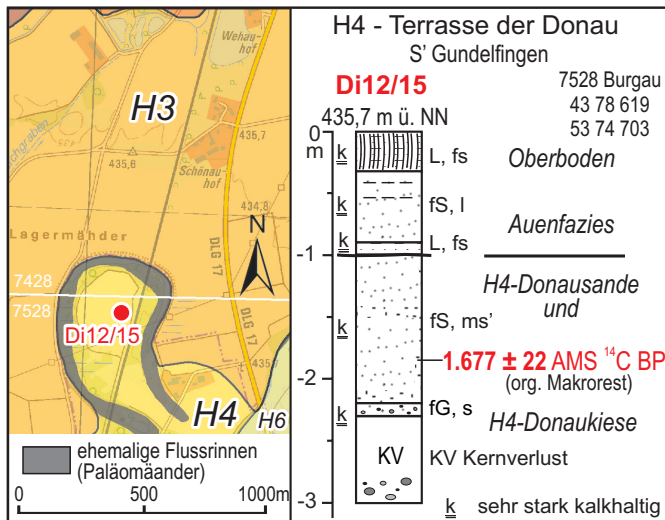


Abb. 38:
¹⁴C-Alter eines Pflanzenrests aus den Flusssanden am Rande des H4-Mäanderbogens südwestlich vom Wildenauhof (Sondierung Di12/15; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

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.

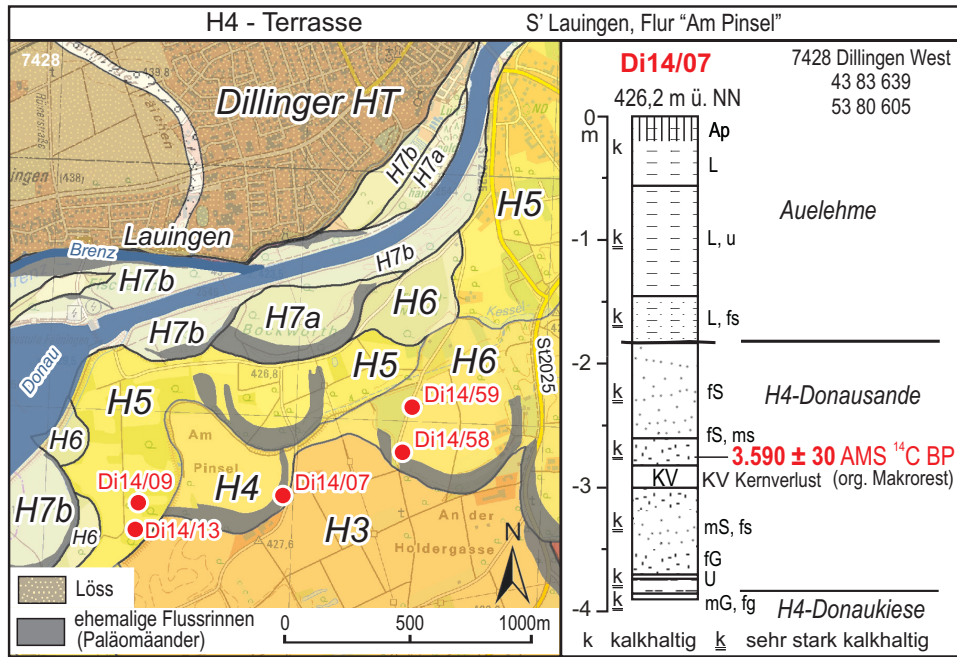


Abb. 39: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H4-Terrassenkörper südwestlich von Lauingen in der Flur „Am Pinsel“ (Sondierung Di14/07; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ¹⁴C-Alter ist in Tab. 7 aufgelistet.

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

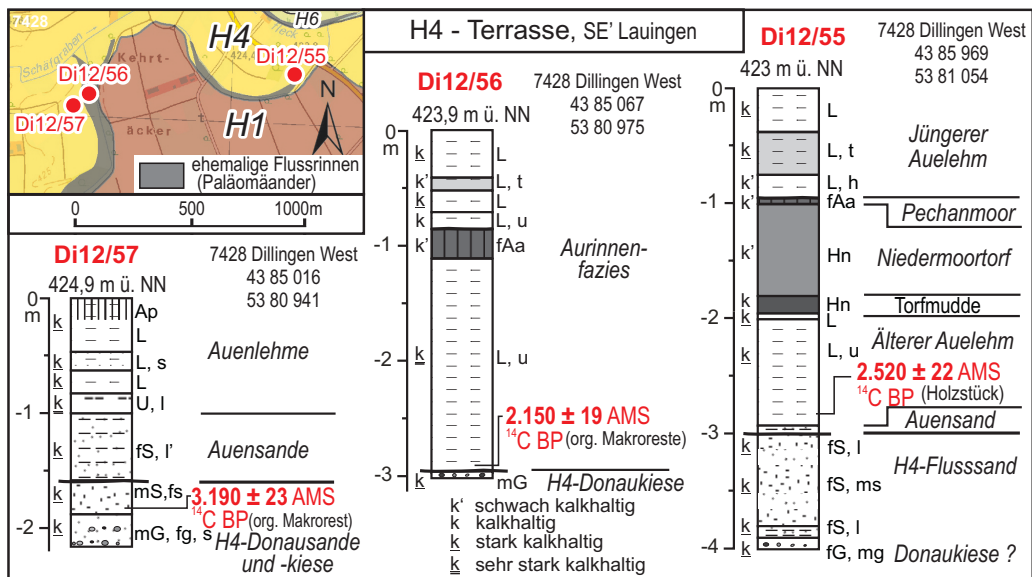


Abb. 40: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus dem H4-Terrassenkörper südlich von Lauingen aus den H4-Mäanderbögen westlich (Sondierungen Di12/56 und Di12/57) und östlich (Sondierung Di12/55) der Flur „Kehrt-Äcker“ (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die ¹⁴C-Alter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

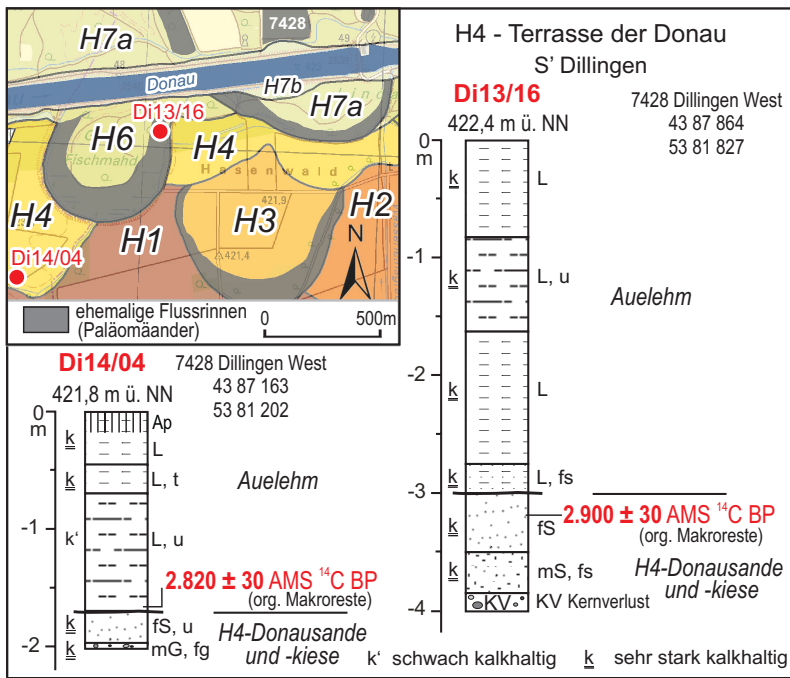


Abb. 41:

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 „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 basis am Außenrand der H4-Ter-

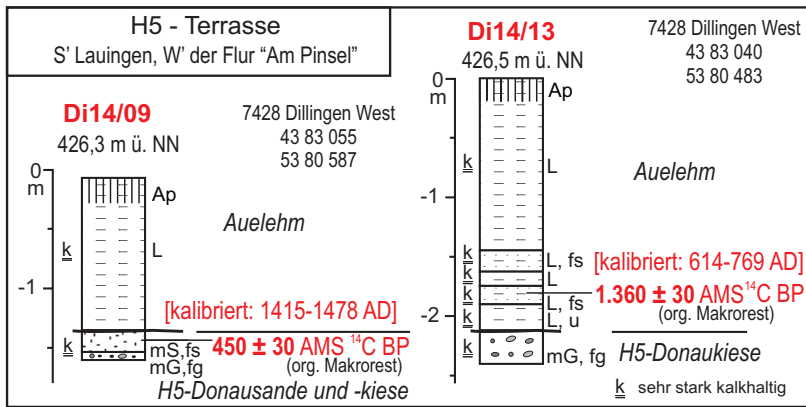


Abb. 42:

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.

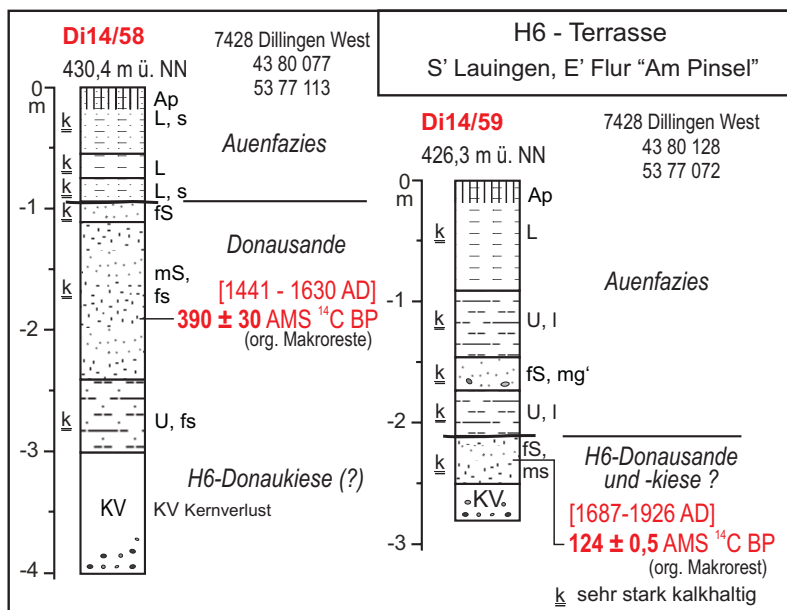


Abb. 43:

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

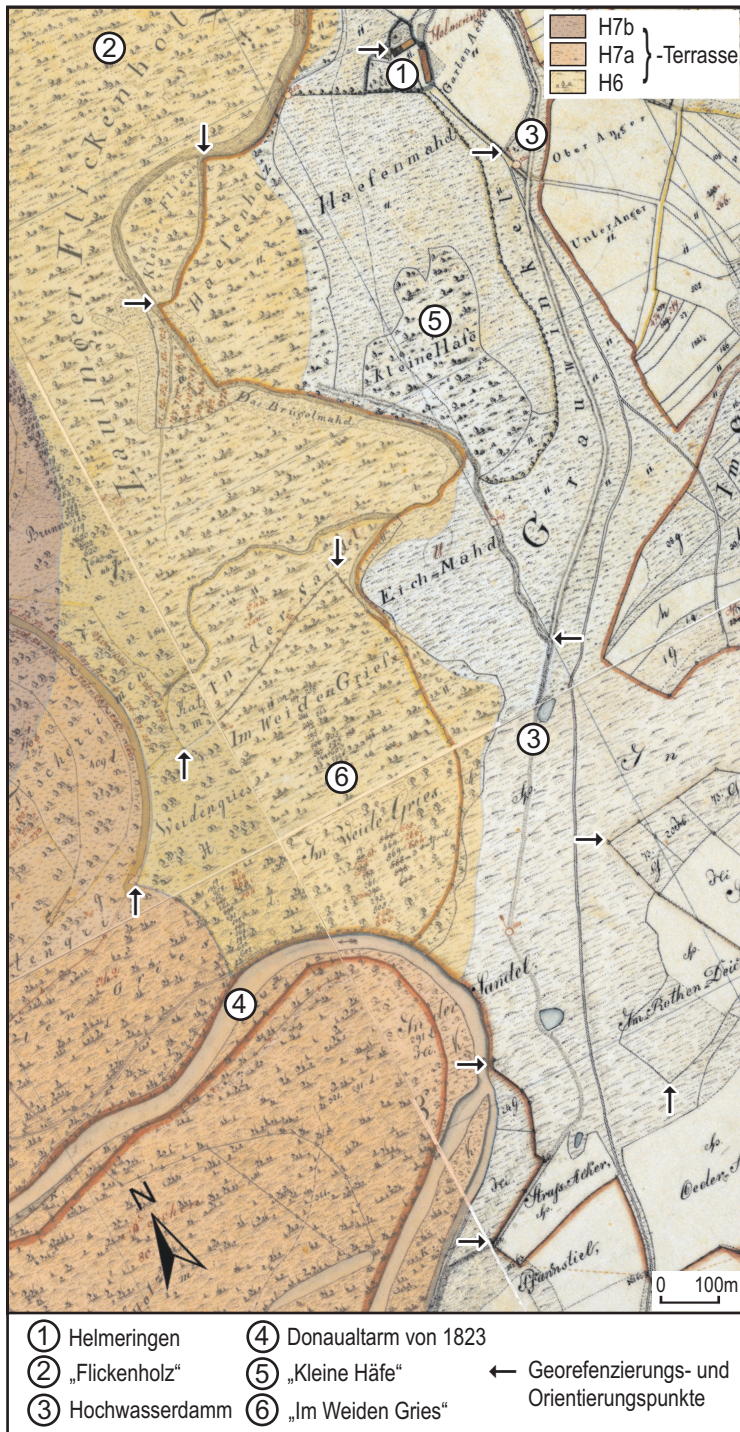


Abb. 45:
Der gleiche Kartenausschnitt wie in Abb. 44 in der Bayerischen Uraufnahme im Maßstab 1:5.000 (Ausschnitte aus den Blatt-Nr. NW 1937, NW 1938, NW 2037 und NW 2038) aus dem Jahr 1823 AD (© Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

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 Niedermoortorfe 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-schalen 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	Schnecken Schalen Basis Auelehm	SSW' Gundelfingen, Ksg. "Fetzer"	4377185	5377502	1,25	1,30	15200	50	-	-4,6
Do11/1k	NT3	435,91	1 gr. Schnecken Schale, 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	Schnecken Schalen, Basis Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377112	5376454	0,70	1,70	5950	30	-	-8,3
Do12/17e	NT3	435,37	Holz Kohle, 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	Holz Kohle, 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	7865-8019	-28,2
Do13/7q_P2	NT3	434,4	Schnecken Schale, Alm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377495	5376662	0,55	>1,2	6620	30	-	-9,6
Do14/3a	NT3	435,15	Holz Kohle, Älterer Hochflutlehm	Maxfelderhof, Ksg. "Fetzer"	4377761	5376413	1,18	1,20	9490	40	10591-11069	-25,4
Do14/3b	NT3	435,15	Holz Kohle, 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
Di14/5/3	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	7655-7786	-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 horizontal geschichteten 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.
- GROSCHOFF, O. & GRAUL, H. (1952): Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. – Naturforschende Gesellschaft Augsburg, **5**; Augsburg.
- GROSCHOFF, 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.

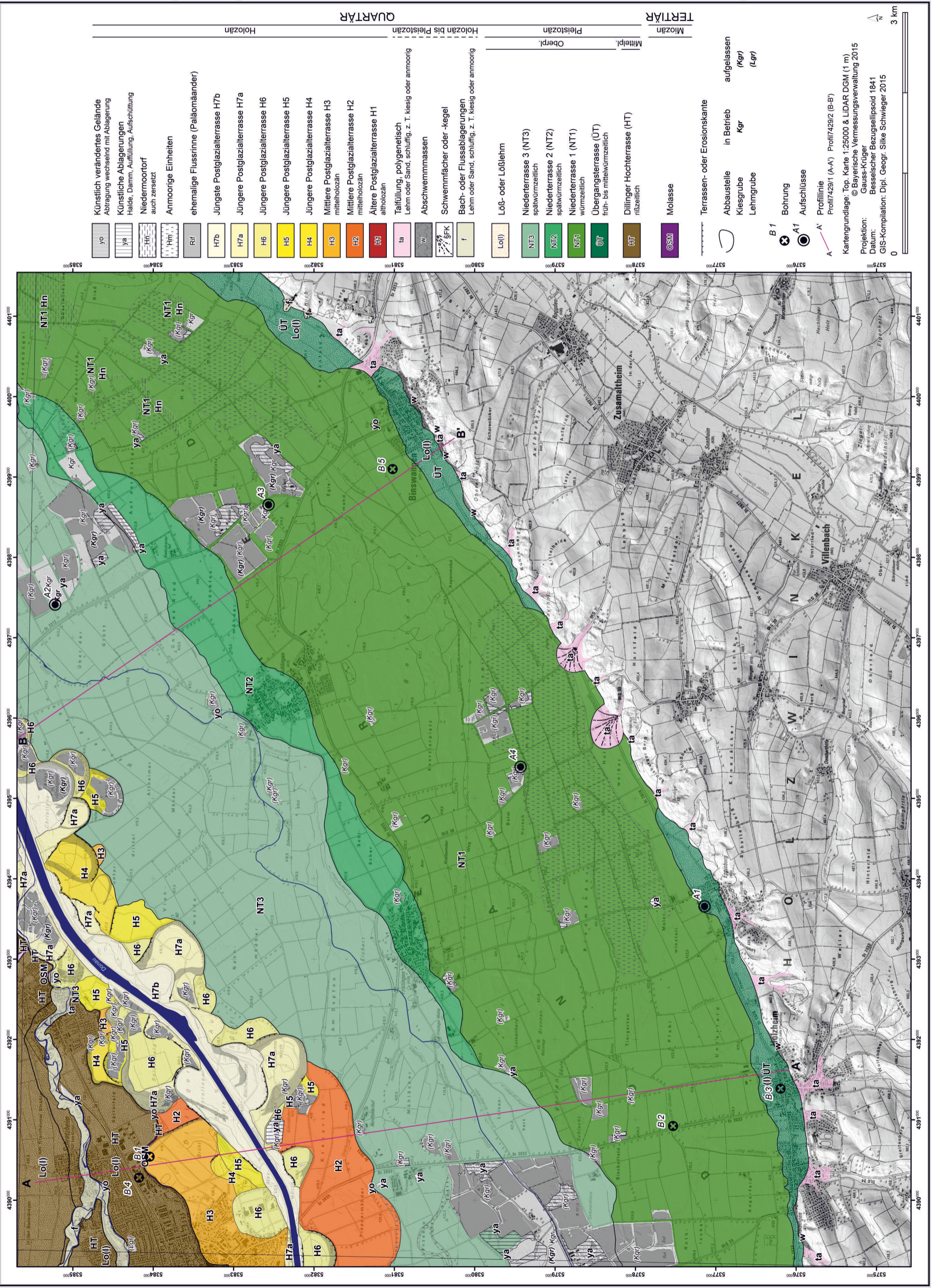
- SCHLOZ, W. mit Beiträgen von MÄCK, U. & RÖHRLE, B. (2011): Hydrogeologie des Langenauer Donaurieds und seines verkarsteten Einzugsgebiets auf der Ostalb – Trinkwassergewinnung, Grundwasserschutz und Moor-Renaturierung (Exkursion D am 28. April 2011). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 93**: 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.
- TILLMANN, 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.

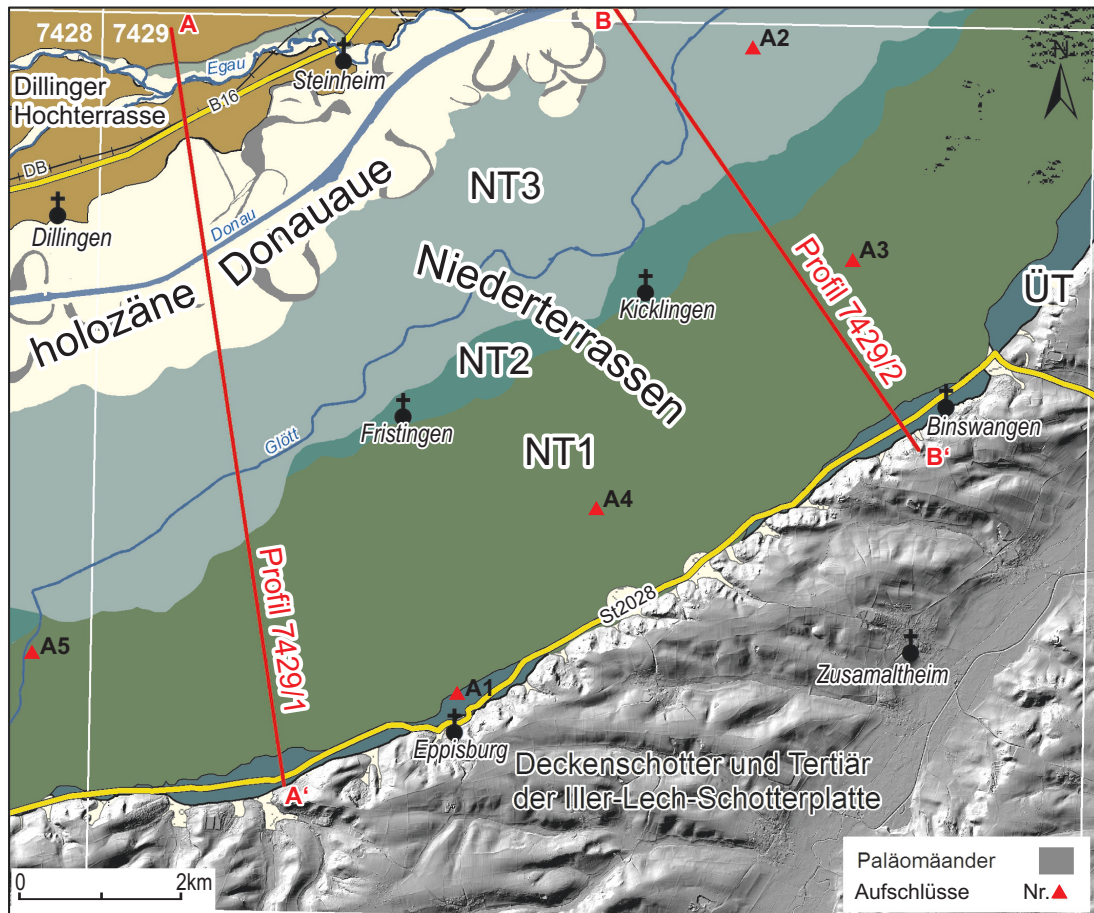
- VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, F., SCHUCH, M. & Vogel, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. – *Geologica Bavarica*, **56**: 177–200; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *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.

Quartärgeologische Karte 1: 25.000 Blatt Nr. 7429 Dillingen Ost

7429 DILLINGEN a. d. Donau Ost

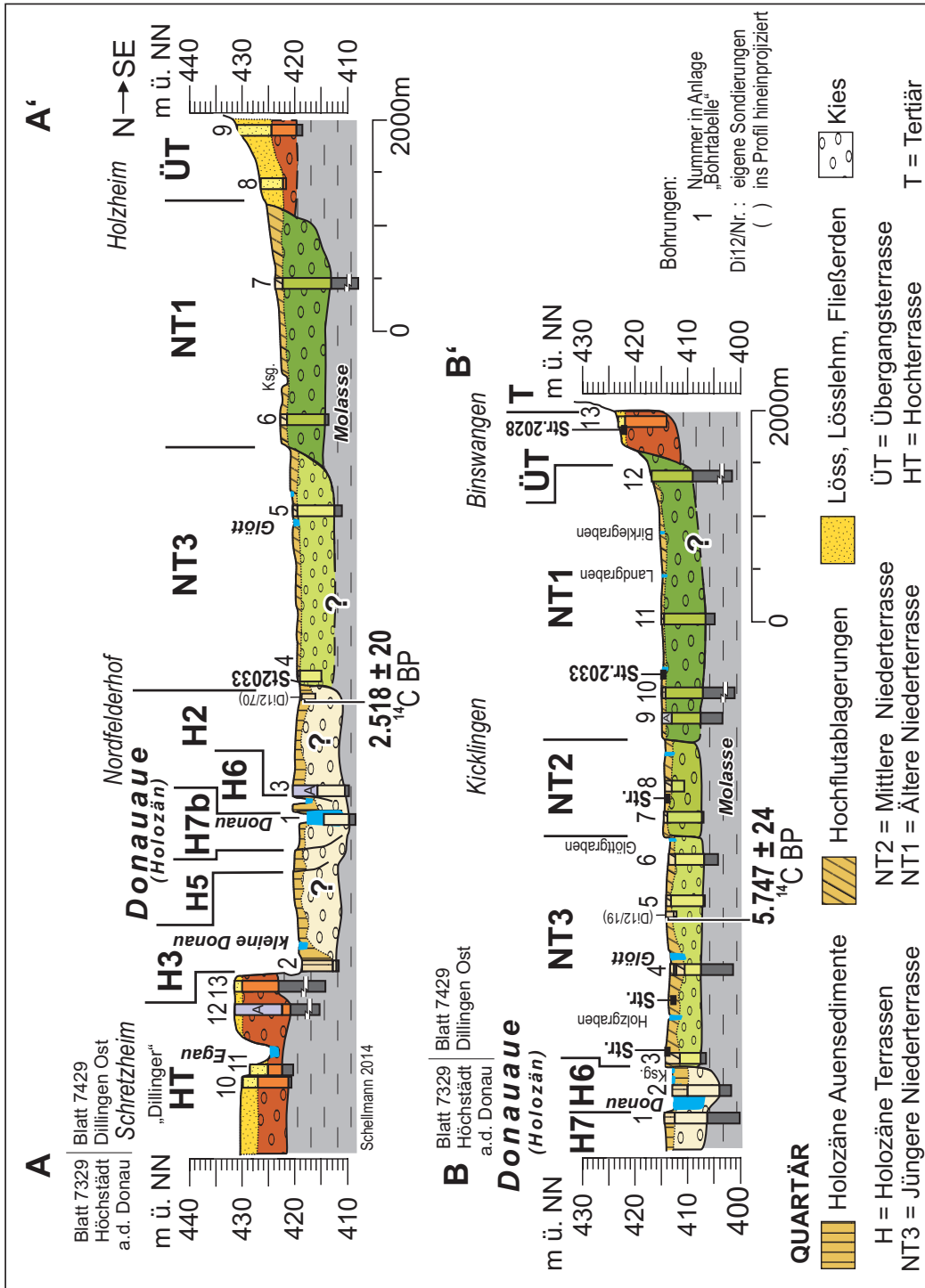
Geologische Aufnahme: BENJAMIN GERBLEIN 2012 - 2013, GERHARD SCHELLMANN 2013 - 2014





(Hintergrund: Hillshade aus LiDAR DGM (1 m) TK 25 Blatt: 7428, © Bayer. Landesamt für Vermessung und Geoinformation)

Beilage 1: Geologische Übersichtskarte mit naturräumlichen Einheiten, Talquerprofilen und einigen im Text genannten Lokalitäten (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1 m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).



Beilage 2:

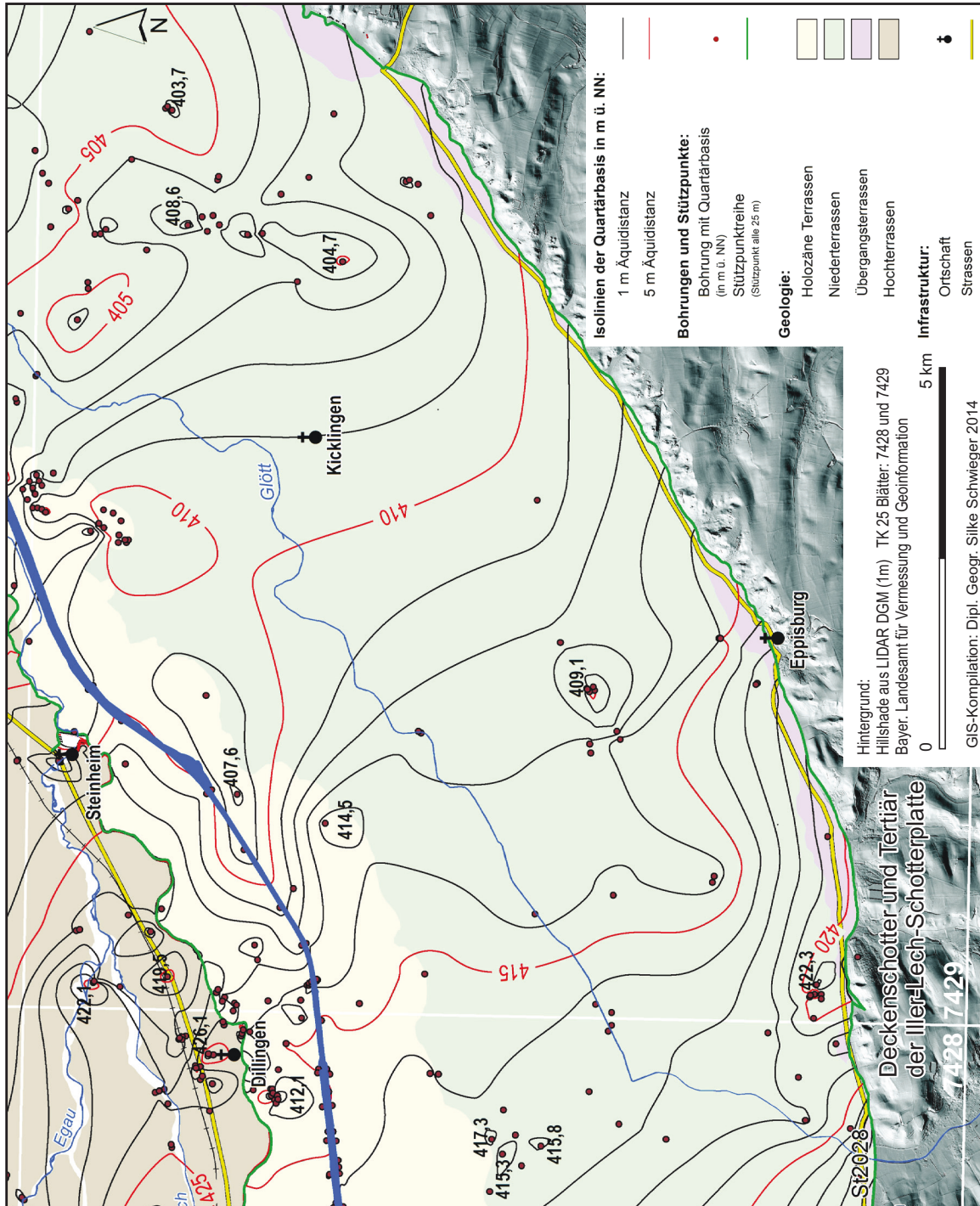
Geologisch-morphologische Talquerprofile 7429/1 (oben) und 7429/2 (unten). Zur Lage der Talquerprofile siehe Beilage 1. Zum Quellenverzeichnis der Bohrungen siehe Beilage 3.

Nr.	OBJEKTID	OBJEKTNAME	TER	TK	ARCH
7429 1					
1	7429 73 51,0	73 51,0	H7b	7429	WWA DW
2	7429BG015060	E Dillingen, GW - Netz, Di 21	H3	7429	LfU
3	7429BG015059	SE Dillingen, GW - Netz, Di 20a	H2	7429	LfU
4	7429BG015043	NORDFELDERHOF 34A	NT3	7429	LfU
5	7429BG015082	S Dillingen, GW - Netz, FR 3	NT3	7429	LfU
6	7429 Frist Brbr	Fristingen, Brauchwasserbrunnen	NT1	7429	ScanDB
7	7429 95	7429 95 HSB Donauried	NT1	7429	WWA DW
8	7429 Holzheim Kanal SCH7	Holzheim, Kanal, SCH7	ÜT	7429	ScanDB
9	7429 Holzheim B3	Raiffeisenbank Entnahmebr. B3	ÜT	7429	WWA DW
10	7429 Schretzheim B1	B 1, Neub.geb. Mörsl.Str., Schretzheim	HT	7429	WWA DW
11	7429 Schretzheim B2	B 2, Neub.geb. Mörsl.Str., Schretzheim	Löss auf Bachabl.	7429	WWA DW
12	7428 Dill AnderBahn EWS1	Dillingen An der Bahn1 EWS1	HT	7428	WWA DW
13	7429 Dill Autohaus GWM1	Dillingen, Autohaus König GWM1	HT	7429	LfU
7429 2					
1	7329BG015043	SE Höchstädt, BV Staustufe Höchstädt, B1	H6	7329	LfU
2	7329BG015045	SE Höchstädt, BV Staustufe Höchstädt, B3	H6	7329	LfU
3	7429BG015075	MITTL. DONAU HOE 17	NT3	7429	WWA Krum
4	7429BG015005	SE Höchstädt, BV Seewiesbrücke, B1	NT3	7429	LfU
5	7329 Donauried BGW3	BGW 3, Kiesabb. "Donauried" Wertingen	NT3	7329	WWA DW
6	7429 Wertingen KG Deil2010 B2	Deil B2, Wertigen	NT3	7429	WWA DW
7	7429BG015009	NE Kicklingen, KG Deil, GWM BGW 5	NT2	7429	LfU
8	7429BG015079	MITTL. DONAU KI 5	NT2	7429	LfU
9	7429 Wertingen KG Deil1967 B2	Wertingen KG Deil B2	NT1	7429	WWA DW
10	7429BG015018	E Kicklingen, BV HSB-VS, GWM B 0910	NT1	7429	LfU
11	7429BG015038	Br. V Wertingen	NT1	7429	LfU
12	7429BG000054	Binswangen, ZV Kugelberg-Gr., Br.3	NT1	7429	LfU
13	7429 AmLindenbuehl Br1	Binswangen, Am Lindebühl 22 Brunnen 1	ÜT	7429	LfU

LfU = Bayerisches Landesamt für Umwelt
ScanDB = Daten vom LfU (bisher nicht erfasst)

WWA DW = Wasserwirtschaftsamt Donauwörth
WWA Krumbach = Wasserwirtschaftsamt Krumbach

Beilage 3: Quellenverzeichnis der Bohrungen in Beilage 2.



Beilage 4:
 Tiefenlage der Quartärbasis (m ü. NN) nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen (Kartengrundlage: Hillshade aus LIDAR DGM (1m) © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Jahr	Quelle	Karten und Pläne	Bemerkungen
1806	Stadtlarchiv Lauringen	Riedl Stromatlas 1806	
1809	Wasserverschaftsamt Donauwörth	Kern-Kernried 1874: 14	Durchschnitt oberhalb Lauringen, Bockwörth
1818-1820	Stadtlarchiv Lauringen	Uraufnahmen 1820 Carolinen Canal	Carolinen Canal
1820	Wasserverschaftsamt Donauwörth	1872 Sect IV, Kern-Kernried 1874	Uraufnahmen Carolinen Canal, Gundremminger Canal
1823/1824	Dillingen Vermessungsamt	Karte 10 Reisenburg Dillingen 1837	
1835	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarten 9 Günzberg-Dillingen 1846 und 9 Dillingen-Ludwigsschwaig um ca. 1835	VA Dillingen Flurkarten u.a. NW 2134a 1847 topogr. Grundlage
1835	Dillingen Vermessungsamt	Katasterpläne umgr. 1841, Donaulauf ca. 1835	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38, vor Durchstich in den Saasen (Saasen-Kanal) von 1841
1835	Dillingen Vermessungsamt	Flurkarte umgr. 1841, Donaulauf vor 1837 vor Korrektur Dillingen-Höchstal	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38
1835	Vermessungsamt Dillingen	NW1739b umgr. 1841	nach den Durchstichen von 1837-39; jünger als Donaulauf in den unterliegenden Flurkarten umgr. 1841-42 (Donau um ca. 1835)
1835	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 9 Dillingen Ludwigsschwaig 1846	wenig jünger als WWA Krumbach 1849 Donau Dillingen-Hühnerwörth
1835-40	Wasserverschaftsamt Krumbach	1853 Dillingen Ludwigsschwaig	Steinheimer Fichtenholz Durchstich
1836-40	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 25	
1837	Staatsarchiv Augsburg	Karte 10 Reisenburg Dillingen 1837	vor Bau des Hühnerwörth Durchstichs 1837-38
1837	Staatsarchiv Augsburg	Karte 11 Dillingen Münster 1837	vor Bau des Durchstichs 1838-39
1837	Staatsarchiv Augsburg	Flusskarte 3 Dillingen-Tapheim 1861	vor Bau des Durchstichs 1838-39
1838	Staatsarchiv Augsburg	Karte 3 Dillingen-Tapheim 1861	Hühnerwörth Durchstich, vor Bau des Steinheimer Durchstichs 1836/37
1838	Staatsarchiv Augsburg	Flusskarte 9 Dillingen - Ludwigsschwaig 1846	Hühnerwörth Durchstich
1838	Wasserverschaftsamt Krumbach	Kern-Kernried 1874: 25	
1837-1853	Dillingen Vermessungsamt	Katasterpläne 1841 - 1868	
1841	Staatsarchiv Augsburg	Karte 4 Reisenburg - Dillingen 1857	
1841	Staatsarchiv Augsburg	NW1739b umgr. 1841	
1847	Vermessungsamt Dillingen	Flurkarte 2134a ungr. 1847	
1847	Vermessungsamt Dillingen	Flurkarte 10 Reisenburg Dillingen 1837	vor Bau der Durchstiche bei Peterswörth und bei Echenbrunn 1837-1839
1841-1853	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 8 Günzberg Dillingen 1848	nach den Durchstichen von 1837-39; jünger als Donaulauf in den unterliegenden Flurkarten umgr. 1841-42 (Donau um ca. 1835)
um 1845	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 9 Dillingen Ludwigsschwaig 1846	nach den Durchstichen von 1837-39; jünger als Donaulauf in den unterliegenden Flurkarten umgr. 1841-42 (Donau um ca. 1835)
<1849-1853	Staatsarchiv Augsburg	Do 9 1846	Durchstiche <1849-1853
1852	Wasserverschaftsamt Krumbach	1850 Donau Peterswoerth	
1852	Wasserverschaftsamt Krumbach	1852 Donau Peterswoerth Fajmingen	
1853	Wasserverschaftsamt Krumbach	1853 Dillingen Ludwigsschwaig	wenig jünger als WWA Krumbach 1849 Donau Dillingen-Hühnerwörth
1853	Wasserverschaftsamt Krumbach	Karte HW Schutz Donau 1927 S24a, Donauverlaufvergleich 1923-1903	Steinheimer Unterbruckwörth Durchstich
1854	Wasserverschaftsamt Krumbach	Flurkarte 4 Reisenburg Dillingen 1857	
um 1855	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 4 Reisenburg Dillingen 1857	Kern-Kernried 1874: 51; bis 1856 Donaueinbruch nach links zwischen Prof 128-131
1855	Wasserverschaftsamt Krumbach	1855 Donau Dillingen Steinheim	
1856-57	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 51ff, Do6 1861	Regulierung Donaulauf Gundremminger - Peterswörth, "Peterswörther Korrektur"
1856-59	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 51, Do4 1857	Regulierung Donaulauf Gundremminger - Peterswörth, "Peterswörther Korrektur"
um 1859	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 6 unterhalb Offingen 1861	älter als Echenbrunn Korrektur (Pr 143-146) von 1860, angefertigt im Jahr 1861
um 1860	Staatsarchiv Augsburg	Flurkarte 3 Dillingen - Tapheim 1861	
1860	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 55, Do 6 1861	erneute Aushebung des 1839er Durchstiches
1860-1863	Wasserverschaftsamt Krumbach	1863 Ohningen-Peterswörth	
1862-64	Staatsarchiv Augsburg	Karte Do3 1861, Kern-Kernried 1874: 73f	Durchstich 1862-1864
1862-64	Wasserverschaftsamt Krumbach	Kern-Kernried 1874: 73f	
1863-1864	Staatsarchiv Augsburg	Karte Do 3 1861, Kern-Kernried 1874: 78	Steinheimer Fischerholz Durchstich 1863-1864
1868	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 98, Do5 1867	Offinger Durchstich
1869	Staatsarchiv Augsburg	Kern-Kernried 1874: 99, Do5 1867	Offinger Durchstich

Beilage 5: Quellenverzeichnis zur Abb. 7.

**Erläuterungen zur quartärgeologischen Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt
7429 Dillingen Ost –
Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014**

Gerhard SCHELLMANN & Benjamin GESSLEIN

Vorwort

Die quartärgeologische Neuaufnahme des Donautals im Bereich des Gradabteilungsblattes Nr. 7429 Dillingen Ost wurde zunächst von Benjamin GESSLEIN im Frühjahr 2012 bis Juli 2013 kartiert. Die von ihm im Juli 2013 vorgelegte Manuskriptkarte mit kurzer Erläuterung wurde anschließend vom Erstautor im Herbst 2013 und im Jahr 2014 überarbeitet. Das betraf vor allem die spätwürmzeitlichen Niederterrassen im westlichen Blattgebiet oberhalb von Kicklingen und die Übergangsterrasse am südlichen Talrand unterhalb von Binswangen. Neu kartiert wurden auch die holozänen Donauauen unterhalb von Dillingen und die Dillinger Hochterrasse.

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

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 sowie die von JUNG & HAGMEIER (2013) publizierte GK 1:25 000 Blatt Nr. 7329 Höchstädt an der Donau mit Erläuterungen. 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 das Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt zur Verfügung. Die bayerischen Uraufnahmen im Maßstab 1:5 000 überwiegend aus den Jahren 1823 sowie das Positionsblatt 1:25 000 Nr. 546 Fristingen aus dem Jahr 1865 und 1948 stellte das Bayerische Landesamt 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. 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. Weitere Schichtenver-

zeichnungen von Bohrungen wurden vom Staatlichen Bauamt in Krumbach überlassen. Lage und Alter vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen im Blattgebiet stellte das Bayerische Amt für Denkmalpflege in Thierhaupten zur Verfügung. Ein das Kartenblatt abdeckendes LiDAR DGM (Auflösung 1 m) wurde 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. Korngrößenanalysen der Matrix wurden mit Hilfe der Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN und Kalkgehalte gasvolumetrisch nach SCHEIBLER im Labor der Physischen Geographie der Universität Bamberg bestimmt.

Für Hinweise, anregende Diskussionen und die gute Zusammenarbeit danken die 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, dass 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. Ein besonderer Dank gebührt meiner 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 Schichtenverzeichnissen von Bohrungen im Blattgebiet in ein digitales Bohrarchiv überführt hat.

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 zwischen den Einmündungen der beiden großen Seitentäler von Mindel und Zusam (Abb. 1). Es hat Anteile an sehr unterschiedlichen Naturräumen, die annähernd parallel zur Donau in Südwest-Nordost-Richtung das Blattgebiet durchziehen. Im Norden erstreckt sich die stark ackerbaulich genutzte lößbedeckte Dillinger Hochterrasse mit den beiden größeren, am Hochterrassenrand zur holozänen Talaue gelegenen Siedlungen Dillingen im Westen und Steinheim im Osten (Beilage 1). Im Raum Dillingen liegt die Hochterrasse in einer Höhenlage von etwa 431 m ü. NN und am nordöstlichen Ortsrand von Steinheim bei 427 m ü. NN. Nach Südosten grenzt die Hochterrasse mit einem 12 bis

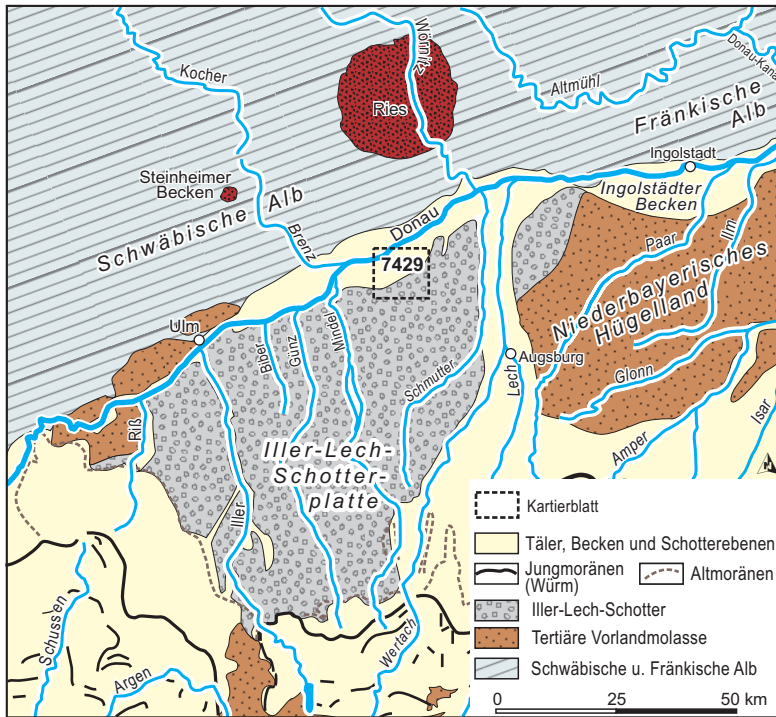


Abb. 1: Lage des Blattgebietes.

die Donau vor ihrer Begradigung und Lauffestlegung zwischen 1812 und 1864 AD ein mäandrierender Fluss war mit Flusserosion am Prallhang und Akkumulation von Flussbettsedimenten am Gleithang. Durch die Flussbegradigungen wurde der vom Karolinenkanal bei Dillingen abgesehen noch unbegradigte Donaulauf aus dem Jahr 1823/24 (Uraufnahmen der Bayerischen Landesaufnahme) von damals 9,4 km auf heute 6,4 km Flusslänge verkürzt. Heute ist die Donau im Blattgebiet vollständig begradigt, mit Dämmen eingefasst und seit 1981 bei Dillingen mit einer Staustufe versehen.

Nach Südosten grenzen die holozänen Donauauen an die 1 bis 4 m höheren, spät- und hochwürmzeitlichen Niederterrassenfluren (Beilage 1 und Beilage 2, Abb. 2), die etwa die Hälfte der Blattfläche einnehmen. Der Donautalboden endet im Südosten fast durchgängig mit einer schmalen, etwa 5 bis 8 m höheren Terrassenleiste, der lößbedeckten früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse. Die südliche Um-

13 m hohen Steilabfall an die von Auelehmen bedeckten holozänen Donauauen (Bild 1, Abb. 2), die im Bereich der jüngsten Donauablagerungen häufig noch Auwälder besitzen.

Südlich der Dillinger Hochterrasse erstrecken sich die bis zu 2,5 km breiten Donauauen. Sie besitzen zahlreiche Aurinnen und Altarme, sog. Paläomäander, die darauf hinweisen, dass

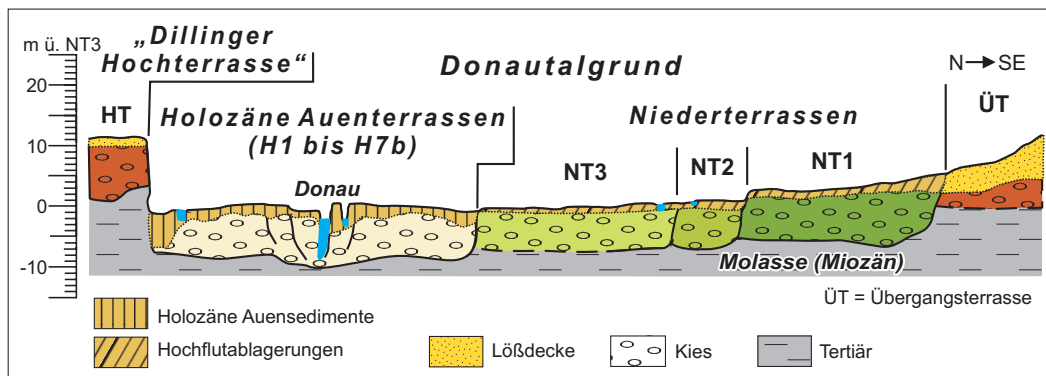


Abb. 2: Schematischer Talquerschnitt der mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen im Blattgebiet mit einigen numerischen Altersdaten.



Bild 1: Etwa 10 m hohe Steilstufe der Dillinger Hochterrasse gegen die jungholozäne Donauaue westlich von Steinheim. Blick nach Osten auf die Ortschaft Steinheim (Photo: G. SCHELLMANN 2014).

rahmung des Donautals bildet die aus Oberer Süßwassermolasse und aufliegenden Deckenschottern aufgebaute Iller-Lech-Schotterplatte, die etwa ein Drittel des Kartenblatts einnimmt. Diese hochflächenartige Landschaft besitzt im westlichen Blattgebiet Höhenlagen von zum Teil über 500 m ü. NN mit der höchsten Erhebung dem Schabersberg südöstlich von Holzheim in 503,5 m ü. NN. Nach Osten dachen seine stark zertalten Schotterplatten allmählich auf unter 485 m ü. NN ab.

Zu den größeren Seitentälern, die von der Schwäbischen Alb ins Donautal einmünden, gehört das Egautal im Nordwesten des Kartenblatts. Aus der Iller-Lech-Schotterplatte erreichen mehrere kleinere Bäche den Donautalboden, wo sie stark begradigt und in Gräben eingefasst sind. Der größte Seitenbach ist die Glött, die vom westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West kommend ins Blattgebiet eintritt, es Richtung Nordosten über Fristingen und Kicklingen quert und erst unterhalb von Höchstädt (7329 Höchstädt) in die Donau mündet.

Entsprechend den unterschiedlichen Ausgangssubstraten lassen sich die Böden im Donautal wie folgt gliedern. Auf der von Löß bedeckten Dillinger Hochterrasse sind fruchtbare Parabraunerden weit verbreitet. Die schluffigen und feinsandigen Lößdeckschichten auf der Übergangsterrasse am Südrand des Donautals tragen Braunerden und Parabraunerden. Dagegen besitzen die Niederterrassenfluren neben anmoorigen und vergleyten ehemaligen Flussrinnen weit verbreitet geringmächtige Braunerden auf Hochflutlehm. Auf höheren Kiesrücken der hochwürmzeitlichen Niederterrasse (NT1) existieren auch hellrötlichbraune Schotterparabraunerden. Gleye, Anmoore und unterschiedlich humushaltige Auenböden auf kalkhaltigen Auensedimenten prägen dagegen die holozänen Donauauen. Außerhalb von Aurinnen sind auf den jungen

Hochflutablagerungen der spät-subborealen und subatlantischen Auenterrassen (H4- bis H7b-Terrassen) hellgraue bis gelbbraune Auenpararendzinen (Kalkpater-nien), auf der subborealen Postglazialterrasse (H3) stark humose, manchmal schwach verbrauchte und entkalkte Auenpararendzinen und auf der älteren mittelholozänen Postglazialterrasse 1 (H2) Pechanmoore und Auentschernoseme („Feuchtschwarz-erden“, Tschernitzen) weit verbreitet.

Die klimatischen Verhältnisse sind insgesamt als gemäßigt ozeanisch feucht mit kontinentaler Tönung zu bezeichnen. In Leelage zwischen den niederschlagsrei-cheren 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).

Das Donautal ist vor allem seit den 1960er Jahren ein Gebiet intensiven Kiesabbaus. Ausgedehnte Kiesgrubenareale konzentrieren sich wegen günstiger Deckschichten-Kies-Verhältnisse auf die Niederterrassenflächen.

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. Bezüglich weiterer Informationen über die hydrogeologischen Verhältnisse wird auf HOMILIUS et al. (1983) sowie UDLUFT (2000) verwiesen.

2. Erdgeschichte

Die oberflächennahen geologischen Verhältnisse im Blattgebiet gewähren Einblick in die Erdgeschichte seit dem Miozän. Dabei sind die heutigen Oberflächenformen vor allem das Ergebnis quartärer Erosions- und Akkumulationsprozesse bei gleichzeitiger langsamer Heraushebung des Gebietes bis zur heutigen Höhenlage. Eine Einführung

in die erdgeschichtliche Entwicklung 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

Mit dem 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 Oberlauf 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-Egau 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.

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 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. 1). Der längste Abschnitt des Quartär, das Pleistozän, begann vor ca. 2,6 Mio. Jahren und endete mit einer letzten Kaltphase, der Jüngeren Dryas, vor etwa 11.650 Kalenderjahren bzw. 10.000 ¹⁴C-Jahren. Anschließend folgte die heutige Warmzeit, das Holozän.

In den Kaltzeiten (Glazialen) kam es wiederholt zu ausgedehnten Vorlandsvergletscherungen 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

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht der quartären Ablagerungen im Blattgebiet.

Age (Ka)	International		Bavaria		Donautal zwischen Sontheim und Höchstädt			
	Marine Isotop Stage	Magnetostratigraphy	Stratigraphie	Terrassen				
11,5	1	BRUNHES	Holozän	Postglazialterrassen	holozäne Mäanderterrassen H1 bis H7b			
30	2				Jungpleistozän	Wü r m	NT 3 NT 2 NT 1 Niederterrassen	
70	3						Übergangsterrasse (uT)	Übergangsterrassenschotter
115	4							
130	5a				Mittelpleistozän	Ri ß	Gremheim - Blindheimer Hochterrasse (uHT) Sontheim - Dillinger Hochterrasse "Hangendschotter", 2. Kaltzeit "Liegendschotter", warmzeitlich (MIS 7) Ziegelei „Händle“ bzw. „Gundelfingen“ Obere Hochterrasse (oHT) ? ⁴⁾	
130	5d						Mittelpleistozän	Mindel/Ri ß
780	6				Altpleistozän	Günz		
	10						Altpleistozän	Günz
	11				Altpleistozän	Günz		
	12						Altpleistozän	Günz
	19	Altpleistozän	Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter				
	20				Altpleistozän	Günz	Tiefere Ältere Deckenschotter	
	103	Altpleistozän	Donau	Höhere Ältere Deckenschotter				
	2600				Altpleistozän	Biber	Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter	
	104	Älteste Pleistozän	Biber	Älteste Deckenschotter / Älteste Periglazialschotter				

abgesehen, Dauerfrostboden vorherrschte. Dadurch konnten Schneeschmelz- und Niederschlagswasser in der ansonsten wasserdurchlässigen Oberfläche der Dillinger Hochterrasse nicht mehr versickern. Deren Abflussrinnen durchziehen heute als Dellentälchen die Hochterrassenoberfläche. Sie besitzen eigene Sedimentfüllungen, die in der Karte als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst sind, da sie verschiedener Herkunft (fluviatil, abluativ, gelisolifluidal, kolluvial) und unterschiedlichen Alters sein können.

Schon bei geringer Hangneigung kam es zur Gelisolifluktion und bei sommerlicher Schneeschmelze zu abluationsbedingten Sedimentverlagerungen. Entlang

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

des Hangfußes am Albanstieg, sammelten sich mächtige Hangfußsedimente (v.a. Abschwemmmassen und Fließerden). An den Mündungen von Trocken- und Seitentälern bildeten sich häufiger große Schwemmkegel.

Beides, Gelisolifluktion und Ablation, führte zu saisonal stark erhöhten Sedi-
menteinträgen in die zur Flusslaufverwilderung („*braided river*“) neigende Donau
und ihre Seitenbäche. Aufgrund des kaltzeitlichen Klimas war jedoch der Jahres-
abfluss 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 würmhoch- und würmspätglazialen Niederterrassen
der Donau, im Wesentlichen auch der Talboden der Egau.

Staubstürme und Staubablagerungen (Löß) sind ein weiteres Phänomen kaltzeit-
licher Morphodynamik auch im Blattgebiet. Mächtige Lößdecken auf der Dillinger
Hochterrasse und auf der Übergangsterrasse resultieren daraus.

Dagegen herrschte in den zwischengeschalteten Warmzeiten (Interglazialen),
wie dem Holozän, relativ gesehen fast eine morphodynamische Ruhezeit. Dichte
Waldvegetation, im Blattgebiet zum Teil ausgedehnte Vermoorungen, kräftige
warmzeitliche Bodenentwicklungen, übers Jahr im Vergleich zur Kaltzeit relativ aus-
geglichene Abflussbedingungen in nun mäandrierenden Bächen und Flüssen bei
insgesamt deutlich reduziertem Sedimentaufkommen sind einige typische warmzeit-
liche Merkmale. Spätestens ab dem mittleren Holozän, dem Neolithikum, hat dann
der Mensch durch Ausdehnung von Waldrodungen und Ackerbau wieder eine Offen-
landschaft 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 fluvialen und glazi-
alen Ablagerungen.

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 (siehe auch SCHELLMANN, in diesem
Band: 7428 Dillingen West). Zudem begann die Ausformung des heutigen Donautals

in diesem Talabschnitt vermutlich erst nach dem Biber (Tab. 1). 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. Dieses alte Donautal wurde daher von VILLINGER (1998, 2003: 227ff.) als „Wörleschwanger Urdonaulauf“ bezeichnet.

Obwohl die Donau anschließend mit hoher Wahrscheinlichkeit dem heutigen Donautal folgte, sind im Blattgebiet nur Donauablagerungen aus dem jüngeren Mittel- und dem Jungpleistozän in Form der rißzeitlichen Dillinger Hochterrasse sowie der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse und den drei würmzeitlichen Niederterrassen erhalten. Allerdings ist auch durch sie die mittel- und jungpleistozäne Talgeschichte der Donau seit Beginn des Riß nur unvollständig dokumentiert. In anderen Talabschnitten der Donau sind aus diesem Zeitabschnitt bis zu drei Hochterrassen und zwei früh- bis mittelwürmzeitliche Übergangsterrassen erhalten (u.a. SCHELLMANN 2010; SCHELLMANN et al. 2010; DOPPLER et al. 2011, LEGER 1988, HOMILIUS et al. 1983; BIBUS & STRAHL 2000).

Erst im Jungquartär formte die Donau die heutige, meist 7,5 km breite Donau-niederung. Würmzeitliche Kälte- und Wärmeschwankungen führten zur Ausbildung von insgesamt vier Akkumulationsterrassen: eine früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT), eine würmhochglaziale Niederterrasse (NT1) und zwei spät-hoch- und spätwürmzeitlicher Niederterrassen (NT2 und NT3). Spätwürmzeitlich bzw. Würm-Spätglazial bezeichnen 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). Es 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 hier 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 Begradigung und Lauffestlegung der Donau um 1864 AD im Zuge von Mäanderverlagerungen der Donau mindestens sieben große Mäanderterrassen, die H1- bis H7b-Terrassen. Diese natürliche Umlagerungstätigkeit der Donau wurde durch die seit 1806 AD vorgenommenen Flusslaufbegradigungen zunächst intensiviert und mit der endgültigen Flusslauffixierung um 1864 AD beendet.

3. Schichtenfolge

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

3.1 Quartär

Die quartären Ablagerungen und Formen im Blattgebiet bestehen aus der lößbedeckten rißzeitlichen Dillinger Hochterrasse nördlich der Donau und der ebenfalls lößbedeckten früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT) am südlichen Talrand. Dazwischen erstrecken sich ausgedehnte hoch- und spätwürmzeitliche Niederterrassenfluren (NT1 bis NT3) sowie beiderseits der Donau die holozänen Donauauen. Letztere sind von Auensedimenten bedeckt und bestehen aus mindestens sechs mittel- bis jungholozänen Mäanderterrassen (H2 bis H7b). Diese mittel- und jungpleistozänen Donauterrassen nehmen insgesamt über zwei Drittel der Blattfläche ein.

3.1.1 Pleistozän

3.1.1.1 Dillinger Hochterrasse (HT)

Mittelpleistozän (international Mittelpleistozän), Riß

Die nördlich der Donau gelegenen Hochterrassenareale zwischen Unterelchingen und Donaumünster wurden bereits mehrfach von verschiedenen Autoren bearbeitet und zum Teil unterschiedlich stratigraphisch gegliedert und altersmäßig eingestuft (siehe auch BIBUS & STRAHL 2000; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

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; dies. 2000; STRAHL 1997) 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 Akkumulationsterrasse angesehen und als „Gremheimer Hochterrasse“ bzw. „Blindheimer und untere Hochterrasse (uHT)“ bezeichnet. BIBUS & STRAHL (2000) stellen sie deckschichtenstratigraphisch in die vorletzte Kaltzeit (Jungriß) (Tab. 1).

Verbreitung: Eine untere Hochterrasse fehlt im Blattgebiet (Beilage 1). Landschaftsbestimmend ist hier die nördlich der Donau zwischen Dillingen und Steinheim sich erstreckende Dillinger Hochterrasse. Dabei ist davon auszugehen, dass ihr fluvialer Kieskörper in einigen Hochterrassenarealen mit hohen Kiesmächtigkeiten bzw. ungewöhnlich tiefliegender Quartärbasis aus einer Stapelung von warmzeitlichem Liegend- und kaltzeitlichem Hangendschotter besteht (ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

Die Hochterrassenkiese liegen im Blattgebiet auf feinklastischen Molasseablagerungen (Sande, Schluffe, Tone), die KIDERLEN (1931: 267ff.) und Moos (1925: 228f. und geologische Karte) im Stadtgebiet von Dillingen als Grimmelfinger und Kirchberger Schichten angesprochen haben. Nach Moos (1925: 206) lagern unter dem von GÜMBEL (1891, zit. nach Moos 1925) beschriebenen Vorkommen von Kirchberger Schichten in einer Brunnenbohrung in Dillingen noch etwa 16 m mächtige Grimmelfinger Graupensande. Mehrere Schichtquellen entlang des Hochterrassenhangs im Stadtgebiet von Dillingen und am östlichen Ortsrand von Steinheim belegen dort das Ausstreichen wenig durchlässiger Molasseschichten im unteren Drittel des Steilhangs.

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Die Dillinger Hochterrasse ist flächendeckend von meist 2 bis 4 m mächtigen Lößablagerungen bedeckt, die überwiegend in der Würm-Kaltzeit abgelagert wurden. An der Basis können lokal einige Dezimeter mächtige warmzeitliche Bt-Horizonte einer Schotterparabraunerde den liegenden Hochterrassenschotter überprägen. Im Blattgebiet existieren aktuell keine entsprechenden Aufschlüsse. Aber derartige Profile wurden aus dem Blattgebiet bei Hausen und auf der Dillinger Hochterrasse weiter talaufwärts und talabwärts bereits von LEGER (1988) beschrieben. BIBUS & STRAHL (2000: 217f.) berichten von Sondierungen 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 maximale Kiesoberkante liegt am westlichen Blattrand im Stadtgebiet von Dillingen bei ca. 430 m ü. NN und talabwärts nördlich von Steinheim bei ca. 425,5 m ü. NN. Die Kiesmächtigkeiten schwanken nach den wenigen aus dem Blattgebiet vorliegenden Schichtenverzeichnissen von Bohrungen zwischen ca. 2 bis 11 m. Die Ursache liegt vor allem darin, dass die Basis der Hochterrassenschotter im Tertiärsockel ein welliges Relief mit Rücken- und Rinnenstrukturen besitzt (HOMILIUS et al. 1983; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). So schwankt die Kiesbasis

im Dillinger Stadtgebiet in einer Tiefenlage zwischen etwa 421 bis 425 m ü. NN und dacht talabwärts am nördlichen Ortsrand von Steinheim auf etwa 418 m ü. NN ab (Beilage 4).

Insgesamt liegt die Quartärbasis der Dillinger Hochterrasse im Blattgebiet relativ hoch. Weiter nördlich sinkt sie deutlich in eine dem Talverlauf folgende, relative breite und bis zu 4 bis 6 m tiefe Rinne im tertiären Sohlgestein ab, die sich im Kiesgrubenareal westlich von Höchstädt dem Donautal nähert (Beilage 4; SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West).

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 besteht der Kieskörper 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. Im Kieskörper sind häufiger vor allem an der Basis mächtige Blöcke aus Malmkalksteinen eingelagert.

Fazies: Aktuell ist der Hochterrassenkörper weiter talabwärts in einer im Abbau befindlichen Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt) aufgeschlossen. Dort besteht er aus zwei unterschiedlich geschichteten Donaukiesen (ausführlich in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West; siehe auch JUNG & HAGMEIER 2013). Der im nördlichen Grubenareal verbreitete jüngere Kieskörper aus überwiegend grob- bis mittelsandigen Mittel- und Grobkiesen zeigt mit seiner ausgeprägten Horizontal- und schwachen Trogichtung das für einen verwilderten Fluss typische Erscheinungsbild, wie es im Falle der Donau 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. 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.

Alter und Fossilführung: Im sandreichen Liegendschotter in der Kiesgrube westlich von Höchstädt waren in ca. 2 m unter Kiesoberkante in einer 0,5 bis 0,7 m mächtigen grobsandigen und feinkiesigen Mittelkiesschicht zwei schräggestellte Schollen aus feinsandigem Lehm bzw. lehmigem Feinsand eingelagert, die als Sedimentschollen in gefrorenem Zustand in das damalige Flussbett der Donau gestürzt sind. Beide Schollen enthielten warmzeitliche Schneckenschalen (siehe auch LEGER 1988), die nach ESR-Datierungen aus dem vorletzten Interglazial stammen (ausführlicher in SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Insofern wurde der Liegendschotter, der vor allem aufgrund seiner großbogigen Schrägschichtung kein hochglazialer Kieskörper ist, von Seiten der ESR-Alter mit hoher Wahrscheinlichkeit im vorletzten Interglazial abgelagert. Dabei wird allerdings angenommen, dass die Umlagerung der Lehmschollen maximal wenige Jahrtausende nach Absterben der enthaltenen Schneckenschalen stattfand. Für diese Annahme spricht, dass ^{14}C -Alter an Schneckenschalen aus Lehmschollen in holozänen Lechablagerungen südlich von Augsburg hervorragend in den stratigraphischen Kontext passen und nicht viel zu alt sind (GESSLEIN & SCHELLMANN 2011; GESSLEIN 2013).

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 & HAGMAIER 2013), nach denen unter dem Würmlöß maximal ein wenige Dezimeter, manchmal bis zu 1,8 m mächtiger interglazialer Bt-Horizont einer Parabraunerde erhalten ist.

Aufschlüsse: Im Blattgebiet existieren keine Aufschlüsse. Lediglich die oben beschriebene Kiesgrube westlich von Höchstädt (7329 Höchstädt; siehe auch JUNG & HAGMEIER 2013) gewährt aktuell Einblicke in den HT-Kieskörper bis zum Grundwasserspiegel inklusive der aufliegenden würmzeitlichen Deckschichten.

3.1.1.2 Übergangsterrasse (ÜT)

Frühwürm (international Unter- und Mittelwürm oder Früh- und Mittelwürm)

Früh- bis mittelwürmzeitliche Schmelzwasserschotter der Übergangsterrasse (ÜT) sind am südlichen Talrand fast durchgängig vom westlichen bis zum östlichen Blattrand als schmale, 50 und 500 m breite Terrassenleiste erhalten. Lediglich östlich von Eppisburg ist die ÜT auf fast 3 km Tallänge von der NT1 vollständig ausgeräumt worden.

Die Oberfläche der ÜT liegt im zentralen Terrassenbereich meist 5 bis 8 m höher als die der angrenzenden würmhochglazialen NT1 (Bild 2), wobei die Terrassenstirn durch würmzeitliche periglaziale und jüngste ackerbauliche Denudationen häufig stark abgeflacht ist.



Bild 2: Blick von der ÜT (Standort) zur nördlich angrenzenden anmoorigen Randsenke der NT1 der Donau etwa 1,5 km westlich von Binswangen (Photo: G. SCHELLMANN 2014).



Bild 3: Hausaufschluss der Lössdeckschichten auf der ÜT in Eppisburg (A1, Do13/1; Abb. 3). Oben rötlichbraune Parabraunerde, darunter feinsandiger Löss mit bis zu zwei Naßböden, der an der Basis stark sandstreifig ist. Links Aufschlussübersicht, rechts Aufschlussprofil (Photo: G. SCHELLMANN 2013).

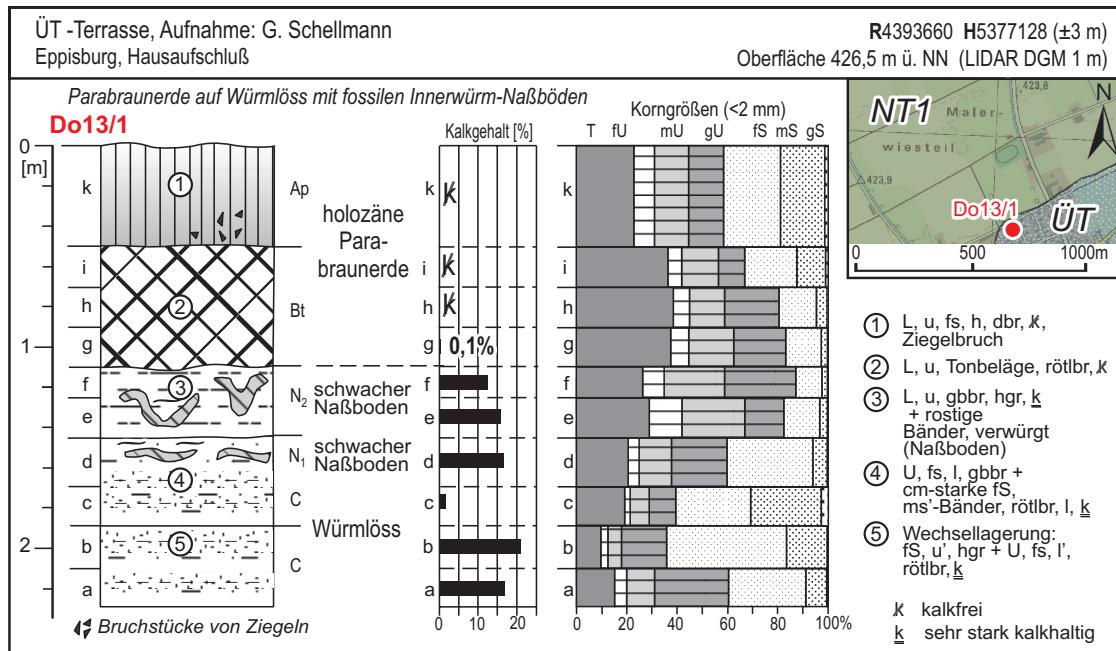


Abb. 3: Hausaufschluß der Lössdeckschichten auf der ÜT in Eppisburg (A1, Do13/1; Aufschlussaufnahme durch G. SCHELLMANN; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Mächtigkeit, Lagerung und Deckschichten: Im Gegensatz zur lössfreien hochglazialen NT1 ist die ÜT meistens von 2 bis 5 m mächtigen Lössdeckschichten bedeckt, deren Mächtigkeit zum Talhang hin ansteigt. Wahrscheinlich verzahnen sich dort Lössakkumulationen mit periglazial abgetragenen Molassesanden des Talhangs. Ein kurzzeitiger Hausaufschluß auf der ÜT in Eppisburg zeigte mehr als 2,3 m mächtige, im tieferen Bereich stark sandstreifige Lössdeckschichten (Bild 3, Abb. 3). Die Kalkgehalte schwanken unabhängig vom Schluff- und Sandgehalt zwischen 13 bis 21%. Die hohen Sandgehalte können aus der nahen Lage des Auswehungsgebietes dem NT1-Flussbettareal resultieren oder auch periglaziale Fließerden von sandigen Sedimenten der am Talhang anstehenden Oberen Süßwassermolasse sein. Vor allem die fast kalkfreien Sand- und Schlufflagen in Probe Do13/1c (Abb. 3) weisen auf solche periglazialen Einschwemmungen von Molassesedimenten hin. Innerhalb der Deckschichten treten zwei schwache Naßböden auf, wie sie häufig im Jungwürmlöss verbreitet sind. Auf den Deckschichten ist eine kräftige holozäne Parabraunerde entwickelt.

Die Kiesoberkante liegt in etwa im Niveau der Kiesoberkante der NT1 (Beilage 2: Profil 7429/1 und 7429/2). Einzelne Bohrungen weisen auf Kiesmächtigkeiten von 3,5 bis 5,5 m hin. Die Lage der Kiesbasis ist nur unzureichend bekannt. In Holzheim durchteufte eine Brunnenbohrung einen 4,9 m mächtigen Kieskörper und erreichte in 419,7 m ü. NN die liegenden Molassegesteine (Beilage 2: Profilschnitt 7429/1, Bohrung 9). Die Quartärbasis liegt hier etwa 6 m höher als in der nördlich angrenzenden NT1. Weiter talabwärts am westlichen Ortsrand von Binswangen erreichte eine Brunnenbohrung auf der ÜT in 410,5 m ü. NN noch nicht die Basis des mehr

als 4,7 m mächtigen Kieskörpers (Beilage 2; Profil 7429/2, Bohrung 1). Knapp 400 m entfernt auf der nordwestlich angrenzenden NT1 erreichten vier Bohrungen die Kiesbasis in 408,5 bis 409,2 m ü. NN. Hier scheinen beide kiesigen Quartärbasen, die der ÜT und der NT1, in einer ähnlichen Tiefenlage zu liegen. Noch weiter talabwärts am Außenrand der ÜT südsüdöstlich vom Reutenhof durchteufte eine Bohrung einen 4,2 m mächtigen Kieskörper mit einer Basis bei 410,2 m ü. NN. Sie liegt damit mehrere Meter über der Quartärbasis von ca. 404 bis 407 m ü. NN in der nordwestlich angrenzenden NT1. Diese höherliegende Kiesbasis kann allerdings das Resultat der Lage der Bohrung am Außenrand der ÜT nahe am Talrand sein, wo Terrassenbasen häufig höher liegen als in den zentralen Terrassenbereichen.

Lithologie und Fazies: Informationen über Zusammensetzung und Schichtungsbild der Übergangsterrasse liegen nicht vor. Der Kieskörper wurde wahrscheinlich von einem kaltzeitlichen stark verzweigten (*braided river*) Donaulauf abgelagert.

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

Aufschluss: Kurzzeitiger Hausaufschluss bei Eppisburg (Abb. 3).

3.1.1.3 Niederterrasse 1 (NT1)

Oberpleistozän, Hochwürm

Mit einer Gesamtfläche von 42,5 km² bildet die hochwürmzeitliche Niederterrasse (NT1) im Blattgebiet das landschaftsbestimmende Element zwischen holozäner Donauaue und südlichem Talrand. Die Oberfläche der im Mittel 2,8 km breiten und leicht zum Talrand geneigten Terrasse ist flach und ausgeglichen. Vereinzelt Rinnensysteme sind lediglich in den vernässten, talrandnahen Arealen anzutreffen. In Talrandnähe werden weite Areale von Abschwemmassen überdeckt, ehemals vernässte Bereiche wurden durch eine Vielzahl von Entwässerungsgräben trocken gelegt, um eine landwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen.

Mächtigkeit: Die quartären Kiesmächtigkeiten im Bereich der NT1 schwanken zwischen 1,9 bis 11,9 m, liegen aber meistens zwischen 6 bis 8 m (Abb. 4).

Lithologie: Bei den Schottern (kiesig, sandig, steinig) der Niederterrasse handelt es sich um überwiegend karbonatische Kiese mit vorwiegend alpinem Ursprungsgebiet. Vereinzelt treten auch kantengerundete Malmkalke der nördlich gelegenen Jurastufe auf. Aufgrund des hohen Grundwasserspiegels liegen keine aktuellen Informationen über das Schichtungsbild der Niederterrassenschotter vor. Ähnlich dem typischen Schichtungsbild der NT1 der Donau (vgl. u.a. SCHELLMANN 2010) kann auch hier von

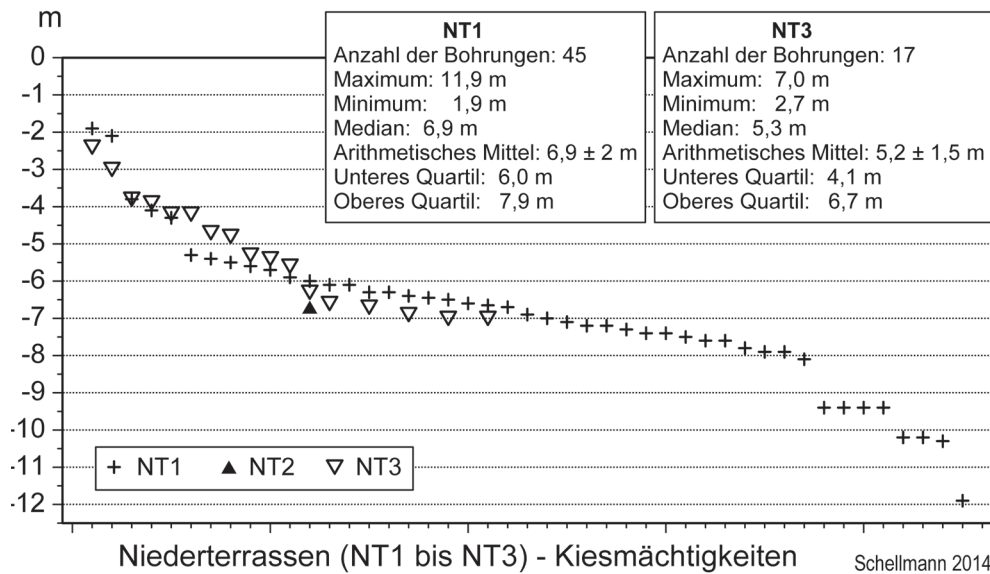


Abb. 4: Mächtigkeiten des Kieskörpers im Bereich der NT1 bis NT3 nach Auswertungen von Schichtenverzeichnisse von Bohrungen (7429 Dillingen Ost).

einem horizontal- und troggeschichteten Schotterkörper ausgegangen werden, der von einem kaltzeitlichen verwilderten Fluss (*braided river*) abgelagert wurde.

Über dem Schotterkörper folgen in der Regel wenige Dezimeter mächtige Braunerden bis Parabraunerden mittlerer Entwicklungstiefe. In den talrandnäheren Gebieten dominieren vergleyte Braunerden, in den Bereichen ehemaliger Rinnensystem, insbesondere nordöstlich von Eppisburg und nördlich von Binswangen, treten anmoorige Böden auf, die Mächtigkeiten von bis zu 80 cm erreichen können. Gebiete mit größtenteils zersetzten Niedermoortorfen sind lediglich in wenigen Arealen nördlich von Binswangen erhalten.

Fazies: Aufgrund des hohen Grundwasserspiegels liegen keine Informationen über das Schichtungsbild der Niederterrassenschotter vor. Ähnlich dem typischen Schichtungsbild der hochwürmzeitlichen NT1 der Donau unterhalb von Regensburg (vgl. u.a. SCHELLMANN 2010) kann auch hier von einem horizontal- und troggeschichteten Schotterkörper ausgegangen werden, der von einem kaltzeitlichen verwilderten Fluss (*braided river*) abgelagert wurde.

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 die Auflagerung großer Talrandschwemmkegel nordöstlich von Eppisburg.

Aufschlüsse: Im Bereich der hochglazialen Niederterrasse liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.1.4 Niederterrasse 2 (NT2)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Späthochwürm

Zwischen den Terrassenflächen der würmhochglazialen NT1 und der jüngsten Niederterrasse, der spätwürmzeitlichen Niederterrasse 3 (NT3), besitzt die vermutlich im ausgehenden Würmhochglazial gebildete Niederterrasse 2 (NT2) einen im Mittel lediglich 500 m breiten Terrassenstreifen. Sie bildet im Blattgebiet ab Fristingen das vermittelnde Element zwischen der älteren NT1 im Südosten und der jüngeren NT3 im Nordwesten. Sie ist mit einer Gesamtfläche von etwa 5 km² jedoch deutlich kleiner als die anderen beiden Niederterrassen.

Mächtigkeit: In einer Grundwasserbohrung nordöstlich vom Riedschreinerhof wurde unter 0,6 m mächtigen Hochflutlehmen ein 6,7 m mächtiger Kieskörper angetroffen, der bei 405 m ü. NN in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der angrenzenden NT1- und NT3-Flächen der Molasse auflag (Beilage 2: Profil 7429/2).

Lithologie und Fazies: Aufgrund fehlender Aufschlüsse liegen keine aktuellen Informationen über die Lithologie und das Schichtungsbild der NT2 im Blattgebiet vor. Ähnlich wie bei der NT1 sind mittelgründige Braunerden auf Flussmergel auf dem Kieskörper weit verbreitet. In vernässten Arealen, vorwiegend im Nordosten des Blattgebiets, sind die Böden meist als grundwasserbeeinflusste Braunerdegleye ausgebildet. Anmoorige Areale konnten nur vereinzelt, im Bereich von Rinnen, erbohrt werden.

Alter: Absolute Altersbelege liegen für die NT2 nicht vor. Entsprechend ihrer stratigraphischen Lage zwischen der würmhochglazialen NT1 und der schon in der frühen Ältesten Dryas in Ausbildung begriffenen NT3 (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West) ist von einer Alterstellung im ausgehenden Würmhochglazial auszugehen.

Aufschlüsse: Im Bereich der NT2 liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.1.5 Niederterrasse 3 (NT3)

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

Den südlichen Rahmen der holozänen Donauterrassen bilden die weiten Schotterfluren der spätwürmzeitlichen jüngsten Niederterrasse, der NT3. Auffallend ist dabei, dass die im Blattgebiet knapp 25 km² große Oberfläche der NT3 über ein weit verzweigtes Netz von Rinnensystemen verfügt, die bis zu 1 m in dieselbe eingetieft sein können. Ebenfalls markant ist eine deutliche Zunahme von Rinnen zum südlichen Terrassenrand hin, zu welchem sie meist parallel verlaufen. Während sie zu den älteren würmzeitlichen Terrassen in der Regel durch eine 1 bis 1,5 m hohe Böschung abgesetzt ist (Bild 4), ist der Niveauunterschied zu den Mäanderterrassen der Donauaue sehr unterschiedlich: von etwa 2 m über angrenzender jüngster Aue bis



Bild 4: Stufenrand zwischen NT1 (links) und NT3 (rechts) der Donau westlich von Fristingen. (Photo: G. SCHELLMANN 2014).

hin zu nur wenigen Dezimetern bei angrenzender mittelholozäner Donauau.

Mächtigkeit: Bohrungen belegen quartäre Schottermächtigkeiten im Bereich der spätglazialen NT3 zwischen 2,7 und 7 m, mit einer Häufung zwischen 4 bis 7 m (Abb. 4).

Lithologie: Bei den Schottern (kiesig, sandig, steinig) der Niederterrasse handelt es sich um überwiegend karbonatische Kiese mit größtenteils alpinem Ursprungsgebiet. Der Schotterkörper enthält untergeordnet auch kantengerundete Malmkalke der nördlich gelegenen Jurastufe.

Auf dem Kieskörper sind, wie schon bei der NT2 und NT1, wenige Dezimeter mächtige Braunerdegleye, vereinzelt auch Anmoorgleye auf Hochflutmergeln verbreitet. Letztere sind an das fluviale Rinnengeflecht an der Terrassenoberfläche gebunden. Außerhalb der mit bis zu 1 m mächtigen, feinklastischen Anmooren und Hochflutsedimenten verfüllten Rinnen dominieren mittelgründige, meist leicht kalkige Auenbraunerden.

Ein Deckschichtenprofil auf der NT3 nordnordwestlich des Riedschreinerhofs in der Kiesgrube „Rohr“ (Kap. 5: Aufschluss A1) zeigt einen Pechanmoorgleye auf etwa 70 cm mächtigen kalkhaltigen Hochflutsedimenten über angewitterten kalkalpinen Mittel- und Grobkiesen der Donau (Abb. 5).

Fazies: Wie bei allen Donauterrassen im Blattgebiet existieren wegen des hohen Grundwasserspiegels auch bei der NT3 keine Aufschlüsse, die Einblicke auf das etwaige Schichtungsbild der quartären Schotter ermöglichen. Einzelne, stark verzweigte Flussrinnensysteme auf der Oberfläche der NT3 deuten auf eine Bildung durch eine

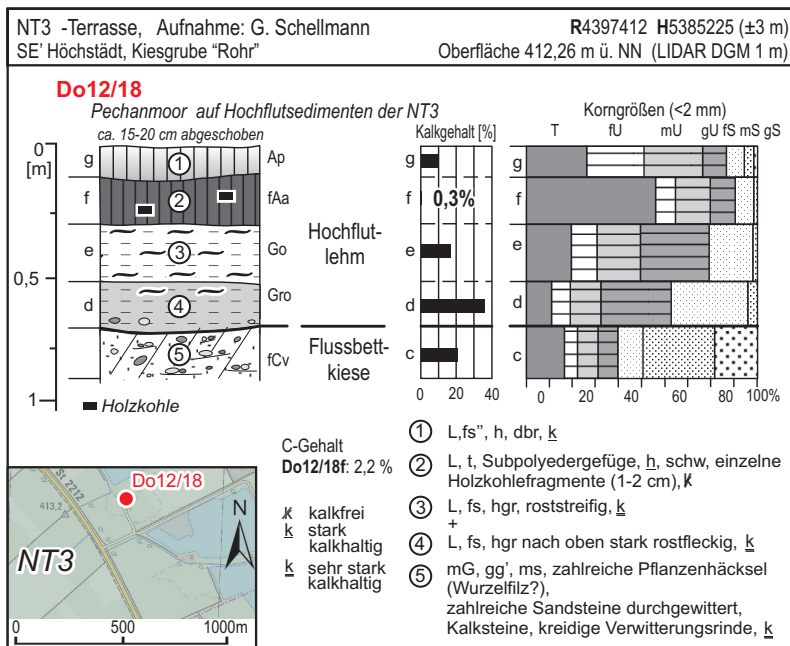


Abb. 5:
Aufschlussprofil auf der NT3 der Donau in der Kiesgrube „Rohr“ (A2, Do12/18) südöstlich von Höchstädt und nordnordwestlich des Riedschreinerhofs (Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

verwilderte (*braided river*) Donau. Insofern sollte der Kieskörper horizontal- und troggeschichtet sein.

Alter: Aufgrund ihrer stratigraphischen Lage oberhalb der holozänen Donauaue und unterhalb der älteren Niederterrassen ist die NT3 ins Spätwürm zu stellen. Sie ist ebenso alt, wie die auf dem westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West großflächig erhaltene NT3 der Donau. Dort konnte ihre Bildungszeit auf den Zeitraum zwischen deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode bis wahrscheinlich zum Ausgang der Jüngeren Dryas bestimmt werden (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). Eine ähnlich frühzeitige Anlage der NT3 der Donau deutlich vor der Bølling/Allerød-Periode wurde auch weiter talabwärts im Donautal bei Straubing nachgewiesen (SCHELLMANN 2010). Dort ist die Aufschotterung der NT3 zweiphasig. Die ältere Hauptbildungsphase begann in der Ältesten Dryas vor mindestens 14.000 ¹⁴C-Jahren und dauerte bis zur Bølling/Allerød-Periode. Eine zweite Periode mit kräftiger Aufschotterung horizontal- und troggeschichteter Donaukiese fällt dort vor allem in die zweite Hälfte der Jüngeren Dryas.

Aufschluss: A1, Kiesgrube „Rohr“, südöstlich von Höchstädt und nordnordwestlich vom Riedschreinerhof (R43 97 412, H53 85 225 ± 3 m).

3.1.1.6 Löß und Lößlehm (>0,7 m)

Jungpleistozän (international: Oberpleistozän), Würm

Lößdeckschichten bedecken die Dillinger Hochterrasse sowie die am südlichen Talrand verbreitete Übergangsterrasse. Durch spätglaziale und 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 Lessivierungs-

dynamik einer Parabraunerdebildung zusätzlich tonangereichert. 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 Lößdecke kann stark variieren. Auf der Dillinger Hochterrasse liegt sie meist bei 2 bis 4 m und auf der Übergangsterrasse bei 2 bis 5 m.

Lithologie: Löß ist ein äolisches Sediment aus karbonathaltigem und schwach feinsandigem Schluff (Silt) mit häufig geringen Tonanteilen. Er besitzt meist eine gelblich-hellbraune Farbe und zahlreiche Nadelstichporen. Innerhalb der Lößdeckschichten treten stellenweise Lößschnecken auf. Unverwitterter Jungwürmlöß besitzt in diesem Donautalabschnitt im Mittel Kalkgehalte von 25 bis 32%. Der relativ feinsandreiche Löß auf der Übergangsterrasse bei Eppisburg führt meistens Kalkgehalte zwischen 13 bis 21% und der Sandgehalt beträgt in den reinen, meist von Naßböden überprägten Lößschichten 13 bis 18% (Abb. 3). In sehr sandstreifigen Lagen können 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.

Fazies: Löß ist überwiegend ein äolisches Produkt besitzt allerdings häufig eingelagerte periglaziale Fließerden sowie vereinzelte Lagen periglazialer Spülsedimente. 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.

Alter: Die auf der Dillinger Hochterrasse verbreiteten Lößdeckschichten wurden im Blattgebiet ausschließlich in der Würm-Kaltzeit abgelagert (LEGER 1988).

Aufschlüsse: : Im Blattgebiet standen während der Kartierzeit keine dauerhaften Aufschlüsse zur Verfügung. Weiter talabwärts werden die Hochterrassenkiese aktuell in einer Kiesgrube westlich von Höchstädt (Blatt 7329 Höchstädt) abgebaut (JUNG & HAGMEIER 2013). Dort ist aktuell auch die Würmlößdecke aufgeschlossen.

3.1.2 Pleistozän bis Holozän

Die in diesem Unterkapitel aufgeführten geologischen Einheiten können nicht eindeutig auf ein pleistozänes bzw. holozänes Alter festgelegt werden. In der Regel kann von einer pleistozänen Anlage der jeweiligen Kartiereinheiten ausgegangen werden, eine durchgängige Bildungszeit bis ins Holozän bzw. eine Reaktivierung im Holozän ist jedoch möglich.

3.1.2.1 Bach- und Flussablagerungen

Pleistozän bis Holozän

Die Donau besitzt im Blattgebiet nur zwei Seitenbäche; die Egau und den Zwergbach. Beide haben eigene, in die Dillinger Hochterrasse eingetiefte Talböden. Der etwa 90 bis 150 m breite Talboden des Zwergbaches mündet bei Schretzheim in das ähnlich breite Egautal. Ihre Talböden liegen etwa 4 bis 6 m tiefer als die umgebenden Hochterrasseflächen. Weiter talabwärts nimmt die Eintiefung des Egautals zu und erreicht an der Mündung in die holozäne Donauaue etwa 11 m.

Mächtigkeit: Die quartäre Kiesbasis von Zwergbach und Egautal liegt bei Schretzheim nach einer Bohrung im Zwergbachtal (BODENINFORMATIONSSYSTEM DES BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT: Bohrung Scan DB Dillingen VB2) in derselben Tiefenlage wie im Bereich der angrenzenden Dillinger Hochterrasse (Beilage 2: Profil 7429/1). Erst weiter talabwärts bei Steinheim reicht sie nach den Schichtenverzeichnissen von drei, in ihrem Talboden an der Egaubrücke der B16 niedergebrachten Bohrungen etwa 2 bis 3 m tiefer als in der nördlich angrenzenden Dillinger Hochterrasse. Sie liegt dort aber immer noch etwa 7 bis 8 m höher als die Kiesbasis in der südöstlich gelegenen holozänen Donauaue. Insofern hat die Egau nach Ausbildung der Dillinger Hochterrasse und der anschließenden Tieferlegung des Donautals zwar im Unterlauf damit begonnen, rückschreitend ihre Talsohle unter die Kiesbasis der Dillinger Hochterrasse einzutiefen, ohne aber bisher die tiefe Quartärbasis der holozänen Donauaue zu erreichen. Der parallel zur Tieferlegung der Bachbettsohle im Strömungsschatten abgelagerte Kieskörper besitzt an der Egaubrücke der B16 eine Mächtigkeit von 1,4 bis 1,6 m. In dieser Größenordnung dürften auch die Mächtigkeiten der Egaukiese weiter talaufwärts liegen. Aus dem Zwergbachtal liegen hierzu keine Informationen vor.

Lithologie und Fazies: Nach den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen an der Egaubrücke in Steinheim bestehen dort die Egauablagerungen aus sandigen Fein- und Mittelkiesen, die bis zur Oberfläche reichen. Weiter talaufwärts liegen aus dem Egau- und Zwergbachtal keine Informationen über Mächtigkeit, Lithologie und Fazies ihrer Ablagerungen vor.

Altersstellung: Die Bachfüllungen im Egau- und Zwergbachtal sind jünger als die Dillinger Hochterrasse, werden allerdings oberhalb von Steinheim an der Basis von Hochterrassekiesen unbekannter Mächtigkeit unterlagert.

Aufschlüsse: keine.

3.1.2.2 Schwemmfächer- und Schwemmkegelablagerungen

Pleistozän bis Holozän

Schwemmfächer und Schwemmkegelablagerung sind Akkumulationsformen, die im Blattgebiet vor allem in den Kaltzeiten als Folge der plötzlich stark reduzierten

Reliefenergie am Ausgang von Seitentälern der Iller-Lechplatte auf die angrenzenden Donautalböden sedimentiert wurden. Dabei ist davon auszugehen, dass sich periglaziale Fließerden und Spülsedimente am Ausgang der Seitentäler im Untergrund noch weiter ins Vorland erstrecken und bereichsweise durch Starkregenereignisse reaktiviert werden können. Morphologisch sind im Blattgebiet lediglich zwischen Eppisburg und Binswangen zwei größere Schwemmfächer erhalten. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass viele Ortschaften am südlichen Talrand auf Schwemmfächern angelegt wurden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten können von wenigen Dezimetern am Fächerrand bis hin zu einigen Metern in den zentralen Bereichen schwanken.

Lithologie und Fazies: Die Schwemmfächer im Blattgebiet werden vorwiegend von den lößbedeckten Hängen und Riedeln der Iller-Lech-Platte ernährt, untergeordnet auch von den liegenden Molassesanden, dementsprechend dominieren sandig-schluffige Substrate. Ein geringer Anteil kiesiger quartärer Sedimente ist anzunehmen, konnte jedoch nicht erbohrt werden. Die im Blattgebiet verbreiteten Schwemmfächer sind überwiegend durch periglaziale Ablation entstanden.

Alter: Genaue Informationen zum Alter der Schwemmfächer liegen nicht vor. Die beiden großen Schwemmfächer bei Eppisburg und Binswangen liegen der würmhochglazialen NT1 auf, wurden also erst seit dem ausgehenden Würmhochglazial abgelagert.

Aufschlüsse: Im Bereich der Schwemmfächer liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.2.3 Abschwemmmassen

Pleistozän bis Holozän

Abschwemmmassen überdecken kleinere Areale am Talrand der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse (ÜT).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten dieser Hangablagerungen ist nicht bekannt. Entsprechend der Hangneigung und der Entfernung zum Hang ist von Schwankungen im Dezimeter- bis Meterbereich auszugehen.

Lithologie: Das Material der Abschwemmmassen ist weitestgehend homogen. Dabei dominieren lehmige, oft auch sandige Ablagerungen. Sehr selten treten Feinkiese auf. Letztere entstammen den von altpleistozänen Schottern gekrönten Riedeln der Iller-Lech-Platte. Bei den sandig, lehmigen Sedimentanteilen handelt es sich schwerpunktmäßig um Schwemmlöss, untergeordnet auch um Sande und Schluffe der Oberen Süßwassermolasse.

Alter: Die Abschwemmmassen sind vermutlich jungpleistozänen Alters. Holozäne

Anteile sind jedoch nicht auszuschließen.

Aufschlüsse: Im Bereich von Abschwemmassen liegen derzeit keine Aufschlüsse vor.

3.1.2.4 Talfüllung, polygenetisch

Pleistozän bis Holozän

Die nicht weiter differenzierten Talfüllungen der von der Iller-Lech-Platte ins Donautal einmündenden Seitentäler und ein Dellentälchen auf der Dillinger Hochterrasse am nordöstlichen Ortsrand von Steinheim sind als polygenetische Talfüllungen zusammengefasst. Die Genese vieler dieser Periglazialtäler ist polyzyklisch. Sie waren über mehrere Kaltzeiten hinweg aktiv. Durch den mehrfachen Wechsel von Perioden mit vorherrschender Eintiefung bzw. Ausräumung der Talsohle und Wiederverfüllung kam es teilweise zur Existenz höherer Talböden, die von der aktuellen Talsohle durch eine Geländestufe abgesetzt sind.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Talfüllungen kann starken lokalen Schwankungen unterliegen und mehrere Meter erreichen.

Lithologie: Die Zusammensetzung der Ablagerungen kann variieren. Je nach Einzugsgebiet und Transportkraft der Gewässer können (Löss-)Lehme, Schluffe, Sande oder Kiese dominieren.

Fazies: Alle polygenetischen Talfüllungen sind periglazialer Genese (Ablation und Solifluktion). Jüngere Kolluvien können als Folge ackerbaulich bedingter Spüldenudation auftreten.

Alter: Altersbelege liegen nicht vor.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3 Holozän

3.1.3.1 Holozäne Donauen und ihre Mäanderterrassen

Die holozänen Donauauen nehmen nur knapp 23% des jungquartären Talbodens der Donau ein. Sie erstrecken sich entlang des Steilanstiegs zur Dillinger Hochterrasse beiderseits der das Blattgebiet zwischen Dillingen und Steinheim von Südwesten nach Nordosten querenden Donau. Am westlichen Blattrand besitzen sie eine Breite von über 2 km, die auf etwa 1,3 km Breite bei Steinheim abnimmt. Von der südöstlich angrenzenden NT3 der Donau sind sie meist durch eine deutliche Geländestufe abgesetzt, obwohl der Höhenunterschied zwischen Donauauen und der NT3-Oberfläche oft ähnlich oder nur maximal 0,5 m beträgt (Abb. 2, Beilage 2).

Im Blattgebiet sind innerhalb der Donauauen mindestens sechs unterschiedlich alte Mäanderterrassen (Abb. 2), die H2- bis H7b- Terrassen erhalten. Die Bezeichnungen H2 bis H7 wurden von SCHELLMANN (1988; ders. 1990; ders. 1994; ders. 2010)

Tab. 2: Stratigraphische Bezeichnungen und Alter der jungquartären 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

im Donautal unterhalb von Regensburg definiert und sind aufgrund des übereinstimmenden Alters mit den im Blattgebiet erhaltenen Holozänterrassen der Donau übertragbar (Tab. 2). Dabei steht das H steht 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 H7-Terrassen vor allem wohl wegen ihrer stärkeren Gliederung durch Aurinnen oft den Eindruck einer tieferen Aue erzeugen (Bild 5). Alle Holozänterrassen sind im Zuge lateraler Flussbettverlagerungen der Donau entstanden. Die jüngsten H4- bis H7b-Terrassen erstrecken sich beiderseits des aktuellen Donaulaufs, die älteren H2- bis H3-Mäanderterrassen sind nur im Raum Dillingen am Außenrand der jungholozänen Donauauen erhalten.

Mächtigkeit und Lagerung: Die holozänen Mäanderterrassen tragen außerhalb von Aurinnen eine meist wenige Dezimeter bis etwa 1,5 m mächtige Überdeckung aus kalkhaltigen Auelehmen und feinsandig-schluffigen Aurinnensedimenten. Die feinklastische Füllung von Altarmen (Paläomäändern) ist dagegen meist deutlich mächtiger. In einer Bohrung am Außenrand des H7a-Paläomaänders in der Flur „Rentamtswörth“ südöstlich von Dillingen wurden an der Basis der Paläomäander-



Bild 5: Terrassengrenze zwischen den jungholozänen Auenterrassen der H6 (links) und der H5 der Donau (rechts) südwestlich von Steinheim. Im Hintergrund die etwa 10 m hohe Steilstufe der Dillinger Hochterrasse (Photo: G. SCHELLMANN 2013)

füllung und vor Erreichen der liegenden Molassesedimente nur noch 0,1 m mächtige Donaukiese angetroffen. Eine weitere Bohrung am Rand der H3-Terrasse in der Flur „An der Kleinen Donau“ südöstlich von Dillingen durchteufte zunächst die dort 5,6 m mächtige feinklastische H3-Paläomäanderfüllung und erreichte nach 0,2 m mächtigen Donaukiesen das tertiäre Sohlgestein (Beilage 2: Profil 7429/1 Bohrung 2). Beide Bohrungen belegen für die H3 und H7, dass die Flussbettsohle der Donau während ihrer Ausbildung zumindest bereichsweise bis auf die tertiäre Talsohle hinabreichte. Da nicht Gegenteiliges bekannt ist, kann man davon ausgehen, dass insgesamt im Bereich der holozänen Talaue überwiegend holozäne Donaukiese anstehen. Dabei liegt dort die Kiesbasis in einer ähnlichen Tiefenlage wie im Bereich der Niederterrassenfluren (Abb. 2, Beilage 2 und Beilage 4). Die Quartärbasis liegt im Bereich der holozänen Donauterrassen am westlichen Blattrand bei ca. 412 bis 414 m ü. NN und dacht talabwärts auf ca. 408 bis 410 m ü. NN am östlichen Talrand ab (Beilage 4). Die Kiesmächtigkeiten schwanken meist zwischen 4 bis 7 m, erreichen vereinzelt auch Mächtigkeiten von 8 bis 9,4 m.

Lithologie und Fazies: Im Gegensatz zu den drei im Blattgebiet erhaltenen Niederterrassen sind die holozänen Donauauen im Zuge seitlicher Flusslaufverlagerungen einer mäandrierenden Donau mit Ausbau und Abschnürung von großen Mäanderbögen entstanden. Insofern ist davon auszugehen, dass dort die Flussbettsedimente großbogig schräggeschichtet sind und in der Vertikalen eine Korngrößensortierung von blockführenden Grobkiesen an der Basis bis hin zu sandreichen Kiesen, kiesigen Flusssanden und fein- bis mittelsandigen Flusssanden am Top besitzen. Auf diesen L-Schottern *sensu* SCHIRMER (1983) wurden schon beim Ausbau der Mäanderbögen

oder bei seitlichen Flussbettverlagerungen nach und nach ein Großteil der flächenhaft verbreiteten, feinsandigen und lehmigen Auensedimentdecke abgelagert. Auf den kalkhaltigen Auensedimenten sind außerhalb von Aurinnen Auenböden in Form von jungen hellgrauen bis gelbbraunen Auenpararendzinen auf jungen Hochflutablagerungen der H4- bis H7b-Terrassen sowie stärker humose, manchmal schwach verbraunte und entkalkte Auenpararendzinen im Bereich der scheinbar etwas höheren H3- und H2-Terrassen weit verbreitet.

Alter: Aus dem Blattgebiet liegen nur wenige Altersbelege vor (s.u.), die eine genauere zeitliche Einstufungen der hier erhaltenen holozänen Mäanderterrassen erlauben. Dagegen liegen von den holozänen Donauterrassen weiter talaufwärts auf den Nachbarblätter 7428 Dillingen West (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West), 7427 Sontheim a.d. Brenz und 7527 Günzburg (SCHELLMANN, in diesem Band: 7427 Sontheim a.d. Brenz) zahlreiche Altersinformationen vor. Sie stammen aus historischen Karten, frühgeschichtlichen Funden sowie von ¹⁴C-Altersbestimmungen an organischen Makroresten, Holzkohlen und subfossilen Baumstämmen aus sandigen und kiesigen Flussbett- und aufliegenden Hochflutsedimenten.

Danach entstanden die holozänen Mäanderterrassen der Donau in folgenden Umlagerungsperioden: die im Blattgebiet nicht erhaltene H1 im Präboreal und Boreal, die H2 im Atlantikum, die H3 im späten Atlantikum bis zum mittleren Subboreal, die H4 im Zeitraum mittleres Subboreal bis ausgehende Römerzeit, die H5 im Früh- bis Hochmittelalter, die H6 von Mitte des 14. Jahrhundert bis wahrscheinlich Mitte des 18. Jahrhundert und die beiden jüngsten H7a- und H7b-Terrassen seit Mitte des 18. Jahrhunderts bis zur weitgehenden Flussbettfestlegung im Blattgebiet um 1864 AD. Dabei repräsentiert die H7b-Terrasse eine Umlagerungszone, die im Wesentlichen erst durch die verschiedenen, zwischen 1806 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden ist. Denn erst in den 1860er Jahren ist es im Blattgebiet letztlich gelungen, die begradigte Donau an erneuten Ausbrüchen aus ihrem künstlichen Flussbett zu hindern. Damit endete die Zeit der Bildung neuer Mäanderterrassen.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.2 Mittlere Postglazialterrassen H2 und H3

Mittelholozän

Die Mittleren Postglazialterrassen im Blattgebiet umfassen zwei große Mäanderterrassen, die H2- und die H3-Terrasse. Die ältere Postglazialterrasse, die H1, ist im Blattgebiet nicht erhalten, aber auf dem westlichen Nachbarblatt 7428 Dillingen West weit verbreitet (SCHELLMANN, in diesem Band: 7428 Dillingen West). H2-Terrassenflächen erstrecken sich südlich der Donau am westlichen Blattrand in den Fluren „Plappermäher“ und „Kreuzried“. Eine weitere, mindestens H2-zeitliche

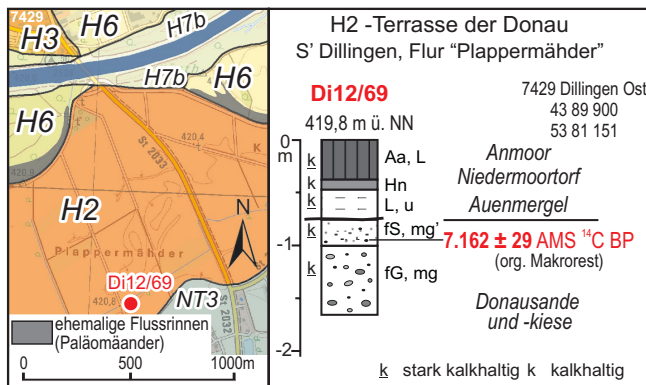


Abb. 6: ^{14}C -Alter organischer Makroreste aus den Flusssanden der H2-Terrasse in der Flur „Plappermäher“ südlich von Dillingen (Profil Di12/69; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Das ^{14}C -Alter ist in Tab. 3 aufgelistet.

Auenfläche liegt südöstlich der „Kleinen Donau“ bei Dillingen. Die Flur im Bereich der „Kleinen Donau“ bei Dillingen gehört zur H3-Terrasse und auch große Areale der südlichen Donauvorstadt von Dillingen liegen auf der H3. Mindestens H3-zeitlich ist auch eine kleine Terrassenfläche westlich vom Sportplatz von Steinheim.

Mächtigkeit und Deckschichten: Im Bereich der am westlichen Blattrand südlich der Donau erhaltenen H2-Terrasse schwanken die Kiesmächtigkeiten nach drei, bis unter die Quartärbasis reichenden Bohrungen zwischen 3,4 bis 6,8 m. Die H2-Kiese sind meist von 0,5 bis 1,0 m, in Rinnen auch bis zu 6,2 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. Zwischen Auensedimenten und Flusssanden können bis zu 0,5 m mächtige Flusssande aus Fein- und Mittelsanden eingeschaltet sein. In einzelnen Aurinnen treten auch bis zu 0,5 m mächtige schwarze Anmoore auf, die manchmal geringmächtige Torfhorizonte an der Basis besitzen (Abb. 6).

Einzelne Hochwasserrinnen, die von den jungholozänen Auen ausgehen und die Terrassenoberfläche zum Teil bis zum Außenrand queren, besitzen Füllungen aus jungholozänen Hochflutsedimenten. So ergaben zwei ^{14}C -Datierungen organischer Makroreste in Feinsanden unter 0,8 bzw. 0,9 m mächtigen Auensedimenten ein eisen- und ein römerzeitliches Alter von 2.153 ± 19 ^{14}C BP (Tab. 3: Di12/66) und 2.518 ± 20 ^{14}C BP (Tab. 3: Di12/70). Anscheinend haben in diesem Zeitraum Hochwasser verstärkt die H2-Terrasse in diesem Raum erreicht, sekundäre Aurinnen eingetieft und wieder verfüllt.

Die Donaukiese im Bereich der nördlich der Donau erhaltenen H3 besitzen Mächtigkeiten zwischen 4,4 bis 8,7 m und tragen häufig 1 m mächtige Auensedimente.

Lithologie und Fazies: Wie bereits ausgeführt, wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Donauschotter 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 beiden Mittleren Postglazialterrassen. Morphologisch gut erhaltenene Paläomäander sind am Außenrand der H2 in der Flur „Plappermäher“ und am Außenrand der H3 in der Flur „Kleine Donau“ erhalten.

Alter: Das Alter organischer Makroreste von 7.162 ± 20 ^{14}C BP aus Flusssanden der H2-Terrasse in der Flur „Plappermäher“ südlich von Dillingen (Abb. 6) belegt eine Bildung der umgebenden H2-Terrassenflächen im frühen Atlantikum. Von der H3 liegen aus dem Blattgebiet keine Altersbelege vor.

Aufschlüsse: keine.

3.1.3.3 Jüngere Postglazialterrassen H4 bis H7b

Spätes Mittelholozän bis Jungholozän

Die jüngeren Postglazialterrassen, die H4 bis H7b-Terrassen, begleiten die Donau vom westlichen bis zum östlichen Blattrand. Dabei tragen große Areale einen Auwald. 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 kräftigsten Aurinnen durchzogen werden.

Eine Besonderheit in der Flussgeschichte der Donau ist die H7b-Terrasse, die erst durch die im Blattgebiet zwischen 1812 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstanden ist. Die erste bedeutende Flussbegradigung des 19. Jahrhunderts erfolgte im Blattgebiet mit Bau des sog. „Karolinenkanals“ bei Dillingen in den Jahren 1812 bis 1814 AD (KERN-KERNRIED 1874), weitere folgten (Abb. 7). Die technisch noch unausgereiften flussbaulichen Projekte hatten zur Folge, dass in den Kanalstrecken und stromabwärts durch die nun höheren Fließgeschwindigkeiten der Donau diese in wesentlich kürzeren Zeiträumen große Mäander ausbaute und zum Teil auch Flusslaufverzweigungen auftraten. Das hatte dann wieder erneute Flussbegradigungen zur Folge. Dadurch besitzt die H7b-Terrasse für den Bildungszeitraum von knapp 50 Jahren ungewöhnlich große Ausmaße.

Mächtigkeit und Deckschichten: Nach Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sind die quartären Donaukiese und -sande im Bereich der jung-holozänen Talauen etwa 4 bis maximal 9 m mächtig. Sie sind wie bei den älteren Postglazialterrassen häufig mit wenigen Dezimetern bis 1,1 m mächtigen Auensedimenten bedeckt. In Aurinnen wurden in Bohrungen bisher maximale Mächtigkeiten von bis zu 5,3 m angetroffen.

Pedologisch heben sich die H4- bis H7-Terrassen wenig voneinander ab. Während die maximale terrestrische Bodenentwicklung auf der H4-Terrasse grau- bis gelbbraune Auen-Pararendzinen sind, prägen die jüngeren H5- bis H7-Terrassen graue bis hellgraue Auen-Pararendzinen.

Lithologie und Fazies: Wie bereits ausgeführt, wurden die kiesig-sandigen, kalkalpinen Donauschotter aller holozänen Donauterrassen von einem mäandrierenden Donaulauf

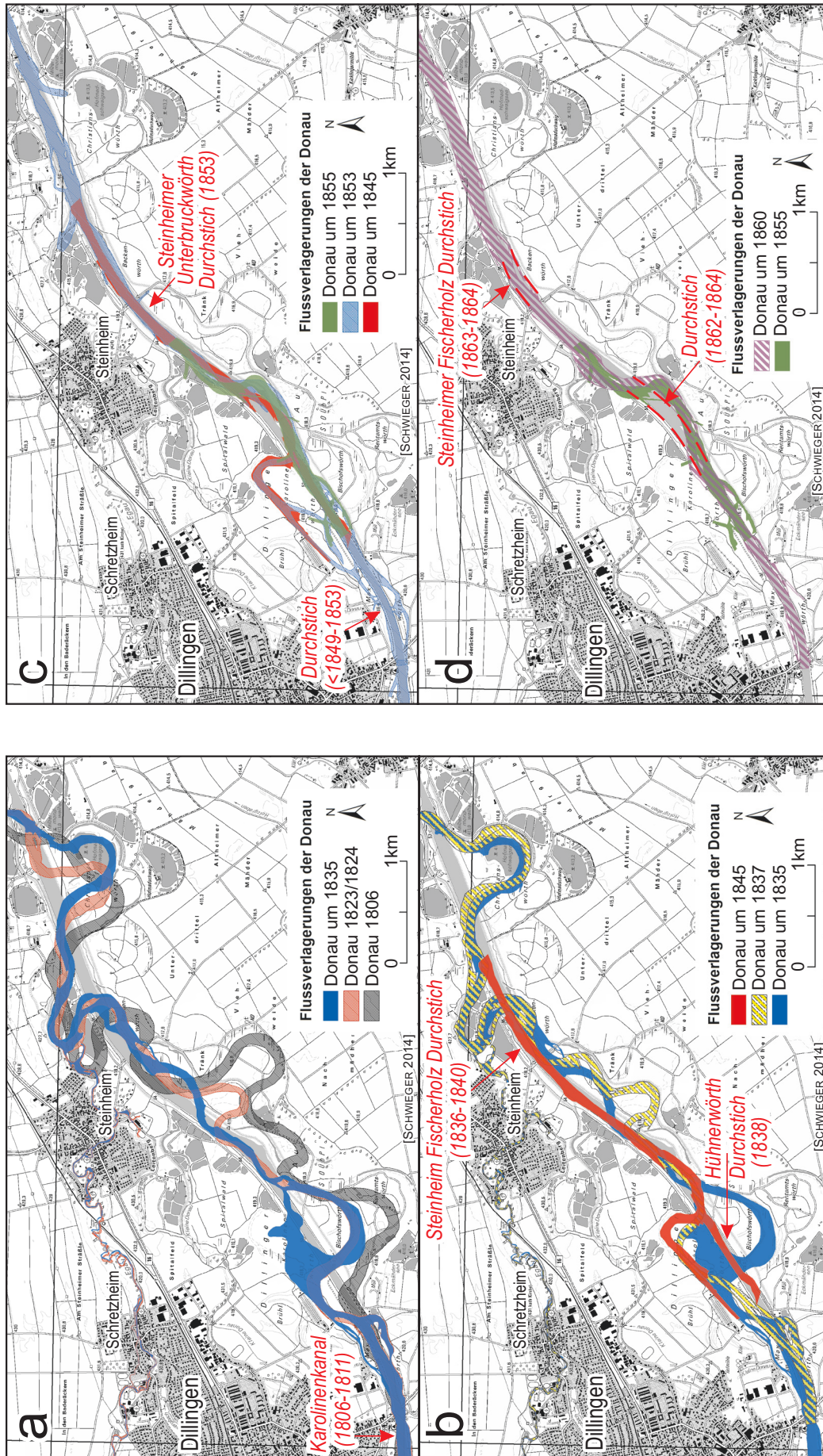


Abb. 7: Flusslaufverlagerungen der Donau im Zeitraum von ca. 1806 bis 1860 AD im Blattgebiet (Quellenverzeichnis in Beilage 5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

Abb. 7: Fortsetzung (Quellenverzeichnis in Beilage 5; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015).

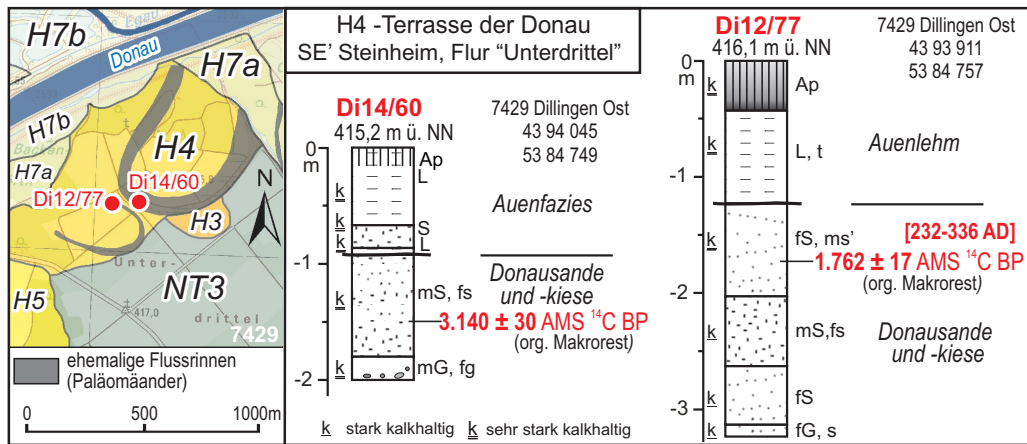


Abb. 8: ¹⁴C-Alter organischer Makroreste aus H4-Flusssanden in den beiden Paläomäandern südöstlich von Steinheim und südlich der Donau und nördlich der Flur „Unter Drittel“ (Sondierungen Di12/77 und Di14/60; Kartengrundlage: Top. Karte 1:25.000 © Bayerische Vermessungsverwaltung 2015). Die beiden ¹⁴C-Alter sind in Tab. 3 aufgelistet.

abgelagert. Insofern ist von einer großbogigen Schrägschichtung der Kieskörper mit genereller vertikaler Korngrößenabnahme auszugehen.

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

Die Ausbildung der ausgedehnten H4-Terrassenfläche südöstlich der Donau und nahe am nördlichen Blattrand in der Flur „Unter Drittel“ begann nach der Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden im östlichen H4-Paläomäander vor mehr als 3.140 ± 30 ¹⁴C BP. Zu dieser Zeit war die vom ihm umschlossene H4-Terrassenfläche gerade ausgebildet (Abb. 8: Profil Di14/60). Eine weitere Datierung organischer Makroreste aus Flusssanden im westlich gelegenen H4-Paläomäander ergab ein Alter von 1.762 ± 17 ¹⁴C BP bzw. ein kalibriertes Alter von 232 bis 336 AD (Abb. 8: Di12/77). Daraus ergibt sich für die H4 ein Alter von etwas älter als 3.140 ¹⁴C BP bis in die Römerzeit hinein. Deutlich zu jung ist das Alter organischer Makroreste von 440 ± 30 ¹⁴C BP, die an der Basis der Auenfazies im H4-Paläomäander nordwestlich vom Leitenberg bei Steinheim eingelagert waren (Tab. 3: Probe Di14/63). Vermutlich haben Hochwasser im 15. bis Anfang 17. Jahrhundert diesen Bereich des Paläomänders noch einmal ausgeräumt und wiederverfüllt.

Von den H5-Terrassenflächen konnten bisher nur in einer Sondierung organische Makroreste an der Basis des Auemergels in 1,1 m unter Flur im H5-Paläomäander beim Weiler Hofmadschwaig südöstlich von Steinheim geborgen und datiert werden (Tab. 3: Probe Di14/62). Das Alter von $111,3 \pm 0,4$ ¹⁴C BP ergibt kalibriert ein großes Altersintervall zwischen 1694 bis 1912 AD. Es ist daher für das Alter der H5-Terrasse wenig aussagekräftig.

Nr.	Terrasse	m ü. NN	Bemerkungen	Fundort	x	y	Tiefe Probe	Oberkante Flussbettfazies	¹⁴ C BP ±	cal BP 2 sigma	d ¹³ C	Labor-Nr.	Beschreibung	TK	Datum
D012/19	NT3	412,02	Seggenreste, Leseefund	SE Hönstadt, Ksg. "Rohr"	4397934	5385354	Leseefund	Flussbettfazies	5747	24	-30,7	MAMS 16523		7429 Dillingen Ost	24/09/2012
D14/63	H1	436,9	Makroreste Flusssande	S' Gundelfingen "Raue Hecke"	4375681	5374465	3,90	1,88	9050	30	-28,5	Beta-379169	Org. Makroreste Flusssande (-3,90 m)	7527 Günzburg	30/04/2014
D12/66	H2	419,9	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4388784	5381279	0,94	1,10	2153	19	-23,9	MAMS 17425		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/69	H2	419,8	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4389900	5381151	0,96	0,75	7162	29	-31,3	MAMS 16520		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/70	H2	419,2	Makroreste Flusssande	S' Dillingen	4391452	5381719	0,96	1,20	2518	20	-27,9	MAMS 17426		7429 Dillingen Ost	27/09/2012
D12/36	H3	436,7	Torbasis	S' Einnausheim, Flur "Fuchswinkel"	4376341	5374477	0,92	2,96	5032	22	-24,7	MAMS 17421		7527 Günzburg	30/03/2012
D12/38	H3	436,8	Makrorest Basis Auelehm	S' Gundelfingen	4376409	5374482	2,92	2,98	5326	26	-31,3	MAMS 15276		7527 Günzburg	26/04/2012
D12/15	H4	435,7	Makrorest aus Flusssanden	SW Wildenaufhof	4378619	5374703	1,85	2,20	1677	22	-26,5	MAMS 15272		7528 Burgau	02/03/2012
D12/77	H4	416,1	Makrorest Flusssande	SE Steinheim	4393911	5384757	1,7	1,2	1762	17	-29,0	MAMS 17427		7429 Dillingen Ost	28/09/2012
D14/60	H4	415,2	Makroreste Flusssande	SE Steinheim	4394045	5384749	1,50	0,93	3140	30	-25,8	Beta-379171	Org. Makroreste Flusssande (-1,50 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014
D14/63	H4	417,2	Makroreste Flusssande	NW Leitenberg bei Steinheim	4391787	5384780	1,33	1,28	440	30	-27,4	Beta-379173	Org. Makroreste Flusssande (-1,50 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014
D14/62	H5	413,6	Makroreste Basis Auelehm	SE Steinheim	4395322	5384699	1,10	1,12	111,3	0,4	-24,7	Beta-379172	Org. Makroreste Basis Auenmergel (-1,33 m)	7429 Dillingen Ost	4/04/2014

Labor-Nr.: MAMS und Beta = AMS C14-Labore
cal BP: kalibriert mit Calib Rev 7.0.2 (mCal13), 2 sigma und >95% Wahrscheinlichkeit

Tab. 3: ¹⁴C-Alter organischer Substanzen von im Text genannten ¹⁴C-Datierungen.

Die H6-Terrassenfläche an der Egaumündung bei Steinheim war um 1620 AD in Ausbildung begriffen. In der um 1620 AD entstandenen Karte von Mathes STANG „Donaustrom von Faimingen bis Donaumünster-Erlingshofen“ (BAYERISCHES STAATSARCHIV AUGSBURG A9) fließt dort die Donau. Die Lage der Egau, der Egaubrücke und einer Brücke etwas südlich über das heutige Alterwasser am Sportplatz von Steinheim, die in den Uraufnahmen von 1823 AD noch eingezeichnet ist, sind dabei sehr gute Orientierungspunkte.

Wie bereits ausgeführt, kann die H7 zweigeteilt werden, in eine jüngere erst durch die zwischen 1812 und 1864 AD durchgeführten flussbaulichen Korrekturen entstandene und dadurch großflächig ausgebildete H7b-Terrasse und eine ältere H7a-Terrasse, die etwa ab Mitte des 18. Jahrhunderts 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 Niedermoortorf

Holozän

Ausgedehnte Niedermoore sind im Blattgebiet heute nicht mehr zu finden. Bereits seit Beginn der Donaukorrekturen um 1806 wurde der Grundwasserspiegel sukzessive tiefer gelegt. Bereits ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und schwerpunktmäßig in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde ein weit geflochtenes Netz von Entwässerungsgräben angelegt, um Torfstich zu ermöglichen und landwirtschaftliche Fläche zu gewinnen. Dementsprechend bedecken meist zersetzte Niedermoortorfe in geringer Mächtigkeit nur

noch kleinere Areale auf der hochglazialen Niederterrasse (NT1). Sie sind am nordöstlichen Blattrand anzutreffen und meist an tiefere Flussrinnen gebunden. Insgesamt erreichen die Niedermoortorfe im Blattgebiet eine Ausdehnung von knapp 60 ha.

Mächtigkeit: Nach Sondierungen beträgt die Mächtigkeit der Torfe wegen der starken Zersetzung nur noch wenige Dezimeter. Im Randbereich der Moorflächen dünnen sie zudem stark aus.

Lithologie: Niedermoortorf entsteht aus abgestorbenem Pflanzenmaterial, das bei hohem Grundwasserstand nur wenig zersetzt wird. Die Pflanzenreste sind im frischen Torf noch gut erkennbar. Der Anteil der organischen Substanz liegt anders als bei Anmoor bei über 30%.

Alter: Die hier vorkommenden Torfvorkommen sind wahrscheinlich holozänen Alters. Wegen des künstlich abgesenkten Grundwasserspiegels zersetzen sie sich jedoch vielerorts.

Aufschlüsse: Im Bereich des Niedermoortorfs liegen keine Aufschlüsse vor.

3.1.3.5 Anmoor

Holozän

Im Blattgebiet treten anmoorige Einheiten in der Regel im Randsenkenbereich der hochglazialen NT1 und dort schwerpunktmäßig als Rinnenfüllungen auf. Große Areale sind dabei zwischen Eppisburg und Binswangen und weiter talabwärts nördlich von Binswangen anzutreffen. Kleinere Anmoorflächen sind auch auf der spätglazialen NT2 vertreten. Viele Anmoorgebiete sind auf älteren Aufnahmen noch als Niedermoor ausgeschieden.

Mächtigkeit: Nach Bohrungen beträgt die Mächtigkeit der Anmoore zwischen 0,2 und 0,9 Dezimeter.

Lithologie: Anmoor entsteht durch den unvollständigen Abbau organischer Substanz. Entsprechende Bodenhorizonte enthalten 15-30% organisches Material und besitzen eine braunschwarze bis schwarze Farbe.

Alter: Die im Blattgebiet vorkommenden Anmoorgebiete sind wahrscheinlich holozäner Genese.

Aufschlüsse: In den anmoorigen Bereichen existierten zum Zeitpunkt der Kartierungen keine Aufschlüsse.

3.1.3.6 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 Umgestaltungen, z.B. durch Verkehrswegebau, Dammbauten oder Siedlungstätigkeit, lassen sich aus den topographischen Signaturen ableiten.

3.1.3.7 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.

Mächtigkeit, Lithologie und Fazies: Die feinklastischen, selten torfigen und/oder anmoorigen Sedimentfüllungen sind meist mehrere Meter mächtig. Im basalen Bereich sind oft sandstreifige Hochflutsedimente („Aurinnensedimente“) verbreitet, die zum Hangenden hin meistens in stark kalkhaltige Auelehme (Auenmergel) übergehen. Die morphologische Form inklusive die überwiegend feinklastischen Sedimentfüllungen repräsentieren das ehemalige Flussbett einer mäandrierenden Donau. Es 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 Mäanderterrasse liefert (u.a. SCHELLMANN 1990; ders. 2010).

4. Quartärbasiskarte

Die Quartärbasiskarte (Beilage 4) basiert auf Schichtenverzeichnissen von Bohrungen aus dem Bodeninformationssystem (BIS) des Bayerischen Landesamtes für Umwelt und vom Wasserwirtschaftsamt Donauwörth und Krumbach. 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 Donauniederung 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 Donauniederung auf. Die Kiesbasen der dort verbreiteten hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen und der früh- bis mittelwürmzeitlichen Übergangsterrasse liegen in einer ähnlichen Tiefenlage. Eine meist mehrere Meter höhere Lage der sandig-kiesigen Quartärbasis besitzt die nördlich der Donau erhaltene Dillinger Hochterrasse. Daher streichen zwischen Dillingen und Steinheim im unteren Steilhang des Hochterrassenabfalls zur Donauaue hin wasserstauernde Molasseschichten mit einigen Schichtquellen aus.

5. Geologische Aufschlüsse

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

A1: Hausaufschluss am nordnordwestlichen Ortsrand von Eppisburg; nach Auskunft des Hausbesitzers wurde die Kiesoberkante in einem Schurf bei 5,5 m unter Flur erreicht.

Lage: R 43 93 660, H 53 77 128; Ansatzhöhe 426,5 m ü. NN.

Geologisches Profil Do13/1 (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2013: Abb. 3):

Quartär, Würm

Löß

- 0,50 m Oberboden (Ap), Lehm, schluffig, feinsandig, humos, dunkelbraun, entkalkt
- 1,10 m Tonangereicherter Unterboden (Bt), Lehm, schluffig, Toncutanen auf den Bodenaggregaten, rötlichbraun, entkalkt
- 1,45 m Lehm, schluffig, gelbbraun mit hellgrauen und rostigen Bändern eines schwachen Naßbodens (kryoturbat verzogen), sehr stark kalkhaltig
- 1,90 m Schluff, feinsandig, lehmig, gelbbraun und zentimeterstarke Lagen aus Feinsand, schwach mittelsandig, lehmig, rötlichbraun, sehr stark kalkhaltig
- 2,30 m Wechsellagerung aus Feinsand, schwach schluffig, hellgrau und Schluff, feinsandig, schwach lehmig, rötlichbraun, sehr stark kalkhaltig

(= Aufschlusshöhe)

A2: Kiesgrube „Rohr“, NW' Riedschreinerhof, Abbau weitgehend eingestellt.

Lage: R 43 97 412, H 53 85 225; Ansatzhöhe 412,3 m ü. NN.

Geologisches Profil Do12/18 (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2012: Abb. 5):

ca. 0,15 bis 0,20 m Oberboden abgeschoben

Quartär, Spätwürm bis Holozän

Pechanmoor auf Hochflutsedimenten

- 0,10 m Oberboden (Ap), Lehm, schwach feinsandig, humos, dunkelbraun, kalkhaltig
- 0,30 m Lehm, tonig, Subpolyedergefüge, stark humos, schwarz (Pechanmoor), einzelne Holzkohlefragmente (1 bis 2 cm), entkalkt
- 0,52 m Lehm, feinsandig, hellgrau, roststreifig (Go), stark kalkhaltig
- 0,70 m Lehm, feinsandig, hellgrau, oben stark roststreifig (Gro), sehr stark kalkhaltig

Quartär, Spätwürm

Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 3 (NT3)

- 0,90 m Mittelkies, schwach grobkiesig, mittelsandig, zahlreiche Pflanzenhäcksel (Wurzelfilz?); Schotteranwitterungshorizont (Cv): zahlreiche Sandsteine durchgewittert, Kalksteine besitzen kreidige Verwitterungsrinde, stark kalkhaltig

(= Aufschlusshöhe)

A3: Kiesgrube „Schnell“ südlich vom Riedschreinerhof an der Landstraße St2212.

Lage: R 43 98 645, H 53 82 549, Oberfläche: ca. 414 m ü. NN

Grundwasserspiegel: ca. 1 bis 1,1 m unter Flur.

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014):

- Quartär, Spätwürm bis Holozän*
Hochflutlehm
- 0,50/0,60 m Lehm, feinsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
Quartär, Würm-Hochglazial
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 1 (NT1)
- 1,10 m horizontal geschichteter, kalkalpiner Donauschotter mit braunen Jura-Hornsteinen, Radiolariten, weißen Malmkalken, Quarzen und Lyditen
(= Aufschlusshöhe)

A4: Neue Kiesgrube „Skibowski“, südöstlich von Fristingen, östlich der Flur „Beim Hursch“.

Lage: R 43 95 403, H 53 79 437, Oberfläche: ca. 419,6 m ü. NN

Geologisches Profil (Aufnahme, Deutung: SCHELLMANN 2014):

- Quartär, Spätwürm bis Holozän*
Hochflutlehm
- 0,70/0,80 m Lehm, feinsandig, hellgrau, stark kalkhaltig
Quartär, Würm-Hochglazial
Schmelzwasserschotter der Niederterrasse 1 (NT1)
- 1,30 m horizontal geschichteter, kalkalpiner Donauschotter
(= 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 Bodeninformationssystem (BIS, www.bis.bayern.de). Dort sind jeweils unter Beachtung des Datenschutzes ggf. zusätzliche Informationen erhältlich. Der Zweck der Bohrung ist aus datenschutzrechtlichen Gründen nicht erwähnt.

B1 [7429BG015060]:

Lage: R 43 90 540, H 53 84 050; Ansatzhöhe: 419,07 m ü. NN.

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

- Quartär, Spätes Atlantikum/Subboreal und jünger*
Paläomäanderfüllung
- 5,60 m Schluff, sandig bis schwach sandig
Quartär, spätes Atlantikum/Subboreal
Donaukiese der H3-Terrasse
- 5,80 m Kies, sandig, schluffig
Tertiär
Oberer Brackwassermolasse ? (OBM ?)
Kirchberger Schichten ?
- 6,50 m Schluff, sandig, graugrün
(= Endteufe)

B2 [7429_95]

Lage: R 43 90 924, H 53 84 050; Ansatzhöhe: 424,26 m ü. NN.

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

- Quartär*
Hochflutsedimente, Würm-Spätglazial
- 1,50 m Schluff, sandig bis schwach sandig, basal kiesig
Donaukiese, NT1, Würm-Hochglazial
 - 10,90 m Kies, sandig
Tertiär, Molasse
 - 14,00 m Schluff, tonig und Ton, schluffig, grau
 - 17,50 m Schluff, tonig, sandig, grauschwarz
- = (Endteufe)

B3 [7429 Holzheim B3]:

Lage: R 43 91 393, H 53 76 197; Ansatzhöhe: 431 m ü. NN.

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

- Quartär*
Künstliche Auffüllung
- 0,20 m Kies
 - 0,50 m Sand
Lößdeckschichten, Würm
 - 3,80 m Schluff, oben sehr schwach sandig
Donausande und -kiese, ÜT, Früh- bis Mittel-Würm
 - 6,40 m Mittelsand
 - 11,30 m Grob- und Mittelkiese
Tertiär, Molasse
 - 12,30 m Sand, tonig, torfig, graugrün
 - 14,00 m Schluff, tonig und Ton, schluffig, grau
 - 17,50 m Schluff, tonig, sandig, grauschwarz
- = (Endteufe)

B4 [7429 Dill Autohaus GWM1]:

Lage: R 43 90 271, H 53 84 182; Ansatzhöhe: 431,73 m ü. NN.

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

- Quartär*
Künstliche Auffüllung
- 0,50 m Asphalt
Lößdeckschichten, Würm
 - 1,85 m Schluff, feinsandig
Donaukiese, Dillinger Hochterrasse, Riß
 - 8,60 m Kies, sandig, zum Teil schluffig und steinig mit einzelnen Sandlagen
Tertiär, Molasse
 - 12,00 m Feinsand, schluffig, grau
- = (Endteufe)

B5 [BIS 7429BG000054]

Lage: R 43 99 090, H 53 81 030; Ansatzhöhe: 416,13 m ü. NN.

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

- Quartär*
Donaukiese, NT1
- 7,30 m Fein- bis Mittelkies, sandig
Tertiär, Molasse
Oberer Süßwassermolasse (OSM)

- Limnische Untere Serie*
 – 40,50 m Ton und Feinsand, tonig, grau
Limnische Untere Serie und Kirchberger Schichten
 – 56,10 m Ton, grau
Grimmfinger Schichten
 – 75,30 m Feinsand und Grobsand, grau, unten Feinkies und Grobsand
Untere Süßwassermolasse (USM)
 – 168,90 m Ton und Ton, sandig sowie Sand, tonig und Ton, grau bis braun
Weißjura (Malm)
 – 203,00 m Kalkstein, grau bis grauweiß
 = (Endteufe)

Literatur

- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Aufl., 483 S.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000., 4. Aufl.: 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (1997): Das Altriß (Zungenriß, Altriß) und die Verhältnisse nördlich des Donaurieds (Zgl. Gundelfingen). – In: BIBUS, E. & KLÖSEL, 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.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausgabe; Offenbach am Main.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – Geologica Bavarica, **94**: 83–133; München.
- 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. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**: 7–53; München.
- 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.
- 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.
- 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.
- GÜMBEL, von W. (1894): Geologie von Bayern. Geologische Beschreibung von Bayern. – 1063 S.; Cassel.
- 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.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – Geol. Jb., **E 25**; Hannover.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JUNG, D. & HAGMEIER, M. (2013): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7329 Höchstädt a.d. Donau mit Erläuterungen. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KERN-KERNRIED, R. (1874): Correktion der Donau im Regierungs-Bezirk 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.
- 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.
- 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.
- RIEDL, A. v. (1806): Stromatlas von Bayern. – München.
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – Bd. 1: 403 S., Bd. 2: 671 S.; 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. Schr., **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.

- SCHELLMANN, 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.
- SCHELLMANN, 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).
- SCHELLMANN, G. (in diesem Band): Quartärgeologische Karte 1:25.000 des Donautals auf Blatt 7428 Dillingen West mit Erläuterungen – Kartierungsergebnisse aus den Jahren 2012 bis 2014. – *Bamberger Geographische Schr.*, **SF 13**: 69–187; Bamberg (University Press).
- SCHELLMANN, G. & GEBHARDT, C. (2010): Ein Quartärbasismodell der Donauterrassen zwischen Pfatter und Straubing. – *Bamberger Geographische Schriften*, **24**: 179–187; Bamberg.
- SCHELLMANN, 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.
- SCHEUENPFLUG, L. (1970): Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). – *Geologica Bavarica*, **62**: 177–194; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- SCHEUENPFLUG, 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.
- 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., 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).
- TILLMANN, W. (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. – *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **26**: 99–202; Freiburg i. Breisgau.
- 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.
- 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.

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

- Band 1: HANS BECKER u. HORST KOPP [Hrsg.]
Resultate aktueller Jemen-Forschung - eine Zwischenbilanz. 1978. XII + 150 S.,
zahlr. Abb. u. (z.T. farbige) Photos.
Ladenpreis € 13,55
- Band 2: JOACHIM BURDACK
Entwicklungstendenzen der Raumstruktur in Metropolitan Areas der USA. 1985.
XII + 166 S., mit 45 Abb. und 54 Tab.
Ladenpreis € 17,28
- Band 3: JÖRG JANZEN
Die Nomaden Dhofars/Sultanat Oman. Traditionelle Lebensformen im Wandel.
1980. XXII + 314 S., 71 Abb., 35 Photos, 15 Tab.
Ladenpreis € 26,18
- Band 4: HANS BECKER [Hrsg.]
Kulturgeographische Prozeßforschung in Kanada - eine Bestandsaufnahme junger
Feldforschung. 1982. X + 329 S., reich illustriert.
Ladenpreis € 13,75
- Band 5: HELGA LIEBRICHT
Das Frostklima Islands seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung. 1983. XII
+ 110 S., 22 Tab., 47 Abb. im Text und als Beilage.
Ladenpreis € 15,65
- Band 6: RÜDIGER BEYER
Der ländliche Raum und seine Bewohner. Abgrenzung und Gliederung des
ländlichen Raumes, durchgeführt am Beispiel einer bevölkerungsgeographischen
Untersuchung des Umlandes von Bamberg und Bayreuth. 1986. XVIII + 182 S.,
21 Abb. und 37 Tab. im Text sowie 12 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 20,96
- Band 7: K. GARLEFF; E.M.A. DE VAZQUEZ & H. WAHLE
Geomorphologische Karte 1: 100 000 'La Junta - Agua Nueva,
Mendoza/Argentinien'. Möglichkeiten und Ergebnisse geomorphologischer
Kartierungen und ihre einfarbige Darstellung. (Zweisprachige Ausgabe:
Deutsch/Spanisch). 1989. VII + 100 S., 9 Abb. im Text, 3 Karten als Beilage.
Ladenpreis € 19,22
- Band 8: FRANK SCHÄBITZ
Untersuchungen zum aktuellen Pollenniederschlag und zur holozänen Klima- und
Vegetationsentwicklung in den Anden Nord-Neuquéns, Argentinien. 1989. XII +
132 S., 40 Abb. im Text u. als Beilage, 2 Farbtafeln, 27 Tab.
Ladenpreis € 21,32
- Band 9: MANFRED GABRIEL
Boomstädte: ein prozessualer Stadttyp, erörtert an den Beispielen Fairbanks,
Whitehorse und Yellowknife. 1991. XIV + 208 S., mit 60 Abb. u. 29 Tab.
Ladenpreis € 18,41
- Band 10: HANS BECKER [Hrsg.]
Jüngere Fortschritte der regionalgeographischen Kenntnis über Albanien. Beiträge
des Herbert-Louis-Gedächtnissymposiums. 1991. VII + 184 S., 57 Abb. u. 36 Tab.
im Text u. einer Farbkarte Albanien (Beilage).
Ladenpreis € 13,50

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

- Band 11: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. 1991. VIII + 394 S., mit 110 Abb. im Text u. 5 Beilagen.
Ladenpreis € 22,24
- Band 12: JOACHIM BURDACK
Kleinstädte in den USA. Jüngere Entwicklungen, dargestellt am Beispiel der Upper Great Lakes Area. 1993. XII + 194 S., mit 70 Abb. und 14 Tab.
Ladenpreis € 15,29
- Band 13: THOMAS HÖFNER
Fluvialer Sedimenttransfer in der periglazialen Höhenstufe der Zentralalpen, südliche Hohe Tauern, Osttirol. Bestandsaufnahme und Versuch einer Rekonstruktion der mittel- bis jungholozänen Dynamik. 1993. XI + 125 S., mit 94 Abb. und 13 Tab.
Ladenpreis € 15,24
- Band 14: HARALD STANDL
Der Industrieraum Istanbul. Genese der Standortstrukturen und aktuelle Standortprobleme des verarbeitenden Gewerbes in der türkischen Wirtschaftsmetropole. 1994. XVI + 177 S., mit 37 Tab., 12 Abb. und 15 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,02
- Band 15: KARSTEN GARLEFF u. HELMUT STINGL [Hrsg.]
Landschaftsentwicklung, Paläoökologie und Klimageschichte der Ariden Diagonale Südamerikas im Jungquartär. 1998. VIII + 401 S., mit 129 Abb. und 19 Tab.
Ladenpreis € 23,20
- Band 16: CHRISTIAN KECK
Zeitschnitte durch die Stadtentwicklung von Halberstadt im 19. und 20. Jahrhundert. Fallstudie zur städtebaulichen Kontinuität einer traditionsreichen Mittelstadt des nordöstlichen Vorharzgebietes. 1997. X + 98 S., mit 12 Skizzen und 7 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 18,46
- Band 17: FRANK SCHÄBITZ
Paläoökologische Untersuchungen an geschlossenen Hohlformen in den Trockengebieten Patagoniens. 1999. XVI + 239 S., mit 51 Tab., 85 Abb. und 12 Kartenbeilagen.
Ladenpreis € 27,97
- Band 18: DANIEL GÖLER
Postsozialistische Segregationstendenzen: Sozial- und bevölkerungsgeographische Aspekte von Wanderungen in Mittelstädten der Neuen Länder. Untersucht an den Beispielen Halberstadt und Nordhausen. 1999. XIV + 155 S., mit 5 Tab., 19 Abb. und 41 Karten.
Ladenpreis € 13,91

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von H. Becker, A. Dix, K. Garleff, D. Göler und G. Schellmann

- Band 19: FRANK SCHÄBITZ u. HELGA LIEBRICHT [Hrsg.]
Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Professor Dr. Karsten Garleff. 1999. XXXII + 255 S., mit 19 Tab., 75 Abb. und 22 Photos.
Ladenpreis € 24,54 (vergriffen)
- Band 20: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Von der Nordseeküste bis Neuseeland. Beiträge zur 19. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ vom 24. – 27. Mai 2001 in Bamberg. 2001. VIII + 299 S., mit 19 Tab., 136 Abb. und 15 Photos.
Ladenpreis € 21,88
- Band 21: CHRISTIAN FIEDLER
Telematik im ländlichen Raum Bayerns. Möglichkeiten und Grenzen zur Minderung von Standortnachteilen. 2002. XIV + 170 S., mit 29 Abb. und 18. Tab.
Ladenpreis € 17,60
- Band 22: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002 – 2007, Teil I: Holozäne Meeresspiegelschwankungen – ESR-Datierungen aragonitischer Muschelschalen – Paläotsunamis. 2007. VIII + 199 S., mit 26 Tab., 56 Abb. und 10 Photos.
Ladenpreis € 22,50
- Band 23: CHRISTOPH BAUMANN
Die albanische „Transformationsregion“ Gjirokastra. Strukturwandel im 20. Jahrhundert, räumliche Trends und Handlungsmuster im ruralen Raum. 2008. XVI + 306 S., mit 45 Abb., 10 Tab., 60 Fotos und 24 Karten.
Ladenpreis € 25,40
- Band 24: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2002-2008, Teil II: Studien zur quartären Talgeschichte von Donau und Lech. 2010. VIII + 241 S., mit 22 Tab., 78 Abb. und 8 Photos.
Ladenpreis € 43,75
- Band 25: JASMIN KÜSPERT
Kunsteinrichtungen im ländlichen Raum. Geographische Aspekte künstlerischer Einrichtungen abseits ihrer kernstädtischen Traditionsstandorte. 2011. XIV + 316 S., mit 51 Abb. und 7 Tab.
Ladenpreis € 29,90

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

(ISSN 0344-6557)

Herausgegeben von A. Dix, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

Band 26: HOLGER LEHMEIER

Warum immer Tourismus? Isomorphe Strategien in der Regionalentwicklung. 2015. XVI + 310 S., mit 16 Tab., 25 Abb. ISBN 978-3-86309-306-8
Ladenpreis € 21,50

Band 27: MATTHIAS BICKERT

Welterbestädte Südosteuropas im Spannungsfeld von Cultural Governance und lokaler Zivilgesellschaft. Untersucht am Beispiel Gjirokastra (Albanien). 2015. XX + 363 S., mit 19 Tab., 84 Abb. und 5 Karten. ISBN 978-3-86309-300-6
Ladenpreis € 21,00

Band 28: ANDREAS WINKLER

Räumliche Differenzierung und lokale Entwicklung. Divergente Transformationspfade am Beispiel serbischer Kommunen. 2015. XV + 337 S., mit 36 Tab., 48 Abb. ISBN 978-3-86309-318-1
Ladenpreis € 23,50

Verlag: University of Bamberg Press · Bamberg · Bezug durch den Buchhandel und direkt

BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

SONDERFOLGE

(ISSN 0175-3894)

Herausgegeben von H. Becker, K. Garleff und W. Krings

Nr. 1: GÜNTER TIGGESBÄUMKER

Die Altkartenbestände der Staatlichen Bibliothek Ansbach - handgezeichnete und gedruckte Karten und Pläne des 16. bis 19. Jahrhunderts. 1983. VIII + 164 S., mit 35 z.T. farbigen Abb.

Ladenpreis € 15,03

Nr. 2: HANS BECKER u. JOACHIM BURDACK

Amerikaner in Bamberg. Eine ethnische Minorität zwischen Segregation und Integration. 1987. XVI + 190 S., mit 12 Karten und 19 Abb.

Ladenpreis € 19,74

Nr. 3: Vergangene jüdische Lebenswelten im Bamberger Raum: ländliche Armutsinseln - städtisches Villenviertel. Mit Beiträgen von KARL-HEINZ-MISTELE und VOLKMAR EIDLOTH. 1988. VIII + 154 S., mit 12 Kartenbeilagen und 65 Abb.

Ladenpreis € 14,57

Nr. 4: JÜRGEN KRIPPNER

Folgen des Verlustes von verordneter Zentralität in kleinen Versorgungsorten des ländlichen Raumes. Eine Bilanz der Kreisgebietsreform in Bayern an Beispielen aus Franken. 1993. XVI + 149 S., mit 10 Abb. und 39 Tab.

Ladenpreis € 15,29

Nr. 5: KARSTEN GARLEFF u. PETER KRISL

Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte. Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten. 1997. XVI + 256 S., mit 80 Abb. und Kartenbeilagen.

Ladenpreis € 34,41

Nr. 6: HANS BECKER [Hrsg.]

Beiträge zur Landeskunde Oberfrankens. Festschrift zum 65. Geburtstag von Bezirkstagspräsidenten Edgar Sitzmann. 2000. XXVI + 263 S., mit 42 Abb. und 15 Tab.

Ladenpreis € 21,47

Nr. 7: HANS BECKER u. INGOLF ERICSSON [Hrsg.]

Mittelalterliche Wüstungen im Steigerwald. Bericht über ein Symposium des Zentrums für Mittelalterstudien der Otto-Friedrich-Universität Bamberg am 3. Februar 2001. 2004. VII + 140 S., mit 36 Abb. und 5 Tab.

Ladenpreis € 15,10

Nr. 8: TANJA ROPPELT

Innerstädtische Viertelbindungen in Mittelstädten. Das Beispiel Bamberg. 2002. XIV + 211 S., mit 32 Karten, 26 Abb. und 28 Tab.

Ladenpreis € 20,00

Selbstverlag des Instituts für Geographie an der Universität Bamberg · Bamberg
Bezug durch den Buchhandel

**BAMBERGER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN
SONDERFOLGE**

(ISSN 0175-3894)

Herausgegeben von A. Dix, D. Göler, M. Redepenning und G. Schellmann

- Nr. 9: PATRICK SCHIELEIN
Jungquartäre Flussgeschichte des Lechs unterhalb von Augsburg und der angrenzenden Donau. 2012. XI + 134 S., mit 44 Abb. und 9 Tab.
Ladenpreis € 21,00
- Nr. 10: BENJAMIN GESSLEIN
Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Hohenfurch und Kissing unter Verwendung hochauflösender Airborne-LiDAR-Daten. 2012. IX + 149 S., mit 69 Abb. und 8 Tab.
Ladenpreis € 27,50
- Nr. 11: JOCHEN HOFMANN
Obstlandschaften 1500 - 1800. Historische Geographie des Konsums, Anbaus und Handels von Obst in der Frühen Neuzeit. 2014. 569 S., mit 20 Abb. und 69 Tab.
Ladenpreis € 29,50
- Nr. 12: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2008 - 2015, Teil III: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Lech-, Wertach- und Schmuttertal. 2016. VII + 356 S., mit 76 Abb., 28 Tab., 32 Fotos, 14 Karten, 9 Beilagen-Abb. und 6 Beilagen-Tab.
Ladenpreis € 36,00
- Nr. 13: GERHARD SCHELLMANN [Hrsg.]
Bamberger physisch-geographische Studien 2012 - 2014, Teil IV: Geomorphologisch-quartärgeologische Kartierungen im bayerischen Donautal zwischen Sontheim und Dillingen. 2017. V + 237 S., mit 73 Abb., 14 Tab., 27 Fotos, 3 Karten, 13 Beilagen-Abb. und 6 Beilagen-Tab.
Ladenpreis € 34,00
-

Verlag: University of Bamberg Press · Bamberg · Bezug durch den Buchhandel und direkt



University
of Bamberg
Press

Der vorliegende Band ist der vierte Teil einer Reihe physisch-geographischer Arbeiten, die in den Jahren 2012 bis 2014 am Bamberger Lehrstuhl für physische Geographie und Landschaftskunde in Zusammenarbeit mit dem Bayerischen Geologischen Dienst des Landesamtes für Umwelt (LfU) entstanden sind. Dabei handelt es sich um quartärgeologische Kartierungen des Donautals zwischen Sontheim an der Brenz und Dillingen.



eISBN: 978-3-86309-514-7



www.uni-bamberg.de/ubp